

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

РЕДИН Юрий Олегович

**ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛУГОКАНСКОГО
РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИАЦИИ, ВОЗРАСТ, ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ**

25.00.11 – «Геология, поиски и разведка твердых
полезных ископаемых, минерагения»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук
Юрий Александрович Калинин

НОВОСИБИРСК – 2015

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Региональное положение и геологическое строение Лугоканского рудного узла	8
1.1. Краткий исторический очерк	8
1.2. Основные черты геодинамики западной части Монголо-Охотского орогенного пояса.....	9
1.3. Геологическое строение Лугоканского рудного узла.....	12
Глава 2. Геологическое строение и минеральный состав руд Лугоканского месторождения	17
2.1. Геологическое строение	17
2.2. Минеральный состав руд и последовательность их образования	20
Глава 3. Геологическое строение и минеральный состав руд Серебряного месторождения.....	41
3.1. Геологическое строение	41
3.2. Рудные минеральные ассоциации, их соотношения и последовательность формирования ..	46
Глава 4. Геологическое строение и минеральный состав руд Солонеченского месторождения.....	65
4.1. Геологическое строение	65
4.2. Минеральный состав руд и последовательность их образования	68
Глава 5. Физико-химические условия образования руд	81
Глава 6. Возраст золотого оруденения и источники рудного вещества.....	86
6.1. Возраст золотого оруденения и его корреляция с магматизмом.....	86
6.2. Изотопный состав серы сульфидных минералов.....	93
Глава 7. Эндогенная зональность Лугоканского рудного узла	102
Заключение	109
Литература	111

Введение

Актуальность исследования. Лугоканский рудный узел расположен в юго-восточной части Забайкалья. Восточное Забайкалье является одним из старейших золоторудных районов Сибири и уже более 300 лет остается крупнейшим источником важнейших видов минерального сырья России. В его пределах известно большое количество золоторудных, золотосодержащих комплексных, сурьмяных, ртутных и других месторождений полезных ископаемых. До последнего времени важное значение в балансе запасов и добыче золота имели золото-сульфидно-кварцевые (Дарасунское, Ключевское, Итакинское, Средне-Голготайское и др.) и золото-серебряные (Балейское, Тасеевское) месторождения [Петухов и др., 2003]. Другие генетические типы золоторудных месторождений (золото-ртутный в карбонатных породах, золото-сульфидный в черных сланцах, золото-сульфидно-скарновый, золото-медно-молибден-порфиновый и др.), хотя и выделяются рядом авторов, но не получили пока должной оценки и недостаточно изучены в геологическом и геохимическом плане [Спиридонов и др., 2006]. Одним из таких примеров является Лугоканский рудный узел, в котором разными исследователями выделяются золото-медно-скарновый [Кормилицын, Иванова, 1968; Скурский, 1996], золото-медно-молибден-порфиновый [Сазонов, 1978; Сизых Вит.И., Сизых Вал. И., 2001; Бессонов, 2009; Новокрещенов и др., 2009ф] и карлинский типы оруденения [Борисенко и др., 2006; Карелин и др., 2011ф]. Рудный узел включает в себя несколько месторождений (Лугоканское, Серебряное, Солонеченское) и ряд более мелких рудопроявлений. В результате проведенных работ ООО “Востокгеология” в пределах рудного узла в 2007 г. было открыто месторождение Серебряное. Суммарные запасы полезных ископаемых для Лугоканского рудного узла оцениваются \approx Au-80 т., Ag-1.19 тыс. т., Cu-300 тыс. т., Sb-70 тыс. т. [Годовой отчет..., 2008, 2013]. Лугоканское и Солонеченское месторождения известны давно и длительное время изучались многими исследователями. Вместе с тем, в настоящее время в опубликованной литературе практически полностью отсутствуют данные по минералого-геохимическим особенностям руд, химическому составу самородного золота, сульфидных минералов, по их изотопному составу, возрасту оруденения, условиям образования. Не менее важными остаются вопросы связи золотого оруденения с конкретными магматическими комплексами. С учетом продолжающихся в Восточном Забайкалье поисково-разведочных работ все эти обстоятельства и определяют актуальность настоящего исследования.

Целью работы являлось выяснение минералого-геохимических особенностей руд, последовательности их формирования и закономерностей локализации, установление возраста и пространственно-генетических связей золотого оруденения Лугоканского рудного узла с магматическими комплексами.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. На основе полевых исследований и анализа литературных и фондовых материалов охарактеризовать геологическое строение рудного узла.

2. Изучить минеральный состав руд, последовательность формирования минеральных ассоциации и закономерности их пространственного размещения.

3. Установить типоморфные особенности состава рудных минералов и выявить тенденции их изменения по латерали и на глубину.

4. На основе Ar-Ar датирования определить возраст различных типов золотого оруденения и проанализировать его временные корреляции с известными магматическими комплексами.

5. Изучить изотопный состав серы основных сульфидных минералов для оценки источников рудного вещества.

6. На основе изучения флюидных включений оценить физико-химические параметры рудоотложения для разных типов минерализации.

Объектом исследования являлся Лугоканский рудный узел, представляющий уникальный пример совмещения разных типов оруденения на небольшой площади и включающий в себя три месторождения: Лугоканское, в 7 км южнее располагается Серебряное и ещё через 3,5 км к югу – Солонеченское месторождения.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы, собранные автором в 2010-2013 годах в ходе полевых работ в Восточном Забайкалье, а также любезно предоставленные А.С. Борисенко, Ю.А. Калинин, и геологами ООО “Востокгеология”. Были изучены образцы руд и пород, отобранных по разведочным канавам и буровым скважинам (более 500 образцов) с месторождений Лугоканского рудного узла, а также из других золоторудных, сурьмяных и комплексных месторождений Восточного Забайкалья. Автором было изготовлено и изучено более 400 аншлифов, около 40 прозрачно-полированных шлифов и 20 прозрачно-полированных пластин. Из протолочных (400) и шлиховых (20) проб выделено около 350 знаков самородного золота. В процессе работы было выполнено более 400 микрорентгеноспектральных анализов сульфидных минералов и самородного золота, более 500 определений химического состава минералов на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионными приставками, изучено более 200 флюидных включений, более 20 определений содержания золота атомно-абсорбционным, ICP-MS и LA-ICP-MS методами, 5 определений возраста Ar-Ar методом. Выполнено 85 анализов изотопного состава серы рудных минералов.

При выполнении работы использовался комплекс стандартных современных методов.

Минеральный состав, текстурные, структурные особенности, взаимоотношение минеральных индивидов между собой изучались под оптическим микроскопом (Zeiss Axio Lab с установленной цифровой камерой Canon) в отраженном и проходящем свете. Мономинеральные

фракции минералов отбирались под биноклем (Ломо МСП-2) из протолочек и концентратов, а также полученных при растворении образцов в плавиковой кислоте.

Содержание золота в сульфидных минералах определялось атомно-абсорбционным методом (16 монофракций сульфидов), ICP-MS (масс спектрометр с индуктивно связанной плазмой) и LA-ICP-MS (лазерная абляция на масс спектрометре с индуктивно связанной плазмой, 11 определений).

Химический состав сульфидных минералов и самородного золота анализировался в полированных шашках микрорентгеноспектральным методом на приборах JEOL JXA-8100, CAMEBAX-Micro, а также с помощью сканирующей электронной микроскопии (SEM) на приборах JSM-6510, и LEO 1430VP, снабженных энергодисперсионными спектрометрами (ЭДС).

Флюидные включения были изучены в прозрачно-полированных пластинках методами криотермометрии и Рамановской спектроскопии. Крио-термометрические исследования выполнялись в микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam. Образцы последовательно охлаждались до температуры -100°C и нагревались до полной гомогенизации вещества включений. В процессе наблюдения замерялись (отмечались) температуры эвтектики, плавления льда и гомогенизации. Автором проведено около 200 крио-термометрических замеров индивидуальных флюидных включений. Температуры плавления льда для двухфазных флюидных включений и плавления кристалликов галита для трехфазных позволили установить концентрацию солей в пересчете на NaCl-эквивалент. Состав газовой фазы флюидных включений изучался методом Рамановской спектроскопии (16 определений): спектрометр Ramanor U-1000 и детектор Horiba DU420E-OE-323 фирмы Jobin Yvon, лазер Millennium Pro фирмы Spectra-Physics; Confocal Raman Microscope alpha300 R фирмы WITec.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод изотопно-геохронологического датирования по методике ступенчатого прогрева применялся для установления абсолютного возраста пород и оруденения (5 определений).

Определение содержания петрогенных элементов в магматических породах выполнено с помощью РФА (рентгенофлуоресцентного) анализа, содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+.

Изотопный состав серы сульфидных минералов и все перечисленные виды анализов выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Научная новизна. Впервые на основе современных методов детально изучен минеральный состав руд месторождений Лугоканского рудного узла. Выделены основные минеральные ассоциации, установлена последовательность их формирования и геохимические особенности. В ходе настоящих исследований впервые установлены золото-висмутовая (на Серебряном

месторождении) и золото-серебряная (на Лугоканском месторождении) минерализации. В работе впервые приведены детальные данные по химическому составу самородного золота и сульфидных минералов и их изотопному составу. Выявлены закономерности пространственного размещения минеральных ассоциаций, охарактеризована латеральная и вертикальная зональность. Проведенные термобарогеохимические исследования флюидных включений в минералах основных минеральных ассоциаций позволили оценить физико-химические параметры рудоотложения. Первые данные по изотопному составу серы сульфидных минералов позволили установить вероятные источники серы рудного вещества для различных минеральных ассоциаций. На основе впервые полученных данных по Ar-Ar возрасту различных типов золотого оруденения Лугоканского рудного узла и магматических пород обосновано выделение нескольких этапов формирования и установлена временная связь золоторудной минерализации с конкретными магматическими комплексами.

Практическая значимость. Полученные в работе данные об этапности формирования золотого оруденения, его временной корреляции с определенными магматическими комплексами могут быть использованы при постановке поисково-оценочных работ, а также в прогнозе и поиске месторождений золота в этом регионе. Данные о минеральных формах благородных металлов в рудах месторождений могут использоваться при разработке технологий их отработки и обогащения, а также решать проблему комплексного использования минерального сырья.

Защищаемые положения:

1. Лугоканский рудный узел характеризуется комплексным (Au, Ag, Cu, Sb) полистадийным оруденением: установленная последовательность рудообразования включает в себя следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): золото-пирит-арсенопиритовую (Au-890-960 ‰, Cu-0.3%) – золото-халькопиритовую (Au-900-920 ‰, Hg-0.4%) – золото-полиметаллическую (Au-750-870 ‰, Hg-0.6%) – золото-висмутовую (Au-730-940 ‰, Hg-0.6%) – золото-серебряную (Au-380-660 ‰, Hg-2.2%) – сурьмяно-ртутную (Sb-Hg).

2. Формирование золотого оруденения Лугоканского рудного узла тесно связано со становлением шахтаминского и дайкового (порфирового) магматических комплексов. Развитие процессов магматизма и рудообразования в Лугоканском рудном узле по данным прямых геологических наблюдений и Ar-Ag датирования выражается следующим последовательным рядом: Au-As (163±1.9 млн. лет, Ar-Ag) → шахтаминский комплекс (161.7-161 млн. лет, U-Pb) → Au-Cu (160±2 млн. лет, Ar-Ag) → порфиновый комплекс (159-155 млн. лет U-Pb, Ar-Ag) → Au-Pb-Zn (156.3±1.8 млн. лет, Ar-Ag) → Au-Bi (155.9±4.5, Ar-Ag) → Au-Ag → Sb-Hg.

3. Лугоканский рудный узел представляет собой полихронную рудно-магматическую систему, в пределах которого проявлена латеральная и вертикальная эндогенная зональность. Латеральная зональность проявляется в последовательном сокращении доли высоко- и

среднетемпературных минеральных ассоциаций и в снижении масштабов проявления позднеюрского магматизма от центральной части рудного узла к его флангам. Вертикальная зональность выражается в количественной и качественной смене одних минеральных ассоциаций другими от верхних горизонтов к нижним, что также отражается и в составе самородного золота.

Апробация результатов. Результаты исследования представлялись на Международных и Всероссийских научных конференциях, таких как: “Металлогения древних и современных океанов”, Миасс, 2011; “34 International Geological Congress”, Брисбен (Австралия), 2012; “International Geologica Belgica meeting”, Брюссель (Бельгия), 2012; “The 6th International Siberian Early Career Geoscientists Conference”, Новосибирск, 2012; “Минерагения Северо-Восточной Азии”, Улан-Удэ, 2012; “Современные проблемы геохимии”, Иркутск, 2012; “Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии”, Улан-Удэ, 2013; “Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений”, Москва, 2013; “Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири”, 2014, Новосибирск.

По теме диссертации опубликовано 12 работ, в том числе 3 статьи в рецензируемых журналах, рекомендуемых ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 7-и глав, заключения и списка литературы из 166 наименования, общий объем работы составляет 124 страницы, включая 56 рисунков и 20 таблиц.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность за научное руководство и помощь в подготовке диссертационной работы д.г.-м.н. Ю.А. Калинину. Автор благодарит за неоценимые консультации и помощь на всех стадиях работы заведующего лабораторией д.г.-м.н. А.С. Борисенко. За обсуждение результатов и полезные советы автор выражает искреннюю благодарность: П.А. Неволько, В.Ф. Дульцеву, А.А. Шадринной, В.В. Колпакову, Р.А. Шелепаеву, В.П. Сухорукову, О.М. Туркиной, М.М. Буслову, А.А. Боровикову, М.В. Кириллову, И.Р. Прокопьеву. За помощь в проведение экспедиционных работ, предоставленные образцы, помощь и поддержку автор благодарит А.В. Кузнецова, Е.А. Шивохина, В.М. Козлову, А.В. Баранова, И.Н. Локтеву, а также руководство и геологов ООО “Востокгеология”. Отдельная признательность аналитикам ИГМ СО РАН В.Н. Королюку, М.В. Хлестову, А.В. Травину, В.Н. Реутскому, М.Н. Колбасовой, О.С. Хмельниковой; В.Г. Цимбалист, С.В. Палесскому.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты: №10-05-00677, №13-05-00998).

Глава 1. Региональное положение и геологическое строение Лугоканского рудного узла

1.1. Краткий исторический очерк

Восточное Забайкалье с давних времен привлекает внимание исследователей богатством и разнообразием рудных месторождений [Санин, Зорина, 1980]. Освоение и изучение полезных ископаемых Восточного Забайкалья началось в XVII-XVIII столетиях в связи с открытием серебро-свинцово-цинковых месторождений в Нерчинском округе [Кормилицин, Иванова, 1968]. Исторически сложилось так, что начальный период золотодобычи (до 1830-1850 гг.) характеризовался незначительными масштабами и был связан с извлечением золота в основном из полиметаллических руд Нерчинско-Заводского рудного района. Второй этап, начавшийся в середине XIX века и закончившийся в 20-30-х годах XX века, был связан с добычей золота в основном из россыпных месторождений. Достоверные сведения о наличии коренных месторождений золота датируются концом XIX века. Открытие большей части золоторудных месторождений осуществлено значительно позднее и было связано с разведкой и эксплуатацией россыпей (Дарасунское, Любавинское, Казаковское, Воскресенское, Карийское, Ключевское и др.) [Тупяков, 2003]. Открытие всех этих месторождений и определило тот интерес, который исследователи нескольких поколений проявляют к изучению Забайкальской рудной провинции.

Забайкалье является крупной ресурсной базой России по рудной и россыпной золотодобыче. Запасы коренных месторождений составляют 8.7% от запасов РФ, а прогнозные ресурсы – 6.1% [Беневольский, 2002]. В пределах Восточного Забайкалья насчитывается около 42 месторождений золота, которые имеют промышленное значение либо имели таковое в прошлом [Спиридонов и др., 2006]. Месторождения золота Забайкальского края принадлежат к различным геолого-промышленным типам собственно золоторудным и комплексным золотосодержащим [Карелин и др., 2011ф]. Среди них наибольшее количество принадлежит золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной рудным формациям. В последние годы существенный прирост запасов золота был достигнут за счет разведки и переоценки золото-железо-скарновых (Быстринское) и золотосодержащих Cu-Mo-порфировых (или золото-медно-скарновых) (Култуминское, Бугдаинское, Лугоканское и др.) месторождений. Вероятно, и дальнейшие перспективы прироста запасов золота будут связаны с выявлением такого типа объектов. В то же время, многие исследователи неоднократно обращали внимание на возможность выявления новых эпitherмальных месторождений золота, к которым, кроме Au-Ag (балецкий тип), относятся новые и нетрадиционные для этого региона типы золотого оруденения, такие как: золото-сульфидный (золото-мышьяковый) и золото-сурьмяно-ртутный (Au-Sb-Hg – тип Карлин).

Геологическое изучение рудных месторождений было начато давно, однако вопросы металлогенического районирования Забайкалья, закономерности размещения выявленных здесь эндогенных месторождений стали обсуждаться лишь с середины 30-х годов XX столетия, когда в пределах этой территории С.С. Смирновым [1936] были выделены три рудных пояса – золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический. Вопросы металлогенического районирования рассматривались во многих работах [Козаренко, 1956; Билибин, 1961, Смирнов, 1961; Кормилицын, 1966; Евсеев, 1975; Полохов и др., 1977; Томсон, 1988; Дьяченко, Гавриленко, 2000 и многие другие]. К числу главных факторов, повлиявших на размещение золоторудных месторождений, ведущая роль отводится двум: структурно-тектоническому [Радкевич и др., 1956; Томсон, 1964; Фогельман, 1965; Семинский и др., 1987; Очиров, 1989 и др.] и магматическому.

Исследования магматических комплексов и их связи с различными типами золотого оруденения рассматривались во многих работах: Бородаевская, 1956; Билибин, 1961; Сидоренко, 1961; Казицин, 1964; Интрузивные комплексы..., 1964; Рутштейн, 1970; Тимофеевский, 1972; Евсеев, 1975; Полохов и др., 1977; Зорина, Санин, 1980; Таусон, 1982; Таусон и др., 1987; Зорина, 1987, 1993; Коваль, 1998; Прокофьев и др., 2000; Спиридонов и др., 2006; Абрамов, 2012_а и многими другими исследователями. Проблема источников рудного вещества и связи эндогенных месторождений с магматическими горными породами остается актуальной и по сей день [Sillitoe, 1991; Кучеренко, 1990; Коробейников, Миронов, 1992; Hedenquist, Lowenstern, 1994; Thompson et al., 1999; Nie et al., 2004; Bierlein, Mcknight, 2005; Ворошилов, 2006, 2014; Мельников и др., 2009; Арзамасцев и др., 2010; Павлова и др., 2010; Гармаев и др., 2013; Коробейников, 2014; Goldfard et al., 2014].

1.2. Основные черты геодинамики западной части Монголо-Охотского орогенного пояса

Лугоканский рудный узел расположен в междуречье рр. Аргунь - Шилка, в пределах Ага-Борзинской структурно-формационной зоны Монголо-Охотского орогенного пояса. Известно, что золоторудная минерализация Забайкалья формировалась на протяжении значительного интервала геологического времени – от раннего палеозоя до позднего мезозоя. Однако основная масса золоторудных систем, в том числе и с промышленными концентрациями золота, сформировалась в средне-позднеюрское-раннемеловое время [Спиридонов и др., 2006].

В истории становления пояса отчетливо выделяются два крупных этапа: палеозойский и мезозойский. В палеозойский этап сформировались основные слагающие его структурные элементы: фрагменты раннепалеозойских океанических блоков, среднепалеозойские субдукционные островодужные вулканические пояса и позднепалеозойские окраинно-континентальные вулканические пояса, ареалы орогенного гранитного магматизма [Горячев и др.,

2014]. Закрытие Монголо-Охотского океана и коллизия окраинно-континентальных комплексов Сибирского и Северо-Монголо-Китайского континентов произошли на рубеже ранней и средней юры. Процессы, связанные с коллизией, к которым относятся надвигообразование, складчатость, метаморфизм и магматизм, происходили на протяжении средней и большей части поздней юры. Переход к процессам растяжения, сопровождающихся формированием метаморфических ядер и осадочных впадин, относится к концу поздней юры - раннему мелу [Zorin et al., 2001; Спиридонов и др., 2006]. Причинами раннемелового внутриконтинентального рифтогенеза могли быть как коллапс (“расползание” в стороны) коллизионного поднятия после прекращения сжатия, так и конвекция в мантии, связанная с сохранившим свою активность горячим пятном, перекрытым континентальной литосферой [Зорин и др., 1998; Zorin et al., 2001]. Практически все промышленно значимые проявления твердых полезных ископаемых в этом регионе связаны с этапом позднемезозойской тектоно-магматической активизации [Афанасов и др., 2007]. К зоне сочленения двух континентальных плит (Сибирской и Северо-Монголо-Китайской) приурочены большинство крупных месторождений и рудопроявлений золота (рис. 1.1). Меньшая часть располагается на значительном удалении от сuture и обнаруживает связь с региональными разломами. Преимущественное тяготение крупных месторождений и рудопроявлений золота к Монголо-Охотской сuture и региональным разломным зонам связано с их повышенной проницаемостью как для рудопродуцирующих расплавов, так и для золотоносных флюидов. Не менее важное значение отводится мезозойским магматическим образованиям, с которыми многие исследователи связывают подавляющую массу эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов [Спиридонов и др., 2006].

Спецификой мезозойского магматизма Монголо-Охотского орогенного пояса является его весьма обширный ареал распространения, а химизм и изотопный состав указывают на то, что источники расплавов находились не только в коре, но и в мантии. Магматические породы, с которыми золоторудная минерализация находится в тесной генетической и парагенетической связи, образовывались из латитовых, высококалийных известково-щелочных и реже из известково-щелочных магм [Спиридонов, Зорина, 2006]. Существует мнение, что мезозойский магматизм в Забайкалье начался с внедрением шошонит-латитовой магмы, которая инициировала плавление континентальной коры с образованием в промежуточных камерах известково-щелочной и высококалийной известково-щелочной магм, чем объясняется наблюдаемая в большинстве рудно-магматических системах перемежаемость во времени и пространстве производных этих трех видов магм. Источником шошонит-латитовых магм стал астеносферный выступ [по модели Molnar, 1988; England, Houseman, 1988], образовавшийся в процессе сжатия во время коллизии континентов. Воздействие его горячего вещества на кору привело к выплавлению промежуточных (в том числе и кислых) магм с повышенной щелочностью [Спиридонов, Зорина, 2006].

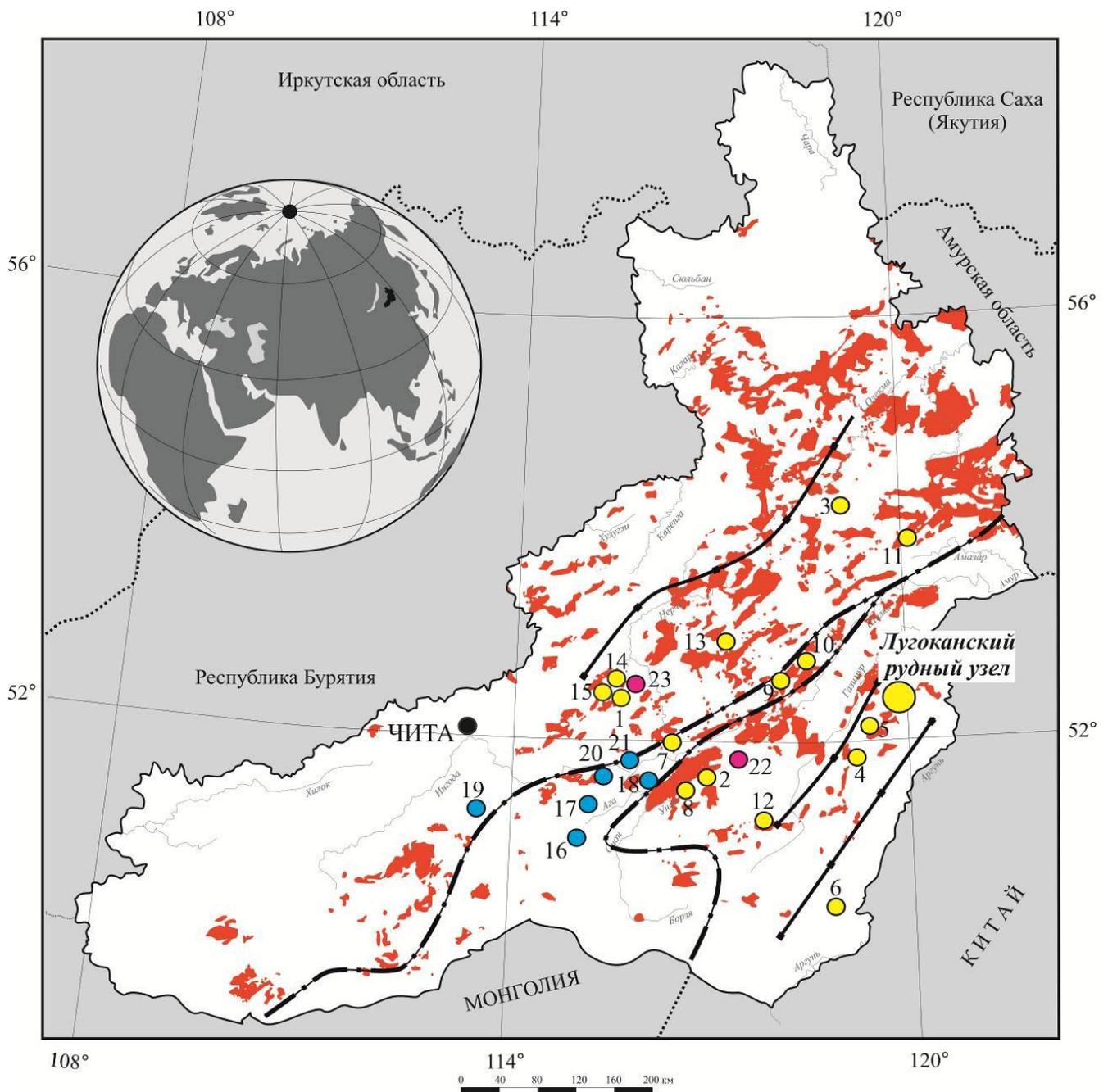


Рис. 1.1. Золоторудные, сурьмяные и ртутные месторождения Восточного Забайкалья.

1 – региональные разломные зоны; II – ограничения Монголо-Охотской сутуры; 3 – ареал распространения позднеюрского магматизма; 4 – месторождения: желтым кружком показаны золоторудные и комплексные, синим – сурьмяные, пурпурным – ртутные.

Примечание: цифрами показаны месторождения: 1 – Дарасунское; 2 – Бaleyское; 3 – Итакинское; 4 – Новоширокинское; 5 – Лугийское; 6 – Савкинское; 7 – Погромное; 8 – Средне-Голготайское; 9 – Ушумунское; 10 – Карийское; 11 – Майское; 12 – Шахтаминское; 13 – Жирекенское; 14 – Талатуйское; 15 – Теремкинское; 16 – Дондог; 17 – Барун-Шивея; 18 –

Новоивановское; 19 – Тыргетуйское; 20 – Жипкошинское; 21 – Булыктинское; 22 – Устьегьинское; 23 – Торгоконское.

Иного мнения придерживаются В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, В.Я. Ярмолюк [1990], считающие, что причина магматической и рудной активности здесь заключается в проявлении Центрально-Азиатского мантийного плюма [Ярмолюк и др., 2000].

1.3. Геологическое строение Лугоканского рудного узла

Лугоканский рудный узел в металлогеническом отношении входит в состав Будюмкано-Култуминского рудного района (Au, Cu, Pb, Zn, Sn), расположенного в юго-восточной части Забайкальского края, в междуречье рр. Газимур, Будюмкан и Урюмкан. Он охватывает северо-восточную часть Газимурской структурно-металлогенической зоны площадью 2480 км², которая соответствует синклинорной зоне, располагающейся между Газимуровским и Урюмканским поднятиями, представленными гранитными плутонами борщовочного и ундинского комплексов. В рудном районе выделяются три рудных узла: Лугоканский, Будюмканский и Култуминский, в пределах которых установлены золото-медно-скарновые, золото-сурьмяные, золото-сульфидные месторождения и проявления, а также многочисленные россыпи золота [Карелин и др., 2011ф].

Формирование Лугоканского рудного узла происходило на протяжении средне-позднеюрской и раннемеловой эпох тектономагматической активизации.

Домезозойский фундамент сложен рифейскими-нижнекембрийскими (быстринская свита C_{1bs}) и девонскими терригенно-карбонатными отложениями (ильдиканская свита D_{1-2il} и яковлевская свита D_{2-3jak}), которые смяты в линейные складки северо-восточной ориентировки, прорванные ундинскими гранитоидами (рис. 1.2).

Быстринская свита (C_{1bs}). Наибольшее развитие в составе свиты получают перекристаллизованные и часто перемежающиеся доломиты, известняки и их промежуточные разновидности.

Большая часть толщи составлена однообразным чередованием преимущественно светлоокрашенных массивных, реже слоистых или брекчиевидных доломитов и доломитовых известняков, переслаивающихся местами с филлитовидными сланцами и известковистыми песчаниками. Несколько отличаются по составу и структурно-текстурным признакам пород самые верхние горизонты свиты, представленные обычно переслаиванием серых и темно-серых преимущественно слоистых известняков и доломитовых известняков с прослоями углистых сланцев. Характерен также состав базального горизонта, выраженного чередованием известняков из песчанистых разновидностей и известковистых песчаников [Объяснительная записка..., 1968ф].

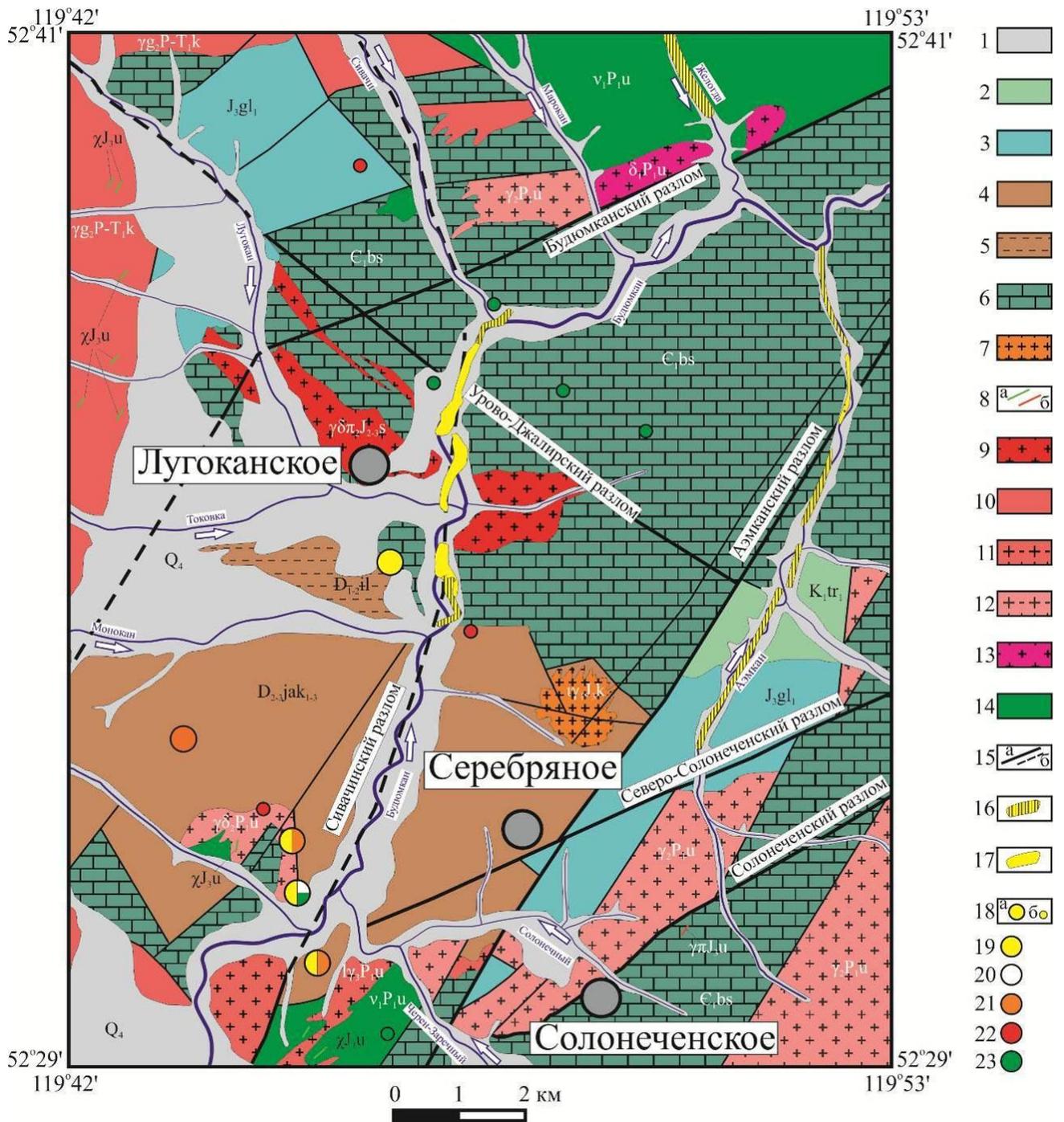


Рис. 1.2. Геологическая схема Лугоканского рудного узла (составлена на основе геологической карты [Новокрещенов, 2009]).

1 – Четвертичные отложения (Q₄); 2 – Тургинская свита (K_{1tr1}), конгломераты; 3 – Глушковская свита (J_{3gl1}), конгломераты, песчаники, алевролиты, лавы трахиандезибазальтов, андезибазальтов, андезитов, базальтов; 4 – Яковлевская свита (D_{2-3jak}), песчаники, алевролиты, известняки; 5 – Ильдиканская свита (D_{1-2il}) – слюдистые, кварц-сланцы; 6 – Быстринская свита (Є_{1bs}), известняки, доломиты; 7 – Кукульбейский комплекс (I_{γ1J3k}), лейкограниты; 8 – Ундинодаинский комплекс (J_{3u}): а – дайки лампрофиров, гибридных порфиров, б – дайки гранит-порфиров; 9 – Шахтаминский комплекс (γδЛ_{2-3s}), гранодиорит порфиры; 10 –

Кутомарский комплекс (γ_2P-T_1k), гнейсо-граниты; 11-14 Ундинский комплекс (P_{1u}): 11 – лейкократовые граниты ($l\gamma_3$); 12 – граниты (γ_2) и гранодиориты ($\gamma\delta_2$), 13 – диориты (δ_1), 14 – габбро (v_1); 15 – Разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – Промышленные россыпи малые аллювиальные; 17 – Непромышленные россыпи аллювиальные; 18-23 Полезные ископаемые: 18 – проявления (а), пункты минерализации (б); 19 – золото; 20 – серебро; 21 – мышьяк; 22 – вольфрам; 23 – свинец.

Ильдиканская свита (D_{1-2il}). Терригенные отложения свиты имеют меньшее распространение и отмечаются на юго-западе площади. Отложения представлены кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами, часто окварцованными и карбонатизированными.

Практически повсеместно развита убогая пиритизация, как в общей массе, так и по плоскостям трещин. Породы частично углефицированы и графитизированы. Контакты отложений ильдиканской свиты с выше- и нижележащими образованиями предположительно тектонические [Новокрещенов и др., 2009ф].

Яковлевская свита (D_{2-3jak}) представлена сланцами, алевролитами, песчаниками с маломощными прослоями карбонатных пород. Контакты с выше- и нижележащими отложениями тектонические.

Мезозойский чехол сформировался в пределах локальных впадин и сложен вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями верхней юры-нижнего мела (Глушковская свита J_3gl_1 и Тургинская свита K_{1tr_1}).

В составе *Глушковской свиты (J_3gl_1)* принимают участие конгломераты, песчаники, туфопесчаники и значительной мощности сложные покровы эффузивов среднего и средне-кислого состава, переслаивающиеся с вышеперечисленными разностями. В пределах изучаемой площади они распространены, в основном, в северной части. Образования свиты с размывом и резким угловым несогласием залегают на породах палеозойского фундамента [Новокрещенов и др., 2009ф].

Отложения *Тургинской свиты (K_{1tr})* распространены в ряде депрессий более мелкого порядка, с размывом залегающие на отложениях глушковской свиты. Они представлены осадочными, туфогенно-осадочными и эффузивными образованиями, расчлененными на три подсвиты по литолого-структурным особенностям. По структурным особенностям выделяются флюидалные, тонко-мелко-среднезернистые разности. По текстурным особенностям – массивные, миндалекаменные. [Новокрещенов и др., 2009ф].

Завершается мезозойский тектогенез формированием небольших грабеноподобных приразломных впадин раннемелового возраста, выполненных грубообломочной молассой.

Четвертичные отложения (Q_4) слагают поймы рек, надпойменные террасы, днища распадков и склоны горных сооружений. Аллювием выполнены террасовые, пойменные и русловые части рек и ручьев. Аллювиально-пролювиальные отложения выполняют днища мелких ручьев. Широко развиты делювиальные мелкоглыбовые отложения склонов [Новокрещенов и др., 2009ф].

Магматические образования занимают около 30% исследуемой площади и относятся к двум возрастным группам: позднепалеозойской и позднемезозойской.

Первая группа представлена: ундинским и кутомарским комплексами.

Ундинский комплекс (P_{1u}) представлен периферийной (северо-западной) частью Урюмканского батолита и отдельными его сателитами. Наибольшим распространением пользуются средне-крупно-зернистые порфировидные и биотитовые граниты и амфибол-биотитовые гранодиориты, в меньшей степени отмечаются габбро, габбро-диориты, мелкозернистые граниты и лейкограниты. В целом отмечается редкометальная специализация ундинского комплекса [Новокрещенов и др., 2009ф].

Кутомарский комплекс ($P-T_1k$) В структурном плане характеризуемый комплекс слагает Будюмканский гнейсо-гранитный вал, приуроченный к ядерной части Газимурского антиклинория, и представлен многофазными средне-крупнозернистыми порфировидными гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами, в меньшей мере габбро, габбро-диоритами, кварцевыми сиенитами.

Вторая группа представлена шахтаминским и кукульбейским комплексами.

Шахтаминский комплекс (J_{2-3s}). Самым крупным телом на площади является Лугоканский интрузив, расположенный в центральной части одноименного месторождения и вытянутый в северо-западном направлении. На контакте вмещающие сланцево-карбонатные породы превращены в скарны мощностью до нескольких десятков метров [Новокрещенов и др., 2009ф].

Кукульбейский комплекс (J_3k). Породы комплекса в виде даек, дайкообразных тел и мелких штоков, представленных лейкогранитами, пегматитами, аплитами, расположены в южной части площади. Наиболее крупным из них является Аэмканский шток. Кукульбейский комплекс имеет также редкометальную геохимическую специализацию [Новокрещенов и др., 2009ф].

Субвулканические образования представлены *ундинодаинским комплексом (J_{3u})*. В нем выделяются дайки лампрофиров, гибридных порфиров и гранит-порфиров.

Наравне со складчатыми дислокациями, широко проявлены разрывные нарушения: Газимуровская мобильная зона и Урово-Джалирский разлом. Газимуровская мобильная зона северо-восточного простираения представлена сложной системой сопряжённых разломов (Аэмканский, Северо-Солонеченский, Сивачинский, Солонеченский, Будюмканский). По кинематике большинство разломов являются взбросо-надвигами и сбросами. Время заложения

большинства, в том числе и главных, разломов, по данным предшественников – позднеюрское-раннемеловое, соответствующее коллизионному и постколлизионному этапам развития Монголо-Охотской складчатой области.

Основные особенности Газимуро-Урюмканского междуречья как горно-рудного района определились широким проявлением на его территории полиметаллического и редкометального оруденения, а также золоторудной минерализации (питавшей уже в значительной степени выработанные россыпи), генетически и парагенетически связанных с интрузивной деятельностью [Объяснительная записка..., 1968ф]. В пределах изучаемой площади известны отдельные рудопрооявления и пункты минерализации различных полезных ископаемых. К наиболее перспективным участкам относятся Черенский и Аэмканский.

Черенский участок выделен в качестве перспективного на илинский тип оруденения (золото-серебряный) на водоразделе рек Черен-Заречный и Солонечный, в 2 км от Солонеченского месторождения. Прогнозные ресурсы золота Черенского участка составляют 30 т по категории P₂.

Аэмканский участок расположен в верхней части бассейна р. Аэмкан и выделен в качестве перспективного на карлинский или савкинский тип. Здесь откартирован геохимический ореол Pb, Zn, Sb, As. Прогнозные ресурсы золота по категории P₂ составляют 47 т [Карелин и др., 2011ф].

Глава 2. Геологическое строение и минеральный состав руд Лугоканского месторождения

2.1. Геологическое строение

Лугоканское месторождение известно с 1759 г. и после своего открытия некоторое время разрабатывалось, доставив около 357 т руды [Объяснительная записка..., 1968ф]. После чего длительное время изучалось многими исследователями [Постников, 1941ф; Смирнов, 1961; Сазонов, 1976ф; Сазонов, 1978; Чипизубов и др., 1988ф; Асмодьяров и др., 1990].

В геологическом строении месторождения принимает участие палеозойская сланцево-карбонатная толща, прорванная интрузивными телами гранодиорит-порфиров шахтаминского ($\gamma\delta\lambda J_{2-3S}$) и дайками порфирового (πJ_3) комплексов (рис. 2.1). Названные образования в свою очередь перекрываются в северо-западной части площади терригенно-вулканогенной пачкой глушковской свиты (J_3gl_1).

Наиболее древними образованиями являются отложения быстринской свиты нижнего кембрия (E_{1bs}). Отложения свиты занимают большую часть характеризуемого участка и представлены, преимущественно, карбонатными породами (известняками, доломитами и их переходными разностями) с прослоями и линзами терригенных образований, в той или иной степени метаморфизованными [Новокрещенов и др., 2009ф].

Терригенные отложения ильдижанской свиты (D_{1-2il}) имеют меньшее распространение и отмечаются на юго-западе площади месторождения.

Образования глушковской свиты (J_3gl_1) отмечаются лишь в северной части месторождения и представлены трахиандезибазальтами, андезибазальтами, диабазами, трахиандезибазальтовыми порфиритами и их туфами, реже разногалечными конгломератами, песчаниками [Новокрещенов и др., 2009ф].

На месторождении присутствуют взрывчатые брекчии, относящиеся к наиболее поздним образованиям. Порода состоит из обломков кварца, девитрифицированного стекла и единичных вкраплений следующих минералов: слюды, апатита, каолина, халцедоновидного и колломорфного кварца, насыщенного рудной “пылью”. Цемент брекчий содержит вулканогенно-туфовый материал [Новокрещенов и др., 2009ф].

Основные особенности тектонического строения месторождения определяются сочетанием широко развитых в его пределах разнопорядковых и различных по возрасту складчато-разрывных нарушений. Основной и наиболее древней по заложению структурой здесь является Лугоканская асимметричная антиклиналь северо-западного простирания, осложненная серией брахиформных и

линейных складок более высокого порядка. Названная асимметрия антиклинали выражается в крутом (до субвертикального) падении юго-западного и пологом северо-восточного ее крыльев.

Расположение месторождения на пересечении разноориентированных региональных разломов (Будюмканского северо-восточного и Урово-Джалирского северо-западного) обусловило интенсивное развитие здесь хрупких деформаций. Последние проявляются в виде многочисленных зон повышенной трещиноватости, дробления и брекчирования пород. В совокупности разрывные нарушения укладываются в единую тектоническую зону генерального северо-западного направления с преимущественным юго-западным и, в меньшей степени, северо-восточным падением. Общая протяженность зоны составляет около 9 км при ширине до 2 км. Причем основные элементы этой зоны приурочены к контактам (северо-восточному и юго-западному) основного фрагмента интрузии. Условно эти элементы можно назвать соответственно Северо-Восточная и Юго-Западная зоны разрывных нарушений [Новокрещенов и др., 2009ф].

Интрузивные образования Лугоканского массива относятся ко второй фазе шахтаминского комплекса средне-позднеюрского возраста. В северо-западной части массива развиты гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры с мелкими вкрапленниками. В центральной части они сменяются гранодиорит-порфирами с крупными порфировкрапленниками, переходя на востоке в порфировидные гранодиориты. Такая фациальная горизонтальная зональность свидетельствует о более глубоком эрозионном срезе восточной части интрузива по сравнению с центральной и северо-западной [Новокрещенов и др., 2009ф]. Абсолютный возраст (K-Ar) гранодиорит-порфиров составляет 178-157 млн. лет [Сазонов, 1978]. Такие гранитоидные массивы, расположенные на юге Восточного Забайкалья, относят к коллизионным образованиям [Zorin et al., 2001; Берзина и др., 2013]. Протяженность интрузива по поверхности составляет 8,6 км при средней ширине 1,1 км. В структурном плане интрузив приурочен к пересечению северо-восточного Будюмканского и северо-западного Урово-Джалирского региональных разломов, выполняя в современном залегании, преимущественно, юго-западное, в меньшей мере, северо-восточное крылья и замковую часть Лугоканской антиклинали. Как показали проведенные ООО «Востокгеология» горно-буровые работы, в пределах изученной части месторождения (до глубины 300-350 м) породы Лугоканской интрузии слагают не “шток” или “дайкообразное тело”, как считалось ранее, а типичный силл. В пределах массива и вмещающих его пород, а также на удалении от него распространены мелкие тела и дайки гранит-, диорит-, и монцонит-порфиров. Некоторые исследователи относят дайки к заключительной фазе шахтаминского комплекса [Сидоренко, 1961], другие выделяют их в самостоятельный порфировый комплекс [Сотников и др., 1977; Берзина и др., 1996, 2013]. С комплексами малых интрузий [Тимофеевский, 1972; Евсеев, 1975; Полохов и др., 1977; Таусон, 1982; Таусон и др., 1987; Зорина, 1993; Коваль, 1998; Прокофьев и

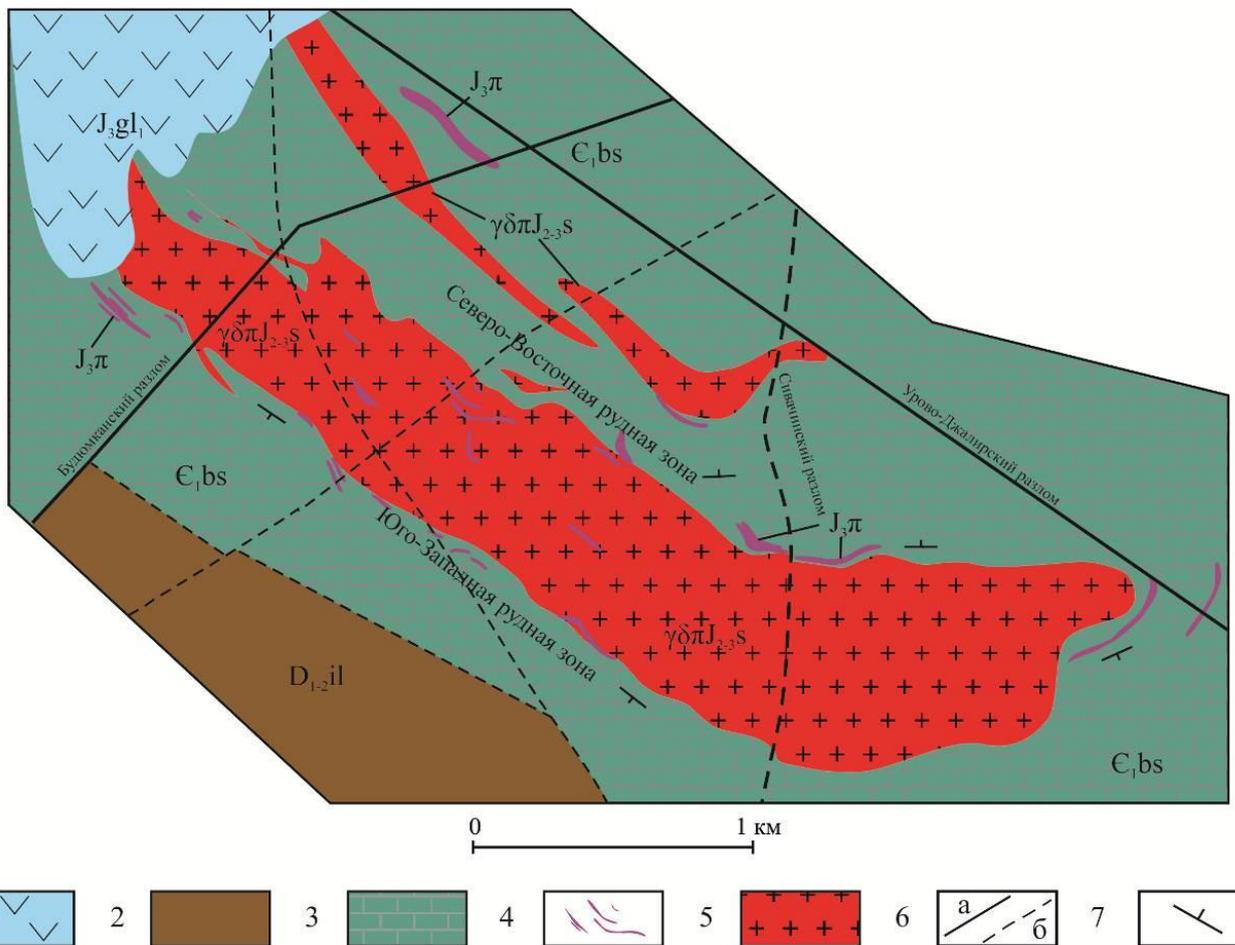


Рис. 2.1. Геологическая схема Лугоканского месторождения (составлена на основе геологической карты Лугоканского участка [Новокрещенов, Шафиков, 2009]).

1 – Глушковская свита (J_3gl_1), трахиандезибазалты, андезибазалты, диабазы; 2 – Ильдиқанская свита (D_{1-2il}), слюдистые, кварц-слюдистые сланцы; 3 – Быстринская свита (C_1bs), известняки, доломиты; 4 – Порфировый комплекс ($J_3л$), гранит-, диорит- и монцонит-порфиры; 5 – Шахтаминский комплекс ($\gamma\delta л J_{2-3s}$), гранодиорит-порфиры; 6 – Разрывные нарушения, а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – наклонное залегание слоев.

др., 2000; Спиридонов и др., 2006; Абрамов, 2012а] связывают промышленное молибденитовое, полиметаллическое, золото-полиметаллическое и золотое оруденение.

Рудные тела имеют пластообразную форму при часто переменной мощности как по простиранию, так и по падению. В меньшей мере проявлены тела линзо- и жилообразной формы. Нередко морфология тел усложняется за счет проявления более мелких апофиз. Раздувы и пережимы, богатые и бедные участки характеризуемых тел приурочены к участкам соответственно интенсивного и слабого проявления хрупких деформаций. В ряде случаев строение рудных тел отчетливо контролируется морфологическими особенностями скарновых

образований. Границы рудных тел на месторождении неявновыраженные, расплывчатые и устанавливаются только по результатам опробования [Новокрещенов и др., 2009ф].

В.Д. Сазонов [1978] отмечал, что все рудные образования Лугоканского месторождения тяготеют к массиву гранодиорит-порфиров. Наиболее ранние из них, гранат-пироксеновые скарны с линзами магнетита, окаймляют северо-восточный и юго-западный контакты интрузива. Дайковые образования пересекают скарновые залежи и не скарнируются, что указывает на их послескарновый возраст. Гидротермальные образования развиваются в магматических породах и прилегающих известняках и доломитах. Они формировались в два этапа: додайковый и последайковый. В первый этап на значительной площади пропилитизированы гранодиорит-порфиры, а скарны превращены в кварц-эпидот-хлорит-карбонатный агрегат. В тех и других породах сформировались небольшие тела кварц-калишпатовых метасоматитов. Во второй этап гидротермальной деятельности последовательно развивались процессы лиственитизации, аргиллизации и окварцевания, сопровождавшиеся отложением рудных минералов. Окварцевание проявлено очень широко. Кварц образует мощные жилы северо-западного простирания и прожилки, формирующие крупные штокверковые зоны. Жилы кварца развиваются в интрузивном массиве, скарнах, известняках и доломитах [Сазонов, 1978].

2.2. Минеральный состав руд и последовательность их образования

Руды Лугоканского месторождения характеризуются сложным строением и разнообразным минеральным составом. Структуры руд – тонко-, мелко-, и крупнозернистые, текстура – вкрапленная, прожилково-вкрапленная гнездово-вкрапленная, встречаются также массивные, трещиноватые, брекчиевидные, пятнистые текстуры. К числу главных рудообразующих минералов принадлежат халькопирит, пирит, арсенопирит, магнетит, к второстепенным минералам относятся гематит, марказит, пирротин, менее распространены молибденит, сфалерит, галенит, блеклая руда, висмутин, борнит, редко встречаются цумоит, козалит, ингодит, тетрадимит, эмплектит, виттихенит, пекоит (или фридрихит?), ширмерит, самородный висмут, гессит, ашамальмит?, наффилдит?, самородное золото, антимонит. Общая последовательность рудообразования включает в себя следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): магнетитовую — кварц-молибденитовую — золото-пирит-арсенопиритовую — золото-халькопиритовую — золото-полиметаллическую – золото-висмутитовую — золото-серебряную – сурьмяно-ртутную (рис. 2.2).

К наиболее ранним и высокотемпературным стадиям минералообразования относится магнетитовая, кварц-молибденитовая, золото-халькопиритовая и золото-пирит-арсенопиритовая.

Магнетитовая минерализация. С внедрением интрузивных тел шахтаминского комплекса связано формирование скарнов с магнетитовой минерализацией.

Этапы	Дорудный	Ранний рудный	Рудный продуктивный			Поздний рудный			Пострудный
Стадии	Скарновая	Гидротермально-метасоматическая							Гипергенная
Мин. ассоц. Минералы	Mt	Qz-Mo	Au-Py-Apy	Au-Cpy	Au-Pb-Zn	Au-Bi-Te	Au-Ag	Sb-Hg	
Магнетит	██████								
Молибденит		-----							
Арсенопирит			██████						
Пирит			██████	██	██				
Халькопирит				██████	██				
Пирротин				██					
Сфалерит				----	-----				
Галенит					-----				
Блеклая руда					██				
Висмутин						██████			
Сульфотеллуриды Bi						----			
Цумоит						----			
Гессит						----			
Сульфосоли Bi, Cu, Pb						----			
Самородное золото			..I..	..II..	..III..	..IV..	..V..		..VI..
Электрум							██████		
Кюстелит							----		
Вейшанит							----		
Антимонит								██████	
Киноварь								----	
Акантит									██
Хлораргирит									██
Ковеллин									██████
Борнит									██████
Самородное серебро									..
Самородная медь									----
Малахит									██████
Азурит									██████
Гидроокислы Fe, As									██████
Гранат	██████								
Клинопироксен	██████								
Оливин	██████								
Кварц		██████	██████	██████	██████	██████	██████	██████	
Калишпат		██████	██████		██████				
Флогопит	██			██					
Серецит			-----						
Карбонат					██████	██████	██████	-----	
Адуляр						-----			
Флюорит						-----			
Барит						-----			

Рис. 2.2. Схема последовательности отложения минералов в рудах Лугоканского месторождения.

Магнетит встречается в виде вкрапленности, гнезд, зернистых масс в известковых скарнах. По магнетиту развивается гематит (мартитизация).

Молибденит встречается часто, но в небольших количествах. Он наблюдается в виде чешуек, пластинок и их скоплений преимущественно в окварцованных гранодиорит-порфирах, а также в виде вкрапленности в кварцевых жилах. Наибольшие концентрации молибденита характерны для кварцевых жил, где его содержание достигает до 0,31% [Новокрещенов и др., 2009ф].

Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация представлена: арсенопиритом, пиритом и самородным золотом [Редин и др., 2014б]. Она развита как в эндо- и экзоконтактных частях Лугоканского массива в виде вкрапленности и гнезд, так и в кварцевых жилах.

Арсенопирит встречается в виде изометрических катаклазированных кристаллов (рис. 2.3 а), сростков неправильной формы и образует вкрапленность, гнезда, прожилки. Размеры отдельных зерен достигают 3-5 мм. Катаклазированные зерна арсенопирита цементируются более поздними сульфидами: халькопиритом, галенитом, сфалеритом и др. (рис. 2.3 б). Арсенопирит по химическому составу нестехиометричен и относится к мышьяковистой разновидности $As/S > 1$ (рис. 2.4). Из примесей в значимых количествах отмечаются (%): Sb-0.4; Ni-0.1; Co-0.1; Au-0.1 (табл. 2.1).

Пирит представлен одиночными кристаллами, сростками, зернистыми агрегатами и образует вкрапленность, гнезда, прожилки. Ассоциирует он главным образом с арсенопиритом и халькопиритом. Пирит и арсенопирит заполняют зоны дробления в известняках. Нерудные минералы представлены кварцем и серицитом.

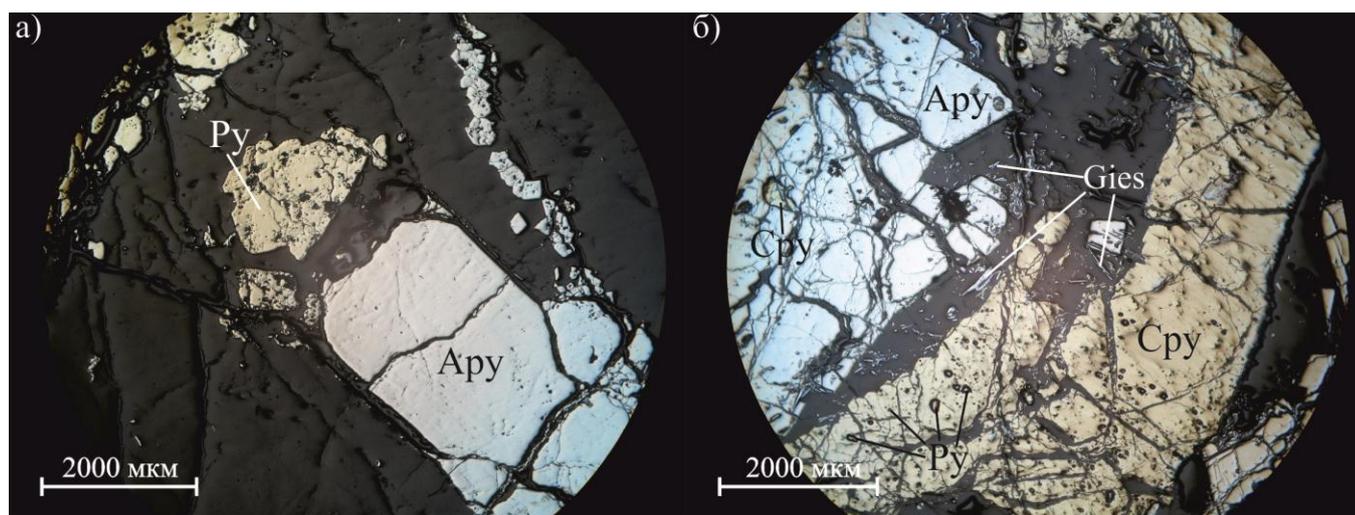


Рис. 2.3. Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация (николи параллельны): а – катаклазированные кристаллы арсенопирита (Apy) и пирита (Py) в кварцевой жиле; б – характерные взаимоотношения арсенопирита и пирита с халькопиритом (Cpy) и гиссенитом (Gies).

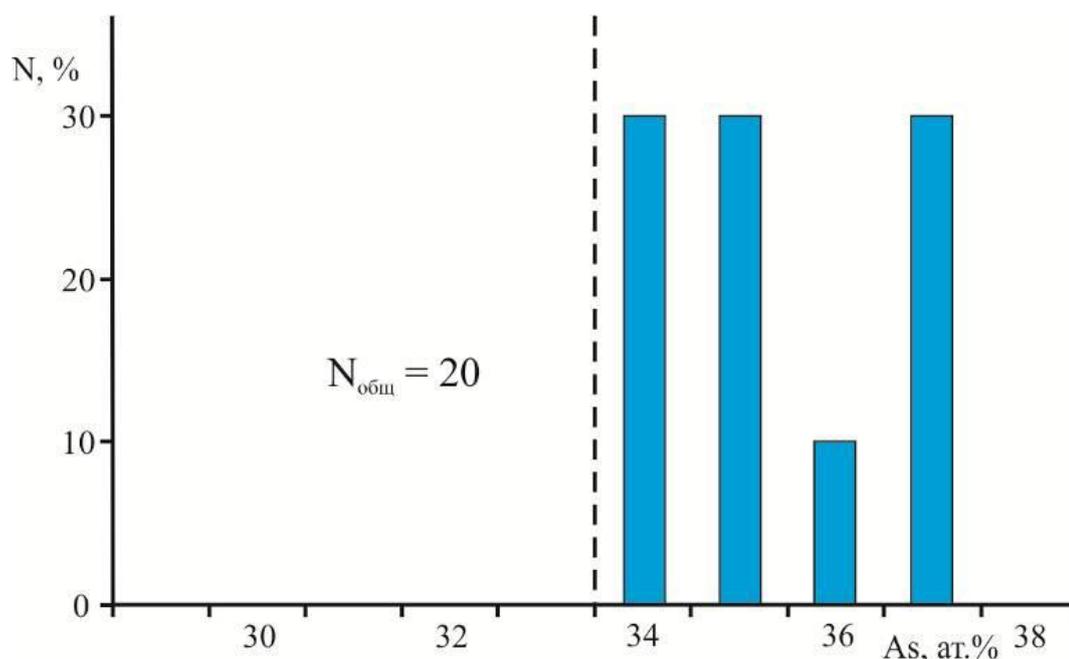


Рис. 2.4. Состав арсенопирита Лугоканского месторождения.

Химический состав арсенопирита, масс. %.

Таблица 2.1

№ п.п.	As	Fe	S	Au	Ni	Sb	Co	сумма
1	46.8	33.9	19.2	0	0	0.1	0	100
2	46.9	33.6	19.2	0	0	0	0.1	99.8
3	47.4	33.2	18.5	0	0	0.1	0	99.2
4	47.4	33.1	18.5	0	0	0.4	0.1	99.5
5	46.8	33.7	19.2	0	0	0.2	0	99.9
6	47.1	33	18.5	0	0	0.2	0	98.8
7	49.6	32.3	17.4	0	0.1	0.1	0.1	99.6
8	49.1	32.9	17.2	0	0.1	0.2	0.1	99.6
9	48.9	32.8	17.6	0	0	0.3	0	99.6
10	49.9	32.5	17.3	0	0	0.1	0	99.8
11	49.1	32.6	17.5	0	0	0.2	0	99.4
12	49	32.2	17.8	0	0.1	0	0	99.1
13	48.3	32.3	18.1	0.1	0	0	0	98.8
14	49.7	32.1	17.6	0	0	0	0	99.4
15	46.9	33.9	19.3	0	0	0.1	0	100.2
16	46.7	33.6	19.2	0	0	0	0.1	99.7
17	47.9	33.2	18.3	0	0	0.1	0	99.5
18	47.5	33.1	18.3	0	0	0.4	0.1	99.4
19	47	33.7	18.9	0	0	0.2	0	99.8
20	48.1	33	18.6	0	0	0.4	0	100.1

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Самородное золото (*I*) обнаружено в сростаниях с арсенопиритом, пиритом, а также в основной массе породы. Форма выделений самородного золота округлая, неправильная, интерстициальная, комковидная, цвет желтый (рис. 2.5). Пробность самородного золота колеблется в пределах 890-950 %, из примесей отмечается Cu до 0.1% (табл. 2.2). По

общепринятой классификации [Петровская, 1973; Николаева, Яблокова, 2007], подавляющее число знаков самородного золота по размеру частиц попадает в классы тонкого (от 50 до 100 мкм) и весьма мелкого (100-250 мкм).

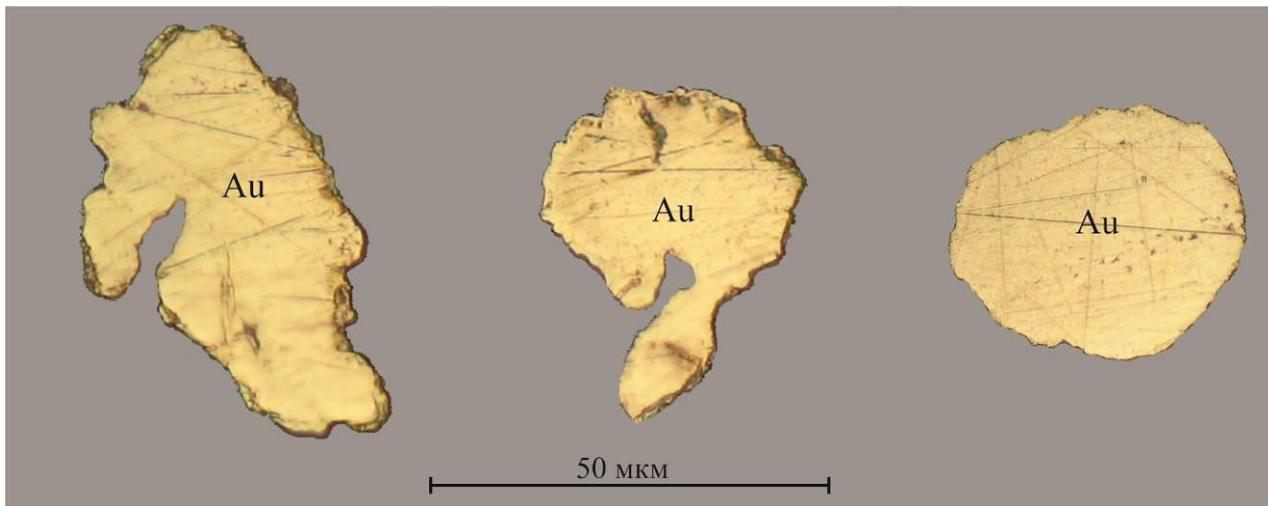


Рис. 2.5. Формы выделения самородного золота золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации.

Состав самородного золота золото-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации, масс. %.

Таблица 2.2.

№ п.п.	Ag	Cu	Au	Hg	сумма
1	4.4	0.1	94.9	0	99.4
2	4.3	0	94.4	0	98.7
3	9.4	0	90.6	0	100
4	9.2	0	90.7	0	99.9
5	9.5	0	91	0	100.6
6	9.5	0	89.8	0	99.3
7	4.6	0.1	94.2	0	98.9
8	4.7	0	93.6	0	98.3
9	9.5	0	90.2	0	99.7
10	9.4	0	90.4	0	99.8
11	9.4	0.1	89.6	0	99.1
12	9	0.1	90.5	0	99.6
13	5.7	0.1	93.4	0	99.2
14	5.2	0.1	92.8	0	98.1
15	9.1	0	90.6	0	99.7
16	9.4	0	90.5	0	99.9
17	4.7	0.1	95.2	0	100
18	4.6	0.1	94.3	0	99
19	9.5	0	89.7	0	99.2
20	9.5	0.1	90.3	0	99.9
21	10.3	0	89.6	0	99.9
22	9.6	0	90.2	0	99.8

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Золото-халькопиритовая минеральная ассоциация представлена халькопиритом, пирротинном, пиритом и самородным золотом. *Халькопирит* встречается преимущественно в скарнах в виде мономинеральных скоплений, вкрапленности и прожилков. Во флогопитовых скарнах халькопирит развивается между зернами граната и пластинками флогопита, а также по спайности флогопита. В кварцевых жилах халькопирит цементирует более ранний пирит и развивается по микротрещинам в арсенопирите, что говорит о его более позднем образовании. Кристаллы халькопирита часто катаклазированы, в трещинах и межзерновом пространстве которых развиты более поздние сульфиды. В виде продуктов распада твердых растворов в халькопирите отмечается сфалерит. Наличие звездчатых (лапчатых) продуктов распада твердого раствора *сфалерита* в халькопирите классически свидетельствует об образовании халькопирита в условия высоких температур [Рамдор, 1962]. Редко отмечаются сростки халькопирита с *борнитом*. В борните в виде продуктов распада твердого раствора отмечается халькопирит (сетчатые и тонкие вытянутые таблички халькопирита в борните). *Пирротин*, образуя сростания с халькопиритом, развит в виде агрегатов неправильной формы. Пирротин часто замещается марказитом. *Самородное золото* обнаружено в сростаниях и в виде включений в халькопирите (рис. 2.6 а).

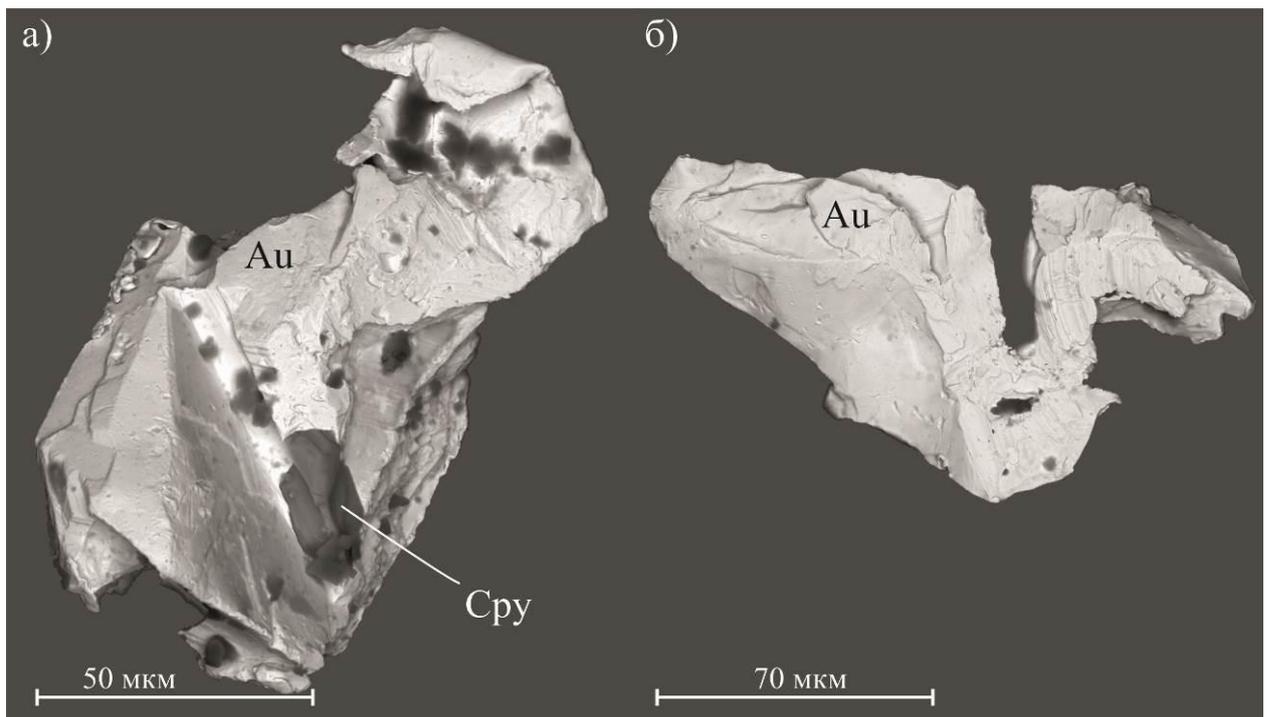


Рис. 2.6. Самородное золото золото-халькопиритовой минеральной ассоциации (снято в отраженных электронах).

Примечание: Au – самородное золото; Сру – халькопирит.

По морфологии самородное золото идиоморфное, кристаллического облика (рис. 2.6 а), интерстициальное и жилковидно-пластинчатое (рис. 2.6 б). По гранулометрии большинство

знаков самородного золота попадает в классы тонкого (от 50 до 100 мкм) и весьма мелкого (100-250 мкм). Пробность самородного золота составляет 900-920 ‰ (Hg до 0,4%) (табл. 2.3).

Состав самородного золота золото-халькопиритовой минеральной ассоциации, масс. %.

Таблица 2.3.

№ п.п.	Ag	Cu	Au	Hg	сумма
1	7.9	0	91.6	0.2	99.7
2	7.7	0	91.5	0.2	99.4
3	8.5	0	91.7	0.2	100.4
4	8.2	0	91.2	0.4	99.8
5	7.8	0	90.8	0.3	98.9
6	8.1	0	92.1	0.1	100.3
7	7.9	0	91.8	0.2	99.9
8	8.4	0	91.6	0.2	100.2

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Золото-полиметаллическая минеральная ассоциация развита преимущественно в брекчированных, катаклазированных породах и представлена галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, теннантитом и самородным золотом. Нерудные минералы представлены главным образом кварцем и карбонатом.

Галенит наблюдается в сростаниях со сфалеритом и блеклой рудой. Из примесей в галените отмечается Ag до 2-3%. *Сфалерит* встречается в виде неправильных зерен и вместе с галенитом наблюдаются в микротрещинах в арсенопирите, пирите и халькопирите. В исследованных образцах руд Лугоканского месторождения блеклая руда представлена тетраэдритом и теннантитом. *Тетраэдрит* (Pb-1%, Sb-30%, Zn-3%, Cu-34%, Fe-3%, Ag-3%, S-24%) и *теннантит* (Sb-21%, As-6%, Zn-4%, Cu-37%, Fe-4%, Ag-3%, S-25%) встречаются в виде мирмекитовых включений в галените (рис. 2.7 а), микропрожилков в халькопирите (рис. 2.7 б), а также образуют агрегаты неправильной формы и ксеноморфные выделения в нерудной массе. Как правило, блеклая руда выполняет микротрещины в более ранних сульфидах (халькопирите, арсенопирите, пирите). *Самородное золото* (единичные находки) отмечается в сростаниях с галенитом и блеклой рудой и имеет пробность 750-820 ‰ (по данным сканирующей электронной микроскопии). В целом, золото-полиметаллическая ассоциация на Лугоканском месторождении имеет подчиненное значение.

Золото-висмутовая минеральная ассоциация отмечается в породах, подвергшихся катаклазу и последующему окварцеванию. Она является наложенной на более ранние и высокотемпературные минеральные ассоциации. Рудные минералы представлены целой группой висмутовых и висмутсодержащих минералов.

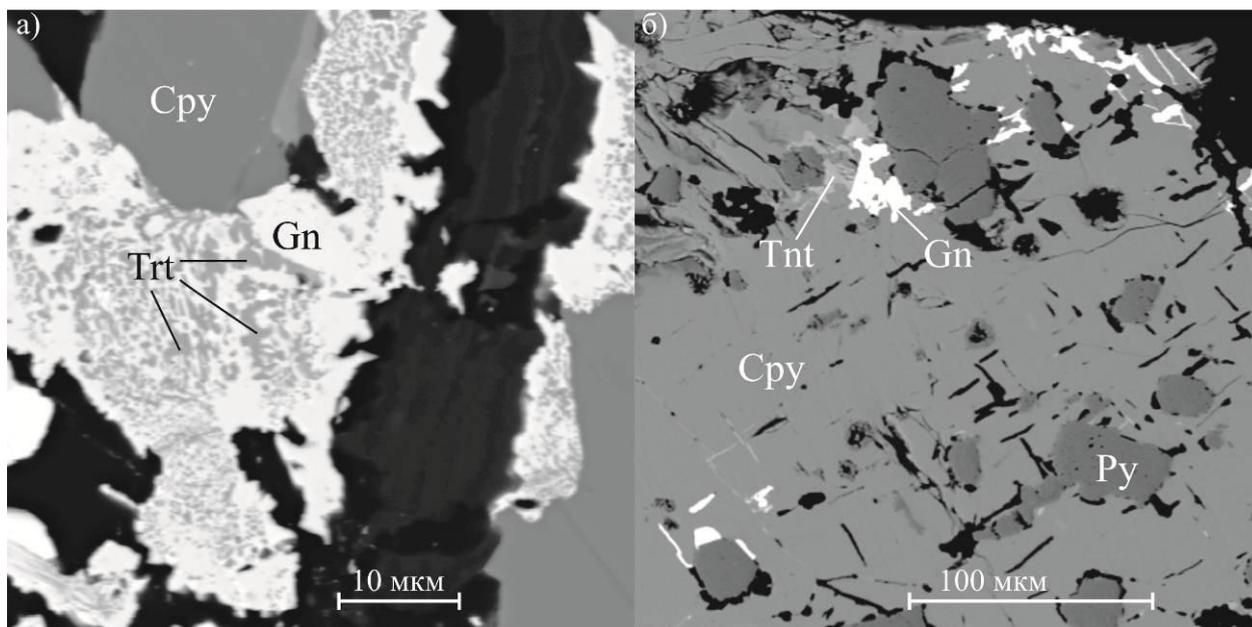


Рис. 2.7. Характерное взаимоотношение минералов золото-полиметаллической минеральной ассоциации (снято в отраженных электронах): а – мирмекитовые включения тетраэдрита (Trt) в галените (Gn); б – галенит и теннантит (Tnt) развиты по микротрещинам в халькопирите (Cpy) в ассоциации ранним пиритом (Py).

Минералы висмута представлены: сульфидом (висмутин), теллуридом (цумоит), сульфотеллуридами (тетрадимит, ингодит), сульфосолями Cu и Bi (эмплектит, виттихенит) (минералы группы айкинита: наффилдит?, пекоит, фридрихит?), сульфосолями Pb и Bi (козалит, ашамальмит, гиссенит), сульфосолью висмута (Ag-Pb-Bi) (ширмерит), самородным висмутом. Нерудные минералы представлены кварцем, адуляром, флюоритом, баритоцелестином, карбонатом. Выделяются три минеральных парагенезиса:

- 1 – *фридрихит-пекоит-виттихенит-эмплектит-висмутин* (Bi-Cu-Pb);
- 2 – *висмутин-наффилдит-ширмерит-ашамальмит-гиссенит* (Bi-Pb-Sb-Ag);
- 3 – *тетрадимит-ингодит-козалит-цумоит-висмутин* (Bi-Te-Pb).

Различия в фазовом составе висмутовых и висмутсодержащих минералов напрямую зависят от минералого-геохимических особенностей ранних ассоциаций. *Первый парагенезис* наложен на скарны с ранней золото-халькопиритовой ассоциацией, в этом случае за счет халькопирита образовался целый ряд Bi-Cu сульфосолей. Фридрихит (Bi-45%, Pb-28%, Te-2%, Se-4%, Cu-7%, S-14%) (рис. 2.8 а) встречается в сростаниях с самородным золотом, а также в виде включений в эмплектите. Пекоит ($\text{CuPbBi}_{11}\text{S}_{18}$) образует кристаллы неправильной формы. Висмутин представлен игольчатыми и сноповидными кристаллами (рис. 2.8 б), в сростаниях с виттихенитом и эмплектитом. В качестве элементов примесей (по данным электронной сканирующей микроскопии) присутствуют (%): в висмутине (Pb-3.5, Sb-1, Se-1.5), эмплектите (Pb-3, Te-0.9, Se-

0.3), фридрихите (Se-4). Самородное золото обнаружено во включениях в эмплектите, виттихените (рис. 2.8 в, г), а также в сростаниях с фридрихитом. Пробность золота составляет – 800-890 ‰ (табл. 2.4) [Редин, 2013_б]. Кроме того, в висмутине отмечаются включения гессита. Не исключено, что часть золота могла быть заимствована из ранней золото-халькопиритовой минеральной ассоциации.

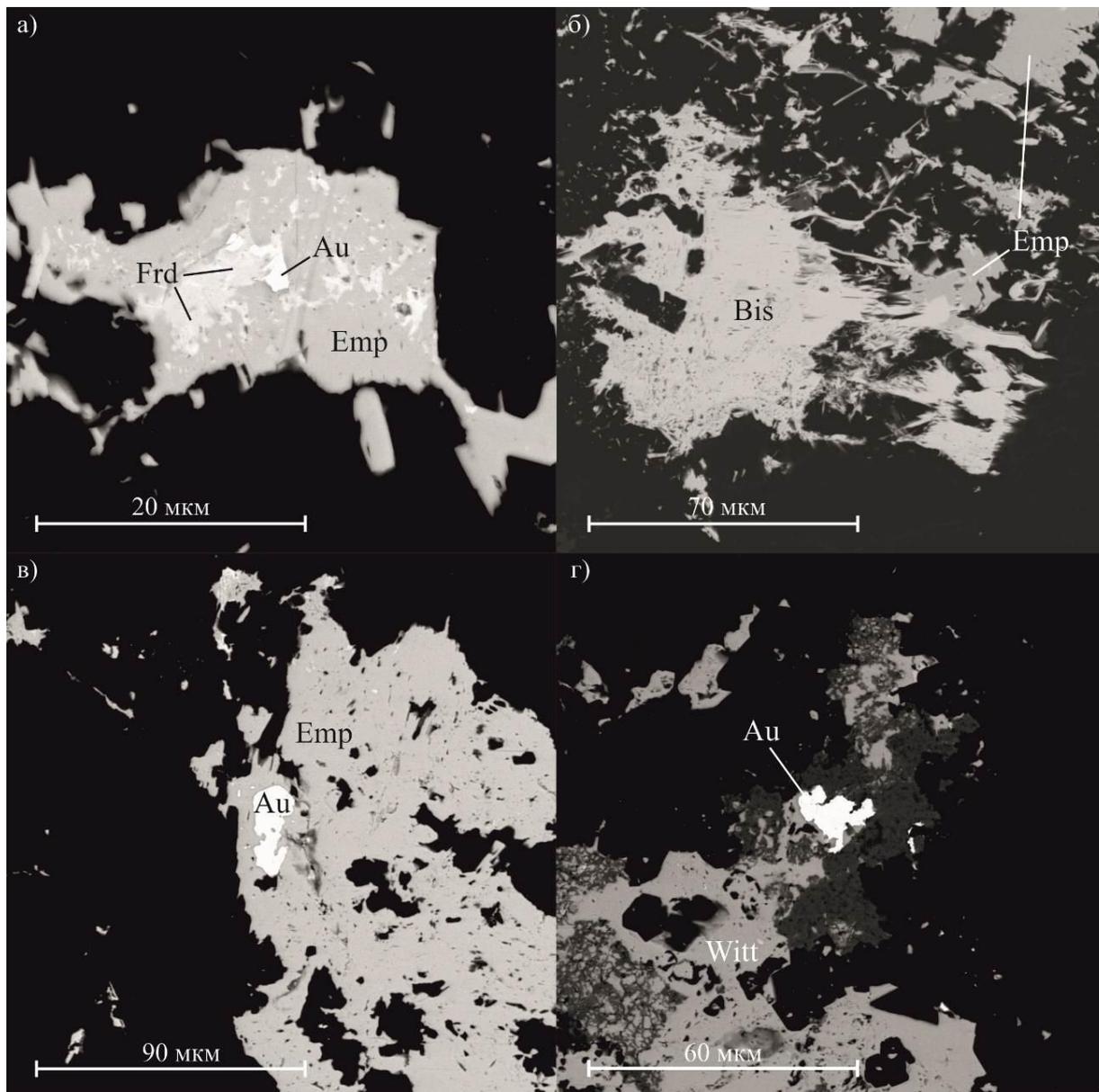


Рис. 2.8. Характерное взаимоотношение висмутовых и висмутсодержащих минералов в первом парагенезисе (снято в отраженных электронах).

Примечание: Au – самородное золото; Witt – виттихенит; Emp – эмплектит; Bis – висмутин; Frd – фридрихит.

Второй парагенезис обнаружен в кварц-адуляровых прожилках, заполняющих зоны дробления в известняках. Ранняя ассоциация представлена катаклазированными кристаллами арсенопирита и халькопирита. Из нерудных минералов редко отмечается флюорит. В трещинах, в межзерновом пространстве арсенопирита и халькопирита развита полиметаллическая ассоциация,

представленная: галенитом, Ag-содержащим теннантитом и Ag-содержащим тетраэдритом (рис. 2.9 а). Там, где происходит совмещение висмутовой минерализации с Ag-блеклыми рудами образуются сульфосоли сложного состава (Ag-Pb-Bi). Тогда как в кварце развит только гиссенит (Pb-55%, Bi-21%, Sb-8%, S-15%) в виде игольчатых и призматических кристаллов. Ашамальмит (Pb-52%, Bi-22%, Sb-10%, Cu-1%, S-15%) (рис. 2.9 а) и наффилдит (Pb-39%, Bi-34%, Sb-8%, Cu-3%, S-16%) (рис. 2.9 б) образуют длиннопризматические кристаллы и агрегаты неправильной формы. В ширмерите ($AgPb_2Bi_3S_7$) отмечается примесь селена до 1%. Самородное золото, обнаруженное в сростаниях с гиссенитом, имеет пробность 910-940 ‰ (табл. 2.4).

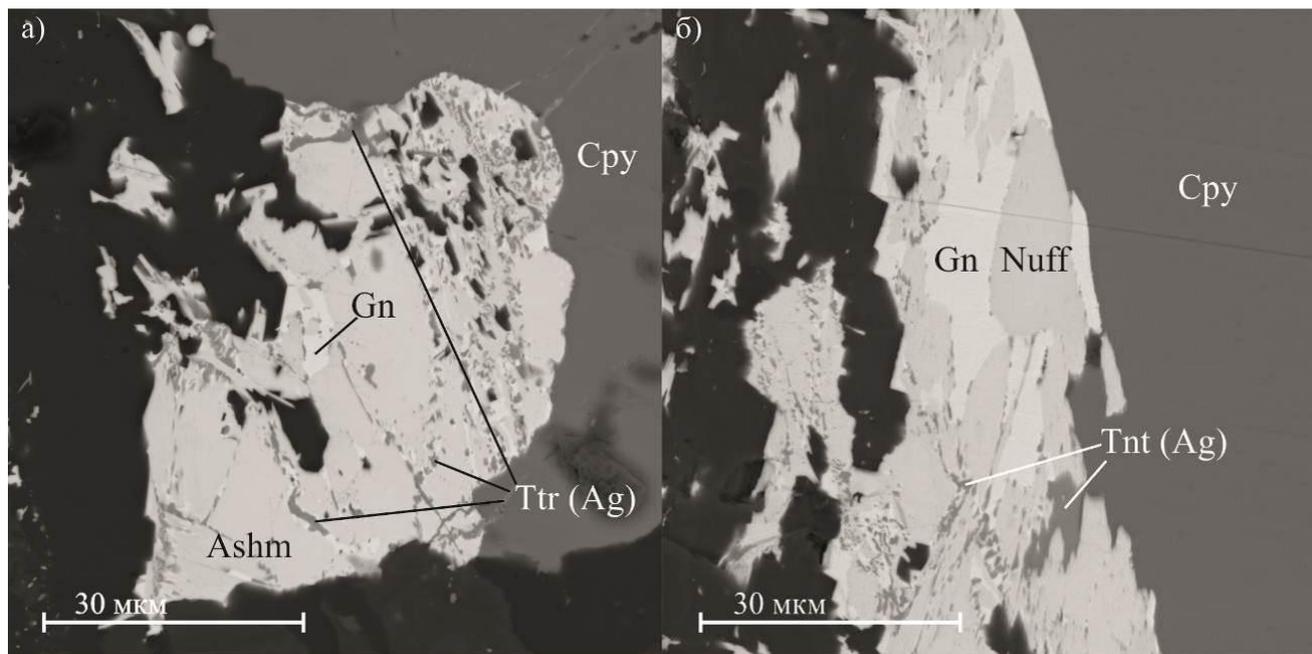


Рис. 2.9. Характерное взаимоотношение висмутовых и висмутсодержащих минералов во втором парагенезисе (снято в отраженных электронах).

Примечание: Gn – галенит; Cpy – халькопирит; Nuff – наффилдит; Ashm – ашамальмит; Tnt(Ag) – Ag-содержащий теннантит; Ttr(Ag) – Ag-содержащий тетраэдрит.

Третий парагенезис наложен на скарны с ранней арсенопиритовой минерализацией. Арсенопирит представлен катаклазированными кристаллами, редко отмечается пирит. Висмутин образует сферообразные (рис. 2.10 а, б), игольчатые (рис. 2.10 в), кристаллы и агрегаты неправильной формы, а также образует каймы (рис. 2.10 л), мелко-кристаллические выделения в трещинах, межзерновом пространстве арсенопирита. В виде включений в нем отмечаются цумоит (Bi_2Te_2), козалит ($Pb_5Bi_2S_5$), тетрадимит (Bi_2Te_2S) (рис. 2.10 м), ингодит (Bi_2TeS) (рис. 2.10 к) и самородное золото. В качестве элементов примесей в висмутине установлен Pb до 5%. Цумоит образует таблитчатые кристаллы. Самородное золото, наблюдавшееся в сростаниях и в виде включений в висмутине (рис. 2.10 ж, з, и), цумоите (рис. 2.10 г, е), козалите (рис. 2.10 д, м), тетрадимите, ингодите, имеет пробность 880-940 ‰ (табл. 2.4).

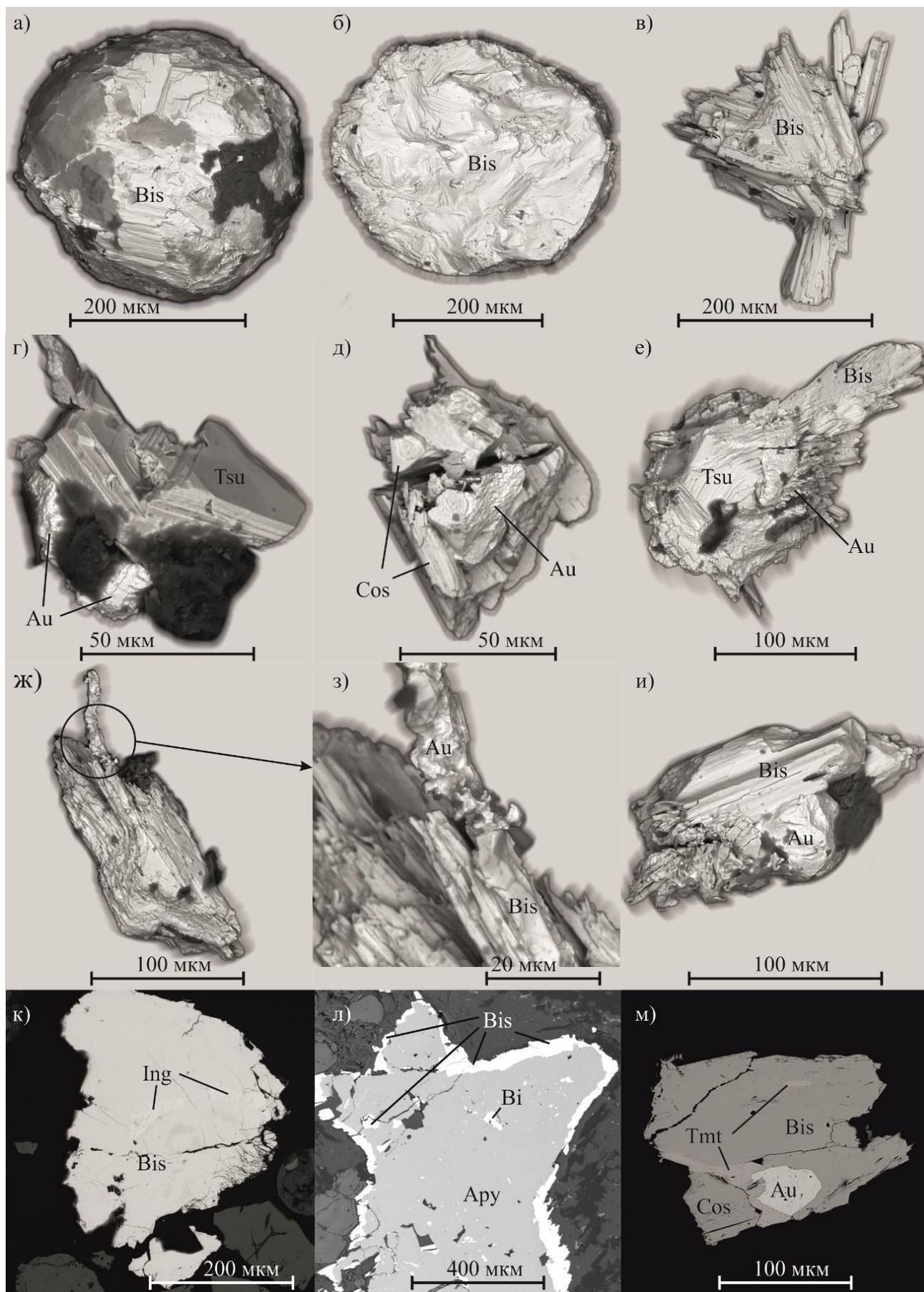


Рис. 2.10. Характерное взаимоотношение висмутовых и висмутсодержащих минералов в третьем парагенезисе (снято в отраженных электронах).

Примечание: Au – самородное золото; Ару – арсенопирит; Bis – висмутин; Tsu – цумоит; Cos – козалит; Ing – ингодит.

Состав самородного золота золото-висмутовой минеральной ассоциации, масс. %. Таблица 2.4.

№ п.п.	парагенезис	Ag	Cu	Au	Hg	сумма
1		9.4	0	89	0	98.3
2		9.7	0	88.6	0	98.3
3		18.7	0	80.1	0	98.8
4	первый парагенезис	9.9	0	89.2	0	99.1
5		17.4	0	81.9	0	99.3
6		16.5	0	82.8	0	99.3
7		9.3	0	89.2	0	98.5
8		7.2	0	91.8	0	99
9		7.4	0	92.1	0	99.5
10		6.7	0	92.5	0	99.2
11	второй парагенезис	6.9	0	93.2	0.1	100.2
12		7.3	0	91.9	0	99.2
13		6.5	0	93.1	0	99.6
14		7	0	93.4	0	100.4
15		7.3	0	93.1	0	100.4
16		6.9	0	93.3	0	100.3
17		6.7	0	89.5	0.1	96.3
18		6.9	0	88.6	0.1	95.6
19		6.7	0	92.1	0	98.9
20	третий парагенезис	7	0	92	0.1	99.1
21		6.8	0	93	0	99.8
22		7	0	92	0	99.1
23		6.9	0	92.7	0	99.7
24		6.9	0	92.8	0	99.7
25		6.4	0	93	0	99.4
26		6.6	0	92.6	0	99.2
27		6.9	0	91.8	0	98.7
28		7.1	0	92.9	0.1	100.1
29		6.9	0	93.8	0	100.7
30		6.6	0	94	0	100.6
31		7.1	0	92.9	0	100
32		7.7	0	91	0	98.8
33		6.8	0	93.4	0	100.2
34		6.9	0	92.7	0.1	99.7
35		6.6	0	93.4	0	100
36		6.9	0	93.6	0	100.6

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Золото-серебряная минеральная ассоциация наблюдалась только на Лугоканском месторождении, причем в образцах с поверхности, которые представляют собой окисленные руды.

Она представлена низкопробным самородным золотом (электрумом) (рис.2.12 а, в, г), кюстелитом (рис. 2.12 б) [Redin, 2012_б]. Помимо высокортутистого электрума и кюстелита, наблюдалась природная амальгама золота – вейшанит (рис.2.12 д, е).

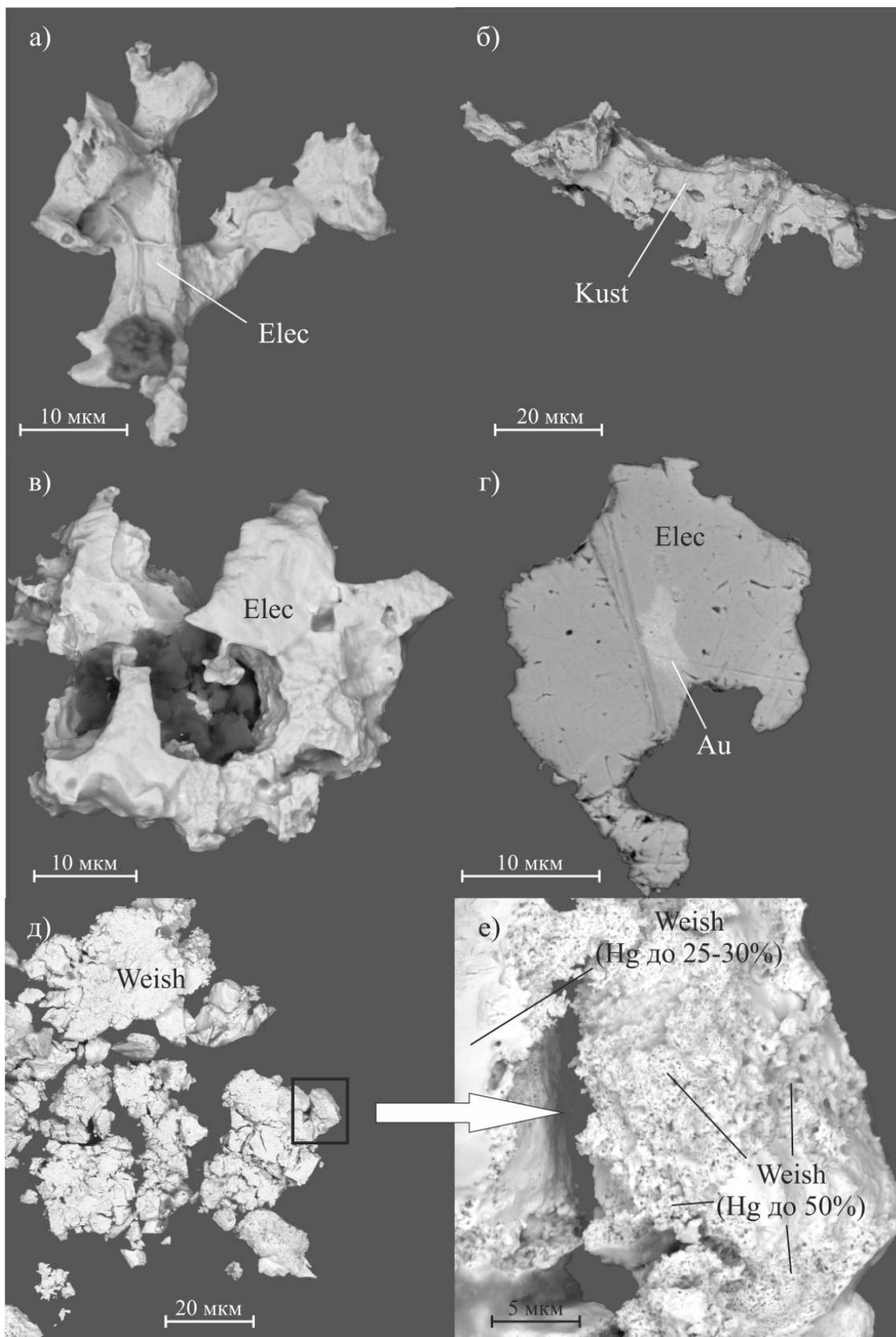


Рис. 2.12. Золото-серебряная минеральная ассоциация (снято в отраженных электронах).

Примечание: Elec – электрум; Kust – кюстелит; weish –вейшанит.

Низкопробное самородное золото или электрум. Размер его выделений колеблется от десяти до ста микрон, большая часть по размеру частиц попадает в класс пылевидного и тонкого (рис. 2.11) [Петровская, 1973; Николаева, Яблокова, 2007].

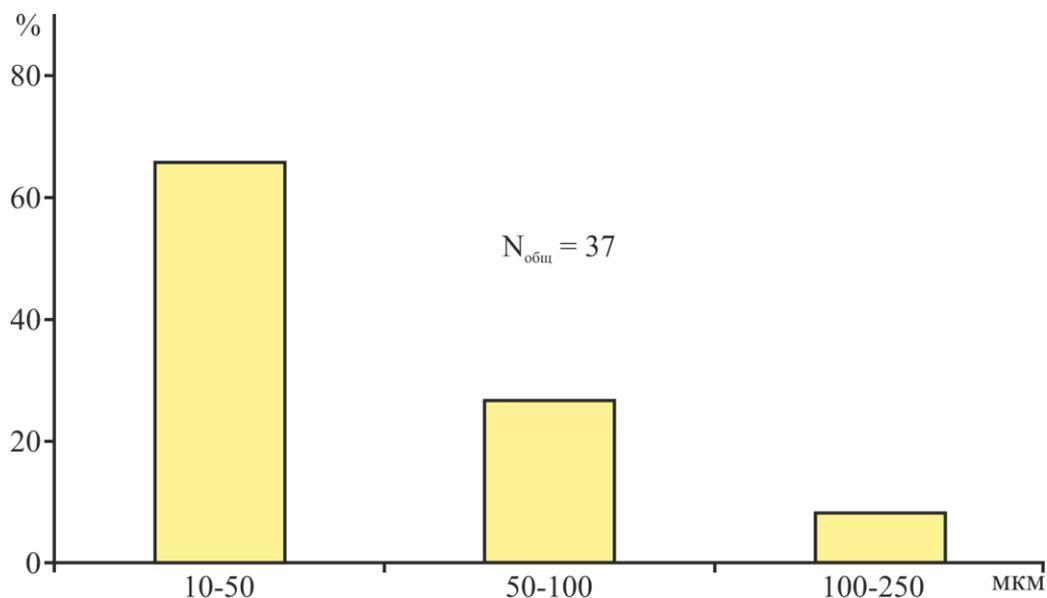


Рис. 2.11. Гранулометрический состав самородного золота золото-серебряной минеральной ассоциации.

Морфология самородного золота характеризуется развитием жилковидно-пластинчатых, трещинных (рис. 2.13 а), интерстициальных и проволоковидных выделений (рис. 2.13 б). Форма самородного золота отражает преимущественно стесненные условия роста, такая морфология характерна для рудопоявлений близповерхностного генезиса [Савва, Прейс, 1990].

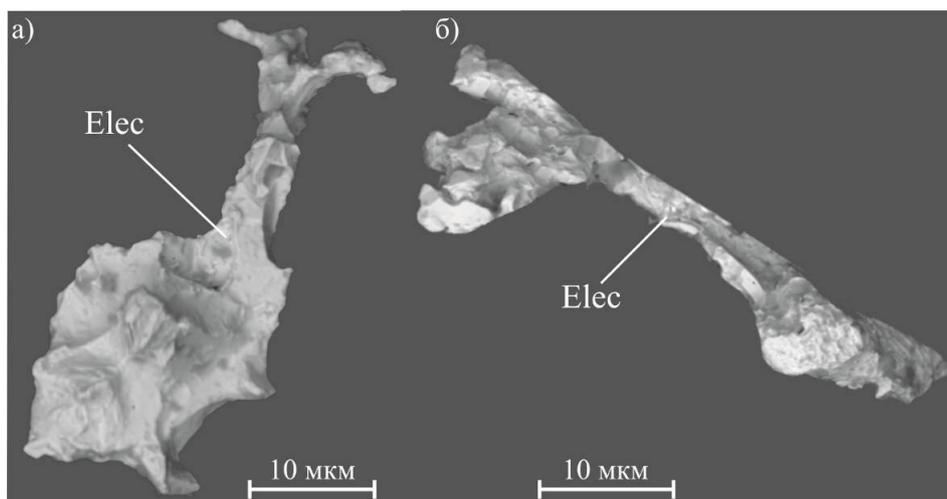


Рис. 2.13. Морфология самородного золота Au-Ag минеральной ассоциации (снято в отраженных электронах): а – трещинные прожилковые выделения электрума (Elec); б – проволоковидный индивид электрума.

Характерной особенностью состава самородного золота Au-Ag минеральной ассоциации является его высокая серебристость, что придает самородному золоту серебристый (белый) оттенок (рис. 2.14). Пробность электрума варьирует в интервале 400-660 ‰, с модой распределения 400-500 ‰. Для всех выделений самородного золота характерна примесь ртути до 2 ‰ (табл. 2.5). Проведенные исследования не выявили наличия высокопробных кайм на золотилах, которые характерны для гипергенного самородного золота. В единичных случаях отмечалось зональное строение зерен, ядра золотинок сложены более высокопробным самородным золотом (по данным сканирующей электронной микроскопии 680‰), вокруг которого развивается электрум (рис. 2.12 г).

Ртутистый электрум, кюстелит и вейшанит характерны для месторождений, формировавшихся в условиях низкой фугитивности серы (fS_2) [Спиридонов, 2010].

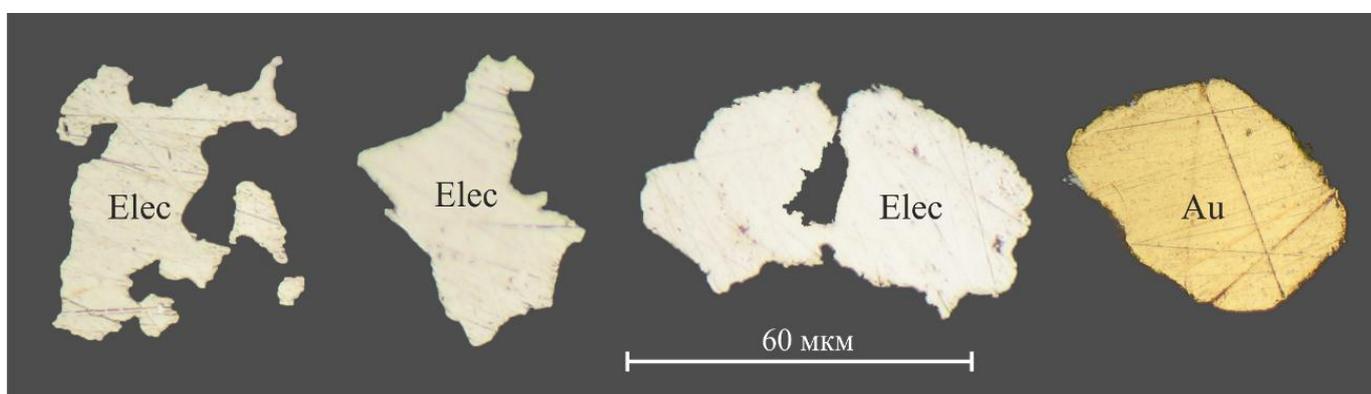


Рис. 2.14. Формы выделения электрума (Elec) и высокопробного самородного золота (Au).

Эталонными объектами с золото-серебряной минерализацией в Восточном Забайкалье являются Балейское и Тасеевское месторождения, возраст формирования золото-серебряной минерализации которых укладывается в интервал 150-143.6 млн. лет [Борисенко и др., 2010].

Состав самородного золота золото-серебряной минеральной ассоциации, масс. %. Таблица 2.5.

№ п.п.	Ag	Cu	Au	Hg	сумма
1	56.6	0	42.1	1	99.6
2	53.1	0	45.4	0.4	98.9
3	58.3	0	40.1	1	99.4
4	53.5	0	43.2	1.8	98.5
5	56.2	0	42.4	0.8	99.5
6	54.1	0	43.7	0.7	98.5
7	50.3	0	49.6	0.8	100.6
8	56.8	0	42	0.9	99.7
9	55.7	0	42.7	0.8	99.1
10	54.8	0	43	0.7	98.6
11	54.3	0	43.4	0.8	98.5
12	58.4	0	40.4	1.1	99.9
13	56.3	0	41.7	0.8	98.8

Продолжение таблицы 2.5

14	57.5	0	41.3	0.9	99.7
15	52.9	0	46.1	0.2	99.2
16	58.6	0	41	1.2	100.8
17	57.9	0	41.9	1.1	100.9
18	55.7	0	43.1	0.9	99.7
19	41.7	0	57.1	0	98.8
20	40	0	60.2	0	100.2
21	40.8	0	58.7	0.1	99.6
22	34.8	0	65.9	0	100.7
23	55.6	0	43.1	2.2	100.8
24	54.4	0	42.9	1.8	99.1
25	61.1	0	39.6	0.7	101.4
26	60.8	0	38.7	1.1	100.6
27	60.5	0	39.2	1.1	100.8

Примечание: анализы выполнены на приборе CAMEBAX-Micro, аналитик О.С. Хмельникова (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Завершается рудный процесс формированием *сурьмяно-ртутной* минерализации. Она имеет ограниченное распространение и представлена антимонитом и киноварью. *Антимонит* обнаружен предшественниками в отвалах в виде спорадических гнезд и вкрапленности в окисленных породах. Единичная вкрапленность *киновари* также установлена в образцах с поверхности месторождения.

Гипергенная минерализация характеризуется большим разнообразием минеральных фаз. Наиболее часто встречаются малахит, азурит, гидроокислы железа и скородит. В зоне вторичного сульфидного обогащения за счет замещения халькопирита развиваются *борнит, халькозин, ковеллин и куприт*. *Малахит, азурит* развиваются в зоне окисления преимущественно за счет замещения халькопирита, реже блеклой руды. *Самородная медь* развита в виде вкраплений в гидроокислах железа (рис. 2.15 а), в ассоциации с малахитом и азуритом.

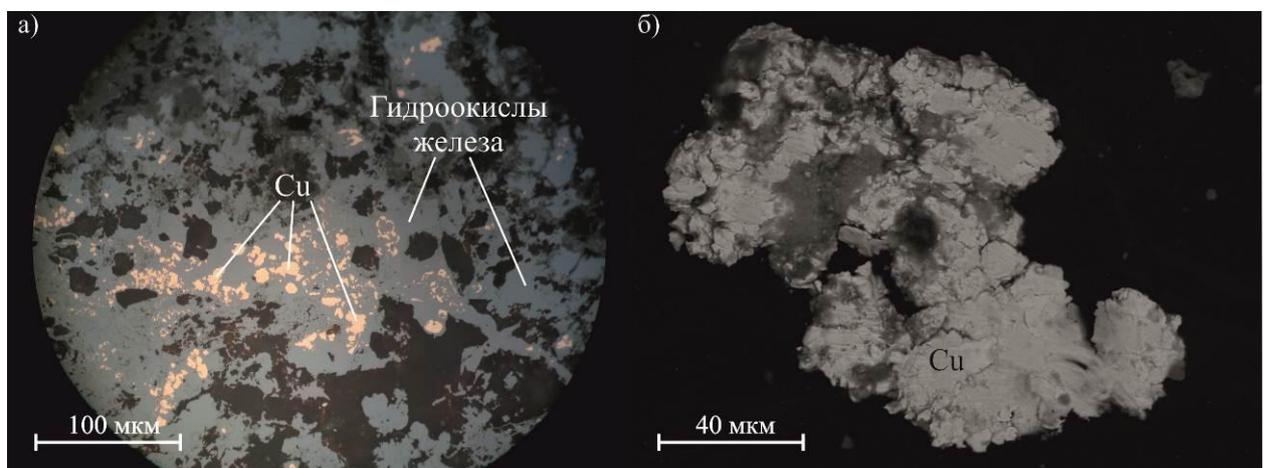


Рис. 2.15. Самородная медь (Cu) в агрегате гидроокислов железа (а – николи параллельны), с примесью Sn до 15% (б – снято в отраженных электронах).

В самородной меди отмечается примесь Sn до 15% (рис. 2.15 б). По арсенипириту развивается *скородит*. Гидроокислы железа образуют натечные, землистые агрегаты, сплошные плотные массы

Гипергенная Au и Ag минерализация. В зоне гипергенеза при деструкции серебряносодержащих минеральных фаз (Ag-блеклых руд, галенита, гессита и др.) образовались акантит, хлораргирит, I-содержащий аргирит, самородное серебро и золото. *Акантит* встречается в виде ритмических (рис. 2.16 а) и моховидных выделений (рис. 2.16 д).

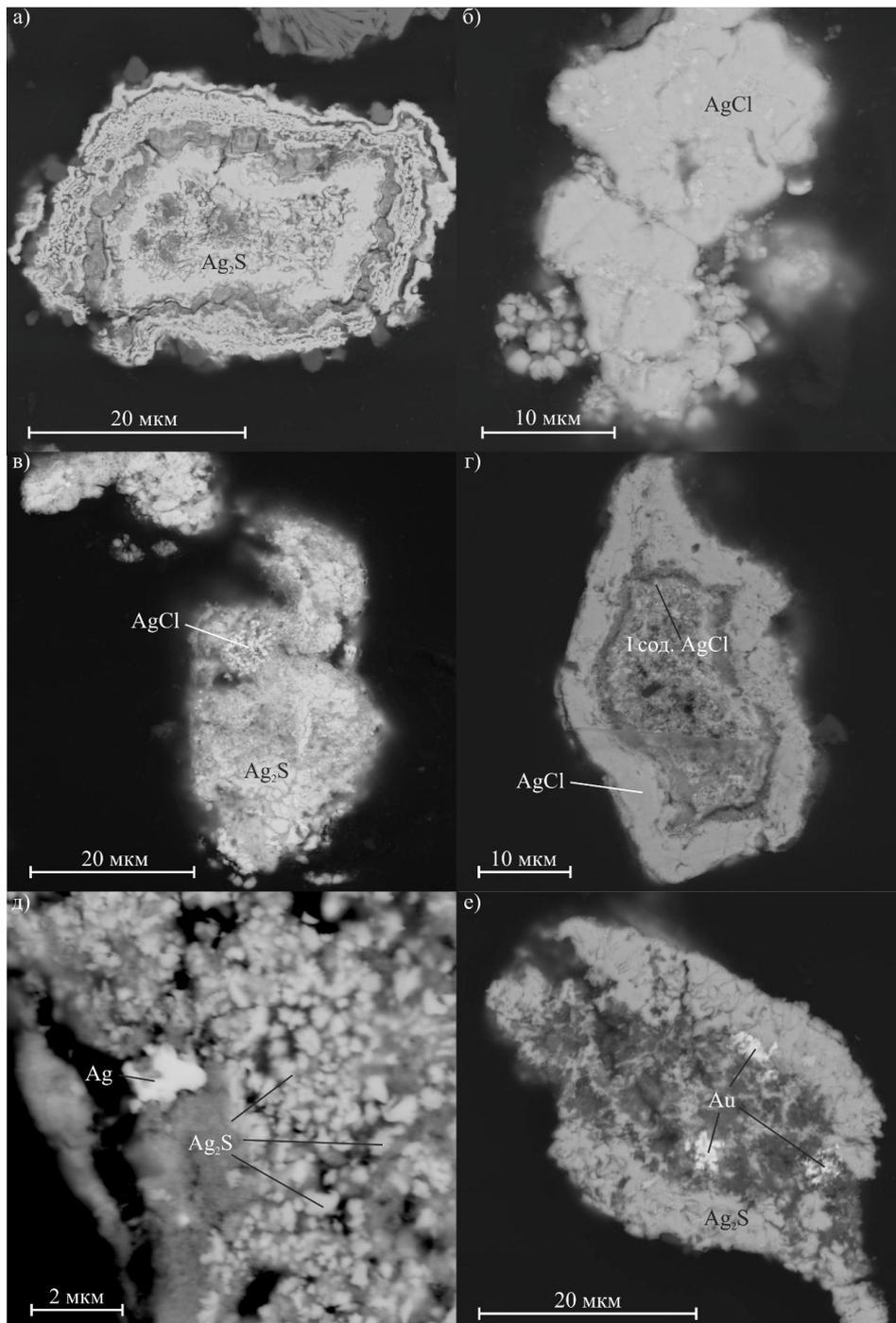


Рис. 2.16. Гипергенная Au и Ag минерализация (снято в отраженных электронах).

Примечание: Ag_2S – акантит; AgCl – хлораргирит; I-сод. AgCl – I-содержащий аргирит; Ag – самородное серебро; Au – самородное золото.

Он является одним из типичных гипергенных минералов зоны окисления, образуясь за счет замещения Ag -содержащих блеклых руд и других серебросодержащих минералов.

Хлораргирит встречается в виде восковидных (рис. 2.16 б), почковидных, ритмических выделений (рис. 2.16 г), а также образует моховидные наросты на акантите (рис. 2.16 в). *I-содержащий аргирит* (рис. 2.16 г) образует агрегаты неправильной формы в центральных частях ритмических выделениях хлораргирита (рис. 2.16 г).

Гипергенное самородное золото встречается в виде отдельных моховидных зерен в акантите и имеет пробность (по данным сканирующей электронной микроскопии) около 700-900 ‰. Чаще всего гипергенное самородное золото развивается за счет теллуридов во вторичных рудах золотосодержащих месторождений, особенно когда они имеют хорошо проработанную и дифференцированную зону окисления [Росляков, 1981]. Самородное золото, обособившееся при разложении содержащих его теллуридов, широко известно по литературе еще с прошлого века. Для него характерны землистые, порошковидные и моховидные агрегаты [Петровская, 1973]. Источником гипергенного самородного золота, вероятно, являлись теллуриды золота, в нашем случае монтбрейит (Au_2Te_3) или петцит (AuAg_3Te_2), выявленные предшественниками [Новокрещенов и др., 2009ф] в рудах Лугоканского месторождения. *Гипергенное самородное серебро* также встречено в виде моховидных выделений в акантите (рис. 2.16 д).

В единичных случаях отмечается *маккинстриит* ($(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S}$), который образует каймы замещения по халькопириту (рис. 2.17).

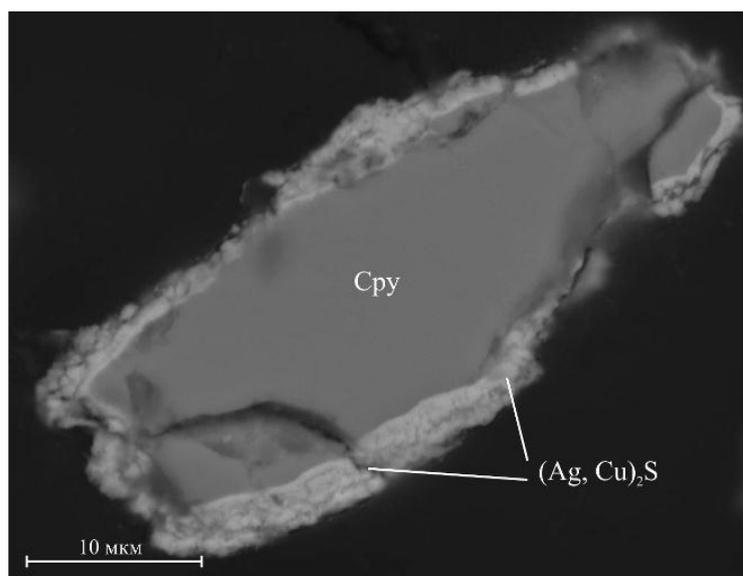


Рис. 2.17. Маккинстриит ($(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S}$), развитый по халькопириту (Cu_2S) (снято в отраженных электронах).

Самородное золото в зоне гипергенеза рудных месторождений представлено главным образом двумя генетическими разновидностями – первичным (остаточным) и вторичным (новообразованным) [Петровская, 1973; Петровская, Яблокова, 1974; Росляков, 1981; Калинин и др., 2006; Николаева, Яблокова, 2007].

К первичному самородному золоту относятся единичные зерна высокопробного Au, низкопробного Au (электрум) и кюстелита, найденные в образцах с поверхности месторождения. На это указывает ряд фактов: отсутствие высокопробных кайм (облагораживание самородного золота), отсутствие укрупнения его частиц, губчатых, моховидных форм, землистых и порошковатых агрегатов. Хотя часть самородного золота обнаружена в лимонитовой рубашке (рис. 2.18), оно может интерпретироваться как остаточное, образующиеся на ранних этапах в ассоциации с пиритом и халькопиритом, по которым и развиваются гидроокислы железа и другие характерные гипергенные минералы. В отличие от него, гипергенное самородное золото имеет четкую выраженную приуроченность к новообразованным минералам и встречается в виде моховидных наростов в акантите и хлораргирите.

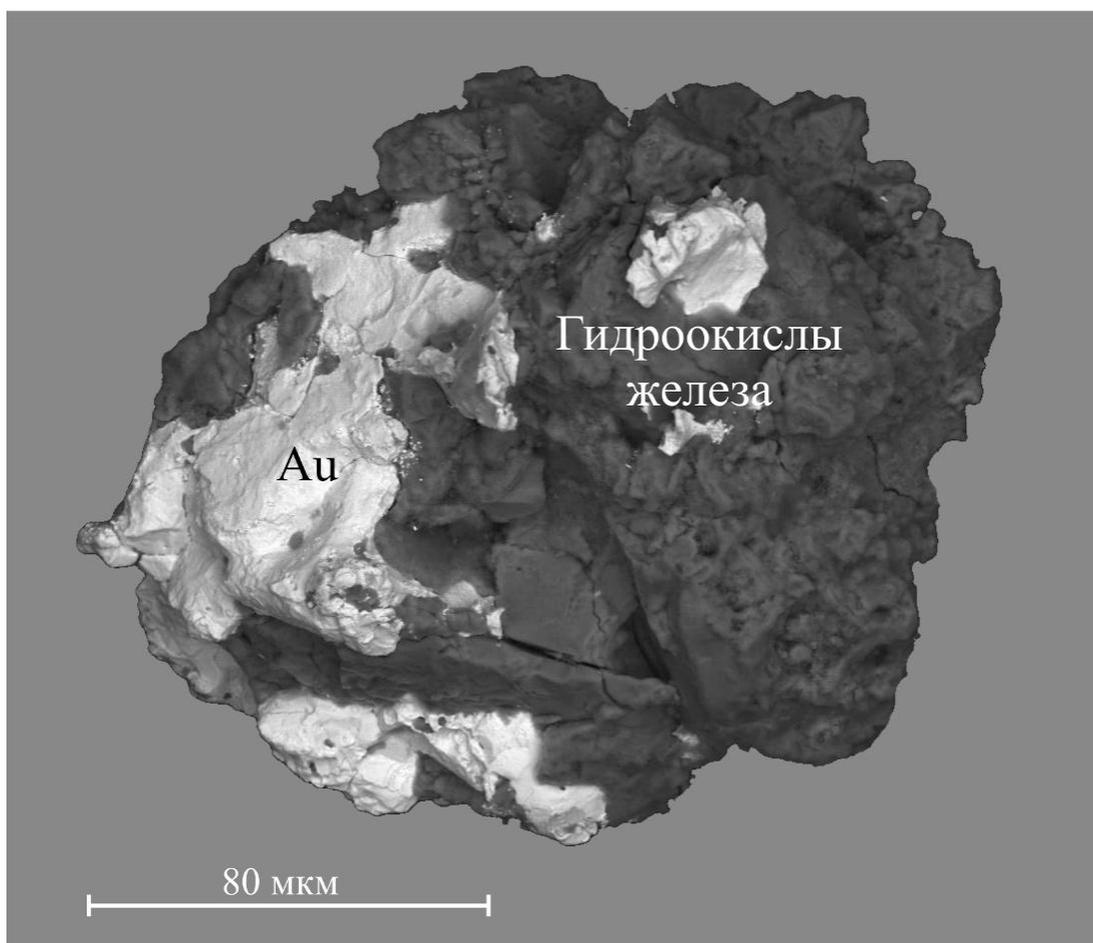


Рис. 2.18. Высокопробное золото в лимонитовой “рубашке” (снято в отраженных электронах).

Подобного рода новообразования золота часто встречаются в продуктах “зрелых” кор выветривания (латеритах) и в зонах окисления сульфидных месторождений [Калинин и др., 2007; Жмодик и др., 2012].

Наличие большого количества вторичных минералов Ag в зоне гипергенеза вряд ли может быть обусловлено только деструкцией Ag-содержащих блеклых руд и галенита в связи с их относительно небольшой распространённостью в первичных рудах. Наиболее логично предположить образование гипергенных минералов серебра как за счет Ag-содержащих блеклых руд и галенита, так и теллуридов серебра.

На поздних этапах формирования Лугоканской рудно-магматической системы рудоотложение шло при низкой фугитивности серы и с накоплением серебра, о чем свидетельствует парагенезис поздней золоторудной минерализации: ртутьсодержащий электрум и кюстелит, а также единичные находки вейшанита. Осаждение акантита, по данным экспериментальных исследований [Пальянова и др., 2012], происходит при соотношении Ag/Au > 10, что свидетельствует о высоком Ag/Au отношении на заключительных этапах формирования золотого оруденения Лугоканского рудного узла. Фрагментарный характер проявления эпитермального оруденения на Лугоканском месторождения может быть обусловлен значительным уровнем современного эрозионного среза.

Многие зарубежные исследователи [Sillitoe, 1993; White, Hedenquist, 1990] рассматривают эпитермальное золото-серебряное оруденение в составе единых медно-порфировых рудообразующих систем. Другие исследователи полагают, что корнями золотосеребряных эпитермальных месторождений могут служить не только порфировые, но и золото-редкометальные, колчеданные (типа Куроко), железистокварцитовые, вкрапленные золотосульфидные и другие месторождения [Сидоров, Новожилов, 1982; Сидоров и др., 2009; Волков, Прокофьев, 2011]. В пользу значительной эродированности большей части золото-серебряной минерализации Лугоканского месторождения также свидетельствует наличие небольшой россыпи (р. Будюмкан) и шлихового ореола (руч. Лугокан), развитых в пределах площади месторождения. Отсутствие крупных россыпей не противоречит выше сказанному. Общеизвестна неравноценность коренных источников различной формационной принадлежности для формирования россыпных месторождений золота. В частности, большинство крупных аллювиальных россыпей золота в мире образовано за счет коренных источников золото-кварцевой малосульфидной формации умеренных глубин. Рудам этой формации свойственно наиболее крупное золото со значительным количеством самородков, относительно изометричных выделений с высокой гидравлической крупностью и соответственно с максимальной способностью к накоплению в аллювии. Для близповерхностной золото-серебряной формации характерны уплощенные, прожилковидные и дендритовидные двухмерные выделения золота

преимущественно мелких фракций, обладающие пониженной гидравлической крупностью и довольно значительной подвижностью в водно-аллювиальной среде, что и предопределяет образование за счет этой формации только небольших россыпей [Савва, Прейс, 1990].

Лугоканское месторождение, как было сказано выше, известно с 1759 г. и после своего открытия некоторое время разрабатывалось, доставив около 357 т руды. Предшественники отмечали в верхних горизонтах месторождения самородное золото в ассоциации с сурьмяными минералами. Кроме того, в пробе, взятой нами из делювиальных отложений Лугоканского месторождения, преобладает (90%) низкопробное золото (электрум) (400 – 500 ‰, Hg до 1.5%) (рис. 2.19). Вполне вероятно, что большая часть проявления золото-серебряной минерализации могла быть эродирована или частично отработана, и в настоящее время мы наблюдаем лишь ее корневые части.

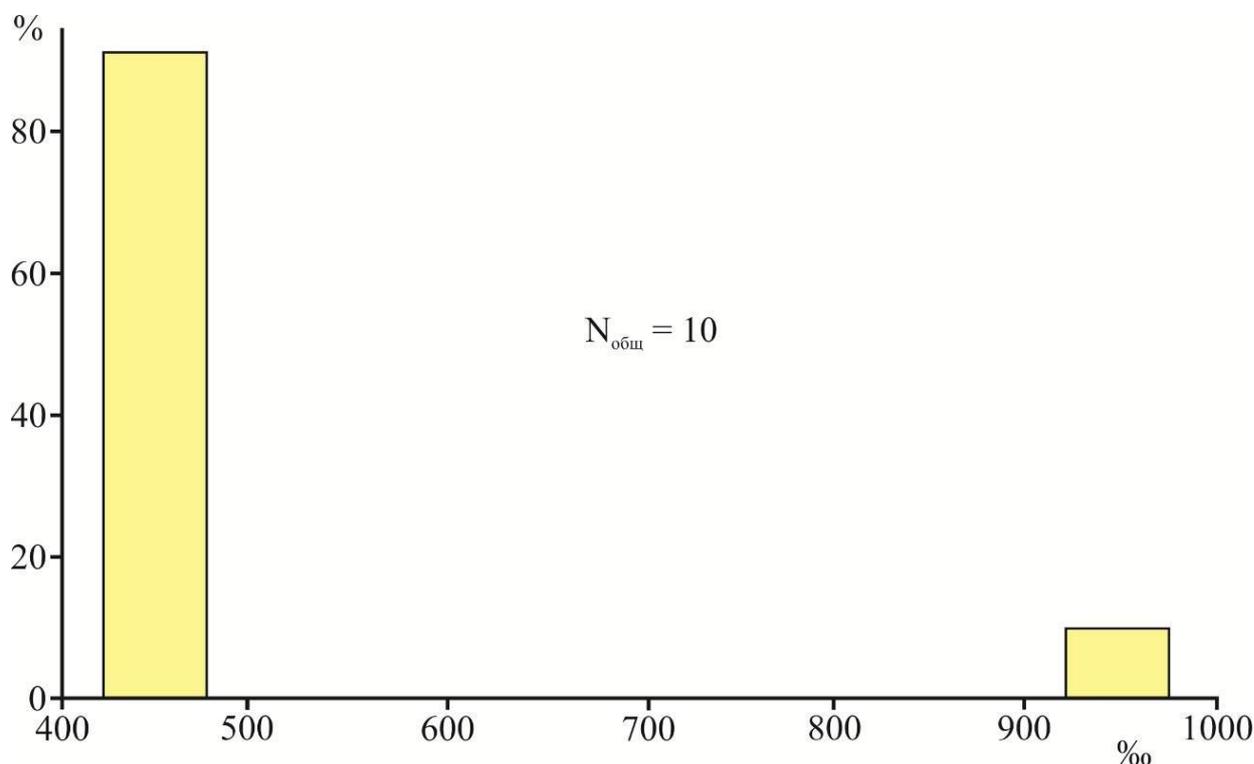


Рис. 2.19. Пробность самородного золота из делювиальных отложений Лугоканского месторождения.

В настоящее время есть несколько точек зрения относительно генезиса Лугоканского месторождения: некоторые исследователи относят его к скарновой формации [Кормилицын, Иванова, 1968; Скурский, 1996], другие считают его типичным представителем золото-медно-молибден-порфировой формации [Сазонов, 1978; Сизых Вит.И., Сизых Вал. И., 2001; Бессонов, 2009; Новокрещенов и др., 2009ф].

Глава 3. Геологическое строение и минеральный состав руд Серебряного месторождения

3.1. Геологическое строение

Месторождение Серебряное приурочено к узлу пересечения регионального Северо-Солонеченского разлома северо-восточного простирания с разломами более низких порядков. Площадь месторождения сложена, в основном, терригенными породами яковлевской свиты ($D_{2-3}jak$) и представлена сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков и доломитов (рис. 3.1). Породы яковлевской свиты в пределах месторождения смяты в антиклинальную складку. Ось складки проходит в субширотном направлении и в ее ядерной части вскрываются отложения яковлевской свиты – алевролиты с прослоями песчаников и известняков. Нижняя и верхняя части разреза – преимущественно сланцевые, средняя – песчаниковая. Прослои известняков и доломитов отмечаются в нижней части разреза.

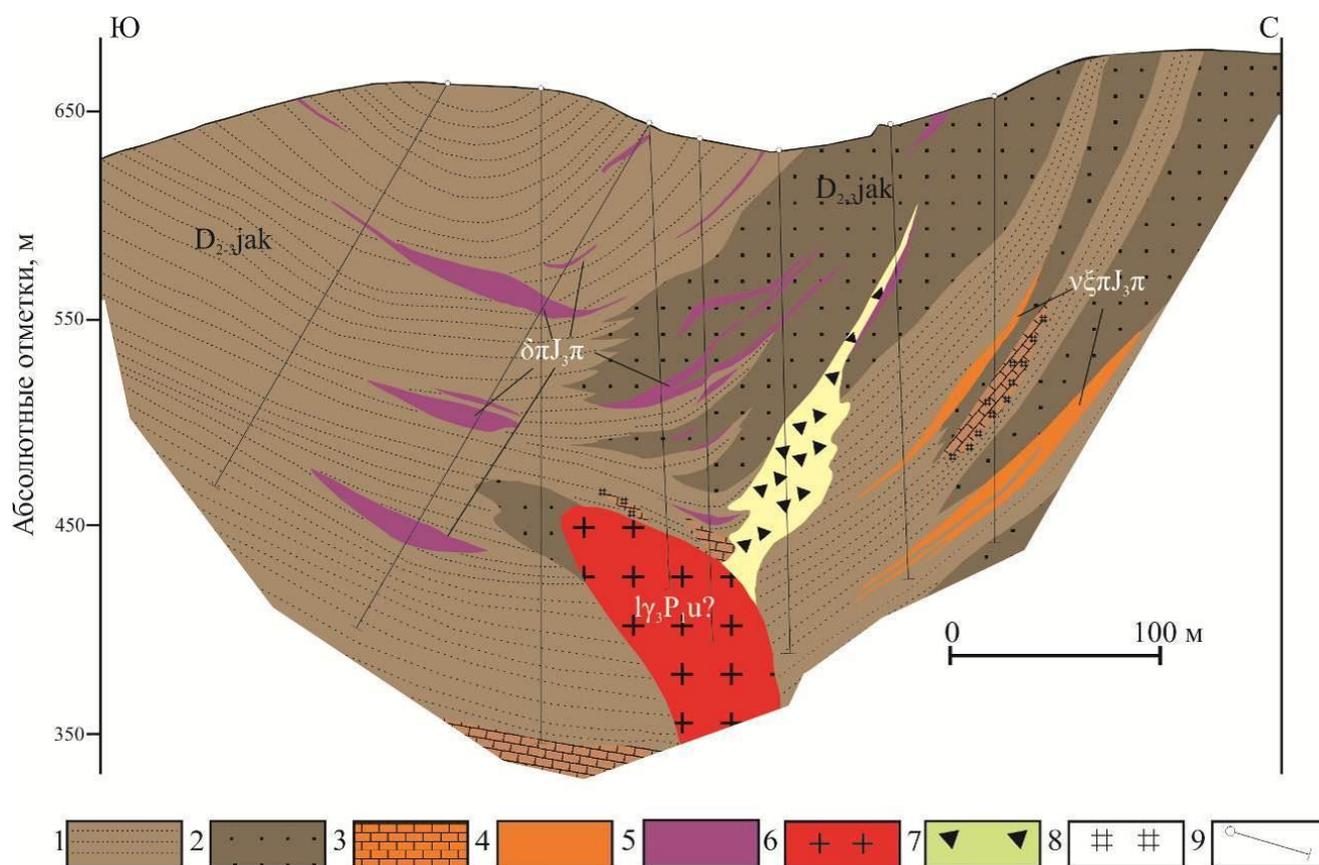


Рис. 3.1. Схематический геологический разрез месторождения Серебряного (составлен на основе данных ООО «Востокгеология» А.В. Баранов, 2012).

1–3 Яковлевская свита ($D_{2-3}jak$): 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – известняки; 4–5 – Порфиновый комплекс ($J_{3л}$): 4 – дайки монцонит-порфиров ($v\xi л$), 5 – дайки диорит-порфиров ($\delta л$); 6 – Ундинский комплекс ($P_{1u}?$), лейкократовые граниты ($l\gamma$); 7 – Зоны дробления и брекчирования; 8 – скарны; 9 – скважины.

Породы свиты регионально метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Местами проявлено ороговикование алевролитов и алевропесчаников, скарнирование известняков [Козлова и др., 2010]. Магматические образования представлены, главным образом, дайкообразными телами порфирового комплекса

Порфировый комплекс представлен серией пород, варьирующих по составу от монцонит-порфиров до гранит-порфиров. Среди них большую часть составляют монцонит-, диорит-порфиры которые имеют как субсогласные, так и секущие контакты с вмещающими породами. Для большинства тел характерно зональное строение: краевые части имеют более основной состав и сложены диоритовыми порфиритами, центральная же часть представлена гранодиорит-порфирами и плагиогранит-порфирами [Козлова и др., 2010]. Породы сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом, роговой обманкой в различных количественных соотношениях. Вкрапленники составляют от 10 до 50 объема %. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. Наибольший интерес представляют дайкообразные тела монцонит-порфиров, к которым пространственно приурочены зоны с золото-висмутовой минерализацией [Редин, Козлова, 2014]. Ниже будет приведена петролого-геохимическая характеристика монцонит-порфиров.

Петрогенные элементы. Содержания петрогенных оксидов в монцонит-порфирах приведены в табл. 3.1. Содержание SiO_2 в них изменяется от 56,8 до 62 %. Они характеризуются повышенной суммой щелочей ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) от 6,5 до 7,5%. Содержание K_2O составляет от 3,2 до 4,2%.

Микроэлементы. Результаты анализов микроэлементов приведены в табл. 3.1 и на рис. 3.2. Породы характеризуются относительно высокими содержаниями когерентных элементов (г/т): Ni (48-96), Cr (92-493), V (115-142). Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) составляют (г/т): Rb (94-173), Ba (369-564), Sr (298-626). Содержание высокозарядных элементов (HSFE) варьируют в диапазоне (г/т): Zr 93-132, Nb 9,9-14,6. Магматиты в целом характеризуются высокими содержаниями легких (LREE), пониженными средних (MREE) и низкими – тяжелых (HREE) редких земель (рис. 3.2 б). Монцонит-порфирам соответствуют следующие интервалы содержания REE (г/т): La (11-43), Sm (2,1-9,4), Yb (1,07-2,58), Y (15,06-29,47). Спектры REE (рис. 3.2 б) характеризуются отрицательным наклоном, относительно крутым наклоном в области MREE и пологим в области LREE и HREE, а также небольшой отрицательной Eu аномалией. Спектры распределения микроэлементов монцонит-порфиров (рис. 3.2 а) имеют положительные аномалии Rb, Th, U, но характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta.

В отдельных скважинах на глубине более 250 м вскрыт шток лейкократовых гранитов, предположительно отнесенных к третьей фазе ундинского комплекса [Козлова и др., 2010].

КОМПОНЕНТЫ	1	2	3	4
SiO ₂	56.79	57.05	58.41	61.99
TiO ₂	1.06	0.9	0.89	0.91
Al ₂ O ₃	15.65	15.12	15.9	15.29
Fe ₂ O ₃	8.91	8.11	7.09	5.24
MnO	0.06	0.06	0.03	0.04
MgO	4.95	4.38	4.55	3.96
CaO	4.04	4.87	5.61	4.44
Na ₂ O	3.69	3.53	2.3	4.1
K ₂ O	3.24	3.48	4.18	3.44
P ₂ O ₅	0.3	0.26	0.18	0.26
BaO	0.05	0.08	0.08	0.08
SO ₃	0.98	1.11	2.17	0.6
<i>Сумма</i>	<i>99.85</i>	<i>99.05</i>	<i>101.45</i>	<i>100.43</i>
V	142	119	118	115
Cr	493	317	92	223
Ni	96	82	48	75
Rb	173	94	155	102
Ba	369	544	554	564
Th	7.9	8.3	11.5	9.5
U	2.6	2.3	2.7	2.9
Nb	10	9.8	14.6	9.9
Ta	0.68	0.66	1	0.74
La	43	43	11	42
Ce	89	82	22	90
Pr	12.18	10.09	2.9	12.44
Sr	400	626	298	568
Nd	44	34	11	46
Zr	134	125	120	93
Hf	4.44	3.79	4.02	3.32
Sm	7.5	5.2	2.1	9.4
Eu	1.92	1.19	0.62	1.44
Gd	5.9	4.1	2.4	7.7
Tb	0.91	0.56	0.47	1.24
Dy	4.5	2.87	2.91	6.71
Ho	0.86	0.51	0.64	1.2
Y	21.9	15.06	19.29	29.47
Er	2.2	1.34	1.94	3.04
Tm	0.32	0.2	0.33	0.44
Yb	1.85	1.07	2.1	2.58
Lu	0.26	0.16	0.3	0.34

Примечание: 1-4 – монцонит-порфиры, анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, Новосибирск

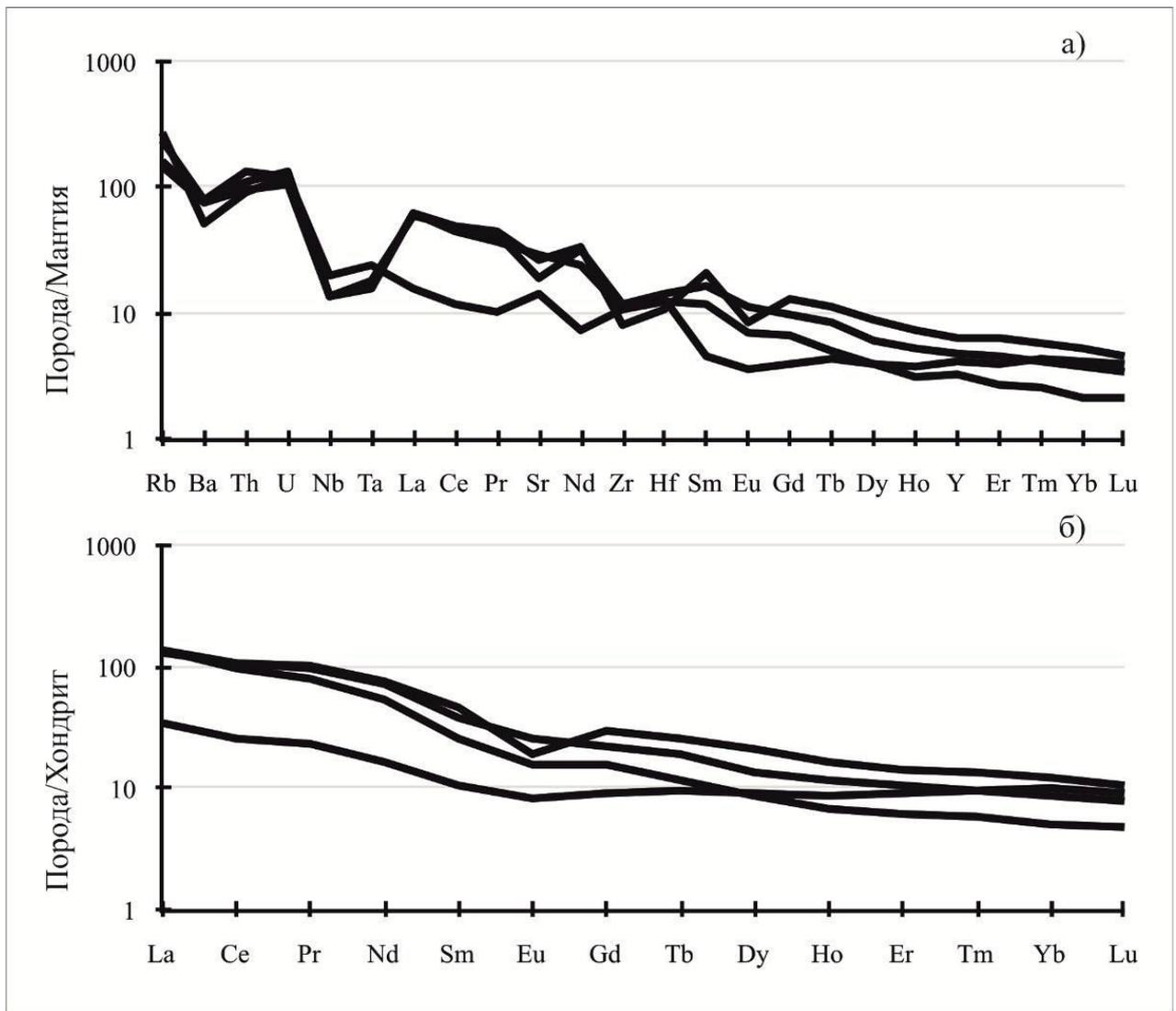


Рис. 3.2. Мультиэлементные (а) и редкоземельные (б) спектры монзонит-порфиров.

Нормировано по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] для мультиэлементного спектра; содержание REE нормированы по хондриту [Boynnton, 1984].

Формирование месторождения Серебряного происходило на протяжении средне-позднеюрской и раннемеловой эпох тектономагматической активизации, в результате чего были сформированы зоны метасоматической проработки, брекчирования и катаклаза мощностью десятки и сотни метров. В формировании месторождения выделяются три этапа: дорудный, рудный и пострудный. Преобразования алевролитов и алевропесчаников в фации зеленых сланцев регионального метаморфизма относятся к дорудному этапу. Рудный этап начинается гидротермально-пневматолитовой деятельностью, продолжается гидротермально-метасоматической, сопровождающей внедрение даек порфирового комплекса.

Гидротермально-пневматолитовый процесс на месторождении Серебряное получил широкое развитие. Причиной его стали мощные выбросы растворов, обогащенных летучими и рудными компонентами из кристаллизующейся материнской интрузии (или магматического очага). Это

сопровождалось интенсивной тектонической проработкой вмещающих пород. Вновь образованные породы имеют катакластические, вплоть до брекчиевых, текстуры, а в участках проявления интенсивной тектонической деятельности формировались многостадийные тектонические брекчии [Козлова и др., 2010]. Иногда их относят к эксплозивно-гидротермальным образованиям [Абрамов, 2012_б, 2013].

В результате гидротермально-пневматолитового процесса формировались метасоматиты кварц-серицит-турмалинового и кварц-серицитового состава, на контактах с интрузивными породами происходило скарнирование известняков. По минеральному составу (роговая обманка, актинолит, эпидот, гранат, сфен, магнетит) скарны относятся к известковым. Главными новообразованными минералами кварц-серицит-турмалиновых метасоматитов являются турмалин и кварц. Наряду с турмалином, широко развиты серицит и мусковит, реже отмечается калиевый полевой шпат. Турмалин представлен двумя разновидностями: преобладает натрийсодержащий турмалин желтого цвета – дравит, реже встречается черный шерл. Формы выделения турмалина столбчатые, тонкопризматические, которые образуют фибробластовые и нематобластовые агрегаты [Козлова и др., 2010]. Из рудных минералов наиболее распространены пирит, арсенопирит и самородное золото.

Гидротермально-пневматолитовая деятельность предшествовала гидротермально-метасоматической, связанной с последующим внедрением даек кисло-среднего состава. С дайками поступали более низкотемпературные растворы, которые способствовали дальнейшему преобразованию пород. Дайки можно считать источником гидротермальных растворов, поскольку изменения вмещающих пород и даек однотипны, также схож состав отмечаемых в них рудных минералов. Подтверждает это предположение и то, что изменения пород отмечаются в непосредственной близости к дайковым телам, формируя наиболее мощные ореолы в их лежачем боку. Процесс изменения пород относится к березитизации, идущей в условиях постепенного понижения температуры кислотного раствора от среднетемпературного до низкотемпературного [Ворошилов, 1985; Редин, Козлова, 2014].

Среднетемпературная березитизация выражается тем, что в породе при замещении первичных минералов растут мусковит, серицит, кварц, иногда карбонат. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклой рудой [Козлова и др., 2010].

Формирование более низкотемпературной минеральной ассоциации начинается с появления гидросерицита, локально хлорита и барита. По всей массе породы и по трещинам обильно растет карбонат. Рудные минералы представлены группой сульфосолей свинца и сурьмы [Козлова и др., 2010].

Высоко-средне-низкотемпературная березитизация протекала в условиях постоянных тектонических подвижек, поэтому образующиеся метасоматиты рассекались новыми системами трещин, по которым формировались взаимопересекающиеся разновозрастные прожилки, имеющие состав, зависящий от температуры раствора: турмалин-кварцевые, серицит-кварцевые, кварцевые, карбонат-кварцевые и карбонатные [Козлова и др., 2010].

Завершается гидротермальная деятельность формированием пострудных аргиллизитов. Они проявлены по поздним зонам дробления в осадочной толще и по породам дайковой серии с образованием в массе породы и по трещинам каолинита, позднего бурого карбоната, иллита, барита. Рудные минералы представлены пиритом и марказитом [Козлова и др., 2010].

Основными минеральными (промышленными) типами руд месторождения Серебряное являются арсенопирит-пирит золотосодержащий и блеклорудно-галенит-сфалеритовый (с сульфосолями свинца и сурьмы) золото-серебросодержащий [Козлова и др., 2010]. Рудные тела выделяются исключительно по данным опробования. Мощность их составляет от первых до десятков метров, разделенные интервалами с содержанием полезных компонентов ниже промышленного или пустыми. Основной геолого-промышленный тип – золото-березит-кварцевый.

3.2. Рудные минеральные ассоциации, их соотношения и последовательность формирования

Руды месторождения Серебряного сложены самостоятельными и разноэтапными минеральными ассоциациями. Структуры руд, главным образом, мелко- и тонкозернистые, текстура – вкрапленная, прожилково-вкрапленная и гнездово-вкрапленная, встречаются также массивные, трещиноватые, пятнистые текстуры. К числу главных рудообразующих минералов принадлежат пирит, арсенопирит, джемсонит, буланжерит, бурнонит, к второстепенным минералам относятся сфалерит, галенит, блеклая руда, марказит; менее распространены халькопирит, пирротин, менегинит, редко встречаются лёллингит, робинсонит, соединение $PbBiS$, висмутин, жозеит В, сульфоцумоит, теллурид висмута, мальдониит, самородный висмут, самородное золото. Количество рудных минералов варьирует от 5 до 10%, местами достигая 15-20%. На основании изучения структурно-текстурных особенностей и вещественного состава руд выделяются следующие парагенетические ассоциации (от ранних к поздним): золото-пирит-арсенопиритовая, пирротин-халькопиритовая, золото-полиметаллическая, золото-висмут-теллуридная и сульфосольная [Редин, Козлова, 2014].

К наиболее ранним и высокотемпературным золоторудным ассоциациям относятся золото-пирит-арсенопиритовая (рис. 3.3).

Этапы	Ранний рудный	Поздний рудный						Пострудный
Стадии	Гидрот.-метасом.	Магматическая	Скарновая	Гидротермально-метасоматическая				Гипергенная
Мин. ассоц.	Ау-Ру-Ару	Pirr-Сру	Mt	Ару-Len-Pirr	Ау-Pb-Zn	Ау-Bi-Te	Sulf.	
Пирит	■				■			
Арсенопирит	■ I			■ II				
Сфалерит					■			
Халькопирит		■			■			
Галенит					■			
Блеклая руда					■			
Висмутин						■		
Жозеит В						■		
Сульфоцумоит						■		
Самородный висмут						■		
Мальдонит						----		
Самородное золото	■ I				■ II	■ III		
Сульфосоли Pb и Sb							■	
Пирротин		■		---				
Лелленгит				----				
Магнетит			■					
Марказит								■
Гидроокислы Fe, As								■
Кварц	■	■		■	■	■	■	
Серицит	■				■			
Турмалин	■							
Мусквоит					■			
Карбонат					■		■	
Плагиоклаз		■						
Калиципат		■						
Биотит		■						
Роговая обманка		■	---					
Актинолит			■					
Эпидот			■					
Гранат			■					

Рис. 3.3. Схема последовательности отложения минералов в рудах месторождения Серебряное.

Золото-пирит-арсенопиритовая минерализация является одной из наиболее распространенных в рудах месторождения. Она характерна для кварц-серицитовых (\pm турмалин) метасоматитов (рис. 3.4 а). Основными нерудными минералами в данной ассоциации являются

кварц и серицит, реже турмалин. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом (I) и самородным золотом (I).

Пирит является сквозным минералом, присутствуя в качестве главного рудного минерала практически во всех изученных полированных аншлифах. Он представлен зернистыми агрегатами, хорошо огранёнными кристаллами кубического, реже пентагон-додекаэдрического габитуса, часто образует совместные сростания с арсенопиритом (I). Размеры отдельных выделений колеблются от 0,1 мм до 1 см. В брекчированных породах кристаллы пирита сильно катаклазированы, а межзерновое пространство и трещины залечиваются арсенопиритом (I) (рис. 3.4 в). Химический состав пиритов близок к теоретическому: Fe 46,5; S 53,5; в качестве элементов примесей присутствуют (%): As – 1.9; Ni – 0.5; Co – 0.2; Au – 0.1. Примесь мышьяка характерна для пирита из кварц-серицитовых метасоматитов [Коробейников и др., 1993] и слабо измененных песчаников и алевролитов (табл. 3.2). В то же время в пиритах из диорит-порфиров и тектонических брекчий примесь мышьяка не установлена.

Химический состав пирита, масс. %.

Таблица 3.2

№ п.п.	Fe	S	Co	Ni	As	Au	сумма	порода
1	47	52	0.1	0	0	0	99.1	
2	46.5	52.3	0.1	0	0.5	0	99.4	
3	47.1	52.5	0	0	0	0	99.6	
4	46.8	52.5	0	0	0	0	99.3	
5	46.5	51.9	0	0	0	0	98.4	
6	46.7	52.3	0.1	0	0	0	99.1	
7	46.6	52.8	0.1	0	0.6	0	100.1	
8	46.7	53.2	0.1	0	0.3	0	100.3	
9	46.4	53.1	0.1	0	0.4	0	100	
10	46.3	53.2	0.1	0.2	0.4	0	100.2	
11	46.8	53.5	0.1	0	0	0	100.4	
12	46.4	53.6	0.1	0	0.1	0	100.2	
13	46.1	53.6	0.1	0	0.2	0	100	
14	46.3	53.2	0.1	0	0	0	99.6	
15	46.1	52.3	0.1	0	1.7	0	100.2	1
16	46.2	53	0.1	0.1	0.8	0	100.2	
17	45.9	53.5	0.1	0	0.6	0	100.1	
18	46.1	53.4	0.1	0	0.6	0	100.2	
19	45.7	52.7	0.1	0	1.3	0	99.8	
20	45.7	52.4	0	0	1.4	0	99.5	
21	45.3	52.3	0.1	0.5	1.3	0	99.5	
22	46.1	53.1	0	0	0	0	99.2	
23	46.5	52.4	0.1	0	1.2	0	100.2	
24	45.6	52.8	0.2	0	0.7	0	99.3	
25	45.6	52.9	0.1	0	0.6	0	99.2	
26	45.6	52.5	0	0	1.1	0	99.2	
27	45.5	52.6	0	0	1.1	0	99.2	
28	46.2	52.7	0	0	1.1	0	100	
29	46.5	52.5	0	0	0	0.1	99.1	
30	47.2	52.6	0	0.1	0	0.1	100	
31	47.3	52.4	0	0.1	0	0.1	99.9	2
32	46.4	53.1	0	0.1	0	0	99.6	
33	46.1	53.4	0	0.2	0	0	99.7	
34	47.1	53.3	0	0.1	0	0	100.5	
35	47.1	53.4	0	0	0	0	100.5	

Продолжение таблицы 3.2

36	46.9	52.5	0	0.1	0	0	99.5	
37	45.8	53.4	0.1	0.1	0	0	99.4	
38	46.4	53.3	0.1	0	0	0	99.8	
39	46.7	53.5	0	0	0	0	100.2	
40	46.1	53.5	0.1	0.2	0	0	99.9	
41	45.9	51.7	0	0	0.9	0	98.5	
42	46.2	51.1	0	0	1.5	0.1	98.9	
43	46.6	51.5	0	0	0.7	0	98.8	
44	46.7	52.6	0	0.1	0	0	99.4	
45	47.1	52.9	0	0	0	0	100	
46	45	52.8	0	0	0	0.1	97.9	
47	47	51.6	0	0	0	0	98.6	
48	47.4	52.8	0.1	0	0	0.1	100.4	
49	46.5	51.3	0	0	1.0	0	98.9	
50	46.4	52.9	0	0	0	0	99.3	
51	46.3	53.4	0.1	0	0	0	99.8	
52	46.5	53.3	0.1	0	0	0	99.9	
53	46.2	53.4	0.1	0	0	0	99.7	
54	46.7	52.8	0.1	0	0	0	99.6	
55	46.5	52.3	0	0	0	0	98.8	
56	46.9	52.3	0	0	0	0.1	99.3	
57	46.2	51.6	0	0	0.5	0	98.3	3
58	46.8	52.9	0	0	0	0	99.7	
59	46.6	53	0	0	0	0	99.6	
60	46.4	51.6	0.1	0	0.8	0.1	99.0	
61	46.5	52.5	0	0.2	0	0	99.2	
62	45.8	51.9	0	0	0.4	0	98.1	
63	46.1	51.7	0	0.2	0.1	0	98.1	
64	47	52.3	0.1	0.2	0	0	99.5	
65	47	52.9	0.1	0.1	0	0	100	
66	46.6	52.5	0	0.1	0	0	99.2	
67	47	52.9	0	0	0	0	99.9	
68	46.2	52.1	0	0.2	0	0	98.5	
69	46.1	52.1	0.1	0	0.2	0	98.5	
70	46.3	52.9	0.2	0.1	0.3	0	99.8	
71	46.6	52.8	0.2	0.3	0.6	0	100.5	
72	46.8	52.5	0	0	1.2	0	100.5	
73	46.1	52.2	0.1	0	1.9	0	100.3	
74	46.2	52.5	0	0.2	0	0	98.9	
75	46.2	52.2	0	0	0	0	98.4	
76	46.4	52.1	0.1	0.1	0	0	98.8	4
77	47.2	52.4	0	0	0	0	99.6	
78	45.9	52.1	0	0	0	0	98	
79	46.2	52.4	0	0	0	0	98.6	

В последнем столбце породы обозначены цифрами: 1 – Кварц-серицитовые метасоматиты; 2 – диоритовые порфиры; 3 – брекчированные алевролиты и песчаники; 4 – тектоническая брекчия по песчанику.

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королюк (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Sb, Cu ниже предела обнаружения.

Содержание золота в мономинеральных пробах пирита широко варьирует. По данным атомно-абсорбционного анализа, максимальное содержание золота в пирите составляет 13 г/т (содержание в породе 0,4 г/т) (табл. 3.7).

Арсенопирит (I) представлен хорошо сформированными одиночными кристаллами призматического, удлинённо-призматического и игольчатого облика (рис. 3.4 б) с ромбовидным сечением, часто встречаются сложные двойниковые сростки арсенопирита. Размеры кристаллов колеблются от 0,1 до 0,5 мм. Арсенопирит ранней золоторудной минерализации (арсенопирит I) по химическому составу (табл. 3.3) нестехиометричен и относится к сернистой разновидности – $S/As > 1$, из примесей отмечены максимумы (%): Co – 0,5, Ni – 0,1, Sb – 0,3 и Au – 0,08 [Редин, 2012₆].

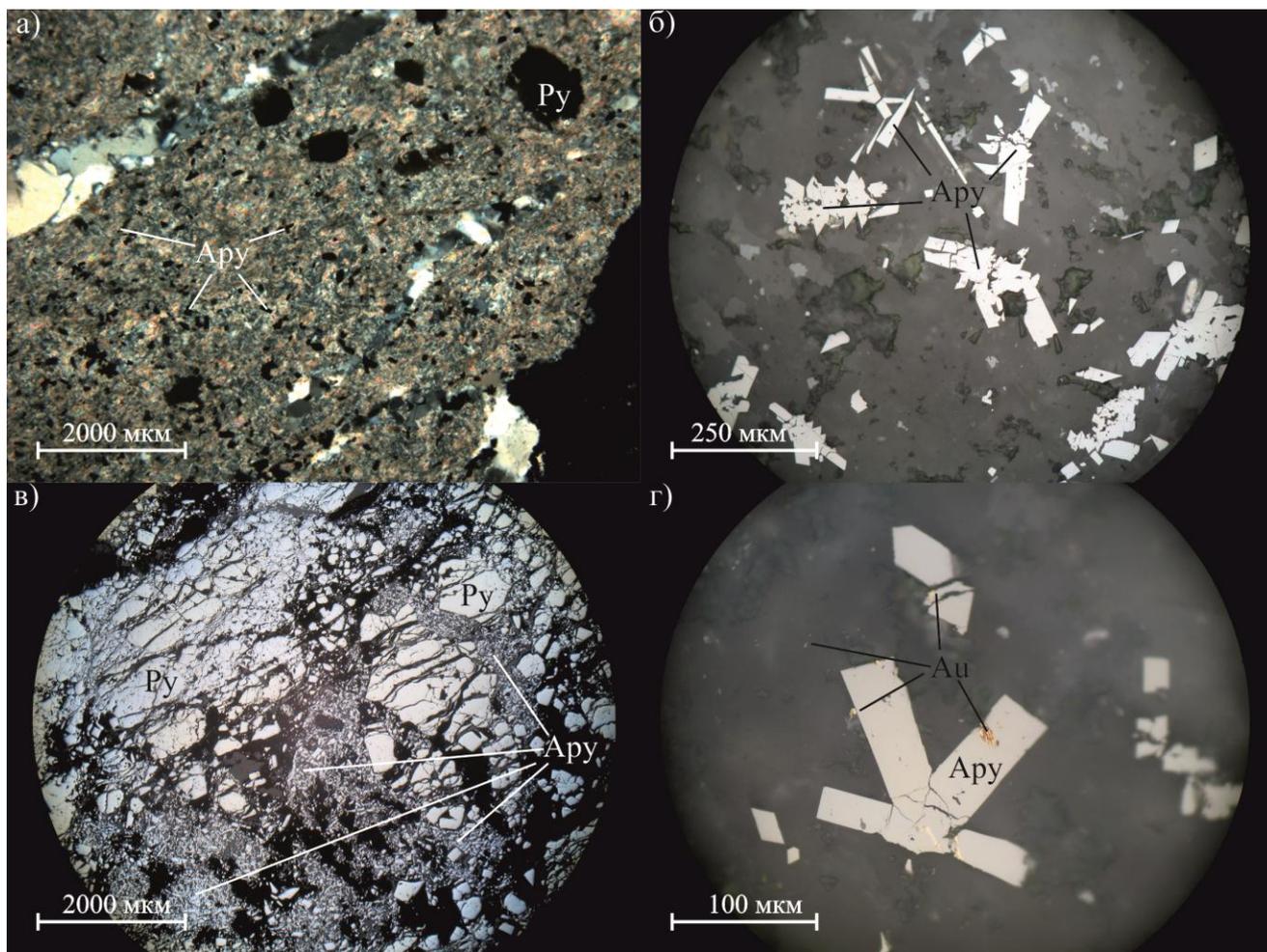


Рис. 3.4. Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация (николи параллельны): а – кварц-серицитовый метасоматит с вкрапленностью пирита (Py) и арсенопирита (Apy); б – удлинённо-призматические и игольчатые кристаллы арсенопирита; в – катаклазированные кристаллы пирита, сцементированные тонко-призматическими кристаллами арсенопирита; г – самородное золото (Au) в сростании с арсенопиритом.

Помимо сернистого арсенопирита в образцах скарнов в ассоциации с лёллингитом и пирротинном был встречен *мышьяковистый арсенопирит (II)* ($As/S > 1$) [Редин, 2012₆]. Арсенопирит (II) образует гнезда и вкрапленность в известковых скарнах и представлен катаклазированными идиоморфными кристаллами (размер отдельных выделений от 100 мкм до 1-

2 см), реже призматическими кристаллами (рис. 3.5 а). В арсенопирите в виде включений отмечается *лёллингит* и *пирротин*. Пирротин практически полностью замещен пирит-марказитовыми агрегатами (рис. 3.5 б).

Мышьяковистый арсенопирит характерен для наиболее высокотемпературных, тесно сопряженных с магматизмом, образований: высокотемпературных гидротермальных жил, грейзенов, скарнов и т.д. За счет внедрения даек монцонит-порфиров происходило локальное температурное преобразование раннего арсенопирита и пирита (рис. 3.5 в, г), что привело к их перекристаллизации и образованию парагенезиса мышьяковистый арсенопирит + лёллингит ±(пирротин). Как показали экспериментальные исследования [Кларк, 1966; Chakraborti, Lynch, 1983], при исключительном температурном воздействии на индивидуальный арсенопирит его состав будет оставаться неизменным до достижения линии равновесия $As_{2}S_{3}+FeS$.

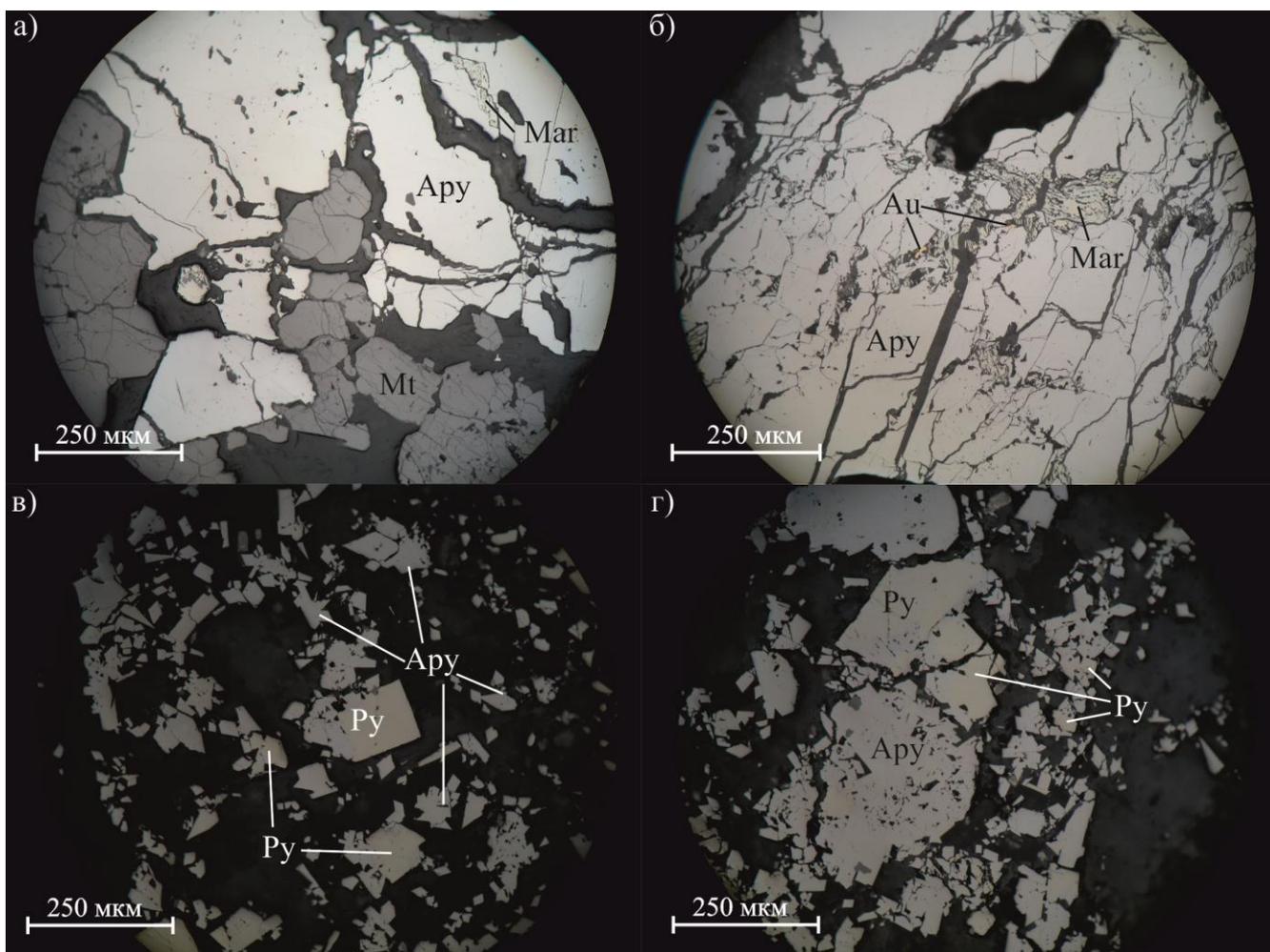


Рис. 3.5. Мышьяковистый арсенопирит (николи параллельны): а – катаклазированные кристаллы арсенопирита в известковых скарнах; б – самородное золото (III) в микротрещинах арсенопирита; в,г – замещение пирита арсенопиритом в эндоконтактной части дайки монцонит-порфиров.

Примечание: Asy – арсенопирит; Py – пирит; Mar – марказит; Mt – магнетит; Au – самородное золото.

После достижения этой линии состав арсенопирита смещается в сторону увеличения содержания мышьяка, а избыток серы локализуется здесь в виде микровключений пирита. Дальнейший прогрев до температуры 491°C вызывает переход вновь образованного пирита в парагенезисе с арсенопиритом в пирротин. Состав арсенопирита при дальнейшем нагреве также смещается в сторону увеличения мышьяка, а при температуре 525-702°C переходит в ассоциацию леллингита и пирротина [Кларк, 1966; Chakraborti, Lynch, 1983; Тюкова, Ворошин, 2007]. Таким образом, температура в эндо- и экзоконтактных частях даек могла достигать значений 525-702°C.

Как видно на рис. 3.6, арсенопириты месторождения Серебряного попадают в два поля. Первое множество отвечает полю устойчивости парагенезиса арсенопирит + лёллингит, второе – арсенопирит + пирит. Наличие двух разных множеств состава арсенопирита позволяет говорить о полистадийности рудообразования на данном объекте с резкой сменой физико-химических параметров. Различия в составе арсенопирита можно объяснить изменением активности серы и окислительно-восстановительных условий среды. Сернистый арсенопирит, вероятно, образуется в наиболее окислительной обстановке при высокой активности серы. Тогда как для мышьяковистого арсенопирита активность серы была ниже, а обстановка более восстановительная (наличие пирротина и лёллингита) [Тюкова, Ворошин, 2007]. Локальные концентрации других элементов-примесей в арсенопирите (II) достигают в отдельных точках (%): Ni – 0,1; Co – 0,05; Sb – 0,4; Au – 0,18 (табл. 3.3).

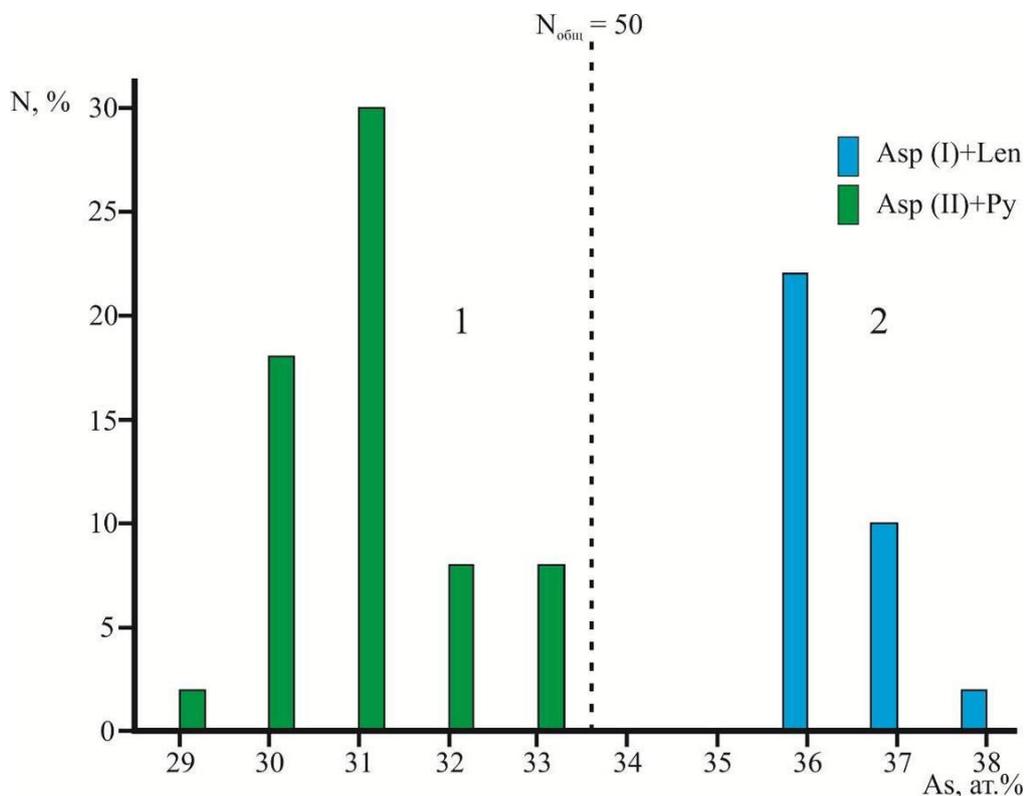


Рис. 3.6. Состав арсенопирита месторождения Серебряного: Поля устойчивости парагенезисов: 1 – арсенопирит+пирит; 2 – арсенопирит+леллингит.

№ п.п.	Минеральные ассоциации	As	Fe	S	Au	Ni	Sb	Co	сумма
1		48.9	33.2	18.2	0	0	0.2	0	100.5
2		48.6	33.2	18.5	0.1	0	0.1	0	100.5
3		48.6	33.3	18.2	0.1	0	0.1	0	100.3
4		49.7	33	17.7	0	0	0.1	0.1	100.6
5		49	32.7	18.1	0	0	0.3	0.1	100.2
6		49.2	33.2	18.1	0	0	0.1	0	100.6
7		48.8	33.3	18.3	0	0	0	0	100.4
8	Арсенопирит (I) +	48.6	33.1	18.5	0	0	0.1	0	100.3
9	леллингит	48.7	33.2	18.5	0.1	0	0.1	0	100.6
10		49.2	32.3	17.4	0.2	0.1	0.1	0.1	99.4
11		49.4	32.4	17.8	0	0.1	0.2	0.1	100
12		49	32.8	18.2	0	0	0.3	0	100.3
13		50.6	32.5	17.3	0	0	0.1	0	100.5
14		49.3	32.6	18	0	0	0.2	0	100.1
15		49.4	32.2	17.9	0	0.1	0	0	99.6
16		48.4	32.3	18.5	0.1	0	0	0	99.3
17		49.4	32.1	17.9	0	0	0	0	99.4
18		44.5	33.9	20.8	0	0	0	0	99.2
19		45.2	33.7	20.3	0	0	0.1	0.1	99.4
20		45.3	33.7	20.3	0	0	0	0	99.3
21		45.2	33.5	20.3	0	0	0	0	99
22		43.3	33.5	22	0	0.1	0	0	98.9
23		43.3	33.9	21.9	0	0	0.1	0	99.2
24		44.4	34.2	21	0	0.1	0.1	0.2	100
25		43.8	34.6	21.4	0	0	0	0	99.8
26		43.8	34.4	21.5	0.1	0	0	0	99.8
27		44.1	33.3	21.3	0	0	0.1	0	98.8
28		43.1	34.9	22	0	0	0	0	100
29		43.3	34.7	21.7	0	0	0.1	0	99.8
30		43.8	34.9	21.4	0	0	0.1	0	100.2
31		43.4	34.8	21.5	0	0	0.1	0.1	99.9
32		44	34.6	21.2	0	0	0	0	99.8
33	Арсенопирит (II) +	43.7	34.8	21.4	0	0	0	0	99.9
34	пирит	41.9	35.6	21.7	0	0	0	0	99.2
35		42.3	34.6	21.9	0	0	0	0	98.8
36		42.3	35.4	21.8	0	0	0	0	99.5
37		44	35.3	21.2	0	0	0	0	100.5
38		41.8	35.4	21.1	0	0	0	0	98.3
39		42.5	35.7	21.4	0.1	0	0	0	99.7
40		43.5	34.8	22.1	0.1	0	0.1	0	100.6
41		42.3	35.2	22.5	0.1	0	0	0	100.1
42		42.8	35.4	21.7	0.1	0	0.1	0	100.1
43		41.7	35.6	22.5	0	0	0.3	0	100.1
44		43.3	35	21.6	0	0	0.1	0	100
45		43.3	34.9	21.4	0	0	0	0	99.6
46		42.4	35.4	22.1	0	0	0	0	99.9
47		43.7	33.7	20.1	0	0.1	0	0.5	98.1
48		43.3	34.8	21.5	0	0.1	0	0.1	99.8
49		45.3	34.2	20.1	0	0	0.1	0.1	99.8
50		43.9	35.2	21.1	0	0	0	0	100.2

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Самородное золото (I) наблюдалось как в виде удлинённых, комковидных, интерстициальных выделений, скоплений зерен неправильной формы, желтого цвета, так и в сростаниях с пиритом, арсенопиритом (I). По общепринятой классификации [Петровская, 1973;

Николаева, Яблокова, 2007], подавляющее число знаков самородного золота по размеру частиц попадает в классы тонкодисперсного (от 0,5 до 1 мкм) и пылевидного (от 1 до 5 мкм), также было обнаружено и более крупное золото размером до 20-30 мкм. Пробность самородного золота составляет 910-940 ‰ (табл. 3.5).

Пирротин-халькопиритовая минеральная ассоциация проявлена преимущественно в дайках. Пирротин часто замещается пирит-марказитовыми агрегатами.

Золото-полиметаллическая ассоциация приурочена к кварц-серицитовым метасоматитам. Из нерудных минералов преобладают серицит, мусковит, кварц, псевдобрукит, карбонат [Козлова и др., 2010]. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и самородным золотом (II).

Галенит представлен отдельными кристаллами, скоплением зерен, местами слагает сплошные агрегаты, захватывающие при своем отложении выделения пирита и арсенопирита (I), а также был отмечен в микротрещинах в арсенопирите (II). Из примесей в галените в значимых количествах установлены серебро (до 0,1%) и висмут (до 1%) (табл. 3.4). Примесь серебра и висмута объясняется наличием в галените продукта распада твердого раствора – шапбахита (AgBiS_2) [Рамдор, 1962]. Галенит с примесью серебра и висмута обнаружен как на контактах, так и в дайках монзонит-порфиров. В галените в виде включений отмечается также блеклая руда. При воздействии более поздних сурьмяных растворов галенит замещается буланжеритом, менегинитом и другими сульфосолями (Sb и Pb) (рис. 3.7 а).

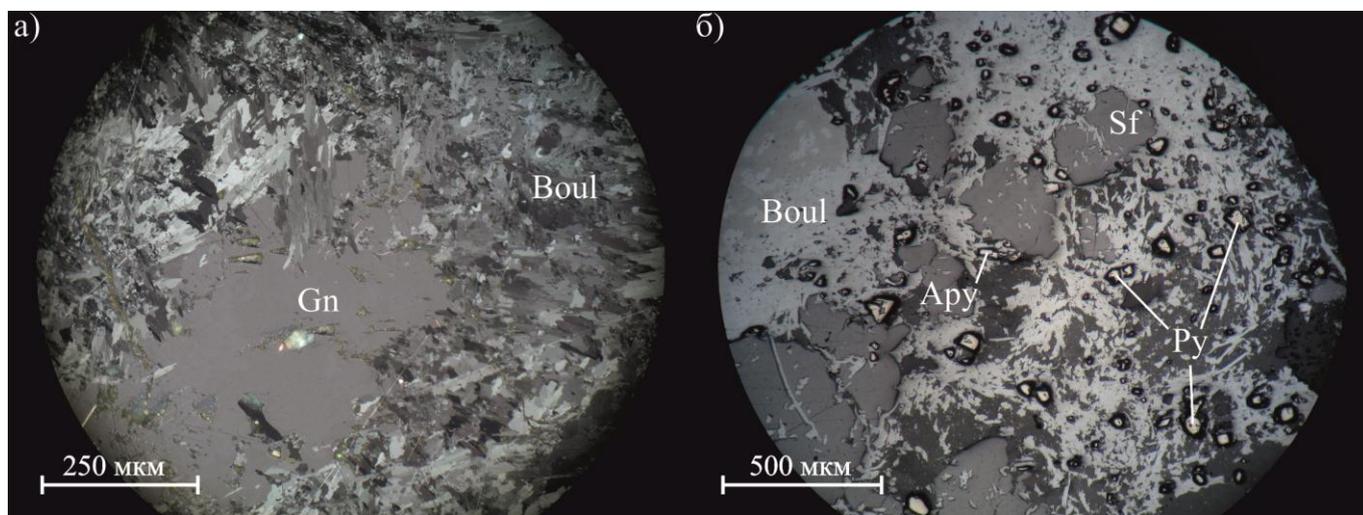


Рис. 3.7. Характерное взаимоотношение Au-Pb-Zn минеральной ассоциации с Au-Py-Apy и сульфосолевой: а – замещение галенита (Gn) буланжеритом (Boul) (никили скрещены); б – буланжерит цементирует ранний пирит (Py), арсенопирит (Apy) и сфалерит (Sf) (никили параллельны).

Сфалерит ассоциирует в основном с галенитом и встречается в виде ксеноморфных выделений и зернистых масс (рис. 3.7 б). Размеры выделения сфалерита достигают 2-5 см. Характерной примесью является кадмий (до 4-9%) [Козлова и др., 2010].

Халькопирит наблюдается в виде отдельных зерен или эмульсионной вкрапленности в сфалерите. В единичном случае отмечено замещение халькопирита герсдорфитом, который образует каймы вокруг него. *Блеклая руда* образует как включения в галените, так и вкрапленность и агрегаты (до 2-4 мм) в основной массе породы.

Состав галенита месторождения Серебряного, масс. %.

Таблица 3.4.

№ п.п.	Pb	S	Sb	Ag	Bi	сумма
1	86.0	13.1	0.1	0.1	0	99.3
2	85.6	13.1	0	0.2	0	98.9
3	86.0	13.7	0	0.1	0	99.8
4	85.5	13.3	0	0.2	0	99.0
5	86.2	13.4	0	0	0	99.6
6	86.7	13.4	0.1	0	0	100.2
7	85.2	13.5	0	0	1.0	99.7
8	85.7	13.3	0	0	0.7	99.7
9	85.5	13.6	0	0	0.8	99.9
10	85.6	13.6	0	0	0.9	100.1
11	85.3	13.6	0	0	0.7	99.6

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Fe, Co, Ni, As, Cu, Zn, Se, Mn, Te, Hg ниже предела обнаружения

Самородное золото (II), обнаруженное в сростаниях с галенитом и сфалеритом, имеет пробность 800-860 ‰ (табл. 3.5) (примесь ртути до 0,6%). Форма выделений Au округлая или неправильная с ровными границами, цвет светло-желтый, размеры от 1 до 20 мкм (в сростаниях с галенитом). По гранулометрии большинство знаков самородного золота попадает в классы пылевидного (от 10 до 50 мкм) и тонкого (от 50 до 100 мкм) [Редин, Козлова, 2014].

Золото-висмут-теллуридная минерализация одна из наиболее поздних золоторудных минеральных ассоциаций. В исследуемых образцах золото-висмут-теллуридная минерализация обнаружена как на контактах, так и в самих монцонит-порфирах. Она представлена: соединением PbBiS (гиссенитом или бурсаитом), висмутином, жозеитом В, сульфоцумоитом, теллуридом золота, мальдонитом, самородным висмутом (рис. 3.8), самородным золотом (III). *Соединение PbBiS* установлено в монцонит-порфире в виде неправильных выделений (рис. 3.8). Минерал светло-серого цвета, с розоватым оттенком, характеризуется высокой отражательной способностью и отчетливой анизотропией. По химическому составу близок к гиссениту и бурсаиту – Bi 30%, Pb 46%, Sb 7%, Ag 2%, Cu 1%, S 15%. Для более точной диагностики минерала

требуется проведение специальных рентгеноструктурных исследований, достаточно трудоемких и дорогостоящих.

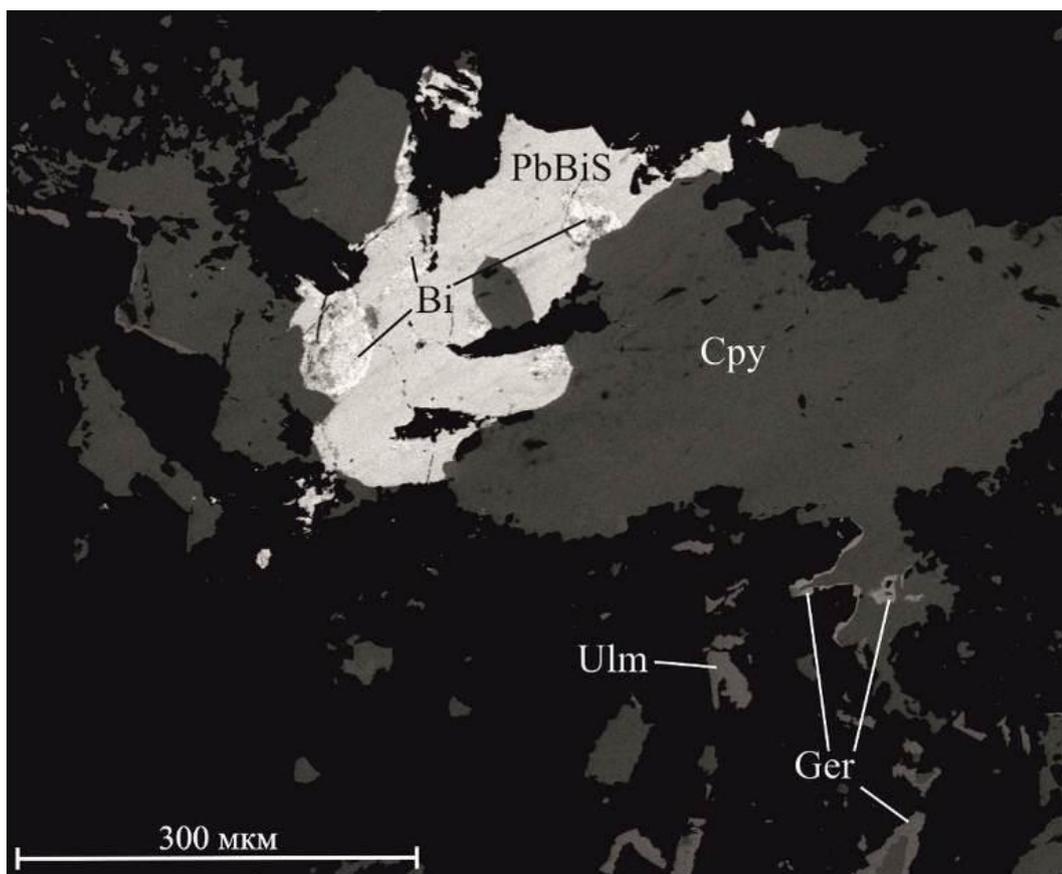


Рис. 3.8. Характерное взаимоотношение висмутовых минералов с халькопиритом (снято в отраженных электронах)

Примечание: Сру – халькопирит, PbBiS – гиссенит или бурсаит, Bi – самородный висмут, Ger – герсдорфит, Ulm – ульманит.

Висмутин, жозеит В, сульфоцумоит, теллурид висмута, самородный висмут, мальдонит (рис. 3.9 а) образуют мелкокристаллические выделения и вместе с самородным золотом (III) (рис. 3.9 в, г, е) тяготеют к микротрещинам или микропорам в арсенопирите (II) [Redin, Dultsev, 2012_а]. Размер выделений колеблется от 500 нанометров до нескольких микронов. Помимо минералов висмута, в арсенопирите (II) отмечались мелкокристаллические выделения галенита. С помощью сканирующей электронной микроскопии были выявлены мелкие включения минеральной фазы, состоящей из висмута и теллура, отнесенной нами к теллуриду висмута.

Самородный висмут (рис. 3.9 д) образовывал как самостоятельные выделения в арсенопирите (I), так и наблюдался в виде обильной сыпи в соединении PbBiS, являясь продуктом разложения последнего (рис. 3.8). Самородное золото также установлено в тесном срастании с висмутином и жозеитом В (рис. 3.9 б), в виде удлиненных и интерстициальных выделений, размером от 300 нм до 20 мкм.).

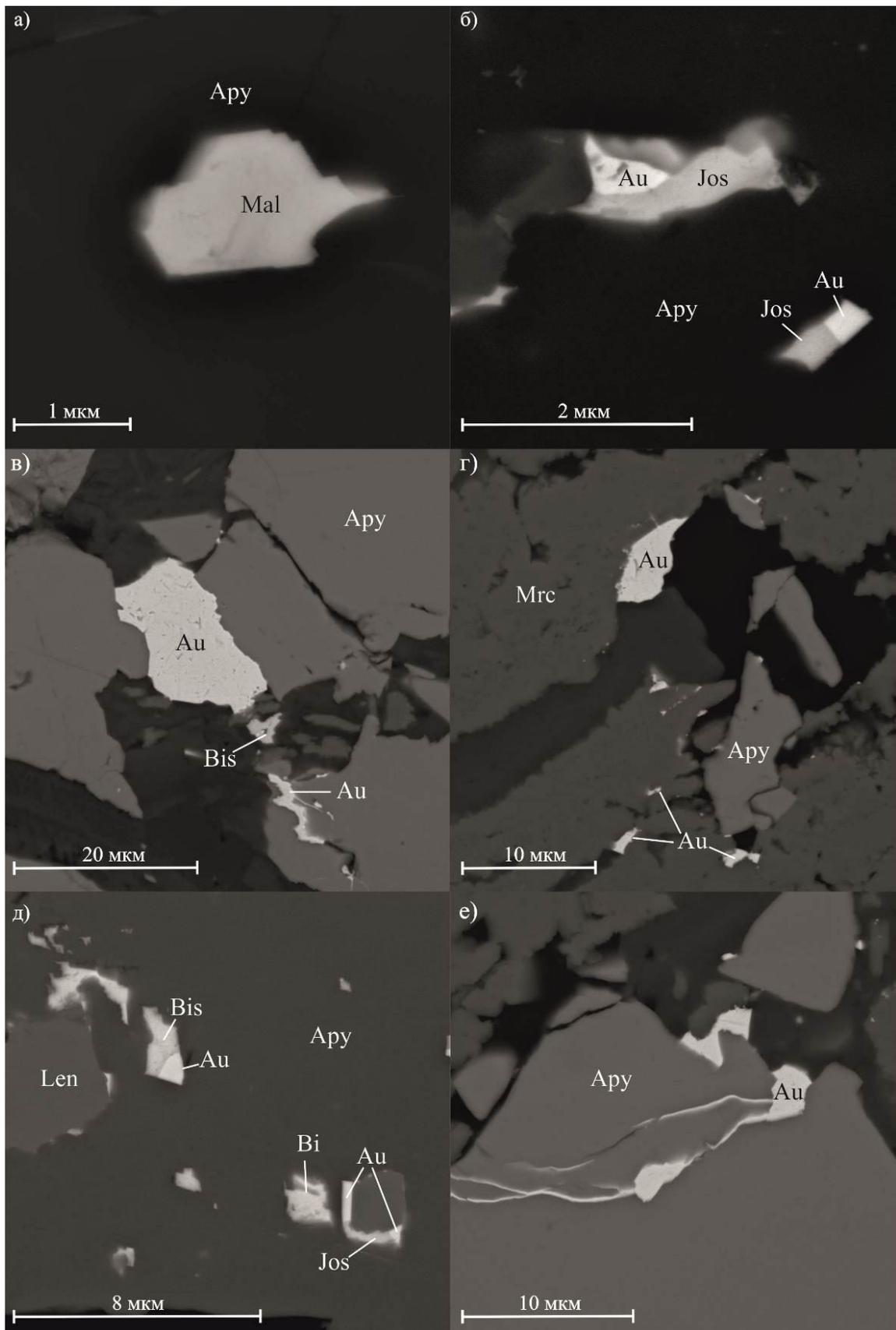


Рис. 3.9. Характерные взаимоотношения минералов золото-висмут-теллуридной ассоциации (снято в отраженных электронах).

Примечание: Ару – арсенопирит, Мrc – марказит, Bis – висмутин, Jos – жозеит В, Len – леллингит, Mal – мальдонит, Au – самородное золото (II), Bi – самородный висмут.

Положительная корреляция золота и висмута в арсенопирите (II) установлена с помощью LA-ICP-MS и ICP-MS, при соотношении Bi/Au близкое к 3. Наиболее высокие концентрации золота (1700 г/т) были приурочены к местам с высокими содержаниями висмута (до 5000 г/т) в арсенопирите (II).

Содержание золота в арсенопирите (II), по данным ICP-MS, составляет 130 г/т, висмута 411 г/т [Редин, 2012 б]. Такие высокие содержания золота и висмута в арсенопирите (II) объясняются нами наличием достаточно большего количества микровключений самородного золота и минералов висмута в арсенопирите (II). Пробность самородного золота (III) в сростаниях с висмутовыми минералами составляет 730 – 820 ‰ (табл. 3.5), помимо серебра в нем присутствует примесь ртути, максимальное содержание которой достигает 0,6% [Redin, Dultsev, 2012 а, в].

Замеры пробности в центральных и краевых частях зерен не выявили изменения значений в пределах отдельных золотин. Все это может указывать на однократность проявления рудоотложения и отсутствие последующих процессов химического преобразования золота. Общая последовательность кристаллизации выглядит следующим образом: (соединение PbBiS – висмутин – жозеит В – сульфоцумоит – теллурид висмута – самородный висмут) – самородное золото – мальдонит [Редин, Козлова, 2014]. Последовательность формирования указанных минералов указывает на то, что этот процесс происходил при постепенном понижении фугитивности серы. Наличие интерметаллида висмута (мальдонита) свидетельствует об образовании его при воздействии золотоносных растворов на ранее отложенный самородный висмут.

Золото-висмут-теллуридная минерализация проявлена и на других месторождениях Восточного Забайкалья. По ряду признаков изученный объект имеет ряд сходств и отличий с месторождениями Дарасунского рудного района, а также со среднеглубинными месторождениями Балейского (Средне-Голготайское) и Сретенско-Карийского (Ушумунское) рудных районов. Au-Bi-Te минерализация отмечается как в составе ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций (Средне-Голготайское), так и наиболее поздних (Дарасунское). По данным гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах, температура формирования золото-висмут-теллуридной ассоциации Средне-Голготайского месторождения приходится на интервал 380-270⁰С [Ляхов, Пизнюр, 1970]. На Дарасунском месторождении золото-висмут-теллуридная минерализация отмечается в составе сульфосольной стадии минерализации, образование минеральных парагенезисов которой происходило в интервале 300-200⁰С [Ляхов, Дмитриев, 1971].

Рудные тела Ушумунского и Средне-Голготайского месторождений представлены кварцевыми жилами (с Au-Bi-Te минерализацией) простой морфологии, которые и являются наиболее важными в практическом отношении [Тупяков, 1978]. В отличие от них рудные тела с

Au-Bi-Te минерализацией месторождения Серебряного приурочены к кварц-серицитовым метасоматитам, дайкам монзонит-порфиров, а также к скарновым зонам, но имеют второстепенное распространение.

Состав самородного золота месторождения Серебряного, масс. %.

Таблица 3.5.

№ п.п.	Минеральная ассоциация	Ag	Cu	Au	Hg	сумма
1		6.8	0	92.8	0	99.6
2		6.8	0	93.3	0	100.1
3		6.9	0	93.8	0	100.7
4		7.0	0.1	91.6	0	98.7
5		7.0	0	93.7	0	100.7
6		7.1	0	93.9	0	101.0
7		7.1	0	93.1	0	100.2
8	Золото-пирит- арсенопиритовая	7.1	0	92.9	0	100.0
9		7.1	0	93.8	0	100.9
10		7.1	0	93.2	0	100.3
11		7.0	0	92.8	0	99.8
12		6.7	0.2	93.6	0	100.5
13		7.4	0	92.7	0	100.1
14		6.8	0.2	92.1	0	99.1
15		7.2	0	93.4	0	100.6
16		14.2	0	85.7	0.3	100.2
17		13.7	0	87.0	0.0	100.7
18		14.3	0	85.0	0.1	99.4
19		14.1	0	85.4	0.2	99.7
20		12.9	0	87.0	0	99.9
21		13.5	0	86.4	0.2	100.1
22		14.9	0	84.9	0.2	100.0
23		14.3	0	84.9	0.4	99.6
24	Золото-полиметаллическая	12.9	0	86.5	0.2	99.6
25		14.2	0	85.4	0.2	99.8
26		19.6	0	80.5	0.6	100.7
27		14.1	0	85.7	0.2	100.0
28		14.3	0	85.9	0.3	100.5
29		13.8	0	84.8	0.1	98.7
30		13.1	0	85.9	0.2	99.2
31		18.0	0	81.8	0.3	100.1
32		13.2	0	86.2	0.2	99.6
33		13.3	0	86.1	0.5	99.9
34		21.6	0	79.0	0	100.6
35		20.7	0	76.6	0	97.3
36		24.4	0	75.3	0.5	100.2
37		22.2	0	78.2	0.1	100.5
38		23.3	0	76.8	0.3	100.4
39		20.9	0	79.0	0.1	100.0
40		16.5	0	82.3	0	98.8
41	Золото-висмут-теллуридная	21.2	0	79.2	0	100.4
42		19.6	0	76.0	0	95.6
43		20.0	0	76.4	0	96.4
44		20.2	0	76.7	0	96.9
45		17.6	0	76.0	0	93.6
46		24.4	0	74.8	0.5	99.7
47		24.3	0	74.6	0.4	99.3
48		23.8	0	75.1	0.5	99.4
49		24.8	0	73.8	0.6	99.2

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Характерным признаком золото-висмут-теллуридной стадии этих месторождений является тесная связь золота главным образом с сульфидами и сульфотеллуридами висмута, что характерно и для Au-Bi-Te минерализации Серебряного месторождения, где самородное золото первой генерации наблюдалось в тесных сростаниях преимущественно с минералами висмута. Главное отличие заключается в том, что на Средне-Голготайском месторождении (в отличие от месторождения Серебряного) Au-Bi-Te минерализация является более ранней и высокотемпературной по отношению к золото-полисульфидной минерализации.

Наиболее близкая картина рудообразования наблюдается на Дарасунском, Теремкинском, Талатуйском месторождениях. Основными типоморфными признаками для этих месторождений [Спиридонов и др., 2006] являются следующие:

- формирование золоторудных жил сопровождается синрудными метасоматическими процессами типа лиственитизации-березитизации;

- характерен парагенезис золота с халькопиритом и минералами висмута, теллура и серебра; основными типоморфными элементами золотого оруденения являются – Cu, Bi, Ag, Pb, Sb, As, Hg.

Характерным является также тяготение ранних золоторудных ассоциаций (пирит-кварц, пирит-арсенопирит) к жилам с кварц-турмалиновой минерализацией. Все минеральные ассоциации этой стадии несут микроскопическое золото в варьирующих количествах. Полиметаллическая стадия наиболее проявлена на Дарасунском месторождении, менее – на Теремкинском и очень скудно - на Талатуйском [Спиридонов и др., 2006]. Галенит и блеклая руда полиметаллической стадии обогащены Ag и Bi. Характерным является и то, что в этом же направлении понижается доля висмутовых минералов: наиболее они распространены на Дарасунском, менее на Теремкинском и минимальное количество обнаружено в рудах месторождения Талатуй [Прокофьев и др., 2008]. Минералы сульфосольной стадии отлагаются преимущественно в местах развития галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации. Все это может свидетельствовать о том, что золото-висмут-теллуридная минерализация Дарасунского месторождения отлагалась на самых поздних этапах формирования полиметаллической стадии.

Общим для всех месторождений является генетическая связь золото-висмут-теллуридной минерализации с интрузивными телами амуджиканского комплекса. Формирование ранней золото-висмут-теллуридной ассоциации на Средне-Голготайском месторождении связывается с внедрением магматических тел раннеамуджиканского комплекса и, в первую очередь, с дайками кварцевых монзонитов и гибридных порфиров [Евсеев, 1975; Полохов и др., 1977]. На Дарасунском месторождении рудный этап характеризуется пестрой гаммой магматических пород амуджиканского комплекса. В них в качестве элементов примесей в значимых количествах обнаружены Au, Ag, W, Mo, Pb, Zn, Cu, As, Bi, Te и др. Результаты исследования изотопов Sr, S, C и O свидетельствуют как о мантийном, так и о смешанном мантийно-коровом источнике расплава

и основной массы рудных компонентов [Спиридонов и др., 2006]. Для месторождения Серебряного пространственная приуроченность золото-висмут-теллуридной минерализации к дайкам монцонит-порфиров, их контактам, а также результаты изотопного состава серы сульфидных минералов свидетельствуют о генетической связи Au-Bi-Te минерализации с дайками порфирового комплекса. Дайки играли основную роль в образовании золото-полиметаллической и золото-висмут-теллуридной минерализации, что характерно и для многих других золоторудных и золотосодержащих месторождений Восточного Забайкалья.

Au-Bi-Te минерализация широко проявлена и изучена на многих месторождениях Северо-Востока России. Генетическая связь золото-висмут-теллуридной минерализации на золоторудных месторождениях с интрузивными телами кислого и среднего состава установлена исследованиями Г.Н.Гамянина, Н.А. Горячева и др. [Гамянин и др., 1998, Горячев, Гамянин, 2006]. В основном золоторудные месторождения данного типа генетически связаны с позднеюрско-раннемеловыми (Чепак, Малыш-Дубач, Мякистое и др.), раннемеловыми (Тугучак, Лево-Дыбинское и др.) и позднемеловыми (Халали, Порожистое и др.) интрузивными комплексами. По минералогическим особенностям среди них выделяют следующие три типа: 1) *висмут-сульфотеллуридно-кварцевый*, 2) *висмут-арсенидно-сульфоарсенидный*, 3) *висмут-сидерит-полисульфидный*. На всех вышеперечисленных месторождениях отчетливо проявлена корреляционная связь между висмутом и золотом [Горячев, Гамянин, 2006; Гамянин, Горячев, 2010, 2011]. В то же время, месторождения различаются между собой по ряду минералогических особенностей, среди которых наиважнейшим является разная степень сернистости и мышьяковистости руд. В этой связи следует подчеркнуть, что для золото-висмут-теллуридной минерализации месторождения Серебряного присущи характерные черты каждого из трех перечисленных выше типов.

Завершается рудный этап формированием *сурьяно-ртутной минеральной ассоциации* представленной на месторождении Серебряное *сульфосольным парагенезисом*. Он сложен: буланжеритом, джемсонитом, бурнонитом, менегинитом, робинсонитом, семсейитом, ульманитом, развитыми преимущественно в кварц-карбонатном цементе. В пределах тектонических зон сконцентрировано наиболее богатое сурьяное оруденение, сопровождаемое интенсивной метасоматической проработкой пород. Брекчированные породы, как правило, имеют сульфидизированный цемент. В составе цемента господствующую роль играют буланжерит, джемсонит и бурнонит, которые цементируют катаклазированные зерна более ранних сульфидов (пирита, арсенопирита I, сфалерита, галенита) (рис. 3.10 а, б). *Буланжерит, джемсонит, бурнонит и менегинит* слагают ксеноморфные зерна и минеральные агрегаты. Для бурнонита характерны полисинтетические двойники по (110), развивающиеся в двух направлениях под углом примерно 90° , а также срастания с буланжеритом.

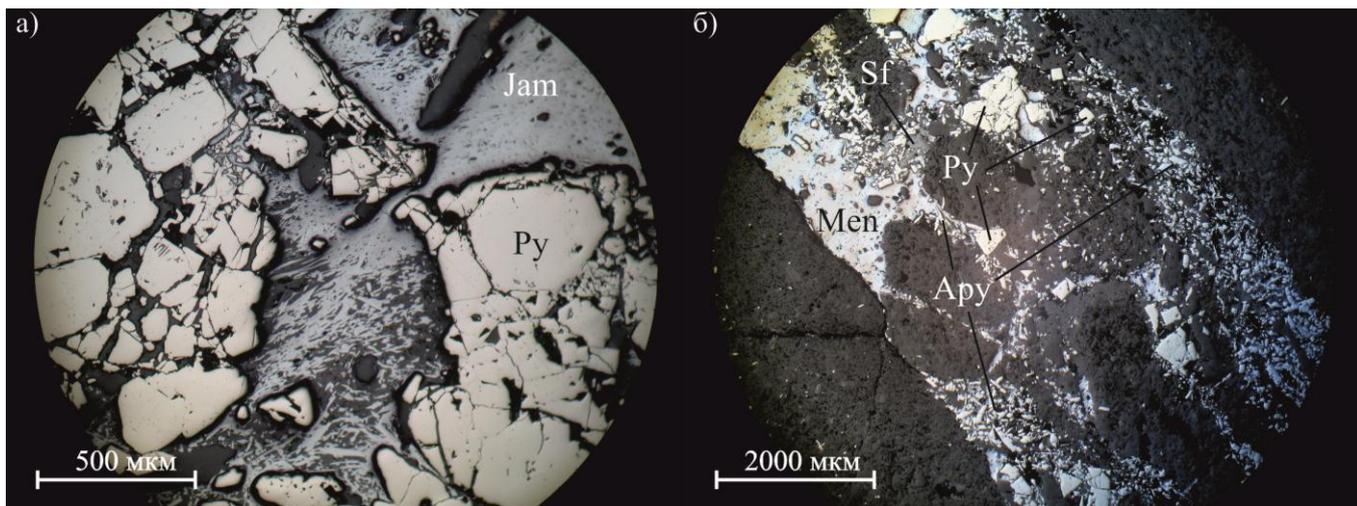


Рис. 3.10. Характерные взаимоотношения минералов сульфосольной ассоциации с ранними золоторудными ассоциациями (николи параллельны): а – идиоморфные кристаллы пирита (Py), сцементированные джемсонитом (Jem); б – менегинит (Men) цементирует арсенопирит (Apy), пирит и сфалерит (Sf).

Джемсонит представлен ксеноморфными зернами и тонкопризматическими (игольчатыми) кристаллами. В них наблюдаются более светлые включения (S 20%, Sb 30%, Pb 47%, Ag 3%), представленные, вероятно, гетероморфитом с примесью серебра или робинсонитом (рис. 3.11).

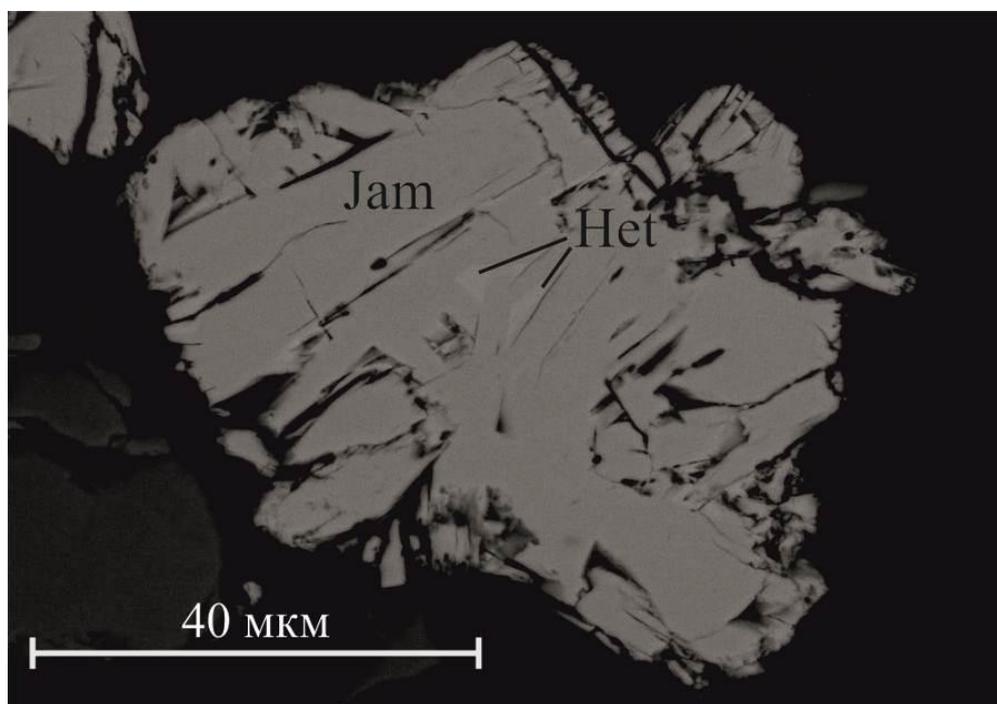


Рис. 3.11. Включения гетероморфита (Het) в джемсоните (Jam) (снято в отраженных электронах).

Характерной примесью для сульфосолей является As (до 2,5%) (табл. 3.6). Примесь Bi (до 1,75%) отмечается в буланжерите, наибольшие концентрации висмута установлены в менегините (до 10%). Структуры замещения галенита буланжеритом и менегинитом часто наблюдаются в полированных аншлифах. Там, где в галените присутствовала примесь висмута, образовывался Bi-содержащий буланжерит и менегинит, а при замещении галенита химически “чистого” образовывался буланжерит, состав которого соответствует теоретическому.

Состав сульфосолей месторождения Серебряного, масс. %.

Таблица 3.6.

№ п.п	минерал	S	Cu	Te	As	Sb	Pb	Bi	сумма
1		17.7	0.5	0	0.3	16.1	59.7	5.3	99.6
2	менегинит	17.5	0.9	0	0.2	16.8	55.9	7.4	98.7
3		18.2	1	0	0.2	17.4	53.2	9.7	99.7
4		18.3	0	0	0.5	23.9	55.9	1.6	100.2
5		18.6	0	0	0.6	23.3	55.5	1.7	99.7
6		18.1	0	0	0.6	22.8	55.9	1.8	99.2
7		18.7	0	0	0.5	23.6	56.1	1.7	100.6
8		18.4	0	0	0.4	23.8	55.3	1.7	99.6
9		18.5	0	0	0.7	25.2	57.5	0	101.9
10		18.8	0	0	0.6	25.6	56.2	0	101.2
11		18.1	0	0	0.6	24.3	56.9	0	99.9
12		18.5	0	0	0.6	26	54.4	0	99.5
13		17.9	0	0	0.5	25.2	56.4	0	100
14	буланжерит	18.5	0	0	0.6	25.5	55.4	0	100
15		18.4	0.1	0	0.6	25.1	55.8	0	100
16		19.2	0	0	0.5	25.4	54.8	0	99.9
17		19.1	0	0	0.6	25.4	55.1	0	100.2
18		19	0	0	0.7	25.4	56.6	0	101.7
19		18.8	0	0	0.6	25.5	55.9	0	100.8
20		18.7	0	0	0.6	25.6	55.5	0	100.4
21		18	0	0	0.6	25.6	57.5	0	101.7
22		18.9	0	0	0.7	25.4	55.5	0	100.5
23		17.9	0	0	0.7	25.8	55.2	0	99.6
24		18	0	0	0.4	25.2	55.4	0	99
25		18.5	0	0	0.5	25.5	55.5	0	100
26		19.1	13.4	0	0.9	22.3	43.4	0	99.1
27		19.2	13.4	0	0.9	23.5	43.1	0	100.1
28		18.6	13.1	0.1	0.9	22.9	44.1	0	99.7
29		19.8	13.1	0	1.3	24	43.6	0	101.8
30		19.9	13.8	0	0.6	24.5	43	0	101.8
31		20	13.6	0	1.1	24	43.8	0	102.5
32		20.1	13.7	0	2.6	21.4	44.2	0	102.0
33	бурнонит	19.1	12.6	0	1	23.3	43.8	0	99.8
34		19.5	12.7	0	0.9	23.5	43.2	0	99.9
35		19.7	12.5	0.1	1	22.9	43.6	0	99.8
36		20.4	12.8	0	2.6	21.2	43.7	0	100.7
37		18.9	12.6	0	0.9	22	45.6	0	100
38		18	8.9	0	0.7	24.7	46.9	0	99.2
39		17.3	7.4	0	0.7	23.3	48.4	0	97.1
40		19.7	12.3	0	0.8	23.6	43.3	0	99.7
41		19.9	12.3	0	0.7	23.6	43.8	0	100.3

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Fe, Co, Ni, Mn, Zn, Hg ниже предела обнаружения

Атомно-абсорбционным анализом в мономинеральных фракциях сульфосолей установлены повышенные содержания серебра (до 150 г/т) и золота (до 1 г/т) (табл. 3.7). Наличие золота

объясняется наложением поздней низкотемпературной сульфосольной минерализации на золото-пирит-арсенопиритовую и золото-полиметаллическую. Отмечаются единичные вкрапления антимонита [Редин, 2012_а].

Результаты атомно-абсорбционного анализа на Au и Ag монофракций сульфидных минералов, г/т.

Таблица 3.7.

№ п.п.	минерал	Au	Ag
1	пирит	1.6	7.6
2	пирит	0.7	64.0
3	пирит	0.6	29.0
4	пирит	1.1	12.0
5	пирит	1.3	4.0
6	пирит	2.2	7.0
7	пирит	13.0	6.8
8	пирит	0.4	97.0
9	пирит	0.4	20.5
10	джермсонит	0.5	47.0
11	буланжерит+бурнонит	0.3	148.0
12	буланжерит+бурнонит	1.0	78.0

Примечание: анализы выполнены в ИГМ СО РАН, аналитики В.Г. Цимбалист, В.Н. Ильина.

На данном этапе изученности месторождения Серебряного общая схема последовательности рудообразования включает в себя следующие стадии (от ранних к поздним): арсенопирит-лёлленгит-пирротиновую – золото-пирит-арсенопиритовую – пирротин-халькопиритовую – золото-полиметаллическую – золото-висмут-теллуридную – сульфосольную.

Глава 4. Геологическое строение и минеральный состав руд Солонеченского месторождения

4.1. Геологическое строение

Солонеченское месторождение было открыто в 1944 г. Л.Н. Постниковым. С 1952 по 1957 г. оценивалось и частично разведывалось трестом “Союзредметразведка” и Читинским геологическим управлением. По данным Х.Я. Хейн, в результате работ на месторождении было выявлено несколько десятков рудных тел. Три из них были разведаны до глубины 40-60 м. Запасы по ним оценивались по категории C_1+C_2 в 8520 т сурьмы при среднем содержании 7.2%. Прослеженная длина рудных тел составляла 45-180 м, средняя мощность от 2.7 до 20.0 м [Васильев, 1995].

Перспективы увеличения запасов (до 20 тыс. т сурьмы) связывались с дальнейшим изучением глубоких горизонтов и флангов месторождения. Вместе с тем, в 1959 г. запасы сняты с учета в связи с недоразведанностью месторождения и недостаточными масштабами оруденения. В 1988 г. С.В. Чипизубовым прогнозные ресурсы сурьмы категории P_2 были оценены в 45.1 тыс. т при среднем содержании 5.3% [Васильев, 1995].

В последние годы в ходе геологоразведочных работ (ООО «Востокгеология») на Солонеченском месторождении разведаны балансовые и забалансовые запасы сурьмы по категориям C_1+C_2 в количестве 67.8 тыс. т [Павленко, Поляков, 2010] и около 3 т золота.

Месторождение локализовано в стратифицированном пласте джаспероидов и приурочено к Солонеченскому разлому северо-восточного направления среди терригенно-карбонатных отложений быстринской свиты нижнего кембрия (C_{1bs}) (рис. 4.1). Простираание разлома северо-восточное, падение на северо-запад под углами от 30 до 70°. Рудоносная зона расположена исключительно в терригенно-карбонатных породах и протягивается узкой полосой (20-150 м) вдоль разлома на 3 км [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф].

Раннепермские граниты ундинского комплекса (γ_2P_{1u}) слагают северную и северо-западную часть месторождения. Быстринская свита представлена известняками, алевролитами и известковистыми доломитами. Степень метаморфизма пород соответствует низким и средним ступеням зеленосланцевой фации.

В крайней западной части рудного поля терригенно-карбонатные отложения залегают субгоризонтально, с продвижением на северо-восток породы все более круто падают на северо-запад. Местами отмечаются складки амплитудой до нескольких десятков метров. Мелкая складчатость наиболее интенсивно проявлена в алевролитах.

Дизъюнктивная тектоника играет очень важную роль. Выделяются разновозрастные разломы различной морфологии. В крайней западной части рудного поля граниты и карбонатно-терригенные отложения разделены крутопадающим разломом. На всей остальной части вблизи дневной поверхности контакт гранитов и осадочных пород проходит по взбросо-надвику, плоскость которого субсогласна с залеганием карбонатно-терригенных пород. На фронте надвинутого блока гранитов в осадочных породах фиксируются зоны скучивания, а также межпластовые и внутривластовые срывы, приводящие к формированию различных по масштабам субсогласных с напластованием смещенных тектонических пластин и клиньев. Породы вдоль разломов брекчированы, катаклазированы и милонитизированы [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф].

Рудные тела имеют крутое падение и локализованы в брекчированных, окварцованных доломитах и джаспероидах. Они представлены минерализованными зонами в джаспероидах, пластообразными телами сложной формы с пережимами и ответвлениями, а также маломощными линзовидными телами.

Оруденение оценивалось на трех участках: Западном, Центральном и Восточном. Все они расположены в единой линейной структурно-литологической зоне северо-восточного простирания и имеют сходное геологическое строение.

Западный участок сложен черными углеродсодержащими известняками и доломитами в переслаивании с глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Сурьмяное оруденение развито в окварцованных и доломитизированных карбонатных брекчиях (джаспероидах) и доломитах [Васильев, 1995]. В отличие от других участков, тектоническая рудоносная зона имеет здесь субширотное простирание. Установлены две группы разломов – более ранние субвертикальные и более поздние взбросо-надвики и надвики. В результате тектонических движений в осадочных породах образовались многочисленные зоны брекчирования. Наиболее мощные из них (до 30 м) приурочены непосредственно к зоне надвига гранитов на осадочные породы. Зоны брекчирования служили каналами фильтрации гидротермальных растворов. В разрезе карбонатно-терригенных пород выделяются несколько гипсометрических уровней джаспероидизации. Наиболее глубокозалегающий (80-120 м от поверхности) занимает классическое положение – под экранирующей пачкой алевролитов в верхней части мощной пачки доломитов. Остальные уровни джаспероидизации расположены в верхней тектонически перемещенной пачке известняков и приурочены: к контакту с гранитами, к субсогласным с напластованием зонам брекчирования. [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф].

Центральный участок является северо-восточным продолжением Западного участка. Контакт гранитов и терригенно-карбонатных пород имеет характер взброса с падением плоскости сместителя на северо-запад под углом около 60°. В Центральной части участка, где достаточно

спокойное моноклинальное залегание терригенно-карбонатных пород осложняется серией складок северо-западного простирания, надвиг резко меняет свою морфологию – он приобретает ступенчатый характер с пологопадающими уступами [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф]. Рудная зона представлена несколькими согласными линзовидными рудными телами, вскрытыми с поверхности канавами. Они имеют протяженность в несколько десятков метров при мощности до 7 м. Густая вкрапленность и гнезда антимонита развиты в брекчированных черных известняках и доломитах [Васильев, 1995].

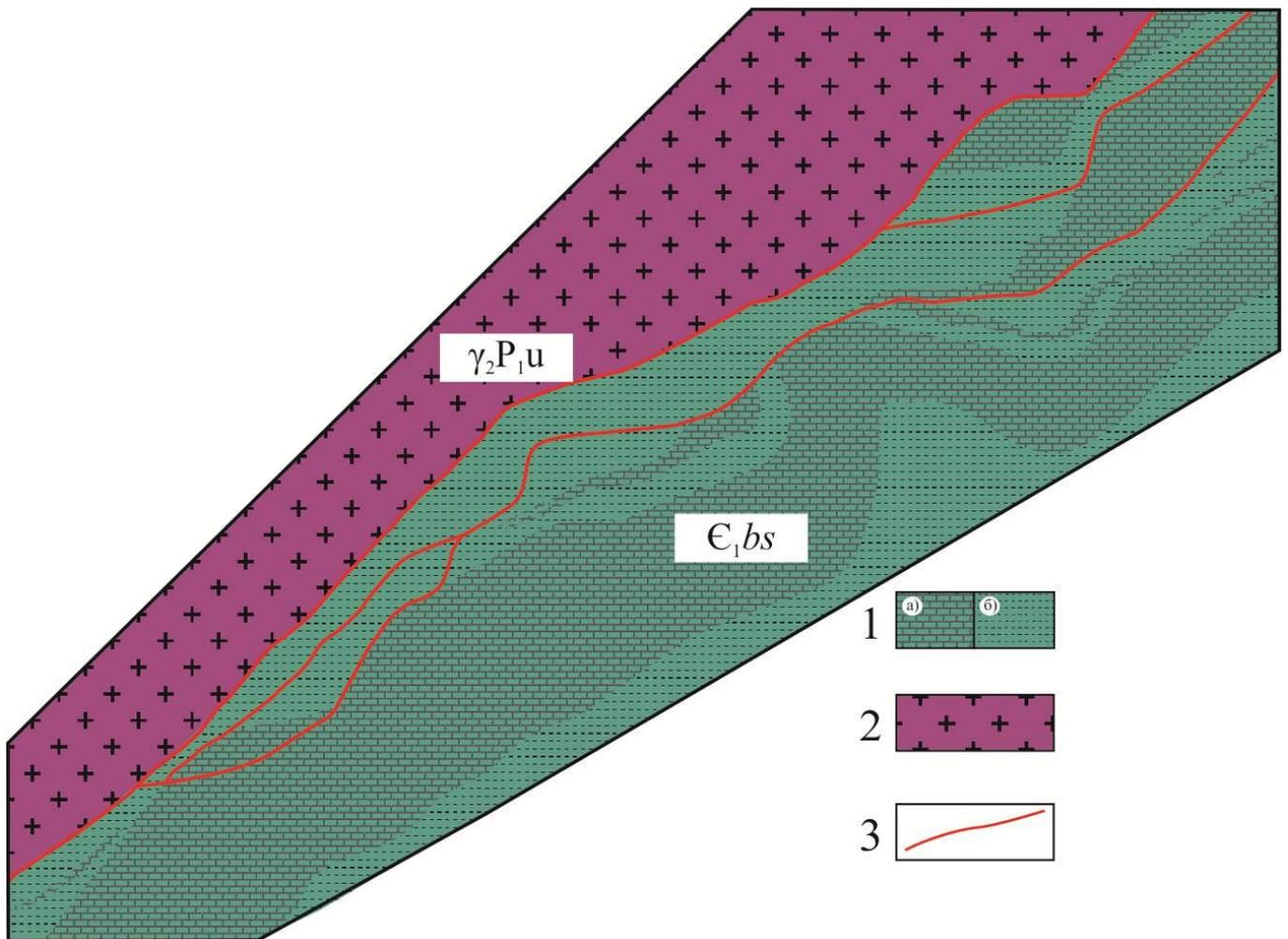


Рис. 4.1. Геологическая карта Центрального участка Солонеченского месторождения [Харитонов, 2009].

1 – Быстринская свита ($E_1 bs$): а – известняки, б – алевролиты; 2 – Ундинский комплекс: средне-крупнозернистые порфировидные гранодиориты ($\gamma_2 P_1 u$); 3 – Разрывные нарушения: надвиги и взбросо-надвиги.

Восточный участок расположен в 800 м к северо-востоку от Центрального и имеет то же строение. Известняки, доломиты и алевролиты падают под граниты в северном и северо-западном направлении под углом от 30 до 85°. Контакт гранитов и терригенно-карбонатных пород

представлен крутопадающим (55-65°) на северо-запад взбросом [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф]. Антимонит образует практически мономинеральные гнезда до нескольких метров в поперечнике и густую вкрапленность, переходящую в более бедное оруденение [Васильев, 1995].

4.2. Минеральный состав руд и последовательность их образования

Руды Солонеченского месторождения характеризуются небольшим разнообразием минерального состава (рис. 4.2).

<i>Этапы</i>	<i>Ранний рудный</i>	<i>Поздний рудный</i>		<i>Пострудный</i>
<i>Стадии</i>	<i>Гидротермально-метасоматическая</i>			<i>Гипергенная</i>
<i>Мин. ассоц. / Минералы</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	
<i>Пирит</i>	██████	-----		
<i>Арсенопирит</i>		-----		
<i>Сфалерит</i>		-----		
<i>Халькопирит</i>		-----		
<i>Галенит</i>		-----		
<i>Блеклая руда</i>		-----		
<i>Антимонит</i>			██████	
<i>Реальгар</i>				---
<i>Аурипигмент</i>				---
<i>Киноварь</i>				---
<i>Самородное золото</i>		---	---	
<i>Ковеллин</i>				-----
<i>Сурьмяные охры</i>				██████
<i>Гидроокислы Fe, As</i>				██████
<i>Кварц</i>	██████	██████	██████	
<i>Серицит</i>	-----	-----		
<i>Карбонат</i>		██████	██████	
<i>Флюорит</i>			██████	
<i>Барит</i>			██████	

Рис. 4.2. Схема последовательности отложения минералов в рудах Солонеченского месторождения.

Минеральные ассоциации: 1 – золото-пирит-арсенопиритовая; 2 – золото-полиметаллическая; 3 – сурьмяно-ртутная.

К числу главных рудообразующих минералов относятся антимонит, к второстепенным минералам – пирит, к редким – арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, киноварь, аурипигмент, реальгар и самородное золото. Структура руд – тонко-, мелко-, крупнозернистая, текстура – массивная, вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилково-вкрапленная, встречаются также трещиноватые и брекчиевидные. К наиболее ранним и высокотемпературным минеральным ассоциациям относятся золото-пирит-арсенопиритовая и золото-полиметаллическая.

Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация представлена пиритом, арсенопиритом и самородным золотом. Она проявлена локально и приурочена к зонам брекчирования и катаклаза. Рудная минерализация развита в виде тонкой вкрапленности, реже маломощных прожилков, количество рудных минералов составляет 1-2%.

Пирит представлен как единичными катаклазированными кристаллами, так и скоплением зерен, которые образуют вкрапленность (рис. 4.3 а), гнезда, реже прожилки в джаспероидах, известняках и алевролитах. Пирит встречается в сростаниях с арсенопиритом, в трещинах и в межзерновом пространстве которого развиты более поздние сульфиды (галенит, сфалерит и блеклая руда). Химический состав пирита близок к теоретическому Fe 46.5; S 53.5 (табл. 4.1). Из примесей в значимых количествах установлены (%): Ni – 0.1; Co до 0.2.

Химический состав пирита Солонеченского месторождения, масс. %.

Таблица 4.1.

№ п.п.	Fe	S	Ni	Co	сумма
1	46	53.2	0	0	99.2
2	46	53.2	0	0.1	99.3
3	45.8	52.8	0	0.1	98.7
4	45.5	52.9	0.2	0.1	98.7
5	46.4	52.8	0.1	0.1	99.4
6	46.5	52.6	0	0.1	99.2
7	46.3	53.2	0	0	99.5
8	45.7	52.9	0	0.1	98.7
9	45.6	53.6	0	0	99.2
10	45.5	53.2	0.1	0.1	98.9

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

As, Cu, Sb, Au ниже предела обнаружения

Арсенопирит образует тонкую вкрапленность и гнезда в брекчированных алевролитах и представлен катаклазированными идиоморфными кристаллами, реже зернами призматической формы (рис. 4.3 б).

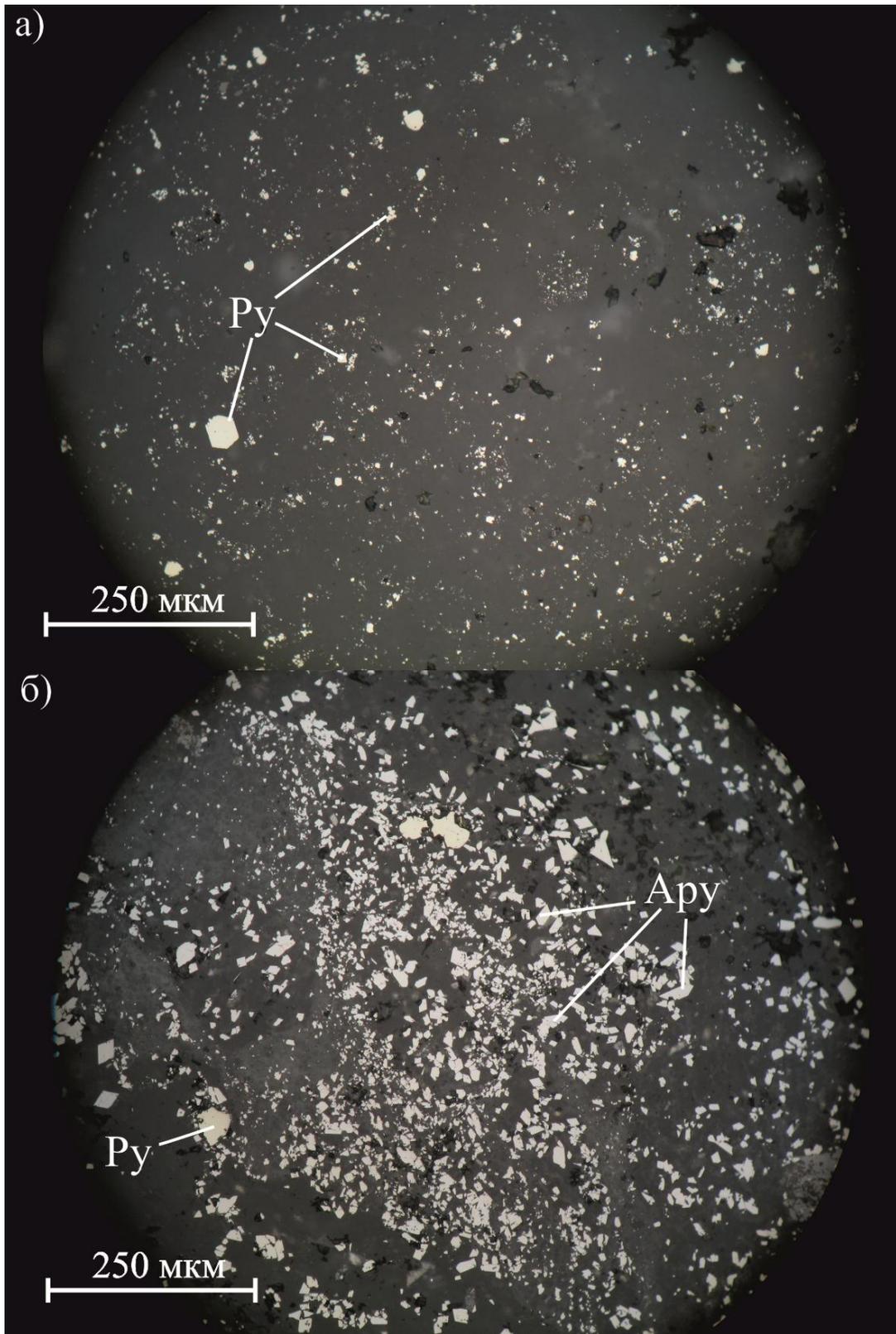


Рис. 4.3. Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация Солонеченского месторождения (николи параллельны): а – вкрапленность пирита (Py) в известняке; б – вкрапленность арсенопирита (Apy) и пирита в брекчированном алевролите.

Арсенопирит ранней золоторудной минерализации по химическому составу (табл. 4.2) нестехиометричен и относится к сернистой разновидности – $S/As > 1$, из примесей отмечены максимумы (%): Sb – 0.1; Co – 0.1 [Редин, 2013а].

Химический состав арсенопирита Солонеченского месторождения, масс. %.

Таблица 4.2.

№ п.п.	As	Fe	S	Sb	Co	сумма
1	44.5	33.4	21.2	0.1	0	99.2
2	44.4	34.4	21.7	0.1	0.1	100.7
3	43.9	33.9	20.9	0.1	0	98.8
4	44.2	33.4	21.3	0	0	98.9
5	42.7	34.6	22.2	0	0	99.5
6	41.6	35.6	21.3	0	0	98.5
7	42.1	34.6	21.5	0	0	98.2
8	42.2	35.4	21.9	0	0	99.5
9	44.1	35.3	21.3	0	0	100.7
10	41.6	35.4	21.3	0	0	98.3
11	42.3	35.7	21.3	0	0	99.3
12	43.6	34.8	22.3	0.1	0	100.8
13	42.1	35.2	22.8	0	0	100.1

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

As, Ni ниже предела обнаружения

Самородное золото (I) обнаружено (30 знаков) в виде комковидных, интерстициальных выделений, скоплений зерен неправильной формы желтого цвета в основной массе породы, а также в сростаниях с пиритом, арсенопиритом. Размер выделений колеблется от первых десятков до сотни микрон. По общепринятой классификации [Петровская, 1973; Николаева, Яблокова, 2007], подавляющее число знаков самородного золота по размеру частиц (рис. 4.4) попадает в класс пылевидного (от 10 до 50 мкм). Пробность самородного золота составляет 910-960 ‰, с примесью меди до 0,3% (табл. 4.3).

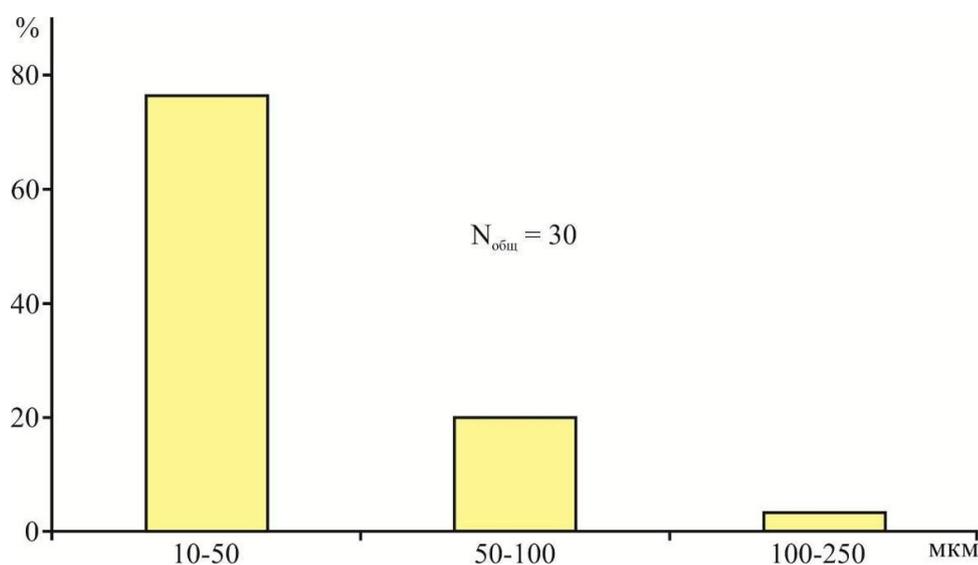


Рис. 4.4. Гранулометрический состав самородного золота Солонеченского месторождения.

Химический состав самородного золота золото-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации Солонеченского месторождения, масс. %.

Таблица 4.3.

№ п.п.	Au	Ag	Cu	Hg	сумма
1	94.4	5.8	0.1	0	100.3
2	94	6	0.1	0	100.1
3	94.5	5.4	0	0	99.9
4	94.9	5.4	0	0	100.3
5	94.9	5.2	0.1	0	100.2
6	93.7	5.2	0	0	98.9
7	92.6	4.6	0.1	0	97.3
8	95.6	4.5	0	0	100.1
9	95.3	4.6	0	0	99.9
10	93.1	4.1	0	0	97.2
11	95.8	4.7	0.1	0	100.6
12	95.7	4	0	0	99.7
13	95.1	4.2	0	0	99.3
14	95.2	4.1	0.1	0	99.4
15	96.2	4	0.1	0	100.3
16	95.2	3.9	0.1	0	99.2
17	95	5.3	0.1	0	100.4
18	94.5	5.6	0	0	100.1
19	95.2	5.2	0	0	100.4
20	94.9	5.4	0	0	100.3
21	94.8	5.5	0.1	0	100.4
22	94.4	5.3	0.1	0	99.8
23	93.4	5.5	0.2	0	99.1
24	91.9	6.9	0.2	0	99
25	92.3	7	0.3	0	99.6
26	91.4	7.2	0.2	0	98.8

Примечание: анализы выполнены на приборе JEOL JXA-8100, аналитик В.Н. Королук (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Золото-полиметаллическая минеральная ассоциация проявлена локально и представлена, главным образом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом, развитыми преимущественно в кварц-карбонатных прожилках. *Галенит* обнаружен в сростаниях со сфалеритом и *халькопиритом*, а также в виде включений в пирите (рис. 4.5 а). В *сфалерите* отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. В исследуемых образцах блеклая руда представлена теннантитом и тетраэдритом. *Теннантит* (Cu-37%; S-26%; Sb-23%; As-7%; Fe-6%; Zn-4%; Hg-5%; Ag-2%) встречается в виде включений в галените и пирите (рис. 4.5 б), а также в виде отдельных зерен неправильной формы в основной массе породы (рис. 4.5 в). Из примесей в теннантите присутствует Hg (до 5%) и Ag (до 2%). *Тетраэдрит* (Sb-29%; Cu-38%; S-25%; Fe-1%; Zn-3%; Ag-4%) наблюдался в виде реликтов, микропрожилков, ксеноморфных выделений в фаматините

(Cu_3SbS_4) (рис. 4.5 г, е). В виде включений в тетраэдрите отмечается штромейерит (рис. 4.5 г) (Ag-50%; Cu-33%; S-16%; Fe-1%).

Штромейерит образует агрегаты неправильной форм, а также выполняет микротрещины в фаматините (рис. 4.5 е). Чаще всего он рассматривается как типичный минерал зоны вторичного сульфидного обогащения, реже как гипогенный минерал, образованный за счет блеклой руды, богатой серебром.

При наложении сурьмяных растворов на раннюю золото-полиметаллическую ассоциацию за счет замещения халькопирита и блеклой руды образуются реакционные минералы – халькостибит (CuSbS_2) и фаматинит (Cu_3SbS_4). *Халькостибит* образует каймы замещения вокруг фаматинита. *Фаматинит* является минералом-индикатором высокой и очень высокой фугитивности серы ($f\text{S}_2$) [Спиридонов, 2010].

С сульфидами полиметаллической минеральной ассоциации предшественники связывали самородное золото второй генерации. По результатам анализа (МРСА в искусственных аншлифах из материалов тяжелого концентрата), в рудах месторождения установлено наличие самородного золота различной пробыности - от 699 до 953 ‰ [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф.]. Проведенные нами исследования состава самородного золота первой генерации (золото-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации) показали, что оно относится к высокопробному, поэтому логично предположить, что низкопробное самородное золото соответствует самородному золоту из золото-полиметаллической ассоциации.

В пределах месторождения наиболее широко проявлена ***сурьмяно-ртутная минеральная ассоциация***. Она представлена: антимонитом, реальгаром, аурипигментом и киноварью. Антимонитовая минерализация представлена вкрапленными и гнездо-вкрапленными зонами и локализуется преимущественно в джаспероидах (литологический фактор). *Антимонит* ассоциирует с халцедоновидным, мелкозернистым, гребенчатым кварцем, карбонатом и флюоритом.

Наиболее богатые сурьмяные тела приурочены к зоне взброса-надвига, в целом контролирующей сурьмяное оруденение. Рудные тела локализуются в пластах и линзах интенсивно окварцованных брекчированных известняков, алевролитов, доломитов под экраном надвинутых на них гранитов [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф].

Главный рудный минерал – антимонит, встречается в виде мелких прожилков (рис. 4.6 а), вкраплений, плотных зернистых масс, удлиненных и игольчатых кристаллов. Антимонит выполняет роль цемента в катаклазированных джаспероидах, цементируя более ранние сульфиды: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит (рис. 4.6 б). Для антимонита характерны полисинтетические двойники давления (рис. 4.6 в).

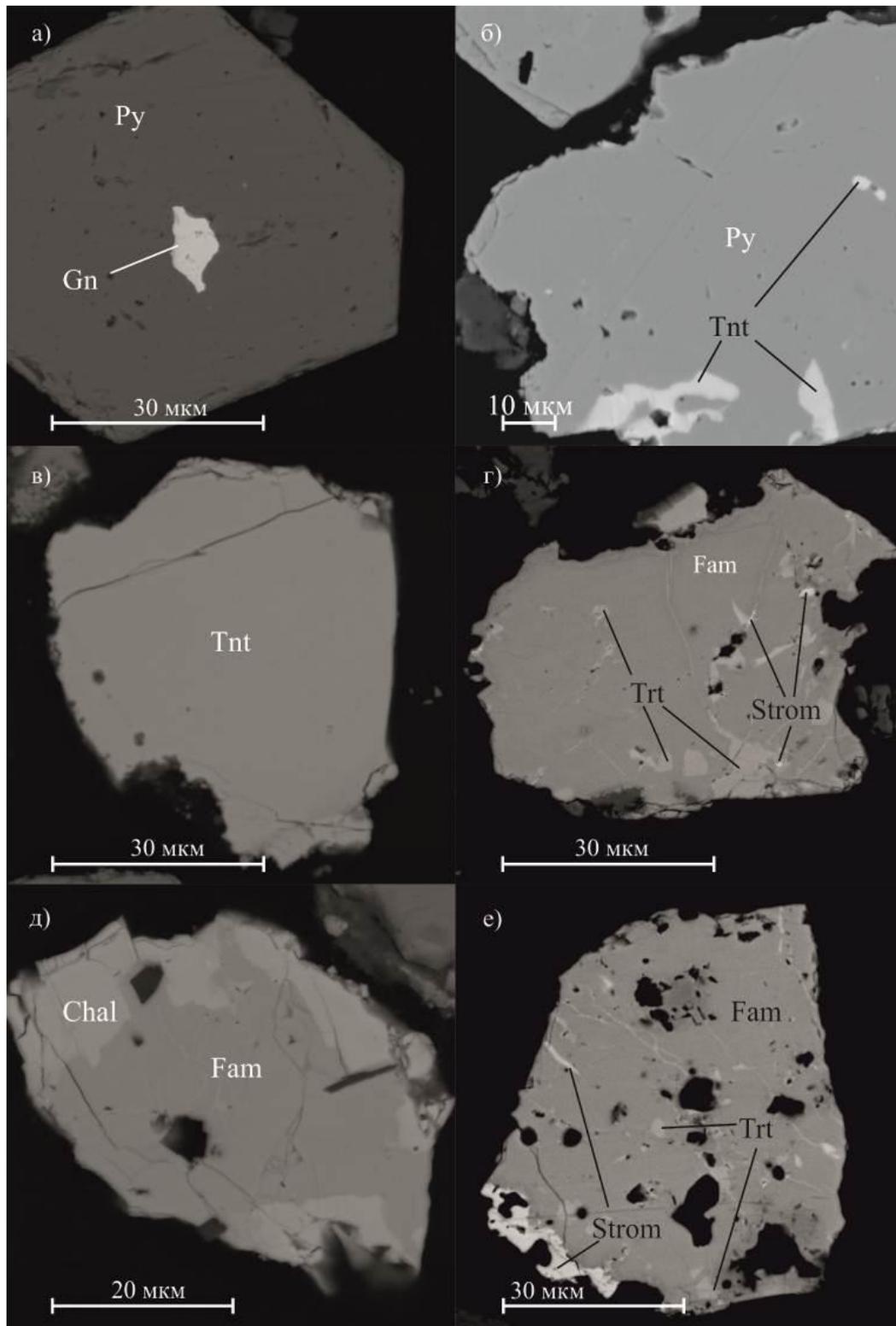


Рис. 4.5. Золото-полиметаллическая минеральная ассоциация (снято в отраженных электронах): а – включения галенита в пирите; б – включение теннантита в пирите; в – теннантит в основной массе породы; г – замещение тетраэдрита фаматинитом; д – замещение фаматинита халькостибитом; е – штрмейерит, развитый на краю зерна фаматинита.

Примечание: Py – пирит; Gn – галенит; Tnt – теннантит; Trt – тетраэдрит; Strom – штрмейерит; Fam – фаматинит; Chal – халькостибит.

По данным В.Д. Сазонова, антимонитовые руды характеризуются постоянным присутствием мелкого золота в количестве около 2 г/т [Васильев, 1995]. Проведенные нами достаточно детальные минераграфические исследования (около 50 аншлифов) антимонитовых руд не выявили наличие самородного золота в антимоните. В мономинеральных фракциях антимонита (по данным атомно-абсорбционного анализа) максимальные концентрации золота составляют 0,1 г/т (табл. 4.4). В крупных выделениях антимонита содержатся тонкие включения пирита, арсенопирита, захваченные в процессе роста антимонита, думается, этим и объясняются повышенные содержания самородного золота в антимонитовых рудах. Там, где происходит наложение сурьмяной минерализации на ранние сульфидные золотосодержащие руды, формируются комплексные золото-сурьмяные рудные тела [Редин, 2012а]. Геологические и минераграфические наблюдения отчетливо показывают, что сурьмяное оруденение наложено на ранние золото-сульфидные руды.

Аурипигмент и реальгар проявлены очень локально в виде прожилков (рис. 4.6 г), секущих антимонитовые агрегаты, в ассоциации с баритом. В исследуемых образцах *киноварь* обнаружена в виде мелкой вкрапленности в ассоциации с реальгаром и аурипигментом.

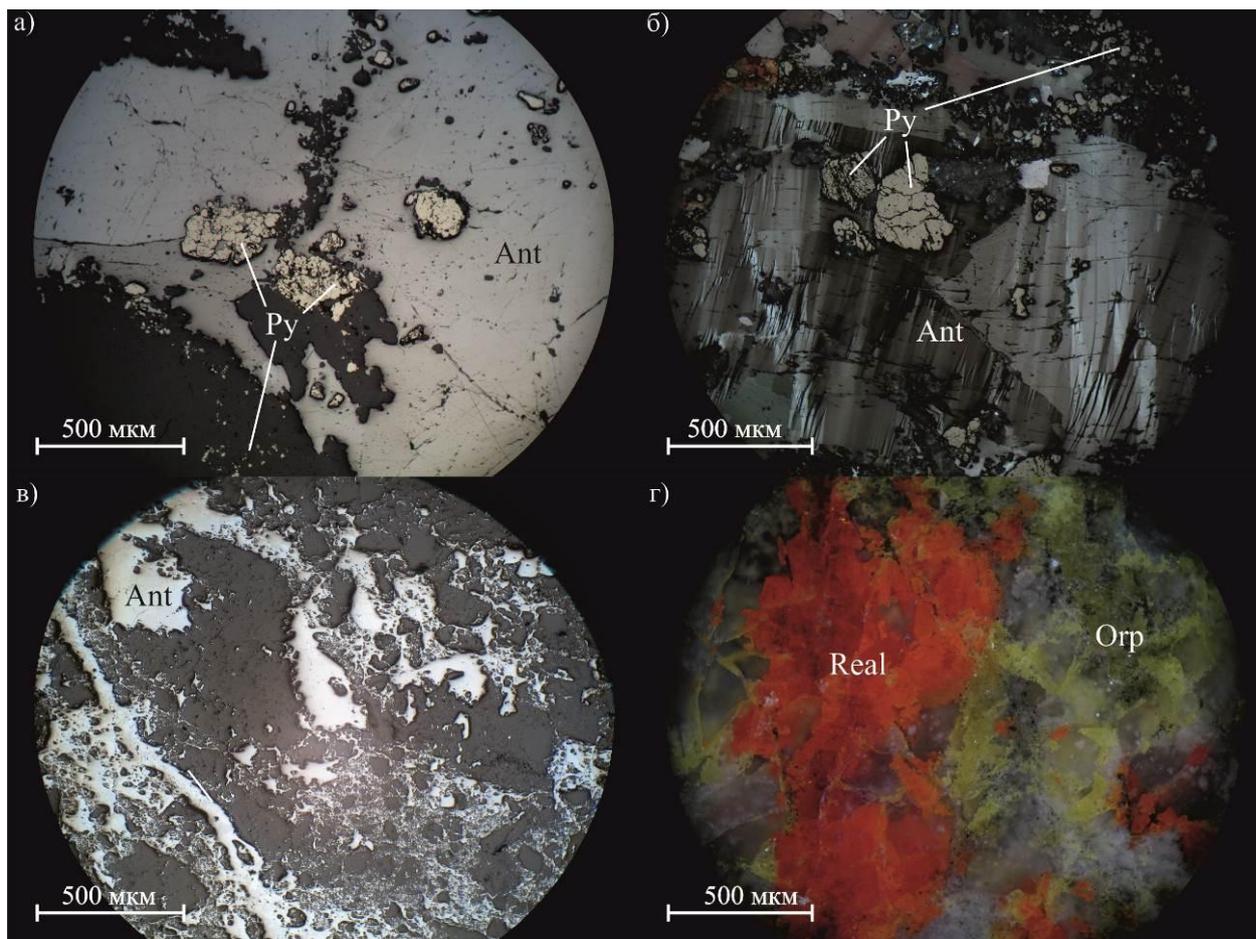


Рис. 4.6. Сурьмяно-ртутная минеральная ассоциация: а – прожилки антимонита (Ant) в брекчированном алевролите (николи параллельны); б – катаклазированные кристаллы пирита (Py),

сцементированные антимонитом (николи скрещены); в – полисинтетические двойники давления антимонита (николи параллельны); г – прожилки, вкрапления реальгара (Real) и аурипигмента (Orp) в кварце (николи скрещены).

Результаты атомно-абсорбционного анализа на Au, Ag монофракций антимонита Солонеченского месторождения, г/т. Таблица 4.4.

№.п.п.	Au	Ag
1	0,046	0,21
2	0,061	2,7
3	0,15	1,7
4	0,05	1,1

Примечание: анализы выполнены в ИГМ СО РАН, аналитики В.Г. Цимбалист, В.Н. Ильина.

Формационная принадлежность Солонеченского месторождения

Солонеченское месторождение первоначально было отнесено к киноварно-флюорит-антимонитовому типу (джаспероидному) [Бергер, 1978; Оболенский, 1985; Васильев, 2001]. По мнению других исследователей, оно является типичным представителем карлинского типа [Борисенко и др., 2006; Карелин и др., 2011ф].

С.П. Карелиным был выделен местный геолого-промышленный тип – савкинский или карлинский. К типовым объектам данного типа (карлин-тренд, по В.А. Нарсееву [2002]) относят Савкинское, Солонеченское, Кочковское месторождение в Широкинском рудном поле, некоторые месторождения Шилка-Заводской площади и других участков [Карелин и др., 2011ф]. Солонеченское месторождение, действительно, имеет ряд общих черт с ныне эксплуатируемым Савкинским месторождением, поэтому остановимся на нём чуть подробнее.

Савкинское месторождение располагается в пределах Аргунской субпровинции Монголо-Забайкальской рудной провинции в пределах Смирновско-Михайловского рудного узла. Месторождение является частью протяженной дислокационной зоны, представленной серией сближенных надвиговых швов – Савкинским, Михайловским и другими более мелкими. Вмещающие породы представлены отложениями двух свит: государевской (J_{1gs}) и быстринской (Є_{1bs}). В пределах месторождения отмечаются зоны джаспероидизации.

Интрузивные образования представлены магматическими породами нерчинскозаводского (J_{3nz}) и абагайтуйского комплексов (K_{1a}).

К числу главных рудообразующих минералов Савкинского месторождения принадлежат арсенопирит и пирит, редко встречаются антимонит, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь, реальгар и аурипигмент. Выделяются золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация и более поздняя низкотемпературная антимонитовая. Ранняя **золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация** представлена: арсенопиритом, пиритом и самородным золотом. Самородное золото обнаружено в сростках с арсенопиритом (рис. 4.7 а, б), пиритом, а также в виде отдельных зерен

неправильной формы. Арсенопирит представлен игольчатыми кристаллами (рис. 4.7 в, г) [Редин, 2013а].

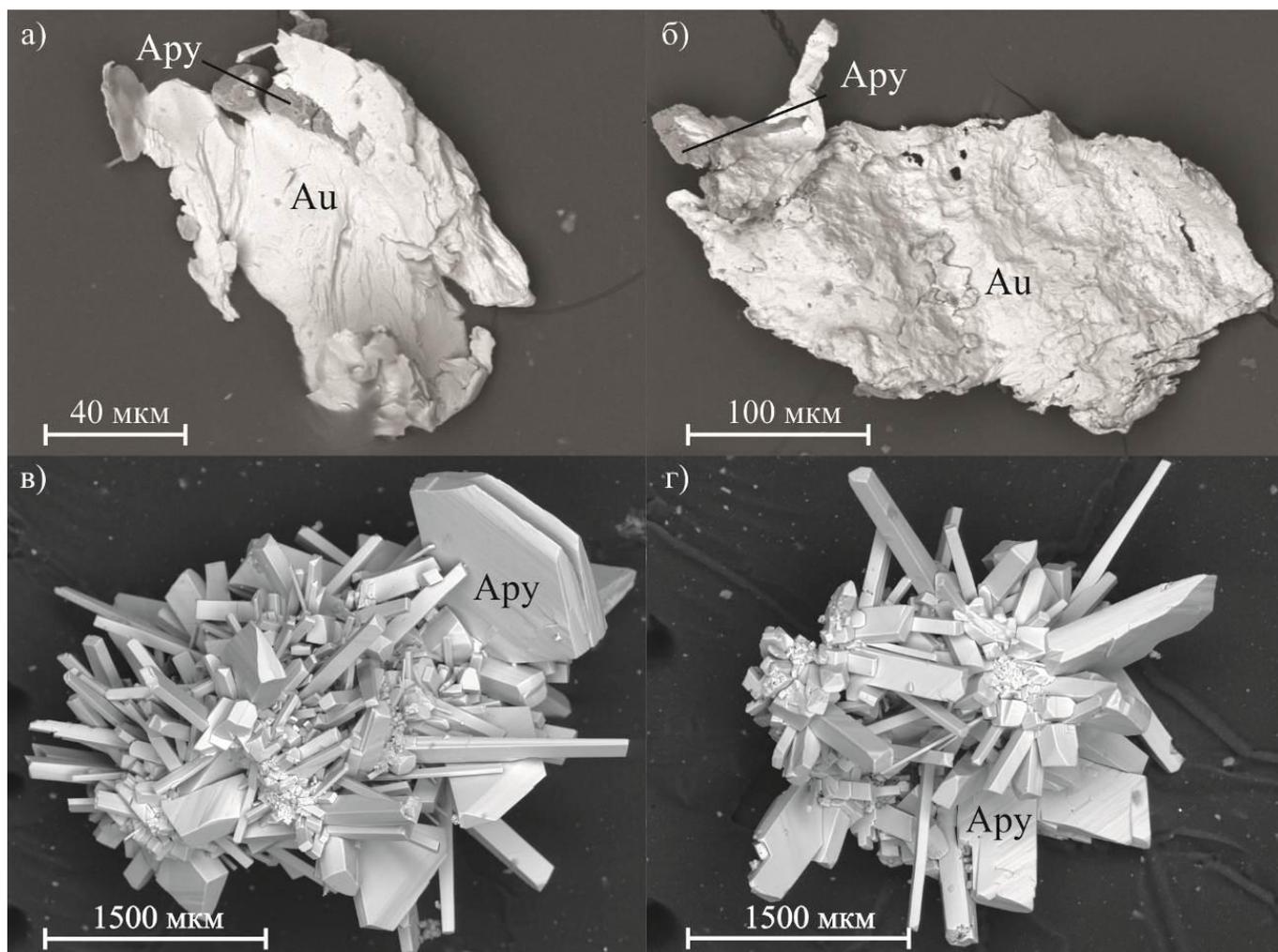


Рис. 4.7. Золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация Савкинского месторождения (снято в отраженных электронах): а, б – самородное золото (Au) в сростаниях с арсенопиритом; в, г – игольчатые кристаллы арсенопирита (Apy).

По химическому составу арсенопирит Савкинского месторождения нестехиометричен и, также как на Солонеченском месторождении, относится к сернистой разновидности ($S/As > 1$) (рис. 4.8).

По морфологии самородное золото преимущественно интерстиционное, жилковидно-пластинчатое, однако присутствуют и идиоморфные золотины, а также полукристаллические зерна, что свидетельствует об их росте в свободной среде (в полостях, пустотах). О том же свидетельствует и ступенчатая скульптура поверхности, наблюдаемая на ряде зерен. Размерность золотин не превышает 0,5 мм, при этом большинство знаков самородного золота (15 шт.) по гранулометрии попадает в классы тонкого и мелкого: <100 мкм и 100-250 мкм, соответственно.

Структура поверхности золотин гладкая. Скульптура поверхности в абсолютном большинстве случаев отражает особенности роста в контакте с листовато-чешуйчатыми минералами.

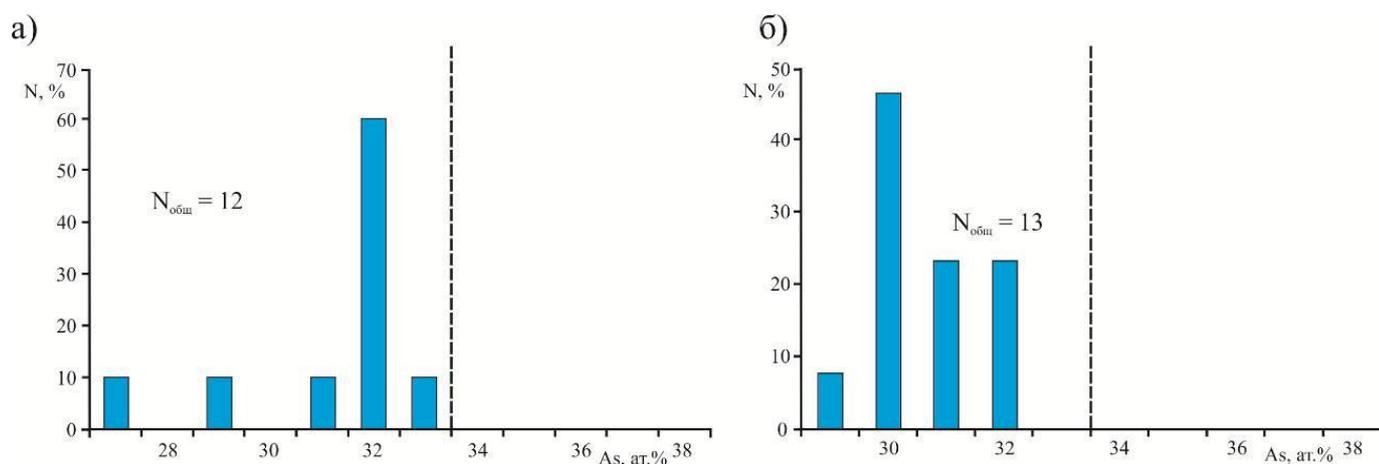


Рис. 4.8. Состав арсенипирита Савкинского (а) и Солонеченского (б) месторождений.

Пробность золота определяется исключительно содержанием в нем серебра. Из остальных примесей (определялось содержание серебра, меди и ртути) в значимых количествах (выше предела обнаружения) установлена ртуть (0,13 вес. %). Значения пробности укладываются в интервал 900 — 960 ‰. Замеры пробности в центральных и краевых частях зерен не выявили изменения значений в пределах отдельных золотин. Все это может указывать на однократность проявления рудоотложения и отсутствие последующих процессов химического преобразования золота [Редин и др., 2011].

Поздняя **сурьяно-ртутная минеральная ассоциация**, в отличие от Солонеченского месторождения, проявлена локально и также имеет наложенный характер.

Она представлена главным образом антимонитом, реальгаром, аурипигментом и киноварью. Антимонитовая минерализация проявлена в виде секущих кварц-антимонитовых жил, наложенных на более ранние сульфидные золотосодержащие (золото-пирит-арсенипиритовые) руды. Антимонит в аншлифах встречается исключительно в кварцевых микропрожилках, которые секут более раннюю пирит-арсенипиритовую ассоциацию с золотом.

Таким образом, как было показано выше, Солонеченское и Савкинское месторождения характеризуются многими общими признаками (табл. 4.5). Одной из главных отличительных особенностей Савкинского месторождения является широкое проявление позднеюрского-раннемелового магматизма: разнообразные дайки гранодиорит-, диорит-, гранит-порфиров, андезитов и лампрофиров. Этим обуславливается широкое развитие ранней золото-пирит-арсенипиритовой минеральной ассоциации, в отличие от Солонеченского месторождения. Сурьянная минерализация на обоих месторождениях является наиболее поздней

низкотемпературной минеральной ассоциацией, проявленной в рудном этапе, наложенной (структурный фактор) на ранние сульфидные золотосодержащие руды.

Сравнительная характеристика Солонеченского и Савкинского месторождений. Таблица 4.5.

Месторождения	Савкинское	Солонеченское
Вмещающие породы	терригенно-карбонатные (C_{1bs} , J_{1gs} свиты)	терригенно-карбонатные (C_{1bs})
Структурное положение	зоны надвиговых швов	зона взбросо-надвига
Позднеюрский-раннемеловой магматизм	дайки гранодиорит-, диорит-порфиров (J_{3nz}) и андезит, гранит-порфиров (K_{1a})	
Минеральный состав руд	<i>Главные:</i> пирит, арсенопирит; <i>Редкие:</i> галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит, реальгар, аурипигмент, киноварь, самородное золото;	<i>Главные:</i> антимонит; <i>Второстепенные:</i> пирит; <i>Редкие:</i> арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, реальгар, аурипигмент, киноварь и самородное золото;
Пробность самородного золота	900 — 960 ‰	910 — 960 ‰
Состав арсенопирита	$S/As > 1$	$S/As > 1$

Отличительной особенностью сурьмяной минерализации Солонеченского месторождения является ее приуроченность к зонам джаспероидизации [Харитонов, Шивохин, 2009ф]. Золоторудные месторождения, пространственно ассоциирующие с джаспероидами, известны и разрабатываются во многих странах мира. Одним из таких примеров является Западно-Калбинский золотоносный пояс Восточного Казахстана [Мазуров, 2014]. Рудное поле Байбура является эталоном золотоносных джаспероидов для Восточного Казахстана [Кузьмина и др., 2013]. Так, в пределах Байбуринского рудного поля золотое оруденение впервые было обнаружено в элювиальных развалах бурых железняков, представляющих собой зону гипергенного окисления золото-сульфидных руд (джаспероидов).

Джаспероиды характеризуются аномально высокими содержаниями As, Cu, Zn, и Sn. По данным пробирного анализа, содержание золота составляет 2.6-27.2 г/т. В джаспероидах при микроскопических исследованиях выявлены микровключения тонкого самородного золота и игольчатого арсенопирита, также в них широко представлены карбонатные минералы (сидерит,

кальцит, доломит, магнезит). Самородное золото представлено весьма мелкой и тонкой фракциями. Превалирующим морфологическим разновидностями являются интерстиционные – жилковидно-пластинчатая и комковидная (от 60 до 90%) – и кристаллическая (от 5 до 25%). Пробность самородного золота составляет 920-950 ‰ [Кузьмина и др., 2013].

В отличие от них, как было показано выше, джаспероиды Солонеченского месторождения слабо золотоносны. Золотоносность джаспероидов, главным образом, обусловлена пространственным совмещением поздней сурьмяной минерализации с ранней золото-сульфидной, в то время как на Байбурунском месторождении формирование золотоносных джаспероидов связано с кремнисто-железистым и кремнисто-марганцевым метасоматозом. Карбонатные отложения, особенно обогащенные углеродистым веществом, рассматриваются как благоприятная рудовмещающая среда для осаждения и концентрации золота из поступающих ювенильных рудоносных растворов, генетически связанных с магматическими образованиями. В то время как основная часть золотого оруденения Солонеченского месторождения связана с процессом березитизации, а джаспероиды и связанное с ними сурьмяное орудение формировались в тектонических зонах, наложенных на предварительно березитизированные карбонатно-терригенные породы [Харитонов, Шивохин и др., 2009ф].

Глава 5. Физико-химические условия образования руд

В опубликованной литературе встречаются отрывочные сведения о физико-химических условиях образования минеральных ассоциаций Лугоканского рудного узла. Так, В.Д. Сазоновым установлено, что кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом Лугоканского месторождения формировались при температуре 300-150°C. Гидротермы были хлоридно-углекислыми, обогащены сероводородом и насыщены Si, K, Na, Ca, Mg, Fe, Cu, As и др. [Сазонов, 1978].

Для термобарогеохимических исследований нами были отобраны образцы кварцевых жил из нескольких продуктивных золоторудных ассоциаций Лугоканского месторождения и кварц-флюорит-карбонатные брекчии с антимонитом Солонеченского месторождения. Флюидные включения были изучены методами крио-термометрии и Рамановской спектроскопии. В исследуемых образцах (20 прозрачно-полированных пластин) были изучены флюидные включения в кварце и флюорите из нескольких минеральных ассоциаций: золото-пирит-арсенопиритовой, золото-полиметаллической (с халькопиритом), золото-висмутовой и сурьмяно-ртутной. В прозрачно-полированных пластинах были обнаружены первичные и вторичные флюидные включения (ФВ) размером 5 – 45 мкм (первичные) и 50 – 130 мкм (вторичные).

Первичные флюидные включения по соотношению фаз при комнатой температуре подразделены на три основных типа:

Тип I – существенно газовые ФВ, содержащие, главным образом, газовую фазу и небольшое количество солевого раствора;

Тип II – двухфазные ФВ, содержащие солевой раствор и небольшую газовую фазу в виде пузырька и иногда непрозрачную рудную фазу (рис. 5.3);

Тип III – многофазные ФВ, содержащие солевой раствор, газовую фазу и галит (рис. 5.3).

Для крио-термометрических исследований в первую очередь выбирались первичные ФВ, расположенные как по зонам роста кристаллов кварца (рис. 5.1), так и равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца.

В кварце из продуктивных жил с золото-пирит-арсенопиритовой минерализацией Лугоканского месторождения обнаружены ФВ I-, II- (рис. 5.3 а) и III – типов (рис. 5.3 б). Флюидные включения II – типа гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 300-390°C (табл. 5.1). Концентрация солей в растворах включений этого типа составляет 16-22.6 мас. %-экв. NaCl. Температуры плавления эвтектик растворов флюидных включений изменяются от -40 до...-37°C. Интервал температур плавления эвтектик свидетельствует о сложном солевом составе растворов изученных флюидных включений, в состав которых, кроме NaCl, входят хлориды Fe, K и Mg [Борисенко, 1977]. ФВ III – типа также характеризуются высокими температурами гомогенизации 292-380°C и содержат концентрированные растворы – 38-44 мас. %-экв. NaCl.

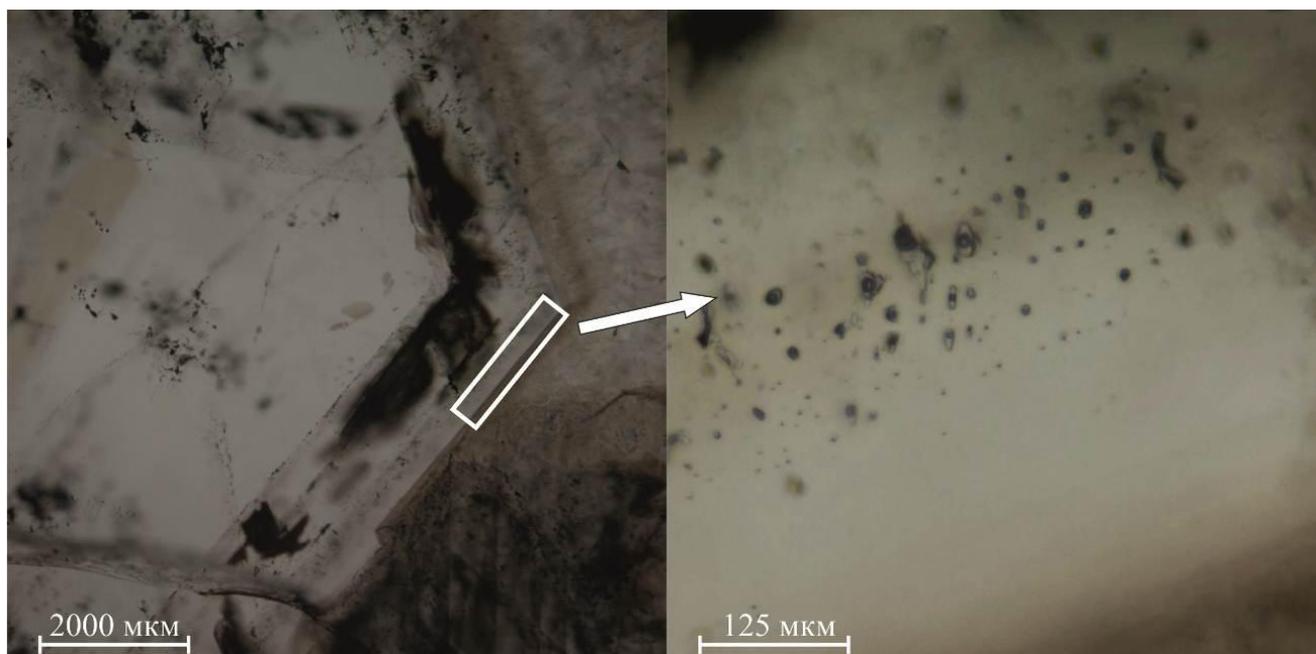


Рис. 5.1. Флюидные включения, расположенные по зонам роста кристалла кварца.

В гидротермальном растворе преобладали хлориды Mg, Na, K, Fe, о чем свидетельствуют температура эвтектики (-41...-38), а также наличие галита. ФВ I – типа часто локализованы в общих зонах роста с ФВ III – типа, что может свидетельствовать о гетерофазном состоянии рудообразующего флюида (вскипании) [Коваленкер и др., 2011; Прокофьев и др., 2012; Николаев и др., 2014]. Во ФВ II и III типа иногда присутствуют очень мелкие фазы, по-видимому, рудного минерала неправильной формы (рис. 5.3 в). ФВ II – типа (по данным Рамановской спектроскопии) характеризуются значительным содержанием углекислоты (рис. 5.2 а) в газовой фазе, также обнаружены включения, содержащие азот (до 25%) (рис. 5.2 б), что может свидетельствовать о глубинном магматическом происхождении флюида (табл. 5.1).

В кварце с халькопиритом и минералами золото-полиметаллической минерализации Лугоканского месторождения содержатся ФВ II и III – типа (рис. 5.3 г, д). В отличие от ФВ кварца золото-пирит-арсенопиритовой минерализации, для ФВ II – типа золото-полиметаллической минерализации характерны более низкие температуры гомогенизации (в жидкую фазу) – 225-290°C. Соленость флюида ФВ II – типа варьирует в диапазоне 11.7 – 21.5 мас.% -экв.- NaCl. ФВ III – типа гомогенизируются при температурах 250-270°C (табл. 5.1), концентрация солей в растворе 35-37 мас. %-экв. NaCl. Среди включений данной генерации встречаются как существенно углекислотные, так и существенно водные.

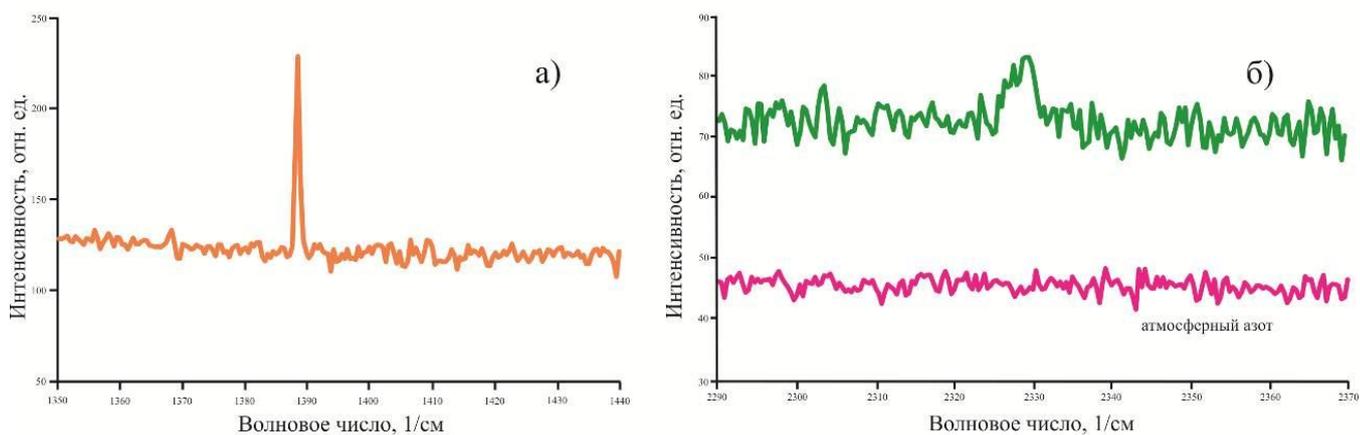


Рис. 5.2. Раман-спектр флюидной фазы: а – CO₂; б – N₂.

Все изученные в кварце и флюорите ФВ из золото-висмутовой и сурьмяно-ртутной минеральных ассоциаций представлены преимущественно II – типом (рис. 5.3 е, з) и гомогенизируются в жидкую фазу.

Для ФВ II типа – из золото-висмутовой минеральной ассоциации Лугоканского месторождения характерны низкие температуры гомогенизации – 170-220°C, которые содержат слабосоленые водные растворы – 3.3-6.4 (12.8) мас.% -экв.- NaCl (табл. 5.1). Редко отмечаются газowo-жидкие ФВ, содержащие непрозрачный игольчатый рудный минерал (рис. 5.3 ж). Среди ФВ данной генерации встречаются только существенно водные (табл. 5.1). Проведенные исследования показали, что золото-висмутовая минеральная ассоциация отлагалась на самых поздних этапах формирования золотого оруденения из низкотемпературных и слабосоленых растворов. Резкое падение концентраций солей во флюиде, вероятно, связано с вовлечением в этот процесс слабоминерализованных метеорных вод.

Для ФВ во флюорите сурьмяно-ртутной минерализации Солонеченского месторождения также установлены низкие температуры гомогенизации – 165-225°C. Концентрация солей в растворах данного типа составляет 7.8-12.8 мас.% -экв.- NaCl. Среди ФВ данной генерации встречаются только существенно водные (табл. 5.1).

На основании исследования флюидных включений в кварце рудных парагенезисов установлено, что по мере эволюции процесса минералообразования происходило постепенное уменьшение концентрации солей и CO₂ в составе рудообразующих флюидов, а также снижение их температуры. Наличие рудных фаз во включениях свидетельствует о потенциальной металлоносности флюида.

Изученные рудные минеральные ассоциации Лугоканского рудного узла по своим физико-химическим параметрам образования близки к ранним золоторудным минеральным ассоциациям

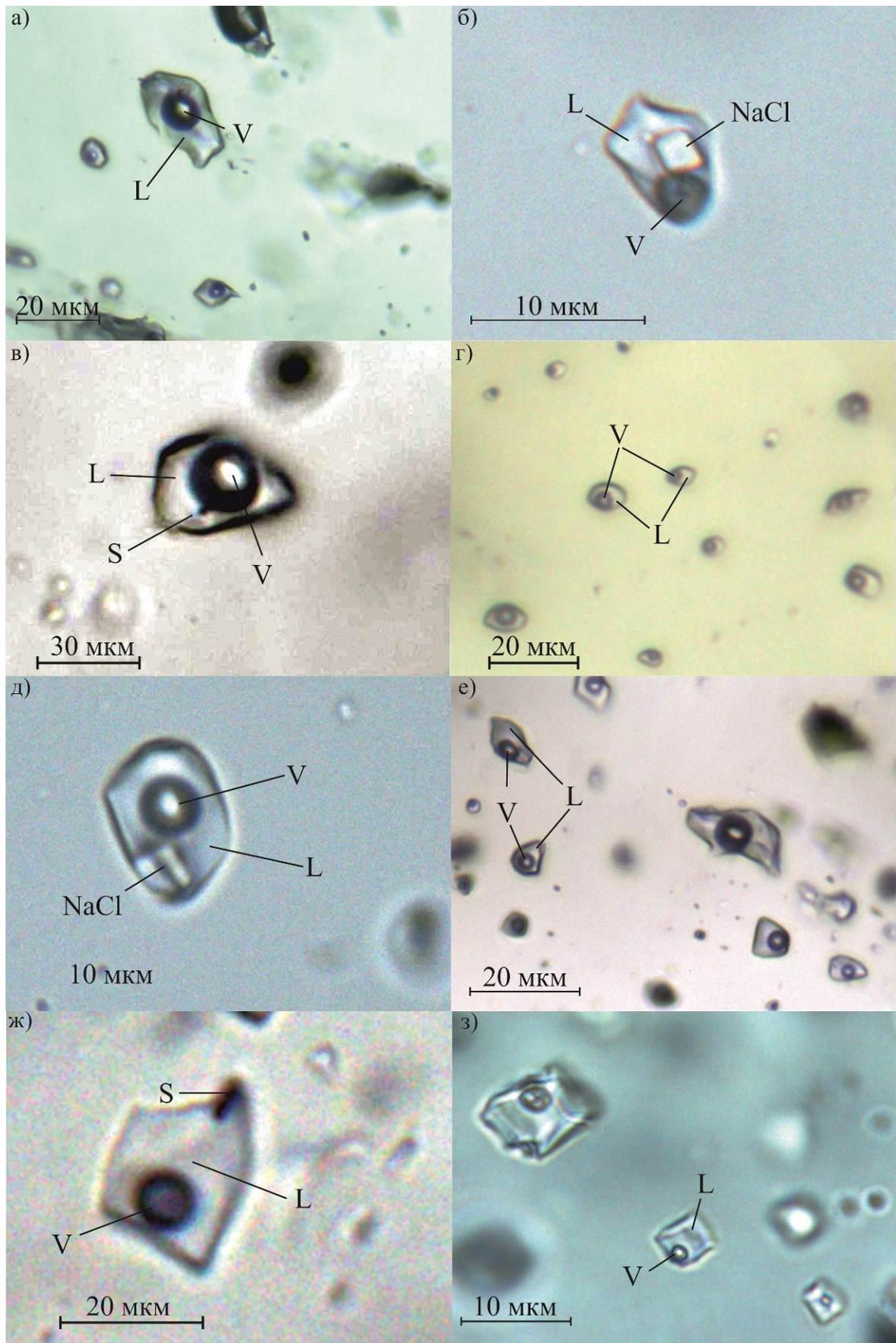


Рис. 5.3. Первичные флюидные включения: а – двухфазное ФВ в кварце (Au-Py-Apy); б – многофазное ФВ с кристаллами NaCl в кварце (Au-Py-Apy); в – двухфазное ФВ с ксеногенной

рудной фазой; г – двухфазное ФВ в кварце (Au-Pb-Zn); д – трехфазное ФВ с кристаллами NaCl в кварце (Au-Pb-Zn); е – двухфазное ФВ в кварце (Au-Bi); ж – двухфазное ФВ с ксеногенной рудной фазой в кварце (Au-Bi); з – двухфазное ФВ во флюорите (сурьмяно-ртутная).

Дарасунского рудного поля [Дмитриев и др., 1971; Ляхов, Дмитриев, 1975; Прокофьев, 2000; Спиридонов и др., 2006; Прокофьев и др., 2000, 2007, 2008]. Так, для кварц-турмалиновой ассоциации Дарасунского месторождения температуры образования составляют 420-320°C, пирит-арсенопиритовой - 380-280°C, и для полиметаллической - 285-230°C. Схожие температуры образования могут быть установлены на месторождении Серебряное, где также широко проявлены ранние золоторудные минеральные ассоциации: золото-пирит-арсенопиритовая (характерная для кварц-серицит±турмалиновых метасоматитов) и золото-полиметаллическая.

Результаты крио-термометрии и Рамановской спектроскопии флюидных включений в минералах Лугоканского и Солонеченского месторождений.

Таблица 5.1.

Порода	Минерал	Тип ФВ	n	Размер вкл. (мкм)	T _{гом.} , °C	T _{пл.льда.} , °C	C _{солей} , масс.% экв. NaCl	Состав газ. фазы (n)
1	кварц	II	43	5-30	300-390	-20...-12	16-22.6	CO ₂ (3), CO ₂ +N ₂ (2)
	-//-	III	14	10-40	292-380	–	38-44	
2	-//-	II	50	5-35	225-290	-18.5...-8	11.7-21.5	CO ₂ (2), H ₂ O (1)
	-//-	III	12	10-45	250-270	–	35-37	H ₂ O(3)
3	-//-	II	30	5-50	170-220	(-2)-4...-9	3.3-6.4 (12.8)	H ₂ O(2)
4	флюорит	II	25	3-40	165-225	-9...-5	7.8-12.8	H ₂ O(3)

Примечание: 1 – кварцевая жила с минералами золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации; 2 – кварцевая жила с халькопиритом и минералами полиметаллической ассоциации; 3 – кварц-адуляровые жилы (с халцедонидным кварцем, флюоритом, и кальцитом) с минералами золото-висмутовой ассоциации; 4 – кварц-флюорит-карбонатная брекчия с антимонитом (джаспероид).

Глава 6. Возраст золотого оруденения и источники рудного вещества

6.1. Возраст золотого оруденения и его корреляция с магматизмом

Важной проблемой генезиса золоторудных месторождений Восточного Забайкалья является определение возраста золотого оруденения, что является основой его корреляции с магматизмом и анализа металлогении золота Восточного Забайкалья. Полученные А.С. Борисенко с соавторами [2010] данные (Ar-Ar, Re-Os методы) показывают, что возраст золотого и золотосодержащего оруденения охватывает интервал верхняя юра – ранний мел. К наиболее ранним относятся Cu-Мо (Au) порфировые месторождения (159-157 млн. лет, Шахтаминское месторождение). Возраст золото-сульфидно-кварцевого оруденения несколько моложе 158.5±2 (месторождение Дарасун, полиметаллическая стадия). Время формирования золото-серебряного оруденения укладывается в интервал 150-143 млн. лет (Балейское и Пильнейское месторождения). Возраст сурьмяно-ртутного оруденения также отвечает раннему мелу (142.5±1.5 млн. лет, Жипкошинское месторождение).

В обзорной работе по металлогении Центральной Азии [Goldfarb et al., 2014] Лугоканское месторождение отнесено к раннемеловому возрасту. По другим данным, возраст гидротермалитов Лугоканского месторождения (правда, определенных К-Ag методом) составляет 157-132 млн. лет [Сазонов, 1978]. Проведенные нами исследования возраста К-содержащих минералов синрудных парагенезисов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по методике ступенчатого прогрева, подробно описанной ранее [Травин и др., 2009], показали, что формирование золотого оруденения в пределах Лугоканского рудного узла происходило в позднеюрское время. Полученные возрастные спектры, представленные на рис. 6.1, могут интерпретироваться как ненарушенные и слабо нарушенные. Во всех спектрах выделяется плато, соответствующее предложенным критериям [Fleck et al., 1977].

Общим для большинства золоторудных месторождений Восточного Забайкалья является генетическая связь золотого оруденения с интрузивными комплексами позднеюрского возраста. Формирование ранней золото-висмутовой ассоциации на Средне-Голготайском месторождении связывается с внедрением магматических тел амуджиканского комплекса и, в первую очередь, с дайками кварцевых монзонитов и гибридных порфириров [Евсеев, 1975; Полохов и др., 1977]. На Дарасунском месторождении рудный этап характеризуется пестрой гаммой магматических пород амуджиканского комплекса, с которыми связывают золоторудную минерализацию. В связи с этим мы более детально остановимся на вопросах возраста, источников и генетических особенностях шахтаминского и порфирирового комплексов, широко проявленных в пределах Лугоканского рудного узла. В качестве эталонного объекта для сравнения нами взято Шахтаминское месторождение, где впервые Ю.А. Билибиным в 1953 г. был выделен шахтаминский, и широко проявлен порфирировый комплекс.

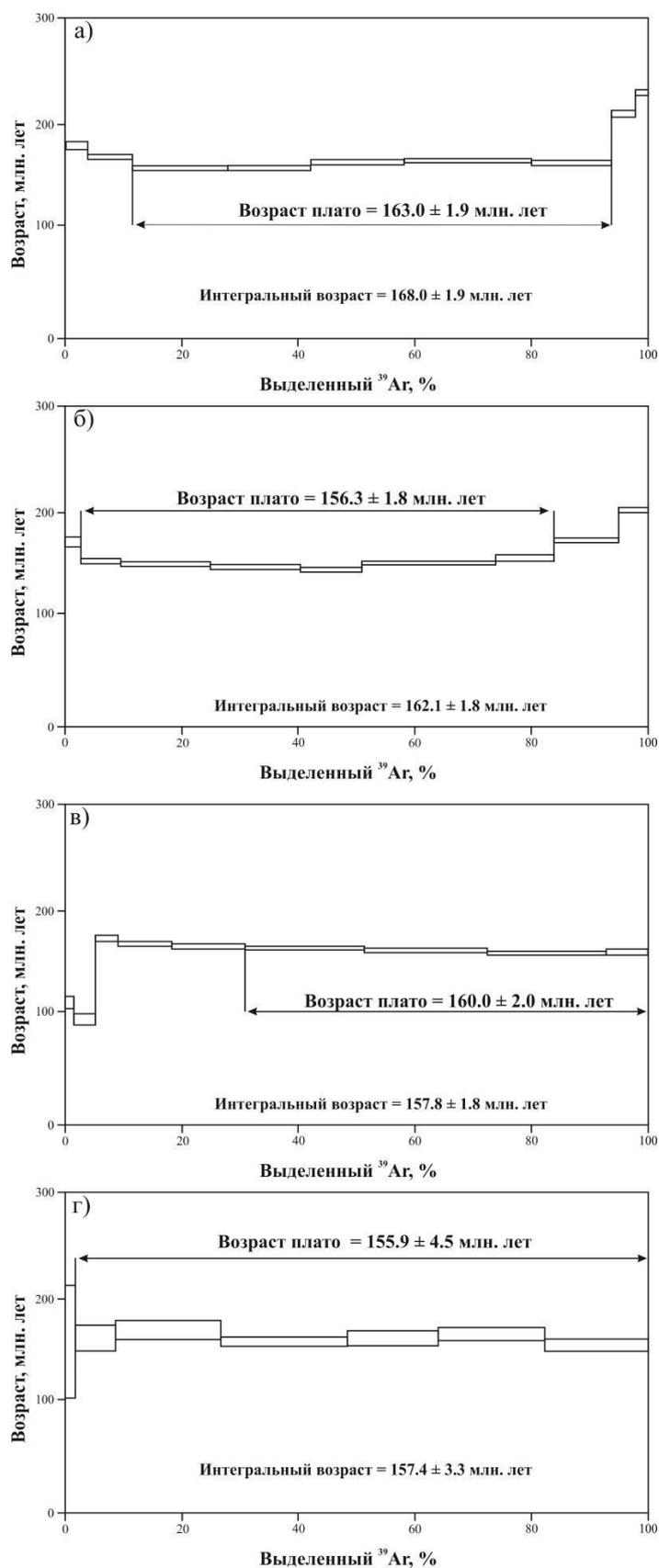


Рис. 6.1. Ar-Ar возрастные плато: а – серицит (золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация Серебряного месторождения); б – флогопит (золото-халькопиритовая ассоциация Лугоканского месторождения); в – серицит (золото-полиметаллическая ассоциация Серебряного месторождения); г – адуляр (золото-висмутовая ассоциация Лугоканского месторождения).

Шахтаминский комплекс длительное время изучался многими исследователями. Вместе с тем, данные абсолютного возраста пород шахтаминского и порфирового комплексов (К-Аг метод), имеющиеся в литературе, в большинстве своем противоречивы. В последних работах А.П. Берзиной с соавторами [2013] были детально разобраны вопросы возраста, источников и генетических особенностей двух магматических комплексов. Возраст монцонитов (U-Pb метод) составляет – 161.7 ± 1.4 млн. лет (первая фаза внедрения $v\xi_1s$), гранитов – 161.0 ± 1.7 млн. лет (вторая фаза внедрения γ_2s). В то время как для порфирового комплекса возраст формирования составляет: для монцонит-порфиров – 159.3 ± 0.9 млн. лет и гранит-порфиров – 155.0 ± 1.7 млн. лет [Берзина и др., 2013]. Полученные нами данные о возрасте монцонит-порфиров (Аг-Аг методом, рис. 6.2) (154.6 ± 1.5 млн. лет) Лугоканского рудного узла совпадают с возрастом порфирового комплекса на Шахтаминском месторождении. Близкий возраст формирования имеют магматические породы амуджикано-сретенского комплекса (Карийское рудное поле), контролирующие золоторудную минерализацию: возраст гранитов (Аг-Аг метод) составляет (γ_{3as}) – 155.9 ± 1.8 млн. лет, “гибридных” порфиров – 154.3 ± 1.8 млн. лет [Ефремов и др., 2013].



Рис. 6.2. Возраст дайки монцонит-порфиров месторождения Серебряного.

Геохронологический возраст шахтаминских гранитоидов отвечает финальному этапу коллизионного процесса – столкновению двух континентов в условиях закрытия Монголо-Охотского океана (в пределах его Забайкальского сектора). Время развития порфирового магматизма в регионе отвечает перестройке геодинамического режима на постколлизионный

[Берзина и др., 2013]. Порфировый комплекс Лугоканского рудного узла представлен породами высоко-К известково-щелочной и латитовой серии (рис. 6.3) и относится к образованию I-типа, что позволяет предполагать участие мантийного компонента в магмообразовании. Это подтверждается высокими содержаниями в породах (г/т): Ni (48-96), Cr (92-493), V (115-142).

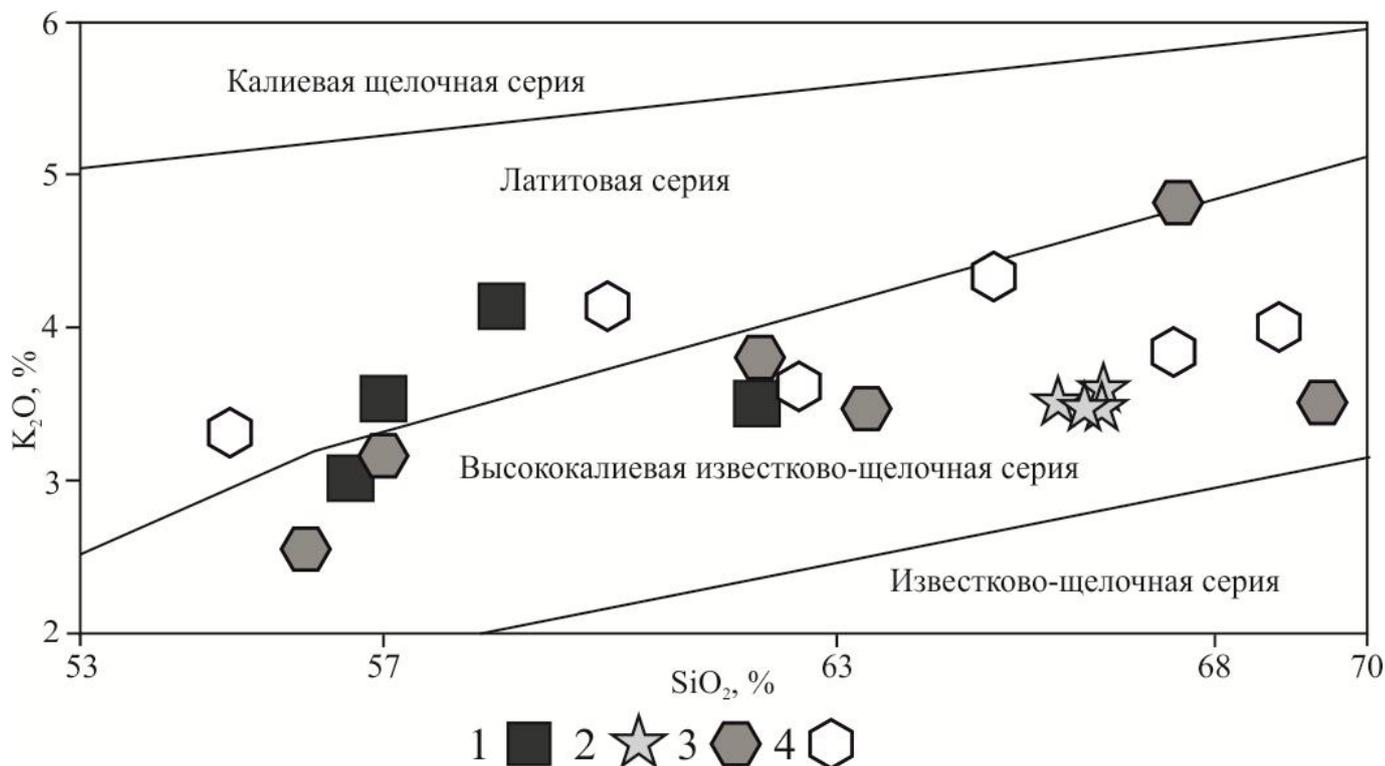


Рис. 6.3. Соотношение K_2O и SiO_2 для магматических пород Лугоканского рудного узла и Шахтаминского месторождения.

1 – порфировый комплекс (Лугоканский рудный узел); 2 – шахтаминский комплекс (Лугоканский рудный узел, Сазонов, 1978); 3 – шахтаминский комплекс (Шахтаминское месторождение, Берзина и др., 2013); 4 – порфировый комплекс (Шахтаминское месторождение, Берзина и др., 2013).

Примечание: Поля отдельных пород по: (Ewart, Taylor, 1969; Grill, 1981; Peccerillo, Taylor, 1976; Rickwood, 1989).

Спектры распределения микроэлементов в монзонит-порфирах характеризуются положительными аномалиями Rb, Th, U, отрицательными аномалиями Nb, Ta, высокими содержаниями LREE и низкими HREE, свидетельствующими о существенной роли субдукционного компонента в магматической системе. Становление средне-позднеюрских интрузивных комплексов в Восточном Забайкалье произошло после завершения субдукции [Зоненшайн и др., 1990; Zorin et al., 2011]. В качестве первичного источника порфирового комплекса А.П. Берзина с соавторами [Берзина и др., 2013] предполагают мантию, метасоматизированную в процессе субдукции, и/или мафическую ювенильную кору,

формировавшуюся при поступлении базитовых расплавов – производных такой мантии [Richards, 2011; Li et al., 2011]. На диаграммах отношений несовместимых элементов (рис. 6.4), используемых в качестве индикаторов модельных резервуаров – источников магм [Коваленко и др., 2009], составы магматических пород Шахтаминского месторождения и пород порфирового комплекса Лугоканского рудного узла расположены как вблизи составов метасоматизированной мантии, так и континентальной коры, что предполагает участие мантии и коры в магмообразовании.

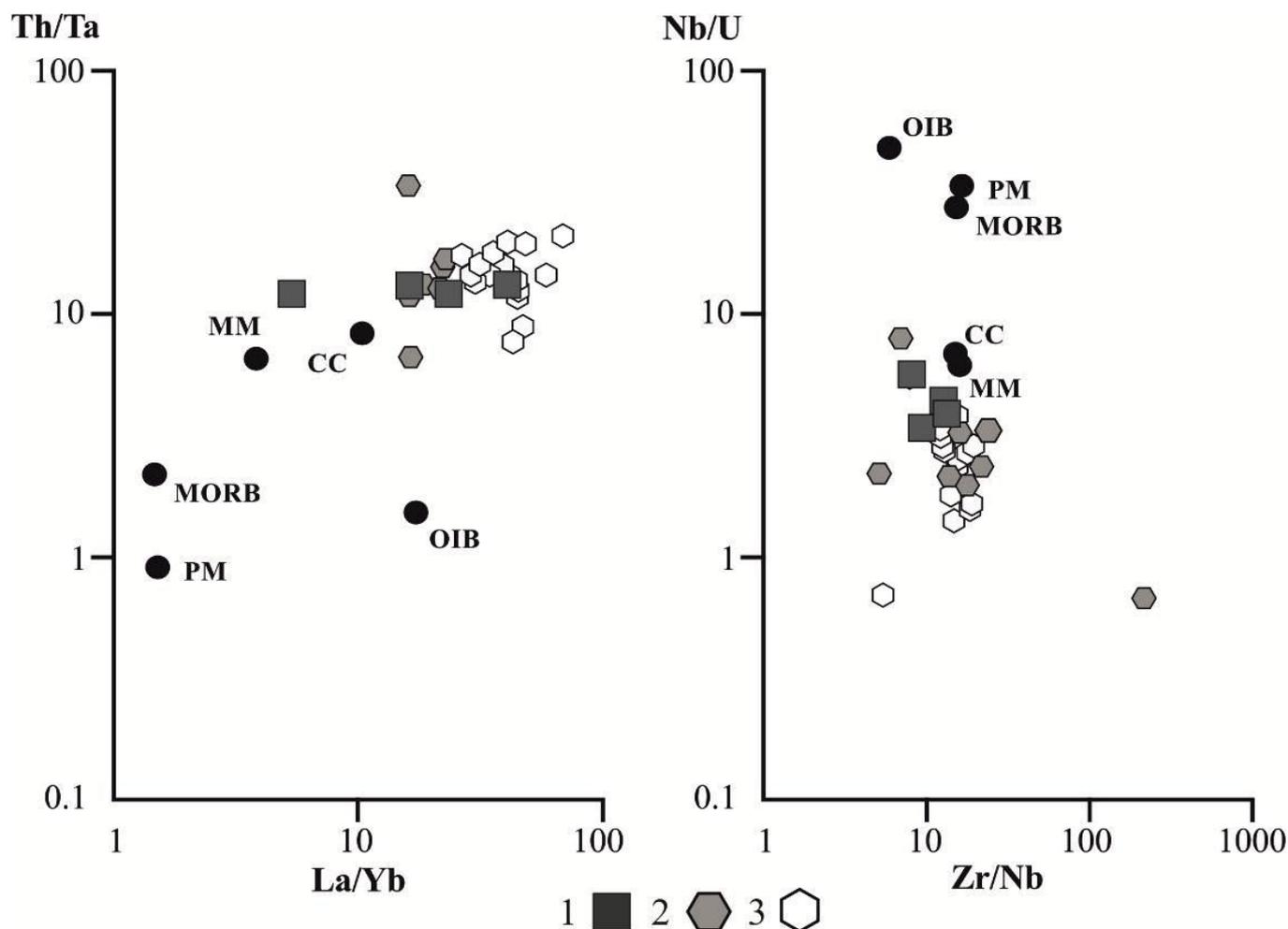


Рис. 6.4. Составы магматических пород порфирового комплекса Лугоканского рудного узла и Шахтаминского месторождения на диаграммах парных отношений несовместимых элементов.

Примечание: CC – континентальная кора [Rudnik, Gao, 2003], MM – метасоматизированная мантия [Kelemen et al., 2007], MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Kelemen et al., 2007], OIB – базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989], PM – примитивная мантия [McDonough, Sun, 1995].

О мантийном и коровом источниках позднеюрских магматических расплавов и рудоносных флюидов в Восточном Забайкалье также свидетельствует ряд фактов:

– участие, наряду с мантийными латитовыми, известково-щелочных магм в составе рудогенерирующих магматических тел; частая перемежаемость во времени производных

латитовой, известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной магм [Спиридонов, Зорина, 2006];

– пространственная и временная, а в Дарасунском рудном узле и генетическая связь оруденения с этими магматическими образованиями [Прокофьев и др., 2000; Прокофьев, Зорина, 1996];

– вариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7050 в латитовых сериях, до 0.7130 в известково-щелочных этих магматических тел [Плюсин и др., 1988];

– изотопные состав Pb [Спиридонов и др., 1986; Плюсин и др., 1988; Прокофьев и др., 2000].

Все перечисленные выше данные говорят о том, что магматические породы порфиривого комплекса формировались в постколлизийной обстановке, а источники расплавов находились не только в коре, но и в мантии. Это хорошо обосновывается моделью, предложенной А.М. Спиридоновым с соавторами [Спиридонов и др., 2006]: мезозойский магматизм в Забайкалье начался с внедрением шошонит-латитовой магмы, которая инициировала плавление континентальной коры с образованием в промежуточных камерах известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной магм, чем объясняется наблюдаемая в большинстве рудно-магматических системах перемежаемость во времени и пространстве производных этих трех видов магм. Источником шошонит-латитовых магм стал астеносферный выступ, образовавшийся в процессе сжатия во время коллизии континентов. Воздействие его горячего вещества на кору привело к выплавлению промежуточных (в том числе и кислых) магм с повышенной щелочностью. Эти магмы функционировали на коллизийном и рифтогенном этапах развития региона [Спиридонов, Зорина, 2006].

Полученные данные позволяют, в первую очередь, рассмотреть вопрос о связи золоторудной минерализации Лугоканского рудного узла с конкретными магматическими образованиями. Формирование золотого оруденения Лугоканского рудного узла тесно связано со становлением шахтаминского и порфиривого магматических комплексов. Так, наиболее ранние золоторудные ассоциации (золото-пирит-арсенопиритовая и золото-халькопиритовая) связаны со становлением шахтаминского комплекса (рис. 6.5). В то же время золото-висмутовая и золото-полиметаллическая ассоциации пространственно и генетически связаны со становлением порфиривого комплекса. На это указывает близкий возраст формирования порфиривого комплекса и золоторудной минерализации, а также приуроченность ее к ареалам развития монцонит-, диорит- и гранит-порфиров. Развитие процессов магматизма и рудообразования в Лугоканском рудном узле, по данным прямых геологических наблюдений и Ar-Ar датирования, выражается следующим последовательным рядом: Au-As (163 ± 1.9 млн. лет, Ar-Ar) → шахтаминский комплекс ($161.7-161$ млн. лет, U-Pb) → Au-Cu (160 ± 2 млн. лет, Ar-Ar) → порфиристый комплекс (159-155

млн. лет U-Pb, Ar-Ar) → Au-Pb-Zn (156.3±1.8 млн. лет, Ar-Ar) → Au-Bi (155.9±4.5, Ar-Ar) → Au-Ag → Sb-Hg.

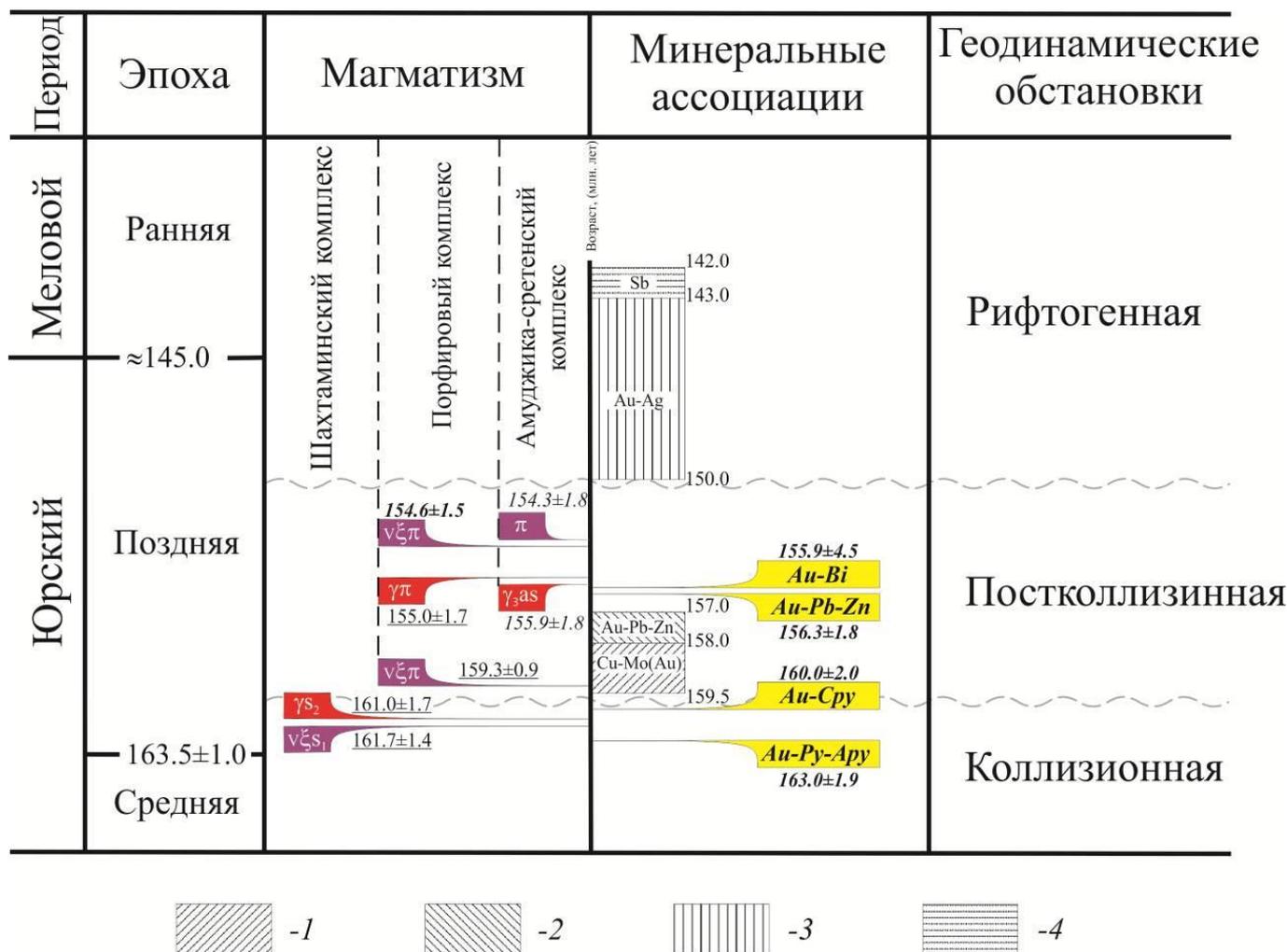


Рис. 6.5. Возраст золоторудной минерализации и ее корреляция с магматическими комплексами юрского возраста. Цифрами показаны рубежи формирования золотого и золотосодержащего оруденения: 1 – Cu-Mo (Au), Шахтаминское месторождение; 2 – Au-Pb-Zn, Дарасунское месторождение и Карийский рудный узел (Амурская дайка); 3 – Au-Ag, Балейское и Карийский рудный узел (Пильнейское месторождение); 4 – Sb-Hg (Au), Жипкошинское месторождение.

Примечание: Жирным, курсивным шрифтом выделены датировки, полученные Ar-Ar методом автором, курсивом – Ar-Ar [Ефремов и др., 2013], подчеркнутым – U-Pb [Берзина и др., 2013].

Нельзя также не отметить, что полученная оценка возраста для Лугоканского рудного узла близка возрасту других рудных объектов. Так, для пород амуджикано-сретенского комплекса, со становлением которого связана золоторудная минерализация Карийского рудного поля, получены близкие изотопные возраста: 154.3±1.8 и 155.9±1.8 [Ефремов и др., 2013].

6.2. Изотопный состав серы сульфидных минералов.

Проведенные исследования изотопного состава серы сульфидных минералов из различных типов золоторудных, сурьмяных, ртутных и комплексных месторождений Восточного Забайкалья, показали широкие вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ от -13.4 до +14.1‰ (рис. 6.6).

Большинство месторождений по изотопным отношениям серы группируются около метеоритного уровня. Условно можно выделить две группы изотопов серы – группа сульфидов с серой, близкой к метеоритному отношению с незначительными отклонениями в сторону облегчения или утяжеления, и сульфиды с тяжелой серой.

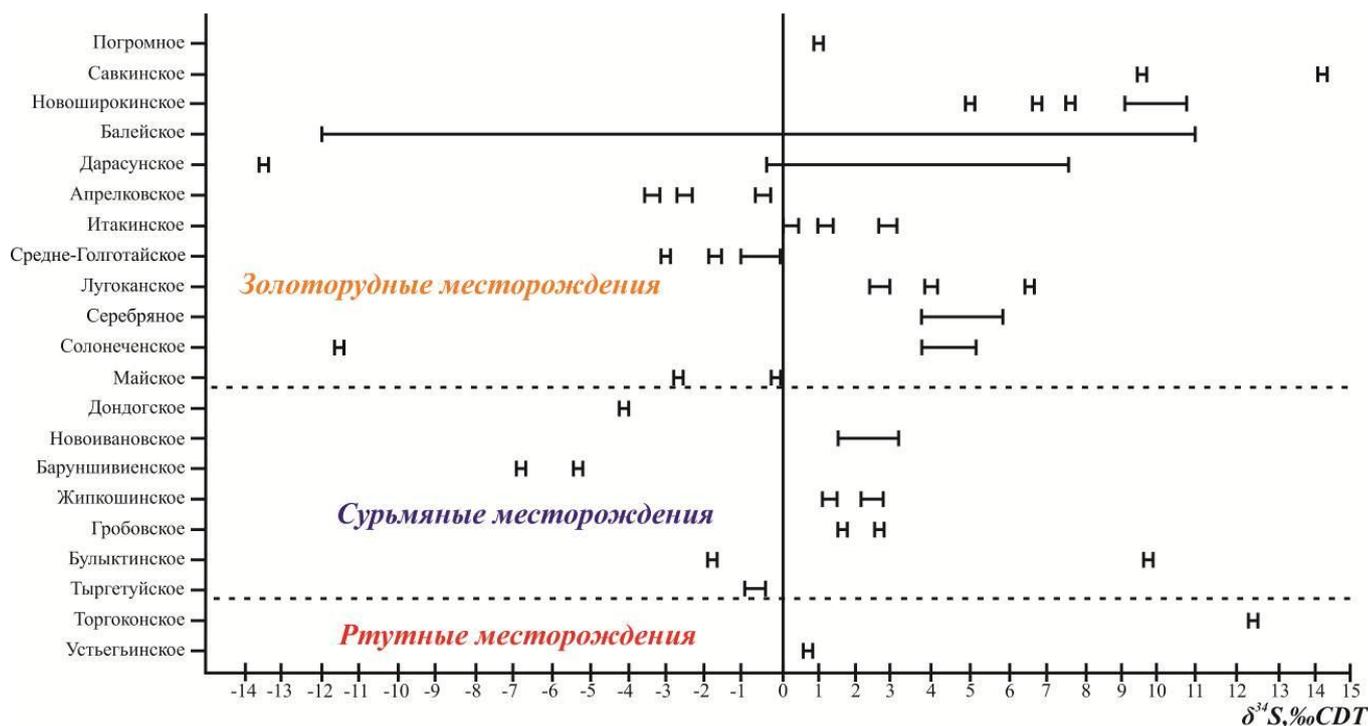


Рис. 6.6. Изотопный состав серы сульфидных минералов из различных типов золоторудных, сурьмяных и ртутных месторождений Восточного Забайкалья.

К первой группе относятся многие золоторудные, сурьмяные и комплексные месторождения. Сульфидные минералы Sb-(Hg)-месторождений обладают гомогенной серой, близкой по составу к метеоритной (мантийной) сере (рис. 6.7). Диапазон вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ для антимонитовой минерализации варьирует от -1.9 до +3.2‰ (табл. 6.1): на Тыргетуйском месторождении (от -0.5 до -0.8‰), Жипкошинском (от +1.1 до +3.2‰), Булыктинском (-1.9‰), Грбовском (от +1.6 до +2.8‰). Более широким диапазоном колебаний изотопного состава серы сульфидных минералов характеризуются крупные золоторудные месторождения, руды которых сложены самостоятельными и разноэтапными минеральными ассоциациями. Так, для Дарасунского месторождения соотношения изотопов серы изменяется от -13.4 до +7.8‰ (с учетом данных Прокофьев и др., 2000).

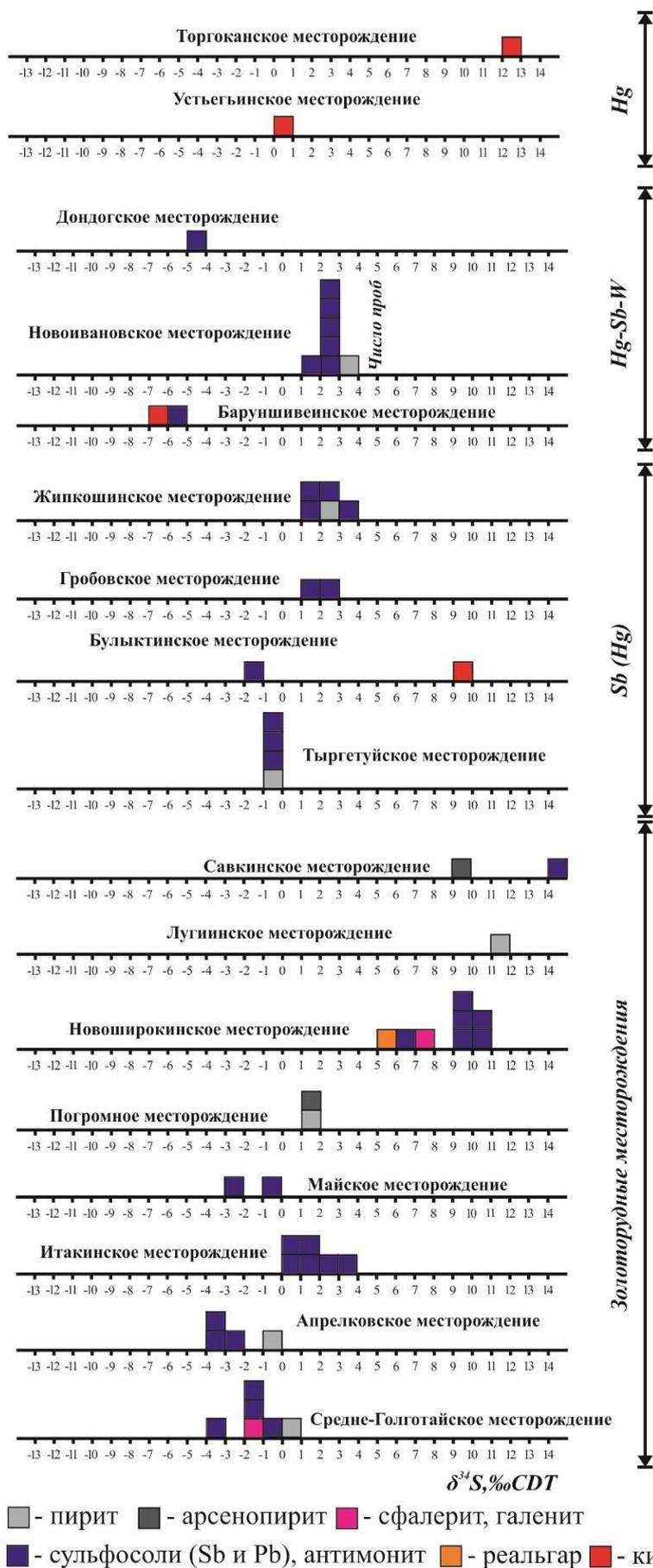


Рис. 6.7. Гистограммы изотопного состава сульфидных минералов из различных типов золоторудных, сурьмяных и ртутных месторождений Восточного Забайкалья.

Проведенные ранее исследования [Прокофьев и др., 2000] изотопного состава серы сульфидных минералов Дарасунского месторождения выявили закономерное увеличение содержания тяжелых изотопов серы от ранних к поздним минеральным ассоциациям (‰): арсенопирите – от +0.7 до +0.8; пирите – от +0.7 до +3; халькопирите – от +0.7 до +3.1; в сфалерите – от +3.8 до +4.4; в пирротине – +0.7; в блеклой руде – +0.8; в сульфосолях от +0.8 до +7.8. Модальные значения изотопного состава серы сульфидных минералов, как видно на рис. 6.8, лежат в области нулевых и положительных значений. Это указывает на то, что главным источником серы сульфидных минералов Дарасунского месторождения является мантийный источник ($0 \pm 3\%$) [Ohmoto, 1986]. Широкими вариациями изотопного состава серы сульфидных минералов характеризуются Балеysкое месторождение (рис. 6.8). По данным А.М. Спиридонова с соавторами [2010], сера раннего пирита в рудах Балеysкого месторождения близка к сере метеоритов, что обычно рассматривается как показатель ювенильного происхождения источников рудного вещества ($\delta^{34}\text{S} - 1.6\%$). В период формирования продуктивных ассоциаций «балеysких руд» резко активизировались процессы мобилизации серы пород, а также ранних сульфидно-кварцевых руд, о чем говорит изменчивый состав изотопов серы: $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от -11.8 до +11‰ (относительно изотопов серы сульфидов ранних руд: $\delta^{34}\text{S} - 1.6\%$). Для выявления характера изменчивости $\delta^{34}\text{S}$ руд М.М. Константинов и Т.Н. Косовец [2011] сочли возможным воспользоваться более четко выраженной характеристикой $\delta^{34}\text{S}$ – модальным интервалом и его максимумом – пиком моды, предполагая, что он может соответствовать составу серы главенствующего ее источника. Так, Балеysкое месторождение характеризуется повышенными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в интервале -2 до +2‰, с модой от -1 до +1‰, что говорит о ее мантийном происхождении. Мантийный источник серы характерен и для других золоторудных месторождений Забайкалья: Теремкинское (от +1.2 до +3.8‰), Погромное (от +1.1 до +1.2‰), Средне-Голготайское (от 0 до -3‰).

Изотопный состав серы сульфидных минералов Лугоканского рудного узла, приведенный в таблице 6.2, достаточно однороден для большинства сульфидных минералов и варьирует в диапазоне от +2 до +6.6‰. Сравнительный анализ изотопов серы Лугоканского рудного узла и Дарасунского месторождения показывает близость их составов (рис. 6.8). Так, для месторождений Лугоканского рудного узла также установлена тенденция к обогащению серы сульфидных минералов тяжелым изотопом от ранних минеральных ассоциаций к поздним (‰): на Лугоканском месторождении (пирит +2.5, арсенопирит +3, халькопирит от +3.8 до +4.1, висмутин +6.6), на Серебряном (арсенопирит от +3 до +4.6, пирит от +4.4 до +4.9, пирротин +2.8, сфалерит +2, сульфосоли и антимонит от +3.7 до +5.8), на Солонеченском (пирит +3.3, антимонит от +3.9 до +5.2). Такая своеобразная изотопная зональность была установлена Л.В. Алабиным и Л.К. Павловой [1991] на золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау. Она выражается, главным образом, в обогащении серы тяжелым изотопом: от ранних минеральных ассоциаций к поздним;

от корневых и стволовых рудных полей и месторождений к фронтальным [Алабин, Павлова, 1991].

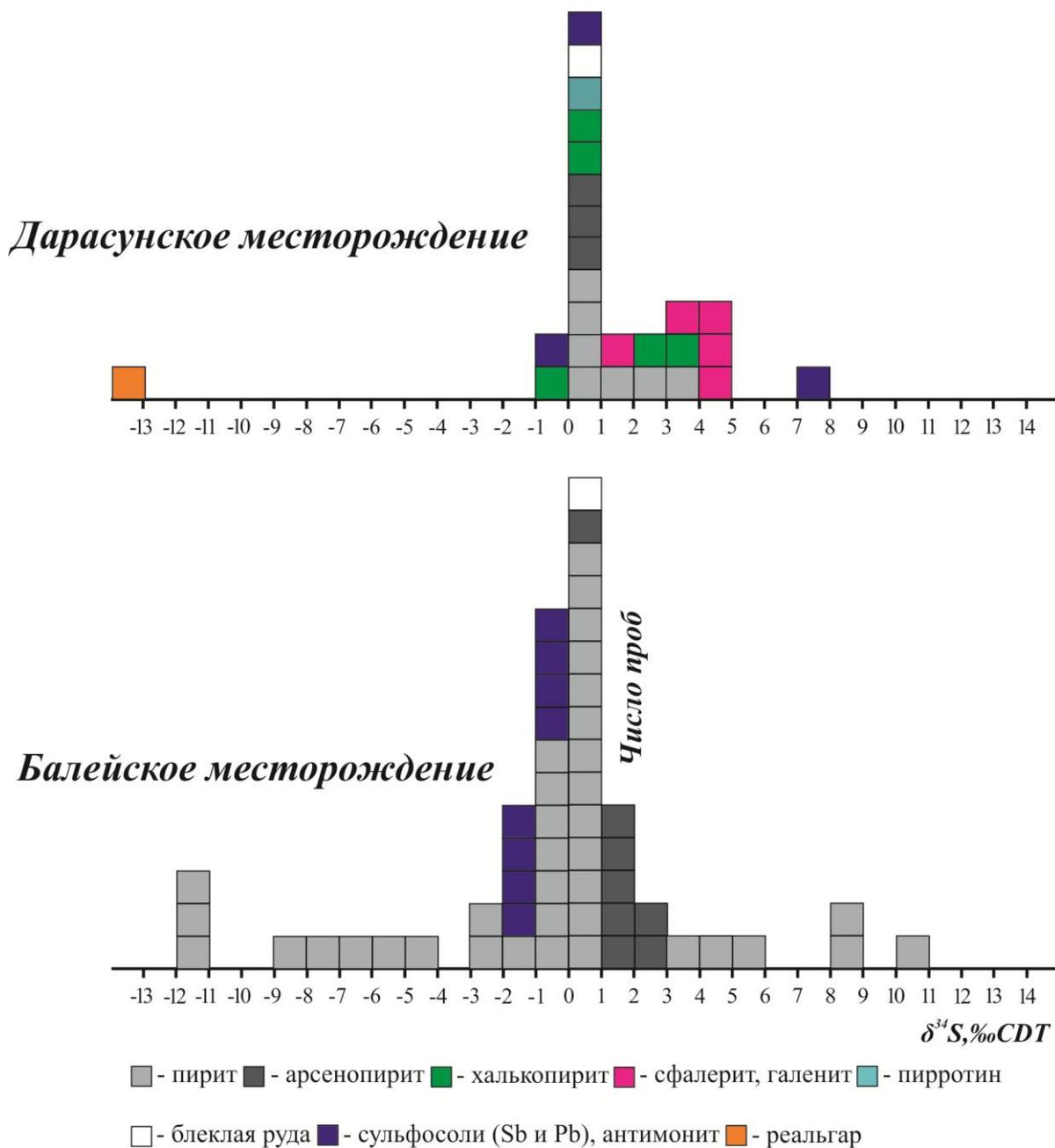


Рис. 6.8. Изотопный состав серы сульфидных минералов Балейского и Дарасунского месторождений (с учетом данных Прокофьев и др., 2000 - Дарасунское м-е; Константинов, Косовец, 2011 - Балейское м-е).

В отличие от Дарасунского месторождения, модальные значения изотопного состава серы сульфидных минералов месторождений Лугоканского рудного узла, как видно на рис. 6.9, лежат в области от +2 до +6.6‰. Это свидетельствует о хорошей гомогенизации серы в

высокотемпературном магматическом очаге, а также указывает на то, что главным источником серы сульфидных минералов является мантийно-коровый источник.

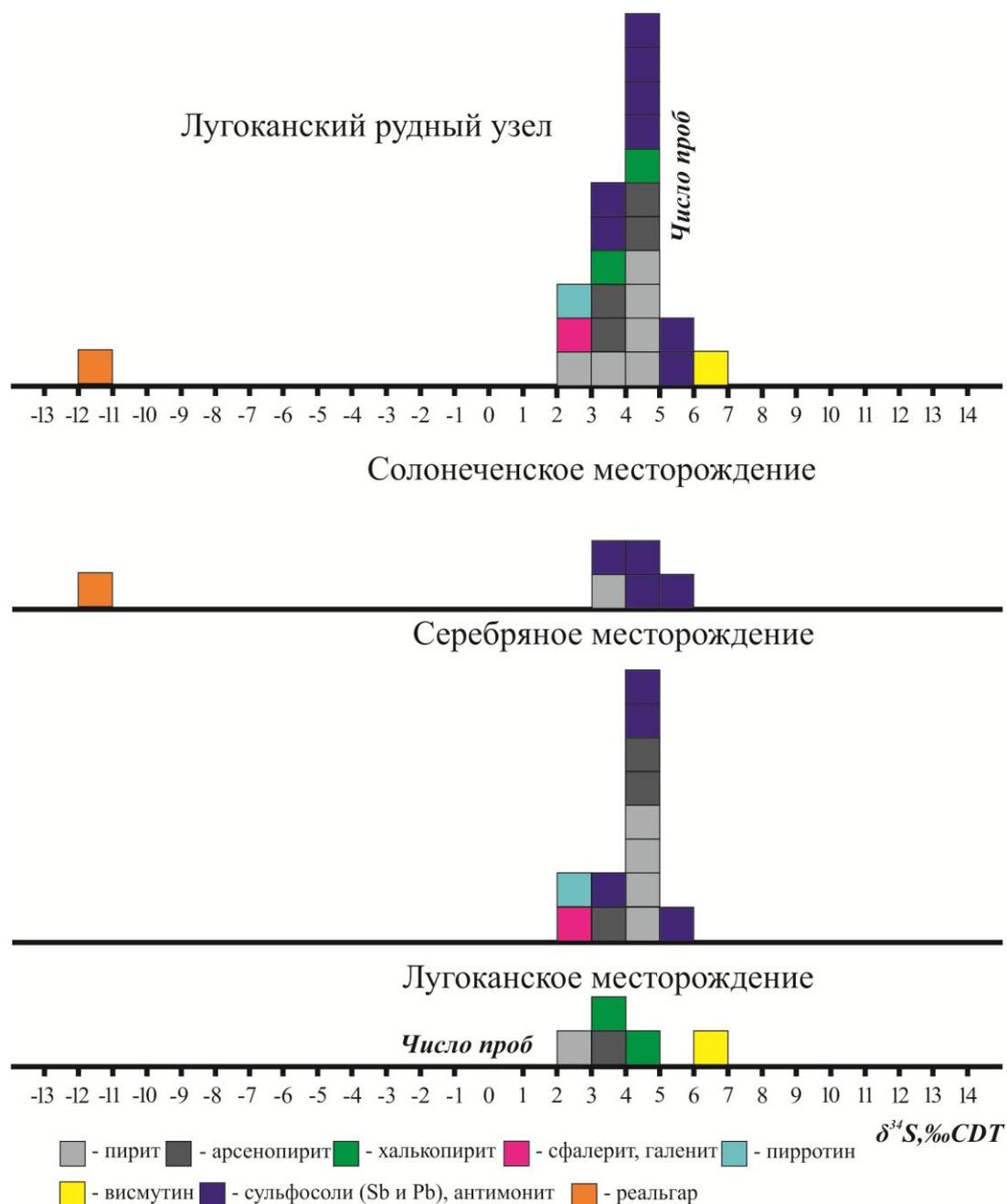


Рис.6.9. Изотопный состав серы сульфидных минералов Лугоканского рудного узла.

Узкий диапазон колебаний изотопного состава серы устанавливается для месторождений, генетически и парагенетически связанных с магматическим очагом [Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., 1974]. Это также в целом подтверждает вывод о генетической связи золоторудной минерализации Лугоканского рудного узла с верхнеюрскими магматическими комплексами.

Общей чертой для Дарасунского и в целом для Лугоканского рудного узла является большие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ в реальгаре: -11,6‰ на Солонеченском месторождении и - 13,4‰ на Дарасунском месторождении. Обогащение серы поздних сульфидов легким изотопом $\delta^{32}\text{S}$ может

быть объяснено частичным окислением сульфидной серы рудного раствора или флюида при повышении окислительного потенциала, происходит разделение изотопов между окислительными и восстановленными формами серы, причем последние обогащаются изотопом S^{32} . В таких случаях рудный процесс заканчивается отложением гипогенных сульфатов, в нашем случае барита, находящегося в ассоциации с реальгаром и аурипигментом. Большие отрицательные значения $\delta^{34}S$ в реальгаре обусловлены не разными источниками серы, а главным образом зависят от температуры и соотношения окисленных и восстановленных форм.

По мнению В.А. и Л.Н. Гриненко [1974], обогащение сульфидов изотопом S^{32} зависит от температуры процесса и доли серы, перешедшей в окисленную форму: чем ниже температура и чем больше окисленной серы, тем больше содержание легкого изотопа в остаточном сульфиде. Присутствие серы из различных источников установлено на Булыктинском Sb-(Hg)-месторождении. Сера антимонита Булыктинского месторождения слабо обогащена изотопом $\delta^{32}S$ ($\delta^{34}S -1.9\%$), в то время как сера киновари напротив сильно обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}S +9.8\%$). В данном случае, чтобы оценить роль различной серы в рудном процессе, необходимо сопоставить изотопные данные для генетически сходных месторождений региона. Как было показано выше, Sb-(Hg)-месторождения Восточного Забайкалья обладают гомогенной серой, близкой по составу к метеоритной (мантийной) сере ($\delta^{34}S$ от -1.9 до $+3.2\%$). На основании этих данных предполагается, что существовали два источника серы руд: мантийный и сульфатный.

Ко второй группе относятся золото-полиметаллические месторождения Широкинского рудного узла, локализованные в юрских вулканогенно-осадочных породах. Характерной чертой большинства сульфидов рудного поля является их существенное обогащение тяжелым изотопом - от $+5$ до $+11.7\%$ (табл. 6.2). Так, для Новоширокинского месторождения наиболее низкие значения $\delta^{34}S$ установлены в Кочковской зоне: реальгар – $+5\%$; антимонит – $+6.9\%$; сфалерит – $+7.6\%$, для Тимошенского участка: антимонит – от $+9.3$ до $+10.7\%$. Для пирита Лугиинского месторождения $\delta^{34}S$ составляет $+11.7\%$.

Сульфатный источник характерен для многих других полиметаллических месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочных породах [Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., 1974; Константинов, Косовец, 2011]. Сульфатный источник серы характерен также для Торгоканского Hg-месторождения ($\delta^{34}S +12.4\%$).

Значительное обогащение “тяжелым” изотопом серы выявлено и на Савкинском золоторудном месторождении: арсенопирит – $+9.5\%$, антимонит – $+14.1\%$, (табл. 6.2). Такие величины могут быть объяснены смешением сульфатной и ювенильной серы. По поводу способа вовлечения сульфата в рудный процесс высказываются различные мнения (участие сульфатных рассолов, ассимиляция осадочной серы магмой, участие сульфата морской воды и др.) [Константинов, Косовец, 2011].

В заключении можно отметить, что по изотопному составу серы месторождения Лугоканского рудного узла имеют много сходных черт с Дарасунским месторождением. Изотопный состав серы сульфидных минералов однороден и варьирует в диапазоне от +2 до +6.6‰. Согласно исследованиям предшественников, такое незначительное утяжеление серы относительно метеоритного стандарта свидетельствует о глубинном эндогенном (мантийно-коровом) источнике серы рудных минералов [Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., 1974; Рай, Омото, 1977; Виноградов, 1980; Seal Robert R. II, 2006]. Узкий диапазон колебаний изотопного состава серы подтверждает вывод о генетической связи золоторудной минерализации Лугоканского рудного узла с верхнеюрскими магматическими комплексами.

Все это позволяет сделать вывод, что в пределах Лугоканского рудного узла проявлена не только эндогенная, но и изотопная зональность. Это проявляется как в последовательном сокращении в рудах доли высоко- и среднетемпературных ассоциаций от центральной части рудного узла к флангам, так и в закономерным увеличением содержания тяжелых изотопов серы от ранних минеральных ассоциаций к поздним. Изотопная зональность Лугоканского рудного узла обусловлена фракционированием изотопов мантийной серы и заимствованием коровой серы из вмещающих пород в процессе развития и эволюции единой рудно-магматической системы.

Изотопный состав серы сульфидных минералов из различных типов золоторудных, сурьмяных, ртутных и комплексных месторождений Восточного Забайкалья, ‰.

Таблица 6.1.

№ п.п.	Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰CDT}$
1	Устьегинское	киноварь	0.8
2	Торгоканское	киноварь	12.4
3		марказит	-0.9
4	Тыргетуйское	антимонит	-0.5
5		-//-	-0.8
6		-//-	-0.8
7	Булыкгинское	антимонит	-1.9
8		киноварь	9.8
9	Гротовское	антимонит	2.8
10		-//-	1.6
11		пирит	2.2
12		антимонит	3.2
13	Жипкошинское	-//-	1.1
14		-//-	1.5
15		-//-	2.7
16	Барун-Шивия	антимонит	-5.2
17		киноварь	-6.9
18		пирит	3.3
19	Новоивановское	антимонит	2.8
20		-//-	1.6
21		-//-	2.4

Продолжение таблицы 6.1

22		-//-	2
23		-//-	2.5
24		-//-	2.4
25	Дондогское	антимонит	-4.1
26	Майское	антимонит	-2.7
27		-//-	-0.1
28		пирит	0
29		галенит	-1
30	Средне-Голготайское	антимонит	-1.9
31		-//-	-1.7
32		-//-	-0.5
33		-//-	-3
34		антимонит	0
35		-//-	0.3
36	Итакинское	-//-	1.4
37		-//-	3.2
38		-//-	1
39		-//-	2.7
40		пирит	-0.5
41	Апрелковское	антимонит	-3.4
42		-//-	-3.4
43		-//-	-2.7
44		пирит	1.2
45		халькопирит	-0.7
46	Дарасунское	сфалерит	1.6
47		антимонит	-0.2
48		реальгар	-13.4
49		Балейское	антимонит
50		антимонит	9.3
51		-//-	9.7
52		-//-	10.1
53	Новоширокинское	-//-	9.8
54		-//-	10.7
55		сульфосоль	7.6
56		сфалерит	6.9
57		реальгар	5
58	Савкинское	арсенопирит	9.5
59		антимонит	14.1
60	Погромное	пирит	1.1
61		арсенопирит	1.2

Примечание: анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

№ п.п.	месторождение	минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰CDT}$
1		пирит	2.5
2		арсенопирит	3
3	Лугоканское	халькопирит	3.8
4		-//-	4.1
5		висмутин	6.6
6		пирит	4.4
7		-//-	4.4
8		-//-	4.6
9		-//-	4.9
10		арсенопирит	3
11		-//-	4.6
12	Серебряное	-//-	4.4
13		пирротин	2.8
14		сфалерит	2
15		мененгинит	3.7
16		бурнонит+буланжерит	4.4
17		-//-	5.8
18		антимонит	4.1
19		пирит	3.3
20		антимонит	3.9
21	Солонеченское	-//-	4.1
22		-//-	4.1
23		-//-	5.2
24		реальгар	-11.6

Примечание: анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова (ИГМ СО РАН, Новосибирск).

Глава 7. Эндогенная зональность Лугоканского рудного узла

В учении о месторождениях полезных ископаемых зональность оруденения всегда оставалась одной из центральных научных проблем. Внимание к изучению зональности месторождений определялось в первую очередь ее важнейшим практическим значением – возможностью использования при поисках, разведке и оценке месторождений полезных ископаемых, а также для познания генезиса и выявления общих закономерностей формирования и размещения оруденения [Рундквист, Неженский, 1975; Коробейников и др., 2003].

Элементы зонального строения начинают проявляться еще до отложения руд – на магматическом этапе, когда интрузивные фации рудопродуцирующего магматизма локализуются в центральных частях рудных узлов, дайковые – в средних частях, покровные – по периферии [Спиридонов, Зорина, 2006]. Обобщенная схема зональности для многих золоторудных и комплексных месторождений Восточного Забайкалья выглядит следующим образом: к центральным частям рудных узлов, тяготеют Mo, W, Sn минерализация, затем следует колчеданная, ее сменяет полиметаллическая, к наиболее поздним относят сурьмяно-ртутную минерализацию [Спиридонов и др., 2006].

Пространственное размещение различных парагенетических ассоциаций минералов на территории Лугоканского рудного узла свидетельствует о существовании здесь латеральной и вертикальной эндогенной зональности [Редин и др., 2014_{а, б}].

Как показали проведенные нами исследования, на Лугоканском месторождении с глубиной происходит количественная и качественная смена одних минеральных ассоциаций другими. Так, ранние минеральные ассоциации наиболее широко распространены и характерны для нижних горизонтов месторождения. Действительно, магнетитовая минерализация приурочена к скарновым образованиям и окаймляет контакты интрузива. Молибденитовая минерализация развита преимущественно в центральной части месторождения и, в целом, не представляет промышленного интереса. В то же время предыдущие исследователи указывают на возможность выявления ее в промышленных концентрациях на глубоких горизонтах месторождения. В эндо- и экзоконтактных частях Лугоканского массива широкое распространение также получили и ранние золоторудные ассоциации (золото-пирит-арсенопиритовая и золото-халькопиритовая), для которых характерны наиболее высокие температуры образования (290-390°C). По мере продвижения от нижних горизонтов к верхним увеличивается роль золото-полиметаллической ассоциации (с халькопиритом), для которой характерны средние температуры образования – 225-290°C. Наиболее низкие температуры образования характерны для золото-висмутовой минерализации из кварц-адуляровых жил и составляют 170-220°C. Более поздняя золото-серебряная и сурьмяно-ртутная минерализация установлены только в верхних частях

месторождения. Нередко такая последовательность усложняется телескопированием руд. Таким образом, в пределах Лугоканского месторождения наблюдается прямая регрессивная (вертикальная) эндогенная зональность [Рундквист, Неженский, 1975]. Идеализированная схема вертикальной зональности Лугоканского месторождения показана на рис. 7.1.

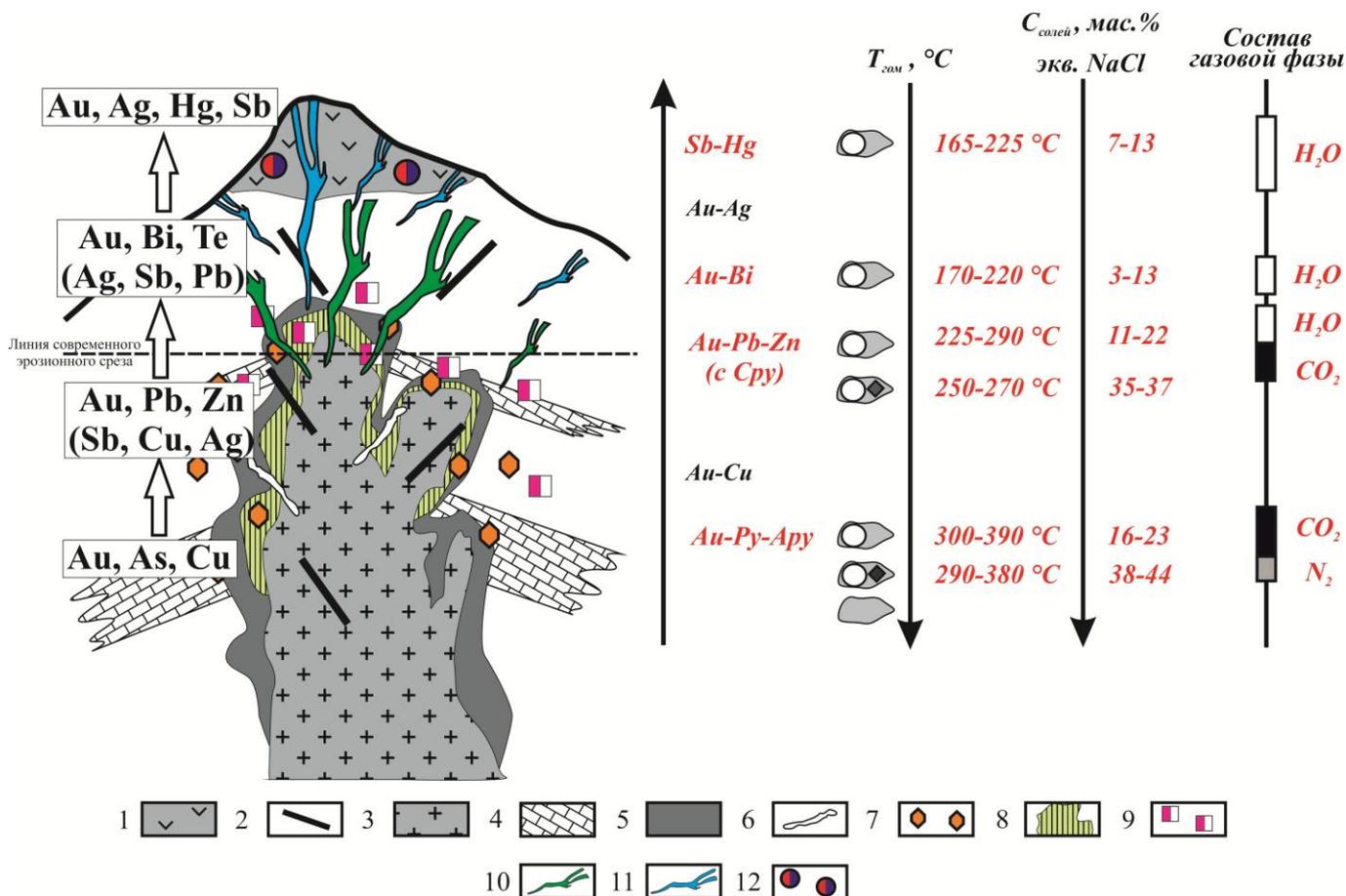


Рис. 7.1. Идеализированная схема вертикальной зональности Лугоканского месторождения.

1 – трахиандезибазальты, андезибазальты (J_3gl_1); 2 – дайки порфирового комплекса (πJ_3); 3 – гранодиориты шахтаминского комплекса ($\gamma\delta\pi J_{2-3S}$); 4 – известняки (ϵ_{1bs}); 5 – скарны с магнетитовой минерализацией; 6 – кварцевые жилы с молибденитом; 7 – золото-пирит-арсенопиритовая; 8 – золото-халькопиритовая; 9 – золото-полиметаллическая (с халькопиритом); 10 – золото-висмутовая; 11 – золото-серебряная; 12 – сурьмяно-ртутная.

Однако общий характер подобной зональности показывает, что изменение минеральных ассоциаций по вертикали обусловлено двумя главными факторами: глубиной эрозионного среза и удаленностью от магматических образований. Фрагментарный характер проявления эпитермального оруденения в пределах Лугоканского рудного узла обусловлен, по нашему мнению, значительным эрозионным срезом. Это наглядно видно на примере золото-висмутовой минерализации: наиболее широко кварц-адуляровые жилы (с золото-висмутовой минерализацией) проявлены в юго-восточной части месторождения, которая является наименее эродированной

частью месторождения [Новокрещенов и др., 2009ф]. Как известно, для рудно-магматических систем с латитовым магматизмом установлена тесная взаимосвязь эффузивных, интрузивных и гипабиссальных пород, которые проявляют признаки комагматичности и образуют единые вулканоплутонические ассоциации [Кормилицын, Иванова, 1968; Таусон и др., 1987]. В случае таких рудно-магматических систем для оценки их рудной продуктивности необходимо учитывать и эрозионный срез. Как было показано выше, трахиандези-базальты, андези-базальты (эффузивные аналоги монцонитов и диоритов) отмечаются лишь в северной части месторождения, в то время как большая часть их была эродирована.

Концентрический характер распределения золоторудных ассоциаций с постепенной сменой высокотемпературных ассоциации более низкотемпературными по мере удаления от Лугоканского массива и сближенный возраст формирования золоторудных ассоциаций с шахтаминским и порфировым комплексом позволяют говорить об их генетической связи. Тесная взаимосвязь рудообразования с магматизмом позволяет предположить, что многие рудные компоненты и флюид заимствовались из расплава при его кристаллизации. Идеализированную модель формирования Лугоканского месторождения можно представить в следующем виде: первый этап характеризуется отделением от исходного расплава (материнской интрузии) первых порций флюидов, содержащих Au, As, и образованием наиболее ранней золото-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации (163 ± 1.9 млн. лет, Ar-Ar). Наибольшее распространение она получила на Лугоканском и Серебряном месторождениях.

Второй этап связан с внедрением гранодиорит-порфиров шахтаминского комплекса (161.7-161 млн. лет, U-Pb, по Берзиной и др., 2013) в известняки быстринской свиты. Как было показано выше, на Лугоканском месторождении развит мышьяковистый арсенопирит, на Серебряном доминирует сернистый арсенопирит, локально проявлен мышьяковистый арсенопирит, в то время как на Солонеченском месторождении развит только сернистый арсенопирит (рис. 7.2). Смещение состава арсенопирита в более мышьяковистую область на Лугоканском месторождении может быть обусловлено температурным преобразованием ранее образованного арсенопирита в результате внедрения интрузивных пород Шахтаминского комплекса. Примерами такого же локального температурного преобразования служат эндо- и экзоконтактные зоны даек на Серебряном месторождении, где в известковых скарнах был обнаружен именно мышьяковистый арсенопирит. Ранний высокотемпературный флюид при снижении температур гетерогенизировался и состоял из водяного пара и хлоридного рассола с высокими концентрациями металлов. По модели, предложенной В.Ю. Прокофьевым с соавторами [2000, 2007, 2008], падение температуры могло привести к уменьшению растворимости золота и его осаждению в самородной форме, в то время как растворимость серебра не уменьшалась, и оно находилось в растворе.

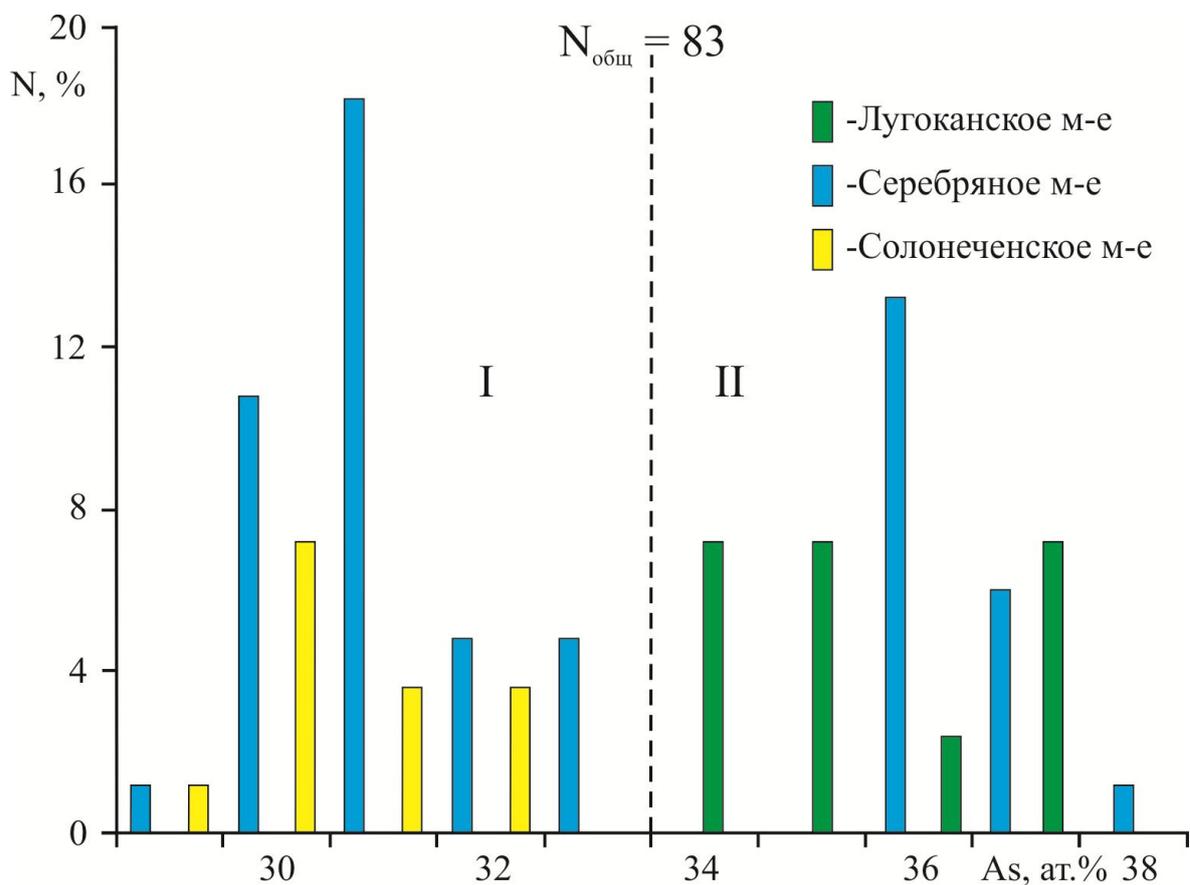


Рис. 7.2. Состав арсенопиритов Лугоканского рудного узла.

В этот период формировались ранние высокотемпературные минеральные ассоциации с высокопробным самородным золотом (золото-пирит-арсенопиритовая). При дальнейшем раскрытии трещин и массовой гетерогенизации флюида происходило отложение золото-халькопиритовой, молибденитовой и золото-полиметаллической (с халькопиритом) ассоциаций. Резкое падение концентрации солей во флюиде золото-висмутовой ассоциации, вероятнее всего, связано с вовлечением в этот процесс слабоминерализованных метеорных вод. О близповерхностном (эпитермальном) генезисе золото-висмутовой ассоциации свидетельствует ряд фактов: ее приуроченность к верхним горизонтам месторождений; пространственная и генетическая связь золото-висмутовой ассоциации с гипабиссальными магматическими породами порфирирового комплекса, минеральный состав руд и температуры образования. Серьезным доводом в пользу этого является присутствие Se в качестве примеси в висмутовых и висмутсодержащих минералах (висмутин, фридрихит, эмплектит, ширмерит). Завершается процесс формирования эпитермальных золото-серебряной и сурьмяно-ртутной ассоциаций.

При большом эрозионном срезе значительные объемы пород и зонально распределенная в них минерализация удалены, в результате чего объемная зональность фиксируется в плане в виде латеральной (горизонтальной) зональности [Кормилицын, Иванова, 1968]. Схожая картина установлена и для Лугоканского рудного узла в целом (рис. 7.3).

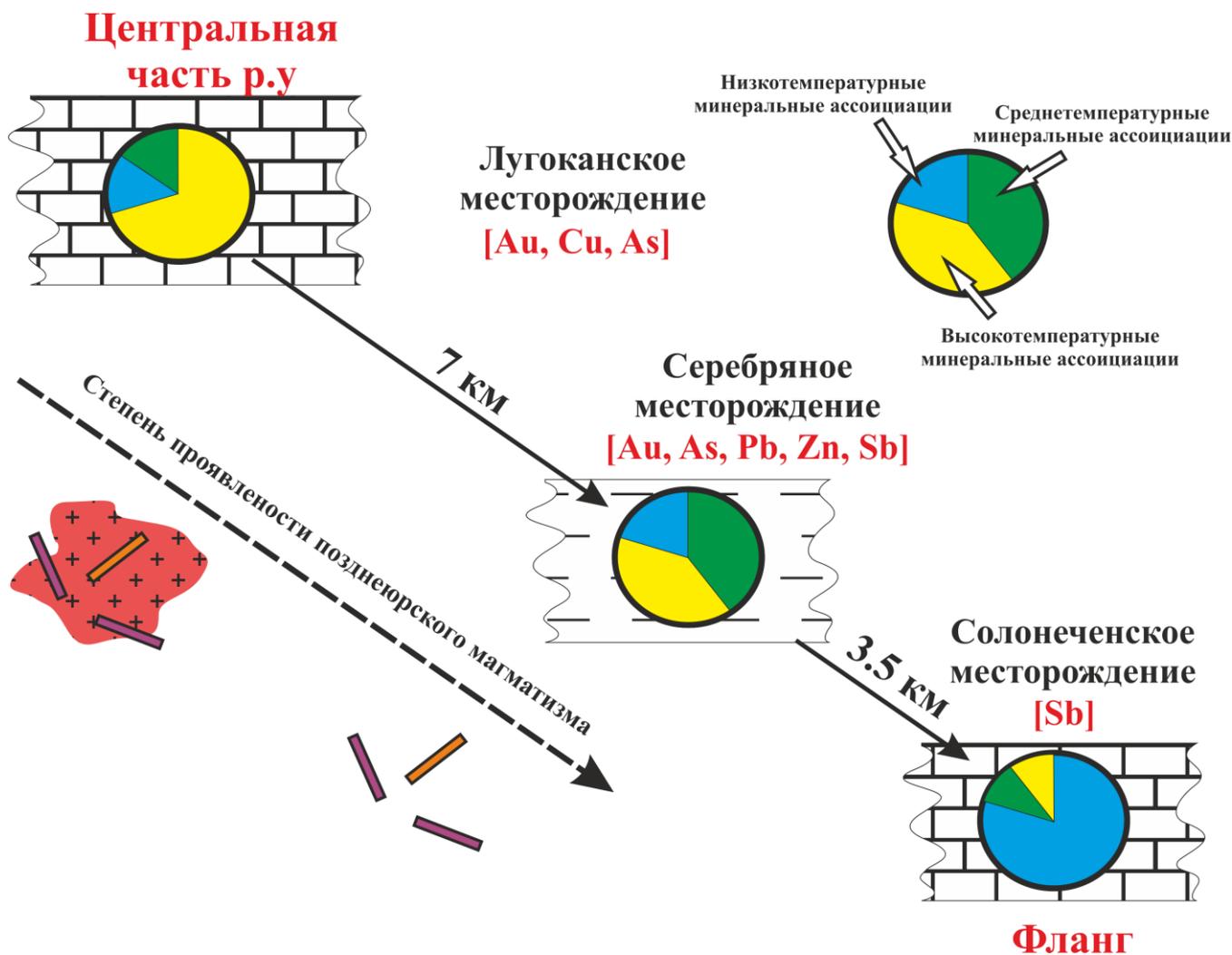


Рис. 7.3. Латеральная эндогенная зональность Лугоканского рудного узла.

В пределах рудного узла четко намечается “эпицентр” оруденения с наибольшим разнообразием минеральных ассоциаций – Лугоканское месторождение, приуроченное к одноименному массиву. Эта же область является центром, откуда расходится система дайковых образований, которые в большом количестве наблюдаются в срединной части рудного узла (месторождение Серебряное). В настоящее время на поверхности Лугоканского месторождения обнажены наиболее ранние образования, в то время как, большая часть низкотемпературных ассоциаций эродирована. В результате этого возникает своеобразная латеральная зональность, выражающаяся в последовательной смене многоэтапного высокотемпературного скарнового и золотосульфидно-кварцевого оруденения на низкотемпературное эпитемальное. Это проявляется как в последовательном сокращении в рудах доли высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций от центральной части рудного узла к его флангам, так и в снижении проявления позднеюрского магматизма (рис. 7.3). Удаленность Солонеченского месторождения от “эпицентра” оруденения и отсутствие рудопроизводящих позднеюрских комплексов обусловило слабое развитие ранних золоторудных ассоциаций. Несомненно, что на размещение оруденения в

пределах рудного узла, ведущую роль играет и приуроченность месторождений к сложным системам разрывных нарушений. Этот факт наглядно виден на примере поздней сурьмяной минерализации: наиболее богатые сурьмой рудные тела приурочены к надвиговым зонам северо-восточной ориентировки, контролирующим сурьмяное оруденение.

К проявлениям зональности месторождений может относиться закономерное повышение с глубиной (или от ранних ассоциаций к поздним) пробности самородного золота [Петровская, 1973].

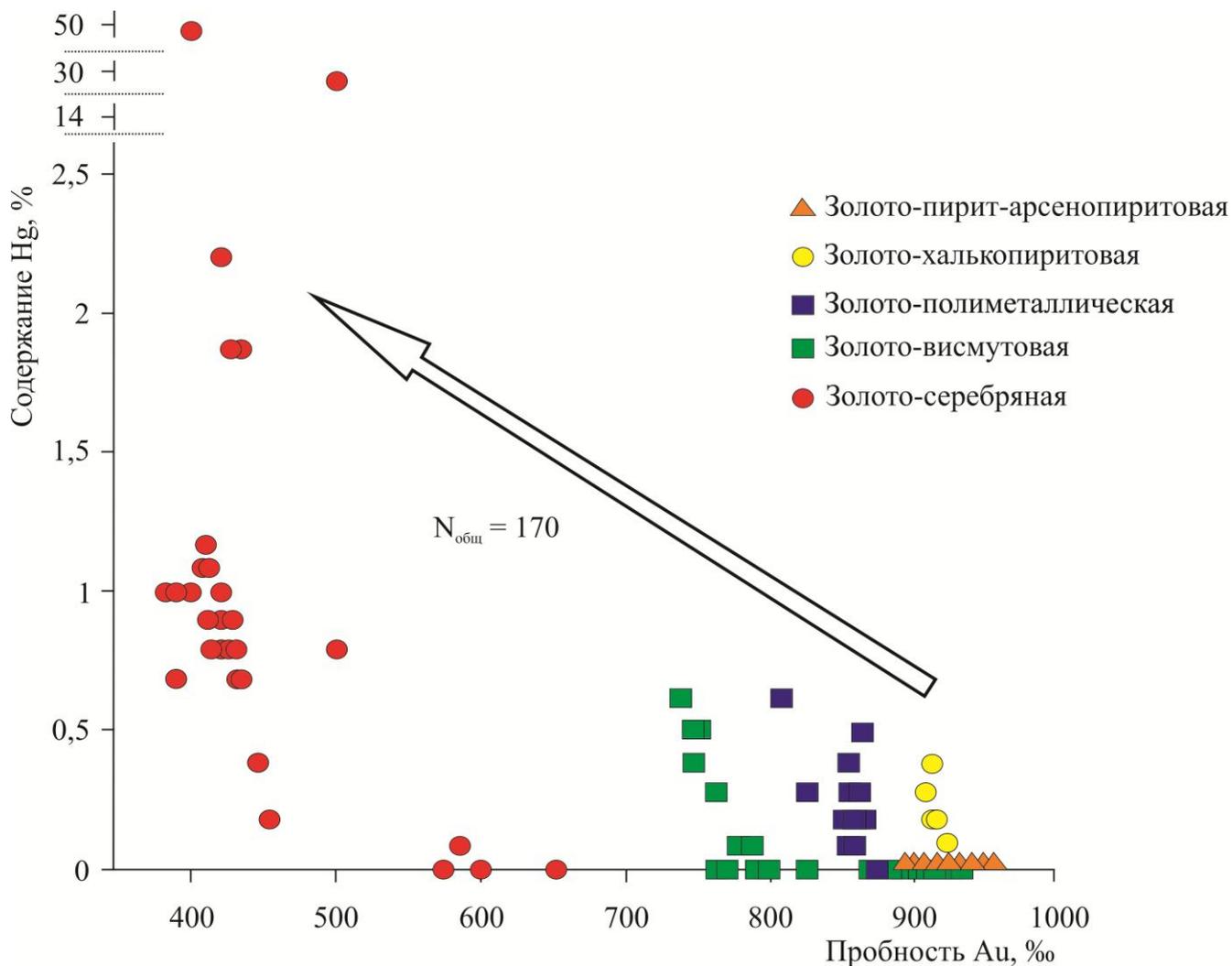


Рис. 7.4. Особенности состава самородного золота из различных минеральных ассоциаций Лугоканского рудного узла.

Эволюция Лугоканской рудно-магматической системы отражается и в составе самородного золота. Наблюдается отчётливая тенденция – с понижением пробности золота от ранних высокотемпературных к поздним минеральным ассоциациям возрастает ртутистость золота (от 0 в Au-Py-Apy до 2.2 % в Au-Ag) (рис. 7.4).

Кроме того, выявленная общая тенденция к обогащению серы сульфидных минералов тяжелым изотопом от ранних минеральных ассоциаций к поздним позволяет сделать вывод, что в пределах Лугоканского рудного узла проявлена не только эндогенная, но и изотопная зональность. Изотопная зональность Лугоканского рудного узла обусловлена фракционированием изотопов мантийной серы и заимствованием коровой серы из вмещающих пород в процессе развития и эволюции единой рудно-магматической системы.

Заключение

1. Лугоканский рудный узел представляет собой полихронную рудно-магматическую систему и характеризуется комплексным (Au, Ag, Cu, Sb) полистадийным оруденением: установленная последовательность рудообразования включает в себя следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): золото-пирит-арсенопиритовую (Au-890-960 ‰, Cu-0.3%) – золото-халькопиритовую (Au-900-920 ‰, Hg-0.4%) – золото-полиметаллическую (Au-750-870 ‰, Hg-0.6%) – золото-висмутовую (Au-730-940 ‰, Hg-0.6%) – золото-серебряную (Au-380-660 ‰, Hg-2.2%) – сурьмяно-ртутную (Sb-Hg).

2. Формирование золотого оруденения Лугоканского рудного узла тесно связано со становлением шахтаминского и порфирового магматических комплексов.

3 Развитие процессов магматизма и рудообразования в Лугоканском рудном узле, по данным прямых геологических наблюдений и Ar-Ar датирования, выражается следующим последовательным рядом: Au-As (163±1.9 млн. лет, Ar-Ar) → шахтаминский комплекс (161.7-161 млн. лет, U-Pb) → Au-Cu (160±2 млн. лет, Ar-Ar) → порфиновый комплекс (159-155 млн. лет U-Pb, Ar-Ar) → Au-Pb-Zn (156.3±1.8 млн. лет, Ar-Ar) → Au-Bi (155.9±4.5, Ar-Ar) → Au-Ag → Sb-Hg.

4. Геохимический профиль (Au, Ag, Te, Bi, Pb, Cu, Sb), минеральный состав, условия локализации руд и температуры образования позволяют отнести золото-висмутовую минерализацию Лугоканского месторождения к эпitherмальному типу оруденения. Серьезным доводом в пользу этого является присутствие Se в качестве примеси в висмутовых и Bi-содержащих минералах (висмутин, фридрихит, эмплектит, ширмерит).

5. Сурьмяная минерализация является наиболее поздней низкотемпературной минеральной ассоциацией, проявленной в рудном этапе и наложенной на ранние сульфидные золотосодержащие руды.

6. На основании исследования флюидных включений в кварце рудных парагенезисов установлено, что по мере развития процесса минералообразования происходило постепенное уменьшение концентрации солей и CO₂ в составе рудообразующих флюидов, а также снижение их температуры.

7. Результаты исследования изотопного состава серы сульфидных минералов свидетельствуют о глубинном эндогенном (мантийно-коровом) источнике серы рудных минералов. Узкий диапазон колебаний изотопного состава серы подтверждает вывод о генетической связи золоторудной минерализации Лугоканского рудного узла с верхнеюрскими магматическими комплексами.

8. Эволюция Лугоканской рудно-магматической системы отражается и в составе самородного золота. Отчётливо наблюдается тенденция - с понижением пробности золота от

ранних высокотемпературных к поздним минеральным ассоциациям возрастает ртутистость золота.

9. В пределах Лугоканского рудного узла проявлена латеральная и вертикальная эндогенная зональность. Латеральная зональность проявляется в последовательном сокращении доли высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций и в снижении масштабов проявления позднеюрского магматизма от центральной части рудного узла к его флангам. Вертикальная зональность выражается в количественной и качественной смене одних минеральных ассоциаций другими от верхних горизонтов к нижним.

Литература

1. Абрамов Б.Н. Условия формирования, минералого-геохимические особенности пород и руд Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. - 2012а. - №3. - С. 79-82.
2. Абрамов Б.Н. О рудоносности флюидно-эксплозивных структур Дарасунского рудного района // Вестник Иркутского государственного технического университета. - 2012б. - Т.63, №4. - С. 43-46.
3. Абрамов Б.Н. Петрохимические и геохимические особенности интрузивных и флюидно-эксплозивных образований золоторудного проявления Куденица-Норина (Восточное Забайкалье) // Руды и металлы. - 2013. - №3. - С. 41-47.
4. Алабин Л.В., Павлова Л.К. Изотопный состав серы, свинца и вопросы генезиса эндогенных месторождений Кузнецкого Алатау // Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. - С. 92-119.
5. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // Доклады Академии наук. - 2010. - Т.430, №5. - С. 662-666.
6. Афанасов М.Н., Павлова В.В., Терновой В.В. Геолого-металлогеническое развитие Юго-Восточного Забайкалья // Вестник Санкт-Петербургского университета. - 2007. - серия 7, вып.3. - С. 3-20.
7. Беневольский Б.И. Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. Издание 2. - М.: ЗАО "Геоинформарк", 2002. - 464 с.
8. Бессонов Н.Н. Выделение молибден-медно-порфирирового типа оруденения на территории юго-восточного Забайкалья // Вестник Читинского государственного университета. - 2009. - Т.52, №1. - С. 12-19.
9. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). - Л.: Недра, 1978. - 296 с.
10. Берзина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И. Медно-молибденовые рудно-магматические системы разных геодинамических обстановок // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: Издательство УрО РАН, 1996. - С. 184-191.
11. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфирировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. - 2013. - Т.54, №6. - С. 764-786.

12. Билибин Ю.А. Основные черты эндогенной металлогении Восточного Забайкалья // Избранные труды. М.: Издательство АН СССР, 1961. - Т.3. - С. 319-365.
13. Бородаевская М.Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послепермского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Известия АН СССР. Серия геологическая. - 1956. - №6. - С. 70-92.
14. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. - 1977. - №8. - С. 16-27.
15. Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. - 2006. - Т.47, №3. - С. 342-354.
16. Борисенко А.С., Жмодик С.М., Наумов Е.А., Спиридонов А.М., Берзина А.Н. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Забайкалья // Материалы Всероссийской конференции (с международным участием) "Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований". М.: ИГЕМ РАН, 2010. - С. 82-84.
17. Васильев В.Г. Сурьмяные месторождения // Месторождения Забайкалья. Под ред. акад. Лаверова Н.П.. - М.: Геоинформмарк, 1995. - Т.2, кн. II. - С. 67-76.
18. Васильев В.Г. Сурьмяное оруденение Восточного Забайкалья // Материалы межрегиональной научно-технической конференции, посвященной 40-летию ЗабНИИ, "Новый век – новые открытия". Чита, 2001. - С. 147-151.
19. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. - М.: Наука, 1980. - 192 с.
20. Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Условия формирования и состав рудообразующих флюидов золото-серебряного месторождения Промежуточное (Центральная Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. - 2011. - Т.52, №11. - С. 1835-1850.
21. Ворошилов В.Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. - С. 42–47.
22. Ворошилов В.Г. О взаимосвязи структуры аномального геохимического поля с механизмом формирования гидротермальной системы // Известия Томского политехнического университета. - 2006. - Т. 309, № 4. - С. 35–40.
23. Ворошилов В.Г. Рудогенные геохимические поля гидротермальных золоторудных месторождений Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - 2014. - №3с., Ч.1. - С. 63-66.
24. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. - 1998. - Т.17, №3. - С. 94-103.

25. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Типоморфизм арсенопирита месторождений золота и серебра Северо-Востока Азии // Материалы Всероссийской конференции (с международным участием) “Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований”. М.: ИГЕМ РАН, 2010. - С. 126-128.
26. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. As и Bi как индикаторы генетических особенностей орогенных золоторудных месторождений Северо-Востока России // Материалы Всероссийской конференции с международным участием “Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит”. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2011. - С. 334-336.
27. Гармаев Л.Б., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г. Золото-висмутовое проявление Пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений. - 2013. - Т.55, №6. - С. 533-545.
28. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология (Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г.)”. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. - С. 50-63.
29. Горячев Н.А., Спиридонов А.М., Вах А.С., Гвоздев В.И., Будяк А.Е. Монголо-Охотский орогенный пояс: структурный каркас, эндогенные события, специфика магматизма и металлогении // Материалы II Российско-Казахстанского международного научного совещания “Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование”. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2014. - С. 35-37.
30. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. - М.: Наука, 1974. - 274 с.
31. Дмитриев Л.К., Ляхов Ю.В., Эпов И.Н. Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1971. - С.136-145.
32. Дьяченко Г.И., Гавриленко М.Е. Геометрические закономерности размещения золоторудных и галенит-сфалеритовых месторождений Восточного Забайкалья, Енисейского кряжа и Рудного Алтая // Проблемы геологии, рудогенеза и минерагении Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. - С. 83-85.
33. Евсеев Ю.П. Металлогения Усть-Карского рудного района и локальный прогноз золото оруденения: Диссертация на соискание ученой степени канд. геол. – мин. наук. М., 1975. - 251 с.
34. Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Борисенко А.С., Травин А.В. Возраст, геохимические особенности и источники вещества гранитоидов Усть-Карского золоторудного

района (Восточное Забайкалье) // Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции “Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии”. Улан-Удэ: Издательский Дом “Экос”, 2013. - С. 150-153.

35. Жмодик С.М., Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Миронов А.Г., Михлин Ю.Л., Белянин Д.К., Немировская Н.А., Спиридонов А.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Мороз Т.Н., Бульбак Т.А. Наночастицы благородных металлов в зоне гипергенеза // Геология рудных месторождений. – 2012. - Т. 54, №2. - С. 168-183.

36. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 1. - М.: Недра, 1990. - 328 с.

37. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. - 1998. - Т.39, №11. - С. 1578-1586.

38. Зорина Л.Д., Санин Б.П. Петрохимия и геохимические особенности широкоинского вулcano-плутонического комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. - 1980. - №2. - С. 217-225.

39. Зорина Л.Д. Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматизмом // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987. - С. 93-100.

40. Зорина Л.Д. Генетическая модель золоторудных месторождений в тектономагматических структурах центрального типа // Геология и геофизика. - 1993. - Т.34, №2. - С. 77-83.

41. Интрузивные комплексы Забайкалья. Под редакцией Тихомирова Н.И.. - М.: Недра, 1964. - 214 с.

42. Казицин Ю.В. Роль тектонических структур в формировании металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья // Глубинные разломы. Л.: Издательство ВСЕГЕИ, 1964. - С. 183-191.

43. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. - Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2006. - 339 с.

44. Калинин Ю.А., Жмодик С.М., Спиридонов А.М. Минералого-геохимические признаки гипергенной природы самородного Au из латеритных и каолиновых профилей выветривания // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения акад. К.И.Лукашёва, “Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых”. Минск: Издательский центр БГУ, 2007. - С. 66-69.

45. Кларк Л. Фазовые отношения в системе Fe-As-S // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. - Вып.3. - С. 160-250.

46. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. - Новосибирск: Издательство СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998. - 492 с.
47. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. - С. 23-54.
48. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношение элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // Петрология. - 2009. - Т.17, №2. - С. 175-196.
49. Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. Минералогия и условия формирования золотоносного W-Мо-порфирирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. - 2011. - Т.53, №2. - С. 107-142.
50. Козаренко В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. - Львов: Издательство Львовского университета, 1956. - 310 с.
51. Козлова В.М., Федорова А.А., Чернышева Н.Е. Особенности метасоматоза и вещественный состав руд рудопроявления Серебряное (Лугоканский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Сборник докладов и статей к научно-практической конференции, посвященной 60-летию ФУГП "Читагеолсъемка", "Геология и минерагения Забайкалья". Чита: ЗабГГПУ, 2010. - С.192-200.
52. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Характеристика вариаций изотопного состава серы сульфидов золото-серебряных месторождений фанерозоя // Геохимия. - 2011. - №9. - С. 939-956.
53. Кормилицын В.С. Главные проблемы региональной тектоники и металлогении Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1966. - Вып.2. - С. 14-20.
54. Кормилицын В.С., Иванова А.А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. - М.: Недра, 1968. - 176 с.
55. Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1992. - 217 с.
56. Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Ревякин П.С., Арифлулов Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений. - М.: ЦНИГРИ, 1993. - 213 с.
57. Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С., Пшеничкин А.Я. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных месторождений Средней Сибири // Материалы научно-практической конференции: "Состояние и проблемы геологического изучения

недр и развития минерально-сырьевой базы Красноярского края”. Красноярск: КНИИГГиМС, 2003. - С. 220–225.

58. Коробейников А.Ф. Мантийно-коровые рудообразующие системы благородных металлов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - 2014. - №3с., Ч.1. - С. 18-21.

59. Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кириллов М.В., Редин Ю.О. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика. - 2013. - Т.54, №12. - С. 1889-1904.

60. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Серия геологическая. - 1990. - № 10. - С. 78–91.

61. Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья // Известия Томского политехнического института. - 1970. - Т.239. - С.167-171.

62. Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К. Температурный режим и зональность оруденения на Дарасунском месторождении по включениям в минералах // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Чита: Издательство Забайкальского филиала географического общества СССР, 1971. - Вып.52. - С. 53-54.

63. Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К. Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах. Часть 2 // Минералогический сборник Львовского Университета. - 1975. - Вып.4, №29. - С. 17-22.

64. Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика. - 2009. - Т.50, №3. - С. 258-265.

65. Нарсеев В.А. К дискуссии о генезисе руд карлинского типа. Суздаль-тренд, Юго-Западный Алтай // Руды и металлы. - 2002. - № 1. - С. 67-70.

66. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. - 2007. - № 6. - С.41-57.

67. Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Читалин А.Ф., Марущенко Л.И., Калько И.А. Первые данные о зональном распределении флюидных включений в рудообразующей системе золото-медно-порфирикового месторождения Песчанка (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. - 2014. - Т.459, №6. - С. 738-741.

68. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. - Новосибирск: Наука, 1985. - 194 с.

69. Очиров И.О. К тектонике Забайкалья // Геология и геофизика. - 1989. - №9. - С. 39-46.
70. Павленко Ю.В., Поляков О.А. Восточно-Забайкальская сурьмяная провинция // Вестник Читинского государственного университета. - 2010. - Т.66, №9. - С. 77-84.
71. Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Крук Н.Н., Руднев С.Н. Возраст серебро-сурьмяного оруденения Юго-Восточного Памира и его связь с магматизмом // Известия Сибирского отделения. Секция наук о земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2010. - Т.36, №1. - С. 60-67.
72. Пальянова Г.А., Кох К.А., Сереткин Ю.В. Сульфидные и самородные формы золота серебра в системе Fe-Au-Ag-S (экспериментальные данные) // Геология и геофизика. - 2012. - Т.53, №4. - С. 321-329.
73. Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 347 с.
74. Петровская Н.В., Яблокова С.В. Золото в корях выветривания // Рудоносные коры выветривания. М., 1974. - С. 173-182.
75. Петухов В.М., Харитонов Ю.Ф., Чечеткин В.С., Шевчук Г.А., Тупяков В.Е. Современное состояние, перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы золотодобывающего комплекса Читинской области // Материалы межрегиональной научно-практической конференции "Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье". Чита, 2003. - С. 8-11.
76. Плюснин Г.С., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А., Николаев В.М., Калмычкова Т.Н. Изотопы стронция, свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом (на примере Дарасунской рудно-магматической системы в Забайкалье) // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. - С. 193-211.
77. Полохов В.П., Евсеев Ю.П., Грабеклис Р.В. и др. Особенности и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского рудного района) // Металлогенический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977. - С. 122-165.
78. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. - 1996. - Т.37, №5. - С. 50-61.
79. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов: (по данным исследования флюидных включений) - Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 2000. - 192 с.

80. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матерь Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. - 2000. - Т.42, №6. - С. 526-548.
81. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. - 2007. - Т.49, №1. - С. 37-76.
82. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Зорина Л.Д., Гарофало П., Гричук Д.В., Селектор С.Л. Флюидный режим Дарасунской рудообразующей системы на разных уровнях глубинности // Материалы XIII международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. М.: ИГЕМ РАН, 2008. - Т.2. - С. 108-112.
83. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида Au-Ag-эпитермального месторождения Купол (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. - 2012. - Т.447, №4. - С. 433-436.
84. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости // Советская геология. - 1956. - Сб.53. - С. 170-185.
85. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. - М: Издательство иностранной литературы, 1962. - 1119 с.
86. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. - С. 76-84.
87. Редин Ю.О., Кириллов М.В., Неволько П.А. Минералого-геохимические особенности золота Савкинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Материалы XVII молодежной научной школы "Металлогения древних и современных океанов". Миас: ИМин УрО РАН, 2011. - С. 228-231.
88. Редин Ю.О. Соотношение золотого и сурьмяного оруденения на объектах Лугоканского рудного узла, Восточное Забайкалье // Материалы всероссийского совещания (с участием иностранных ученых) "Современные проблемы геохимии", посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012а. - С. 114-117.
89. Редин Ю.О. Типоморфные особенности и золотоносность арсенопиритов Серебряного месторождения (Восточное Забайкалье) // Материалы III всероссийской научно-

практической конференции “Минерагения Северо-Восточной Азии”. Улан-Удэ: Издательский Дом “Экос”, 2012б. - С. 130-132.

90. Редин Ю.О. Au-As тип оруденения на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья // Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции “Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии”. Улан-Удэ: Издательский Дом “Экос”, 2013а. - С. 300-303.

91. Редин Ю.О. Минералого-геохимические типы золоторудной минерализации на полиформационных месторождениях Восточного Забайкалья // Материалы всероссийской конференции (с международным участием) “Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений”. М.: ИГЕМ РАН, 2013б. - С. 163.

92. Редин Ю.О., Козлова В.М. Золото-висмут-теллуридная минерализация в рудах месторождения Серебряного // Тихоокеанская геология. - 2014. - Т.33, №3. - С. 39-52.

93. Редин Ю.О., Калинин Ю.А., Неволько П.А., Козлова В.М. Эндогенная зональность Лугоканского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Материалы 1-й научно-практической конференции “Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири”. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014а. - Т.1. - С. 123-127.

94. Редин Ю.О., Калинин Ю.А., Неволько П.А., Кириллов М.В., Колпаков В.В. Минеральные ассоциации и зональность оруденения Лугоканского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - 2014б. - Т.18, №2. - С. 83-93.

95. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. - Новосибирск: Наука, 1981. - 237 с.

96. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. - Л.: Недра, 1975. - 224 с.

97. Рутштейн И.Г. Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья: Автореф. диссертации на соискание ученой степени канд. геол. – мин. наук. М.: Ун-т Дружбы народов, 1970. - 23 с.

98. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. - М.: Наука, 1990. - 292 с.

99. Сазонов В.Д. Медно-порфировое оруденение в Забайкалье // Геология рудных месторождений. - 1978. - Т.20, №2. - С. 95-98.

100. Санин Б.П., Зорина Л.Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. - М.: Наука, 1980. – 196 с.

101. Семинский Ж.В., Филонюк В.А., Черных А.А. Структуры рудных месторождений Сибири. - М.: Недра, 1987. - 183 с.

102. Сидоренко В.В. Геология и петрология шахтаминского интрузивного комплекса. - М.: Издательство АН СССР, 1961. - 102 с.
103. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И. Существуют ли “корни” эпипетермальных месторождений // Труды VI Симпозиума МАГРМ, Тбилиси, 1982. - Т. VI. - С. 144-145.
104. Сидоров В.А., Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А. О корнях Au-Ag-эпипетермального оруденения на примере Пауковского рудного поля, Детринского рудного района, Северо-Восток России // Доклады РАН. - 2009. - Т. 425, №3. - С. 357-362.
105. Сизых Вит.И., Сизых Вал.И. Рудоносность постколлизийных структур Забайкалья // Тезисы докладов международной научной конференции (VII Чтения А.Н. Заварицкого) “Постколлизийная эволюция подвижных поясов”. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. - С. 175-178.
106. Скурский М.Д. Недр Забайкалья. – Чита: Государственный Читинский технический университет, 1996. - 692 с.
107. Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы сов. Геологии. - 1936. - Т.4, №10. - С. 846-864.
108. Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. - М.: Издательство АН СССР, 1961, - 507 с.
109. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И., Проскуряков А.А., Скуридин В.А. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов). Под редакцией Кузнецова В.А. - Новосибирск: Наука, 1977. - 423 с.
110. Спиридонов А.М., Фефелов Н.Н., Петровская С.Г., Гнилуша В.А., Солодянкина В.Н. Некоторые черты оруденения и магматизма Карийского поля по Pb-изотопным данным // Доклады Академии наук СССР. - 1986. - Т.291, №6. - С. 1476-1479.
111. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. - 2006. - Т.47, №11. - С. 1158-1169.
112. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. - Новосибирск: Академическое издательство ‘ГЕО’, 2006. - 291 с.
113. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Летунов С.П., Прокофьев В.Ю. Флюидный режим процесса рудообразования Балеиской золоторудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. - 2010. - Т.51, №10. - С. 1413-1422.
114. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН, “Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов”. Апатиты: Издательство К & М, 2010. - С. 143-171.

115. Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. - 1982. - №3. - С. 3-14.
116. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1987. - 202 с.
117. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. - М.: Недра, 1972. - 260 с.
118. Томсон И.Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения // Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М.: Недра, 1964. - С. 76-155.
119. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. - М.: Недра, 1988. - 215 с.
120. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. - 2009. - №11. - С. 1181-1199.
121. Тупяков В.Е. Геология и эндогенная рудная зональность Средне-Голготайского золото-висмутового месторождения (Восточное Забайкалье): Автореф. диссертации на соискание ученой степени канд. геол. – мин. наук. Иркутск: Издательство ИПИ, 1978. - 24 с.
122. Тупяков В.Е. История, состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности Читинской области // Ресурсы Забайкалья. – 2003. – Т.11, №3. - С. 40-48.
123. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. - 107 с.
124. Фогельман Н.А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области // Геологический сборник Львовского геологического общества. - 1965. - №9. - С. 81-93.
125. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. - 2000. - №5. - С. 3-29.
126. Bierlein F.P., McKnight S. Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia // Economic geology. - 2005. - V.100. - P. 385-398.
127. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. - P. 63-114.
128. Chakraborti N., Lynch D.C. Thermodynamics of roasting arsenopyrite // Metallurgical and Materials Transactions B. - 1983. - V.14B. - P. 239-251.
129. England P.C., Houseman G.A. The mechanics of the Tibetan Plateau // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. - 1988. - A326. - P. 301-319.

130. Ewart A., Taylor S.R. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks central North Island, New Zealand. Phenocryst date // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1969. - V.22. - P. 127-146.
131. Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1977. - V.41. - P. 15-32.
132. Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. - 2014. - V.25, №1. - P. 48-102.
133. Grill J.B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. - Berlin: Springer Verlag, 1981. - 385 p.
134. Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*. - 1994. - V.370. - P. 519-527.
135. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. Eds. Holland H.D., Turekian K.K.. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2007. - V.3, Ch.3.18. - P. 1-70.
136. Li J-X., Qin K.-Z., Li G.-M., Xiao B., Chen L., Zhao J.-X. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: melting of thickened juvenile arc lower crust // *Lithos*. - 2011. - V.126, №3-4. - P. 265-277.
137. Molnar P. A review of geological constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum and their tectonic implication // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. - 1988. - A326. - P. 33-88.
138. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. - 1995. - V.120, №3-4. - P. 223-253.
139. Nie F.J., Jiang S.H., Liu Y. Intrusion-related gold deposits of North China craton, People's of China // *Resource geology*. - 2004. - V.54, №3. - P.299-324.
140. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // *Reviews in Mineralogy*. - 1986. - V.16. - P. 491-559.
141. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1976. - V.58, №1. - P. 63-81.
142. Redin Yu., Dultsev V. Forms of gold occurrence in the ore from the Serebryanoe deposit (Eastern Transbaikalia) // *Conference Proceedings edition: 34 International Geological Congress, Brisbane, Australia, 2012a, CD-publication 3355*.
143. Redin Yu.O. On the formation assignment of the Lugokan deposit (Eastern Transbaikalia). // *Proceedings of the Conference: The 6th International Siberian Early Career Geoscientists Conference. Novosibirsk, 2012b*. - P. 130.

144. Redin Yu., Dultsev V. Gold-bismuth-telluride mineral association in ores from the Serebryanoe deposit (Eastern Transbaikalia) // Proceedings of the Conference: 4th International Geological Belgica Meeting “Moving plates and melting icecaps Processes and forcing factors in geology”. Brussels, 2012B. - P. 194.
145. Richards J. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margin // Ore Geology Reviews. - 2011. - V. 22, №4. - P. 247-263.
146. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. - 1989. - V.22, №4. - P. 247-263.
147. Seal Robert R. II. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. - 2006. - V. 61. - P. 633-677.
148. Rudnik R.L., GaO S. The composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Eds. Holland H.D., Turekian K.K.. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2003. - V.3, Ch.3.01. - P. 1-64.
149. Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits // Gold metallogeny and exploration. Glasgow: Blackie and Son Ltd, 1991. - P. 165-209.
150. Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implication // Mineral Deposit Modeling. Eds. Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M.. Geological Association of Canada. Special Paper. 1993. - V.40. - P. 465-478.
151. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J.. Geological Society of London. Special Publications. 1989. - V.42. - P. 313-345.
152. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium deposita. - 1999. - V.34, №4. - P.323-334.
153. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // Journal of Geochemical Exploration. - 1990. - V.35. - P. 445-474.
154. Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in the Transbaikal region (Eastern Siberia, Russia) // Ore Geology Reviews. - 2001. - V.17. - P. 215-232.
155. ГМК “Норильский никель”. Годовой отчет за 2008 год. http://www.nornik.ru/_upload/year2008/report2008.pdf
156. ГМК “Норильский никель”. Годовой отчет за 2013 год. http://www.nornik.ru/assets/files/NN_AR_2013_ruspomsled-na-09.06.2014.pdf
157. Мазуров А.К. Металлогения островных дуг Казахстана // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию чл.-корр. АН СССР, профессора Ф.Н. Шахова: “Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих

системах”. – [Электронный ресурс: октябрь 2014]. – Новосибирск, 2014. – С. 391-395. – Режим доступа: <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/>, свободный.

Фондовые материалы:

158. Асмодьяров И.А., Котлярова Л.М., Владимиров С.С. Отчет Таёжной партии о результатах поисковых работ на Лугоканском рудном поле за 1986-1989 гг. ПГО “Читагеология”. Чита, 1990. - 463 с.

159. Карелин С.П., Кислицин В.Н., Коцюржинский Б.В. Отчет о результатах работ по объекту “Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, меди, свинца, цинка, железных руд, марганцевых на территории Забайкальского края по состоянию на 01.01.2010 г.” Листы М-49, М-50, М-51, N-50, N-51, О-50, О-51. ОАО “Читагеолсъемка”. Чита, 2011. - 1097 с.

160. Объяснительная записка к карте Геологической карты СССР масштаба 1:200000, Серия Восточно-Забайкальская, лист N-50-XXXVI. Составитель: Синицина С.М. Редактор: Козоренко В.Н.. М.: Недра, 1968. - 67 с.

161. Постников Л.Н. Геолого-промышленный отчет по работам Аркийской партии 1938-1940 г. в районах бассейна рек Урова, Урюмкана, Газимура. Восточно-Сибирское геолуправление. Иркутск, 1941. - 426 с.

162. Сазонов В.Д. Прогнозная оценка Лугоканского золото-полиметаллического месторождения. Отчет ЗабНИИ. Чита, 1976. - 200 с.

163. Харитонов Ю.Ф., Шивохин Е.А и др. ТЭО постоянных разведочных кондиций и подсчет запасов сурьмы Солонеченского месторождения по состоянию на 01.10.2009 г. Отчет о результатах поисковых, оценочных и разведочных работ в пределах Солонеченского рудного поля за 2007-2009 гг. ООО ГРК “Быстринское”. 1258 с.

164. Новокрещенов С.М., Шафиков А.Х., Козлова В.М. и др. Отчёт о результатах поисковых работ в пределах Лугоканской площади за 2006-2008 гг. ООО ГРК “Быстринское”. Чита, ООО “Востокгеология”, 2009. - 910с

165. Хейн Х.И. Окончательный отчет Солонеченской партии по разведке сурьмяного месторождения за 1955-1956 гг. ЧГУ. Чита, 1957, 253 с.

166. Чипизубов С.В., Сейфутдинов Р.А., Акулов В.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Будюмкан и Газимур. Отчет Лугоканской партии о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1:50000 проведенных в 1982-88 гг. на Будюмканской площади. Листы N-50-120-Г; 131-Б, Г; 132-А, Б, В. N-51-109-В. ПГО “Читагеология”. Чита, 1988. - 723 с.