

Санкт-Петербургский государственный университет

Институт наук о Земле

Егоров Глеб Сергеевич

**МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТЫХ РУД НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЯКУТИЯ)**

Выпускная квалификационная работа по направлению 05.04.01 «Геология»

Уровень образования: магистратура

Научный руководитель:

профессор кафедры минералогии,

доктор геолого-минералогических наук,

Брусницын Алексей Ильич

Санкт-Петербург

2022 г.

Содержание

| | |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ..... | 3 |
| ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ..... | 5 |
| Местоположение месторождения..... | 5 |
| Позиция в геологических структурах региона..... | 5 |
| Геология района месторождения..... | 9 |
| Литология и стратиграфия осадочных пород..... | 9 |
| Разрывные нарушения..... | 9 |
| Магматические породы..... | 10 |
| Характеристика участка месторождения..... | 12 |
| Тектоника..... | 12 |
| Рудные тела и минерализация..... | 13 |
| Вывод..... | 13 |
| ГЛАВА 2. ПЕТРОГРАФИЯ ЗОЛОТЫХ РУД..... | 15 |
| Алевролиты..... | 15 |
| Брекчированные алевролиты..... | 18 |
| Кварцевые жилы..... | 20 |
| Выводы..... | 22 |
| ГЛАВА 3. МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТЫХ РУД..... | 23 |
| Кварц..... | 25 |
| Мусковит..... | 26 |
| Альбит..... | 27 |
| Микроклин..... | 27 |
| Каолинит..... | 28 |
| Карбонаты..... | 28 |
| Рутил..... | 30 |
| Апатит..... | 30 |
| Монацит..... | 31 |
| Гояцит..... | 32 |
| Пирит..... | 32 |
| Арсенопирит..... | 37 |
| Сфалерит..... | 38 |
| Халькопирит..... | 38 |
| Галенит..... | 38 |
| Сульфосоли..... | 41 |
| Акантит..... | 48 |
| Марказит..... | 48 |
| Гипергенные минералы..... | 50 |
| Золото..... | 52 |
| ГЛАВА 4. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ ЗОЛОТЫХ РУД..... | 55 |
| ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ..... | 58 |
| Обобщение эмпирических данных и литературных сведений..... | 58 |
| Генетическая модель..... | 63 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... | 65 |
| Список литературы..... | 66 |

ВВЕДЕНИЕ

Нежданинское месторождение является четвёртым по величине месторождением золота в России. На 1 января 2021 г. запасы месторождения составляют 156 т золота и 4768 т серебра (212 т золотого эквивалента) с содержанием золотого эквивалента 3,8 г/т. Месторождение известно с 1951 года и эксплуатировалось с 1975 по 2005 год, после чего рудник законсервировали. В результате последующих геологоразведочных работ и технологических исследований, в октябре 2021 г. оно было снова введено в эксплуатацию компанией «Полиметалл». В связи с новым этапом в эксплуатации месторождения, требуются новые уточняющие и дополняющие данные по золотым рудам Нежданинского месторождения.

Целью этой работы является дополнить сведения о минеральных ассоциациях золотых руд Нежданинского месторождения.

Для этого были поставлены следующие **задачи**:

- 1) Провести литературный обзор сведений о геологии месторождения и его рудах.
- 2) Описать образцы руд и их минеральную ассоциацию.
- 3) Изучить химический состав минералов.
- 4) Исследовать флюидные включения в рудном кварце.

В качестве исследуемого материала использованы образцы кернов верхних горизонтов второго карьера рудной зоны № 1, предоставленных компанией «Полиметалл» в 2020 году. Было исследовано 96 аншлифов, 8 прозрачно-полированных шлифов и 2 пластинки кварца с включениями из 27 малых технологических проб (МТП).

В работе были использованы следующие **методы**:

- 1) Петрографо-минералогический анализ. Проводилось макроскопическое описание образцов керна и изучение шлифов в проходящем и отражённом свете с помощью оптического микроскопа Zeiss Axio Imager 2 для определения минерального состава, структурно-текстурных особенностей породы.
- 2) Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ (микронзондовый анализ). Проводился на двух приборах. Первый – настольный растровый электронный микроскоп Hitachi TM 3000 с приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD использовался для получения электронных изображений минеральных фаз и их диагностики фаз: с помощью прибора были получены нормированные на 100% содержания компонентов минералов. Второй прибор – сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) Hitachi S3400N, оснащённый энергодисперсионным спектрометром OXFORD X-MAX 20, использовался для качественного анализа минеральных фаз, а также определения их химического состава. Используемые препараты – аншлифы и

прозрачно-полированные шлифы с углеродным напылением. Условия съёмки: 20 кВ ускоряющее напряжение, 1 нА ток зонда, 25 сек. время экспозиции на точку. Все спектры обработаны в автономном режиме. ПО – AZtec с применением методики True Q. Стандартизация проводилась по природным и синтетическим материалам.

- 3) Рамановская спектроскопия. Проводилась на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (спектральный диапазон – 4000-100 см⁻¹, спектральное разрешение – до 1.5см⁻¹, точность воспроизведения волнового числа – 1 см⁻¹). С помощью рамановской спектроскопии исследовался состав флюидных включений в рудном кварце.
- 4) Микротермометрия флюидных включений. Проведена на микроскопе Olympus BX41 с приставкой Linkam THMSG-600, работающей в диапазоне от -196 до +600 °С с точностью определения температуры ±0.1⁰С. Нагрев проводился со скоростью 10 °С/мин.

Выражается благодарность Анисимову И. С. (минералогическая лаборатория, «Полиметалл Инжиниринг») за предоставление образцов для исследования, научному руководителю Брусницыну А. И. (кафедра минералогии, СПбГУ) за наставничество и помощь в написании дипломной работы, Бочарову В. Н. (Геомодель, СПбГУ) за помощь в получении рамановских спектров, Пономаревой Н. И. (кафедра минералогии, СПбГУ) за консультацию по вопросам микротермометрии флюидных включений.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ «Геомодель», «Центр микроскопии и микроанализа».

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В этой главе излагаются материалы по региональной геологии Якутии (Парфёнов, Кузьмин, 2001), Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Khudoley, Guriev, 2003), геологии Нежданинского месторождения (Гамянин и др., 2000), изотопным исследованиям и геохронологии пород Нежданинского месторождения (Бортников и др., 2007; Чернышев и др., 2011, 2012).

Местоположение месторождения

Нежданинское месторождение находится в Томпонском районе Республики Саха (Якутия), в 160 км на юго-восток от пос. Хандыга. Оно расположено на западном склоне хребта Сунтар-Хаят, в устье р. Малые Кидерики при впадении её в р. Тыры (правый приток Алдана).

Позиция в геологических структурах региона

Регионально Нежданинское месторождение находится в пределах Южно-Верхоянского сектора. Южно-Верхоянский сектор – это часть Верхоянского складчато-надвигового пояса форланда. Сектор граничит на западе с Сибирской платформой, на востоке – с Охотским массивом. Он представляет собой бывшую пассивную окраину Сибирского кратона, сложенную породами от раннерифейского до юрского возраста. В позднем рифее на территории произошёл рифтогенез, образовавший серию листрических сбросов, по которым в J_3 - K_1 развились надвиги при аккреции к окраине Охотского массива и Удско-Мургальской дуги (Парфёнов, Кузьмин, 2001). В ходе аккреции образовался субмеридиональный складчато-надвиговой пояс, прорванный гранитоидами нижнемелового возраста.

Южное Верхоянье подразделяется на три параллельных, ограниченных надвигами зоны (рис. 1): Кыллахскую, Сетте-Даббанскую и Аллах-Юньскую (Южно-Верхоянский синклинорий).

Кыллахская зона расположена в западной части Южно-Верхоянского сектора и находится в непосредственном контакте с Сибирской платформой, их граница проходит по субдолготному Нелькан-Кыллахскому надвигу. Она сложена терригенно-карбонатными отложениями возрастом от рифея до раннего кембрия, которые отвечают породам чехла Сибирской платформы. Структура Кыллахской зоны представляет собой чешуйчатый веер с гребневидными ассиметричными антиклиналями, чередующимися с широкими пологими синклиналями (Khudoley, Guriev, 2003). Антиклинали приурочены к основным разломам Кыллахской зоны. Предполагается, что главный срыв проходит субпараллельно кристаллическому фундаменту Сибирской платформы и не затрагивает породы фундамента.

Сетте-Даббанская зона находится в центре Южно-Верхоянского сектора. Она сложена породами венда-нижнего карбона преимущественно карбонатного состава, но с крупными пластами и прослоями глин в кембрийских и нижнеордовикских отложениях, глинистая составляющая которых увеличивается в восточном направлении. В поперечном сечении зона имеет структуру «цветка», или «пальмового дерева» (Парфёнов, Кузьмин, 2001). Вдоль осевой части зоны проходит Бурхалинский разлом: к западу от него развиты структуры с нормальным залеганием и разломами, имеющими восточное падение, а к востоку от разлома преобладают структуры с опрокинутым залеганием и разломы с падением в западном направлении. Бурхалинский разлом имеет левосдвиговую компоненту, которую интерпретируют как бывшую зону транспрессии. В ходе транспрессии достаточно пластичные глинисто-карбонатные породы были смяты в складки со сложной морфологией (Khudoley, Guriev, 2003).

Нежанинское месторождение находится в самой восточной части Южно-Верхоянского сектора – Аллах-Юньской зоне, или Южно-Верхоянском синклинии. Южно-Верхоянский синклинирий сложен породами верхоянского комплекса и прорван гранитоидами нижнемелового возраста.

Верхоянский комплекс представлен турбидитами дельтовых подводных конусов выноса нижнекарбонно-триасового возраста. Породы этого комплекса распространены на большей части территории Верхоянского складчато-надвигового пояса. Состав турбидитов Южно-Верхоянского синклинии преимущественно песчанистый, алевролитовый и глинистый. Последовательность осадочных пород почти непрерывная – несогласия присутствуют только в породах триаса.

Внутри Южно-Верхоянского синклинии выделяют три зоны меридионального простирания (названия зон с запада на восток): Присеттедабанская и Центральная с интенсивно сжатыми складками и Приохотская, где линейные складки чередуются с участками пологого залегания пород.

Вдоль Присеттедабанской зоны протирается субмеридиональный Минорский глубинный разлом, который в своей северной части именуется Кидериканским. Кидериканский разлом состоит из ряда левосторонних взбросо-сдвигов, контролирует размещение нижнемеловых и верхнемеловых гранитоидных массивов, сопряжённых с ними дайками, а также является рудоконтролирующим и рудораспределяющим на Нежданинском месторождении. По простиранию разлома установлен зональный метаморфический пояс, имеющий протяжённость в несколько сотен километров при ширине 60–70 км. В центральной части метаморфизм достигает биотитовой субфации зеленосланцевой фации, местами до ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой

фации (Гамянин и др., 2000). Зоны наиболее высокого метаморфизма приурочены к левосдвиговым зонам смятия шириной 5-10 км при протяжённости в десятки-первые сотни км. К флангам пояса метаморфизм ослабевает до уровня границы метагенеза и эпигенеза.

Приохотская зона с запада отделена от Центральной Юдомским субдолготным разломом. Она характеризуется широким распространением массивных песчаных толщ, смятых в линейные пологие, открытые и закрытые складки, осложнённые поперечными правыми сдвигами.

На востоке-юго-востоке от Южно-Верхоянского синклинория расположен Охотский массив. Его юго-западная часть – Верхнемайское поднятие – надвигается на Кыллахскую зону и Южно-Верхоянский синклинорий по Билякчанскому надвику, также имеющему левосдвиговый компонент (Khudoley, Guriev, 2003).

Охотский массив и Южно-Верхоянский сектор перекрыты вулканитами мезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса.

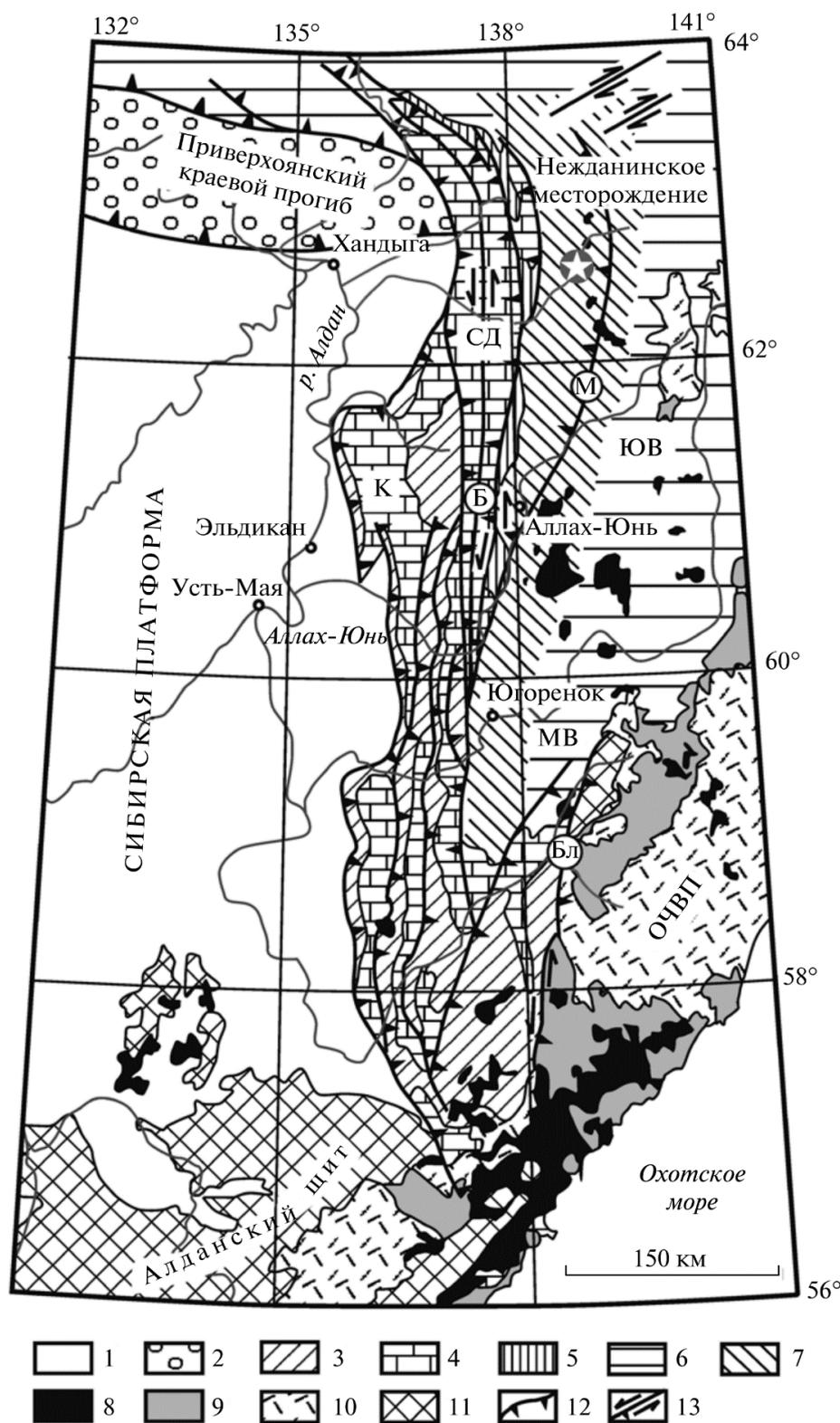


Рис. 1. Структурная схема Южно-Верхоянского сектора (Парфёнов, Кузьмин, 2001).

1 – Сибирская платформа; 2–11 – отложения : 2 – меловые Приверхоянского краевого прогиба; 3 – терригенно-карбонатные рифейские; 4 – карбонатные венд-нижнепалеозойские; 5 – карбонатные среднедевонские–нижнекаменноугольные; 6 – терригенные верхнепалеозойские–мезозойские; 7 – метаморфический пояс; 8 – мезозойские гранитоиды; 9 – вулканыты Удского пояса; 10 – вулканыты Охотско-Чукотского пояса; 11 – архейские и нижнепротерозойские образования Алданского щита и Верхне-Майского выступа (МВ) Охотского террейна; 12 – надвиги; 13 – сдвиги и взбросо-сдвиги. Теттонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, ЮВ – Южно-Верхоянская, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Разломы: Б – Бурхалинский, М – Минорский, Бл – Билякчанский. Звездочкой отмечено положение Нежданинского месторождения.

Геология района месторождения

Нежданинское рудное поле (рис. 2) находится на севере Южно-Верхоянского синклинория, на границе двух структурных зон – Присеттедабанской и Центральной, и имеет протяжённость 15 км при ширине 4 км.

С запада рудное поле ограничено Озёрным разломом, с востока – Восточным разломом. За южную границу принимается периклинальное замыкание Дыбинской антиклинали, на уровне кровли рудовмещающей джуптагиской свиты и выходы Гельдинской группы штоков. Северная граница условная и проводится по водоразделу рек Курум и Большие Кидерики до выходов Курумского массива.

Литология и стратиграфия осадочных пород.

Рудное поле вмещают породы верхоянского комплекса. Они представлены пермскими отложениями, смятыми в флексуорообразную Дыбинскую антиклиналь сложной морфологии. Западное крыло антиклинали имеет пологие углы падения, восточное – крутые, преимущественно обратные. Породы претерпели метаморфические изменения, по условиям температуры и давления не превышающих зеленосланцевую фацию.

Нижнепермские отложения представлены двумя свитами: нижней – джуптагинской и верхней – дыбинской. Рудовмещающей является джуптагинская свита.

На территории рудного поля джуптагинская свита состоит из двух пачек общей мощностью 600 м. Нижняя пачка сложена углисто-известковистыми алевролитами с конкрециями диагенетического марказита и прослоями и линзами песчанистого материала, объём которого увеличивается к верхней части пачки. Верхняя 250-метровая пачка джуптагинской свиты сложена кварц-полевошпатовыми мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами и завершается 4-метровым пластом кварцевых песчаников, насыщенных кварцевыми и кварц-альбитовыми лестничными прожилками. По кровле кварцевых песчаников маркируется граница джуптагинской и дыбинской свиты.

Дыбинская свита сложена тонкоплитчатыми углистыми алевролитами. Некоторые интервалы нижней половины свиты содержат мелкие конкреции марказита. Видимая мощность дыбинской свиты – 800 м.

Нижнепермские породы к востоку перекрываются более грубозернистыми алевролито-песчаными породами менкеченской свиты, состоящей из 4 пачек, общей мощностью более 2 км.

Разрывные нарушения.

Район рудного поля пересечён четырьмя системами разломов, ориентированными в сумберициональном (Кидериканская система), широтном (Тыринская система) и

диагональных (Сунтарская и Халыинская системы) направлениях. Разломы забивают свод складки на горстообразные блоки.

Магматические породы

Магматические породы в пределах Нежданинского рудного поля распространены ограничено. На северо-восточной границе рудного поля выходит Курумский гранит-гранодиоритовый массив, на юго-западной границе – Гельдинская группа мелких штоков габбро-диоритов. Непосредственно на территории рудного поля находятся 30 даек основного и среднего состава.

Дайки представлены двумя комплексами пород: позднеюрскими габбро-диоритами и ранне-позднемиловыми лампрофирами. Мощность даек изменяется от 0,5 до 8 м, протяжённость – от 100 м до 10 км. K-Ar- возраст габбро-диоритовых даек – 153, 154 и 168 млн. лет (Бортников и др., 2007). Дайки лампрофиового комплекса состоят из биотит- и амфиболсодержащих лампрофиров. Из-за особенностей структуры и минерального состава эти дайки относят к диасхистовым образованиям (Чернышев и др., 2011). По результатам U-Pb датирования цирконов (ID-TIMS) и Rb-Sr датирования породообразующих минералов (Чернышев и др., 2012), возраст лампрофировых даек – 121 ± 1 млн. лет.

Курумский гранит-гранодиоритовый массив сложен в основном гранодиоритами, в меньшей степени – лейкократовыми гранитами, занимающими центральное положение, а также дайками и жилами аплитовых гранитов, аплитов, пегматитов. Площадь массива – 6,5 км².

Гельдинская группа включает 13 штоков с разнообразным составом пород. Они сложены диоритами и кварцевыми диоритами, некоторые в эндоконтактных зонах сменяются габбро-диоритами. Штоки образуют небольшие по площади ($50 \times 100-700 \times 1200$ м) выходы в междуречье Гельды-Яман – левых притоков р. Тыры.

По результатам U-Pb датирования цирконов (ID-TIMS) и Rb-Sr датирования породообразующих минералов (Чернышев и др., 2012), возраст гранитоидов Курумского массива и диоритовых штоков Гельдинской группы равен соответственно 94 ± 1 и 92.6 ± 0.8 млн. л.

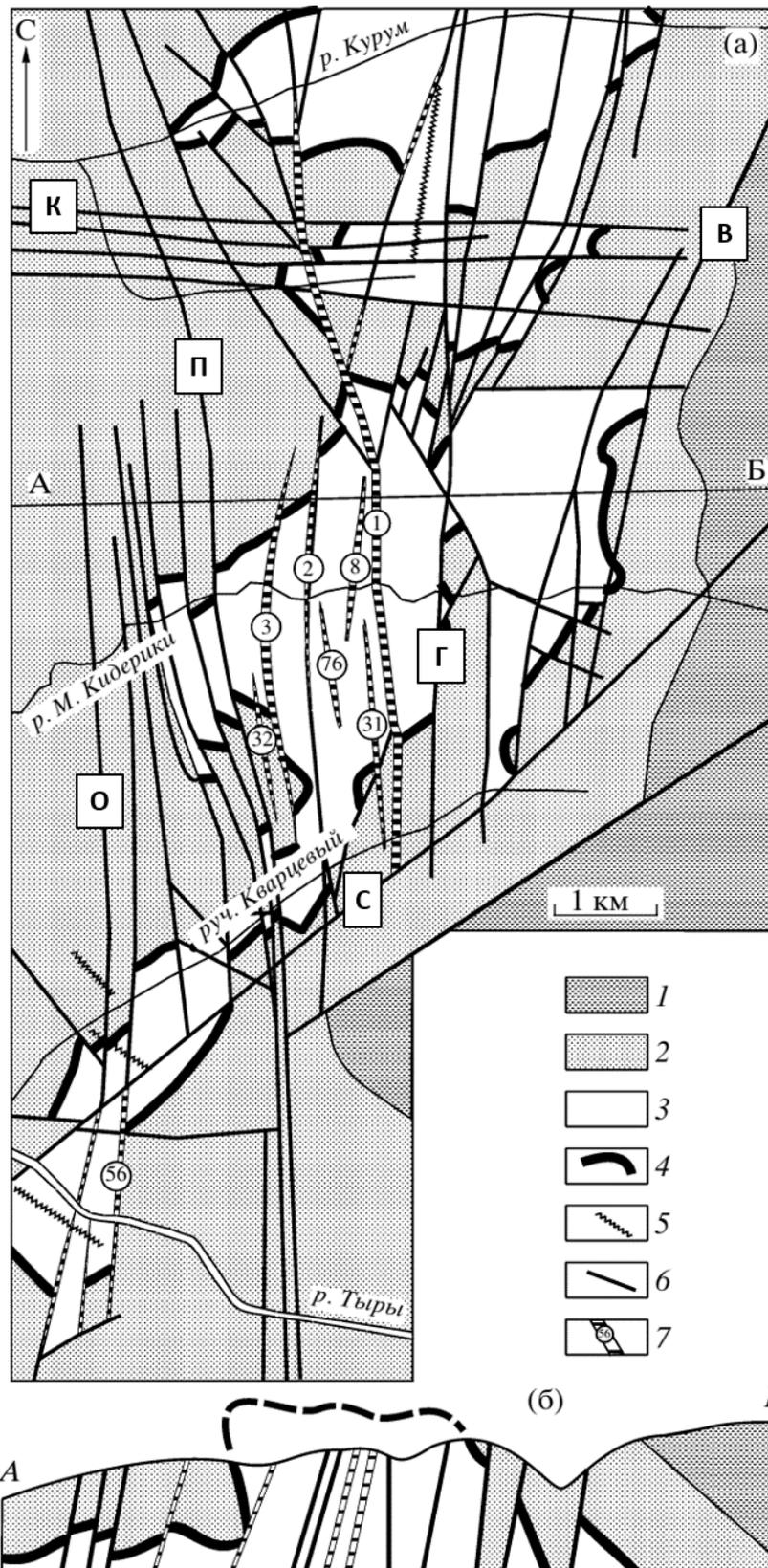


Рис. 2. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Нежданинского месторождения (Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007):

1 – песчаники, алевролиты менкеченской свиты (P_{2mn}); 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты дыбинской свиты (P_{1db}); 3 – алевролиты, песчаники джуптагинской свиты (P_{1dg}); 4 – маркирующий слой кварцевых песчаников джуптагинской свиты (P_{1dg}); 5 – дайки диоритовых порфириров и лампрофиров; 6 – разрывные нарушения; 7 – рудные зоны и их номера. Разломы: К – Курумский, О – Озрный, П – Пограничный, С – Сунтарский, Г – Главный, В – Восточный.

Характеристика участка месторождения

Нежданинское месторождение занимает площадь около 10 км². Оно сложено терригенными углисто-песчано-алевролитовыми породами нижней перми, представленными двумя свитами: джуптагинской и дыбинской. Рудовмещающей является джуптагинская свита. Породы претерпели изменения до зеленосланцевой фации метаморфизма и осложнены серией разрывных нарушений, в которых и локализуется оруденение. На территории месторождения установлены дайки габбро-диоритов и лампрофиров, пространственно связанные с золотым оруденением.

Тектоника

Месторождение приурочено к горст-антиклинальному блоку, с востока ограниченного Главным разломом, с запада – Пограничным, а с севера и юга – зонами повышенной трещиноватости Курумской системы разрывных нарушений в истоках ручья Кварцевый и на водоразделе ручьёв Зимовье – Курум.

Рудовмещающая Дыбинская антиклиналь имеет асимметрично-коробчатый поперечный профиль, осевая линия ориентирована в направлении 15-20⁰, шарнир складки погружается на юг под углом 50⁰. Свод антиклинали сильно деформирован, а её крылья осложнены флексурными перегибами. Западное крыло антиклинали погружается под углом 5-12⁰, восточное – под 60-80⁰. Восточное крыло иногда имеет обратное падение, сопровождаемое серией продольных нарушений. В приосевой части складки крылья более симметричны и имеют падение 30-40⁰.

Свод антиклинали в районе месторождения по интенсивности, характеру складчатости и разрывным деформациям является структурной аномалией: на разной широте складка имеет различный поперечный профиль.

Крылья складки обрезаются серией меридиональных разломов, вертикальное перемещение по которым заключило часть складки шириной в 4 км в горст-антиклинальном блоке.

Помимо меридиональных разломов, территория месторождения осложнена серией нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного направления. Пересечение систем разрывных нарушений привело к образованию зоны повышенной проницаемости, к которой и приурочено Нежданинское месторождение. К таким системам относятся Нежданинская, Курумская, Сунтарская и Сетаньинская.

Нежданинская система нарушений трассирует Кидериканский разлом в алевролитовой толще нижней перми. Часть этих нарушений являются рудовмещающими или/и оказывают большое влияние на структуру участка, поэтому имеют собственные

названия (с запада на восток): Озёрный разлом, Пограничный разлом, рудные зоны № 1-3, 8, Главный разлом, Восточный разлом. Они имеют субмеридиальное крутое западное или субвертикальное падение. На юге разломы ограничиваются дуговой составляющей Сунтарского разлома, на севере прослеживаются до правого водораздела р. Курум и затухают в результате многократного ветвления.

Рудные тела и минерализация

На месторождении известно более 50 рудных тел. Все они приурочены к разрывным нарушениям. Рудные тела разделяют на три группы (Гамянин и др., 2000):

1. минерализованные зоны дробления, состоящие из кварц-сульфидных прожилков и линз и сульфидной вкрапленности рудосопровождающих березитов (рудные зоны 1, 3, 31, 56);
2. согласные жилы (рудная зона 8) и секущие плитообразные и линзовидные жилы (рудные зоны 5, 6, 14, 21);
3. штокверкообразные прожилковые зоны (рудная зона 56).

Самая протяжённая из рудоносных разрывов Нежданинской системы нарушений – рудная зона № 1. Зона прослеживается на 10 км по простиранию и на 1,9 км на глубину без признаков выклинивания. Она считается основным телом месторождения и является типичной минерализованной зоной дробления, которое определяется как взбросо-сдвиг длительного развития и неоднократного подновления. Падение зоны крутое на запад, но на пересечении оси Дыбинской антиклинали она изгибается и на участке в 300 м приобретает восточное падение. Средняя мощность зоны – 14 м, варьирует в пределах от 2 до 40 м. Зона сопровождается большим количеством оперяющих нарушений сколковой природы, преимущественно северо-восточной ориентировки.

Выводы

Таким образом, Нежданинское месторождение:

- 1) Приурочено к своду Дыбинской антиклинали, которая расположена в Южно-Верхоянском синклинории Южно-Верхоянского складчатого пояса бывшей пассивной окраины Сибирского кратона.
- 2) Территория месторождения находится в пределах зонального метаморфического пояса и претерпела изменения, по параметрам температуры и давления не превышающих зеленосланцевую фацию.
- 3) Месторождение сложено пермскими углеродсодержащими песчано-алевролитовыми терригенными породами. Рудовмещающей является нижнепермская джуптагинская свита.

- 4) Рудная минерализация контролируется разрывными нарушениями Нежданинской системы, представленных минерализованными зонами дробления, согласными и секущими жилами, а также штокверкообразными прожилковыми зонами.
- 5) Магматические породы на территории Нежданинского рудного поля распространены ограниченно. Непосредственно на месторождении они представлены только дайками габбро-диоритов и лампрофиров.

ГЛАВА 2. ПЕТРОГРАФИЯ ЗОЛОТЫХ РУД

Образцы руд представлены фрагментами кернов рудной зоны №1, полученных в результате бурения верхних горизонтов северного фланга Нежданинского месторождения (2 карьер). По результатам визуального-макроскопического изучения руды (32 малых технологических пробы) и оптической микроскопии шлифов (9 шт.) и аншлифов (97 шт.) было выделено три типа пород:

- 1) алевролиты;
- 2) брекчированные алевролиты;
- 3) кварцевые жилы.

Выделение этих типов довольно условное: между породами трудно провести чёткую границу из-за того, что переход от одного типа к другому имеет постепенный характер.

Алевролиты

Под **алевролитами** подразумеваются слабометаморфизованные скрыто-тонкозернистые породы чёрного или тёмно-серого цвета с массивной или сланцеватой текстурой, которые нередко секутся прожилками (рис. 3).

Породу не менее, чем на 70 об. %, составляет альбит-кварц-мусковитовая основная масса. Основная масса содержит рассеянное углеродное вещество (1-3 об. %), которое, вместе с мусковитом, обуславливают сланцеватую текстуру породы (рис. 4). В качестве аксессуарных минералов в основной массе установлены апатит, рутил, монацит и гоэцит. Для альбит-кварц-серицитовой основной массы характерна сульфидная минерализация, представленная пиритом и арсенопиритом. В основном сульфидная минерализация имеет вкрапленную текстуру, но также, благодаря пириту, текстура может быть прожилковидной или линзовидной.

Алевролиты секутся прожилками кварцевого, карбонатно-кварцевого, реже карбонатного состава. По форме прожилки могут быть простыми: линейными или линзовидными; и сложными: извилистыми, лентовидными, плейчатными, с раздувами и пережимами. Мощность прожилков варьирует от нескольких десятков микрон до первых сантиметров. Крупные размеры характерны только для кварцевых или карбонатно-кварцевых прожилков. В составе кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилков в подчинённом количестве иногда встречаются пирит, арсенопирит, сфалерит, марказит, гётит, каолинит, микроклин и апатит. Кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки могут иметь рудные аналоги, содержащие большое количество гнёзд (до 40 %) пирита, арсенопирита и, в редких случаях, сфалерита. Предельный объём прожилков в алевролитах принят условно за 30 об. %.

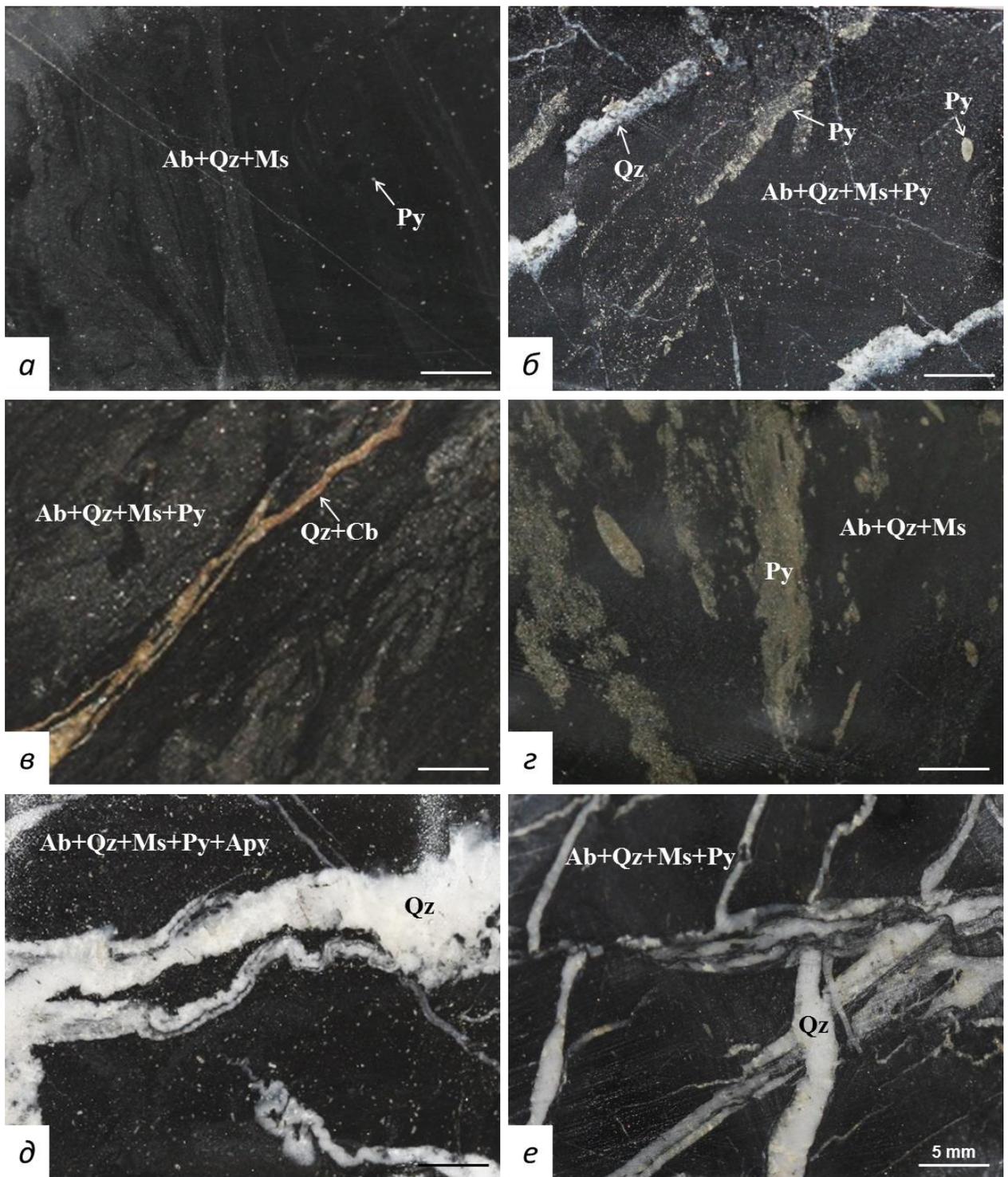


Рис. 3. Алевролиты. Фотографии кернов

a – сланцеватая альбит-кварц-серицитовая основная масса с вкрапленностью пирита; *б* – кварцевые прожилки в альбит-кварц-серицитовая основная масса и вкрапленным, гнездовидным и прожилковидным пиритом; *в* – алевролиты с карбонатным прожилком и рассеянной вкрапленностью пирита; *г* - алевролиты с гнездовидным и прожилковидным пиритом; *д, е* – алевролиты с карбонатно-кварцевыми прожилками, вкрапленностью пирита и арсенопирита. Минералы:

Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Cб – карбонаты Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц

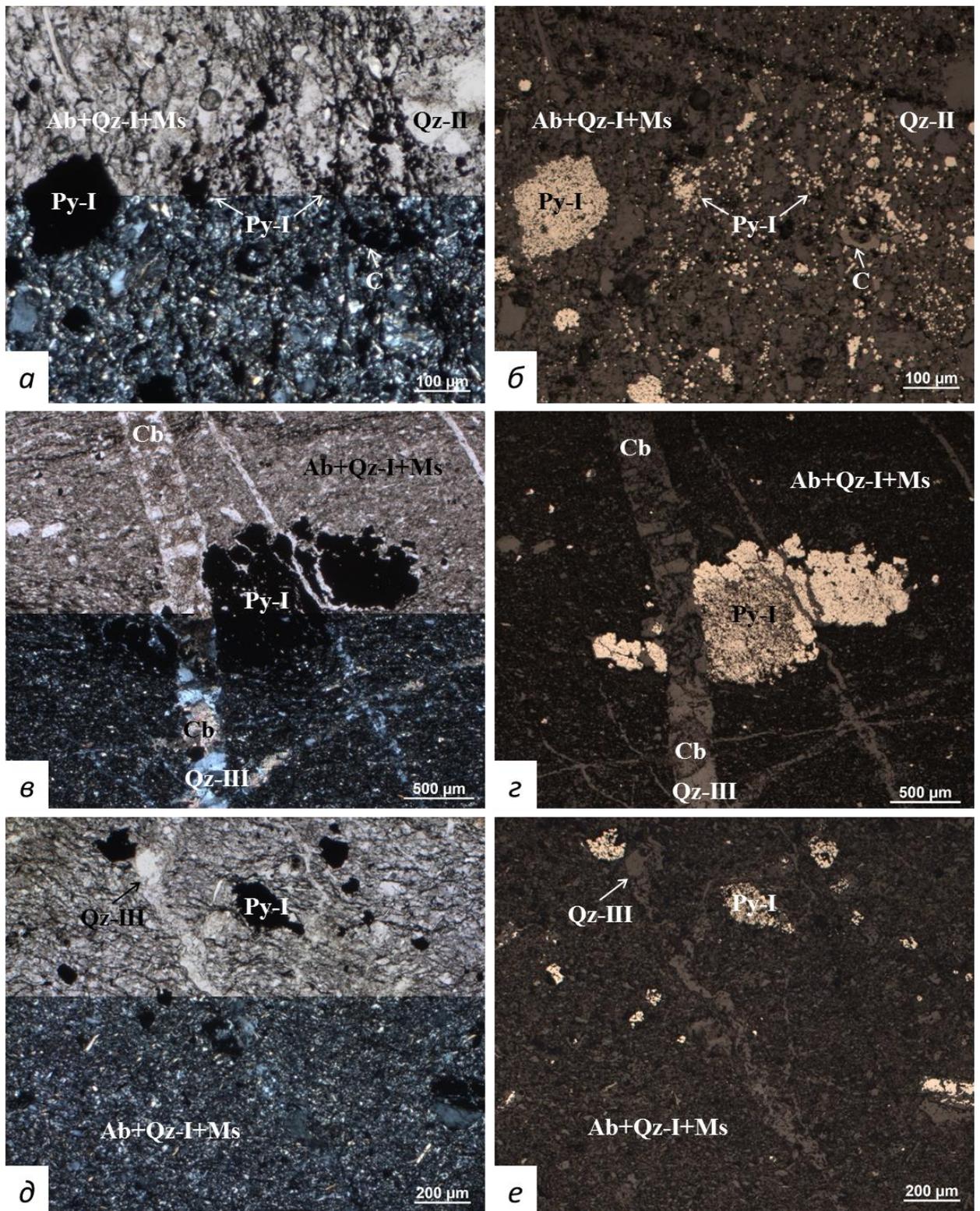


Рис. 4. Алевролиты. Микрофотографии шлифов и аншлифов

a, б – вкрапленность пирита в альбит-кварц-мусковитовой основной массе с углеродным веществом; *в, з* – альбит-кварц-мусковитовая основная масса с гнездовидным пиритом, секущимся карбонатно-кварцевым прожилком; *д, е* – сланцеватая альбит-кварц-мусковитовая основная масса с вкраплениями пирита и кварцевым прожилком. *a, в, д* – проходящий свет (сверху параллельные николи, снизу – николи скрещены); *б, з, е* – отражённый свет. Минералы:

Ab – альбит, C – углеродное вещество, Cb – карбонаты, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римские цифры – генерации минералов.

Брекчированные алевролиты

К **брекчированным алевролитам** относятся породы с количеством прожилков от 30 до 70 об. %. Примерно при таком содержании значительно меняется текстура алевролитов и отмечаются новые минеральные ассоциации. Текстура брекчированных алевролитов определяется взаимоотношением прожилков и альбит-кварц-серицитовой основной массы. Она бывает: брекчиевидной, неоднородно-плойчатой или сетчато-прожилковой (рис. 5, 6). Для альбит-кварц-серицитовой основной массы характерны те же особенности, что и для обычных алевролитов. Фрагменты основной массы могут быть представлены угловатыми и пластичными обломками, а также реликтовыми тонкими прожилковидными агрегатами в прожилках.

Прожилки брекчированных алевролитов также имеют преимущественно кварцевый или карбонатно-кварцевый состав, но чаще и в большем количестве, по сравнению с обычными алевролитами, содержат рудные минералы. Помимо кварца, карбонатов и рудных минералов, в прожилках встречаются мусковит, апатит, каолинит и микроклин. Рудная составляющая прожилков может быть представлена гнёздами или прожилковидными агрегатами, сложенными в разных комбинациях: пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом; сульфоантимонитами Cu, Pb, Ag. Для пирита и арсенопирита характерны зёрна с высокой степенью идиоморфизма, в отличие от остальных сульфидов и сульфосолей, которые образуют ксеноморфные агрегаты, часто секущие, цементирующие и обрастающие пирит и арсенопирит. Рудные минералы прожилков могут проникать и в альбит-кварц-серицитовую основную массу. В частности, они ассоциируют с нитевидными фрагментами альбит-кварц-серицитовой основной массы. Мощность выделений рудных минералов в прожилках меняется от 5 мкм до 0.5 см. Она может уменьшаться или увеличиваться в 3-5 раз в пределах одного образца.

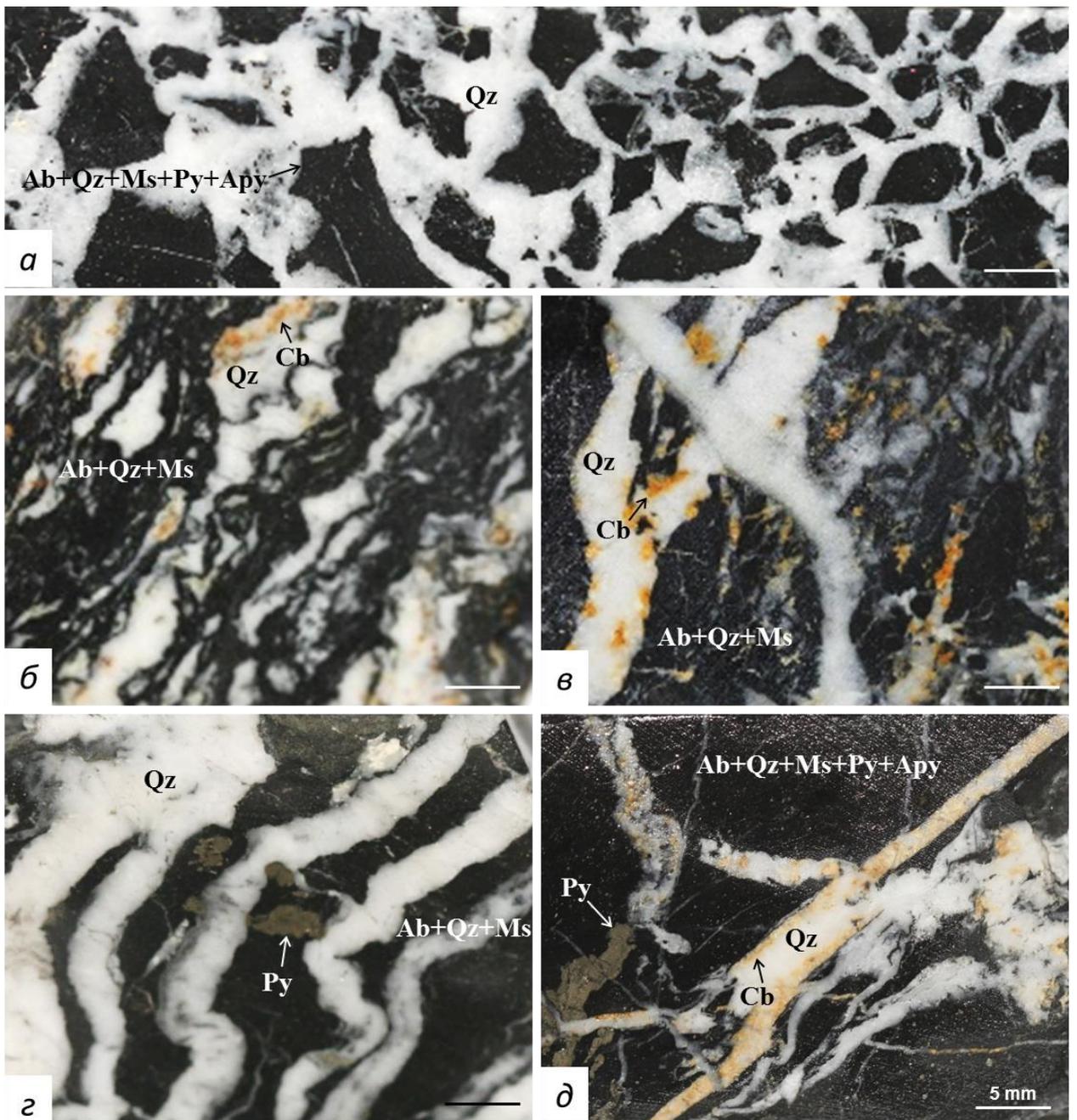


Рис. 5. Брекчированные алевролиты. Фотографии кернов

a – брекчиевидные алевролитовые фрагменты в кварце; *б* – пластчатые алевролитовые фрагменты, секущиеся карбонатно-кварцевыми прожилками с гётитом; *в* – интенсивное дробление алевролитов карбонатно-кварцевыми прожилками с гётитом; *г* – полосы алевролитов с пиритовыми гнёздами в прожилковом кварце; *д* – дробление алевролитов с сульфидами карбонатно-кварцевыми прожилками. Минералы:

Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Cb – карбонаты Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц

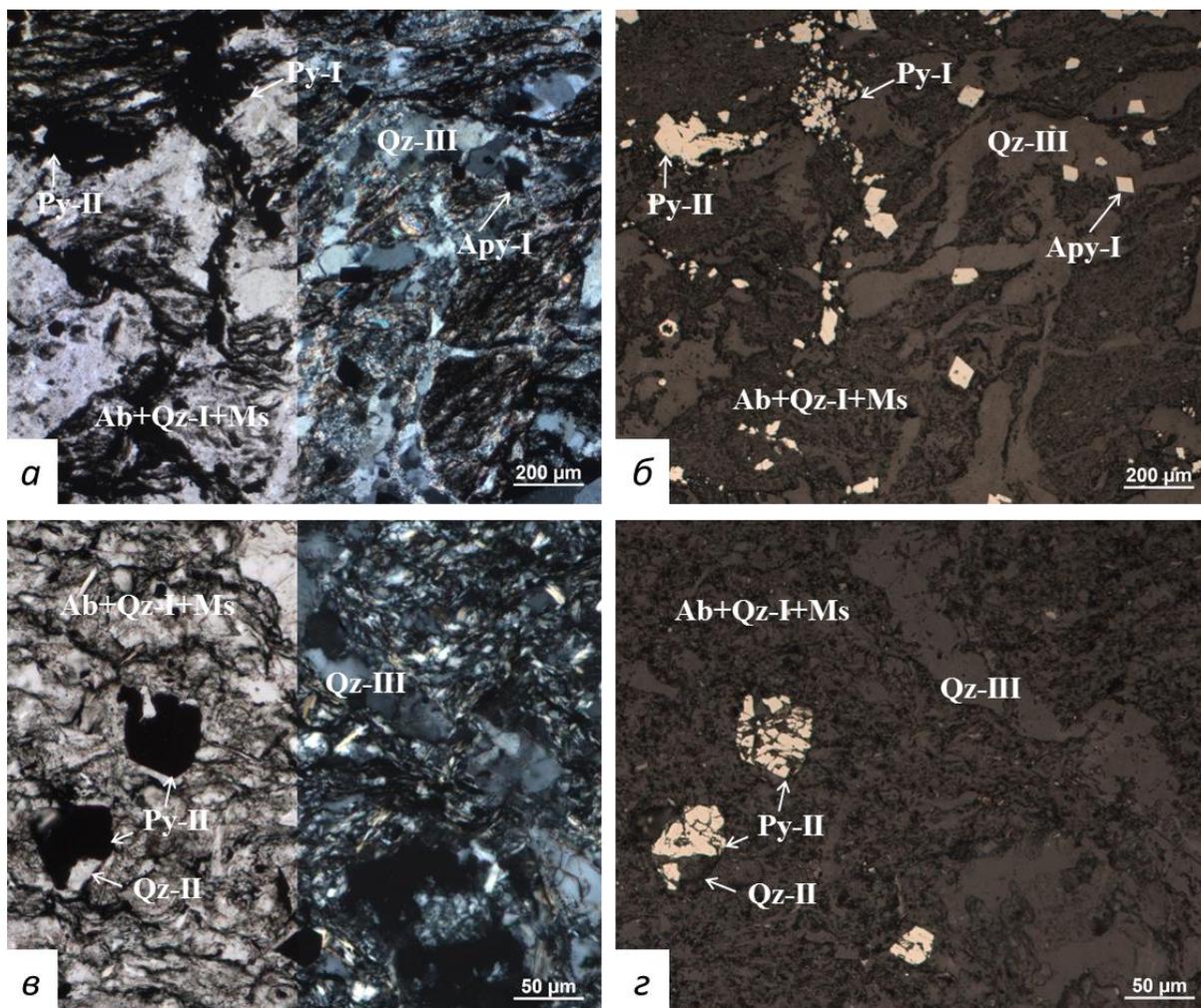


Рис. 6. Брекчированные алевролиты. Микрофотографии шлифов и аншлифов
a-z – дробление альбит-кварц-мусковитовой основной массы с пиритом и арсенопиритом кварцевыми прожилками. *a, в, д* – проходящий свет (сверху параллельные николи, снизу – николи скрещены); *б, з, е* – отражённый свет.

Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римские цифры – генерации минералов.

Кварцевые жилы

Кварцевыми жилами названы породы, более чем на 70 об. % заполненных минералами прожилков (рис. 7). За счёт не всегда ясного контакта прожилкового материала с реликтами альбит-кварц-серицитовой основной массы, для пород характерна сложно-пятнистая или сложно-сетчатая текстура. В жилах преобладает кварц, второстепенными являются карбонаты, рудные минералы и мусковит из реликтов альбит-кварц-серицитовой основной массы. Набор рудных минералов кварцевых жил (рис. 8) почти не отличается от брекчированных алевролитов, но в них более полно представлено разнообразие сульфосолей, а также диагностированы акантит и ковеллин. Морфология рудных минералов аналогична брекчированным алевролитам.

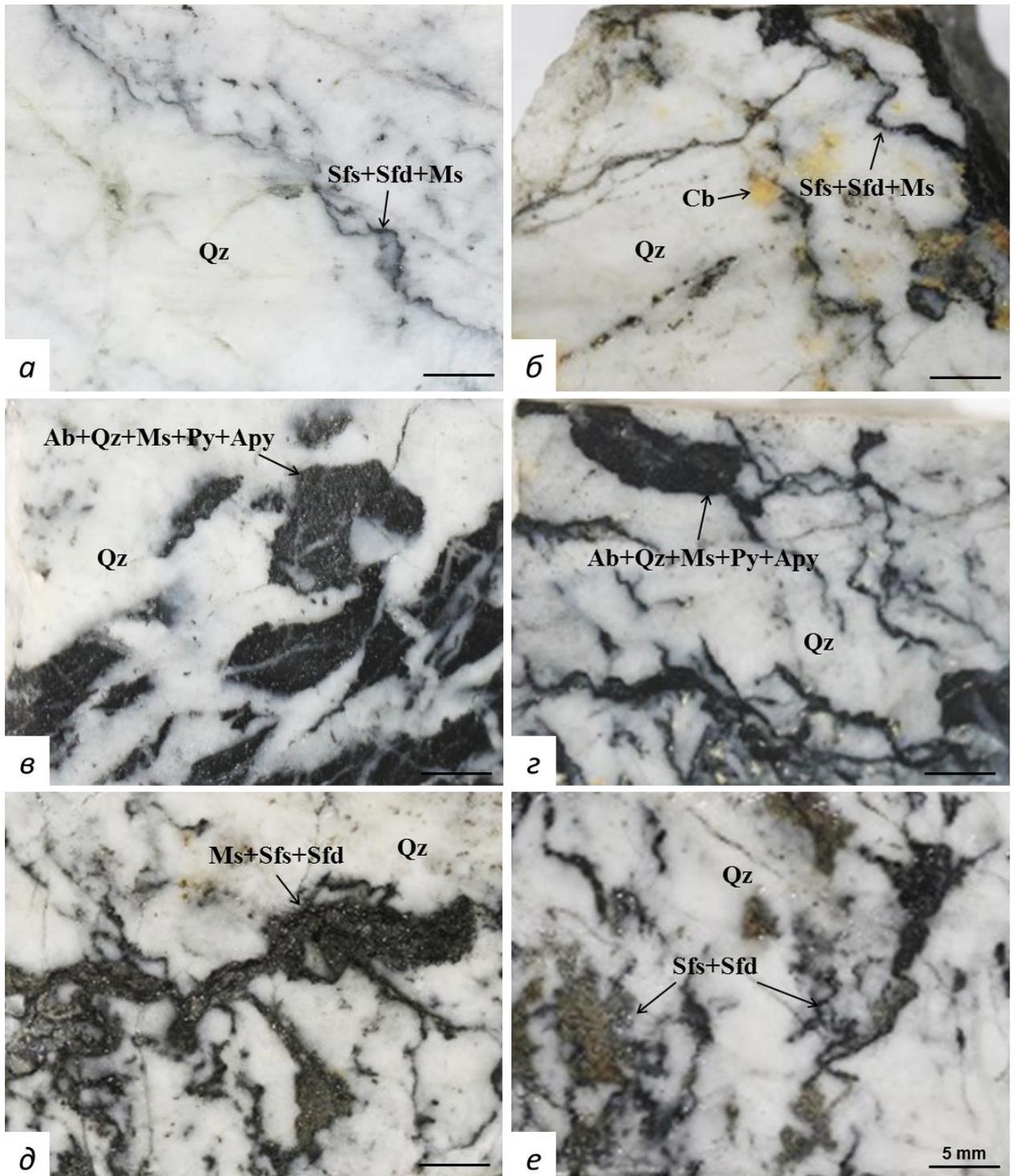


Рис. 7. Кварцевые жилы. Фотографии кернов

a, б – тонкие прожилковидные алевролитовые фрагменты в кварце с карбонатами; *в, г* – брекчиевидные и тонкие прожилковидные фрагменты алевролитов в кварце; *д, е* – сульфосольно-сульфидные прожилки и гнёзда в кварце в ассоциации с тонкими прожилковидными фрагментами алевролитов в жильном кварце. Минералы:

Ab – альбит, Apy – арсенопирит, Cb – карбонаты Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц, Sfd – сульфиды, Sfs – сульфосоли

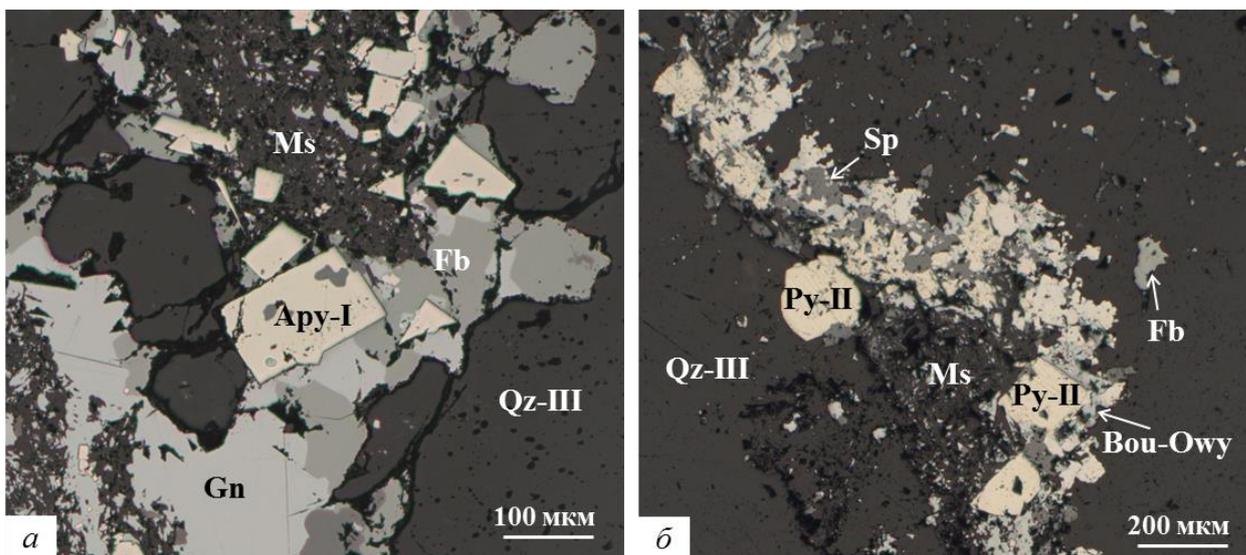


Рис. 8. Сульфиды и сульфосоли в ассоциации с мусковитом в жильном кварце. Микрофотографии шлифов в отражённом свете

Ару – арсенопирит, Bou – буланжерит, Fb – фрейбергит, Gn – галенит, Ms – мусковит, Owy – овихиит, Py – пирит, Qz – кварц, Sp - сфалерит. Римские цифры – генерации минералов.

Выводы

- 1) Выделено три типа пород: алевролиты, брекчированные алевролиты и кварцевые жилы. Породы постепенно переходят друг в друга, поэтому выделение этих типов носит условный характер. Породы разделены по текстурным особенностям и количеству жильных минералов.
- 2) Алевролиты представлены сланцеватыми чёрно-серыми тонкозернистыми породами, сложенными альбит-кварц-мусковитовым агрегатом с содержанием углеродного вещества 1-3 %. Они секутся прожилками кварцевого и карбонатно-кварцевого состава.
- 3) Брекчированные алевролиты – это алевролиты с брекчиевидной, сетчато-прожилковой или беспорядочной текстурой. Текстура обусловлена интенсивным дроблением альбит-кварц-мусковитовой основной массы прожилковыми минералами, занимающими 30-70 об. %.
- 4) Кварцевые жилы – породы, более чем на 70 об. % состоящие из минералов прожилков.
- 5) В породах проявлена сульфосольно-сульфидная минерализация, которая может занимать до 15 об. %. Она представлена двумя типами: 1) вкрапленностью пирита и арсенопирита (\pm марказита и пирротина) в альбит-кварц-мусковитовой основной массе и 2) сульфосольно-сульфидными гнёздами и прожилковидными агрегатами в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках. Первый тип наиболее широко представлен в алевролитах и брекчированных алевролитах. Второй характерен для брекчированных алевролитов и, в большей степени, для кварцевых жил.

ГЛАВА 3. МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТЫХ РУД

Всего в образцах диагностировано 35 минералов (табл. 1). По распространению минералы разделены на породообразующие (больше 10 об. %), второстепенные (1-10 об. %) и акцессорные (меньше 1 об. %). Из 35 диагностированных минералов, 17 являются рудными и представлены сульфидами и сульфосолями. Самые распространённые из них – это пирит и арсенопирит. К второстепенным рудным минералам можно отнести сфалерит, галенит и фрейбергит. К редким относятся: марказит, халькопирит, бурнонит, буланжерит, геокронит, овихиит, диафорит, миаргирит и пираргирит. Отмечаются единичные находки пирротина, ковеллина и акантита. Из 17 рудных минералов, 6 имеют своём составе Fe, 2 из которых являются главными минералами. Zn в составе содержат 2 минерала, Cu - 4 минерала, Pb и Ag - по 6 минералов. Sb содержат 8 минералов – все они относятся к сульфосолям. Несмотря на то, что As входит только в формулу арсенопирита, он присутствует в качестве распространённой примеси в пирите и сульфосолях.

Кроме перечисленных в таблице минералов, предшественники в составе руд отмечали: редкие минералы (0.1-1 %) – хлорит, диккит, шеелит; очень редкие (<0.1 %) – кальцит, метастибнит, джемсонит, цинкеит, бертьерит, халькостибит, фаматинит, андорит и прустит (Гамянин и др., 2000). Однако, в их списке не упоминаются ковеллин, акантит, рутил, апатит, монацит, гётит, скородит и англезит.

Ниже представлено подробное описание диагностированных минералов. Описание организовано в следующем порядке: 1) нерудные минералы от породообразующих к второстепенным и акцессорным; 2) рудные минералы от главных к второстепенным и редким; 3) гипергенные минералы; 4) золото.

Таблица 1. Минералы, определённые в образцах руд

| № | Минерал | Формула | Типы пород | | |
|--------------------------|--------------|---|------------|---------------------------|----------------|
| | | | Алевролиты | Брекчированные алевролиты | Кварцевые жилы |
| Самородные | | | | | |
| 1 | Золото | Au | ○ | ○ | ○ |
| Оксиды и гидроксиды | | | | | |
| 2 | Кварц | SiO ₂ | ▲ | ▲ | ▲ |
| 3 | Рутил | TiO ₂ | ○ | ○ | ○ |
| 4 | Гётит | FeO(OH) | ○ | ○ | ○ |
| Силикаты и алюмосиликаты | | | | | |
| 5 | Каолинит | Al ₂ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄ | ○ | ■ | |
| 6 | Мусковит | KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ | ▲ | ▲ | ■ |
| 7 | Микроклин | K(AlSi ₃ O ₈) | ○ | ■ | |
| 8 | Альбит | Na(AlSi ₃ O ₈) | ■ | ■ | |
| Карбонаты | | | | | |
| 9 | Магнезит | Mg(CO ₃) | | ○ | |
| 10 | Сидерит | Fe(CO ₃) | ○ | ○ | |
| 11 | Доломит | CaMg(CO ₃) ₂ | ○ | ■ | ■ |
| 12 | Анкерит | CaFe(CO ₃) ₂ | ○ | ■ | ■ |
| Сульфаты | | | | | |
| 13 | Англезит | Pb(SO ₄) | | ◇ | ◇ |
| Фосфаты | | | | | |
| 14 | Фторапатит | Ca ₅ (PO ₄) ₃ F | ○ | ○ | |
| 15 | Монацит-(Ce) | Ce(PO ₄) | ○ | ○ | |
| 16 | Монацит-(Nd) | Nd(PO ₄) | | ○ | |
| 17 | Гояцит | SrAl ₃ (PO ₄)(PO ₃ OH)(OH) ₆ | ◇ | | |
| Арсенаты | | | | | |
| 18 | Скородит | Fe(AsO ₄) · 2H ₂ O | ○ | ○ | |
| Сульфиды и сульфосоли | | | | | |
| 19 | Пирротин | Fe _{1-x} S | ○ | ○ | |
| 20 | Сфалерит | ZnS | | ■ | ■ |
| 21 | Галенит | PbS | | ■ | ■ |
| 22 | Акантит | Ag ₂ S | | | ◇ |
| 23 | Халькопирит | CuFeS ₂ | | ○ | ○ |
| 24 | Пирит | Fe(S ₂) | ■ | ■ | ■ |
| 25 | Марказит | Fe(S ₂) | ○ | ○ | ○ |
| 26 | Арсенопирит | Fe(AsS) | ■ | ■ | ■ |

| № | Минерал | Формула | Типы пород | | |
|----|------------|--|------------|---------------------------|----------------|
| | | | Алевролиты | Брекчированные алевролиты | Кварцевые жилы |
| 27 | Ковеллин | $Cu_4Cu_2(S_2)_2S_2$ | | | ○ |
| 28 | Фрейбергит | $Ag_6(Cu_4(Fe,Zn)_2)(Sb_4S_{12})S_{1-x}$ | | ■ | ■ |
| 29 | Бурнонит | $PbCu(SbS_3)$ | | | ◇ |
| 30 | Буланжерит | $Pb_5(Sb_4S_{11})$ | | ○ | ○ |
| 31 | Геокронит | $Pb_{14}(Sb_6S_{23})$ | | ◇ | ◇ |
| 32 | Овихиит | $Ag_3Pb_{10}(Sb_{11}S_{28})$ | | ○ | ○ |
| 33 | Диафорит | $Ag_3Pb_2(Sb_3S_8)$ | | | ◇ |
| 34 | Миаргирит | $Ag(SbS_2)$ | | | ○ |
| 35 | Пираргирит | $Ag_3(SbS_3)$ | | | ○ |

▲ – породообразующие минералы (> 10 об. %), ■ – второстепенные минералы (1-10 об. %), ○ – аксессуарные минералы диагностированные с помощью оптического микроскопа (< 1 об. %), ◇ – аксессуарные минералы, диагностированные только рентгеноспектральным микроанализом

Кварц

Кварц SiO_2 - породообразующий минерал всех типов пород. По форме нахождения можно выделить три разновидности.

Кварц-I слагает альбит-кварц-мусковитовую основную массу и является её главным минералом вместе с мусковитом. Он представлен изометричными зёрнами неправильной формы, средний размер которых – 30-60 мкм. Находится в ассоциации с мусковитом, альбитом, самородным углеродом, пиритом-I и арсенопиритом; рутилом, апатитом, монацитом, гоацитом.

Кварц-II также приурочен к альбит-кварц-мусковитовой основной массе. Он представлен:

- 1) более крупными, по сравнению с кварцем-I, зёрнами неправильной формы, иногда содержащих включения пирита-I;
- 2) оторочками параллельно-шестоватых агрегатов вокруг выделений пирита и арсенопирита (рис. 9 а, б).

Кварц-III формирует молочно-белые кварцевые, карбонатно-кварцевые прожилки и их аналоги с рудными минералами (рис. 9 в, г). Зёрна кварца имеет неправильную изометричную или удлинённую форму, размер зёрен может меняться от 20 мкм в зальбандах до 500 мкм в центре прожилков. Кварц-III находится в ассоциации с карбонатами, микроклином, каолинитом, апатитом и рудными минералами, может заключать в себе реликты альбит-кварц-мусковитовой основной массы.

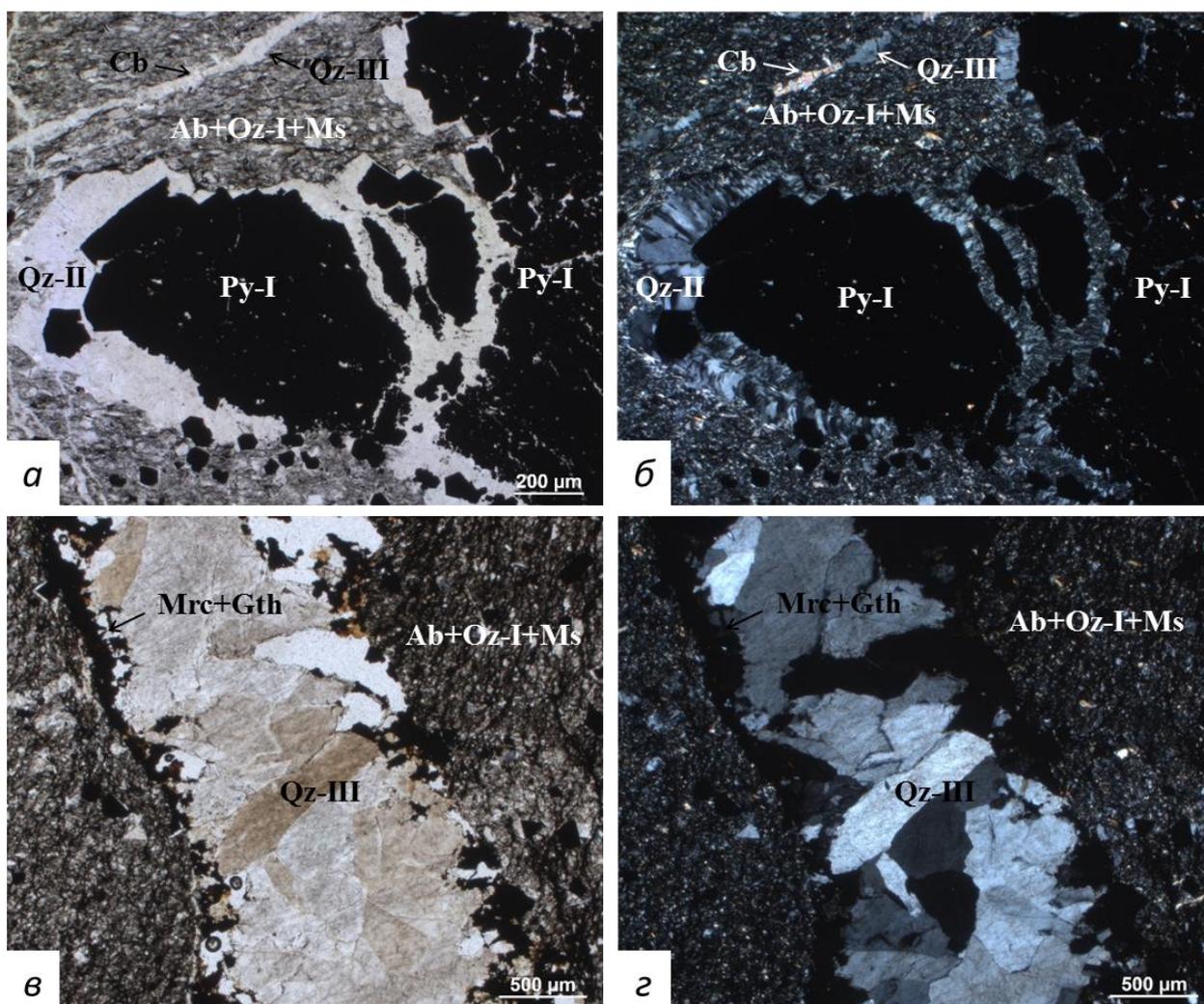


Рис. 9. Морфологические разновидности кварца. Микрофотографии в проходящем свете
a, б – оторочки параллельно-шестоватых агрегатов кварца вокруг выделений пирита из альбит-кварц-мусковитовой основной массы; *в, г* – прожилковый кварц с марказитом и гётитом в зальбандах (*a, в* – параллельные николи; *б, г* – николи скрещены). Минералы: Ab – альбит, Cb – карбонат, Gth – гётит, Mrc – марказит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Мусковит

Мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ является породообразующим минералом алевролитов и брекчированных алевролитов, в кварцевых жилах встречается более ограниченно. Он представлен тонкими чешуйками, которые формируют вместе с кварцем, альбитом и углеродным веществом сланцеватые или массивные агрегаты. Помимо кварца и альбита, мусковит ассоциирует с пиритом и арсенопиритом из основной массы, рутилом, апатитом, монацитом, гоацитом. В прожилках встречается в составе реликтов альбит-кварц-мусковитовой основной массы, нередко в виде тонких прожилковидных агрегатов, ассоциирующих с сульфидами и сульфосолями. Состав и рассчитанные коэффициенты в формуле мусковита представлен в табл. 2. Для мусковита характерен недостаток межслоевых катионов (K, Na), постоянные примеси Fe и Mg в октаэдрической позиции.

Такой состав является типичным для мусковита, образованного в низкотемпературных условиях (200-300 °С).

Таблица 2. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах мусковита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 53.03 | 50.69 | 50.18 | 52.90 | 54.12 | 51.69 | 52.55 | 51.63 | 52.13 | 51.00 | 49.71 |
| TiO ₂ | | 0.59 | | | | 0.94 | | 0.63 | | | 1.11 |
| Al ₂ O ₃ | 30.21 | 29.96 | 33.99 | 32.38 | 31.87 | 32.80 | 29.76 | 31.26 | 30.37 | 34.80 | 37.41 |
| FeO | 4.05 | 5.71 | 2.94 | 2.96 | | 2.09 | 4.63 | 4.11 | 4.35 | 1.39 | |
| MgO | 2.55 | 2.67 | 1.60 | 1.83 | 2.99 | 1.53 | 2.44 | 1.95 | 2.60 | 1.71 | 0.79 |
| Na ₂ O | | | | | | | | | | | 0.75 |
| K ₂ O | 10.15 | 10.38 | 11.29 | 9.93 | 11.02 | 10.96 | 10.63 | 10.42 | 10.55 | 11.09 | 10.23 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 22 заряда | | | | | | | | | | | |
| Si | 3.37 | 3.27 | 3.20 | 3.33 | 3.38 | 3.27 | 3.36 | 3.29 | 3.33 | 3.22 | 3.11 |
| Ti | | 0.03 | | | | 0.04 | | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.05 |
| Al | 0.63 | 0.70 | 0.80 | 0.67 | 0.62 | 0.68 | 0.64 | 0.68 | 0.67 | 0.78 | 0.83 |
| Сумма R _(IV) | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| | | | | | | | | | | | |
| Al | 1.63 | 1.57 | 1.75 | 1.74 | 1.73 | 1.76 | 1.60 | 1.67 | 1.62 | 1.81 | 1.93 |
| Fe ²⁺ | 0.22 | 0.31 | 0.16 | 0.16 | | 0.11 | 0.25 | 0.22 | 0.23 | 0.07 | |
| Mg | 0.24 | 0.26 | 0.15 | 0.17 | 0.28 | 0.14 | 0.23 | 0.19 | 0.25 | 0.16 | 0.07 |
| Сумма R _(VI) | 2.09 | 2.14 | 2.06 | 2.07 | 2.01 | 2.02 | 2.08 | 2.08 | 2.10 | 2.04 | 2.00 |
| | | | | | | | | | | | |
| Na | | | | | | | | | | | 0.09 |
| K | 0.82 | 0.85 | 0.92 | 0.80 | 0.88 | 0.88 | 0.87 | 0.85 | 0.86 | 0.89 | 0.82 |

Альбит

Альбит Na(AlSi₃O₈) распространён не так широко, как кварц и мусковит, но, тем не менее является значимой составляющей альбит-кварц-мусковитовой основной массы, занимая в ней промежуточное положение между главным и второстепенным минералом. Альбит представлен изометричными или слегка вытянутыми зёрнами неправильной формы и таблитчатыми зёрнами размером 20-80 мкм. Помимо кварца и мусковита, ассоциирует с рутилом, апатитом, монацитом, гояцитом и вкрапленными рудными минералами: пиритом и арсенопиритом.

Микроклин

Микроклин K(AlSi₃O₈) – второстепенный минерал кварцевых, карбонатно-кварцевых прожилков и их рудных аналогов. Образует агрегаты неправильной формы размером 50-150 мкм в зальбандах прожилков в ассоциации с кварцем, карбонатами, каолинитом и иногда рудными минералами (рис. 10 б).

Каолинит

Каолинит $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$ - второстепенный минерал кварцевых, карбонатно-кварцевых прожилков и их рудных аналогов. Образует ксеноморфные агрегаты, которые секут кварц, карбонаты и другие минералы прожилков, в частности – замещает микроклин и мусковит (рис. 10). Морфология каолинита свидетельствует о его более позднем образовании относительно других минералов прожилков.

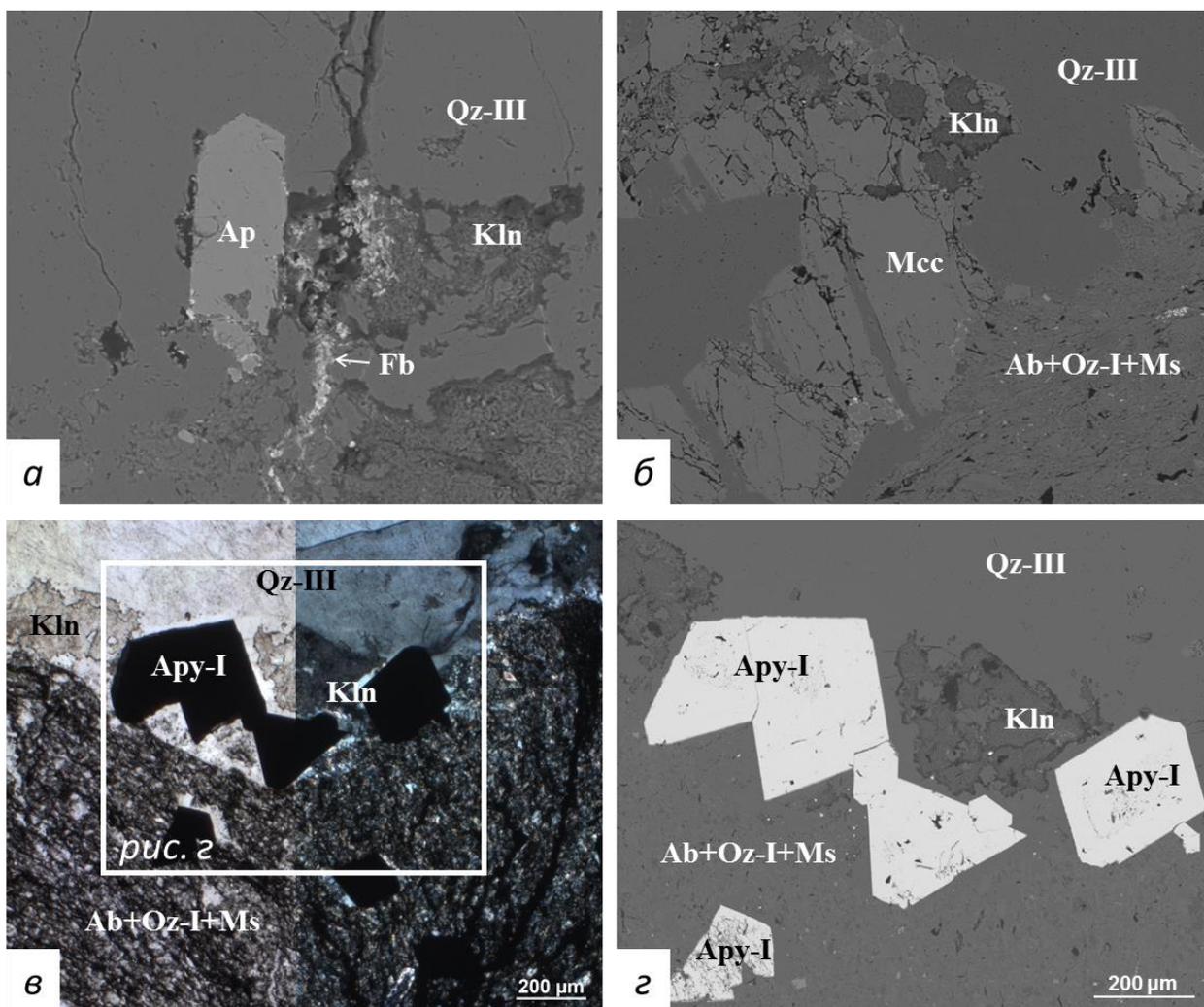


Рис. 10. Второстепенные и акцессорные минералы кварцевых и кварц-карбонатных прожилков.

а – призматический кристалл апатита в ассоциации с прожилковым кварцем, каолинитом и фрейбергитом; *б* – микроклин и каолинит в зальбандах кварцевого прожилка; *в*, *г* – ксеноморфные агрегаты каолинита в прожилковом кварце с арсенопиритом. *а*, *б*, *г* – электронные изображения; *в* – микрофотография в проходящем свете (слева – параллельные николи, справа – николи скрещены). Минералы:

Ab – альбит, Ару – арсенопирит, Fb – фрейбергит, Kln – каолинит, Мсс – микроклин, Ms – мусковит, Ру – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Карбонаты

Карбонаты характерны для карбонатно-кварцевых и карбонатных прожилков всех типов пород. Они представлены крупными гипидиоморфными зёрнами размером 50-1500 мкм и их агрегатами (рис. 11). Полностью карбонатные прожилки встречаются редко, а их

мощность не превышает 50 мкм. Чаще карбонаты образуют скопления в зальбандах или центральных частях карбонатно-кварцевых прожилков и их рудных аналогов. Карбонаты относятся преимущественно к доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ -анкеритовому $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ ряду. Химический состав карбонатов указывает на существование разностей существенно доломитовых или промежуточных между доломитом и анкеритом (рис. 12). Кутнагоритовой составляющей в карбонатах очень мало. В 2 анализах в состав карбонатов входит Sr: 1.09 и 2.55 масс. %, нормированных на 100 %. В более редких случаях, карбонаты представлены магнезитом $\text{Mg}(\text{CO}_3)$ или сидеритом $\text{Fe}(\text{CO}_3)$.

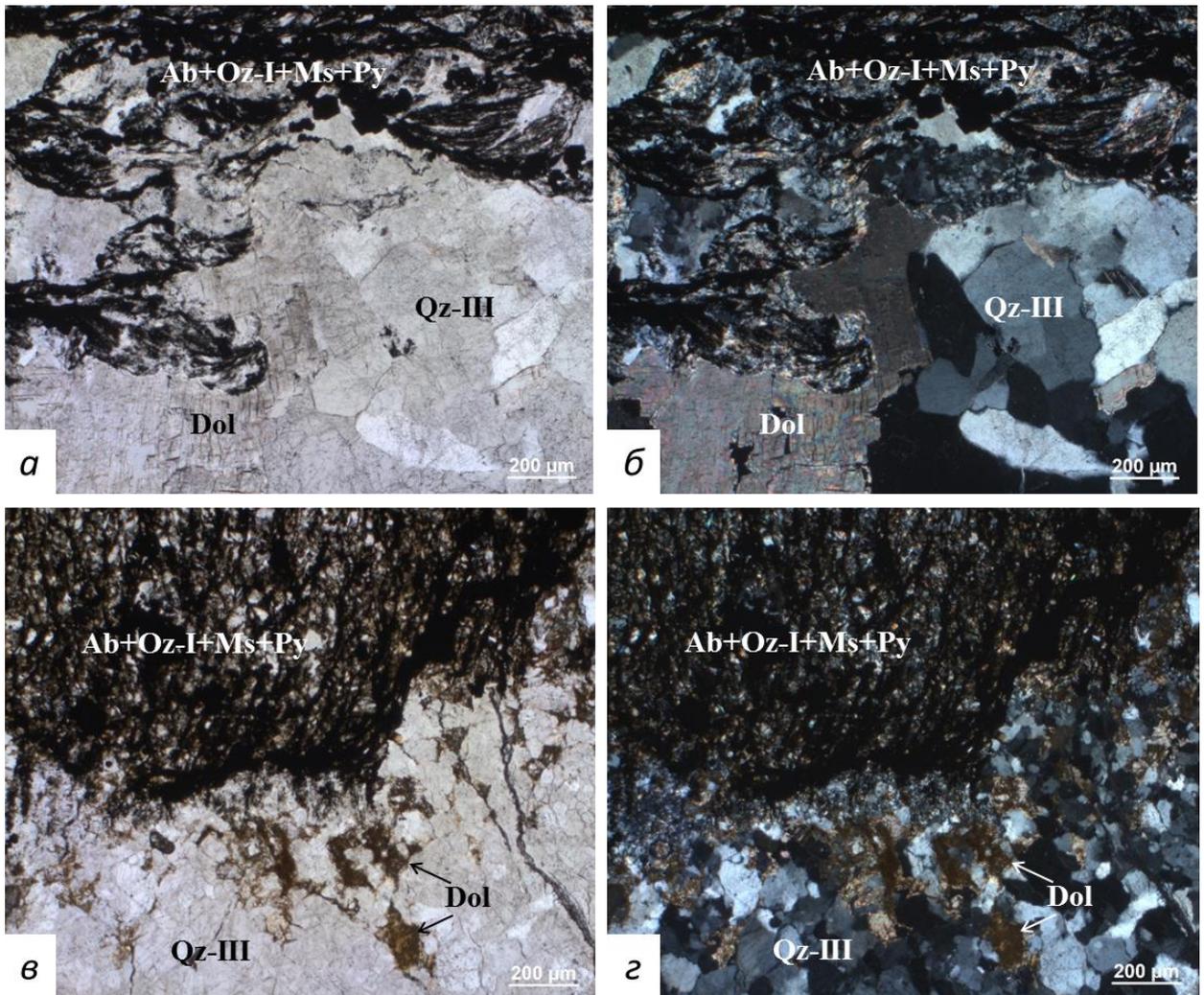


Рис. 11. Карбонаты в составе прожилков. Микрофотографии в проходящем свете
a-г – доломит в ассоциации с прожилковым кварцем; *в, г* – контакт карбонатно-кварцевой жилы с кварц-мусковитовой основной массой. *a, в* – параллельные николи; *б, г* – николи скрещены.
 Ab – альбит, Dol - доломит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

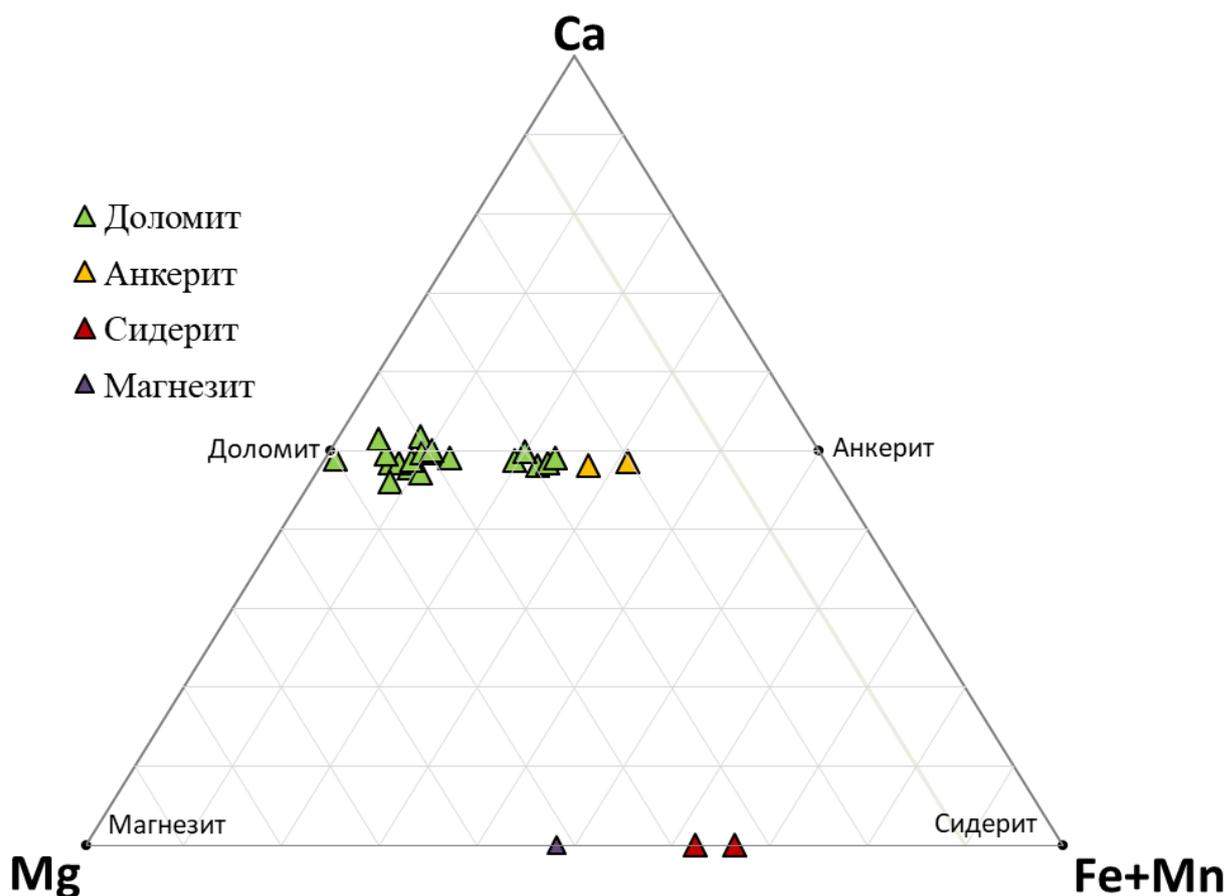


Рис. 12. Соотношение Mg, Ca и (Fe+Mn) в кристаллохимических формулах карбонатов, рассчитанных на 2 (доломит-анкерит) и 1 (магнезит-сидерит) катион

Рутил

Рутил TiO_2 – акцессорный минерал алевролитов и брекчированных алевролитов. Встречается в альбит-кварц-мусковитовой основной массе в виде идиоморфных игольчатых, длиннопризматических кристаллов, их сростков и агрегатов неправильной формы. Размер агрегатов может достигать 50 мкм, но в среднем не превышает 10 мкм. Находится в ассоциации с кварцем, мусковитом, альбитом, апатитом, монацитом, гоацитом. Нередко образует сростки с агрегатами пирита-I.

Апатит

Апатит представлен своей F-содержащей разновидностью - $Ca_5(PO_4)_3F$. Является акцессорным минералом алевролитов и брекчированных алевролитов. Встречается в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, редко – в прожилках кварцевого, карбонатно-кварцевого состава и их рудных аналогах. В альбит-кварц-мусковитовой основной массе фторапатит представлен зёрнами неправильной формы размером 5-20 мкм. В прожилках он был обнаружен всего несколько раз в виде более крупных (до 100 мкм) и более

идiomорфных призматических зёрен в ассоциации с каолинитом и тонкой нитью фрейбергита, идущей по границе апатита (рис. 10 а).

Монацит

Монацит (Ce,La,Nd,Pr,Sm)(PO₄) встречается в альбит-кварц-мусковитовой основной массе алевролитов и брекчированных алевролитов. Он образует ксеноморфные пойкилитовые или даже ситовидные агрегаты с множественными включениями кварца, мусковита, пирита и других минералов основной массы (рис. 13). По размеру зёрен встречается две группы: мелкие - 5-10 мкм и крупные 200-500 мкм.

По химическому составу в монацит относится к своей Ce разновидности, реже – к Nd (табл. 3). Монацит-(Ce) содержит примеси La, Nd, Pr; монацит-(Nd) – примеси Ce, Sm, Pr, La.

Таблица 3. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах монацита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|
| P ₂ O ₅ | 32.85 | 29.81 | 32.21 | 30.29 | 31.07 |
| La ₂ O ₃ | 19.37 | 16.24 | 15.98 | 3.07 | 17.59 |
| Ce ₂ O ₃ | 37.63 | 39.80 | 36.62 | 18.91 | 40.16 |
| Pr ₂ O ₃ | | 2.96 | | 4.70 | |
| Nd ₂ O ₃ | 10.15 | 11.19 | 15.19 | 31.72 | 11.17 |
| Sm ₂ O ₃ | | | | 11.31 | |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 8 зарядов | | | | | |
| P | 1.05 | 0.99 | 1.04 | 1.01 | 1.02 |
| La | 0.27 | 0.24 | 0.22 | 0.04 | 0.25 |
| Ce | 0.52 | 0.57 | 0.51 | 0.27 | 0.57 |
| Pr | | 0.04 | | 0.07 | |
| Nd | 0.14 | 0.16 | 0.21 | 0.45 | 0.15 |
| Sm | | | | 0.15 | |

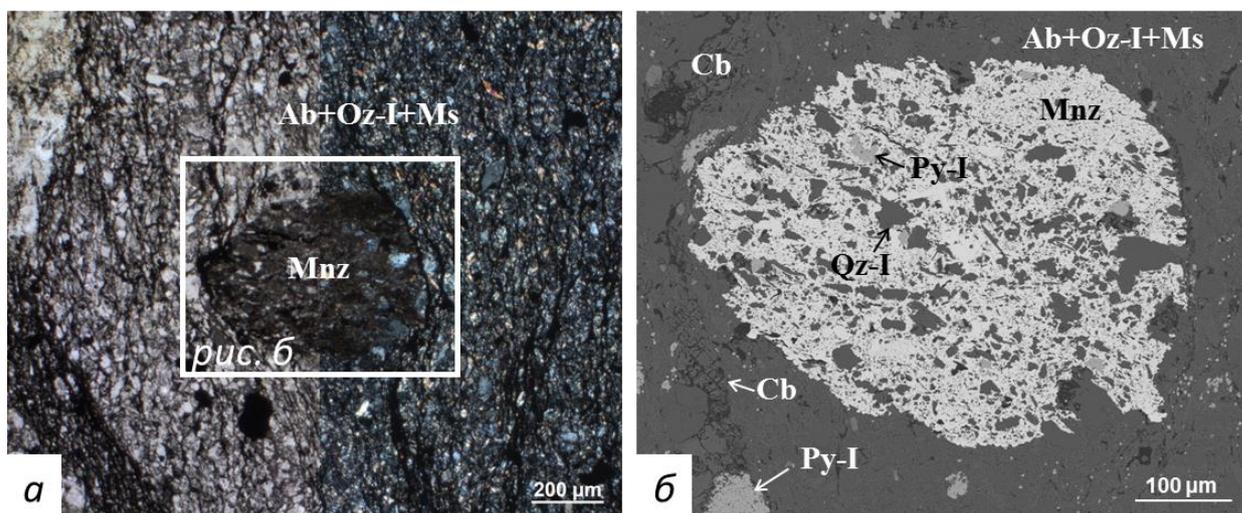


Рис. 13. Монацит с пойкилитовыми включениями кварца и пирита из кварц-альбит-мусковитовой основной массы алевролитов

a – микрофотография в проходящем свете (слева – параллельные николи, справа – николи скрещены); *б* – электронное изображение.

Ab – альбит, Cb – карбонат, Mnz – монацит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Гояцит

Гояцит $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ встречается в единичных случаях в альбит-кварц-мусковитовой массе алевролитов. Он представлен мелкими, 5-10 мкм, зёрнами неправильной формы. Диагностирован только с помощью рентгеноспектрального микроанализа.

Пирит

Пирит $\text{Fe}(\text{S}_2)$ имеет несколько морфологических разновидностей: пирит-I (тонкокристаллический), пирит-II и пирит-III (футляровидный). Пирит-I и II широко представлены в породах, тогда как пирит-III встречается довольно редко.

Пирит-I находится в ассоциации с альбит-кварц-мусковитовой основной массой алевролитов и брекчированных алевролитов. Он представлен кубическими кристаллами или округлыми зёрнами размером от 0,1 до 5 мкм. Мелкие (0,1-2 мкм) зёрна обычно образуют шарообразные выделения размером 10-50 мкм, напоминающие фрамбоэдры (рис. 14 а, б). Более крупные (2-5 мкм) образуют рассеянную вкрапленность или объединяются в линзовидные, прожилковидные и гнездовидные агрегаты размером до 0,5 см в поперечнике (рис. 14 в-е), которые могут обуславливать полосчатую текстуру породы. Агрегаты пирита-I часто имеют неоднородную текстуру за счёт межзернового пространства, заполненного минералами альбит-кварц-мусковитовой основной массы.

Пирит-I может находиться в крупных зёрнах кварца-II, в сростании с рутилом, 50-100 мкм выделениями углеродного вещества неправильной или пластинчатой формы (рис. 14 г), а также может присутствовать в качестве пойкилитовых включений в арсенопирите-

I. Крупные агрегаты пирита-I могут быть окружены оторочками параллельно-шестоватых агрегатов кварца-II. Пирит-I встречается в сростках с пиритом-II, который, судя по морфологии, является результатом перекристаллизации пирита-I.

Пирит-II встречается в альбит-кварц-мусковитовой основной массе алевролитов и брекчированных алевролитов (рис. 15 а-г). Реже он находится в прожилках алевролитов, брекчированных алевролитов и кварцевых жилах (рис. 15 д, е). Пирит-II образует хорошо ограниченными кристаллы кубического, кубоктаэдрического или пентагондодекаэдрического габитуса. Кристаллы могут быть брекчированы с разной интенсивностью минералами прожилков.

В альбит-кварц-мусковитовой основной массе пирит-II проявляет характерные для пойкилокристаллов включения: сонаправленные с общей сланцеватостью породы включения углеродного вещества, минералы основной массы и 5-10 мкм реликтовые включения **пирротина $Fe_{1-x}S$** (рис. 15 б). Пирит-II может быть окружён оторочками параллельно-шестоватых агрегатов кварца-II, часто находится в сростках с арсенопиритом-I и пиритом-I, реже – с углеродным веществом (рис. 14 а-в). Взаиморасположение двух разновидностей пирита может говорить о том, что пирит-II образовался при перекристаллизации пирита-I. Размер пирита-II в алевролитах варьирует в пределах 10-1000 мкм, при этом средний размер зёрен – 50-150 мкм.

В фрагментах альбит-кварц-мусковитовой основной массы брекчированных алевролитов пирит-II раздроблен сильнее. Особенно это проявлено в породах с большим количеством прожилкового кварца. В результате дробления пирит-II теряет ограниченный вид и зёрна приобретают неправильную изометричную или слегка удлинённую форму, а их средний размер уменьшается до 5-15 мкм.

В кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках алевролитов и брекчированных алевролитов, а также кварцевых жилах пирит-II находится в ассоциации с другими сульфидами и сульфосолями или образует обособленные зёрна. Зёрна пирита-II цементируются и дробятся более поздними агрегатами сфалерита, галенита, фрейбергита, буланжерита, овихиита и остальных сульфосолей. Размер пирита в ассоциации с сульфидами и сульфосолями – 50-150 мкм. Обособленные зёрна пирита в кварцевых прожилках имеют размер 300-500 мкм и могут образовывать агрегаты до 2 мм.

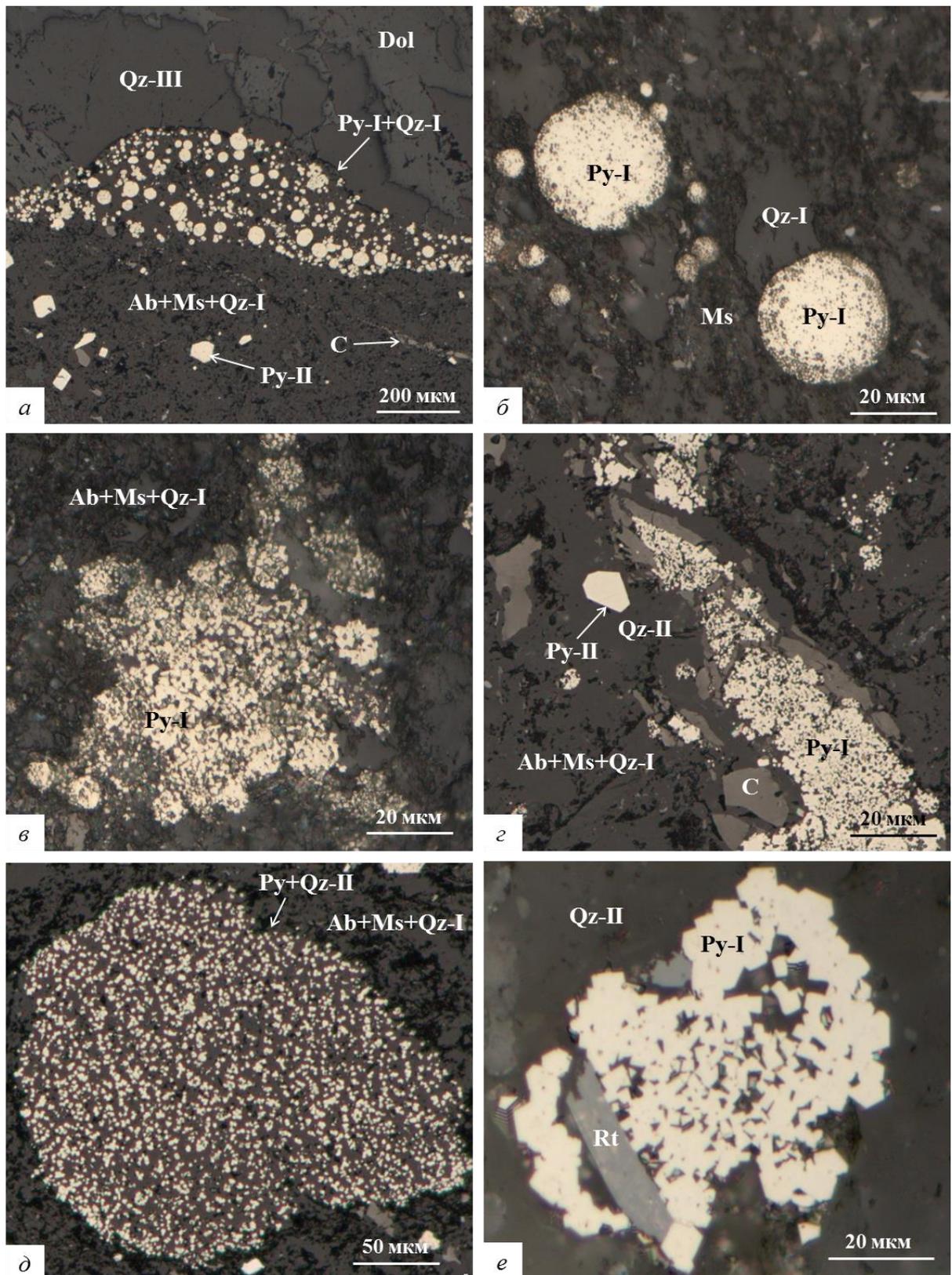


Рис. 14. Тонкокристаллический пирит из альбит-кварц-мусковитовых агрегатов. Микрофотографии шлифов

a, б – шарообразные агрегаты тонкозернистого пирита; *в* – агрегат тонкозернистого пирита неправильной формы; *г* – тонкозернистый пирит в сростании с углеродным веществом; *д* – тонкозернистый пирит в крупном кварцевом зерне; *е* – агрегат тонкозернистого пирита в сростании с рутилом.

Ab – альбит, С – углерод, Dol – доломит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц, Rt – рутил. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

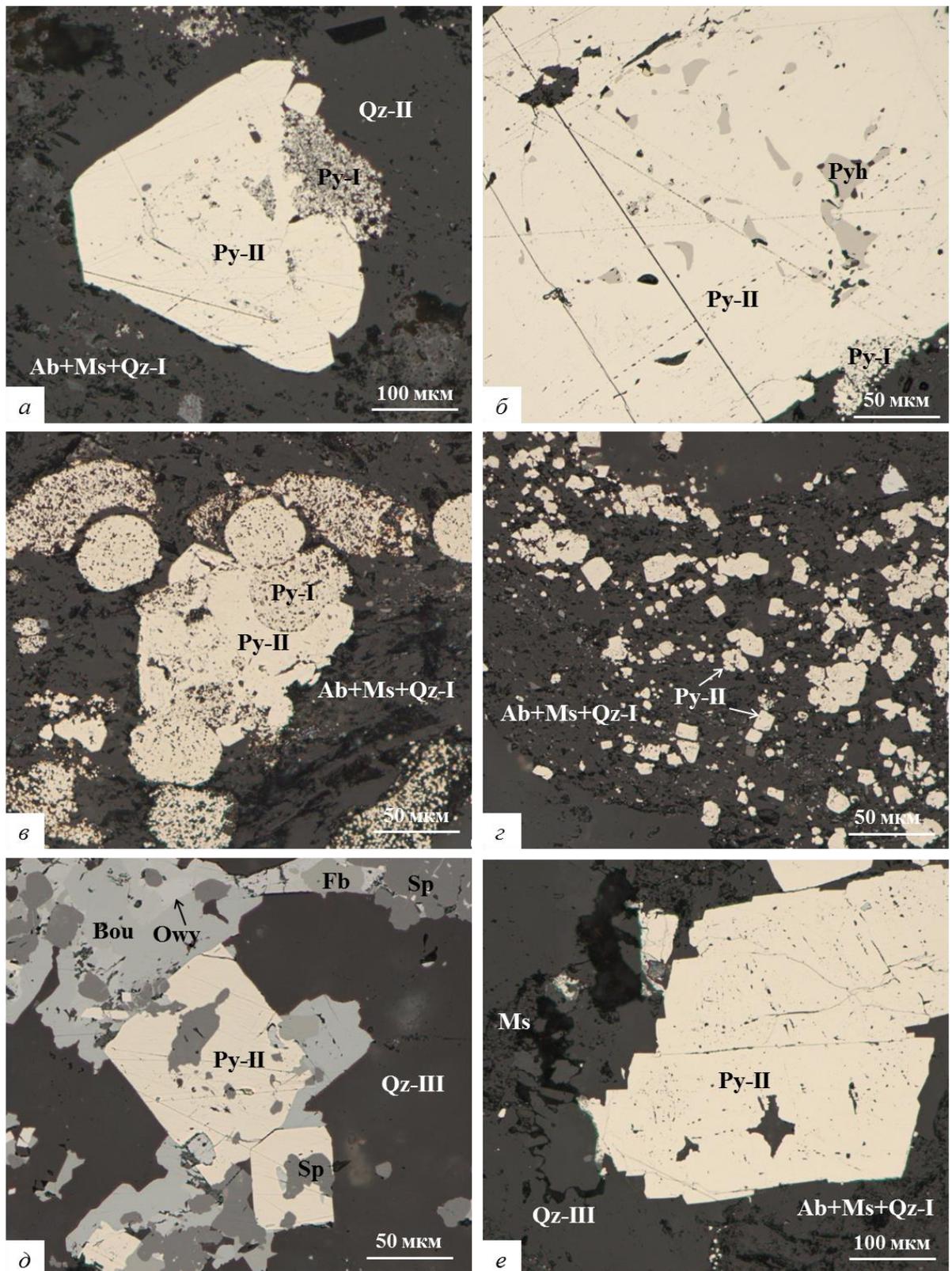


Рис. 15. Пирит-II в ассоциации с альбит-кварц-мусковитовой основной массой, сульфосолюно-сульфидными агрегатами и прожилковым кварцем. Микрофотографии аншлифов.

a-g – пирит-II в альбит-кварц-мусковитовой основной массе (*a, в* – в сростках с пиритом-I; *б* – с включениями пирротина); *д* – пирит в ассоциации со сфалеритом и сульфосолями в прожилковом кварце; *e* – пирит в прожилковом кварце.

Bou – буланжерит, Fb – фрейбергит, Ms – мусковит, Owy – овихит, Py – пирит, Pyh – пирротин, Qz – кварц, Sp – сфалерит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Неправильные агрегаты пирита-I с размером зёрен больше 1 мкм и крупные зёрна пирита-II в алевролитах имеют субмикронные включения сульфосолей Pb, Ag, Cu.

Пирит-III ассоциирует с альбит-кварц-мусковитовой основной массой. Он образует идиоморфные кристаллы кубического или кубоктаэдрического габитуса с футляровидным обликом (рис. 16). Футляровидный облик обуславливается обрастанием пирита-III вокруг, вероятно, более ранних минералов: пирита-II (рис. 16 б), мусковита (рис. 16 в), фрейбергита (рис. 16 г). Такой облик характерен для пойкилокристаллов.

Согласно, химическим анализам, пирит может иметь примесь As: от 0.9 до 5.68 масс. %. As присутствует во всех морфологических разновидностях пирита, однако в пирите-I он встречается довольно редко, а его содержание не превышает 1 масс. %. Однозначную закономерность в распределении As в пирите выявить не удалось, однако в электронных изображениях пирит-I и пирит-II, как правило, имеют разную яркость, что косвенно подтверждает повышенное содержание As в пирите-II по сравнению с пиритом-I (рис. 17).

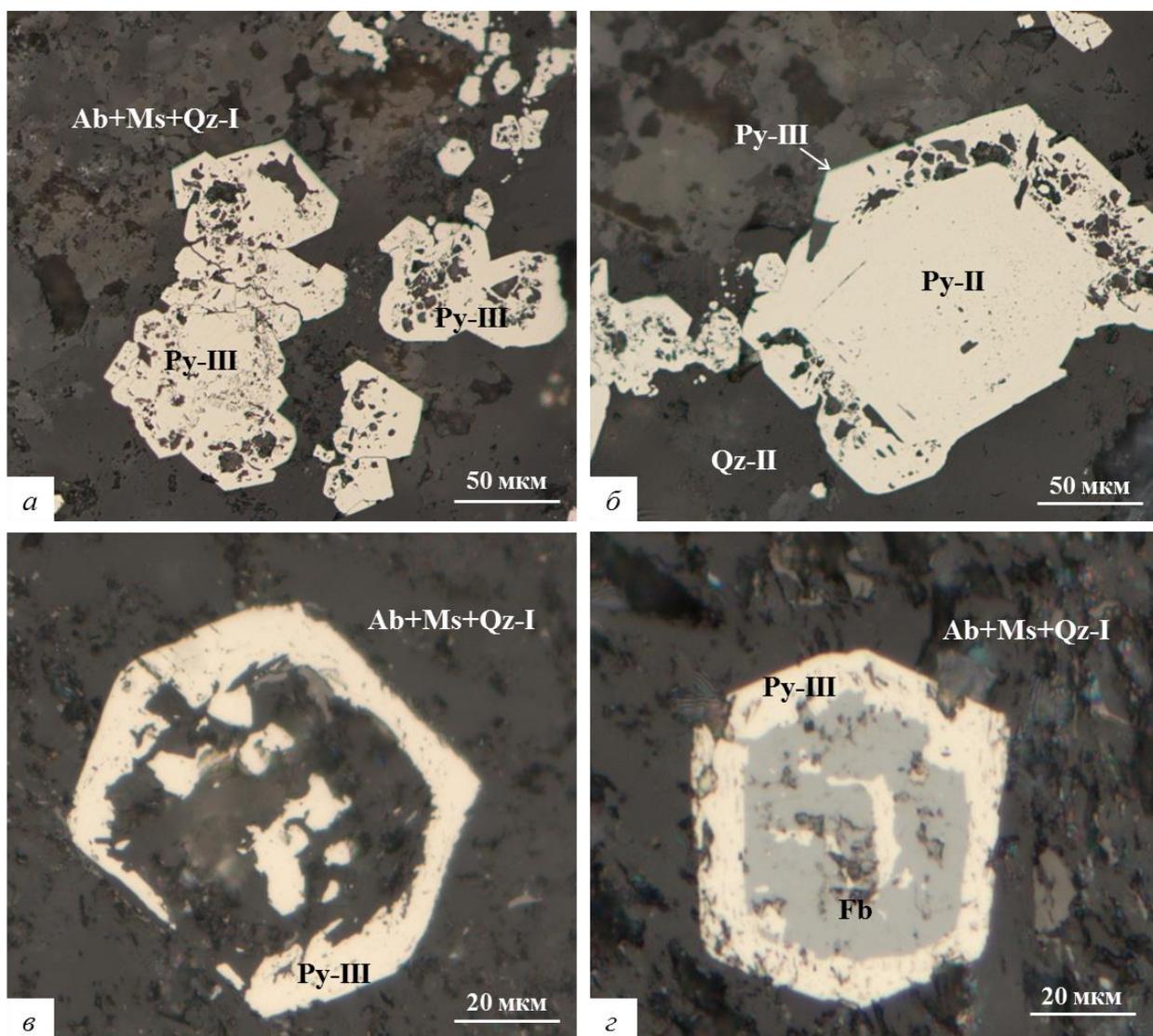


Рис. 16. Футляровидный пирит в альбит-кварц-мусковитовой основной массе. Микрофотографии шлифов

a, в – пирит с крупными пойкилитовыми включениями альбит-кварц мусковитовой основной массы; *б* – оторочки пирита-III вокруг пирита-II; *г* – обрастание фрейбергита пиритом-III. Ab – альбит, Fb – фрейбергит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

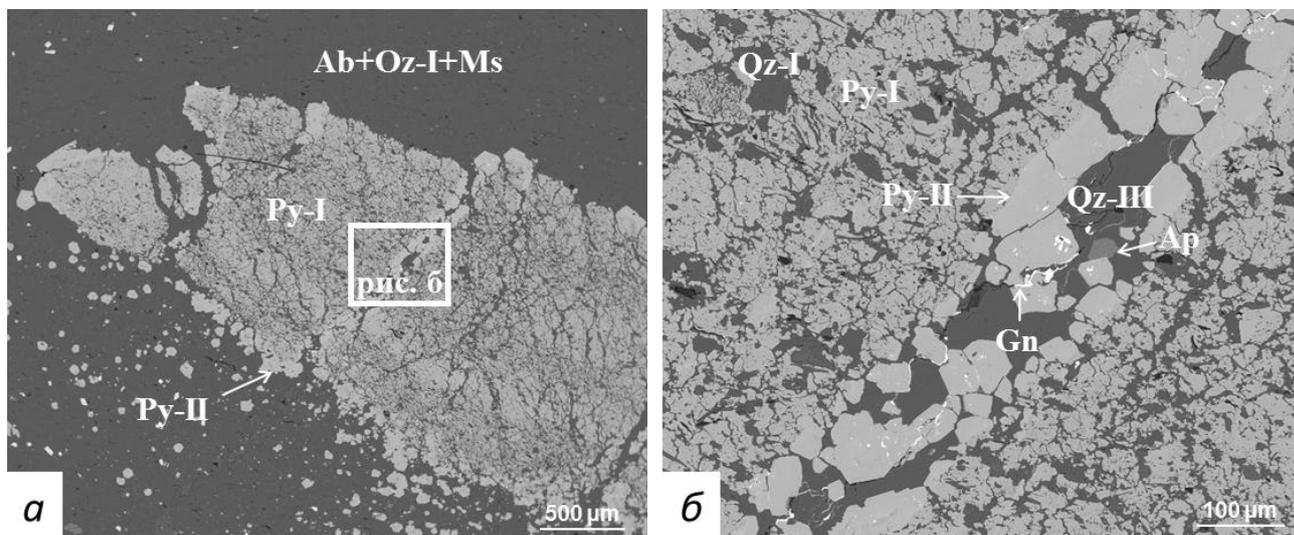


Рис. 17. Пирит-I и пирит-II в альбит-кварц-мусковитовой основной массе. Электронные изображения

Пирит-II ярче пирита-I, что свидетельствует о различиях в их химическом составе, в первую очередь, в разном содержании As (больше в пирите-II)

Ab – альбит, Ap – апатит, Gn – галенит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

Арсенопирит

Арсенопирит Fe(AsS) встречается во всех типах пород как в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, так и в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках. Он представлен двумя разновидностями, обозначенными как арсенопирит-I и арсенопирит-II.

Арсенопирит-I образует идиоморфные кристаллы ромбовидной или призматической формы. Размер кристаллов меняется в пределах от 5 до 1500 мкм, их средний размер – 50-150 мкм.

В альбит-кварц-мусковитовой основной массе арсенопирит-I, вместе с пиритом-I и пиритом-II обуславливает вкрапленную сульфидную минерализацию. Он часто имеет пойкилитовые включения минералов основной массы, углеродного вещества и агрегатов пирита-I (рис. 18 а-г). Арсенопирит-I может быть окружён оторочками параллельно-шестоватых агрегатов кварца-II. В некоторых случаях арсенопирит-I обрастается коррозионными каймами и сечётся скородитом (рис. 19 а-б, г). Поверх скородита или арсенопирита могут образовываться каймы марказита размером от 0.5 до 10 мкм в поперечнике (рис 18 в-г).

В кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках арсенопирит-I во многом схож с пиритом-II. Он образует идиоморфные зёрна в составе (сульфосолюно)-сульфидных гнёзд

или отдельно от них. Арсенопирит-I сечётся и цементируется, вероятно, более поздними минералами: галенитом, сфалеритом, фрейбергитом и сульфоантимонитами. (рис. 18 д, е).

Сростки с пиритом-II распространены повсеместно как в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, так и в прожилках. Морфология минералов и их сростков свидетельствует об их образовании в близком временном промежутке.

Так же, как и пирит-II, арсенопирит-I может быть брекчирован с разной интенсивностью.

Арсенопирит-II встречается довольно редко. Он формирует футляровидные агрегаты или оторочки вокруг арсенопирита-I в альбит-кварц-мусковитовой основной массе. (рис. 19 д-е). Размер агрегатов зависит от размера арсенопирита-I, средний размер – 5-10 мкм в поперечнике.

Сфалерит

Сфалерит ZnS слагает сульфосольно-сульфидные гнёзда в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках алевролитов, брекчированных алевролитов, а также в кварцевых жилах. Он образует ксеноморфные агрегаты неправильной формы размером до 2 мм (рис. 20, 20). Сфалерит сечёт агрегаты пирита-II и арсенопирита-I, что свидетельствует о его более позднем образовании. Взаимоотношения с галенитом неоднозначные – на основе морфологии минералов не удалось определить, кто образовался раньше. Фрейбергит обычно растёт по периферии агрегатов сфалерита, что, скорее всего, свидетельствует о его позднем по отношению к сфалериту образовании.

Fe в составе сфалерита либо полностью отсутствует, либо присутствует в небольших количествах. Максимальное содержание – 1.48 вес. %.

Халькопирит

Халькопирит CuFeS₂ присутствовал в крайне малых количествах в качестве эмульсионных включений в сфалерите размером от 1 до 3 мкм (рис. 20 а).

Галенит

Галенит PbS имеет сходства со сфалеритом (рис. 20 г; 20 д, е). Он образует такие же агрегаты и по их взаиморасположению нельзя однозначно определить последовательность образования. Вероятнее всего, галенит образовался немного позже сфалерита. В единичном случае фиксировалось незначительное замещение галенита англезитом **Pb(SO₄)**.

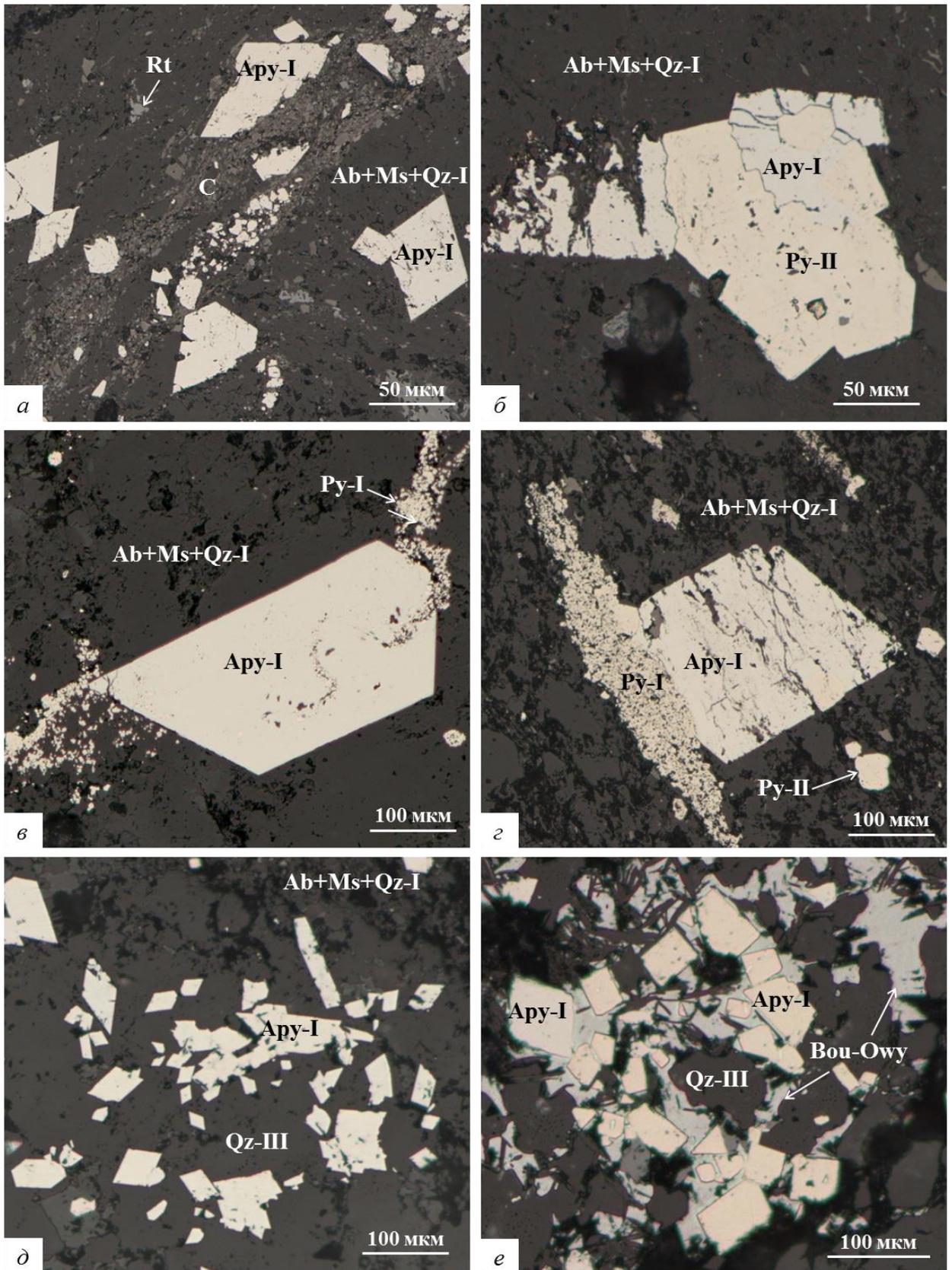


Рис. 18. Арсенопирит в ассоциации с альбит-кварц-мусковитовой основной массой, сульфидными прожилками и прожилковым кварцем. Микрофотографии аншлифов *a* – арсенопирит в альбит-кварц-мусковитовом агрегате; *б* – сросток арсенопирита-I и пирита-II; *в, г* – пойкилитовые включения пирита-I в арсенопирите-I; *д* – арсенопирит в прожилковом кварце; *е* – арсенопирит в ассоциации с сульфосолями в прожилковом кварце.

Ab - Аpy – арсенопирит, Bou – буланжерит, C – углерод, Ms – мусковит, Owy – овихит, Py – пирит, Qz – кварц, Rt- рутил. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

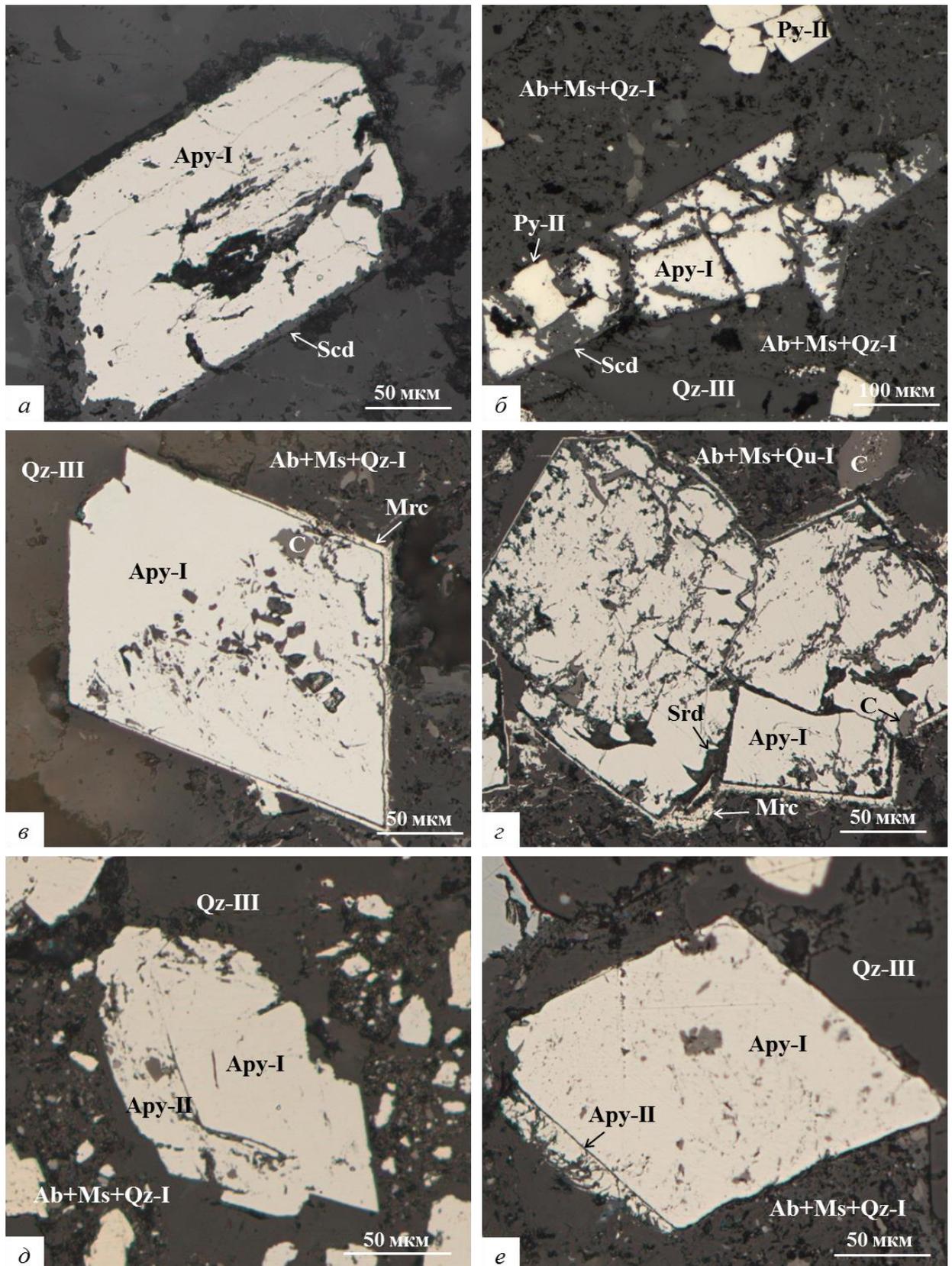


Рис. 19. Замещение арсенопирита-I из альбит-кварц-мусковитовой основной массы и каймы вокруг него. Микрофотографии аншлифов

а, б, г – замещение скородитом и скородитовые корки; в, г – каймы марказита; д-е – обрастание арсенопирита-II вокруг арсенопирита-I.

Ab – альбит, Ару – арсенопирит, С – углерод, Мrc – марказит, Ms – мусковит, Оwу – овихиит, Qz – кварц, Scd – скородит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

Сульфосоли

Сульфосоли встречаются в составе кварцевых, карбонатно-кварцевых прожилков брекчированных алевролитов, но наиболее широко распространены в кварцевых жилах. Они представлены блёклой рудой (фрейбергит), сульфоантимонитами Pb (буланжерит, геокронит), Pb-Cu (бурнонит), Pb-Ag (овихиит, диафорит) и Ag (миаргирит, пираргирит). Состав сульфосолей представлен на рис. 22-24. Геокронит, бурнонит и диафорит диагностированы только рентгеноспектральным микроанализом в виде 5-15 мкм включений в сульфосольно-сульфидных гнёздах, их составы и рассчитанные коэффициенты в формулах представлены в табл. 7-9. Описание остальных сульфосолей представлено ниже.

Блѐклой рудой называют минералы группы тетраэдрита с общей формулой $A_6(B_4C_2)D_4Y_{12}Z$, где $A = Cu^+, Ag^+, \square$, комплекс $(Ag_6)^{4+}$; $B = Cu^+, Ag^+$; $C = Zn^{2+}, Fe^{2+}, Hg^{2+}, Cd^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+}, Cu^+, Fe^{3+}$; $D = Sb^{3+}, As^{3+}, Bi^{3+}, Te^{4+}$; $Y = S^{2-}, Se^{2-}$; $Z = S^{2-}, Se^{2-}, \square$. **Фрейбергит** - это блѐклая руда, относящаяся к изоморфному ряду **тетраэдрит $Cu_6(Cu_4(Fe,Zn)_2)(Sb_4S_{12})S$ -аргентотетраэдрит $Ag_6(Cu_4(Fe,Zn)_2)(Sb_4S_{12})S$** (Biagioni et al., 2020). Самый распространѐнный минерал сульфосолей в исследуемых образцах. Агрегаты фрейбергита секут арсенопирит-I и пирит-II (рис. 20 д, е). Его морфология свидетельствует о том, что фрейбергит - более поздний минерал по отношению к сфалериту, так как располагается по периферии агрегатов сфалерита и сечѐт их (рис. 20 в). Фрейбергит может замещаться ковеллином. В табл. 4 представлен состав фрейбергита и рассчитанные коэффициенты в формулах. Как видно из таблицы, содержание Ag в фрейбергите варьирует в пределах от 2.91 до 3.37 ф. е., что является промежуточным значением между аргентотетраэдритом и тетраэдритом. Позиция С занята Fe и Zn, причѐм Zn, как правило преобладает.

Буланжерит $Pb_5(Sb_4S_{11})$ и овихиит $Ag_3Pb_{10}(Sb_{11}S_{28})$ тесно ассоциируют друг с другом. Эти сульфосоли образуют агрегаты неправильной формы, сложенные игольчатыми или длиннопризматическими кристаллами размером от 1 до 30 мкм (рис. 21). В отражѐнном свете оба минерала имеют светло-серый цвет, овихиит – со слабым голубоватым оттенком. Так как агрегаты буланжерита и овихиита секут фрейбергит, они более поздние по отношению к нему.

Пираргирит $Ag_3(SbS_3)$ и миаргирит $Ag(SbS_2)$ встречаются редко. Они образуют сростки с галенитом, буланжеритом, овихиитом, фрейбергитом и секут пирит-II и арсенопирит-I (рис. 21 д, е). Отличительной чертой этих минералов является серо-голубой цвет и красные внутренние рефлексы в отражѐнном свете. Их взаимоотношения неясны.

Таблица 4. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах фрейбергита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 21.91 | 22.15 | 22.22 | 22.91 | 22.05 | 22.95 | 22.22 | 22.72 | 23.05 | 23.09 |
| As | 2.60 | 2.03 | 2.46 | 2.49 | 3.47 | 0.74 | 1.45 | 1.70 | 1.26 | 2.69 |
| Sb | 23.72 | 24.04 | 23.63 | 23.33 | 22.25 | 26.13 | 25.8 | 24.47 | 25.78 | 23.45 |
| Fe | 2.36 | 2.21 | 2.88 | 1.50 | 1.37 | 0.79 | 1.94 | 1.62 | 1.48 | 0.67 |
| Zn | 4.64 | 4.86 | 4.25 | 5.86 | 6.13 | 6.19 | 5.44 | 5.72 | 5.74 | 6.56 |
| Cu | 24.51 | 24.39 | 23.84 | 24.3 | 25.17 | 24.35 | 24.29 | 25.91 | 24.13 | 24.5 |
| Ag | 20.26 | 20.33 | 20.72 | 19.23 | 19.57 | 18.85 | 18.87 | 17.85 | 18.56 | 19.04 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 26 зарядов | | | | | | | | | | |
| As | 0.61 | 0.48 | 0.58 | 0.59 | 0.80 | 0.18 | 0.34 | 0.40 | 0.30 | 0.63 |
| Sb | 3.40 | 3.48 | 3.41 | 3.39 | 3.16 | 3.85 | 3.71 | 3.54 | 3.76 | 3.40 |
| ∑ позиции D | 4.01 | 3.96 | 3.98 | 3.98 | 3.97 | 4.03 | 4.04 | 3.94 | 4.05 | 4.04 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 22 заряда | | | | | | | | | | |
| Fe | 0.74 | 0.70 | 0.91 | 0.48 | 0.42 | 0.25 | 0.61 | 0.51 | 0.47 | 0.21 |
| Zn | 1.24 | 1.31 | 1.14 | 1.59 | 1.62 | 1.70 | 1.46 | 1.54 | 1.56 | 1.77 |
| ∑ позиции C | 1.98 | 2.01 | 2.05 | 2.06 | 2.05 | 1.95 | 2.06 | 2.05 | 2.03 | 1.98 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 22 заряда | | | | | | | | | | |
| Cu | 6.74 | 6.77 | 6.59 | 6.77 | 6.86 | 6.88 | 6.68 | 7.18 | 6.73 | 6.81 |
| Ag | 3.28 | 3.33 | 3.37 | 3.16 | 3.14 | 3.14 | 3.06 | 2.91 | 3.05 | 3.12 |
| ∑ позиций A+B | 10.02 | 10.10 | 9.96 | 9.93 | 10.00 | 10.01 | 9.74 | 10.09 | 9.79 | 9.93 |
| Распределение коэффициентов по позициям проводилось согласно общей формуле блёклых руд $A_6(B_4C_2)D_4Y_{12}Z$, где A = Cu ⁺ , Ag ⁺ , □, комплекс (Ag ₆) ⁴⁺ ; B = Cu ⁺ , Ag ⁺ ; C = Zn ²⁺ , Fe ²⁺ , Hg ²⁺ , Cd ²⁺ , Mn ²⁺ , Cu ²⁺ , Cu ⁺ , Fe ³⁺ ; D = Sb ³⁺ , As ³⁺ , Bi ³⁺ , Te ⁴⁺ ; Y = S ²⁻ , Se ²⁻ ; Z = S ²⁻ , Se ²⁻ , □. | | | | | | | | | | |

Таблица 5. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах буланжерита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 18.38 | 18.78 | 18.38 | 17.88 | 18.37 | 18.94 | 18.30 | 18.62 | 18.53 | 18.50 |
| As | 1.88 | 1.55 | 1.84 | 1.29 | | | | | | |
| Sb | 24.03 | 24.02 | 23.28 | 24.73 | 26.54 | 25.80 | 26.30 | 26.29 | 25.99 | 26.33 |
| Pb | 55.72 | 55.64 | 56.5 | 56.11 | 55.09 | 55.26 | 55.40 | 55.09 | 55.48 | 55.17 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 22 заряда | | | | | | | | | | |
| As | 0.46 | 0.38 | 0.45 | 0.31 | | | | | | |
| Sb | 3.60 | 3.64 | 3.53 | 3.72 | 4.04 | 3.99 | 4.02 | 4.03 | 3.99 | 4.03 |
| Позиция Sb | 4.06 | 4.03 | 3.98 | 4.03 | 4.04 | 3.99 | 4.02 | 4.03 | 3.99 | 4.03 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 22 заряда | | | | | | | | | | |
| Pb | 4.91 | 4.96 | 5.03 | 4.95 | 4.93 | 5.02 | 4.97 | 4.96 | 5.01 | 4.96 |

Таблица 6. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах овихита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 18.51 | 19.14 | 18.57 | 19.26 | 18.92 | 18.96 | 19.26 | 19.62 | 18.95 |
| As | 0.88 | 1.05 | | 0.95 | | | 0.89 | 1.25 | 1.69 |
| Sb | 28.78 | 27.69 | 29.45 | 28.37 | 29.79 | 28.78 | 28.13 | 27.71 | 26.6 |
| Pb | 45.77 | 46.54 | 45.37 | 43.23 | 43.06 | 45.61 | 45.69 | 45.52 | 45.58 |
| Cu | | | | 2.06 | 1.48 | | | | 0.76 |
| Ag | 6.06 | 5.58 | 6.61 | 6.13 | 6.74 | 6.64 | 6.02 | 5.9 | 6.43 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 56 зарядов | | | | | | | | | |
| As | 0.53 | 0.64 | | 0.57 | | | 0.54 | 0.76 | 1.02 |
| Sb | 10.65 | 10.39 | 11.06 | 10.49 | 11.09 | 10.93 | 10.56 | 10.39 | 9.91 |
| Позиция Sb | 11.18 | 11.03 | 11.06 | 11.06 | 11.09 | 10.93 | 11.10 | 11.15 | 10.93 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 56 зарядов | | | | | | | | | |
| Pb | 9.96 | 10.27 | 10.01 | 9.40 | 9.42 | 10.18 | 10.08 | 10.03 | 9.98 |
| Cu | | | | 1.46 | 1.06 | | | | 0.54 |
| Ag | 2.53 | 2.36 | 2.80 | 2.56 | 2.83 | 2.85 | 2.55 | 2.50 | 2.70 |

Таблица 7. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах геокронита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 17.24 | 16.75 | 16.90 | 17.06 | 17.08 | 16.07 | 17.43 | 16.55 | 16.95 | 16.61 |
| As | 4.47 | 3.57 | 5.32 | 4.11 | 3.15 | 3.30 | 3.51 | 4.48 | 5.27 | 4.81 |
| Sb | 9.84 | 11.58 | 8.49 | 10.72 | 12.13 | 12.22 | 11.28 | 10.00 | 8.69 | 9.92 |
| Pb | 68.45 | 68.10 | 69.29 | 68.11 | 67.64 | 68.41 | 67.78 | 68.97 | 69.09 | 68.66 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 46 зарядов | | | | | | | | | | |
| As | 2.54 | 2.02 | 2.99 | 2.32 | 1.79 | 1.85 | 2.01 | 2.52 | 2.96 | 2.69 |
| Sb | 3.43 | 4.03 | 2.94 | 3.73 | 4.25 | 4.22 | 3.97 | 3.46 | 3.01 | 3.41 |
| Позиция Sb | 5.97 | 6.05 | 5.93 | 6.05 | 6.05 | 6.07 | 5.98 | 5.98 | 5.97 | 6.09 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 46 зарядов | | | | | | | | | | |
| Pb | 14.04 | 13.93 | 14.10 | 13.92 | 13.93 | 13.89 | 14.03 | 14.03 | 14.05 | 13.86 |

Таблица 8. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах бурнонита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 22.60 | 22.32 | 22.43 | 22.52 | 22.31 |
| As | | 3.57 | 2.21 | 3.79 | 1.07 |
| Sb | 28.62 | 24.38 | 25.57 | 24.10 | 28.16 |
| Pb | 48.78 | 49.73 | 49.79 | 49.59 | 48.46 |
| Cu | 14.67 | 14.82 | 14.16 | 15.65 | 14.97 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 6 зарядов | | | | | |
| As | | 0.20 | 0.12 | 0.21 | 0.06 |
| Sb | 1.00 | 0.82 | 0.89 | 0.81 | 0.96 |
| Позиция Sb | 1.00 | 1.02 | 1.01 | 1.01 | 1.02 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 6 зарядов | | | | | |
| Pb | 1.00 | 0.99 | 1.01 | 0.98 | 0.97 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 6 зарядов | | | | | |
| Cu | 0.98 | 0.96 | 0.94 | 1.00 | 0.98 |

Таблица 9. Нормированный на 100 масс. % состав компонентов и коэффициенты в кристаллохимических формулах диафорита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 |
|--|-------|-------|-------|
| S | 19.35 | 18.08 | 18.16 |
| As | 0.74 | | |
| Sb | 27.05 | 26.19 | 26.95 |
| Pb | 27.10 | 29.53 | 29.71 |
| Ag | 25.75 | 26.20 | 25.18 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 16 зарядов | | | |
| As | 0.13 | | |
| Sb | 2.97 | 2.93 | 2.99 |
| Позиция Sb | 3.10 | 2.93 | 2.99 |
| | | | |
| Pb | 1.75 | 1.94 | 1.94 |
| Ag | 3.19 | 3.31 | 3.15 |

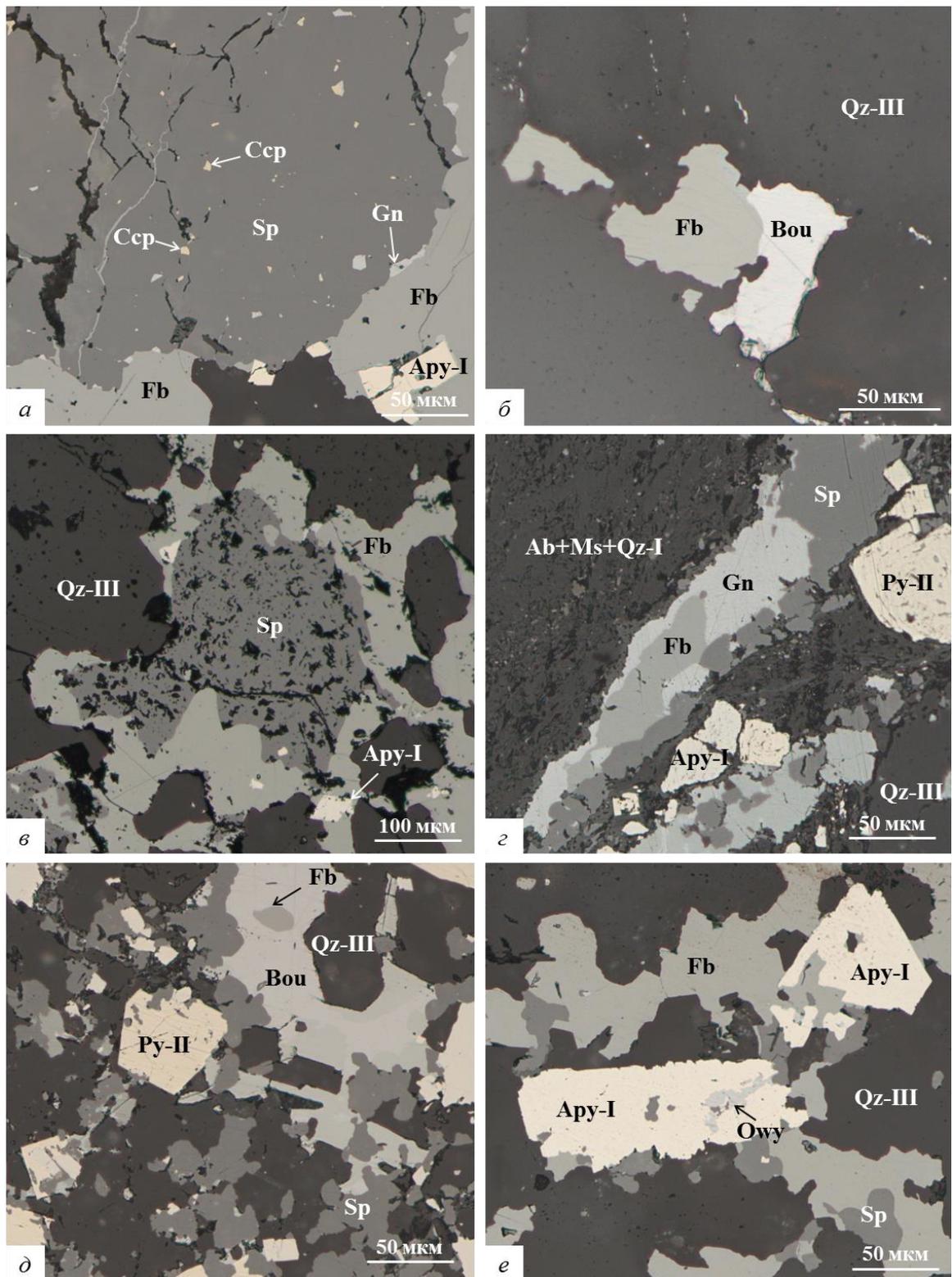


Рис. 20. Сульфидно-сульфосольные прожилки в кварце и альбит-кварц-мусковитовых агрегатах. Микрофотографии шлифов

a – эмульсионные включения халькопирита в сфалерите; *б* – сросток фрейбергита и буланжерита; *в* – обрастание сфалерита фрейбергитом; *г* – фрейбергит-галенит-сфалеритовый прожилок в альбит-кварц-мусковитовом агрегате с пиритом и арсенопиритом; *д* – идиоморфный пирит в сростани с фрейбергит-буланжерит-сфалеритовым агрегатом; *е* – идиоморфный арсенопирит в сростании с овихиит-сфалерит-фрейбергитовым агрегатом

Ab – альбит; Ару – арсенопирит, Bou – буланжерит, Ccp – халькопирит, Fb – фрейбергит, Gn – галенит, Ms – мусковит, Owy – овихиит, Py – пирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

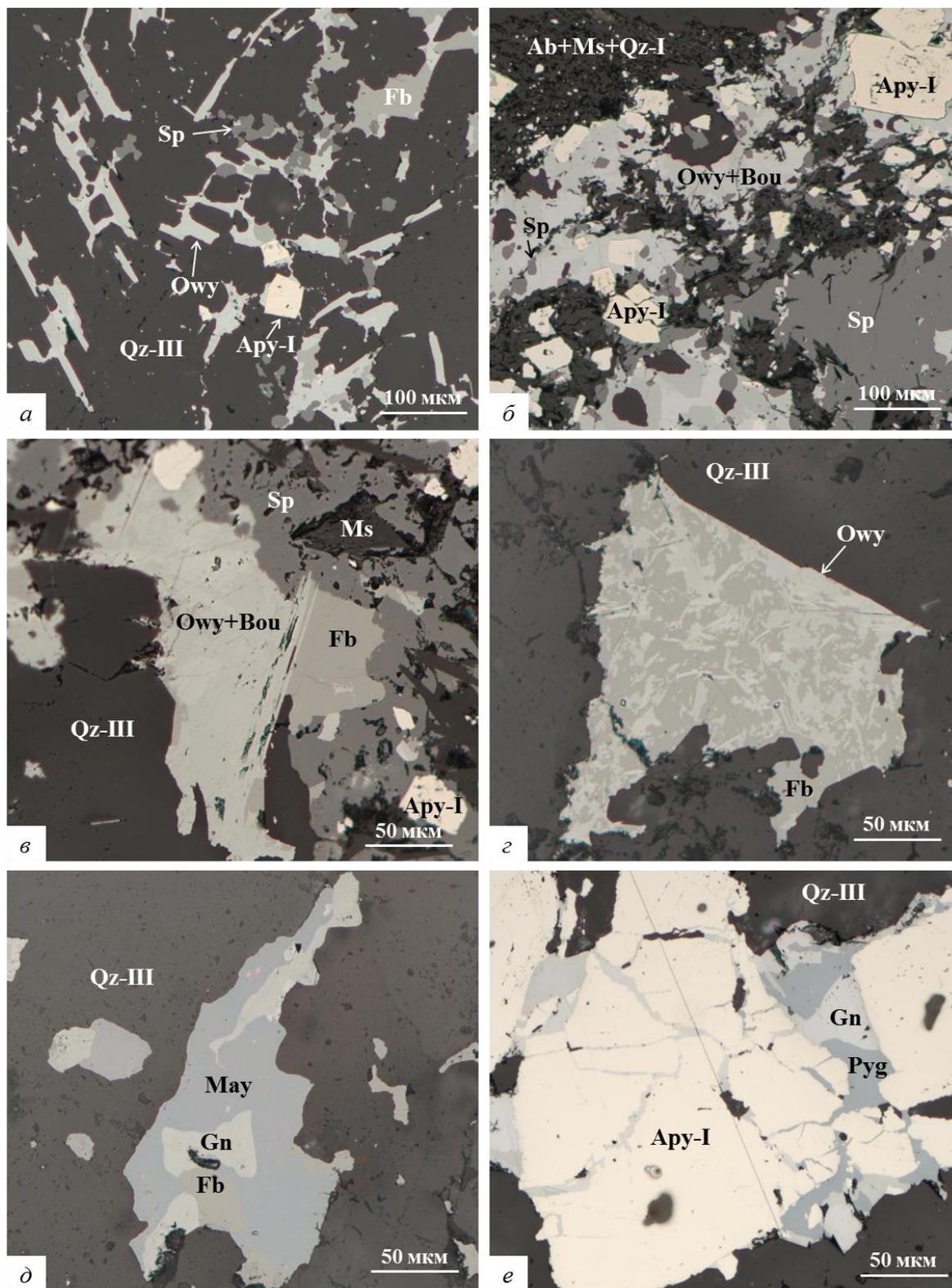


Рис. 21. Сульфидно-сульфосольные прожилки в кварце и альбит-кварц-мусковитовых агрегатах. Микрофотографии шлифов

a – игольчатые агрегаты овихиита в сростании со сфалеритом, фрейбергитом и идиоморфным арсенопиритом; *б* - овихиит-буланжерит-сфалеритовый прожилок с арсенопиритом в альбит-кварц-мусковитовой основной массе; *в* – овихиит и буланжерит, секущие сфалерит и фрейбергит; *г* – овихиит, секущий фрейбергит; *д* – фрейбергит-галенит-миаргиритовый сросток в прожилковом кварце; *е* – дробление арсенопирита галенит-пираргиритовым агрегатом

Ab – альбит, Ару – арсенопирит, Bou – буланжерит, Fb – фрейбергит, Мау – миаргирит, Ms – мусковит, Оwy – овихиит, Pyg – пираргирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

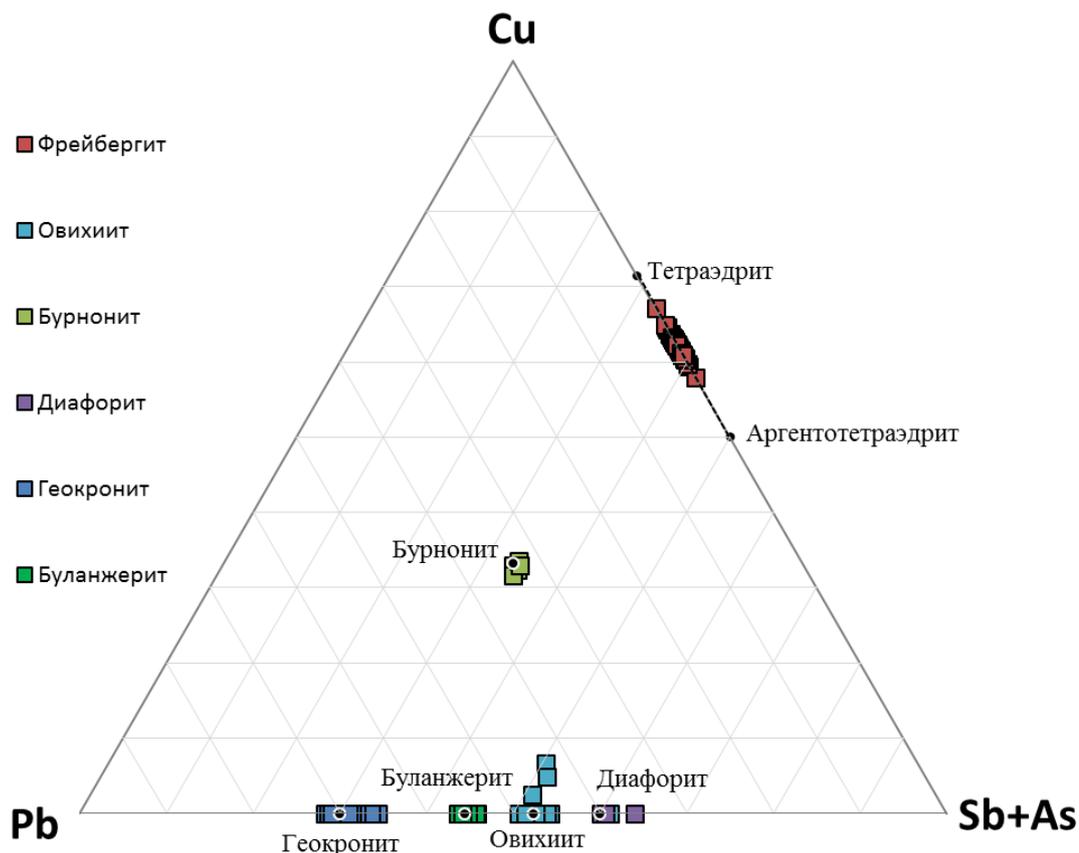


Рис. 22. Соотношение Pb, Cu и (Sb+As) в химическом составе сульфосолей (в ат. ед.)
 Чёрными точками указаны соотношения в идеализированных формулах

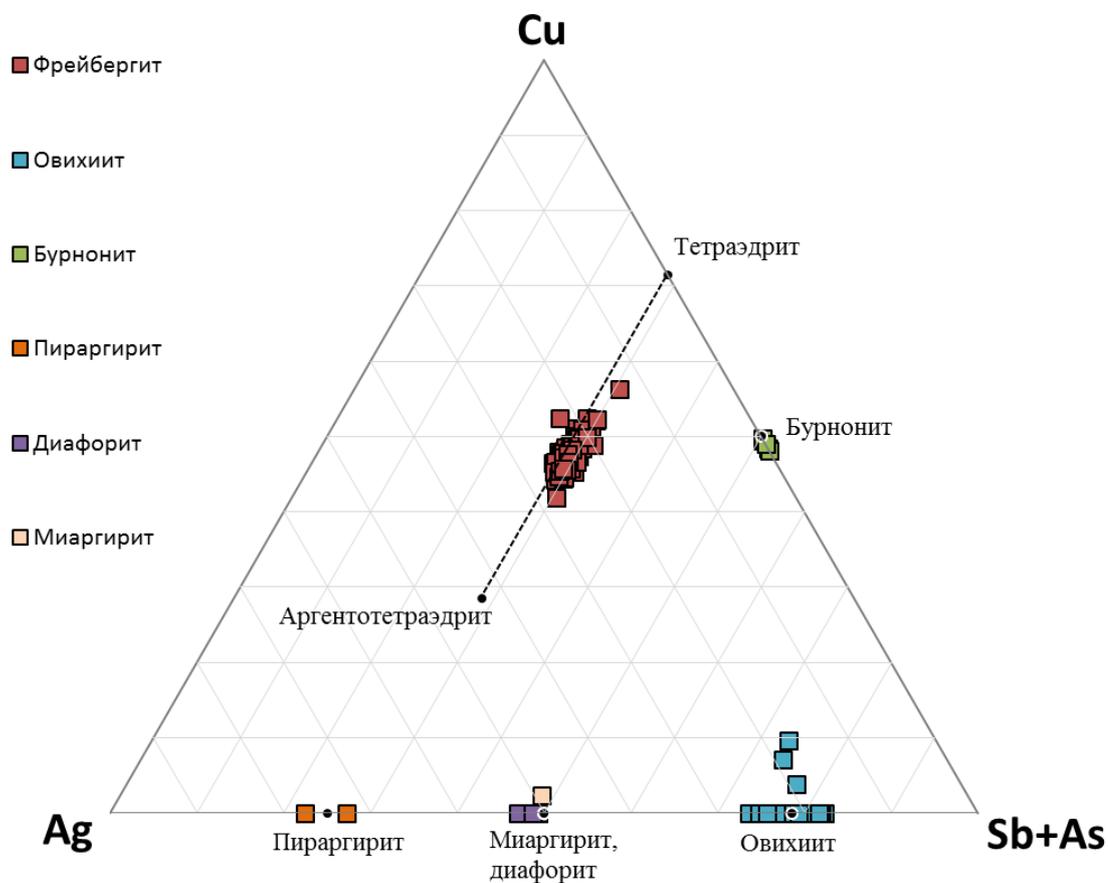


Рис. 23. Соотношение Ag, Cu и (Sb+As) в химическом составе сульфосолей (в ат. ед.)
 Чёрными точками указаны соотношения в идеализированных формулах

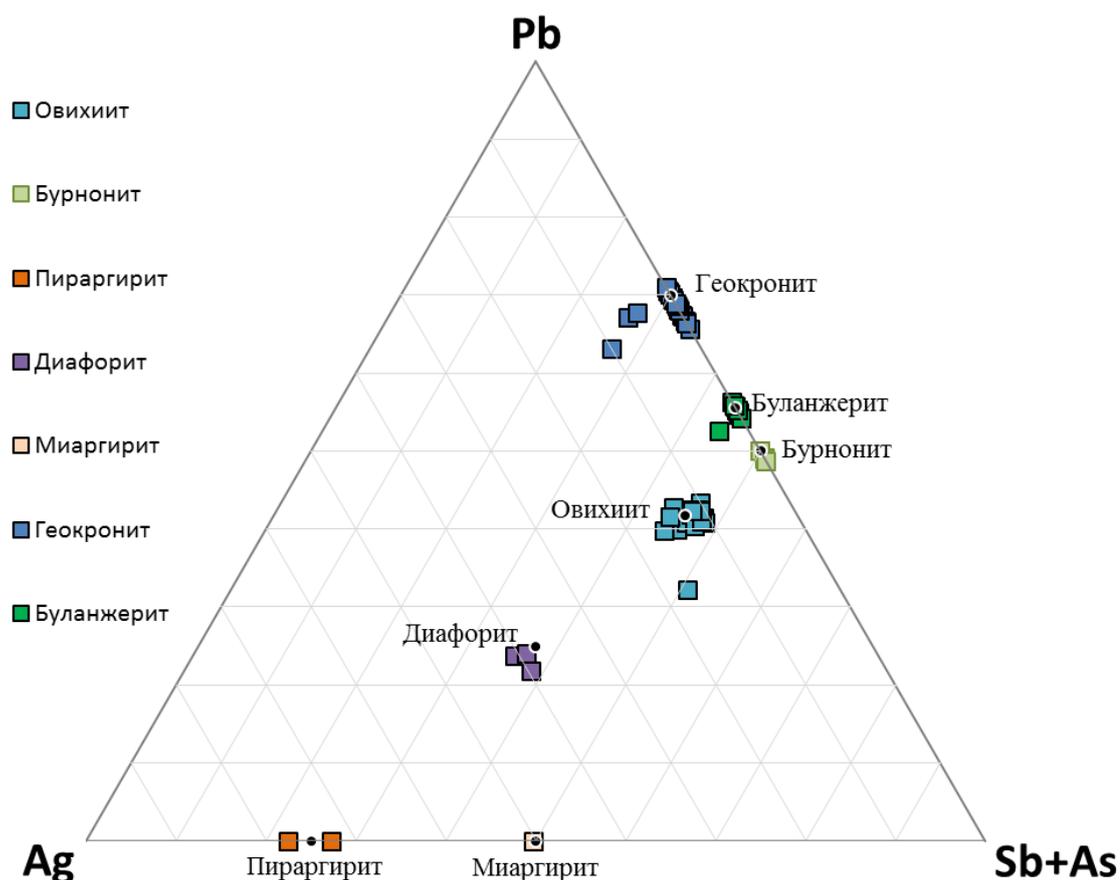


Рис. 24. Соотношение Ag, Pb и (Sb+As) в химическом составе сульфосолей (в ат. ед.)
 Чёрными точками указаны соотношения в идеализированных формулах

Акантит

Акантит Ag_2S ассоциирует с сульфосолями. Диагностировано одно зерно изометричной неправильной формы в составе сульфосольного гнезда в кварце.

Марказит

Марказит $Fe(S_2)$ встречается во всех типах пород в виде прожилковидных, изометричных, колломорфных или массивных агрегатов неправильной формы. Он может находиться как в альбит-кварц-мусковитовой основной массе (рис. 25 а, в), так и в кварцевых или карбонатно-кварцевых прожилках (рис. 25 б, г-е). Часто марказит встречается в зальбандах прожилков и проникает в альбит-кварц-мусковитовую основную массу.

Марказитовые прожилки обычно имеют мощность до 10 мкм, но могут достигать 50 мкм. Форма прожилков простая или сетчатая. Они занимают секущее положение по отношению к альбит-кварц-мусковитовой основной массе, другим сульфидам и сульфосолям. Марказитовые прожилки часто образуют оторочки вокруг кристаллов арсенопирита-I, в том числе арсенопирита-I, частично замещённого скородитом (см. рис. 19).

Массивные и колломорфные агрегаты чаще встречаются в зальбандах прожилков и имеют размер до 50 мкм. Колломорфные агрегаты, помимо марказита, включают в себя **гётит FeO(OH)**. Они имеют зональное строение (рис. 25 г): центр сложен гётитом, вокруг центра – марказит с прослоями гётита, по периферии – снова гётит. Такое строение агрегатов может свидетельствовать о флуктуациях окислительно-восстановительной обстановки.

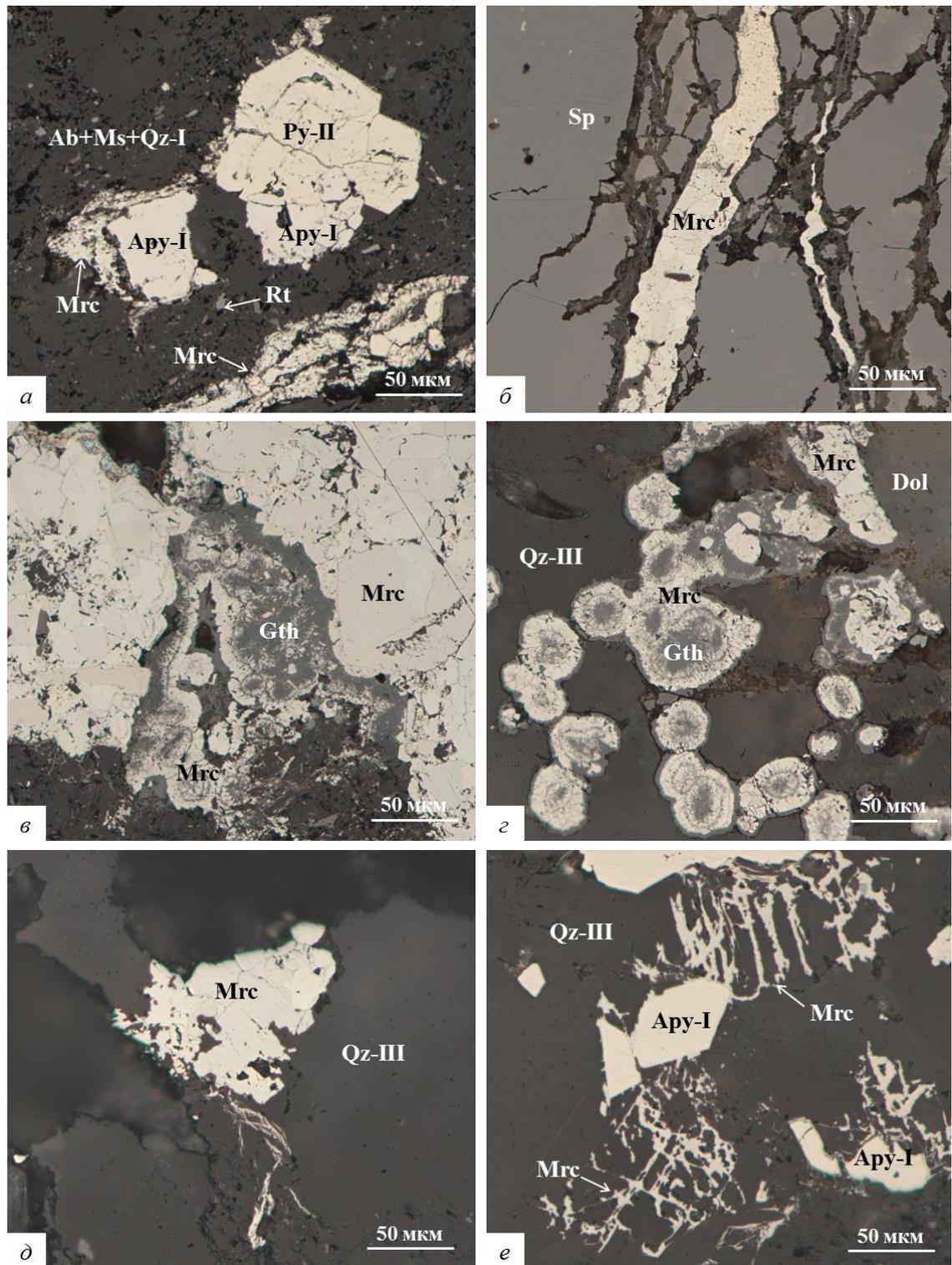


Рис. 25. – Морфология марказита в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, сульфидах и прожилковом кварце. Микрофотографии аншлифов

a – прожилки и оторочки марказита в кварц-мусковитовых агрегатах с арсенопиритом и пиритом; *б* – прожилок марказита, секущий сфалерит; *в, г* – колломорфные агрегаты марказита в сростании с гётитом; *д, е* – массивные и прожиковидные выделения марказита в кварце.

Ab – альбит, Ару – арсенопирит, Dol – доломит, Gth – гётит, Mrc – марказит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Гипергенные минералы

К гипергенным минералам были отнесены гётит, скородит, ковеллин и англезит.

Гётит $\text{FeO}(\text{OH})$ развивается по железосодержащим карбонатам и замещает колломорфные агрегаты с марказитом (см. рис. 25). В карбонатах гётит имеет прожилковую морфологию (рис. 26): он развивается по трещинам или границам зёрен, в том числе окаймляет арсенопирит-1.

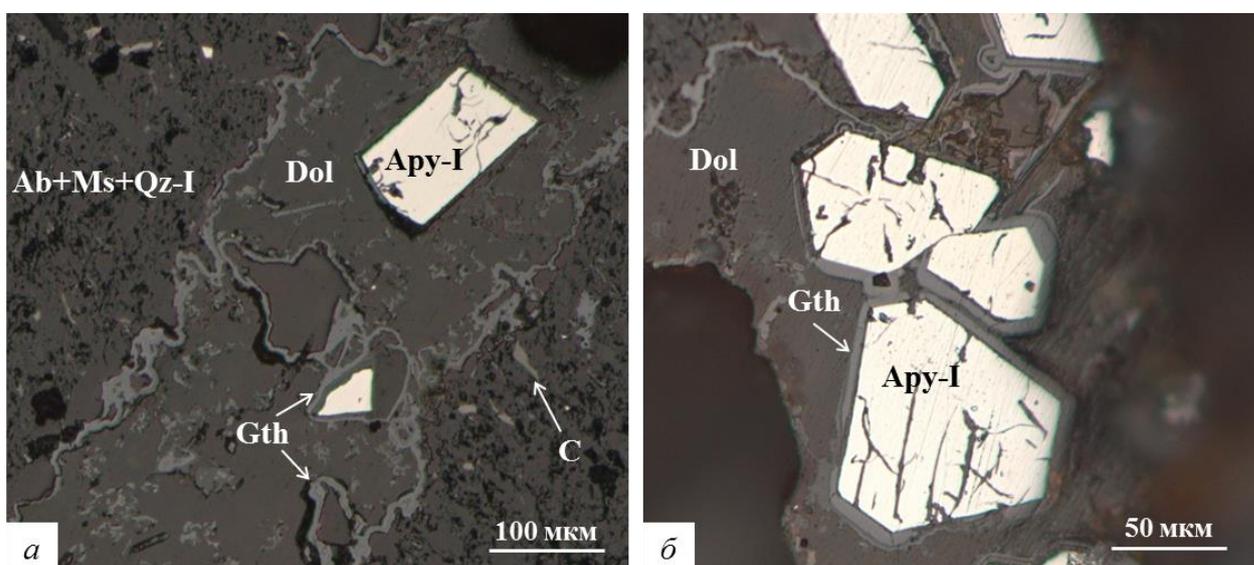


Рис. 26. Гётит в карбонатно-кварцевых прожилках. Микрофотографии аншлифов Ару – арсенопирит, Dol – доломит, Gth – гётит, Ms – мусковит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов.

Скородит $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ сечёт и образует корки вокруг арсенопирита из альбит-кварц-мусковитовой основной массы, редко – пирита, размером от 0,1 до 20 мкм (см. рис. 19 а-б, г). Химический состав скородита, образующегося по арсенопириту-1, приведён в (табл. 10). В качестве элементов-примесей в скородите присутствуют (масс. %): Al – 0-2.22, S – 0.38-1.27, P – 0-1.01, Si – 0-0.64. Полученные формулы скородита не соответствуют идеальной формуле. В них наблюдается недостаток элементов в позиции As ($\text{As}+\text{S}+\text{P}+\text{Si}$) и избыток в позиции Fe ($\text{Fe}+\text{Al}$).

Ковеллин $\text{Cu}_4\text{Cu}_2(\text{S}_2)_2\text{S}_2$ встречается в ассоциациях с сульфосольно-сульфидными гнездами, где замещает фрейбергит (рис. 27).

Англезит $\text{Pb}(\text{SO}_4)$ диагностирован только рентгеноспектральным микроанализом. Он в незначительной степени замещает агрегаты галенита.

Таблица 10. Состав компонентов, нормированный на 100 масс. %, и коэффициенты в кристаллохимических формулах скородита

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| O | 40.03 | 38.76 | 39.19 | 39.35 | 39.01 | 39.97 | 40.52 | 39.86 | 39.63 | 39.53 |
| S | 0.81 | 0.38 | 0.74 | 0.8 | 1.03 | 0.57 | 1.27 | 0.55 | 0.66 | 1.00 |
| As | 33.33 | 34.46 | 33.76 | 32.72 | 33.61 | 34.48 | 33.18 | 33.43 | 33.53 | 34.12 |
| P | 0.93 | 1.01 | 0.89 | 0.99 | 0.39 | | 0.64 | 0.39 | 0.93 | |
| Si | | | | 0.64 | 0.44 | | | | | |
| Al | 1.34 | 1.75 | 1.18 | 1.71 | 2.22 | 1.36 | 1.26 | 1.81 | 1.22 | |
| Fe | 23.56 | 23.64 | 24.24 | 23.79 | 23.3 | 23.61 | 23.14 | 23.96 | 24.02 | 25.34 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 8 зарядов | | | | | | | | | | |
| S | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.09 | 0.04 | 0.05 | 0.08 |
| As | 0.83 | 0.84 | 0.83 | 0.78 | 0.81 | 0.88 | 0.83 | 0.84 | 0.83 | 0.88 |
| P | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.03 | | 0.05 | 0.03 | 0.07 | |
| Si | | | | 0.05 | 0.04 | | | | | |
| Позиция As | 0.95 | 0.94 | 0.95 | 0.96 | 0.95 | 0.93 | 0.97 | 0.91 | 0.95 | 0.96 |
| Коэффициенты, рассчитанные на 10 зарядов | | | | | | | | | | |
| Al | 0.12 | 0.15 | 0.10 | 0.14 | 0.19 | 0.12 | 0.11 | 0.16 | 0.10 | |
| Fe ³⁺ | 0.98 | 0.96 | 1.00 | 0.96 | 0.94 | 1.02 | 0.97 | 1.01 | 1.00 | 1.10 |
| Позиция Fe | 1.09 | 1.11 | 1.10 | 1.10 | 1.13 | 1.14 | 1.08 | 1.17 | 1.10 | 1.10 |

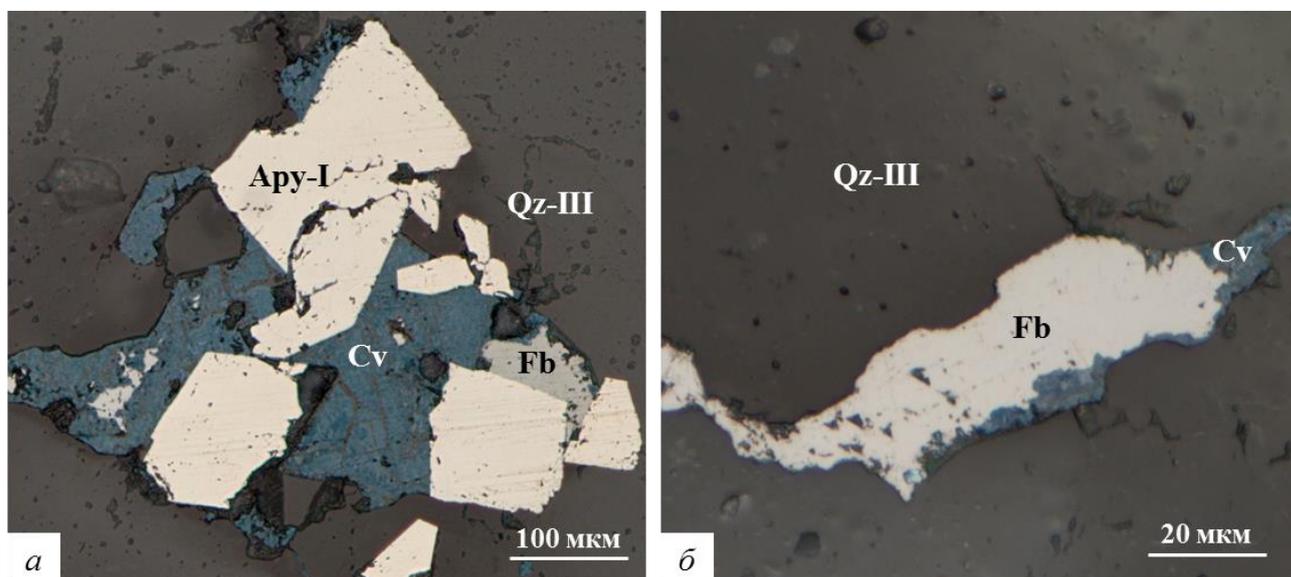


Рис. 27. Замещение ковеллином фрейбергита. Микрофотографии аншлифов
 Ару – арсенипит, Св – ковеллин, Fb – фрейбергит, Ову – овихиит, Qz – кварц. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

Золото

Золото в большей степени приурочено к сульфидам и сульфосолям в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках, реже - в альбит-кварц-мусковитовой основной массе. Золото выявлено во всех типах пород.

В альбит-кварц-мусковитовой основной массе золото встречается очень редко. Оно образует изометричные включения в пирите-II (рис. 28 д). Размер золотинок в ассоциации с пиритом-II из альбит-кварц-мусковитовой основной массы не превышает 10 мкм.

Золото в прожилках ассоциирует с прожилковым кварцем-III, пиритом-II, арсенопиритом-I, фрейбергитом, галенитом и сфалеритом. По морфологии можно выделить золото:

- 1) в виде хорошо огранённых кристаллов;
- 2) изометричное;
- 3) неправильной формы;
- 4) трещинной морфологии.

Хорошо огранённые кристаллы золота имеют размер от 200 до 500 мкм. Они образуют сростки с арсенопиритом-I (рис. 28 а) и галенитом (рис. 28 б). Золото изометричной и неправильной формы образует сростки с арсенопиритом-I и фрейбергитом (рис. 28 в, г, е). Трещинная морфология обусловлена локализацией золота в ассоциации с фрейбергитом в трещинах дробления пирита-II и арсенопирита-I (рис. 29). Размер золота изометричной, неправильной и трещинной формы находится в пределах 5-50 мкм.

Измеренная пробность золота меняется от 667 до 801 (рис. 30). Основной примесью является серебро – 19.90-33.28 вес. %. В золоте, которое заполняет трещины в сульфидных прожилках, может присутствовать небольшое количество железа (до 2.79 вес. %) и меди (до 1.21 вес. %).

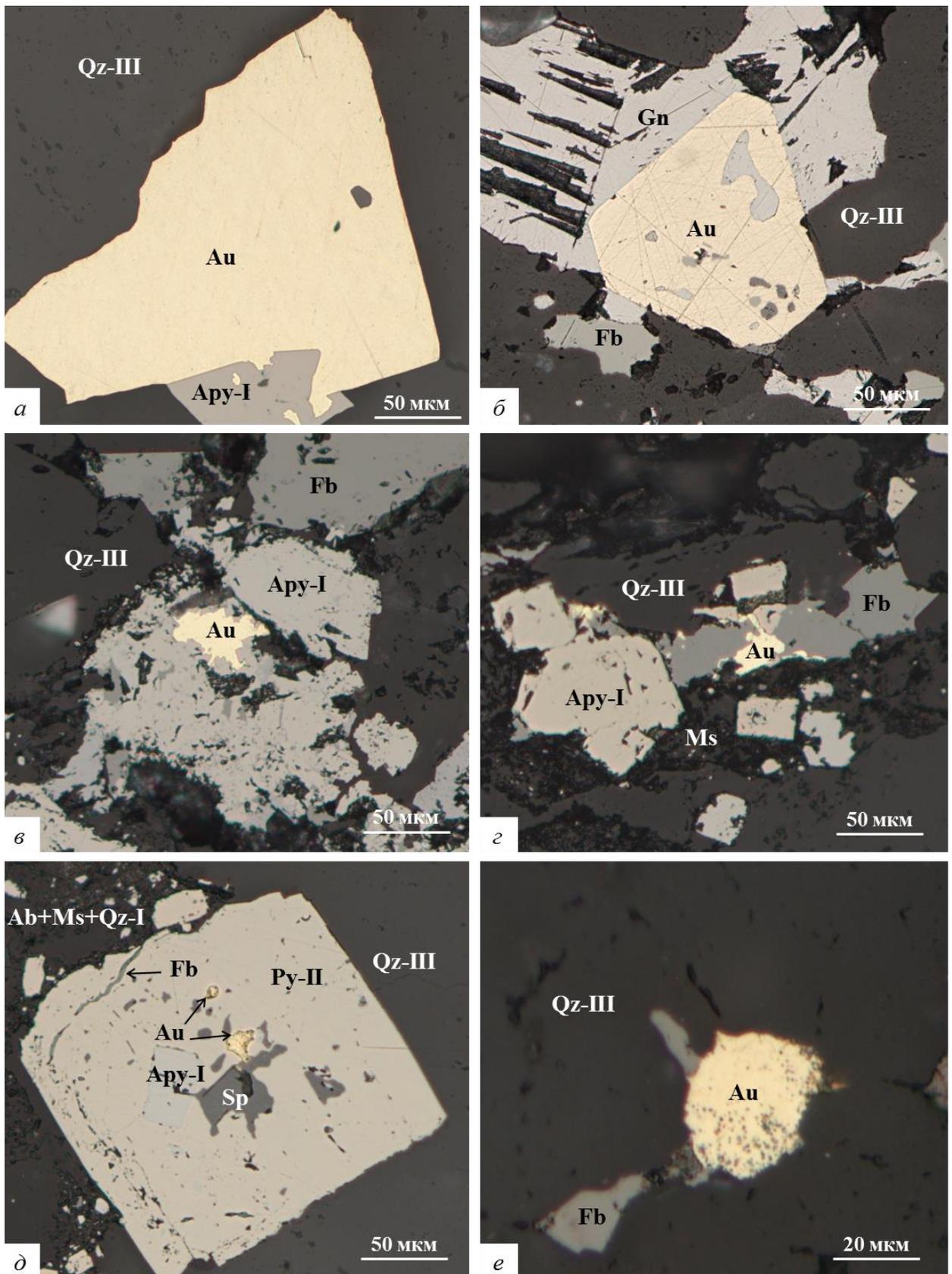


Рис. 28. Золото в ассоциации с сульфидами в прожилковом кварце. Микрофотографии аншлифов

Apy – арсенопирит, Au – золото, Fb – фрейбергит, Gn – галенит, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

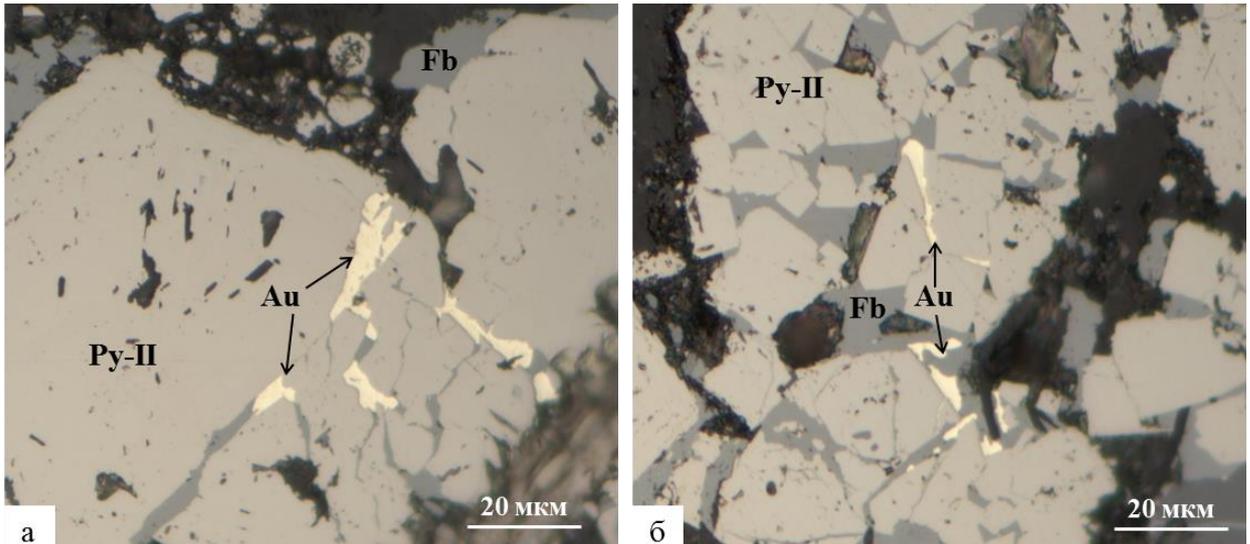


Рис. 29. Трещинная морфология золота в ассоциации с сульфидами и сульфосолями в прожилковом кварце. Микрофотографии аншлифов.
 Au – золото, Fb – фрейбергит, Py – пирит. Римскими цифрами отмечены генерации минералов

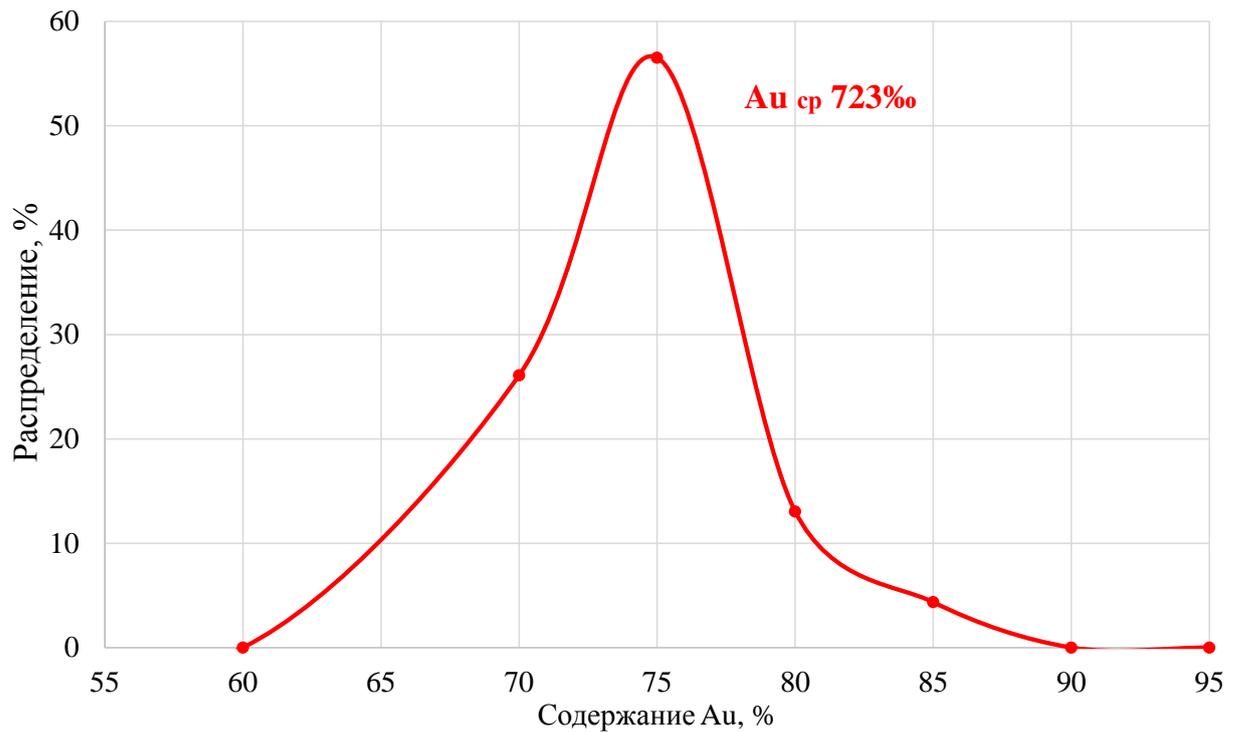


Рис. 30. Частота встречаемости пробности золота из аншлифов (по 23 анализам)

ГЛАВА 4. ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ ЗОЛОТЫХ РУД

Флюидные включения в жильном кварце из золотых руд Нежданинского месторождения уже изучались Бортниковым и др. (2007). Авторы выделили 2 основных типа флюидных включений в молочно-белом и хрусталевидном кварце: I – углекислотно-водные двухфазовые (жидкая вода+CO_{2(г)}) или трёхфазовые (жидкая вода+ CO_{2(ж)}+CO_{2(г)}); II – существенно газовые однофазовые или двухфазовые (с каймой водного раствора) с CO₂ и незначительными примесями других газов. Для включений определены температуры гомогенизации в жидкость и в газ, температуры эвтектики и температуры плавления газгидрата, проведён анализ водных и газовых вытяжек. В соответствии с температурами гомогенизации в газовую фазу, авторы утверждают, что отложение молочно-белого кварца происходило в температурном диапазоне от 370 до 270 °С, а хрусталевидного – в пределах 390-130 °С.

В рамках работы также были изучены флюидные включения в молочно-белом жильном кварце из 2 образцов. Микротермометрические исследования проведены на микроскопе Olympus BX41 с приставкой Linkam THMSG-600, работающей в диапазоне от -196 до +600 °С с точностью определения температуры ±0.1°С. Нагрев проводился со скоростью 10 °С/мин. Фазовый состав флюидов определялся методом спектроскопии комбинационного рассеяния света с использованием рамановского спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (спектральный диапазон – 4000-100 см⁻¹, спектральное разрешение – до 1.5см⁻¹, точность воспроизведения волнового числа – 1 см⁻¹).

Флюидные включения в молочно-белом кварце рассеяны по всему объёму кварца и имеют изометричную, неправильную, вытянутую или округлую форму (рис. 31). Большинство включений имеет размер от 1 до 3 мкм, но встречаются и более крупные – от 5 до 15 мкм. Включения двухфазовые, газовой-жидкие углекислотно-водные, причём газовый пузырёк углекислоты занимает 50 об. % и более.

Состав газовой фазы и температура гомогенизации в газовую фазу определены для трёх газовой-жидких включений размером от 5 до 10 мкм. Газовая фаза представлена CO₂, на что указывают пики на КРС спектре в районе 1283 и 1389 см⁻¹ (рис. 32). Эти пики называют дуплетом Ферми, они отвечают симметричным валентным колебаниям молекулы CO₂ и обычно находятся в районе 1285 и 1388 см⁻¹ (Frezzotti et al., 2012). Процесс нагрева одного из включений продемонстрирован на рис. 32.

По результатам микротермометрии, температура гомогенизации включений в газовую фазу определена в пределах 430-450 °С. Полученная температура гомогенизации как минимум на 60 °С превышает температуру, определённую предшественниками (Бортников и др., 2007), несмотря на то, что исследования проводились с использованием

одинаковой микротермокамеры. Скорее всего, полученная температура гомогенизации является завышенной из-за методической ошибки. Ошибка может заключаться в быстром нагреве образца ($10^{\circ}\text{C}/\text{мин}$) и отсутствии контроля точности измерений периодическим изучением эталонных включений. Вместе с тем, полученную температуру гомогенизации можно объяснить иначе. Возможно, флюидные включения были захвачены из негомогенной среды и, таким образом, соотношения газовой и жидкой фазы во включениях имеют случайный характер и не соответствуют температуре образования кварца.

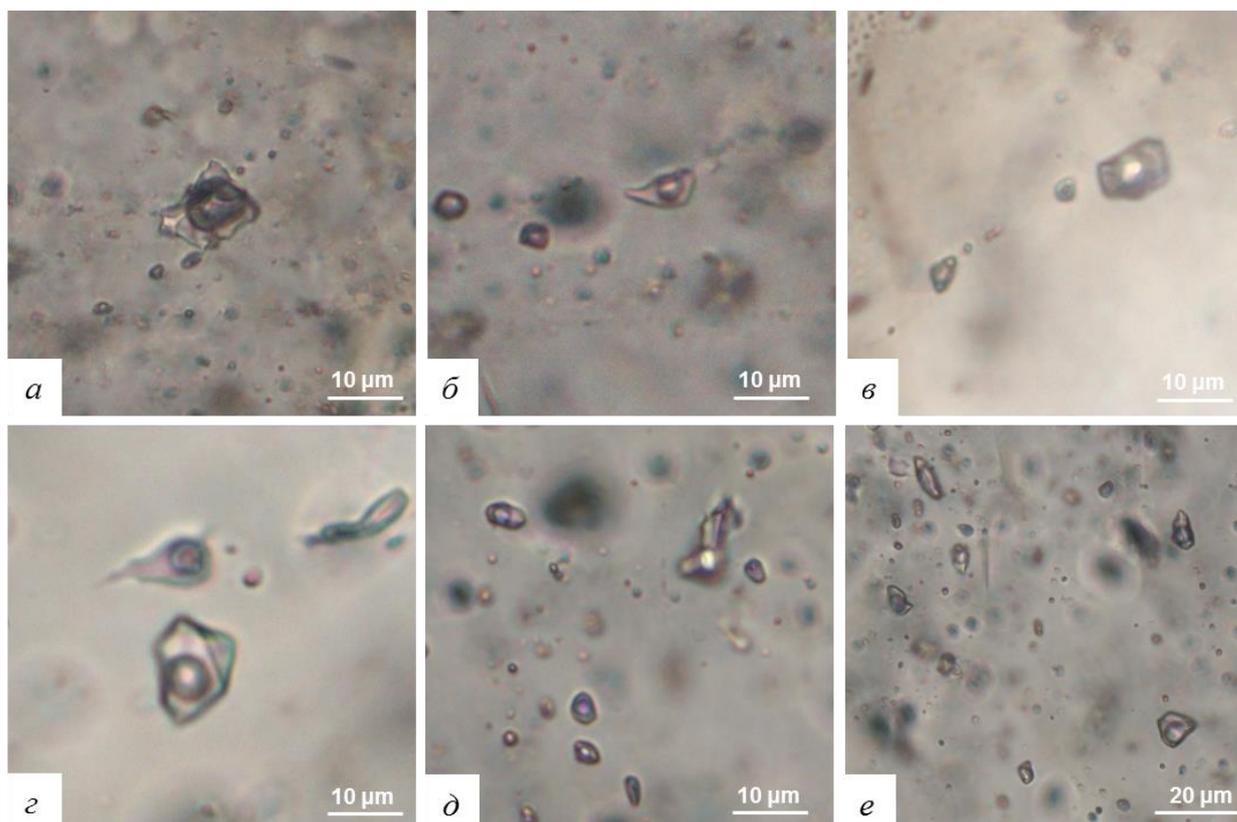


Рисунок 31. Газово-жидкие (углекислотно-водные) включения в молочно-белом кварце из образцов руд

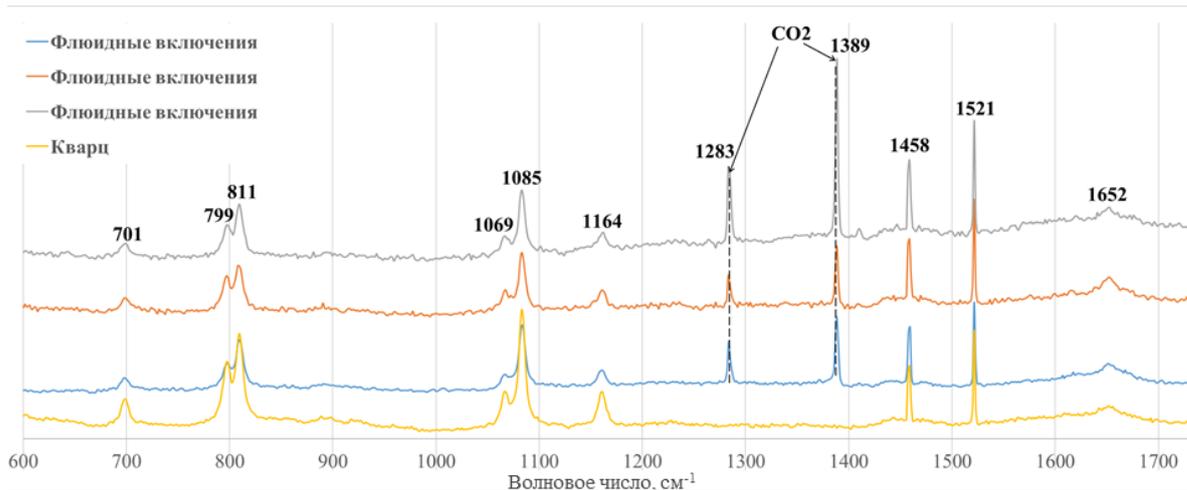


Рисунок 32. КРС спектры молочно-белого кварца (жёлтый) и газо-жидких включений в кварце (голубой, оранжевый, серый)

Пики на 1283 и 1389 см^{-1} соответствуют симметричным валентным колебаниям молекулы CO_2 (Frezzotti et al., 2012), пики на 701 см^{-1} , 799 см^{-1} , 811 см^{-1} , 1069 см^{-1} , 1085 см^{-1} , 1164 см^{-1} , 1458 см^{-1} , 1521 см^{-1} и 1652 см^{-1} отвечают кварцу.

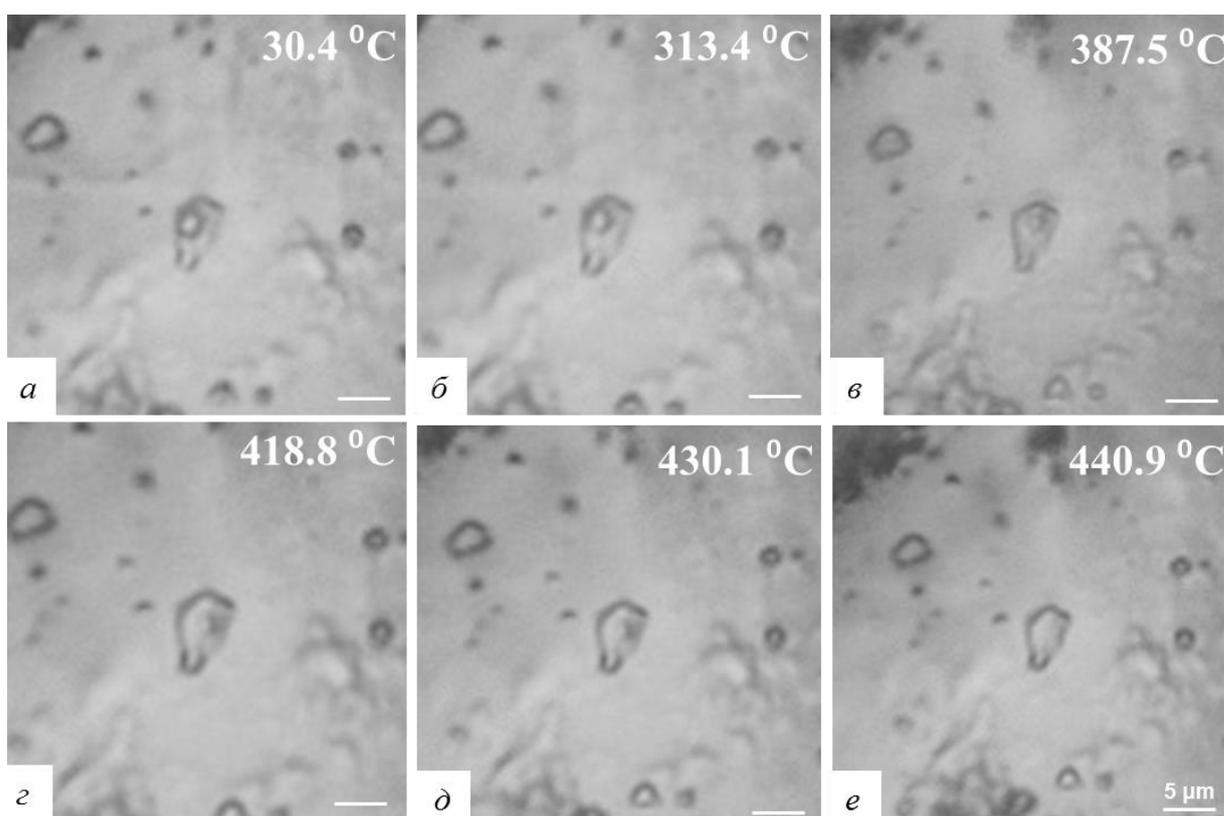


Рисунок 33. Нагрев включения в молочно-белом кварце до 441 °C

a – газо-жидкое включение при комнатной температуре (30.4 °C); *б* – температура 313.4 °C, газовый пузырёк немного уменьшился; *в* – температура 387.5 °C, пузырёк уменьшился и сместился в центр; *г*, *д* – температура 313.4-430.1 °C, граница между газовой и жидкой фазой стала нечёткой; *е* – температура 340.9 °C, полная гомогенизация включения в газовую фазу

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщение эмпирических данных и литературных сведений

Регионально Нежданинское месторождение находится в Южно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса форланда, образовавшегося в ходе аккреции Охотского террейна и Удско-Мургальской островной дуги к восточной окраине Сибирского кратона в J_3-K_1 .

Месторождение приурочено к своду Дыбинской антиклинали, расположенной в Южно-Верхоянском синклинии – самой восточной зоне Южно-Верхоянского сектора. Оно сложено тонкозернистыми углеродисто-терригенными породами нижнепермского возраста, которые подразделяются на две свиты: нижнюю джуптагинскую и верхнюю дыбинскую. Рудовмещающей является джуптагинская свита. Породы претерпели изменения в условиях температуры и давления, характерных для зеленосланцевой фации метаморфизма. Магматические породы на территории месторождения распространены ограниченно и представлены дайками габбро-диоритов и лампрофиров. Месторождение осложнено серией разрывных нарушений, в которых и локализуется оруденение. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, согласными и секущими жилами, штокверкообразными прожилковыми зонами.

По представлениям предшественников (Гамянин и др., 2000; Бортников и др., 2007; Чернышев и др., 2011, 2012), руды и вмещающие их песчано-алевролитовые толщи являются березитами (Гамянин и др., 2000). Вмещающие породы называют дорудными березитами. Они распространены регионально и приурочены к разрывным нарушениям всех 4-х систем, выделенных на месторождении. Новообразованными минералами этих пород являются кварц, серицит и железистый карбонат. Ореолы изменения вокруг одиночных нарушений достигают 100 м, а на участках сгущения разломов метасоматиты образуют сплошные по площади тела.

Породы руд относят к рудосопровождающим березитам с продуктивным молочно-белым кварцем. Протолитом для этих пород служили дорудные березиты. Считается, что березитизация разрывных нарушений привела к формированию протяжённых рудных тел с вкрапленной минерализацией, составляющих основу запасов месторождения (Бортников и др., 2007). Рудосопровождающие березиты описывают как арсенопирит-пирит-кварц-карбонат-альбит-серицитовые породы, которые контролируются разрывными нарушениями Нежданинской системы, в меньшей степени – нарушениями других систем. Березиты с сингенетичными сульфидами являются более ранними образованиями по отношению к продуктивному молочно-белому кварцу (Бортников, 2007).

Также, на глубоких горизонтах месторождения выделяют альбитовые метасоматиты, которые, как и березиты, контролируются разрывными нарушениями Нежданнинской системы или оперяющими их трещинами скола.

Результаты петрографии образцов руд верхних горизонтов рудной зоны № 1 не соответствуют представлениям предшественников. По результатам петрографии, руды можно назвать «чёрными сланцами» - скрыто-тонкозернистыми породами чёрного или тёмно-серого цвета, содержащими значительное количество рассеянного углеродного вещества (до 3 об. %). Порода сложена альбит-кварц-мусковитовым агрегатом, который с различной интенсивностью сечётся и брекчируется кварцевыми, карбонатно-кварцевыми, реже карбонатными жилами. В породах проявлена сульфосольно-сульфидная минерализация, которая может занимать до 15 об. %. Она представлена двумя типами: 1) вкрапленностью пирита и арсенопирита (\pm марказита и пирротина) в альбит-кварц-мусковитовой основной массе породы и 2) сульфосольно-сульфидными гнёздами и прожилковидными агрегатами в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках.

Руды трудно назвать березитами. Березиты – это светлые или бурые метасоматические горные породы, состоящие из кварца, серицита (мусковита), анкерита и пирита (Жариков, Русинов, 1998). Исследуемые породы имеют чёрный или тёмно-серый цвет, а содержание карбонатов не превышает нескольких процентов. Кроме того, в процессе березитизации следовало бы ожидать окисление углеродного вещества с образованием большого количества карбонатов, что в породах не наблюдается.

На основе минералогического описания руд, была построена последовательность минералообразования, проиллюстрированная в табл. 11. Всего выделено 4 последовательных этапа минералообразования: 1) региональный метаморфизм (в таблице указан цифрой 1); 2) дислокационный метаморфизм (цифра 2 в таблице); 3) гидротермальное преобразование пород; 4) гипергенез. Размеры полей в таблице носят условный характер и не пропорциональны длительности этапов. Самое большое поле выделено под гидротермальный этап, так как к нему приурочено образование большей части рудных минералов.

Региональному метаморфизму соответствует становление терригенных пород и их преобразование в Р-Т условиях до зеленосланцевой фации метаморфизма. В течение этого этапа происходило образование альбит-кварц-мусковитовой основной массы с вкраплениями фрамбоидального пирита-I, включениями рутила, апатита, монацита и гоацита. Вероятно, на этом же этапе был сформирован пирротин, реликтовые включения которого установлены во вкрапленниках пирита-II.

На этапе дислокационного метаморфизма происходит перекристаллизация пирита-I в гнёздовидные и прожилковидные агрегаты, перекристаллизация рутила, апатита, монацита, гояцита, образование в альбит-кварц-мусковитовой основной массе вкрапленников пирита-II и арсенопирита-I. В результате деформаций вокруг некоторых сульфидных вкрапленников формируются оторочки параллельно-шестоватых агрегатов кварца-II. Предполагается, что уже на этом этапе в новообразованных сульфидных вкрапленниках сформировались включения золота.

С гидротермальным этапом связано появление прожилков и жил с сульфосолюно-сульфидными гнёздами и прожилковидными агрегатами. Матрицу прожилков сформировали молочно-белый кварц-III, карбонаты (доломит, анкерит, сидерит, магнезит) и микроклина. В ассоциации с ними продолжились кристаллизоваться пирит-II и арсенопирит-I, предположительно, вместе с золотом. В процессе деформации пород, пирит-II и арсенопирит-I в прожилках брекчируются с разной интенсивностью. Отлагаются новые сульфиды и сульфосоли, цементирующие более ранние пирит и арсенопирит. Первыми кристаллизуются сфалерит, галенит и халькопирит. Затем образуется фрейбергит ± бурнонит. В период формирования сфалерита, галенита и фрейбергита, вместе с ними кристаллизуется золото. После, в близком временном отрезке кристаллизуются и другие сульфосоли: буланжерит, геокронит, овихиит, диафорит, миаргирит и пираргирит. Вероятно, акантит в этой ассоциации кристаллизуется после вышеупомянутых сульфосолей. Образование футляровидных пирита-III и арсенопирита-II, установленных в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, скорее всего, происходило ближе к концу гидротермального этапа. Самым последним из сульфидных минералов образовался марказит. Тонкие прожилки марказита секут или обрастают все сульфиды и сульфосоли. Более того, марказит обрастает даже скородит, который, предположительно, является гипергенным. Каолинит также сформировался ближе к концу гидротермального процесса, так как заполняет пустоты в кварце или замещает микроклин и мусковит.

В гипергенный этап происходило замещение железосодержащих карбонатов и марказита гётитом, арсенопирита скородитом, галенита англезитом и фрейбергита ковеллином. Возможно, в течение этого этапа происходили флуктуации окислительно-восстановительного потенциала, что могло бы объяснить обрастание марказитом скородита и зональные гётит-марказитовые колломорфные агрегаты.

Таким образом, основная последовательность ассоциаций рудных минералов следующая: 1) кварц-I + серицит + альбит + пирит-I + пирит-II + арсенопирит-I; 2) кварц-III ± карбонаты + пирит-II + арсенопирит-I + золото; 3) кварц-III ± карбонаты + сфалерит + галенит + халькопирит + золото; 4) кварц-III ± карбонаты + фрейбергит + бурнонит +

золото; 5) кварц-III ± карбонаты сульфоантимониты Pb, Ag (буланжерит, геокронит, овихиит, диафорит, миаргирит, пираргирит); 6) кварц-III + акантит 7) кварц-III + марказит.

В общих чертах, такая последовательность совпадает с золоторудным этапом, выделяемым предыдущими учёными (Гамянин и др. 2000). С золоторудным этапом связывают образование золото-кварцевых руд. В течение этого этапа формировались минеральные ассоциации, последовательно сменяющие друг друга. Самая ранняя – шеелит-пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая ассоциация, формирующая основную жильную матрицу рудных тел. За ней следуют: золото-халькопирит-галенит-сфалеритовая, золото-сульфосольно-доломитовая и халькостибит-стибнитовая. Различия с этими ассоциациями состоит в отсутствии шеелита и халькостибита и стибнита.

Полученные результаты по флюидным включениям в молочном-белом рудном кварце говорят о следующем. Включения очень мелкие, большинство имеет размер от 1 до 3 мкм, хотя встречаются и более крупные, до 15 мкм. Они двухфазовые, газовой-жидкие, с содержанием газовой фазы более 50 об. %. Газовая фаза представлена CO₂. Результаты микротермометрии включений подвергаются сомнению. Определённая температура гомогенизации в газовую фазу (430-450 °С) является завышенной по сравнению с предшественниками (270-370 °С, Бортников и др., 2007). Завышение температуры может быть связано с методическими ошибками в исследовании. Однако, есть и другое предположение. Возможно, флюидные включения захватывались кварцем из неомогенной среды и соотношение фаз имеет произвольный характер, то есть температура гомогенизации не отвечает температуре отложения кварца.

Таблица 11. Последовательность минералообразования золотых руд по результатам петрографо-минералогического исследования образцов (описание в тексте)

Примечания: 1 – этап регионального метаморфизма; 2 – этап дислокационного метаморфизма; заливка прямоугольников отвечает разным генерациям одного минерала; пунктирные линии показывают замещение минералов; в таблице объединены карбонаты и монациты

| Минерал | Формула | Этап | | | |
|-------------|---|-----------------|-------|-----------------|-------------|
| | | Метаморфический | | Гидротермальный | Гипергенный |
| | | 1 | 2 | | |
| Золото | Au | | | ■ ■ ■ | |
| Кварц | SiO ₂ | ■■■■■ | ■■■■■ | ■■■■■ | ■■■■■ |
| Рутил | TiO ₂ | ■■■■■ | | | |
| Гётит | FeO(OH) | | | | ■■■■■ |
| Каолинит | Al ₂ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄ | | | | ■■■■■ |
| Мусковит | KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ | ■■■■■ | | | ■■■■■ |
| Микроклин | K(AlSi ₃ O ₈) | | | ■■■■■ | |
| Альбит | Na(AlSi ₃ O ₈) | ■■■■■ | | | |
| Карбонаты | Ca(Mg,Fe)(CO ₃) ₂ | | | ■■■■■ | |
| Англезит | Pb(SO ₄) | | | | ■■■■■ |
| Фторапатит | Ca ₅ (PO ₄) ₃ F | ■■■■■ | | | |
| Монацит | (Ce,Nd)(PO ₄) | ■■■■■ | | | |
| Гояцит | SrAl ₃ (PO ₄)(PO ₃ OH)(OH) ₆ | ■■■■■ | | | |
| Скородит | Fe(AsO ₄) · 2H ₂ O | | | | ■■■■■ |
| Пирротин | Fe _{1-x} S | ■ | | | |
| Сфалерит | ZnS | | | ■■■■■ | |
| Галенит | PbS | | | ■■■■■ | |
| Акантит | Ag ₂ S | | | | ■■■■■ |
| Халькопирит | CuFeS ₂ | | | ■■■■■ | |
| Пирит | Fe(S ₂) | ■■■■■ | ■■■■■ | ■■■■■ | |
| Марказит | Fe(S ₂) | | | | ■■■■■ |
| Арсенопирит | Fe(AsS) | | ■■■■■ | ■■■■■ | |
| Ковеллин | Cu ₄ Cu ₂ (S ₂) ₂ S ₂ | | | | ■■■■■ |
| Фрейбергит | Ag ₆ (Cu ₄ (Fe,Zn) ₂)(Sb ₄ S ₁₂)S _{1-x} | | | ■■■■■ | ■■■■■ |
| Бурнонит | PbCu(SbS ₃) | | | ■■■■■ | |
| Буланжерит | Pb ₅ (Sb ₄ S ₁₁) | | | ■■■■■ | |
| Геокронит | Pb ₁₄ (Sb ₆ S ₂₃) | | | ■■■■■ | |
| Овихит | Ag ₃ Pb ₁₀ (Sb ₁₁ S ₂₈) | | | ■■■■■ | |
| Диафорит | Ag ₃ Pb ₂ (Sb ₃ S ₈) | | | ■■■■■ | |
| Миаргирит | Ag(SbS ₂) | | | ■■■■■ | |
| Пираргирит | Ag ₃ (SbS ₃) | | | ■■■■■ | |

Генетическая модель

Формирование Нежданинского месторождения описывается моделью «функционирования гетерогенной и полихронной рудно-магматической системы (РМС)». Модель выдвинута в работе Гамянина и др. (2000) и впоследствии уточнена в работах Бортникова и др. (2007) и Чернышева и др. (2011, 2012). Согласно этой модели, позднеаккреционные события, примерно 120 млн л. назад (K_1), возникшие в ходе столкновения Охотского массива и Удско-Мургальской дуги с Сибирским кратоном, создали условия, для образования золотого оруденения в породах верхоянского комплекса. В раннем мелу сформировались гранитные плутоны и имел место дислокационный метаморфизм, сопровождающийся сдвигами и надвигами (рис. 34). В это же время в непосредственном контакте с интрузиями и в результате их взаимодействия с вмещающими породами сформировались Au-редкометальные рудопоявления Дыбинского рудного узла, а позднеорогенные Au-Ag-кварцевые месторождения в разрывных нарушениях, к которым относятся Нежданинское (Fridovsky, 2018), образовались за счёт флюидов, отделившихся от интрузий и являющихся источником рудных элементов (Au, Ag, Sb, As, Cu, Pb, Zn и др.). Раннемеловой возраст золоторудной минерализации Нежданинского месторождения подтверждается результатами Rb-Sr датирования рудного кварца (132 ± 12 млн. л.) (Чугаев и др., 2010) и результатами Ar-Ar (120 ± 1 млн. л) и K-Ar (119 ± 4 млн. л) датирования по серициту из рудных метасоматитов (Бахарев и др., 2011).

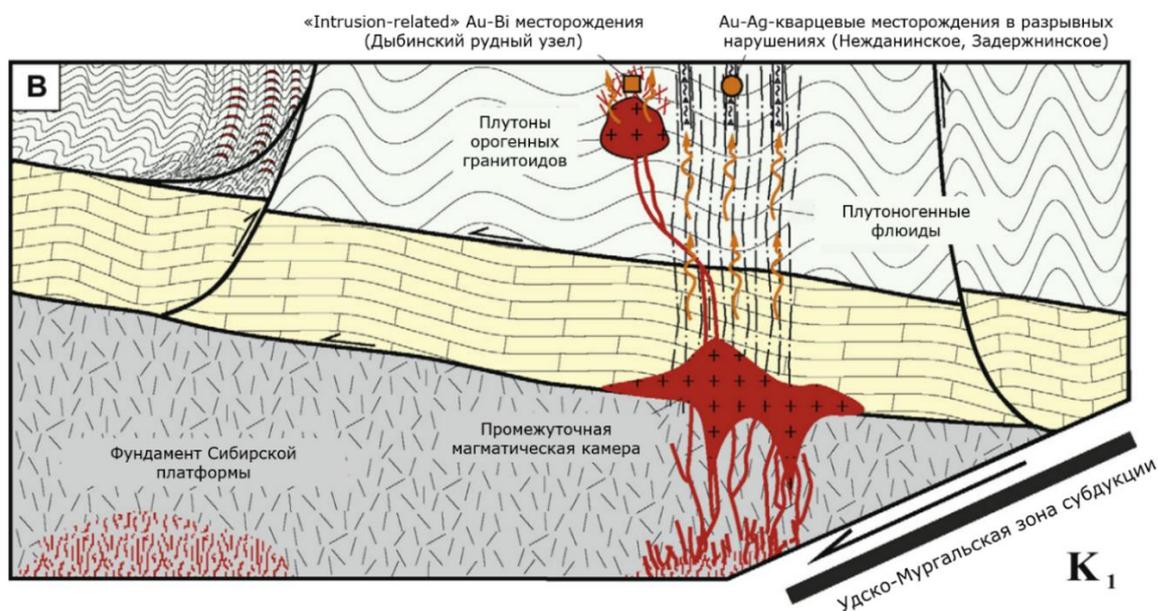


Рис. 34. Металлогенетическо-геодинамическая модель образования позднеорогенных месторождений золота Южно-Верхоянского сектора (Fridovsky, 2018).

Хрупкие и пластичные деформации, формирование промежуточной гипабиссальной магматической камеры, генерация плутоногенных флюидов, метаморфизм, образование позднеорогенных Au-Ag месторождений в разрывных нарушениях и Au-редкометальных «intrusion-related» месторождений.

Слабым местом этой модели является отсутствие прямой связи Нежданинского месторождения с магматическими процессами, так как на территории месторождения нет крупных интрузивных массивов. В этом отношении, Нежданинское месторождение схоже с другим месторождением в углеродистый терригенных толщах – Сухим Логом (табл. 12). Нежданинское, как и Сухой Лог, имеет огромные запасы золота при сравнительно низкой концентрации полезного компонента в рудах. На этих основаниях, можно предполагать, что генезис Нежданинского месторождения и Сухого лога тоже похож.

Таблица 12. Сравнение месторождений Нежданинское и Сухой Лог, с использованием материалов Вахрушевой (2012); Вуда и Попова (2006).

| Месторождение | |
|--|---|
| Нежданинское | Сухой Лог |
| Геологическая позиция | |
| Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчатого пояса | Акитканский складчатый пояс: PR ₃ песчаники, карбонатные сланцы и филлиты |
| Вмещающая структура | |
| Южно-Верхоянский синклинорийя, свод Дыбинской антиклинали | Бодайбинский синклинорий, северное крыло Маракано-Тунгусской синклинали |
| Магматические породы | |
| Дайки габбро-диоритов (J ₃) и лампрофиров (K ₁) на территории месторождения; Курумский гранит-гранодиоритовый массив и Гельдинская группа диоритовых штоков (K ₂) на границах территории рудного поля; | На месторождении отсутствуют; Константиновский шток гранитов (PZ ₁) в рудном узле |
| Метаморфизм | |
| До зеленосланцевой фации | До низких ступеней зеленосланцевой фации |
| Вмещающие породы | |
| Углеродистые песчано-алевролитовые породы джуптагинской свиты (P ₁) | Высокоуглистые филлиты и филлитовидные алевролиты хомолхинской свиты патомской серии (PR ₃) |
| Локализация рудных тел | |
| В разрывных нарушениях | Стратиформное |
| Минерализация | |
| Жильная золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая (80-85 масс. % Au); вкрапленная пирит-арсенопиритовая (15-20 масс. % Au), | Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная (пиритовая) (до 95 масс. % Au); жильная золото-кварцевая |
| Рудные минералы | |
| <p>Главные – пирит, арсенопирит;</p> <p>Второстепенные – сфалерит, галенит, фрейбергит;</p> <p>Редкие – марказит, халькопирит, бурнонит, буланжерит, геокронит, овихиит, диафорит, миаргирит, пираргрит, акантит</p> | <p>Главный – пирит (98%);</p> <p>Второстепенные (2%) – пирротин, халькопирит, скуттерудит-хлоантит, сфалерит, галенит, герсдорфит, силлерит, пентландит</p> |

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, можно сделать 5 основных выводов:

- 1) Нежданинское месторождение относится к месторождениям золота в углеродисто-терригенных толщах. Вмещающие породы представлены нижнепермскими углеродисто-песчано-алевролитовыми породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Крупные магматические массивы на территории месторождения отсутствуют, присутствуют только дайки габбро-диоритов и лампрофиров. Оруденение локализуется в разрывных нарушениях Нежданинской системы и представлено минерализованными зонами дробления и штокверкообразными прожилковыми зонами.
- 2) Породы руд представлены «чёрными сланцами» - скрыто-тонкозернистыми альбит-кварц-мусковитовыми породами с рассеянным углеродным веществом (до 3 об. %), которые секутся и брекчируются с разной интенсивностью, вплоть до полного замещения, кварцевыми и карбонатно-кварцевыми прожилками. Рудная минерализация может занимать до 15 об. % породы и представлена: 1) вкрапленниками пирита и арсенопирита в альбит-кварц-мусковитовой основной массе; 2) сульфосолюно-сульфидными гнёздами и прожилковидными агрегатами в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках.
- 3) В породах диагностировано 35 минералов, из которых 17 являются рудными. Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, второстепенными – сфалерит, галенит и фрейбергит. Редкие рудные минералы представлены марказитом, халькопиритом, акантитом и сульфоантимонитами Pb, Cu, Ag (бурнонит, буланжерит, геокронит, овихиит, диафорит, миаргирит, пираргирит).
- 4) Золото связано как с вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией в альбит-кварц-мусковитовой основной массе, так и с жильно-прожилковой сульфосолюно-сульфидно-кварцевой минерализацией, однако чаще встречается во второй.
- 5) В последовательности минералообразования выделено 4 этапа: регионально-метаморфический, дислокационно-метаморфический, гидротермальный и гипергенный. В процессе первых двух этапов происходило становление пород и формирование бедной пиритовой минерализации. В конце второго и всего третьего этапа образовался основной объём сульфидов и сульфосолей, с которыми ассоциирует золото. Гипергенный этап выделен по присутствию в породах замещения карбонатов гётитом, арсенопирита скородитом и фрейбергита ковеллином.

Список литературы

- 1) *Бахарев А. Г., Гамянин Г. Н., Прокопьев А. В., Зайцев А. И., Травин А. В.* Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруденения Нежданинского рудно-магматического узла // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Якутск, 2011, т. 2, с. 25-30.
- 2) *Бортников Н. С., Гамянин Г. Н., Викентьева О. В., Прокопьев В. Ю., Алпатов В. А., Бахарев А. Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 2, с. 99-145.
- 3) *Вахрушева А. П.* Закономерности распределения золота в рудных телах Нежданинского месторождения и генетические особенности природных типов руд // автореф. на соискание уч. степ. к. г.-м. н., СПб, 2012 г., 25 с.
- 4) *Вуд Б. Л., Попов Н. П.* Гигантское месторождение золота Сухой лог (Сибирь) // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 3, с.315-341
- 5) *Гамянин Г. Н., Бортников Н. С., Алпатов В. А.* Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.
- 6) *Жариков В. А., Русинов В. Л.* Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Нучный мир, 1998 г., 492 с.
- 7) *Чернышев И. В., Бортников Н. С., Чугаев А. В., Гамянин Г. Н., Бахарев А. Г.* Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 5, с. 395-418.
- 8) *Чернышев И. В., Бахарев А. Г., Бортников Н. С., Гольцман Ю. В., Котов А. Б., Гамянин Г. Н., Чугаев А. В., Сальникова Е. Б., Баирова Э. Д.* Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 6, с. 487-512.
- 9) *Чугаев А. В., Чернышев И. В., Гамянин Г. Н., Бортников Н. С., Баранова А. Н.* Rb-Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия) // Доклады академии наук, 2010, т. 434, № 4, с 534-539
- 10) *Biagioni, C., George, L.L., Cook, N.J., Makovicky, E., Mořlo, Y., Pasero, M., Sejkora, J., Stanley, C.J., Welch, M.D., Bosi, F.* The tetrahedrite group: nomenclature and classification // American Mineralogist, 2020, vol. 105, p. 109-122.
- 11) *Frezzotti M. L., Tecce F., Casagli A.* Raman Spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration, 2012, vol. 112, p.1-20.
- 12) *Fridovsky V. Y.* Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology reviews, 2018, vol. 103, p. 38-55.
- 13) *Khudoley A. K., Guriev G. A.* Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic-Mezozoic east Siberian passive margin // Tectonophysics, 2003, vol. 365, p. 23-43.