

УДК 553.21/24:553.261

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2021 г. В. В. Аристов^{a, b, *}, А. В. Григорьева^a, Ю. С. Савчук^a, Н. В. Сидорова^a, В. А. Сидоров^c

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

^bИнститут геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

^cОАО “Золоторудная компания Павлик”, Магадан, Россия

*e-mail: rstvvv@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.07.2018 г.

После доработки 09.06.2020 г.

Принята к публикации 15.06.2020 г.

Соотношения жильных, рудных минералов с самородным золотом, форма и размер частиц самородного золота, особенности их поверхности, вариации химического состава, а также наличие и распределение в них примесей и включений позволяют высказывать достаточно обоснованные предположения о рудообразующих средах и составе, фазовом состоянии и некоторых других параметрах рудообразующих флюидов, из которых осаждалось самородное золото. Если этих данных недостаточно для полноценного суждения о процессах рудообразования, то их можно использовать в качестве ограничения разнообразных генетических спекуляций. Были изучены некоторые типоморфные признаки самородного золота одного из крупнейших орогенных месторождений золота на Северо-Востоке России. Получены новые данные о гранулометрическом и химическом составе самородного золота и содержания золота в сульфидах месторождения Павлик. Оптические и СЭМ-изображения были использованы для определения текстуры руды, морфологии и внутренней структуры самородного золота, золотосодержащего пирита и арсенопирита. Методы ICP-MS, ЭДС, РСМА были использованы для оценки состава зерен золота, ЕРМА и LA-ICP-MS использовались для качественной и количественной характеристики золотосодержащих зерен пирита и арсенопирита. Было установлено, что на месторождении Павлик широко распространено микроскопическое (мелкодисперсное ($>0.0005-0.01$), пылевидное ($>0.01-0.05$), тонкое ($>0.05-0.1$)) (пик крупности на 0.075 мм) и видимое (очень мелкое ($>0.1-0.25$)) и мелкое ($>0.25-1.00$)) (пики крупности при 0.25 , 0.55 и 0.85 мм) самородное золото в ассоциации со сфалеритом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, кварцем, карбонатами, альбитом, серицитом. Частицы золота со средним размером 0.3 мм преобладают по весу. Сопоставление гранулометрических данных с технологическими свойствами руд и с результатами добычи в Омчакском рудно-россыпном районе позволило установить, что на долю пылевидного и мелкодисперсного классов крупности приходится не менее $15-20\%$ массы золота на месторождении. ICP-MS анализ валовой пробы монофракции самородного золота, которая включала в себя зерна самородного золота из разных частей месторождения, показал, что в состав монофракции входят примеси Fe, Hg, As, Zn, Cu, Pb. Средняя пробность золота составила 806 с дополнительными частотными пиками 775 , 855 и 985 (определения ЕРМА). Неоднородность самородного золота обусловлена перераспределением серебра во время поздних событий деформации и, в меньшей степени, удалением серебра из золота в зоне окисления руд. Включения в золоте представлены микрополостями, дисперсными фрагментами вмещающих метасоматитов и кристаллами или фрагментами кристаллов калиевого полевого шпата, альбита, анкерит-доломита, арсенопирита. Низкое содержание золота в пирите и арсенопирите при высоком (до 287 г/т) содержании золота в мышьяковистом пирите и соотношения молярных количеств золота и мышьяка в мышьяковистом пирите могут указывать на то, что золото связано в кристаллической структуре сульфидов. Взаимосвязь между самородным золотом и жильными и рудными минералами, особенности самородного золота, а также закономерности распределения золота в пирите и арсенопирите не противоречат предположению о том, что осаждение самородного золота происходило на одной стадии минерализации в различающемся субстрате: 1) в межзерновом (кварц-карбонатные метасоматиты), 2) в интэрстициальном пространстве (в арсенопирите и карбонатах), 3) в микротрещинах во вмещающих минералах. Очевидно, что осаждение самородного золота представляет собой самостоятельный процесс, происходящий на фоне метаморфогенной (кварц-карбонатные жилы) и магматически-метаморфогенной (вкрапленность пирита и арсенопирита) минерализации. На основе сравнения самородного золота рудных и россыпных объектов Омчакского рудно-россыпного района предложены способы использования типоморфных особенностей самородного золота для поиска источ-

ников россыпей. Представляется, что перспективными для установления источников золота и реконструкции условий его кристаллизации являются различные включения в самородном золоте с пористой поверхностью.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омчакский рудно-россыпной район, месторождение Павлик, орогенные месторождения золота, золото-кварцевые рудные объекты, типоморфизм самородного золота, рудообразование, поиски золоторудных месторождений

DOI: 10.31857/S0016777021010020

ВВЕДЕНИЕ

К орогенным месторождениям золота (orogenic Au deposits) (мезотермальным, жильным) в настоящее время относят семейство минеральных скоплений (family of mineral deposits), сформировавшихся при тектонических событиях на конвергентных границах тектонических плит (Goldfarb et al., 2005). Согласно подсчетам (Phillips, 2013), эти месторождения и сопровождающие их россыпи (исключая Виттватерсранд) обеспечили около 45% мировой добычи Au. Образование орогенных месторождений происходило на протяжении всей геологической истории Земли, а их максимальное количество сосредоточено в пределах позднеархейских кратонов, палеопротерозойских мобильных поясов, а также в фанерозойских орогенных складчатых и надвиговых поясах (Goldfarb et al., 2001). Разнообразные рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях, отвечающих верхне-среднекоревым температурам и давлению (200–650°C и 1–5 кбар) (Groves, 1993; Tomkins, Grundy, 2009; Бортников, 2006; Бортников и др., 1998, 2004, 2007). Орогенные месторождения формируются в обстановке сжатия, в пределах крупных сдвиговых зон (Groves et al., 2003). Флюиды перемещаются вдоль кливажных зон, развитых послыно (внутриформационные разрывные трещины), и вдоль субвертикальных региональных разрывных структур, в моменты крупных сейсмических событий и/или при резком повышении гидростатического давления (Cox, 2005).

Как показано в недавних обзорах, посвященных орогенным месторождениям золота (Goldfarb et al., 2005, Goldfarb, Groves 2015), длительная дискуссия о генезисе этих месторождений далека от завершения. Авторы обзоров связывают это с тем, что орогенные месторождения золота образуются на глубинах земной коры от 3 до 15 км и крупные объекты моложе 50 млн лет не выведены на поверхность, из-за этого источники флюидов не могут быть изучены напрямую. Различные процессы в пределах или около областей отложения золота затрудняют реконструкцию исходного химического состава рудного флюида. Протяженные пути движения флюидного потока делают интерпретацию данных, полученных при изучении флюидных включений (ФВ) и проведении изотопных исследований, неоднозначной. Кроме того,

формирование орогенных месторождений золота охватывает исключительно длительный временной интервал, на котором происходили основные изменения теплового состояния Земли, ее тектонических режимов, режимов гидросферы и атмосферы.

Приведя для сравнения данные 30-летней давности (Kerrick, 1991) и (Nesbitt, 1991), авторы обзора (Goldfarb, Groves, 2015) показали, что за истекшее время удалось собрать достоверные аргументы против гипотезы об участии в рудообразовании метеорных вод и об отсутствии генетической связи золотой минерализации с ореолами развития лампрофирового магматизма. Основными геолого-генетическими моделями образования месторождений в качестве источников флюидов рассматриваются различные магмы (магматогенно-гидротермальная), вулканогенно-осадочные толщи при их метаморфической (метаморфогенная модель) или метагенетической (латераль-секреционная модель) дегидратации, вулканическая деятельность, синхронная с осадконакоплением (гидротермально-осадочная модель), и, наконец, гипотеза о мантийных источниках некоторой части флюидов (Goldfarb, Groves 2015 и библиография там же). В последние годы идея о преобладании метаморфогенных флюидов, извлекаемых при дегидратации осадочного чехла и базальтов погружающейся океанической плиты, приобрела доминирующее положение. Новые доказательства получены недавно В.Ю. Прокофьевым с соавторами (Prokofiev et al., 2020). В керне Кольской скважины, на глубинах от 9 до 11 км, в золотоносных кварцевых жилах, сформированных при протерозойском регрессивном метаморфизме архейских двуслюдяных сланцев и амфиболитов, установлены высокозолотоносные флюидные включения. Золото содержится во флюидных включениях в виде наночастиц. Источником золота и источником самого флюида, очевидно, являются внешние источники (например, субдуцировавшая в протерозое океаническая кора), которые дегидратируются в условиях амфиболитовой фации. Гипотеза об участии магматогенного и метаморфогенного флюида в образовании орогенных (мезотермальных) месторождений развивается в ИГЕМ РАН (Бортников 2006; Бортников и др, 1998, 2004; Vikent'eva et al., 2017).

В отечественных рудно-формационных классификациях, основанных на сопоставлении определенных геологических условий нахождения месторождений с составом продуктивных минеральных ассоциаций (например, Константинов и др., 2000; Пространственные..., 2002; Сафонов, 2010), наиболее близко к орогенным месторождениям золота в фанерозойских орогенных складчатых и надвиговых поясах находятся месторождения золото-кварцевой и золото(мышьяковисто)-сульфидной рудных формаций. Одной из наиболее крупных золоторудных провинций РФ, в которых развиты такие месторождения, является Яно-Колымская золотоносная провинция (ЯКЗП), отвечающая в тектоническом плане восточной части мезозойской Яно-Колымской складчатой области (складчато-надвигового пояса). Из рудных и, в основном, россыпных месторождений этого пояса за 90 лет отработки добыто почти 4000 т золота (по данным Б.К. Михайлова с соавторами (2007), с добавлением средней ежегодной добычи около 20 т). Большинство современных исследователей вслед за обобщающей работой советских и американских геологов (Metallogenesis..., 2005) относят золоторудные объекты, являющиеся источниками основной части россыпей, к типичным орогенным месторождениям золота в терригенных комплексах (Voroshin et al, 2014).

Помимо геотектонической позиции (тыловая зона складчато-надвигового пояса коллизионного орогена (Аристов, 2019)), особенностей вмещающих пород (терригенные толщи с резко подчиненной ролью вулканогенных и карбонатных отложений (Константиновский, 2009), четкого контроля структурами оперения региональных сдвигов (Шахтыров, 1997) и противоречивых соотношений с гранитоидами (Voroshin et al., 2014; Горячев., 2014), золоторудные объекты в ЯКЗП характеризуются ассоциацией сближенных или частично совмещенных в пространстве:

- зон и областей развития разновозрастных карбонат-серицит-альбит-кварцевых метасоматитов, карбонат-кварцевых прожилков, полосчатых и массивных кварцевых жил (кварцевая зона);

- зон и областей сульфидной (пирит–мышьяковистый пирит–арсенопирит) вкрапленности во вмещающих породах, в некоторых метасоматитах и отдельных кварцевых жилах и прожилках (сульфидная зона);

- зон развития золотой минерализации (от тонкодисперсной до крупных прожилковых выделений) во вмещающих породах, в прожилках и жилах, в сульфидной вкрапленности (золотая зона).

Соотношения кварца (свободного кремнезема) и сульфидов на месторождениях ЯКЗП могут довольно сильно варьировать (от 99:1 до 1:1), но традиционно для этих объектов используется наименование “золото-кварцевые” (Скорняков,

1949). Хотя детальное изучение минерального состава позволило (Гамянин, 2001) выделить полиметаллический (галенит-сфалеритовый), сульфосольный (буланжерит-бурнонитовый) и антимонитовый (бертьерит-антимонитовый) минеральные типы руд, в геохимическом плане руды практически монометаллы. Исключение представляет As, постоянно присутствующий в рудах, но не всегда находящийся в геохимической ассоциации с Au.

Далее в тексте мы будем использовать оба наименования рудных объектов. “Золото-кварцевые” – в тех случаях, когда речь будет идти о конкретных месторождениях ЯКЗП, охарактеризованных выше. Для проведения сравнения с золоторудными объектами других фанерозойских орогенных поясов будет применяться термин “орогенные месторождения золота”.

Для золото-кварцевых рудных объектов ЯКЗП существует две группы предположений об их генезисе: первая не разделяет источники флюидов, из которых образовались минеральные ассоциации кварцевой, сульфидной и золотой зон, а вторая – предусматривает самостоятельный источник золота, в различной степени связанный с источниками других флюидов. В первую группу можно включить:

- ортомагматическую гипотезу, связывавшую эти объекты с дайками, малыми интрузивами, батолитами или очагами гранитоидного магматизма в целом (например, библиография в работе Voroshin et al., 2014);

- метаморфогенную гипотезу (Фирсов, 1985), которая по смыслу оказывается ближе к латераль-секреционной гипотезе (Boyle, 1979), чем к современным гипотезам о метаморфогенных источниках руд орогенных месторождений, поддерживаемым североамериканскими геологами.

Ко второй группе гипотез можно отнести:

- гипотезы, подчеркивающие важность для образования месторождений такого промежуточного источника золота, как вмещающие толщи (Буряк и др., 2002; Сидоров, Томсон, 2000; Константинов, 2009) и в частности: 1) обогащенные дисперсным золотом, перенесенным из древних источников и отложенным на органических и других барьерах (Политов и др., 2008); 2) обогащенные сингенетическими (Кряжев, 2017), диагенетическими (Large, 2007) или контактово-метаморфическими (Тюкова, Ворошин 2007) сульфидами. В качестве последующих событий, вызвавших перераспределение золота, рассматриваются различные термальные и тектонические события (проградационный метаморфизм или внедрение батолитовых интрузий), вызвавшие разрушение сульфидов и миграцию золота в виде наночастиц или в дисульфидных комплексах согласно градиентам температуры и давления;

– модификации магматогенной гипотезы, которые подчеркивают важность магматического переноса и концентрирования рудного вещества, например (Бортников, 2006; Горячев, 1998; Горячев и др., 2008), предполагают, что магматогенный флюид доминирует при рудоотложении, т.е. источники золота и сульфидной серы находятся в глубоко залегающих гранитоидных массивах, а присутствие некоторого количества метаморфогенного флюида объясняется контактовым метаморфизмом вмещающих толщ. Прецизионные исследования сульфидов продуктивных минеральных ассоциаций Неждановского орогенного месторождения золота (Чернышев и др., 2011; Чугаев и др., 2010) позволили доказать присутствие в их составе как “магматического” свинца, так и свинца, заимствованного из терригенных пород;

– золотосодержащий флюид отделяется при мантийной дегазации (Аникеев и др., 1966; Гельман, 1976; Novgorodova M.I. et al., 2004), а остальные флюиды, участвовавшие в образовании жил и прожилков и кварцевой вкрапленности сульфидной зоны, образуются на месте при различных термальных и тектонических событиях, например при погружении осадочных толщ на уровень флюидо- и магмогенерации (Константинов, 2009).

Как отмечается (Goldfarb, Groves 2015), данные, получаемые при изучении ФВ, а также при анализе состава стабильных и радиогенных изотопов и микроэлементного состава руд орогенных месторождений золота, интерпретируются неоднозначно из-за сложной истории образования того материала, который анализируется.

Для золото-кварцевых объектов ЯКЗП причинами неоднозначной интерпретации данных могут являться:

– неоднократное массовое образование идентичных по составу карбонат-кварцевых прожилков и сопровождающих изменений вмещающих пород в кварцевой зоне, из-за чего сложно или почти невозможно определенно сказать, происходят ли какие-то направленные изменения состава рудообразующих флюидов;

– изменчивость морфологических и физико-химических свойств пирита и арсенопирита сульфидной зоны, которые (свойства) не связаны очевидным образом с продуктивностью рудных тел, тем более что генетическая связь сульфидов сульфидной зоны с самородным золотом пока не установлена;

– из-за трудности выявления метасоматических изменений и жильных минералов, связанных непосредственно с образованием продуктивной минеральной ассоциации, соотношения самородного золота с рудными и жильными минералами спорны и могут быть истолкованы различным образом;

– рудные минералы переменного состава, которые обычно рассматриваются как индикаторы физико-химических условий рудоотложения, в пределах золотой зоны отсутствуют или находятся в рудах в незначительном количестве, вариации состава этих минералов свидетельствуют об удивительной однородности среды рудообразования.

Значительная часть золото-кварцевых объектов приурочена к долгоживущим сдвиговым зонам и расположена в области развития активной неотектоники, следовательно, в деформируемом и регенерированном кварце может продолжаться образование вторичных включений, а в подновляемых тектонических зонах – подъем к поверхности галогенов и разнообразных благородных газов, которые также используются для реконструкции условий образования золото-кварцевых объектов.

Разнообразие гипотез указывает и на то, что широкий диапазон используемых минералого-геохимических данных позволяют исследователям с большей или меньшей достоверностью обосновать свою точку зрения. Например, весь массив данных по флюидным включениям и стабильным изотопам относится к образованиям кварцевой зоны. Изотопный состав серы и, в большинстве случаев, свинца определен для минералов сульфидной зоны. А ведь вопрос о синхронности формирования трех зон, а также о количественном соотношении минералообразующих и рудообразующих флюидов остается открытым и, мало того, может существенно повлиять на принятие той или иной генетической и, соответственно, поисковой модели.

Авторы цитируемого обзора (Goldfarb, Groves, 2015) считают, что проблема выбора между моделями, предусматривающими эволюцию одного флюида, и моделями, в которых эволюционирует несколько флюидов, вообще является философской и зависит от личного выбора исследователей. Но, как кажется нам, проблема лежит не в философской плоскости, а в выборе объекта исследования и в строгом ограничении используемых данных. Соответственно, возникает вопрос, типоморфные особенности каких жильных и рудных минералов и какие данные, полученные по ФВ, изотопии и прочими методами, можно использовать для определения условий образования самородного золота и, соответственно, как поисковые признаки золото-кварцевых объектов без дополнительных оговорок?

По нашему мнению, чтобы получить ответ на этот вопрос, необходимо изучить самородное золото. Как показано различными исследователями (Петровская, 1973; Амосов, Васин, 1995; Самородное..., 2015), соотношения самородного золота с вмещающими минералами, его форма, размер выделений, особенности поверхности, вари-

ации химического состава, а также наличие в нем примесей и включений позволяют высказать достаточно обоснованные суждения о параметрах проницаемости рудовмещающей среды, о составе, фазовом состоянии и некоторых *PT*-параметрах рудообразующих флюидов, из которых происходило отложение самородного золота. Если этого и будет недостаточно для полноценных суждений о процессах рудообразования, такие параметры могут быть использованы для ограничения разнообразных генетических спекуляций.

Возможность использования самородного золота с определенными типоморфными признаками для прогнозирования геолого-промышленного типа и масштаба рудных объектов, а также как прямой признак при поисках коренных источников россыпей неоднократно доказана в практике геологических работ. Актуальность выявления и сравнения типоморфных признаков самородного золота на золото-кварцевых объектах ЯКЗП особенно высока из-за повсеместного развития проявлений россыпной золотоносности четвертичных отложений при низкой контрастности и плохо проявленной зональности геохимических ореолов, связанных с оруденением. Морфология, крупность и пробность россыпного золота территории ЯКЗП изучена достаточно хорошо, опубликовано несколько исследований, посвященных обобщению данных, полученных при отработке россыпей (Савва, Прейс, 1990; Амузинский и др., 1992; Москвитин и др., 1997). Наличие самородного золота остается единственным достоверным признаком перспективности поисковых площадей на выявление золото-кварцевых объектов, а вариации морфологии и состава самородного золота в россыпных ореолах или коренных проявлениях на площади дают одну из немногих возможностей установить минералого-геохимическую зональность оруденения, как это показано для территории Яно-Колымской золоторудной провинции, например А.И.Скрябиным (2010). Все эти данные получены по валовым пробам, современные методы аналитических исследований использовались спорадически. Неоднородности и включения в самородном золоте изучены недостаточно. Типоморфные особенности самородного золота коренных месторождений почти не изучены комплексно и систематически, за редкими исключениями (Плутешко и др., 1988; Остапенко и др., 2004; Литвиненко, 2009).

Цель статьи – выявить основные формы нахождения золота, определить некоторые особенности самородного золота на типичном для Яно-Колымской золоторудной провинции золото-кварцевом месторождении Павлик и показать направления использования этих особенностей как при генетических построениях, так и для решения практических задач.

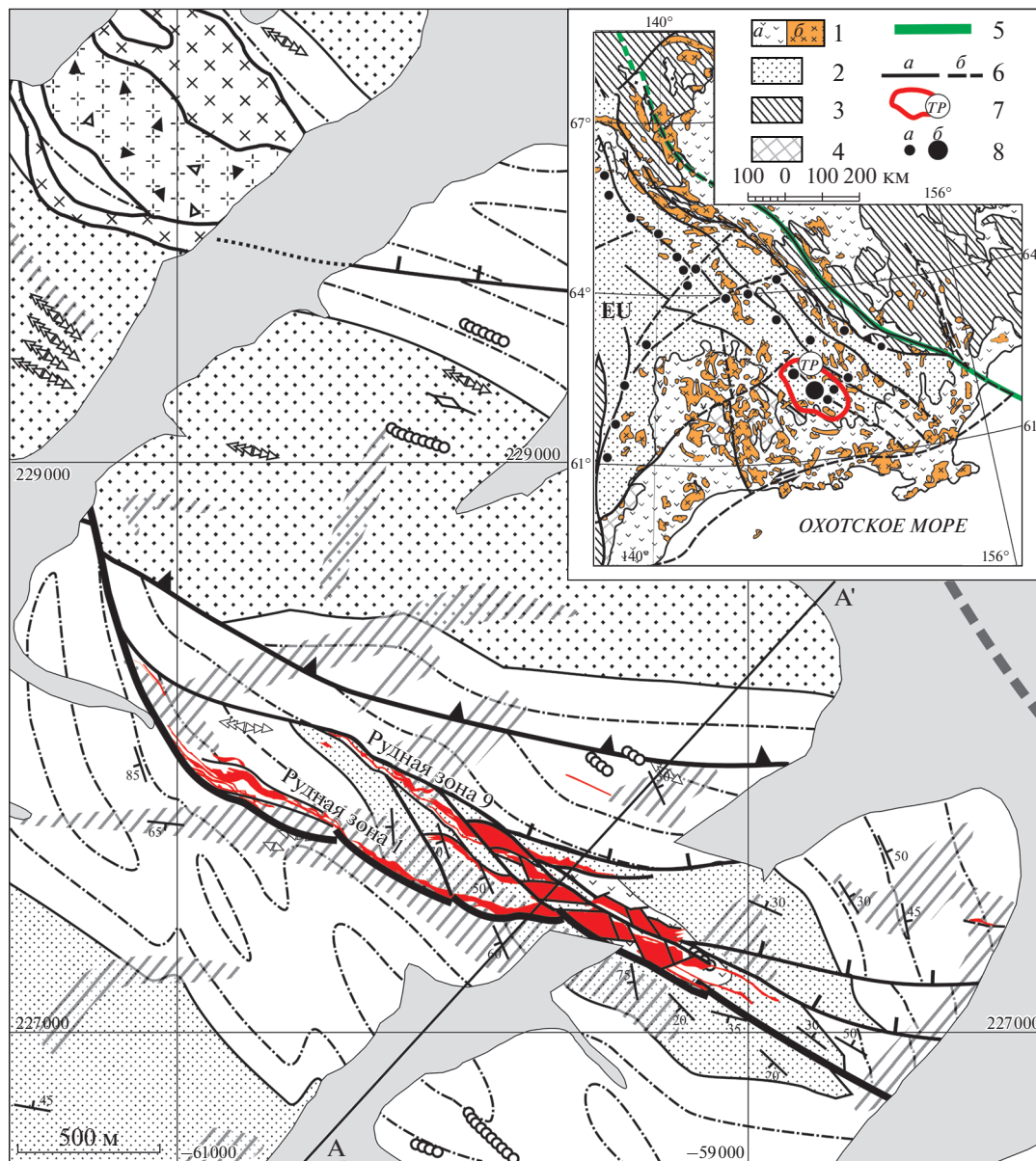
КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ПОЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАВЛИК

Месторождение Павлик расположено в Омчакском рудном районе (фиг. 1, врезка) Тенькинской золоторудной металлогенической зоны. В этой же зоне расположены такие месторождения, как Дегдекан, Родионовское и Наталка (Eremín et al., 1994; Гончаров и др., 2002; Стружков и др., 2006; Горячев и др., 2008). Павлик – одно из крупнейших месторождений золота на СВ России. Запасы золота по категориям C1 + C2 (measured&indicated resources) на 2019 г. составляют около 220 т, а ресурсы по категории P1 (inferred resources) не менее 80 т (по данным АО “Золоторудная компания Павлик” (<https://www.arlan.ru/gold/activities/mineral-resources-base>)).

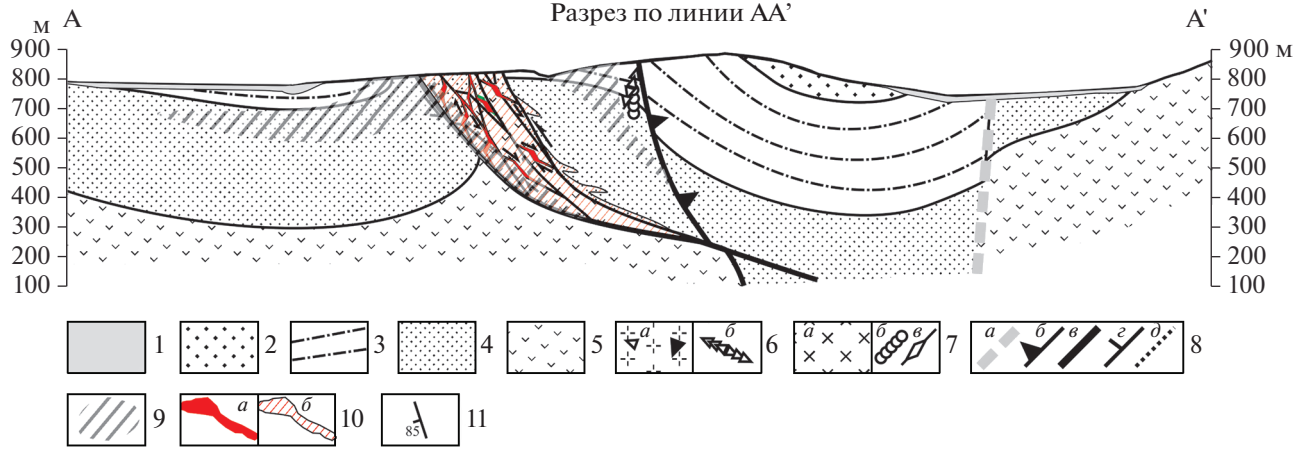
Месторождение открыто геологом Н.А. Асеевым, почти одновременно с месторождением Наталка (Гончаров и др., 2002), однако долгие годы оставалось в тени последнего. После неоднократных работ по оценке и разведке месторождения его освоение началось только в 2008 году и ведется открытым способом по настоящее время (фиг. 2).

Вмещающие пермские терригенные и вулканогенно-терригенные породы представлены флишом переслаиванием аргиллитов и песчаников с прослоями вулканомиктовых гравелитов (диамиктитов). Площадь рудного поля (фиг. 1), за исключением нескольких маломощных (до 1 м) даек среднего состава, амагматична. На СВ периферии рудного поля известен шток Ванин (Сидоров и др., 2010), площадь выходов которого составляет около 1 км². Шток представляет собой сложно построенное тело юрско-раннемеловых диоритов нера-бохапчинского комплекса, прорванное эксплозивными брекчиями с обломками этих же диоритов и золотоносного кварца, сцементированных позднемеловыми риолитами. Сопоставление состава пород штока с составами магматических комплексов, выделенных Б.Ф. Палымским с соавторами (Палымский и др., 2015), позволяет сделать вывод о синорогенном возрасте золоторудной минерализации месторождения Павлик.

В качестве рудоконтролирующей структуры рассматривается крупная тектоническая структура СЗ простирания (Савчук и др., 2018), отвечающая фрагменту зоны Тенькинского разлома (Шахтыров, 1997). Ореолы сульфидной (пирит-арсенопиритовой) вкрапленности и кварцевого и карбонат-кварцевого прожилкования преимущественно сосредоточены в пределах оперяющих разрывов лежачего бока этой структуры и реже наблюдаются вдоль отдельных трещин висячего бока. Промышленная золотоносность выявлена только в структурах лежачего бока. Крутопадающие (70°–75°) в восточном направлении сдвиговые разрывные нарушения представлены зонами



Разрез по линии AA'



Фиг. 1. Геологическое строение рудного поля месторождения Павлик.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2–5 – пермская система, верхний отдел: 2–4 – нерючинская толща: 2 – верхняя подтолща: глинистые сланцы, 3 – средняя подтолща: алевро-глинистые сланцы, песчаники глинистые, диамиктиты, конгломераты, 4 – нижняя подтолща: алевро-глинистые сланцы, песчаники, диамиктиты; 5 – атканская толща, диамиктиты с линзами глинистых песчаников и конгломератов; 6–7 – интрузивные образования: 6 – позднемеловые субвулканические тела эксплозивных риолитов с многочисленными обломками алевролитов, диоритов, кварцевых жил (шток Ванин) (а), дайки (б); 7 – раннемеловые штоки диоритов (а), дайки диоритов (б), дайки лампрофиров (в); 8 – разрывные нарушения: Тенькинский разлом (а), сбросы (б), сдвиги (в), надвиги (г), предполагаемые под чехлом четвертичных отложений (д); 9 – кварцевожилные зоны; 10 – зоны с прожилково-вкрапленной анкерит-кварцевой и пирит-арсенопиритовой минерализацией (рудные зоны): на плане (а), на разрезе (б); 11 – элементы залегания.

На врезке – тектоническая схема восточной части Верхояно-Колымского складчатого пояса (по Аристов, 2019 с упрощениями).

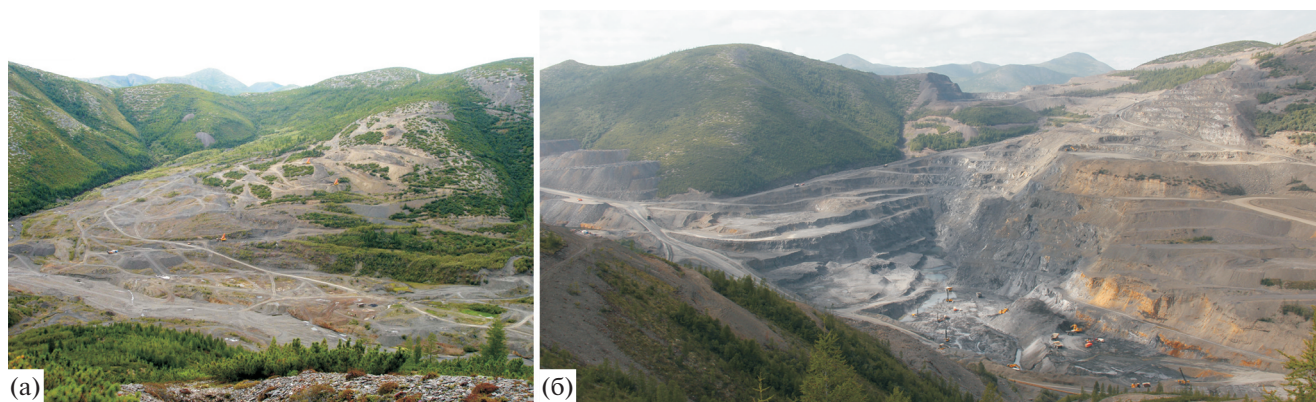
1 – Верхнеюрско-кайнозойские орогенные формации: вулканогенные и терригенные (а), гранитоидные (б); 2 – Верхояно-Колымский осадочный бассейн; 3 – Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа) и Колымо-Омолонский супертеррейн; 4 – Охотский террейн; 5 – современная граница литосферных плит ((NA – Северо-Американская, EU – Евразийская, по Тектоника..., 2001); 6 – системы крупнейших разломов: достоверно установленные (а), предполагаемые (б); 7 – Омчакский рудно-россыпной узел (ТР); 8 – золото-кварцевые месторождения: Наталка и Павлик (а); прочие (б)

дробления и развальцевания, осложнены серией субпараллельных взбросовых и сбросовых оперяющих трещин. Морфология и пространственное положение сопряженных трещин на момент их образования соответствует правосдвиговому парагенезису. Ориентировка борозд скольжения и малоамплитудные смещения вдоль частных разрывных швов позволяют говорить о подновлении ранних сдвигов при левосторонних смещениях.

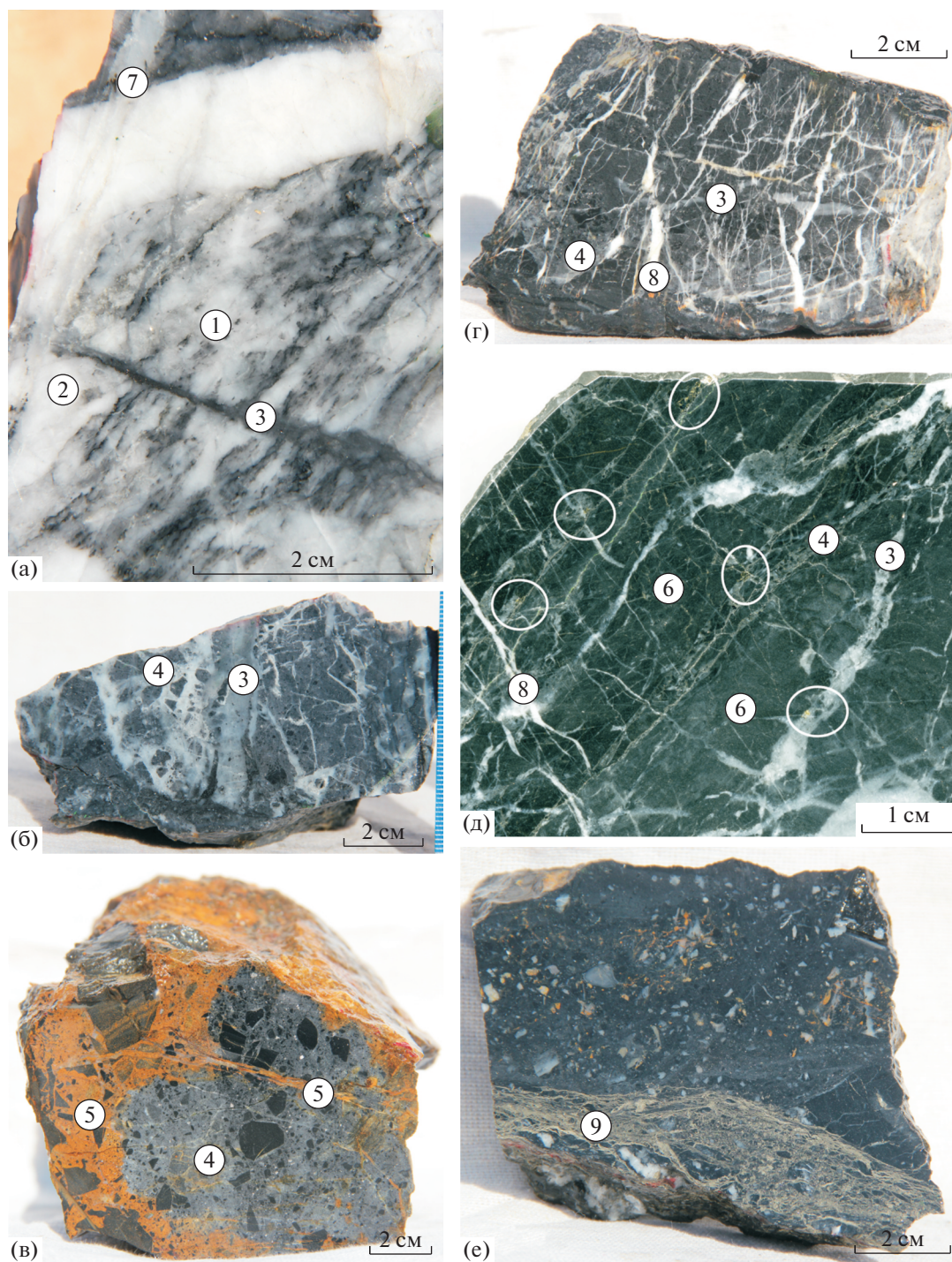
По результатам опробования выделяется несколько линейных рудных зон с северо-западным простиранием 300° и северо-восточным падением под углом $40^\circ-70^\circ$. Рудные минерализованные зоны представляют собой сочетание блоков (от 0.1 до нескольких метров) слабо- и интенсивно метасоматически и тектонически измененных пород с зонами тектонического дробления и милонитизации, содержащими фрагменты будинированных жил, прожилков, гидротермальных брекчий, обломки метасоматитов пирит(арсенопирит)-карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава по алевролитам. Наиболее крупные зоны 1 (крутопадающая) и 9 (относительно пологая) прослежены профилями скважин и подземными горными вы-

работками более чем на 5000 м по простиранию и на 750 м по падению, при ширине от 10 до 300 м. По результатам опробования в пределах рудных зон выделены рудные тела мощностью от 1.5 до 7.0 м. Рудные зоны месторождения Павлик вскрыты карьером и скважинами на глубину более 300 м от поверхности. Среднее содержание золота в руде – 2.61 г/т, в богатых участках – до 10 г/т. Золото-серебряное отношение – 4.35 : 1. Распределение золота неравномерное. Промышленные запасы золота месторождения Павлик составляют 185.9 т (ore reserves 7.12 mln t of ore with average gold grade 2.61 g/t or about 6 mln oz. of gold). Ежегодная добыча колеблется около 6.5 т. Обогащение руд ведется по традиционной технологии извлечения золота: гравитация, флотация и сорбционное выщелачивание (по данным сайта www.arlan.ru).

Руда представляет собой минерализованные зоны дробления в алевролитах с большим количеством вкрапленников пирита, реже арсенопирита и кварцевых, кварц-карбонатных и пирит(арсенопирит)-кварцевых прожилков (фиг. 3). В зоне смятия развиты будины многостадийных кварце-



Фиг. 2. Карьер месторождения Павлик. Вид на северо-запад. а – до отработки на 2008 г., б – на 19.08.2017.



Фиг. 3. Типичные руды месторождения Павлик. а – обр. ПЛК108_1 (Au=0.12г/т).

Ранняя жила кварца с реликтами углистого вещества (1) пересечена прожилком молочно-белого кварца с альбитом (2). Прожилок с серым кварцем и вкрапленностью арсенопирита (3) сечет со смещением (левый сдвиг или взброс) ранние прожилки и, в свою очередь, пересечен прожилком полупрозрачного “халцедоновидного” кварца с пустотками, выполненными гребенчатым кварцем (7). Арсенопирит развивается вдоль сутуровидных швов, выполненных углистым веществом в кварце (1). б – обр. ПЛК108 (Au=8.1 г/т) и в – обр. ПЛК110 (Au=2.6 г/т), взаимоотношения между арсенопирит-кварц-алевролитовыми брекчиями (4), продуктивным серым кварцем с арсенопиритом (3) и кварц-анкеритовыми брекчиями и прожилками (5). г – обр. ПЛК109 (Au=0.48г/т), прожилки продуктивного серого кварца с арсенопиритом (3 и 4) и вкрапленный арсенопирит пересечены поздними прожилками и просечками кальцита (8); д – ПЛК146 (Au=13.7г/т), взаимоотношения между золотоносными (обведены области с выделениями самородного золота) кварц-серицит-карбонатными микропрожилками (6), послейными прожилками арсенопирит-кварц-алевролитовых брекчий (4), прожилками серого кварца (3) и поздними прожилками с кальцитом (8); е – обр. ПЛК101 (Au=0.82г/т), окварцованный и пропитанный сульфидной вкрапленностью милонит пересечен поздним сетчатым прожилком мелкозернистого пирита (9).

вых жил (фиг. 3а), золотоносных брекчий с обломками алевролитов в кварцевом и анкерит-кварцевом цементе (фиг. 3б, в). Морфологические особенности обломков в брекчиях не противоречат предположению об образовании таких брекчий при явлениях гидроразрыва. Текстуры руд прожилковые и вкрапленные (фиг. 3б, г, д, е). Последовательность образования прожилков, обозначенная цифрами на фиг. 3, является индивидуальной для месторождения Павлик и не полностью совпадает с установленной нами на других золото-кварцевых объектах (например, Аристов и др., 2016).

Из рудных минералов, кроме самородного золота, установлены титанит, рутил, ильменит и различные сульфиды. Суммарное количество сульфидов в рудах не более 2.0%. Арсенопирит и пирит синрудной ассоциации составляют не менее 95% от общего количества сульфидов, до 5% сульфидов представлены пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, еще реже отмечаются блеклые руды и галенит. По данным (Соцкая, 2017), в следовых количествах выявлены джемсонит, буланжерит, селениды серебра, шеелит.

По геологическим признакам (положение в крупной транспрессионной сдвиговой зоне, отсутствие прямой связи с гранитоидными интрузивами, возраст в интервале между начальным (диоритовым) и завершающим (лейкогранитным и риолитовым) магматизмом орогенного этапа развития территории) месторождение соответствует определению орогенного месторождения золота (по Goldfarb et al., 2005). По минеральному составу продуктивной минеральной ассоциации месторождение может быть отнесено к полиметаллическому минеральному типу золото-кварцевых объектов (по Гамянин, 2001). Наиболее близкими аналогами месторождения Павлик являются месторождения Наталка и Дегдекан, расположенные в том же Омчакском рудно-россыпном районе. Малое количество кварца в составе руд (содержание SiO₂ в рудах редко превышает 67%) сближает руды Павлика с рудами таких месторождений, как Дрожное (Якутия) и Бақырчик (Казахстан).

МЕТОДИКА

Для выделения самородного золота отобрано 89 протолочных проб массой около 8 кг каждая. В том числе (фиг. 4) 29 проб – по рудным телам в карьере, 56 проб – по керну скважин, пробуренных в центральной части и на юго-восточном фланге месторождения, и 4 пробы – в экзо- и эндо-контактах штока Ванин. Для анализа крупности самородного золота использованы результаты ситового анализа по 44 пробам весом до 300 кг, представленные ОАО “Золоторудная компания Павлик”.

Полевая обработка отобранного материала включала в себя следующие операции:

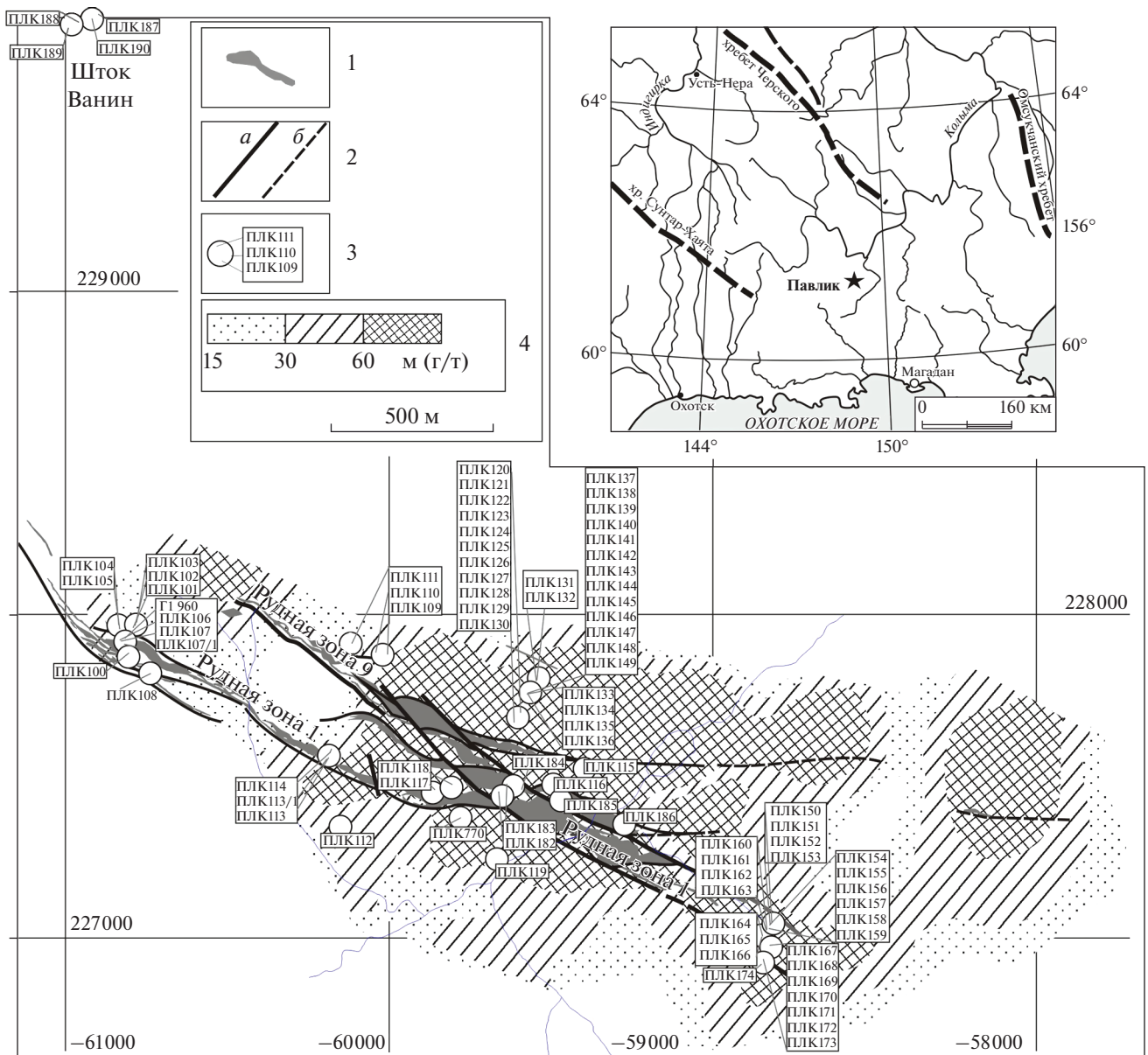
1 – отбор из проб сколков для изготовления прозрачно-полированных шлифов; 2 – дробление (до –2 мм) и частичное истирание проб. Для уменьшения механического воздействия на высвобождающееся крупное самородное золото истирание проводилось в течение 0.5 мин, при стандартной длительности истирания 10 мин, что позволило частично высвободить тонкое самородное золото и сохранить значительное количество неистертого материала +0.1 мм; 3 – отбор и истирание навесок на пробирный, рентген-флюоресцентный и масс-спектрометрический (ICP-MS) анализы; 4 – взвешивание проб; 5 – промывка истертого материала на концентрационном столе с выделением гравиконцентрата (серый шлик); 5 – отбор проб из хвостов промывки; 6 – взвешивание концентрата; 7 – ручная доводка концентрата с визуальным контролем.

После доводки и сушки концентрата проводился его просмотр под бинокляром с определением количественных соотношений и морфологических особенностей основных сульфидов (пирит и арсенопирит) и самородного золота; проводился отбор самородного золота и монофракций сульфидов с подсчетом количества и определением линейных размеров золотин и рудных минералов. При достаточном количестве самородного золота проводилось взвешивание на крутильных весах, при невозможности взвешивания вес оценивался по палеткам. Затем, для приготовления препаратов для анализа на сканирующем электронном микроскопе и микрозонде, из проб удалялись золотины со следами механических деформаций. К следам деформаций отнесены свежие борозды на поверхности золотин, следы проковки на поверхности, скрученность отдельных золотин в проволочки или трубочки, а также неоднородная загрязненность золотин механическими примесями (разной величины обломки арсенопирита или кварца).

В камеральных условиях для всех проб получены результаты пробирного анализа. По скважинам использованы результаты рядового опробования ЗАО “Павлик” (пробирный анализ), а по 19 пробам из карьера – результаты пробирного анализа, проведенного в лаборатории ЦНИГРИ по стандартной методике (аналитик Т.В. Пучкова).

Для определения природных минеральных ассоциаций самородного золота и выяснения его основных морфологических особенностей, из сколков, отобранных из проб с повышенным содержанием золота, проведены изготовление, просмотр и описание прозрачно-полированных шлифов.

Морфологические особенности самородного золота, его взаимоотношения с другими минералами уточнены при фотографировании отдельных золотин и зерен сульфидов, наклеенных на



Фиг. 4. Схема размещения точек отбора проб на площади месторождения Павлик.

1 – рудные зоны и тела, 2 – разрывные нарушения: проследженные (а) и предполагаемые (б), 3 – точки отбора проб ИГЕМ РАН и их номера, 4 – линейная продуктивность рудных зон по скважинам ($\text{м}^3/\text{т}$) (по данным В.А. Сидорова). На врезке – географическое положение месторождения.

скотч, а также монтированных и прозрачно-полированных шлифов в отраженных (обратно-рассеянных) электронах на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) (СЭМ). На все препараты предварительно наносилось углеродное напыление. Диагностика сульфидов, жильных минералов и самородного золота проведена с помощью полуколичественного определения их химического состава на энергодисперсионном аналитическом спектрометре (INCA-Energy 450, Великобритания) (ЭДС). Анализ проводится в точке с локальностью 7 мкм для легкой матрицы и

1 мкм для элементов с большими атомными номерами. Он осуществлялся по стандартной процедуре PhyRoZ, при ускоряющем напряжении пучка электронов 25 kV, угле отбора излучения – 450° , с помощью SDD-детектора INCAx-sight с разрешением < 133 эВ, с использованием встроенного набора эталонов. Содержание элементов-примесей в самородном золоте определялось по линии $L\alpha$. Для тех анализов, которые выполнялись с неполированными образцов, суммы нормированы к 100%. Фотографирование и анализы

проведены Л.О. Магазиной в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

Характер внутреннего строения золотин определен в ЦНИГРИ С.В. Яблоковой и Л.Н. Шатиловой при травлении полированных срезов золотин Cr_2O_3 , растворенным в HCl .

Детализация взаимоотношений золотин с вмещающими породами и сульфидами, а также выявление неоднородностей их внутреннего строения выполнены в полированных препаратах (шашках и шлифах) при фотографировании в отраженных (обратно-рассеянных (backscattered)) и вторичных (secondary, SE) электронах и при картировании характеристического рентгеновского излучения (x-ray mapping) на микросонде JEOL-JXA-8200. Содержание основных элементов и элементов-примесей в сульфидах и в самородном золоте измерены с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8200 по стандартной методике (PCMA) (лаборатория анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитики – Е.В. Ковальчук, С.Е. Борисовский). Анализ осуществлен при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметр пятна опробования – 1 мкм. Время экспозиции – 20 с. Детектор WDS с разрешением <133 эВ. Расчет поправок осуществлен по методу ZAF-коррекции с помощью программного обеспечения фирмы JEOL. Содержание примеси Au в пирите и арсенопирите также определено на JXA-8200 (JEOL) с использованием прецизионной методики (Ковальчук и др., 2019) (увеличенное время экспозиции).

Для определения низких концентраций Au в сульфидах использовался метод масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре XSeries2 с лазерной приставкой NewWave213. Частота сканирования 15 Гц и энергия лазера 5–7 Дж/см². Были проанализированы изотопы S33, V51, Mn55, Co59, Ni60, Cu65, Zn66, Ga69, Ge72, As75, Se77, Mo95, Ag107, Cd111, In115, Sn118, Sb121, Te125, Au197, Hg202, Pb208, Bi209, которые были выбраны вслед за (Плотинская и др., 2017). Предел обнаружения золота методом LA-ICP-MS составил 0.01 ppm при размере пятна опробования $D = 30\text{--}80$ мкм. Пределы обнаружения других элементов указаны в таблицах.

Для выявления “невидимого” золота для части зерен арсенопирита и пирита проведен LA-ICP-MS анализ в профильном варианте. Сканирование зерен пирита проводилось как поперек видимых сечений линейными профилями шириной 40 мкм со скоростью 5 мкм/сек, так и по площади (диаметр около 80 мкм) с выдержкой времени 95 с (на глубину). Каждому анализу предшествовала 30-секундная регистрация шумового сигнала. В качестве стандартного образца использован коммерческий стандарт MASS1C-USGS. Коррекция

дрейфа приборных параметров проводилась по внутреннему стандарту Fe57. Расчеты проведены с использованием программного обеспечения Iolite 2.5. Все анализы LA-ICP-MS выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН В.Д. Абрамовой.

Для объединенной (валовой) пробы состав самородного золота определен в лаборатории ЦНИГРИ методом ICP-MS на приборе “ЭЛАН 6100” (детальное описание метода в работе (Nikolaeva et al., 2013)).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Минеральные ассоциации

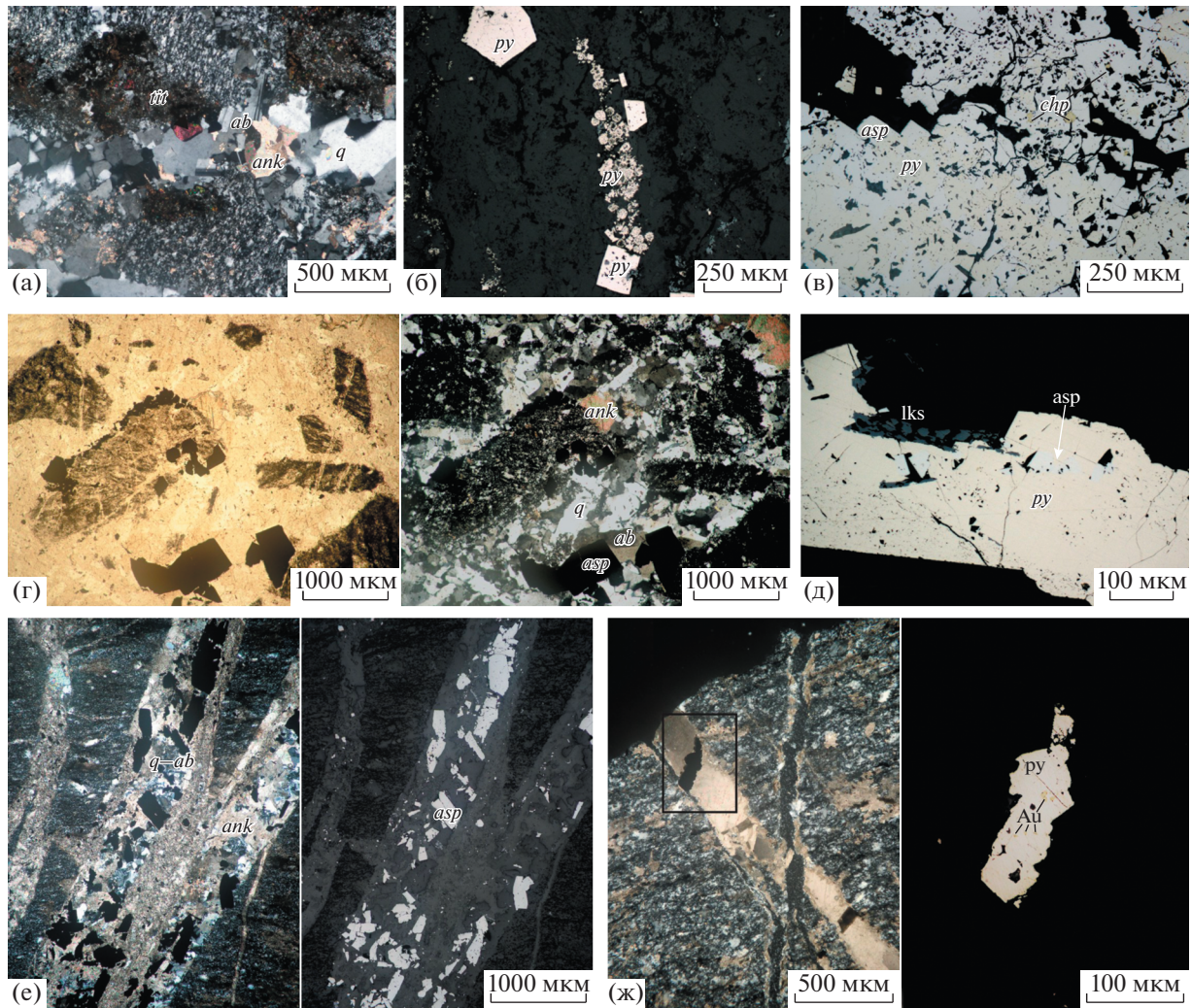
Изучение пересечений прожилков, взаимных соотношений минералов, особенностей границ между минеральными зернами, а также представления о возможных равновесиях минералов при определенных физико-химических условиях позволили выделить несколько минеральных ассоциаций и упорядочить их относительно времени образования рудной минерализации. Доказательств того, что выделенные минеральные ассоциации являются равновесными, недостаточно. Эти ассоциации содержат в своем составе некоторое количество повторяющихся “парагенетических минеральных ассоциаций” (например, кварц + карбонат + хлорит, кварц + альбит, арсенопирит + пирит, пирит + сфалерит), что не удивительно: отложение прекращалось после залечивания доступного пространства и продолжалось после каждой тектонической подвижки. Равновесие неоднократно нарушалось из-за изменения *PT*-условий, но не из-за изменения химического состава флюида.

К *дорудной* минеральной ассоциации относятся белый кварц, обломки которого отмечены в тектонитах (фиг. 3а), иногда раздроблены и сцементированы поздним кварцем с анкеритом и сульфидами. Полосчатые текстуры кварца позволяют предполагать развитие этих жил параллельно кливажным плоскостям.

Все более поздние прожилки пересекают региональный кливаж (фиг. 5е, ж).

К *предрудной* ассоциации отнесены прожилки и метасоматиты альбит-анкерит-кварцевого состава с титанитом (фиг. 5а, д, е) и хлорит-гидросланцисто-кварцевого состава с ильменитом и рутилом. Критерием для отнесения жильных образований к пред- и синрудной ассоциациям является наличие-отсутствие минералов Ti совместно с альбитом.

К *синрудной* (образование минералов ассоциации частично или полностью перекрывается во времени с образованием минералов продуктивной (золотоносной) ассоциации) отнесены прожилки и метасоматиты пирит(арсенопирит)-

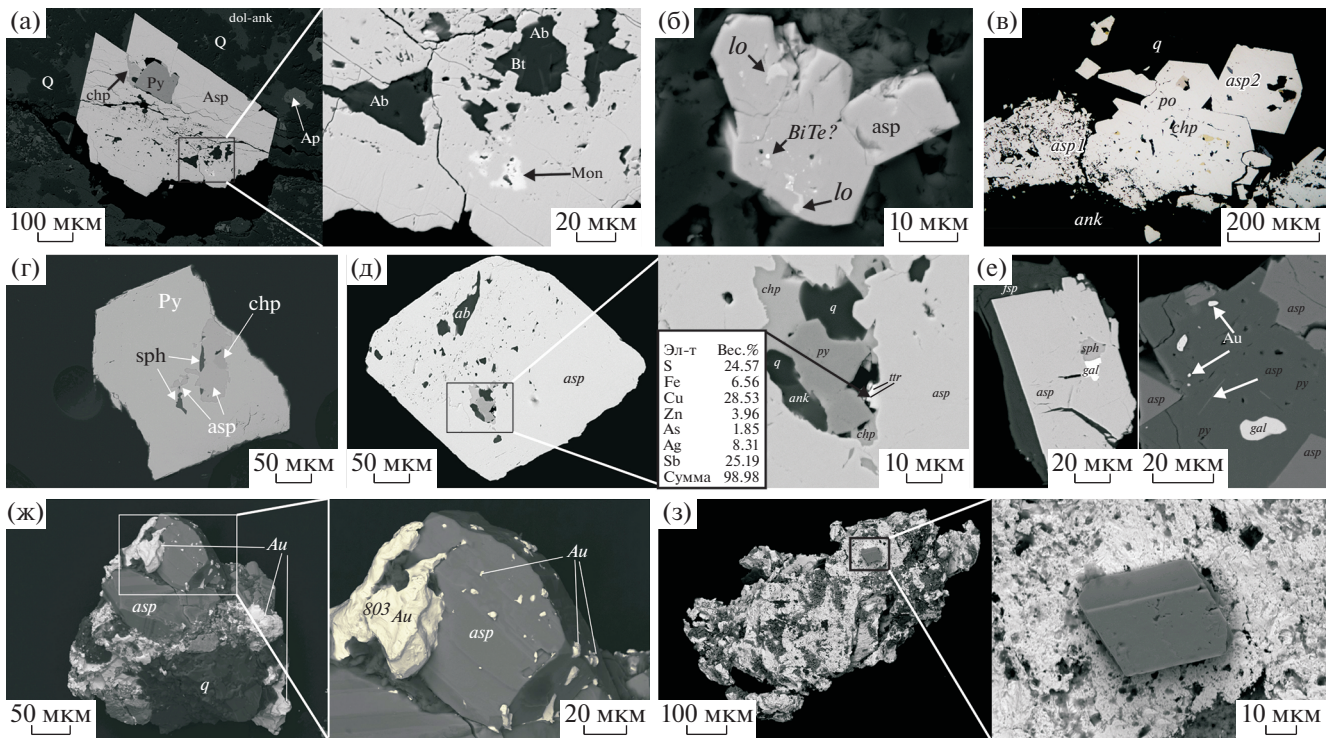


Фиг. 5. Пред- и синрудная минеральные ассоциации месторождения Павлик.

а – вкрапленность во вмещающих алевролитах и кристалл титанита (tit) в зальбанде альбит (ab)-кварц (q)-анкеритового (ank) прожилка (2 на фиг. 4), прозрачно-полированный шлиф ПЛК-119, проходящий свет, николи+; б – фрамбоидальный и субидiomорфный пирит (py) в анкерит-кварц-альбитовом с титанитом метасоматите, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-132, отраженный свет, николи=; в – сростки метакристаллов пирита (py) неоднородного (блокового) строения в тесном сростании с арсенопиритом (asp) и с включениями халькопирита (chp) по трещинкам, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-119, отраженный свет, николи=; г – брекчия (4 на фиг. 4) окварцованных и серицитизированных алевролитов с альбит (ab)-кварцевым (q) цементом, который замещается карбонатом (ank). Судя по индукционным границам, рост хорошо образованных кристаллов арсенопирита (asp) происходит почти одновременно с ростом альбита и кварца. Прозрачно-полированный шлиф ПЛК-117, проходящий свет: николи=, +; д – метасоматический рост пирит-арсенопиритовой вкрапленности: метакристаллы пирита обрастают арсенопирит в кварц-карбонатном прожилке (3 на фиг. 3) с арсенопиритом и лейкоксенном (lks), прозрачно-полированный шлиф ПЛК-141, отраженный свет, николи=; е – альбит-кварц-карбонатные прожилки (3 и 4 на фиг. 4) с рудными минералами пересекают кливаж и сопровождаются тонкими существенно карбонатными опережающими прожилками, прозрачно-полированный шлиф ПЛК-143, проходящий свет, николи+ и отраженный свет, николи=; ж – агрегат кристаллов пирита соединяет нитевидные серицит-карбонатные прожилки (6 на фиг. 4), пересекает карбонатный прожилок (5 на фиг. 4) и расположен субпараллельно позднему микрозернистому кварцевому прожилку (7 на фиг. 4). В пирите содержится тонкая вкрапленность золота. Прозрачно-полированный шлиф ПЛК-125, проходящий свет, николи=, +, область дегидратации – отраженный свет, николи=.

карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава (фиг. 5в, г, е, ж). Наиболее отчетливо выделяются кварц-карбонат-серицитовая (\pm калиевый полевой шпат), кварц-карбонат(хлорит)-альбит-серицитовая и кварц-карбонат-альбитовая разновидности (фации) метасоматитов. На всех вскрытых

горизонтах и на всем протяжении рудных зон установлены брекчии с обломками вмещающих пород и раннего кварца различной степени тектонической окатанности. Обломки сцементированы и отчасти замещены кварцевым, альбит-кварцевым, анкерит-кварцевым цементом (фиг. 5г).



Фиг. 6. Соотношения арсенопирита с минералами золотоносной (продуктивной) ассоциации. а – ПЛК185. Метасоматический рост арсенопирита (asp) в альбит (Ab)-серицит (ser)-доломит-анкерит (сидерит) (dol-ank)-кварцевом (Q) микрозернистом агрегате с обособлениями апатита (Ap) и вкрапленностью пирита (py). За счет апатита в арсенопирите формируется монацит (Mon), за счет серицита и сидерита – биотит (bt). Реликты пирита сохраняются в арсенопирите. Наиболее поздний халькопирит (chp) растет на границе пирита и арсенопирита; б – ПЛК188 (Шток Ванин). Повышенная температура при образовании арсенопиритовой вкрапленности в магматических породах фиксируется образованием в кристалле арсенопирита вкрапленности леллингита (Lo) и теллурида висмута (BiTe?). в – ПЛК123. Трещиноватый, загрязненный множеством включений арсенопирит (asp1) в серицит-кварц-карбонатных метасоматитах и хорошо образованные кристаллы (asp2) с зонами роста и включениями пирротина (po) и халькопирита (chp) в синхронном с метасоматитами кварцевом прожилке. г – ПЛК770. Метакристалл арсенопирита (asp) с включениями пирита (py), халькопирита (chp), блеклой руды (ttr), кварца (q) и карбоната (ank). д – ПЛК325. Пирит дорастает арсенопирит (asp)-халькопирит (chp)-сфалеритовые (sph) сростания; е – ПЛК770. Слева – фрагмент кристалла арсенопирита (asp) с включениями по трещинкам позднего галенита (gal) в сростании со сфалеритом (sph); справа – сросток арсенопирита (asp) с более поздним пиритом (py), в котором содержатся включения галенита (gal) и золота (Au). Вмещающая матрица представлена калиевым полевым шпатом (fsp); ж – золото образует тонкодисперсную вкрапленность и прожилки в кристалле арсенопирита и массивное комковидное выделение в интерстициальном пространстве (ПЛК770). з – ПЛК117. Правильный призматический кристалл арсенопирита нарастает на пористую поверхность самородного золота. Скульптуры растворения на поверхности пористого золота. а, в – прозрачно-полированные шлифы, а – изображение в отраженных электронах (СЭМ); в – отраженный свет; б, г–е – монтированные шлифы, изображение в отраженных электронах (микронд, аналитик С.Е. Борисовский); ж, з – препараты из тяжелой фракции протолочных проб, изображение в отраженных электронах (СЭМ). Аналитик Л.О. Магазина.

Количество сульфидов синрудной ассоциации составляет около 95% всех сульфидов на месторождении. Количество арсенопирита в различных пробах меняется от 5 до 80%, а пирита от 20 до 99%. Арсенопирит и пирит наблюдаются во вкрапленных ореолах в метасоматитах по алевролитам и тектонитам, в маломощных кварцевых, анкерит-кварцевых прожилках, а также в минерализованных брекчиях алевролитов с кварцевым и анкерит-кварцевым цементом. Наиболее ранние сульфиды железа представлены вкрапленным фрамбоидальным метасоматическим пиритом, замещающим конседиментационные карбонаты (фиг. 5б), а наиболее поздние – микрозернисты-

ми агрегатами пирита в прожилках с халцедоновидным кварцем (фиг. 5е, 5ж). В некоторых прожилковидных выделениях пирита отмечаются включения самородного золота (фиг. 5ж).

В отличие от пирита, широко распространенного на всей площади месторождения, арсенопирит тяготеет к осевым частям рудных зон. Анализ соотношений с пиритом показывает, что арсенопирит образует отдельные блоки в неоднородных метакристаллах пирита (фиг. 5в, д), захватывает во время роста ранние кристаллы пирита (фиг. 6а), дорастает кристаллы пирита, и, наконец, пирит дорастает кристаллы арсенопирита (фиг. 6г, д, е). На основании этих соотношений можно сделать

вывод, что длительность кристаллизации арсенопирита меньше, чем длительность кристаллизации пирита. Судя по составу включений в арсенопиритах из рудной зоны 1 (фиг. 6а), растворы, из которых образуется арсенопирит, не находятся в равновесии с вмещающими породами. Если пирит практически не претерпевает изменений при кристаллизации арсенопирита, то минералы вмещающих пород, содержащие кальций или магний (доломит-анкерит; апатит), замещаются или частично растворяются. Аналоги синрудной ассоциации наблюдались на северном фланге месторождения, в зоне влияния штока Ванин. В арсенопирите во вкрапленности здесь развиты лёллингит и теллурид висмута (фиг. 6б).

Рост метасоматических кристаллов с большим количеством реликтов вмещающих пород и, отчасти, хорошо образованных кристаллов арсенопирита в кварцевых прожилках начинается раньше кристаллизации пирротина и халькопирита (фиг. 6в). Эти сульфиды, а также сфалерит, могут находиться в определенных зонах роста кристаллов арсенопирита и часто образуют с арсенопиритом индукционные поверхности, указывающие на одновременный рост (фиг. 6г). По результатам изучения смонтированных шлифов, изготовленных из монофракций арсенопиритов, отдельные кристаллы арсенопирита (1–2 зерна арсенопирита на группу из 30–40 зерен) содержат полиминеральные включения пирротин-халькопирит-сфалеритового или карбонат-сфалерит-пирит-тетраэдритового (фиг. 6д) состава и пересекаются микропрожилками пирротина, сфалерита, галенита (фиг. 6е) или самородного золота. Полиминеральные включения мы относим к сингенетическим, возникшим при росте арсенопирита и характеризующим среду кристаллизации. Установленный рост арсенопирита и до, и после кристаллизации самородного золота (фиг. 6ж, з) позволяет утверждать, что арсенопирит относится к синрудной ассоциации. Косвенно это подтверждается широким распространением низкозолотоносных или безрудных арсенопирит-кварцевых прожилков, которые были опробованы в разведочных скважинах.

К *рудной* ассоциации отнесены микропрожилки и вкрапленность (около 5% сульфидов месторождения) пирротин-халькопирит-сфалеритового состава в синрудных прожилках и метасоматитах. Наиболее поздним минералом рудной ассоциации является галенит (менее 1% от общего количества сульфидов) (фиг. 6е), находящийся в прожилковидных включениях в арсенопирите, иногда в сростаниях со сфалеритом или образующий изолированные включения в пирите. Жильные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом доломит-анкеритового ряда, альбитом и калиевым полевым шпатом. О том, что эти минералы принадлежат к рудной ас-

социации, свидетельствуют их сростания с самородным золотом и включения в самородном золоте.

Под микроскопом установлено, что самородное золото (до 0.2% от количества сульфидов) распространено в виде тонкой вкрапленности повсеместно на месторождении (например, в пробах ПЛК-105, ПЛК-770 – 1-я рудная зона и ПЛК-143, ПЛК-146 – 9-я рудная зона). Субмикронное самородное золото находится в виде изолированной вкрапленности в пирите (фиг. 5ж, 6е), в зонах трещиноватости в пирите и арсенопирите (фиг. 7а–в), а также в кварц-карбонат-серицитовых агрегатах, в том числе в сростаниях с карбонатом (фиг. 7г), пирротинном, халькопиритом и сфалеритом (фиг. 7д, е). Более крупные прожилковидные мономинеральные выделения самородного золота наблюдаются в арсенопирите совместно с прожилками галенита (фиг. 7в) или без него (фиг. 7ж, з, и) и, реже, в карбонате и кварце измененных вмещающих пород (фиг. 7ж).

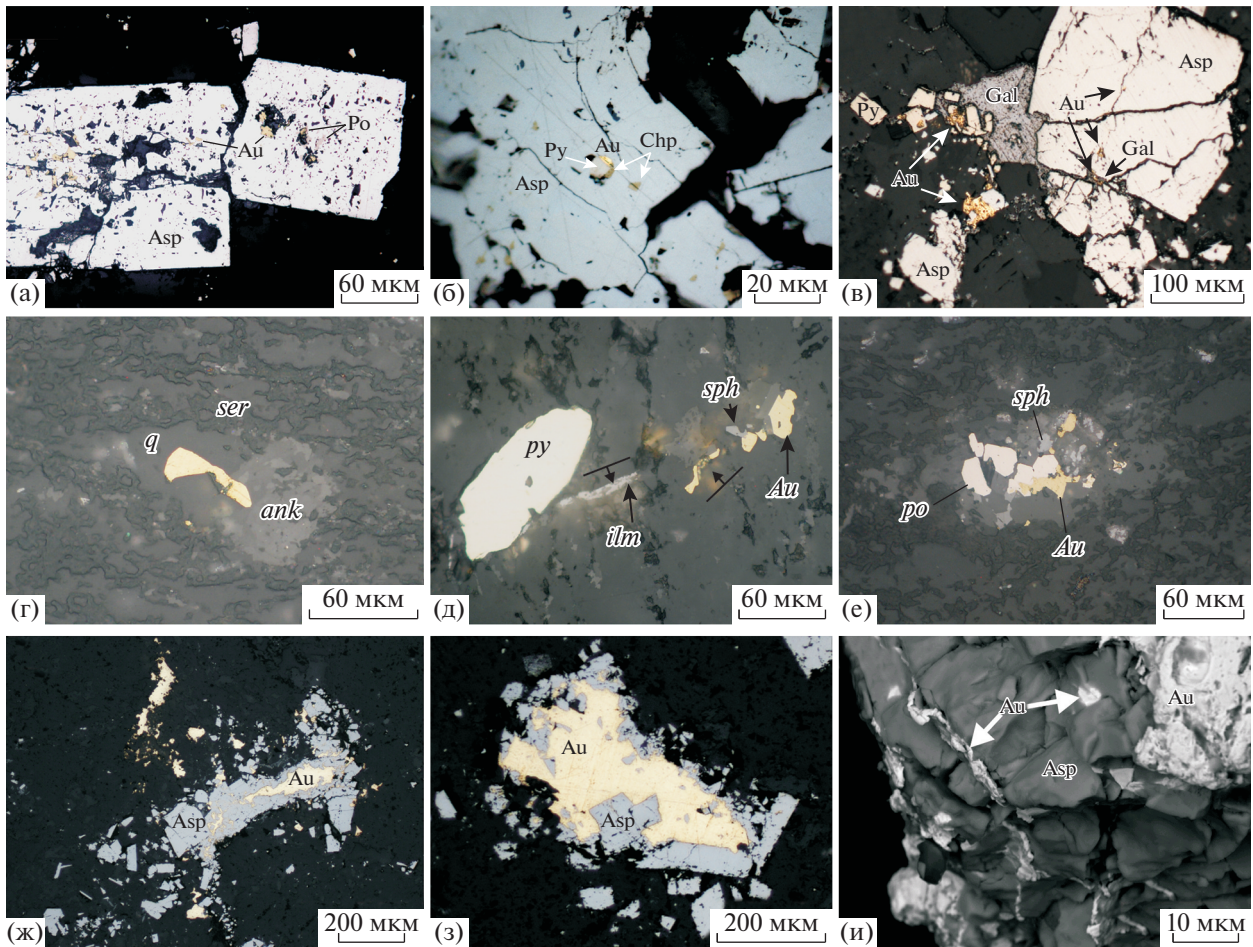
Между некоторыми выделениями карбонатов, пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, галенита и самородного золота наблюдаются индукционные границы одновременного роста.

Наиболее разнообразны взаимоотношения самородного золота с арсенопиритом. Самородное золото образует вкрапленность, связанную с трещиноватостью, неправильные интерстициальные выделения, нарастает на грани кристаллов в виде губчатых и кристаллических обособлений, цементирует обломки арсенопирита. Отдельные золотины содержат обломки кристаллов арсенопирита. Тончайшие прожилки самородного золота (0.1 – 5 мкм) (фиг. 7и) проникают в арсенопирит от выделений массивного самородного золота, а в интерстициях альбит-карбонат-кварцевых агрегатов во вмещающих породах самородное золото снова образует массивные агрегаты (фиг. 7ж). Чаще всего появление сетчатых или линейных прожилков самородного золота отмечается на периферии его крупных массивных прожилковидных выделений в арсенопирите.

Изучение соотношений рудных и жильных минералов позволяет сделать вывод о том, что образование минералов рудной (продуктивной) ассоциации происходило на фоне образования минералов синрудной ассоциации.

Самородное золото

Самородное золото удалось установить в 61 пробе из 89 отобранных. Содержание золота в этих пробах варьирует от 0.05 (предел обнаружения (minimum detection limit) пробирного анализа) до 19.3 ppm, среднее значение – 3 ppm, дисперсия содержаний 10.6.



Фиг. 7. Формы выделения и ассоциации самородного золота.

а–в – микроскопическое тонкодисперсное (2–10 мкм) золото в сульфидах: а – вкрапленность тонкодисперсного золота (5–10 мкм) в трещинках в арсенопирите (asp) с включениями пирротина (po) (ПЛК131), б – включения самородного золота (4x2 мкм) в сростании с халькопиритом (chp) и пиритом (py) в арсенопирите (asp) (ПЛК130); в – прожилки галенита (Gal) с самородным золотом (Au) пересекают арсенопирит (Asp), причем в отдельных трещинах в арсенопирите золото образует самостоятельные выделения. Кристаллы пирита (Py) содержат включения золота и пересекаются галенитовыми прожилками (ПЛК146).

г–е – микроскопическое пылевидное и тонкое (10–100 мкм) золото в сульфидно-серицит-карбонатно-кварцевых метасоматитах. г – золото образует сростания с кварцем (q) и карбонатом (Ca) в микроблоках, ограниченных ориентированными серицитовыми (ser) агрегатами (ПЛК143); д – прожилковидные сростания золота со сфалеритом (sph) секут трещинку с пластинкой ильменита (ilm) (стрелками показана ориентировка прожилков) (ПЛК125); е – сростания золота со сфалеритом (sph) и пирротинном (po) (ПЛК143).

ж–и – видимое весьма мелкое и мелкое (>100 мкм) золото в арсенопирите и вмещающих алевролитах: ж – золотой прожилок дробит арсенопирит образует в нем тонкую сетку прожилков, а в интерстициях альбит-карбонат-кварцевых агрегатов во вмещающих породах снова образует массивные агрегаты (ПЛК146), з – массивное золото в центральной части сростка кристаллов арсенопирита (ПЛК108); и – тончайшие (от 5 до менее 1 мкм) просечки золота (белое) проникают в раздробленный арсенопирит (ПЛК108).

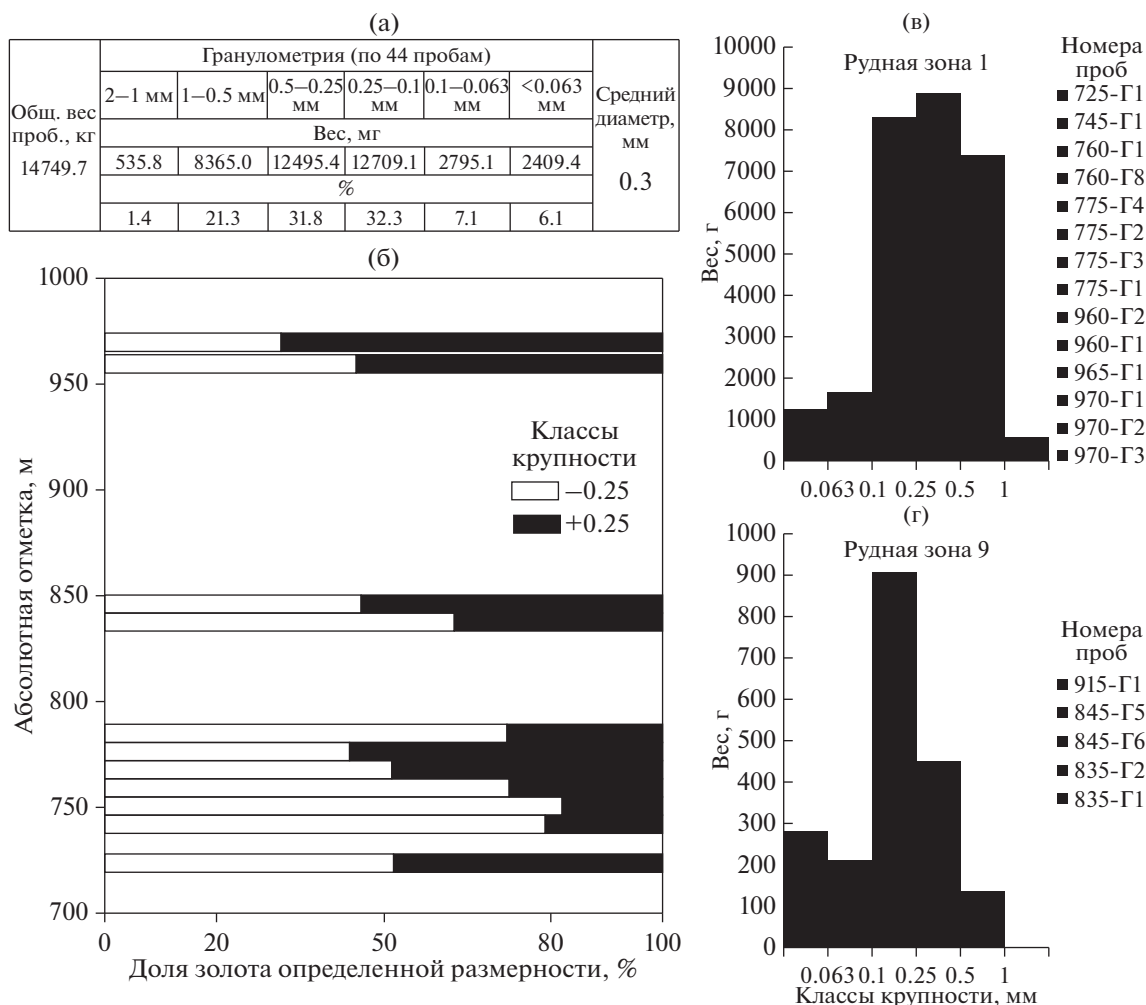
и – фото зерна в отраженных электронах, аналитик Л.О. Магазина; остальное – фото прозрачно-полированных шлифов в отраженном свете.

Размер частиц самородного золота, установленных в протолочных пробах, изменяется от тысячных долей миллиметра до 0.5 мм, редко до 1.5–4.0 мм.

Подсчет количества золотинок различного размера позволил установить, что большая их часть на месторождении Павлик может быть отнесена к следующим группам крупности (в соответствии с классификацией Н.В. Петровской, 1973):

1. Микроскопическое (тонкодисперсное, пылевидное и тонкое) (пик крупности на 0.075 мм).
2. Видимое (весьма мелкое и мелкое) (пики крупности на 0.25, 0.55 и 0.85 мм)

Эти данные согласуются с данными гранулометрии (фиг. 8а), в соответствии с которыми основной вклад в общий вес золота обеспечивают золотины мелкого класса со средним размером 0.3 мм, а на долю пылевидного и тонкодисперс-



Фиг. 8. Крупность золота месторождения Павлик. Результаты гранулометрического (ситового) анализа (а), изменение относительного количества золота различной размерности в вертикальном разрезе по рудной зоне 1 (б) и распределение крупности золота в рудных зонах месторождения Павлик (в, г).

ного классов (менее 0.05 мм) приходится от 6 до 26% веса золота. Необходимо отметить, что эти гранулометрические данные получены для гравиконцентратов и, очевидно, занижают количество микроскопического самородного золота.

Видимое самородное золото преобладает в крутопадающей рудной зоне 1 (фиг. 8в), и его количество возрастает по направлению к поверхности. На фиг. 8б показаны гистограммы, отражающие количество золота различной размерности в рудной зоне 1 на определенной вертикальной отметке. На отметках 730 и 770 м доля видимого золота (до 1 мм) увеличивается незаконно, что может быть связано с локальными неоднородностями рудовмещающей тектонической зоны. Количество самородного золота с размерностью более 1 мм остается постоянным на всех горизонтах (около 1.5%). Преобладание микроскопического самородного золота наблюдается в пологой руд-

ной зоне 9 (фиг. 8г). Рост его количества происходит в интервале отметок 770–750 м.

Для получения данных для сравнения с другими коренными месторождениями и россыпями в лаборатории ЦНИГРИ проведен валовый анализ (ICP-MS) самородного золота из сборной пробы по всему месторождению. В заметном количестве (доли %) в пробе обнаружены Fe, Hg, As (табл. 1). На порядок ниже содержания Zn. Еще меньше Cu и Pb. В заметном количестве (до 18 ppm) содержится Bi. Повышенные содержания Na, Mg, Al, Ti, Fe и As свидетельствуют о присутствии в самородном золоте включений альбита, хлорита, доломита, рутила и арсенопирита. Значительное количество включений в отдельных золотишках подтверждается тем, что пробность золота по валовой пробе несколько ниже медианного значения, определенного по замеренным методом РСМА значениям пробности в точках (разница примерно в 35%).

Таблица 1. Состав самородного золота коренных месторождений Омчакского рудно-россыпного узла, мас. %

	Павлик, РСМА (без учета низко- и высокопробных кайм)	Павлик, ICP MS**	Наталка, РСМА (Плутешко и др., 1988)	Дегдекан, РСМА (Литвиненко, 2009)
N_Au	59			
N РСМА	152			63
Au	73.5–86.7	77.2	73.8–80.2	75.1–83.0
Ag	13.3–23.1	22.1	н.о.	н.о.
Au/Ag	4.17	3.49		
As*	–	0.13	$\frac{0.005}{100}$	$\frac{0.04}{37}$
Hg*	$\frac{0.2}{34}$	0.15	н.о.	$\frac{0.1}{29}$
Zn*	–	0.023	$\frac{0.015}{9}$	н.о.
Pb*	–	0.002	$\frac{0.07}{54}$	$\frac{0.81}{71}$
Cu*	$\frac{0.06}{27}$	0.004	$\frac{0.004}{100}$	$\frac{0.05}{54}$
Te*	–	7×10^{-4}	н.о.	$\frac{0.2}{78}$
Se*	–	н.о.	н.о.	$\frac{0.02}{78}$
Sb*	$\frac{0.01}{9}$	2×10^{-4}	н.о.	$\frac{0.08}{57}$
Bi*	–	9×10^{-5}	$\frac{сл.}{27}$	$\frac{0.18}{32}$
Fe*	$\frac{0.93}{50}$	0.29	$\frac{0.03}{72}$	$\frac{0.6}{62}$

Примечание. Знак “–” – содержание элементов ниже чувствительности анализа; н.о. – данные о содержании элемента не приведены; сл. – содержания элемента на уровне чувствительности анализа. * в числителе – максимальные значения, в знаменателе – частота встречаемости (%). ** – сборная (валовая) проба по месторождению Павлик. ПЛК111, ПЛК112, ПЛК115, ПЛК116, ПЛК119, ПЛК183, ПЛК184, ПЛК185 (навеска 13.4 мг).

Химический состав самородного золота в точках для отдельных зерен по данным ЭДС и РСМА приведен в электронном приложении (Приложение 1). Вариации состава самородного золота по данным РСМА приведены в табл. 2. Основной примесью является серебро. Спорадически, в количестве до 0.5% (РСМА) (4.3% ЭДС), отмечается ртуть; в количестве до 0.06% (РСМА) (0.43% ЭДС) – медь. По результатам определения с помощью ЭДС в единичных пробах повышены содержания Ni, Pd, Zn. По данным РСМА остальные элементы содержатся в количествах ниже минимального предела обнаружения. Различия в данных объясняются низкой точностью определений с помощью ЭДС, проведенных по линии La. Кроме того, с помощью ЭДС анализирова-

лось больше близповерхностных частей золотин, а с помощью РСМА – их внутренние части. В связи с этим по данным ЭДС приведены только результаты, полученные для золота и серебра.

Средняя пробность самородного золота колеблется около 800, медианное и модальное значения по выборке совпадают и составляют 806‰ (фиг. 9а). На гистограмме выделяется три дополнительных пика пробности. Первый, с максимальными значениями около 775, наиболее интенсивный, относится к неоднородному самородному золоту в доломит-анкерит-кварцевых агрегатах. Второй, с максимальными значениями в диапазоне 840–860, отмечен для самородного золота из рудной зоны 1 (770, ПЛК108). Наконец, третий пик (980–990) свя-

Таблица 2. Вариации состава самородного золота из руд месторождения Павлик РСМА, мас. %

Номер (высотная отметка, м)	N_Au	N_n	Au	Ag	Au/Ag	Hg	Fe
ПЛК108 (941)	7	14	81.4–86.7	13.3–17.3	4.7–6.5	$\frac{0.08}{21}$	$\frac{0.62}{64}$
ПЛК154 (763)	7	14	75.9–81.1	18.3–22.6	3.4–4.4	“–”	$\frac{0.15}{57}$
ПЛК124 (631)	15	26	78.8–81.3	17.4–19.4	4.1–4.7	$\frac{0.22}{36}$	$\frac{0.93}{68}$
ПЛК125 (622)	5	11	68.0–79.7	18.8–29.4	2.3–4.2	$\frac{0.29}{64}$	“–”
ПЛК186 (742)	4	12	79.2–80.3	18.7–19.8	4.0–4.3	“–”	“–”
ПЛК187 (797, шток Ванин, ксенолит)	8	25	76.2–82.0	18.1–22.5	3.4–4.5	$\frac{0.12}{36}$	$\frac{0.6}{76}$
ПЛК103 (945)	3	15	73.5–98.2	0.44–23.1	2.9–222.1	“–”	$\frac{0.76}{13}$
ПЛК117 (718)	3	10	75.1–97.8	0.96–23.1	3.3–101.4	$\frac{0.43}{50}$	“–”
“омчакское”	7	25	72.8–99.3	1–23.8	3.0–99.3	$\frac{0.5}{44}$	“–”

Примечание. N_Au – количество проанализированных золотин, N_n – количество анализов. Погрешность измерения РСМА (1σ, %) Hg = 0,04, Cu = 0,03, Sb = 0,05, Fe = 0,07. В числителе – максимальные значения (исключены высокие содержания в краевых частях зерен), в знаменателе – частота встречаемости содержаний, превышающих чувствительность анализа (%). “–” содержания ниже погрешности анализа. Для Cu и Sb измеренные значения не превысили 2 σ.

зан с высокопробными каймами, развитыми в пластинчатом самородном золоте. Хотя разброс пробности даже в соседних золотилах может достигать почти 100%, по усредненным данным (ЭДС, РСМА) по 13 пробам из первой рудной зоны (фиг. 9а (врезка)) и на основании всего спектра данных (РСМА) (фиг. 9б) наблюдается общая слабо выраженная тенденция роста пробности снизу вверх в вертикальном разрезе месторождения. Эта тенденция нарушается в пробах из 9-й зоны.

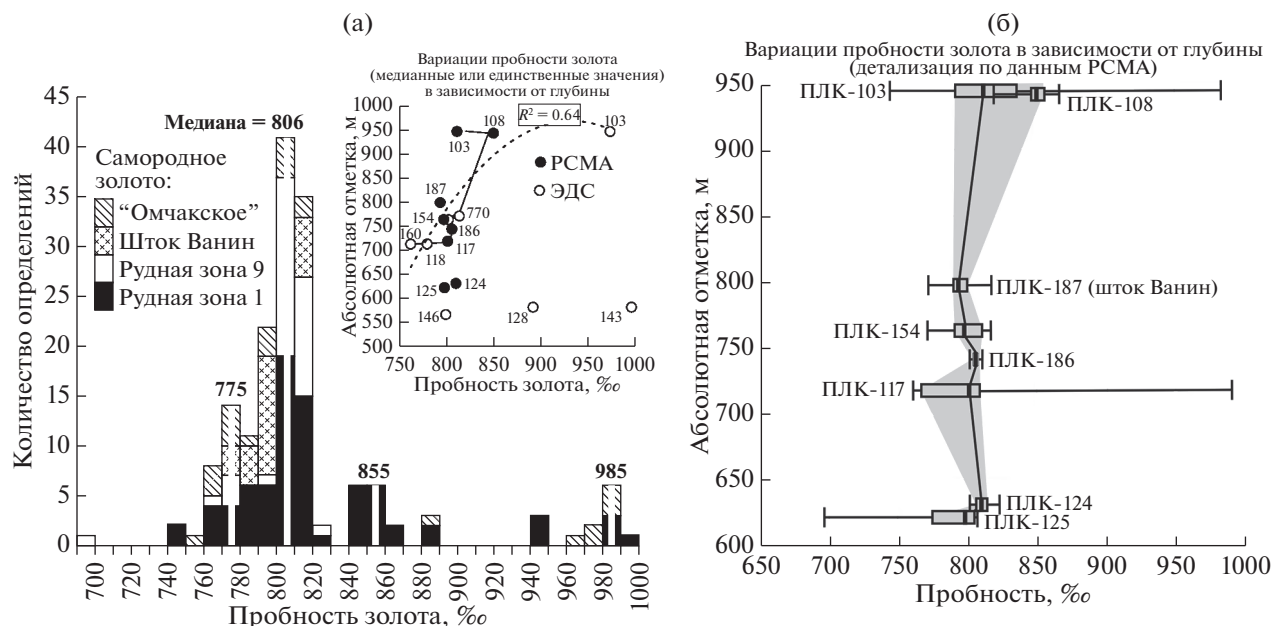
Особенности морфологии самородного золота

Для тонкодисперсных (1–5 мкм) и пылевидных золотинок (10–50 мкм) характерны изрезанные или ровные границы и пластинчатая или каплевидная форма (фиг. 5, 6, 7). В большинстве случаев такие золотинокки изолированы внутри сульфидов или в микроблоках, сложенных кварцем и карбонатом и ограниченных ориентированными серицитовыми агрегатами. Состав и морфология этих золотинок однообразны, но их количество и распространение наиболее важно для совершенствования технологических процессов, поскольку ни тонкодисперсное, ни пылевидное самородное золото не могут быть высвобождены полностью при стандартном измельчении руд, и при гравитационно-флотационной схеме обогащения руд уходят в хвосты.

Тонкое (50–100 мкм), весьма мелкое (100–250 мкм) и мелкое (250–1000 мкм) самородное золото чаще всего наблюдаются в зальбандах кварцевых жил и прожилков, в участках дробления и рассланцевания вмещающих пород и арсенипирита. Самородное золото этой размерности извлекается в гравиконцентрат, и именно оно имеет поисковое значение, поскольку накапливается в россыпях. Морфологию самородного золота этой размерности рассмотрим подробнее.

Повсеместно распространены и имеют преобладающее количественное значение массивные псевдокристаллические, трещинно-прожилковидные и комковидные морфологические типы (по Самородное..., 2015) тонкого и мелкого самородного золота (фиг. 10а, б). Октаэдры и сферические образования установлены всего в двух пробах. Признаками, по которым можно судить о некоторых условиях образования золота, обладают другие формы, а именно:

губчато-пористое самородное золото. Массивная центральная часть золотинок, плавно сменяется к периферии пористой (фиг. 10в, г). Краевые части зерен часто заворачиваются в завитки. Иногда наблюдаются псевдокристаллические участки с гладкой поверхностью (фиг. 10в). Самородное золото такой морфологии распространено как в северо-западной (ПЛК117, ПЛК118), так и в цен-



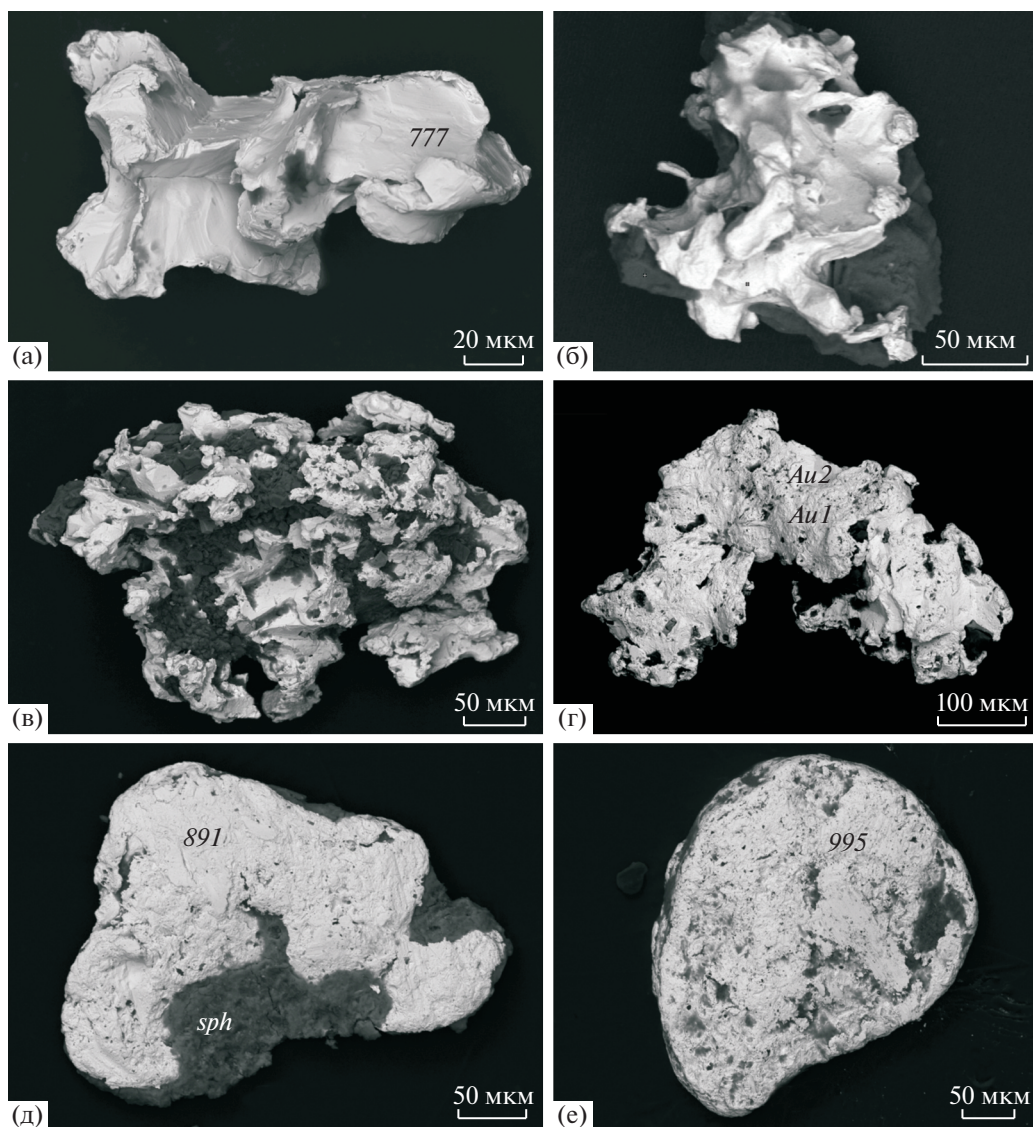
Фиг. 9. Вариации пробы золота из руд месторождения Павлик.
 а – гистограмма пробы золота (РСМА), на врезке – изменение пробы (медианные или единственные значения по данным РСМА и ЭДС) в вертикальном разрезе, R^2 – величина достоверности аппроксимации данных по 1 рудной зоне полиномиальной кривой 2-й степени; б – детализация изменений пробы в вертикальном разрезе (данные РСМА). На диаграмме “box&whisker”: горизонтальной чертой обозначен диапазон значений, поперечными штрихами отмечены минимальные, медианные (соединены линиями) и максимальные значения. Центральные квартили (50% значений) показаны прямоугольниками и соединены затененными полями.

тральной и юго-восточной (ПЛК154, ПЛК157, ПЛК770) частях месторождения. Как правило, губчато-пористое самородное золото связано с арсенопиритовой минерализацией, что подтверждается многочисленными сростаниями этого золота с арсенопиритом. Доля самородного золота этой морфологической группы составляет около 15% от общего количества самородного золота.

Пластинчатое (таблитчатое) самородное золото представлено уплощенными округлыми или овальными пластинками (фиг. 10д, е) красноватого цвета. Соотношение среднего диаметра пластин к толщине ≥ 10 , поверхность тонко шагреневая. Они резко отличаются от других золотин по округлой или овальной форме, а также по цвету и характеру поверхности. Такие зерна относятся большинством исследователей колымского россыпного золота к идеально окатанному (Шило, 2000), но нами отмечены на разных уровнях среза 1-й и 9-й рудных зон, как в скважинах (ПЛК143, 154), так и в карьере (ПЛК185, 186). Некоторое количество табличек встречается в рудах центральной части месторождения, а также в шлиховых ореолах вокруг него. Доля самородного золота этой морфологической группы не превышает 1.5% от общего количества самородного золота.

Особенности поверхности золотин, включения в самородном золоте и неоднородности самородного золота

Характер поверхности золотин (скульптурные отпечатки на золотинах и пористые поверхности) в метасоматитах определяется особенностями вмещающей среды (рост в интерстициальном пространстве), а в арсенопирите – особенностями развивающихся в сульфиде трещин, которые одновременно или сразу же после образования выполняются самородным золотом. Сетчатопрожилковые агрегаты при окислении и дальнейшем удалении арсенопирита дают губчатую поверхность золотин в россыпях. Поверхность наиболее крупных зерен самородного золота однотипна, но неоднородна. Ямчатая поверхность самородного золота с гладкими стенками ямок обусловлена отпечатками кристаллов карбоната, кварца, серицита и арсенопирита. Размер ямок сопоставим с размером золотин (фиг. 10а, б). Вмещающие минералы могут сохраняться в самородном золоте в виде включений с четкими кристаллографическими очертаниями (фиг. 11а, б). Наблюдается сочетание гладких и пористых неровных участков, а также пористая микроскульптура поверхности с микробороздками и с многочисленными отпечатками других минералов. В некоторых случаях на поверхности выделений самородного золота наблюдаются отпечатки борозд

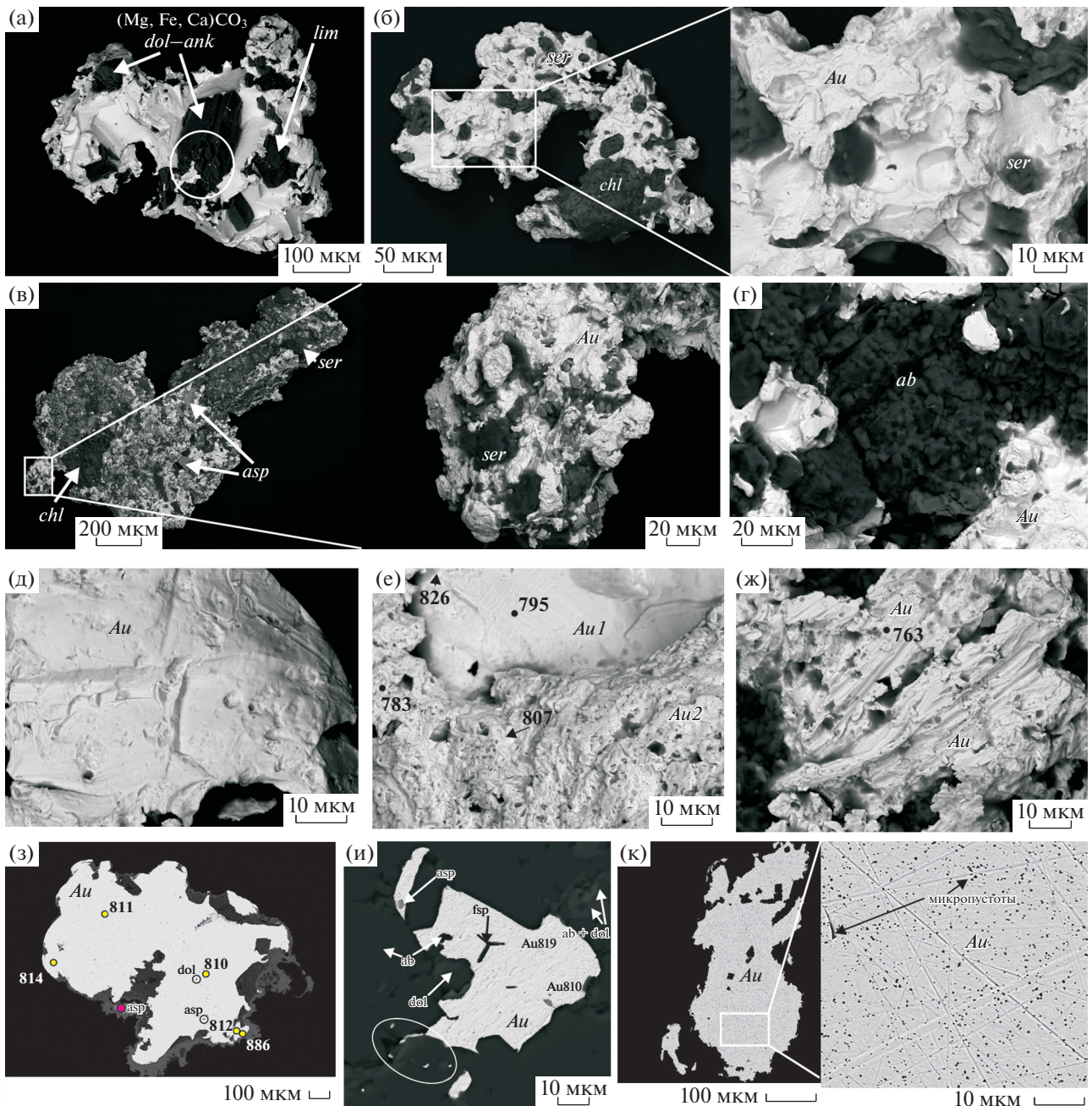


Фиг. 10. Особенности морфологии видимого (>0.2 мм) золота.

а–г – неправильные цементационные и интерстициальные формы: а – интерстициальное массивное золото с отпечатками граней кристаллов кварца, альбита, карбоната (ПЛК770); б – трещинное с фрагментами пористого, выполнявшее межзерновое пространство (ПЛК770); в – гемидиоморфное комковидное с фрагментами кристаллического (ПЛК157); г – цементационное комковидное в сростании с губчато-пористым (ПЛК-154); д–е – трещинное таблитчатое (“омчакский” тип) с высокопористой поверхностью: д – в сростании со сфалеритом (ПЛК-128), е – в сростании с хлоритом (ПЛК-143), на поверхности – поздние борозды скольжения. Фото зерен в отраженных электронах, аналитик Л.О. Магазина.

скольжения от стенок притертых поверхностей, где происходила кристаллизация самородного золота (фиг. 11ж). Губчато-пористое самородное золото с большим количеством бугорков и микропор на поверхности (до 20 пор/100 мкм²) развивается на периферии массивных выделений самородного золота (фиг. 11е, ж). Около 15% пор отличаются размером (2–3 мкм) и глубиной. В некоторых содержатся карбонаты и серицит. Гладкая поверхность с отпечатками других минералов и относительно крупными (2–3 мкм) редкими (1–2 поры/100 мкм²) порами встречается реже (фиг. 11а, д).

В отдельных зернах самородного золота отмечены относительно крупные включения пирита, арсенопирита, кварца, карбоната, альбита, калиевого полевого шпата (КПШ), серицита, хлорита и сфалерита. Мономинеральные агрегаты и иногда единичные кристаллы серицита, альбита, карбоната, арсенопирита, реже КПШ, выполняют пустоты в самородном золоте, сростаются с золоти́нами, или их остроугольные обломки цементируются самородным золотом (фиг. 11б, в, г, ж, з, и). Каждое изолированное включение выполнено или серицитом, или альбитом, иногда КПШ или кар-



Фиг. 11. Срастания самородного золота с жильными минералами и включения в золоте. а–г – видимое весьма мелкое (>100 мкм) интерстициальное и цементационное массивное и губчато-пористое самородное золото в срастании с доломитом-анкеритом (ank), (белым кружком на фиг. 11а обведен карбонат с микровключениями самородного золота (а), серицитом (ser) и хлоритом (chl) (б); с арсенопиритом и хлоритом (в); альбитом (ab) (г); д–ж – поверхность интерстициального золота: д – гладкая поверхность с отпечатками кристаллов жильных и рудных минералов; е – губчато-пористое золото с шероховатой поверхностью на периферии массивных выделений золота с гладкой поверхностью; ж – слепки дорудных борозд скольжения на пористой золотине. з–к – микровключения в золоте. з – золотина с редкими включениями обломков карбоната (dol) и арсенопирита (asp), мелкие черные точки – микровключения (преимущественно пустоты) (50–60 шт. на 100 мкм²); и – золотина в интерстициальном пространстве альбит-доломитового метасоматита содержит включения калиевого полевого шпата (fsp). Включения альбита (ab) и арсенопирита (asp) в золоте (Au) имеют четкую кристаллографическую огранку, что может указывать на их захват в твердом состоянии. Внутреннее строение золотины характеризуется развитием микропустот (ок. 30 шт на 100 мкм²). Вокруг крупного выделения развиты микронная вкрапленность золота (обведено); к – золотина из ксенолита кварцевой жилы в взрывных брекчиях штока Ванин насыщена множеством микровключений, на врезке видно, что это преимущественно пустоты 0.1–0.5 мкм в поперечнике со средней плотностью 39–40 шт. на 100 мкм²; а–ж, и – изображения в отраженных (backscattered) электронах (СЭМ, аналитик Л.О. Магазина); а–ж – препараты зерен на скотче; а, в, д, ж – проба ПЛК118; б – проба ПЛК157; г, е – проба ПЛК103; з, к – изображения в отраженных (backscattered) электронах, аналитик С.Е. Борисовский; смонтированные шлифы.

бонатом. Редко выявляются совместные включения серицита и хлорита. Состав включений в самородном золоте не противоречит предположению о том, что кристаллизация самородного золота происходила при образовании синрудных метасоматитов.

В поперечных срезах золотин (фиг. 11з, и, к) видно, что в них содержится обильная равномерно распределенная вкрапленность неидентифицируемых твердых включений размером менее 1 мкм и микропустот такого же размера. Неоднородности и равномерно распределенные микровключения обнаружены только в тонком самородном золоте из доломит-альбитовых метасоматитов. В самородном золоте из ксенолита кварцевой жилы из штока Ванин (ПЛК-187), в самородном золоте с СЗ фланга рудной зоны 1 (ПЛК-108) и из скважин, пробуренных по 9-й рудной зоне (пробы ПЛК-124, 125), а кроме того, на срезах пластинчатого (“омчакского”) самородного золота в наиболее крупных остроугольных включениях определены карбонат и арсенопирит (фиг. 11з, и). Самородное золото с большим количеством микровключений сосредотачивается на периферии рудных зон, тогда как массивное характерно для центральной части месторождения. Относительно крупные пустоты, которые можно идентифицировать как деформированные газовые пузырьки, установлены в самородном золоте из пробы ПЛК-125 (фиг. 12, д2, д3, ж2). Твердофазные остроугольные включения в золоте могут быть интерпретированы как обломки вмещающих метасоматитов, а округлые пустоты (поскольку анализ стенок таких пустот не установил ничего кроме

золота) могут быть первичными сингенетическими (по Леммлейн, 1973) газовыми или водными включениями.

Показателем неоднородности самородного золота служит дисперсия пробности, определенная по результатам замеров пробности отдельных золотин в одной пробе и хорошо согласующаяся с наблюдениями над протравленными золотинами. Этот показатель меняется от 216–155 в пробах с однородным (монокристаллическим?) самородным золотом (ПЛК124, ПЛК146, ПЛК108) до 200–1120 в пробах с заметными пятнистыми неоднородностями золота (ПЛК154, ПЛК125) и достигает 4000–9500 в пробах с контрастными неоднородностями самородного золота (ПЛК103, ПЛК117). В целом по месторождению показатель составляет 2558, что может отражать большое количество анализов, нацеленных на выявление неоднородностей или различий самородного золота в рудных зонах 1 и 9 (табл. 3).

По результатам травления золотин и фотографирования их в отраженном свете и в обратно-рассеянных и вторичных электронах установлено, что большая часть золотин имеет зернистое или монокристалльное неяснозональное строение (фиг. 12). Преобладает однородное по составу самородное золото, тогда как золотины с высокопробными каймами или неясноблоковым строением и неравномерным распределением серебра составляют не более 2–3% от проанализированных. Самородное золото с пониженной пробностью находится в сростаниях с карбонатами и силикатами (альбит, серицит). Кроме того, вариации пробности обеспечиваются снижением содержа-

Фиг. 12. Особенности внутреннего строения золота.

а–в – наиболее распространенные прожилковидные однородные (дисперсия пробности по пробам от 26 до 155), монокристаллические (?) зерна золота. а – (проба ПЛК124) в сростании с арсенопиритом; а1 – фото травленного зерна в отраженном свете, а2 – во вторичных электронах (802–806); б – (ПЛК146) фото во вторичных электронах; б1 – прожилковидное монокристаллическое (пробность 804–817) в сростании с кварцем и доломит-анкеритом, б2 – мелкие пятнистые неоднородности в золоте (790–793) с включениями арсенопирита; в – (ПЛК108) – однородное прожилковидное в арсенопирите, прожилки от массивных до тонких; в1 – фото травленного зерна в отраженном свете, в2 – фото травленного зерна в отраженном свете, в3 – фото во вторичных электронах; г–д – золото неоднородного (дисперсия пробности от 200 до 1120) мозаичного строения с признаками начальной эпигенетической перекристаллизации с образованием неконтрастной сети прожилков относительно низкопробного золота (темное); г – (ПЛК 154), слабо проявленная перекристаллизация, д – (ПЛК125), отчетливо проявленная с образованием более крупных блоков различной пробности: д1 – сетка высокопробных прожилков и низкопробные блоки фиксируют начальную стадию грануляции (перекристаллизации) золота, фото травленного зерна в отраженном свете, д2–д3 – самородное золото из доломит-анкерит-кварцевых метасоматитов насыщено субмикронными обломками карбоната (dol) и арсенопирита (asp) и микропорами, содержит небольшое количество изометричных и деформированных газовых пузырьков (обведены), д2 – низкопробный прожилок среди относительно более высокопробного золота и д3 – однородное золото средней пробности; фото в отраженных электронах. е–ж – золото неоднородное (дисперсия пробности 4000–9500): е – золото из верхней части (зона окисления) месторождения (ПЛК103): е1 – низко- и высокопробное в сростании с гидроокислами железа, малахитом и самородной медью, фото в отраженных электронах, е2 – однородное с высокопробной каймой в сростании с окисленным арсенопиритом, характерна микробрекчиевая (карбонат (ank) и арсенопирит (asp) в мелких (<1 мкм) обломках) и микропорная структура, фото в отраженных электронах; ж (ПЛК117) – ж1 – зональное проявление неоднородности: светлое – относительно высокопробное золото, темное – низкопробное, фото травленного зерна в отраженном свете; ж2 – деформационная диффузионная кайма на срезе таблитчатого (“омчакского”) золота. Множественные субмикронные обломки и поры, а также редкие деформированные пустоты (обведено), фото в отраженных электронах.

Фото в отраженных электронах: а–г – аналитик Л.О. Магазина, д–з – аналитик Е.В. Ковальчук. Фото травленных зерен в отраженном свете выполнены в ЦНИГРИ Л.Н. Шатиловой.

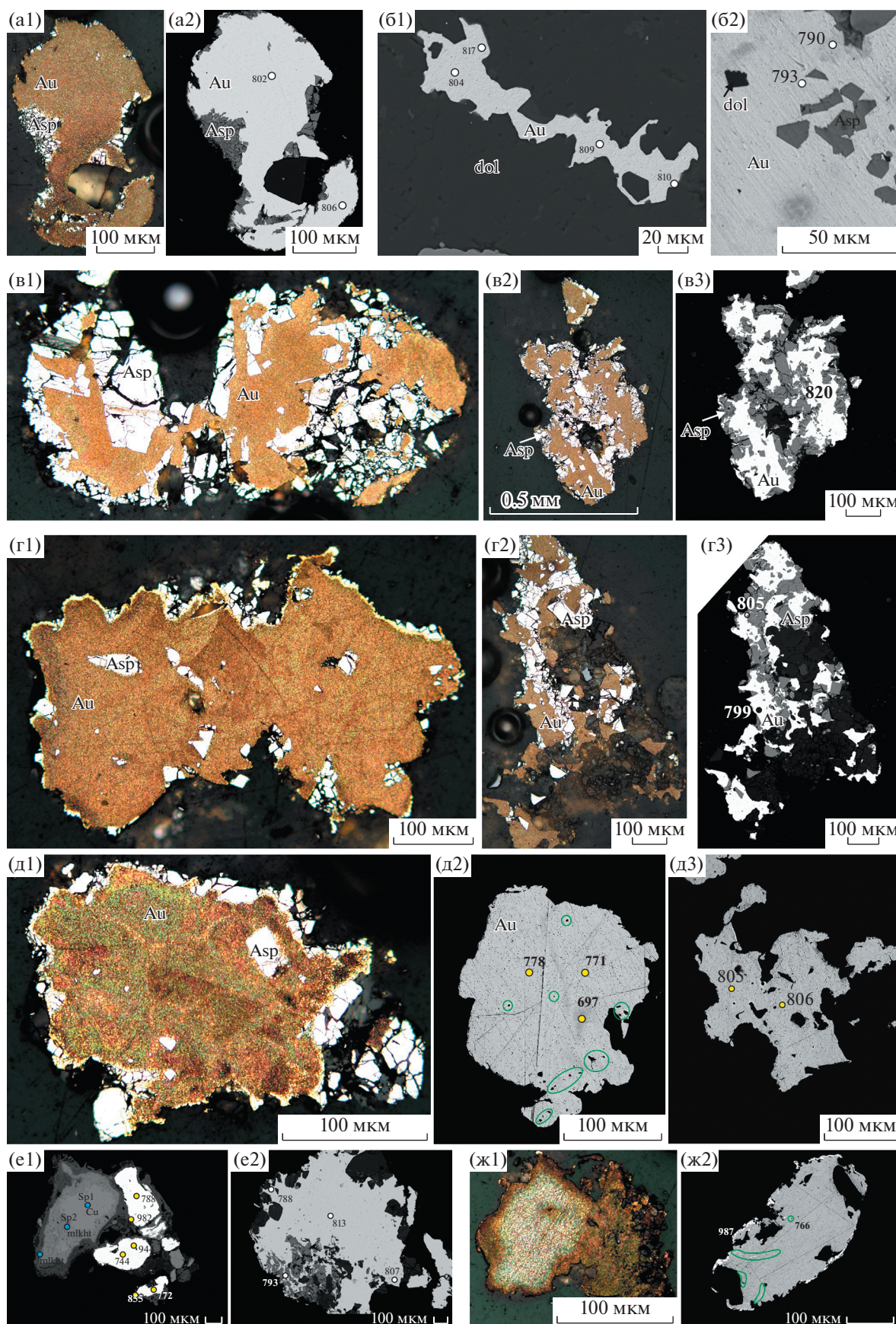
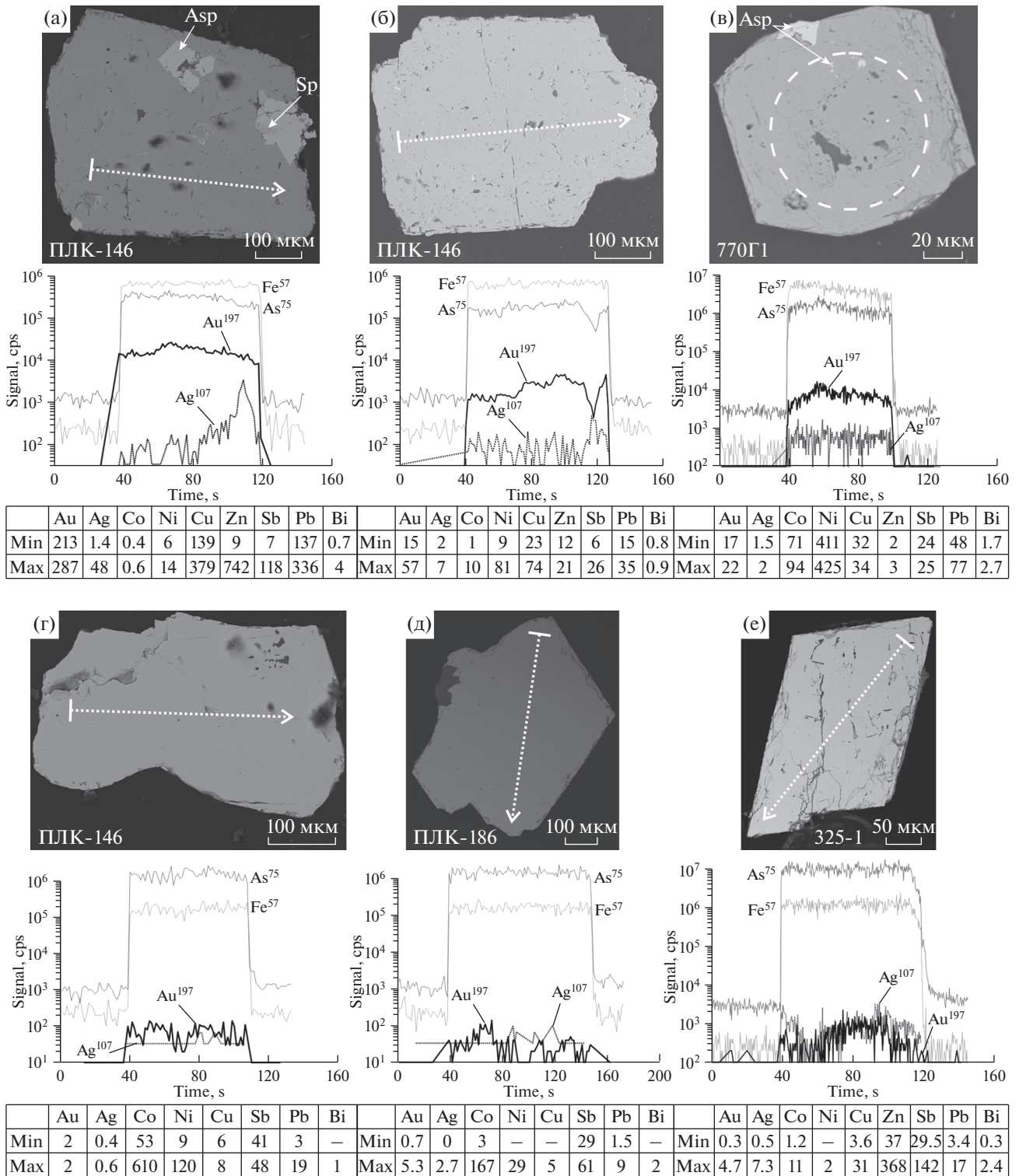


Таблица 3. Некоторые статистические характеристики пробыности самородного золота месторождения Павлик в зависимости от аналитических методов, положения проб в пространстве и по отдельным пробам

Вид анализа	Место отбора пробы	Высота	N_Au	N_n (вес, г)	Дисперсия	Пробность*	Квартиль_1	Квартиль_3	Мин	Макс
РСМА	Павлик		59	152	2671	806	792	815	697	990
СЭМ	Павлик		34	45	2221	804	792	825	762	995
СЭМ + РСМА	Павлик		93	197	2558	806	792	816	697	995
ICP MS	Объединенная проба			(0.013)		771				
РСМА	Центр месторождения		44	102	1950	807	802	816	697	990
РСМА	“омчакское”		7	25	7500	804	778	889	753	990
РСМА	ПЛК187	797	8	25	174	793	790	799	772	817
СЭМ + РСМА	1 зона		67	146	2382	807	793	844	744	990
СЭМ + РСМА	9 зона		26	51	1236	806	802	811	697	995
Рудная зона 1										
РСМА	ПЛК103	945	3	15	4114	811	791	835	744	982
СЭМ	ПЛК103	945	1	1		972				
РСМА	ПЛК108	941	7	14	155	849	845	855	819	866
РСМА	ПЛК117	718	3	10	9237	801	766	912	761	990
СЭМ	ПЛК118	712	1	1		779				
РСМА	ПЛК154	763	7	14	201	797	790	810	771	816
СЭМ	ПЛК154	763	2	4	276	802	793	810	780	819
СЭМ	ПЛК160	712	1	1		762				
РСМА	ПЛК186	742	4	12	6	805	804	806	801	809
СЭМ	ПЛК770	770	23	24	1117	813	792	835	774	884
Рудная зона 9										
РСМА	ПЛК124	631	15	26	26	810	806	814	802	823
РСМА	ПЛК125	622	5	11	1043	798	774	805	697	806
СЭМ	ПЛК128	580.7	1	1		891				
СЭМ	ПЛК143	581.2	1	1		995				
СЭМ	ПЛК146	566	4	12	112	799	793	810	784	817

Примечание. * – медианное значение или рассчитанное по единичному замеру.



Фиг. 13. Графики распределения Au и Ag в золотосодержащем мышьяковистом пирите (а–в) и арсенипирите (г–е). На графиках по вертикальной оси – количество импульсов соответствующего элемента в секунду (signal, cps), по горизонтальной оси – развертка времени (time, s); диаметр пучка лазера D = 60 мкм, длина профилей (мкм): 1) 400; 2) 426; 3) точечный анализ, 4) 345; 5) 545; 6) 398; D = 80 мкм. В таблицах приведены минимальные (min) и максимальные (max) содержания элементов (ppm) в профиле; прочерк – ниже предела обнаружения. Фотографии зерен в отраженных электронах. Профили зондирования получены методом LA-ICP-MS. Аналитик В.Д. Абрамова.

ний серебра в высокопробных каймах, развитых вокруг “омчакского” золота.

Пятнистые неоднородности обусловлены неравномерным распределением серебра в самородном золоте. Как видно на микрофотографиях, значительная часть неоднородностей связана с перераспределением серебра в отдельные блоки с очищением межблоковых пространств (фиг. 12, г1, д1). На протравленных поверхностях наблюдаются признаки начальной перекристаллизации, связанной с изменением температуры и давления. Наблюдаемые структуры можно сравнить со структурами, формирующимися при грануляции кварца.

На фотографиях срезов золотин в обратно-рассеянных электронах, при общей однородной плотности зерен, наблюдаются области в виде неправильных обособлений или зон с повышенным или пониженным отражением электронов (фиг. 12, б2, д2). Например, в центральной части пористой золотины (фиг. 12, д2) с пробностью 763–766, наблюдается зона с пониженной пробностью (680). Довольно значительные (в пределах 40 единиц) вариации пробности характерны для агрегатов с губчато-пористым (от 783 до 807) и массивным самородным золотом (от 795 до 826) (фиг. 11е). Эти вариации могут быть обусловлены неравномерным распределением серебра при осаждении самородного золота.

Контрастная неоднородность распределения участков разной пробности по объему зерна наиболее ярко проявлена в уплощенных лепешкообразных зернах золота с гладкими краями (“омчакский” тип) (фиг. 12ж). Каймы толщиной 3–10 мкм в краевых частях золотин имеют пробность от 950 до 998, таким же составом золота обладают тонкие червеобразные выделения (10–18 мкм по длинной стороне), незакономерно располагающиеся в объеме зерна, в то время как проба золотин меняется от 750 до 785. Каймы повторяют неправильные контуры выделений самородного золота, внутренняя граница их очень нечеткая.

“Невидимое” золото

Содержание золота в пиритах по результатам РСМА низкое и поднимается выше 2σ (30 г/т) только в 3 зернах из 18 измеренных. Замеры LA-ICP-MS (60 замеров по 29 зернам из 8 проб) показали, что в 8% зерен содержание ниже чувствительности, в 65% зерен содержание выше 1 г/т, а в 3 зернах (5%) мышьяковистого пирита пробы ПЛК-146 содержание Au достигает 213–287 г/т (дисперсия по выборке – 3076). Содержание золота в пиритах демонстрирует высокую корреляцию с содержаниями As (+0.77) и значимую положительную с Sb (0.57) и Pb (0.54). Отме-

тим низкую корреляцию для пары Au–Ag (0.34). Поперечное профилирование через зерна пирита из пробы ПЛК-146 (фиг. 13а, б) показывает неоднородность распределения примесей в зернах пирита, связанную как с его блоковым строением (показано на примере Ag), так и с высокой трещиноватостью и реликтовыми включениями вмещающих пород. Профилирование на глубину (фиг. 13в) с выдержкой по времени дает сходные особенности распределения примесей.

Содержание золота в арсенопиритах находится на уровне 0–70 г/т, превышая 2σ (34 г/т) в 17.5% случаях (РСМА, 40 анализов). Сходные результаты получены и при помощи лазерной абляции (LA-ICP-MS, 105 анализов). Содержание золота составляет от 0.15 до 7.63 г/т, причем содержания выше 1 г/т наблюдаются в 47% проб (дисперсия – 1.5). Высокие уровни корреляционных связей установлены для пар Sb–Bi (0.71), Co–Ni (0.62), Cr–Zn (0.65), Ag–Pb, Ag–Bi, Pb–Bi, In–Sn. Содержание золота показало положительную корреляцию на границе значимости с Bi (0.46), Ag (0.39), Sb (0.39), Pb (0.36). Отсутствие связи микропримеси золота с Fe, As и S подтверждается анализом профилей зондирования отдельных зерен арсенопирита из проб с высокими содержаниями золота – ПЛК-186 (фиг. 13д) и ПЛК-146 (фиг. 13г) и с низкими содержаниями золота – 325-1-7 (фиг. 13е). И на продольных, и на вертикальных профилях наблюдается крайне неравномерное распределение примесей, а также их локализация в отдельных блоках зерен арсенопирита.

Среди сульфидов синрудной ассоциации только мышьяковистый пирит является концентратом “невидимого” золота. Это хорошо согласуется с тем, что для части пирита и самородного золота установлены соотношения, позволяющие предполагать одновременность их кристаллизации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты изучения самородного золота месторождения Павлик могут быть использованы для корректировки представлений о генезисе золото-кварцевых объектов, определения направлений их практического использования, в том числе при поисках месторождений и при выявлении возможных причин потерь золота при обогащении руд.

Крупность самородного золота

Полученные нами результаты указывают на то, что на месторождении Павлик преобладает мелкое и тонкое самородное золото в сростаниях с жильными минералами (кварц, карбонаты) и сульфидами (пирит, арсенопирит). В сульфидах устанавливается как тонкое самородное золото в виде включений, так и самородное золото, входя-

шее в кристаллическую решетку пирита. По результатам микроскопических и электронно-микроскопических исследований руд месторождения Павлик нами установлено тонкодисперсное (менее 10 мкм) и пылевидное (10–50 мкм) самородное золото. Примененная нами методика обработки проб не позволяет полностью оценить его относительное количество, поскольку выявленное тонкое самородное золото, находящееся в сростаниях с кварцем и карбонатами или в виде тончайшей изолированной вкрапленности в карбонатах, по-видимому, оказывается недоступным для извлечения гравитационным способом при дроблении до 200 меш (примерно 74 микрона). Для того чтобы дополнить наши представления о количественных соотношениях золота различного размера и соотношении субмикронного и связанного золота на месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла, мы сравнили наши результаты с результатами отработки (отчеты компании “Полюс” в 2018–2019 гг. (сайт polus.com)), фазового анализа (Казимиров и др., 2008) и технологических исследований (Шаров и др., 2002) золото-кварцевых руд расположенного в 12 км к северу месторождения Наталка.

Для руд с низкими содержаниями извлечение золота на месторождении Наталка по гравитационно-флотационной схеме, по данным отчетов компании “Полюс” в 2018–2019 гг., составило от 55.1 до 71.7% (сайт polus.com). Ранее, на основании результатов валового анализа монофракций сульфидов и единичных зерен арсенипирита, неоднократно (Гончаров и др., 2002; Волков и др., 2006; Соцкая, 2017) высказывалось мнение, что низкое извлечение может быть связано со значительным количеством золота, связанного в сульфидах месторождений Омчакского рудно-россыпного района. Предположениям о развитии золота, связанного в сульфидах, противоречат результаты фазового анализа руд (Казимиров и др., 2008), согласно которым в рудах месторождения Наталка свободное (амальгамируемое) золото составляет 82%, золото в сростках (цианируемое) – 4%, в сростках с гидроксидами железа – 2.5%, в сульфидах – 2.3%, в сростках с углеродистым веществом – 2.2% и с породообразующими минералами – 7%. Данные фазового анализа подтверждают результаты ранее проведенных технологических исследований. Г.Н. Шаров с соавторами (2002) определяют сквозное извлечение золота из золото-кварцевых руд в 86–87%, а основные потери (12%) относятся на стадию получения гравитационного и флотационного концентратов (извлечение в гравитационный концентрат – 69.9%, а во флотационный (сростки с сульфидами) – 17.8%). После цианирования флотационного продукта золото из сульфидов почти полностью извлекается.

Анализ этих данных показывает, что наибольшее расхождение (более 12%) наблюдается между

количеством свободного (амальгамируемого) золота (82%) и количеством самородного золота, извлекаемого гравитацией (70% и менее). Это позволяет предполагать значительное развитие тонкодисперсного золота в сростании с нефлотлируемыми кварцем, карбонатом и различными силикатами. Из-за своих незначительных размеров это золото не может быть высвобождено из сростаний с нерудными минералами при измельчении и не попадает ни в гравитационный, ни во флотационный концентрат.

Разработанная для условий ЗРК “ПАВЛИК” (<https://www.arlan.ru/news/685>) комбинированная технологическая схема включает гравитационное обогащение руды, флотацию хвостов гравитации и сорбционное цианирование полученных золотосодержащих сульфидных гравитационных концентратов. Извлечение золота в конечный товарный продукт – сплав Доре – составляет 82–83%. Сравнивая эти данные с результатом анализа данных по месторождению Наталка, заключаем, что 17–18% потери по весу связаны с субмикронным и пылевидным самородным золотом. Сравнение приведенных данных по потерям при отработке месторождения Павлик с результатами гранулометрического анализа (в среднем удалось извлечь около 6% золотин с размерами менее 100 мкм) позволяет увеличить оценку количества пылевидного и субмикронного самородного золота (–74 мкм) до 15–20%.

Таким образом, подтверждаются наши предположения о широком распространении на месторождении Павлик тонкодисперсного самородного золота, не связанного в сульфидах, и о незначительном развитии на месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла высокозолотосодержащих сульфидов, в которых золото бы входило в кристаллическую решетку или находилось в виде примесей коллоидного размера, как это обнаружено в месторождениях Нежданинское, Олимпиада и Сентачан (Genkin et al., 1998).

Возможными путями решения проблемы потерь золота могут быть свертонкий помол руд и/или проведение цианирования хвостов флотации после их обработки кислотами для частичного погашения карбонатов.

Последовательность минералоотложения, изменение физико-химических условий при отложении самородного золота

Сопоставление полученных нами данных о последовательности образования минералов не противоречит данным предшественников (Тюкова, Ворошин, 2007; Соцкая, 2017). Метасоматиты могут быть сопоставлены с березитами, которые формировались в зонах тектонитов месторождений Нежданинское (Алпатов, 1998; Бортников

и др., 2007) и Наталка (Стружков и др., 2006; Горячев и др., 2008). Брекчии вмещающих пород и раннего кварца с кварцевым, углеродисто-кварцевым и карбонатно-кварцевым цементом установлены на многих золоторудных месторождениях как Омчакского района (Гончаров и др., 2002), так и за его пределами (Аристов и др., 2016). Такие брекчии обычно маркируют локальные зоны растяжения по простиранию сдвиговых нарушений или пересечения разрывных нарушений. На Павлике, кроме основной рудной зоны, брекчии часто наблюдаются в пологих прожилках сбросовой кинематики. Характерные текстуры брекчий позволяют связывать их образование с явлениями гидроразрыва (Константинов, 1977; Je'brak, 1997). Вариации давления от 2.5 до 0.5 кбар, установленные нами (Савчук и др., 2018) на Павлике по флюидным включениям в разновозрастном кварце, не противоречат предположению о значительных колебаниях давления при образовании брекчий. Возможно, что высокотемпературными фаціальными аналогами гидротермальных брекчий являются описанные В.А. Сидоровым (Сидоров и др., 2010) эксплозивные брекчии штока Ванин. Установленные эпизоды образования кварц-карбонатных прожилков, а также развитие брекчий гидроразрыва позволяют нам считать, что, как и на других орогенных месторождениях (Sibson et al., 1988), на месторождении Павлик давление флюидов неоднократно превышало литостатическое давление. Причиной этого могли быть сейсмические события, приводившие к разгерметизации и развитию сети трещиноватости в зоне разрывных нарушений.

Взаимоотношения самородного золота с пиритом не противоречат предположению, что кристаллизация самородного золота на месторождении Павлик происходит позже образования крупных метасоматических кристаллов пирита и близодновременно с агрегатами пирита одной из поздних минеральных ассоциаций.

Анализ соотношений арсенопирита с вмещающими породами, минералами метасоматитов (альбит, калиевый полевой шпат, карбонаты), пиритом и минералами продуктивной (золоторудной) ассоциации позволяют считать, что образование арсенопирита, так же как образование жильных, прожилковых и вкрапленных выделений пирита, кварца, анкерита-доломита и альбита, является длительным, сквозным, фоновым процессом. Этот процесс может прерываться отдельными тектоническими эпизодами, но не прекращается во все время формирования руд месторождения Павлик. Отметим, что изменение состава флюидов фиксируется по появлению во включениях в самородном золоте и в арсенопирите новообразованного калиевого полевого шпата вместо альбита (фиг. 11и). Одновременное образование самородного золота и части пирита и/или арсенопи-

рита (фиг. 6е–з) не противоречит фактам, установленным на других орогенных месторождениях золота. Например, на месторождении Наталка арсенопириты нескольких генераций (Горячев и др., 2008) образуются раньше самородного золота, совместно и после него. Сходные взаимоотношения самородного золота и арсенопирита подчеркивались Н.В. Петровской для месторождения Советское (Петровская, 1973, стр. 62).

В пирите и арсенопирите развиты субмикроскопические включения самородного золота и сульфидов полиметаллов (фиг. 5ж, 6в, д–ж, 7а, б). Их образование в условиях пониженных пересыщений может объясняться локальным повышением концентрации Au, Zn, Cu, Pb за счет адсорбции на растущих гранях пирита и арсенопирита. Возможно, что кристаллизация небольшого количества сфалерита, халькопирита и галенита происходит при поступлении растворов, содержащих Zn, Cu, Pb. Поскольку включения наблюдаются достаточно редко (1–2 зерна с включениями на 10–15 зерен без включений), второй вариант выглядит предпочтительным. В этом случае и самородное золото, и сульфиды полиметаллов могут откладываться на локальных редокс-барьерах при частичном растворении уже раскристаллизованного пирита и арсенопирита (Pokrovski et al., 2002). Близость времени кристаллизации халькопирита, сфалерита, пирротина и самородного золота подтверждается тем, что они вместе выполняют трещины в пирите и арсенопирите или образуют сростания в кварц-карбонат-серицитовых агрегатах (фиг. 7а, б, д, е). В то же время прожилки или ореолы пылевидной золотой вкрапленности часто пространственно обособлены от сульфидов (фиг. 7г, ж, з), что может быть объяснено низкой активностью серы в золотоносном флюиде в отличие от флюида, содержащего As.

Самородное золото осаждается в породах, в которых уже существуют метаморфические ассоциации минералов и развит региональный кливаж (фиг. 5ж). Дробление арсенопирита и цементирование его обломков самородным золотом (фиг. 7в, ж) указывают на тектонические события, непосредственно предшествовавшие образованию относительно крупных выделений самородного золота. В менее хрупких кварц-серицит-хлорит-альбит-карбонатных метасоматических агрегатах морфология самородного золота подчинена микротрещинам, развитым вдоль нарушенных межзерновых границ. Вдоль большинства трещин, содержащих самородное золото, смещения не установлены (напр., фиг. 7г, д). Эти наблюдения хорошо согласуются с данными по месторождениям Бендиго (Wilson et al., 2013) и Фостервил (Voisey et al., 2020). Однако самородное золото месторождения Павлик приурочено к трещинам отрыва и скола и не обнаруживает тесной связи со стилолитовыми швами или швами рас-

творения под давлением (pressure solution seams), как установлено на месторождении Фостервил (Voisey et al., 2020). Кулисное расположение в арсенопирите трещин, выполненных самородным золотом (напр., фиг. 7в), может указывать на начальную стадию разрушения пород при превышении гидростатическим давлением литостатического и развитии хрупких деформаций в наиболее компетентных минералах. О локальном повышении давления газонасыщенного флюида, превышающем предел прочности пород непосредственно перед отложением самородного золота, могут свидетельствовать: параллельное образование прожилковидных выделений самородного золота в хрупких сульфидах и интерстициальный рост самородного золота в метасоматитах; насыщенность отдельных золотинок микропорами и одновременно обломками вмещающих пород и минералов сходной величины (фиг. 11е–к, фиг. 12, д2, д3, ж1).

Установленные точечными методами анализа уровни содержания “невидимого” золота в арсенопирите и пирите месторождения Павлик невысокие, что отличает сульфиды месторождения от сульфидов, которые анализировались прецизионными методами А.Д. Генкиным с соавторами в мезотермальных месторождениях золота Олимпиада, Ведуга, Нежданнинское и Сентачан (Genkin et al., 1998). Низкие содержания хорошо согласуются с экспериментальными данными, приведенными в статье (Trigub et al., 2017) для кристаллизации пирита и арсенопирита из растворов, ненасыщенных по золоту. Содержание золота несколько повышено в мышьяковистом пирите, что характерно как для орогенных месторождений золота, например Сухой Лог (Large et al., 2007; Гаврилов, Кряжев, 2008), месторождений карлинского типа (Воронцовское..., 2016; Cline et al., 2005; Barker et al, 2011), так и для золоторудных эпитермальных объектов. Как показано в работе (Reich et al., 2005), молярное соотношение Au/As в мышьяковистом пирите может являться индикатором химического состояния Au в пирите (наноразмерное (Au/As > 0.2) или ионное (Au¹⁺) золото), а также использоваться для определения состояния насыщения раствора, из которого шла кристаллизация золота. Определенные уровни содержания золота в мышьяковистом пирите месторождения Павлик и Au/As < 0.01 (Сидорова и др., 2020) однозначно указывают на то, что, как и на месторождениях карлинского типа, в мышьяковистом пирите золото находится в форме твердого раствора в ионном состоянии (Au¹⁺), и на насыщение рудообразующего флюида по отношению к самородному золоту. Таким образом, анализ сульфидов приводит к выводу, что их кристаллизация происходила из растворов, ненасыщенных по отношению к самородному золоту. Противоречит этому предположению то, что, как показано

нами выше, большая часть золота на месторождении Павлик не связана в сульфидах и тонкодисперсное золото составляет не менее 15% по весу от всего золота месторождения. Согласно данным по эпитермальным месторождениям (Reich et al., 2005), это может означать, что отложение самородного золота происходит из растворов, пересыщенных по самородному золоту. Очевидное противоречие может быть разрешено предположением, что отложение самородного золота является самостоятельным относительно образования сульфидов процессом, или что на момент поступления золота в область рудоотложения мышьяковистый пирит отсутствовал. Поскольку мышьяковистый пирит является метастабильной фазой, существующей в широких диапазонах давления и температур, можно считать отсутствие мышьяковистого пирита на момент отложения золота маловероятным. Более вероятным является первое предположение. Отсутствие признаков смешения золотоносных и серосодержащих флюидов находит объяснение в высоком флюидном давлении первых.

Неоднородности самородного золота могут быть использованы для выявления его постепенного роста или перекристаллизации (Самородное ..., 2015). Высокая однородность самородного золота на месторождении Павлик, отсутствие зон роста кристаллов или двойников, слабо развитые деформационные неоднородности состава, установленные при травлении золотинок, а также при изучении золотинок в обратно-рассеянных электронах, позволяют предполагать образование золотинок при слипании наноразмерных частиц, по механизму самосборки (self-assembly) (Zhou et al., 2013). Этот механизм рассматривается как ведущий при образовании самородного золота как на эпитермальных (Saunders, Burke, 2017), так и на орогенных (Voisey et al., 2020) месторождениях.

Проявление сорбционных процессов, по-видимому, ограничивается влиянием на пробность самородного золота, кристаллизующегося в сростании с сульфидами (>800) и в сростаниях с карбонатами и силикатами (появление мелких относительно низкопробных зерен).

Высокопробные каймы, так же как структуры начальной грануляции, могут быть связаны с диффузионным выносом серебра под действием более поздних тектонических деформаций золотинок или фиксируют уменьшение количества серебра во флюиде из-за меньшей устойчивости его комплексных соединений. Последнее предположение согласуется с уменьшением пробности самородного золота на нижних горизонтах месторождения и с тем, что каймы характерны для золотинок определенной морфологии. По мнению С.В. Яблоковой (Плутешко и др., 1988), сходные неоднородности в структуре самородного золота Наталкинского месторождения объясняются ча-

стичным диффузионным выносом серебра под влиянием длительного теплового воздействия. Этому предположению противоречит отсутствие высокопробных кайм в самородном золоте из ксенолита кварцевой жилы в риодацитах штока Ванин (ПЛК-187).

Реликты высокопробного самородного золота, а также структуры, сходные со структурами распада твердого раствора, и низкопробные зоны по периферии золотин Наталкинского месторождения позволяют предшественникам (Плутешко и др., 1988) говорить о ранней, сопровождавшейся отложением в основном тонкодисперсного самородного золота, и поздней стадиях образования самородного золота. Вывод о четырех генерациях самородного золота, основная масса которого образована в ходе двух стадий рудоотложения, сделан в работе (Гончаров и др., 2002). Образование кристаллов низкопробного самородного золота, прожилков низкопробного самородного золота в высокопробном, а также деформацию и перекристаллизацию высокопробного самородного золота связывают с проявлениями мелового риолитового магматизма (Горячев и др., 2008). Предполагается, что во время поздней стадии тонкодисперсное самородное золото переотлагалось и ассимилировалось крупным самородным золотом. По мнению А.Д. Генкина с соавторами (Genkin et al., 1998), на месторождениях Олимпиада, Ведуга, Нежданинское и Сентачан химически связанное Au и субмикроскопическое золото в сульфидах (в арсенопирите и пирите) откладывалось раньше и, видимо, из других по составу флюидов (первая стадия). Самородное золото в жилах или в выполнении трещин, нарастающее на золотосодержащий арсенопирит, образуется позднее (вторая стадия). Такая последовательность отражает эволюцию состава флюида или вовлечение в рудный процесс более чем одного флюида. При этом нет никаких признаков, по которым можно было бы определить, что позднее самородное золото образуется при перекристаллизации золотосодержащих сульфидов (Genkin et al., 1998). Укрупнение самородного золота при его перекристаллизации и переотложении под давлением рассматривается для месторождения Фостервил в Австралии (Voisey et al., 2020). На начальной стадии несовместимость флюидов приводит к критическому пересыщению флюидов и осаждению наночастиц золота в кварце, вдоль трещин в зонах разрывных нарушений. В асейсмические моменты в транспрессионных обстановках происходит перераспределение и рост крупного самородного золота. В кварце этот процесс обусловлен частичным растворением и выносом вещества под давлением и накоплением нерастворимых частиц золота в сутурных швах, а в сульфидах – развитием трещиноватости и влиянием различных электрохимических процессов (Voisey et al., 2020).

Полученные нами данные свидетельствуют в пользу выделения самостоятельной золоторудной ассоциации, начало образования которой сопровождается изменением тектонической обстановки в области рудоотложения и появлением в этой области новых по составу и физико-химическим параметрам рудообразующих флюидов. Кристаллизация большей части пирита/арсенопирита и осаждение большей части самородного золота происходит в результате отличающихся процессов и из флюидов, различающихся по составу и фазовому состоянию. Особенности морфологии самородного золота и, в первую очередь, вариации его крупности могут объясняться физико-механическими свойствами среды, в которой оно откладывается. Чем крупнее были доступные для отложения самородного золота поры и трещины, тем крупнее оказались его выделения. Сетчатый и пятнистый характер неоднородностей самородного золота не противоречит предположению о его перекристаллизации при внутрирудных или последующих деформационных процессах, однако эти явления имеют ограниченное значение. Нет достаточных оснований, чтобы считать отложение самородного золота на месторождении Павлик процессом, при котором химический состав рудообразующего флюида существенно изменился. Наши данные по месторождению Павлик не противоречат предположению о том, что отложение самородного золота было одностадийным. Сходные результаты, указывающие на одностадийный характер образования золотой минерализации, получены Л.А. Остапенко с соавторами (2004) для месторождения Дегдекан, так же как и Павлик расположенного в Омчакском рудно-россыпном узле.

Поисковое значение особенностей самородного золота

Для определения поискового значения установленных морфологических и вещественных особенностей самородного золота месторождения Павлик нами проведено сравнение этих особенностей с особенностями самородного золота других коренных и россыпных месторождений Омчакского рудно-россыпного района (табл. 1 и 4).

Морфологические особенности самородного золота месторождения Павлик и состав примесей в нем практически не отличаются от модельных признаков, установленных в работе (Самородное..., 2015) для самородного золота месторождений золото-кварцевого малосульфидного типа. Основные морфологические формы самородного золота сходны с формами, описанными С.В. Яблоковой (Плутешко и др., 1988) на месторождении Наталка. В сравнении с самородным золотом Наталки, самородное золото месторождения Павлик характеризуется относительно крупным размером,

Таблица 4. Сводная характеристика самородного золота коренных месторождений и россыпи Омчакского рудно-россыпного узла

	Павлик*	Омчакская россыпь (Россыпи..., 1999; Гончаров и др., 2002)			Наталка (Плутешко и др., 1988)	Делекан (Литвиненко, 2009)
		нижняя часть и руч. Павлик	верхняя часть	россыпь руч. Наталкин		
Морфология	Интерстициальное, трещинно-прожилковое, губчатопористое, таблитчатое (омчакское)	Комковидное чешуйчатое губчатое пластинчатое	Комковидное, пластинчатое, дендритовидное, проволочковидное	Губчато-пористое, пластинчатое, дендритовидное, проволочковидное	Кристаллическое, интерстициальное, трещиннопрожилковое	Интерстициальное, трещиннопрожилковое, таблитчатое
Внутреннее строение	Однородное, зернистое, микровключения: газовые, альбита, доломита, арсенопирита. Высокопробные каймы	Высокопробные каймы. Включения лимонита, пирротина, галенита	Срастания с сульфидами, кварцем	Гидроокислы железа, сростки с кварцем, высокопробные каймы. Микровключения сульфидов	Однородное, зернистое, низкопробные каймы	
		0.3 мм **	0.48**	0.34**	0.075 мм ***	0.1 мм ***
Крупность, мм	Средние значения	0.52 мм**	0.48**	0.34**	0.075 мм ***	0.1 мм ***
	Пылевидное и тонкодисперсное	0.05 мм от 6 до 26%	фракция -0.5 мм - до 52.5%	фракция -0.5-67.3%	-0.05 мм 2.5-15%	-0.05 мм 16%
Крупное	Мелкое	+0.1-1 мм более 88%			+0.1 мм 37-45%	+0.1 мм 54%
	Крупное					
Пробность, %	Медианное значение	Н.д.	Н.д.	740-797	771	795
	Среднее	806	794	776	775	810
Примеси, мас. %	Дополнительные пики	775-855-985			737-800	755-885-910
		Fe(0.3)-Hg(0.15)-As(0.13)-Zn(0.02)-Cu(0.006)-Pb(0.002)	Fe(0.3-5.1)-Cu(0.46)-As(0.1)-Pb(0.1)-Mg(0.1)-Hg(0.08)	Fe-Ca-Mn-Bi-Cu-Co-Sn-Mo-Sb-Pb-As	Pb(0.07)-Fe(0.03)-Zn(0.015)-As(0.005)-Cu(0.004)	Pb(0.81)-Fe(0.6)-Te(0.2)-Hg(0.1)-Sb(0.08)-As(0.04)-Cu(0.005)

Примечание. * - для расчета средней пробности золота использованы данные 152 анализов методом РСМА и 45 анализов методом СЭМ. ** - по весу, *** - по количеству зерен. Для месторождения Павлик в скобках указано значение пробности по валовой (сборной) пробе.

отсутствием кристаллических форм свободного роста, присутствием губчато-пористого золота и повышенной на 20–25 % пробностью. Нельзя исключать, что морфологические особенности самородного золота месторождения Павлик связаны с однородностью литологического состава вмещающих толщ (отсутствуют мощные прослои песчаников и дайки, а мощные жильные тела раннего кварца имеют ограниченное распространение).

По данным гранулометрического анализа, на месторождении Павлик преобладают трещинные формы выделений самородного золота близкой размерности (0.01–0.5 мм). Размеры большей части самородного золота в гравитационных концентратах (0.3 мм) несколько больше размера золотин (около 0.1 мм при вариациях величин 0.02–0.4 мм) в гравитационных концентратах из руд месторождений Наталка (Плутешко и др., 1988) и Сухой Лог (Гаврилов, Кряжев, 2008).

Состав основных примесей, определенных валовым анализом – Fe, Hg, As, Pb, Bi – также характерен для самородного золота из руд месторождений золото-кварцевого малосульфидного типа (Самородное..., 2015). Велико сходство состава самородного золота месторождения Павлик с составом самородного золота месторождения Дегдекан (Литвиненко, 2009), за исключением несколько повышенного содержания As и пониженного – Pb и Bi.

На месторождении Павлик отмечено самородное золото, содержащее пустоты и мономинеральные включения фрагментов жильных и рудных минералов. Внешние части массивных однородных золотин могут быть сложены губчато-пористым золотом. Для рудной зоны I отмечается тенденция к увеличению количества низкопробного золота с глубиной. Отчетливо зональные структуры или двойниковые кристаллы отсутствуют, а структуры деформации и перекристаллизации установлены в единичных зернах. Изменения пробности на Наталке описываются различными авторами по-разному. С.В. Яблокова (Плутешко и др., 1988) отмечает тенденцию к увеличению количества высокопробного золота с глубиной, а И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002), напротив, указывает на увеличение количества низкопробного золота в центральной части месторождения и на глубину. Наблюдения И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002) не противоречат его же данным о концентрировании низкопробного мелкого золота в россыпях центральной части Наталкинского рудного поля, а высокопробного – в россыпях на его периферии и хорошо согласуются с центробежной моделью зональности россыпей относительно вероятных центров рудно-магматических систем (Скрябин, 2010).

Характеристика минерального состава тяжелой фракции и особенностей самородного золота россыпей ручьев, пересекающих рудные зоны месторождений Наталка и месторождения Павлик, приведены по данным И.С. Литвиненко (Гончаров и др., 2002). Эти россыпи характеризуются примерно одинаковым набором минералов тяжелой фракции (гидроокислы железа, пирит, арсенипирит, рутил, циркон, анатаз, брукит, пироксен, роговая обманка, гранат, эпидот, шпинель, ильменит), который определяется составом вмещающих пород, предрудной и синрудной минеральных ассоциаций. Наибольшие различия наблюдаются в особенностях распределения крупности и пробности золотин. Ассиметричное распределение крупности, с преобладанием классов –0.25 и 0.25–0.5 мм при пробности около 740–750 характерно для самородного золота россыпи руч. Наталкин. В россыпи установлены самородки весом до 1.2 кг. Симметричное распределение размеров самородного золота с преобладанием класса 0.25–0.1 мм при пробности около 800 установлено для руч. Павлик.

По морфологическим особенностям самородного золота Омчакская россыпь разделена на верхнюю и нижнюю части (Россыпи..., 1999). Верхняя часть Омчакской россыпи, наибольшие запасы которой расположены напротив устья руч. Наталкин, характеризуется преобладанием мелкого золота. Фракции менее 1 мм составляют около 74.4% по весу. Самородное золото находится в сростании с кварцем и сульфидами, средняя проба золота – 794. При эксплуатации часто наблюдались самородки весом до 300 г. На нижнем участке, от устья руч. Павлик, преобладает мелкое и тонкое самородное золото со средней пробностью 805. Количество фракции до 1 мм достигает 90%. На пластинчатых золотинах наблюдаются высокопробные оболочки. Типичны губчатые, комковидные формы, чешуйки и галечки. В самородном золоте наблюдаются включения пирротина, лимонита, галенита. Таким образом, морфологические особенности самородного золота россыпей Омчакского рудно-россыпного узла отражают различие пробности и гранулометрического состава самородного золота коренных источников. Особенно заметно появление дополнительных пиков крупности и пробности.

Можно предполагать, что выявление в шлиховых ореолах и россыпях самородного золота со сходными показателями: умеренная пробность, пониженная однородная крупность, микропористые золотины или золотины с микрообломками альбита, серицита, карбонатов, арсенипирита и др. – будет указывать на сходный генезис и, соответственно, на значительный масштаб коренного источника золота. Полученные данные показывают, что одномодальное распределение крупности и пробности самородного золота не является

признаком масштаба рудных объектов, по крайней мере в пределах Омчакского рудно-россыпного узла.

ВЫВОДЫ

Самородное золото месторождения Павлик находится в интерстициальных и трещинных сростаниях с альбитом, хлоритом, серицитом, калиевым полевым шпатом, карбонатами, кварцем, пиритом. Эти же минералы установлены в виде включений в самородном золоте. В арсенопирите самородное золото образует микропрожилки с массивными и сетчатыми текстурами. Выявлены кристаллы арсенопирита, растущие на поверхности отдельных золотин. Зерна и кристаллы сфалерита и пирротина в отдельных случаях образуют индукционные границы с самородным золотом.

На месторождении Павлик преобладает однородное, массивное самородное золото с размером менее 1 мм и средней пробностью 806 (от 680 до 990). Тонкодисперсное (<0.01 мм) золото выявлено в пирите, арсенопирите, карбонат-кварцевых сростаниях.

Гранулометрический анализ самородного золота и изучение самородного золота, отобранного из протолочных проб, позволили установить микроскопическое (тонкодисперсное, пылевидное и тонкое) (пик крупности на 0.075 мм) и видимое (весьма мелкое и мелкое) (пики крупности на 0.25, 0.55 и 0.85 мм) самородное золото. Основной вес золота обеспечивают золотины мелкого класса со средним размером 0.3 мм. Сопоставление данных гранулометрического анализа с данными по технологическим свойствам руд и результатам отработки месторождений Омчакского рудно-россыпного узла позволило установить, что на долю пылевидного и тонкодисперсного классов приходится не менее 15–20% веса золота. Тонкодисперсная (<0.05 мм) вкрапленность самородного золота в карбонатах и вмещающих породах может являться причиной потерь золота (до 18%) при гравитационно-флотационной схеме обогащения руд на месторождении Павлик, а также на других месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла.

Примеси, которые обнаруживаются при валовом анализе самородного золота, объясняются наличием в нем разнообразных включений. Количество примесей, выявляемых локальными прецизионными методами, в самородном золоте невелико, а вариации пробности определяются вариациями количества серебра. Результаты изучения состава самородного золота указывают на отсутствие его геохимической связи с сульфидной минерализацией.

Пятнистая структура неоднородностей отдельных золотин не противоречит предположе-

нию о перекристаллизации самородного золота при пострудных деформациях. В резко подчиненном количестве установлены золотины с неравномерным распределением серебра, с краевыми высокопробными каймами и внутренними высокопробными микропросечками и отдельными пустотами, окруженными высокопробными каймами.

Особенностями поверхности золотин является сочетание гладких и пористых неровных участков с ямчатой и пористой микроскульптурой. В небольшом количестве (до 15%) установлены выделения самородного золота микропористостого и микробрекчиевого строения с размером пор и включений менее 1 мкм. Микроскопическое самородное золото и самородное золото с большим количеством микровключений сосредоточено на периферии рудных зон, тогда как более крупное и однородное самородное золото характерно для центральной части месторождения.

Для подавляющей части пирита и арсенопирита содержание невидимого золота не превышает предельных содержаний, которые установлены в экспериментах по кристаллизации сульфидов железа из ненасыщенных по золоту растворов. Повышенное более 200 г/т содержание невидимого золота установлено в трех зернах мышьяковистого пирита из 60 проанализированных.

Взаимоотношения самородного золота с нерудными и рудными минералами, наблюдаемые морфологические особенности самородного золота на месторождении Павлик, особенности его химического состава и внутреннего строения не противоречат предположению об отложении золота в ходе одной стадии минерализации при его кристаллизации в различном субстрате: 1) в межзерновом (кварц-карбонатные метасоматиты), 2) во внутритрещинном пространстве (в арсенопирите и карбонатах), 3) в микротрещинах во вмещающих породах.

Полученные данные не противоречат предположению, что условия отложения самородного золота совпадают только с частью условий, которые реконструируются по термобарогеохимическим данным, полученным по минералам сульфидной и кварцевой зон. Области генерации, пути и условия миграции золотоносных флюидов отличаются от путей и условий, в которых происходит миграция флюидов, из которых образуются прожилки и жилы кварцевой зоны и вкрапленность пирита и арсенопирита сульфидной зоны.

Поисковое значение имеет обобщенная сравнительная характеристика самородного золота месторождений Омчакского рудно-россыпного района (табл. 4). Выявление в россыпях слабоокатанного самородного золота с близкими к указанным в табл. 4 параметрами позволит прогнозировать коренное орудование, сходное по масштабам

и структурным условиям локализации с крупными месторождениями Омчакского района. Выявление зонально распределенных россыпных ореолов самородного золота с повышенной и пониженной пробностью и соответствующей крупностью может быть использовано для предварительной оценки уровня эрозионного среза коренных источников. Пониженная крупность и пробность самородного золота могут указывать на эродированность коренного источника. Бимодальный характер распределения крупности и пробности в одной россыпи, так же как появление самородков и кристаллов, могут служить признаками влияния позднего магматизма или пострудной тектоники на руды коренных источников.

Для определения условий образования самородного золота и, соответственно, как поисковые признаки золото-кварцевых объектов без дополнительных оговорок можно использовать только типоморфные особенности самого самородного золота, включения в нем и те минералы, для которых однозначно установлен одновременный рост с самородным золотом. Представляется, что перспективными для установления источников золота и реконструкции условий его кристаллизации являются различные включения в самородном золоте с пористой поверхностью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны магаданским геологам В.В. Троицкому и С.М. Лямину за плодотворное сотрудничество и благожелательное отношение во все время работы нашей группы на месторождении Павлик.

Авторы благодарят Л.О. Магазину, С.Е. Борисовского, Е.В. Ковальчук, В.Д. Абрамову, С.В. Яблокову, Л.Н. Шатилову за выполненные аналитические исследования.

Авторы признательны рецензентам, чьи замечания позволили дополнить и существенно улучшить первоначальный вариант статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках программы ФНИ 130: Рудообразующие процессы, их эволюция в истории Земли, металлогенические эпохи и провинции и их связь с развитием литосферы; условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. "Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России".

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Дополнительные материалы доступны в электронной версии журнала по адресу DOI: 10.31857/S0016777021010020

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алпатов В.В.* Вкрапленное золотое оруденение Нежданского месторождения // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 63–65.
- Амосов Р.А., Васин С.Л.* Онтогенезис самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.
- Амузинский В., Анисимова Г., Жданов Ю.* Самородное золото Якутии. Верхне-Индигирский район. Новосибирск: Наука, 1992. 184 с.
- Аникеев Н.П., Биркис А.П., Драбкин И.Е.* Основные закономерности размещения месторождений золота в юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., 1966. С. 152–166.
- Аристов В.В.* Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1108–1125.
- Аристов В.В., Бабарина И.И., Григорьева А.В., Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Узюнкоян А.А., Заболотская О.В., Титов С.Г.* Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 559–594.
- Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В.* Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25–36.
- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В., Носик Л.П., Наумов В.Б., Миронова О.Ф.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданского месторождения золота (Саха (Якутия), Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.
- Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая И.И., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В.* Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Волков А.В., Генкин А.Д., Гончаров В.И.* О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 6. С. 18–29.
- Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис / И.В. Викентьев, Е.Э. Тюкова, В.В. Мурзин, О.В. Викентьева, Л.Г. Павлов. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 206 с.
- Гаврилов А.М., Кражев С.Г.* Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.

- Гамянин Г.Н. Минералого-геохимические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.
- Гельман М.Л. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1406–1409.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых поясов Северо-Востока Азии. Магадан, 1998.
- Горячев Н.А. благороднометалльный рудогенез и мантйно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 323–332.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Казимиров М.П., Никитенко Е.М., Лукиных В.Е., Новикова Т.М. Применение технологических методов рудообработки для оценки запасов большеобъемных золоторудных объектов на примере Наталкинского месторождения // Золотодобыча. 2008. № 119. <https://zolotodb.ru/article/11171>
- Ковальчук Е.В., Тагиров Б.Р., Викентьев И.В., Чареев Д.А., Тюкова Е.Э., Никольский М.С., Борисовский С.Е., Бортников Н.С. “Невидимое” золото в синтетических и природных кристаллах арсенопирита (Воронцовское месторождение, Северный Урал) // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 62–82.
- Константинов М.М. Генетические типы рудоносных брекчий // Советская геология. 1977. № 3. С. 124–128.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М: Научный мир, 2000. 272 с.
- Константинов М.М. Системы рудообразования в земной коре // Изв. вузов. Геология и разведка. 2009. № 5. С. 22–28.
- Константиновский А.А. Осадочные формации Верхоянского пояса и обстановки их накопления // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 1. С. 65–86.
- Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2017. 288 с.
- Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327с.
- Литвиненко И.С. Условия нахождения и типоморфизм самородного золота в рудах Дегдеканского месторождения в черносланцевых толщах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 691–697.
- Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тямисов Н.Э., Узюнкоян А.А. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4–17.
- Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я., Амузинский В.А., Баландин В.А., Копылов Р.А., Скрябин А.И. Самородное золото Якутии (Куларский район). ИГН СО РАН. Новосибирск: Наука, 1997. 197 с.
- Остапенко Л.А., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Цымбалюк Н.В., Евтушенко М.Б. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах на примере Дегдеканского месторождения // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42–55.
- Пальмский Б.Ф., Горячев Н.А., Акинин В.В., Голубенко И.С., Лямин С.М. Позднемезозойские плутонические серии Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 2. С. 3–14.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Плотинская О.Ю., Абрамова В.Д. Зональность пирита медно-порфирировых месторождений Южного Урала как отражение эволюции порфиново-эпитермальной системы (по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС) // Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. Матер. Всеросс. конф., посвящ. 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого акад. А.Г. Бетехтина. ИГЕМ РАН, 2017. С. 315–318.
- Плутешко В.П., Яблокова С.В., Яновский В.М. Наталкинское месторождение // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. ЦНИГРИ, 1988. С. 126–140.
- Политов В.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Голубев С.Ю. Основные особенности геологии и металлогении золота Центрально-Колымского региона // Руды и металлы. 2008. № 4. С. 16–30.
- Пространственные металлогенические таксоны. Серия “Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов” / Под ред. Кривцова А.И., Ручкина Г.В. М.: ЦНИГРИ, 2002. 82 с.
- Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки) / Ред. М.М. Константинов, М.З. Зиннатуллин, Ю.В. Прусс. КППР по Магаданской области. М.: МПР РФ, 1999. 138 с.
- Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990, 292 с.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77–85.
- Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас / Л.А. Николаева, А.М. Гаврилов, А.Н. Некрасова, С.В. Яблокова, Л.В. Шатилова М.: Акварель, 2015. 200 с.
- Сафонов Ю.Г. Актуальные вопросы теории образования золоторудных месторождений // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 487–511.
- Сидоров А.А., Сидоров В.А., Волков А.В. Золотоносные взрывчатые брекчий штока Ванин – новый тип оруденения на Северо-Востоке России // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 780–785.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 37–49.
- Сидорова Н.В., Аристов В.В., Григорьева А.В., Сидоров А.А. “Невидимое” золото в пирите и арсенопирите месторождения Павлик (Северо-Восток России) // ДАН. 2020. Т. 495. №1. С. 25–30.

- Скорняков П.И. Систематика золоторудных месторождений СВ СССР // *Материалы по геологии СВ СССР*. М., 1949. № 4. С. 52–62.
- Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). Якутск: Учреждение РАН, Ин-т геологии алмаза и благород. металлов Сиб. отд-ния РАН, 2010. 255 с.
- Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2017. 23 с.
- Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Голубев С.Ю., Данильченко В.А., Обушков А.В., Зайцева М.А., Кряжев С.Г. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // *Руды и металлы*. 2006. № 3. С. 34–44.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука. Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхнеколымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.
- Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 214 с.
- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (МС-ICP-MS) и стронция // *Геология руд. месторождений*. 2011. Т. 52. № 5. С. 395–418.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Баранова А.Н. Rb–Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинского (Якутия) // *ДАН*. 2010. Т. 434. № 4. С. 534–539.
- Шаров Г.Н., Башлыкова Т.В., Пахомова Г.А. Технологии извлечения благородных металлов из руд месторождений основных геолого-промышленных типов. Атлас. Книга 2. Москва–Кемерово, 2002. 145 с.
- Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // *Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 62–64.
- Шило Н.А. Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 632 с.
- Barker Sh.L.L., Hickey K.A., Cline J.S., Dipple G.M., Kilburn M.R., Vaughan J.R., Longo A.A. Uncloaking invisible gold: use of NANOSIMS to evaluate gold, trace elements, and sulfur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits // *Econ. Geol.* 2011. № 104. № 7. 897–904.
- Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits // *Canadian Geological Survey Bulletin*. 1979. № 280. 584 p.
- Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models. Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds) // *Economic geology*. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 451–484.
- Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // *Economic geology*. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 1–35.
- Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Shakhtyrov V.G., Pristavko V.A., Gashtold V.V. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // *Int. Geol. Rev.* 1994. № 36. P. 1113–1138.
- Genkin A.D., Bortnikov N.S., Safonov Y.G., Kerzin A.L., Cabri L.J., McMahon G., Wagner F.E., Friedl J., Stanley C.J., Gamyamin G.N. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 1998. Т. 93. № 4. С. 463–487.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. № 18. P. 1–75.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. 2005 Society of Economic Geologist, Inc. // *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*. P. 407–451.
- Goldfarb R. J., Taylor R.D., Collins G. S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.* 2014. № 25. P. 48–102.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. № 233. P. 2–26.
- Groves D.I. The crustal continuum model for late Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // *Miner. Depos.* 1993. № 28. P. 366–374.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1–29.
- Je'brak M. Hydrothermal breccias in vein type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution // *Ore Geol. Rev.* 1997. № 12. P. 111–134.
- Kerrich R. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // Robert F., Sheahan P.A., Green S.B. (Eds.). *Greenstone Gold and Crustal Evolution: Geological Association of Canada, NUNA Conference*. 1991. P. 13–31.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi log deposit, Lena Gold Province, Russia // *Econ. Geol.* 2007. V. 102(7). P. 1233–1267.
- Nesbitt B.E. Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins // *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, London: Blackie and Son Ltd., 1991. P. 104–132.
- Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V., Gavrilov A.M. Geochemistry of native gold from deposits of various types. *Geology of Ore Deposits*. 2013. Т. 55. № 3. С. 176–184.
- Novgorodova M.I., Agakhanov A.A., Dikaya T.V., Gamyamin G.N., Zhdanov Yu.Ya. Microspherules of native gold, sulfides, and sulfosalts in gold ores // *Geochem. Int.* 2004. Т. 42. № 2. С. 122–133.
- Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. Nokleberg W.J., Bundzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V. U.S. Geological Survey Professional Paper 1697, 2005. 397 p.

- Phillips G.N.* Australian and global setting for gold in 2013: World Gold 2013. Proc., September 26–29, 2013. Australia, Brisbane: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 2013. P. 15–21.
- Pokrovski G.S., Kara S., Roux J.* Stability and solubility of arsenopyrite, FeAsS, in crustal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002. № 66. P. 2361–2378.
- Prokofiev V.Y., Banks D.A., Lobanov K.V. et al.* Exceptional concentrations of gold nanoparticles in 1.7 Ga fluid inclusions from the Kola Superdeep Borehole, Northwest Russia // *Sci. Rep.* 2020. № 10. P. 1108.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-58020-8>
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C.* Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. № 69(11). P. 2781–2796.
- Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H.* High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // *Geology.* 1988. V. 16. P. 551–555.
- Saunders J., Burke M.* Formation and aggregation of gold (electrum) nanoparticles in epithermal ores // *Minerals.* 2017. V. 7. № 9. P. 163–174.
- Tomkins A.G., Grundy C.* Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: Constraints from the granulite-hosted Griffin's Find deposit, Yilgarn craton // *Econ. Geol.* 2009. V. 104. P. 669–685.
- Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Nickolsky M.S., Shiryayev A.A., Baranova N.N., Kovalchuk E.V., Mokhov A.V.* X-ray spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe–As–S system // *Am. Mineral.* 2017. № 102. P. 1057–1065.
- Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V.* The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 837–863.
- Voisey C.R., Willis D., Tomkins A.G., Wilson C.J.L., Micklethwaite S., Salvamin F., Bougoure J., Rickard W.D.A.* Aseismic refinement of orogenic gold systems // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. № 1. P. 33–50.
- Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W.* Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // *Ore Geol. Rev.* 2014. № 62. P. 1–24.
- Wilson C.J.M., Schaub P.M., Leader L.D.* Mineral precipitation in the quartz reefs of the Bendigo gold deposit, Victoria, Australia // *Econ. Geol.* 2013. V. 108. P. 259–278.
- Zhou Q., Wang B., Wang P., Dellago C., Wang Y., Fang Y.* Nanoparticle-based crystal growth via multistep self-assembly // *CrystEngComm.* 2013. V. 15. P. 5114–5118.
<https://www.arlan.ru/news/685/>
www.nedradv.ru
www.polyus.com
www.arlan.ru