

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ
Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

Варлаханов Иван Витальевич

**Геологическое строение и особенности минерального состава тел
Северная и Рита Спорнинско-Дяппенского золоторудного узла
(Хабаровский край РФ)**

Выпускная квалификационная работа бакалавра

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:

к.г.-м.н., доцент Ю.С. Полеховский

_____2017 г
«__»_____

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н., доцент И.А. Алексеев

_____2017 г
«__»_____

Санкт-Петербург

2017 г

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Геологическое строение района.....	8
1.1.Тектоническое районирование.....	8
1.2. Стратиграфия.....	12
1.3. Магматизм.....	15
1.4. Метасоматические процессы.....	16
1.5. Полезные ископаемые.....	18
Глава 2. Геологическое строение участка.....	19
2.1. Петрографическая характеристика пород.....	22
2.2. Метасоматические процессы и структурно-текстурные типы руд.....	29
Глава 3. Минераграфическая характеристика рудной минерализации.....	31
3.1. Обсуждение полученных результатов.....	53
Глава 4. Технологическая характеристика руд.....	54
4.1. Применяемые схемы обогащения руд.....	54
4.2. Предлагаемая схема обогащения руд участка.....	57
Заключение	58
Литература	59

Введение

Месторождение Дяппе расположено в пределах Дяппенского рудного поля. Несмотря на длительную историю геологического изучения этой территории, поисково-разведочные работы на золото были начаты только в первой половине XX века. К настоящему времени накоплено большое количество фактического материала по геологии Ульчского района Хабаровского края в связи с разработкой здесь ряда месторождений. Вместе с тем, степень изученности этого рудного узла неравномерная. Примером тому является зона, в которой находятся рудные тела «Северное» и «Рита», где был мною отобран каменный материал в ходе прохождения производственной полевой практики летом 2016 года.

Целью работы является изучение особенностей минерального состава золотосодержащих руд месторождения Дяппе с установлением последовательности образования их парагенезисов, как данных необходимых для технологической переработки руд.

На основе фактического материала решался ряд следующих задач:

1. Обобщение фондовых материалов о геолого-тектоническом строении района;
2. Геолого-петрографическое описание пород участка;
3. Изучение характера эпигенетических процессов;
4. Минераграфическое описание рудных минералов и их парагенезисов;
5. Исследование особенностей состава и структур рудных минералов;
6. Интерпретировать полученные результаты и сформулировать выводы.

Фактический материал и методика проведения работ:

Фактическим материалом были образцы руд и вмещающих пород, отобранных мной в ходе производственной практики в ООО «Дяппе». Отбирался жильный материал и вмещающие породы рудных тел Северное и Рита. Отбор и документация образцов проводилась из канав и из керн скважин. Отбирались как образцы с большим количеством сульфидного материала в объеме, так и все возможные типы руд, представленные на месторождении, а также все типы вмещающих пород. Из каменного материала изготовлено 19 шлифов и 5 аншлифов. Проводилось минераграфическое

изучение аншлифов, а также их исследование на рудном микроскопе ПОЛАМ Р-312, на электронном микроскопе-микроанализаторе Hitachi TM 3000 (Ресурсный центр СПбГУ «Микроскопии и микроанализа»), микротвердометре ПМТ-3 (каф. ГМПИ), микроспектрофотометре МСФ-10 (каф. ГМПИ).

Благодарности:

Автор выражает благодарность сотрудникам Санкт-Петербургского государственного университета, сотрудникам ООО «Дяппе». В первую очередь - своему научному руководителю Полеховскому Ю.С. за помощь и ценные указания в течение всего периода написания данной работ, а также, Янсон С.Ю. за помощь в проведении и интерпретации микрозондовых анализов, Никитиной М.В. за помощь в изготовлении аншлифов, Шмигирилову В.М. за помощь в устройстве на производственную преддипломную практику и ценные наставления, главному геологу ООО «Дяппе» Чернышову Е.И. и ведущим геологам Шукину Ю.Н. и Ломаеву К.В. за ценные указания в течении прохождения производственной практики, Подмарёву Е.Ф. за обучение практическим навыкам при документации канав и помощь в понимании геологического строения месторождения.

Физико–географический очерк

Спорнинско-Дяппенский золоторудный узел находится на левобережье нижнего течения р. Амур, в междуречье Пильды и Лимури в верховьях р. Дяппе. В административном отношении он расположен на территории Ульчского муниципального района Хабаровского края с районным центром в с. Богородское (Рис. 1 и 2). Географические координаты центра месторождения $51^{\circ} 45' \text{ с.ш.}$ и $139^{\circ} 14' \text{ в.д.}$, номенклатура листов карт масштаба 1:50000 – М-54-III-B,Г.



Рис. 1. Расположение объекта неподалеку от озер Удыль и Дали, в 60 км. от русла Амура, Спутниковый снимок (Сервис Яндекс.Карты, 2017).

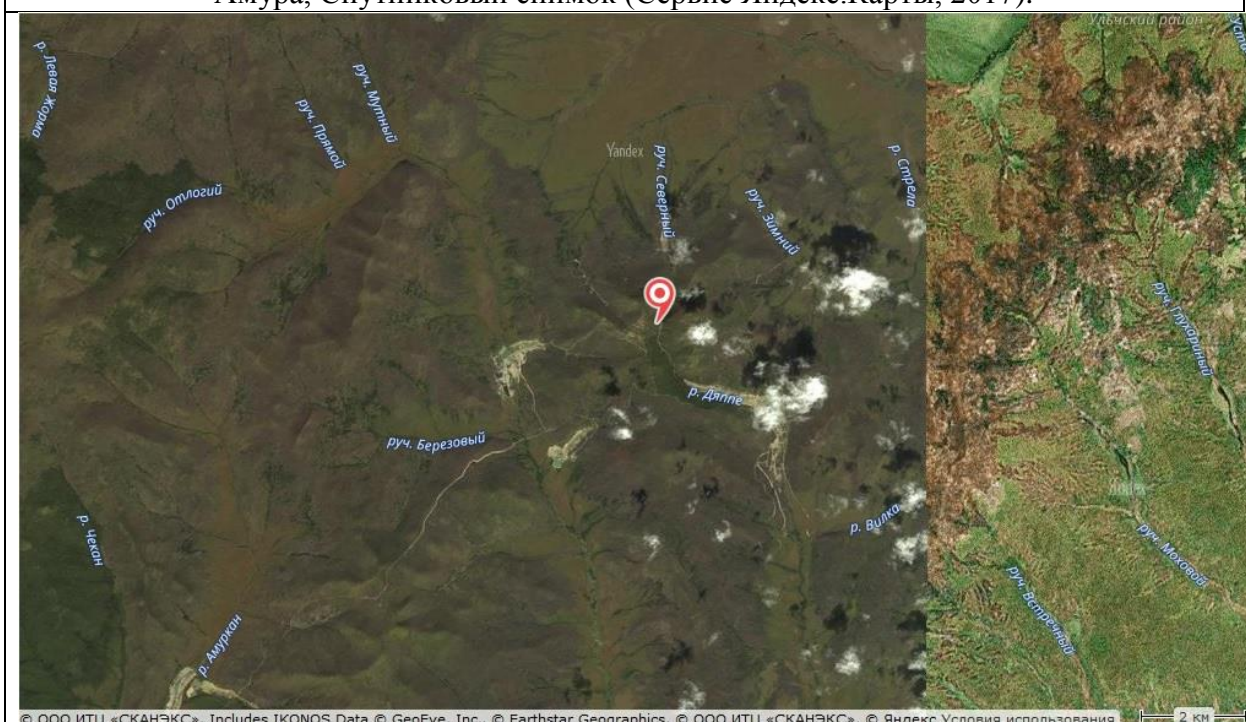


Рис. 2. Расположение объекта в верхнем течении р. Дяппе. Спутниковый снимок (Сервис Яндекс.Карты, 2017).

Объект находится в местности, приравненные к районам Крайнего Севера. Климат района характеризуется малоснежной холодной зимой и теплым дождливым летом. Среднегодовая температура воздуха в горах $-3,7^{\circ}\text{C}$. Лето умеренно жаркое, среднемесячная температура воздуха колеблется от 16° до 18°C , абсолютный максимум

достигает 35°. Зима в районе отличается продолжительностью. Среднемесячная температура января –23° С, минимальная до –47°С.

Среднегодовое количество осадков в районе составляет 557 мм, из которых около половины (255 мм) выпадает в виде дождей в течение короткого периода, с июля по сентябрь включительно. Количество осадков, выпадающих в зимний период, 10-15% (81 мм) от среднегодового. Основная их часть приходится на февраль месяцы.

Площадь представляет собой типичное горно-таежное сильно расчлененное низкогорье. Для рельефа территории характерны небольшие возвышенности среди заболоченных равнин, либо отдельные изолированные гряды северо-восточной ориентировки. Абсолютные отметки водораздельных хребтов наблюдаются от 60 до 436,6 м (г. Дяппе), относительные превышения их над днищами долин 50-300 м. Вершины сопок имеют куполообразную форму, крутизна склонов от 5° до 30°.

Гидросеть района весьма разветвленная. Все реки принадлежат бассейну р. Амур. Главная водная артерия района р. Лимури. Основными водотоками исследуемой площади являются река Дали (16 км) и ее левый приток Дяппе (25 км). Режим рек непостоянен и зависит, в основном, от количества атмосферных осадков.

По характеру и видовому составу район относится к следующим зонам растительности: зона высокогорной растительности, лесной и луговой. Растительность высокогорной зоны является бедной и представлена, главным образом, лишайниками, мхами, стланиковыми кустарниками. Основными видами растительности лесной зоны является лиственница, ель, пихта, осина, ольха, белая береза, дуб монгольский. В районе сел Калиновка, Циммермановка можно встретить ясень маньчжурский, кедр корейский, лимонник китайский и других представителей Амуро-Уссурийской флоры. Обширные равнины заняты луговой растительностью. Почти по всему району распространены ягодные кустарники, голубика, брусника, малинник, смородина, в низменных местах - клюква, морошка (Екимов, 2012).

История предшествующих геологических исследований

Описание геологической изученности дано по отчёту (Екимов, 2012).

Краткие сведения об открытии, разведке и разработке месторождения Дяппе и организации – производители работ приведены ниже.

В 1935-41 гг. Дяппенское месторождение разведывалось и частично эксплуатировалось ПО «Приморзолото». Разведкой были охвачены лишь верхние

горизонты (до 30-50 м) отдельных золоторудных жил. Большая часть их вскрыта только с поверхности. Добыто было 167 кг золота и порядка 9 тонн сурьмы.

В 1984-86 гг. в пределах основной рудоконтролирующей структуры Дяппенского золотоносного узла комплекс детальных геолого-геофизических поисков масштаба 1:5000-1:10000 выполнен Дяппенской партией Нижне-Амурской экспедиции и Нижне-Амурской геофизической партией. В результате работ на Дяппенском месторождении, установлены ранее неизвестные золоторудные жильно-прожилковые зоны и зоны метасоматитов с промышленными параметрами.

Артель старателей «Приморье» проводила геологоразведочные работы на площади месторождения в период 2000-2007 гг. Выполнен большой объем горных работ. В основном это траншейная разведка, проводимая механизированным способом, с ручной добивкой канав. Результатом перечисленных работ явилось выявление новых линейных рудных тел.

С 2008 года геологоразведочные работы на площади золоторудного месторождения Дяппе проводит ООО «Дяппе», являющееся правопреемником Артели старателей «Приморье».

На 01.01.2010 г. имеющиеся забалансовые запасы на месторождении составляют 271 тыс.т. руды и 1948 кг золота при содержании 7,2 г/т. Где находятся данные запасы золота, определить не представляется возможным (материалы эксплуатации отсутствуют).

Глава 1. Геологическое строение района

1.1 Тектоническое районирование

Исследуемая площадь является частью Приамурской структурно-формационной подзоны Сихотэ-Алинской складчатой системы и структурно относится к Горинскому синклинию (рис. 3). Образование орогенной складчатой системы началась в юре и продолжалась на протяжении всего мела и начала палеогена, сопровождаясь интенсивным вулканизмом и тектоническими процессами.

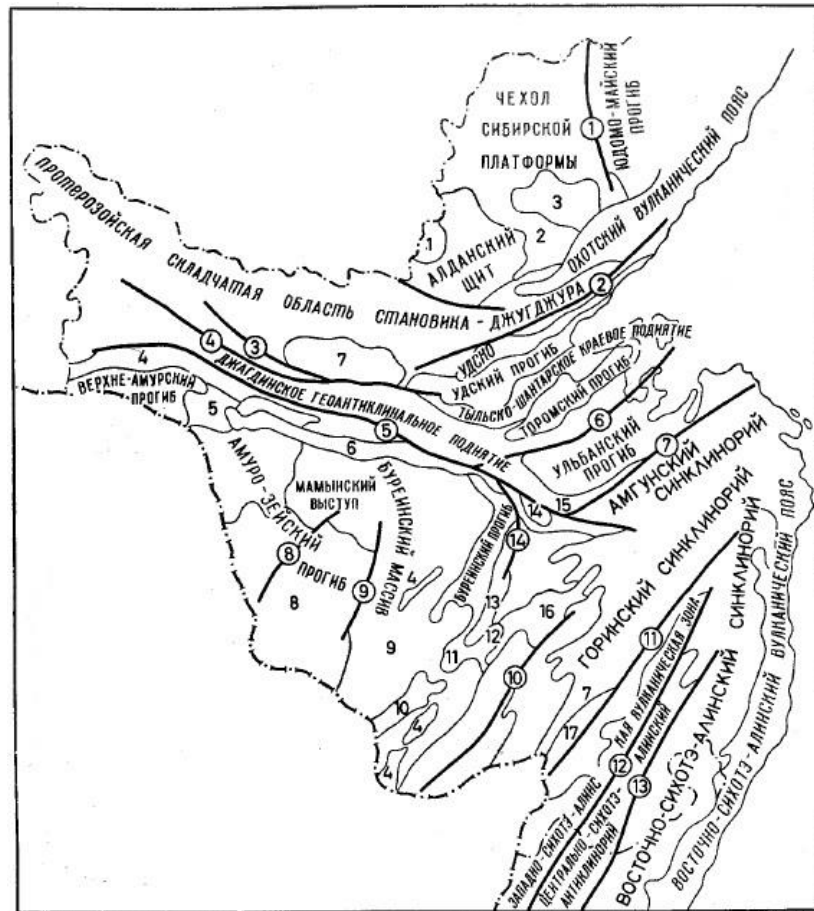


Рис. 3. Схема размещения структурных элементов юга Дальнего Востока (Геология СССР, 1966)

1 — Токийская впадина (восточная часть); 2 — Улканский платформенный прогиб; 3 — Маймаканское поднятие; 4 — Ольдойское краевое поднятие; 5 — Гонжинский выступ; 6 — Умлекано-Огоджинская вулканическая зона; 7 — Верхне-Зейская впадина; 8 — Зейско-Бурейская впадина; 9 — Хингано-Яуринский выступ; 10 — Олонойская вулканическая зона; 11 — Тыминский прогиб; 12 — Гуджалский прогиб; 13 — Чегдомыское поднятие; 14 — Правобурейский выступ; 15 — Ниланский антиклинорий; 16 — Баджалская вулканическая зона; 17 — Хехцирское поднятие. Главные разломы (цифры в кружке): 1 — Нельканский; 2 — Прибрежный; 3 — Гиллойский; 4 — Тукурингрский; 5 — Южно-Тукурингрский; 6 — Ассини-

Тугурский; 7 —Омальский; 8 —Зейский; 9 — Западно-Туранский; 10 — Куканский; 11 —Амурский; 12 — Западно-Сихотэ-Алинский; 13 — Восточно-Сихотэ-Алинский

По последним опубликованным данным (Симаненко, Голозубов, Малиновский, 2010), в континентальном и островном обрамлении Японского моря в последние десятилетия были обнаружены блоки (террейны), сложенные раннемеловыми терригенно-вулканогенными и вулканическими комплексами. На континенте они известны в Центральном и Северном Сихотэ-Алине (рис. 4).

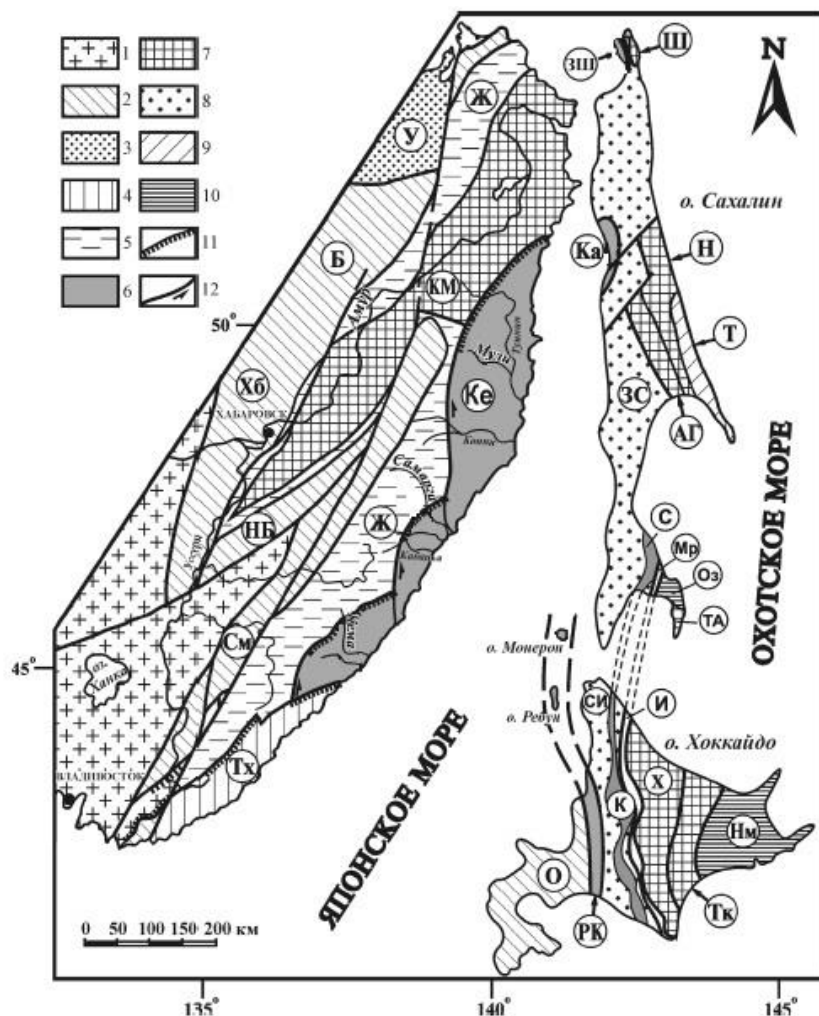


Рис 4. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий (Симаненко, Голозубов, Малиновский, 2010).

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские: 2 – аккреционные призмы, 3 – турбидитовые бассейны; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционные призмы, 5 – турбидитовые бассейны, 6 – островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционные призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – поздне-меловые-палеогеновые; 11–12 – разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Террейны: См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Хб – Хабаровский, Б – Баджалский, У – Ульбанский, КМ – Киселевско-Маноминский, Тх – Таухинский, Ж – Журавлевский, Ке – Кемский, ЗС – Западно-Сахалинский, Н –

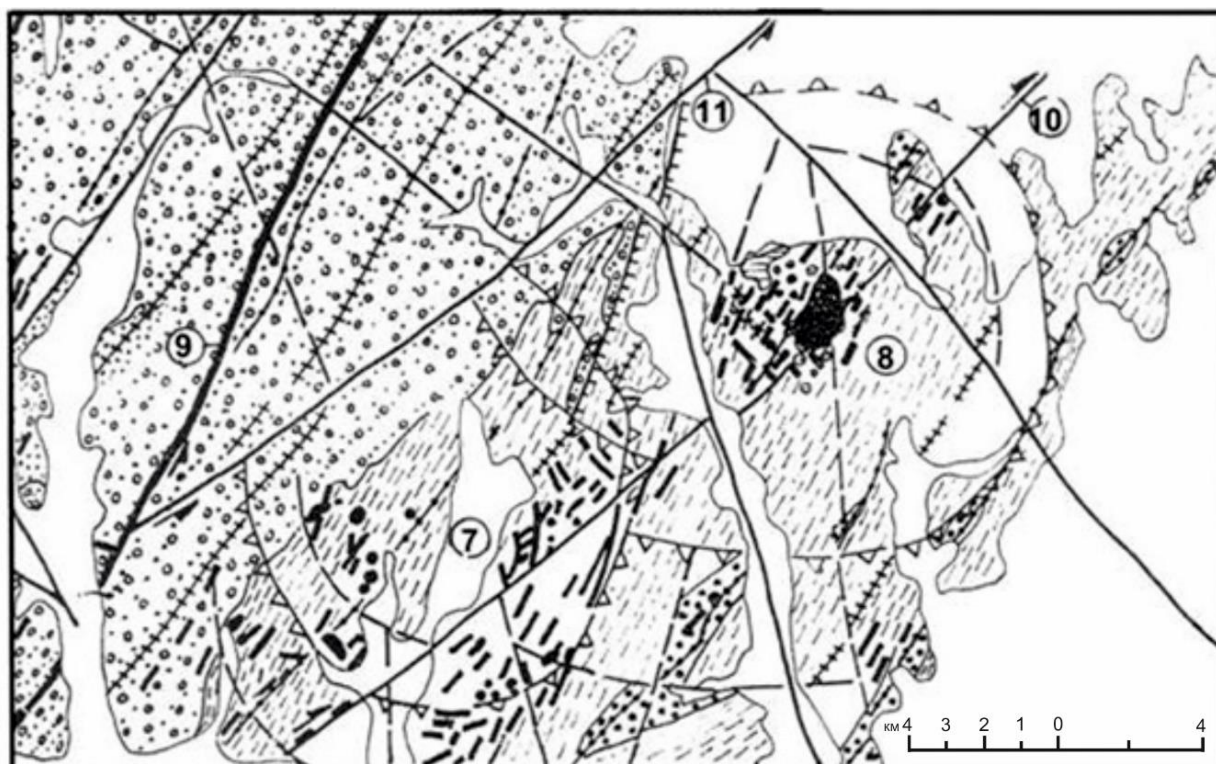
Набильский, Т – Терпения, ЗШ – Западно-Шмидтовский, Ш – Шмидтовский, Ка – Камышовый, С – Сусунайский, Мр – Марейский, ОЗ – Озерский, ТА – Тонино-Анивский, О – Ошима, РК – Ребун-Кабато, СИ – Сорачи-Иезо, К – Камуикотан, И – Идонаппу, Х – Хидака, Тк – Токоро, Нм – Немуро.

В разрывной тектонике ведущая роль принадлежит соскладчатым и косесекущим по отношению к складчатым разрывам северо-восточной ориентировки. Среди них наиболее протяженным является Дяппенский разлом (рис. 5), который прослежен в пределах всей изученной площади. Представлен мощной зоной рассланцевания (ширина до 2,0 км), сопровождаемой зонами и зонками дробления, лимонитизации мощностью от 1-2 м до 150-200 м. Здесь повсеместно проявлена рассеянная сульфидная минерализация. К Дяппенскому разлому приурочено также большинство известных проявлений золоторудной минерализации и основные очаги интрузивного магматизма, что подчеркивает его роль в структуре района.

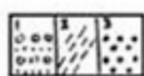
Северо-восточные разрывы достаточно четко фиксируются в геофизических полях (Екимов, 2012).

В следующий этап тектонической деятельности образовались широтные и меридиональные разрывы, по которым заложены долины некоторых крупных рек и ручьев. Самыми молодыми являются разломы северо-западного направления.

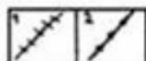
В структурном аспекте район приурочен к центрально-восточной части Горинского синклиория, сложенного в основном ниже-верхнемеловыми терригенно-осадочными отложениями, и входит в состав Удыльской структурно-формационной зоны (Дьячков, 1989). В ее пределах М.К. Дьячковым выделена Дяппенско-Амурская очаговая структура, трактуемая Ю.И. Никитиным (1987) как Дяппенско-Спорненская магматогенно-тектоническая центрально-кольцевая структура (МТЦКС), являющаяся своеобразным долгоживущим центром эндогенной активности и развивающаяся в узлах пересечения крупных ортогональных и диагональных разломов. Проявлена она обычно в концентрической и радиальной системах разрывных нарушений, в соответствующей группировке даек, малых интрузий, полей гидротермально измененных пород. (Екимов, 2012).



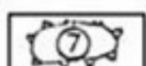
РАННЕ - ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС



Молассовые отложения. 1. Раннемелового возраста (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, спейлиты); 2. Ранне-позднемелового возраста (алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфьсреднего и основного состава, кремнистые алевролиты); 3. Позднемелового возраста (песчаники, туфопесчаники, линзы гравелитов и конгломератов).



Складчатые структуры: 1- оси антиклиналей; 2 - оси синклиналей.



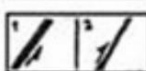
Очаговые структуры: 7 - Амурканская; 8 - Дяпенская.



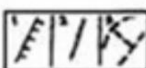
Магматические тела и дайки: 1- основного и среднего состава; 2- Умереннокислого и кислого состава.



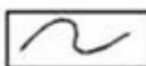
Рыхлые аллювиальные, озерно-аллювиальные, пролювиально-деллювиальные отложения четвертичного возраста.



Разрывные нарушения: главные внутрибассейновые разломы: 1- первого порядка 9 - Лимури-Дидбиранский сдвиг; 2. Второго порядка 10 - Дяпенский сдвиг, 11 - Жорминско-Далинский сдвиг.



1. Складчатые сбросы и взбросы; 2. Поперечные к складчатости взбросы и сбросы; 3. Концентрические и радиальные разрывы внутри очаговых структур.



Границы стратифицирующих образований.

Рис. 5. Структурно-тектоническая схема Спорнинско-Дяпенского золоторудного узла (Екимов, 2012).

1.2. Стратиграфия

В геологическом строении района принимают участие нижне-верхнемеловые терригенно-осадочные отложения, среди которых М.К. Дьячковым выделены алевролитовая толща (K_{1-2a}) и туфопесчаниковая толща (K_{2tr}) (рис. 6).

Осадочные породы перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений и образуют ряд антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания, осложненных складками более высоких порядков. Меловой возраст осадочных образований подтверждается находками фауны пелеципод на водоразделе рек Амуркан и Дали (рис. 7) (Екимов, 2012).

Меловая система.

Нижний-верхний отделы.

Алевролитовая толща (K_{1-2a}). Отложения толщи, представленные алевролитами, алевропесчаниками и мелкозернистыми песчаниками, слагают около 70% изучаемой площади, прослеживаются широкой полосой от р. Лимури через водораздел рек Амуркан и Дали на северо-восток в верховья руч. Дяппе. Они слагают крупные складки северо-восточного простирания и характеризуются сильной изменчивостью литологического состава пород, как по простиранию, так и по мощности.

В составе толщи выделено две подтолщи, отличающиеся набором литологических разновидностей.

Нижняя подтолща (K_{1-2a1}) слагает, в основном, крылья складок, реже выходит на поверхность в ядрах синклиналей. Отложения подтолщи представлены флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, алевропесчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями мелкозернистых и среднезернистых песчаников.

Верхняя подтолща (K_{1-2a2}) слагает, главным образом, ядра синклинальных складок, хотя иногда ее отложения наблюдаются и в ядрах антиклиналей. В составе преобладают от темно-серых до черных глинистых сланцев и алевролиты с редкими прослоями алевропесчаников, мелкозернистых песчаников и кремнистых пород. Вышеописанные отложения занимают около 65% площади Спорнинско-Дяппенского золоторудного узла, являясь вмещающими породами для золоторудных тел.

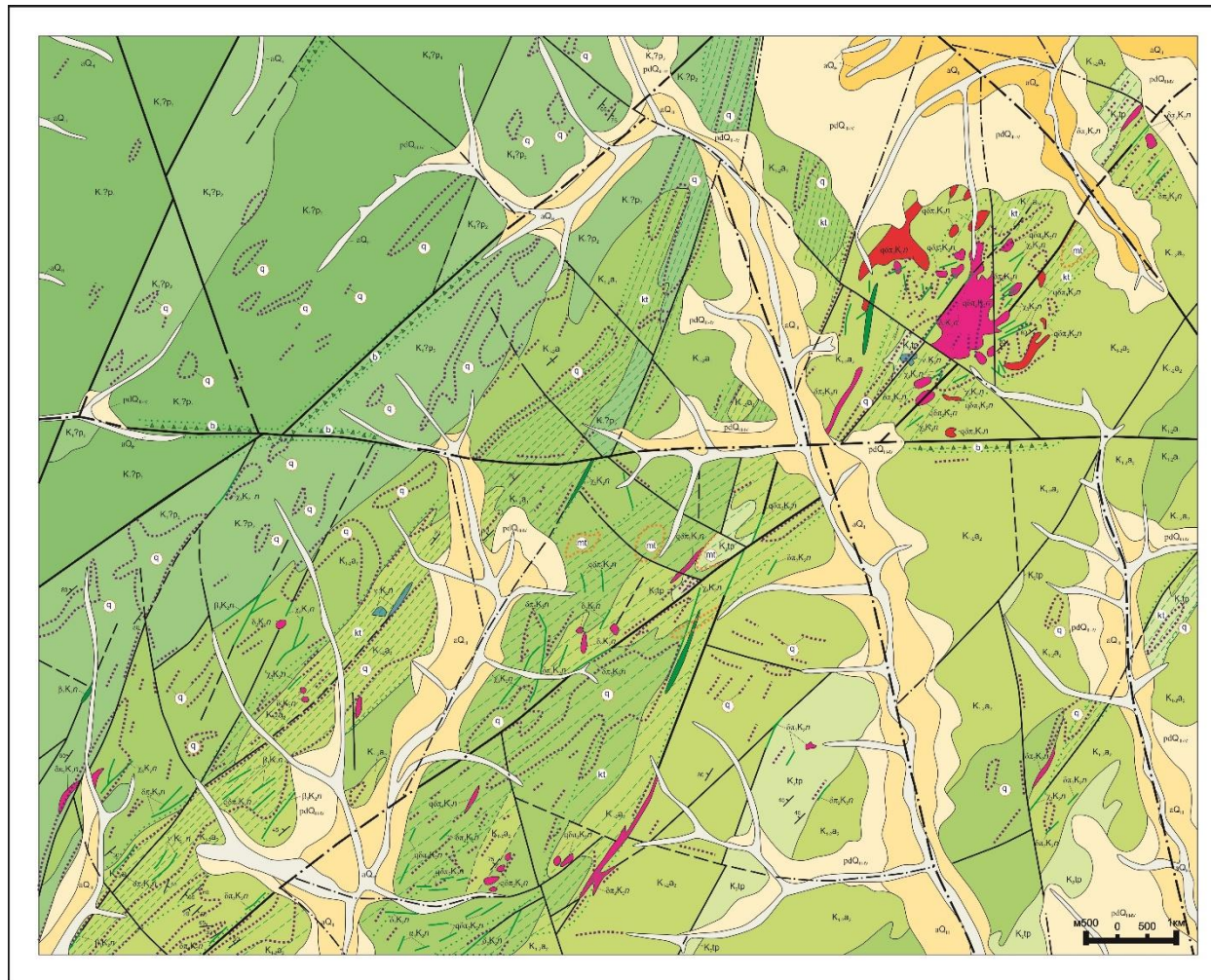


Рис. 6. Геологическая карта Спорненско-Дяппенского золоторудного узла (Екимов, 2012)

Общая стратиграфическая шкала				Свита, толща	Подтолщи	Возрастной индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика пород	
Эрагема	Система	Отдел	Ярус							
Мезозойская	Меловая	Верхний	Сеноман-Туронский	Туфопесчанниковая		K _{2tr}		>560	Песчаники мелко-среднезернистые плохо сортированные полимиктовые с прослоями алевролитов	
			Альб-Сеноманский	Алевролитовая	Верхняя	K _{1-2a2}		580	Алевролиты темно-серые, чёрные и серые массивные и слоистые за счёт переслаивания мелко- и крупноалевритовых разностей, с тонкими (1-2 см, редко до 3-5 см) прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов	
			Нижний		Нижняя	K _{1-2a1}		400	Флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников, алевропесчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями мелкозернистых и среднезернистых песчаников.	

Рис. 7. Стратиграфическая колонка дочетвертичных отложений (составлена Варлахановым И.В., 2017 г. по материалам Дьячкова, 1989 г. и Екимова, 2012 г.)

В целом для алевролитовой толщи характерно: существенно алевролитовый состав, ритмичное флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников в основании толщи, темно-серая до черной окраска алевролитов, наличие глинисто-кремнистых пестроокрашенных пород и радиолярий в них, повышенное среднее значение плотности и магнитной восприимчивости пород (Екимов, 2012).

Верхний отдел.

Туфопесчаниковая толща (K_{2tr}). Отнесены к этой толще роговики по осадочным породам, вскрытые на площади Дяппенского месторождения в ядрах небольших синклинальных складок и в тектонически опущенных блоках.

Толща сложена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, линзами гравелитов и туфопесчаников.

Непосредственные контакты описываемой толщи с нижележащими образованиями алевролитовой толщи наблюдались при детальном изучении на месторождении, где были вскрыты светло-серые роговики по песчаникам, залегающие на темно-серых роговиках по алевролитам (Екимов, 2012).

Четвертичная система.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения (Q_{III}) наибольшую площадь занимают в долинах рек Дали и Амуркан, а также в долине руч. Зимний, где они слагают надпойменные террасы высотой до 10 м, чаще до 2,5 м. Представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, илами. Террасы представляют, в основном, ровные и полого наклонные поверхности, занятые преимущественно марями и болотами. Мощность рыхлых отложений по данным бурения достигает 30 м.

Современные аллювиальные отложения (Q_{IV}) представлены рыхлыми образованиями долин рек и ручьев, а также низких надпойменных террас. Состав отложений – галечники, пески, илы. Мощность аллювия в современных долинах достигает 6-8 м (Екимов, 2012).

1.3.Магматизм

На исследуемой площади интрузивный магматизм представлен интрузивными телами, выходящими на поверхность на водоразделе рек Дали, Дяппе, Горикан. Два массива размерами около 0,8 и 0,5 км² сложены соответственно кварцевыми диоритами ($q\delta_1K_2$) и гранодиоритами ($\gamma\delta_2K_2$). В плане они имеют изометрично-неправильную форму, причем кварцевые диориты формируют интрузию трещинного типа. По данным

наземной магниторазведки и колонкового бурения, на глубине порядка 20-50 м контуры этих интрузий увеличиваются (до 2×1 км²). Это же подтверждают и результаты аэромагнитной съемки, которой установлено еще несколько небольших по размерам интрузивных тел, сложенных аналогичными кварцевыми диоритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранодиоритами. Часть их фиксируется магнитными аномалиями.

Установлены на исследуемой площади также дайки кислого (гранит-аплиты) среднего (кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиоритпорфиры, диориты, диоритовые порфириты, андезиты) и основного (габбро-диориты, андезито-базальты) составов. Дайки имеют преимущественно северо-восточное и субширотное, реже меридиональное и северо-западное простирание. Мощность даек, чаще всего, не превышает нескольких метров, реже – первые десятки метров. По простиранию обычно прослеживаются на 100-300 м, единичные дайки прослежены до 1300 м.

Возраст магматических пород позднемеловой (Екимов, 2012).

1.4. Гидротермально-метасоматические процессы

Гидротермально измененные породы пользуются на площади месторождения широким распространением. Можно выделить следующие типы гидротермально измененных пород:

1. Осадочные породы, в различной степени метасоматически окварцованные и серицитизированные;
2. Серицит-кварцевые, кварц-серицитовые и кварцевые метасоматиты по осадочным породам;
3. Интрузивные и дайковые породы гидротермально измененные;
4. Кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты по интрузивным породам;
5. Контактново-измененные породы.

Осадочные породы, метасоматически окварцованные и серицитизированные. Значительные по площади поля метасоматически измененных в различной степени осадочных пород приурочены к выходам интрузий кварцевых диоритов на водоразделе рек Дали, Дяппе и Горикан (месторождение Дяппе). Наиболее интенсивно породы метасоматически окварцованы и серицитизированы (до кварц-серицитовых и серицит-

кварцевых метасоматитов) в зонах экзоконтактов интрузий. С удалением от интрузивных тел степень метасоматических изменений резко уменьшается.

Серицит-кварцевые, кварц-серицитовые метасоматиты по осадочным породам слагают зоны мощностью от нескольких сантиметров до первых метров (редко до 10 и более м). Иногда устанавливаются небольшие по размерам тела метасоматитов изометрично-неправильной формы. Зоны метасоматитов характеризуются северо-восточным до близмеридиональным, реже субширотным простиранием, единичные зоны имеют северо-западную ориентировку. Прослеживаются на десятки и первые сотни метров. Метасоматиты развиваются преимущественно по песчаникам, реже отмечаются кварц-серицитовые метасоматиты по алевролитам и алевропесчаникам. Метасоматиты существенно кварцевого состава встречаются значительно реже, преимущественно в верховьях р. Дяппе.

Гидротермально измененные интрузивные и дайковые породы. В районе работ практически все интрузивные породы в той или иной степени затронуты метасоматическими изменениями. Наиболее интенсивно изменены породы интрузий руч. Дяппе (до пропицитов и березитов), где в кварцевых диоритах и гранодиоритах отмечается развитие вторичных минералов – серицита, хлорита, эпидота, кварца, биотита, титанита, лейкоксена, реже отмечаются вторичный амфибол, альбит, мусковит и карбонат. Степень изменений проявлена неравномерно. Наиболее интенсивно породы изменены вблизи мощных разломов и в краевых частях интрузий. Значительной гидротермальной переработке подверглись и разнообразные дайковые породы преимущественно среднего состава.

Кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты по интрузивным породам распространены только в пределах интрузии ручья Дяппе, где в зоне южного и юго-западного эндоконтактов интрузии известны небольшие по размерам гнездообразные тела метасоматитов. В них повсеместно отмечается рассеянная и гнездово-рассеянная сульфидная минерализация, иногда довольно интенсивная – пирит, арсенопирит и антимонит. По шлифам установлены метасоматиты серицит-мусковит-кварцевого, кварц-серицит-мусковитового и карбонат-серицит-альбитового состава.

Контактово-измененные породы. Интрузивные тела Дяппенского рудного поля сопровождаются значительными по площади ореолами контактового метаморфизма – ороговикование, которому подвержены вмещающие их терригенно-осадочные отложения.

Роговики и ороговикованные породы сопровождают выходы интрузивных образований на водоразделе рек Дали, Горикан и Дяппе, где ширина ореола роговиков составляет 200-300 м, редко 500 м. Наиболее интенсивно породы ороговикованы в экзоконтактах интрузивных тел, с удалением от интрузий степень ороговикования заметно уменьшается.

Минералогический состав роговиков наиболее изучен в верховьях р. Дяппе. По составу роговики представлены кварц-биотитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-кордиерит-биотитовыми разностями, реже отмечаются роговики существенно кварц-кордиеритового состава (Дьячков, 1989).

1.5. Полезные ископаемые

В металлогеническом отношении изучаемая площадь входит в состав Пильдо-Лимурийского золотоносного района Нижне-Амурской металлогенической области (Никитин, 1987) и локализована в Дяппенско-Спорненском рудно-россыпном узле. Границы последнего практически совпадают с границами Дяппенско-Амурканской очаговой структуры (МТЦКС).

Вся продуктивная золотая минерализация Пильдо-Лимурийского золотоносного района связана с орогенным магматизмом и характеризуется типичным узловым размещением. Намечается довольно четкая приуроченность таких узлов к локальным тектоно-магматическим структурам центрального типа, образовавшимся на пересечении структурных элементов разных направлений. В этих узлах концентрируются как рудные месторождения (Покровско-Троицкое, Агние-Афанасьевское, Учаминское, Дяппе) так и россыпные месторождения (М.Битки, Б.Бори, Делькен, Дяппе) и проявления золота.

Изучаемое месторождение Дяппе относится к золото-кварцевой формации. В генетическом отношении месторождение принадлежит к группе гидротермальных. Для него характерна пространственная и генетическая связь с позднемеловыми интрузиями диорит-гранодиоритового состава. Кроме золота в рудах присутствуют мышьяк, серебро, медь, реже сурьма, висмут (Екимов, 2012).

Глава 2. Геологическое строение участка

Рассматриваемый детальный участок месторождения (рис. 8) представляет собой сложный тектонический узел, насыщенный тектоническими нарушениями различных направлений. Блок пород, вмещающий собственно месторождение, ограничен секущими складчатость северо-западными и субсогласными - северо-восточными разломами. Кроме того, горными и буровыми работами выявлено большое количество более мелких, осложняющих внутриблоковую структуру, срывов северо-восточного, северо-западного и близмеридионального направлений.

Площадь участка на 50% сложена осадочными отложениями, представленными толщей флишоидного переслаивания алевролитов, алевропесчаников, алевропелитов (глинистые породы) и, реже, песчаников, с явным преобладанием алевролитов. По данным геологосъемочных работ М.К. Дьячкова (1989), эти отложения отнесены к алевролитовой толще (верхняя подтолща) ниже-верхнемелового возраста и являются, по-видимому, аналогами ларгасинской свиты (Екимов, 2012). В алевролитах данной подтолщи содержится повышенное содержание углерода, а также рассеянных сульфидов (арсенопирита, пирита и др.), которые, по-видимому, были благоприятными литолого-стратиграфическими факторами при рудоотложении.

На изученном участке месторождения, располагается несколько рудных тел – Северное, Центральное, Диоритовое и Рита (см. рис. 8).

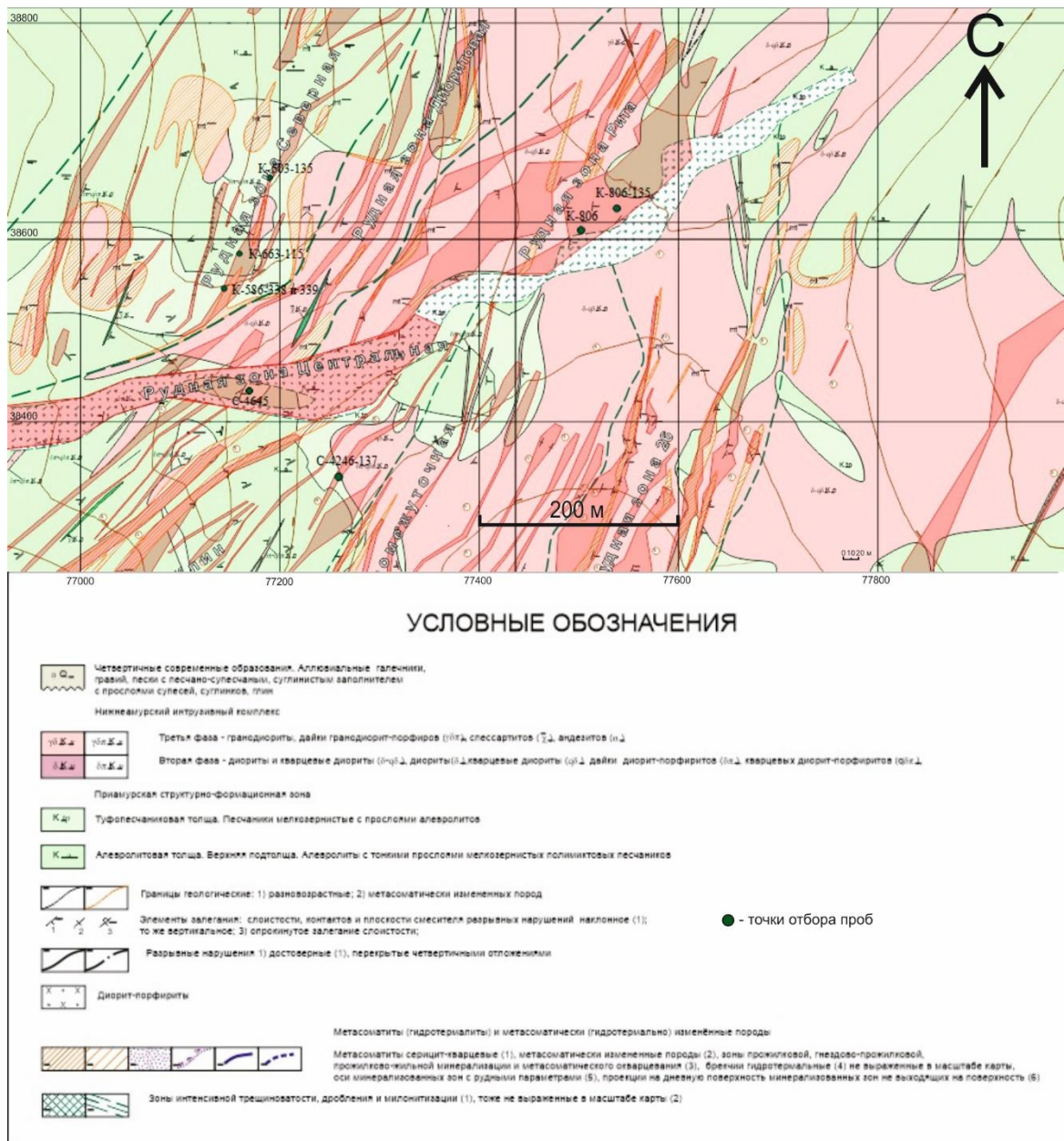


Рис. 8. Геологический план участка работ с рудными зонами по материалам Дьячкова 1989, измененная и дополненная И.В. Варлахановым, 2017.

Рудные тела (например, рис. 9), которые выявлены на этом участке месторождения, формировались в условиях средних глубин при постмагматической гидротермальной деятельности. Об этом свидетельствует приуроченность золоторудных тел к эндо- и экзоконтактам малых интрузий и даек среднего и умеренно-кислого составов. По всей видимости, локализация оруденения происходила в условиях пульсационного сжатия-растяжения, что и привело к мощной метасоматической переработке пород, слагающих рудное поле месторождения, и широкому развитию метасоматического прожилкования (Екимов, 2012).



Рис. 9. Жильное тело серицит-мусковит-кварцевого состава, развивающееся по дезинтегрированным диоритам, фотография части канавы 806.

Главные (северо-восточные) тектонические нарушения района создали благоприятные условия для внедрения диоритов и гранодиоритов. В следующий за внедрением интрузии период времени происходила неоднократная активизация дизъюнктивов, которые контролировали локализацию даек различного состава. Вслед за периодом становления большей части дайковых образований происходило изменение вмещающих пород гидротермально-метасоматическими процессами и формирование ореолов измененных пород и рудных тел. При этом, характерна серицит-(серицит-хлорит-эпидот)-кварцевая стадия с пирит-арсенопиритовой ассоциацией рудных минералов и локализацией некоторой части золота (Екимов, 2012).

2.1. Петрографическая характеристика пород

На рассматриваемом участке вмещающие породы представлены верхней подтолщей алевролитовой толщи нижнего-верхнего мела. Интрузивные тела на территории представлены дайками среднего состава. Ниже приводится петрографическое описание этих пород.

Алевролиты верхней подтолщи являются основными вмещающими породами, которые распространены на детальном участке (рис. 10), сложена алевролитами (рис. 11) с редкими прослоями алевропесчаников (рис. 12), мелкозернистых полимиктовых песчаников (рис. 13) и кремнистых пород.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и слюдами.

Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам. Кварцевые зерна чистые. Минимальный размер зерен 0,001-0,002 мм, максимальный - 0,13 мм, средний – 0,07 мм. Зерна угловатые и плохоокатанные (см рис. 13). Содержание кварца от всей обломочной части составляет 65%.

Среди полевых шпатов присутствуют примерно в равных количествах чистые зерна, зерна, частично покрытые продуктами пелитизации бурого цвета, и зерна, практически полностью замещенные гидрослюдой. Полевые шпаты диагностируются по наличию спайности, продуктов замещения, серым цветам интерференции. Из-за маленького размера зерен и замутненности продуктами выветривания, определить принадлежность зерен к той или иной группе полевых шпатов невозможно. Диагностика невыветрелых зерен такова: показатель преломления зерен ниже показателя преломления канадского бальзама, на некоторых из них видны полисинтетические двойники и микроклиновое решётка. На основании этого можно сказать, что полевые шпаты представлены плагиоклазовой и калиевой разновидностями, в частности микроклином. Размер зерен полевых шпатов тот же, что и у кварца, но максимальный размер чуть меньше и составляет 0,10-0,11 мм. Зерна угловатые, часто имеют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Частично подвержены замещению кремнистым цементом. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части 25-30%.

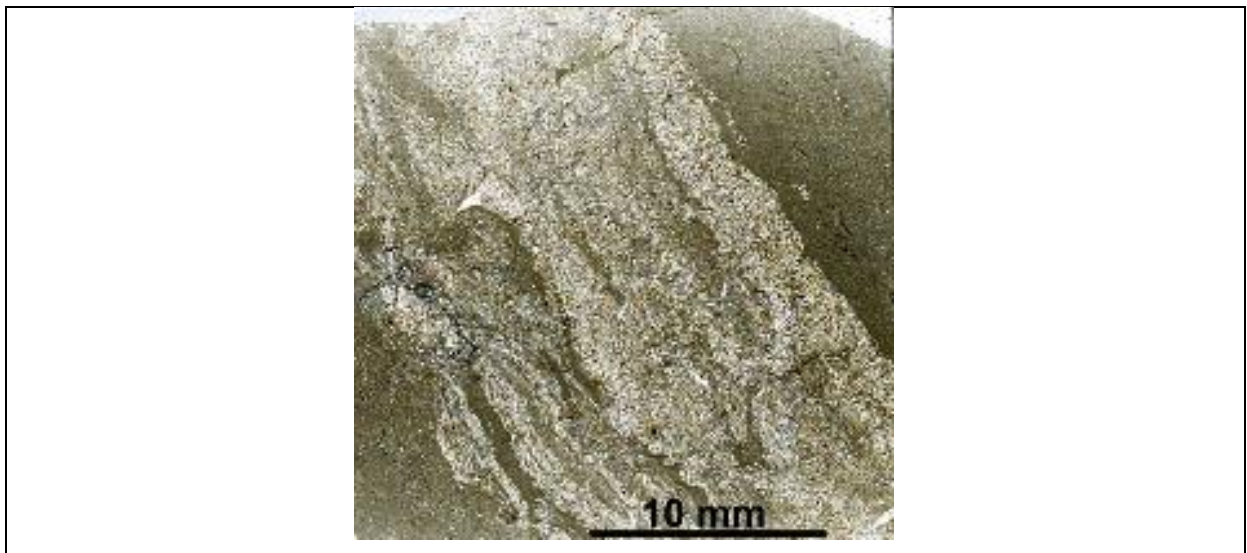


Рис. 10. Переслаивание алевролитов с прослоями алевропесчаников, шл. 244/224

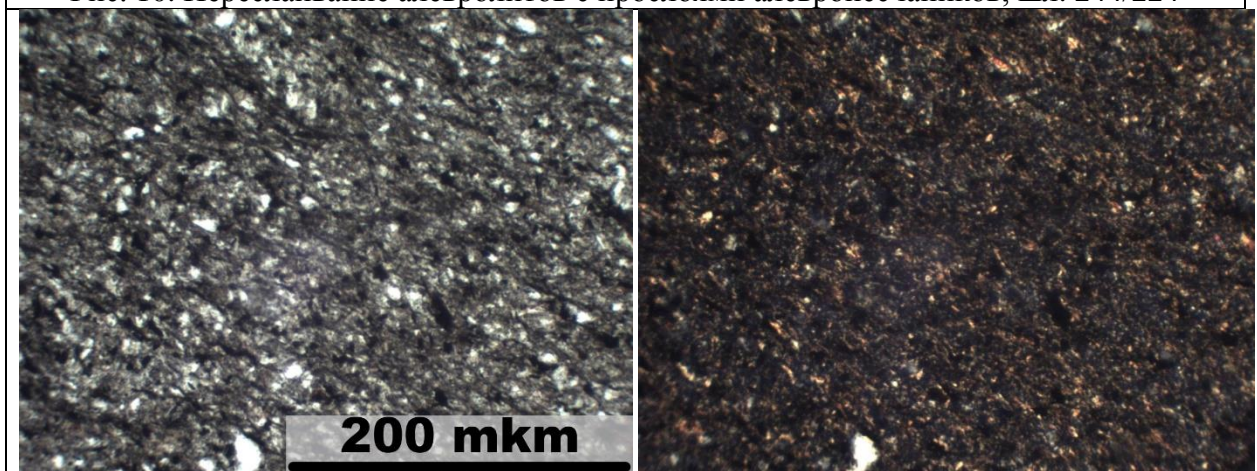


Рис. 11. Прослой алевролита.
Шл. 244/224, слева без анализатора, справа с анализатором

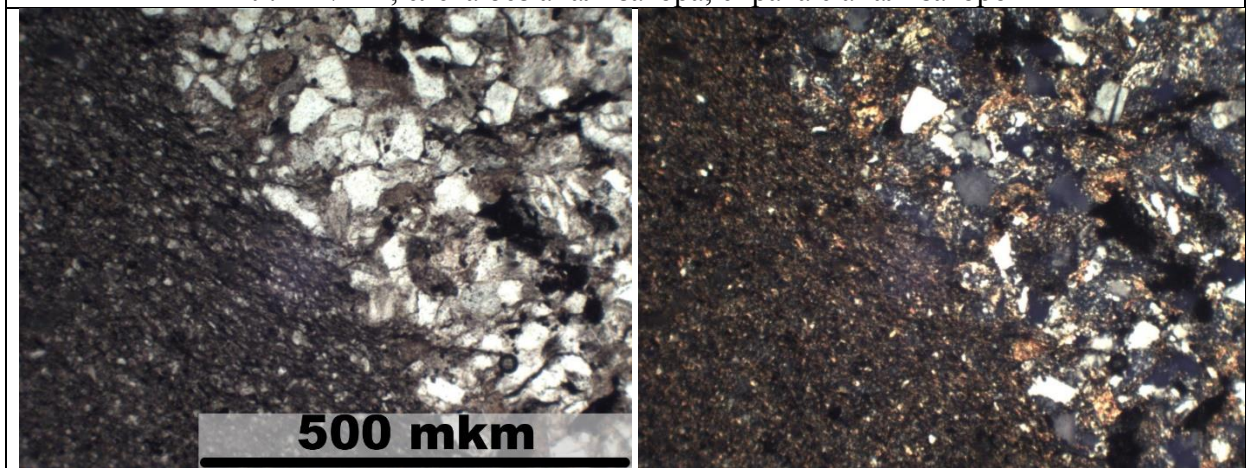


Рис. 12. Контакт песчаника (справа) и алевролита (слева).
Шл. 244/224, слева без анализатора, справа с анализатором.

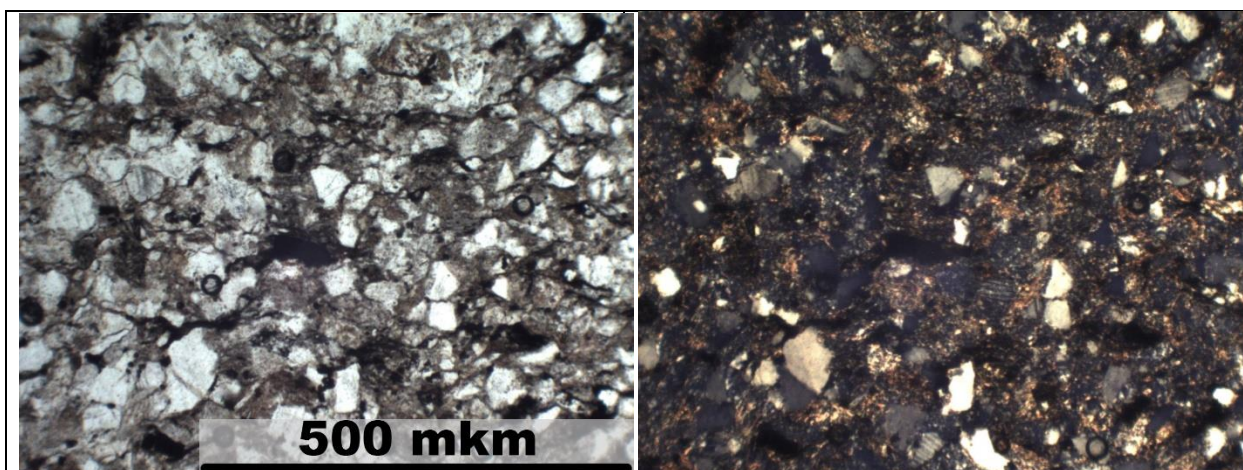


Рис. 13. Прослой песчаника.
Шл. 244/224, слева без анализатора, справа с анализатором.

Слюды в породе хорошо определяются по их оптическим свойствам, спайности и пластинчатому облику. Пластинки слюд равномерно распределены по площади шлифа и разнонаправленно ориентированы, часто имеют изогнутую форму вследствие сдавленности кварцевыми зернами, размер пластинок слюд составляет в среднем 0,02 мм. Слюды представлены в виде серицита и гидрослюд: без анализатора - бесцветные, слабо желтые минералы, с анализатором в минералах наблюдается высокая интерференционная окраска (см. рис 12). Содержание слюд около 5-10%.

Структура обломочной части – мелко-тонкозернистая, среднесортированная, плохо окатанная. Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 75-80 и 20-25% соответственно.

Минеральный состав цемента – кремнистый, определяется по серым и белым цветам интерференции, зерна не подвержены гипергенным изменениям. Примеси в цементе представлен хлоритов, примерно 0,5-1%. Структурные типы цемента: по количеству и распределению в породе – открытый поровый, по равномерности заполнения порового пространства – сплошной неравномерный, по степени, по степени кристалличности – микрокристаллический, по взаимоотношению с обломочными зернами – плёночный.

На глубине 183,5 м в скважине С-4645, в алевролитах микрослоистость проявлена неотчетливо (рис. 14).

В качестве примесей в алевролитах содержатся рудные минералы в количестве 1-3% (рис. 15). Рудные минералы непрозрачны в проходящем свете и желто-бурое в косом, отражённом.



Рис. 14. Алевролит с неотчетливо проявленной микрослоистостью, шл. С-4645

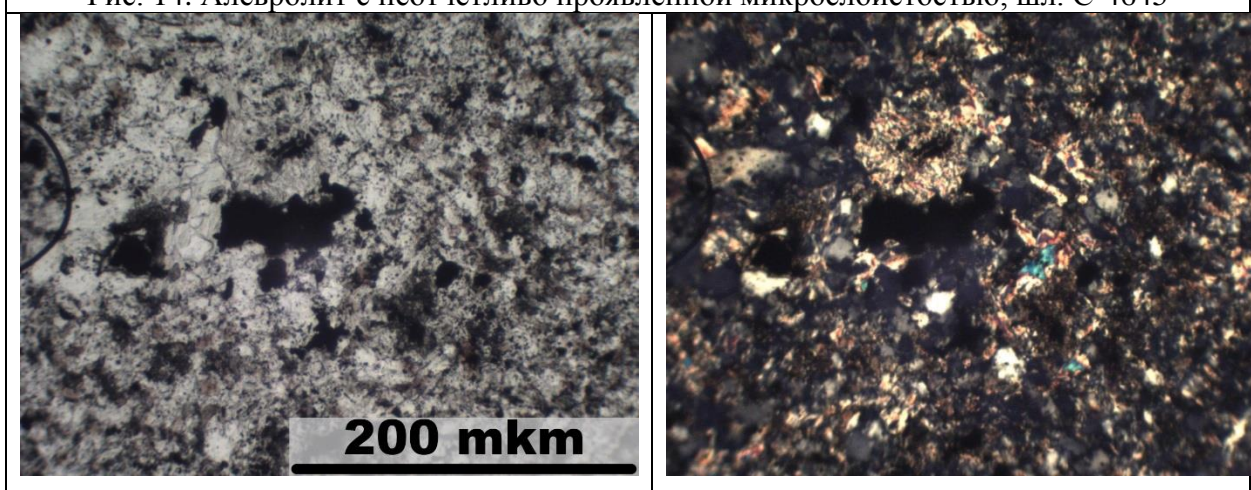


Рис. 15. Алевролит с рудным и слюдами.
Шл. 244/224, слева без анализатора, справа с анализатором.

Эти осадочные породы являются флишоидными отложениями для которых характерно переслаивание мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Образование этих терригенных пород, вероятно, происходило на континентальном склоне.

Интрузивные и субвулканические образования

Интрузивные образования на рассматриваемой площади принадлежат к субвулканической фации и представлены телами и дайками кварцевых диоритов ($q\delta_1K_2$) и диорит-порфиров ($q\delta\pi_2K_2$). Они играют важную роль в локализации и структурном контроле оруденения.

На участке работ все интрузивные образования являются позднемеловыми.

Кварцевые диориты и диорит-порфиры являются отчетливо пострудными образованиями и играют важную роль в структуре рудного поля, так как пространственно ассоциируют с рудоносными жилами, прорывая и смещая их.

Кварцевый диорит довольно распространённый тип интрузивных пород на детальном участке (рис. 16.). Обладает гипидиоморфнозернистой структурой (рис. 17), порода состоит из среднего плагиоклаза андезина (50-55%), биотитом (20%), роговой обманкой (20%) и подчиненного количества кварца (5%) и калиевым полевым шпатом (1-5%), акцессорные – рудные минералы. Рудные минералы в большинстве своем концентрируются в биотите (рис. 18). Зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза подвержены серицитизации.

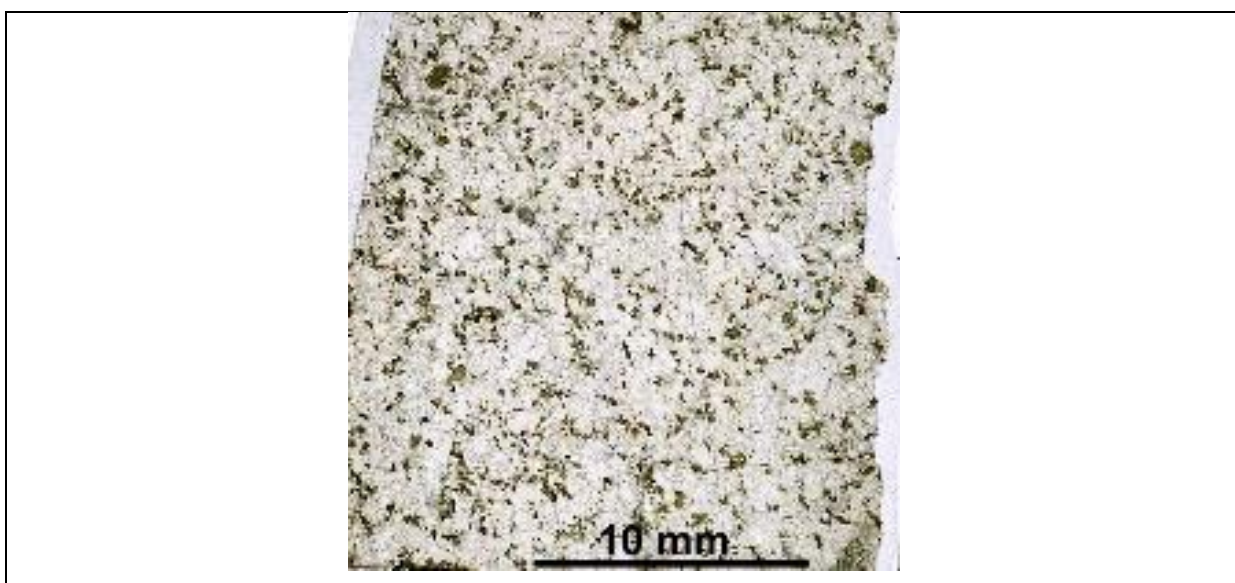


Рис. 16. Кварцевый диорит, шл. 806/137

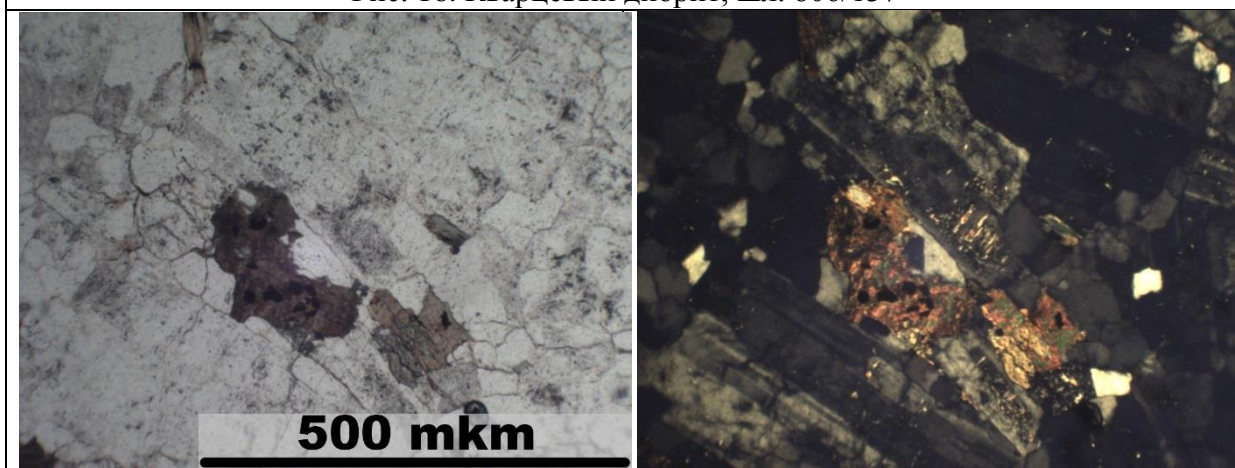


Рис. 17. Гипидиоморфнозернистая структура диорита.
Шл. 806/137, слева без анализатора, справа с анализатором.

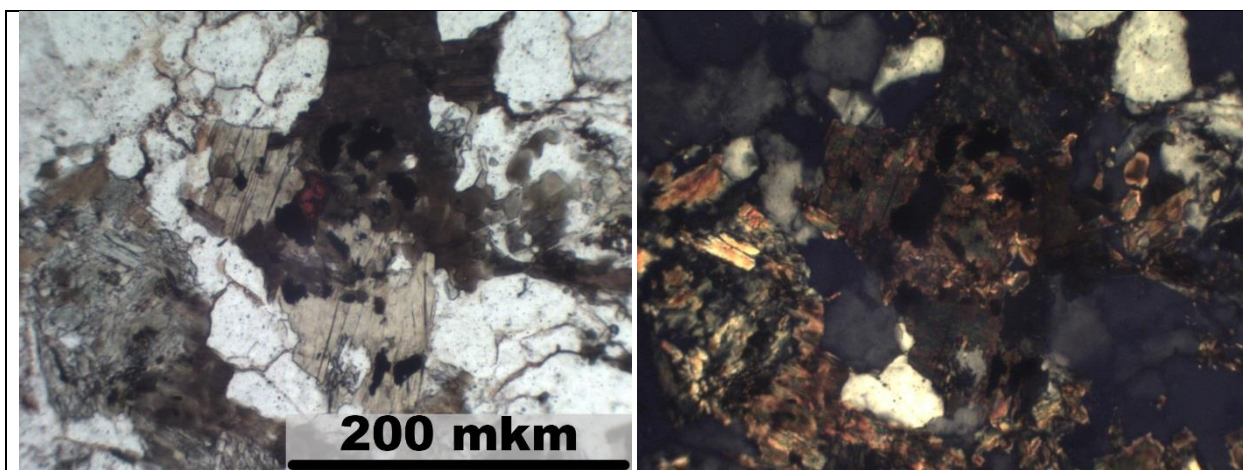


Рис. 18. Рудный в срастании с биотитом.
Шл. 806/137, слева без анализатора, справа с анализатором.

Кварцевый диорит-порфир гипабиссальная магматическая порода (рис. 19), состоящая из светлоокрашенной тонкокristаллической массы биотита (рис. 20), калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза и рудных минералов. В породе вкрапленники представлены плагиоклазом (65%), фенокристаллами калиевого полевого шпата (15%), биотитом (10-13%), реже – кварцем (5-7%) (рис. 21). Основная масса представлена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом и амфиболом.

Структура породы порфировая. Вкрапленники плагиоклаза подвержены сосюритизации, имеют зональное строение. Структура основной массы полнокристаллическая, микродиоритовая со схемой идиоморфизма: роговая обманка-> плагиоклаз-> кварц.

Плагиоклаз представлен андезином. Кварц присутствует обычно в виде оплавленных кристаллов.

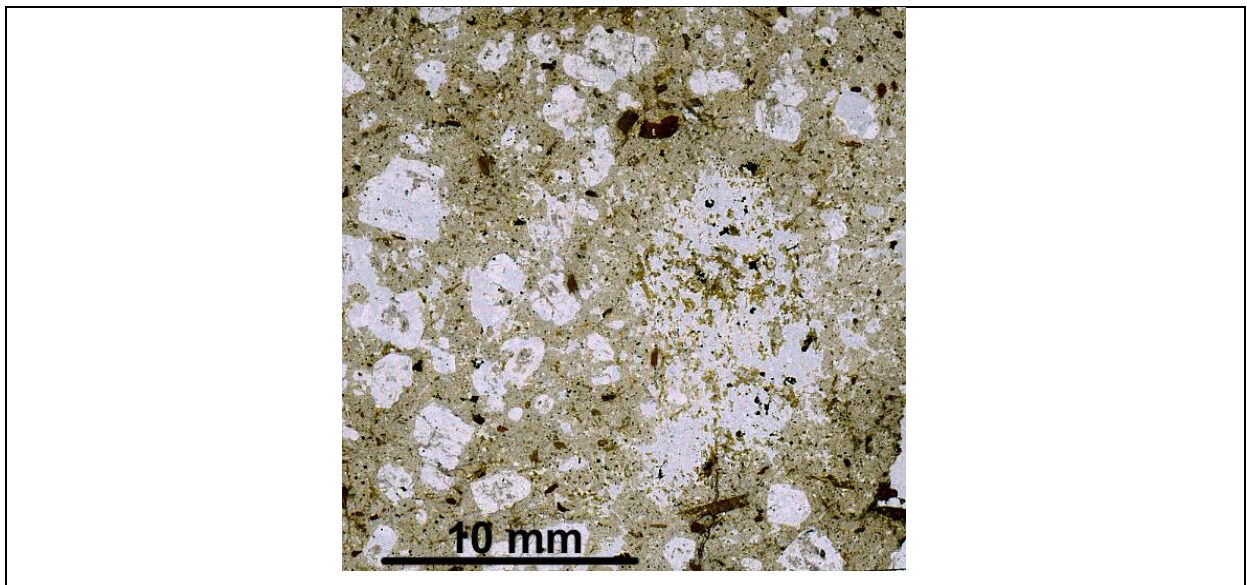


Рис. 19. Кварцевый диорит порфир, шл. К-806

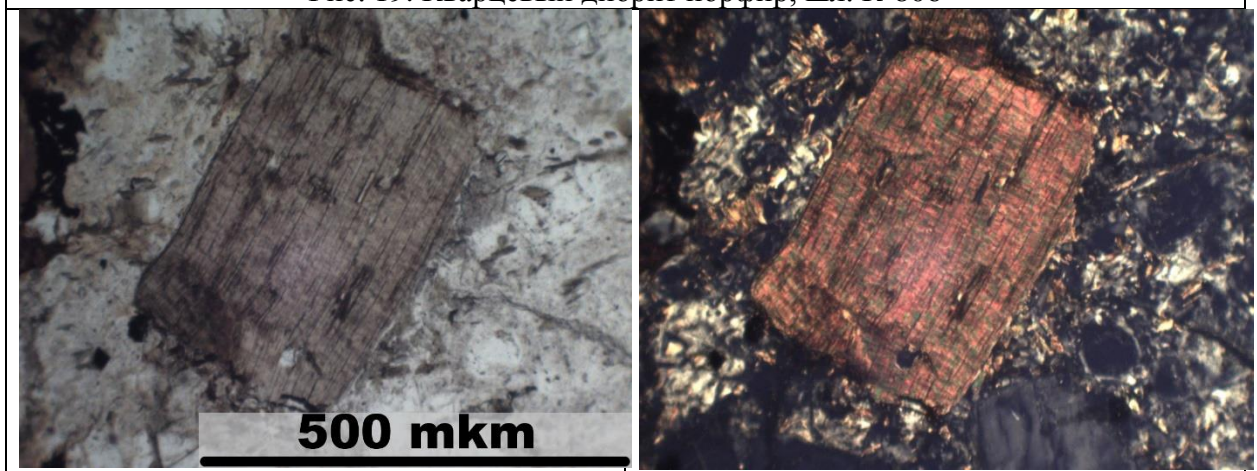


Рис. 20. Биотит призматической формы в диорит порфире.
Шл. К-806, слева без анализатора, справа с анализатором.

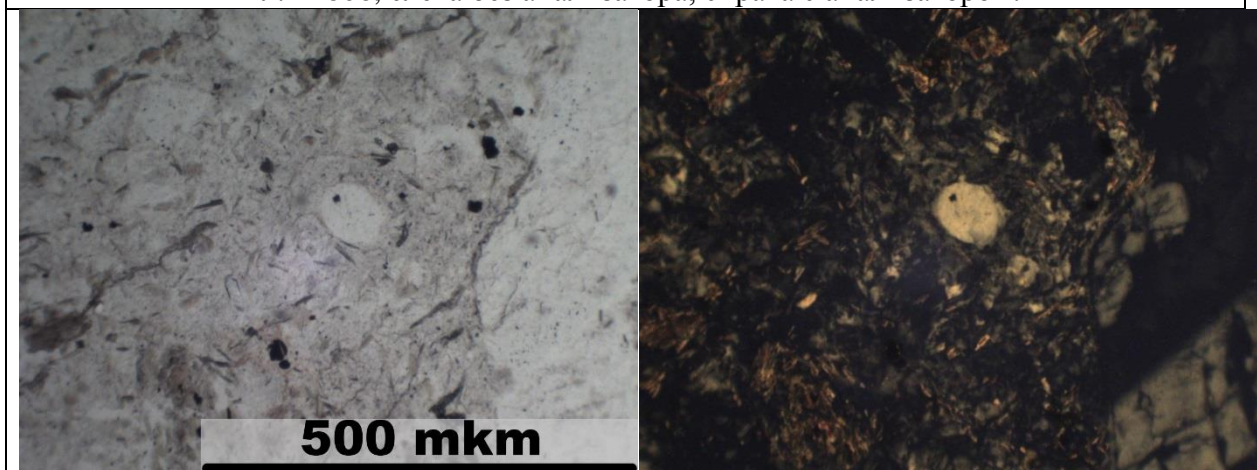


Рис. 21. Вкрапленник кварца в диорит порфире.
Шл. К-806, слева без анализатора, справа с анализатором.

2.2. Метасоматические процессы и структурно-текстурные типы руд на участке

Месторождение относится к золото-кварцевой убогосульфидной формации гидротермально-метасоматическому типу средних глубин (Дьячков, 1989). На детальном участке встречается два типа метасоматических процессов, которым соответствуют два типа руд на месторождении.

Кварцевая брекчия на участке, в которой жилы содержат 25-50% обломков вмещающих пород и/или брекчии вмещающих пород неясного происхождения (рис 22). Кварцевый матрикс жил, как правило, имеет гребенчатую, крустификационную или колломорфную структуру. Кварц серого или белого цвета. Содержание сульфидов и сульфосолей в объеме породы в брекчиях небольшое (до 3-7%).

Прослежены жилы на расстояние до 120 метров. Их простирание различно, как и углы падения, которые колеблются от 10-15° до субвертикальных.



Рис.22. Кварцевая брекчия, обр. К-806-135/1

Метасоматиты серицит-мусковит-кварцевого состава. В этих породах повсеместно отмечается рассеянная и рассеянно-гнездовая сульфидная минерализация, иногда обильная – пирит, арсенопирит. Развиваются они как по осадочным породам (рис. 23), так и по интрузивным (рис. 24). В этих породах нами были выявлены теллуриды серебра и свинца.

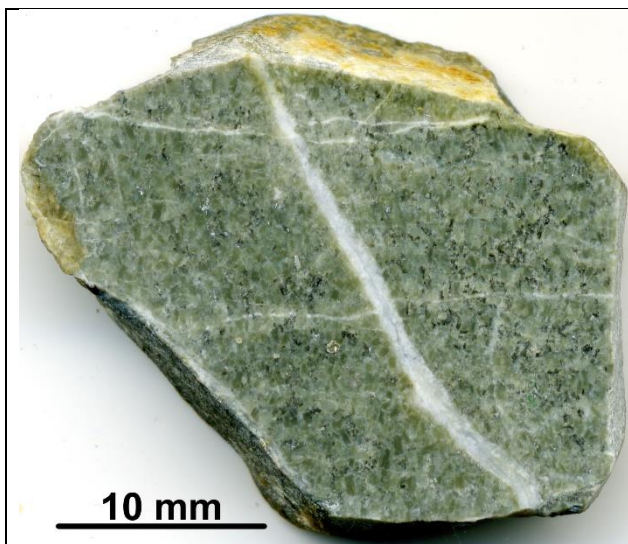


Рис. 23. Метасоматит серицит-мусковит-кварцевого состава по осадочной породе, аншл. К-806-135

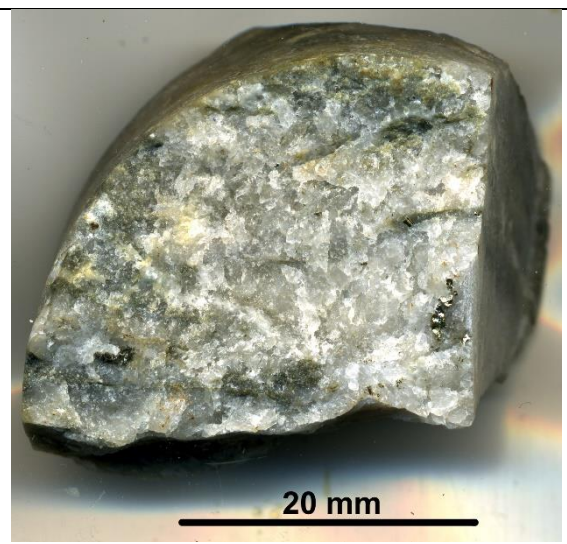


Рис. 24. Метасоматит серицит-мусковит-кварцевого состава по интрузивной породе, обр. С-4246-137

Глава 3. Минераграфическая характеристика рудной минерализации

В ходе минераграфических исследований нами выделено шесть парагенезисов: породный, золото-кварцево-прожилковый, пирит-арсенопиритовый, золото-полиметалльно-теллуридный, сульфидно-сульфосольный, гипергенный (табл. 1).

Таблица 1.

Минеральные парагенезисы и последовательность их образования

Парагенезис Минералы	Породный	Золото-кварцево- прожилковый	Пирит- арсенопиритовый	Золото- полиметалльно- теллуридный	Сульфидно- сульфосольный	Гипергенный
Рутил TiO_2	+					
Монацит $(Ce,La)PO_4$	+					
Золото-1 Au		+				
Электрум Au-Ag		+				
Арсенопирит $FeAsS$			+			
Пирит FeS_2			+			
Сфалерит ZnS				+		
Галенит PbS				+		
Пирротин $Fe_{1-x}S$				+		
Алтаит $PbTe$				+		
Эмпрессит $AgTe$				+		
Золото-2 Au				+		
Тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$					+	
Станнин Cu_2FeSnS_4					+	
Акантит Ag_2S					+	
Ковеллин CuS						+
Ярозит $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$						+
Гидрогематит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$						+

Ниже приводится описание оптических, морфогенетических и химических особенностей минералов, а также микрофотографии их взаимоотношений, на основании которых и выделялись приведенные в таблице парагенезисы минералов.

Породный парагенезис

В этот парагенезис входят два минерала – *рутил* и *монацит*.

Рутил представлен в препаратах мелкой (обычно размером до 50-70 мкм) рассеянной вкрапленностью в виде вытянутых призматических кристаллов (рис. 25). В отраженном свете имеет серый цвет, отчётливо анизотропен; часты бело-желтые внутренние рефлексии. Является наиболее ранним, по образованию, рудным минералом.

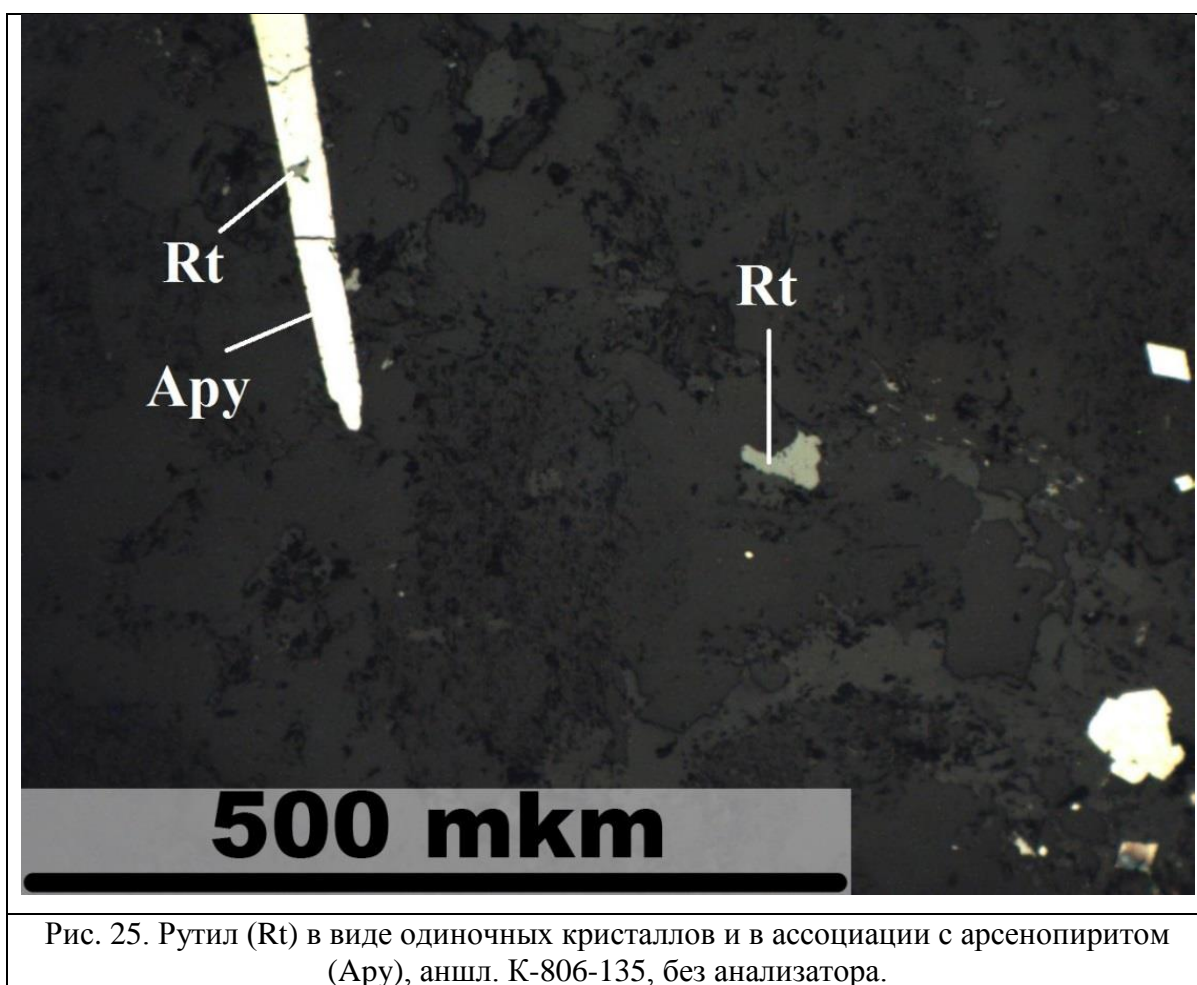


Рис. 25. Рутил (Rt) в виде одиночных кристаллов и в ассоциации с арсенопиритом (Apy), аншл. К-806-135, без анализатора.

В рутиле в переменном количестве присутствуют примеси железа и ванадия (табл. 2.1).

Таблица 2.1.

Химический состав рутила в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Ti	O	Fe	V	Сумма
аншл. К-806-135	<u>47,54</u>	<u>50,10</u>	<u>2,36</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	24,74	74,21	1,05	0,00	100,00
	<u>45,47</u>	<u>53,24</u>	<u>0,00</u>	<u>1,29</u>	<u>100,01</u>
	22,06	77,35	0,00	0,59	100,00
	<u>43,85</u>	<u>49,19</u>	<u>6,96</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	23,51	73,29	3,20	0,00	100,00
	<u>47,97</u>	<u>47,77</u>	<u>4,26</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	25,40	72,67	1,93	0,00	100,00

Монацит рудный минерал на редкоземельные элементы, обнаруженный в ходе микрозондового анализа (рис. 26). Фосфат редкоземельных элементов, главным образом, цериевой группы — (Ce, La, Nd, Th) PO₄. Минерал имеет изометричную округлую форму, размером 2-4 мкм. В аншлифах распространен цериевый монацит с большой долей примеси лантана (табл. 2.2).

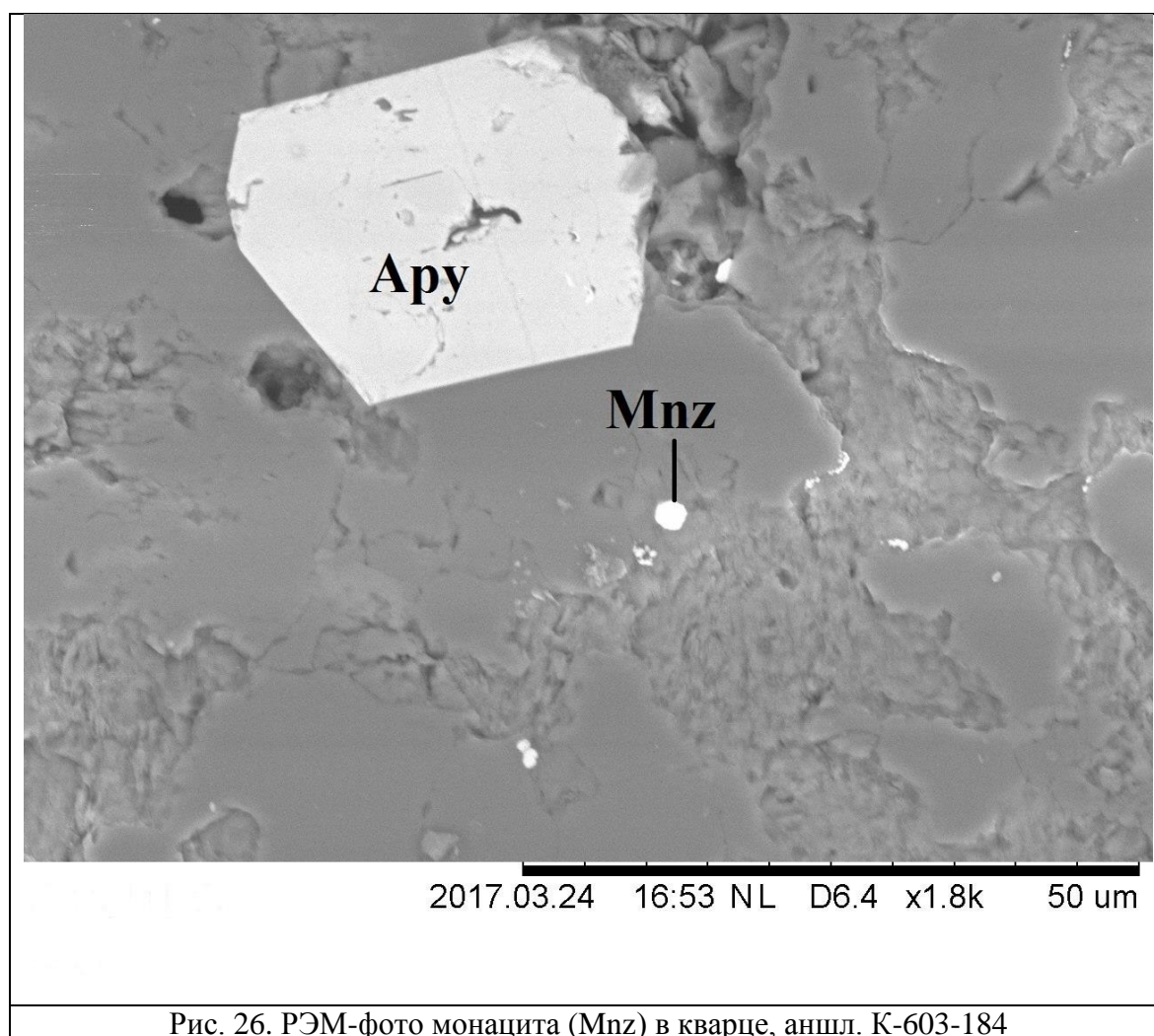


Рис. 26. РЭМ-фото монацита (Mnz) в кварце, аншл. К-603-184

Таблица 2.2.

Химический состав монацита в образце,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Се	La	P	O	Сумма
аншл. К-603-184	<u>23,05</u>	<u>0,00</u>	<u>16,51</u>	<u>60,44</u>	<u>100,00</u>
	3,68	0,00	11,91	84,41	100,00
	<u>30,33</u>	<u>12,76</u>	<u>16,12</u>	<u>40,79</u>	<u>100,00</u>
	6,41	2,72	15,40	75,47	100,00

Золото-кварцево-прожилковый

В этот парагенезис входят два минерала – **самородное золото-1** и **электрум**.

Золото-1 достаточно редко в препаратах (аншл. К-603-135/1 и аншл. К-603-135/2). Золото (рис. 27) в отражённом свете под микроскопом золото имеет ярко-жёлтый цвет, коэффициент $R=85\%$, изотропно. Имеет платинчатую форму. Заполняют пространство в кварце, причем форма их выделений здесь большей частью неправильная, ксеноморфная. Наблюдается приуроченность мелких частиц золота (до 0,009 мм) к субмикроскопическим трещинкам и границами зерен кварца.

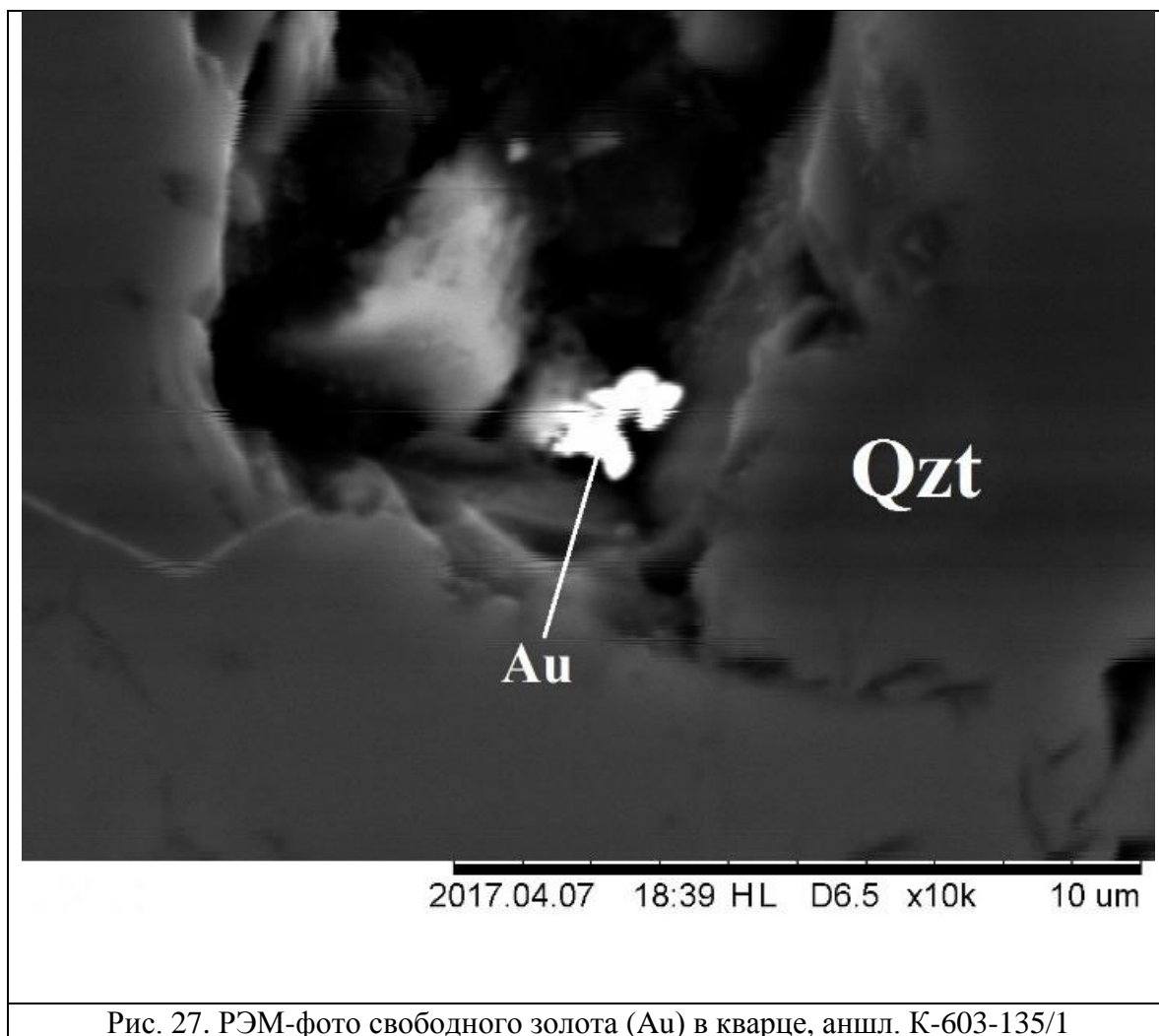


Рис. 27. РЭМ-фото свободного золота (Au) в кварце, аншл. К-603-135/1

В золоте в разной пропорции присутствуют примеси серебра и меди (табл. 2.3)

Таблица 2.3.

Химический состав свободного золота в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Au	Ag	Cu	Сумма
аншл. К-603-135/1	<u>98,17</u>	<u>0,00</u>	<u>1,83</u>	<u>100,00</u>
	94,52	0,00	5,48	100,00

Электрум в отражённом свете под микроскопом обладает характерной высокой отражательной способностью ($R=86\%$), блестящим светло-жёлтым цветом, изотропен. Зерна имеют аллотриоморфнозернистую форму (рис. 28).

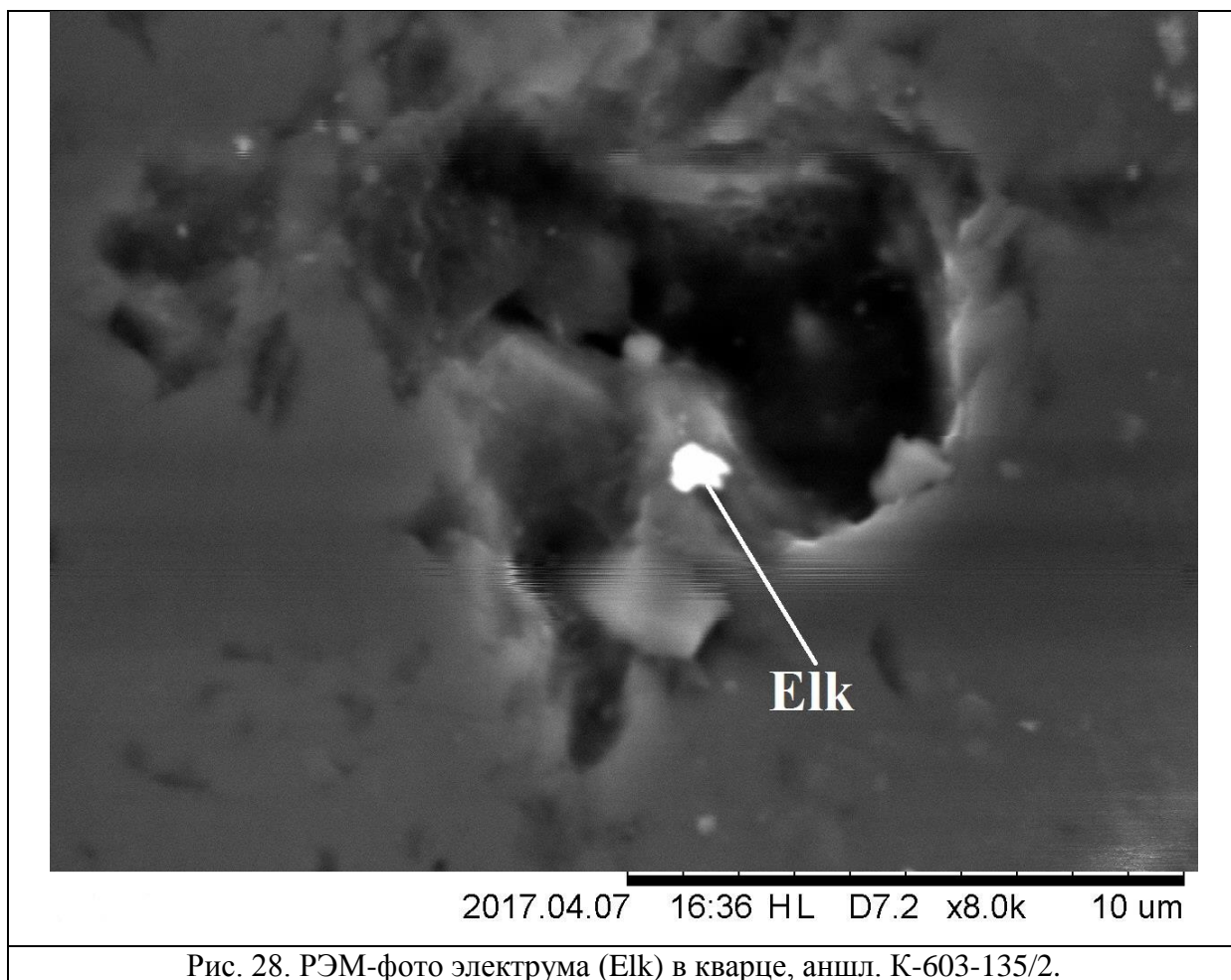


Рис. 28. РЭМ-фото электрума (Elk) в кварце, аншл. К-603-135/2.

В химическом составе серебра больше на 3-4%, чем золота (табл. 2.4.)

Таблица 2.4.

Химический состав электрума в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Au	Ag	Cu	Сумма
аншл. К-603-135/2	48,01	51,99	0,00	100,00
	33,59	66,41	0,00	100,00

Пирит-арсенопиритовый парагенезис

Наиболее ранний сульфидный и включает два минерала: *пирит* и *арсенопирит*.

Арсенопирит – самый распространенный рудный минерал (рис. 29). По времени образования является ранним сульфидом. Кристаллы ромбической и вытянутой призматической формы, цвет белый со слабым желтовато-розоватым оттенком, коэффициент отражения $R_{изм}=50-52\%$, обладает отчётливой анизотропией (цвет анизотропии от голубого до буро-розового), встречается в виде отдельных минералов

или в сростании с пиритом, халькопиритом и пирротинном. С этим минералом часто встречается золото и минералы, содержащие серебро.

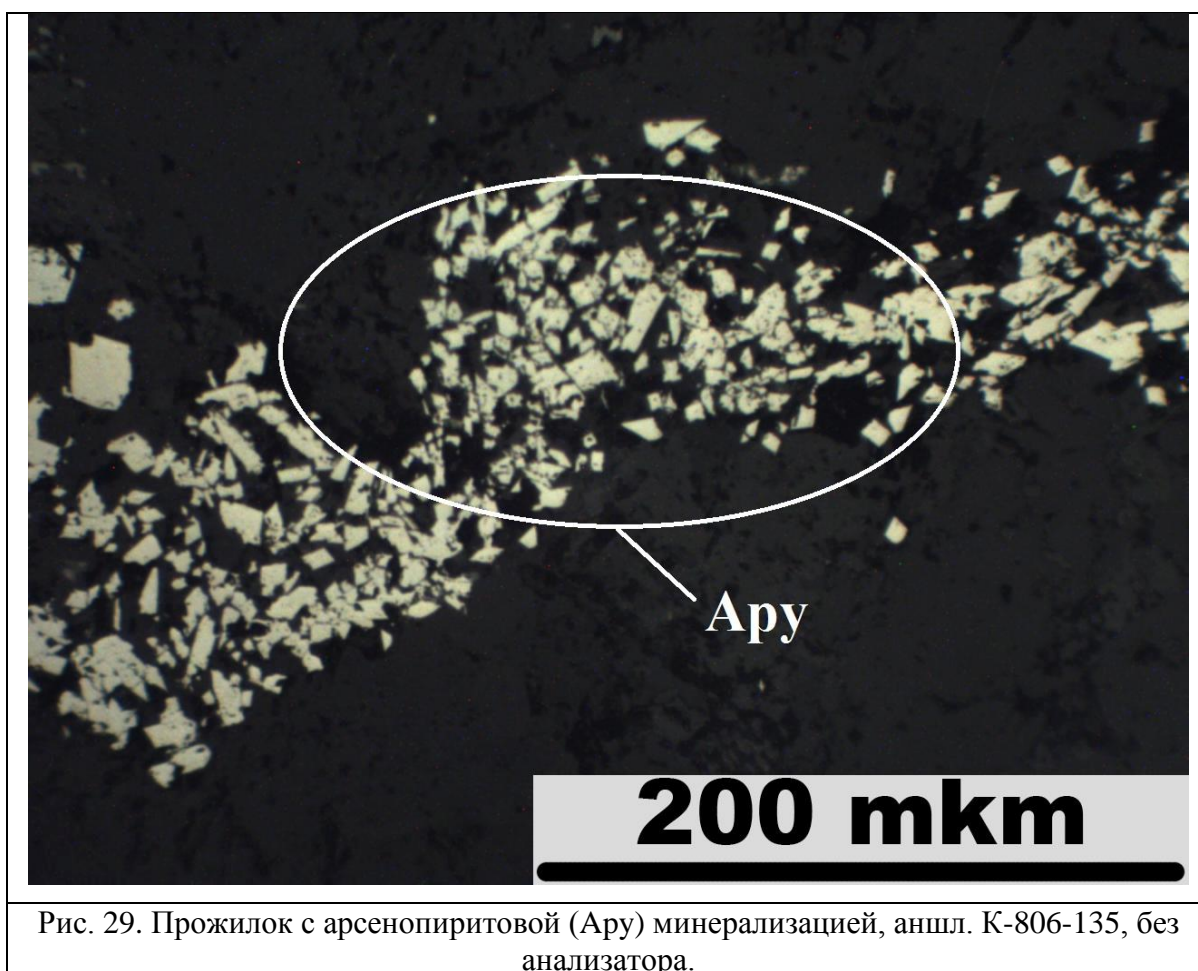


Рис. 29. Прожилки с арсенопиритовой (Ару) минерализацией, аншл. К-806-135, без анализатора.

По результатам микрозондового анализа, в некоторых зернах была выявлена примесь кобальта (касс. С-4246-137) (табл. 2.5).

Таблица 2.5.

Химический состав арсенопирита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Fe	As	S	Co	Сумма	
касс. С-4246-137	<u>36,44</u>	<u>35,58</u>	<u>27,97</u>	<u>0,00</u>	<u>99,99</u>	
	32,63	23,75	43,62	0,00	100,00	
	<u>36,62</u>	<u>36,80</u>	<u>26,59</u>	<u>0,00</u>	<u>100,01</u>	
	33,18	24,86	41,96	0,00	100,00	
	<u>29,12</u>	<u>38,41</u>	<u>25,20</u>	<u>7,28</u>	<u>100,01</u>	
	26,83	26,38	40,44	6,35	100,00	
	<u>30,96</u>	<u>40,01</u>	<u>24,11</u>	<u>4,93</u>	<u>100,01</u>	
	28,82	27,76	39,08	4,35	100,01	
	аншл. К-806-135	<u>35,82</u>	<u>39,65</u>	<u>24,52</u>	<u>0,00</u>	<u>99,99</u>
		33,14	27,35	39,51	0,00	100,00

аншл. К-603-135/2	<u>34,74</u>	<u>43,27</u>	<u>22,00</u>	<u>0,00</u>	<u>100,01</u>
	32,99	30,63	36,38	0,00	100,00
	<u>37,79</u>	<u>40,28</u>	<u>21,93</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	35,64	28,33	36,03	0,00	100,00
аншл. К-603-135/1	<u>34,64</u>	<u>42,44</u>	<u>22,93</u>	<u>0,00</u>	<u>100,01</u>
	32,62	29,78	37,60	0,00	100,00
	<u>35,62</u>	<u>42,83</u>	<u>21,56</u>	<u>0,00</u>	<u>100,01</u>
	33,89	30,38	35,73	0,00	100,00
аншл. К-603-184	<u>35,62</u>	<u>42,83</u>	<u>21,56</u>	<u>0,00</u>	<u>100,01</u>
	33,89	30,38	35,73	0,00	100,00

Пирит на месторождении распространен значительно меньше, чем арсенопирит. В отражённом свете под микроскопом обладает светло-желтым цветом, коэффициентом отражения $R_{\text{изм}}=55\%$. изотропен. Пирит образует редкую рассеянную вкрапленность и мелкие гнезда в кварце и в измененных вмещающих породах.

Выделяются две генерации пирита.

Пирит первой генерации (рис. 30) является ранним минералом и, учитывая ровный характер границ с арсенопиритом, выделился чуть позже последнего. По форме – это овальные, от неправильных до гипидиоморфных выделения очень маленьких размеров (до 0,005 мм, редко – 0,16 мм). Зерна корродированны более поздними минералами: пиротином, халькопиритом. Отмечается интенсивное замещение пирита гидроокислами железа с возникновением иногда полных псевдоморфоз лимонита по пириту.

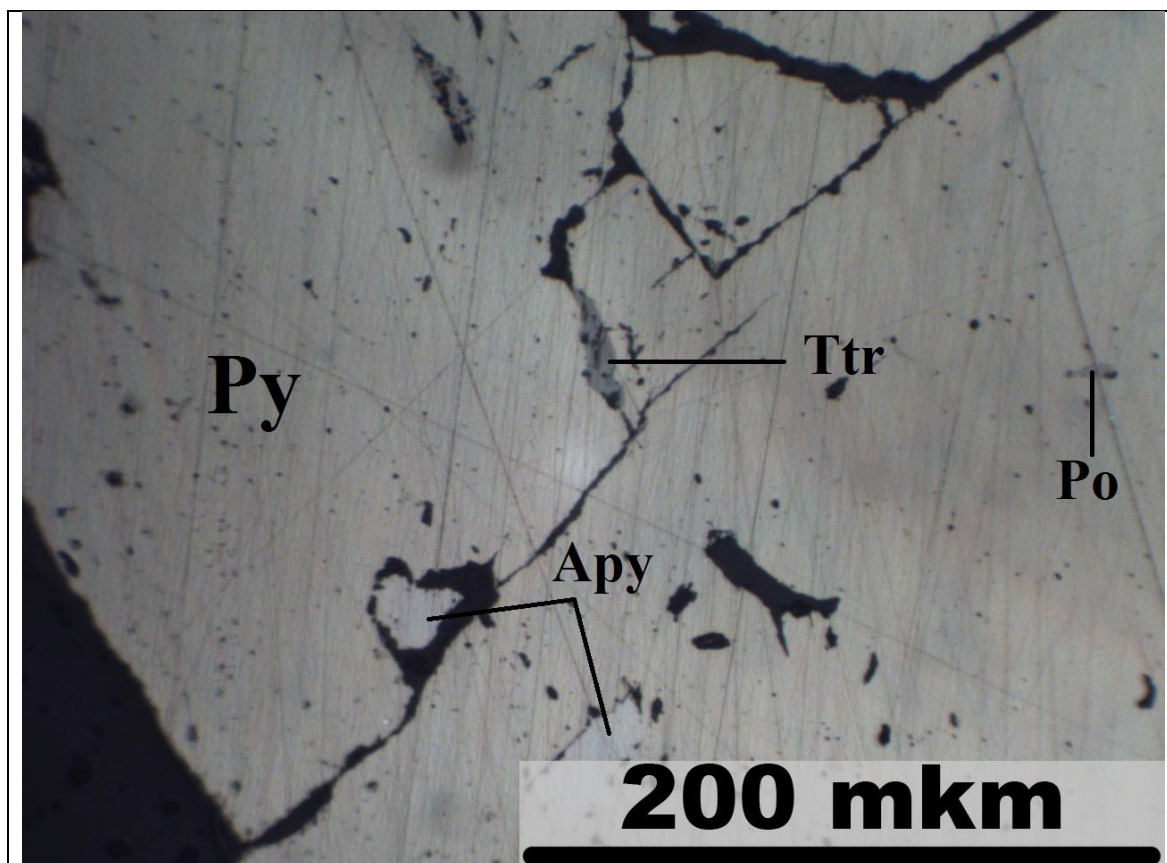


Рис. 30. Пирит первой генерации с включениями арсенопирита (Ару) и пирротина (Ро). Тетраэдрит (Ттр) развивается по трещине между кристаллами пирита, касс. С-4246-137, без анализатора

Вторая генерация пирита (рис. 31) является более поздней и представлена метазернами и метакристаллами. Распределение минерала равномерное. Широко распространены совместные находения как искаженных, особенно недоразвитых форм, так и хорошо образованных кристаллов с правильно выраженными гранями, иногда не содержащими никаких включений. Наличие таких форм обусловлено, вероятно, неодинаковыми условиями роста отдельных кристаллов и неодновременным зарождением центров кристаллизации при метасоматическом росте в твердой среде. Отсюда размер зерен колеблется от 0,1 до 0,4 мм.

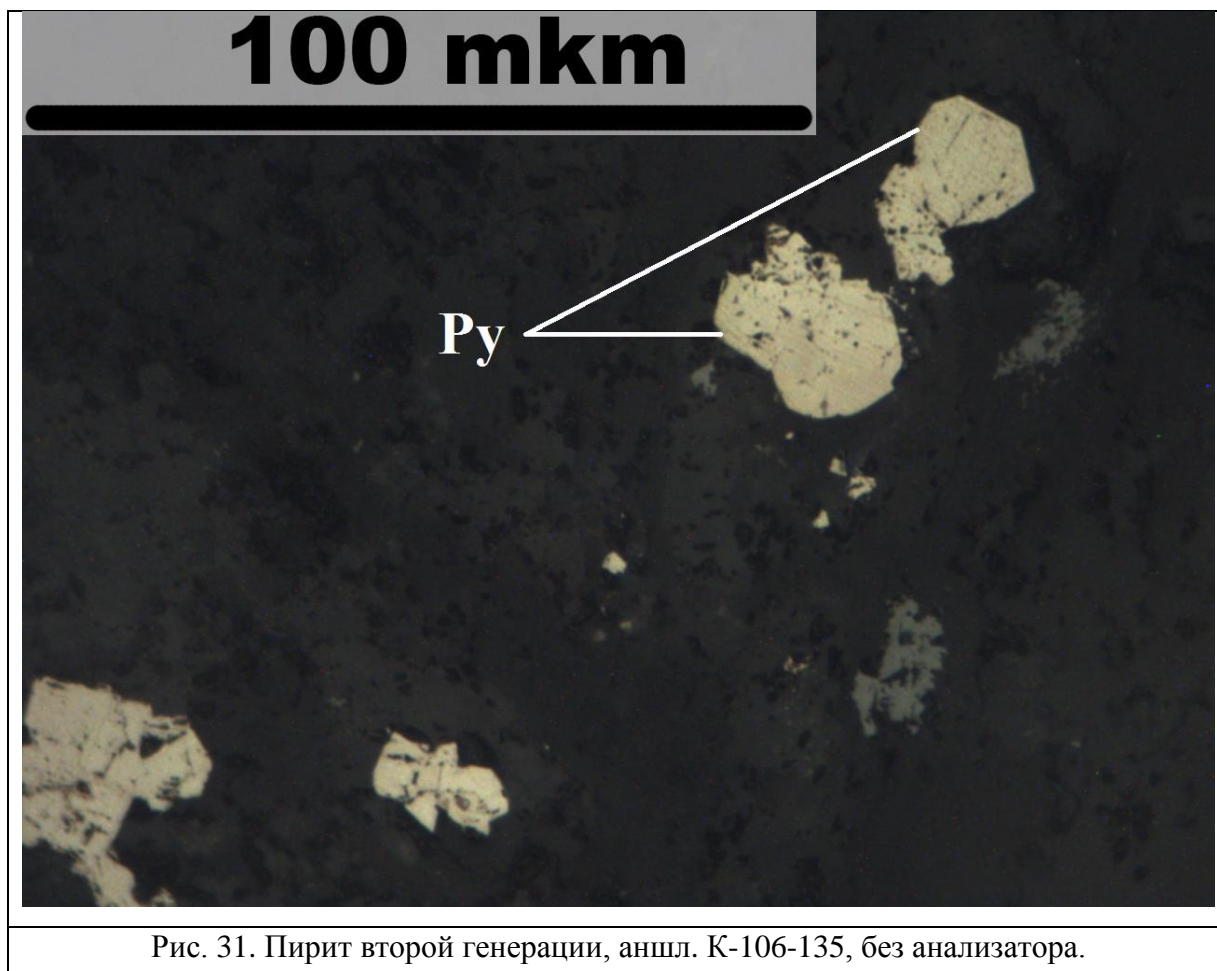


Рис. 31. Пирит второй генерации, аншл. К-106-135, без анализатора.

Для пирита в большинстве случаев характерной является примесь мышьяка (до 2,85%), что позволяет относить его к мышьяксодержашему (табл. 2.6).

Таблица. 2.6

Химический состав пирита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Fe	S	As	Сумма
аншл. К-806-135	<u>45,55</u>	<u>54,45</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	32,45	67,55	0,00	100,00
	<u>47,31</u>	<u>52,69</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	34,01	65,99	0,00	100,00
касс. С-4246-137	<u>44,90</u>	<u>52,25</u>	<u>2,85</u>	<u>100,00</u>
	32,53	65,93	1,54	100,00
	<u>45,17</u>	<u>54,83</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	32,11	67,89	0,00	100,00
касс. С-4246-137	<u>45,39</u>	<u>54,61</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	32,30	67,70	0,00	100,00
	<u>45,91</u>	<u>54,09</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	32,77	67,23	0,00	100,00

	<u>46,40</u> 33,20	<u>53,60</u> 66,80	<u>0,00</u> 0,00	<u>100,00</u> 100,00
аншл. К-603-135/2	<u>47,15</u> 33,87	<u>52,85</u> 66,13	<u>0,00</u> 0,00	<u>100,00</u> 100,00
аншл. К-603-184	<u>45,13</u> 32,08	<u>54,87</u> 67,92	<u>0,00</u> 0,00	<u>100,00</u> 100,00

Золото-полиметалльно-теллуридный парагенезис

Этот парагенезис включает в себя несколько минералов – *сфалерит, пирротин, халькопирит, галенит, алтаит, эмпрессит, золото-2*.

Сфалерит является подчиненным минералом и редко встречается в больших количествах (рис. 32). В отражённом свете под микроскопом обладает серым цветом, коэффициентом отражения $R_{\text{изм}}=17\%$, изотропен. Отмечено его присутствие в нескольких аншлифах с содержанием 1-3%. Является более поздним минералом, чем арсенопирит и пирит. Сфалерит встречается в виде неправильных ксеноморфных выделений 0,001-0,5 мм. Пирротин образует более крупные (до 0,04 мм) включения по сравнению с халькопиритом, которые сконцентрированы в центре выделений сфалерита. Сфалерит замещает пирит.

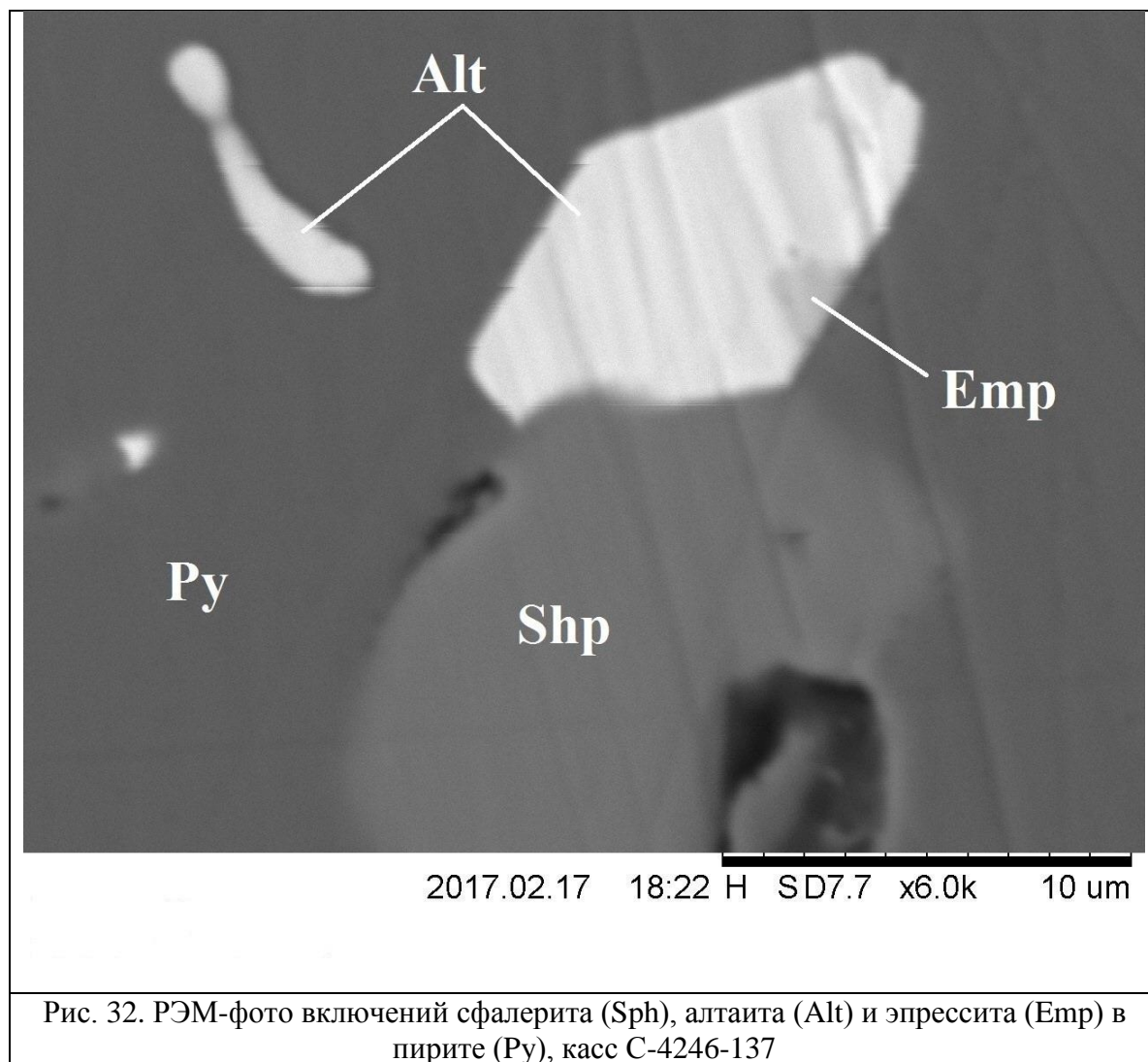


Рис. 32. РЭМ-фото включений сфалерита (Sph), алтаита (Alt) и эпрессита (Emp) в пирите (Py), касс С-4246-137

В сфалерите присутствует примесь железа (табл. 2.7)

Таблица 2.7

Химический состав сфалерита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Zn	Fe	S	Сумма
касс. С-4246-137	<u>53,44</u>	<u>13,54</u>	<u>33,02</u>	<u>100,00</u>
	39,12	11,60	49,28	100,00
	<u>55,75</u>	<u>10,65</u>	<u>33,60</u>	<u>100,00</u>
	40,78	9,12	50,10	100,00
аншл. К-806-135	<u>65,57</u>	<u>2,58</u>	<u>31,84</u>	<u>100,00</u>
	48,59	2,37	49,04	100,00

Пирротин распределен крайне неравномерно. В отражённом свете под микроскопом обладает кремово-розовато-коричневым цветом, коэффициентом отражения $R_{\text{изм}}=38-40\%$, сильно анизотропен (цвета анизотропии от желто-серого до красновато-коричневых оттенков), внутренние рефлексии отсутствуют. Иногда образует

сплошные агрегаты аллотриоморфнозернистой структуры, состоящие из зерен неправильной или изометричной (рис. 33) формы размером 0,12-0,7 мм. Пирротин моноклинный, так как магнитен. Образуется с халькопиритом и сфалеритом, выделяясь несколько раньше их, местами в виде реликтов содержится в кристаллах пирита. Примеси в пирротине не обнаружены (табл. 2.8).

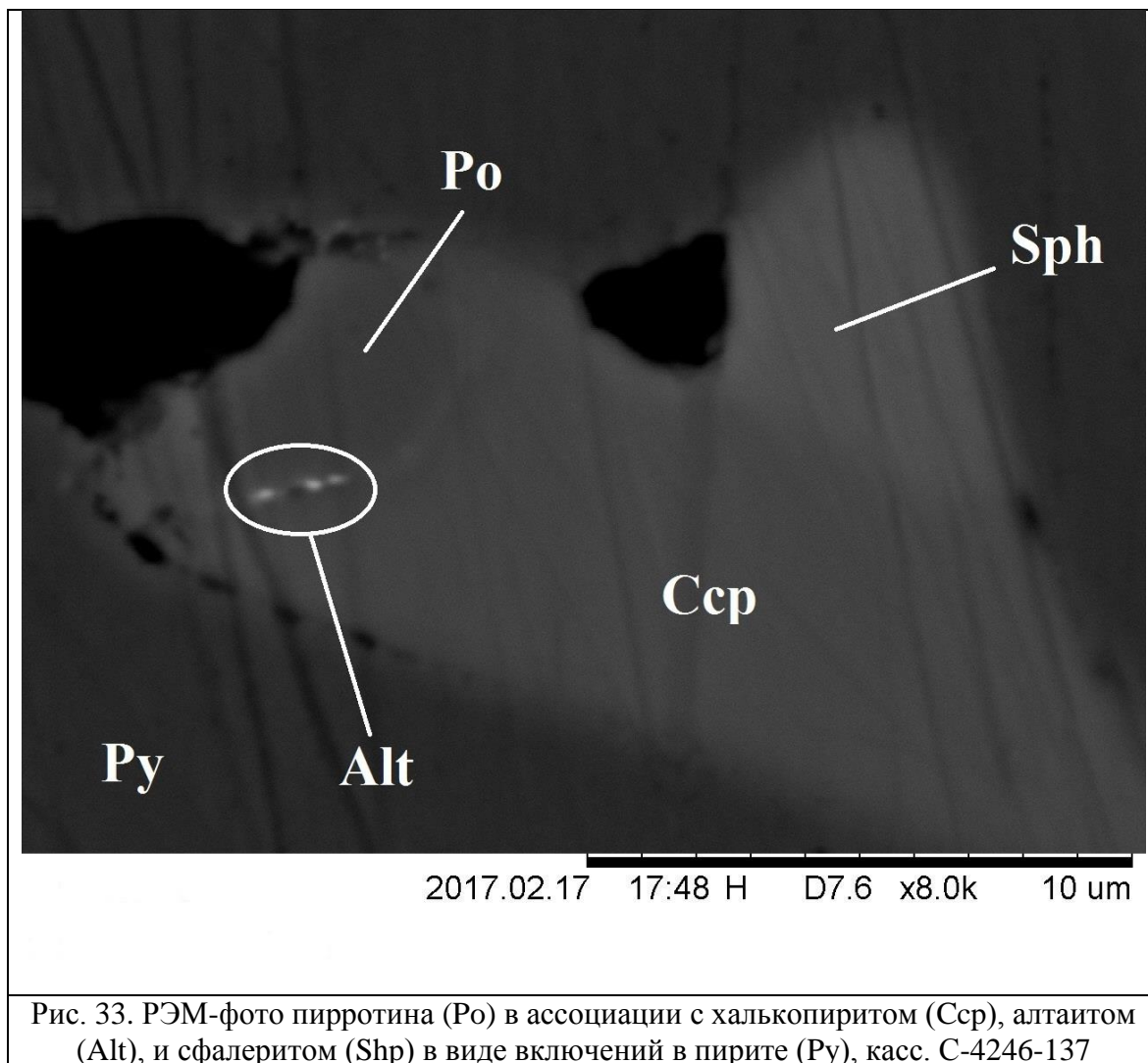


Рис. 33. РЭМ-фото пирротина (Po) в ассоциации с халькопиритом (Csp), алтаитом (Alt), и сфалеритом (Sph) в виде включений в пирите (Py), касс. С-4246-137

Таблица 2.8

Химический состав пирротина в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Fe	S	Сумма
касс. С-4246-137	<u>58,60</u>	<u>41,40</u>	<u>100,00</u>
	44,83	55,17	100,00
	<u>58,52</u>	<u>41,48</u>	<u>100,00</u>
	44,75	55,25	100,00
	<u>58,26</u>	<u>41,74</u>	<u>100,00</u>
	44,87	55,13	100,00

Галенит - сравнительно редкий минерал (рис. 34). В отражённом свете под микроскопом обладает белым цветом, коэффициентом отражения $R=43\%$, изотропен. Является одним из наиболее поздних минералов данного минерального парагенезиса. Образует линзовидные зерна размером 1-4 мкм. В сростании с пиритом его границы коррозионные, в нем видны остатки от замещаемого пирита. По отношению к другим сульфидам галенит ксеноморфен. В галените примесей не обнаружено (табл. 2.9).

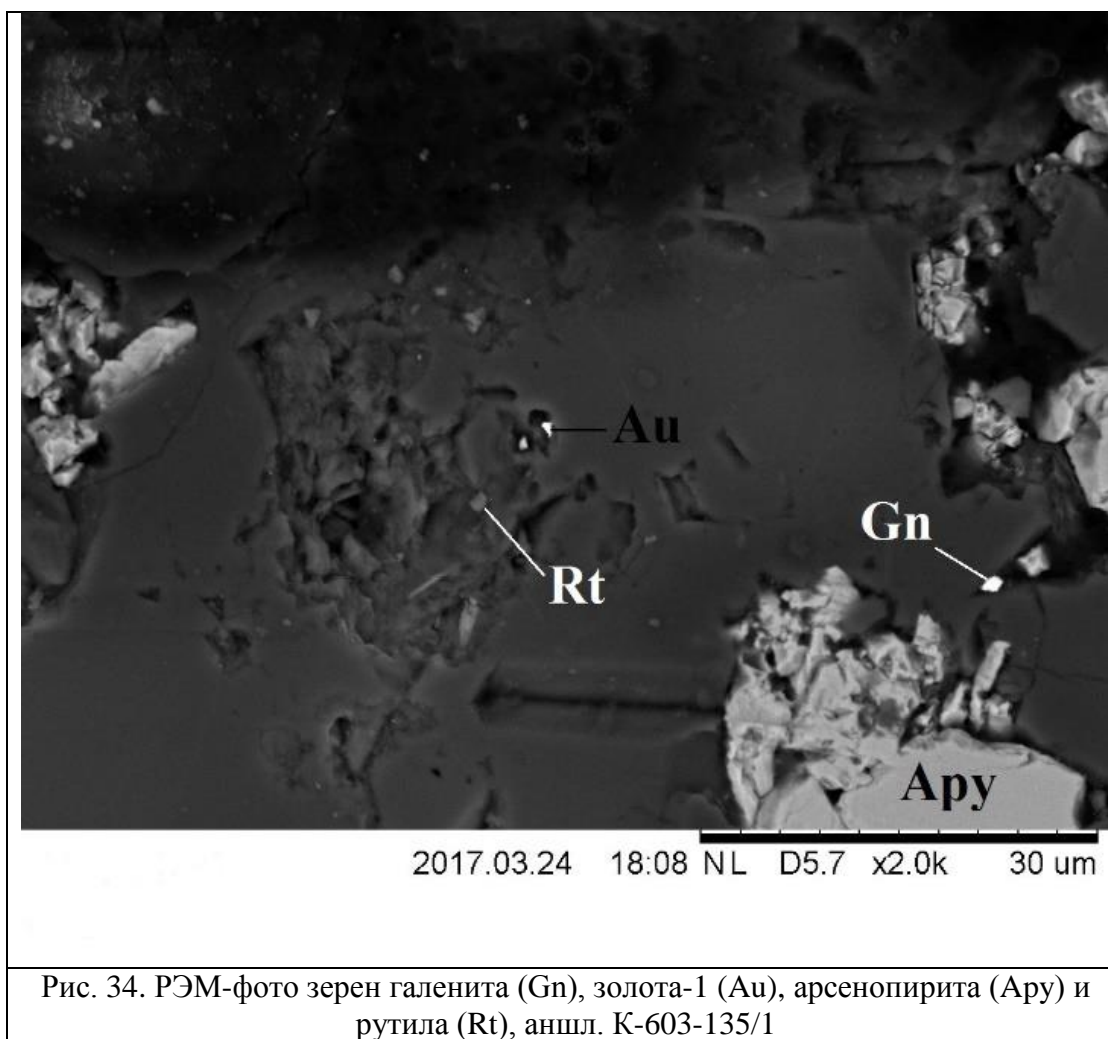


Рис. 34. РЭМ-фото зерен галенита (Gn), золота-1 (Au), арсенопирита (Ару) и рутила (Rt), аншл. К-603-135/1

Таблица 2.9

Химический состав галенита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Pb	S	Fe	Сумма
аншл. К-603-135/1	<u>83,05</u>	<u>16,95</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	43,13	56,87	<u>0,00</u>	100,00
	<u>65,10</u>	<u>15,37</u>	<u>19,53</u>	<u>100,00</u>
	27,49	41,92	30,59	100,00

Алтаит встречается в незначительных количествах (рис 35). Один из теллуридов, встречаемых в метасоматических породах. Представлен в виде включений в пирите, реже – в арсенопирите. В отражённом свете в микроскопе обладает белым цветом, коэффициентом отражения выше пирита ($R_{изм}=69\%$), изотропен. Встречается (см. рис. 31) в сростании с эмпресситом. В алтаите присутствует примесь висмутина (табл. 2.10).

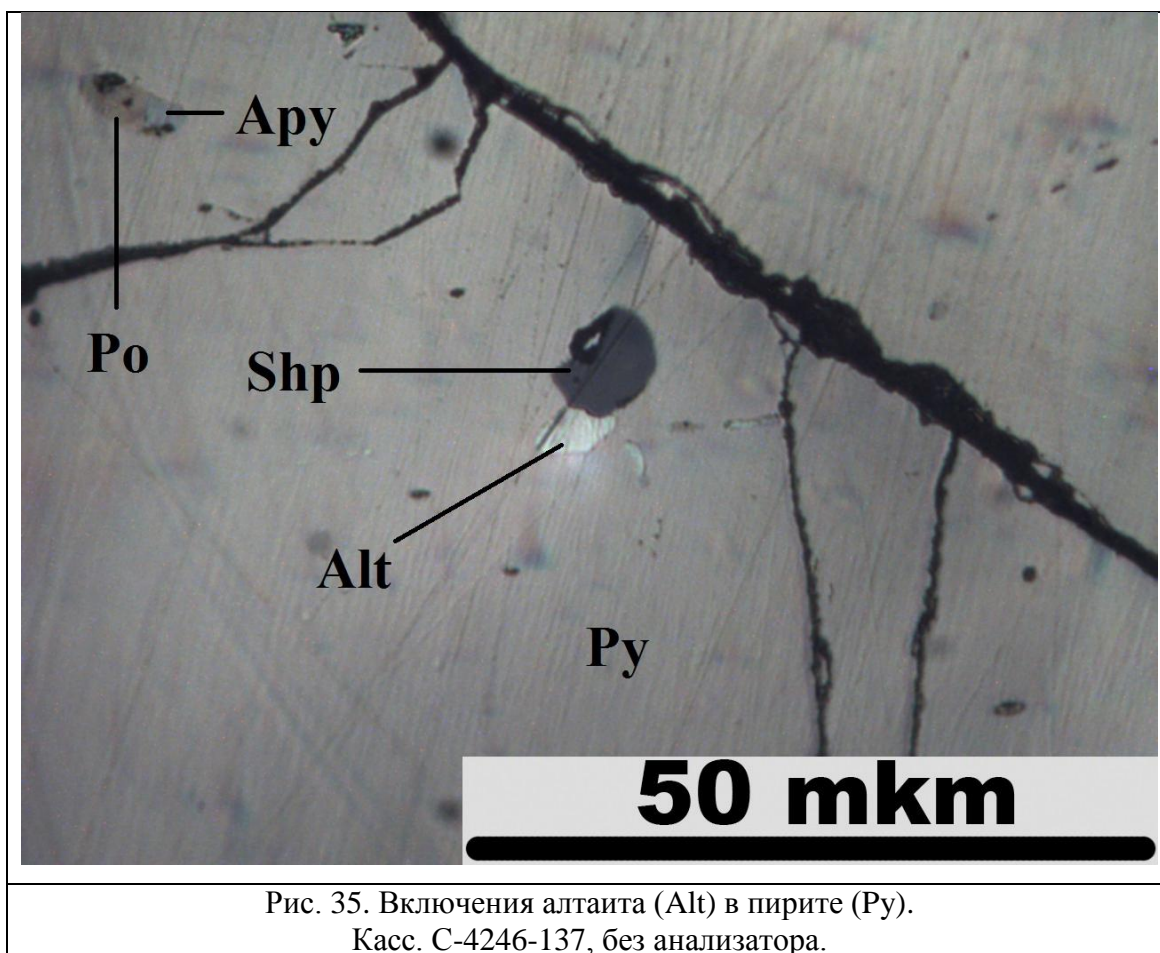


Рис. 35. Включения алтаита (Alt) в пирите (Py).
Касс. С-4246-137, без анализатора.

Таблица 2.10

Химический состав алтаита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Pb	Te	Bi	Сумма
касс. С-4246-137	<u>56,30</u>	<u>43,70</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	44,24	55,76	0,00	100,00
	<u>15,43</u>	<u>45,60</u>	<u>38,96</u>	<u>99,99</u>
	16,30	55,00	28,69	99,99
	<u>63,73</u>	<u>36,27</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	51,98	48,02	0,00	100,00

Эмпрессит встречается в сростании с алтаитом (см. рис. 32). Является теллуридом серебра. В отражённом свете под микроскопом обладает сильным двуотражением с изменением цвета от серого с оливковым оттенком до кремово-белого с сильной анизотропией без цветного эффекта (Коваленкер и др., 1979), внутренние рефлексии отсутствуют. В эмпрессите примеси отсутствуют. (табл. 2.11).

Таблица 2.11.

Химический состав эмпрессита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Ag	Te	Сумма
касс. С-4246-137	<u>52,78</u>	<u>47,22</u>	<u>100,00</u>
	56,94	43,06	100,00
	<u>55,26</u>	<u>44,74</u>	<u>100,00</u>
	58,14	41,86	100,00
	<u>61,50</u>	<u>38,50</u>	<u>100,00</u>
	63,00	37,00	100,00

Халькопирит редко встречаемый минерал в виде аллотриоморфных включений (рис. 36) в пирите и арсенопирите. В отражённом свете под микроскопом обладает жёлтым цветом, коэффициент отражения $R_{изм}=48\%$, изотропен, встречается в парагенезисе с пирротинном и сфалеритом. Размер зерен обычно не большой от, до 0,12 до 0,3 мм. Примеси в халькопирите не обнаружены (табл. 2.12)

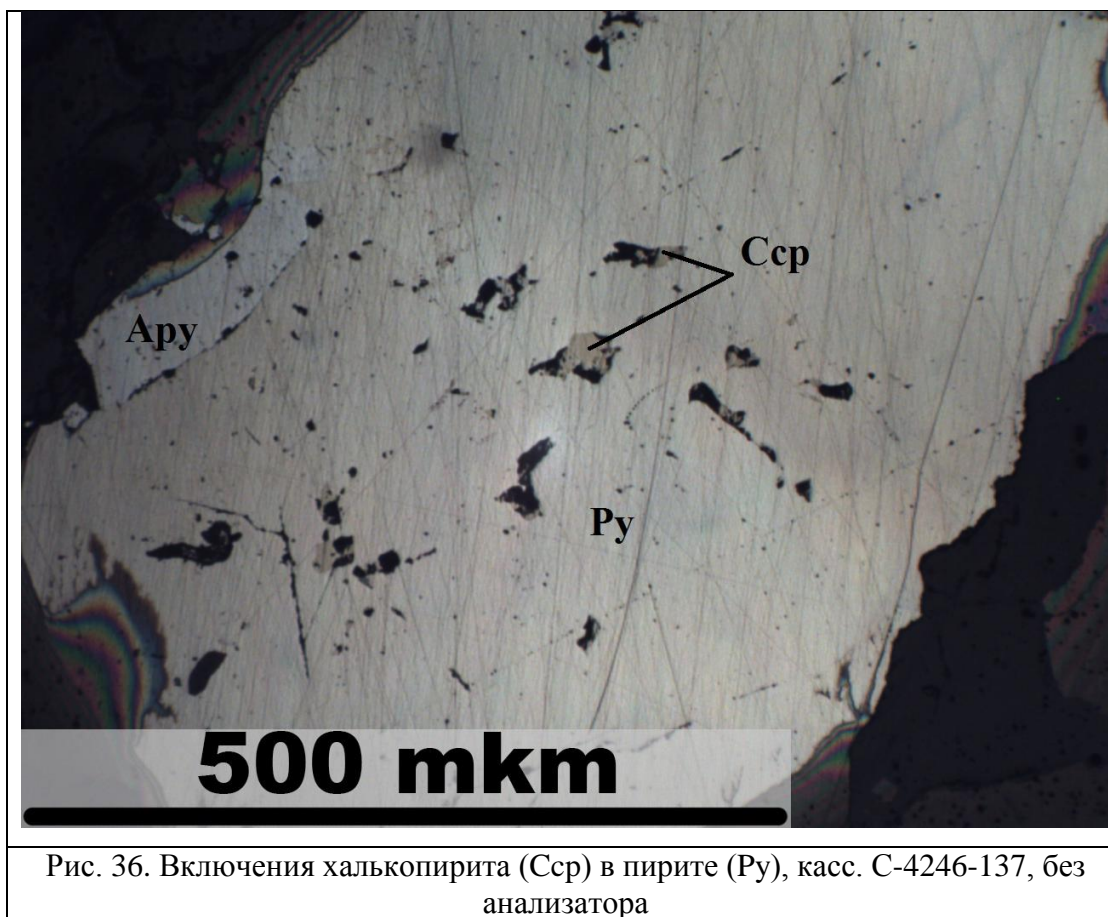


Таблица 2.12.

Химический состав халькопирита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Cu	Fe	S	Сумма
касс. С-4246-137	<u>37,53</u>	<u>27,80</u>	<u>34,67</u>	<u>100,00</u>
	27,22	22,94	49,83	99,98
	<u>31,87</u>	<u>31,60</u>	<u>36,53</u>	<u>100,00</u>
	22,73	25,64	51,63	100,00

Золото-2 представлено в виде самородного микродисперсного золота, которое выявлено в зёрнах арсенопирита. В отражённом свете под микроскопом золото имеет ярко-жёлтый цвет, коэффициент $R=85\%$, изотропно. Имеет платинчатую форму. В арсенопирите распространяется либо по контуру (рис. 37), либо цепочечно (рис. 38).

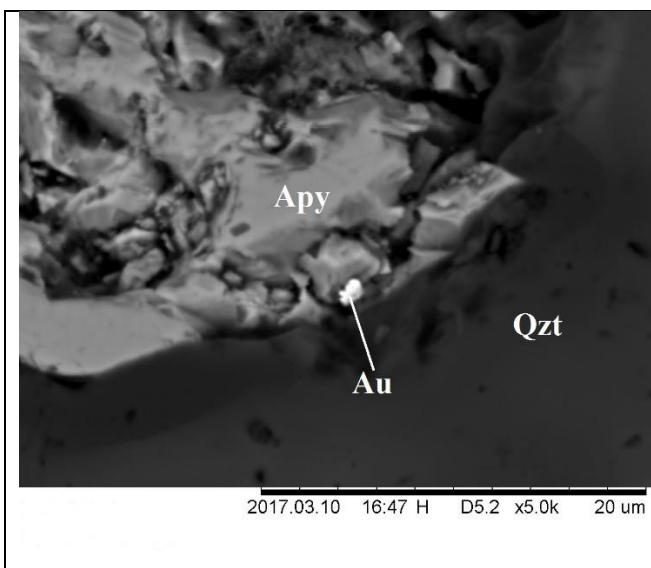


Рис. 37. РЭМ-фото золота микродисперсного (Au) в виде вкрапления арсенопиритом (Apy), аншл. К-603-135/2

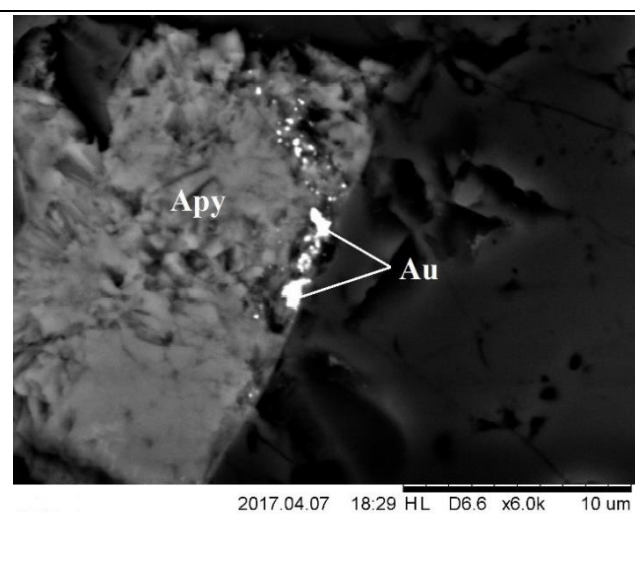


Рис. 38. РЭМ фото золота микродисперсного (Au) в виде цепочечных вкраплений в арсенопирите (Apy), аншл. К-603-135/1

В химическом составе золото-2, которое находится в арсенопирите, фиксируется лишь незначительная примесь меди (табл. 2.13)

Таблица 2.13.

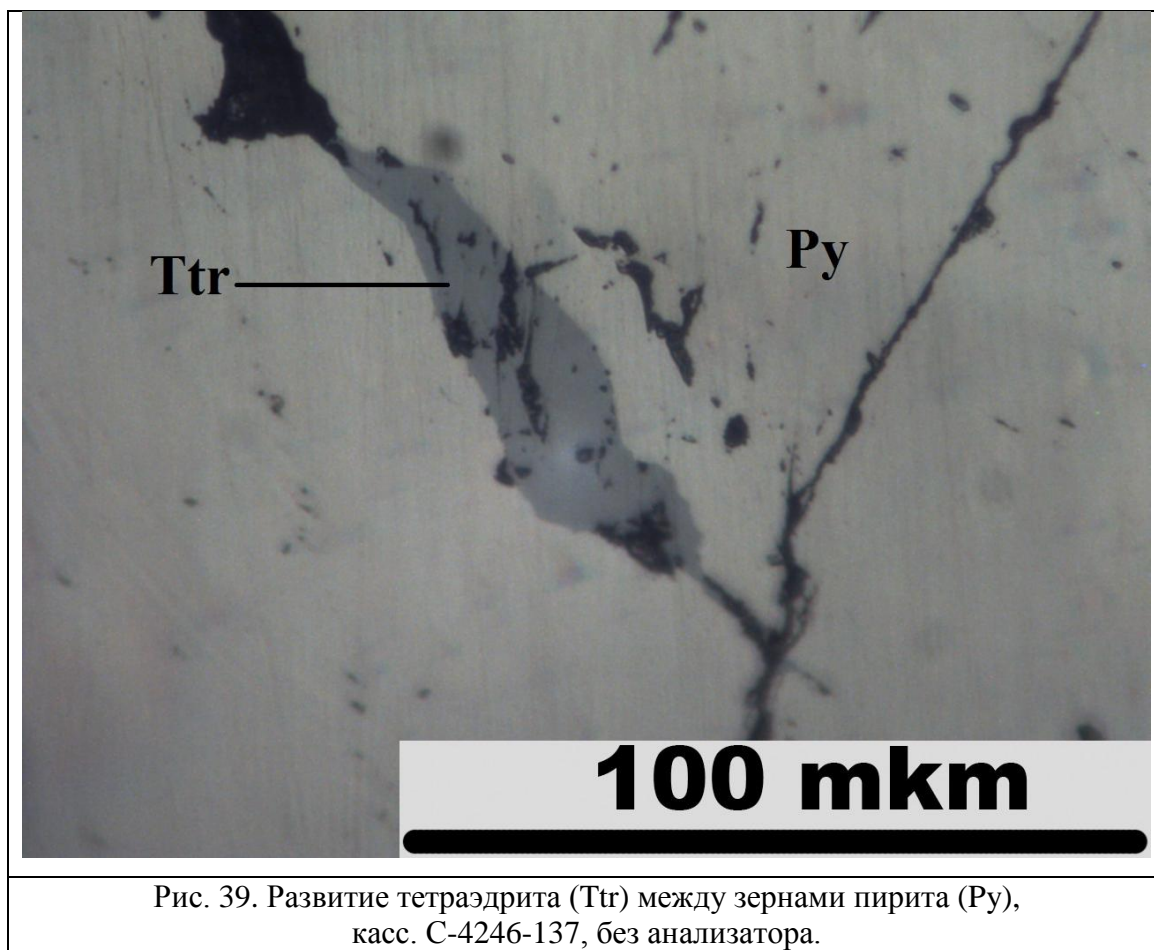
Химический состав золота в арсенопирите
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Au	Cu	Fe	As	S	Сумма
аншл. К-603-135/2	<u>27,41</u>	—	<u>23,94</u>	<u>30,68</u>	<u>17,97</u>	<u>100,00</u>
	9,05	—	27,88	26,63	36,45	100,01
аншл. К-603-135/1	<u>75,36</u>	<u>0,44</u>	<u>9,38</u>	<u>14,82</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	50,65	0,92	22,24	26,19	0,00	100,00
	<u>88,87</u>	—	<u>4,13</u>	<u>7,00</u>	<u>0,00</u>	<u>100,00</u>
	72,93	—	11,96	15,11	0,00	100,00

Сульфидно-сульфосольный

К этому парагенезису относятся три минерала – *тетраэдрит*, *акантит* и *станнин*.

Блёкляя руда - тетраэдрит не часто встречаемый в препаратах минерал светло-серого цвета, изотропен, с коэффициентом отражения $R_{изм}=30\%$. Развивается между зерен пирита (рис.39).



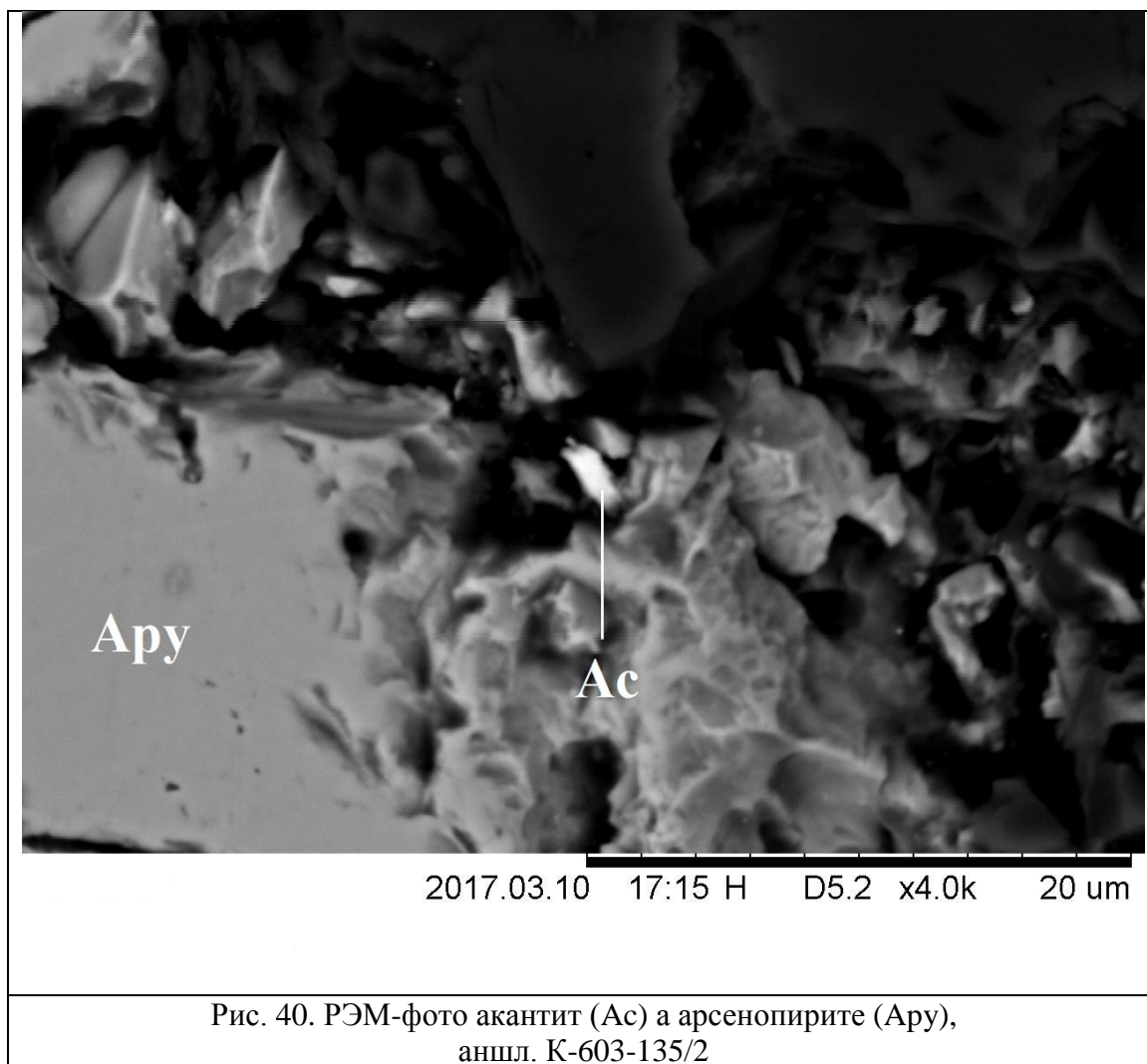
По химическому составу (табл. 2.14) имеет примеси железа, цинка и мышьяка, что свидетельствует о промежуточном его положении в изоморфном ряду тетраэдрит-теннантит; но ближе к тетраэдриту.

Таблица 2.14.

Химический состав тетраэдрита в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Cu	Sb	S	As	Zn	Fe	Сумма
касс. С-4246-137	<u>35,73</u>	<u>16,75</u>	<u>28,76</u>	<u>4,98</u>	<u>3,05</u>	<u>10,72</u>	<u>99,99</u>
	29,56	7,24	47,16	3,49	2,46	10,09	100,00
	<u>36,29</u>	<u>17,54</u>	<u>28,60</u>	<u>4,17</u>	<u>3,235</u>	<u>10,16</u>	<u>100,00</u>
	30,15	7,61	47,09	2,94	2,61	9,60	100,00

Акантит развивается по арсенопириту, замещая его в краевых частях выделений. Минерал обладает серо-белым цветом, со слабым зеленовато-голубоватым оттенком, слабо анизотропен. Зерна акантита имеют призматическую форму. Выявлен в результате электронно-микроскопических исследований (рис. 40).



Акантит содержит примеси селена и железа, характерные для этого минерала (табл. 2.15).

Таблица 2.15.

Химический состав акантита в образце,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Ag	S	Se	Fe	As	Сумма
аншл. К-603-135/2	$\frac{71.60}{51.28}$	$\frac{11.92}{28.73}$	$\frac{3.58}{3.51}$	$\frac{9.05}{12.52}$	$\frac{3.85}{3.97}$	$\frac{100.00}{100,01}$

Станнин единственный минерал олова, выявленный в препаратах рудного тела Северное, в количестве до 1-2%. В отражённом свете обладает серо-белым цветом с зеленоватым оттенком, коэффициентом отражения $R=28\%$, отчётливо анизотропен. Представлен в виде зернистых агрегатов, интенсивно замещенных по периферии ковеллином (рис. 41). Встречается в брекчиях с кварцевым цементом. Размер зёрен – 0,3-0,6 мм.

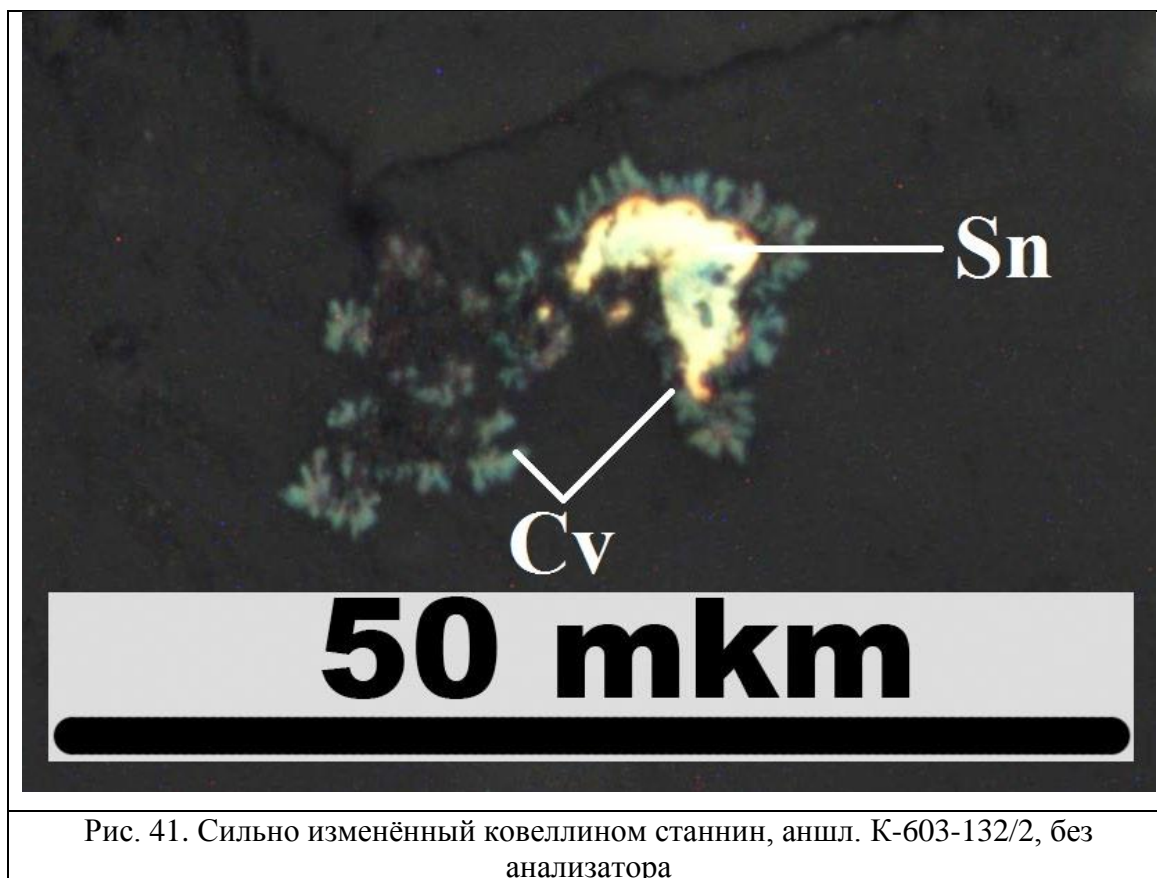


Рис. 41. Сильно изменённый ковеллином станнин, аншл. К-603-132/2, без анализатора

В химическом составе станнина устанавливается примесь цинка (табл. 2.16)

Таблица 2.16.

Химический состав станнина в образцах.
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Препарат	Cu	Fe	Sn	S	Zn	Сумма
К-603-135/2	<u>66.81</u>	<u>0.19</u>	<u>27.01</u>	<u>3.76</u>	<u>2.23</u>	<u>100.00</u>
	73,33	0,24	15,87	8,18	2,38	100,00
	<u>59.95</u>	<u>0.34</u>	<u>34.36</u>	<u>3.42</u>	<u>1.93</u>	<u>100.00</u>
	68.61	0.44	21.05	7.75	2.15	100,00

Гипергенный парагенезис

Этот парагенезис широко распространен, он связан с низкотемпературными окислительными и вадозными процессами. Включает три минерала: **ковеллин**, **ярозит**, и **гидрогематит**.

Ковеллин замещает станнин (рис. 42). Представлен в виде дендритовых сростков и колломорфных выделений (рис. 43 и см. 42). В отражённом свете под микроскопом обладает индиго-бирюзовым цветом, коэффициентом отражения $R=4-$

21%, сильно анизотропен (цвет анизотропии от синего до красного). В химическом составе ковеллина примеси не установлены (табл. 2.17).

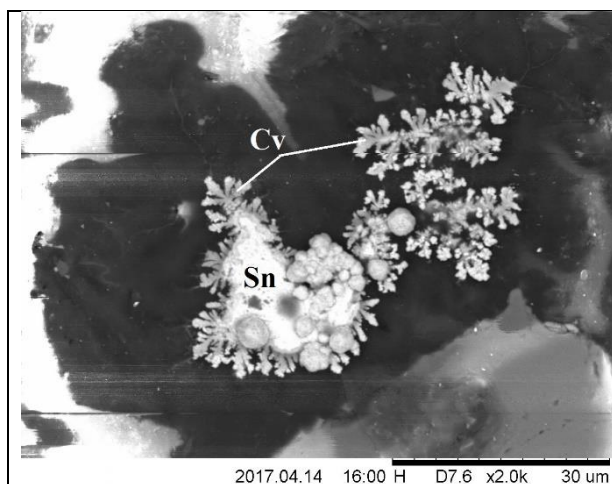


Рис. 42. РЭМ-фото, общий вид. Развитие ковеллина (Cv) по станнину (Sn), аншл. К-603-132/2

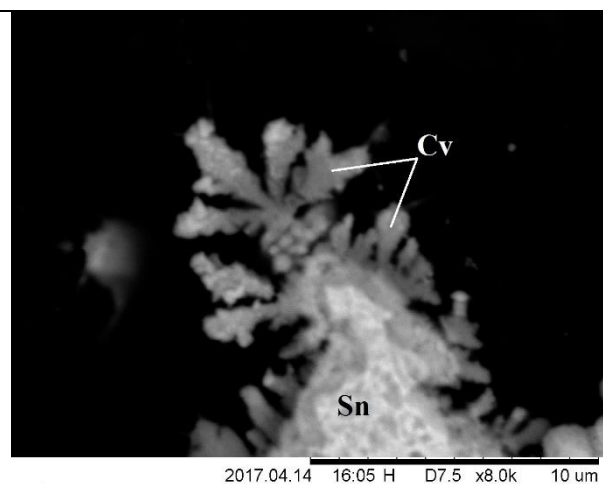


Рис. 43. РЭМ-фото, детализация. Характер развития дендритовых сростков ковеллина (Cv) по станнину (Sn) аншл. К-603-132/2

Таблица 2.17.

Химический состав ковеллина в образцах,
(в числителе вес. %, в знаменателе атом. %):

Образец	Cu	S	Сумма
аншл. К-603-135/2	<u>79,05</u>	<u>20,95</u>	<u>100,00</u>
	65,56	34,44	100,00
	<u>78,71</u>	<u>21,29</u>	<u>100,00</u>
	65,11	34,89	100,00

Ярозит – образует агрегаты и встречается в форме отдельных зерен размером от 0,01 до 0,4 мм. Образует корку желто-бурого цвета и виден макроскопически в образце (см. рис. 22).

Гидрогематит - наблюдается в шлифах и виден макроскопически в образцах (рис. 44). Его содержание достигает 3%. Относится к числу поздних рудных минералов. Наблюдается его развитие по арсенопириту, пириту, пирротину и сфалериту.



3.1. Обсуждение полученных результатов

В ходе минераграфического изучения отобранных из разных рудных тел Спорнинско-Дяппенского золоторудного узла препаратов установлено следующее:

1. Выявлена особенность их минерального состава и установлено, что рудная минерализация сложена шестью парагенезисами. Наиболее ранних из них породный, в который входят рутил и монацит; следующий золото-кварцево-прожилковый, далее - пирит-арсенопиритовый, следующий - золото-полиметально-теллуридный, далее - сульфидно-сульфосольный, и последний - гипергенный

2. Золото встречается в виде минералов – самородного золота-1 и электрума, образовавшийся в ходе формирования кварцевых прожилков, и золота-2 оконтуривающего и секущего кристаллы арсенопирита;

3. В ходе минераграфических изучений и исследований под электронным микроскопом, были выявлены в образцах из рудного тела Рита минералы теллуридов серебра и свинца – *алтаита* и *эмпрессита*, которые обычно сопутствуют золоторудной минерализации.

4. В рудах участка рудного тела Северное выявлен сульфид олова – *станнин*.

5. Таким образом на территории детального участка распространены кварцевые брекции и метасоматиты серицит-мусковит-кварцевого состава; в них локализовано золотое оруденение; и данная формация метасоматитов и руд относится к золото-кварцевой убогосульфидной. Сульфиды распространяются неравномерно в рудах и составляют от 3 до 7% от общего объема породы.

Глава 4. Технологическая характеристика руд.

На месторождении обогащение руд имело экспериментальный характер. Данные об технологических схемах взяты из отчета (Екимов, 2012).

На месторождении «Дяппе» по технологическим свойствам рассматриваются две схемы для обогащения и переработки руд - для *сульфидных* и *окисленных*.

Добываемая в первую очередь, окисленная руда перерабатывается по технологии прямого цианирования руды с получением в качестве готового продукта — слиток сплава Доре. После отработки запасов окисленных руд на золотоизвлекательной фабрике (ЗИФ) необходимо выполнить реконструкцию для обогащения сульфидных руд по комбинированной гравитационно-флотационной схеме с получением в качестве готового продукта объединённого гравитационно-флотационного концентрата с последующей его реализацией.

4.1. Применяемые схемы обогащения руд

Ниже приведенные технологические схемы обогащения руд, заимствованы из отчёта по ТЭО кондиций на месторождении «Дяппе» (Екимов, 2012):

Технологическая схема обогащения окисленных руд.

Окисленная руда эффективно обогащается методом прямого цианирования измельчённой до крупности 85-90% класса -0,074 мм. Извлечение в раствор при такой схеме может достигать до 96,4%. Сквозное извлечение составит около 93,2%.

Схема включает в себя следующие операции:

1. Дробление исходной руды до крупности 85% класса -150 мм;
2. Полусамоизмельчение исходной руды до крупности 85-90% класса -0,074 мм;
3. Грохочение измельчённой руды для выделения класса -20+1,5 мм и возврата его в мельницу;
4. Гидроциклонирование измельчённой руды для выделения готового класса крупности 85-90% класса -0,074 мм;
5. Шаровое измельчение песков гидроциклонов до готового класса крупности;
6. Щепоулавливание;
7. Ступенчатое сгущение готового класса перед предварительным цианированием;
8. Сорбционное цианирование;
9. Контрольное грохочение угля;

10. Обезвреживание хвостов цианирования;
11. Грохочение и отмывка от илов насыщенного угля;
12. Кислотная обработка угля;
13. Нейтрализация кислых растворов;
14. Десорбция насыщенного угля;
15. Электролиз золотосодержащих растворов;
16. Плавка катодного осадка с получением сплава Доре;
17. Термическая реактивация угля после десорбции;
18. Грохочение угля для выделения угольной мелочи;
19. Предварительное замачивание угля в цианистом растворе.

В процессе прямого цианирования руды используются следующие реагенты:

1. Цианистый натрий;
2. Известковое молоко;
3. Едкий натр;

Для обезвреживания продуктов цианирования используют кроме того:

1. Железный купорос;
2. Гипохлорит кальция.

Технологическая схема обогащения сульфидных руд.

Сульфидная руда по результатам проведённых исследований эффективно обогащается комбинированным методом гравитации и флотации. Измельчение руды ведётся в две стадии до крупности 85-90% класса -0,074 мм, каждое измельчение сопровождается процессом гравитации для более полного извлечения полезного компонента. Извлечение в объединённый гравитационно-флотационный концентрат при такой схеме может достигать до 89,12%. Дальнейшая переработка полученного концентрата не планируется, он является готовым продуктом.

Сводные технологические показатели по гравитационно-флотационной схеме обогащения руды представлены в таблице 3.

Таблица 3.

Продукты	Выход, %		Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %	
	от операции	от исх.		от операции	от исх.
Гравитационный цикл					
Концентрат	1,06	1,06	76,36	21,86	21,86
Хвосты	98,94	98,94	2,92	78,14	78,14
Исходная руда	100,00	100,00	3,48	100,00	100,00

Флотационный цикл					
Концентрат	5,44	5,38	46,20	86,08	67,
Хвосты	94,56	93,56	0,43	13,92	10,
Хвосты гравитации	100,00	98,94	2,92	100,00	78,
Всего: концентраты		6,44	48,16		89,12

По результатам замкнутого цикла получены следующие показатели:

- извлечение золота в гравитационный концентрат, с содержанием 76,36 г/т, составляет 21,86 %;

- извлечение во флотационный концентрат, с содержанием золота 46,2 г/т, составляет 86,08 %.

С конечными флотационными хвостами потери золота составляют 13,92 %, при содержании – 0,43 г/т.

Технологическая схема обогащения сульфидных руд включает в себя следующие операции:

1. Дробление исходной руды до крупности 85% класса -150 мм;
2. Полусамоизмельчение исходной руды до крупности 85-90% класса -0,074 мм;
3. Грохочение измельчённой руды для выделения класса -20+1,5 мм и возврата его в мельницу;
4. Центробежная концентрация;
5. Гидроциклонирование измельчённой руды для выделения готового класса крупности 85-90% класса -0,074 мм;
6. Шаровое измельчение песков гидроциклонов до готового класса крупности;
7. Грохочение защитное по классу +1,5 мм;
8. Центробежная концентрация;
9. Сгущение готового класса перед флотацией;
10. Агитация I;
11. Флотация I;
12. Агитация II;
13. Флотация II;
14. Агитация III;
15. Флотация III;
16. Агитация IV;
17. Флотация IV;
18. Агитация V;

19. Контрольная флотация I;
20. Агитация VI;
21. Контрольная флотация II;
22. Перечистная флотация;
23. Фильтрация;
24. Сушка.

В процессе прямого цианирования руды используются следующие реагенты:

1. PAX;
2. А-3477;
3. D-14.

4.2. Предлагаемая схема обогащения руд участка

На детальном изучаемом участке руды тел Северное и Рита относятся к технологическому типу окисленных убогосульфидных кварцевых золотых руд с мелким золотом, которое, как было рассмотрено выше, хорошо извлекается цианированием. Следовательно, к данным рудам применимо цианидное выщелачивание с предварительным дроблением и размельчением горной породы. За основу можно взять технологическую схему обогащения окисленных руд, которая рассмотрена в подглаве 4.1.

Заключение

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Рассмотренный детальный участок месторождения имеет сложную складчатую структуру, осложненную тектоническими нарушениями и позднемеловыми интрузиями диоритового и гранодиоритового состава, которые прорывают вмещающие осадочные образования.

2. Метасоматиты и кварцевые брекчии относятся к убогосульфидной золото-кварцевой формации гидротермально-метасоматического типа средней глубинности.

3. В общей последовательности образования рудных минералов выявлено 6 парагенезисов. Наиболее ранних из них породный, в который входят рутил и монацит; следующий золото-кварцево-прожилковый, далее - пирит-арсенопиритовый, затем - золото-полиметально-теллуридный, потом - сульфидно-сульфосольный, и последний – гипергенный. Продуктивное золотое оруденение формировалось во втором и четвертом парагенезисах.

4. Золоторудная минерализация второго парагенезиса представлена самородным золотом-1 и электрумом, в четвертом парагенезисе самородное золото-2 оконтуривает и сечет арсенопирит и пирит, а серебряная минерализация представлена сульфидом серебра - акантитом и теллуридом серебра - эпресситом.

5. В рудах рассмотренного участка впервые выявлен сульфид олова – станнин.

6. Наиболее рациональным методом обогащения руд рассмотренного участка, вероятно, следует считать цианидное выщелачивание, как наиболее эффективный способ извлечения полезного компонента - золота.

Список использованной литературы

1. Верещагин В. Н., Меловая система Дальнего Востока. – Л., «Недра», 1977. – 208 с.
2. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. Часть 1. М., изд-во «Недра», 1966. – 736 стр.
3. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. Часть 2. М., изд-во «Недра», 1976. – 271 стр.
4. Исаенко М., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л., Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. Учеб. пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. – 382 с.
5. Коваленкер В. А., Вяльсов Л. Н., Тронева Н. В., Завьялов Е. Н. О находке редких минералов системы Ag-Te. Новые минералы и первые находки в СССР, Вып. 1, – М., 1979, с. 52-62
6. Милановский Е. Е., Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 448 с.: ил.
7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
8. Платонов М. В., Тугарова М. А., Петрография обломочных и карбонатных пород: Учебно-методич. пособие. – СПб., 2004. – 72 с.
9. Саранчина Г. М. – Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов): Учеб. пособие. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000. –156 с.
10. Симаненко В. П., Голозубов В. В., Малиновский А. И. – Монероно-Самаргинская островодужная система Япономорского региона, Литосфера, 2010, №3, с. 60-69
11. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

Фондовая:

1. Бруско Э.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Дяппенско-Спорненского рудного узла в 1988-1990 гг. (Удыльская партия), с. Красное, 1991.
2. Дьячков М.К. и др. Отчет Лимурийской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной в бассейнах рек Лимури и Пильда, за 1984-89 гг. с. Красное, 1989.
3. Екимов А.А. Техничко-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций и подсчет запасов на золоторудном месторождении Дяппе по состоянию на 01.01.2012 г. 858 стр., 14 ил, 18 текст. прил., 35 граф. прил.

Ресурсы сети Интернет:

1. <http://www.vsegei.ru/ru/> - Сайт ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.
2. <http://www.adminulchi.ru/info/> - Сайт администрации Ульчского района Хабаровского края.
3. <https://yandex.ru/maps/> - Картографический сервис Яндекс. Карты.