

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии алмаза и благородных металлов
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



КУДРИН МАКСИМ ВАСИЛЬЕВИЧ

**СТРУКТУРА, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ОРОГЕННОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС,
ЯНО-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

Специальность 1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
член-корреспондент РАН
Фридовский Валерий Юрьевич

Якутск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ХАНГАЛАССКОГО УЗЛА	12
1.1. История изучения геологии и рудоносности	12
1.2. Геологическое строение	22
1.2.1. Региональная геологическая позиция	22
1.2.2. Стратиграфия	24
1.2.3. Магматизм	27
1.3. Типы золоторудных месторождений Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса	28
1.3.1. Типизация месторождений золота	28
1.3.2. Орогенные месторождения золота	29
1.3.3. Месторождения, связанные с интрузиями	33
1.3.4. Золото-сурьмяные месторождения	35
1.3.5. Железо-оксидные золото-медные месторождения	36
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	38
2.1. Исследование деформационных структур	38
2.2. Минералого-геохимические исследования	42
2.3. Изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования, анализ РТХ-параметров рудообразования	44
ГЛАВА 3. СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ХАНГАЛАССКОГО УЗЛА	49
3.1. Месторождение Хангалас	49
3.2. Месторождение Нагорное	61
3.3. Рудопроявление Двойное	67
3.4. Рудопроявление Клич-Контрольное	69
3.5. Рудопроявление Амбир	71
3.6. Рудопроявление Ожидание	72
3.7. Участок Мудекен	74
3.8. Участок Двойной	76
3.9. Структурные парагенезисы, их связь с региональными тектоническими событиями	80
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖИЛЬНОЙ И ВКРАПЛЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС	85
4.1. Типы оруденения	85
4.2. Текстуры руд	87
4.3. Типоморфные особенности минералов	93

4.3.1. Жильные минералы	94
4.3.2. Рудные минералы	98
4.3.3. Гипергенные минералы	108
4.4. Последовательность минералообразования	113
4.5. Геохимическая характеристика и золотоносность гидротермально-метасоматических образований	115
4.5.1. Химический состав пирита и арсенопирита	115
4.5.2. Золотоносность сульфидов из околорудных метасоматитов и жил	121
4.6. «Невидимое» золото в Ru3 и Aру1 по данным LA-ICP-MS анализа	123
4.6.1. Формы нахождения «невидимого» золота в Ru3	124
4.6.2. Формы нахождения «невидимого» золота в Aру1	128
ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС	132
5.1. Источники рудного вещества и флюидов, возраст, РТХ-параметры рудообразования	132
5.1.1. Re-Os систематика самородного золота и возраст оруденения	132
5.1.2. Изотопный состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца	134
5.1.3. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов	136
5.1.4. Изотопный состав благородных газов в газовой-жидких включениях в кварце	139
5.1.5. РТХ-параметры рудообразования	140
5.2. Геолого-генетическая модель формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения	145
5.2.1. Существующие представления формирования орогенных месторождений золота	145
5.2.2. Геолого-генетическая модель формирования золотого оруденения	152
5.2.3. Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения	160
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА	167
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Результаты микронзондового анализа пирита	196
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Результаты микронзондового анализа арсенопирита	208

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Ольчан-Нерская зона Яно-Колымского металлогенического пояса (Северо-Восток Якутии) является перспективной территорией на обнаружение крупных коренных месторождений золота. Здесь известны богатые россыпи с крупными самородками золота, эксплуатирующиеся с 30-х годов XX века по настоящее время (Рожков и др., 1971; Goryachev, Pirajno, 2014; Fridovsky, 2018), однако сопоставимых по масштабам коренных месторождений золота до сих пор не обнаружено. Источниками россыпей территории предполагаются орогенные золоторудные месторождения и рудопроявления. Эталонным объектом данного типа месторождений золота в юго-восточной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны является месторождение Хангалас (Fridovsky et al., 2018), в пределах которого в последние годы проводились разведочные работы. Изучение структуры, минералого-геохимического и изотопного состава, условий рудообразования, а также золотоносности жильно-прожилкового и вкрапленного типа оруденения позволяет разработать геолого-генетическую модель формирования оруденения и выделить прогнозно-поисковые критерии месторождения Хангалас, что может быть использовано для повышения эффективности развития минерально-сырьевой базы рудного золота и выбора направлений поисковых работ в Ольчан-Нерской зоне и в западной части Яно-Колымского металлогенического пояса.

Целью работы является разработка геолого-генетической модели формирования и прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения месторождения Хангалас на основе изучения полидеформированных рудоконтролирующих структур, минералого-геохимических, изотопно-геохимических, изотопно-геохронологических характеристик жильно-прожилкового и вкрапленного золотого оруденения.

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

1. Установить структурные условия локализации золотого оруденения, реконструировать тектонические поля напряжений и их эволюцию по анализу золотоносных жильно-прожилковых тел и трещиноватости.

2. Изучить минеральный состав руд, типоморфные и типохимические характеристики минералов различных ассоциаций, выявить последовательность формирования минеральных ассоциаций и связь с развитием структуры месторождения.

3. Изучить изотопный состав S, Re, Os рудных и O, He, Ar жильных минералов, установить изотопный возраст золотого оруденения.

4. Определить РТХ-параметры рудообразования.

5. Разработать геолого-генетическую модель формирования и выделить прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения.

Фактический материал и методы исследований. В основе диссертации лежат материалы, полученные лично автором при полевых (2005, 2014, 2017-2019 годы) и камеральных работах в ходе выполнения государственных заданий ИГАБМ СО РАН по темам: «VIII.72. Рудообразующие процессы, их эволюция в истории Земли, металлогенические эпохи и провинции и их связь с развитием литосферы. Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых» (2014-2017 гг.)», «Месторождения благородных металлов главных высокопродуктивных этапов рудообразования восточной части Северо-Азиатского кратона и складчатых поясов его окружения (процессы рудообразования, факторы рудопродуктивности и закономерности размещения)», № АААА-А17-117021310216-3 (2017–2019 гг.), а также гранта РФФИ №18-35-00336 мол_а на тему: «Структурные условия локализации и минералого-геохимические особенности орогенной золоторудной минерализации Хангаласского рудного узла (Восточная Якутия)» (2018-2019 гг.). При подготовке работы использованы материалы по геологическому строению рудного узла, полученные автором в 2005 году в составе научного отряда ЯГУ им. М.К. Аммосова в рамках Государственного контракта №88 на выполнение прикладных научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ по проекту 2.1.6. «Структурные критерии размещения золотого оруденения в пределах Хангаласского рудно-россыпного узла Верхне-Индибирского района с разработкой практических рекомендаций по проведению поисковых и оценочных работ» (2005-2006 гг.). Автором проведено структурное картирование, собран фактический материал из естественных обнажений и горных выработок месторождений Хангалас и Нагорное, рудопроявлений Двойное, Амбир, Клич-Контрольное, Ожидание, участков Мудекен и Двойной Хангаласского рудного узла.

При подготовке диссертации использованы обширный фактический материал и результаты аналитических исследований:

– наблюдения геологических структур, рудных жил и их взаимоотношений в естественных обнажениях и в горных выработках, полевые измерения плоскостных и линейных деформационных элементов (более 2000 замеров слоистости пород, кливажа, жильно-прожилковых тел, разрывных нарушений и рудных зон, трещиноватости, шарниров складок, будинаж-структур, борозд скольжения и др.);

– образцы и пробы горных пород, руд и минералов (218 штук);

– полированные аншлифы (126 штук), прозрачно-полированные шлифы (98 штук) и препараты эпоксидных шашек с зернами рудных минералов (15 штук, 150 зерен), изучение

текстурно-структурных особенностей которых проводилось в отраженном и проходящем свете на оптическом микроскопе Karl Zeiss Axio M1 (ИГАБМ СО РАН);

– результаты микронзондовых исследований минералов и руд, проведенных с целью определения качественного химического и минерального состава на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (475 анализов, 65 образцов) (ИГАБМ СО РАН);

– данные полуколичественного анализа химического состава рудных минералов, проводившихся по стандартной методике рентгеноспектральным методом на микроанализаторе Camebax-Micro (657 анализов, 52 образца) (ИГАБМ СО РАН);

– определения микроэлементного состава пирита и арсенопирита (9 зерен) из метасоматитов месторождения Хангалас LA-ICP-MS методом анализа с помощью лазерной абляционной системы New Wave Research UP-213 (США), сочлененной с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 7700x (Agilent Technologies, США) (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс);

– изучение изотопного состава благородных газов – аргона, гелия и неона ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, ^{20}Ne) в газовой-жидких включениях из золотоносного кварца месторождения Хангалас с помощью масс-спектрометра Micromass NG 5400 (ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург) (1 образец);

– результаты анализа порошковых мономинеральных проб (18 штук) и пород (8 штук) с целью определения содержания Au и Ag методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре iCE 3500 производства компании ThermoScientific. Пределы обнаружения элементов составляют от 0,0001 мкг/мл и выше. Содержание Au и Ag более 2 г/т определялось на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent 4200 MP-AES с СВЧ-насыщаемой плазмой (ИГАБМ СО РАН);

– данные компьютерных микротомографических исследований пиритов (8 зерен) и арсенопиритов (7 зерен), проведенных в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. Исследования проводились на микротомографе Bruker SkyScan-1172 (Bruker micro-CT, Belgium). Для реконструкции массива теневых изображений использовалась программа NRecon (Bruker Micro-CT). Для анализа полученных микротомографических данных использовались программы DataViewer и CTVOX (Bruker Micro-CT);

– показатели измерений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов (16 анализов), приведенных в отношении к международному стандарту VCDT и $\delta^{18}\text{O}$ кварца (5 анализов) в отношении к международному стандарту VSMOW. Анализы выполнены в лаборатории стабильных

изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany);

– микротермометрические исследования флюидных включений в кварце (36 анализов), проведенных при помощи измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Motic», видеокамеры «Moticam» и управляющего компьютера в СВКНИИ им Н.А. Шилов, г. Магадан;

– результаты изучения минерального состава «неизменных» пород, метасоматитов, зон дробления и гипергенной минерализации (46 анализов), выполненных методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER, съемка образцов проводилась на Cu K α излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале 4,5 – 65° (2 θ), использовали базу данных PDF-2 (ИГАБМ СО РАН);

– результаты исследований редких и редкоземельных элементов Be, Co, Ni, Cu, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pt, Pb, Bi, Th, U в кварце (20 анализов) с использованием масс-спектрометра ICP-MS Elan 9000 фирмы Perkin Elmer (Канада) (аналитики Штарева А.В., Лушников А.Ю., Хабаровский инновационно-аналитический центр Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН);

– результаты Re-Os изотопно-геохронологических исследований методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим анализом рения на одно-коллекторном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой Agilent 7300 и осмия в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (Thermo Scientific) (1 образец) (ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

В диссертации использованы данные публикаций по структурам, минералогии и условиям образования золоторудных месторождений.

Защищаемые положения.

1. Строение месторождения Хангалас определяется позднеюрско-меловыми структурными парагенезами трех последовательных деформационных этапов: взбросо-надвигового D1, левосдвигового D2 и правосдвигового D3. Золотое оруденение образовалось на этапе D1 при региональной юго-запад–северо-восточной ориентировке оси сжатия.

2. На месторождении выделены пять последовательных парагенетических ассоциаций гидротермального минералообразования: ранняя метасоматическая пирит-арсенопирит-кварцевая, жильные пирит-арсенопирит-кварцевая, золото-полисульфидно-кварцевая, сульфосольно-карбонатная и поздняя серебро-кварцевая. В околорудных

метасоматитах установлен вкрапленный тип минерализации с золотоносными пиритом-3 и арсенопиритом-1, имеющими нестехиометрический состав. В пирите-3 с избытком Fe и недостатком S концентрация структурно-связанного Au⁺ прямо пропорциональна его мышьяковистости.

3. Гидротермальное золотое оруденение месторождения Хангалас формировалось на малых глубинах, в среднетемпературных условиях с участием низкоконцентрированных глубинных магматических флюидов в валанжинское время (около 137 млн лет назад) в связи с позднеорогенными процессами в Кулар-Нерском террейне.

Научная новизна.

1. Впервые систематизированы деформационные структуры Хангаласского рудного узла, реконструированы поля тектонических напряжений, определены структурные условия локализации золотого оруденения.

2. Установлены минеральные ассоциации и последовательность минералообразования в связи с развитием структуры месторождения Хангалас.

3. Впервые установлена золотоносность вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации околорудных метасоматитов месторождения Хангалас, определена ее природа и форма нахождения «невидимого» золота.

4. Показано широкое развитие гипергенных процессов, обнаружены два неизвестных гипергенных минерала.

5. Оценены РТХ-параметры рудообразования и определены источники рудного вещества и флюидов, участвовавших в формировании золотого оруденения месторождения.

6. Разработана геолого-генетическая модель формирования орогенного золотого оруденения месторождения Хангалас.

7. Выделены прогнозно-поисковые критерии орогенного золотого оруденения, что может быть использовано для развития минерально-сырьевой базы рудного золота в регионе.

Практическая значимость. Полученные автором результаты могут иметь практическое значение для ведения прогнозно-поисковых работ и повышения эффективности освоения золоторудных месторождений не только в Ольчан-Нерской зоне Яно-Колымского металлогенического пояса, но и в целом на Северо-Востоке Якутии. Установленная впервые золотоносность околорудных метасоматитов месторождения Хангалас позволяет значительно увеличить запасы золота. Преобладание структурно-связанной формы «невидимого» золота Au⁺ в сульфидах необходимо учитывать при выборе оптимальной технологии переработки руд. Полученные результаты также могут быть

использованы при проведении занятий по дисциплинам структуры рудных полей и месторождений, минералогия, геохимия и другим на геологоразведочном факультете СВФУ им. М.К. Аммосова.

Апробация. Результаты исследований докладывались на 10 международных и всероссийских конференциях и симпозиумах, в том числе, во Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (ИГАБМ СО РАН, СВФУ, г.Якутск, 2015, 2017, 2018, 2020, 2021, 2022), в международных симпозиумах «The 2019 International Symposium on Low Temperature Mineralization» (Институт геохимии КАН, г.Гуйян, Китай, 2019 г.) и «15th Quadrennial International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium» (IAGOD, г.Сальта, Аргентина, 2018 г.), в 8-й Российской молодежной научно-практической школе с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (ИГЕМ РАН, Москва, 2018 г.) и международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г.Санкт-Петербург, 2017 г.). По теме диссертации опубликовано 24 работы в российских и зарубежных изданиях. Основные выводы диссертационной работы приведены в 4 статьях в журналах из перечня ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложений, объем работы – 210 страниц. Она содержит 17 таблиц, 96 рисунков, 2 приложения; список литературы включает 336 наименований. Защищаемое положение №1 раскрыто в главе 3, положение №2 – в главе 4, положение №3 – в главе 5.

В *первой главе* приведены общие сведения и развитие представлений о геологическом строении и рудоносности Хангаласского рудного узла, описаны типы месторождений золота, развитые в пределах Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса. Во *второй главе* рассмотрены методы исследований, использованные при подготовке диссертации. В *третьей главе* изложены результаты структурно-тектонических исследований в Хангаласском рудном узле, на месторождениях Хангалас и Нагорное, проявлениях Амбир, Двойное, Ожидание, Клич-Контрольное, участках Мудекен и Двойной. Описаны строение рудных объектов, ключевые структурные парагенезисы и эволюция развития деформационных структур рудного узла в связи с орогенными процессами на восточной окраине Сибирского кратона. Определено место рудного процесса в эволюции деформационных структур, показано широкое проявление пострудных сдвиговых структур. В *четвертой главе* приводятся результаты минералого-геохимических исследований месторождения Хангалас, показаны

типоморфные и типохимические особенности минералов различных стадий. Приводятся сведения о золотоносности сульфидов из околорудных пирит-арсенопирит-серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов месторождения и форме нахождения «невидимого» золота в сульфидах. В пятой главе рассмотрены результаты изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических исследований, определен возраст золотого оруденения месторождения Хангалас, обсужден вклад в рудообразующую систему глубинных магматических источников. Построена геолого-генетическая модель формирования и выделены прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения месторождения.

Благодарности. Автор признателен своему научному руководителю, член-корреспонденту РАН, В.Ю. Фридовскому за оказанное доверие, постоянную поддержку, ценные и конструктивные советы, помощь в подготовке диссертации. Автор благодарит канд. геол.-минер. наук Л.И. Полуфунтикову за ее неоценимый вклад в исследовании минералого-геохимических аспектов диссертации и поддержку научных идей автора, ведущего инженера Я.А. Тарасова за помощь в отборе и обработке проб, канд. геол.-минер. наук Г.С. Анисимову за полезные консультации, безвременно ушедшего канд. геол.-минер. наук А.И. Зайцева за бесценные советы, добрые пожелания в подготовке диссертации и научной деятельности в целом, доктору геол.-минер. наук Г.Н. Гамянину за советы и готовность помочь в любое время. Автор признателен коллегам, канд. геол.-минер. наук Н.В. Заякиной, канд. биол. наук Т.И. Васильевой, вед. инженеру Н.Н. Емельяновой за совместные исследования гипергенной минерализации и изучение неизвестных минералов.

Автор благодарен сотрудникам Лаборатории геологии и минералогии благородных металлов, доктору геол.-минер. наук, заведующему А.В. Костину, доктору геол.-минер. наук З.С. Никифоровой за поддержку, всему коллективу Отдела физико-химических методов анализа за помощь в проведении аналитических работ, работникам шлифовальной мастерской В.В. Курчатову, К.В. Елизарову, М.П. Канаевой. Автор признателен водителю И.В. Никифорову за помощь в проведении экспедиционных работ.

Благодарность автор приносит канд. геол.-минер. наук Е.Е. Коловой (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) за помощь в изучении флюидных включений, доктору геол.-минер. наук Т.А. Веливецкой (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток) за сотрудничество в проведении изотопных исследований, канд. геол.-минер. наук Л.Ю. Крючковой (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) за совместную работу в изучении внутреннего строения сульфидов методом рентгеновской компьютерной микротомографии, канд. геол.-минер. наук В.В. Аристову (ИГЕМ РАН, г. Москва) и Д.А. Артемьеву (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) за помощь в проведении LA-ICP-MS микроэлементного анализа сульфидов. Автор выражает признательность всем соавторам, которые участвовали в исследовании тех или иных

аспектов, затронутых диссертацией. Автор выражает благодарность Ю.П. Собянину, Ю.И. Смолинову, Г.А. Рыковой за помощь в проведении полевых исследований.

Отдельную благодарность автор выражает своей любимой жене Татьяне за постоянную поддержку в выполнении исследований, терпение и понимание.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ХАНГАЛАССКОГО УЗЛА

1.1. История изучения геологии и рудоносности

Хангаласский рудный узел (ХРУ) расположен в юго-восточной части Ольчан-Нерской зоны Яно-Колымского металлогенического пояса (ЯКМП) (Рис. 1.1) (Фридовский, Кудрин, 2015; Fridovsky et al., 2018). Ольчан-Нерская металлогеническая зона (ОНМЗ) охватывает бассейны рек Ольчан и Нера. Геологическое строение площади впервые было исследовано И.Д. Черским в ходе его экспедиции в 1881 г. Он отметил развитие на территории триасовых и палеозойских отложений, смятых в складки северо-западного простирания. В 1926 году верховья р. Индигирки от истоков до хребта Чибагалах были исследованы экспедицией Геолкома во главе с С.В. Обручевым. В результате впервые были установлены прямые признаки россыпной золотоносности северо-западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны – бассейнов Р. Эльга, Инъяли, Ольчан. В 1929-30 гг. экспедиция С.В. Обручева продолжила исследование бассейна р. Колыма. Эти результаты послужили основой выделения в дальнейшем Яно-Колымского золотоносного пояса (Билибин, 1964).

Первые сведения о геологическом строении и россыпной золотоносности Хангаласского рудного узла были получены в 1933 году в ходе экспедиции треста "Союзредметразведка" при участии научно-исследовательского института геологии и минералогии (ИГЕМ АН СССР) во главе с Ю.А. Одинцом (1933). В ходе этих работ были установлены шлиховые ореолы золота в долине р. Неры от ручья Хангалас до устья, даны рекомендации по проведению дальнейших работ, разработана программа геолого-поисковых работ на россыпное золото. Было установлено сходное строение Верхне-Индигирского и Верхне-Колымского секторов Яно-Колымского металлогенического пояса. Во второй половине 1930-х годов сотрудниками Верхнеколымской экспедиции Дальстроя была установлена золотоносность правобережья р. Нера. Позднее с организацией Индигирской экспедиции Дальстроя под руководством В.А. Цареградского началось систематическое изучение геологии и полезных ископаемых Верхне-Индигирского сектора. В результате к 1940-м годам территория была покрыта геологической съемкой масштаба 1:500 000 и 1:1000 000 (Цареградский и др., 1938). Позднее в конце 1940 – начале 1950-х годов территория была обеспечена картами масштаба 1:100 000. Были получены новые данные о геологическом строении, магматизме и металлогении исследуемой

территории, кроме юрских и верхнетриасовых отложений было установлено развитие нижне- и среднетриасовых, а также верхнепермских отложений.

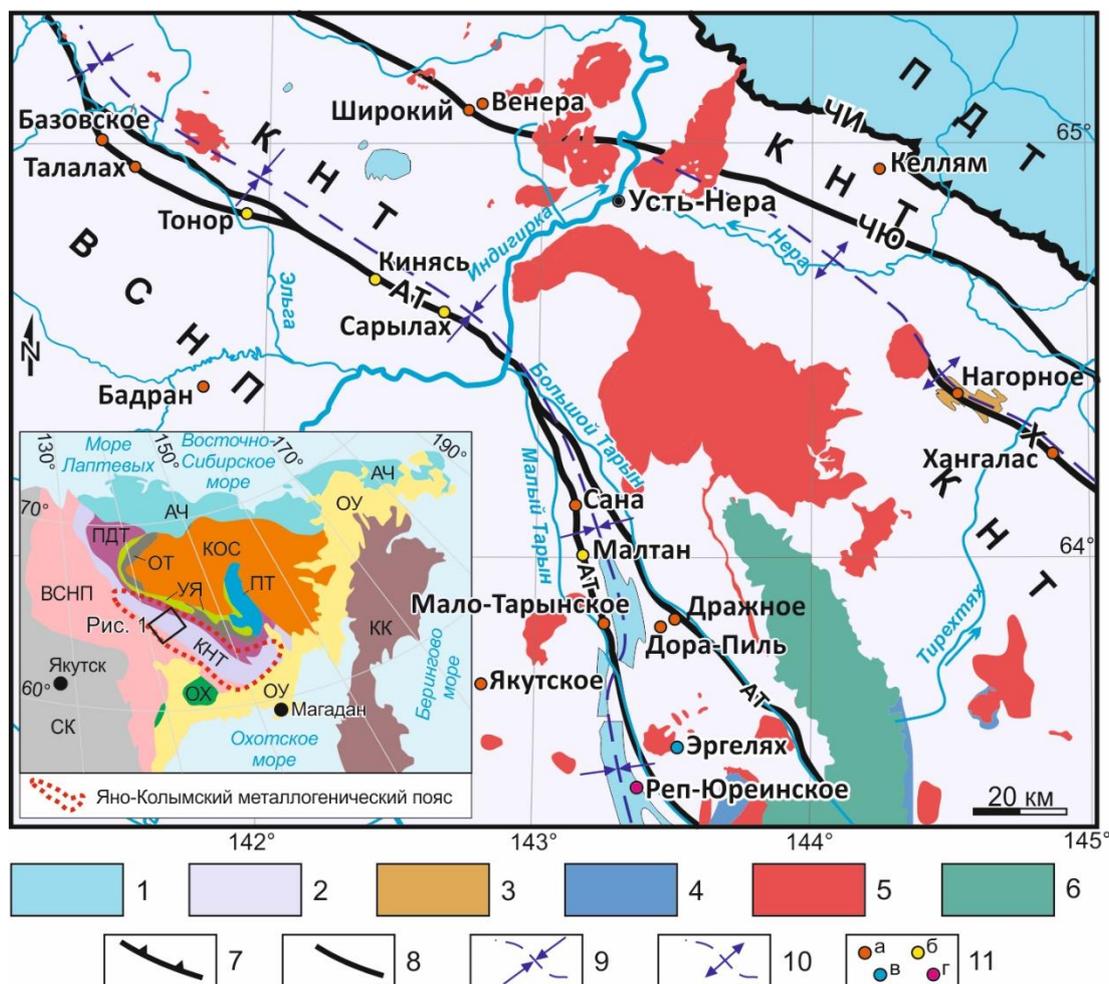


Рис. 1.1. Схема геологического строения Верхне-Инди́гирского сектора Кулар-Нерского террейна и смежных территорий.

1-3 – терригенные отложения: 1 – юрские, 2 – триасовые, 3 – верхнепермско-нижнетриасовые; 4 – верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 5 – гранитоиды; 6 – дациты Тарынского субвулкана, 7-8 – разрывные нарушения: 7 – Чаркы-Инди́гирский (ЧИ) надвиг, 8 – разломы (АТ – Ады́ча-Тарынский, ЧЮ – Чай-Юреинский, Х – Хангаласский); 9 – ось Тарыно-Эльгинского синклинория; 10 – ось Нерского (Нера-Омчугского) антиклинория; 11 – месторождения и их названия: а – орогенные (OGD), б – золото-сурьмяные, в – связанные с интрузиями (IRGD), г – железо-оксидные медно-золотые (IOCG).

На врезке показано положение района работ по (Goryachev, Pirajno, 2014) с изменениями и дополнениями: СК – Сибирский кратон, ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговой пояс, КНТ – Кулар-Нерский террейн, ПДТ – Полоусно-Дебинский террейн, ОТ – Омuleвский террейн, ОХ – Охотский кратонный террейн, ПТ – Приколымский кратонный террейн, УЯ – Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, АЧ – Арктический и Чукотский террейны, ОУ – Охотско-Чукотский и Удско-Мургальский вулканические пояса; мезозойско-кайнозойские орогены: КК – Корьякский и Камчатско-Курильский.

В 1947 году А.С. Агейкиным была впервые установлена рудная золотоносность Хангаласского рудного узла (Агейкин, 1949). На правом водоразделе руч. Левая Вершина Хангаласа в междуречье ручьев Узкого и Зимнего, а также на правом притоке ручья Двойной обнаружены золотоносные кварцевые жилы. На водоразделе ручьев Ожидание-Болотный зафиксирован широкий ореол золотоносности делювиальных отложений. Название месторождения между притоками Узким и Зимним в начале было Зимнее, затем в ходе оценочных работ в 1948 году оно было переименовано в Хангалас.

В 1947 г. К.Я. Спрингисом (1947) была завершена обобщающая работа по стратиграфии, тектонике и металлогении верхнего течения р. Индигирка. Эта работа сыграла значительную роль в понимании геологического строения и металлоносности территории. В конце 1940-х гг. создана полумиллионная геологическая карта листа Q-55-V (Симаков, 1949). В результате работ на части листа нижнетриасовые отложения вполне обоснованно были отнесены к верхней перми, значительно уточнены площади распространения юрских толщ.

В 50-е – начало 60-х гг. были проведены геологосъемочные работы под руководством Е.П. Данилогорского (1957), И.А. Тимофеева (1960), Б.В. Пепеляева (1963), Л.Н. Попова (1966), В.И. Мяснянкина (1970). В 1959 г. Быстринской геоморфологической поисково-съемочной партией проведены поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 под руководством И.А. Тимофеева (1960), были подтверждены выводы А.С. Агейкина о золотоносности Хангаласского рудного узла. Соколовская Э.Г. в 1959 году обобщила сведения о геолого-поисковых, геологоразведочных и эксплуатационных работах, проведенных на территории Нерской и Хангаласской золотоносных зон (Соколовская, 1959).

В 1961 году на территории листа Q-55 была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:1000 000 (Пепеляев и др., 1963). В Хангаласском рудном узле выделены отложения верхней перми, нижнего и среднего триаса, неогеновые и четвертичные отложения. Гранитоидные штоки и дайки различного состава отнесены к позднеюрскому этапу, гранитные массивы – к раннему мелу.

Разведочные работы на территории Хангаласского рудного узла начались в 1945 году, где В.А. Рущковым (1946) были обнаружены ряд россыпей золота по ручьям Двойной, Загадочный, Поворотный, Тритон. В 1946-1950-м гг. были разведаны россыпные месторождения по Р. Лев. Хангалас, Узкий и др. (Мастикова, 1953). Первая разведка месторождения Хангалас была проведена в 1948-1950 гг (Паспорт..., 1953).

В 1960-х годах были проведены геологосъемочные работы 1:200 000 (Попов, 1966) и 1:50 000 (Мяснянкин, 1970) масштабов. В результате работ уточнены геологическое

строение, магматизм и тектоника района, сведены данные о полезных ископаемых, проведена общая оценка перспектив района и даны рекомендации ведения дальнейших работ. Уделялось внимание жильному типу оруденения со свободным золотом. Отмечена слабая изученность коренных источников золота в бассейнах ручьев Гранитный, Мудекен, Лабиринт, Останец, Опталах, Бедный, Сокол и Буревестник. Часть этих площадей до сих пор слабо изучена.

В 1962-63 гг. В.Я. Сорокиным обобщены сведения о геологии и полезных ископаемых Хангаласского рудного поля (Сорокин, 1963). В результате произведен подсчет балансовых запасов по рудному столбу зоны Центральная и юго-восточному флангу зоны Северная месторождения Хангалас. В 1979 году геологоразведочным отрядом комбината «Индибирзолото» был оценен юго-восточный фланг зоны Северная на горизонте 918 м, но промышленное оруденение не было установлено.

В 1987-90 гг. Н.Ш. Димеевым (1990) были проведены литохимические работы масштаба 1:200 000. На рудных полях Хангаласское и Двойное было проведено площадное геохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния по сети 250×20 м. В связи со значительной мощностью нижнечетвертичного террасового комплекса в пределах Хангаласского рудного поля достоверность результатов низкая. На междуречье ручьев Дук и Горн было выявлено проявление Нагорное.

В конце 1980-2000-е годы в пределах Хангаласского рудного узла продолжились поисковые, поисково-оценочные работы, нацеленные на обнаружение минерализованных зон дробления с золото-кварцевым типом минерализации. Эти работы позволили значительно расширить потенциал рудного узла на промышленную рудную золотоносность. В 1995-98 гг. Н.Н. Химиным (1998) с применением поверхностных горно-буровых работ установлены 6 рудных тел в трех минерализованных зонах дробления. В 1991-1998 гг. В.Я. Сорокиным (1998) в северной и центральной частях Хангаласского рудно-россыпного узла проводились геологосъемочные работы м-ба 1:50 000 с проходкой поверхностных горных выработок, литохимическим опробованием и поисковыми маршрутами. В результате проведенных работ выявлены проявление золота Клич-Контрольное и ряд пунктов минерализации.

В начале 2000-х гг. А.Н. Бородкиной с коллегами (2004) проводились поисково-оценочные работы с целью уточнения геологического строения Хангаласского рудного поля. В результате работ оценены рудоносные структуры, подсчитаны запасы по категориям C_1 и C_2 и прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 . Суммарные запасы золота на месторождении Хангалас составили 4867.2 кг, прогнозные ресурсы в количестве 6890 кг.

Геофизические работы, проведенные на территории рудного узла, были нацелены в основном на изучение глубинного строения, выявление скрытых рудных тел и определение мощностей рыхлых отложений. Аэромагнитной съемкой масштабов 1:1 000 000 – 1:50 000 район был покрыт в 1950-80-е гг. (Гуторович, Торопчинов, 1959; Токусаров, 1972; Лейбович и др., 1985), гравиметрической съемкой масштаба 1:1000 000 – в 1961 году (Ляхов, Михайлов, 1961; Лейбович и др., 1985). В 1987-90 гг. в пределах Хангаласского рудного узла были проведены комплексные геофизические работы, включающие гравимагниторазведку, электроразведку (СЭП и ВЭЗ) и сейсморазведку в профильном варианте (Петрашевич, 1990). В результате этих работ на площади месторождений Хангалас и Нагорное были выделены нескрытые интрузии.

Первые *тематические исследования* территории были посвящены изучению геоморфологии (Мельник, 1955) и закономерностей размещения месторождений золота (Савченко и др., 1968) в бассейне р. Индигирка. В последующие годы комплексный подход к изучению территории Верхне-Индигирского сектора применили сотрудники Института геологии Якутского филиала СО АН СССР под руководством И.С. Рожкова, Г.А. Гринберга, Г.Н. Гамянина и А.Г. Бахарева. Результатом этих работ явилось обобщение сведений по магматизму, тектонике, металлогении, которые сведены в отчет 1963 года и изданы в виде монографии (Рожков и др., 1971). Авторы выделили комплекс малых интрузий основного состава и более поздний комплекс магматических пород преимущественно кислого и среднего состава позднеюрско-раннемелового возраста. Рудную, в том числе, золоторудную минерализацию района они связали с J_3-K_1 интрузивным комплексом. Изложенные в этой работе данные о петрографическом и петрохимическом составе, акцессорно-минералогических особенностях и петрологии гранитоидов, структурной позиции и минеральных ассоциациях золоторудных месторождений и связи их с магматизмом позволили авторам сделать следующие основные выводы: 1) Позднемезозойские гранитоиды изученного района являются полифациальными как в смысле разнообразия минеральных фаций, так и в смысле фаций глубинности. 2) Внедрение магмы происходило в зонах длительно существовавших глубинных разломов типа структурных швов, разделяющих различные тектонические элементы. Гранитоидные интрузивы здесь формировались на малых глубинах и часто ассоциируются с субвулканами и эффузивами. 3) Механизм формирования интрузивов в зонах глубоких прогибов принадлежит процессам магматического замещения, которые отчетливо проявлены в широких зонах гранитизированных вмещающих осадочных пород. В этих структурах формирование интрузивов происходило на глубинах 3-5 км. 4) Основным фемическим минералом Верхне-Индигирских гранитоидов является биотит.

Вместе с тем в гранитоидах района почти постоянно присутствует гранат. В Инъяли-Дебинском синклинории чрезвычайно широко развиты дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритовых порфиров и диоритовых порфиров, состав которых комплементарен составу гранитоидов массивов. Все это позволило авторам рассматривать дайки как апофизы не вскрытых интрузивов, формировавшихся на средних глубинах. 5) Золоторудные месторождения Верхне-Индибирского сектора отнесены исследователями к золото-кварцевой малосульфидной формации и разделяются на два минеральных типа: арсенопиритовый и висмутовый. Было установлено, что выделенные типы различаются по минеральным ассоциациям, геологическому положению и условиям образования. В настоящее время, согласно международной классификации, арсенопиритовый тип, позднее названный как золото-кварцевая малосульфидная формация, отнесен к орогенному типу золоторудных месторождений (OGD), а висмутовый – к типу месторождений золота, связанных с интрузиями (IRGD). 6) Процесс формирования месторождений протекал в обоих минеральных типах прерывисто-пульсационно в две стадии минерализации, каждая из которых соответствует периоду рудоотложения из одной порции гидротермальных растворов. Циркуляция растворов происходила на фоне неоднократно возобновлявшихся тектонических подвижек, разграничивавших выделяемые внутри стадии минеральные ассоциации. Минерализация второй стадии часто локализуется в иных системах трещин, пересекающих минеральные ассоциации первой стадии, что доказывает одновременность проявления стадий. 7) В месторождениях того и другого минерального типа устанавливается последовательная смена минеральных ассоциаций, которая в продуктивных стадиях направлена от ранних сульфидов (пирит, арсенопирит) к поздним (халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин) и далее к сульфосолям (сульфоантимонитам, сульфотеллуридам). Температура кристаллизации минералов лежит в интервале 320–130° для месторождений арсенопиритового типа и 360–160° – висмутового типа. Данные результаты внесли существенный вклад в изучение минералогии золоторудных месторождений Северо-Востока Якутии и эти знания о металлогении территории актуальны до сих пор. 8) В месторождениях арсенопиритового типа отчетливо проявлена вертикальная зональность в распределении минеральных ассоциаций рудных тел и измененных околорудных пород. Главным фактором, определяющим вертикальную зональность, является изменение режима кислотности-щелочности рудообразующих растворов. Составленная общая колонка вертикальной зональности была рекомендована для оценки глубины эрозионного вскрытия различных золоторудных месторождений района. 9) Золотое оруденение авторы генетически связали с гранитоидным магматизмом. 10) Авторами выяснены структурные условия локализации рудных тел. Среди

месторождений в осадочных породах были выделены два типа рудных тел: пластовый и секущий. Месторождения с пластовыми рудными телами приурочены к крыльям и периклинальным частям брахиантиклинальных складок. Формирование структур золоторудных месторождений пластового типа происходило в несколько этапов. В дорудный этап происходит формирование складчатых структур, разрывных нарушений и различных систем трещин. В собственно рудный этап тектонические подвижки подновляют разрывные нарушения и сопряженные с ними межпластовые трещины. Разрывные нарушения играли роль рудоподводящих структур, а сопряженные с ними межпластовые трещины, подновлявшиеся в рудный этап, вмещают основные рудные тела. Сочетание крутопадающих разрывов с пластовыми трещинами и определяет структурные условия формирования месторождений пластового типа. Месторождения с секущими рудными телами приурочены к зонам дробления и рассланцевания со сложной системой оперяющих трещин.

Трушков Ю.Н. и др. (1963) в отчете «Условия образования и закономерности размещения золотых россыпей верхнего течения р. Индигирки» привели схему стратиграфии континентальных отложений, изучили историю развития рельефа, уточнили, что верхнепермские впадины выполнены нижнечетвертными отложениями.

На территории Хангаласского рудного узла проводились тематические исследования. Были изучены закономерности образования и размещения эндогенных месторождений и их связи с россыпями (Соколовская, 1959; Данилогорский, 1971; Еловских, 1969; Петрова, 1979; Алдошин, 1981; Шупиков, 1992; Петров, 1995; Акимов, 2004; Оксман и др., 2005; Фридовский, 2006; Скрыбин, 2010), перспективы выявления и оценки месторождений золота и ведения дальнейших геологоразведочных работ (Еловских и др., 1976; Амузинский, Нестеров, 1977; Калинин, Савченко, 1978; Калинин, Казанцев, 1980; Шур, Стрельцов, 1984). Был исследован магматизм (Волкодав, 1984), проведен структурно-формационный анализ (Волкодав и др., 1980), изучены космоснимки (Спектор и др., 1984) и геохимия осадочных толщ (Лукьянова и др., 1986). Результатом этих работ явилась систематизация геологического строения, минералогии, геохимии руд и пород, разработка критериев прогноза и поисковых признаков золотого оруденения.

Шупиковым В.А. (1992) изучены Хангаласский, Курунг-Агалыкский и Туора-Тасский рудные узлы Ольчан-Нерской металлогенической зоны. Им выделен позднемеловой магматический комплекс, выяснена металлогеническая специализация магматических образований. Установлена гидротермально-осадочная природа сульфидизированных толщ, определены термобарогеохимические параметры рудообразующих флюидов, выявлены некоторые типоморфные признаки рудных минералов. В работе отмечается формирование

месторождения Хангалас в ходе одного этапа рудоотложения, сопровождающегося гидротермальным метаморфизмом (березитизация и сульфидизация) вмещающих толщ. Отмечено возрастание интенсивности изменений по мере приближения к рудным телам, установлена минералогическая и термобарическая зональность. По периферии рудного поля им зафиксирована ранняя высокотемпературная (380-300 °С) хлорит-карбонат-кварцевая ассоциация с халькопиритом и галенитом. В пределах месторождения – пирит-арсенопиритовая (300-220 °С), ранняя рудная продуктивная полисульфидно-кварцевая халькопирит-сфалерит-галенитовая (260-200 °С), галенит-тетраэдрит-бурнонитовая (240-160 °С) и позднерудная ассоциация халцедоновидного кварца с марказитом (160-80 °С). По результатам изучения рудной минерализации месторождения Хангалас было установлено, что сфалерит является индикатором вертикальной зональности оруденения, его железистость уменьшается с глубиной и от центра к флангам рудных тел. Рекомендовано провести поисковые работы на северном крыле антиклинали, где Шупиковым В.А. прогнозировалось рудное тело. Разведочными работами рудных тел обнаружено не было.

Жильная золото-кварцевая малосульфидная минерализация месторождений Хангалас и Нагорное изучена И.С. Рожковым и др. (1971), В.А. Амузинским и др. (1992), В.А. Амузинским (2005) и Г.Ю. Акимовым (2004). Рожковым И.С. и др. (1971) обстоятельно описано строение месторождения Хангалас, основной рудоконтролирующей и рудоподводящей структурой определен Главный сброс, которому в настоящее время, соответствует Зона Центральная, которая по результатам наших исследований имеет взбросо-надвиговую кинематику. Отмечается длительное формирование структур месторождения: в дорудный этап образовалась складчатость, представленная здесь Хангаласской брахиантиклиналью, раннерудные деформации определены как левые сдвиги (Рожков и др., 1971). Отмечено, что послерудные деформации имеют близмеридиональное простирание, которые также проявлены в виде сбросов небольшой до 1 м амплитуды. Чаще всего послерудные движения представлены правыми сдвигами вдоль близширотных разрывов с амплитудами до 20 см, что хорошо согласуется с нашими представлениями. Гипогенная минерализация месторождения Хангалас изучена Г.Н. Гамяниным (Рожков и др., 1971; Гамянин, 2001). Описано присутствие различного типа кварца в минерализованных зонах, показано, что рудоотложение происходило на фоне непрекращающихся тектонических деформаций, это установлено по дроблению и цементации раннего серого кварца более поздним золотоносным молочно-белым. Последний рассечен пострудным халцедоновидным кварцем. В целом, промышленная рудная минерализация месторождения отнесена к полиметаллическому подтипу арсенопиритового типа с ассоциацией ранних (арсенопирит-пирит) и поздних (галенит-

сфалерит-халькопирит с самородным золотом) сульфидов. Содержание рудных минералов до 1-3%. Кроме названных выше рудных минералов встречены марказит, тетраэдрит, бурнонит. Изучены типоморфные особенности арсенопирита, пирита и самородного золота. Гамяниным Г.Н. (Рожков и др., 1971; Гамянин, 2001) также установлена первичная вертикальная зональность оруденения месторождений Верхне-Индибирского сектора. Она проявлена в минеральных ассоциациях и их типоморфных характеристиках. Так, месторождение Хангалас с самородным золотом с пробностью 825-828‰ расположилось на уровнях ближе к среднему. Кроме того, в монографии изложены представления о генезисе золоторудных месторождений Верхне-Индибирского сектора, определена полистадийность (от 3 до 6) их образования.

Амузинский В.А. с коллегами (Г.Н. Гамянин, Ю.Д. Недосекин, Э.Д. Избеков, Р.Н. Копылов, Г.С. Анисимова, Ю.Я. Жданов, А.И. Скрябин, В.П. Самусиков и др.) в работе «Самородное золото Якутии (Верхне-Индибирский район)» (1992) изучили типоморфные особенности самородного золота. Диапазон колебаний пробности золота месторождения Хангалас составил 734-935 ‰, установлена крупнозернистость самородного золота – 76.3 % золотинок имеют размер более 2 мм. При этом для россыпного золота ручьев Левый Хангалас и Зимний установлена пробность в пределах 789-856 ‰ и 54.1 % золотинок имеют размер более 2 мм. Эти исследования получили дальнейшее развитие в работе В.А. Амузинского (2005), где выполнена типизация золотоносных рудных систем, выяснены особенности и закономерности размещения коренных месторождений золота в структурно-формационных комплексах протерозойско-кайнозойского возраста Верхоянской складчатой системы.

Акимовым Г.Ю. (2004) изучены минералогия, геохимия и магматизм северной части Хангаласского рудного узла. Была показана метасоматическая природа формирования золото-кварцевых жил, установлена вертикальная инфильтрационная метасоматическая зональность месторождения Нагорное. При изучении физико-химических условий образования золото-кварцевой минерализации Верхне-Индибирского сектора установлена инверсия режима серы в рудоносном растворе и показано её влияние на рудоотложение. Важным результатом работы Акимова Г.Ю. является определение возраста магматизма и золотого оруденения. Формирование золотого оруденения он связывает с заключительным этапом коллизии Северо-Азиатского (Сибирского) кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна в начале раннего мела.

Оксманом В.С. и др. (2005) исследованы деформационные структуры и динамические условия формирования позднепалеозойских – мезозойских осадочных комплексов Верхне-Индибирского сектора. Изучены седиментологические, литолого-структурные,

петрографические, литохимические, минералогические характеристики осадочных пород. На участке Хангалас основное внимание было сосредоточено на литолого-седиментологических особенностях и деформационных структурах верхнепермских и нижнетриасовых отложений. Высказано предположение о развитии на месторождении Хангалас мощных толщ песчаников верхнепермского возраста, а перекрывающих их песчаников и алевролитов – верхнепермско(?)-нижнетриасового. Песчаники месторождения Хангалас отнесены к группам лититовых и аркозовых аренитов (Петтиджон, 1981). Установлена флишоидная ритмичность пачек, наличие большого количества вулканогенного материала кислого состава и высокое содержание щелочей, низкое – железа, TiO_2 и MgO . Выявленные отличия химического состава алевролитов и песчаников объяснено процессами эоловой дифференциации пеплового материала при извержениях (Гущенко, 1965). Показано, что источником обломочного материала песчаников являются кислые породы – дациты, которые могли быть сформированы в обстановках активных континентальных окраин или островных дуг. Установлены два этапа деформаций: сонадвиговый и поздний сдвиговый. С ранними надвигами формировался кливаж и линейные структуры, с поздними сдвигами субширотного и СЗ простирания образованы сдвиговые веера и дуплексы. Показана приуроченность оруденения к зонам смены литологического состава пород: кварц-полевошпатовых прослоев на толщ флишоидного переслаивания или «глинистые» алевролит-аргиллитовые толщ.

Прогнозная оценка золотоносности юго-восточной части Ольчано-Нерской минерагенической зоны проведена Калашниковым В.В. (2005). Установлена благоприятность верхнепермских и верхненорийских отложений для локализации золотого оруденения. Показано, что дайки нерского (нера-бохапчинского) и хуламинского комплексов, прорывающие юрские терригенные толщ в северо-восточной части Ольчан-Нерской зоны вмещают проявления с промышленными концентрациями золота. Гранитоидные массивы тас-кыстабытского и колымского комплексов не золотоносны. Определена приуроченность оруденения к зонам смятия, рассланцевания и повышенной трещиноватости.

Несмотря на многолетние исследования золотой минерализации Хангаласского рудного узла, остаются недостаточно изученными структурный контроль оруденения, минеральный состав жильных и вкрапленных руд, формы нахождения золота в сульфидах, источники рудного вещества и эволюция рудообразующей системы, взаимоотношения минерализации и магматизма, возраст и геодинамическая обстановка формирования золотого оруденения, что важно для построения репрезентативной геолого-генетической модели и прогнозно-поисковых критериев. В последние годы на объектах Хангаласского

рудного узла недропользователями проводились оценочные работы, пройдено большое количество поверхностных и подземных выработок, что позволило получить новые данные о геологическом строении и вещественном составе. Результаты исследований, полученных в ходе изучения нового материала изложены в диссертации.

1.2. Геологическое строение

1.2.1. Региональная геологическая позиция

Хангаласский рудный узел расположен в юго-восточной части Кулар-Нерского террейна центральной части Верхояно-Колымской складчатой области (Рис. 1.1, Рис. 1.2, врезка) (Тектоника..., 2001). Кулар-Нерский террейн сложен преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса и нижней юры. От смежных тектонических структур отделяется протяженными разрывными нарушениями. На северо-западе от Иньяли-Дебинского синклинория отделяется Чаркы-Индибирским и Чай-Юреинским разломами, а на юго-западе от Верхоянского складчато-надвигового пояса – Адыча-Тарынским разломом. Структурный рисунок Кулар-Нерского сланцевого пояса определяется линейными складками и разломами северо-западного простирания, сформированными в несколько этапов деформаций (Тектоника..., 2001; Fridovsky, 2018).

Главной пликативной структурой Кулар-Нерского террейна является Нерский (Нера-Омчугский) антиклинорий СЗ простирания. Хангаласский рудный узел расположен в его сводовой части, которая в пределах исследуемой территории представлена Двойной антиклиналью (Рис. 1.2).

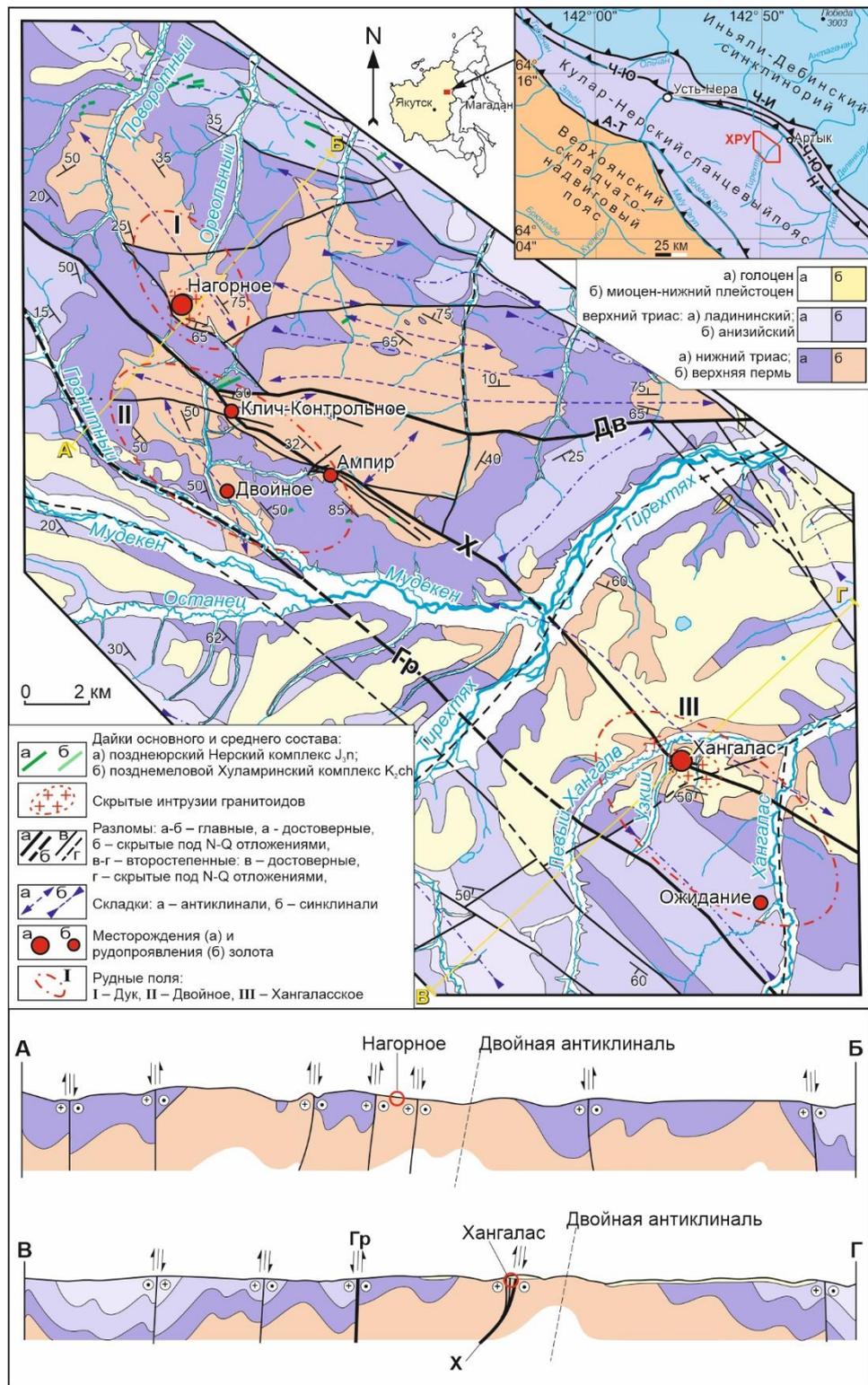


Рис. 1.2. Схема геологического строения, разрезы, положение золоторудных месторождений и рудопроявлений Хангаласского рудного узла.

Рудоконтролирующие разломы: Гр – Гранитный, X – Хангаласский, Дв – Двойной. На врезке показано положение рудного узла, региональные разломы: Ч-И – Чаркы-Индибирский, Ч-Ю – Чай-Юреинский, Н – Нерский, А-Т – Адыча-Тарынский.

Основными рудоконтролирующими разрывными нарушениями рудного узла являются разломы Хангаласский, Двойной и Гранитный (Рис. 1.2). Разломы выражены

зонами дробления, смятия, интенсивной трещиноватости, убогой сульфидизацией пород и кварц-карбонатной минерализацией. Хангаласский разлом пересекает в северо-западном направлении весь рудный узел, он контролирует размещение месторождения Хангалас и рудопроявлений Амбир, Клич-Контрольное. В пределах месторождений и рудопроявлений его простирание меняется от СЗ до субширотного и северо-восточного. Разлом продольно секущий, реже межпластовый, имеет северо-восточную до северо-западной вергентность. Породы юго-западного крыла разлома имеют преимущественно СЗ простирание, а северо-восточного – меняют простирание от СЗ до северо-восточного. Разлом Двойной простирается в субширотном направлении, сместитель – субвертикальный, в центральной части ХРУ, севернее рудопроявления Клич-Контрольное он примыкает к Хангаласскому разлому. Его северо-западная ветвь контролирует оруденение месторождения Нагорное. Породы ЮЗ крыла разлома Двойной имеют северо-восточное простирание, а СВ – субширотное. Разлом Гранитный расположен в юго-западной части ХРУ, контролирует положение проявления Ожидание.

1.2.2. Стратиграфия

Вмещающие породы Хангаласского рудного узла представлены дислоцированными терригенными породами верхней перми, нижнего и среднего триаса (Рис. 1.2, Рис. 1.3). Характеристика осадочных комплексов приводится по данным Ю.А. Куковского (2006). Подразделения пермских отложений в пределах рудного узла приводятся на основе шкалы, подразумевающей деление перми на два отдела. Верхнепермские (P_2) отложения слагают ядро антиклинали Двойная и вскрываются на обширной площади от верховьев руч. Поворотный на рудном поле Дук до руч. Хангалас. В нижней части разреза они представлены преимущественно массивными буровато-серыми, серыми граувакковыми песчаниками с маломощными прослоями и пачками алевролитов. В верхней части преобладают темно-серые, черные алевролиты с включениями галек осадочных, магматических и метаморфических пород, мощность пачки – 800 м.

Севернее р. Тирехтях верхнепермские отложения разделены на свиты и подсвиты (Куковский, 2006). Верхнепермские отложения представлены здесь геоидской свитой, которая в районе разделена на среднюю и верхнюю подсвиты. Средняя подсвита геоидской свиты (P_2gd_2) сложена буровато-серыми песчаниками с редкими включениями галек осадочных, изверженных и метаморфических пород и прослоями алевролитов и песчанистых алевролитов. Видимая мощность – 280-300 м. Верхняя подсвита геоидской свиты (P_2gd_3) мощностью 450-500 м сложена плохо сортированными песчаниками и

алевролитами со «следами» взмучивания, размыва, подводно-оползновыми текстурами. Встречаются линзовидные прослои и линзы песчаников и алевролитов с нечеткими границами, рассеянная галька осадочных, изверженных и метаморфизованных пород.

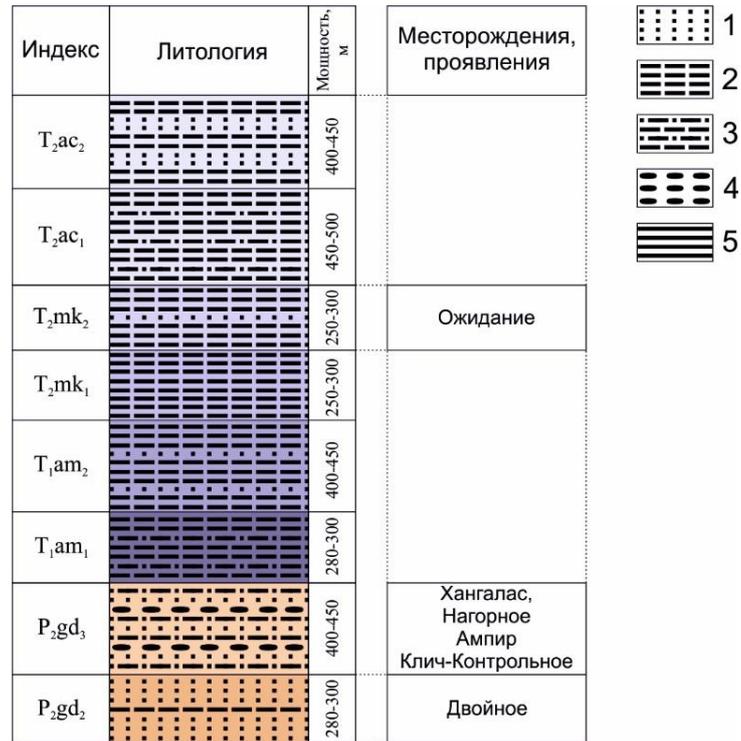


Рис. 1.3. Стратиграфическая колонка и положение месторождений и проявлений Хангаласского рудного узла по (Сорокин, 1998).

1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – песчанистые алевролиты и алевролитистые песчаники, 4 – галька осадочных, изверженных и метаморфизованных пород, 5 – глинистые сланцы.

Южнее р.Тиряхтях отложения верхней перми, нижнего и среднего триаса не расчленены. Здесь крылья Двойной антиклинали сложены ниже-среднетриасовыми отложениями (T_{1-2}) – преимущественно темно-серые глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями светло-серых песчаников, мощность – 680-750 м. Среднетриасовые отложения анизийского яруса (T_{2a}) представлены переслаивающимися песчанистыми алевролитами и алевролитами с редкими прослоями тонкозернистых песчаников, мощность – 700-800 м. Толщи ладинского яруса (T_{2l}) сложены преимущественно переслаиванием алевролитов и песчаников общей мощностью 850-950 м.

Севернее р. Тиряхтях ниже-среднетриасовые отложения также разделены на свиты и подсвиты (Куковский, 2006). Нижнетриасовые отложения выделены в нижнюю и верхнюю подсвиты амперской свиты.

Нижняя подсвита амперской свиты (T_{1am_1}) сложена темно-серыми тонкослоистыми алевролитами со светлосерыми тонкими прослойками крупнозернистых и песчанистых

алевролитов. Залегают согласно на отложениях верхней перми, мощность – 280-300 м. Верхняя подсвета амперской свиты (T_{1am_2}) представлена темно-серыми алевролитами с редкими прослоями песчаников, мощность – 400-450 м. Среднетриасовые отложения (T_2) расчленены на мекчергинскую свиту анизийского яруса и алачубукскую свиту ладинского яруса. Отложения нижней подсветы мекчергинской свиты (T_{2mk_1}) мощностью 250-300 м сложены переслаиванием пластов и пачек слоистых крупнозернистых песчаных алевролитов и тонкослоистых мелкозернистых алевролитов. Верхняя подсвета мекчергинской свиты (T_{2mk_2}) представлена разнозернистыми алевролитами с маломощными прослоями алевролитистых песчаников, мощность – 250-300 м. Толща нижней подсветы алачубукской свиты (T_{2ac_1}) сложена тонкослоистыми алевролитами, преимущественно крупнозернистыми и песчаными, мощность – 450-500 м. Верхнюю подсвету алачубукской свиты (T_{2ac_2}) составляют песчаные алевролиты, чередующиеся с пластами песчаников, мощность – 400-450 м.

Неогеновые отложения на площади Хангаласского рудного узла формируют аллювиальный чехол 8-й и 9-й надпойменных террас р. Неры. Миоценовые отложения (N_1) сложены бурими глинами и суглинками с прослоями и линзами песков с галькой, галечников с песчано-глинистым заполнителем. Плиоценовые отложения (N_2) представлены песками, супесями с галькой, гравием, суглинками. Аллювиальные отложения (N_2-Q_1) сложены желтовато-серыми суглинками, галькой, мелкими валунами осадочных пород и залегают на цокольной террасе 100-120 м, распространены на право- и левобережье руч. Гранитный. Четвертичные образования широко распространены на площади. Нижнечетвертичные (Q_1) аллювиальные отложения высоких террас представлены гравийно-галечно-валунистым материалом с песчано-глинистым цементом. Они составляют 100-120 м террасы бассейнов р. Тирехтях и руч. Хангалас, мощность их достигает 5-30 м. На водоразделе ручьев Узкий и Зимний и на левобережье руч. Хангалас в пределах месторождения Хангалас отложения золотоносны. В настоящее время россыпь данной террасы отработана. Современные (Q_{IV}) отложения – аллювий пойм и надпойменных террас ручьев и делювиально-солифлюкционные образования склонов. Мощность 5-15 м. Современные аллювиальные отложения ручьев Зимний, Узкий и Лев. Хангалас, Гранитный, Двойной, Ампер, Поворотный концентрируют промышленные россыпи золота, к настоящему времени отработанные. Склоновые делювиально-солифлюкционные отложения имеют мощность до 2-5 м.

1.2.3. Магматизм

Магматическая деятельность в пределах ХРУ проявлена единичными дайками позднеюрского Нерского (Нера-Бохапчинского) комплекса J_{3n} и позднемелового Хуламринского комплекса K_2ch нормального и субщелочного рядов основного и среднего составов (Куковский, 2006; Акимов, 2004) (Рис. 1.2). Нерский магматический комплекс представлен дайками базальтов (β), габбро (ν) и диоритовых (δ) порфиритов. Простираение даек преимущественно северо-восточное, протяженность от первых десятков метров до 2,0 км, мощность – 1-20 м. Дайки изменены, в них проявлены прожилки кварц-карбонатного состава. Хуламринский магматический комплекс представлен единичными дайками трахибазальтов ($\tau\beta$). Простираение их северо-западное, протяженность – 200-500 м, мощность – 1-10 м. В 7 км к северо-западу от рудного узла вскрывается Ала-Чубукский массив порфировидных биотитовых гранитов адамеллит-гранитного комплекса (Бахарев и др., 1997). Краевые фации массива сложены гранодиоритами (Акимов, 2004). Массив в плане имеет овальные очертания и немного вытянут в субмеридианальном направлении, площадь выходов составляет 63 км². В гравитационном поле шток отмечается отрицательной аномалией. По данным Г.Ю. Акимова (2004) массив имеет относительно крутые контакты, кроме юго-западного, полого погружающегося в сторону Нельканского батолита. Предполагается, что Ала-Чубукский массив является сателлитом этого крупного плутона. К-Аг возраст порфировидных биотитовых гранитов по ортоклазу порфировидных вкрапленников Ала-Чубукского массива составляют 145 ± 3 млн. лет, по биотиту основной массы 149 ± 3 млн. лет. Невскрытые интрузии схожего состава по геофизическим данным предполагаются на месторождениях Нагорное и Хангалас (Петрашевич, 1990).

В последнее время новая U-Pb геохронология и большая растущая база геохимических данных позволяют лучше понимать природу магматических поясов Северо-Востока России (Akinin et al., 2020). Так, исследователи показали, что Главный Колымский батолитовый пояс (от известково-щелочных гранитов до гранодиоритов) (158-144 млн лет, пик 150 ± 3 млн лет) и смежная Уяндинско-Ясачненская вулканическая дуга образовались в результате субдукции западного падения.

Данные полученные в результате геологических, минералого-петрографических, геохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd, Rb-Sr) и геохронологических (U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$) исследований некоторых малых гранитоидных интрузий и даек, локализованных в западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, позволили включить их в единый комплекс малых интрузий (Фридовский и др., 2022). Дайки и гранитоидные массивы прорывают терригенные толщи Верхояно-Колымской складчатой области. Образование

этих пород происходило из смешанного источника с участием мантийной, нижнекоревой и субдукционной компонент. Позднеюрско-раннемеловые магматические и постмагматические события играли важную роль в процессах локализации золота региона. Эти данные позволяют предположить, что Ала-Чубукский и скрытые интрузии могут входить в комплекс малых интрузий.

1.3. Типы золоторудных месторождений Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса

1.3.1. Типизация месторождений золота

В Верхне-Индибирском секторе ЯКМП известны различные типы месторождений золота: орогенный (OGD) (Goryachev, Pirajno, 2014; Fridovsky, 2018; Fridovsky et al., 2018; Аристов и др., 2015 и др.), золото-редкометальный (интрузион-рилейтед/связанные с интрузивами (IRGD)) (Zaitcev et al., 2019a; Vikent'eva et al., 2018 и др.), золото-сурьмяный (Амузинский и др., 2001; Бортников и др., 2010; Фридовский и др., 2014) и предполагается железо-оксидный медно-золотой (IOCG) (Костин, 2012, 2013 и др.). Ниже приводится описание типов месторождений золота Верхне-Индибирского сектора.

Золото встречается в геологических образованиях различного состава и возраста и формируется в разнообразных обстановках. Правильное определение типа месторождения важно для прогнозной оценки и выбора методики геологоразведочных и эксплуатационных работ. Существующие классификации месторождений золота основываются на генезисе, вещественном составе, природе вмещающих пород, геодинамической обстановке формирования, специфике рудообразующих систем (Недра России..., 2001; Золоторудные месторождения России, 2010; Frimmel, 2008; Groves, Santosh, 2015; Kerrich et al., 2000; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005; Goldfarb and Groves, 2015). В работе (Золоторудные..., 2010) выделяются золото-мышьяковисто-сульфидная (золото-сульфидная, золото-сурьмяная), золото-кварцевая (золото-порфиновая), золото-полисульфидная (золото-скарновая, золото-молибденовая, золото-висмут-теллуровая), золото-серебряная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-железисто-кварцитовая, золото-урановая формации. В последние годы были предложены классификации золоторудных месторождений северо-востока России, учитывающие геодинамические обстановки формирования (Горячев, 1998, 2003; Fridovsky, 2000; Fridovsky, Prokopiev, 2002), которые главным образом основаны на зарубежных исследованиях (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005; Goldfarb and Groves, 2015).

В пределах Верхне-Индибирского сектора наиболее значимым в промышленном плане является OGD тип, к которому относятся разрабатываемые месторождения Дrajное, Бадран, Хангалас, Мало-Тарынское (табл. 1.1). Он является источником уникальной россыпной золотоносности региона. Тип IRGD представлен единственным месторождением Эргелях, расположенным в юго-восточной части Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Рис. 1.1). Металлогенический облик территории определяется также золото-сурьмяными месторождениями Сарылах, Малтан, Кинясь, Тонор (Индолев и др., 1980; Бергер, 1978; Бортников и др., 2010).

Таблица 1.1. Характеристики некоторых типов эндогенных золоторудных месторождений (Groves, Santosh, 2015; Kerrich et al., 2000; с изменениями и дополнениями)

Параметры	OGD	IRGD	IOCG
Рудные флюиды	низкая соленость H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	низкая соленость CO ₂ -CH ₄	высокая соленость H ₂ O
T, P	200-650 °C 0.5-5.0 кБ	200-600 °C 0.5-1.5 кБ	300-600 °C <1.0-4.0 кБ
Главные вмещающие породы	Зеленокаменные породы, турбидиты	Осадочные породы, плутонические породы	Брекчии в различных породах
Кварцевые жилы	Обильные	Обильные	Отсутствуют
Минералого-геохимическая зональность	Слабая	Сильная	Слабая
Главные металлы	Au, Ag, As, Te, Sb, W, S	Au, Ag, Bi, Te, W, (Sn)	Cu, Au, Co, P3Э
Метасоматиты	K (Na), CO ₂ , SiO ₂	K (Na), CO ₂ , SiO ₂	Fe, K(Na)
Формирование месторождения	Многостадийное	Промежуточное	Промежуточное
Сжатие/растяжение	Сжатие	Среднее растяжение	Нейтральная (?)
Примеры месторождений (курсивом – месторождения Верхне-Индибирского сектора)	Колар, Бендиго. Балларат, Мурунтау, Сухой Лог, Олимпиадинское, Наталка, Нежданское, Дзюдунг, <i>Хангалас, Бадран, Базовское, Мало-Тарынское, Дrajное, Талалах</i>	Форд Нокс, Пого, Даблин Дач, Лево-Дыбинское, Аркачан, <i>Эргелях</i>	Олимпик-Дэм Проминент-Нилл, Мунта, Палабора, <i>Реп-Юреинское</i>

Цвет показывает сходство\различие характеристик с орогенными месторождениями: зеленый – сходные, оранжевый – близкие, красный – различные.

1.3.2. Орогенные месторождения золота

Термин «*орогенное месторождение золота*» был предложен Groves et al. (1998) для протяженных по вертикали месторождений золота, которые образовались в широком термическом равновесии с их вмещающими породами из низкосолёных H₂O-CO₂ рудных флюидов на глубинах земной коры от 1-2 до 15 км и, возможно, до 20 километров (табл.

1.1) (Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015). Орогенные месторождения золота (orogenic gold deposits – OGD) (Groves et al., 1998) включают несколько ранее выделяемых в отечественной литературе формационных типов месторождений золота: золото-кварцевый, золото-мышьяковисто-сульфидный, золото-сульфидно-кварцевый по классификации М.М. Константинова (Золоторудные..., 2010). OGD имеют значительный вертикальный размах оруденения, что благоприятно для сохранения рентабельности месторождений в блоках со значительным эрозионным срезом. Возраст OGD от докембрийского до третичного (Goldfarb et al., 2005). Месторождения обычно локализуются в породах метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Отмечается довольно выдержанный минеральный состав вне зависимости от возраста месторождений – кварц, карбонаты, сульфиды Fe, Pb, Zn, Cu и Te. Минералого-геохимическая характеристика разновозрастных орогенных месторождений золота приведена в таблице 1.2 (Горячев, 2019). Содержание золота в OGD колеблется от 0.3 до $n \times 10$ г/т. В орогенных системах золото транспортируется гидротермальными флюидами, образованными в результате магматических и/или метаморфических процессов с образованием первичных руд, в которых металл концентрируется в жилах/прожилках и (или) во вкрапленных сульфидах окружающих околорудных метасоматитов. Формирование орогенных месторождений золота происходит на конвергентных окраинах континентов на поздних этапах эволюции аккреционно-коллизионных орогенов (Groves et al., 2019). Флюиды концентрируются вдоль региональных трансформных разломов, а рудолокализирующими являются разломы второго/третьего порядка. Минерализация чаще всего связана с крупными системами разломов, площадь которых может достигать сотни километров в длину и сотни метров – в ширину. В архейских месторождениях рудные залежи располагаются преимущественно в зеленокаменных поясах и метавулканических образованиях, а более молодые месторождения – в метаосадочных аккреционных террейнах (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005; Goldfarb, Groves, 2015).

Параметры мезотермальных орогенных месторождений являются выдержанными для различных территорий и периодов образования (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001, 2005; Goldfarb, Groves, 2015). OGD расположены в преддуговых и задуговых геодинамических обстановках, они образовались в широком термальном равновесии с вмещающими породами (Goldfarb, Groves, 2015). Независимо от возраста (от палеоархейского до третичного периодов) характеризуются постоянством минерального и химического состава. OGD формировались гидротермальными растворами с K, S, CO₂, H₂O, Si, As и Au с переменным участием B, Bi, Na, Sb, Te и W и низким содержанием основных металлов. Орогенные месторождения золота являются продуктами водно-

углекислых надлитостатических $H_2O-CO_2-CH_4-N_2-H_2S$ флюидов низкой и умеренной солености, обычно с содержанием 5–20 мол. % CO_2 . Однако рудоносные флюиды обычно характеризуются значительными концентрациями CH_4 и/или N_2 , почти нейтральным $pH=5.5$ и соленостью 3–7 мас. % $NaCl$ -экв. с $Na > K \gg Ca, Mg$. Как правило, в большинстве флюидов присутствуют значительные объемы H_2S , который считается одним из главных носителей золота. В результате исследований флюидных включений различных золотых провинций концентрация H_2S в основном варьирует от 0.01 до 0.36 мол. % (Bottrell and Miller, 1989; Goldfarb et al., 1989; Mernagh, Bastrakov, 2013; Yardley et al., 1993).

Формирование орогенных месторождений золота происходит в сложной геологической обстановке, где развиты различные типы вмещающих пород, претерпевших зеленосланцевый региональный метаморфизм: от осадочных до метаморфических и магматических. Так, в классификации по составу вмещающих пород OGD разделяются на: залегающие в осадочных толщах (Sediment-Hosted) и залегающие в интрузивах (дайки, массивы) (Intrusion-Hosted). Для OGD проявлен широкий диапазон P-T условий рудообразования от 1 до 5 кбар и от 200 до 500 °C (Goldarb, Groves, 2015; Kerrich et al., 2000).

Рудоподводящими структурами являются глубинные разломы (Goldarb, Groves, 2015). Руды отлагаются в структурах второго и третьего порядка, которые обогащены не только мантийными, но и флюидами, газами и расплавами, образованными на различных глубинах земной коры вдоль простирания глубинных разломов (Goldfarb, Groves, 2015). С подобными зонами крупных разрывных нарушений в терригенных толщах часто ассоциируют обширные ареалы вкрапленной пирит-пирротиновой минерализации, нередко с повышенными концентрациями золота. Но промышленное значение зон региональной сульфидизации незначительное. В целом, сульфидизация терригенных толщ в пределах месторождений является результатом сложного многоэтапного процесса, начиная от осадочно-диагенетических сульфидов до гидротермально-метаморфогенных и рудных гидротермально-метасоматических (Фирсов, 1963; Измайлов, 1976; Бабкин и др., 2001; Горячев и др., 2020; Polufuntikova et al., 2020; Kudrin et al., 2021).

Таблица 1.2. Минералого-геохимическая характеристика разновозрастных орогенных месторождений золота (Горячев, 2019)

Время формирования	Металлогенический стиль	Металлы - индикаторы	Рудные минералы	Жильные минералы	Примеры месторождений	Источники
Архей	Мафический	Au/Ag > 5 As, W, ± Te, B, Mo, Sb, Hg, Mo, V, Ba	Пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, тетраэдриттеннантит, сульфосоли, антимонит, Au, Ag, Pb и Bi теллуриды и сульфотеллуриды и др.	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты, турмалин	Абитибби (Канада), Калгурли (Зап. Австралия), Пампалу (Финляндия), Витватерсранд (ЮАР), Колар (Индия)	Hagemann & Cassidi, 2000; Phillips & Law, 2000; Groves et al., 2001; Francois, 2004; Tomkins et al., 2004; Helt et al., 2014; Hazarika et al., 2015; Molnar et al., 2016; Rezeau et al., 2017
Протерозой	Мафический и сиалический	Au/Ag > 5 As, W	Пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, тетраэдриттеннантит, сульфосоли, антимонит, Au, Ag, Pb и Bi теллуриды и сульфотеллуриды и др.	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты, турмалин	Западная Африка, Канада	Beziat et al., 1999; Voicu et al., 1999; Partinton & Williams, 2000; Ansdell & Kyser, 2002; Fougrouse et al., 2017; Masurel et al., 2017;
Палеозой	Мафический	Au > Ag, As, Pb, Sb, W ± Te	Пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдриттеннантит, SbAs сульфосоли, Au, Ag, Pb теллуриды	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты	Далрадианский пояс (Ирландия), Саяны, Урал (Россия)	Parnell et al., 2000; Sazonov et al., 2001; Zhmodik et al., 1995; Горячев и др., 2012
	Сиалический	Au > Ag, As, Pb, Sb, W	Пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, Sb-сульфосоли, антимонит	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты	Бендиго (Австралия), Отаго (Новая Зеландия), Бодайбо (Россия)	Phillips & Hughes, 1996, 1998; Ramsay et al., 1998; Hughes & Phillips, 2015; Bierlein & Crowe, 1998; Jia et al., 2000; Pirajno & Bentley, 1985; Lew & Corner, 1988; Koons & Craw, 1991; Paterson, 1985
Мезозой	Мафический	Au > Ag As, Pb, Sb, ± Te	Пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, тетраэдриттеннантит, SbAs сульфосоли, Au, Ag, Pb теллуриды	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты	Мозер Лоуд, Джуно (США), Ляодунь (КНР)	Taylor et al., 2015; Golgfarb et al., 1997 Qui et al., 2002; Goldfarb and Santosh, 2015; Li et al., 2016
	Сиалический	Au > Ag As, Pb, Sb, W	Пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, Sb сульфосоли, антимонит	Кварц, карбонаты, серицит, альбит, хлориты	Яно-Колымский пояс (Россия), Центральная Аляска (США)	Горячев, 1998, 2003; Goldfarb et al., 1997

Горячевым Н.А. (2006) среди орогенных месторождений выделяются следующие типы: (1) золото-мышьяк-сульфидный (Au-As-S-Fe-Cu-Ni-Co) с выделением собственно золото-мышьяк-сульфидного и золото-сульфидного подтипов вкрапленных руд; (2) золото-кварцевый, с колымским (Au-As-Sb-S-Pb-W-Fe) и кордильерским или калифорнийским (Au-As-S-Te-Ni-W-Cu-Fe) подтипами жильных руд; (3) золото-висмутовый (Au-As-Bi-S-Te-Se-Sb-Ni-Co-W-Mo-Cu-Fe) – жильный, грейзеновый, скарновый, порфировый (аналог месторождений золота, связанных с интрузиями); (4) золото-серебро-кварцевый (Au-Ag-Sb-S-Pb) тип жильных руд. Наиболее крупные месторождения золота России относятся к орогенному типу: Сухой Лог, Олимпиадинское, Наталка, Неждановское, Малонамырское, Вернинское, Невское, Голец Высочайший, Угахан и другие.

1.3.3. Месторождения, связанные с интрузиями

Месторождения золота, связанные с интрузиями (intrusion-related gold deposits – IRGD) характеризуются Au минерализацией, пространственно и генетически связанной с магматическими интрузиями кислого и среднего состава корового происхождения (Thompson et al., 1999; Maloof et al., 2001). Проблемы классификации и отличия данного типа от порфировых Au-Cu и OGD месторождений рассмотрены в работах J.R. Lang, C. J.R. Hart, D.I. Groves и др. (Lang, Baker, 2001; Hart, 2005, 2007; Groves, Goldfarb, 2017). Они отличаются от Au-Cu порфировых и орогенных месторождений отсутствием цветных металлов, низким содержанием Au и выраженной минералого-геохимической зональностью. IRGD вначале были названы по-разному: порфировыми месторождениями золота (Hollister, 1992; Bakke, 1995), месторождениями золота, связанными с плутонами (Newberry et al. 1988; McCoy et al. 1997). Позднее в результате обобщения накопленных данных изучения золотоносного пояса Тинтин (Аляска, Юкон) было предложено название IRGD (Tompson et al., 1999; Goldfarb et al. 2000; Lang et al. 2000; Lang, Baker, 2001). Пояс Тинтин имеет протяженность более 1000 км и содержит месторождения золота от раннего мела до эоцена, которые охватывают значительную часть всемирно признанных месторождений этих систем (Newberry, 1995; McCoy et al. 1997; Goldfarb et al. 2000; Lang et al. 2000; Lang, Baker, 2001). В этой связи, золотоносный пояс Тинтин является эталоном месторождений класса IRGD, с которым можно сравнивать месторождения других провинций мира.

В России данный тип месторождений золота относится к золото-висмутовой, золото-редкометальной (Шило, 1972; Гамянин и др., 1998; Vikent'eva et al. 2018; Прийменко и др., 2022 и др.), к орогенной золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям

(Петровская, 1973; Фирсов, 1985; Горячев, 1998, 2003, 2006).

Месторождения IRGD класса по параметрам окислительно-восстановительного режима формирования рудогенерирующего магматического тела разделяют на «восстановленные» и «окисленные» – Reduced Intrusion Related Group и Oxidized Intrusion Related Group (Hart, 2005; Sillitoe, Tompson, 1998). Согласно классификации, разделяющей породы на ильменитовую и магнетитовую серии по соотношению Fe_2O_3/FeO (Ishihara, 1981) восстановленные интрузии относятся к ильменитовой серии, а окисленные – к магнетитовой. IRGD образуются при орогенном коллапсе и умеренном растяжении в удаленной задуговой обстановке, они широко распространены в орогенах различного возраста.

В мире месторождения золота, связанные с интрузиями распространены широко, к наиболее экономически важным месторождениям относятся Форт-Нокс, Пого, Даблин Дач (Hart, 2007). При этом, следует отметить, что крупные открытия происходят даже в пределах хорошо изученных территорий. Так, сравнительно недавно недалеко от месторождения Форт-Нокс (пояс Тинтин) было открыто и разведано крупное месторождение Ливенгуд с ресурсами, превышающими 600 т золота при среднем содержании 0.8 г/т (Freeman, 2010). Данный факт позволяет с оптимизмом смотреть на будущие открытия крупных месторождений данного типа в России, в частности, и в Якутии.

Месторождения золота, связанные с интрузиями, широко распространены на Северо-Востоке России (Гамянин, 2001; Гамянин и др., 2003; Волков, Сидоров, 2018; Vikent'eva et al., 2018; Zaitsev et al., 2019a). К ним относятся как крупные месторождения с запасами и ресурсами золотых руд более 50 т (Чепак, Тютютяк, Чистое, Аркачан), так и многочисленные месторождения меньшего размера (Дубач, Неннели, Делянкир, Чугулук, Лево-Дыбинское, Курум) (Vikent'eva et al., 2018). В том числе, в пределах Верхне-Индигорского сектора известно месторождение Эргелях (Zaitsev et al., 2019a).

Месторождение Эргелях относится к Au-Vi-жильному типу (Гамянин и др., 1998; Гамянин, 2001; Vikent'eva et al., 2018). Рудные тела представляют собой единичные жилы мощностью 1 м и длиной ~ 5 м; штокверковые зоны мощностью до 30–50 м, содержащие 10–20% кварца на метр, а также минерализованные зоны дробления мощностью до 2–3 м и протяженностью до 200–300 м. Формирование систем золота, связанных с интрузиями, как и большинство рудных месторождений, включает компонент *структурного контроля*. Структурный контроль месторождений Северо-Востока России детально не изучался. Массивы Эргеляхский и Сохский, с которыми связано оруденение месторождения Эргелях приурочены к Адыча-Тарынскому региональному глубинному разлому СЗ простирания,

определяющему границу Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна (Zaitsev et al., 2019). При этом серия интрузивных гранитоидных тел Эргеляхского IRGD простирается на северо-восток согласно Эргеляхскому поперечному разлому. Массивы расположены в восточном крыле Мало-Тарынской синклинали.

Рудные минералы в IRDG в основном представлены арсенопиритом, пирротинном и пиритом и не содержат магнетита или гематита, содержание их в основном <2-5 об. %, в некоторых случаях их содержание может достигать 15-20 %. Золото ассоциирует с минералами висмута, сульфотеллуридами, сульфоарсенидами, геохимическая ассоциация которых соответствует профилю Au-Bi-W-As-Mo-Te-Ag-Sn и/или Sb, с характерными низкими концентрациями цветных металлов. На территории Якутии ни одно месторождение IRGD не вовлечено в освоение, хотя запасы и ресурсы наиболее крупного месторождения Аркачан составляют около 100 т (Золоторудные месторождения..., 2010; Гамянин и др., 2015).

1.3.4. Золото-сурьмяные месторождения

Золото-сурьмяные месторождения известны во всем мире, например, в зеленокаменных поясах Южной Африки (District Kwekwe), Центрального и Армориканского массивов Франции (Deposits Cevennes, Benevent, La Luccette), Чехии (Красна Гора) (Бортников и др., 2010). В Восточной Якутии известны крупнейшие в России месторождения Сарылах и Сентачан с запасами сурьмы 180 и 100 тыс т, золота – 40 и 20 т, при содержаниях от 20 до 30 % Sb, и от 8 до 35 г/т Au, соответственно. Кроме того, здесь расположены небольшие месторождения Малтан и Кинясь. Сарылах и Сентачан обеспечивают потребность страны в сурьме уже десятки лет. Эти месторождения приурочены к тем же структурам, что и многие орогенные месторождения региона – к зоне трансформации Адыча-Тарынского разлома, отсюда неизбежна их пространственная связь с месторождениями OGD типа территории.

Некоторые аспекты геологии, генезиса, возраста и источников этих месторождений остаются до сих пор дискуссионными (Индолев и др., 1980; Бергер, 1978; Амузинский и др., 2001; Маначурянц, Маркова, 1977; Маначурянц и др., 1979; Бортников и др., 2010). Одни исследователи рассматривают их как минеральный тип золото-кварцевых мезотермальных месторождений, связанных с гранитоидами (Ивенсен, Левин, 1975), некоторые считают их образование эволюцией золоторудных и золотосодержащих месторождений (Бергер, 1978). По мнению других исследователей (Voese, 1964; Назьмова, Спиридонов, 1977; Индолев и др., 1980), на золото-сурьмяных месторождениях проявлены два этапа рудообразования –

золото-кварцевый и золото-антимонитовый, совмещенные в одних и тех же рудолокализирующих структурах. Гамянин Г.Н. (1974, 2001) предполагает, что золото-кварцевые и золото-сурьмяные руды образовывались из флюидов, поступавших из разных источников. Существует также гипотеза о том, что ртутные и сурьмяные месторождения являются верхними частями, а мезотермальные золоторудные – слагают нижние горизонты крупных гидротермальных систем (Neisbitt et al., 1989). На ряде золото-сурьмяных месторождений установлено, что антимонитовая или золото-антимонитовая руды являются самыми поздними стадиями минерализации (Dill et al., 1995; Ashley, Grow, 2004). Бортников Н.С. и другие (2010) показали, что прожилково-вкрапленная золотоносная минерализация и антимонитовые руды месторождений Сарылах и Сентачан образовались в условиях различной глубинности. Антимонитовые руды образовались на поздней стадии из флюидов с соленостью 4–6 мас. %-экв. NaCl при 190–250°C и с изотопными характеристиками, присущими магматогенному флюиду в близповерхностной обстановке. Ранние золото-кварцевые руды отложились в позднеюрско-раннемеловое время, а сурьмяные руды оказались моложе 100 млн лет – поздний мел (Бортников и др., 2010).

1.3.5. Железо-оксидные золото-медные месторождения

Группа Fe-оксидных медно-золотых комплексных гидротермальных месторождений (IOCG – Iron oxide copper gold ore deposits) впервые начала изучаться после открытия в 1975 году гигантского месторождения Олимпик Дам в Австралии (Roberts, Hudson, 1983) с запасами 2 млрд т руды, содержащей 1.1 % Cu; 0.5 г/т Au; 0.4 кг/т U₃O₈; 0.24-0.45% La+Ce (Ortiz, Grauch, 2002). Термин месторождение IOCG был введен Hitzman et al. (1992).

Основные критерии месторождений IOCG следующие: образованы магмо-гидротермальными процессами, содержат Cu±Au в качестве полезных металлов, контролируются обычно зонами брекчирования, изменениями обычно более региональными по масштабу по сравнению с промышленной минерализацией, имеют обедненное содержание SiO₂ в измененных вмещающих породах, содержат большое количество оксидов железа или силикатов железа с низким содержанием титана и имеют тесную временную, но не очевидную пространственную связь с интрузиями (Groves et al., 2010). Все месторождения IOCG содержат Fe, Cu, Au и LREE. Отдельные месторождения могут содержать следы потенциально рентабельных уровней других металлов (например, U и Ag в Олимпик Дам, Zn в Канделарии). Разнообразный набор редких металлов в месторождениях IOCG, вероятно, связан как с переменным прямым участием как ультраосновных, так и основных магм мантийного происхождения (такие элементы, как Ni

и Со), и выщелачиванием металлов из больших объемов материала земной коры (такие элементы, как U и цинк; например, Hitzman and Valenta, 2005).

В Восточной Якутии А.В. Костиным (2012, 2013, 2016, 2020) обосновываются проявления с железо-оксидной золото-медной минерализацией. Проявления разделены на три группы: 1) связанные с гипабиссальными интрузиями гранодиоритов (Кис-Кюельское и Кысылтасское), 2) в субвулканических интрузиях гранит-порфиров (Реп-Юреинское), 3) в лавовых потоках базальтов (Хуратское, Россомахинское и Джалканское) и андезитодацитов (Кильдямское).

В Верхне-Индигирском секторе ЯКМП предполагается проявление ЮСГ типа – *Реп-Юреинское*. Здесь плащеобразные залежи брекчий с Fe-оксидным и арсенопиритовым цементом локализованы в кровлях субвулканических интрузий гранит-порфиров (Костин, 2013). Рудная минерализация представлена гематитом, гетитом, халькопиритом, арсенопиритом, самородные Au, Bi и Cu. Содержания: Fe – 7.75-56.43 %; Cu – 0.01-4.2 %; Au – 0-7.55 г/т; Ag – 5.02-859 г/т. Проба золота 800-844 ‰ (Kostin et al., 2014).

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Исследование деформационных структур

Для орогенных месторождений одним из ключевых факторов, определяющих локализацию оруденения, является структурно-тектонический (Groves et al., 1998; Fridovsky, 2018). Исследования деформационных структур проводились на основе известных методик (Данилович, 1961; Гзовский, 1954, 1959, 1975; Пэк и др., 1960; Вольфсон, Яковлев, 1975; Николаев, 1977; Шерман, Днепровский, 1989; Ramsay, Huber, 1987; Старостин, Дергачев, Хркович, 1994; Прокопьев, Фридовский, Гайдук, 2004; Price, Cosgrove, 2005; Fridovsky, 2018). В естественных обнажениях и в горных выработках выполнены измерения плоскостных и линейных деформационных элементов (слоистость пород, кливаж, жильно-прожилковые тела, разрывные нарушения и рудные зоны, трещиноватость, шарниры складок, будинаж-структуры, борозды скольжения и др.), изучена морфология рудных жил и их взаимоотношения со слоистостью и разрывными нарушениями. Кинематика основных деформационных этапов и палеоориентировка стресса восстанавливалась относительно главных структур северо-западного простирания. Результаты структурно-статистических наблюдений наносились на верхнюю полусферу равноугольной стереограммы (сетка Вульфа) с последующим анализом на планисфере А.В. Пронина (Родыгин, 1980).

Реконструкции полей тектонических напряжений производились по методу М.В. Гзовского (1954, 1975), в основе которого известный из механики тезис о соответствии ориентировки сколовых трещин, с точностью до угла скалывания, касательным напряжениям, занимающим фиксированное положение относительно главных нормальных напряжений. В этом методе в хрупких деформациях направление максимального нормального напряжения сжатия (σ_3) совпадает с биссектрисой острого угла между сопряженными трещинами, по биссектрисе тупого угла действует ось растяжения (σ_1), а линия пересечения сопряженных трещин отвечает направлению действия промежуточного напряжения (σ_2). При пластическом характере деформаций ось сжатия располагается по биссектрисе тупого угла между сопряженными трещинами скола (Шерман, Днепровский, 1989). Гусевым Г.С. (1979) было отмечено, что «...угол расхождения квадранта сжатия в этом районе (Индигино-Колымский динамический район, пояснение Кудрина М.В.) необычайно велик и достигает 130-140°. По этому признаку Индигино-Колымский динамический район существенно отличается от Верхоянского, где угол расхождения квадранта сжатия составляет около 90°». Тем самым было выявлено отличное от

установленного М.В. Гзовским (1975) положения осей сжатия в биссектрисе острого угла между сопряженными трещинами. Исследования тектонических структур Верхне-Индибирского и других районов Яно-Колымского пояса подтверждают эти наблюдения (Фридовский, 1996, 1998, 1999; Фридовский и др., 2003, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017; Фридовский, Кудрин, 2015, 2021; Кудрин, Фридовский, 2021; Fridovsky, 2018; Fridovsky, Kudrin, Polufuntikova, 2018). Сопряженными являются системы трещин, которые характеризуются одновозрастным минеральным выполнением, противоположным направлением движения, взаимным слиянием, постоянным углом между трещинами, аналогичным распространением (Гзовский, 1975). В качестве дополнительного признака сопряженности трещин оперения и основного разлома рассматривалось расположение на круговых диаграммах статистических максимумов кварцевых жил/прожилков и трещин вдоль пояса полюсов (Данилович, 1961; Фридовский, 1986). Совокупность нескольких, не менее трех плоскостей, линии пересечения которых параллельны между собой или совпадают названы В.Н. Даниловичем (1961) поясом плоскостных структурных элементов. Полюс пояса является деформационной осью «В», которая представляет собой след пересечения сопряженных с разрывным нарушением трещин с плоскостью сместителя. Направление перемещения определяется положением перпендикуляра к оси «В» и соответствует линии пересечения пояса оперения и сместителя, показанного дугой большого круга. Показателем объемного характера деформаций является совмещение на стереограммах с осью «В» полей концентрации полюсов трещин (Данилович, 1961). Ось «В» на стереографических проекциях соответствует положению σ_2 и четвертой системе жил и трещин. Пояса трещин наблюдаются также при неполном структурном парагенезисе, что связано с неровностями сместителей и вращательной составляющей деформации.

Пояс полюсов на диаграммах реконструкции палеотектонических полей напряжений соответствует положению плоскости σ_3/σ_1 , в которой расположены оси сжатия и растяжения, полюса сопряженных кварцевых жил/прожилков, трещин или разрывов, борозды скольжения (Фридовский, 1986; Fridovsky et al., 2018). Наклон плоскости σ_3/σ_1 может служить показателем преобладающего тектонического режима (Рис. 2.1). Пологие углы наклона плоскости σ_3/σ_1 указывают на сдвиговые поля напряжений. Умеренно-крутое залегание σ_3/σ_1 характерно для сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых тектонических режимов. Взбросо-надвиговым и сбросовым смещениям соответствует крутое положение динамокинематической плоскости.

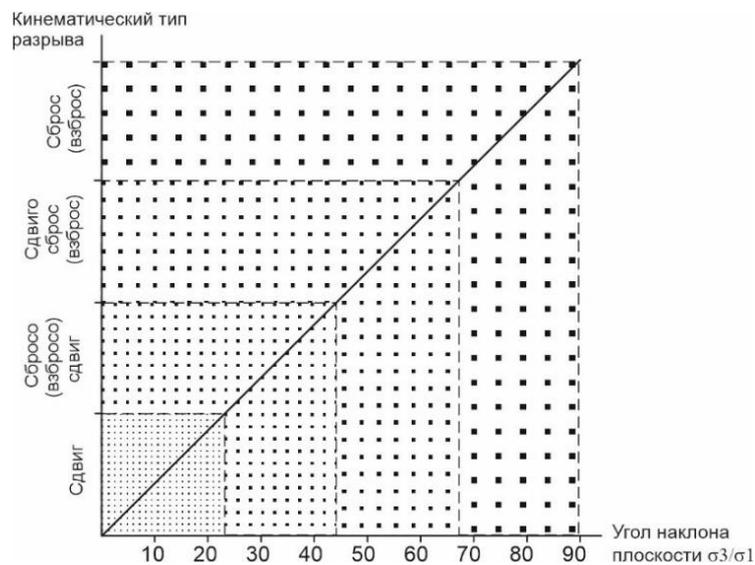


Рис. 2.1. Кинематический тип разлома по углу наклона плоскости σ_3/σ_1 .

Дополнительными факторами при исследовании динамических условий образования структур являются геологические индикаторы тектонических напряжений (Сим, 2013) – обобщенное название всех геологических структур, прямо или косвенно указывающих на распределение действующих в момент их формирования напряжений. К таким геологическим индикаторам относятся разрывные нарушения разного масштаба, малые структурные формы: дайки, минерализованные жилы, трещины скола и отрыва, борозды скольжения на плоскостях любого генезиса, сланцеватость, кливаж, стилолитовые швы, шарниры и осевые плоскости складок и флексур и т.д. Тектонические поля напряжений определяют морфолого-кинематический тип разрывных нарушений (Рис. 2.2) (Шерман, 1981; Шерман, Днепровский, 1989).

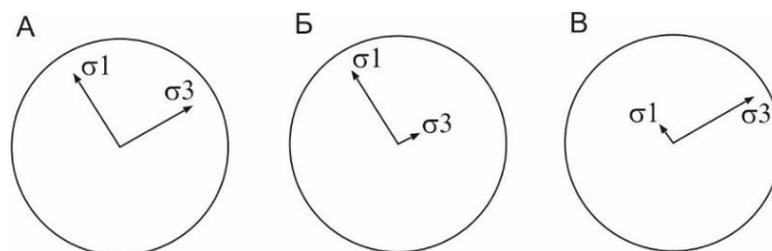


Рис. 2.2. Положение главных осей напряжения для различных морфолого-кинематических типов разрывных нарушений: А – сдвиговый тип, Б – сбросовый тип, В – взбросо-надвиговый тип (Фридовский, 1999).

Пример расчета полей тектонических напряжений по полюсам кварцевых жил и прожилков показан на рисунке 2.3. Плоскостные структуры (слоистость – S0, кливаж – C1, жилы – V, разломы – S) даны в виде азимут падения/угол падения (например, 90/60 значит падение к востоку под углом 60°) (Рис. 2.3). Для линейных l деформационных элементов (шарниры складок (b), будинаж (l), борозды скольжения (l)) используется обозначение

азимут погружения/угол погружения (например, 215/45 значит азимут погружения 215° угол погружения 45°). В индексе жил (vein) V11, V12 первая цифра указывает относительное время деформационного события, вторая – систему структурных элементов, которому принадлежит жила. Например, в данном случае жилы связаны с первым этапом деформаций D1 и относятся к первой и второй системам, соответственно.



Рис. 2.3. Пример расчета полей тектонических напряжений по полюсам кварцевых жил и прожилков по методу М.В. Гзовского (1975).

На станциях массовых замеров трещин, а также в других местах, где на поверхности трещин наблюдаются достоверные борозды и штрихи скольжения, реконструкция полей напряжения производилась с использованием кинематического метода квазиглавных напряжений, предложенного В.Д. Парфеновым (1984). Основное число зафиксированных борозд скольжения относится к аккреционному (наложенному) типу и располагается на контактах кварцево-жильных тел. Аккреционные ступени, в отличие от коренных, по представлениям В.П. Уткина (1980), хорошо соотносятся с правилом Гофера.

Возрастная привязка тектонических полей напряжений, восстанавливаемых по анализу трещинных структур, не всегда представляется возможной из-за отсутствия достаточно надежных временных реперов (Шерман, Днепровский, 1989). При датировании тектонических полей напряжений анализировались структурно-геологические взаимоотношения разновозрастных складчатых, разрывных, магматических и жильных образований. Динамические условия этапа рудообразования восстанавливались по минерализованным трещинам с учетом их структурно-морфологических особенностей.

Проведение исследований позволило уточнить общую структурно-тектоническую характеристику района, понять особенности рудолокализирующих структур, выделить разновозрастные ключевые структурные элементы, реконструировать эволюцию деформационных событий и минерализации, и увязать их с региональными

геодинамическими событиями на северо-восточной окраине и периферии Сибирского кратона.

2.2. Минералого-геохимические исследования

Отбор проб для минералого-геохимических исследований производился из естественных обнажений, поверхностных и подземных горных выработок месторождения. Для минералогических и геохимических исследований были приготовлены аншлифы (81 шт.), шлифы (46 шт.) и эпоксидные шашки с зернами сульфидов (150 зерен в 15 пробах). Текстурно-структурные особенности руд изучены на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axio M1 Zeiss Axio Imager M1 (Германия).

Качественный элементный и минеральный состав пород и руд (475 анализов, 65 образцов) изучен на электронном сканирующем микроскопе JSM-6480LV фирмы JEOL (Япония) с энергетическим дисперсионным спектрометром INCA Energy 350 фирмы Oxford Instruments Analytical (Великобритания) Oxford (условия съемки: напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) (аналитики Попова С.К. и Христофорова Н.В., ИГАБМ СО РАН).

Полуколичественный анализ химического состава сульфидов (657 анализов, 52 образца) проведен по стандартной методике рентгеноспектральным методом на микроанализаторе Camebax-Micro фирмы Cameca (Франция) (аналитик Христофорова Н.В., ИГАБМ СО РАН). Условия анализа следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ; ток пучка 25 нА; время измерения 10 с; серия К для Fe, Co, Ni, Cu и S; серия М для Au и Pb; серия L для As и Sb; и спектрометр с дисперсией по длине волны (WDS) с кристаллами LiF, PET и TAP. Использовались следующие стандарты: FeS₂ для Fe и S, FeAsS для As, сплав Fe-Ni-Co для Co, Ni, сплав Au-Ag крупности для Au и Ag, CuSbS₂ для Sb и PbS для Pb. Пределы обнаружения 0.01%.

Для изучения внутреннего строения и идентификации фаз с высокой плотностью в зернах сульфидов использована рентгеновская компьютерная микротомография, которая, как неразрушающий метод, дает возможность 3D-визуализации распределения разных по плотности фаз в образце (Nadeev et al., 2013; Майорова и др., 2013; Крупская В.В. и др., 2016; Jarzyna et al., 2016; Войтенко, 2014; Наумов и др., 2019; Корост и др. 2010, 2019; и т.д.). Микротомографические исследования проведены на 8 зернах пирита-3 и 7 зернах арсенопирита-1 из околорудных метасоматитов в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета (аналитик Крючкова Л.Ю.). Методом рентгеновской

компьютерной микротомографии изучены образцы пирита и арсенопирита (всего 31 образец). Монофракции минералов размером 0,25-1,0 мм были отобраны вручную под биноклем. Исследования проводились на микротомографе BrukerSkyScan-1172 фирмы Brukermicro-CT (Бельгия). Для реконструкции массива теневых изображений использовалась программа NRecon (Bruker Micro-CT), позволяющая нивелировать приборные артефакты и задавать диапазон градаций серого цвета, отвечающих величине рентгеновского поглощения и, соответственно, рентгеновской плотности. Для анализа полученных микротомографических данных использовались программы DataViewer и CTBox (Bruker Micro-CT).

Содержание Au и Ag определяли в порошковых мономинеральных пробах (18 шт.) и породах (8 шт.) методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре МГА-1000 фирмы ЛЮМЭКС (Россия) (аналитики Михайлов Е.И., Кычкина З.Д., Самсонова С. Г., Васильева А.С., ИГАБМ СО РАН). Нижний предел обнаружения золота составляет 0,02 г/т.

Минеральный состав гипергенной минерализации (46 образцов) изучали методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER фирмы Bruker (Германия), съемка образцов проводилась на $\text{CuK}\alpha$ излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале $4,5-65^\circ$ (2θ), использовали базу данных PDF-2 (аналитики Заякина Н.В., Васильева Т.И., ИГАБМ СО РАН). Препараты готовились из порошковых проб. Для диагностики глинистых минералов дополнительно проводилась съемка образцов, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при температурах 350°C и 550°C . Термический анализ некоторых сульфатов выполнен на анализаторе STA 449C Jupiter фирмы NETSCH (Германия): масса образцов от 9.59 до 12.95 мг, скорость нагрева $10^\circ/\text{мин.}$, в атмосфере Ar, нагрев от комнатной температуры до 1000°C (аналитик Емельянова Н.Н., ИГАБМ СО РАН).

Редкие и редкоземельные элементы Be, Co, Ni, Cu, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pt, Pb, Bi, Th, U в кварце (20 анализов) были определены согласно ПНД Ф 16.1:2.3:3.11-98 «Методика выполнения измерений содержания металлов в твердых объектах методом ИСП-МС» с использованием масс-спектрометра ICP-MS Elan 9000 фирмы Perkin Elmer (Канада) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (аналитики Штарева А.В., Лушникова А.Ю.).

Элементы-примеси для 9 зерен золотоносных пиритов 3 генерации и арсенопирита 1 генерации из околорудных метасоматитов месторождения исследовали методом LA-ICP-MS с помощью лазерной абляционной системы LA UP-213 фирмы New Wave Research

(США), сочлененной с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 7700x фирмы Agilent Technologies (США) (аналитик Д.А. Артемьев, Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс). Измерения проводились на Nd:YAG UV лазере с длиной волны 213 нм. С настройками плотности потока (*Fluence*) составлявшими 1.8–5.5 Дж/см² (для пирита – 1.8–3.0 Дж/см², арсенопирита – 3.0–4.5 Дж/см²), газом-носителем ячейки He со скоростью потока 0.5–0.65 л/мин. Настройки масс-спектрометра: *RF Power* – 1550 Вт, газ-носитель – Ar, скорость потока 0.85–0.95 л/мин, расход плазмообразующего газа (Ar) – 15 л/мин, расход вспомогательного газа (Ar) – 0.9 л/мин. Каждый анализ проводился точно (*spot*) или линией (*line*) с размером лазерного пятна диаметром от 25 до 80 мкм и частотой 5–10 Гц. Время анализа для каждого образца составляло 90 с, включая измерение фона в течение 30 с и анализ в течение 60 с. Предварительная абляция в течение 3–4 с проводилась перед каждым анализом. Между анализами, а также между анализом и преабляцией использовалась продувка газом в течение 60–90 с. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась на калибровочных мультиэлементных растворах и эталонному материалу NIST SRM-612. Уровень молекулярных оксидов (²³²Th¹⁶O/²³²Th) поддерживался на уровне ниже 0.2 %. Соотношение ²³⁸U/²³²Th при настройке по NIST SRM-612 составляло 1:1. Внешний калибровочный стандарт USGS MASS-1 (Wilson et al., 2002) и UQAC FeS-1, анализировали каждые 7–13 точек для учета дрейфа лазера и масс-спектрометра. Массовые значения элементов для NIST SRM-612 и USGS MASS-1 были взяты из базы референсных значений GeoReM. Обработка и расчет данных проводилась с использованием пакета программ Iolite (Paton et al., 2011). В качестве внутреннего стандарта (*IS*) для пирита, пирротина, халькопирита ⁵⁷Fe, для сфалерита – ⁶⁶Zn, измеренные методом СЭМ-ЭДС. В некоторых случаях проводилась нормализация до 100 % общего количества компонентов с использованием традиционных методик (Longerich et al., 1996).

2.3. Изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования, анализ РТХ-параметров рудообразования

Для построения геолого-генетической модели формирования месторождения Хангалас были изучены источники и РТХ-параметры рудообразующих флюидов, исследованы Re-Os изотопная система самородного золота, изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца и благородных газов (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) в газожидких включениях и микротермометрические параметры и состав флюидных включений в кварце.

Re-Os изотопная систематика самородного золота. Из рудной жилы месторождения Хангалас был отобран образец молочно-белого кварца с видимым золотом (X-45-14) (Рис. 2.4). Кварц был раздроблен и из него под биноклем выделялись монофракции золота. Золото ярко-желтого цвета имеет уплощенную неправильную комковидно-ветвистую форму и размеры 0.5-1×0.5-4 мм. Были подготовлены по 4 навески монофракции золота из каждого образца. Для исследования состава золотин из них взяты единичные зерна или их части. Изучение химического состава проводилось по стандартной методике с использованием электронного сканирующего микроскопа JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) и рентгеноспектрального метода на микроанализаторе Camebax-Micro (ИГАБМ СО РАН). Пробность золота – 805-930 ‰. Основной примесью является Ag.

Концентрации рения и осмия в золоте определялись методом изотопного разбавления в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) (Бушмин др., 2013). Для анализа использовались химические реагенты класса чистоты «supra pure» (сверхчистые, производства «Merk») или трижды дистиллированные «лабораторной чистоты». К образцу в виде зерен золота (10-50 мг) добавлялось 100 мг изотопного трассера ^{185}Re - ^{190}Os , после добавления к этой смеси 1 мл 11N HCl кварцевый сосуд объемом 15 мл выдерживался в течение 30 минут при температуре -20°C для предотвращения преждевременной реакции с HNO_3 . Затем в сосуд добавлялось 3 мл 14N HNO_3 и сосуд закрывался тефлоновой крышкой. Растворение производилось в этих кварцевых сосудах в течение 2 часов при температуре 250°C и давлении 130 бар в специальном высокочастотном реакторе высокого давления UltraCLAVE IV («Milestone»).

Химическая сепарация осмия производилась по методике бромовой экстракции и микродистилляции (Birck et al., 1997). Рабочий раствор образца после растворения переносился в 5 мл PFA бюкс (производства Savillex) и добавлялся 1 мл брома, после чего закрытый крышкой бюкс нагревался в течение 60 мин при температуре 120°C . Фракция брома оттягивалась с использованием микропипетки и переносилась в 7 мл тефлоновый бюкс и выпаривалась с добавлением 0.3 мл HBr до последней капли. Эта капля наносилась на внутреннюю часть крышки конической PFA виалы (производства «Savillex») и там выпаривалась. Затем к осадку добавлялась 1 капля 40 % раствора бихромата натрия в 12N H_2SO_4 , а в коническую часть виалы помещалось 5 μl HBr. Перевернутая коническая виала выдерживалась на плитке с температурой 80°C в течение 4 часов. При этом фракция осмия в виде газообразного окисла OsO_4 эффективно экстрагировалась каплей HBr.

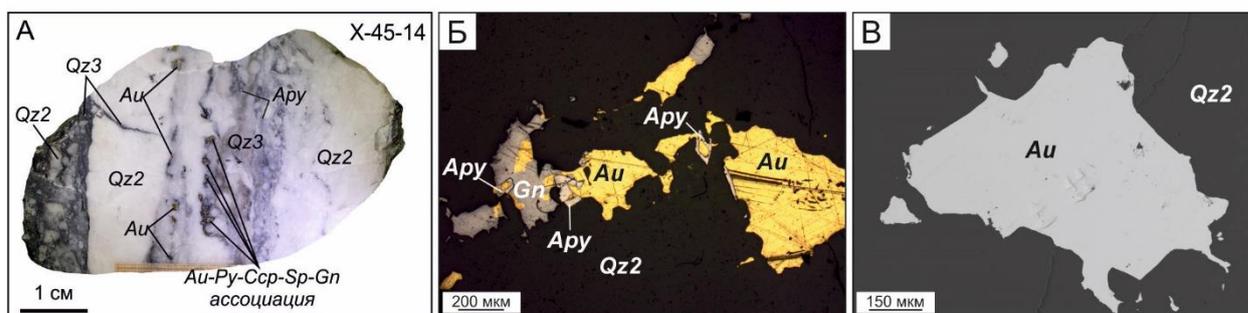


Рис. 2.4. Макро- (А) и микрофотографии (Б, В) изученного образца в отраженном свете (Б) и обратно-рассеянных электронах (В).

А – выделения самородного золота (Au) в ассоциации с пиритом (Py), халькопиритом (Ccp), сфалеритом (Sp) и галенитом (Gn) в кварце второй генерации (Qz2); Б – фотографии самородного золота (Au) в ассоциации с арсенопиритом (Apy) и галенитом (Gn) в кварце (Qz2), аншлиф; В – самородное золото (Au) в кварце (Qz2). Сокращения названий минералов по (Whitney and Ewans, 2010).

Раствор кислот HCl-HNO₃ после бромовой экстракции выпаривался досуха на плитке при температуре 80 °С, а сухой осадок переводился в азотнокислый раствор с добавлением 3 мл 2N HNO₃ и центрифугировался в 5 мл центрифужной пробирке. Фракция рения экстрагировалась в 2 мл изоамилола и 2 мл воды по методике (Birck et al., 1997). Полученная фракция выпаривалась и переводилась в 2 мл 3 % азотнокислый раствор, который затем центрифугировался в течение 15 минут.

Измерения изотопного состава и концентрации рения производились на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7300. Для коррекции измеренных изотопных отношений на фракционирование в приборе применялся метод бреккетинга с использованием стандартного раствора рения. Каждое измерение состояло из 100 сканов (последовательных единичных замеров) длительностью по 1 секунде каждое. Точность измерения изотопного отношения ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re в течение измерительной сессии была лучше, чем 0.5 %.

Изотопный состав осмия измерялся в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (Thermo Scientific) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов. Для коррекции измеренных изотопных отношений на приборное масс-фракционирование использовалось изотопное отношение ¹⁹²Os¹⁶O₃/¹⁸⁸Os¹⁶O₃ природного состава 3.092016. Стандартный раствор DROsS использовался для проверки правильности учета изотопного фракционирования и среднее отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os для этого стандарта в течение измерений составило 0.160928 ± 0.000029 (n=7). Фракция осмия наносилась на платиновую ленту испарителя (толщина × ширина: 0.025 мм × 0.5 мм, чистотой Pt 99.999 %) в капле HBr и покрывалась 0.2 μl смеси Ba(OH)₂+NaOH. Температура платиновых лент в источнике

масс-спектрометра при выполнении анализов составляла 730-750°C. Измерялись ионные токи изотопов следующих отрицательно заряженных окислов: $^{185}\text{ReO}_3$, $^{186}\text{OsO}_3$, $^{187}\text{OsO}_3$, $^{188}\text{OsO}_3$, $^{190}\text{OsO}_3$, $^{192}\text{OsO}_3$. Каждое измерение состояло из 30 единичных последовательных замеров вышеуказанных изотопов длительностью по 4 секунды каждое.

Уровень холостого опыта в течение измерений составил: Re – 30 пкг, Os – 1 пкг. Средний состав международного стандарта серпентинита UB-N, относительно которого оценивалась воспроизводимость применяемой методики: Re 0.2218 ± 0.0064 ppb, Os 3.65 ± 0.12 ppb, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 0.292 ± 0.014 , $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.127176 ± 0.000091 хорошо согласуется с опубликованными данными (Meisel et al., 2003).

Изотопный состав серы сульфидов. Изотопные исследования серы сульфидов (16 проб) производились из монофракций, отобранных вручную и растертых в порошок. Анализ выполнен в лаборатории стабильных изотопов Центра коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток, аналитик Веливецкая Т.А.) на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа SO_2 , калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127. Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали вышеуказанные международные изотопные стандарты. Результаты измерений представлены в общепринятой форме: $\delta^{34}\text{S} = (\text{R}_{\text{образец}}/\text{R}_{\text{стандарт}} - 1)$ и выражены в (‰), где $\text{R}_{\text{образец}}$ и $\text{R}_{\text{стандарт}}$ – отношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ) для стандартов и образцов. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT, $\delta^{18}\text{O}$ – к международному стандарту VSMOW.

Изотопный состав кислорода кварца. Изотопный анализ кислорода в образцах кварца (5 анализов) выполнен в аналитическом центре лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, аналитик Веливецкая Т.А.). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению изотопного состава кислорода проведена лазерным методом фторирования. Лазерная система MIR 10-30 (New Wave Research, USA) использована для разогрева проб и выделения кислорода из образцов в атмосфере пентафторида брома (BrF_5). Очистка выделенного кислорода произведена методом криогенного разделения, химическим методом с использованием KBr и хроматографическим методом на капиллярной колонке MOLSIV (длина 25 м, внутренний диаметр 0.32 мм, рабочая температура 40°C). Изотопный состав кислорода измерен на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного

стандартного газа O₂, калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту гранат UWG-2 (Valley et al., 1995). Результаты измерений представлены в общепринятой форме: $\delta = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1)$ и выражены в (‰), где R_{образец} и R_{стандарт} – отношение ¹⁸O/¹⁶O в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ составляла $\pm 0.1\%$ для стандартов. Вес анализируемых образцов ~ 1 мг. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ даны в отношении к международному стандарту VSMOW. Стандартное отклонение для $\delta^{18}\text{O}$ значений образцов $\leq \pm 0.2\%$.

Изотопный состав благородных газов (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) в газовой-жидких включениях одного образца кварца из жилы Центральная определялся в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, разработанной Э.М. Прасоловым (1990). Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме.

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) выполнены в СВКНИИ ДВО РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Motic», видеокамеры «Moticam» и управляющего компьютера (аналитик Колова Е.Е.). Диапазон измерений термокамеры от -190 до $+600^\circ\text{C}$, точность определения $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале от -20°C до $+20^\circ\text{C}$ и $\pm 1.5^\circ\text{C}$ – вне этого предела. Размер ФВ оценивается по диаметру описываемой вокруг ФВ окружности. ФВ изучались в соответствии с методиками (Реддер, 1987; Kerkhof, Hein, 2001; Ермаков, Долгов, 1979; Мельников и др., 2008). Коэффициент наполнения ФВ, рассчитан при условии, что ФВ имеют уплощенную форму, по формуле: $F = S_{\text{ж}} \times 100 / (S_{\text{г}} + S_{\text{ж}})$, где S_ж – площадь жидкой фазы, S_г – площадь газовой фазы. Солевой состав растворов определялся по температурам начала плавления льда (Тэвт) (Борисенко, 1977), концентрация солей по температуре плавления льда (Тпл. льда) согласно (Bodnar, Vityk, 1994). Расчет концентраций солей, плотности и давлений водяного пара и CO₂ проводились с использованием программы «FLINCOR» (Brown, 1989) для газовой-жидких ФВ без CO₂ по системе (Zhang, Frantz, 1987), для газовой-жидких ФВ с CO₂ по системе (Brown, Lamb, 1989). Расчет концентрации солей по температуре плавления газгидрата согласно методике (Darling, 1991).

ГЛАВА 3. СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ХАНГАЛАССКОГО УЗЛА

Структурные условия формирования являются ключевыми факторами, определяющими локализацию орогенных золоторудных месторождений (Groves et al., 1998; Fridovsky, 2018 и др.). Месторождения размещаются в трансоровых разломах и связанных с ними структурах второго/третьего порядка, являющимися путями транзита флюидов. С целью изучения структуры месторождения, ее эволюции, определения условий локализации оруденения проводилась полевая документация и картирование полидеформированных структур месторождений и рудопроявлений Хангалас и Нагорное, Двойное, Амбир, Клич-Контрольное, Ожидание, Мудекен и Двойной.

3.1. Месторождение Хангалас

Месторождение Хангалас расположено в юго-восточной части ХРУ на правом берегу руч. Левый Хангалас, в междуречье его притоков Узкий и Зимний (Fridovsky et al., 2018) (Рис. 1.2, Рис. 3.1). Вмещающие породы представлены верхнепермскими песчаниками, реже алевролитами и слагают Двойную антиклиналь, которая в пределах месторождения называется Хангаласская. Оруденение локализуется в пяти протяженных до 1400 м минерализованных зонах смятия и дробления (Северная, Промежуточная, Центральная, Южная, Зимняя) с межпластовыми и секущими кварцевыми жилами мощностью 0.1-1 м, в раздувах до 5 м. Рудные зоны имеют мощность до 32 м, падение изменяется от юго-западного до южного и юго-восточного под углами от 30-50° до 70-80° (Рис. 3.1). Простираение рудных зон от северо-западного до субширотного, на отдельных отрезках до северо-восточного. Запасы и ресурсы золота месторождения составляют более 9 т при среднем содержании 3.9 г/т (<https://www.vedk.com/assets/resources>).

центральной части месторождения в верховьях руч. Зимний, простирание антиклинали северо-западное. В СЗ части месторождения в правом борту руч. Узкий происходит изгиб ее осевой поверхности, простирание меняется от северо-западного до субширотного и юго-западного, что связано с наложенными левыми сдвигами D2. Отмечается погружение шарнира складки к ЗЮЗ под углами от 4 до 28 градусов (Рис. 3.2, диаграммы) и синхронное погружение рудоконтролирующих структур месторождения к подножию левого склона ручья Узкий (Рис. 3.2).

В пределах месторождения проявлены два типа кливажа. Региональный кливаж1 (C11) – согласный с простиранием складок F1, его падение изменяется от 20 до 85 градусов (Рис. 3.3). Кливаж1 плитчатый, реже скорлуповато-плитчатый, его интенсивность зависит от состава пород. В алевролитах он наиболее интенсивный, в песчаниках грубо плитчатый. Линия пересечения кливажа C11 со слоистостью S0 определяет положение шарниров складок F1, которые полого погружаются к СЗ и ЮВ (Рис. 3.3). Рассчитанные значения надвиговых палеотектонических полей напряжения при формировании складок F1 следующие: $\sigma_1 - 75/60$, $\sigma_2 - 310/10$, $\sigma_3 - 210/10$.

Северо-западное простирание C11 на участках наложенных сдвиговых деформаций изменяется до ЗВ и СВ согласно ориентировке деформированных складок F1 (Рис. 3.2, Рис. 3.3, Рис. 3.4). На стереографических проекциях деформированный C11 образует пояс полюсов, характерный для цилиндрических складок F2 с шарнирами b2 круто (50 градусов) погружающимися к юго-западу (Рис. 3.5, диаграмма).

Кливаж2 (C12) имеет СЗ простирание и СВ вергентность и ассоциирует с левосдвиговыми деформациями D2 (Рис. 3.3В). Он устанавливается по взаимоотношению с деформированной слоистостью S0 и ранним кливажем C11. Положение C12 не зависит от залегания S0 и C11. Он сечет их как по простиранию, так и по падению. В пределах месторождения наблюдается пересечение C11 и C12, формирующих «карандашную» отдельность в алевролитах (Рис. 3.3В).

Рудные тела месторождения Хангалас представлены малосульфидным золото-кварцевым жильно-прожилковым и золото-сульфидным вкрапленными типами в зонах дробления. Жильно-прожилковое малосульфидное золото-кварцевое оруденение составляет основу рудных тел месторождения. Вкрапленное золото-сульфидное оруденение с «невидимым» золотом сопровождает жильно-прожилковые тела зон дробления, развиваясь в околорудных арсенопирит-пирит-серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах.

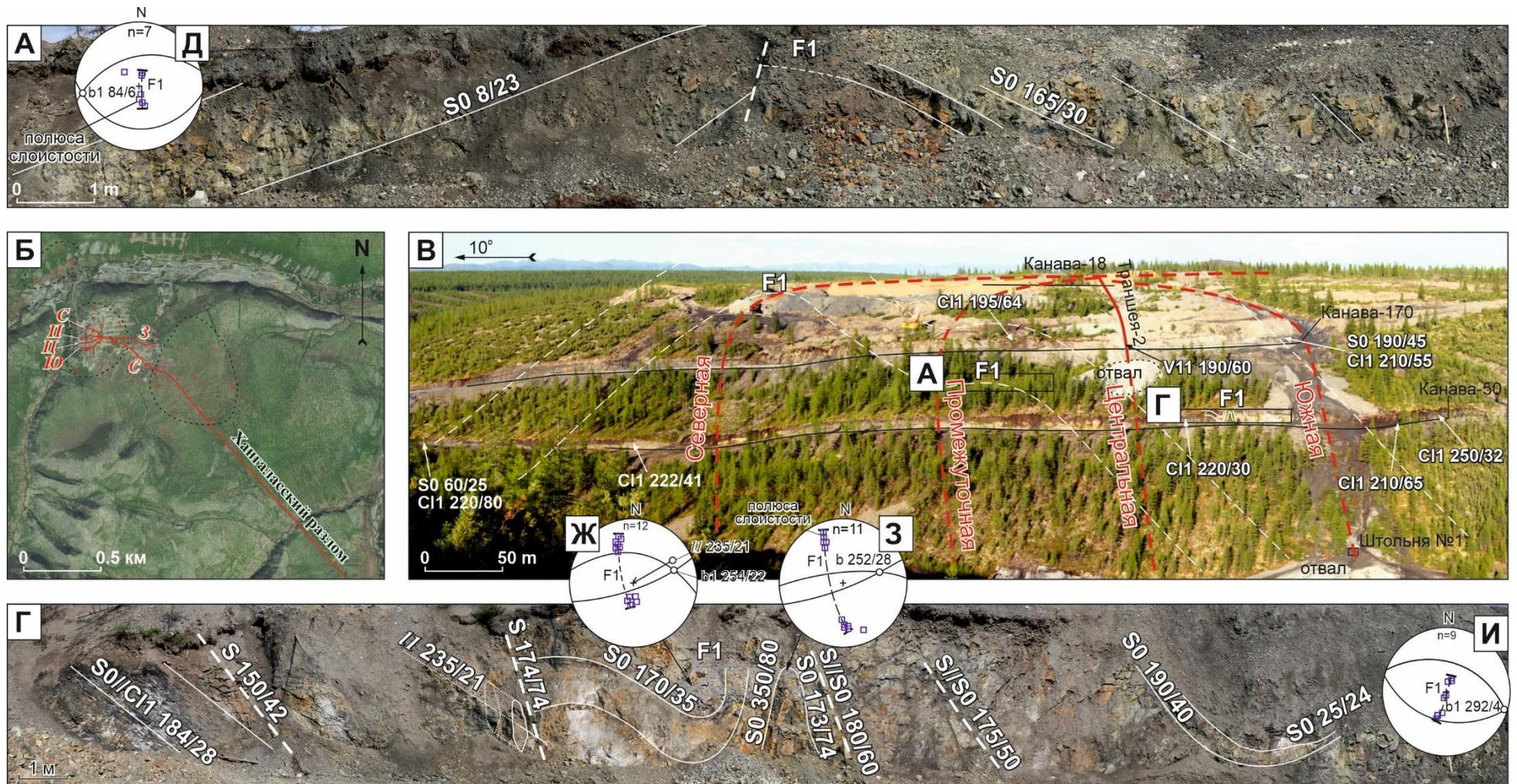


Рис. 3.2. Космический снимок (Б), панорама (В) и складки F1 (А и Г) месторождения Хангалас (Fridovsky et al., 2018). Д-И – стереограммы полюсов слоистости складок F1; CI1 – кливаж, S0 – слоистость, // – будинаж. Минерализованные зоны смятия и дробления: С – Северная, П – Промежуточная, Ц – Центральная, Ю – Южная, З – Зимняя.

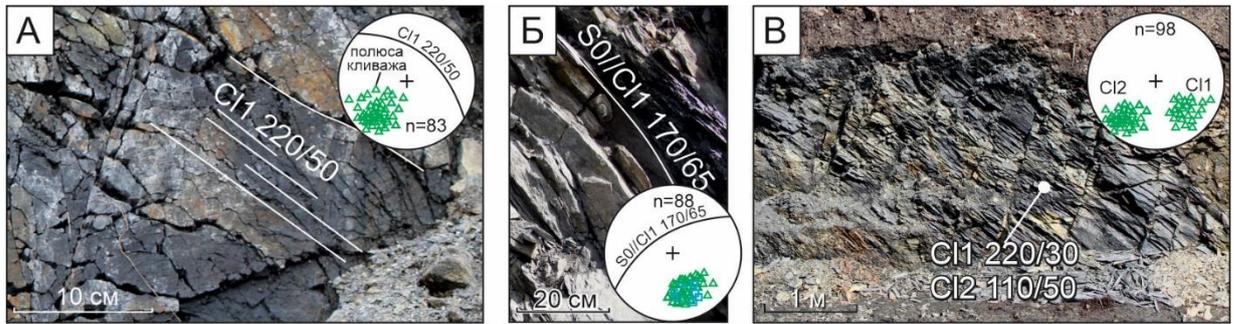


Рис. 3.3. Кливаж месторождения Хангалас (Fridovsky et al., 2018). А – региональный кливаж1 СЗ простираения, Б – межслоевой кливаж1 деформированный поздними сдвигами, В – пересечение кливажа1 и кливажа2, формирующих «карандашную» отдельность в алевролитах.

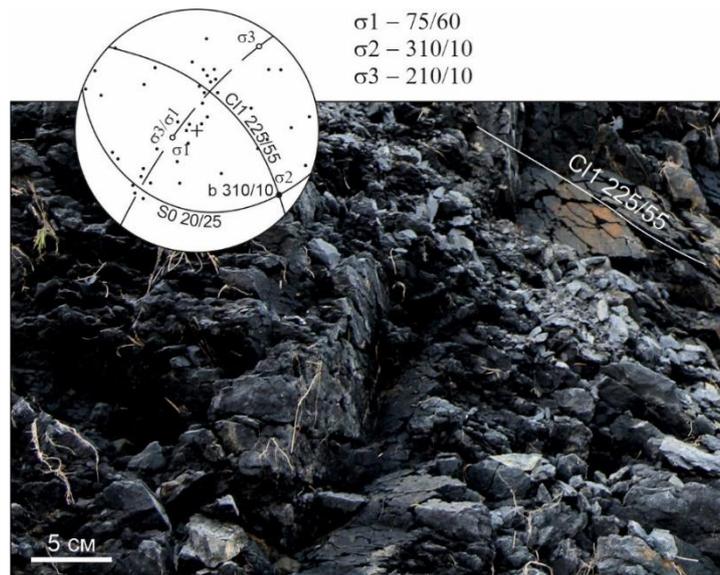


Рис. 3.4. Плитчатый кливаж1 СЗ простираения в алевролитах и диаграмма трещиноватости с полями напряжения, устье руч. Узкий.

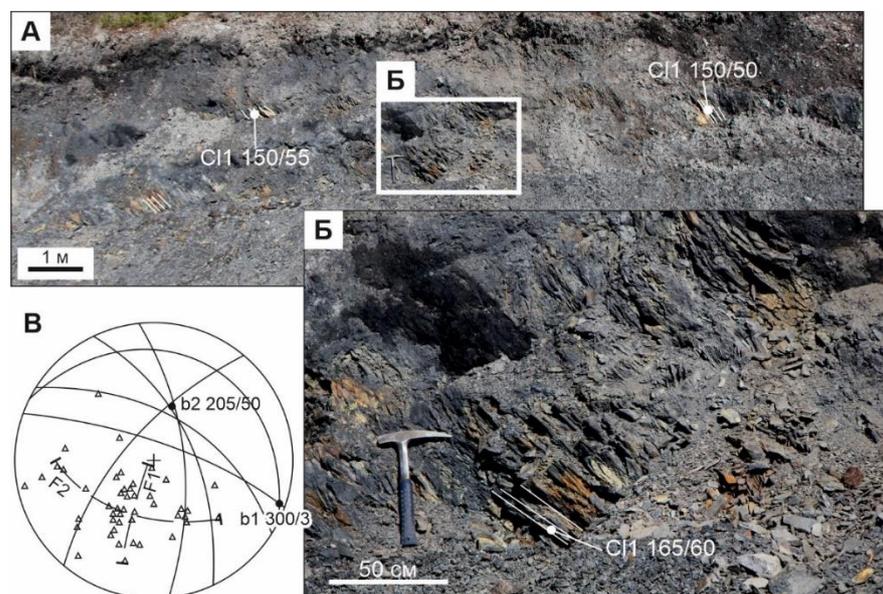


Рис. 3.5. Складки СВ простираения, образованные деформированным кливажем1 (А) и стереограмма полюсов кливажа (В).

Жильно-прожилковые тела месторождения имеют межпластовый и секущий характер относительно слоистости. Статистический анализ залегания кварцевых жил и прожилков позволил выделить на стереографических проекциях 4 разноориентированные системы (Рис. 3.6, диаграмма). Например, на рисунке 3.6Б показана межпластовая ($S_0 - 190/55-60$) жила Центральная мощностью около 1.5 м первой системы V11 (190/60). Часто во вмещающих породах проявлены серии субпараллельных и согласных, и секущих кварцевых прожилков мощностью от первых сантиметров до 8-10 см. Они закономерно расположены относительно межслоевых срывов и/или взбросов. Жилы системы V11 имеют выдержанные параметры, залегают согласно вмещающим породам и межпластовым зонам дробления. К этой системе относятся главные жильные тела месторождения Центральная (Рис. 3.6Б) и Южная (Рис. 3.7В).

Кварцевые жилы системы V12 согласны простирацию слоистости и рудных зон, но падают в противоположном направлении. Жилы V12 развиты в пластах песчаников, характеризуются невыдержанной мощностью. Довольно широко проявлены пологопадающие жилы системы V13 различного простираания. Система жил V14 ориентируется согласно плоскости σ_3/σ_1 . На отдельных участках развития всех систем жил и прожилков формируются линейные штокверки (Рис. 3.6). Субвертикальное положение пояса σ_3/σ_1 полюсов кварцевых жил показывает их формирование во взбросо-надвиговом поле напряжений, рассчитанные значения полей тектонических напряжений, следующие: $\sigma_1 - 4/74$, $\sigma_2 - 136/12$, $\sigma_3 - 232/20$. Для трещинных структур получены близкие значения полей напряжений: $\sigma_1 - 318/80$, $\sigma_2 - 142/8$, $\sigma_3 - 52/4$. Подобные системы кварцево-жильной минерализации, связанные со взбросо-надвиговыми движениями относительно главных структур СЗ простираания установлены и на многих золоторудных месторождениях Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (месторождения Базовское, Мало-Тарынское, Левобережное, Сана) (Fridovsky, 2000, 2018; Fridovsky, Prokoriev, 2002; Фридовский и др., 2012, 2013, 2015; Фридовский др., 2017). Отмеченное позволяет связывать формирование золотоносных кварцевых жил и прожилков региона с основными складчато-надвиговыми деформациями этапа D1.

Пространственное положение кварцевых жил и прожилков тесно связано с залеганием пород в пределах минерализованных зон дробления. Это устанавливается при построении стереографических проекций для участков месторождения, характеризующихся различным простираанием. На участках с СЗ простираанием минерализованных зон дробления и пород устанавливается СВ ориентировка σ_3/σ_1 , на субширотных интервалах – СЮ σ_3/σ_1 , и наконец на СВ отрезках – СЗ σ_3/σ_1 (Рис. 3.6-Рис. 3.10– диаграммы).

Трещинные структуры месторождения Хангалас на стереографических проекциях формируют три пояса полюсов σ_3/σ_1 , соответствующие складчато-надвиговому этапу D1, левосдвиговому D2 и правосдвиговому D3 этапам деформаций (Рис. 3.11). Трещины системы S11 так же, как и системы кварцевых жил V11, согласны залеганию вмещающих пород и межпластовых зон дробления. Трещины системы S12 согласны простиранию, близперпендикулярны падению слоистости и рудным зонам. Система трещин S13 ориентируется согласно плоскости σ_3/σ_1 . Кроме того развиваются системы трещин S14 и S15 соответственно меридионального и широтного. Для первого взбросо-надвигового этапа D1 по трещинным структурам установлены следующие значения полей напряжений: σ_1 – 72/60, σ_2 – 134/6, σ_3 – 230/22, для левосдвигового этапа D2: σ_1 – 190/12, σ_2 – 254/59, σ_3 – 98/10, правосдвигового этапа D3: σ_1 – 118/16, σ_2 – 246/60, σ_3 – 22/20.

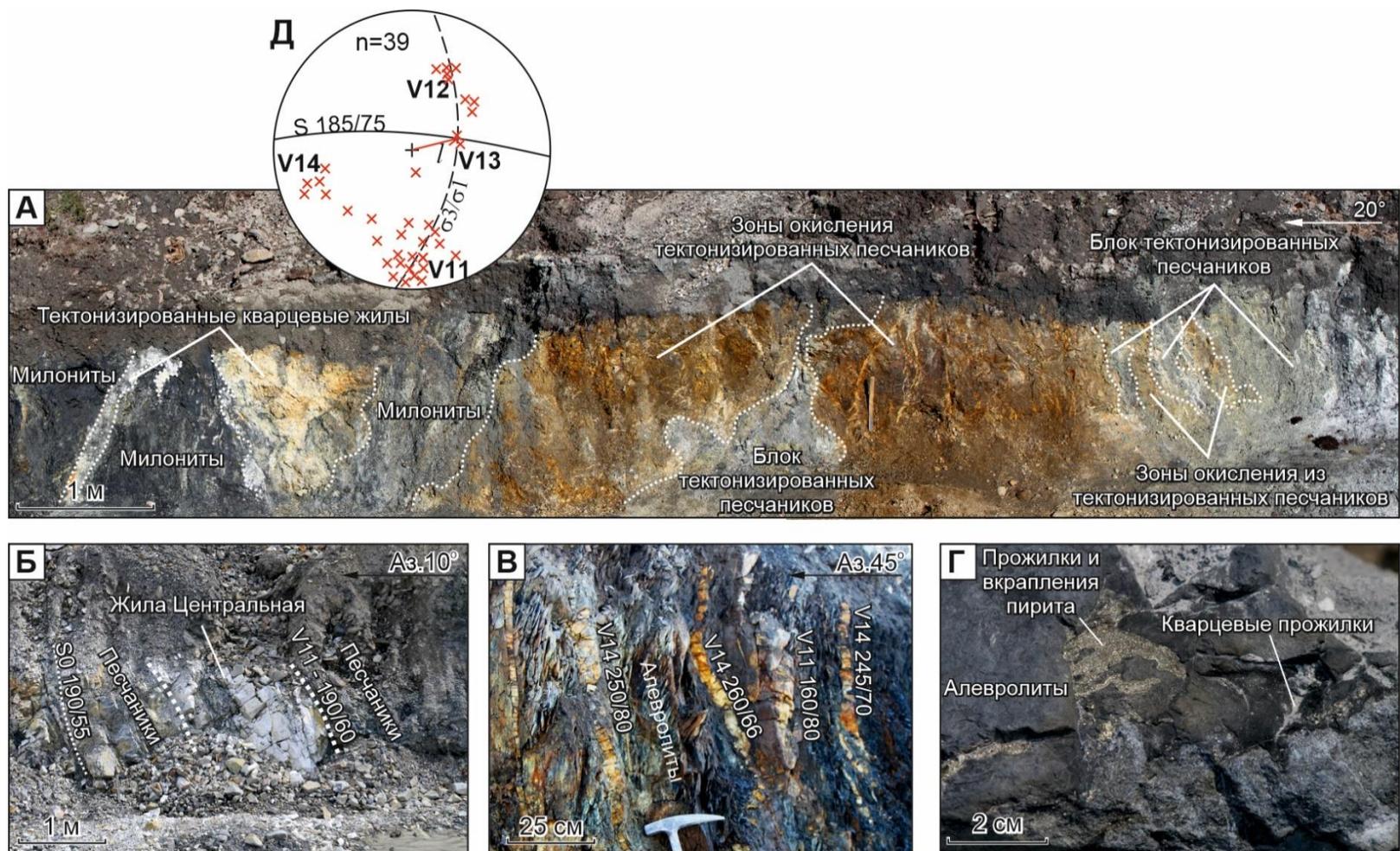


Рис. 3.6. Рудные тела месторождения Хангалас (Fridovsky et al., 2018): А – окисленные минерализованные зоны дробления, зона Центральная; Б – жила Центральная; В – жильно-прожилковая минерализация, зона Центральная; Г – вкрапленная сульфидная минерализация, зона Центральная.

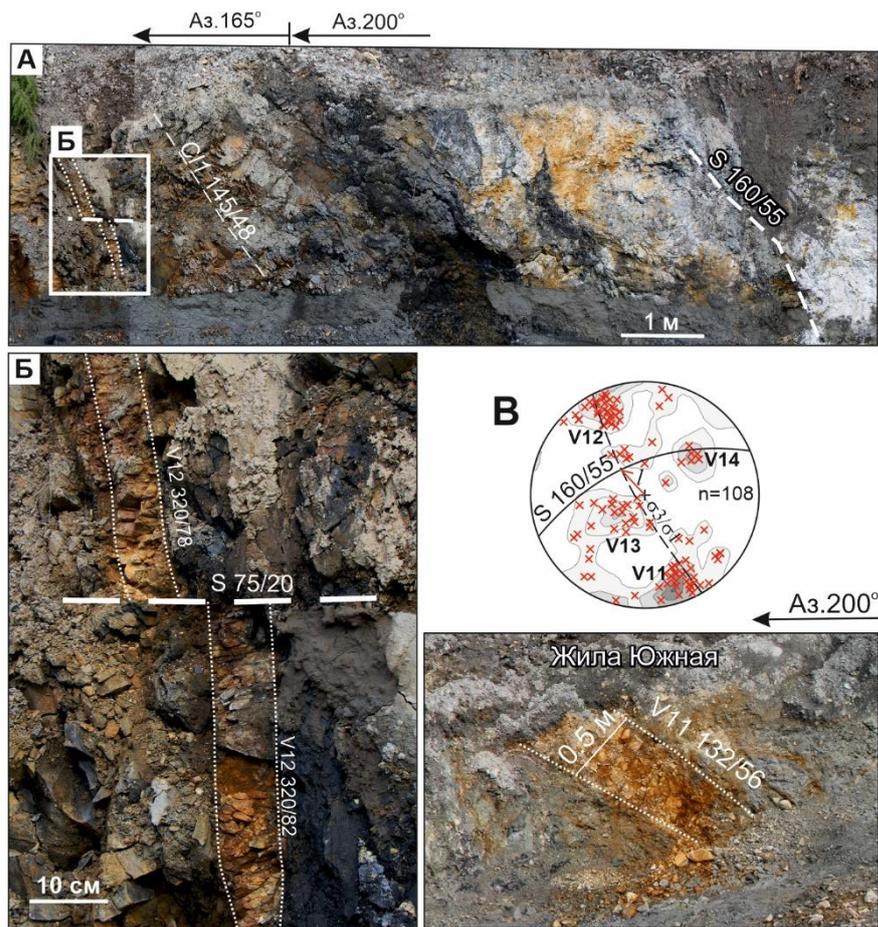


Рис. 3.7. Минерализованная зона дробления Южная (А) и кварцевые жилы, канава-18.



Рис. 3.8. Кварцевое прожилкование штокверкового типа (А), диаграммы кварцевых прожилков (Б) и трещиноватости (В), зона Северная, канава – 170.

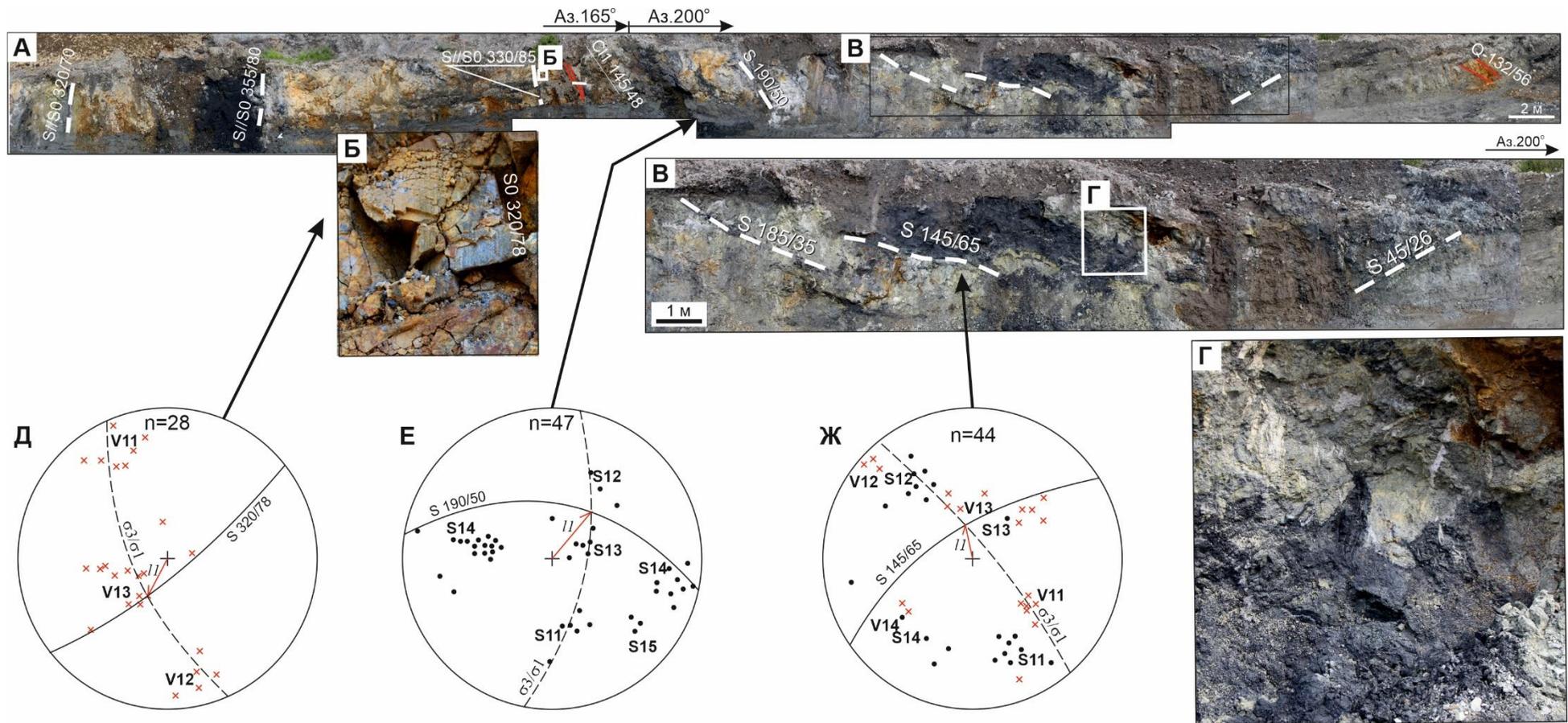


Рис. 3.9. Минерализованные зоны дробления (А, Б) и слоистость (Б), канава 18. На диаграммах (Д-Ж) показаны взаимоотношения жил, трещиноватости и слоистости.

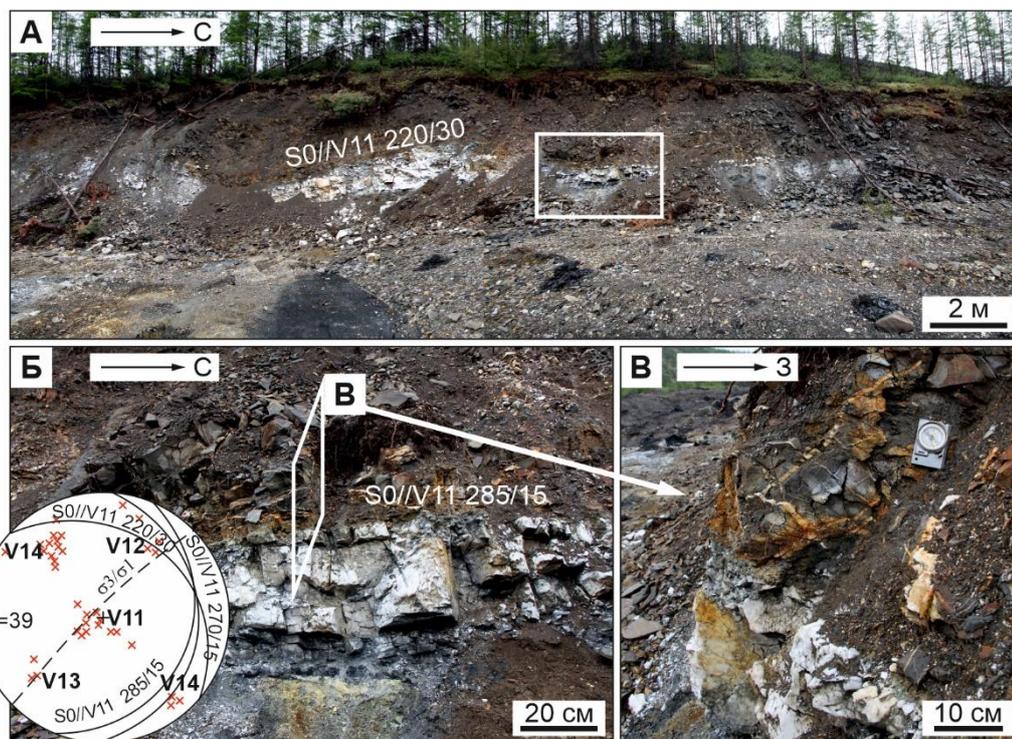


Рис. 3.10. Межпластовая жила Южная (А-В), левый борт руч. Узкий. На диаграмме показано взаимоотношение кварцевых жил со слоистостью (Кудрин, Фридовский, 2021;

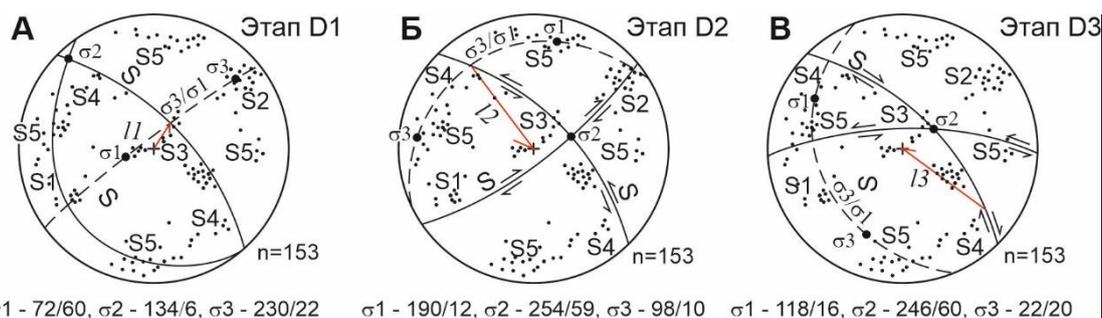


Рис. 3.11. Трещинные структуры месторождения Хангалас различного парагенеза: А – взбросо-надвигового D1, Б – левосдвигового D2, В – правосдвигового D3.

В подземных горных выработках задокументированы синрудные малоамплитудные взбросы S – 10/85 (Рис. 3.12) и пострудные правые сдвиги субширотного простирания S – 5/70 золотоносных кварцевых жил (Рис. 3.13).

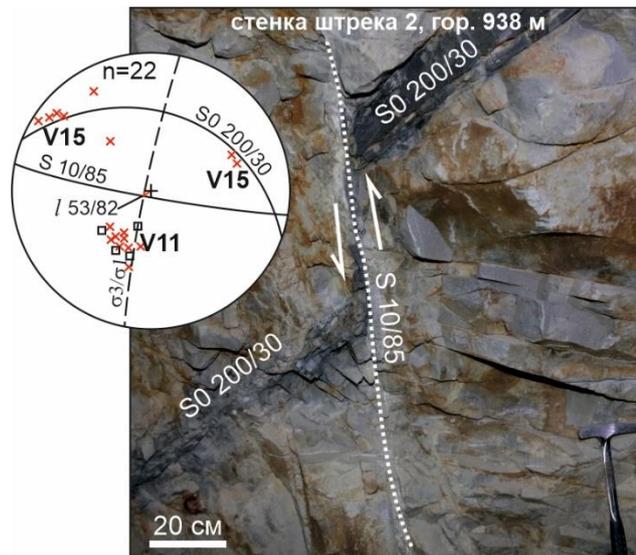


Рис. 3.12. Синрудные взбросы, штрек-2, горизонт 938 м.

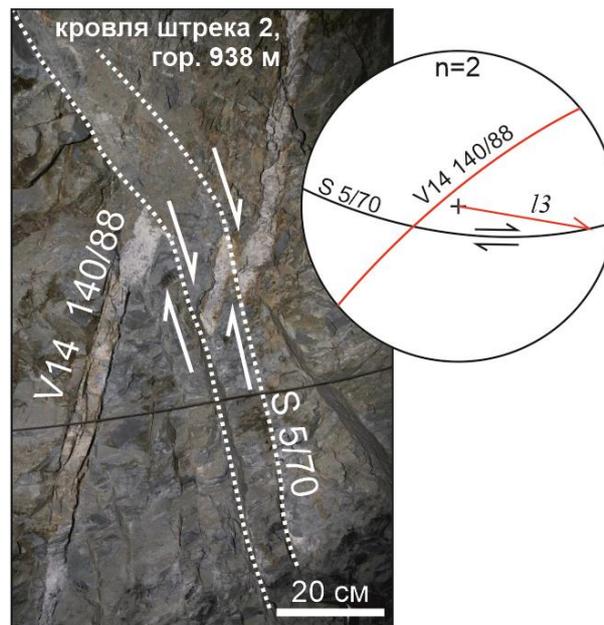


Рис. 3.13. Пострудные правые сдвиги, штрек-2, горизонт 938 м.

Таким образом, структура месторождения Хангалас определяется СЗ взбросо-надвигами, осложняющими Хангаласскую антиклинальную складку второго порядка в своде Нерского антиклинория. Установлено формирование золотоносных кварцевых жил во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений этапа D1 и их связь со складчатостью и разрывными нарушениями СЗ простирания. Рассчитанное положение палеотектонических осей напряжения для рудного этапа следующее: σ_3 – 235-250/8-20; σ_1 – 5-10/74-88; σ_2 имеет пологое погружение на СЗ/ЮВ. Ранние деформации осложнены поздними сдвигами: вначале левыми этапа D2: σ_1 – 190/12, σ_2 – 254/59, σ_3 – 98/10, затем правыми этапа D3: σ_1 – 118/16, σ_2 – 246/60, σ_3 – 22/20.

3.2. Месторождение Нагорное

Месторождение Нагорное расположено в северо-западной части ХРУ на водоразделах руч. Двойной и руч. Ореольный (Рис. 1.2, Рис. 3.14). Вмещающие породы субширотного простирания с крутым $70-75^\circ$ до вертикального, иногда с опрокинутым залеганием, представлены преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов верхней перми. Рудные тела месторождения приурочены к межпластовым и продольносекущим минерализованным зонам дробления субширотной ориентировки. Развита 6 рудных зон, представленные непротяженными (до 100 м) согласными и оперяющими их кварцевыми жилами и прожилками. Мощность рудных зон месторождения Нагорное от 0.6 до 3-4 м, средняя 1.0 м. Ресурсы золота по категории P1 составляют 1288 кг при среднем содержании 58.55 г/т, по категории P2 – 15 тонн при среднем содержании – 4.3 г/т (<https://nedradv.ru>).

Складчатые структуры месторождения представлены сжатыми до изоклинальных складками F1 близширотного простирания с близгоризонтальными шарнирами b1 (Рис. 3.14-Рис. 3.16), сформированными в ходе первого этапа D1. Залегание крыльев крутое до вертикального, на отдельных участках опрокинутое. Нередко на крыльях складок F1 развиваются будинаж-структуры // параллельные шарнирам b1 (Рис. 3.17В). Складки F1 так же, как и на месторождении Хангалас, повторно деформированы при поздних левосдвиговых деформациях, в результате развиваются открытые концентрические складки F2 с крутыми шарнирами b2 субмеридионального простирания (Рис. 3.14В, Ж). С левыми сдвигами также связан близширотный разворот блока между ветвями Двойного разлома, схематическая модель которого показана на рисунке 3.14Ж.

Разломы и рудные зоны в основном межпластовые, имеют простирание от широтного до северо-западного, реже северо-восточную ориентировку, падение крутое до близвертикального. На рисунках 3.18-3.20 показаны выходы кварцевой штокверковой минерализации лестничного типа. Взаимоотношение жильно-прожилковых тел со слоистостью показывает их связь со взбросо-надвиговым полем тектонических напряжений этапа D1: на стереограмме полюса жил и прожилков формируют крутой пояс σ_3/σ_1 . Региональные поля напряжений рудного этапа следующие: $\sigma_1 - 63/70$, $\sigma_2 - 315/6$, $\sigma_3 - 225/22$ (Рис. 3.20Г, Рис. 3.22Д).

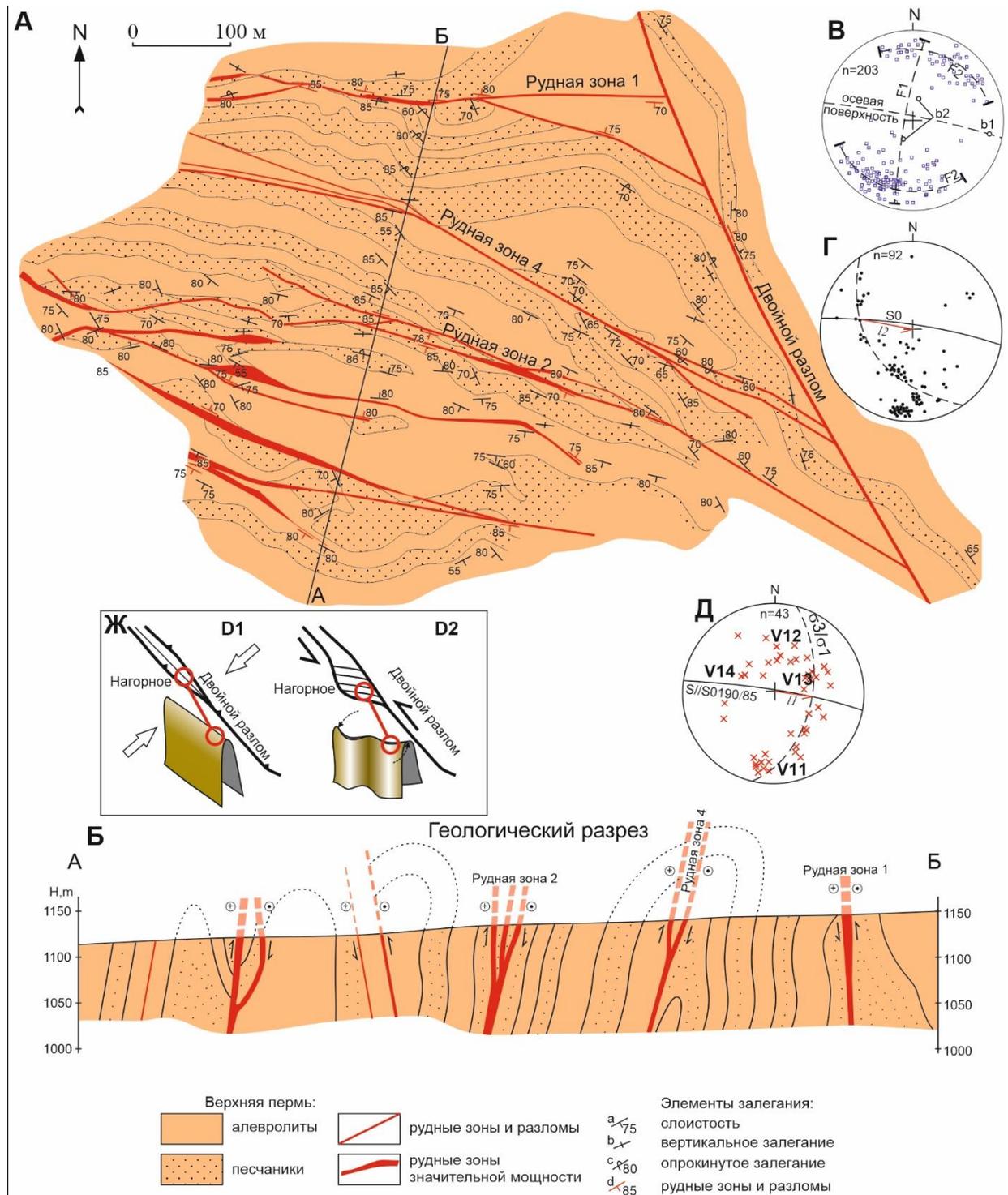


Рис. 3.14. Схема геологического строения (А), разрез (Б), стереограммы слоистости (В), трещиноватости (Г), кварцевых жил (Д) и модель эволюции складчатых структур (Ж) месторождения Нагорное (схема геологического строения по данным Куковского 2006 г. с изменениями и дополнениями).

На диаграммах показаны: В-Г – полюса слоистости; Д – полюса кварцевых жил и их пояс для рудной зоны 2.

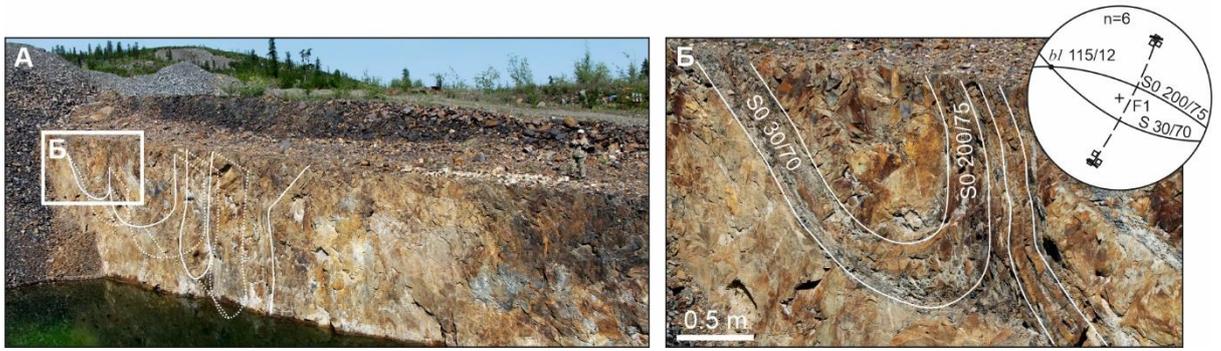


Рис. 3.15. Сжатые складки F1 и стереограмма полюсов слоистости.

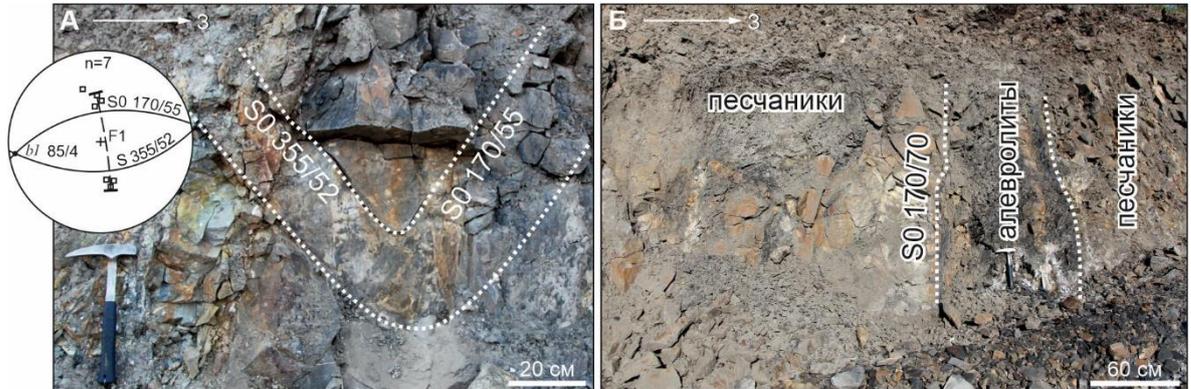


Рис. 3.16. Синклиальная складка F1, стереограмма полюсов слоистости (А) и крутое залегание пород на крыльях сжатых складок (Б).

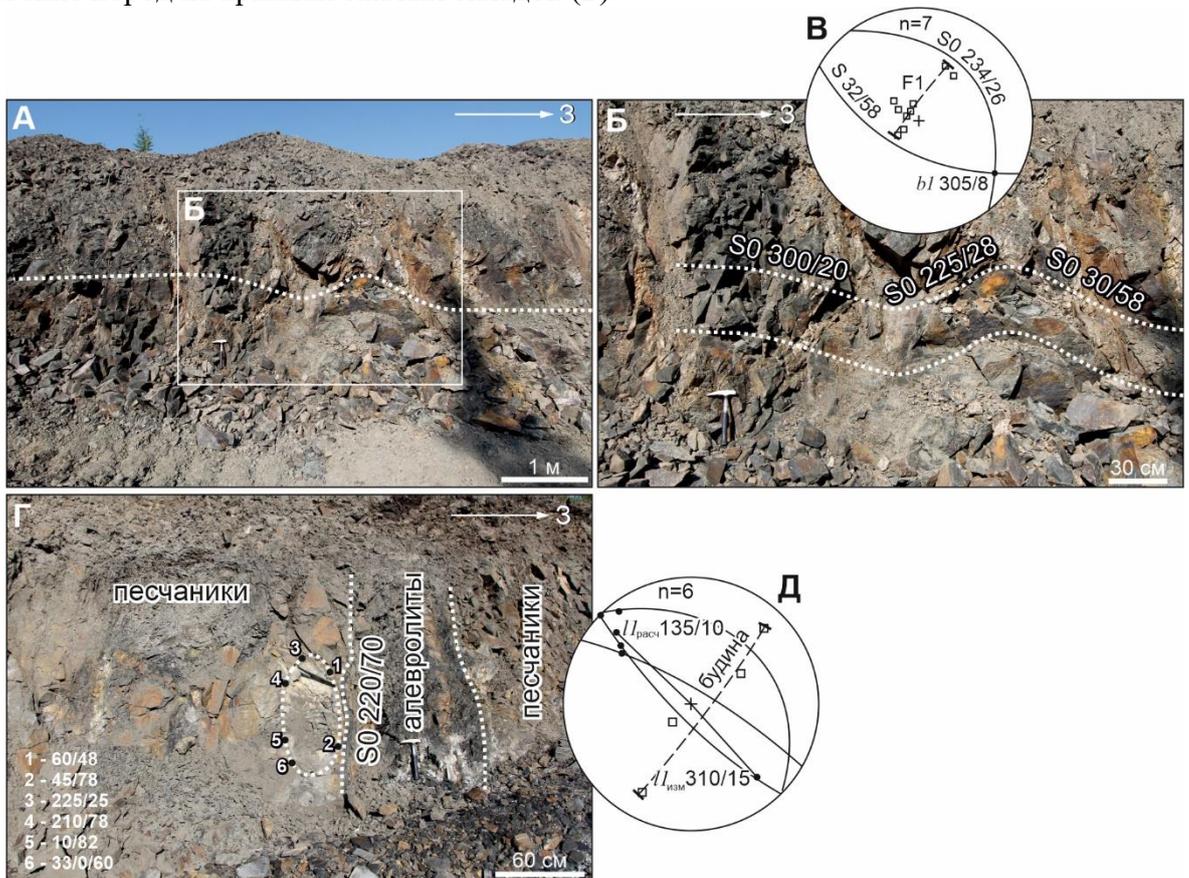


Рис. 3.17. Открытые складки F1 (А, Б), будинаж (Г) и их стереограммы полюсов слоистости (В) и будинажа (Д).

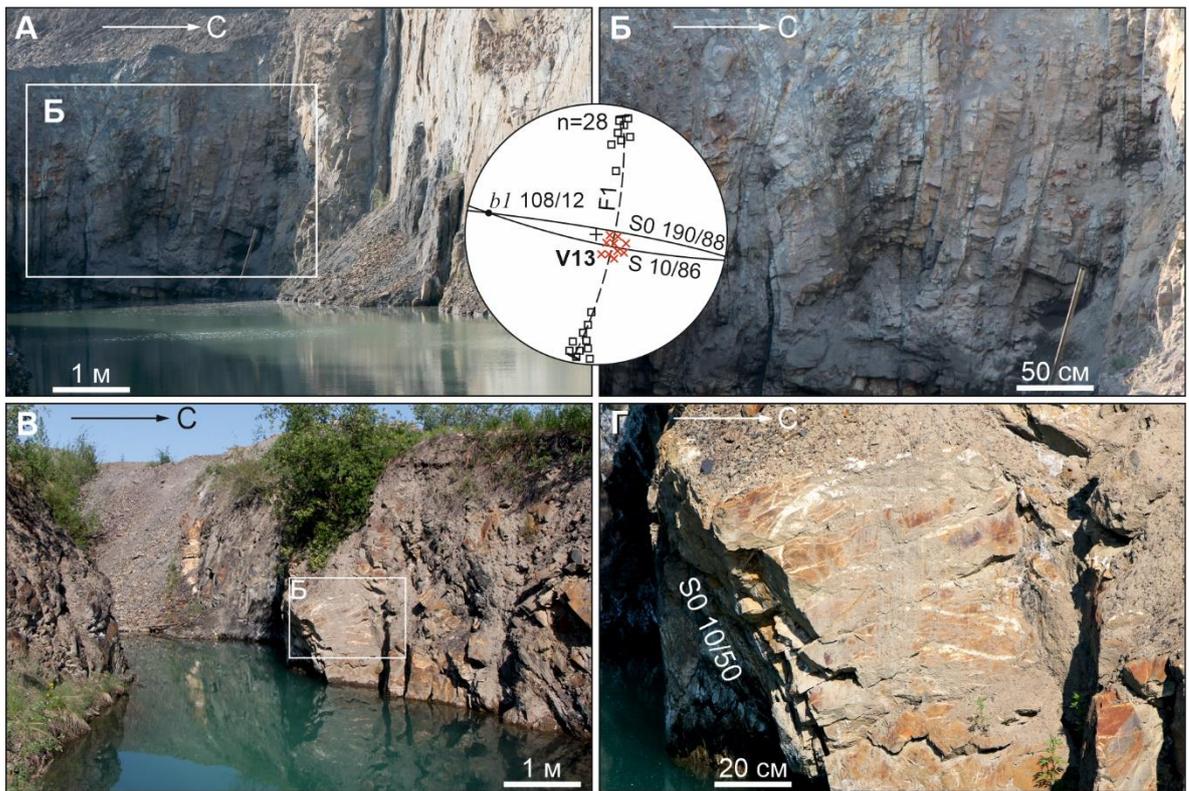


Рис. 3.18. Сжатые складки F1, стереограмма полюсов слоистости (А, Б) и лестничные кварцевые прожилки V13 (В, Г).

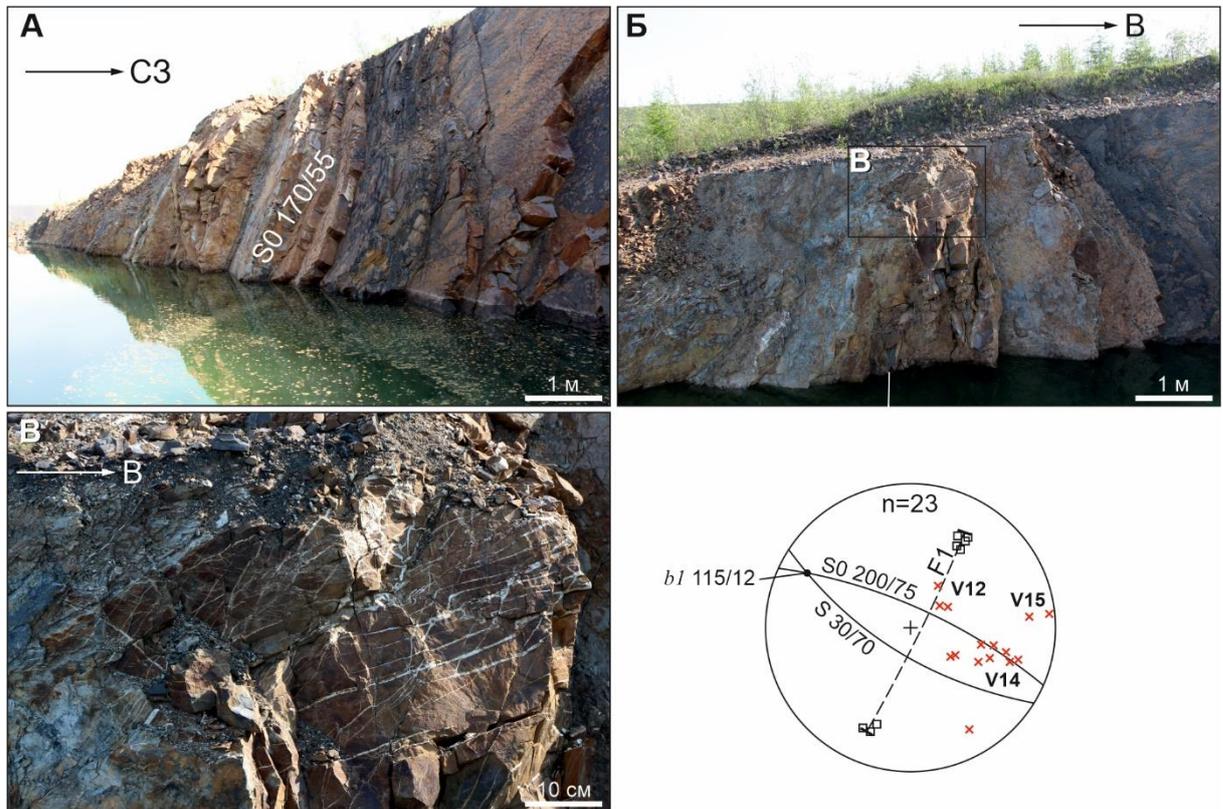


Рис. 3.19. Пластовый кварцевый штокверк и стереограмма полюсов слоистости и кварцевых прожилков.

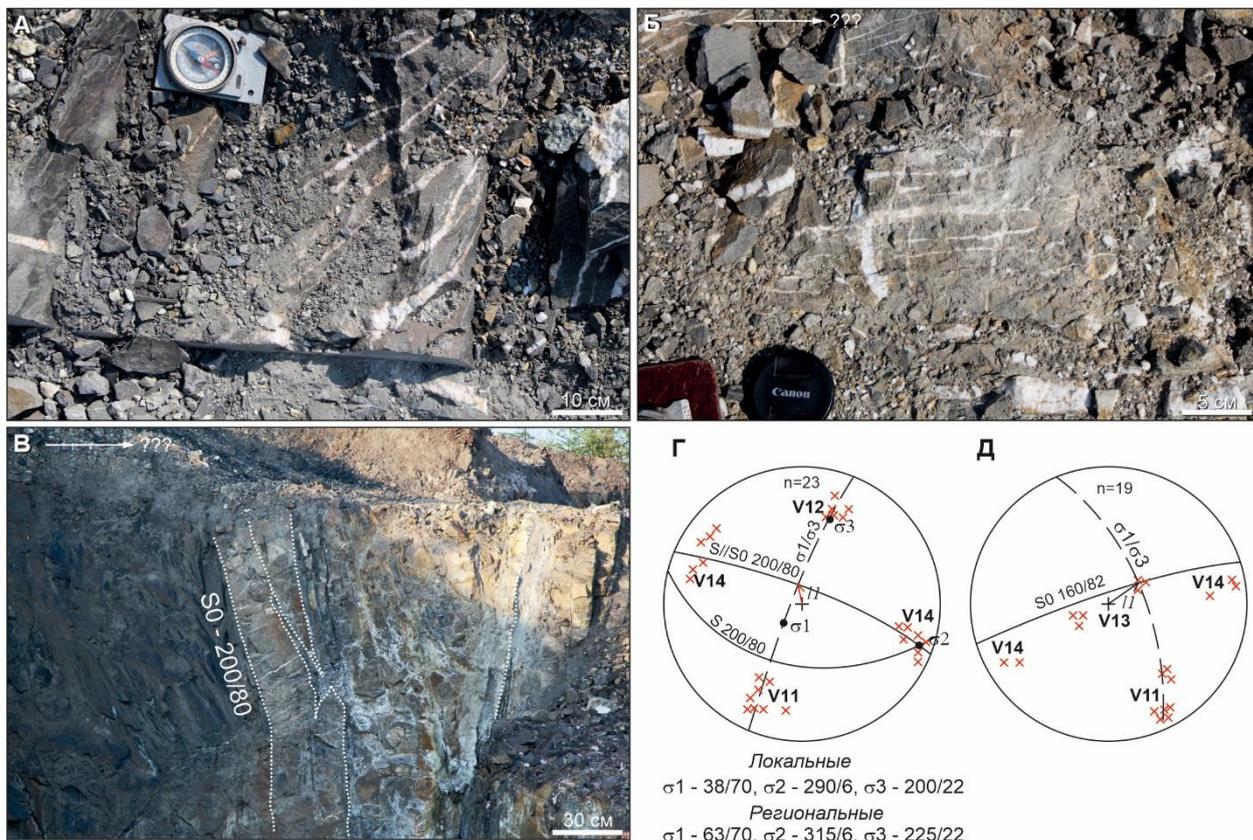


Рис. 3.20. Кварцевые прожилки V1 (А-В) и диаграммы (В-Г), показывающие взаимоотношения их со складчатостью и плоскостью σ_3/σ_1 .

Пострудные сдвиговые деформации D2-3 широко проявлены в пределах месторождения. На рисунке 3.21 показаны субгоризонтальные левосдвиговые борозды скольжения I_2 252/4 на поверхности слоистости S0 165/74.

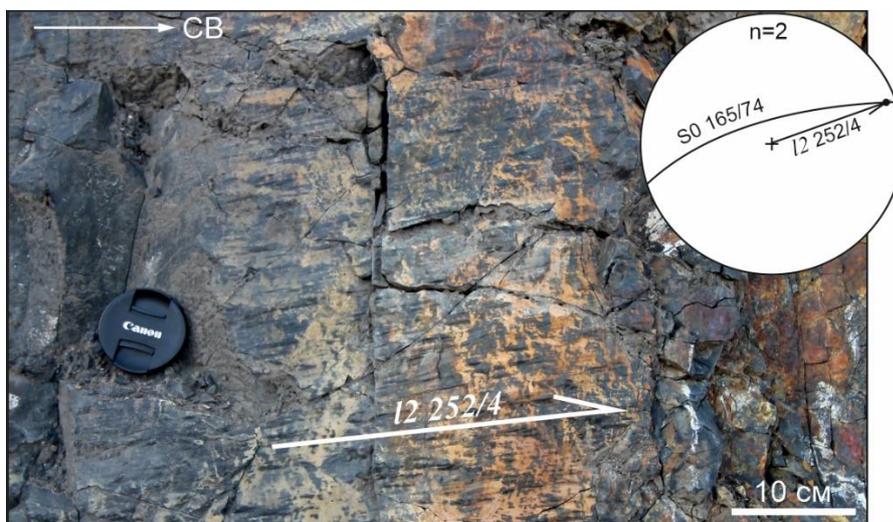


Рис. 3.21. Поздние левосдвиговые борозды скольжения I_2 252/4.

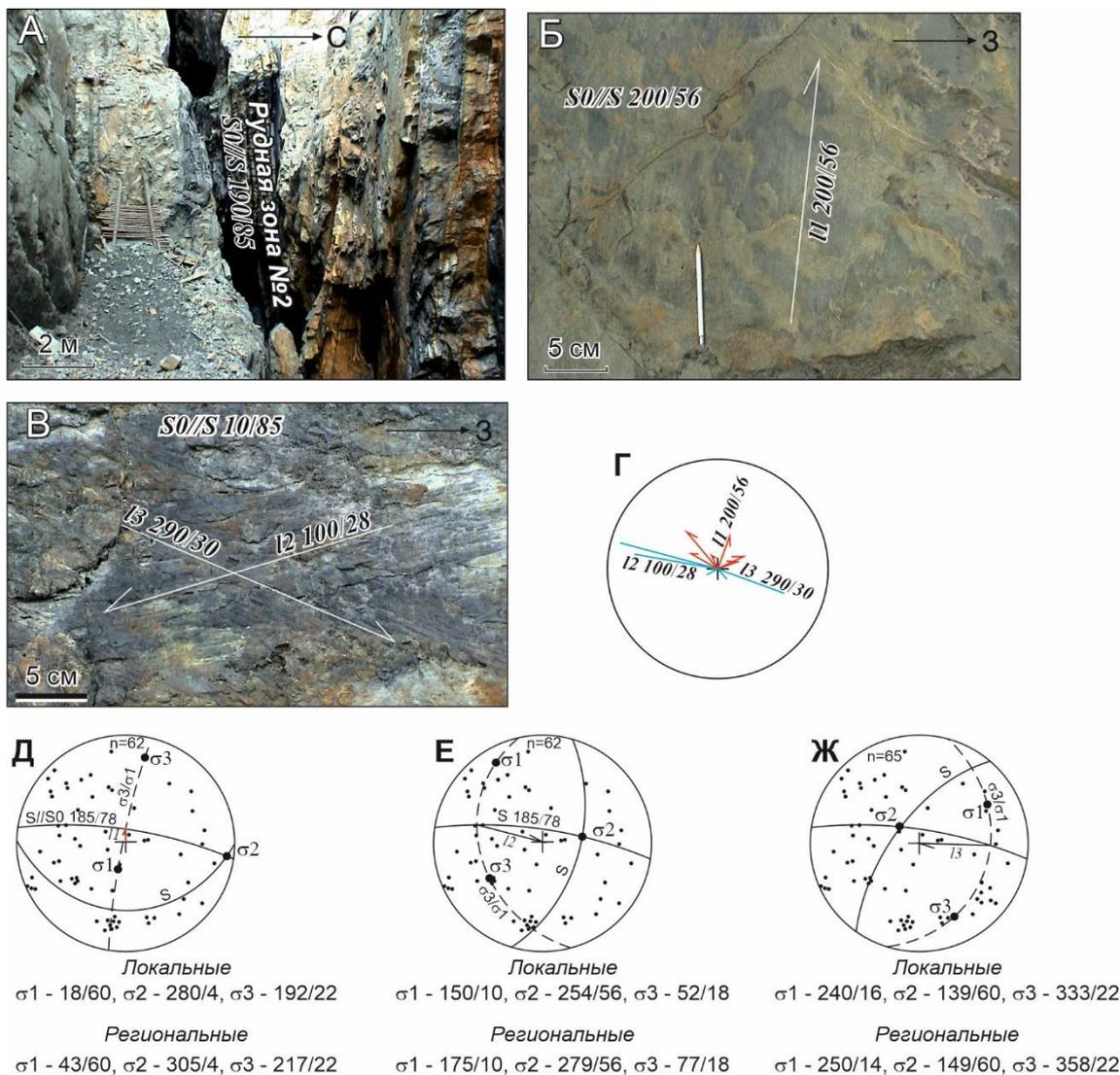


Рис. 3.22. Рудная зона №2 (А), взбросовые (Б, на диаграмме Г красные линии) и сдвиговые (В, на диаграмме Г синие линии) борозды скольжения, стереограммы трещиноватости (Д-Ж), месторождение Нагорное (Fridovsky et al., 2018).

Стрелки показывают направление смещения висячих крыльев разломов.

Таким образом, структура месторождения Нагорное определяется приуроченностью оруденения к взбросам, осложняющим сжатую антиклинальную складку F1 Двойная второго порядка в своде Нерского антиклинория. Формирование складок F1, рудолокализирующих разломов и золотоносных кварцевых жил происходило во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений этапа D1. Рассчитанное положение палеотектонических осей напряжения для рудного этапа следующее: $\sigma_1 - 38/70, \sigma_2 - 290/6, \sigma_3 - 200/22$. Ранние структуры деформированы поздними левыми D2 ($\sigma_1 - 175/10, \sigma_2 - 279/56, \sigma_3 - 77/18$) и правыми D3 ($\sigma_1 - 250/14, \sigma_2 - 149/60, \sigma_3 - 358/22$) сдвигами.

3.3. Рудопроявление Двойное

Рудопроявление Двойное расположено в СЗ части ХРУ на левом борту долины в низовьях одноименного ручья, в ~6 км южнее от месторождения Нагорное (Рис. 1.2, Рис. 3.23). Вмещающие породы представлены песчаниками, реже алевролитами среднегеоидской подсвиты поздней перми (Рис. 3.23). Рудные тела субширотной до северо-восточной ориентировки – зоны дробления с кварц-карбонатной жильно-прожилковой минерализацией. Падение их крутое от 60 до 90°, мощность от 0.3 до 1.8 м, в среднем 1.0 м (Рис. 3.24). Содержание золота составляет 0.5-30.7 г/т. Прогнозные ресурсы по категориям Р1 и Р2 составляют 15.0 тонн золота (Куковский и др., 2006).

Рудопроявление приурочено к северо-западному крылу Двойной антиклинали. Ранние складки F1 СЗ простирания (Рис. 3.23Б) в пределах проявления деформированы поздними сдвигами, их простирание меняется от северо-западного до субмеридионального и северо-восточного (Рис. 3.24В). Кливаж С11 развивается согласно ориентировке складок F1. Разрывные нарушения Двойного рудного поля в основном имеют ЗСЗ простирание.

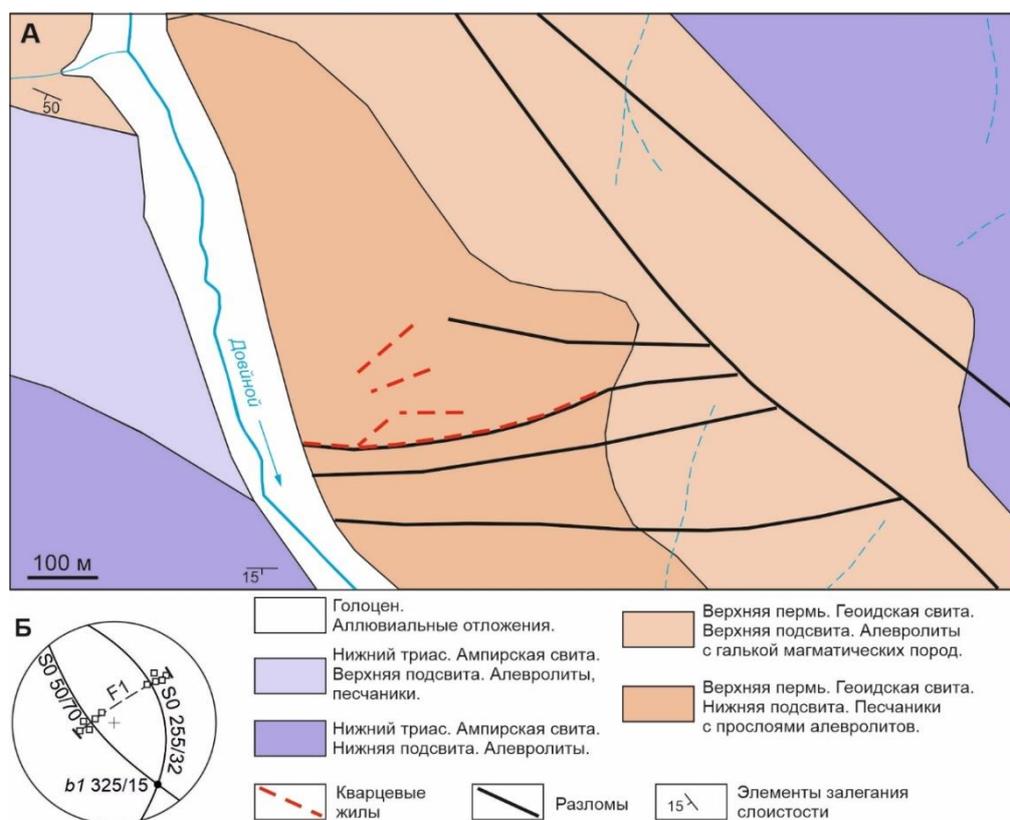


Рис. 3.23. Схема геологического строения (А) и стереограмма складок F1 (Б) рудопроявления Двойное.

Кварцевые жильно-прожилковые тела показаны на рисунке 3.24, их полюса на стереографических проекциях группируются в системы V11, V12 и V13 (Рис. 3.24Г). Проявлены полого погружающиеся к ЮЗ (235/10) будинаж-структуры кварцевых жил. Их положение совпадает с положением нейтральной оси σ_2 (Рис. 3.24Г). Рудные тела и рудоконтролирующие структуры рудопроявления повторно деформированы поздними сдвигами, о чем свидетельствует развитие субмеридиональных складок F3 с крутыми шарнирами b3 175/56 (Рис. 3.24Д). Для рудного этапа восстановлены палеотектонические поля напряжений, они характеризуют взбросовые движения и согласуются с ранними складчато-надвиговыми деформациями этапа D1 ($\sigma_1 - 188 \angle 70$, $\sigma_2 - 310 \angle 10$, $\sigma_3 - 55 \angle 14$) (Рис. 3.24Г).

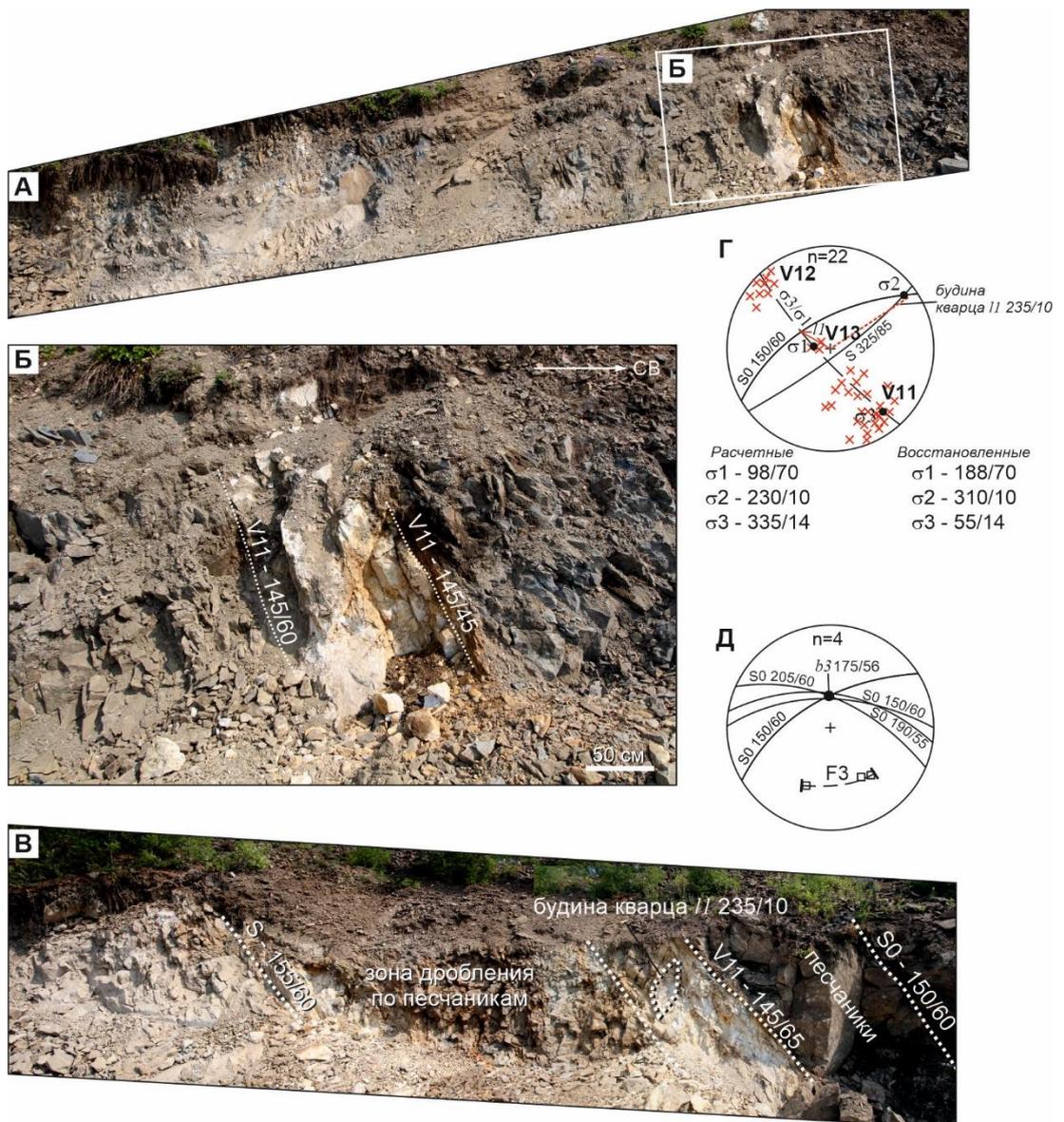


Рис. 3.24. Рудоносная жила (А-В), диаграмма взаимоотношения слоистости, жил и будины кварцевой жилы (Г), диаграмма, показывающая деформации крыльев складки поздними сдвигами (Д), расчистка-1, рудопроявление Двойное.

Таким образом, структура рудопроявления Двойное характеризуется положением рудных тел в своде одноименной антиклинали. Оруденение связано со взбросо-надвиговыми деформациями этапа D1, строение рудных тел деформировано поздними сдвигами так же, как и на месторождениях Хангалас и Нагорное. Для рудного этапа восстановлены палеотектонические следующие поля напряжений: σ_1 – 188/70, σ_2 – 310/10, σ_3 – 55/14.

3.4. Рудопроявление Клич-Контрольное

Рудопроявление Клич-Контрольное расположено в бассейне среднего течения ручья Двойной, между проявлением Двойное и месторождением Нагорное (Рис. 1.2, Рис. 3.25). Вмещающие породы представлены песчаниками с прослоями алевролитов верхнегеоидской подсвиты верхней перми. Рудопроявление локализовано в субширотной структуре, в осложненном северо-западном крыле антиклинали Двойная. Рудные тела представлены протяженными (до 3500 м) зонами дробления субширотного простирания, мощностью от 0.9 м до 10 м, падение от 10 до 85°. Содержание золота в рудах колеблется от 0.5 до 96.0 г/т. Прогнозные ресурсы по категориям P1, P2 и P3 по состоянию на 01.12.2005 г. составляли 14.8 т золота (Куковский и др., 2006).

Субширотное положение складчатых структур и рудных зон связывается с деформированием блока поздними сдвигами. На стереографических проекциях трещины и кварцевые жилы формируют крутой пояс полюсов σ_3/σ_1 , характерный для взбросо-надвиговых деформаций этапа D1 (Рис. 3.25). Детальное картирование структур рудопроявлений затруднено широким развитием гипергенных процессов (Рис. 3.26) (Кудрин и др., 2019).

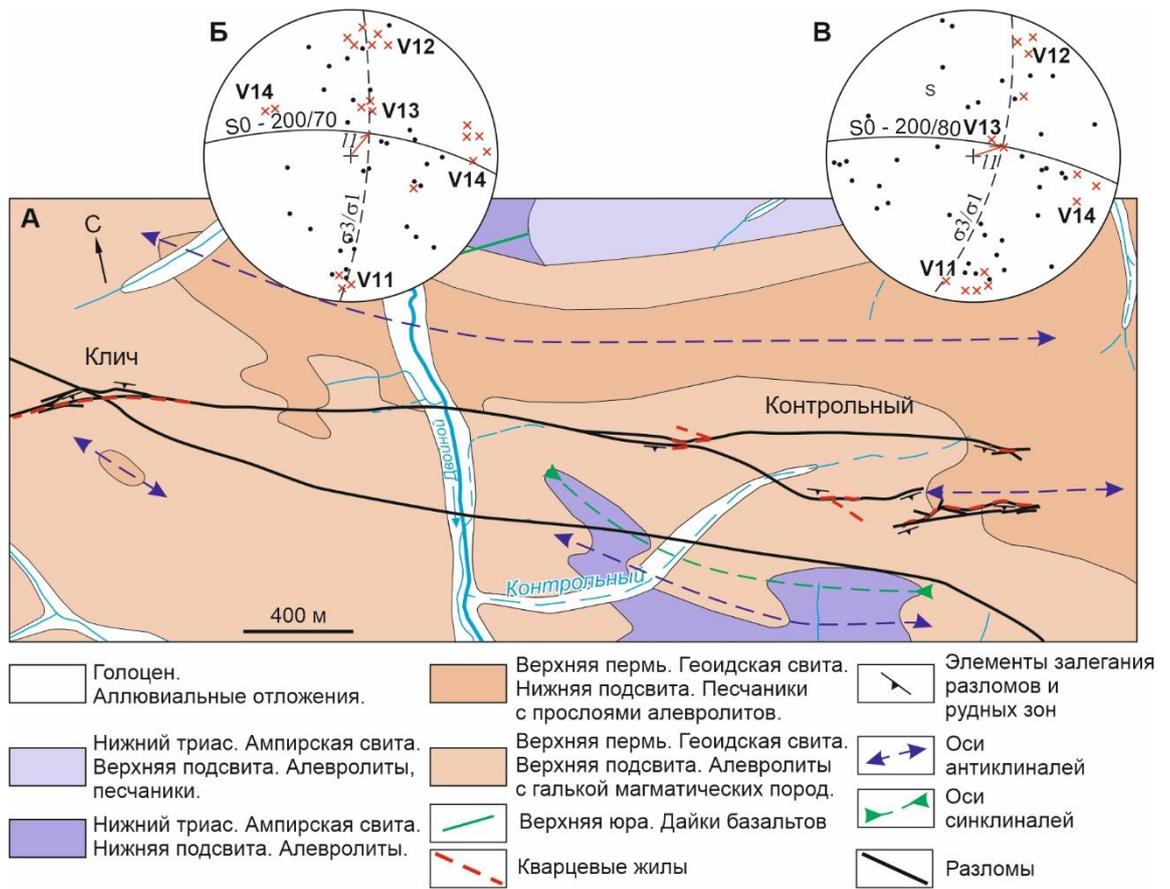


Рис. 3.25. Схема геологического строения (А) по данным (Куковский и др., 2006) с изменениями и диаграммы взаимоотношения слоистости, кварцевых жил и трещин рудопроявлений Клич (Б) и Контрольный (В).

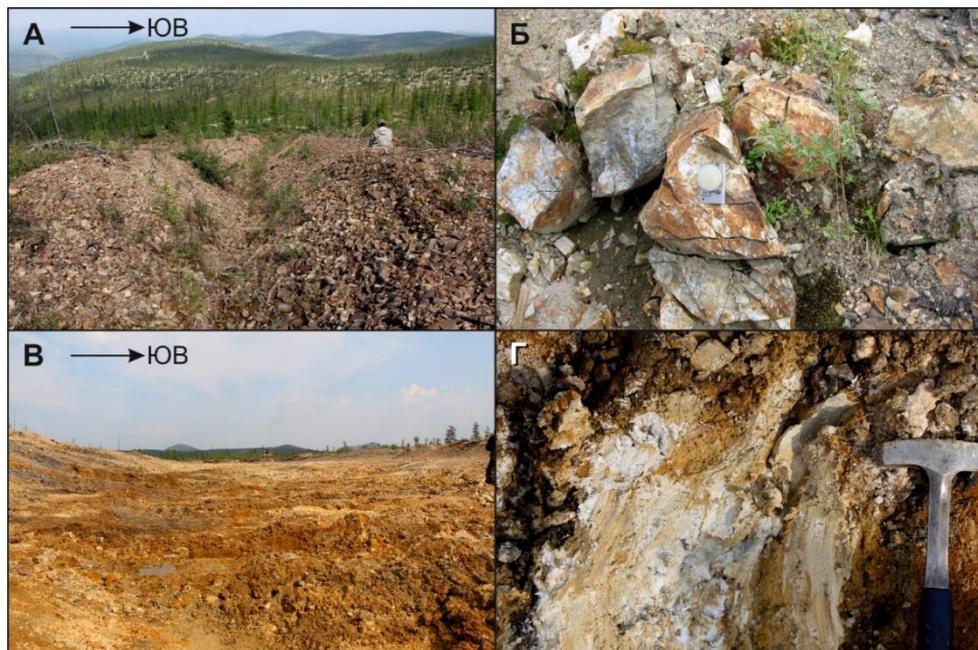


Рис. 3.26. Песчаники с прожилками кварца, проявление Клич (А, Б), окисленные зоны дробления (В) и выветрелый кварц-маршалит (Г), проявление Контрольный.

Таким образом, структурно-тектонические исследования рудопроявления Клич-Контрольное показывают его положение в осложненном сдвиговыми деформациями ЮЗ крыле антиклинали Двойная. Формирование оруденения связано со взбросо-надвиговыми деформациями этапа D1.

3.5. Рудопроявление Амбир

Рудопроявление Амбир расположено в верховьях одноименного водотока, в 3 км восточнее от проявления Двойное (Рис. 1.2, Рис. 3.27). В геологическом строении проявления принимают участие песчаники и алевролиты геондской свиты верхней перми юго-западного крыла антиклинали Двойная. Рудные тела представлены зонами дробления с непотяженными (до 15 см), маломощными (до 1 см) прожилками кварца различной ориентации. Простираение зоны субширотное с падением на юг под углами 70-90°. Мощность структур колеблется от 2.0 до 20.0 м. Прогнозные ресурсы по категории P1 составляют 1170 кг со средним содержанием 8.0 г/т (Куковский и др., 2006).

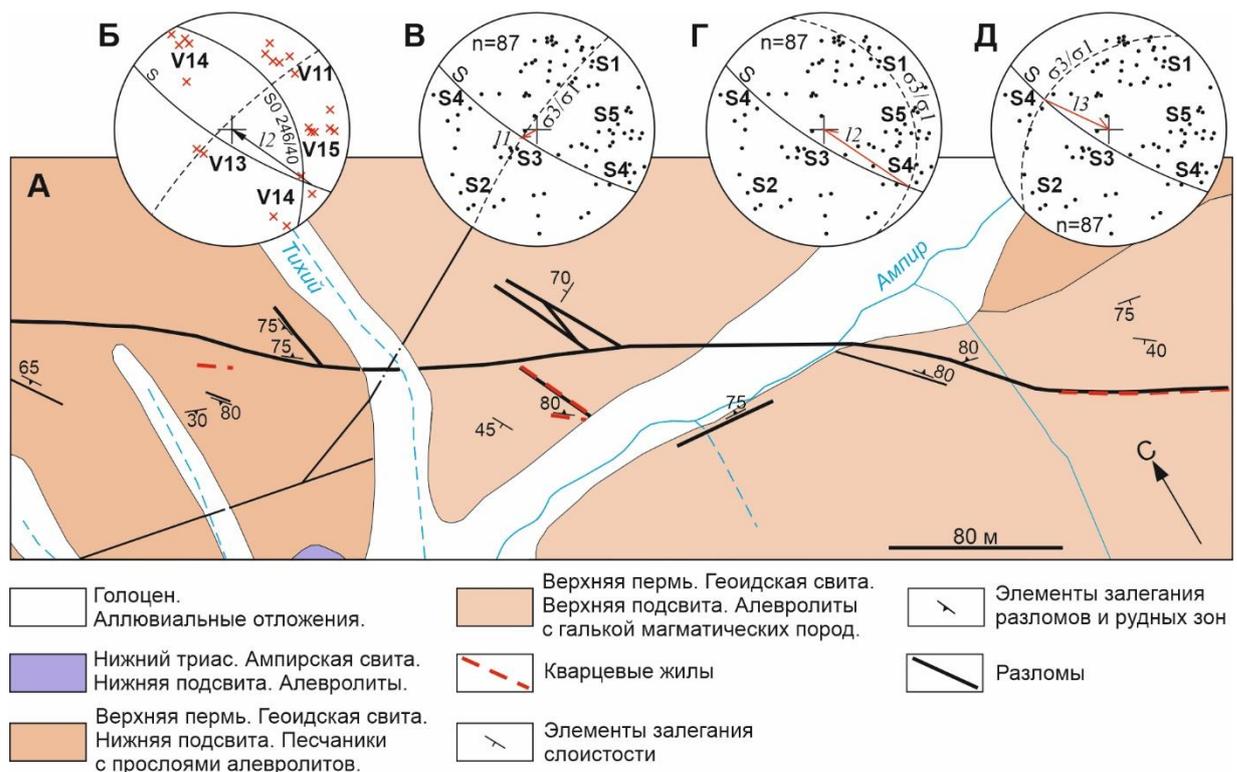


Рис. 3.27. Схема геологического строения (А), стереографические проекции кварцевых жил (Б) и трещиноватости (В-Г), показывающие развитие взбросо-надвиговых (В), лево- (Г) и правосдвиговых (Д) деформаций, рудопроявление Амбир.

Полюса кварцевых жил на стереографических проекциях формируют системы, связанные со слоистостью и разрывными нарушениями, образованными во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений (Рис. 3.27Б) и трещиноватости (Рис. 3.27В-Д). Полюса трещинных структур группируются вдоль крутого взбросо-надвигового (Рис. 3.27В), пологих лево- (Рис. 3.27Г) и правосдвигового (Рис. 3.27Д) поясов σ_3/σ_1 .

Таким образом, структура рудопроявления Амбир характеризуется локализацией в ЮЗ крыле Двойной антиклинали, рудные тела контролируются взбросами. Проявлены структурные парагенезы деформаций этапов D1, D2 и D3.

3.6. Рудопроявление Ожидание

Рудопроявление Ожидание расположено в 5 км юго-западнее месторождения Хангалас на водоразделе ручьев Болотный и Ожидание (Рис. 1.2, Рис. 3.28). Проявление приурочено к разлому Гранитный на юго-западном крыле Нерского антиклинория, сложенного преимущественно алевролитами и туфопесчаниками ладининского яруса верхнего триаса. Рудные тела представлены зонами окварцевания и дробления северо-западного простирания. Мощность их варьирует от первых метров до 15.0 м, протяженность – первые сотни метров и более, падение, в основном, юго-западное под углами от 55 до 85°. Контакты зон дробления с вмещающими породами в большинстве случаев нечеткие, расплывчатые, плавные, согласные и субсогласные со слоистостью, иногда слабосекущие. Запасы золота по категории С2 составляют 1660 кг со средним содержанием 39.5 г/т, ресурсы по категории Р1 – 1700 кг, Р2 – 1170 кг (<https://nedradv.ru>).

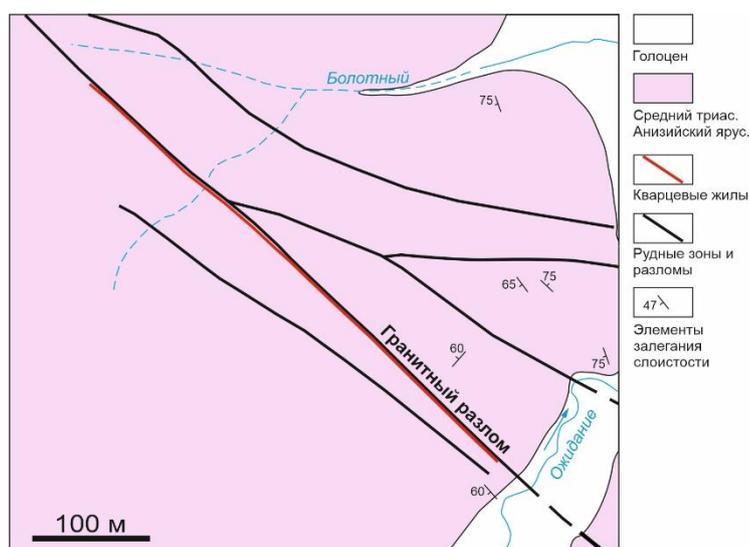


Рис. 3.28. Схема геологического строения рудопроявления Ожидание (по данным Куковского и др., 2006, с изменениями).

Проявлены складки F1 с близгоризонтальными шарнирами (Рис. 3.29, Рис. 3.30). С развитием складок связан кливаж C11 215/65, линия пересечения со слоистостью согласна шарнирам складок F1 СЗ простираения (b1 – 308/2) (Рис. 3.30Б, диаграмма). Крылья этих складок осложнены поздними сдвигами и аксоноклиналями (b2 – 150/80) (Рис. 3.31).

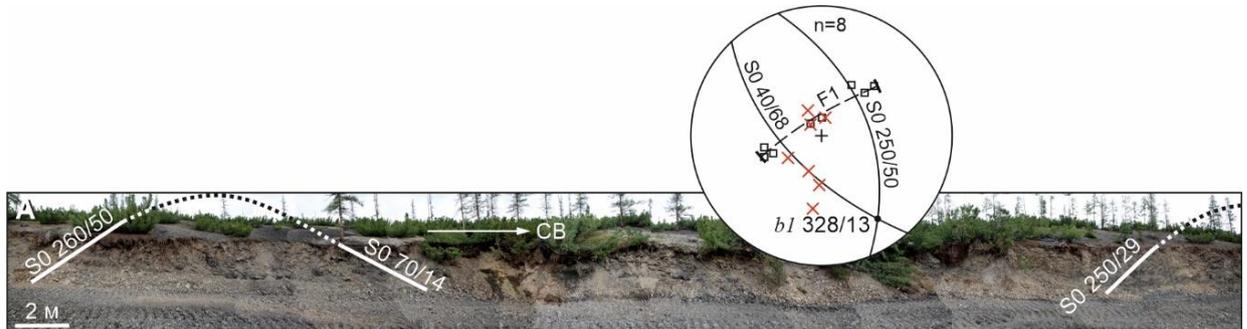


Рис. 3.29. Складки F1 с близгоризонтальными шарнирами и связанные с ними кварцевые прожилки (диаграмма).



Рис. 3.30. Взаимоотношение кливажа C11 и слоистости S0.

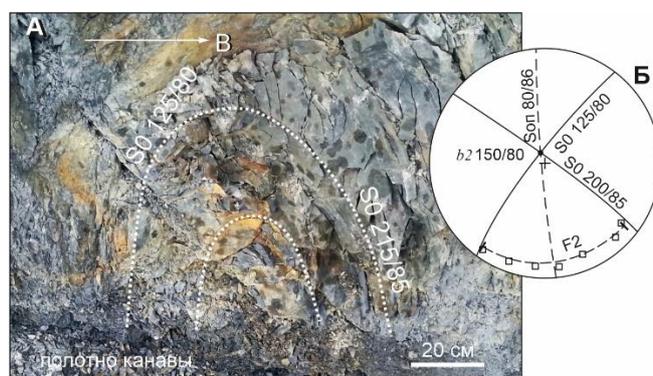


Рис. 3.31. Аксоноклинали F2, связанные с левосдвиговыми деформациями D2 (А) и их стереограмма (Б).

Таким образом, структура проявления Ожидание определяется приуроченностью к разлому Гранитный в ЮЗ крыле Нерского антиклинория, который также развивался в ходе нескольких деформационных событий.

3.7. Участок Мудекен

Участок Мудекен, расположен в правом борту одноименного ручья в ~6 км выше по течению от устья руч. Двойной (рис. 1.2). В береговом обрыве, сложенном пачкой тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, вскрываются складчато-разрывные дисслокации (Рис. 3.32). Установлены два сопряженных разрывных нарушения. Первый разлом S31 ССЗ (70/60) простирания выполнен окварцованной брекчией вмещающих пород. В его крыльях развит скорлуповато-плитчатый кливаж, простирание которого изменяется от северо-восточного (130/35-49) до северо-западного (220/75-79). Ведущее разрывное нарушение S32 (160/40) представлено сместителем падающим к юго-востоку. Разлом окварцован и трассируется кварц-карбонатной жилой полосчатой текстуры мощностью 8 см (Рис. 3.32В). В лежачем и висячем контактах разлома наблюдаются сопутствующие кварцевые жилы юго-западного (220-260/55), северо-восточного (75/80) и юго-восточного (136/42) падений. Выполненные кинематические реконструкции позволяют увязать формирование кварц-карбонатных жил с правосдвиговыми движениями вдоль пологопадающего сместителя S32 (Рис. 3.32А). В восточном крыле разлома S32 получили развитие приразломные внутрипластовые складки, осевые плоскости которых, в основном, параллельны сместителю (Рис. 3.32Г). Они асимметричные Z типа – их юго-восточные крылья пологие и протяженные, а юго-западные крылья залегают круче; в отдельных складках они подвернуты в соответствии с правосторонним транспортом пород. Активные межслоевые деформации, направленные вдоль простирания пород, сопровождались внутрислоевыми разрывами (Рис. 3.32Д). Полюса слоистости, замеренные на крыльях складок, образуют пояс вдоль дуги большого круга, характерный для цилиндрического типа складок (Рис. 3.32Е). Шарниры складок в погружаются, в основном, к югу под углами 35-60 градусов.

В зоне динамического влияния нарушений кливаж существенно меняет залегание. Полюса кливажа, показанные на рисунке 3.32Ж указывают на то, что ранний кливаж деформирован при сдвиговых движениях. Полюса образуют пояс, характерный для цилиндрических складок F3.

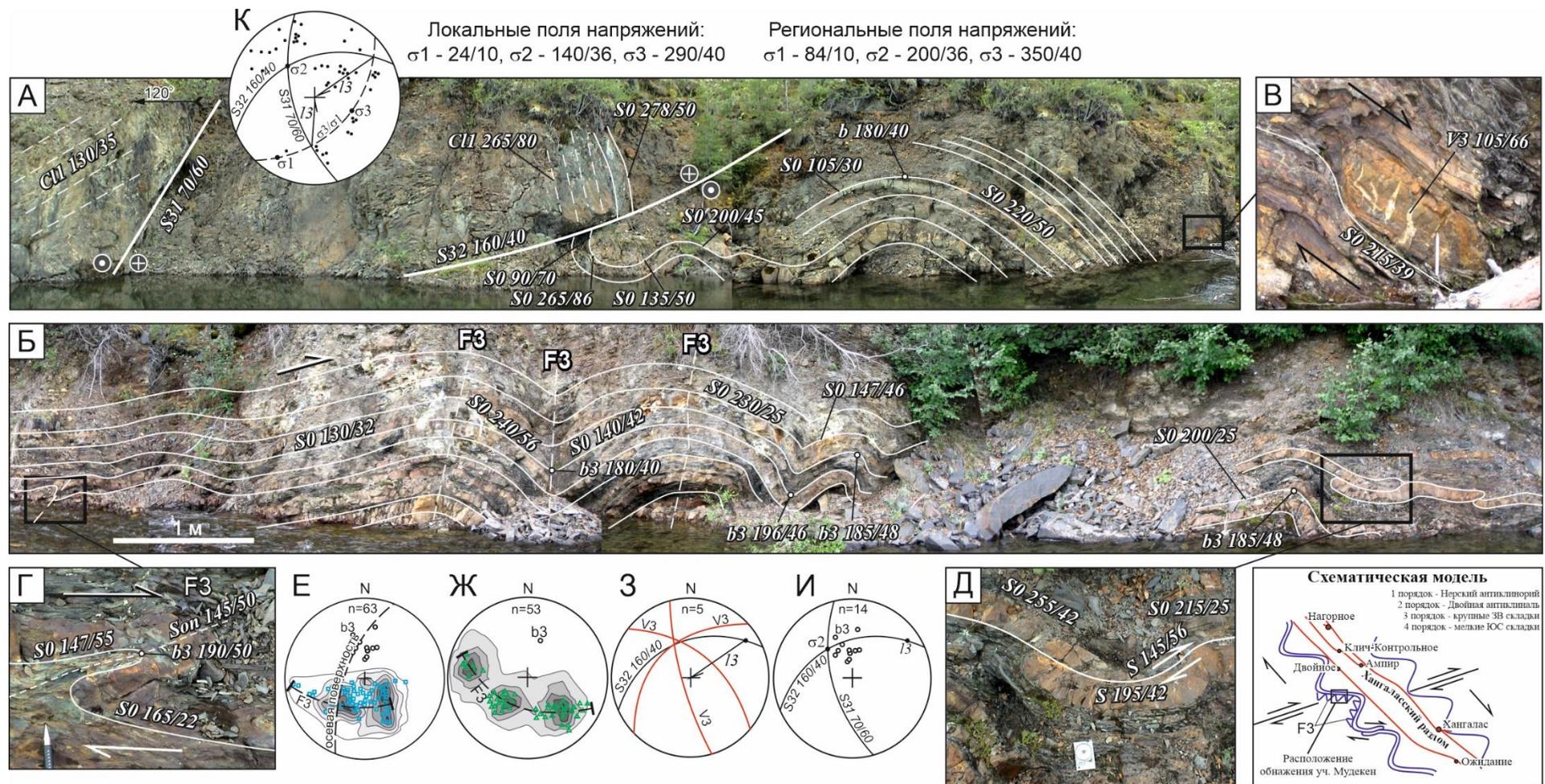


Рис. 3.32. Правосдвиговые деформации в песчано-алевролитовых толщах верхнего триаса, руч. Мудекен (Fridovsky et al., 2018).

А, Б – складчато-разрывные структуры; В – лестничные жилы в пластах песчаников; Г – опрокиннутая складка Z типа; Д – рампы; Е-К – диаграммы: Е – полюсов слоистости, Ж – полюсов кливажа, З – проекция кварц-карбонатных жил V3, И – проекции разломов и шарниров складок, К – полюса трещин, проекции разломов и восстановление локальных и региональных полей напряжения.

Трещинные структуры на статистической диаграмме образуют пологий пояс σ_3/σ_1 , по ним восстанавливаются региональные тектонические поля напряжений праводвигового этапа D3: σ_1 – 84/10; σ_2 – 200/36; σ_3 – 350/40 (Рис. 3.32К).

Таким образом, проведенный анализ позволяет отнести наблюдаемые на участке Мудекен разрывные структуры S31 и S32, складки F3, деформации кливажа, кварц-карбонатные жилы и трещины к одному праводвиговому структурному парагенезу этапа D3.

3.8. Участок Двойной

Участок Двойной расположен в 1 км от устья руч. Гранитный вверх по течению руч. Двойной (Рис. 1.2). На участке наблюдаются две системы будинаж структур, а также внутрипластовые рампы в песчаниках верхней перми (Рис. 3.33). Первая система будинаж-структур конформна слоистости и характеризуется близгоризонтальной $I1$ 25/5 длинной осью, ориентированной вдоль простираения пород (Рис. 3.33В, Б). Ее формирование связано с ранними складчато-надвиговыми дислокациями D1. Вторая система будинаж структур $I2-3$ 120/54 погружается к ЮВ 120/54 и связана с поздними сдвиговыми деформациями D2-3 (Рис. 3.33В). С этими же этапами связывается развитие внутрипластового рампа, показанного на рисунке 3.33А. Рамповые складки образуются при перемещении разлома с одного горизонта скольжения на другой.

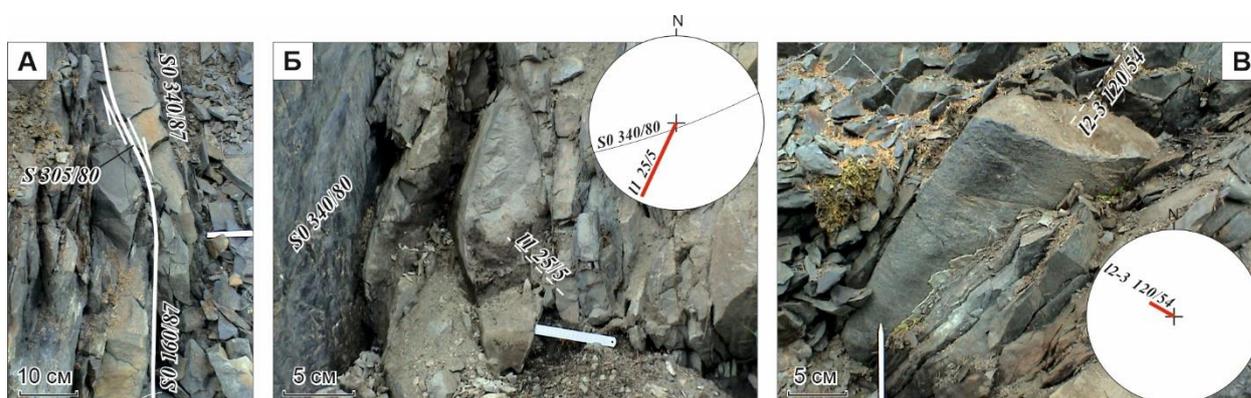


Рис. 3.33. Внутрипластовый рампа (А), субгоризонтальные (Б) и крутые (В) будинаж-структуры (Fridovsky et al., 2018).

Таким образом, положение месторождений Хангаласского рудного узла определяется продольными разрывными нарушениями в своде Нерского антиклинория, представленного здесь Хангаласской и Двойной антиклиналями. Только проявление Ожидание расположено в ЮЗ крыле антиклинория. С учетом результатов исследований, проведенных на других

месторождениях Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (Fridovsky, 2018, Fridovsky et al., 2018, Фридовский и др., 2013, 2014, 2015, 2016), а также общего тектонического развития района, установленные взаимоотношения закартированных деформационных элементов свидетельствуют об их формировании в ходе трех деформационных событий – ранних прогрессивных складчато-надвиговых D1 и поздних лево- D2 и правосдвиговых D3. Рудные тела контролируются разрывными нарушениями взбросо-надвиговой кинематики. Статистический анализ положения золотоносных кварцевых жил и трещиноватости позволил установить связь оруденения со взбросо-надвиговым полем тектонических напряжений этапа D1. Ориентировка плоскости σ_3/σ_1 этапа D1 – ЮЗ-СВ, падение крутое (σ_3 – 210-232/8-22 и 22–55/4–20; σ_1 – 4-75/70-88; σ_2 – 134-142/6-12 и 310-315/6-10). Тектонические структуры рудного узла деформированы пострудными сдвиговыми движениями, сначала левыми сдвигами этапа D2: σ_3 – 77-98/10-18, σ_1 – 175-190/10-12, σ_2 – 254-279/56-59, затем правыми этапа D3: σ_3 – 350-22/20-40, σ_1 – 84-118/10-16 и 250/14, σ_2 – 149-200/36-60 и 246/60 (табл. 3.1). Пострудные сдвиговые движения формировали окончательную структурную картину мезозойской исследуемой территории.

Таблица 3.1. Поля напряжений, ориентировка плоскости σ_3/σ_1 и кинематика движений рудного (D1) и пострудного (D2, D3) этапов деформаций.

№ пп	Месторождение /проявление	Структурный элемент	Этап	σ_1	σ_2	σ_3	Положение плоскости σ_3/σ_1	Ориентировка разлома, по которому восстановлена кинематика	Кинематика разломов СЗ простираения
1	Хангалас	Жильно- прожилковые тела	D1	4/74	136/12	232/20	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Взброс
2			D1	-	-	-	Субвертикальное, СЗ-ЮВ	СВ, положение деформированное	Взброс
3			D1	-	-	-	Субвертикальное, С-Ю	ЗВ, положение деформированное	Взброс
4			D1	-	-	-	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Взброс
5			D1	-	-	-			Взброс
6			D1	-	-	-	Субвертикальное, С-Ю	ЗВ, положение деформированное	Взброс
7			D1	-	-	-	Субвертикальное, СЗ-ЮВ	СВ, положение деформированное	Взброс
8			D1	-	-	-	Субвертикальное, СЗ-ЮВ	СВ, положение деформированное	Взброс
9			D1	-	-	-	Субвертикальное, СЗ-ЮВ	СВ, положение деформированное	Взброс
10			D1	-	-	-	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Надвиг
11			D1	-	-	-	Субвертикальное, ССВ-ЮЮЗ	ЗСЗ, положение деформированное	Взброс
12		Трещинные структуры	D1	318/80	142/8	52/4	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Надвиг
13			D1	75/60	310/10	210/10		СЗ	Надвиг
14			D1	72/60	134/6	230/22		СЗ	Взброс/надвиг
15			D2	190/12	254/59	98/10	Пологое, СВ	СЗ	Левый сдвиг
16			D3	118/16	246/60	22/20	Пологое, СЮ	СЗ	Правый сдвиг
17	Нагорное	Жильно- прожилковые тела	D1	63/70	315/6	225/22	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	ЗСЗ	Взброс
18			D1	-	-	-	Субвертикальное, ССЗ-ЮЮВ	ВСВ, положение деформированное	Взброс

19	Нагорное	Трещинные структуры	D1	43/60	305/4	217/22	Субвертикальное, ССВ-ЮЮЗ	ЗСЗ, положение деформированное	Взброс
20			D2	175/10	279/56	77/18	Пологое, ССЗ-ЮЮВ	ЗСЗ, положение деформированное	Левый сдвиг
21			D3	250/14	149/60	358/22	Пологое, ССВ-ЮЮЗ	ЗСЗ, положение деформированное	Правый сдвиг
22	Двойное	Жильно-прожилковые тела	D1	98/70	230/10	335/10	Субвертикальное, СЗ-ЮВ	СВ, деформированное	Взброс
23			D1	188/70	310/10	55/14	Субвертикальное, СВ-ЮЗ, восстановленное	СЗ – восстановленное	Взброс
24	Клич-Контрольное	Жильно-прожилковые тела и трещинные структуры	D1	-	-	-	Субвертикальное, С-Ю	ЗВ, положение деформированное	Взброс
25	Ампир	Жильно-прожилковые тела	D1	-	-	-	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Взброс/надвиг
26		Трещинные структуры	D1	-	-	-	Субвертикальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Взброс/надвиг
27			D2	-	-	-	Субгоризонтальное, ССЗ-ЮЮВ	СЗ	Левый сдвиг
28			D3	-	-	-	Субгоризонтальное, СВ-ЮЗ	СЗ	Правый сдвиг
29	Участок Мудекен	Трещинные структуры	D3	84/10	200/36	350/40	Пологое, СВ-ЮЗ	ЮСВ, положение деформированное	Правый сдвиг

3.9. Структурные парагенезисы, их связь с региональными тектоническими событиями

На рисунке 3.34Б-Г показаны стереограммы основных структурных элементов рудного узла (слоистость, кливаж, кварцевые жилы и прожилки, минерализованные зоны дробления). Складчатые структуры месторождения Хангалас имеют простирание от северо-западного до субширотного (Рис. 3.34Г). Шарниры складок b1 погружаются к ЗЮЗ под углами от 4 до 28. Крутые углы погружения складок F1 связаны с наложенными сдвиговыми деформациями D2-3. В связи с этим можно предположить погружение рудоконтролирующих структур. Шарниры складок F2 третьего порядка плавно ундулируют в соответствии с северо-западной ориентировкой региональной складчатости Нерского антиклинория. Кливаж C11 на месторождении Хангалас имеет в основном северо-западное простирание. В зонах разрывных нарушений кливаж деформирован так же, как и слоистость, поздними сдвигами. Полюса кварцевых жил и прожилков на стереографических проекциях группируются вдоль субвертикальных поясов, характерных для взбросовых и надвиговых движений. Их положение соответствует положению слоистости и надвигов. Разрывные нарушения и рудные зоны месторождения Хангалас имеют в основном северо-западное простирание, реже – северо-восточное и субширотное. Падение в основном на юго-запад, юг и юго-восток под углами от 30 до 60°.

Сжатые складки F1 близширотного простирания, так же, как и кливаж C11 месторождения Нагорное деформированы поздними сдвигами (Рис. 3.34Б). В результате, на крыльях складок F1 формируются открытые складки F2-3 с крутыми шарнирами b2-3 ССВ и ЮЮЗ погружения. Жильные образования на стереограмме формируют крутозалегающий пояс полюсов. Разломы и рудные зоны в основном межпластовые, имеют от широтного до северо-восточного простирание, реже отмечается северо-западная ориентировка.

Слоистость рудопроявления Двойное характеризуется северо-западным, северо-восточным и субмеридиональным простиранием, связанным с 3 разными этапами деформаций D1, D2 и D3 (Рис. 3.34В). Выделяется кливаж северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Разрывные нарушения в основном имеют ЗСЗ простирание.

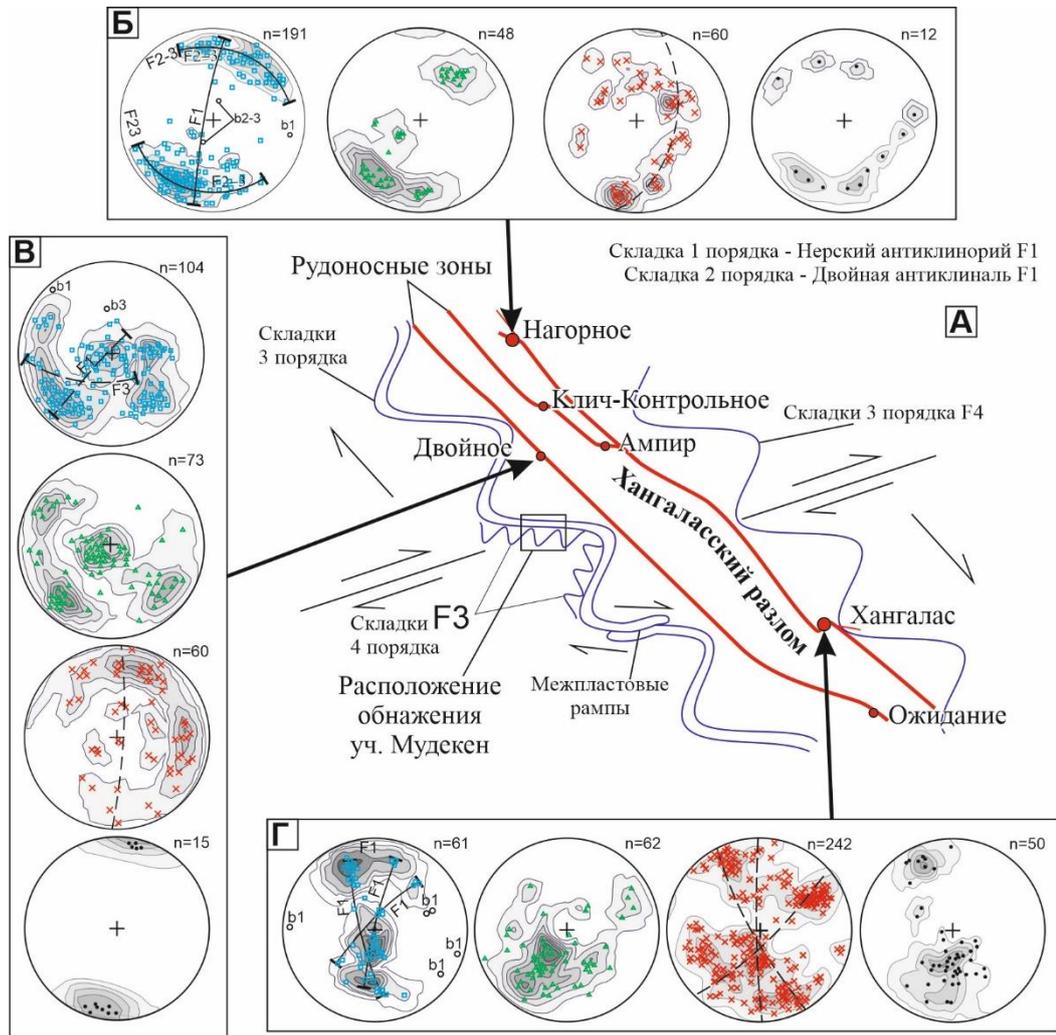


Рис. 3.34. Модель формирования складчатых структур (А), стереограммы слоистости, кливажа, жил и разломов (Б-Г) Хангаласского рудного узла.

Таким образом, с учетом результатов исследований, проведенных на других месторождениях Яно-Колымского металлогенического пояса (Фридовский, 1999, 2002, 2010; Фридовский и др., 2013, 2014, 2015; Fridovsky, 2018; Fridovsky et al. 2018), а также общего тектонического и металлогенического развития региона (Парфенов и др., 1998; Тектоника..., 2001; Fridovsky, 2000; 2017; Fridovsky, Prokoriev, 2002; Прокопьев, Тронин, 2004) установленные взаимоотношения закартированных структурных элементов свидетельствуют об их формировании в течении трех этапов деформаций: D1, D2, D3 (табл. 3.2).

Таблица 3.2. Эволюция тектонических событий и ассоциирующая минерализация ХРУ Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса

Характеристика	Деформационные этапы		
	D1, прогрессивный	D2	D3
Кинематика главных разломов северо-западного простиранья	Взбросо-надвиговая	Левосдвиговая	Правосдвиговая
Структурный парагенезис	Межслоевые срывы, внутрислоевые рампы, надвиги и взбросы, сжатые и изоклиальные СЗ складки с горизонтальными шарнирами F1, кливаж разлома, борозды скольжения по падению пород, будинаж	Активизация надвигов и взбросов, будинаж, орогенное золотое оруденение	Левосторонние сдвиги, СВ и СЮ складки F2 с умеренно крутыми и крутыми шарнирами, горизонтальные и пологие борозды скольжения, кливаж разлома
Ориентировка плоскости σ_3/σ_1	Близвертикальная, северо-восточная	Пологая, субширотная	Пологая, субмеридиональная
Графическая модель			

Надвиговый этап D1 характеризуется развитием прогрессивных деформаций во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений в поздней юре – начале раннего мела при фронтальной аккреции/коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и окраины Сибирского кратона. В начале формируются сжатые и изоклиальные складки F1 северо-западного простиранья, межслоевые срывы на контактах пород с контрастными физико-механическими свойствами и рампов. Направление транспорта пород – юго-западное. Минерализация представлена редкими рассеянными по площади не золотоносными жилами кварц-хлоритового или кварц-хлорит-кальцитового состава. Мощность отдельных жил не превышает первых десятков см. Довольно часто жилы залегают согласно с вмещающими породами. Далее при прогрессирующих взбросо-надвиговых деформациях этапа D1 развиваются деформации, унаследовавшие начальные структуры. Ранние межслоевые срывы трансформируются в надвиги. Происходит формирование линейных открытых и сжатых складок F1 концентрического типа с преобладающим северо-западным простираньем, плитчатого кливажа осевой поверхности. В пределах рудоносных зон они образуют полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров. В крыльях

минерализованных зон смятия и дробления складки F1 сжатые до изоклинальных, нередко опрокинутые в соответствии с ЮЗ направлением транспорта пород. На крыльях складок F1 проявлены борозды скольжения, ориентированные по падению пород и будинаж-структуры, параллельные шарнирам складок. В этот этап зарождаются орогенные системы, гранитоиды, дайки основного и среднего составов комплекса малых интрузий. Происходит формирование жильной, жильно-прожилковой и вкрапленной золоторудной минерализации месторождений. Рудные тела локализуются в минерализованных зонах смятия и дробления, в замках складок (седловидные жилы), пластах песчаников (жильно-прожилковые и вкрапленные тела).

Левосдвиговый этап D2 характеризуется развитием деформационных структур рудного узла при изменившихся направлениях движения Колымо-Омолонского микроконтинента и субдукции Удско-Мургальской дуги (Тектоника..., 2001). В данную стадию (конец нижнего мела) развиваются первые левосторонние движения по разломам северо-западного простирания. Левосдвиговые движения D2 вдоль С-З разломов происходили при доминирующем З-В направлении сжатия. В ЯКМП формируются интрузии субвулканических гранит-порфиров (Бортников и др., 2010; Фридовский и др., 2014). Левые сдвиги наиболее широко проявлены вдоль осевой части Адыча-Тарынского разлома (Фридовский и др., 2014, 2015; Fridovsky, 2018). С этим этапом связано формирование позднемелового сурьмяного оруденения, наложенного на золотое оруденение (Бортников и др., 2010). Сдвиговые деформации перерабатывают гидротермально-метаморфогенное и золото-кварцевое (золото-сульфидно-кварцевое) оруденение, что сопровождается коррозией, перегруппировкой и переотложением вещества, динамометаморфизмом рудных тел. Со сдвигами ассоциируют открытые складки F2. Шарниры складок погружают к северо-востоку и северу под углами до 70–75°. Ранний кливаж деформируется вместе с крыльями складок, повторно формируется кливаж-2 СЗ простирания. На контактах минерализованных зон дробления наблюдается наложение на вертикальные борозды скольжения разнонаправленных близгоризонтальных борозд.

Правосдвиговый этап D3. Предполагается связь этих деформаций с активностью в Охотско-Чукотской дуге в связи косой субдукцией плит палео-Тихого океана под восточную окраину Северной Азии в позднем мелу (Fridovsky, 2018; Fridovsky et al., 2018; Тектоника..., 2001) и (или) развитием трансформной окраины на северо-востоке Азии (Ханчук, Иванов, 1999). Происходит повторное смятие пород, активизация продольных структур, развиваются широтные складки, пологие борозды скольжения.

Изложенные в главе 2 результаты исследований позволяют сформулировать первое защищаемое положение: *строение месторождения Хангалас определяется позднеюрско-меловыми структурными парагенезами трех последовательных деформационных этапов: взбросо-надвигового D1, левосдвигового D2 и правосдвигового D3. Золотое оруденение образовалось на этапе D1 при региональной юго-запад–северо-восточной ориентировке оси сжатия.*

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖИЛЬНОЙ И ВКРАПЛЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС

4.1. Типы оруденения

Рудные тела месторождения Хангалас представлены малосульфидным золото-кварцевым жильно-прожилковым и впервые выделенным золото-сульфидным вкрапленным типами.

Жильно-прожилковое малосульфидное золото-кварцевое оруденение в зонах дробления с преимущественно со «свободным» золотом слагает основу рудных тел месторождения. Оно локализуется в минерализованных зонах дробления и представлено межпластовыми и секущими кварцевыми жилами мощностью 0.1-1 м, в раздувах до 5 м (Рис. 4.1). Главными рудными минералами данного типа являются пирит и арсенопирит, менее распространены галенит, сфалерит и халькопирит, к акцессорным минералам относятся фрейбергит, буланжерит, тетраэдрит, акантин, самородное золото. Их общее количество не превышает 1-3 %.



Рис. 4.1. Жильные рудные тела месторождения Хангалас.

А – межпластовая жила Южная, левобережье руч. Узкий; Б – кварцевая жила Центральная, канава 50; В – жила Центральная, штрек 2, горизонт 920 м.

Вкрапленное золото-сульфидное оруденение с преимущественно «невидимым» золотом сопровождается жильно-прожилковые тела зон дробления, развиваясь в околорудных арсенопирит-пирит-серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах (Рис. 4.2). Содержание сульфидов в метасоматитах достигает 3-7 %. Главными являются пирит и арсенопирит, редко в виде микровключений в них встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, Fe-герсдорфит, тетраэдрит, фрейбергит. Содержание золота по данным атомно-абсорбционного анализа в метасоматитах от долей до 5.29 г/т Au, в среднем 0.81 г/т (n=8) (Рис. 4.2).

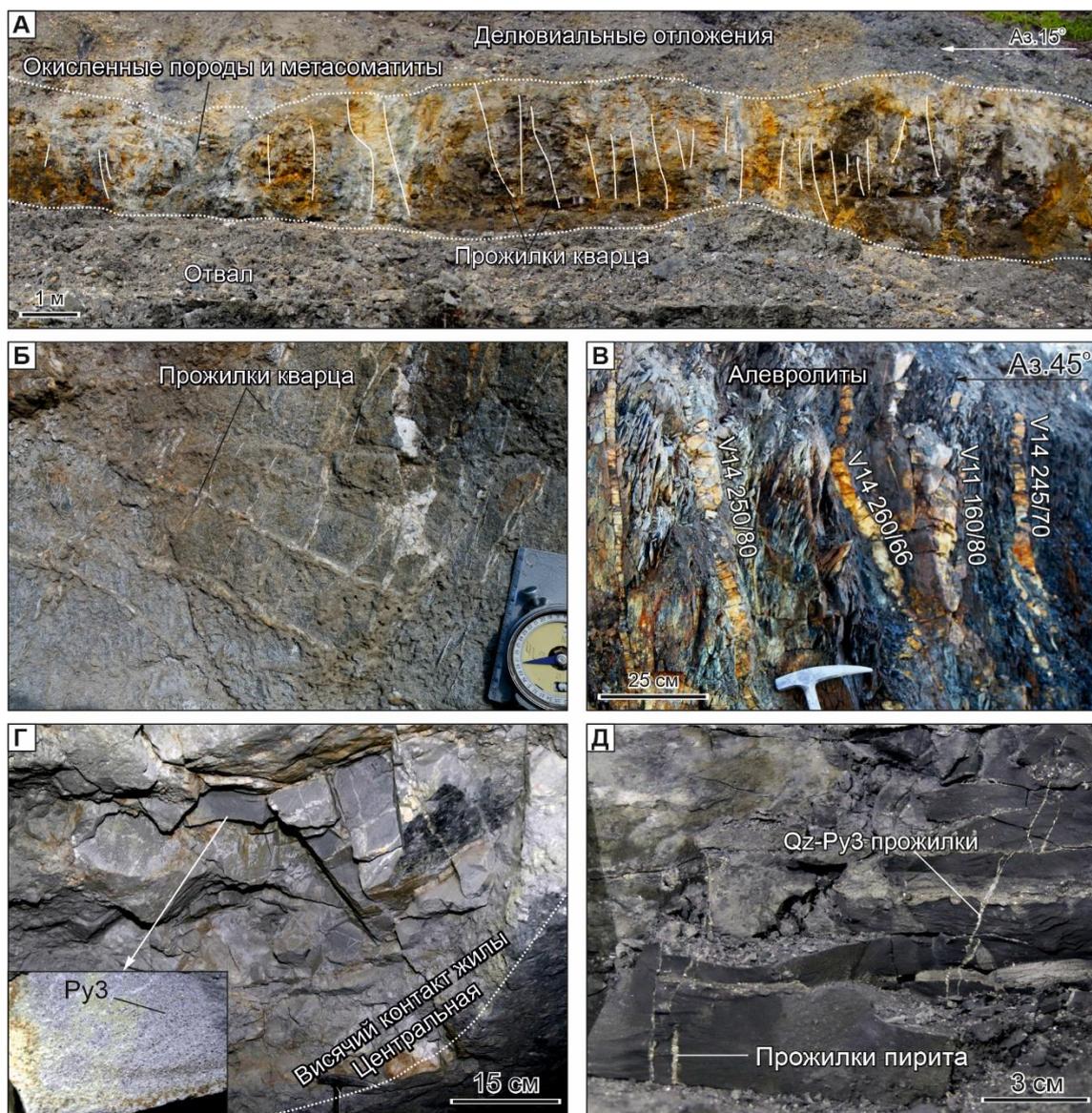


Рис. 4.2. Вкрапленная и прожилковая минерализация.

А – окисленная зона окварцованных катаклазитов, канава 170; Б – прожилки кварца в песчанике, канава 50; В – прожилкование в алевролитах, канава 250; Г – прожилково-вкрапленная минерализация в околорудных метасоматитах висячего контакта жилы Центральная, штрек 1, горизонт 920 м; Д – прожилково-вкрапленная минерализация в околорудных метасоматитах лежащего контакта жилы Центральная, штрек 1, горизонт 920 м.

4.2. Текстуры руд

Разнообразие текстур руд месторождения Хангалас обусловлено особенностями структурно-динамических условий его формирования. Выделяются текстуры замещения, выполнения (брекчирования и пересечения) и выщелачивания (регенерации). Обычно наблюдается сочетание близких по генезису текстур в рудных телах, даже в пределах одного образца.

Наиболее распространенными текстурами жильных руд являются текстуры замещения и выполнения – полосчатые (Рис. 4.3А), полосчатые с комбинацией прожилковых (Рис. 4.3Б), комбинации брекчиевидных и полосчатых (Рис. 4.3В) и прожилковые (Рис. 4.3Г). Полосчатые текстуры характерны для согласных и субсогласных жил, чаще развиваются в эндоконтактах крупных жил зон Центральная и Южная.

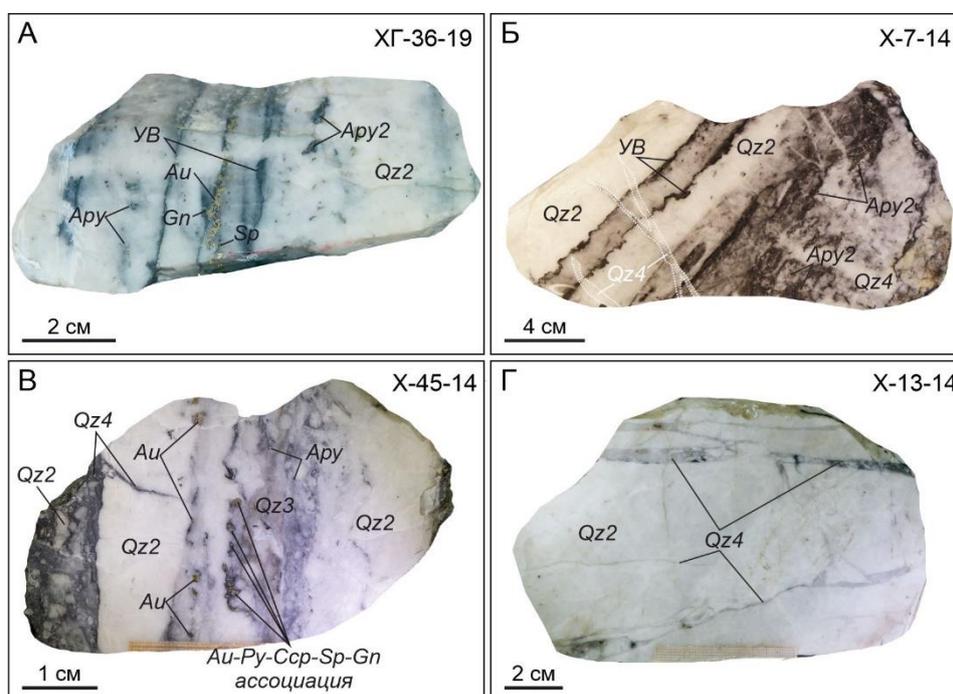


Рис. 4.3. Текстуры замещения и выполнения жильных руд.

А – полосчатая текстура, молочно-белый кварц с реликтами алевролита, цепочками сульфидов и золота; Б – полосчатая с комбинацией прожилковой текстуры. Кварц второй генерации (Qz2) с реликтами алевролита рассечен поздним халцедоновидным кварцем 4 генерации (Qz4); В – комбинация брекчиевидной и полосчатой текстур, обусловлена цементацией обломков молочно-белого Qz2 халцедоновидным темно-серым Qz4 и чередованием их полос и цепочек рудных минералов вдоль полос пелитового материала; Г – прожилковая текстура, сформирована прожилками серого халцедоновидного Qz4 в раннем молочно-белом Qz2.

Широко проявлены текстуры брекчирования (Рис. 4.4), что обусловлено интенсивной, длительной и многократно активизированной тектонической природой рудных зон. Часто

брекчиевидные текстуры обусловлены обломками раннего кварца 2 генерации сцементированных поздним халцедоновидным кварцем серого цвета 4 генерации (Рис. 4.4А-Г), что показывает полихронность и полигенность формирования месторождения.

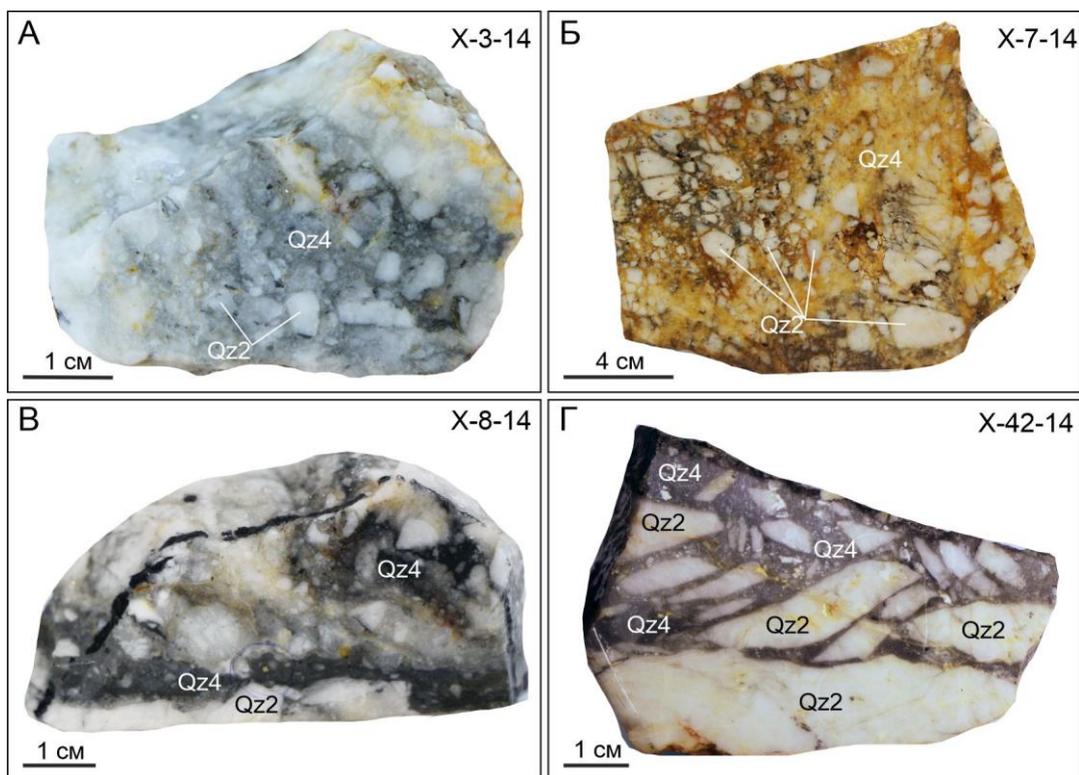


Рис. 4.4. Брекчиевидные текстуры жильных руд.

А-Г – брекчии с обломками раннего кварца 2 генерации, сцементированных кварцем 4 генерации.

Нередко можно наблюдать полосчато-гнездовидные (Рис. 4.5А), пятнисто-вкрапленные (инъекционно-вкрапленные) (Рис. 4.5Б), пятнисто-инъецированные (Рис. 4.5В), инъекционно-прожилковые (Рис. 4.5Г) текстуры и текстуры «ложного» пересечения (Рис. 4.5Д), образованные деформированными перематыми обломками вмещающих пород, сцементированных кварцем второй генерации. В них часто развивается крупнозернистый арсенопирит-2.

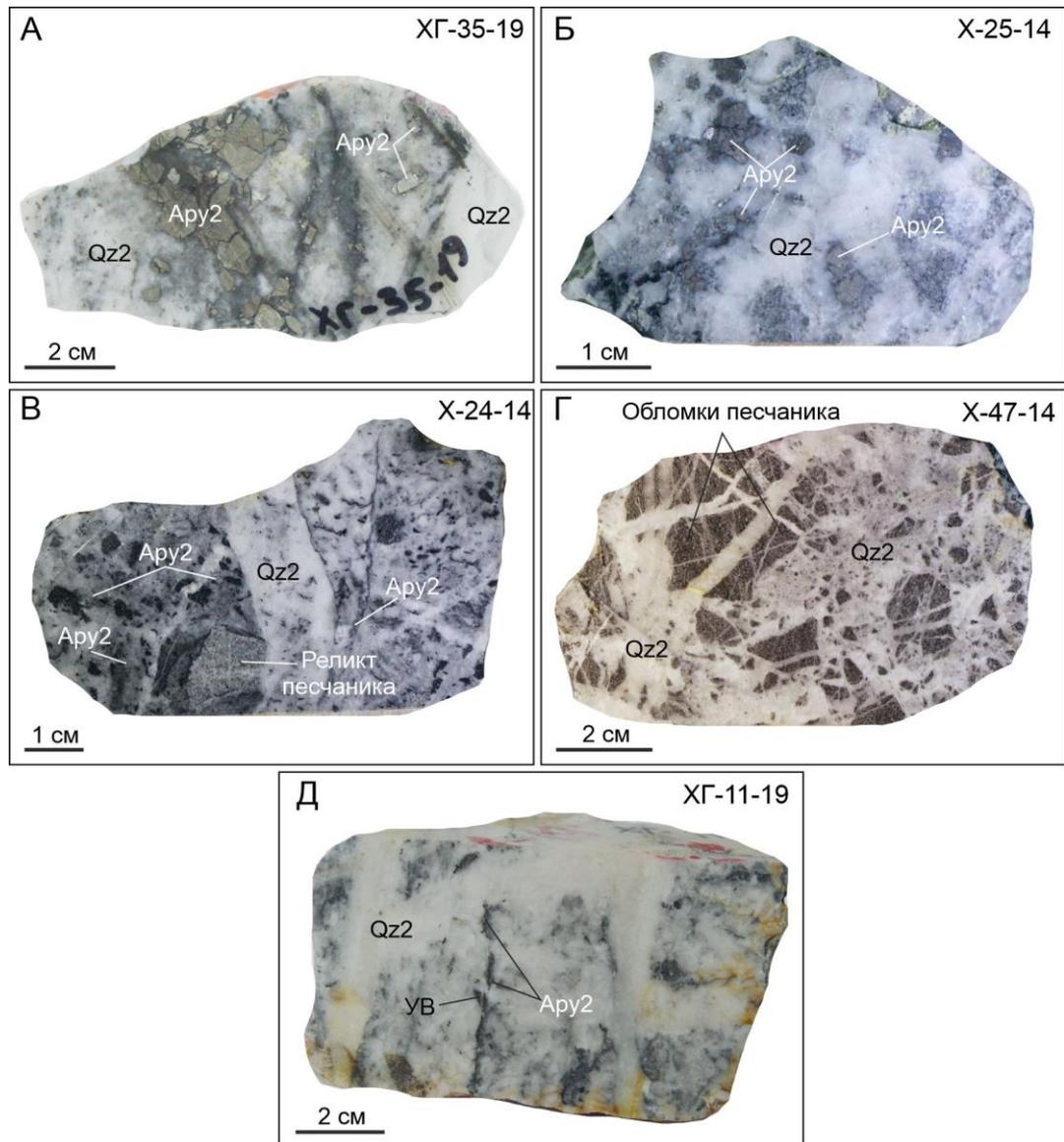


Рис. 4.5. Текстуры замещения и выполнения жильных руд.

А – полосчато-гнездовидная текстура, гнездообразные скопления арсенопирита и линзовидные полосы пелитового материала в кварце-2; Б – вкрапленная (инъекционно-вкрапленная) текстура, агрегаты крупнозернистого арсенопирита с инъецированными реликтами вмещающих пород; В – комбинации пятнисто-инъецированных и брекчиевидных текстур, деформированные перемятые обломки вмещающих пород, сцементированные кварцем-2; Г – инъекционно-прожилковая текстура, кварц второй генерации в перемятых песчаниках; Д – текстура «ложного» пересечения, «отпечатки» трещин выполнения молочно-белым кварцем среди темно-серого скрытозернистого метасоматического кварца.

Несмотря на многообразие различных типов текстур преобладающими являются массивные текстуры (Рис. 4.6). Они, как правило, развиваются в центральных частях крупных жил или занимают весь объем мелких жил и представлены крупнозернистым молочно-белым кварцем второй генерации, часто с налетами окислов железа.

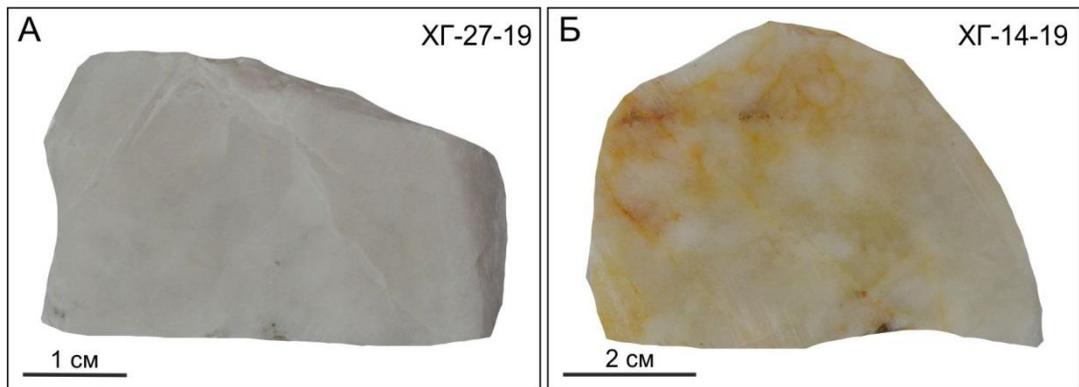


Рис. 4.6. Массивные текстуры кварца².
 А – массивный молочно-белый Qz²; Б – массивный Qz² с налетами окислов железа.

Внутри массивных жил часто образуются полости, с крупнокристаллическими выделениями кварца, образуя друзовую текстуру (Рис. 4.7А). Отдельные кристаллы могут достигать 6-7 см по длинной оси (Рис. 4.7Б).

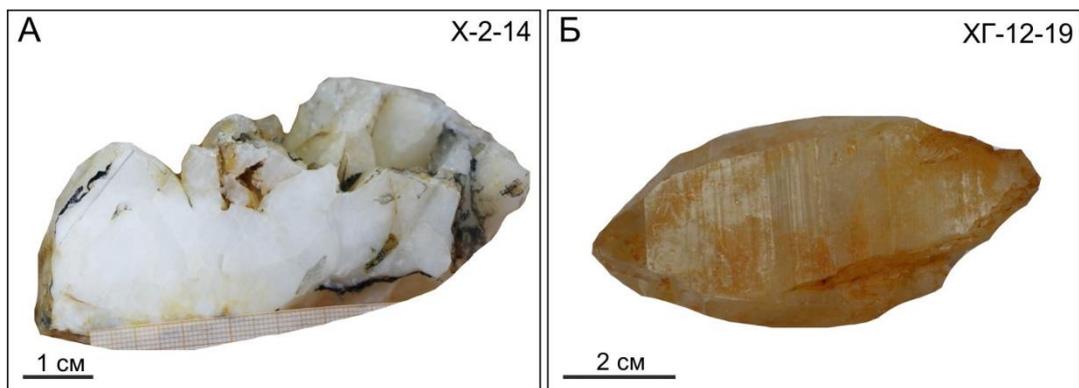


Рис. 4.7. Друзовые текстуры (А) и отдельные крупные кристаллы (Б) Qz².

В зоне гипергенеза происходит разрушение кварца и в пределах рудных зон встречается разрыхленный Qz² мелкозернистой до пылевидной структуры (Рис. 4.8).

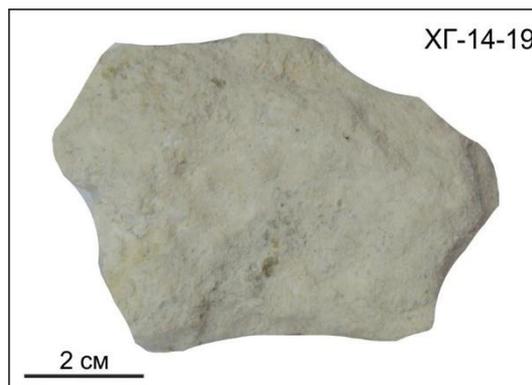


Рис. 4.8. Разрыхленный Qz².

Среди текстур околорудных метасоматических пород преобладают вкрапленные (Рис. 4.9), обусловленные вкраплениями пирита и арсенопирита.

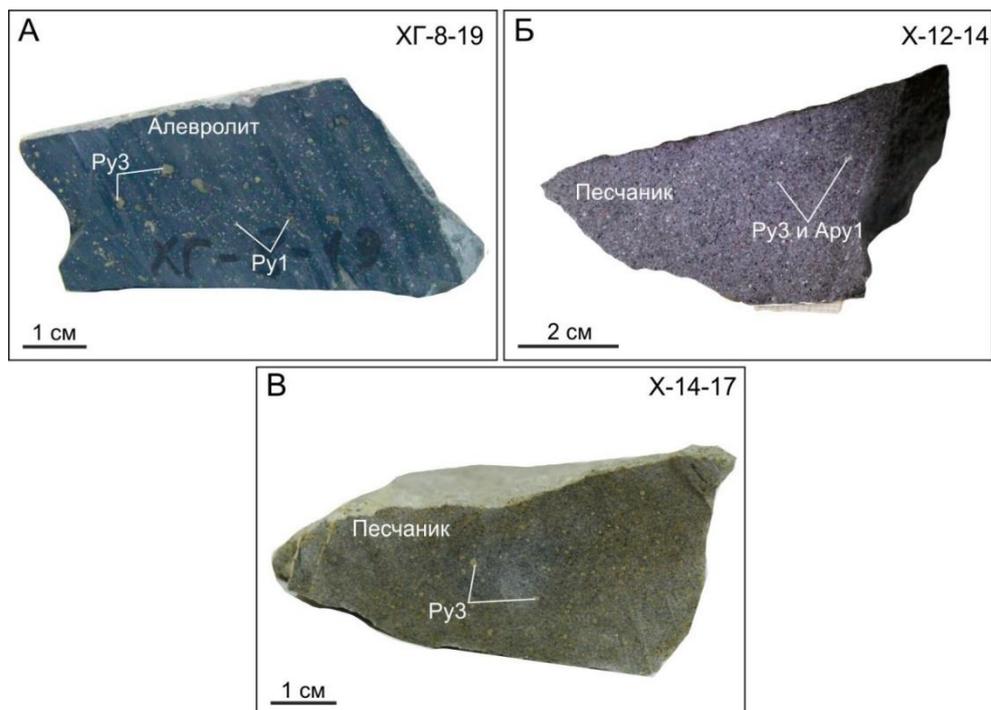


Рис. 4.9. Вкрапленные текстуры метасоматитов.

А – алевролит с вкраплениями Py 1 и Py3; Б-В – песчаники с вкраплениями Py3 и Arpy1.

Нередко развиваются полосчато-вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры, сформированные за счет послойного расположения агрегатов тонкозернистого осадочного пирита-1, прожилков и вкраплений метаморфогенного пирита-2 (Рис. 4.10). Такие текстуры чаще наблюдаются в алевритистых разностях пород.



Рис. 4.10. Алевропесчаник с комбинацией полосчато-вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстур.

Часто развиты сетчатые и ориентированно-прожилковые текстуры, возникшие при выполнении кварцем, нередко с сульфидами в трещинах скола и отрыва (Рис. 4.11).

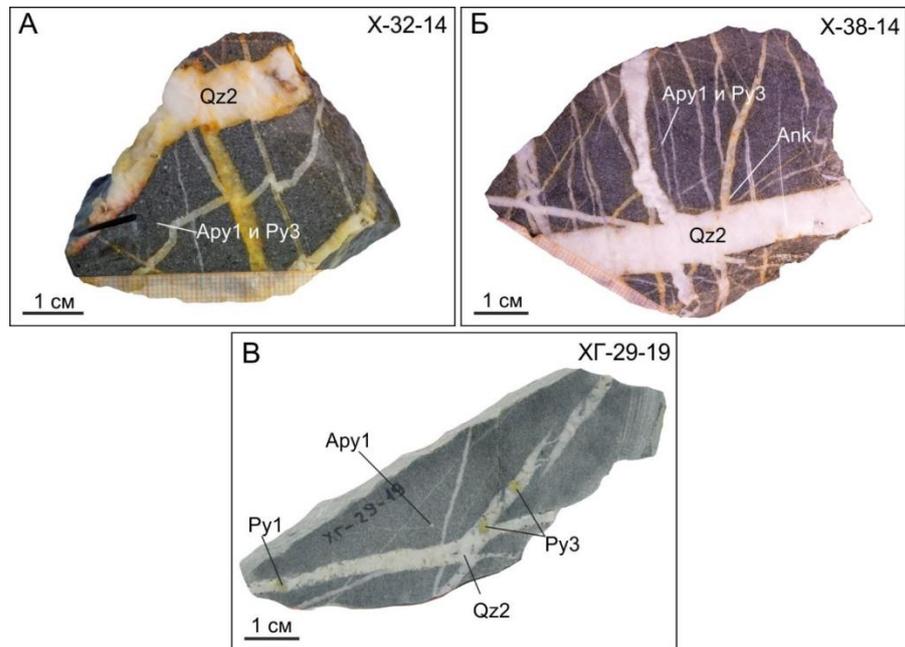


Рис. 4.11. Сетчатые (А, В) и ориентированно-прожилковые (Б) текстуры метасоматитов.

Для метасоматитов наиболее характерно комбинирование прожилковых и вкрапленных текстур (Рис. 4.12). Кроме отдельных вкраплений сульфидов, они также могут формировать гнездообразные и более сложные агрегатные скопления.

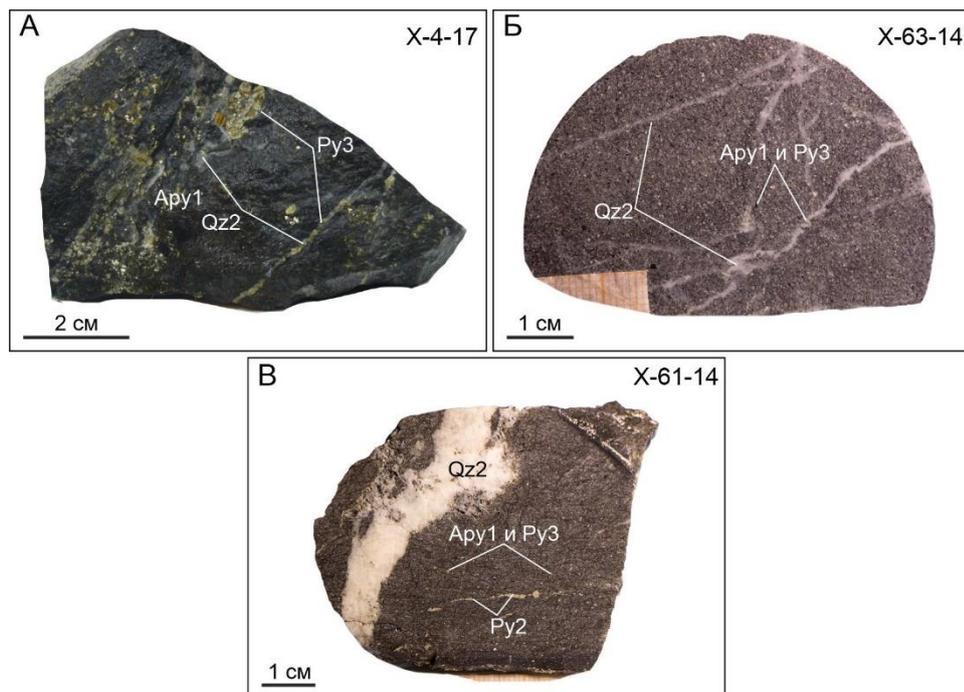


Рис. 4.12. Прожилково-вкрапленные текстуры метасоматитов.

А – алевропесчаник с вкраплениями, гнездами и прожилками Py3, Apy1 и Qz2; Б-В – песчаники с прожилками Qz2 и вкраплениями Py3 и Apy1.

4.3. Типоморфные особенности минералов

В таблице 4.1 приведен минеральный состав месторождения Хангалас, который показывает преобладание того или иного минерала в жильно-прожилковом и вкрапленном типах оруденения. Жильно-прожилковый тип оруденения сложен кварцем, в небольшом количестве встречаются карбонаты, хлорит и серицит. Карбонаты на месторождении являются редкими, среди них в жилах преобладает анкерит (Рис. 4.11Б), а во вкрапленных рудах – доломит. В жилах рудные минералы составляют 1-3 мас. %. В основном это арсенопирит и пирит, реже галенит, сфалерит, халькопирит и др. (табл. 4.1). Во вкрапленном типе оруденения количество рудных минералов заметно больше до 1-7 мас. %. Арсенопирит и пирит присутствуют примерно в равном количестве, остальные минералы встречаются преимущественно в виде микровключений в них.

На месторождении развито большое количество гипергенных минералов (гипс, ярозит, скородит, гидроокислы железа), в том числе, установлены редкие и два неизвестных минерала.

Таблица 4.1. Минеральный состав месторождения Хангалас.

Минералы	Тип оруденения	
	Жильно-прожилковый	Вкрапленный
Нерудные, мас. %	97-99.9	96.5-99.9
Кварц, SiO ₂	+++	+
Хлориты, (Mg, Fe) (Si, Al) O (OH)·(Mg, Fe) (OH)	+	+
Серицит, KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	+	+
Карбонаты: – Анкерит, CaFe ²⁺ (CO ₃) ₂ – Кальцит, CaCO ₃ – Доломит, CaMg(CO ₃) ₂ – Сидерит, FeCO ₃	++ + + +	+ + ++ +
Рудные, мас. %	0.1-3.0	3.0-7.0
Самородное золото*	+	+
«Невидимое» золото		+
Пирит, FeS _{1.98} (As _{0.02})*	++	+++
Арсенопирит, FeAsS*	+++	+++
Галенит, PbS	+	+
Сфалерит, (Zn,Fe)S	+	+
Халькопирит, CuFeS ₂	+	+
Тетраэдрит, Cu ₁₂ Sb ₄ S ₃	+	+
Fe-герсдорфит, (Fe _{0.4} Co _{0.06} Ni _{0.54})As _{0.97} S _{1.03}	+	+
Фрейбергит, (Ag,Cu) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	+	+
Минералы зоны окисления		
Гипс, CaSO ₄ ·2H ₂ O		+++
Ярозит, KFe ³⁺ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆		++
Скородит, FeAsO ₄ ·2H ₂ O		+

Гидроокислы железа, $\text{Fe}(\text{OH})_3$	+
Мангазеит, $\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	+
Канькит, $\text{FeAsO}_4 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$	+
Буковскийит, $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	+
Амарантит, $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	+
Мета-алюминит, $\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	+
Мета-алуноген, $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	+
Тамаругит, $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+
Пиккерингит, $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	+
Неизвестный сульфат, $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+
Неизвестный арсенат-сульфат-фосфат, $(\text{Fe},\text{Al})_2(\text{SO})_4(\text{As},\text{P})\text{O}_4(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+

Примечание. +++ – наиболее распространенные минералы, ++ – менее распространены, + – редкие минералы, + – минералы, впервые диагностированные на месторождении автором и коллегами (Кудрин и др., 2018, 2019; Kudrin et al., 2020; Zayakina et al., 2020; Заякина и др., 2020).

* – проведен более детальный анализ химического состава минерала.

4.3.1. Жильные минералы

Кварц – главный жильный минерал месторождения Хангалас. В пределах месторождения изучен гидротермальный кварц, среди которого выделено 4 генерации. Метаморфогенный кварц Qz0 не был детально исследован ввиду его не существенного участия в процессе рудоотложения и слабой распространенности в пределах месторождения.

Кварц первой генерации (Qz1) – ранний метасоматический кварц формирует систему маломощных прожилков в призальбандовых частях рудных тел. Наряду с мономинеральными (кварцевыми), наблюдаются прожилки кварц-карбонатного и кварц-сульфидного состава. Метасоматический кварц формирует гипидиоморфнометазернистые, часто гребенчатые структуры, с многочисленными реликтами углистого вещества.

Кварц второй генерации (Qz2) – слагает крупные и средние кварцевые жилы с массивной, полосчатой и брекчевидной текстурой. Молочно-белый кварц рудных зон представлен разномасштабными агрегатами в большей части аллотриоморфнобластической структуры. В маломощных жилах развиты гребенчатые структуры, которые начинают свой рост от зальбандов. В центральной части жил формируются пустоты различного размера и конфигурации, в которых развиты идиоморфные кристаллы и друзы кварца. Полосчатые текстуры формируются за счет маломощных, до нитевидных прослоев – реликтов вмещающих пород. Мелкие обломки вмещающих пород встречаются по всему объему рудных тел. Кварц Qz2 подвержен многократным деформациям. На макроуровне результатом таких процессов являются кварцевые брекчии, сцементированные поздним кварцем (Qz3)-карбонатным агрегатом и халцедоновидным кварцем Qz4 четвертой генерации. На микроуровне наблюдаются признаки как хрупкой, так и пластической деформаций (Рис.

4.13А, Б). Установлены признаки миграции вещества и объёмного растворения по границам зёрен с образованием сутурных границ (Рис. 4.14А, Б). Более глубокие изменения представлены бластическими замещениями: поликристалличностью, рекристаллизационно-грануляционным бластезом и дифференциальным скольжением (пластической деформацией) (Рис. 4.15).

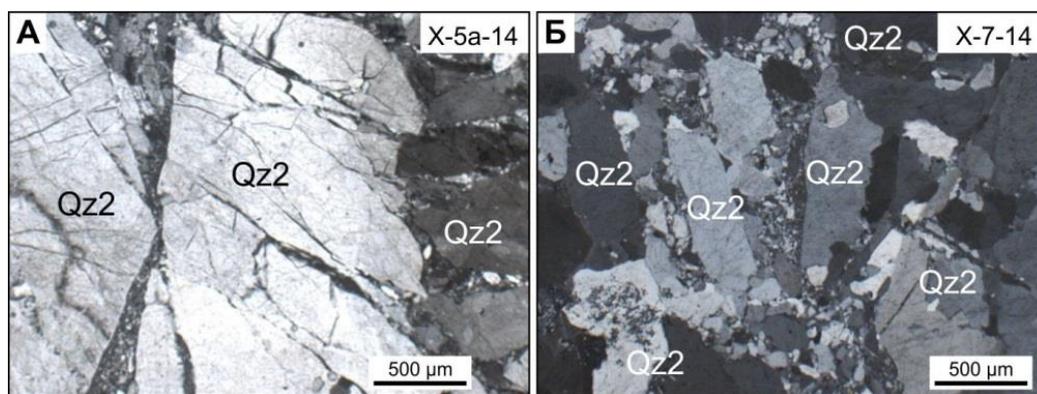


Рис. 4.13. Микротекстуры дробления и цементации Qz2.

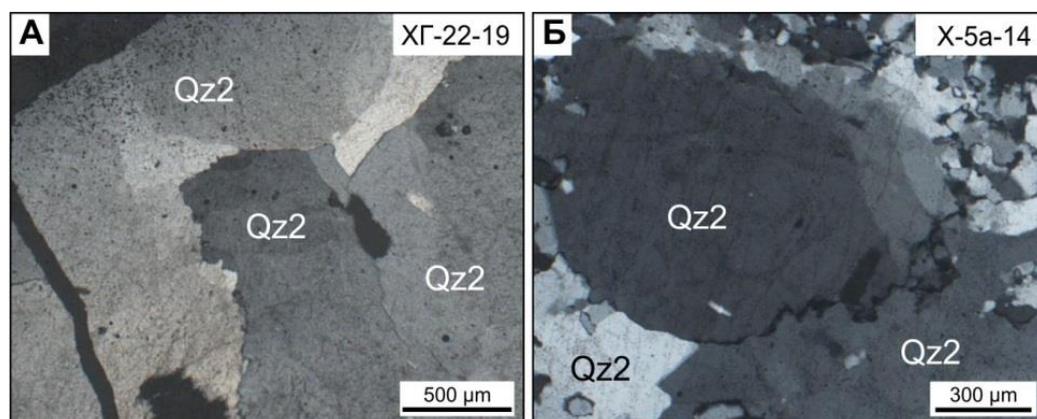


Рис. 4.14. Сутурные границы зерен Qz2.

Под грануляцией понимается развитие мелкозернистых мозаичных агрегатов за счет крупных зерен в результате наложенных стрессовых напряжений (Япаскурт, 2008). Вновь образованные зерна отличаются неправильными формами и сутуроподобными границами (Рис. 4.15В, Г).

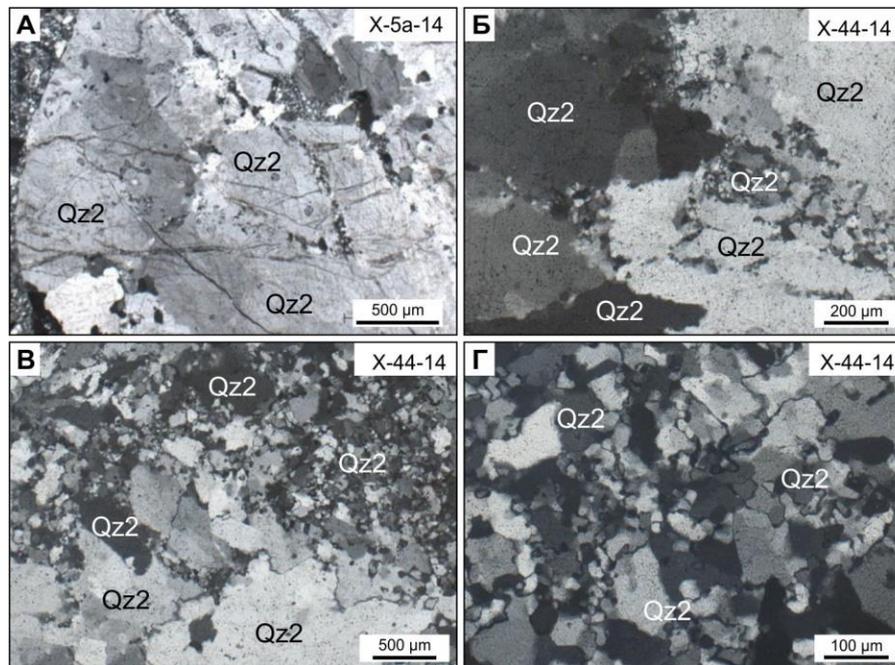


Рис. 4.15. Микротекстуры бластического замещения на границах зерен Qz2.

А – рекристаллизационно-бластическое замещение по трещинам; Б – грануляционная поликристалличность; В, Г – поликристалличность с изрезанными лапчатыми контурами индивидов.

Повсеместно наблюдаются полосы пластической деформации – полоски Бёма. Они насыщены мелкими газовой-жидкими включениями и имеют вид буроватых изогнутых нитевидных образований (Рис. 4.16А, Б). По трещинам в кварце Qz2 формируются прожилки и просечки молочно-белого кварца (Qz3), часто кварц этой генерации формирует текстуры ложного пересечения.

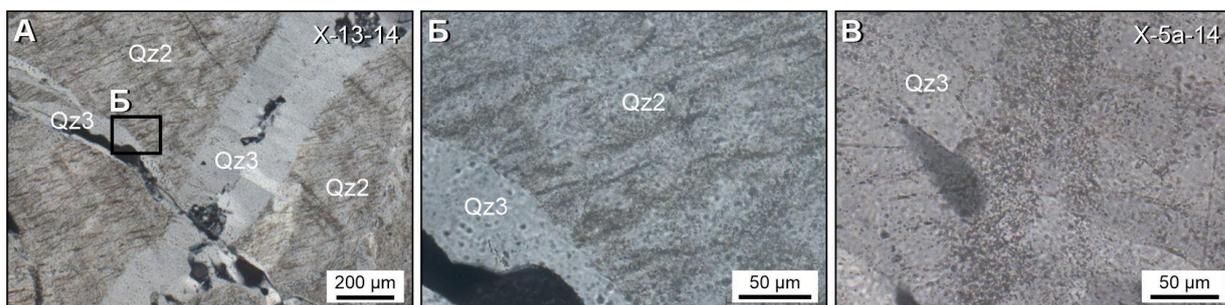


Рис. 4.16. Пластическая деформация в кварце – полоски Бёма.

А – общий вид, микропрожилки позднего кварца (Qz3); Б – изогнутые скопления газовой-жидких включений; В – деформационные полосы с цепочками флюидных включений.

Халцедоновидный кварц четвертой генерации (Qz4) – наиболее поздний, представлен прожилками и жилами микрозернистого сферолитового, криптозернистого или колломорфно-почковидного кварца темно-серого до черного цвета. Агрегатами

халцедоновидного кварца обрастают обломки вмещающих пород и раннего кварца (Рис. 4.17).

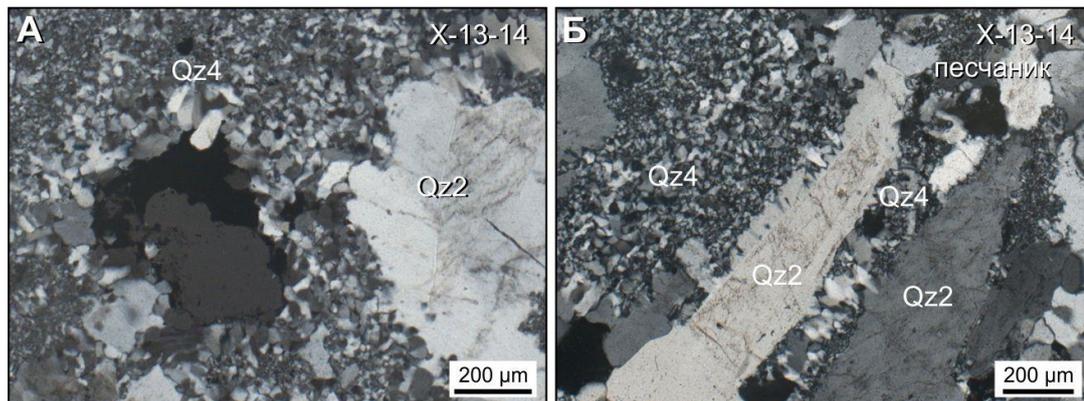


Рис. 4.17. Поздний халцедоновидный кварц Qz4.

Хлориты широко распространены в осадочных породах, в раннем метаморфогенном кварце и в виде реликтовых выделений в метасоматитах и безрудных жилах на флангах месторождения. В рудных жилах встречаются, как реликтовые минералы. Хлориты прожилков образуют неправильной формы выделения во внешних зонах роста кварцевых зёрен и в кальците метаморфогенных жил. На месторождении Нагорное, расположенном на северо-западе ХРУ хлориты по химическому составу отвечают рипидолитам (Акимов, 2004).

Серицит является широко распространенным минералом вмещающих толщ, развиваясь в цементе осадочных толщ. Реже встречается в межзерновом пространстве, в микротрещинах и в самих зернах кварца в виде агрегатов и отдельных чешуй размером первые микроны (Рис. 4.18).

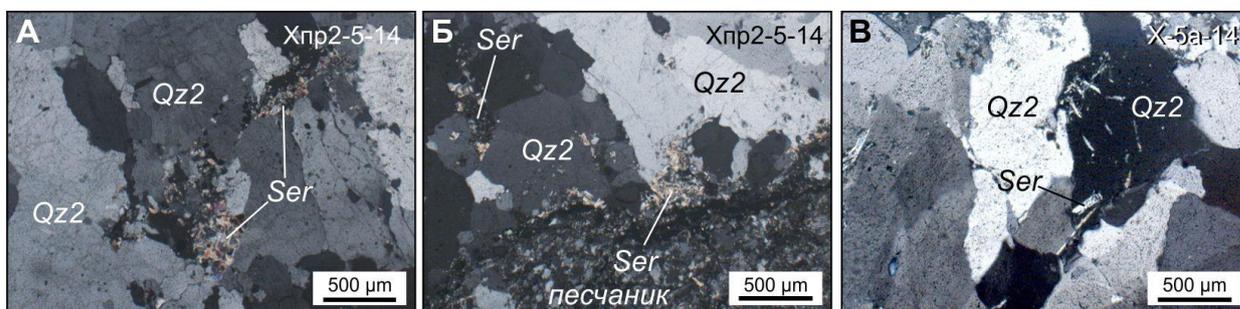


Рис. 4.18. Серицит в кварцевой жиле.

А – агрегаты серицита в межзерновом пространстве; Б – серицит, приуроченный к зальбанду жилы; В – чешуйки серицита в зерне кварца.

Карбонаты являются также, как и серициты сквозными минералами, но в пределах месторождения проявлены весьма ограниченно. Встречаются в основном на флангах

месторождения в метаморфогенных хлорит-карбонат-кварцевых жилах и представлены анкеритом и кальцитом. Доломит, реже сидерит развиваются в цементе осадочных пород и в метасоматитах.

4.3.2. Рудные минералы

4.3.2.1. Главные рудные минералы – пирит и арсенопирит

На месторождении Хангалас главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит. Выделяется четыре генерации пирита и две генерации арсенопирита.

Диагенетический пирит (Py1) сформировался при осадконакоплении и диагенезе, вследствие бактериальной сульфат-редукции (Рис. 4.19А, Б). Фрамбоиды представлены сферическими агрегатами размером от 10 до 100 мкм. Они сложены микрокристаллами пирита, иногда имеют зональную структуру с углисто-кремниевым матриксом и образуют рассеянную или послойную вкрапленность.

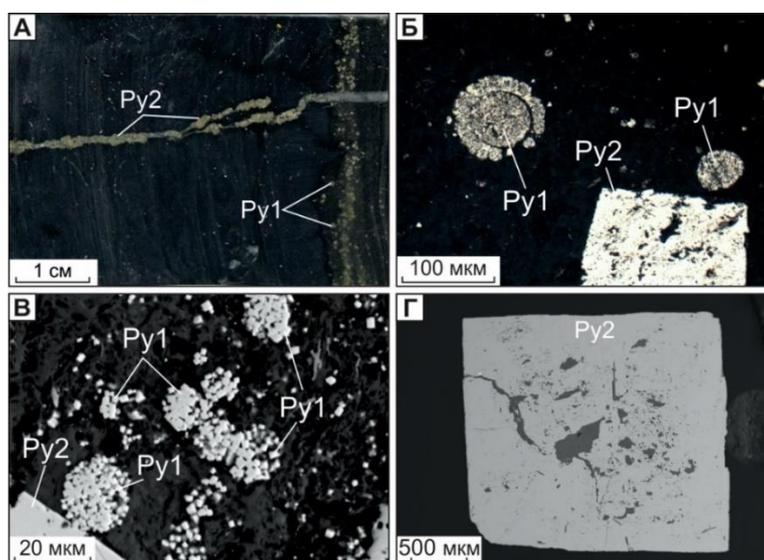


Рис. 4.19. Фотография образца (А), микрофотографии в отраженном свете (Б) и обратно-рассеянных электронах (В, Г) Py1 и Py2.

А – прожилки Py2 и послойная вкрапленность Py1 в алевролите; Б-В – диагенетический Py1 и метаморфогенный Py2; Г – кубический кристалл метаморфогенного Py2. Здесь и далее сокращенные обозначения минералов по работе (Whitney, Ewans, 2010).

Метаморфогенный неравномернозернистый кубический *пирит* (Py2) формирует рассеянную вкрапленность и заполняет микротрещины в осадочных породах (Рис. 4.19А-В). Размер кристаллов колеблется от 5-150 мкм до 1-3 мм. Для крупных кристаллов характерны микротекстуры катаклаза и коррозии (Рис. 4.19Г).

Метасоматический пирит (Py₃) встречается в зонах околорудных метасоматитов и является наравне с арсенопиритом одним из главных минералов *вкрапленного типа оруденения*. Встречается в виде сростков, мелких агрегатов и прожилков мощностью до первых миллиметров (Рис. 4.20). Для Py₃ наблюдается усложнение кубических форм до пентагондодекаэдра (Рис. 4.20А, врезка). Размер кристаллов от долей до 1-1,5 мм, реже до 2-3 мм. В Py₃ отмечаются наложенные микровключения минералов полисульфидной и сульфосольно-карбонатной ассоциации (Рис. 4.20Е-З). Из более 200 исследованных зерен в ~20% Py₃ установлены включения галенита, реже сфалерита и халькопирита (Рис. 4.20Е-З), в единичных образцах фиксируются микровключения тетраэдрита и фрейбергита.

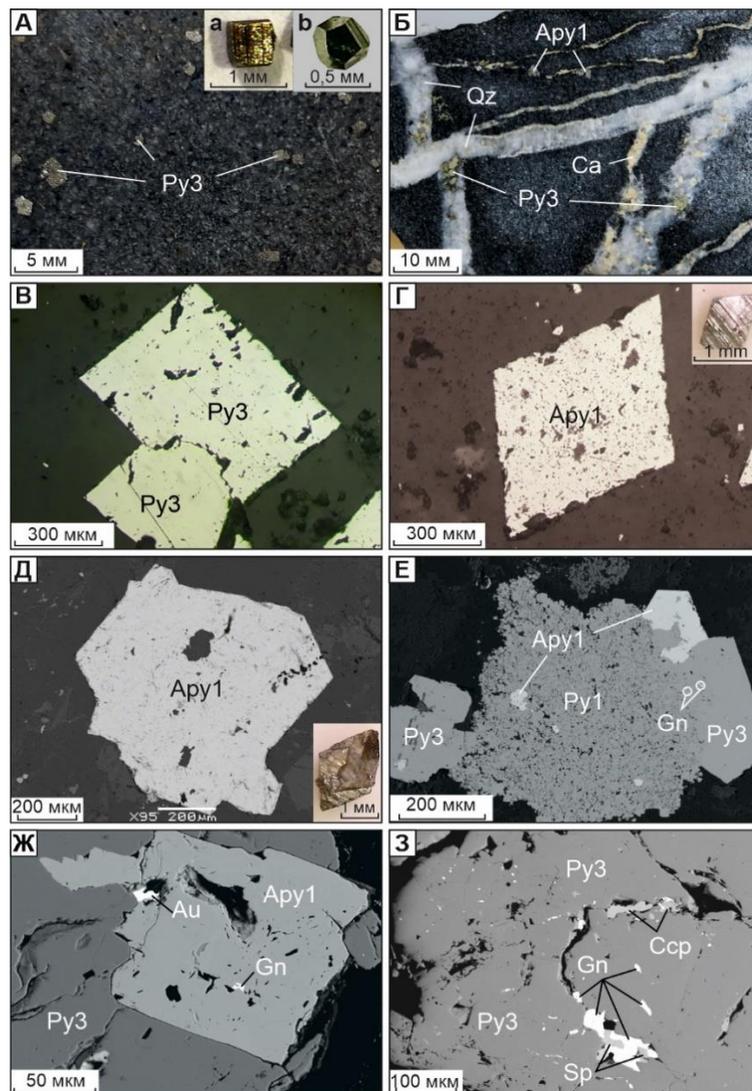


Рис. 4.20. Фотографии (А, Б) и микрофотографии в отраженном свете (В, Г) и обратно-рассеянных электронов (Д-З) Py₃ и Apy₁.

А – вкрапления метасоматического Py₃ в песчанике; Б – прожилково-вкрапленная карбонат-кварц-Py₃-Apy₁ минерализация; В – сростки кристаллов Py₃; Г – эвгедральный Apy₁; Д – сдвойникованные кристаллы Apy₁; Е – сростки Py₁, Py₃ и Apy₁ с включениями галенита (Gn); Ж – вкрапления золота (Au) и галенита (Gn) в Py₃ и Apy₁; З – включения сульфидов золото-полисульфидной ассоциации (галенит – Gn, халькопирит – Csp, сфалерит – Sp) в Py₃.

Жильный пирит 4 является одним из главных минералов *жильно-прожилкового типа рудных тел* (Рис. 4.21). Пирит₄ кристаллизовался одновременно с кварцем Qz₂ и наблюдается в виде рассеянных мелких идиоморфных и ксеноморфных зерен размером до 0.5-1 см, реже до 1-2 см, также прожилковидных скоплений вдоль реликтов алевролитов в кварце (Рис. 4.21В).

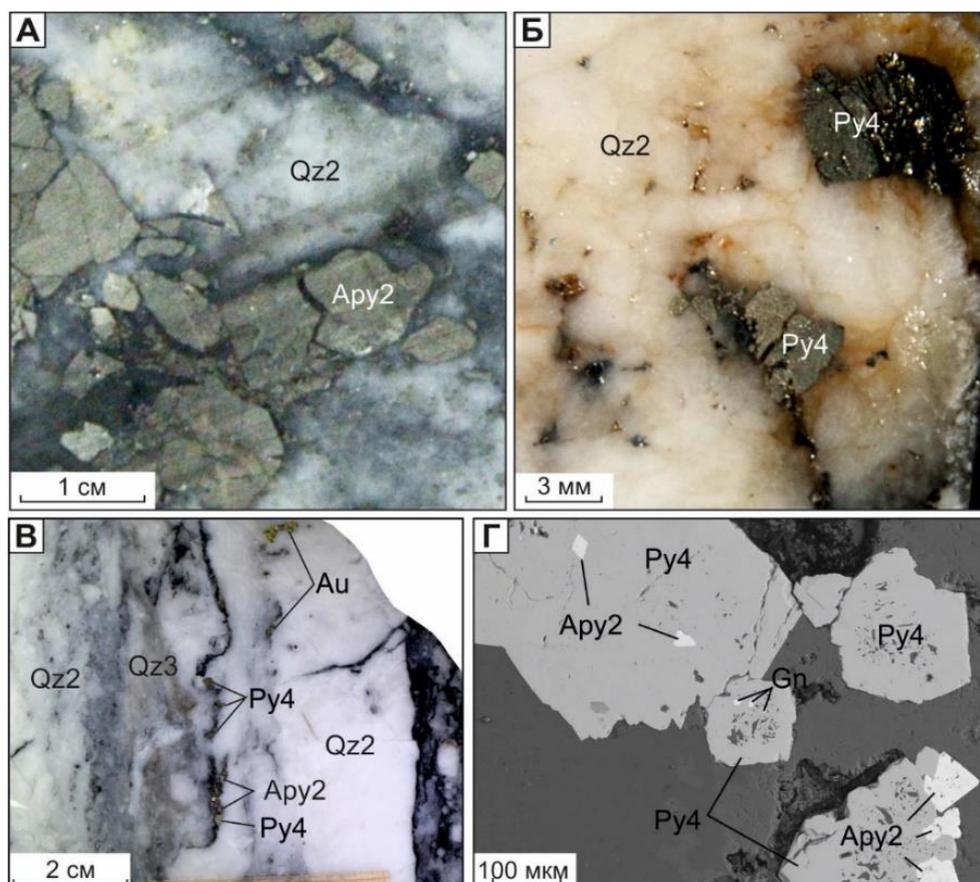


Рис. 4.21. Фотографии (А-В) и микрофотография в обратно-рассеянных электронах (Г) пирита₄ (Py₄) и арсенопирита₂ (Apy₂).

А – гнездообразные скопления и отдельные идиоморфные кристаллы Apy₂ в кварце; Б – идиоморфные зерна пирита₄ (Py₄) в кварце; В – золото-полисульфидная ассоциация с Py₄, Apy₂ в полосчатом кварце; Г – сростки Py₄-Apy₂ с включениями галенита (Gn) в кварце.

Метасоматический арсенопирит (Apy₁) проявлен в зонах околорудных метасоматитов и является одним из главных минералов *вкрапленного типа оруденения*. Встречается в виде сростков, мелких агрегатов и отдельных кристаллов (Рис. 4.20). Для Apy₁ характерны короткопризматические до псевдопирамидальной формы кристаллов (Рис. 4.20Г-Д, врезки). Размер кристаллов от долей до 1-1.5 мм, реже до 2-3 мм. В Apy₁ так же, как и в пирите, отмечаются наложенные микровключения минералов полисульфидной и сульфосольно-карбонатной ассоциации (Рис. 4.20Е-З). Из более 200 исследованных зерен

в ~12% Ару1 установлены включения галенита, реже сфалерита и халькопирита (Рис. 4.20Е-З), в единичных образцах фиксируются микровключения тетраэдрита и фрейбергита.

Рентгеновская компьютерная микротомография (3D) зерен арсенопирита Ару1 и пирита Ру3 из двух образцов месторождения Хангалас (всего 31 зерно) показала, что зерна сульфидов состоят из рентгеноконтрастных фаз (Рис. 4.22). Плотные минералы имеют светлые тона до белого, изометричную, субизометричную и уплощенную форму размерами до 10-15 мкм в Ару1 (Рис. 4.22А) и от первых мкм до 30-40 мкм в Ру3 (Рис. 4.22В, Г). Они образуют вкрапления внутри зерен Ру3 и Ару1. Отмечается линейно-плоскостное распределение плотных фаз (или агрегатов), вероятно, приуроченное к дефектам и зонам роста кристаллов. Также отмечены однородные зерна арсенопирита (Рис. 4.22Б).

Из установленных на месторождении сульфидов, плотнее, чем пирит и арсенопирит являются самородное золото и галенит. Выше отмечено, что нами только в одном зерне (обр. Х-4-17) в пространстве между кристаллами арсенопирита Ару1 и пирита Ру3 обнаружено самородное золото размером около 10 мкм пробностью 827 ‰ (Рис. 4.20Ж), а галенит встречается довольно часто. Следовательно, преобладающими плотными фазами в Ру3 и Ару1 может быть зерна галенита.

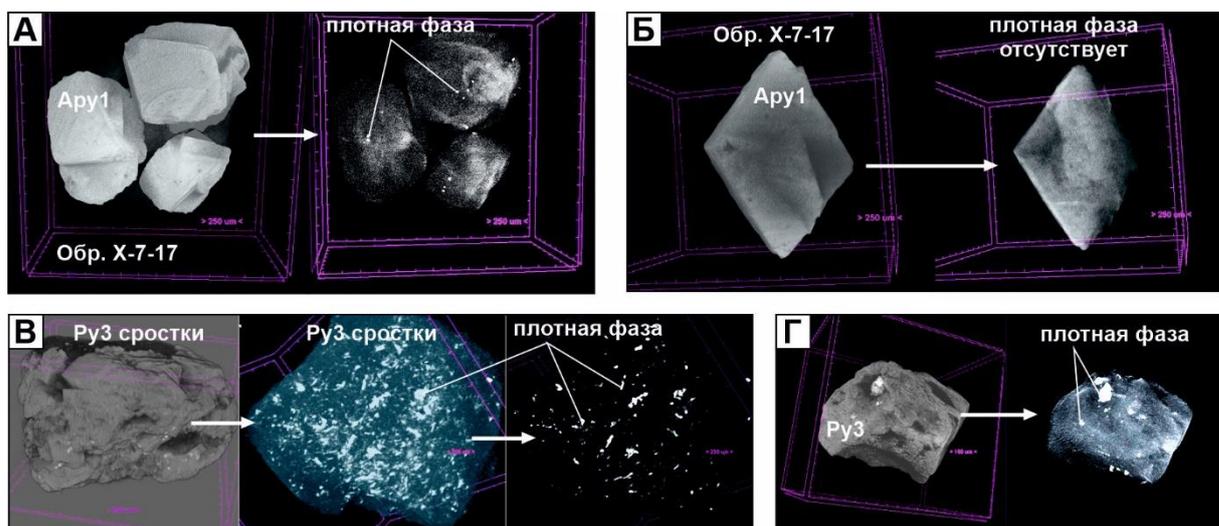


Рис. 4.22. Трехмерная визуализация (3D) пирита3 и арсенопирита1.

А – зерна Ару1 и распределение в нем плотных минералов (галенит, золото); Б – Ару1 без включений рентгеноконтрастных фаз; В-Г – агрегат Ру3 и распределение в нем плотных минералов (галенит, золото).

Жильный арсенопирит 2 является главным минералом *жильно-прожилкового типа рудных тел* (Рис. 4.21). Арсенопирит2 кристаллизовался одновременно с кварцем Qz3 и наблюдается часто в виде ксеноморфных кристаллов размером от долей до 1-2 мм по длинной оси и гнезд размером до 1-2 см, реже до 3-5 см, также прожилковидных скоплений

вдоль углистых прослоев в кварце (Рис. 4.21В). Галенит, халькопирит, сфалерит и самородное золото приурочены к трещинам, зонам роста в кристаллах арсенопирита Apy_2 , пирита Pu_4 и кварца (Рис. 4.21Г), образуют в них микровключения.

4.3.2.2. Второстепенные рудные минералы

Самородное золото является главным промышленным минералом месторождения, оно вместе с минералами полиметаллической ассоциации (галенит, халькопирит и сфалерит) заполняет пустоты в кварце и трещины в пирите-4 и арсенопирите-2, а также формирует микровкрапленность в них, реже встречается в виде микровключений в пирите-3 и арсенопирите-1 (Рис. 4.23А-В). Золото – желтого, ярко-желтого цвета, удлиненно-комковидной, комковидно-ветвистой и дендритовидной форм (Рис. 4.23Г). Размер колеблется от долей до 3-4 мм по длинной оси (наиболее распространены фракции 0.5-0.8 мм), распределение крайне неравномерное. Пробность самородного золота в среднем составляет 820-830 ‰ (min 780 - max 850 ‰).

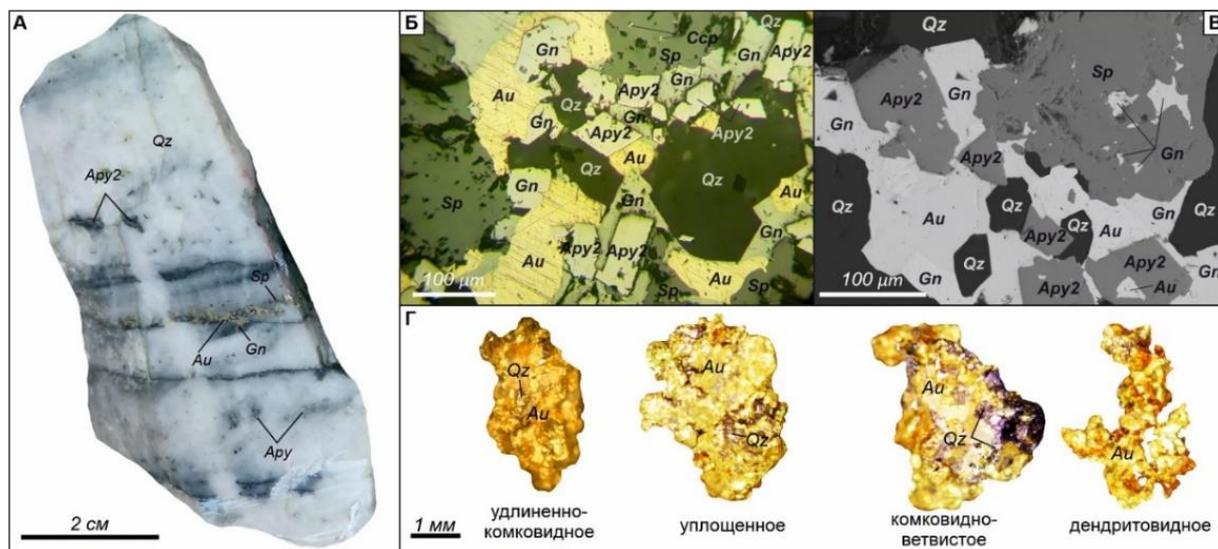


Рис. 4.23. Минеральный состав руд жильного типа (А-В) и морфология самородного золота (Г).

А – полосчатый кварц с включениями самородного золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и арсенопирита (Apy_2); Б-В – сростание золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и халькопирита (Csp) Au-полисульфидной жильной ассоциации и ангедрального арсенопирита (Apy_2) кварц-пирит-арсенопиритовой жильной ассоциации: Б – отраженный свет, В – обратно-рассеянные электроны.

Химический состав самородного золота приведен в таблице 4.2. Всего изучено 5 образцов (93 анализа).

Таблица 4.2. Химический состав самородного золота месторождения Хангалас

№ пп	Образец	Пробность, ‰	Au, %	Ag, %	Sb, %	As, %	Hg, %	Pb, %	S, %	Cu, %	Fe, %	Zn, %	Bi, %	Сумма, %
1	X-45-14	854.7	87.08	14.8	н.о.	н.о.	0.143	н.о.	н.о.	н.о.	0.007	н.о.	н.о.	102.0
2		840.6	85.5	16.21	н.о.	0.016	0.054	н.о.	0.008	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101.8
3		847.8	85.04	15.27	н.о.	0.022	0.299	н.о.	0.017	н.о.	0.001	0.001	н.о.	100.7
4		844.3	84.88	15.65	н.о.	н.о.	0.18	н.о.	0.023	н.о.	н.о.	0.014	н.о.	100.7
5		838.2	83.02	16.02	н.о.	н.о.	0.277	0.074	0.012	н.о.	н.о.	0.003	н.о.	99.4
6		836.9	83	16.18	0.02	0.026	0.295	0.029	0.063	н.о.	н.о.	0.001	н.о.	99.6
7		834.4	82.72	16.42	н.о.	0.066	0.135	0.004	0.029	н.о.	н.о.	0.006	н.о.	99.4
8		830.8	82.65	16.83	н.о.	н.о.	0.225	н.о.	0.006	н.о.	н.о.	0.004	н.о.	99.7
9		833.2	82.34	16.48	0.005	0.048	0.111	н.о.	0.003	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.0
10		834.8	82.27	16.28	0.026	0.051	0.396	н.о.	н.о.	н.о.	0.003	0.02	н.о.	99.0
11		827.8	81.89	17.04	0.04	н.о.	0.414	0.04	0.008	н.о.	0.017	0.004	н.о.	99.5
12		834.6	81.82	16.21	н.о.	0.018	0.37	0.055	н.о.	н.о.	0.006	0.037	н.о.	98.5
13		834.3	81.73	16.23	0.014	0.073	0.084	н.о.	0.003	н.о.	0.01	0.023	н.о.	98.2
14		834.6	81.62	16.17	0.013	0.002	н.о.	0.066	0.038	н.о.	н.о.	0.016	0.017	97.9
15		830.2	81.48	16.67	0.015	0.019	0.147	н.о.	0.007	н.о.	0.015	0.016	н.о.	98.4
16		831.8	81.42	16.46	0.057	0.077	0.364	0.071	0.008	н.о.	0.082	0.057	н.о.	98.6
17		829.4	81.41	16.75	0.021	0.001	0.072	н.о.	0.014	н.о.	0.023	0.024	н.о.	98.3
18		835.5	81.3	16.01	0.035	н.о.	0.051	0.01	0.071	н.о.	0.008	0.039	н.о.	97.5
19		834.1	81.29	16.17	0.012	0.122	0.265	0.014	0.128	н.о.	0.019	0.106	0.021	98.1
20		832.0	81.05	16.37	н.о.	н.о.	0.427	0.071	н.о.	н.о.	0.025	0.034	0.079	98.0
21		832.0	80.64	16.28	0.03	0.053	0.067	н.о.	0.023	н.о.	0.012	0.01	н.о.	97.1
22		827.8	80.35	16.71	0.027	н.о.	0.39	0.041	н.о.	н.о.	0.011	0.012	0.076	97.5
23	X-8A-14	837.1	82.4	16.03	н.о.	0.092	0.129	н.о.	0.005	н.о.	0.013	0.051	н.о.	98.7
24		822.8	80.44	17.32	0.006	0.016	0.258	0.077	0.015	н.о.	0.009	0.065	н.о.	98.2
25		830.0	82.01	16.8	0.024	0.035	0.118	н.о.	н.о.	н.о.	0.018	0.039	н.о.	99.0
26		830.0	80.91	16.57	0.018	0.101	н.о.	н.о.	0.004	н.о.	0.024	0.036	н.о.	97.7
27		821.9	79.85	17.3	0.055	0.066	0.019	0.021	0.032	н.о.	0.027	0.044	н.о.	97.4
28		825.8	80.71	17.02	0.023	0.087	0.281	н.о.	н.о.	н.о.	0.006	0.018	н.о.	98.1
29		828.8	81.44	16.82	0.002	0.097	0.258	н.о.	н.о.	н.о.	0.031	0.019	н.о.	98.7
30	X-44-14	816.9	81.01	18.16	0.022	н.о.	0.024	н.о.	0.015	н.о.	0.001	0.019	н.о.	99.3

31		846.5	85.04	15.42	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	0.005	н.о.	н.о.	0.015	н.о.	100.5
32		841.9	84.12	15.8	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.018	н.о.	100.0
33		843.5	83.78	15.54	н.о.	н.о.	0.135	н.о.	0.013	н.о.	н.о.	0.023	н.о.	99.5
34		843.6	83.71	15.52	0.005	н.о.	0.168	н.о.	0.003	н.о.	0.008	0.003	н.о.	99.4
35		837.7	83.33	16.14	0.004	н.о.	0.28	н.о.	0.022	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.8
36		820.1	80.5	17.66	н.о.	0.008	0.02	н.о.	0.009	н.о.	0.004	н.о.	н.о.	98.2
37		820.3	80.13	17.55	н.о.	н.о.	0.105	н.о.	0.029	н.о.	0.008	0.04	н.о.	97.9
38	X-46-14	791.9	78.79	20.7	н.о.	0.014	н.о.	н.о.	0.002	н.о.	0.023	0.062	н.о.	99.6
39		814.3	75.86	17.3	0.009	н.о.	н.о.	0.135	н.о.	0.026	0.039	0.052	н.о.	93.42
40		816.9	80.97	18.15	н.о.	н.о.	н.о.	0.22	н.о.	н.о.	0.005	н.о.	н.о.	99.34
41		813.0	80.1	18.43	н.о.	н.о.	н.о.	0.123	н.о.	0.003	0.024	0.003	н.о.	98.68
42		818.4	78.58	17.44	0.027	н.о.	н.о.	0.139	н.о.	0.052	0.022	0.039	н.о.	96.3
43		814.3	80.44	18.35	н.о.	н.о.	н.о.	0.18	н.о.	0.003	0.024	0.034	н.о.	99.03
44		820.0	80.14	17.59	0.01	н.о.	н.о.	0.297	н.о.	0.016	0.003	0.038	н.о.	98.1
45		821.1	80.23	17.48	н.о.	н.о.	н.о.	0.053	н.о.	0.026	н.о.	0.032	н.о.	97.83
46		822.0	78.88	17.08	н.о.	н.о.	н.о.	0.049	н.о.	0.007	0.036	0.024	н.о.	96.07
47		821.5	78.73	17.11	н.о.	н.о.	н.о.	0.054	н.о.	0.027	0.036	0.034	н.о.	95.99
48		819.2	79.45	17.54	0.016	н.о.	н.о.	0.13	н.о.	н.о.	0.042	н.о.	н.о.	97.18
49		824.3	81.09	17.29	0.001	н.о.	н.о.	0.065	н.о.	0.024	0.027	н.о.	н.о.	98.51
50		820.5	80.73	17.66	н.о.	н.о.	н.о.	0.078	н.о.	н.о.	0.009	0.021	н.о.	98.51
51	XГ-36-19	822.6	80.55	17.37	н.о.	н.о.	н.о.	0.024	н.о.	н.о.	0.031	н.о.	н.о.	97.98
52		821.4	80.61	17.53	н.о.	н.о.	н.о.	0.07	н.о.	н.о.	0.015	0.017	н.о.	98.25
53		821.9	81	17.55	н.о.	н.о.	н.о.	0.099	н.о.	0.017	0.027	н.о.	н.о.	98.7
54		825.2	81.06	17.17	н.о.	н.о.	н.о.	0.034	н.о.	0.006	0.022	н.о.	н.о.	98.29
55		822.1	79.61	17.23	0.01	н.о.	н.о.	0.115	н.о.	0.016	н.о.	0.011	н.о.	96.98
56		821.7	79.61	17.28	н.о.	н.о.	н.о.	0.062	н.о.	н.о.	0.022	0.027	н.о.	97
57		823.8	80.18	17.15	н.о.	н.о.	н.о.	0.191	н.о.	н.о.	0.019	0.012	н.о.	97.55
58		811.0	79.27	18.47	н.о.	н.о.	н.о.	0.103	н.о.	0.019	0.035	н.о.	н.о.	97.9
59		815.3	79.8	18.08	0.015	н.о.	н.о.	0.101	н.о.	н.о.	0.002	0.024	н.о.	98.03
60		818.3	79.43	17.64	н.о.	н.о.	н.о.	0.064	н.о.	н.о.	0.043	0.05	н.о.	97.23
61		815.3	80.27	18.18	н.о.	н.о.	н.о.	0.166	н.о.	0.005	0.025	0.03	н.о.	98.68
62		823.9	80.78	17.26	н.о.	н.о.	н.о.	0.122	н.о.	н.о.	0.007	н.о.	н.о.	98.16
63		817.5	79.22	17.68	н.о.	н.о.	н.о.	0.035	н.о.	н.о.	0.026	0.056	н.о.	97.02
64		822.2	81.58	17.64	н.о.	н.о.	н.о.	0.058	н.о.	0.029	0.004	0.024	н.о.	99.33

65	824.7	81.09	17.24	н.о.	н.о.	н.о.	0.052	н.о.	н.о.	0.014	0.055	н.о.	98.45	
66	824.0	82.18	17.55	н.о.	н.о.	н.о.	0.126	н.о.	0.036	0.021	н.о.	н.о.	99.92	
67	824.0	82.69	17.66	н.о.	н.о.	н.о.	0.096	н.о.	н.о.	0.008	0.016	н.о.	100.47	
68	821.2	80.7	17.57	н.о.	н.о.	н.о.	0.141	н.о.	н.о.	0.004	н.о.	н.о.	98.42	
69	819.4	81.18	17.89	н.о.	н.о.	н.о.	0.021	н.о.	0.018	0.021	0.012	н.о.	99.14	
70	821.7	83.46	18.11	н.о.	н.о.	н.о.	0.05	н.о.	0.033	н.о.	н.о.	н.о.	101.65	
71	822.6	82.05	17.7	н.о.	н.о.	н.о.	0.105	н.о.	н.о.	0.019	0.011	н.о.	99.88	
72	816.4	78.93	17.75	н.о.	н.о.	0.041	0.026	н.о.	0.014	0.011	н.о.	н.о.	96.78	
73	811.9	79.8	18.49	0.042	н.о.	н.о.	0.095	н.о.	0.012	н.о.	н.о.	0.034	98.48	
74	814.4	81.2	18.5	0.033	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.73	
75	811.9	81.55	18.89	0.029	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.007	н.о.	н.о.	н.о.	100.48	
76	821.2	80.46	17.52	0.047	н.о.	н.о.	0.039	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98.06	
77	816.8	80.78	18.12	0.006	н.о.	0.049	0.088	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.04	
78	814.5	81.08	18.47	н.о.	н.о.	н.о.	0.108	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.66	
79	813.2	81.73	18.78	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.001	н.о.	0.021	100.54	
80	816.5	80.65	18.12	н.о.	н.о.	н.о.	0.049	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98.82	
81	814.8	80.38	18.27	0.029	н.о.	0.133	н.о.	н.о.	н.о.	0.009	н.о.	н.о.	98.82	
82	815.6	81.02	18.32	0.01	н.о.	н.о.	0.064	н.о.	н.о.	0.001	н.о.	н.о.	99.41	
83	822.8	78.73	16.95	н.о.	н.о.	н.о.	0.052	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	95.73	
84	815.1	81.22	18.43	0.018	н.о.	н.о.	0.078	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.75	
85	813.9	80.91	18.5	н.о.	н.о.	0.031	0.069	н.о.	0.019	0.005	н.о.	н.о.	99.53	
86	817.6	80.13	17.88	н.о.	н.о.	0.142	0.023	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.027	98.2	
87	818.2	80.4	17.87	0.008	н.о.	0.058	0.176	н.о.	н.о.	0.016	0.018	н.о.	98.54	
88	813.5	80.1	18.36	н.о.	н.о.	н.о.	0.125	н.о.	н.о.	0.001	н.о.	н.о.	98.59	
89	816.4	80.96	18.21	0.018	н.о.	0.083	0.089	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.36	
90	808.0	80.93	19.23	н.о.	н.о.	н.о.	0.021	н.о.	н.о.	0.005	н.о.	н.о.	100.18	
91	820.7	80.45	17.58	0.008	н.о.	0.057	0.073	н.о.	0.018	0.002	н.о.	н.о.	98.19	
92	817.7	80.95	18.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.11	н.о.	0.033	0.006	н.о.	н.о.	99.14	
93	818.7	82.77	18.33	0.045	н.о.	0.043	0.081	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.036	101.3	
Минимум		791.9	75.86	14.8	0.001	0	0.019	0.004	0.002	0.003	0.001	0.001	0.017	93.42
Максимум		854.7	87.08	20.7	0.057	0.12	0.427	0.297	0.128	0.052	0.082	0.106	0.079	102.03
Среднее		824.3	81.16	17.30	0.02	0.05	0.17	0.08	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	98.65

Самородное золото месторождения имеет выдержанный химический состав (табл. 4.2, Рис. 4.24). Постоянной примесью в золоте является серебро, что и определяет пробность золота (f), которая определялась пересчётом микрозондовых анализов золотин (мас. %) по формуле: $f = \text{Au}/(\text{Au}+\text{Ag}) \cdot 1000 \text{ ‰}$. Она колеблется от 791.9 до 854.7 ‰, в среднем 824.3 ‰ (Рис. 4.25). Остальные элементы-примеси Sb, As, Hg, Pb, S, Cu, Fe, Zn, Bi суммарно занимают до 1.5 ‰, в среднем 0.43 ‰. По данным Амузинского В.А. и др. (1992) диапазон колебаний пробности золота месторождения Хангалас – 734-935 ‰, 76.3 % золотин имеют размер более 2 мм. Для россыпного золота ручьев Лев. Хангалас и Зимний установлена пробность от 789 до 856 ‰, размер более 2 мм имеют 54.1 % золотин.

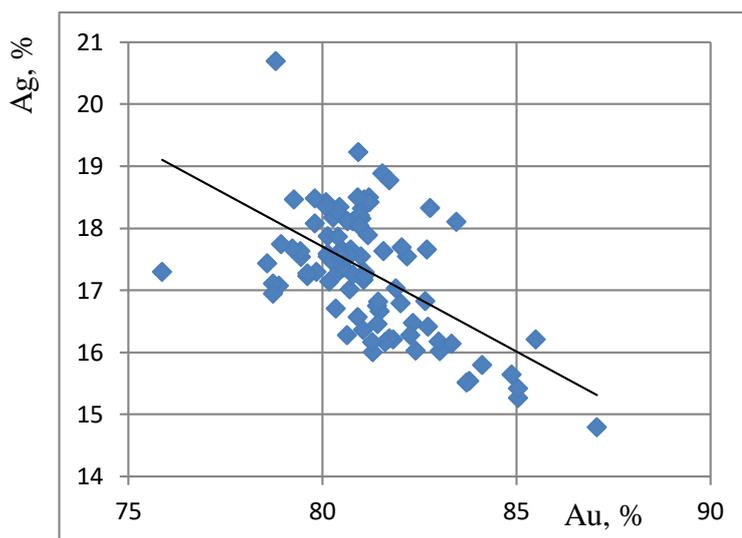


Рис. 4.24. Соотношение Au и Ag в самородном золоте.

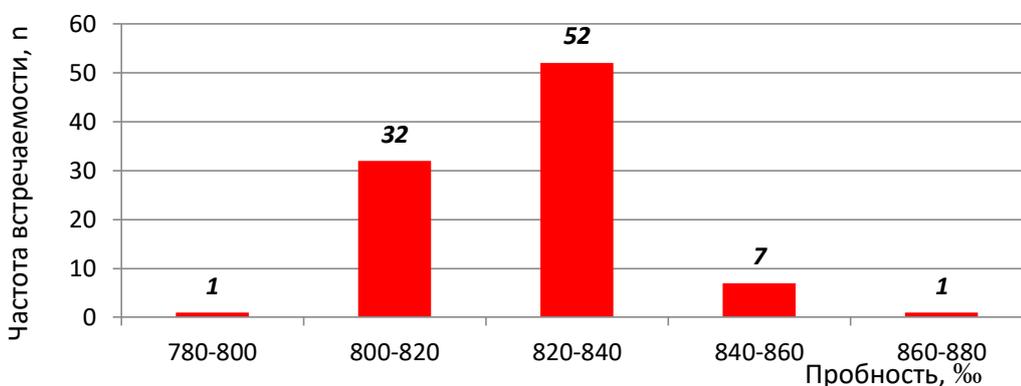


Рис. 4.25. Гистограмма пробности самородного золота.

Галенит PbS на месторождении представлен одной генерацией, распространён в интерстициях кварцевых жил и трещинах сульфидов в метасоматитах совместно с золотом, реже с халькопиритом, сфалеритом (Рис. 4.20Е-З, Рис. 4.21Г, Рис. 4.22В, Г, Рис. 4.23Б, В). Границы сростаний с рудными минералами ровные, размер от долей микрона до 1.0-2.0 мм.

Химический состав галенитов приведён в таблице 4.3. В качестве примесных элементов спорадически встречаются Ag (0.003-0.38 мас. %), Fe (0.001-0.72 мас. %), Cu (0.004-0.32 мас. %), Zn (0.003-0.034 мас. %), Sb (0.006-0.33 мас. %), Bi (0.03-0.088 мас. %).

Таблица 4.3. Химический состав галенита по данным рентгеноспектрального анализа

№	Проба	Ag	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Bi	S	Сумма
1	ХГ-36-19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86.34	н.о.	13.21	99.55
2		0.047	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86.42	0.088	13.21	99.81
3		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86.69	0.085	13.2	99.99
4		0.375	н.о.	н.о.	н.о.	0.334	86.15	0.031	13.31	100.23
5		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	86.29	0.072	13.04	99.43
6		0.026	н.о.	н.о.	н.о.	0.052	87.14	0.03	13.25	100.51
7	Х-44-14	0.033	0.001	0.077	0.018	0.064	85.78	н.о.	13.44	99.44
8		0.051	0.006	0.008	н.о.	0.01	85.13	н.о.	13.29	98.56
9	Х-45-14	0.089	н.о.	н.о.	0.014	н.о.	86.44	н.о.	13.19	99.73
10		н.о.	0.011	0.004	0.003	0.044	86.62	н.о.	13.44	100.18
11		0.043	н.о.	н.о.	н.о.	0.016	86.57	н.о.	13.01	99.74
12		0.024	0.083	н.о.	н.о.	0.024	85.25	н.о.	13.21	98.59
13		0.177	0.013	н.о.	0.005	0.042	86.91	н.о.	12.31	99.46
14		0.034	0.001	н.о.	н.о.	0.015	87.12	н.о.	12.8	99.97
15		0.178	0.716	н.о.	0.018	0.035	85.14	н.о.	12.49	98.63
16		0.067	0.007	0.017	0.028	0.006	85.34	н.о.	13.41	98.88
17	Х-46-14	0.053	0.01	н.о.	н.о.	0.052	85.54	н.о.	13.98	99.72
18		0.003	0.022	н.о.	н.о.	н.о.	84.45	н.о.	13.65	98.17
19		0.046	0.023	н.о.	0.024	н.о.	84.64	н.о.	13.78	98.51
20		н.о.	0.023	н.о.	н.о.	0.012	84.34	н.о.	13.92	98.32
21		0.032	0.188	0.316	н.о.	0.012	84.93	н.о.	13.69	99.24
22		н.о.	0.01	н.о.	0.015	н.о.	85.22	н.о.	13.28	98.58
23		0.122	0.089	н.о.	н.о.	0.133	86.1	н.о.	13.59	100.07
24		0.199	0.059	н.о.	н.о.	0.113	84.76	н.о.	13.76	98.89
25		0.04	0.045	н.о.	0.034	0.084	86.77	н.о.	13.84	100.81
26		н.о.	0.009	н.о.	н.о.	0.018	85.78	н.о.	13.03	98.86
	Минимум	0.003	0.001	0.004	0.003	0.006	84.34	0.03	12.31	98.17
	Максимум	0.38	0.72	0.32	0.034	0.33	87.14	0.088	13.98	100.81
	Среднее	0.086	0.073	0.084	0.018	0.059	85.84	0.061	13.32	99.38
	Медиана	0.047	0.018	0.017	0.018	0.039	85.94	0.072	13.29	99.45

Халькопирит CuFeS_2 на месторождении представлен одной генерацией. Развивается совместно со сфалеритом, реже с галенитом и золотом в трещинах и интерстициях в кварцевых жилах (Рис. 4.23Б), реже сульфидах из метасоматитов в ассоциации с галенитом (Рис. 4.203). Халькопирит часто образует каймы обрастания на сфалерите размерами первые и десятки микронов.

Сфалерит $(\text{Zn}_{0,91}, \text{Fe}_{0,09})\text{S}$ совместно образуется с галенитом, золотом и халькопиритом в кварцевых жилах (Рис. 4.23А-В) и метасоматитах (Рис. 4.203). В качестве главного примесного элемента присутствует Fe от 5.34 до 5.48 % (табл. 4.4). Образует субизометричные, интерстиционные сечения размером от сотых долей мм до 1-2 мм.

Таблица 4.4. Химический состав сфалерита по данным рентгеноспектрального анализа

№ пп	Проба	Zn	Cu	Fe	Mn	S	Ge	Cd	In	Сумма
1	ХГ-36-19	61.67	0	5.48	0.007	33.19	0.057	0.108	0	100.51
2		61.8	0.003	5.36	0	33.07	0.034	0.046	0.003	100.32
3		61.24	0	5.38	0	33.08	0.05	0.086	0.002	99.83
4		61.39	0.01	5.34	0	32.96	0.054	0.091	0	99.86

Поздние минералы *фрейбергит*, *буланжерит*, *тетраэдрит*, *Fe-герсдорфит* и *акантит* спорадически встречаются в виде включений в пирите и арсенопирите жил и метасоматитов.

Кроме микровключений в пирите и арсенопирите *Fe-герсдорфит* ($Fe_{0,4}Co_{0,06}Ni_{0,54}As_{0,97}S_{1,03}$) в виде хорошо сформированных кристаллов размерами от долей до 4-5 мм установлен в метасоматитах по песчаникам в шахтном стволе №2 месторождения, на глубине около 30 м (Рис. 4.26). Его химический состав приведен в таблице 4.5.

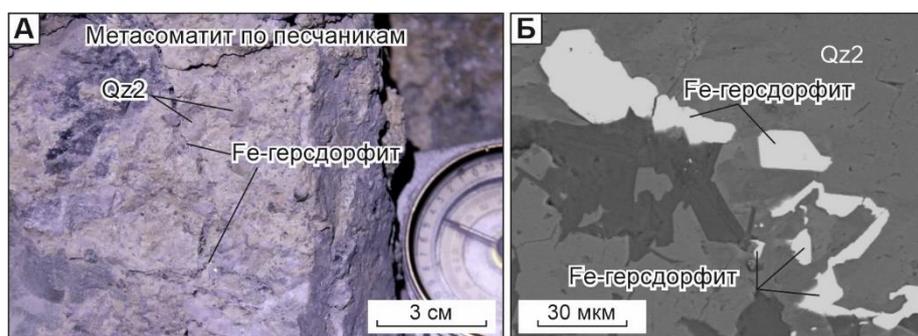


Рис. 4.26. Фотографии Fe-герсдорфита в обнажении (А) и в обратно-рассеянных электронах (Б), образец ХГ-30-19.

Таблица 4.5. Химический состав Fe-герсдорфита по данным рентгеноспектрального анализа, образец ХГ-30-19.

№ пп	S	Fe	Co	Ni	As	Total
1	20.38	12.16	3.57	18.67	45.62	100.40
2	20.20	13.42	3.80	18.07	44.07	99.56
3	19.91	14.68	3.22	18.06	44.47	100.34
4	19.98	14.67	н.о.	20.22	44.55	99.42
5	20.03	13.12	н.о.	21.10	45.47	99.72
6	19.35	15.33	3.25	17.61	44.52	100.06
7	19.77	15.99	3.19	16.80	45.19	100.94
8	19.01	12.85	н.о.	22.67	45.48	100.01

4.3.3. Гипергенные минералы

Одним из отличительных особенностей месторождения Хангалас является широкое проявление здесь гипергенных процессов (Нестеров, 1970; Кудрин и др., 2018, 2019) (Рис.

4.27). Зона гипергенеза имеет площадной характер на поверхности и линейный на глубину до 50-70 м, реже до 100 м (Рис. 4.28).

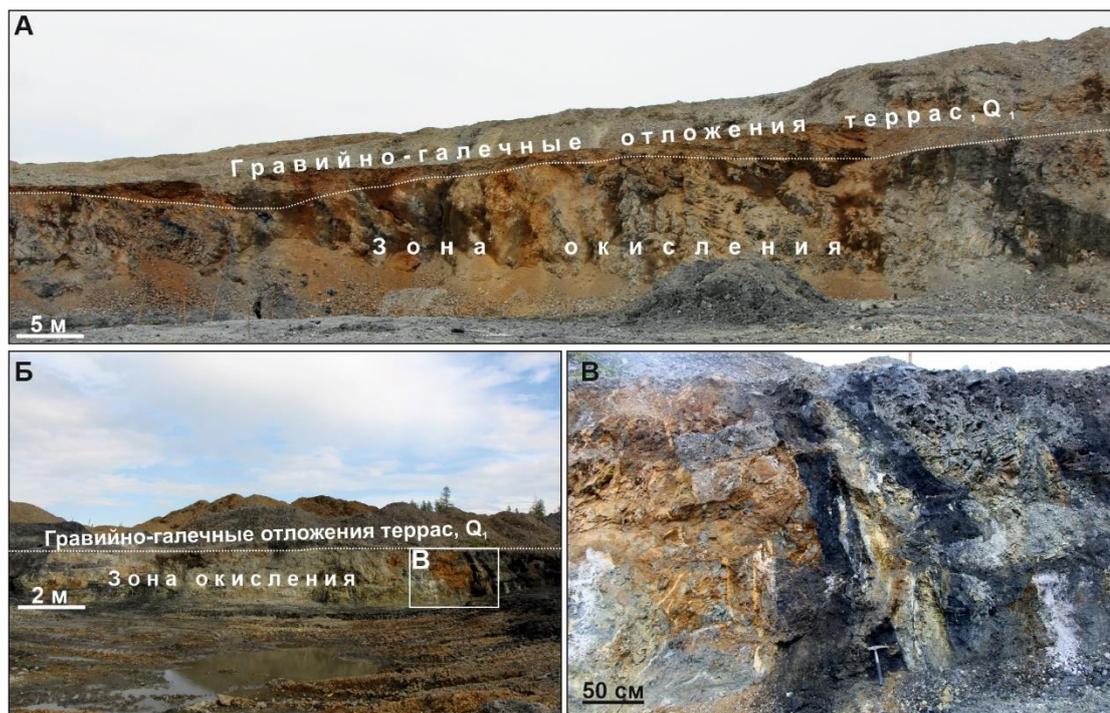


Рис. 4.27. Общий вид зоны окисления месторождения Хангалас.

Агрегаты гипергенных минералов развиваются в виде тонких корок, налетов или включений и прожилков в породах и рудах месторождения. Их цвет от белого, светло-зеленого и бежевого до коричневого и ржаво-бурого. Установлено, что, в основном, вторичные минералы относятся к классам сульфатов и арсенатов, из гидроокислов Fe зафиксирован только гетит (Кудрин и др., 2018). Наиболее распространен среди сульфатов гипс (встречен в 24 из 46 проб), менее ярозит (13). Из арсенатов наиболее часто встречается скородит (7), эпизодически – канькит и буковскиит. Канькит находится в смеси с буковскиитом, оба минерала являются редкими. В образцах из окисленных минерализованных зон дробления и вмещающих пород установлены редкие сульфаты: мангазеит (вторая находка в Якутии и в мире), амарантит (1), мета-алюминит (1), мета-алуноген (1), тамаругит (1), пиккерингит (1). Пример рентгенограммы некоторых гипергенных минералов приведен на рисунке 4.29.

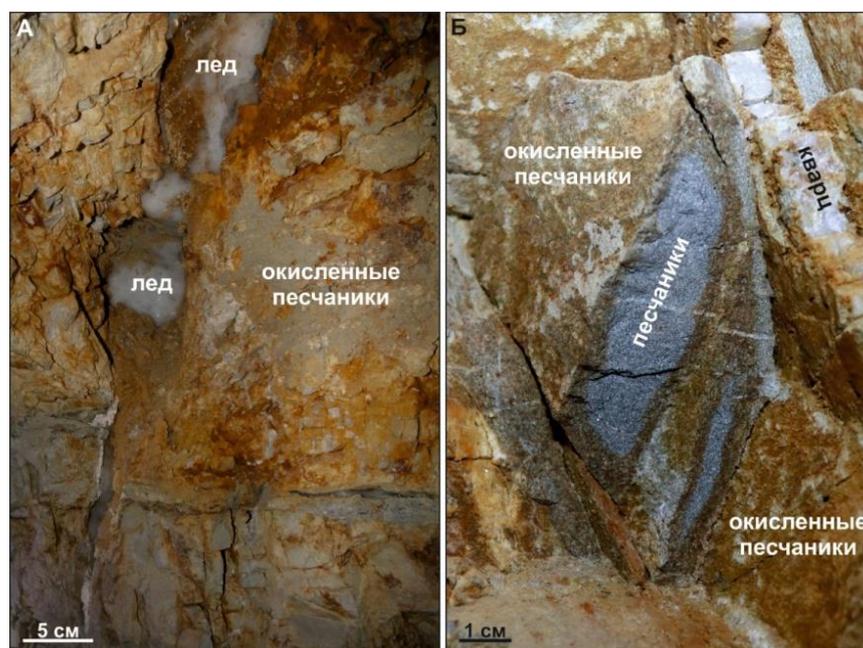


Рис. 4.28. Зона окисления на горизонте 938 м, глубина ~40 м от поверхности, штрек 2. А – окисленные песчаники с линзой льда, Б – реликты песчаников, слабо затронутых гипергенезом в матрице окисленных песчаников.

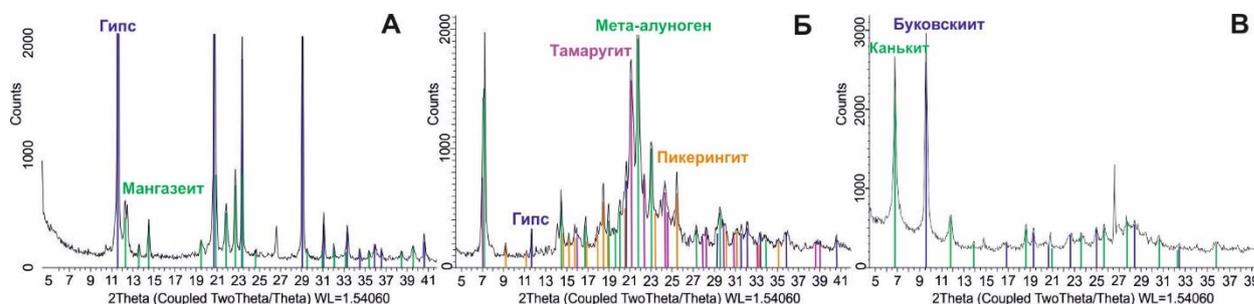


Рис. 4.29. Рентгенограммы вторичных минералов месторождения.

А – гипс, мангазит; Б – гипс, тамаругит, мета-алуноген, пикерингит; В – канькит, буковскийит.

В зоне окисления нами обнаружены неизвестные минералы: водный сульфат Fe (проба X-27-14) (Kudrin et al., 2020), состав которого аналогичен составу бутлерита и парабутлерита – $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и водный сульфат-арсенат-фосфат Fe и Al (проба X-18-17) (Заякина и др., 2020).

Первый минерал встречен в свежепроходной канаве-150 на глубине 1.5-2 м от поверхности в ассоциации с кварцем, ярозитом, мусковитом и анортитом (Рис. 4.30) (Кудрин и др., 2020; Zayakina et al., 2020). Исследования минерала показали, что он не имеет аналогов среди природных и синтетических соединений. Минерал бежево-желтого цвета, очень мягкий, с волокнистой текстурой и мелкокристаллической структурой (Рис. 4.30А, Б). Встречается в виде прожилков и гнездообразных агрегатов (размером до 5-6 см) тонких, удлиненных, игольчатых кристаллов <1 мкм в поперечнике и <15 мкм в длину (Рис. 4.30Б,

В). Минерал химически близок к полиморфным модификациям гидросульфата железа $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})\cdot 2\text{H}_2\text{O}$: бутлериту и парабутлериту, но отличается от них порошковой рентгенограммой, ИК- и КР-спектрами. Из-за мелковолоконистой текстуры и плохого качества рентгено-дифракционных отражений кристаллическая структура обнаруженного сульфата не определена.

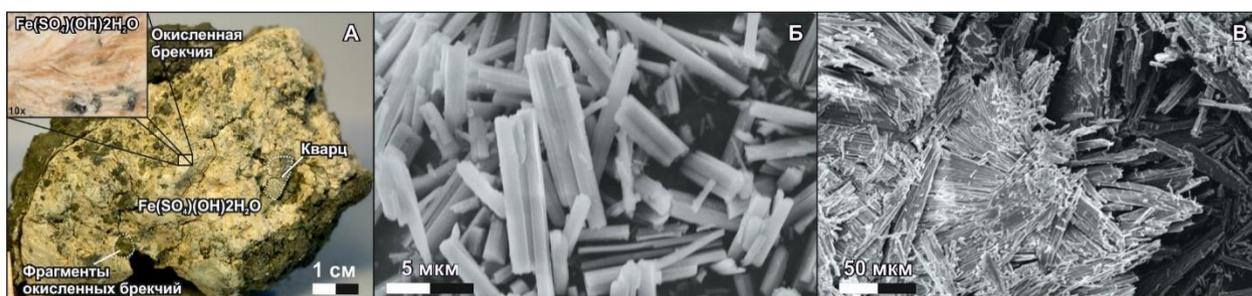


Рис. 4.30. Образец неизвестного минерала $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (А), параллельные (В) и пучкообразные скопления мелкозернистых игольчатых кристаллов $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (С), SEM-изображение.

Другой неизвестный минерал обнаружен в смеси с канькитом и буковскиитом в образце Х-18-17, отобранном из отвалов подземных выработок месторождения Хангалас – это водный сульфат-арсенат-фосфат Fe и Al (Рис. 4.31) (Заякина и др., 2020). Минерал характеризуется массивной текстурой, тонкокристаллической структурой, состоит из параллельных сростков тонких игольчатых кристаллов толщиной доли мкм, длиной до 10 мкм (Рис. 4.31Б, В). Исследование пробы на сканирующем электронном микроскопе и повторно полученные рентгенограммы показали, что образец практически мономинеральный, очень редко на рентгенограммах фиксируются следы кварца. Предварительно общая формула следующая: $(\text{Fe},\text{Al})_2(\text{SO}_4)_4[(\text{As},\text{P})\text{O}_4](\text{OH})\cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n=4-5$. Размер и особенности кристаллов минерала, так же как и для водного сульфата железа не дают возможности работать с отдельными монокристаллами. По рентгенограмме, химическому составу и ИК-спектру минерал оказался индивидуален, аналогов в литературных данных не найдено.

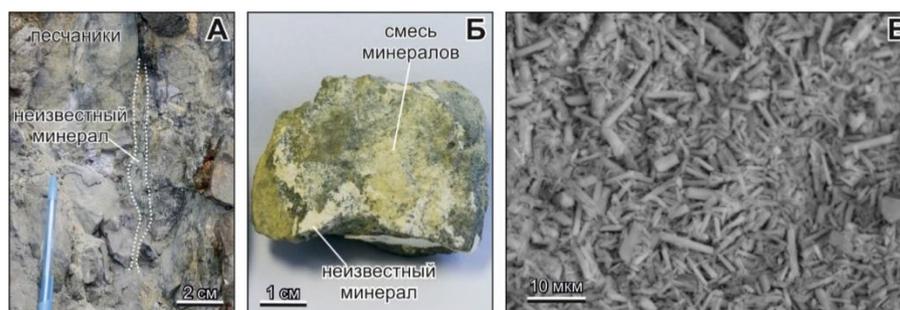


Рис. 4.31. Неизвестный минерал $(\text{Fe},\text{Al})_2(\text{SO}_4)_4[(\text{As},\text{P})\text{O}_4](\text{OH})\cdot n\text{H}_2\text{O}$: А – в обнажении, Б – в образце, В – SEM-изображение.

Гипергенные минералы месторождения развивались за счет вод сульфатно-железного состава, образующихся при окислении сильно пиритизированных вмещающих пород. Положительным фактором для проникновения вадозных и подземных вод в горные породы в нижнеплейстоценовое время явились их повышенная трещиноватость и пористость, расположение месторождения в русле реки. Такие условия явились причиной развития мощной (50-100 м и более) зоны окисления и выщелачивания.

Развитие многолетней мерзлоты способствовало консервации гипергенных минералов, чаще сульфатов, которые, как известно, в иных условиях быстро разрушаются. Приведенный перечень гипергенных минералов, не следует считать исчерпывающим. Нельзя исключить, что при исследовании большего количества образцов, можно обнаружить еще и другие, в том числе и новые минералы. Нами разработана схематическая модель гипергенного минералообразования месторождения Хангалас (Рис. 4.32). В конце палеоцена-эоцен-олигоцене в регионе происходила пенеplanation с образованием обширной слаборасчлененной равнины (Амузинский, 2005). Вдоль минерализованных зон дробления Хангаласского рудного узла формировались линейные коры выветривания и зоны вторичного обогащения. Позднее в русле палеоводотока они были перекрыты неоген-нижнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями террасового комплекса мощностью до 20 м.

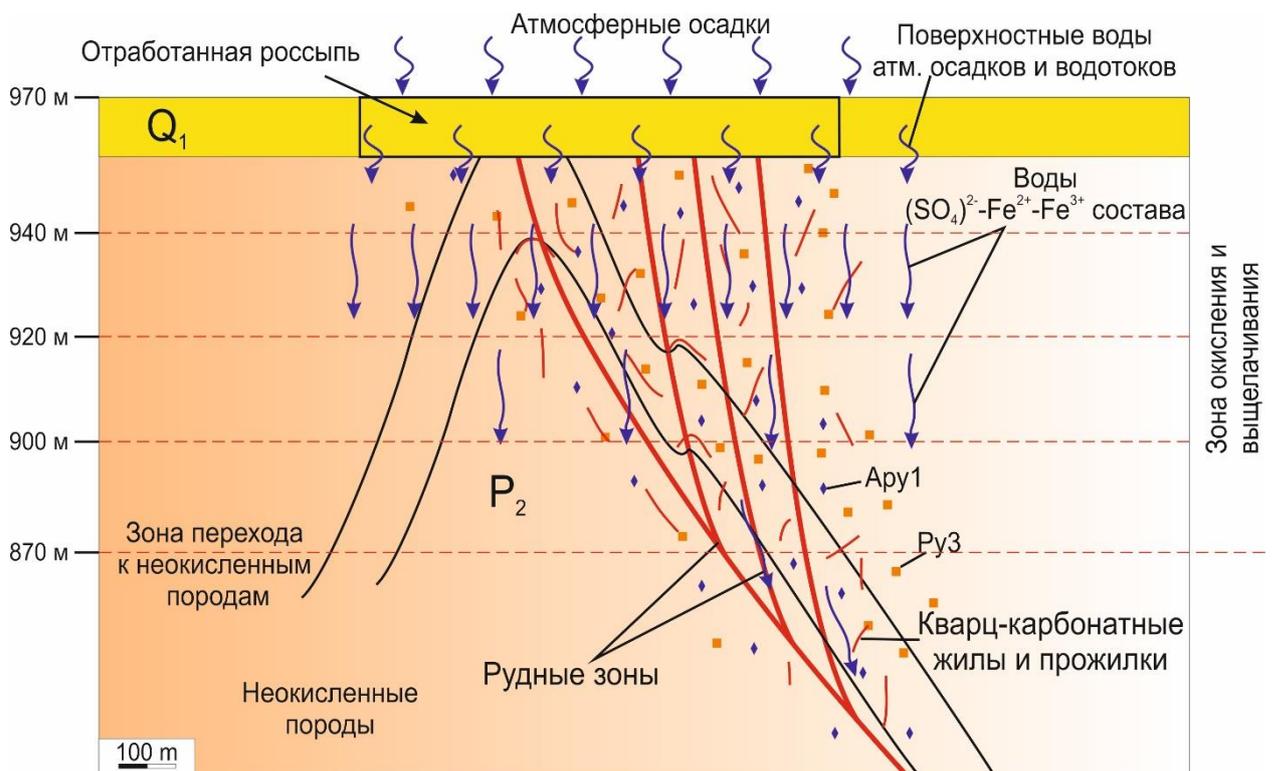


Рис. 4.32. Схематическая модель условий гипергенного минералообразования месторождения Хангалас, с использованием данных Н.В. Нестерова (1970).

4.4. Последовательность минералообразования

На месторождении Хангалас проявлены 4 этапа минералообразования: диагенетический, метаморфогенный, гидротермальный и гипергенный.

В диагенетический этап происходило накопление терригенного материала, смена редокс-обстановок, мобилизация рудного вещества и формирование диагенетической сульфидной минерализации (Py1). Скопления округлых (глобулярных, фрамбоидальных) микроагрегатов Py1 часто располагаются согласно со слоистостью пород. Некоторые фрамбоиды имеют зональное строение с присутствием в центральной части обломков пород и минералов.

В метаморфогенный этап происходит преобразование терригенных пород в результате региональных метаморфических и дислокационных процессов, формируется вкрапленная сульфидная минерализация (Py2), в терригенных породах протекают процессы серицитизации и хлоритизации. Частично ранние пириты-1 служили субстратом/зародышем для метаморфического Py2, образовавшегося при перекристаллизации Py1. Скопления мелкокристаллического Py2 приурочены к микротрещинам секущим и послойным, образовавшимся в процессе дислокационно-метаморфического преобразования пород. Py2 подвергся катаклазу под влиянием поздних деформационных процессов.

Рудообразование произошло в гидротермальный этап (Рис. 4.33), который характеризуется пятью парагенетическими ассоциациями:

1) метасоматическая пирит-арсенопиритовая ассоциация локализуется в околорудных серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах. Главные рудные минералы пирит (Py3) и арсенопирит (Apy1) встречаются в виде отдельных кристаллов, сростков, мелких агрегатов размером от долей до 2-3 мм и прожилков мощностью до первых мм. Пирит-3 имеет кубическую и пентагондодекаэдрическую формы. Усложнение кристаллических форм сопровождается изменением типа проводимости и появлением дефектов в кристаллической решетке, что благоприятно для изоморфного замещения золотом железа в Py3. Пирит-3 характеризуется зональной или блочной структурой, что обеспечивает возможность адсорбции золота на межфазных границах и дефектах роста кристаллов (Воробьев и др., 2015). Apy1 образует рассеянные зерна и сростки, а также агрегаты и микропрожилки. Макровключения в пирите-3 и арсенопирите-1 чаще всего представлены силикатными минералами, редкоземельными минералами (монацит, циркон) захваченными в процессе роста кристаллов. Поздние сульфиды, сульфосоли и самородное золото отмечены в виде микровключений в зонах роста кристаллов. По результатам АСМ-

кристаллов размером до 1-2 мм, измененных в ходе катаклаза и коррозии. В некоторых зернах Au_2 наблюдаются микротекстуры зонального замещения центральной части кристаллов поздними сульфидами и самородным золотом. Py_4 и Au_2 содержат многочисленные включения поздних сульфидов и самородного золота.

3) золото-полисульфидная ассоциация представлена мелкими агрегатами и микропрожилками сфалерита, халькопирита, галенита и выделениями самородного золота. Они заполняют пустоты в кварце и трещины в пирите и арсенопирите ранних ассоциаций, а также формируют микро- и нановкрапленность в них.

4) минералы сульфосолюно-карбонатной ассоциации встречаются редко и локализируются в трещинах и пустотах ранних рудных и жильных минералов в виде агрегатов и отдельных зерен. Главным минералом ассоциации является карбонат, представленный анкеритом и анкерит-доломитом. Сульфосоли – фрейбергит, тетраэдрит и буланжерит отмечаются спорадически.

Первые четыре минеральные ассоциации гидротермального минералообразования связаны со прогрессивными взбросо-надвиговыми деформационными событиями в поздней юре–начале раннего мела.

5) серебро-кварцевая ассоциация завершает гидротермальный этап минералообразования месторождения. Предполагается его связь с позднемеловыми праводвиговыми деформациями. Халцедоновидный темно-серый до черного кварц цементирует обломки раннего кварца, в нем встречаются вкрапления акантита.

В гипергенный этап происходит образование сульфатов, арсенатов, фосфатов, глинистых минералов и окислов железа, которые формировали линейные коры выветривания.

4.5. Геохимическая характеристика и золотоносность гидротермально-метасоматических образований

4.5.1. Химический состав пирита и арсенопирита

4.5.1.1. Результаты микрозондового анализа: главные и второстепенные элементы

Химический состав пирита и арсенопирита четырех генераций по данным микрозондового анализа с использованием прибора Camebax-micro приведен в приложениях 1-2. Главной примесью пирита является As. Для всех генераций сульфидов характерна нестехиометричность составов: Fe/S+As (Py_1 : 0.48–0.52; Py_2 : 0.48–0.53; Py_3 :

0.47–0.54; Py4: 0.49–0.53; Apy1: 0.42–0.52; Apy2: 0.45–0.51), а также примеси As, Co, Ni, Cu и Sb (Рис. 4.34). Общее содержание примесей изменяется от 0.04 до 0.8 мас. %, доля As составляет от 30 до 70 %. Содержание мышьяка варьирует от 0.01 до 0.31 мас. %, и около 10% проанализированных зерен относится к безмышьяковистым разностям, в которых концентрации As ниже предела обнаружения. В Py1 и Py2 постоянно присутствуют примеси Co(CV=48%) и Ni (CV=104%). Содержания их колеблются в пределах: $C_{Co}=0.02-0.2$ мас. % и $C_{Ni}=0.02-0.33$ мас. % (Рис. 4.34А, Б). Соотношение Co/Ni изменяется от 0.2 до 18.5, в 70% проанализированных зерен $C_{Co}>C_{Ni}$, для них характерна сильная корреляционная связь ($r=0.74$). Доля меди составляет 5-6% от общего объема примесей в Py1 и Py2 ($C_{Cu}=0.02-0.11\%$), ее содержание изменчиво, даже в пределах одного кристалла. Еще одной постоянной, но не значительной примесью в Py1 и Py2 является Sb ($C_{Sb}=0.03-0.1\%$). Корреляционный анализ выявил в Py1 геохимическую ассоциацию Co–Ni–Pb. Формула осадочного и метаморфогенного пирита: $Fe_{0.96-1.04}Ni_{0.0-0.01}S_{2.00}$ (Ni входит в формулу в 18% проанализированных зерен).

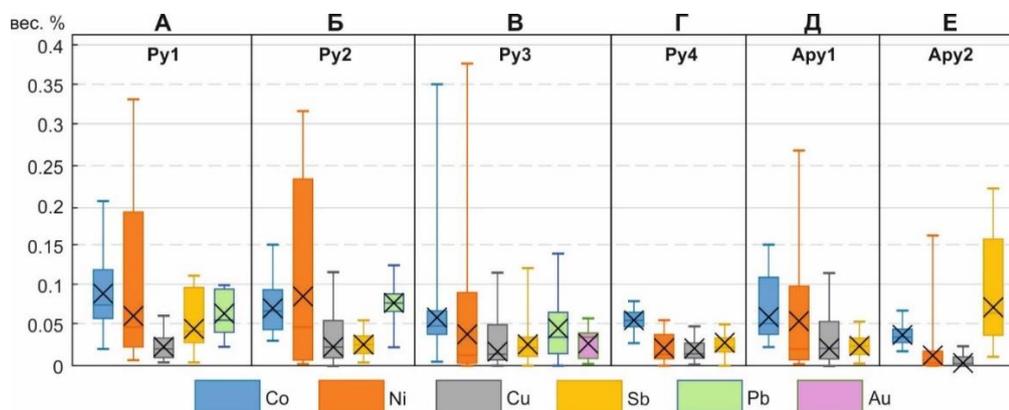


Рис. 4.34. Содержание микроэлементов по данным микрозондового анализа.

Границы прямоугольника – это первая и третья квартили, линия в середине прямоугольника – медиана. Нижняя граница линии показывает минимальное значение, верхняя – максимальное, крестик – среднее.

Для золотоносного Py3 общее содержание примесей изменяется от 0.38 до 3.27 %, при этом доля As составляет более 75%. Содержание As в 47 % проанализированных зерен составляет 1-3 мас. %. Содержания Co, Ni, Cu и Sb в Py3 имеют наибольшие коэффициенты вариаций (Рис. 4.34В), но в среднем сопоставимы с содержаниями в Py1 и Py2. Примесь Co присутствует во всех проанализированных зернах и её содержание варьирует от 0.02 до 0.2 мас. %, в единичных случаях повышается до 0.6 мас. %. Никель присутствует в значимых количествах в 60 % проанализированных зерен ($C_{Ni}=0.02-0.48$ мас. %). Соотношение Co/Ni от 0.2 до 32.5, при этом для Py3 характерно преобладание Co и его значимая

корреляционная связь с Ni ($r=0.6$). Содержание Cu не превышает 0.12 мас. % и в 48% проанализированных зерен концентрации Cu ниже предела обнаружения. Прослеживается умеренная корреляционная связь Cu–Au ($r=0.48$). Примерно для 30% проанализированных зерен фиксируется примесь Pb, его содержание в среднем составляет 0.04 мас. %

В жильном Py4 общее содержание примесей изменяется от 0.49 до 2.62 мас. %, из них 80-90% составляет примесь As. Для Py4 характерно постоянное присутствие примесей Co, Ni, Cu и Sb при их низком суммарном содержании (0.04-0.18 %) (Рис. 4.34Г). Примесь Co является наиболее стабильной ($CV=26\%$) и составляет 0.025-0.077 мас. %. Примесь Ni в Py4 наиболее низкая из всех генераций пирита (0.002-0.054 мас. %). Соотношение $Co/Ni > 1.0$, корреляционная связь между этими элементами отсутствует. Содержания Cu и Sb в Py4 остаются неизменными и в среднем составляют 0.02-0.03 мас.%. Наблюдается положительная корреляционная связь Sb-As ($r=0.6$). Отрицательная корреляция между As и S ($r = -0,42$; Рис. 4.35А) свидетельствует об изоморфном замещении $As \rightarrow S$ в структуре пирита. Формула жильного пирита: $Fe_{0.98-1.07}S_{1.96-1.99}As_{0.01-0.04}$.

Для Ару1 и Ару2 типоморфными являются примеси Co, Ni, Cu и Sb. Для Ару1 их содержание колеблется от 0.08 до 0.83 мас. %, в среднем 0.18 %. Ni присутствует в Ару1 весьма неравномерно ($CV=179\%$) и является наиболее объемной примесью ($C_{Ni}=0.003-0.687$ мас. %) (Рис. 4.34Д). В 50% проанализированных зерен Ару1 концентрации Cu ниже предела обнаружения и лишь в единичных случаях превышает 0.01 мас. %. Примеси Co и Sb в среднем составляют 0.06 мас. %.

В жильном Ару2 содержание примесей Co, Ni, Cu и Sb меньше, чем Ару1 и суммарно не превышает 0.24 мас. % (Рис. 4.34Е). Кобальт остается постоянной примесью, его содержание ниже, чем в Ару1 в 2 раза ($C_{Co}=0.015-0.067$ мас. %), но всегда превышает содержание никеля ($Co/Ni=1.1-22.5$). Sb является постоянной и наиболее значимой примесью в Ару1, составляя около 60% общего объема ($C_{Sb}=0.01-0.22$ мас. %). Концентрации Cu выше предела обнаружения зафиксированы лишь в 20% проанализированных зерен и не превышают 0.02 мас. %.

Атомное отношение As/S является индикатором температуры в серно-буферной группе, т.е. As/S увеличивается с повышением температуры (Kovalchuk et al. 2019; Sharp et al., 1985; Lentz, 2002). Для Ару1 месторождения Хангалас $As/S < 1$ составляет от 0.81 до 0.93. Для Ару2 это соотношение повышается, в 30% проанализированных зерен $As/S > 1$ – от 1.01 до 1.08. Ковальчук Е.В. и др. (2019) изучив состав арсенопиритов на месторождении Воронцовское (Северный Урал, Россия) показали, что для арсенопирита, обогащенного серой и обедненного золотом соотношение $As/S < 1$, а для арсенопирита, обедненного серой и обогащенного золотом $As/S > 1$. Температура кристаллизации и летучесть серы для

первого выше, чем для второго арсенопирита. Эти данные позволяют предположить, что жильный Ару2 месторождения Хангалас формировался при более высоких температурах и летучести S, чем Ару1. Для арсенопирита месторождения Хангалас характерны высокие отрицательные коэффициенты корреляции между As и S ($r=-0.8$ для Ару1 и $r=-0.85$ для Ару2), что отражает их замещение в процессе образования (Рис. 4.35Б) (Sharp et al., 1985; Lee et al., 2019).

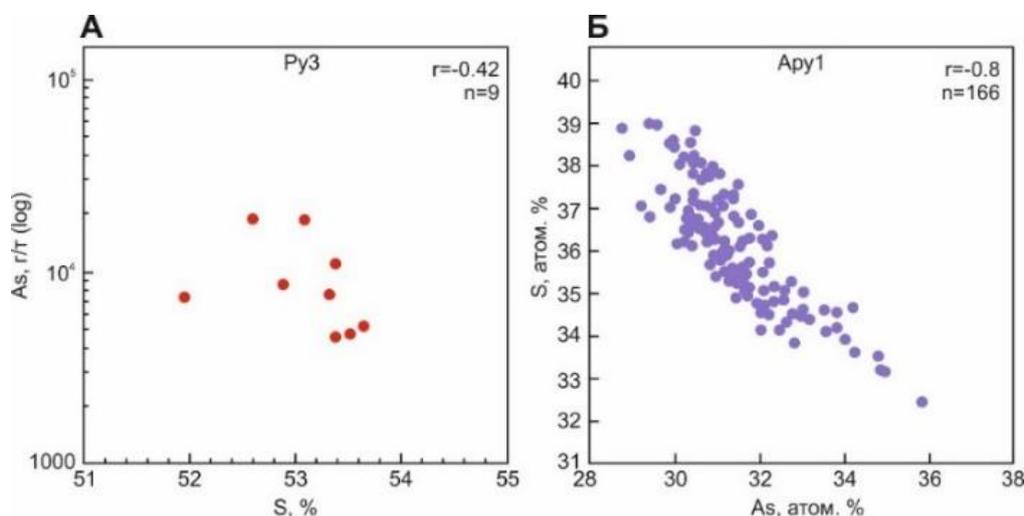


Рис. 4.35. Соотношение As и S в Py3 (А) и Ару1 (Б).

Микронзондовый анализ химического состава пирита и арсенопирита выявил устойчивый ряд элементов-примесей. Основной индикаторной примесью в пирите является As. Дорудный пирит имеет $C_{As} \leq 0.3$ мас. %, синрудный – $C_{As} \geq 0.3$ мас. %. В диагенетическом и метаморфогенном пиритах As составляет 30-35 % от общего объема примесей, в рудном метасоматическом и жильном пирите – 85-91 % ($\max C_{As} = 3.19$ мас. %). Распределение As в пирите неравномерное даже в пределах одного зерна. Для Py1 и Py2 часто устанавливаются повышенные содержания As в центре зерен, для Py3 и Py4 характерны блочные максимумы содержания As. Отрицательная корреляция As и S ($r=-0.42$, Рис. 4.35А) показывает изоморфное замещение $As \rightarrow S$ в структуре пирита (Fleet, Munin, 1997; Reich et al., 2005; Wang et al., 2019).

Остальные типоморфные примеси – Co, Ni, Sb, Cu, Pb присутствуют во всех генерациях пирита и арсенопирита, а их суммарное содержание уменьшается от дорудных этапов к гидротермальному (Рис. 4.36).

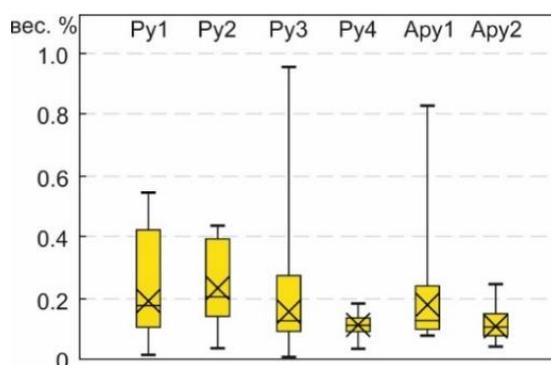


Рис. 4.36. Иллюстрация изменения суммарного содержания Co, Ni, Sb, Cu, Pb (мас. %) в сульфидах разных генераций.

Пирит ранних генераций (Py1, Py2) устойчив по содержанию меди. В гидротермально-метасоматических Py3 и Py4 содержание меди снижено, а в Apy1 и Apy2 содержание меди выше предела обнаружения встречается лишь в единичных зернах. Скорее всего, это связано с изоморфным замещением Cu → Au в сульфидах.

Сурьма является постоянным микроэлементом в пирите и арсенопирите. Она может изоморфно входить в структуру пирита, замещая S с образованием гантелей (S–Sb)³⁻ или (Sb–Sb)⁴⁻ (Пшеничкин, 2010). Отрицательная корреляция ($r = 0.3-0.6$) между сурьмой и железом указывает на возможность изоморфного замещения Fe → Sb.

Присутствие As, Co, Ni, Sb, Cu и Au в Py1 связано с илами, обогащенными органическим веществом, отложенными водами окраинных океанических бассейнов или внутренних морей (Large et al., 2011; Maslennikov et al., 2013). Они изоморфно включены в Py1. В ходе региональных дислокационно-метаморфических событий происходили процессы перекристаллизации Py1 и перераспределения в нем элементов-примесей. Например, в Py2 наблюдается снижение содержания Co и Sb и небольшое увеличение значения Ni. Под влиянием гидротермально-метаморфических растворов пирит освобождается от ранних элементов-примесей и обогащается As, Sb, Au. Таким образом, по результатам микрозондового анализа установлены закономерные изменения состава и содержания микроэлементов в пирите и арсенопирите в процессе их образования и преобразования.

4.5.1.2. Концентрации золота и других микроэлементов в золотоносных Py3 и Apy1 по данным LA-ICP-MS анализа

Химический состав Py3 и Apy1 изучен более подробно методом LA-ICP-MS анализа, так как эти генерации наиболее распространены во вмещающих рудах и имеют

повышенное содержание невидимого золота (табл. 4.7). По данным LA-ICP-MS, Py3 содержит, кроме типоморфных элементов (As, Co, Ni, Cu, Sb), ряд других микроэлементов, таких как Zn (3.5–6.4 г/т, среднее 4.5 г/т), Ag (0.008–1.01 г/т, в среднем 0.448 г/т), Cd (0.024–0.065 г/т, в среднем 0.038 г/т), Te (0.06–0.31 г/т, в среднем 0.15 г/т), Pb (0.5–860.0 г/т, в среднем 110.0 г/т), Bi (0.02–0.93 г/т, в среднем 0.26 г/т), Hg (0.01–0.36 г/т, в среднем 0.21 г/т) и Au (0.1–15.9 г/т, в среднем 3.4 г/т) (табл. 4.7). Корреляционный анализ выявил несколько геохимических ассоциаций. Au имеет высокую корреляцию с As ($r = 0.9$), Cu ($r = 0.92$) и Cd ($r = 0.97$).

По данным LA-ICP-MS, зерна Apy1 содержат наряду с типохимическими элементами Co, Ni, Cu и Sb ряд микроэлементов, в том числе Zn (0.7–15.0 г/т, среднее 3.9 г/т), Ag (0.2–1.5 г/т, среднее 0.6 г/т), Te (0.01–8.00 г/т, среднее 1.87 г/т), Pb (2.0–76.0 г/т, среднее 18.7 г/т), Bi (0.1–1.4 г/т, среднее 0.6 г/т), Hg (0.25–1.95 г/т, среднее 0.72 г/т) и Au (0.3–6.1 г/т, среднее 1.5 г/т) (табл. 4.7). Корреляционный анализ выявил несколько геохимических ассоциаций. Au имеет умеренную корреляцию с Cu ($r = 0.59$) и Zn ($r = 0.63$).

4.5.1.3. Co-Ni соотношение в пирите

Кобальт-никелевое соотношение отражает генезис пирита (Bralia et al., 1979; Cook et al., 2009; Wang et al., 2019; Азовскова, 2014). В изученных образцах Co/Ni изменяется в широких пределах (0.2–46.0), но в большинстве анализов $C_{Co} > C_{Ni}$ (Co/Ni > 1.0). Повышенные содержания Ni (Co/Ni = 0.2–0.8) характерны для Py1 и Py2, и фиксируются в центральной части зональных кристаллов Py3. Между Co и Ni наблюдаются переменные корреляционные связи: сильная положительная корреляционная связь ($r = 0.64–0.73$) в Py1 и Py2; отрицательная корреляционная связь ($r = -0.6$) в зернах с повышенным содержанием Ni и отсутствие корреляции между содержаниями Co и Ni в жильных Py4 и Apy2. Высокие концентрации Ni в сульфидах могут указывать по мнению (Lee et al., 2019) на участие основных и ультраосновных компонентов, введенных в гидротермальные флюиды и участвовавших в осаждении сульфидов (максимум 2230 г/т для Apy1, 1620 г/т – Apy2, 4830 г/т – Py3). Отрицательные корреляционные связи между Co vs. Fe ($r = -0.6$) и Ni vs. Fe ($r = -0.1$) и в Py3 указывают на присутствие Ni и Co в кристаллической решетке посредством изоморфного замещения Fe (Wang et al., 2019) (Рис. 4.37).

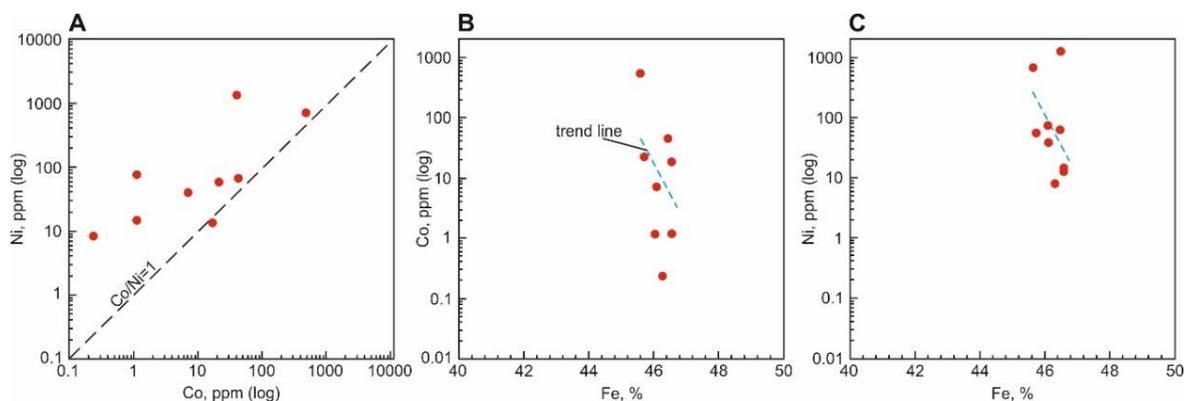


Рис. 4.37. Диаграммы соотношения Co/Ni (A), Fe/Co (B), Fe/Ni (C) для Py3.

4.5.2. Золотоносность сульфидов из околорудных метасоматитов и жил

В таблице 4.6 приведены результаты атомно-абсорбционного анализа содержания золота в околорудных метасоматитах и сульфидах. Содержание Au в Py3 колеблется от 0.8 до 39.3 г/т Au, среднее составляет 12.51 г/т и Ag – 5.89 г/т. Содержание Au в Apy1 изменяется от 12.3 до 23.8 г/т Au (среднее 17.51 г/т), Ag – 1.1 до 17.4 г/т (среднее 6.48 г/т). Околорудные метасоматиты содержат Au от 0.001 до 5.29 г/т, среднее 0.81 г/т и Ag от 0.007 до 0.14 г/т, среднее 0.06 г/т. Содержание Au в Py4 составляет в среднем 29.30 г/т и Ag – 6.35 г/т, в Apy2 содержание Au – 20.49 г/т, Ag – 2.06 г/т.

Результаты атомно-абсорбционного анализа околорудных метасоматитов и их сульфидов месторождения Хангалас показали, что среднее содержание Au в Py3 (12.51 г/т) и Apy1 (17.51 г/т) ниже, чем в жильных Py4 (29.30 г/т) и Apy2 (20.49 г/т, одно измерение). Эти показатели значительно ниже, чем в крупных орогенных месторождениях Северо-Востока России, например, месторождения Наталка (140-482.6 г/т Au), Майское (300-1975 г/т Au) (Волков и др., 2007), Нежданинское (до 1400 г/т) (Genkin et al., 1998, Гамянин и др., 2001), Кючус (11.5-440 г/т Au) (Moskvitina et al., 2019). Но тем не менее показывают промышленный потенциал для околорудных метасоматитов со средним содержанием Au – 0.81 г/т. При среднем содержании Au 0.5 г/т, длине рудного тела 1400 м и мощности околорудных метасоматитов 50 м ресурсы золота месторождения Хангалас до глубины 100 м составят 9.1 т Au. Значительный вклад вкрапленного оруденения в запасы золота отмечается и для других орогенных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса (Наталкинское (Горячев и др., 2008, 2012), Дегдеканское (Горячев и др., 2012), Дrajное (Аристов и др., 2015) и др.). Например, для месторождения Дrajное (Верхне-Индибирский сектор к ЯКМК) с запасами 49.8 т золота при среднем содержании 2.86 г/т

вклад вкрапленных сульфидных руд с невидимым золотом оценивается в 75 % (Аристов и др., 2015; www.gvgold.ru).

В целом, содержания золота в сульфидах месторождения Хангалас сопоставимо с другими орогенными месторождениями Северо-Востока Якутии. По этому показателю месторождение Хангалас близко к таким месторождениям, как Бадран, Мало-Тарынское, Вьюн, Шумное. Так, на месторождении Мало-Тарынское среднее содержание Au в пирите составляет – 5.1 г/т, Ag – 5.4 г/т, в арсенопирите – 17.1 г/т Au, Ag – 4.2 г/т, на месторождении Бадран в пирите в среднем 57.5 г/т Au, Ag – 6.0 г/т, в арсенопирите – 66.9 г/т Au, Ag – 4.9 г/т. В пирите из даек месторождения Вьюн, содержание золота в среднем 5.0 г/т, Ag – 1.3 г/т, а в пирите из песчаников в среднем 35.6 г/т Au, Ag – 5.6 г/т, в двух образцах арсенопирита из песчаников 28.9 и 58.4 г/т Au, 2.2 и 2.3 г/т Ag. Содержание Au в пирите из даек месторождения Шумный в среднем 28.8 г/т, Ag – 2.1 г/т, а в пирите из песчаников в среднем – 13.2 г/т Au, Ag – среднее – 1.1 г/т. Следует отметить, что из этих исследованных участков вкрапленные руды с «невидимым» золотом на месторождении Бадран являются разрабатываемыми. Близость полученных результатов для месторождения Хангалас с такими объектами позволяет с оптимизмом смотреть на потенциал вкрапленных руд в нем.

Таблица 4.6. Результаты атомно-абсорбционного анализа содержания Au в околорудных метасоматитах и сульфидах из них месторождения Хангалас

№ пробы	Минерал/порода	Содержание в минерале		Au/Ag
		Au, г/т	Ag, г/т	
X-4-17	Pу3	7.39	8.73	0.8
X-9-17	Pу3	21.4	5.64	3.8
X-9-17	Pу3	22.37	7.8	2.9
X-14-17	Pу3	3.54	1.31	2.7
X-14-17	Pу3	0.76	1.15	0.7
XГ-9-19	Pу3	4.89	2.74	1.8
XГ-32-19	Pу3	10.06	5.44	1.8
XГ-20-19	Pу3	11.87	6.54	1.8
X-13-18	Pу3	3.67	6.95	0.5
XГ-8-19	Pу3	39.32	17.38	2.3
XГ-30-19	Pу3	12.36	1.13	10.9
	Среднее	12.51	5.89	
	Стандартное отклонение	11.32	4.71	
	CV	91%	80%	
X-4-17	Apy1	12.3	0.43	28.6
XГ-26-19	Apy1	16.44	11.83	1.4
XГ-29-19	Apy1	23.8	7.2	3.3
	Среднее	17.51	6.49	
	Стандартное отклонение	5.82	5.73	
	CV	33%	88%	
XГ-23-19	Pу4	27.07	4.46	6.1
X-5-17	Pу4	9.42	3.47	2.7
XГ-34-19	Pу4	51.42	11.13	4.6
	Среднее	29.30	6.35	

	Стандартное отклонение	21.09	4.17	
	CV	72%	66%	
ХГ-35-19	Ару2	20.49	2.06	9.9
Х-4-17	Песчаник с сульфидами и прожилками кварца	0.084	0.088	1.0
Х-9-17	Песчаник с сульфидами и прожилками кварца	0.740	0.084	8.8
Х-14-17	Песчаник с сульфидами	0.001	0.032	0.0
Х-25-17	Песчаник измененный	0.240	0.042	5.7
Х-27-17	Песчаник измененный, брекчия	0.059	0.007	8.4
Х-28-17	Песчаник измененный, брекчия	0.064	0.097	0.7
Х-40-17	Песчаник измененный	5.29	0.142	37.3
Х-41-17	Алевролит с пиритом	0.006	0.041	0.1
	Среднее	0.81	0.07	
	Стандартное отклонение	1.83	0.04	
	CV	225%	66%	

4.6. «Невидимое» золото в РуЗ и Ару1 по данным LA-ICP-MS анализа

Микроэлементы, выявленные методом LA-ICP-MS в золотоносных РуЗ и Ару1 из околорудных метасоматитов, можно разделить на несколько самостоятельных групп по степени их связи (табл. 4.7). Устойчивую парагенетическую ассоциацию с сильными корреляциями ($r = 0.8-0.9$) как в пирите, так и в арсенопирите образуют элементы-примеси первой группы: Ti, V, W, Sn, Ga, Ba, Ag, Pt, Pd. РуЗ также включает Cr и Au с умеренной степенью корреляции ($r = 0.5-0.6$). Они не образуют изоморфных замещений в пирите и арсенопирите и присутствуют в виде нановключений. Обогащение сульфидов микроэлементами первой группы может быть связано с захватом микровключений ранних минералов при росте кристаллов. Вторая устойчивая геохимическая ассоциация Cu–Zn–Au связана с жильной полисульфидной ассоциацией гидротермального этапа минералообразования. Минералы этих элементов (халькопирит, сфалерит, самородное золото) присутствуют в РуЗ и Ару1 в виде нано- и микровключений. И для РуЗ и для АруЗ характерны сильные корреляции Sb–Bi и Se–Te. В Ару1 эти элементы могут быть объединены в одну геохимическую ассоциацию, включающую также Co и Ni. Для РуЗ к паре Sb–Bi добавляется Pb и наблюдается еще одна устойчивая геохимическая ассоциация Co–Mn–Mo–Se–Te. Возможно, что обогащение этими элементами произошло на поздних стадиях минералообразования, за счет более глубокого источника. В целом эти данные подтверждают выводы многих исследователей о разноглубинных источниках флюидов на золоторудных объектах ЯКМП (Бортников и др., 2007; Аристов и др., 2017).

LA-ICP-MS анализ микроэлементов метасоматических РуЗ и Ару1 позволил не только определить спектр микроэлементов, но и проанализировать взаимосвязь между Au и различными компонентами системы. Микроэлементы, в том числе Au, могут находиться в пирите в различных формах: твердый раствор, нано- и микровключения (Сидорова и др.,

2020; Волков, Сидоров, 2017; Wang et al., 2018; Large, Maslennikov, 2020; Maslennikov et al., 2009).

С помощью сканирующего электронного микроскопа микровключения самородного золота размером около 15 мкм были обнаружены только в одном образце из примерно 200 исследованных зерен Pu_3 и Apy_1 (Рис. 4.20Ж). Все остальные включения представлены галенитом, сфалеритом и халькопиритом, реже тетраэдритом и фрейбергитом. Это позволяет сделать вывод, что повышенное содержание Au в Pu_3 и Apy_1 может быть связано с наличием микро- и нановключений самородного золота. Низкое содержание золота в сульфидах характерно при вхождении его в кристаллическую решетку пирита (Волков, Сидоров, 2017; Fleet, Mumin, 1997; Large, Maslennikov, 2020; Keith et al., 2018; Deditius et al., 2014; Vikentiev, 2015).

4.6.1. Формы нахождения «невидимого» золота в Pu_3

Для Pu_3 наблюдается отрицательная корреляция между Fe и Au ($r = -0.6$) (Рис. 4.38А), что может свидетельствовать об изоморфном замещении $Au \leftrightarrow Fe$ (Wang et al., 2018). Сравнение физических характеристик железа (атомная масса 55.85; ионный радиус Fe^{2+} $r = 0.80 \text{ \AA}$) и золота (атомная масса 196.96; ионный радиус Au^{3+} $r = 0.85 \text{ \AA}$; Au^+ $r = 1.37 \text{ \AA}$) также подтверждает возможность изоморфного вхождения Au в пирит (Войткевич и др., 1977; Беликова и др., 2002). Шуинар и др. (2005) предложили сопряженный механизм замещения типов $Au^{3+} + Cu^+ \leftrightarrow 2Fe^{2+}$ или $Au^+ + Cu^+ + Co^{2+} + Ni^{2+} \leftrightarrow 3Fe^{2+}$ (Рис. 4.38Б, В). Согласно Wang C. и др. (2018), заметная отрицательная связь между (Au + As) и Fe в Pu_3 (Рис. 4.38Г) свидетельствует о том, что Au и As вошли в решетку посредством изоморфного замещения Fe в условиях высокой летучести кислорода (fO^2).

Существует очень тесная корреляция между Au и As в Pu_3 месторождения Хангалас ($r = 0.9$) (Рис. 4.38Д). Такая тесная связь между Au и As ($r > 0.5$) в пирите и мышьяковистом пирите из различных типов месторождений золота отмечается многими авторами (Волков, Сидоров, 2017; Reich et al., 2005; Large, Maslennikov, 2020; Deditius et al., 2014; Таусон и др., 2014) и др. Повышенное содержание As характерно для пирита с избытком железа ($S/Fe = 1.9-1.98$). В структуре пирита As изоморфно замещает S ($Fe_{1.00}(S_{1.98}As_{0.02})_{2.00}$) с образованием в ряде случаев мышьяковистого пирита ($As > 1.7 \%$), что характерно для восстановительных условий (Reich et al., 2005, Gao et al., 2019). Reich M. с коллегами (2005) отмечают для месторождений эпитермального и карлинского типа повышенную растворимость золота в структуре пирита с увеличением содержания As: $C_{Au} = 0.02 \cdot C_{As} + 4 \times 10^{-5}$.

Таблица 4.7. Данные LA-ICP-MS микроэлементного анализа пирита-3 и арсенопирита-1 (все значения в г/т, bdl – ниже предела обнаружения, nd – не обнаружено)

Sample	Spot position	As	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Se	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Tl	Pb	Bi	Au	Pd	Ba	Pt	Hg	Au/Ag
X-4-17	Asp10-6	-	218	1.23	6.3	1.04	521	565	15.9	15	0.036	1.99	323	1.53	0.9	nd	0.048	0.09	890	5.9	2.44	0.045	9.7	0.71	3.31	0.025	2.25	0.051	1.26	3.68
X-4-17	Asp11-11	-	2060	5.07	3.4	1.45	57.5	93	7	4.2	0.035	2.36	104	0.56	0.55	0.57	0.122	0.68	385	0.5	0.83	0.01	7.41	0.417	2	0.012	2.49	0.033	0.41	3.64
X-4-17	Asp12-14	-	37.5	0.204	2.6	1.16	524	534	14	3.7	0.055	1.8	268	21.6	0.6	0.16	0.119	0.18	721	1.97	0.129	0.11	13.5	0.99	0.574	0.003	0.29	0.006	0.3	0.96
X-4-17	Asp13-15	-	0.8	0.077	3.3	1.09	3.24	6.3	4.6	5.7	0.019	1.86	156	7.16	0.186	0.07	0.076	0.22	416	0.35	0.016	0.026	1.95	0.466	0.255	bdl	0.28	bdl	0.42	1.37
X-4-17	Asp14-15	-	8	0.132	2.3	0.3	7.2	50	7.9	3.3	0.085	1.95	66.9	7.72	0.47	nd	0.119	bdl	883	6.2	0.22	0.03	38.9	0.402	0.352	0.002	0.33	0.028	0.82	0.75
X-4-17	Asp15-25	-	0.97	0.194	2.9	1.71	4.22	13.6	19	10	0.013	2.01	187	1.38	0.41	0.043	0.133	0.13	778	bdl	bdl	0.012	5.49	0.89	6.13	0.001	0.08	0.057	0.98	14.95
X-4-17	Asp16-26	-	1.06	0.069	0.59	1.35	1070	1680	7.8	3.6	0.021	2.17	329	9.9	0.55	0.036	0.114	0.07	1414	8	0.19	0.043	7.83	1.42	0.7	0.017	0.34	0.01	1.95	1.27
X-4-17	Asp17-33	-	21.7	0.29	2.7	1.29	35.7	76	9.8	2.55	0.059	2.01	107	20	0.5	nd	0.097	bdl	926	0.01	0.082	0.019	7.12	0.77	0.88	bdl	0.11	0.018	0.63	1.76
X-4-17	LineA1-1	-	295	0.62	1.15	nd	65	122.1	8	2	0.014	3.82	126.2	9.22	0.57	nd	0.062	0.126	550	0.74	1.68	0.0239	9.18	0.641	0.488	bdl	3.1	bdl	0.51	0.86
X-4-17	LineA1-2	-	242	0.42	0.71	nd	3.7	8.9	3.44	0.69	bdl	4.19	98	3.05	0.35	0.1	0.06	0.3	378	bdl	1.17	0.0038	5.43	0.56	0.44	bdl	2.2	bdl	1.03	1.26
X-4-17	LineA1-3	-	32	0.111	0.27	nd	728	1182	4.57	1.63	0.0079	3.88	145.7	6.03	0.388	nd	0.059	0.1	429	0.7	0.27	0.0049	5.79	0.636	0.715	bdl	0.29	0.004	0.64	1.84
X-4-17	LineA2	-	3.1	0.089	89	nd	56.5	184	6.5	4.3	0.058	4.06	48.9	0.156	0.341	nd	0.035	0.12	193.8	2.34	0.035	0.044	36.3	0.113	2.7	bdl	4.2	0.012	0.43	7.92
X-4-17	LineA2	-	2.93	0.025	5.6	nd	10.32	26.1	2.46	2.47	0.0086	3.8	93.1	2.34	0.698	nd	0.062	0.091	208.8	0.24	0.026	0.0176	76	0.226	3.16	bdl	2.61	0.02	0.95	4.53
X-4-17	LineA2	-	399	0.945	1.89	nd	401	874	2.27	2.3	0.051	3.89	118.5	1.5	0.54	nd	0.0534	0.262	328.3	0.28	0.93	0.0297	11.4	0.454	0.715	bdl	2.82	0.033	0.72	1.32
X-4-17	LineA2	-	72	0.201	2.2	nd	109.7	250.8	2.05	1.69	0.022	4.09	71.2	8.68	0.448	nd	0.052	0.184	495	bdl	0.13	0.0178	6.16	0.712	0.833	0.016	0.54	0.008	0.46	1.86
X-4-17	LineA2	-	99	0.334	1.98	nd	140	276	2.07	2.28	0.0314	3.76	118.5	11.85	0.376	0.0031	0.0544	0.182	512.6	0.255	0.451	0.0087	7.46	0.659	0.319	bdl	1.08	0.011	0.57	0.85
X-4-17	LineA2	-	278	0.61	3.1	nd	14.84	37.5	6.3	2.29	0.0114	3.67	130.3	11.07	0.732	nd	0.051	0.218	550.6	0.35	0.76	0.0067	60.2	0.759	0.562	0.024	1.16	0.010	0.61	0.77
X-4-17	LineA2	-	7790	15	14.8	nd	32.6	50	7.91	2.08	0.16	3.92	112.9	11.18	1.49	nd	0.037	0.8	534.3	0.21	22.6	0.0071	27.4	0.693	2.43	0.011	30.5	0.017	0.25	1.63
	Минимум	0.8	0.0	0.3	0.3	3.2	6.3	2.1	0.7	0.0079	1.8	48.9	0.2	0.2	0.0	0.04	0.07	193.8	0.01	0.02	0.004	2.0	0.1	0.3	0.001	0.08	0.004	0.25	0.75	
	Максимум	7790.0	15.0	89.0	1.7	1070.0	1680.0	19.0	15.0	0.16	4.2	329.0	21.6	1.5	0.6	0.13	0.80	1414.0	8.00	22.60	0.110	76.0	1.4	6.1	0.025	30.5	0.057	1.95	14.95	
	Среднее	642.3	1.4	8.0	1.2	210.3	335.0	7.3	3.9	0.040	3.1	144.7	7.5	0.6	0.1	0.08	0.23	588.5	1.87	1.88	0.026	18.7	0.6	1.5	0.012	3.04	0.021	0.72	2.84	
	σ	1846.3	3.6	20.5	0.4	309.8	471.4	4.8	3.5	0.038	1.0	82.0	6.3	0.3	0.2	0.0	0.2	302.5	2.5	5.2	0.025	21.0	0.3	1.6	0.009	6.97	0.017	0.41	3.52	
	CV	287%	252%	254%	35%	147%	141%	66%	89%	94%	32%	57%	84%	51%	140%	43%	89%	51%	133%	279%	98%	112%	46%	105%	74%	229%	79%	79%	57%	
X-4-17	Pу1-1	4890	2470	7.16	10.3	0.85	1.13	14.4	3.96	3.51	0.197	2.49	4.4	0.079	0.92	nd	0.005	0.23	10.19	0.056	9.71	0.0076	66	0.243	0.955	0.008	3.88	0.062	bdl	1.04
X-4-17	Pу2-3	7110	0.7	0.028	0.38	0.57	0.233	8.2	0.54	3.62	0.055	2.67	6.2	0.21	0.0076	nd	0.0021	0.11	0.25	0.21	0.067	0.018	0.479	0.048	0.502	bdl	0.008	0.0073	0.02	66.05
X-4-17	Pу3-4	4390	8.6	0.116	0.39	0.82	17.5	13.4	1.58	3.8	0.056	2.59	2.6	0.64	0.196	nd	0.021	0.059	2	0.13	0.055	0.0074	3.71	0.084	0.236	0.01	0.16	0.034	0.01	1.20
X-9-17	Pу4-7	4220	0.78	0.058	0.52	0.41	1.15	74.9	3	4.2	0.018	2.46	7.2	0.059	0.85	0.024	0.0033	0.033	407	0.083	0.019	0.065	860	0.93	0.507	0.0036	0.008	0.029	0.2	0.60
X-9-17	Pу5-8	17480	36.1	0.35	0.98	0.4	7.05	39	19	4.7	0.19	2.71	3.5	0.047	0.055	0.036	0.017	0.07	6.19	bdl	0.08	0.047	3.35	0.09	8.83	0.01	1.83	0.037	0.33	160.55
X-9-17	Pу6-10	17260	2390	8.42	7.9	1.53	21.3	56.9	18	5.3	0.191	2.66	4.5	0.71	0.8	0.065	0.0105	0.31	40.1	0.06	8.66	0.089	26.7	0.446	15.85	0.013	4.68	0.064	0.36	19.81
X-14-17	Pу7-11	10280	77	0.235	0.58	7.55	505	690	7.3	6.4	0.009	2.69	52.1	1.04	1.01	0.027	0.0012	0.07	8.42	0.31	0.112	0.03	23.3	0.457	2.5	0.0027	0.151	0.044	0.33	2.48
X-14-17	Pу8-13	6820	79	0.105	1.09	0.74	41.6	1298	1.4	4.65	0.036	2.7	40.3	0.29	0.062	nd	bdl	0.1	1.05	0.21	0.096	0.0028	2.75	0.043	0.143	0.0028	0.05	0.013	bdl	2.31
X-42-17	Pу9-18	8030	208	0.274	0.77	0.73	43.5	64.9	1.29	4.22	0.018	2.63	73.6	bdl	0.128	nd	0.0031	0.03	1	bdl	0.56	bdl	3.34	0.024	1.028	0.007	0.008	0.01	bdl	304.69
	Минимум	4220.0	0.7	0.028	0.38	0.40	0.23	8.2	0.5	3.5	0.0	2.5	2.6	0.05	0.01	0.024	0.001	0.03	0.3	0.1	0.0	0.003	0.5	0.02	0.1	0.003	0.01	0.01	0.01	0.6
	Максимум	17480.0	2470.0	8.42	10.30	7.55	505.0	1298.0	19.0	6.4	0.2	2.7	73.6	1.04	1.01	0.065	0.021	0.31	407.0	0.3	9.7	0.089	860.0	0.93	39.0	0.013	4.68	0.06	0.36	304.7
	Среднее	8942.2	585.6	1.86	2.55	1.51	70.9	251.1	6.2	4.5	0.1	2.6	21.6	0.38	0.45	0.038	0.008	0.11	52.9	0.2	2.2	0.033	110.0	0.26	7.6	0.007	1.20	0.03	0.21	62.1
	σ	5147.9	1047.8	3.38	3.77	2.29	163.6	448.4	7.2	0.9	0.1	0.1	26.7	0.37	0.43	0.023	0.007	0.10	133.4	0.1	4.0	0.031	282.1	0.30	12.9	0.004	1.85	0.02	0.16	105.3
	CV	58%	179%	182%	148%	151%	231%	179%	116%	20%	96%	3%	124%	96%	96%	61%	95%	85%	252%	70%	186%	94%	257%	115%	170%	60%	155%	63%	79%	

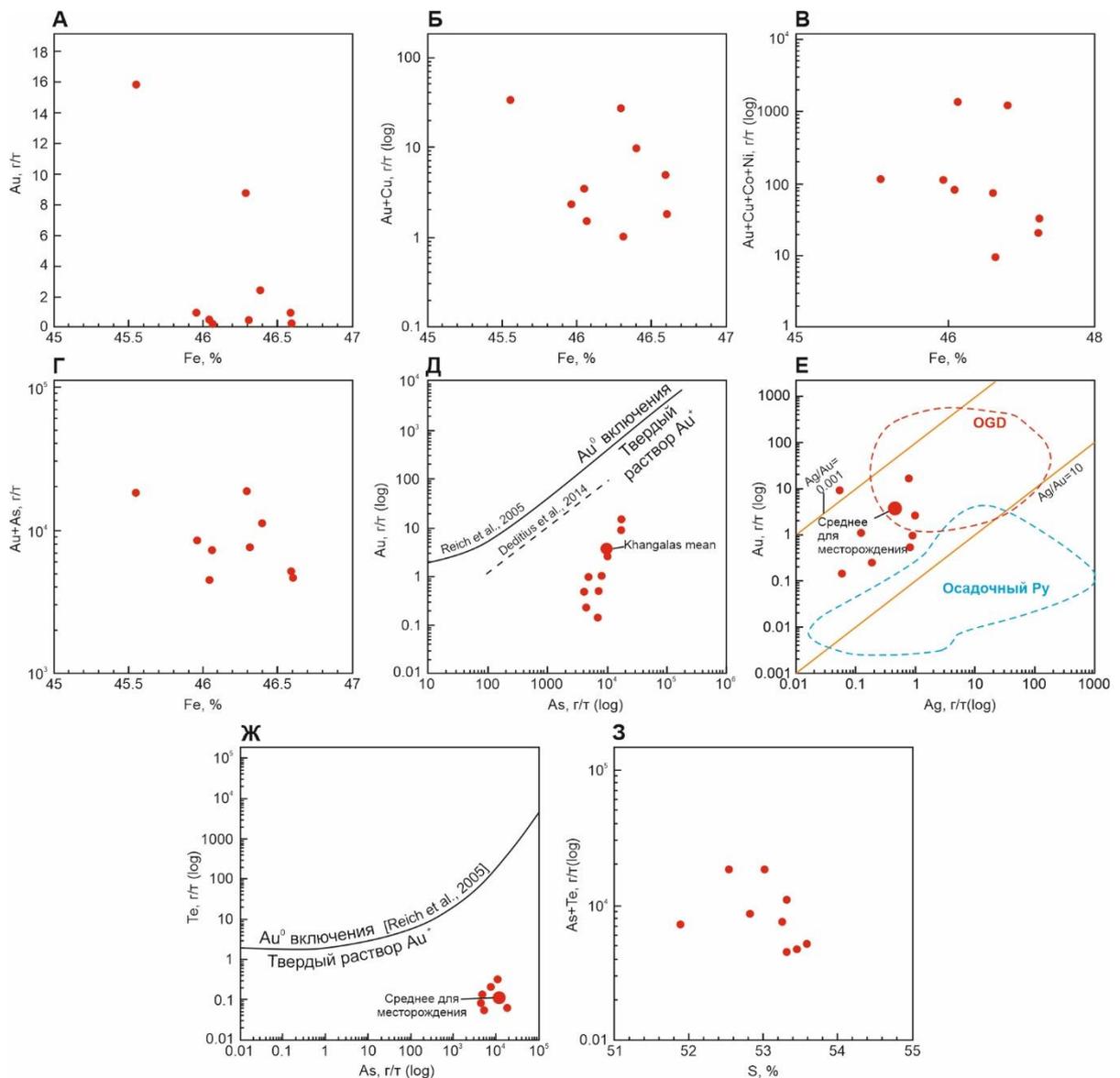


Рис. 4.38. Бинарные корреляционные диаграммы для Py₃.

(А) Fe и Au; (Б) Fe и Au+Cu; (В) Fe и Au+Cu+Co+Ni; (Г) Fe и Au+As; (Д) As и Au; (Е) Ag и Au, поле орогенных месторождений золота (OGD) и осадочного Py по Large R. и Ж) As и Te; (З) S и Te + As.

На основе анализов EPMA, LA-ICP-MS, SIMS и I-PIXE Deditius A.P. и др. (2014) изучили механизм включения Au и As и растворимость золота в пирите из различных типов месторождений. Помимо карлинского и эпитермального типов изучены пириты Cu-порфировых, Cu-Au, орогенных (OGD), вулканогенно-колчеданных (VMS), железисто-медно-золотых (IOCG), Витватерсранд Au и каменноугольных месторождений. Deditius A.P. и др. (2014) установили, что на диаграмме Au–As пирит из золоторудных месторождений образуют клиновидную зону и большинство точек данных попадают ниже линии насыщения раствора Au, определенной Reich M. и др. (2005).

Наши результаты LA-ICP-MS по Py₃ хорошо согласуются с представлениями Reich M. и др. (2005) и Deditius A.P. и др. (2014). На рисунке 4.38Д в координатах Au–As (г/т, log)

видно, что для изученных Pu_3 месторождения Хангалас все образцы попадают в поле структурно-связанного золота Au^+ . Эти результаты подтверждаются довольно низкими содержаниями Au в проанализированных Pu_3 – в большинстве проб Au не превышает 2.5 г/т (табл. 4.7). Таусоном и др. (2014) показано, что содержание структурной формы Au в изученных ими образцах пирита месторождений разных генетических типов России (крупные орогенные золото-кварцевые месторождения Наталкинское и Дегдекан, вулканогенно-плутоногенное Au-Ag месторождение Дукат, вулканогенные Au-Ag месторождения Дальнее и Ороch, месторождение-гигант со спорным генезисом Сухой Лог, эпитеpмальное Au-Ag месторождение Покровское, месторождение с нетрадиционным типом оруденения Амурские Дайки, месторождение со спорным генезисом Зун-Холбинское) и Узбекистана (эпитеpмальные Au-Ag месторождения Кочбулак и Кызылалмасай) не превышает ~ 5 г/т. Вместе с тем Deditius A.P. et al. (2014) для пирита орогенных золоторудных месторождений получены более высокие содержания для структурно-связанного Au (< 100 г/т). Низкие содержания характерны для золота, входящего в состав кристаллической решетки пирита или в ее дефекты, а более высокие содержания в основном связаны с присутствием нано- и микрочастиц (Keith et al. 2018; Reich et al., 2005; Deditius et al., 2014; Large, Maslennikov, 2020; Волков, Сидоров, 2017; Викентьев, 2015; Vaughan and Kyin, 2004; etc.). Наличие самородного поверхностно-связанного (нано- или микро-) Au^0 в сульфидах метасоматитов отмечается на месторождениях различного генетического типа (Reich et al., 2005; Tauson et al., 2014; Moskvitina et al., 2019; Large, Maslennikov, 2020, etc.).

Keith M. и др. (2018) применили линию растворимости Au (Reich et al., 2005) в системе Te-As, которая позволяет отличить Te в твердом растворе от присутствия Te в пирите, связанного с включениями. Как показано на рисунке 4.38Ж, значения Te-As находятся ниже линии растворимости Au, что указывает на то, что Te включен в решетку Pu_3 . Это подтверждается тем, что микровключения Au-теллурида в зернах Pu_3 при исследовании на растровом электронном микроскопе не обнаружены. Существует слабая положительная корреляция между As и Te ($r = 0.24$), в то время как связь между As+Te и S в Pu_3 отрицательная (Рис. 4.38З); тем не менее известно, что As существенно влияет на появление нано- и микровключений Te в пирите за счет структурных искажений (Keith et al., 2018).

Одним из критериев выделения осадочного и гидротермально-метасоматического вкрапленного пирита орогенных месторождений в осадочных породах является соотношение Ag/Au. По данным Large R. и Maslennikov V. (2020) и Gregory D. и др. (2015), вкрапленный мышьяковый пирит из орогенных месторождений с Au-As ассоциацией (Гора Олимп, Макраэс) имеет малые отношения Ag/Au (до 1), а осадочный пирит отличается

более высоким отношением Ag/Au (до 1000). Отношение Ag/Au в Py3 месторождения колеблется от 0.01 до 1.7 (в среднем 0.5). На рисунке 4.38Е показано среднее отношение Ag/Au для Py3 месторождения Хангалас, которое попадает в поле орогенных месторождений и согласуется с результатами (Large, Maslennikov, 2020).

4.6.2. Формы нахождения «невидимого» золота в Ару1

Соотношение Au и Fe может указывать на форму нахождения невидимого золота в арсенопирите (Kovalchuk et al., 2019; Lee et al., 2019 и др.). На рисунке 4.39А показана обратная корреляция между Au и Fe в Ару1 месторождения Хангалас: сильная ($r = -0.9$) при $Au > 2$ г/т и отсутствует при $Au < 2$ г/т ($r = -0.18$). Сильная обратная корреляция между Au и Fe обусловлена изоморфным замещением $Au \rightarrow Fe$ в структуре арсенопирита при $Au > 2$ г/т (Kovalchuk et al., 2019).

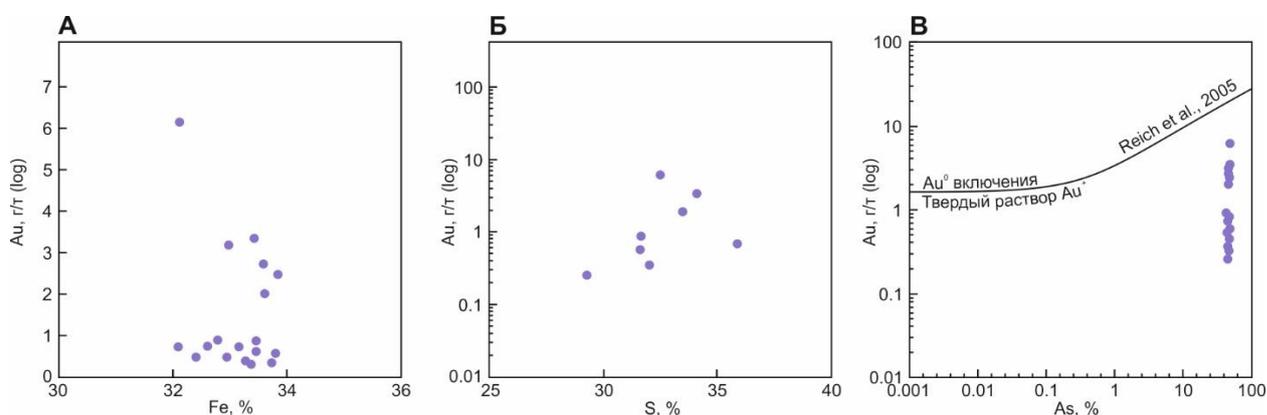


Рис. 4.39. Бинарные корреляционные диаграммы для Ару1. А – Fe и Au; Б – S и Au; В – As и Au.

Прямых корреляций между Au и S или Au и As не выявлено (Рис. 4.39Б, В), что, вероятно, связано с гетерогенным составом Ару1. Как показано на рисунке 4.39В, значения Au/As попадают в зону ниже линии насыщения Au (Reich et al., 2005), что указывает на присутствие структурно-связанной формы Au^+ в Ару1. Это подтверждается низким содержанием Au (<6,1 г/т) в Ару1. В то же время результаты атомно-абсорбционного анализа выявили высокое содержание Au в представительных образцах Ару1 (табл. 4.7), что может свидетельствовать о наличии нано- и микрочастиц самородного золота в некоторых зернах.

Графики корреляции концентраций Au с Ag, Pb, Cu, Ni, Co, Bi, Sb и Te в Ару1 приведены на рисунке 4.40А–И. Золото и серебро не показывают значимой корреляции (Рис. 4.40А), но золото имеет заметную положительную корреляцию с Cu и Zn. Например,

подобная тесная положительная корреляция элементов Cu, Zn, Pb и Au зафиксирована для арсенопирита из кварцевых жил месторождения Самгванг (Корея) (Lee et al., 2019). Хотя для Arу1 из месторождения Хангалас на корреляционной диаграмме Au и Pb (Рис. 4.40Б) наблюдается слабая отрицательная связь ($r = -0.39$). В то же время рисунок 4.40Л показывает, что Au-Pb-Cu имеют положительную связь в кристалле Arу1 (Рис. 4.40К). Качественное линейное сканирование с использованием анализа LA-ICP-MS доказало свою эффективность в распознавании вариаций концентраций микроэлементов в зональных или измененных сульфидных зернах (Pу, Ару) (Lee et al., 2019, Tomkins, Mavrogenes, 2001; Morey et al., 2008; Sung, 2009). Используя этот метод, мы обнаружили, что концентрации невидимых Au, Pb и Cu имеют тенденцию к уменьшению от периферии к центру (ядру) зерен, тогда как содержания Co и Ni заметно выше в центральных зонах кристаллов (Рис. 4.40К, Л). Подобное изменение количества микроэлементов в составе арсенопирита орогенного месторождения Самгванг (Корея) показано Lee M. et al. (2019), которые связывали этот факт с более поздними гидротермальными изменениями. Для месторождения Хангалас повышенное содержание Au, Pb и Cu в кайме зерна Arу1 связано с поступлением флюидов, обогащенных Au-полисульфидной ассоциацией. Остальные микроэлементы не обнаруживают закономерности в распределении в зерне Arу1.

Arу1 из месторождения Хангалас показывает заметную положительную корреляцию Au с Ni и Co (Рис. 4.40Г, Д). Это может свидетельствовать (Lee et al., 2019) об участии основных и ультраосновных источников в рудообразовании месторождения Хангалас. Отсутствие корреляции между Au и Ag, Au и Bi, Au и Sb в Arу1 (Рис. 4.40А, Е, Ж) и заметная слабая положительная корреляция между Ag и Pb (Рис. 4.40И) указывают на вклад Ag-, Bi- и Sb-содержащих флюидов к образованию месторождений, что характерно для металлогенической специализации региона (Gamyanin et al., 2018; Zaitsev et al., 2019; Бортников и др., 2010).

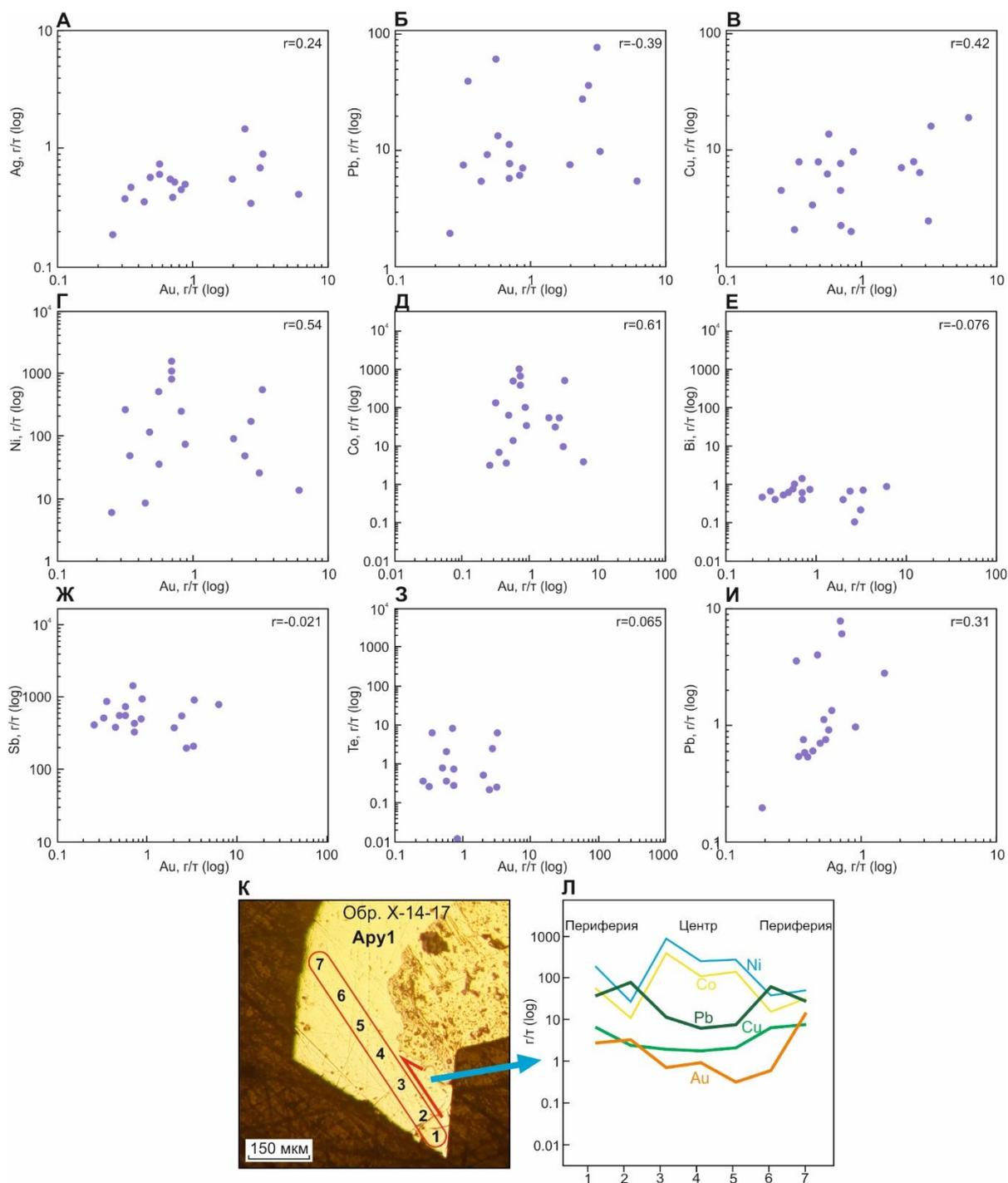


Рис. 4.40. Корреляционные диаграммы для Ару1.
 (А) Au и Ag; (Б) Au и Pb; (В) Au и Cu; (Г) Au и Ni; (Д) Au и Co; (Е) Au и Bi; (Ж) Au и
 З) Au и Te; (И) Ag и Pb. Распределение некоторых элементов (Л) внутри зерна Ару1 (К).

Таким образом, данные микроэлементного анализа LA-ICP-MS показывают, что Au в Ару1 и РуЗ месторождения Хангалас присутствует как в форме невидимого золота (твердый раствор в кристаллической решетке/наночастицы размером <100 нм), так и самородного золота. Преобладающей формой является твердый раствор Au^+ в кристаллических решетках РуЗ и Ару1.

Установленная в ходе исследования золотоносность сульфидов и околорудных метасоматитов увеличивает промышленный потенциал месторождения Хангалас. Месторождение имеет много общего с другими месторождениями золота Яно-Колымского металлогенического пояса, поэтому полученные результаты помогут лучшему пониманию их происхождения и поиску новых месторождений. Результаты работы дают возможность переоценки запасов орогенных золоторудных месторождений путем изучения вкрапленной сульфидной минерализации с «невидимым» золотом.

На основе изложенного в главе 4 материала о минералогии, геохимии и золотоносности руд и минералов сформулировано *второе защищаемое положение: на месторождении выделены пять последовательных парагенетических ассоциаций гидротермального минералообразования: ранняя метасоматическая пирит-арсенопирит-кварцевая, жильные пирит-арсенопирит-кварцевая, золото-полисульфидно-кварцевая, сульфосольно-карбонатная и поздняя серебро-кварцевая. В околорудных метасоматитах установлен вкрапленный тип минерализации с золотоносными пиритом-3 и арсенопиритом-1, имеющими нестехиометрический состав. В пирите-3 с избытком Fe и недостатком S концентрация структурно-связанного Au⁺ прямо пропорциональна его мышьяковистости.*

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС

Прогнозно-поисковые критерии основываются на установлении закономерностей формирования и размещения золоторудных месторождений в конкретной геологической обстановке (Критерии прогнозной оценки..., 1986; Волков, Сидоров, 2018). Изучение возраста минерализации, изотопного состава S, Re, Os рудных и O, He, Ar жильных минералов, РТХ-параметров рудообразования, с учетом геолого-структурных и минералого-геохимических данных, а также синтеза опубликованных материалов, позволило разработать геолого-генетическую модель формирования и выделить прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения месторождения Хангалас.

5.1. Источники рудного вещества и флюидов, возраст, РТХ-параметры рудообразования

5.1.1. Re-Os систематика самородного золота и возраст оруденения

Для определения возраста золотого оруденения Верхояно-Колымской складчатой области использовался, в основном, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Voroshin et al., 2004, 2014; Фридовский и др., 2015; Прокопьев и др., 2018; Фридовский и Зайцев, 2018), реже K-Ar (Акимов, 2004; Горячев, 1998) и Rb-Sr (Зайцев и др., 2016) методы датирования. Этими работами показан широкий возрастной диапазон формирования месторождений от 150 до 126 млн лет назад. Первые результаты использования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода были получены Р. Ньюберри с соавторами (2000), в дальнейшем появились новые данные (Voroshin et al., 2004, 2014; Фридовский и др., 2015; Прокопьев и др., 2018; Фридовский и Зайцев, 2018). Для Верхне-Индибирского сектора ЯКМП имеются единичные результаты определения K-Ar (Акимов, 2004; Горячев, 1998) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Фридовский и др., 2015; Прокопьев и др., 2018; Фридовский и Зайцев, 2018) возраста золоторудной минерализации. Остается дискуссионным – образовался ли этот серицит в рудный этап или он был наложен на рудоносные жилы при поздних тектонотермальных событиях. Нами возраст самородного золота из жилы Центральная месторождения Хангалас определен Re-Os изотопным методом.

Изотопные составы Re и Os образцов золота из жилы Центральная месторождения Хангалас показаны в таблице 5.1 (Фридовский и др., 2021).

Таблица 5.1. Результаты Re-Os изотопного анализа самородного золота

Номер образца/фракции	Навеска, г	Re, мг/т	Os, мг/т	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, абс.	$(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_i$
XГ-45-14 (1)	0.0380	0.916	0.205	21.395	0.09	0.2701	0.0026	0.2212
XГ-45-14 (2)	0.0187	1.862	0.354	24.883	0.13	0.2906	0.0022	0.2338
XГ-45-14 (3)	0.0289	0.439	0.731	2.878	0.66	0.2210	0.0011	0.2144
XГ-45-14 (4)	0.0123	0.702	1.443	2.329	0.37	0.2265	0.0013	0.2212

Примечания: навески проб взяты с использованием единичных золотин или их части; $\pm 2\sigma$, % – погрешность определения изотопного отношения (внутренняя), в относительных единицах; $\pm 2\sigma$, абс. – погрешность определения изотопного отношения (внутренняя), в абсолютных единицах; * – навески при построении изохроны объединены с усреднением изотопного состава суммарной точки; $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_i$ – начальное отношение изотопов осмия на предполагаемое время формирования золота месторождения Хангалас – 137 млн лет назад.

Изучение Re-Os изотопной системы самородного золота из кварца месторождения Хангалас показало изменение концентрации рения от 0.439 до 1.862 мг/т, осмия – от 0.205 до 1.443 мг/т, однородные величины изотопного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – от 0.2212 до 0.2338 и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ – от 2.329 до 24.883. Содержание рения сопоставимо, а осмия значительно выше, чем в золоте гидротермальных месторождений (Kirk et. al., 2002), и близко к таковым для орогенного золото-кварцевого месторождения Майское на Балтийском щите (Рис. 5.1) (Бушмин и др., 2013). Установлен Re-Os изотопный возраст образования (137 млн лет назад) золотого оруденения месторождения Хангалас (1 и 3, Рис. 5.2) (Фридовский и др., 2021).

Начальные отношения изотопов осмия в интервале 0.2144–0.2338 изученных образцов и фракций золота месторождения Хангалас однозначно указывают на существенную долю нерадиогенной компоненты, которая обычно ассоциирует с магматическими/мантийно-коровыми источниками ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для модельной верхней примитивной мантии 0.1296), тогда как коровое вещество характеризуется высокоррадиогенным составом осмия ($\gg 1.0$). Это можно объяснить участием в орогенном процессе мантийных магм, сформировавших отдельные расслоенные плутоны в осевой части Колымского сектора Яно-Колымского орогенного пояса (Изох и др., 2012).

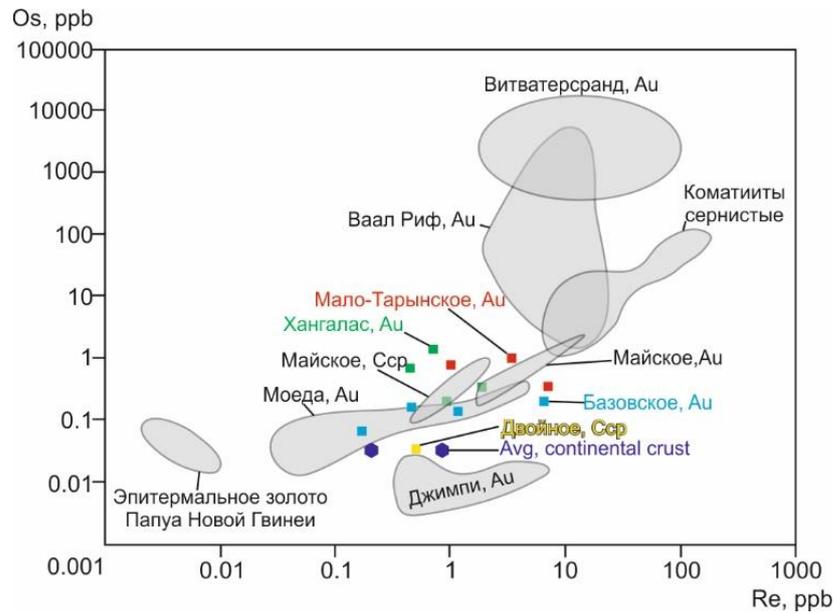


Рис. 5.1. График зависимости концентрации Re от Os для золота и халькопирита месторождений Верхне-Индигорского сектора, основанный на данных Фридовского и др., (2021) и Kirk J. et al. (2002). Средние коровые значения взяты из Esser В.К. и Turekian К.К. (1993).

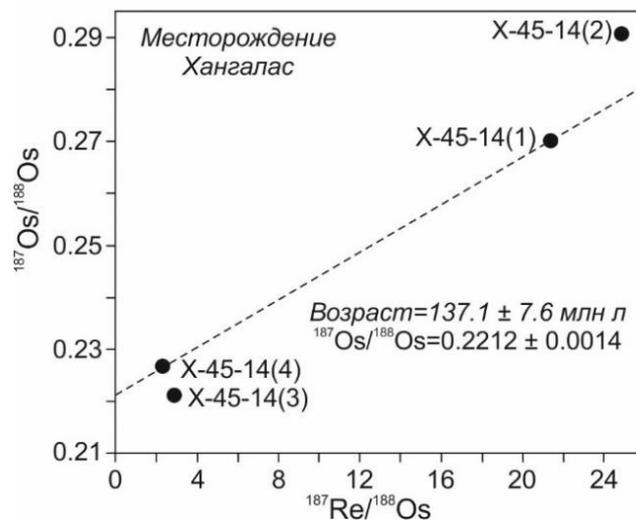


Рис. 5.2. Re-Os изохронные диаграммы для самородного золота месторождения Хангалас. Залитые кружки – образцы и их номера.

5.1.2. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца

В таблице 5.2 и на рисунке 5.3 показан изотопный состав кислорода золотоносного молочно-белого кварца второй генерации (Кудрин и др., 2019). Установлен узкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ кварца от +15.2 до +16.1 ‰ месторождения Хангалас, который согласуется со значениями изотопного состава кислорода рудного кварца ряда орогенных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области (Рис. 5.3). Так, для

месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны установлены значения $\delta^{18}\text{O}$ от +14.2 до +19.5 ‰ (Гамянин и др., 2018) (Рис. 5.3). Результаты близки с данными для орогенного месторождения Нежданинское – +14.8...+16.6 ‰. (Бортников и др., 2007). Вместе с тем, Гамяниным Г.Н. (2001) для рудного кварца Нежданинского месторождения отмечается более широкий диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ от +5.0 до +15.2 ‰. Горячевым Н.А. и др. (2008) для месторождения Наталка изотопный состав кислорода кварца установлен в интервале от +11.6 до +14.1 ‰. Узкий диапазон изотопного состава кислорода кварца месторождения Хангалас может указать на однородную и единую глубинную термальную систему, сформировавшую оруденение (Goldfarb, Groves, 2015; Горячев и др., 2008).

Таблица 5.2. Изотопный состав кислорода кварца

№ пп	№ образца	Месторождение/ проявление	Минерал	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰
1	Хпр1-4-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	+16.1
2	Х-13-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	+15.2
3	Х-44-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	+15.5
4	Х-45-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	+15.2
5	Х-7-14	Хангалас	Брекчия, обломки молочно-белого кварца	+16.0

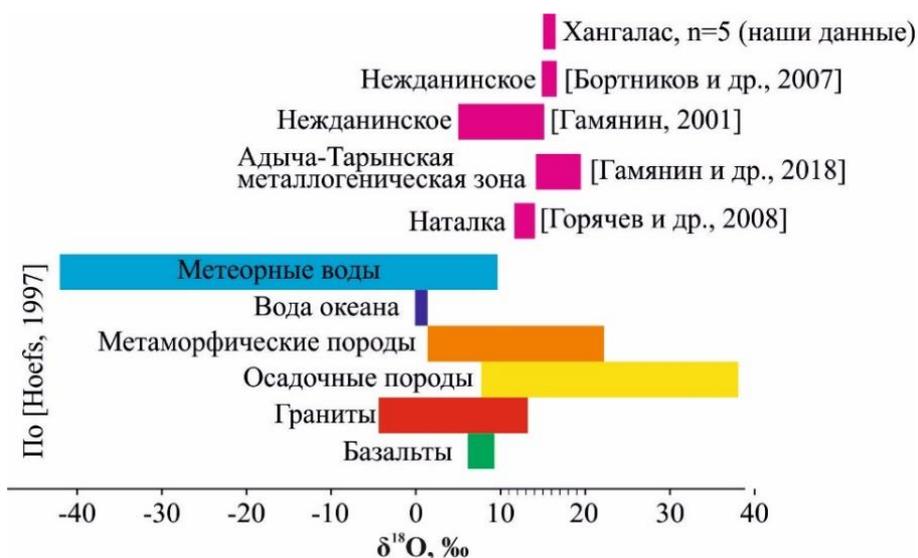


Рис. 5.3. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца из жил орогенных золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области (Бортников и др., 2007; Гамянин, 2001; Гамянин и др., 2018; Горячев и др., 2008; Кудрин и др., 2019) и значения $\delta^{18}\text{O}$ для важнейших геологических резервуаров (Hoefs, 1997).

5.1.3. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов

Исследования стабильных изотопов $\delta^{34}\text{S}$ дают важную информацию об источнике серы, что необходимо для генетической интерпретации формирования рудных месторождений (Hoefs, 2018; Shanks, 2013; Goldfarb, Groves, 2015; LaFlamme, 2018 и др.).

Так, в целом, для орогенных месторождений золота мира получен большой диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от -20.0 до $+25.0$ ‰ (Goldfarb, Groves, 2015). Вместе с тем, показана (Shanks, 2013) схожесть диапазона значений $\delta^{34}\text{S}$ с другими типами месторождений золота: эпипермальными месторождениями благородных и цветных металлов, а также месторождениями золота карлинского типа и в вулканогенных породах, в которых отмечены переменный вклад метеорной воды и магматических водосодержащих летучих компонентов и сильная зависимость от реакции с вмещающими породами. Значения изотопов серы сульфидов в метаморфических террейнах внутри или вблизи трансформных разломов земной коры по данным (Goldfarb et al., 2005) колеблются между 0 и 10 ‰, но наблюдаются и более высокие, и более низкие значения. В той же работе (Goldfarb et al., 2005) отмечается, что минерализация золота в орогенных месторождениях обычно происходит при $250\text{--}400$ °С и исследования флюидных включений и гидросиликатных минералов показывают, что минерализующими флюидами обычно являются метаморфические воды. На примере месторождений в Золотом поясе Джунго (Goldfarb et al., 1989) и позднее на основе комплексного анализа на примере провинции Дзяодунг, Китай (Goldfarb, Groves, 2015) было показано, что сера была получена рудообразующими флюидами во время метаморфического преобразования пирита в пирротин. Источником серы при этом является рассеянный сингенетический/диагенетический пирит дегазированных террейнов, что связано с субдукцией океанической плиты (Goldfarb et al., 1997; Chang et al., 2008).

Ряд исследователей подчеркивают зависимость изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ фанерозойских месторождений от возраста вмещающих пород (Goldfarb et al., 1997; Goldfarb, Groves, 2015; Chang et al., 2008) (Рис. 5.4). Изотопные данные сульфидов из месторождения Хангалас хорошо коррелируются с этими представлениями.

Для золотых месторождений кратона Йилгарн при значениях $\delta^{34}\text{S}\sim 0$ источник рудообразующего флюида был определен как магматический или мантийный (Xue et al., 2013). Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$, установленный в диапазоне $0.0\text{--}3.3$ ‰ в ряде золото-сульфидных месторождений Казахстана был интерпретирован как мантийный источник рудного вещества с частичным заимствованием коровой серы (Ковалев и др., 2011; 2016).

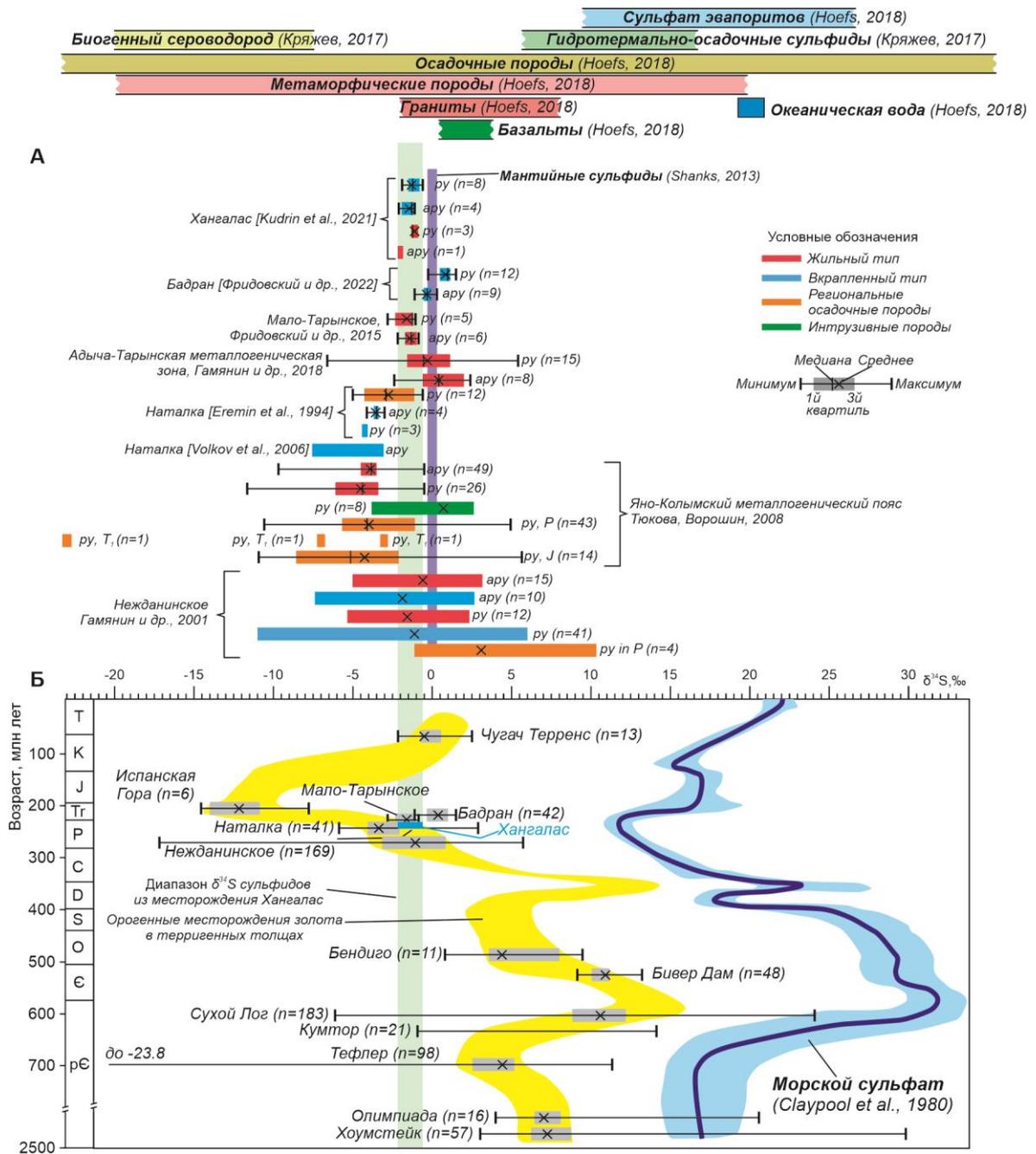


Рис. 5.4. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов месторождения Хангалас и других объектов Верхояно-Колымской складчатой области (А).

Б – изменение значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов в орогенных месторождениях золота в терригенных толщах по (Goldfarb et al., 1997). Данные $\delta^{34}\text{S}$ месторождений по (Chang et al., 2008; Фридовский и др., 2015, 2022).

Для терригенных толщ Верхне-Колымского района ЯМКП изотопный состав серы колеблется в широких пределах от -23.1 до $+5.6$ ‰ (Рис. 5.4) (Тюкова, Ворошин, 2008). Для Верхне-Колымского золотоносного района Тюкова Е.Ю. и Ворошин С.В. (2008), сравнив $\delta^{34}\text{S}$ аксессуарных сульфидов вмещающих пород с $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов золоторудных месторождений, предположили участие в гидротермальном процессе серы, мобилизованной из терригенных толщ.

Для золото-кварцевых месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны ЯКМП установлен узкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$: от -2.1 до $+2.4$ ‰ для арсенопирита, от -6.6 до $+5.4$ ‰ для пирита (Рис. 5.4) (Гамянин и др., 2018). Эти данные были интерпретированы авторами как магматический источник с частичным вовлечением серы из вмещающих пород.

Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ серы пирита и арсенопирита из метасоматитов и жил месторождения Хангалас изучен для 16 образцов (табл. 5.3) (Kudrin et al., 2021). Он характеризуется узким интервалом отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$ от -2.1 до -0.6 ‰, соответственно метасоматического пирита Py_3 ($n=8$) от -1.9 до -0.6 ‰, среднее -1.19 ‰, медиана -1.15 ‰, метасоматического арсенопирита Apy_1 ($n=4$) от -2.1 до -1.1 ‰, среднее -1.45 ‰, медиана -1.3 ‰, жильного пирита Py_4 ($n=3$) от -1.3 до -0.9 ‰, среднее -1.1 ‰ и жильного арсенопирита ($n=1$) -2.0 ‰ (табл. 5.3, Kudrin et al., 2021). Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита рудных жил и вкрапленной минерализации может свидетельствовать об их формировании в ходе единого гидротермального события и показывает однородность источника.

Таблица 5.3. Изотопный состав серы сульфидов (Kudrin et al., 2021)

№ пп	Проба	Минерал	Порода	$d^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, ‰
1	ХГ-9-19	Арсенопирит	Песчаник	-1.4
2	Х-4-17	Арсенопирит	Песчаник	-1.2
3	ХГ-26-19	Арсенопирит	Песчаник	-1.1
4	ХГ-29-19	Арсенопирит	Песчаник	-2.1
Среднее				-1.45
5	ХГ-32-19	Пирит	Песчаник	-1.3
6	Х-9-17	Пирит	Песчаник	-0.6
7	ХГ-8-19	Пирит	Алевролит	-0.8
8	ХГ-20-19	Пирит	Алевропесчаник	-1.0
9	ХГ-30-19	Пирит	Метасоматит карбонатный	-0.9
10	Х-4-17	Пирит	Песчаник	-1.5
11	Х-9-17	Пирит	Песчаник	-1.5
12	Х-14-17	Пирит	Песчаник	-1.9
Среднее				-1.19
13	ХГ-23-19	Пирит	Кварц	-0.9
14	ХГ-34-19	Пирит	Кварц	-1.3
15	Х-5-17	Пирит	Кварц	-1.2
Среднее				-1.1
16	ХГ-35-19	Арсенопирит	Кварц	-2.0

Близость значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов месторождения Хангалас устанавливается с данными хорошо изученных орогенных золото-сульфидных месторождений: Суздальское, Жайма, Большевик и Жерек (Казахстан) (Ковалев и др., 2011, 2016), Мало-Тарынское (Фридовский и др., 2015), Нежданинское (Гамянин и др., 2001), Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Гамянин и др., 2018), незначительно облегченный, чем для месторождения Бадран (Фридовский и др., 2022) и немного тяжелее, чем для месторождения Наталка (Верхне-Колымский район) (Egemin et al., 1994) (Рис. 5.4). Учитывая результаты по этим месторождениям, можно прийти к выводу о том, что при формировании орогенного золотого оруденения месторождения Хангалас принимала участие сера мантийно-магматического происхождения (значения $\delta^{34}\text{S}$ близки к нулю) (Рис. 5.4).

5.1.4. Изотопный состав благородных газов в газовой-жидких включениях в кварце

Результаты изучения изотопного состава благородных газов в газовой-жидких включениях в одном образце (X-45-14) золотоносного кварца месторождения Хангалас показаны в таблице 5.4 и на рисунке 5.5 (Кудрин и др., 2022). Доля атмосферного (воздушного) аргона $\text{Ar}_a/\text{Ar}^0\%$ составляет 90.3–90.8%. Величина $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – 325.5–327.5, что несколько выше, чем атмосферное значение (295.5), но значительно ниже, чем мантийное (≥ 40000) и коровое (≥ 45000) значения (Gao et al., 2021). Это позволяет предположить, что в рудообразующий флюид был частично вовлечен радиогенный ^{40}Ar из мантийных или коровых источников (значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \gg 295.5$), но на завершающей стадии формирования месторождения в систему поступала метеорная и/или морская вода (Шатова и др., 2019; Gao et al., 2021). Возможность такого сценария эволюции источников флюидов установлена для Базовского золоторудного месторождения (Фридовский и др., 2019). Доля мантийного гелия $\text{He}_m/\text{He}^0\%$ незначительная и составляет 3.1–3.3 %, но при этом отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ – $0.395\text{--}0.416 \cdot 10^{-6}$, что меньше мантийного ($6\text{--}9 \cdot 10^{-6}$), но больше, чем в земной коре ($0.01\text{--}0.05 \cdot 10^{-6}$) и близко к атмосферному ($1.4 \cdot 10^{-6}$). Это может также свидетельствовать о влиянии метеорных вод на состав смешанного мантийно-корового флюида.

Таблица 5.4. Изотопный состав гелия, неона и аргона в газовой-жидких включениях кварца

№ пробы	He 10 ⁻⁶ , см ³	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ измер.	⁴ He/ ²⁰ Ne измер.	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ корр.	R _A корр.	He _m /He %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{rad}	Ar 10 ⁻⁶ , см ³	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar измер.	Ar _a /Ar %	Ar _r /Ar %	⁴⁰ Ar _{rad} 10 ⁻⁶ , см ³ /г
X-45-14 амп 6	0.155	0.440	13.2	0.416	0.314	3.3	0.84	1.88	327.5	90.3	9.7	0.092
X-45-14 амп 9	0.122	0.427	9.83	0.395	0.305	3.1	0.80	1.65	325.5	90.8	9.2	0.076

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. ³He/⁴He×10⁻⁶ коР. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению ⁴He/²⁰Ne, т.е. изотопный состав «глубинного» гелия. R_A коР. – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелие (1.4×10⁻⁶), He_m/He – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений ³He/⁴He в верхней мантии 1.2×10⁻⁵ и 2×10⁻⁸ в земной коре.

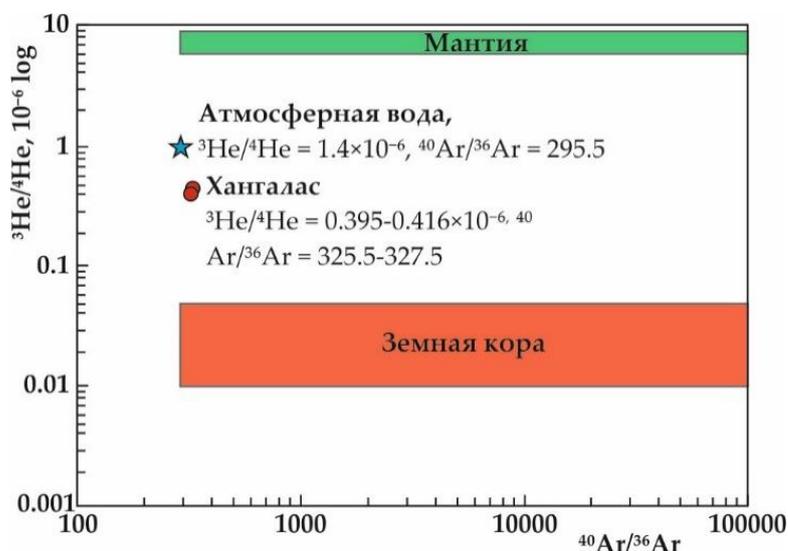


Рис. 5.5. Диаграмма соотношения ⁴⁰Ar/³⁶Ar и ³He/⁴He в газовой-жидких включениях из кварца.

5.1.5. РТХ-параметры рудообразования

Результаты термобарогеохимического анализа флюидных включений показаны в таблице 5.5 и на рисунке 5.6 (Кудрин и др., 2022). Максимальный размер наблюдавшихся и изученных флюидных включений – 112 мкм, в среднем – 22 мкм. По фазовому составу при комнатной температуре они преимущественно (84%) двухфазовые, газовой-жидкие (Рис. 5.6). При охлаждении в 58% флюидных включений проявляется CO₂ (LC-тип). Они гомогенизируются при температурах от 275 до 340°C. Флюидные включения L-типа – 180–320°C. Распределение температур гомогенизации имеет двуимодальный характер, с пиками 280–300°C (LC-тип) и 200-220°C (L-тип) (Рис. 5.7). Расчетная плотность CO₂ от 0.18 до 0.25 г/см³, в среднем 0.22 г/см³. Концентрация растворов во флюидных включениях LC-типа составляет 3.8 мас. % экв. NaCl, L-типа – от 1.8 до 5.5 мас. % экв. NaCl, в среднем 3.6 мас.

% экв. NaCl. Распределение значений концентрации солей в растворах большей доли ФВ имеет тренд «кипения» (Wilkinson, 2001), часть значений образует тренд «охлаждения». По составу растворы во флюидных включениях L-типа соответствуют Na, K, Mg и Fe-хлоридным.

Таблица 5.5. Результаты термобарогеохимических исследований ФВ в кварце рудных образцов

№ образца	Размер ФВ, μm	F, %	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_3, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{л}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}}, \text{CO}_2, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}}, \text{CO}_2, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}}, ^\circ\text{C}$	$C_{\text{масс.}}\%-\text{экв. NaCl}$	ρ раствора, $\text{г}/\text{см}^3$	$\rho \text{CO}_2, \text{г}/\text{см}^3$	D, бар
ФВ L-типа												
ХГ-12-19	25	79	187	-24.6	-1.7				1.9	0.89		
ХГ-12-19	24	78	200	-30.0	-2.1				3.7	0.89		
ХГ-12-19	94	72	207	-22.0	-1.9				1.9	0.87		
ХГ-12-19	91	71	215	-24.6	-2.2				3.7	0.87		
ХГ-13-19	6	79	230		-1				1.9	0.84		
ХГ-14-19	5	87	180		-2.2				3.7	0.92		
ХГ-14-19	5	73	190	-30	-2				3.7	0.9		
ХГ-14-19	9	85	200	-30	-2				3.7	0.89		
ХГ-14-19	11	64	218	-30	-2				3.7	0.87		
ХГ-14-19	5	73	220		-1.2				1.9	0.85		
ХГ-14-19	8	82	226	-30	-1.2				1.8	0.84		
ХГ-14-19	4	96	275		-2.2				3.7	0.78		
ХГ-23-18с	14	61	340	-35								
ХГ-23-19	5	73	148	-20.0	-3.0				5.5	0.96		
ХГ-23-19	5	73	200	-25.0	-3.0				5.5	0.9		
ХГ-23-19	9	85	236	-25.0	-3.0				5.5	0.86		
ХГ-27-19	10	73	166	-30	-2.5				3.7	0.93		
ХГ-7-14/2	8	82	260	-28.3	-2.8				3.7	0.81		
ХГ-7-14/2	11	76	264		-2				3.7	0.8		
ХГ-7-14/1	6	79	312	-28	-2.2				3.7	0.71		
ХГ-45-14	5	79	205	-25								
ХГ-45-14	9	85	220	-20								
ХГ-45-14	10	87	220		-1.7				1.8	0.85		
ХГ-45-14	4	89	275	-30	-2.5				3.7	0.78		
Максимум	94	96	340	-20.0	-1.0				5.5	1.0		
Минимум	4	61	148	-35.0	-3.0				1.8	0.7		
Среднее	11	79	228						3.6	0.9		
Кол-во замеров	24		24	18	21							
ФВ LC-типа												
ХГ-1-19	10	47	323	-34	8.3	-55.7	22.5				0.2	411
ХГ-1-19	10	33	231	-37.9	-1	-54.7	23				0.2	192
ХГ-1-19	11	29	290			-54.8	19.3				0.18	334
ХГ-1-19	9	54	282			-54.7	22.4				0.22	312
ХГ-1-19	24	61	240			-54.4	23.5				0.22	213
ХГ-1-19	29	68	225		9.4	-54.9	21.2				0.2	181
ХГ-12-19	31	62	280			-55.4	23.7				0.22	306
ХГ-12-19	8	29	280		10	-55.8	24.5				0.23	304
ХГ-12-19	106	62	289	-20.0	9.3	-54.8	23.2				0.22	327
ХГ-12-19	113	76	290		9.3	-54.8	23.2				0.22	330
ХГ-12-19	19	57	290		10	-55.8	23				0.22	330
ХГ-12-19	14	61	292		8.6	-54.6						
ХГ-12-19	30	69	294	-20.0	9.3	-54.8	23.2				0.22	339
ХГ-12-19	10	33	294		8.6	-54.6						

ХГ-12-19	25	68	295	-20.0	8.6	-54.6	24.9				0.23	340
ХГ-12-19	31	62	296.8	-13.0	9.4	-54.9	23.2				0.22	344
ХГ-12-19	30	38	300		9.4	-54.5	24.5				0.23	352
ХГ-12-19	38	54	300	-24.0		-55.9	21.4				0.20	357
ХГ-12-19	55	52	304		-3.4	-54.8	24.1	8.6	3.8		0.23	362
ХГ-12-19	30	38	308		-3.1	-54.8						
ХГ-12-19	30	56	312			-55.4	23.7				0.23	383
ХГ-14-19	11	53	295	-37	-1.1	-54.7						
ХГ-22-19	21	56	293	-35	-3	-55.4	22.1				0.21	338
ХГ-22-19	33	59	293	-35	-2.2	-55.4	23.8				0.23	337
ХГ-22-19	33	38	293	-35	-3	-55.4	20				0.19	341
ХГ-22-19	13	57	307			-55.3						
ХГ-22-19	44	97	313	-25	7.5	-55.3	26				0.25	381
ХГ-22-19	19	57	323			-55.3	24.2				0.23	408
ХГ-22-19	50	65	324	-30.0	-2.2	-55.5	23.2				0.22	412
ХГ-22-19	8	29	325			-55.3	24.2				0.23	413
ХГ-27-19	13	68	238.8	-37.8	0.1	-55						
ХГ-7-14/2	8	64	275	-33			21.3				0.20	297
ХГ-7-14/1	8	47	290	-36.5	-1.8	-56.4	18				0.18	336
ХГ-7-14/2	10	60	294	-33			22.4				0.21	341
Максимум	113	97	340	-13.0	10.0	-54.4	26.0	8.6	3.8		0.3	413
Минимум	8	29	225	-37.9	-3.4	-56.4	18.0	8.6	3.8		0.2	181
Среднее	27	55	293.7				22.8				0.2	333
Кол-во замеров	35		35	17	23	33	28	1				

Примечание. Температуры: T_3 – начала плавления (эвтектики), T_l – плавления льда, $T_{гг}$ – плавления газогидрата, $T_{пл}CO_2$ – плавления углекислоты, $T_{гом}CO_2$ – гомогенизации углекислоты в жидкую фазу (* – гомогенизация в критическое состояние); $T_{гом}$ – полной гомогенизации включений путем растворения углекислоты в воде (* – гомогенизация путем растворения углекислоты в воде); пустая ячейка – фазовый переход неясно выражен. В каждой группе проанализированы не менее 10 индивидуальных включений.

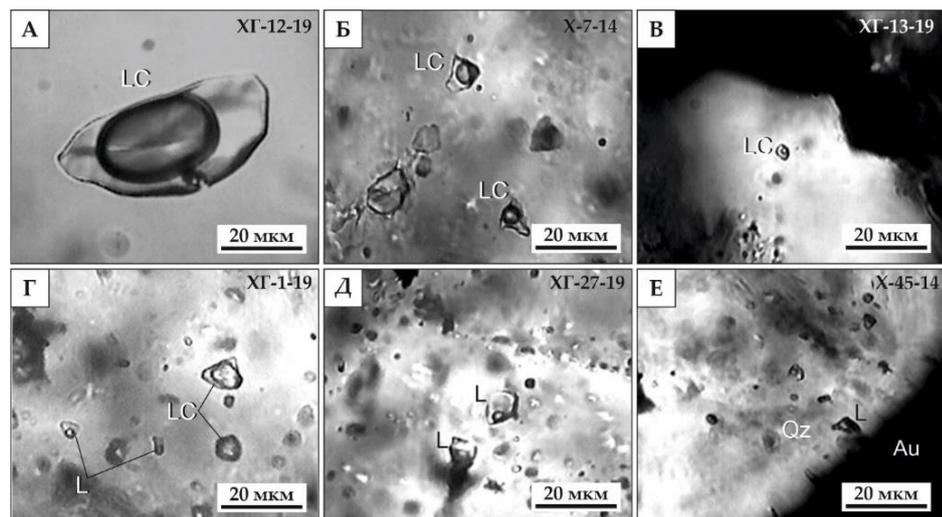


Рис. 5.6. Флюидные включения в кварце рудных образований месторождения Хангалас.

В правом верхнем углу указаны номера образцов: А-Б – LC-типа разного размера и формы; В – демонстрирующее метастабильное состояние; Г – сингенетичные флюидные включения LC-типа и L-типа; Д – L-типа; Е – L-типа на границе с самородным золотом. Флюидные включения: LC – углекислотно-водные, L – водные.

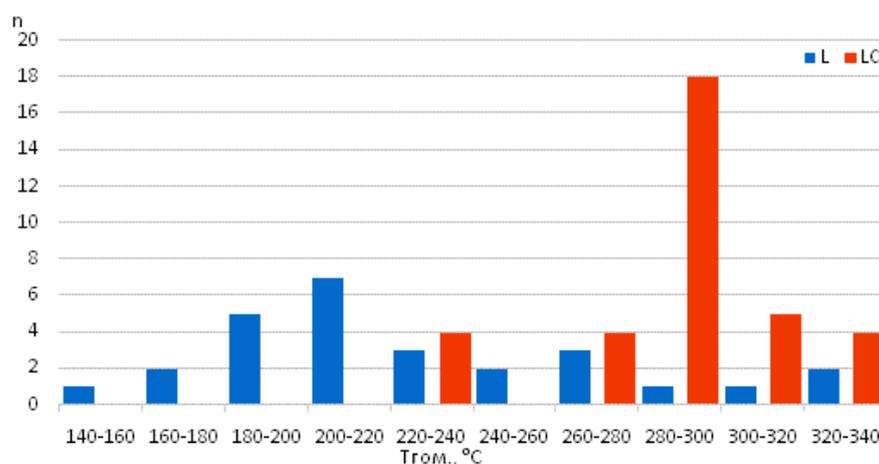


Рис. 5.7. Гистограмма распределения значений температур гомогенизации флюидных включений в кварце рудных образцов.

Термобарогеохимический анализ флюидных включений в кварце изученных образцов показал, что кварц формировался при температурах от 340 до 148 °С. На начальном этапе, до 280 °С, кристаллизация проходила в присутствии гетерогенного флюида, состоящего из водных паров Na-K-Mg-Fe-хлоридных низкоконцентрированных (3.8 мас. % экв. NaCl) растворов и газообразного CO₂ плотностью в среднем 0.2 г/см³. Далее, произошли изменения динамического состояния системы, повлекшие активную дегазацию, разбавление и охлаждение растворов. К 240 °С система пришла в равновесное состояние и развивалась по сценарию охлаждения и кипения, именно в этот период физико-химические условия в системе стали благоприятными для образования минеральных форм золота. Рассчитанное давление рудообразующего флюида колеблется от 0.18 до 0.41 кбар, среднее 0.33 кбар, что может указывать на малые глубины (1-3 км) формирования месторождения. Полученные результаты хорошо коррелируются с результатами исследований рудообразующих флюидов орогенных месторождений Мало-Тарынское (Т=318–169 °С, Р=0.76 кбар, 2.2–6.2 мас. %-экв. NaCl) (Фридовский и др., 2015) и Базовское (Т=290–230 °С, Р=0.75–0.25 кбар, 1–8 мас. % экв. NaCl) (Фридовский и др., 2019) в Адыча-Тарынской металлогенической зоне (Рис. 5.8, Рис. 5.9).

Таким образом, в формировании месторождения принимали участие низкоконцентрированные (от 1.8 до 5.5 мас. % экв. NaCl) флюиды с CO₂ в газовой составляющей в интервале температур от 340 до 148 °С и давлений от 0.2 до 0.4 кбар, в среднем 0.33 кбар (Рис. 5.9).

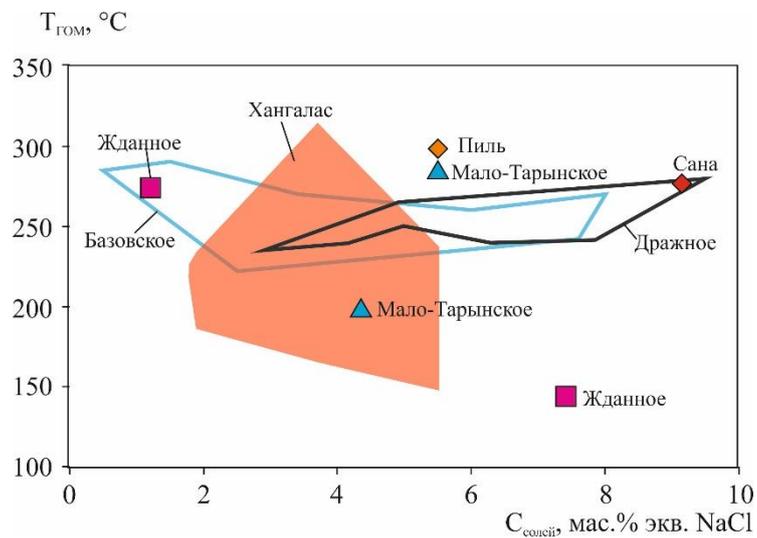


Рис. 5.8. Диаграмма солёности и температуры орогенных месторождений золота Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Фридовский и др., 2019) и месторождения Хангалас.

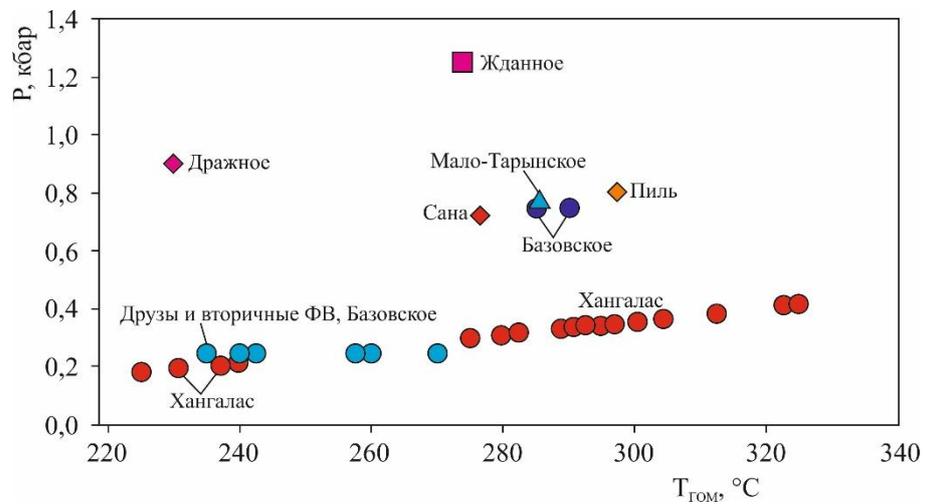


Рис. 5.9. Диаграмма соотношения температуры и давления формирования оруденения орогенных месторождений золота Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Фридовский и др., 2019) и месторождения Хангалас.

5.2. Геолого-генетическая модель формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения

5.2.1. Существующие представления формирования орогенных месторождений золота

Изучением формирования и источников орогенных золоторудных месторождений занимались многие исследователи (Groves et al., 1998, 2005; Goldfarb, Santosh, 2015; LaFlamme, 2018; Large et al., 2009, 2011; Goryachev, Pirajno, 2014; Taylor, 2007; Kerrich et al., 2000; Fridovsky, 2018; Voroshin et al., 2014; Горячев и др., 2008, 2020; Бортников и др., 2007; Фридовский и др., 2022; Гамянин и др., 2018; Кряжев, 2017 и многие другие). Ими предложены несколько геолого-генетических моделей, среди которых выделяются *гидротермально-магматическая* (Sapanci et al., 2021; Гамянин и др., 2001 и др.), *метаморфическая* (LaFlamme, 2018; Large et al., 2009, 2011; Гамянин и др., 2018) и *ювенильная* (Goldfarb, Groves, 2015; Фридовский и др., 2022) модели. Вопрос о единой генетической модели формирования орогенных месторождений в настоящее время остается дискуссионным. Не находят широкого применения сингенетические и метеорные модели, особенно с учетом появления большого количества новых геохронологических и геохимических данных (Goldfarb, Groves, 2015).

Гидротермально-магматическая модель предполагает участие источника, расположенного в верхних и средних слоях земной коры (Boyle, 1979; Goldfarb, Groves, 2015). Эта модель была наиболее популярна в начале и середине XX столетия для различных типов рудных месторождений. В 90-е годы, в связи с изучением группы золоторудных месторождений пояса Тинтин (Аляска, Юкон) было предложено выделение отдельной группы месторождений золота, связанных с интрузиями IRGD/IRGS, для которых типична гидротермально-магматическая модель (Tompson et al., 1999; Goldfarb et al. 2000; Lang et al. 2000; Lang, Baker, 2001).

В гидротермально-магматической модели ключевым является оценка возрастных взаимоотношений оруденения и магматизма, которая часто бывает весьма различной. Goldfarb R. с коллегами (2008) указали, что в Североамериканских Кордильерах процесс рудообразования мог происходить как до или после, так и одновременно с магматизмом. Надежные данные геохронологии некоторых провинций кратона Йилгарн указывают на то, что граниты, вмещающие или пространственно связанные с ними месторождения золота формировались раньше руд (Salier et al., 2005, Brown et al., 2002, Vielreicher et al., 2010, 2014). В провинции Лахлан (штат Виктория), в которой находятся месторождения Балларат

и Бендиго, возраст гранитных интрузий примерно на 60 млн лет моложе возраста месторождений золота (Bierlein et al., 2001). Вместе с тем, репрезентативные геохронологические данные показали важную роль орогенного магматизма в формировании золотого оруденения для Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (Фридовский и др., 2021). Это показано Re-Os датировками самородного золота месторождений Мало-Тарынское (148 млн лет), Базовское (147 млн лет) и Хангалас (137 млн лет), которые оказались субсинхронны времени остывания гранитных плутонов с момента их внедрения (U-Pb датировки по цирконам – 155–147 млн лет) до температур уровня 300°C ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar датировки – 149–138 млн лет). При этом, для второй возрастной группы орогенных месторождений (Талалах, Дора-Пиль, Надежда, Ветренское и др.), которые формировались в период от 126 до 120 млн лет назад (аптский век–начало барремского века, ранний мел) синхронного магматизма в Верхне-Индибирском секторе не установлено.

Goldfarb R. и Santosh M. (2014) показали несостоятельность гидротермально-магматической модели с удалением флюидов из магматических резервуаров в верхних слоях коры для орогенных месторождений золота провинции Дзюдунг (Китай), указав на отсутствие временной связи между золотым оруденением и прилегающими батолитами, фактическое отсутствие значимой вертикальной зональности и приуроченность рудных тел к глубинным крупным разломным системам. Таким образом, Goldfarb R. и Groves D. (2015), изучая возможные источники орогенных месторождений золота пришли к выводу о том, что флюиды, которые были выделены из расплава в верхних или средних слоях земной коры, не являются источником данного типа месторождений.

Концепция *метаморфического корового флюидного источника* орогенных месторождений золота подробно обсуждалась в 1980-х годах такими исследователями, как Colvine et al. (1984), Goldfarb et al. (1986, 1988), Kerrich and Fryer (1979), Kerrich and Fyfe (1981), Phillips and Groves (1983) и другими (Рис. 5.10). В данной модели золото и другие рудные компоненты, включая серу, высвобождаются в метаморфические флюиды в период метаморфизма, на границе зеленосланцевой и амфиболитовой фации (Powell et al., 1991; Tomkins, 2010).

Модель предполагает, что источниками рудообразующих компонентов являются осадочные породы, обогащенные золотом или углеродистые сульфидизированные терригенные и метатерригенные породы (Boyle, 1966; Phillips and Powell, 2015; Large et al. 2009). Boyle (1966) подчеркивает, что пирит осадочных комплексов представлял собой один из вероятных источников золота и других металлов в орогенных месторождениях золота. Значительные объемы золота и связанных с рудой элементов, как As, Bi, Sb, Te и W, могли

быть высвобождены из этих осадочных толщ во время прогрессивного метаморфизма (Goldfarb, Groves, 2015) (Рис. 5.10). Large R. и др. (2009) предположили, что источником таких элементов, как Bi, Te и W является диагенетический пирит.

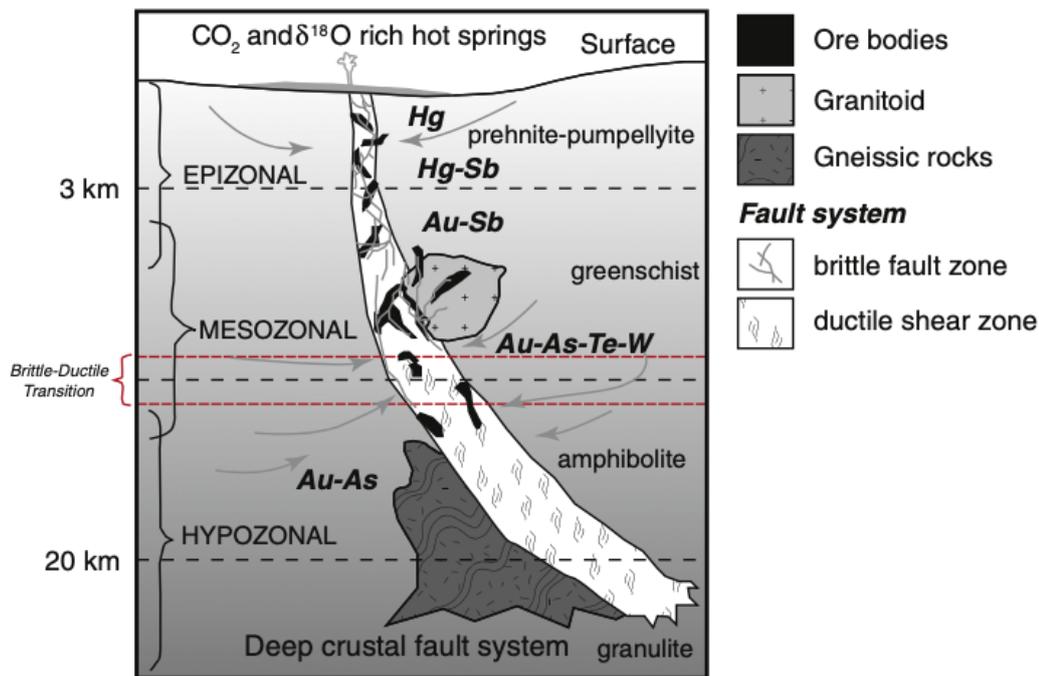


Рис. 5.10. Модель метаморфических источников орогенных месторождений золота

Метаморфическая модель может объяснить большинство орогенных провинций золота, хотя не всегда данные по изотопному составу и флюидным включениям однозначны (Goldfarb, Groves, 2015). Необходимый для генетической модели месторождений золота метаморфизм может быть вызван различными тектоническими процессами. Goldfarb R. et al. (1998) продемонстрировали, что утолщение коры, субдукция хребта, а также откат и расширение плиты могли привести к региональному метаморфизму, формирующему орогенное золотое оруденение.

Наиболее популярной и хорошо апробированной является *ювенильная модель*, а предложенная D. Groves и R. Goldfarb с соавторами, которая разработана на примере месторождений Северной и Южной Америки, Китая и других территорий мира (Groves 1998, Groves et al., 2005, Goldfarb, Santosh, 2015, Goldfarb, Groves, 2015 и др.). В качестве источников флюидов OGD в этой модели предлагается подкоровый источник различной природы: 1) субдуцированная океаническая плита, 2) метасоматизированная субконтинентальная литосферная мантия (SCLM), претерпевшая дегазацию и декарбонатизацию и 3) неистощенный мантийный клин (Goldfarb, Groves, 2015).

Субдукция океанической плиты приводит к удалению летучих компонентов плиты (дегазации) и последующему плавлению, магматизму и эрозии плиты (Рис. 5.11) (Windley et al., 2010). На примере раннемеловых месторождений крупнейшей китайской золотой провинции полуострова Дзяодунг (Северо-Китайский блок) получены новые данные о потенциале субдукционных плит и/или вышележащих мантийных клиньев в качестве источников флюидов и металлов для орогенных месторождений золота (Goldarb, Groves, 2015). Goldarb R. & Santosh M. (2014) показали, что прогрессивный метаморфизм земной коры не мог быть источником золотосодержащих флюидов, вызвавших золотое оруденение. Восходящее движение флюида, вызванное удалением летучих компонентов из субдукционной плиты, является общепризнанным процессом в преддуговых обстановках (Рис. 5.11). Большие объемы флюидов могут двигаться вверх вдоль границы плита–мантия (Peacock, 1990; Peacock et al., 2011; Sibson, 2004), в итоге на менее глубоких уровнях формируются залежи орогенного золота (Breeding, Ague, 2002; Hyndman et al., 2015).

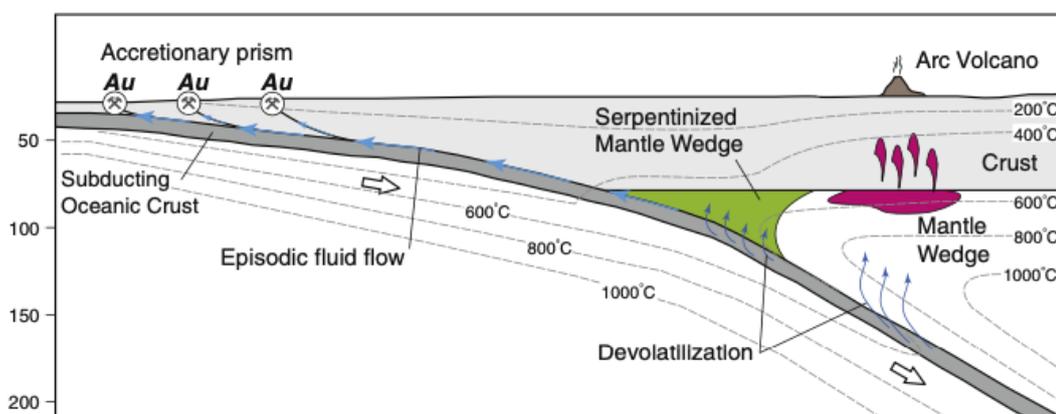


Рис. 5.11. Восходящее движение флюида, вызванное удалением летучих из субдукционной плиты (Goldarb, Groves, 2015).

Флюиды, выделяемые при удалении летучих компонентов из субдукционной плиты при температурах ниже 650°C и глубинах 100 км, могут либо обогащать вышеупомянутый мантийный клин, либо, в частности после того, как клин станет полностью гидратированным, перемещаться вверх по пласту вдоль поверхности раздела между плитой и вышележащим серпентинизированным клином или основанием литосферы. На участках пересечения пластовых флюидов и глубинных разломов коры флюиды могут перемещаться вверх, образуя орогенные месторождения золота. При повышении температур вдоль зоны субдукции флюиды вызывают плавление клина и, таким образом, полностью смешиваются в этих областях дуги.

Для провинции Дзяодунг Китая было показано, что единственным логичным источником золото- и серосодержащих флюидов на полуострове являются флюиды, высвобожденные во время прогрессивного метаморфизма океанической литосферы и/или вышележащих океанических осадков в результате субдукции палео-Тихоокеанской плиты

(Goldarb, Santosh, 2015; Goldarb, Groves, 2015) (Рис. 5.12). Полученные Large et al. (2009, 2011) данные об обогащении золотом и связанными с ним элементами в сингенетическом пирите из осадочных пород морского дна указывают на исключительную важность того, что подобные осадочные породы могут быть наиболее вероятным источником золота и серы для рудоносного С–О–Н флюида. Последующие термические события могли привести к удалению летучих компонентов их обогащенного мантийного клина и, следовательно, к высвобождению рудообразующего флюида. Исследователи (Goldarb, Groves, 2015) сообщают, что процессы термического импульса и удаления летучих компонентов из мантийного клина могли происходить даже через 10–25 млн. лет после прекращения субдукции плиты.

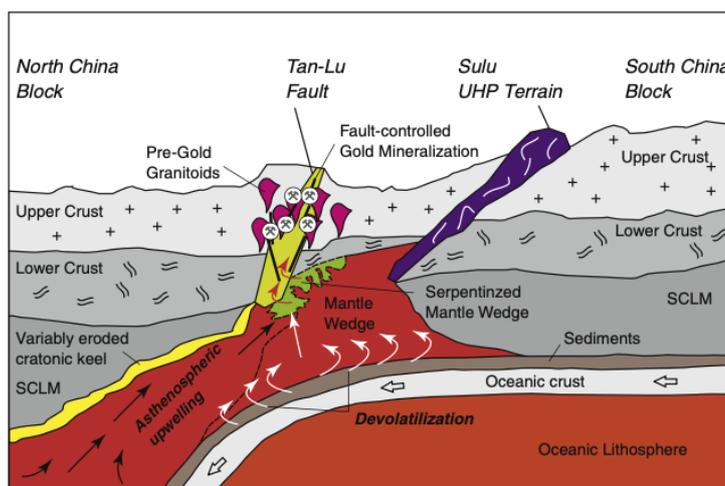


Рис. 5.12. Возможные варианты образования золота в метаморфических породах с подкоровым источником флюидов и металлов (Goldarb, Santosh, 2015; Goldarb, Groves, 2015).

Широко в орогенных поясах проявлен переход от стадии сжатия к транспрессии (Groves et al., 2000), что обуславливает изменение ориентации максимального главного напряжения в региональном поле напряжения, которое может отражать изменения в движении плиты (Goldfarb et al., 1991, 2007). По (Goldfarb, Groves, 2015) орогенные месторождения золота могут формироваться на различных (от 3 км до 20 км) глубинах, как правило, во время поздних орогенных сдвигов при смене от компрессионного к транспрессионному или транстенсивному режимам. Большинство месторождений образуется в зеленосланцевой или на границах от зеленосланцевой до амфиболитовой фации из водно-углекислых флюидов с высоким значением $\delta^{18}\text{O}$, продвинувшихся вверх по транскоровым зонам разломов.

Вопросы об едином источнике орогенных месторождений постоянно дискутируются исследователями. D. Groves в статье (Goldfarb, Groves, 2015) утверждает, что более вероятным является существование общепризнанного источника в среднем уровне коры, состав которого менялся на протяжении истории Земли. В то же время R. Goldfarb в той же работе (Goldfarb, Groves, 2015) предполагает существование подкорового источника, флюиды которого двигаются напрямую с поверхности субдуцированной плиты, обеспечивая образование орогенного золота. Эта модель является наилучшим объяснением последовательного позднеметаморфического времени, совпадающего с переходом от позднеорогенного сжатия к транспрессии в орогенных провинциях золота.

Существуют и другие возможные подкоровые источники (Goldfarb, Groves, 2015). Одна из таких моделей предполагает, что флюид выделяется из богатой золотом магмы, полученной из обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Другие модели затрагивают мантийные магмы (плюмы), которые поднимаются и расплавляют нижние уровни коры. Доказательство каждой такой модели вызывает трудности, особенно учитывая неоднозначный характер связанных с ними геохимических данных, полученных из рудных месторождений. Goldfarb R. & Groves D. (2015) поставили под сомнение все эти возможные другие подкоровые источники. Они показали, что единственным возможным источником является океаническая кора и связанные с ней отложения океанического дна, которые были субдуцированы ниже более ранних аккреционных террейнов и, возможно, мантийного клина (Рис. 5.12). Орогенный золотообразующий флюид может быть получен непосредственно в преддуговой или задуговой обстановке (Рис. 5.13) или в верхней части субдукцированной плиты в подкоровой обстановке (Рис. 5.12).

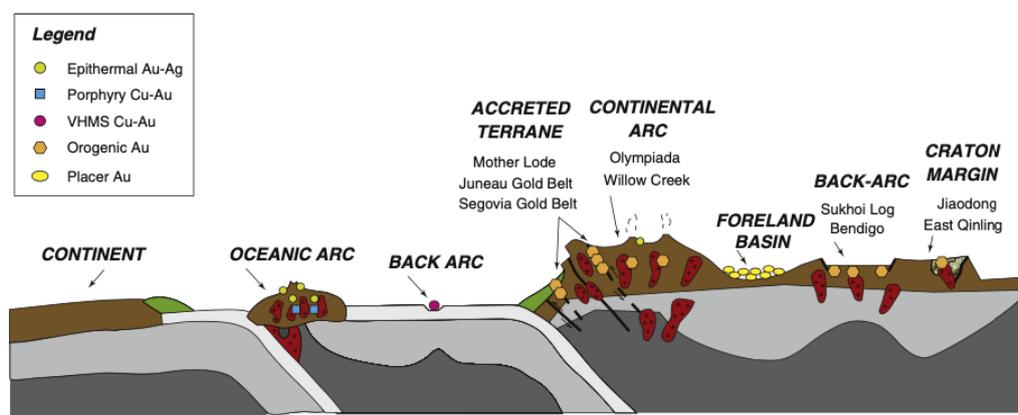


Рис. 5.13. Тектоническая обстановка орогенных и других типов месторождений золота (Goldfarb, Groves, 2015).

Орогенные месторождения золота могут располагаться в метаморфизованных преддуговых и задуговых областях активных континентальных окраин, а также вдоль границ сдвига у батолитов континентальных дуг. В случае Восточной Азии орогенные

месторождения золота расположены по краям частично разрушенного Северо-Китайского блока.

Геолого-генетическая модель орогенных месторождений золота северо-востока России представлена в работах (Goryachev, Pirajno 2014; Voroshin et al., 2014; Fridovsky, 2018). Goryachev N.A. и Pirajno F. (2014) предполагают связь с гранитоидами. Геохимические различия в орогенных гранитоидах обусловлены разными уровнями парциальных расплавов и неоднородным характером вмещающих пород, на что указывает: (1) наличие различных по составу ксенолитов преимущественно амфиболитового типа в S- и I-типах гранитов; (2) различия исходного отношения Sr (0.7040–0.7120); (3) положение в блоках фундамента разной плотности по геофизическим данным (Михайлов, Горячев, 2000; Горячев, 2003; Goryachev, Pirajno, 2014). Тот факт, что граниты S- и I-типов имеют близкий состав флюидной фазы (Горячев, Бердников, 2006), указывает на генетическую связь продуктов кристаллизации, образовавшихся на разных глубинах в региональной плутоно-метаморфической системе Яно-Колымского орогенного пояса. Goryachev N.A. и Pirajno F. (2014) предлагают три этапа формирования мезозойского орогенеза и оруденения. Первый этап является ранним орогенным, отмечен пластическими деформациями и метаморфическими процессами в осадочных и магматических породах. Это время начального роста гранитно-метаморфического купола (центральных комплексов), стадия метаморфического флюида, возникающего в результате постепенного удаления летучих (ОН, CO₂, SO₂) компонентов (Pirajno, 2009; Zhang et al., 2013) и частичного плавления нижней коры. На этом раннем этапе формируются орогенные золото-кварцевые жилы и золото-сульфидные вкрапленные руды. Заключительная часть этой стадии отвечает за переход от пластических деформаций к хрупким и образование надвигов. Второй этап характеризуется внедрением орогенных гранитных интрузий и образованием связанных с интрузиями месторождений золота (IRGD). Третий этап – время завершения развития гранитно-метаморфического купола и внедрения коллизионных гранитных интрузий. На этой поздней орогенной стадии преобладают сдвиговые структуры. Взаимодействующие метаморфические и магмо-гидротермальные флюиды, поступающие из остывающих плутонов, формируют позднеорогенные золотоносные кварцевые жилы и месторождения золота, связанные со сдвиговыми зонами и интрузиями.

В работах (Fridovsky, 2018; Fridovsky et al., 2018, 2021; Фридовский и др. 2022; Kudrin et al. 2021) показано существование тесной связи орогенного золотого оруденения с тектоническим развитием Верхояно-Колымской складчатой области и развитием гранитоидного и дайкового магматизма. Показана важная роль глубинных разломов в качестве рудоподводящих и рудолокализирующих структур. Установлена связь рудных тел с

надвиговыми структурами, которые в последствии активизировались лево- и правосторонними сдвигами (Фридовский и др., 2017; Fridovsky, 2018; Fridovsky et al., 2018). Отмечено формирование деформационных структур в ходе нескольких тектонических событий, происходивших на восточной окраине Сибирского кратона (Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001; Fridovsky, 2000; Фридовский, 2002; Goryachev, Pirajno, 2014).

Существуют различные представления о связи формирования золоторудных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса с геодинамическими событиями в позднеюрское-раннемеловое время на восточной окраине Сибирского кратона (Тектоника..., 2001; Фридовский, 2002; Voroshin et al., 2014; Прокопьев и др., 2018). В работах (Тектоника..., 2001, Геодинамика..., 2006) формирование позднеюрско-ранненеокомового Яно-Колымского металлогенического пояса обосновывалось коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с окраиной Сибирского (Северо-Азиатского) кратона. Для Верхне-Колымского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса Ворошиным (Voroshin et al., 2014) предложена модель образования золоторудных месторождений в период от 139 до 125 из метаморфических флюидов в условиях регионального поднятия территории через 1-15 млн лет после завершения коллизии и мобилизации рудоносных флюидов. Полученные Прокопьевым А.В. и др. (2018) новые изотопно-геохронологические данные для золоторудных месторождений и магматизма Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса показали возможность формирования месторождений на заключительных этапах коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна и, вероятно, на ранних стадиях коллапса орогена. Это не противоречит ранее высказанному мнению (Goryachev, Pirajno, 2014) о формировании рассматриваемых месторождений в титон-валанжинское время (148-136 млн лет), после внедрения коллизионных гранитоидов, синхронно охлаждению орогенных структур. Имеющиеся датировки золотой минерализации моложе 130 млн лет назад этими исследователями связываются с развитием Удско-Мургальской магматической дуги и Охотско-Корякского орогенного пояса и последующих аккреционных процессов (Goryachev, Pirajno, 2014).

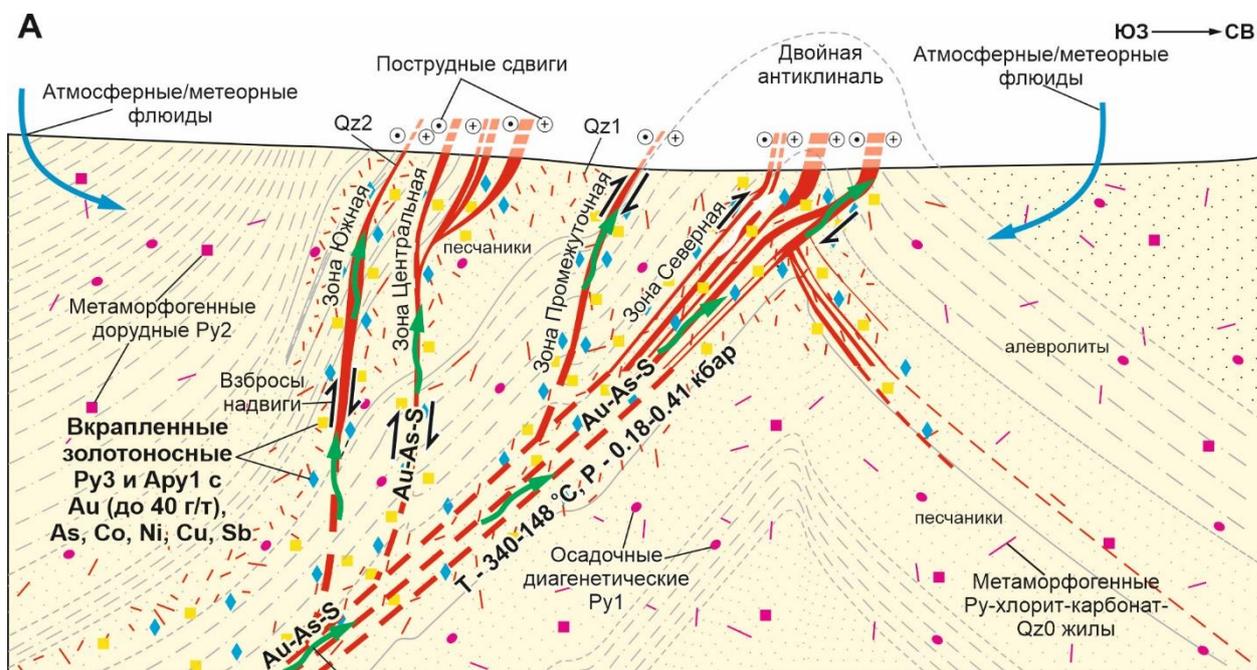
5.2.2. Геолого-генетическая модель формирования золотого оруденения

С учетом результатов изучения геологического строения, структурно-тектонических условий формирования и локализации оруденения, связи деформационных структур с геодинамическими процессами в регионе, минералого-геохимического состава руд, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических данных, полученных оценок РТ-

параметров рудообразующих флюидов и синтеза опубликованных данных разработана геолого-генетическая модель формирования орогенного месторождения Хангалас (Рис. 5.14).

В поздней перми и раннем триасе происходили накопление и диагенез терригенных углеродсодержащих алевропелитовых и псаммитовых осадков, смена редокс-обстановок и формирование диагенетической сульфидной минерализации (пирит 1 генерации). В поздней юре происходит завершение субдукционных процессов, аккреция и начало коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и с окраиной Сибирского кратона, формирование деформационных структур Кулар-Нерского террейна. В глубоких горизонтах земной коры происходят метаморфизм гранулитовой, амфиболитовой фаций, пластические деформации, зарождаются рудогенерирующие флюиды $H_2O-CO_2-CH_4$ состава и мобилизуется рудное вещество, обогащенное серой и золотом. Верхние горизонты коры, сложенные терригенными толщами перми и триаса, подвергаются региональному зеленосланцевому метаморфизму, серицитизации и хлоритизации. Формируются регионально проявленные хлорит-карбонат-кварцевые жилы и прожилки, вкрапленная сульфидная минерализация (Py₂). Частично ранние пириты-1 служили субстратом/зародышем для метаморфического Py₂. Начинается формирование структур этапа D1 во взбросо-надвиговом поле напряжений с ЮЗ-СВ направлением транспорта с образованием межпластовых срывов, сжатых складок F1, региональных разрывных нарушений, являющихся в дальнейшем путями транзита рудоносных флюидов (Рис. 5.14).

Позднеюрско-раннемеловой период развития характеризуется тектоно-магматической активностью. Во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений с ЮЗ-СВ направлением транспорта развиваются прогрессивные деформации. Ранние межслоевые срывы трансформируются в надвиги. Происходит формирование линейных открытых и сжатых складок концентрического типа с преобладающим северо-западным простиранием, плитчатого кливажа осевой поверхности. В крыльях минерализованных зон смятия и дробления формируются сжатые до изоклинальных складки, нередко опрокинутые в соответствии с ЮЗ направлением транспорта пород. На крыльях складок проявлены борозды скольжения, ориентированные по падению пород и будинаж-структуры, параллельные шарнирам складок. Ранние складчато-надвиговые структуры сшиваются гранитоидами Тас-Кыстабытского пояса (152-139 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II, Прокопьев и др., 2018), дайками пестрого от кислого до основного состава (151-145 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II, Fridovsky et al., 2020) и гранитоидами комплекса малых интрузий (144.5-143 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II, Фридовский и др., 2022).



Золотоносные флюиды H_2O-CO_2 состава с соленостью 2-5 мас. % экв. NaCl из глубинных магматических источников

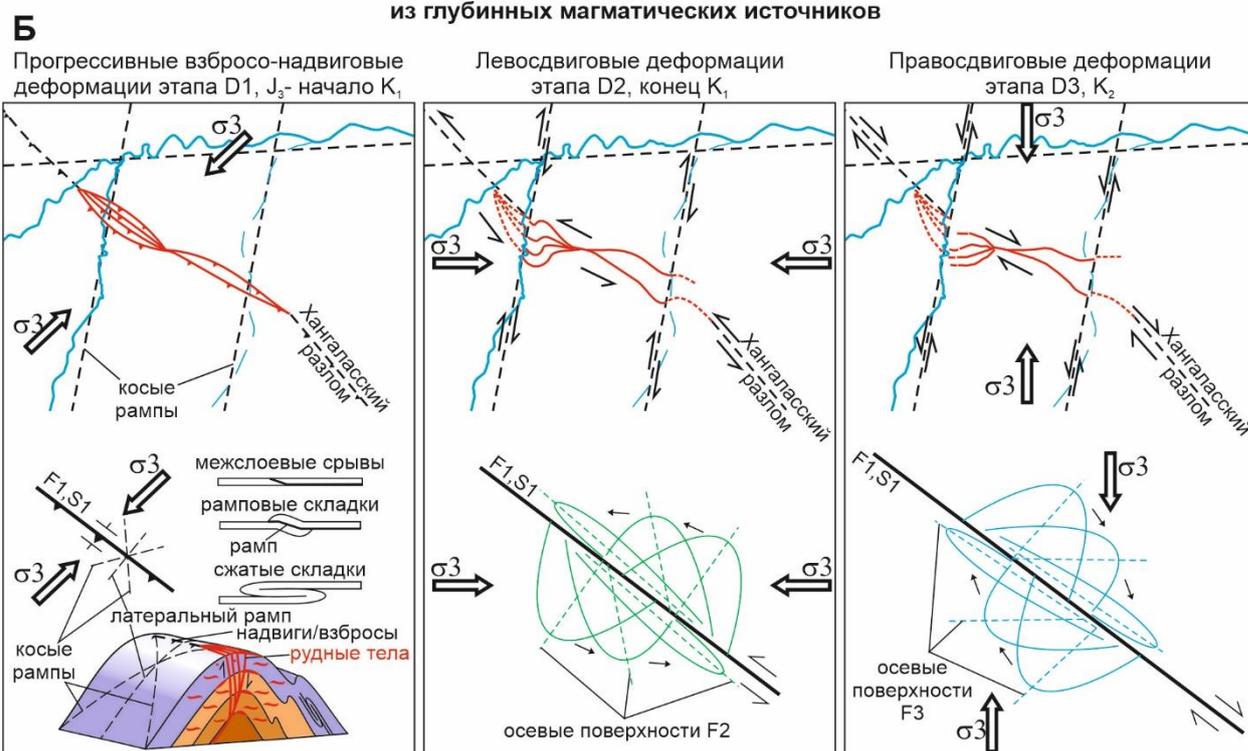


Рис. 5.14. Схематическая геолого-генетическая модель формирования месторождения Хангалас, учитывающая источники и условия локализации оруденения (А) и эволюция деформационных структур (Б).

В начале раннего мела (валанжин) 137 млн лет назад в Кулар-Нерском террейне происходили позднеорогенные процессы, остывание магматических образований комплекса малых интрузий, с этим периодом связано формирование орогенного вкрапленного и жильно-прожилкового золотого оруденения месторождения Хангалас (Фридовский и др., 2021) (табл. 5.6). Происходит активизация ранних разломов в осевой

части Нерского антиклинория во взбросо-надвиговом поле напряжений. В пределах рудоносных зон образуются полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров, развиваются будинаж-структуры.

Полученные нами датировки (Рис. 5.15, табл. 5.6) (Фридовский и др., 2021), с учетом имеющихся опубликованных данных (Акимов, 2004; Фридовский и др., 2015; Прокопьев и др., 2018; Фридовский, Зайцев, 2018; Goryachev, Pirajno, 2014; Voroshin et al., 2014; Zaitsev et al., 2019), хорошо согласуются с выделенными (Goryachev, Pirajno, 2014) двумя возрастными группами (150-136 и 126-120 млн лет) орогенных золоторудных месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса и позволяют уточнить возрастные взаимоотношения оруденения и магматизма. Для Верхне-Индибирского сектора ЯКМП выделены три тектонотермальных события в интервалах 151-141, 138-135 и 132-123 млн лет назад, в ходе развития которых формировалось орогенное золотое оруденение (Фридовский и др., 2022) (Рис. 5.15, табл. 5.6).

Оценки Re-Os возраста изотопных систем самородного золота месторождения Хангалас (137.1 ± 7.6 млн лет) близки K-Ar датировке серицита из рудных жил месторождения Нагорное (135 ± 2 млн лет, Акимов, 2004) и несколько выше K-Ar возраста мусковита месторождения Юхонджа (131 млн лет, Горячев, 1998) (Фридовский и др., 2021). Анализ термохронологической истории формирования орогенного магматизма в Верхне-Индибирском секторе ЯКМП (Рис. 5.15) показывает, что полученные даты практически синхронны времени остывания гранитных плутонов, с момента внедрения (U-Pb датировки по цирконам – 155-147 млн лет) до температур уровня 300°C ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar датировки – 149-138 млн лет), что указывает на важную роль орогенного магматизма в формировании золотого оруденения.

Источниками рудообразующих флюидов и рудного вещества месторождения Хангалас, сформировавшегося в ходе единого гидротермального события, являются мантийные источники и глубинные магматические очаги (Рис. 5.14). Об этом свидетельствует, во-первых, полученный узкий интервал отрицательных значений от -2.1 до $-0,6$ ‰ изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$ жильных и метасоматических сульфидов месторождения и их схожесть. Во-вторых, метки мантийных источников показывают начальные отношения изотопов осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)_i = 0.2144–0.2338 (Фридовский и др., 2021). В-третьих, положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале от $+15.2$ до $+16.1$ ‰, характерны для плутоногенных флюидов (Бортников и др., 2007), а также вещества мобилизованного при метаморфизме (Горячев и др., 2008; Гамянин и др., 2018). Эти процессы могли происходить в нижних горизонтах земной коры, на границе с субконтинентальной литосферной мантией (SCLM) и на границе нижней и верхней коры.

На заключительных стадиях становления оруденения в приповерхностных условиях флюиды мантийно-корового происхождения смешались с метеорными и/или морскими водами. Об этом может свидетельствовать изотопный состав благородных газов во флюидных включениях золотоносного кварца: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - 325.5-327.5$, доля мантийного гелия $\text{He}_m/\text{He}\%$ составляет 3.1–3.3%, отношение $^3\text{He}/^4\text{He} - 0.395-0.416 \cdot 10^{-6}$. Метеорные/морские воды не участвовали в формировании орогенного золотого оруденения месторождения.

В формировании месторождения Хангалас принимали участие низкоконцентрированные (1.8–5.5 мас. % экв. NaCl) флюиды с CO_2 в газовой составляющей в интервале температур от 340 до 148 °С. Рассчитанное давление рудообразующего флюида колеблется от 0.18 до 0.41 кбар, среднее 0.33 кбар, что указывает на малоглубинность (1-3 км) формирования месторождения. Рудообразующие флюиды формировали согласные и секущие жильно-прожилковые и вкрапленные рудные тела с тремя последовательно сменяющимися парагенетическими ассоциациями. Метасоматическая пирит-арсенопиритовая ассоциация локализуется в околорудных серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах. Образуются метасоматические Ru_3 с «невидимым» золотом с содержанием Au от 0.8 до 39.3 г/т, в среднем – 12.51 г/т и $\text{Apy}_1 - \text{Au}$ от 12.3 до 23.8 г/т, в среднем 17.51 г/т. Жильная пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация отлагается в рудных телах, сложенных крупно- и среднекристаллическим ангедральным кварцем. Завершается стадия образованием промышленной золото-полисульфидной ассоциации с самородным золотом, формирующих вкрапленность в кварцевых жилах, Ru_4 , Apy_2 , микро- и нановключения в Ru_3 и Apy_1 .

Пострудный период развития (конец раннего мела) характеризуется в начале тектоническими процессами в Кулар-Нерском террейне, связанными с завершением коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и окраины Сибирского кратона (Тектоника..., 2001; Fridosky, 2018). По разломам северо-западного простирания развиваются левосторонние движения. В ЯКМП формируются интрузии субвулканических гранит-порфиров (Бортников и др., 2010; Фридовский и др., 2014). Сдвиговые деформации перерабатывают гидротермально-метаморфогенную и золото-кварцевую минерализацию, что сопровождается коррозией, перегруппировкой и переотложением вещества, динамометаморфизмом рудных тел. С левыми сдвигами ассоциируют открытые складки F2. Шарниры складок погружают к северо-востоку/юго-западу и северу/югу под углами до 70–75°. Промышленной минерализации, связанной с этой стадией на месторождении Хангалас, не образуется. В смежной Адыча-Тарынской металлогенической зоне формировалось сурьмяное оруденение (Бортников и др., 2010).

Таблица 5.6. Изотопный возраст месторождений и позднеюрских-раннемеловых магматических образований Верхне-Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (Фридовский и др., 2021)

Объект	Порода/руда	Метод	Порода/Минерал	Возраст, млн лет	Ссылка
Нельканский плутон	Гранитоид	U-Pb	Циркон	147.8 ± 1.1	Прокопьев и др., 2018
	Гранит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	141.2 ± 0.5	
	Адамеллит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	143.3 ± 0.5	Layer et al., 2001
	Адамеллит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	143.8 ± 0.4	
Тарынский субвулкан	Риолит	U-Pb	Циркон	152.2 ± 1.4	Прокопьев и др., 2018
	Дацит	U-Pb	Циркон	149.9 ± 1.2	
Плутон Труд	Гранитоид	U-Pb	Циркон	151.4 ± 1.5	
Ала-Чубукский плутон	Гранит	K-Ar	Ортоклаз	144 ± 3	Акимов, 2004
			Биотит	149 ± 3	
Курдатский плутон	Гранодиорит	K-Ar	Порода	139 ± 3	Зайцев и др., 2017
	Гранит		Порода	143 ± 2	
			Биотит	144 ± 4	
	Гранодиорит	Rb-Sr	Порода+плагиоклаз+КПШ+биотит	144 ± 1	
	Гранит	Rb-Sr	Порода	144 ± 1	
	Гранодиорит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	136.7 ± 0.4	
	Гранит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	141.2 ± 0.4	Layer et al., 2001
Самырский плутон	Гранодиорит	Rb-Sr	Порода+плагиоклаз+КПШ+биотит	142 ± 1	Зайцев и др., 2017
Дайки месторождения Мало-Тарынского	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	145-150	Зайцев и др., 2018
	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	155-160	
	Трахибазальт	Rb-Sr	Порода	162 ± 4	Zaitsev et al., 2019a
Эргеляхский плутон	Гранодиорит-порфир	K-Ar	Порода	138	Zaitsev et al., 20196
	Мелкозернистый аплитовый гранит	K-Ar	Порода	140 ± 1	
	Мелкозернистый биотитовый гранит	K-Ar	Биотит	142 ± 1	
	Мелкозернистый биотитовый гранит	K-Ar	Порода	144 ± 4	
	Гранодиорит	K-Ar	Биотит	146 ± 4	
	Гранит	K-Ar	Биотит	146	
	Гранит	K-Ar	Порода	148	
	Мелкозернистый биотитовый гранит	Rb-Sr	Биотит	148	
	Плагиогранит	K-Ar	Порода	157	
	Гранодиорит	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Биотит	142.9 ± 0.4	
Сохский плутон	Гранит	K-Ar	Порода	136 ± 4	Zaitsev et al., 20196
	Адамеллит	Rb-Sr	Порода	137 ± 1	
	Гранодиорит	Rb-Sr	Порода	140 ± 7	
	Адамеллит	Rb-Sr	Биотит	142 ± 0.3	
	Гранит	Rb-Sr	Биотит	143 ± 0.4	
	Гранит	K-Ar	Биотит	147 ± 3	
Адамеллит	K-Ar	Биотит	158 ± 3		
Суптулахский шток	Габбро	U-Pb	Циркон	149.0 ± 1.8	Протопопов и др., 2019
Дайка, руч. Аляскитовый	Риодацит	U-Pb	Циркон	139.0 ± 4.0	
Дайка, руч. Аляскитовый	Андезит	U-Pb	Циркон	147.0 ± 1.3	
Дайка, руч. Аляскитовый	Дацит	U-Pb	Циркон	149.2 ± 1,3	
Дайка, руч. Дузунья	Андезибазальт	U-Pb	Циркон	139.0 ± 1.0	
Дайка, руч. Дузунья	Риолит	U-Pb	Циркон	151.0 ± 1.0	
Дайка, руч. Дузунья	Риолит	U-Pb	Циркон	148.0 ± 0.6	
Дайка, руч. Дузунья	Гранит-порфир	Rb-Sr	Порода	151.0 ± 3.0	

Sn-Ag-сульфидное месторождение Купольное	Кварц-серицитовый метасоматит в гранитоидах	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	144.6 ± 1.8	Прокопьев и др., 2018
Орогенное месторождение Дора-Пиль	Кварц-малосульфидная жила	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	126 ± 3.2	
Орогенное месторождение Талалах	Кварц-малосульфидная жила	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	126 ± 1.6	
Орогенное месторождение Юхонджа	Кварц-малосульфидная жила	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	131	Горячев, 1998
Орогенное месторождение Нагорное	Кварц-малосульфидная жила	K-Ar	Серицит	135 ± 3	Акимов, 2004
Орогенное месторождение Мало-Тарынское	Кварц-малосульфидная жила	K-Ar	Серицит	130 ± 4	
	Кварц-малосульфидная жила	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	142.7 ± 1.8	Фридовский и др., 2015
	Кварц-малосульфидная жила	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Серицит	125.6 ± 3.1	Фридовский, Зайцев, 2018
	Кварц-малосульфидная жила	Re-Os	Золото	147.8 ± 3.8	Фридовский и др., 2021
Орогенное месторождение Базовское	Кварц-малосульфидная жила	Re-Os	147.2 ± 1.8		
Орогенное месторождение Хангалас	Кварц-малосульфидная жила	Re-Os	137.1 ± 7.6		

Дальнейшее развитие связано с активностью в тылу Охотско-Чукотского вулканического пояса в позднемеловое время и связанных с ней праводвиговых перемещений пород относительно разломов СЗ простирания. Внедряются дайки Хуламринского комплекса K_2sch . Формируется окончательный структурный облик месторождения и рудного узла. Происходит повторное смятие пород, активизация ранних структур, развиваются широтные складки. Гидротермальные процессы стадии характеризуются минералообразованием кварц-карбонат-сульфосольной ассоциации, в трещинах и пустотах ранних рудных и жильных минералов. Промышленная минерализация не образовалась.

В конце палеогена начались гипергенные процессы, в регионе происходила пенеппенизация с образованием обширной слаборасчлененной равнины (Амузинский, 2005). Вдоль минерализованных зон дробления Хангаласского рудного узла формировались линейные коры выветривания и зоны вторичного обогащения. Позднее в русле палеоводотока они были перекрыты неоген-нижнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями террасового комплекса мощностью до 20 м. Формируются россыпные месторождения золота.

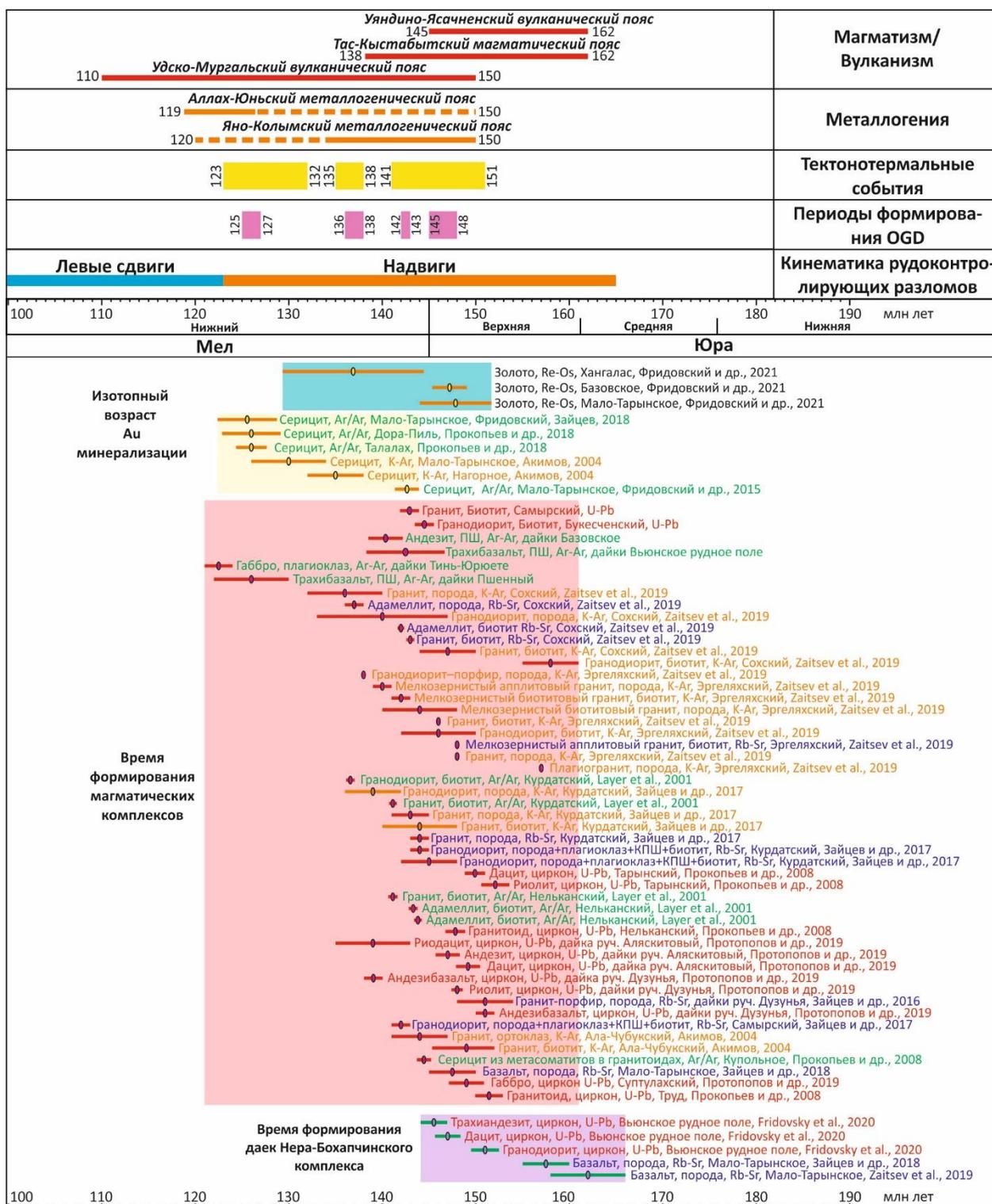


Рис. 5.15. Возрастные взаимоотношения рудообразующих и магматических позднеюрских-раннемеловых событий в Верхне-Индибирском секторе Яно-Колымского металлогенического пояса (Фридовский и др., 2021 с изменениями и дополнениями).

5.2.3. Прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения

На основе полученной геолого-генетической модели месторождения Хангалас, результатов проведенных исследований и опубликованных данных выделены прогнозно-поисковые критерии.

Структурно-тектонические критерии. Существование транскоровых разломов надвиговой кинематики СЗ простирания, области их разветвления. Оруденение локализуется в осевой части Нерского антиклинория, осложненного второстепенными складками.

Литологические критерии. Приуроченность оруденения к терригенным толщам верхнепермского и нижне/среднетриасового возраста, а в их пределах преимущественно к песчаникам и их контактам с алевrolитами.

Магматические критерии. Проявление киммеридж-берриаских магматических пород комплекса малых интрузий. Наличие скрытого гранитоидного магматизма.

Геохимические критерии. Повышенные содержания золота, мышьяка, серебра, свинца, цинка, меди в первичных и вторичных ореолах рассеяния. Для сульфидов из метасоматитов характерны: постоянные повышенные содержания As (0.31-3.19 мас. %) и Co (0.02-0.2 мас. %) в пирите, присутствие Co, Ni, Cu и Sb в арсенопирите. Соотношение $As/S < 1$ в арсенопирите (0.81-0.93).

Гидротермально-метасоматические критерии. Развитие околорудных метасоматитов пирит-арсенопирит-серицит-карбонат-кварцевого состава. В пиритах и арсенопиритах присутствие «невидимого» золота – содержания до 40 г/т и более, в апотерригенных метасоматитах до 5-6 г/т, в среднем до 0.8 г/т.

Физико-химические критерии. РТ условия рудообразования – 350-148 °С и 1.5-0.2 кбар. Распространение кварцевых жил с низкоконцентрированными (2-5 мас. % экв. NaCl) флюидами, обогащенными CO₂ в газовой составляющей.

Минералогические критерии. Развитие метасоматической пирит-арсенопиритовой, жильной пирит-арсенопирит-кварцевой и золото-полисульфидной минеральных ассоциаций. Наличие гипергенных минералов – арсенаты, сульфаты железа, гидроокислы железа.

Изотопно-геохронологические критерии. Возраст золотого оруденения – 137 млн лет – валанжинское время раннего мела.

Изотопно-геохимические критерии. Близкий к нулю и схожий изотопный состав серы $\delta^{34}S$ жильных и метасоматических сульфидов (от -2.1 до -0.6 ‰), начальные

отношения изотопов осмия золота ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)_i = 0.2144–0.2338, положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца в интервале от +15.2 до +16.1 ‰.

Элементы прогнозно-поисковых критериев могут быть применены недропользователями на стадиях регионального изучения недр, поисковых и оценочных работ в ЯКМП.

Результаты изучения Re-Os изотопной системы самородного золота, источников рудного вещества и рудообразующих флюидов, разработанные геолого-генетическая модель формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения месторождения Хангалас позволили сформулировать 3 защищаемое положение: *гидротермальное золотое оруденение месторождения Хангалас формировалось на малых глубинах, в среднетемпературных условиях с участием низкоконцентрированных глубинных магматических флюидов в валанжинское время (около 137 млн лет назад) в связи с позднеорогенными процессами в Кулар-Нерском террейне.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения диссертации, автором изучен обширный фактический материал, собранный во время проведения полевых работ на территории Хангаласского рудного узла в 2005, 2014, 2017-2019 гг. Комплексные структурно-тектонические, минералого-геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования месторождения Хангалас и других объектов рудного узла позволили получить следующие результаты:

1. Систематизированы рудолокализирующие и деформационные структуры, определено место рудного процесса в эволюции тектонических структур. Установленные взаимоотношения закартированных структурных элементов Хангаласского рудного узла свидетельствуют об их формировании в течении трех этапов деформаций: D1, D2, D3. *Этап D1* характеризуется развитием прогрессивных деформаций во взбросо-надвиговом поле тектонических напряжений в поздней юре–начале раннего мела при фронтальной аккреции/коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и окраины Сибирского кратона. *Этап D2* характеризуется развитием деформационных структур рудного узла при изменившихся направлениях движения Колымо-Омолонского микроконтинента и субдукции Удско-Мургальской дуги в конце нижнего мела. Развиваются левосторонние движения по разломам северо-западного простирания. Последнее деформационное *событие D3* представлено правыми сбросо-сдвигами (Fridovsky, 2018, Fridovsky et al., 2018). Предполагается их связь с косою субдукцией плит палео-Тихого океана под восточную окраину Северной Азии (Parfenov, Kuzmin, 2001) и (или) развитием трансформной окраины на северо-востоке Азии (Ханчук, Иванов, 1999). Статистический анализ положения золотоносных кварцевых жил и трещиноватости позволил установить связь оруденения со взбросо-надвиговым полем тектонических напряжений этапа D1. Пострудные сдвиговые движения формировали окончательную структурную картину мезозоид исследуемой территории.

2. Впервые реконструированы поля тектонических напряжений полидеформированных структур. Для первого этапа D1 ориентировка плоскости сжатия и растяжения σ_3/σ_1 юго-запад–северо-восточное, падение крутое: σ_3 – 210-232/8-22 и 22–55/4–20; σ_1 – 4-75/70-88; σ_2 – 134-142/6-12 и 310-315/6-10. Для левых сдвигов этапа D2 поля тектонических напряжений следующие: σ_3 – 77-98/10-18, σ_1 – 175-190/10-12, σ_2 – 254-279/56-59, для правых сдвигов этапа D3: σ_3 – 350-22/20-40, σ_1 – 84-118/10-16 и 250/14, σ_2 – 149-200/36-60 и 246/60.

3. Выделены минеральные ассоциации и определена последовательность минералообразования в связи с развитием структуры месторождения. Рудные тела месторождения представлены малосульфидным золото-кварцевым жильно-прожилковым и золото-сульфидно-кварцевым вкрапленным типами в зонах дробления с содержанием сульфидов до 3-7 %. На месторождении выделены 4 этапа минералообразования: диагенетический, метаморфогенный, гидротермальный и гипергенный. В *диагенетический этап* происходило накопление терригенного материала, смена редокс-обстановок, мобилизация рудного вещества и формирование диагенетической сульфидной минерализации (Py1). В *метаморфогенный этап* происходит преобразование терригенных пород в результате региональных метаморфических и дислокационных процессов, формируется вкрапленная сульфидная минерализация (Py2), в терригенных породах протекают процессы серицитизации и хлоритизации. *Гидротермальный этап* характеризуется пятью парагенетическими ассоциациями: 1) метасоматическая пирит-арсенопиритовая ассоциация локализуется в околорудных серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах. Главные рудные минералы Py3 и Apy1 с «невидимым» золотом; 2) жильная пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация присутствует, в основном, в рудных телах, сложенных крупно- и среднекристаллическим ангедральным кварцем. Главные рудные минералы Py4 и Apy2; 3) золото-полисульфидная ассоциация представлена мелкими агрегатами и микропрожилками сфалерита, халькопирита, галенита и выделениями самородного золота в ранних сульфидах и кварце; 4) минералы кварц-карбонат-сульфосольной ассоциации встречаются редко и локализуются в трещинах и пустотах ранних рудных и жильных минералов в виде агрегатов и отдельных зерен; 5) поздняя серебро-кварцевая ассоциация завершает гидротермальный этап месторождения. Халцедоновидный темно-серый до черного кварц сцементирует обломки раннего кварца, в нем встречаются вкрапления акантита. В *гипергенный этап* происходит образование сульфатов, арсенатов, фосфатов, глинистых минералов и окислов железа, которые формировали линейные коры выветривания.

4. Определены типоморфные и типохимические характеристики минералов различных ассоциаций и их микроэлементный состав. На месторождении Хангалас выделены четыре генерации пирита и две генерации арсенопирита. Диагенетический пирит (Py1) представлен фрамбоидами, сферическими агрегатами размером от 10 до 100 мкм, образующими рассеянную или послойную вкрапленность. Метаморфогенный неравномернотермальный кубический пирит (Py2) формирует рассеянную вкрапленность и заполняет микротрещины в осадочных породах. Размер кристаллов колеблется от 5-150 мкм до 1-3 мм. Метасоматический золотоносный пирит (Py3) встречается в зонах

околорудных метасоматитов в виде сростков, мелких агрегатов и прожилков мощностью до первых миллиметров. Для него наблюдается усложнение кубических форм до пентагондодекаэдра. Размер кристаллов от долей до 1-1.5 мм, реже до 2-3 мм. Жильный пирит-4 наблюдается в виде рассеянных мелких идиоморфных и ксеноморфных кристаллов размером до 0.5-1 см, реже до 1-2 см, также прожилковидных скоплений вдоль реликтов алевролитов в кварце. Метасоматический золотоносный Ару1 проявлен в зонах околорудных метасоматитов в виде сростков, мелких агрегатов и отдельных кристаллов. Для него характерны короткопризматические до псевдопирамидальной формы кристаллов размером от долей до 1-1.5 мм, реже до 2-3 мм. Жильный Ару2 наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов размером от долей до 1-2 мм по длинной оси и гнезд размером до 1-2 см, реже до 3-5 см, также прожилковидных скоплений вдоль углистых прослоев в кварце. Для всех генераций сульфидов характерна нестехиометричность составов: Fe/S+As (Ру1: 0.48–0.52; Ру2: 0.48–0.53; Ру3: 0.47–0.54; Ру4: 0.49–0.53; Ару1: 0.42–0.52; Ару2: 0.45–0.51), а также примеси As, Co, Ni, Cu и Sb. Общее содержание примесей изменяется от 0.04 до 0.8 мас. %, доля As составляет от 30 до 70 %. Для золотоносного Ру3 общее содержание примесей изменяется от 0.38 до 3.27 %, при этом доля As составляет более 75%. В жильном Ру4 общее содержание примесей изменяется от 0.49 до 2.62 мас. %, из них 80-90% составляет примесь As. Для Ару1 и Ару2 типоморфными являются примеси Co, Ni, Cu и Sb. Для Ару1 их содержание колеблется от 0.08 до 0.83 мас. %, в среднем 0.18 %. В жильном Ару2 содержание примесей Co, Ni, Cu и Sb меньше, чем Ару1 и суммарно не превышает 0.24 мас. %. Самородное золото является главным промышленным минералом месторождения, оно вместе с минералами полиметаллической ассоциации (галенит, халькопирит и сфалерит) заполняет пустоты в кварце и трещины в Ру4 и Ару2, а также формирует микровкрапленность в них, редко встречается в виде микровключений в Ру3 и Ару1.

5. Впервые установлена золотоносность вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации околорудных метасоматитов месторождения Хангалас, определена природа и форма нахождения «невидимого» золота. Результаты атомно-абсорбционного анализа околорудных метасоматитов и их сульфидов показали, что среднее содержание Au в Ру3 колеблется от 0.8 до 39.3 г/т Au, в среднем составляет 12.51 г/т и Ару1 – от 12.3 до 23.8 г/т Au, в среднем 17.51 г/т. Эти данные показывают промышленный потенциал для околорудных метасоматитов, среднее содержание Au в которых составило 0.81 г/т. Так, если принять среднее содержание Au=0.5 г/т, протяженность рудного тела=1400 м и мощность околорудных метасоматитов=50 м, глубина=100 м, то ресурсы золота по категории Р₃ месторождения Хангалас составят 9.1 т Au. Данные микроэлементного

анализа LA-ICP-MS показали, что Au в Ару1 и Ру3 месторождения Хангалас присутствует как в форме «невидимого» (твердый раствор в кристаллической решетке/наночастицы размером <100 нм), так и тонкодисперсного самородного золота. Преобладающей формой является твердый раствор Au⁺ в кристаллических решетках Ру3 и Ару1.

6. Установлено широкое развитие гипергенных процессов и линейное корообразование, построена модель вторичного минералообразования. Одним из отличительных особенностей месторождения Хангалас является широкое проявление здесь гипергенных процессов. Зона гипергенеза имеет площадной характер на поверхности и линейный на глубину до 50-70 м, реже до 100 м. Обнаружены два неизвестных гипергенных минерала. Модель гипергенного минералообразования месторождения учитывает развитие вторичных минералов за счет вод сульфатно-железного состава, образующихся при окислении сильно пиритизированных вмещающих пород. Положительным фактором для проникновения вадозных и подземных вод в горные породы в доледниковое время, в конце палеоцена-эоцен-олигоцене, явилось их повышенная трещиноватость и пористость, расположение месторождения в нижнеплейстоценовое время в русле реки. Позднее в русле палеоводотока они были перекрыты неоген-нижнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями террасового комплекса мощностью до 20 м, в которых формировались россыпи золота.

7. Впервые изучен изотопный состав S, Re, Os рудных и O, He, Ar жильных минералов, определены источники рудного вещества. Источниками рудообразующих флюидов и рудного вещества месторождения Хангалас, сформировавшегося в ходе единого гидротермального события, являются глубинные магматические источники. Об этом свидетельствуют, изотопный состав серы сульфидов $\delta^{34}\text{S}$ (от -2.1 до -0.6 ‰), кислорода кварца $\delta^{18}\text{O}$ (от +15.2 до +16.1 ‰), начальные отношения изотопов осмия самородного золота ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)_i (0.2144–0.2338) в кварце. На заключительных стадиях становления оруденения в приповерхностных условиях флюиды магматического происхождения смешались с метеорными/морскими водами. Об этом могут свидетельствовать изотопный состав благородных газов во флюидных включениях золотоносного кварца: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – 325.5–327.5, доля мантийного гелия $\text{He}_m/\text{He}\%$ – 3.1–3.3%, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ – $0.395\text{--}0.416 \cdot 10^{-6}$. Метеорные/морские воды не участвовали в формировании орогенного золотого оруденения месторождения.

8. Впервые получены Re-Os изотопные данные о возрасте самородного золота. Орогенное золоторудное месторождение Хангалас формировалось в начале раннего мела (валанжин) 137 млн лет назад в ходе позднеорогенных процессов в Кулар-Нерском террейне.

9. С учетом результатов изучения геологического строения, структурно-тектонических условий формирования и локализации оруденения, связи деформационных структур с геодинамическими процессами в регионе, минералого-геохимического состава руд, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических данных, полученных оценок РТХ-параметров рудообразующих флюидов разработана геолого-генетическая модель формирования орогенного месторождения Хангалас. В формировании месторождения принимали участие низкоконцентрированные (1.8-5.5 мас. % экв. NaCl) глубинные магматические флюиды с CO₂ в газовой составляющей в интервале температур от 340 до 148 °С. Рассчитанное давление рудообразующего флюида колеблется от 0.18 до 0.41 кбар, среднее 0.33 кбар, что указывает на малоглубинность (1-3 км) формирования месторождения.

10. На основе разработанной геолого-генетической модели, результатов проведенных исследований и опубликованных данных определены прогнозно-поисковые критерии орогенного золотого оруденения на примере месторождения Хангалас. Выделены структурно-тектонические, литологические, магматические, геохимические, гидротермально-метасоматические, физико-химические, минералогические, изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические критерии. Элементы прогнозно-поисковых критериев могут быть применены недропользователями на стадиях регионального изучения недр, поисковых и оценочных работ в Яно-Колымском металлогеническом поясе.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

Фондовая

1. Агейкин А.С. Отчет о работе Хангаласской геологоразведочной геоморфологической партии масштаба 1:25000 за 1948 год. Берелехское РайГРУ. 1949.
2. Акимов Г.Ю. Геология и генезис золото-кварцевого оруденения Верхне-Индигирского района: На примере месторождений Нагорное и Тарынское. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2004.
3. Алдошин А.В. Объяснительная записка. Золото-серебряные и серебросодержащие проявления Верхне-Индигирского района и перспективы их промышленного использования. Верхне-Индигирская ГРЭ, 1981.
4. Амузинский В.А., Нестеров Н.В. Перспективы выявления крупных месторождений золота в минерализованных зонах дробления Верхне-Индигирского района (Окончательный отчет по хоздоговорной теме). Институт геологии, 1977.
5. Бородкина А.Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото в пределах Хангаласского рудного поля за 2000-2004 гг. ГУГГП "Восточно-Якутское" филиал "Верхне-Индигирская экспедиция", 2004.
6. Волкодав И.Г., Коробицын А.В. и др. Объяснительная записка к структурно-формационной карте Восточной Якутии масштаба 1:500000 (отчет по теме "Составление и подготовка к изданию структурно-формационной карты Восточной Якутии масштаба 1:500000" за 1977-1980 г.г.). ЦКТЭ, 1980.
7. Волкодав И.Г. Карта магматических формаций Восточной Якутии масштаба 1:500000. Отчет по теме: "Составление карты магматических формаций Восточной Якутии масштаба 1:500000" за 1980-1984 годы. ЦКТЭ, 1984.
8. Гупорович Д.И., Горопчинов В.Н. Отчет о работе аэромагнитной партии N 1/58, проведенной в 1958 г. на территории Якутской АССР. Якутская комплексная геофиз. экспедиция, 1959.
9. Данилогорский Е.П. Отчет о работе Балаганнах-Нерской геоморфологической поисково-съёмочной партии. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1957.
10. Данилогорский Е.П., Бузов Н.В. и др. Отчет по теме: "Перспективы золоторудной базы Верхне-Индигирского золотоносного района". Верхне-Индигирская ГРЭ, 1971.

11. Димеев Н.Ш. Отчет о результатах геохимических поисков месторождений золота в пределах Нерской площади за 1987-1990 г.г. Лист Q-55-XXVI, XXXI, XXXII. Верхне-Индигирская ГРЭ, 1990.
12. Еловских В.В. Эндогенная металлогения Якутии. Отчет по теме: "Металлогеническое районирование и перспективы развития рудно-сырьевой базы горнодобывающей промышленности Якутии" за 1966-1968 гг. Якутская тематическая экспедиция, 1969.
13. Еловских В.В., Будницкий Б.Б. и др. Отчет по теме: "Разработка перспективного плана геологоразведочных работ по ЯАССР на период 1976-1980 г.г. и до 1990". ЦКТЭ, 1976.
14. Калашников В.В. Автореферат диссертации по теме "Прогнозная оценка золотоносности юго-восточной части Ольчано-Нерской минерогенической зоны". Якутск. 2005.
15. Калинин В.М., Казанцев А.С. Объяснительная записка к "Дежурной карте россыпной металлоносности Восточной Якутии масштаба 1:500000" Отчет по теме: "Составление дежурной карты россыпной металлоносности Восточной Якутии масштаба 1:500000". ЦКТЭ, 1980.
16. Калинин В.М., Савченко А.Г. Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевой базы Восточной Якутии по золоту и направлению работ до 1990 г. ЦКТЭ 1978.
17. Куковский Ю.А. Информационный отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Хангаласского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия) за 2005-2006 гг. ГУГПП "Восточно-Якутское", 2006.
18. Лейбович Е.А., Данилов А.Г. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200000 и аэромагнитной съемки масштаба 1:50000, проведенных на Артыкской площади (партия N 1/83-85). ГФЭ-6, 1985.
19. Лукьянова Ж.Х., Макарова Л.Р. и др. Отчет: "Составление дежурной карты геохимических аномалий масштаба 1:1000000, учет результатов геохимических поисков по ЯАССР за XI пятилетку и выделение перспективных площадей по геохимическим данным в северо-восточной части ЯАССР". ЦКТЭ, 1986.
20. Ляхов В.А., Михайлов В.А. Отчет о работе гравиметрической партии за 1961 год. Масштаб 1:1000000. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1962 .
21. Мاستикова Н.К. Карта россыпей золотоносного участка руч.Хангалас масштаба 1:25000 с объяснительной запиской. ЗАО "СП ТАКТ", 1953.

22. Мельник М.Е. Геоморфологический очерк бассейна верхнего течения реки Индигирки 1955 г. Объяснительная записка к геоморфологической карте масштаба 1:100000. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1955.
23. Мяснянкин В.И. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 в пределах листов Q-55-В-в,г; 134-А,Б. (Нера-Бутугунская партия) за 1969 год. Верхне-Индигирская ГРЭ, 1970.
24. Одинец Ю.А. Полевой отчет о работе геологической экспедиции на хр.Черского. 1933.
25. Паспорт золоторудного месторождения Хангалас. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1953.
26. Пепеляев Б.В., Попов Л.Н. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000000. Лист Q-55 (р.Ожогина). Государственный геолком СССР, 1963.
27. Петрашевич Д.В. Отчет по поисковым работам, выполненным с помощью геофизических методов в нижнем течении р.Тирехтях (Хангаласский рудно-россыпной узел) в 1986-90 г.г. Верхне-Индигирская ГРЭ, 1990.
28. Петров А.Н. Карта золотоносности Верхне-Индигирского района. Отчет Тематического отряда по теме за 1989-94 гг. Верхне-Индигирское ГПП, 1995.
29. Петрова Н.Д. Карта золотоносности бассейна среднего течения р.Неры масштаба 1:25000. Объяснительная записка. ПГО "Ленанефтегазгеология", 1979.
30. Попов Л.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист Q-55-XXXI, XXXII. Министерство геологии СССР, 1966.
31. Руцков В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья среднего течения реки Неры (отчет Нижне-Тирехтяхской геологопоисковой партии 1945 г. Чай-Урьянское ГПУ, 1946.
32. Савченко А.Г., Бычок Б.Г. и др. Отчет по теме: "Комплексная металлогеническая карта бассейна верхнего течения реки Индигирки". Оценка золотоносности верховьев Индигирки. Том I. Закономерности размещения месторождений золота. Верхне-Индигирская ГРЭ, 1968.
33. Симаков А.С. К вопросу определения и проведения границы между триасом и юрой в пределах территории бассейнов рек Колымы и Индигирки. (Материалы к теме: "Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:500000). Дальстрой, 1949.
34. Соколовская Э.Г. Разведанность и перспективы Нерской и Хангаласской золотоносных зон. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1959.
35. Сорокин В.Я. Геологический отчет по золоторудному месторождению Хангалас в бассейне р.Нера. Верхне-Индигирское РайГРУ, 1963.

36. Сорокин В.Я. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Ольчано-Нерской металлогенической зоны. Отчет Бурустахского отряда о результатах групповой геологической съемки, геологического доизучения масштаба 1:50000 и общих поисков золота, проведенных в 1991-1998 г.г. на Бурустахской площади. Листы Q-55-122; -123-В; -134-А,Б; -135-А. Верхне-Индибирское ГУГПП, 1998.

37. Спектор В.Б., Аргылов Е.Н. и др. Отчет по работам: "Геологическая интерпретация результатов дешифрирования среднемасштабных космических фотоснимков некоторых горнопромышленных районов Якутии". ЦКТЭ, 1984.

38. Спрингис К.Я. Геологическое строение района верховой р.Индибирки. Индибирское ГПУ, 1947.

39. Тимофеев И.А., Михайлов В.А. Отчет о работе Быстринской геоморфологической поисково-съёмочной партии масштаба 1:50000 за 1959 год. Верхне-Индибирское РайГРУ, 1960.

40. Токусаров М.Д. Карты аномального магнитного поля СССР масштабов 1:200000 и 1:1000000. Лист Q-55 (р.Ожогина) Объяснительная записка. Амакинская экспедиция, 1973.

41. Трушков Ю.Н. Условия образования и закономерности размещения золотых россыпей верхнего течения р.Индибирки (отчет по теме за 1960-1963 годы). Институт геологии, 1963.

42. Фридовский В.Ю. Отчет о научно-исследовательской работе по теме: "Изучение структурно-геофизических критериев размещения золотого оруденения рудно-россыпных узлов Восточной Якутии с целью разработки научно-практических рекомендаций проведения поисковых и оценочных работ". Якутский государственный университет. 2006.

43. Химин Н.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на рудопроявлении Нагорное (Двойное рудное поле) за 1995-1998 гг. ГУДП "Верхне-Индибирская экспедиция", 1998.

44. Цареградский В. А., Зимин А. В., Зимин В. А., Трушков Ю. Н.. Геологическая карта части Колымско-Индибирского края. Масштаб: 1:1000000. Л.: Гострест Дальстрой, 1938. 1 л.

45. Шупиков В.А. Геологические условия размещения золоторудной минерализации в Ольчано-Нерской рудной зоне. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 1992.

46. Шур В.И., Стрельцов В.Л. Отчет о результатах работ по теме: "Критерии прогнозной оценки эндогенного оловянного оруденения Якутии ". ЦКТЭ, 1984.

Опубликованная

1. Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // Докл. АН. 2004. Т. 398, №1. С. 80–83.
2. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. АН. 2009. Т.426, №2. С.216–221.
3. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. Самородное золото Якутии: Верх.-Индибир. р-н. Рос. АН, Сиб. отд-ние, Якут. ин-т геол. наук. Новосибирск: Наука: Сиб. изд. фирма, 1992. 182 с.
4. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я., Иванов Г.С., Кокшарский М.Г., Недосекин Ю.Д., Полянский П.М. Сарылахское и Сентачанское золотосурьмяные месторождения: геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 218 с.
5. Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Якутск: Изд-во Якутского университета, 2005. 248 с.
6. Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамендинов Б.Н., Кряжев С.Г., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дрожное (Восточная Якутия, Россия) // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2015. Т. 464. №. 1. С. 65-65.
7. Артемьев Д.С., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Ашихмин Д.С. Возраст оруденения Майского золоторудного месторождения (Центральная Чукотка): результаты Re-Os изотопного датирования // Записки Горного института. 2020. Т. 243. С. 266-278.
8. Бабкин П.В., Гельман М.Л., Вельдяков Ф.Ф., Павлюченко Л.А. Перспективы выявления золотого оруденения в зонах сульфидизации в черносланцевых толщах Северо-Востока СССР // Колыма. 2001. № 2. С. 14-22.
9. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В., Зайцев А.И., Травин А.В. Гранитоидный магматизм и формы связи с ним золотого оруденения Неждановского рудно-магматического узла // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. 2011. Т. 2. С. 25–30.
10. Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Извеков Н.Э. Строение и магматизм Верхне-Индибирской кольцевой структуры // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 15-19.
11. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л: Недра, 1978. 296 с.

12. Бергер В.И., Мамонов С.В. Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золото-антимонитовой березитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 285-295.
13. Билибин Ю.А. Избранные труды. Том 3. М. Изд-во АН СССР, 1964. 518 с.
14. Борисенко А.С., Спиридонов А.М., Изох А.Э., Прокопьев А.В., Лебедев В.И., Гаськов И.В., Зорина Л.Д., Костин А.В., Наумов Е.А., Третьякова И.Г. Высокопродуктивные Этапы базитового и гранитоидного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных Cu-Ni-Pt, Co, Au, Ag и редкометалльных месторождений // Вестн. Отделения наук о Земле РАН. 2012. С. 227 -252.
15. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) //Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – №. 2. – С. 99-145.
16. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд // Геол. руд. местор. 2010. Т. 52, №. 5. С. 381-417.
17. Бушмин С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Глебовицкий В.А., Буйко А.К., Савва Е.В., Сергеев С.А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский Щит) // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 1. С. 76–79.
18. Войтенко В.Н. Форма кристаллизации самородного золота в арсенопиритовых рудах Базовского месторождения (по данным рентгеновской микротомографии) // Материалы III Всероссийской научной конференции «Практическая микротомография». 2014. С. Петербург. 2014, С. 26-28.
19. Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса// Геол. руд. местор. 2008. Т.50, №4. С. 311-337.
20. Волков А. В., Генкин А. Д., Гончаров В. И. О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России) //Тихоокеанская геология. 2007. Т. 25. №. 6. С. 18-29.
21. Волков А. В., Мурашов К. Ю., Сидоров А. А. Геохимические особенности руд месторождения золота Наталкинское крупнейшего на Северо-Востоке России //Доклады

академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2016. Т. 466. №. 5. С. 574-574.

22. Волков А.В., Сидоров А.А. Невидимое золото // Вестник Российской академии наук. 2017. Т. 87. № 1. С. 40-49.

23. Волков А.В., Сидоров А.А. Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов Арктической зоны России // Арктика: экономика и экология. 2018. Т. 31. №. 3. С. 84-99.

24. Вольфсон Ф.Н., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений (Учебное пособие). М.: Недра, 1975. 271 с.

25. Воробьев А.Е., Козырев Е.Н., Тчаро Х. Связь нанорельефа пирита и арсенопирита с величиной адсорбции золота //Наука, образование, культура и информационно-просветительская деятельность-основы устойчивого развития горных территорий. 2015. С. 264-272.

26. Гамянин Г.Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии //Вопросы рудоносности Якутии. Якутск. 1974. С. 5.

27. Гамянин Г. Н., Гончаров В. И., Горячев Н. А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России //Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. №. 3. С. 94-103.

28. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2000. 221 с.

29. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское рудное месторождение-уникальное месторождение Северо-Востока России // М.: ГЕОС. 2001. 230 с.

30. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колисниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции золоторудно- магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: МПО СВНЦ ДВО РАН, 2003. 196 с.

31. Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. Аркачан новый золото-висмут-сидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе (Якутия) //Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. №. 6. С. 513-513.

32. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. №10. С. 1586-1605.

33. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573-981.
34. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573-981.
35. Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // ИЗВ. АН СССР, сер. Геофиз. 1954. Т. 6. С. 527-545.
36. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Издательство АН СССР, 1959. Ч. I–II. 256 с.
37. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
38. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 210 с.
39. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. 2003. 143 с.
40. Горячев Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. №1. С. 2-16.
41. Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли // Геол. руд. местор. 2019. Т.61, № 6. С. 3–18.
42. Горячев Н. А., Бердников Н. В. Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозоид Северо-Востока России и их флюидная специализация //Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. №. 3. С. 40-52.
43. Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
44. Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Михалицына Т.И., Горячева Е.М., Маньшин А.П. Оценка Au-Pt-Pd-Ni в рудах типовых месторождений (Наталка, Дегдекан) в черносланцевых толщах Яно-Колымского золоторудного пояса //Проблемы минералогии России (Вестник ОНЗ РАН спецвыпуск). 2012. С. 325-336.
45. Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.И., Горячева Е.М., Семьшев Ф.И., Бердников Н.В., Малиновский М.А., Альшевский А.В. О сульфидной минерализации зон крупных разломов Яно-Колымского орогенного пояса //Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2020. № 1. С. 11-29.
46. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 208 с.

47. Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
48. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.
49. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. Методы исследований и перспективы использования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1979. 271 с.
50. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Отеч. геол. 2018. №5. С 50-61.
51. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия) // Отеч. геол. 2016. №6. С. 43-51.
52. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отеч. геол. 2017. № 5. С. 80-89.
53. Заякина Н.В., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю. Неизвестный сульфат-арсенат-фосфат Al и Fe из месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием 8-10 апреля, 2020. С.203-207.
54. Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 349 с.
55. Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука. 1975. С. 5-120.
56. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Колыма / Новосибирск: Наука. Сиб. Отд., 1976. 118 с.
57. Изох А.Э., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Акинин В.В. Сохатинский дифференцированный габбро-монцодиоритовый массив как пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 2. С. 180-183.
58. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
59. Калинин В.М., Казанцев А.С. Объяснительная записка к «Дежурной карте россыпной металлоносности Восточной Якутии масштаба 1:500000» Отчет по теме:

«Составление дежурной карты россыпной металлоносности Восточной Якутии масштаба 1:500000»). ЦКТЭ, 1980.

60. Калинин В.М., Савченко А.Г. Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевой базы Восточной Якутии по золоту и направление работ до 1990 г. ЦКТЭ, 1978.

61. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Колесникова М.К., Королюк В.Н. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №. 2. С. 225-242.

62. Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленная минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. №. 2. С. 134-134.

63. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Зайцев А.И. Задержнинское золоторудное месторождение: минеральный состав, флюидные включения, возраст формирования (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 10. С. 1606–1622.

64. Корост Д.В., Калмыков Г.А., Япаскурт В.О., Иванов М.К. Применение компьютерной микротомографии для изучения строения терригенных коллекторов. // Геология нефти и газа. 2010. № 2. С. 36–42.

65. Корост Д.В., Аriskин А.А., Пшеницын И.В., Хомяк А.Н. Рентгеновская компьютерная томография как метод реконструкции 3d-характеристик рассеянных сульфидов и шпинелида в плагиодунитах Йоко-Довыренского интрузива. // Петрология. 2019. Т. 27, № 4. С. 401–419.

66. Костин А.В. Рудная минерализация Fe-оксидного-Cu-Au (IOCG) типа: перспективы выявления в Восточной Якутии // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2012. № 2 (41). С. 46-53.

67. Костин А.В. Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 3-9.

68. Костин А.В. Минеральные типы Fe-оксидных-Cu-Au руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 11-15.

69. Костин А.В. Fe-Оксидные-Au-Cu Проявления Восточной Якутии // В сборнике: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, Институт геологии алмаза и

благородных металлов СО РАН, Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутское отделение Российского минералогического общества. 2020. С. 239-242.

70. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста. – 2-е изд., пере- раб. и доп. Л.: Недра, 1986. 751 с.

71. Крупская В.В., Закусин С.В., Жухлистов А.П., Доржиева О.В., Судьин В.В., Крючкова Л.Ю., Зубков А.А. Новообразованный смектит как индикатор преобразований геологической среды под воздействием высокореакционных растворов, сопровождающих жидкие радиоактивные отходы // Журнал: Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2016, № 5, С. 412-41.

72. Кряжев С. Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. – 2017. – №. 1. – С. 28-38.

73. Кудрин М.В. Вкрапленная минерализация золоторудного месторождения Хангалас (Яно-Колымский золотоносный пояс) // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа. М.: ИГЕМ РАН. 2018. С. 221–223.

74. Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И. Минералы зоны окисления золоторудного месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. 2018. Т. I. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова. С. 77-80.

75. Кудрин М.В., Васильева Т.И., Фридовский В.Ю., Заякина Н.В., Полуфунтикова Л.И. Минералы коры выветривания Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Изд. дом СВФУ. 2019. С. 53-56.

76. Кудрин М.В., Колова Е.Е., Фридовский В.Ю. Изотопия благородных газов ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, ^{20}Ne) во флюидных включениях кварца и ртх-параметры рудообразования мезотермального орогенного месторождения золота Хангалас (Восточная Якутия) // XII Всероссийской научно-практической конференции геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. 2022. С. 206-209.

77. Кудрин М.В., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Рентгеновская компьютерная микротомография сульфидов с «невидимым» золотом месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока

России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Якутск: Изд-во СВФУ. 2020. С. 250–254.

78. Кудрин М.В., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Тарасов Я. А. Изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца и осмия самородного золота Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России) //Новое в познании процессов рудообразования: Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием. 2019. С. 214-216.

79. Майорова Т.П., Стаценко Е.О., Трифонов А.А., Нестеренко Г.В. Рентгеновская микротомография и автоэмиссионная электронная микроскопия – новые возможности изучения высокодисперсных золотых руд // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2013. №. 11 (227). С. 34-38.

80. Маначурянц Б.О., Маркова Э.А. Генетические особенности золото-сурьмяного оруденения Якутии // Сов. Геология. 1977. № 1. С. 127–133.

81. Маначурянц Б.О., Прушинская Э.Я., Владимиров В.Г. Некоторые данные о характере гидротермальных растворов, формирующих золотое и золото-сурьмяное оруденение // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 210–220.

82. Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М.: Академический Проект, 2008. 222 с.

83. Минерально-сырьевой потенциал недр Российской Федерации: в 2 т. Под ред. О. В. Петрова и др. – Санкт-Петербург: Всероссийский науч.-исслед. геологический ин-т им. А. П. Карпинского, 2009. 491 с.

84. Михайлов Б.К., Горячев Н.А. Интерпретация геофизических полей мезозоид Северо-Востока Азии и позиция золото-кварцевого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Труды Всероссийского совещания Магадан, 2000. с 83-91.

85. Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации участков совмещения золоторудной и сурьмяной минерализации // Методы минерал. исследований. М., 1977. С. 97–102.

86. Наумов Е. А., Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Пальянова Г.А., Войтенко В.Н. Использование методов высокоразрешающей рентгеновской томографии при минералогических исследованиях // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. 2019. С. 126-127.

87. Недрa России / Под ред. Н.В. Межеловского, А.А. Смылова: В 2 т. Т. 1. Полезные ископаемые. СПб.; М., 2001, 547 с.; Т. 2. Экология геологической среды. СПб.; М., 2002, 662 с.
88. Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии // Известия Томского политехнического университета // 1970. Т. 239. С. 242-247.
89. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция тектонических напряжений // Известия ВУЗов, Геология и Разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
90. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данным по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм северной Пацифики. Т.1. Геология, геохронология и геохимия // Тр. Всерос. Сов. Магадан, 1997 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С.181-205.
91. Оксман В. С., Суздадова Н. И., Краев А. А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индибирского района. – Якутский научный центр СО РАН, 2005. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 200 с.
92. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1, С. 60-72
93. Парфёнов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. №4. С. 88–102.
94. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. №. 6. С. 32-43.
95. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3-13.
96. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
97. Петтиджон Ф. Д. Осадочные породы. М.: Недра. 1981. 751 с.
98. Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Горячев Н.А. Геохимические особенности руд и вмещающих пород орогенного Мало-Тарынского золоторудного месторождения (Верхояно-Колымская складчатая область, Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2020. Т. 39. № 5. С. 41–55.
99. Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Ленинград: Недра. 1990. 280 с.

100. Прийменко В.В., Глухов А.Н., Фомина М.И., Акинин В.В., Михалицына Т.И., Соцкая О.Т. Возраст, геология и вещественный состав золото-редкометалльного месторождения Перекатное (Магаданская Область) //Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. 2022. С. 230-232.
101. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН. 2008. С. 305–308.
102. Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. №10. С. 1542–1563.
103. Прокопьев А.В., Тронин А.В. Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского пояса и Инъяли-Дебинского синклинория //Отечественная геология. 2004. №. 4. С. 49-56.
104. Протопопов Г.Х., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Верхоянско-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Якутскгеология». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2019. 845 с.
105. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы (морфология, геометрия и кинематика): Учеб. Пособие. –Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
106. Пшеничкин А. Я. О форме нахождения элементов-примесей в пирите //Разведка и охрана недр. 2010. №. 11. С. 46-49.
107. Пэк А.В., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений //Геология рудных месторождений. 1960. №. 4. С. 14-28.
108. Реддер Э. Флюидные включения в минералах / Пер. с англ. Д.Н. Хитарова / Под ред. Л.С. Бородина. М.: Мир, 1987. 541 с.
109. Родыгин А.И. Структурные диаграммы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 76 с.
110. Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н., Ипатьева И.С., Кухтинский Г.Г., Соловьев В. И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.

111. Савчук Ю.С., Волков А.В. Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия // Литосфера, 2019, том 19, № 6, с. 813–833.
112. Светова Е.Н., Светов С.А., Данилевская Л.А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования //Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2012. №. 3. С. 137-144.
113. Сидорова Н.В., Аристов В.В., Григорьева А.В., Сидоров А.А. “Невидимое” золото в пирите и арсенопирите месторождения Павлик (Северо-Восток России) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. Т. 495. № 1. 2020. С. 26-31.
114. Сим Л.А. Краткий обзор состояния изученности палеотектонических напряжений и их значение для решения геологических задач //Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. №. 3. С. 341-361.
115. Скрябин А.И. Реконструкция латеральной зональности золотого оруденения (Яно-Колымский пояс). Якутск: Компания "Дани-АлмаС", 2010. 255 с.
116. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ. 1994. 285 с.
117. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 571.
118. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы в сульфидах из руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона (Магаданская область) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 29–43.
119. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
120. Фирсов Л. В. Источники и особенности шлихового пирита в Яно-Колымском золотоносном поясе. Труды СВКНИИ, вып. 3. Магадан, 1963. С. 107–123.
121. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука, 1985. 220 с.
122. Фридовский В.Ю. Кинематика и трещинный парагенезис разломов Дыбинского рудного узла // В сборнике: Минерагения, тектоника и стратиграфия складчатых районов Якутии. Якутск, 1986. С. 52-59.
123. Фридовский В.Ю. Деформации и оруденение Куларского сегмента Кулар-Нерского сланцевого пояса (Восточная Якутия) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 64-71.
124. Фридовский В.Ю. Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизионного орогена // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 52-62.

125. Фридовский В.Ю. Структуры месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Якутск, 1999а. 408 с.
126. Фридовский В.Ю. Коллизионная металлогения золота Верхояно-Колымской орогенной области. Якутск, 1999б. 42 с.
127. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 1. М.: ГЕОС. 2002. С. 6–241.
128. Фридовский В. Ю. Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. №3. С. 39-45
129. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла //Разведка и охрана недр. 2013. №. 12. С. 3-7.
130. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. №4. С. 50-62.
131. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2015. Т. 34, № 4. С. 39–52.
132. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Деформационные структуры Хангаласского рудного узла //Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. 2015. С. 537-540.
133. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Горячев Н.А., Кудрин М.В. Рудоконтролирующие надвиги золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 4. С. 462–464.
134. Фридовский В.Ю., Зайцев А.И. Новые данные о времени формирования золоторудной минерализации Верхне-Индибирского района (Яно-Колымский пояс): по результатам Ag-Ag и Rb-Sr датирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018. С. 296-299.
135. Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г., Горячев Н.А. Физико-химические условия формирования кварца золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия, Россия) // Тихоокеан. геол. 2019. Т. 38, №5. С.14–24.

136. Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш., Кудрин М.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 18-32.
137. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В., Горячев Н.А. Изотопный состав серы и геохимические характеристики золотоносных сульфидов орогенного месторождения Бадран, Яно-Колымский металлогенический пояс (Северо-Восток Азии) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2022, Т. 502, № 1, стр. 3-9.
138. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16-21.
139. Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Родионов Н.В., Лохов К.И. Позднеюрский (151–147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491, № 1. С. 12–16.
140. Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш., Кудрин М.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40, №4. С. 18-32.
141. Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю., Родионов Н.В., Травин А.В., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И. Геодинамические условия и возраст образования гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 579-602.
142. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.
143. 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 // Геол. руд. местор. 2012. Т. 54, № 6. С. 487–512.
144. Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75-97.

145. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. 261 с.
146. Шило Н. А., Желнин С. Г., Сидоров А. А. Основные закономерности размещения коренных месторождений золота и связь с ними россыпей на северо-востоке СССР // Актуальные проблемы геологии золота на северо-востоке СССР. — Магадан: СВКНИИ, 1972. С. 23-34.
147. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: «Недра», 1990. 280 с.
148. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. P. 103272.
149. Ashley P.M., Grow D. Structural controls on hydrothermal alteration and gold-antimony mineralization in the Yill – grove area, NSW, Australia // *Mineralium Deposita*. 2004. V. 39. P. 223–239.
150. Bakke A. A. The Fort Knox 'porphyry' gold deposit-Structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulphide-poor mineralization hosted by a Late Cretaceous pluton, east-central Alaska // *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America* (Schroeter, TG, ed.), *Canad. Inst. Mining Metal. Spec.* 1995. V. 46. P. 795-802.
151. Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Newsletter*, 1997. V. 20. P. 19–27.
152. Bodnar R.J. Fluid inclusion systematics in epithermal systems // *Reviews in Econ. Geol.*, V. 2, 1985. P. 73–97.
153. Bodnar R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions // *Geochimica et cosmochimica acta*, V. 57(3). 1993. P. 683–684.
154. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
155. Boese R. Antimonglanzgang von Gravelotte in der Murchison Range in Nordost Transvaal, Sudafrica // *Diss. Univ. Hamburg*, 1964. 85 p.
156. Borisenko A.S. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method // *Soviet Geol. Geophys.* V. 18, 1977. P. 11–19.
157. Bottrell S.H., Miller M.F. 1989. Analysis of reduced sulfur species in inclusion fluids // *Economic Geology*. V. 84. P. 940–945.

158. Boyle R.W. Origin of the gold and silver in the gold deposits of the Meguma Series, Nova Scotia [abs]. *Canadian Mineralogist*. 1966. V. 8. P. 662.
159. Bralía A., Sabatini G., Troja F. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems // *Mineralium Deposita*. 1979. V. 14(3). P. 353-374.
160. Breeding C.M., Ague J.J. Slab-derived fluids and quartz-vein formation in an accretionary prism, Otago Schist, New Zealand // *Geology*. 2002. V. 30. P. 499–502.
161. Brown P.E. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // *Amer. Mineralogist*, V. 74, 1989. P. 1390–1393.
162. Brown P.E., Lamb W.M. PVT properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 53(6). 1989. P. 1209–1221.
163. Chang Z., Large R. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. V. 36(12). P. 971-974.
164. Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.* 1980. V. 28. P. 199–260.
165. Colvine A.C., Andrews A.J., Cherry M.E., Durocher M.E., Fyon J.A., Lavigne M.J., Macdonald A.J., Marmont S., Poulsen K.H., Springer J.S., Troop D.G. An integrated model for the origin of Archean lode-gold deposits. Ontario Geological Survey Open-file Report 5524. 1984. 98 p.
166. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O - CO_2 - $NaCl$ fluid inclusions: Implications for PT isochore location // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55(12). P. 3869-3871.
167. Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis S.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geoch. et Cosm. Acta*. 2014. V. 140. P. 644–670.
168. Dill H.G., Weiser T., Bernhardt I.R., Kilibarda C.R. The composite gold-antimony vein deposit at Kharma (Bolivia) // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 51–66.
169. Eremin R.A., Du Y., Pang Z., Du Y., Xin F., Xie J. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // *International Geology Review*. 1994. V. 36(12). P. 1113-1138.
170. Fleet M.E., Mumin A.H. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *Am. Mineral.* 1997. V. 82. P. 182–193.
171. Freeman C. J. Geology and mineralization of the Shorty Creek project, Livengood-Tolovana mining district, Alaska. Geologic report sc-10exe1. Summary. 2010. 7 p.

172. Fridovsky V.Yu. Structures of early-collision gold ore deposits of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt // *Geology of the Pacific Ocean*. 2000. V. 15(6). P. 1109-1126.
173. Fridovsky V.Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 103. P. 38-55.
174. Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalass ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // *Minerals*. 2018. V. 8(7). P. 270.
175. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // *Minerals*. 2020. V. 10, no. 11. P.1000.
176. Fridovsky V.Yu., Prokopyev A.V. Tectonics, geodynamics and gold mineralization of the eastern margin of the North Asia Craton // *Geological Society Special Publication*. 2002. V. 204. P. 299-317.
177. Frimmel H.E. Earth's continental crustal gold endowment // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 267(1-2). P. 45-55.
178. Gao F. et al. LA-ICP-MS Trace-Element Analysis of Pyrite from the Huanxiangwa Gold Deposit, Xiong'ershan District, China: Implications for Ore Genesis // *Minerals*. 2019. V. 9(3). P. 157.
179. Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L.J., Wagner F.E., Stanley C.J., Safonov Y.G., Kerzin L., Cabri L.J., McMahon G., Wagner F.E., Friedl J., Stanley C.J., Gamyranin G.N. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // *Economic Geology*. 1998. V. 93(4). P. 463-487.
180. Goldfarb R.J., Leach D.L., Miller M.L., Pickthorn W.J./ *Geology, metamorphic setting, and genetic constraints of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez Group, south-central Alaska* // *Geological Association of Canada Special Paper*. 1986. V. 32. P. 87–105.
181. Goldfarb R.J., Leach D.L., Pickthorn W.J., Paterson C. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold deposit, southeast Alaska // *Geology*. 1988. V. 16. P. 440–443.
182. Goldfarb R.J., Hart C., Davis G., Groves D. East Asian gold: deciphering the anomaly of Phanerozoic gold in Precambrian cratons // *Economic Geology*. 2007. V. 102(3). P. 341-345.
183. Goldfarb R.J., Hart C., Miller M., Miller L., Farmer G.L., Groves D.I. The Tintina gold belt: a global perspective // *British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Special Volume*. 2000. V. 2. P. 5-34.

184. Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Economic Geology* 100th Anniversary. 2005. P. 407-450.
185. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. V. 18. P. 1–75.
186. Goldfarb R.J., Leach D.L., Rose S.C., Landis G.P. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau Gold Belt, southeastern Alaska – implications for ore genesis // *Economic Geology Monographs*. 1989. No. 6. P. 363–375.
187. Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L., Snee L.W. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska // *Economic Geology Monographs*. 1997. No. 9. P. 151–190.
188. Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. 2014. V. 25(1). P. 49–102.
189. Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 2-26.
190. Goldfarb R.J., Snee L.W., Miller L.D., Newberry R.J. Rapid dewatering of the crust deduced from ages of mesothermal gold deposits // *Nature*. 1991. V. 354(6351). P. 296-298.
191. Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposit and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 123–151.
192. Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits // *Economic Geology*. 2010. V. 105(3). P. 641-654.
193. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Vielreicher R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 203–224.
194. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. 13. P. 7–27.
195. Groves D.I., Goldfarb R.J., Knox-Robinson C.M., Ojala J., Gardoll S., Yun G.Y., Holyland P. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia // *Ore Geology Reviews*. 2000. V. 17(1-2). P. 1-38.
196. Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // *Miner. Depos.* 2019. P. 1–18.

197. Groves D.I., Santosh M. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: implications for mineral exploration // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6(3). P. 389-399.
198. Hagemann S.G., Cassidy K.F. Archean orogenic lode gold deposits // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V. 13. P. 9-68.
199. Hannah J.L., Stein H.J., Markey R.J., Scherstén A. Gold: A Re-Os geochronometer? // In *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Pergamon-Elsevier Science Ltd: The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford Ox5 1gb, England. 2004. V. 68, no. 11. P. A773–A773.
200. Hart C.J.R. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion- related gold systems / C.J.R. Hart // *Newsletter of the Geological Association of Canada Mineral Deposits Division*. 2005. N. 87. P. 1, 4–9.
201. Hart C.J.R. Reduced Intrusion-Related Gold Systems // C.J.R. Hart // *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*. 2007. No. 5. P. 95-112.
202. Hart C. J. R., Goldfarb R. J. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems // *New Zealand Minerals Conference Proceedings*. 2005. V. 2005. P. 125-133.
203. Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits // *Precambrian research*. 1992. V. 58(1-4). P. 241-287.
204. Hitzman M.W., Valenta R.K. Uranium in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems // *Economic Geology*. 2005. V. 100(8). P. 1657-1661.
205. Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry: Eighth Edition*. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature. 2018. 437 p.
206. Hollister V.F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model // *Nonrenewable Resources*. 1992. V. 1(4). P. 293-302.
207. Hyndman R.D., McCrory P.A., Wech A., Kao H., Ague J. Cascadia subducting plate fluids channelled to fore-arc mantle corner: ETS and silica deposition // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120(6). P. 4344-4358.
208. Ishihara S. The granitoid series and mineralization // *Economic Geology 75th Anniversary Volume 1981*. P. 458-484.
209. Jarzyna J.A., Krakowska P.I., Puskarczyk E., Wawrzyniak-Guz K., Bielecki J., Tkocz K., Tarasiuk J., Wroński S., Dohnalik M. X-ray computed microtomography—A useful tool for petrophysical properties determination. *Comput. Geosc.* 2016. V. 20. P. 1155–1167.

210. Keith M., Smith D.J., Jenkin G.R., Holwell D.A., Dye M.D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 96, P. 269–282.
211. Van den Kerkhof A.M., Hein U.F. Fluid inclusion petrography // *Lithos* 2001. V. 55(1-4). P. 27-47.
212. Kerr A., Selby D. The timing of epigenetic gold mineralization on the Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada: new evidence from Re–Os pyrite geochronology // *Miner. Depos.* 2012. V. 47. P. 325–337.
213. Kerrich R., Frye B.J. Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome mine, Abitibi greenstone belt: II. REE and oxygen isotope relations // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1979. V.16. P. 440–458.
214. Kerrich R., Fyfe W.S. The gold–carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits // *Chemical Geology* 1981. V.33. P. 265–294.
215. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)* // *Earth Sciences*. 2000. V. 43, no. 1. P. 68.
216. Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Titley S., Walshe J. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65, no. 13. P. 2149–2159.
217. Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Walshe J., England G. A major archaean, gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa // *Science*. 2002. V. 297. P. 1856–1858.
218. Kostin A., Vedyayev A., Rafat G. Iron oxide Cu-Au (IOCG) mineralizing systems: an example from northeastern Russia // *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*. 2014. V. 114(8). P. 645-651.
219. Kudrin M.V., Fridovsky V.Yu., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // *Minerals*. 2021. V. 11(4). P. 403.
220. Kudrin M.V., Polufuntikova L.I., Fridovsky V.Yu., Aristov V.V., Tarasov Ya.A. Geochemistry and form of «invisible» gold in pyrite from metasomatites of the Khangalas deposit, NE Russia // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2020. V. 25(3). P. 7–14.
221. Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. et al. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // *Chin. J. Geochem.* 2014. V. 33. P. 109–118.

222. LaFlamme C., Sugiono D., Thébaud N., Caruso S., Fiorentini M.L., Selvaraja V., Jeon H., Voute F., Martin, L. Multiple sulfur isotopes monitor fluid evolution of an Archean orogenic gold deposit // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 222. P. 436-446.
223. Lang J.R., Baker T., Hart C.J., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // *SEG Discovery*. 2000. No. 40. P. 1-15.
224. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36(6). P. 477-489.
225. Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // *Econ Geol*. 2011. 106. P. 331–358.
226. Large R.R., Danyushevsky L.V., Hollit C., Maslennikov V., Meffre S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits // *Econ Geol*. 2009. 104. P. 635–668.
227. Large R.R., Maslennikov V.V. Invisible gold paragenesis and geochemistry in pyrite from orogenic and sediment-hosted gold deposits // *Minerals*. 2020. V. 10(4). P. 339.
228. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. P. 167–170.
229. Li S., Wang Z., Wang K., Cai W., Peng D., Xiao L., Li J. Re-Os pyrite geochronological evidence of three mineralization styles within the Jinchang Gold Deposit, Yanji–Dongning Metallogenic Belt, Northeast China // *Minerals*. 2018. V. 8, no. 448.
230. Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *J. Anal. Atomic Spectrom.* 1996. V. 11. P. 899–904.
231. Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F. The Dublin gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon territory, Canada // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36(6). P. 583-593.
232. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasay volcanic-hosted massive sulfide deposit (southern Urals, Russia) using laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Econ. Geol.* 2009. V. 104. P. 1111–1141.
233. Maslennikov V.V., Large R.R., Maslennikova S.P., Arkhireeva N.S. Typochemism of pyrite and pyrrhotite as a reflection of the evolution of gold-bearing carbonaceous deposits in marginal oceanic structures // *Metall. of anc. and mod. oceans*. 2013. V. 19. P. 32–35.

234. Mathur R., Ruiz J., Tornos F. Age and sources of the ore at Tharsis and Rio Tinto, Iberian Pyrite Belt, from Re–Os isotopes // *Miner. Depos.* 1999. V. 34. P. 790–793.
235. McCoy D., Newberry R.J., Layer P.W., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman J.S., Minehane D.L. Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska, *Econ. Geol. Monograph.* 1997. V. 9. P. 191–241
236. Meisel Th., Reisberg L., Moser J., Carignan J., Melcher F., Brüggmann G. Re–Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material // *Chemical Geology.* 2003. V.201. P.161-179.
237. Mernagh T.P., Bastrakov E.N. An evaluation of hydrogen sulfide in orogenic gold fluids and the uncertainties associated with vapor-rich fluid inclusions // *Geofluids* 13. 2013. P. 494–505.
238. Moskvitina L.V., Moskvitin S.G., Anisimova G.S. Research of Nanoscale Gold by Methods of Tunneling and Atomic-Powered Microscopy with Chemical and Ion-Plasma Etching in the Kuchus Deposit (Republic Sakha (Yakutia)). In *International Science and Technology Conference "Earth Science" - Section One, Proceeding of IOP CONFERENCE SERIES: EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCE*, Russky Island, Russia, March 4-6, 2019; IOP Publishing Ltd. 2019. V. 272. P. 1–7.
239. Nadeev A., Mikhailov D., Chuvilin E., Koroteev D., Shako V. Visualization of clay and frozen substances inside porous rocks using X-ray micro-computed tomography. *Journal Microsc. and Anal.–Tomogr. Suppl.* 2013. V. 27(2). P. 8–11.
240. Nesbitt H.W., Young G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles // *The Journal of Geology.* 1989. V. 97(2). P. 129-147.
241. Newberry R.J. Plutonic-hosted gold ores in Alaska: igneous vs. metamorphic origins // *Resource Geol. Spec.* 1995. V. 18. P. 57-100.
242. Newberry R.J., Burns L.E., Solie D.N., Clautice K.H. A revised geologic model for the North Star gold belt, interior Alaska: progress report– // *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Public-Data File.* 1988. P. 88-93.
243. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In *High Temperature Geological Processes (Review in Mineralogy)*; Mineralogical Society of America: Washington, USA. 1986. P. 491-559.
244. Orris G.J., Grauch R.I. Rare Earth Element Mines, Deposits, and Occurrences. U.S. Geological Survey Open-File Report. 2002. Tucson. P. 2-189.
245. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics.* 1991. V. 199(2-4). P. 319-342.

246. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. Atomic Spectrom.* 2011. V. 26. P. 2508–2518.
247. Peacock S.M. Fluid processes in subduction zones // *Science*. 1990. V. 248. P. 329–337.
248. Peacock S.M., Christensen N.I., Bostock M.G., Audet P. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone // *Geology*. 2011. V. 39. P. 471–474.
249. Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems* // Springer, Berlin. 2009. 1250 pp.
250. Phillips G.N., Groves D.I. The nature of Archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia // *Journal of the Geological Society of Australia*. 1983. V. 30. P. 25–39.
251. Phillips G.N., Law J.D.M. Witwatersrand gold fields: Geology, genesis and exploration. *Society Economic Geologists Reviews*. 2000. V. 13. P. 439-500.
252. Phillips G.N., Powell R. A practical classification of gold deposits, with a theoretical basis // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 568–573.
253. Polufuntikova L.I., Fridovsky V.Yu., Tarasov Ya.A. Mineralogy, geochemistry and localization of regional pyritization zones – Constraints from early mesozoic deposition in the Chay–Yureya fault of the Kular-Nera terrane, NE Russia // 6th World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium, WMESS. 2020. V. 609(1). 012016.
254. Powel R., Will T., Phillips G. Metamorphism in Archaean greenstone belts—calculated fluid compositions and implications for gold mineralization // *Journal of Metamorphic Geology*. 1991. V. 9. P. 141–150.
255. Price N.J., Cosgrove J.W. *Analysis of geological structures.* – Cambridge University Press, 1990. 502 p.
256. Ramsay J.G., Huber M.I. *Modern structural geology // Folds and Fractures*. 1987. V. 2. P. 309-700.
257. Robert F., Poulsen K.H., Cassidy K.F., and Hodgson C.J. Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. P. 1001-1034.
258. Roberts D.E., Hudson G.R.T. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia // *Economic Geology*. 1983. V. 78(5). P. 799-822.
259. Sapancı Ö., Köprübaşı N., Çiftçi E., Köprübaşı N., Tokat G., Demir Y. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusion, and stable sulfur isotope investigation of the Terziali shear-related

orogenic gold deposit (Central Anatolia, Turkey): implications for ore genesis and mineral exploration // *Arabian Journal of Geosciences*. 2022. V. 15(1). P. 1-19.

260. Shanks W. *Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits*; Elsevier Ltd.: Amsterdam, Nederland, 2014. 85 p.

261. Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralization // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26. P. 1127–1136.

262. Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // *Resource Geology* 48. 1998. P. 237-250.

263. Stein H.J., Morgan J.W., Schersten A. Re-Os dating of low-level highly radiogenic (LLHR) sulfides: The Harnas gold deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events // *Soc. Econ. Geol.* 2000. V. 95. P. 1657–1671.

264. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Miner Deposita*. 1999. V. 34. P. 323-334.

265. Tomkins A.G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 3246–3259.

266. Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., Niendorf C.R., Spicuzza M.J. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 5223-5231.

267. Van den Kerkhof A.M., Hein U.F. Fluid inclusion petrography // *Lithos*. 2001. V. 55(1-4). P. 27–47.

268. Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyarin G.N., Bortnikov N.S., Goryachev N.A. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 102. P. 240–259.

269. Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Au-quartz-mineralization in the Upper Kolyma region (Magadan Oblast, Russia). Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka. 2004. P. 568–571.

270. Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 62. P. 1–24.

271. Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 62. P. 1–24.

272. Wang C., Shao Y., Huang K., Zhou H., Zhang J., Liu Z., Liu Q. Ore-Forming Processes at the Xiajinbao Gold Deposit in Eastern Hebei Province: Constraints from EPMA and LA-ICPMS Analysis // *Minerals*. 2018. V. 8(9). P. 388.
273. Wang J., Liu Z., Wang K., Zeng X., Liu J., Zhang F. Typomorphic Characteristics of Pyrites from the Shuangwang Gold Deposit, Shaanxi, China: Index to Deep Ore Exploration // *Minerals*. 2019. V. 9(6). P. 383.
274. Whitney D.L., Ewans B.W. Abbreviations of names of rock forming minerals // *Am. Miner.* 2010. V. 95. P. 185–187.
275. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos*, V. 55, № 1-4, 2001. P. 229–272.
276. Wilson S.A., Ridley W.I., Koenig A.E. Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *J. Anal. At. Spectrom.* 2002. V. 17. P. 406–409.
277. Xue Y., Campbell I., Ireland T.R., Holden P., Armstrong R. No mass-independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports a magmatic origin for Archean gold deposits // *Geology*. 2013. V. 41(7). P. 791-794.
278. Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. Results of pilot Re-Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 21–28.
279. Yardley B.W.D., Banks D.A., Bottrell S.H., Diamond L.W. Post-metamorphic gold–quartz veins from N.W. Italy: the composition and origin of the ore fluid. *Mineralogical Magazine*. 1993. V. 57. P. 407–422.
280. Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh Intrusion-Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia): Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential // *Minerals*. 2019a. V. 9. P. 297.
281. Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Kudrin M.V., Vernikovskaya A.E. Composition and age of the basitic dikes of the Nastenka site of the Malo–Tarynskoe orogenic gold deposit (Verkhoyansk–Kolyma folded region, Northeast Russia) // *Proceedings of the 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference-SGEM*. Varna, Bulgaria. 2019b. V. 19. P. 99–108.
282. Zayakina N.V., Kudrin M.V., Fridovsky V.Yu. Thermal dehydration of natural hydrous ferric sulfate $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})\times 2\text{H}_2\text{O}$ // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM*. 2020. V. 20(1.1). P. 863-869.

283. Zhang J., Chen Y.J., Pirajno F., Deng J., Chen H.Y., Wang C.M. Geology, C–H–O–S–Pb isotope systematics and geochronology of the Yindongpo gold deposit, Tongbai Mountains, central China: Implication for ore genesis // *Ore Geology Reviews*. 2013. V. 53. P. 343-356.

284. Zhang P., Huang X., Cui B., Wang B., Yin Y., Wang J. Re-Os isotopic and trace element compositions of pyrite and origin of the Cretaceous Jinchang porphyry Cu-Au deposit, Heilongjiang Province, NE China // *Asian Earth Sci.* 2016. V. 129. P. 67–80.

285. Zhang Y.G., Frantz J.D. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaC-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions // *Chemical Geology*. 1987. V. 64(3-4). P. 335–350.

286. Zu B., Xue C., Seltmann R., Dolgoplova A., Chi G., Li C. Geology, geochronology, and S-Pb-Os geochemistry of the Alastuo gold deposit, West Tianshan, NW China // *Miner. Depos.* 2020. P. 1–18.

287. www.gvgold.ru

288. <http://mestor.geoinfocom.ru/publ/1-1-0-5>

289. <https://nedradv.ru/>.

290. <https://www.vedk.com/assets/resources>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Результаты микрозондового анализа пирита

№ пп	Проба	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Sb	Pb	Сумма
Диagenетический пирит-1										
1	X-40-14	46.38	53.49	0.059	0.051	0.018		0.011		100.01
2	X-40-14	47.35	54.96	0.212	0.098	0.07	0.019	0.032		102.74
3	X-40-14	45.99	51.78	0.255	0.107	0.058		0.033		98.22
4	X-40-14	46.33	52.28	0.077	0.073	0.025	0.019			98.80
5	X-40-14	47.18	55.47	0.15	0.121	0.05	0.036	0.04		103.05
6	X-40-14	47.03	55.29	0.088	0.045	0.02	0.017			102.49
7	X-40-14	47.48	53.39	0.162	0.086	0.098	0.032	0.026		101.27
8	X-40-14	47.06	55.82	0.031	0.081	0.021		0.013		103.03
9	X-40-14	46.87	55.78	0.309	0.129	0.174	0.058	0.045		103.37
10	X-40-14	46.85	54.97	0.228	0.12	0.098	0.038	0.037		102.34
11	X-40-14	46.21	54.8	0.132	0.088	0.036	0.013	0.028		101.31
12	X-55-14	46.68	53.43		0.069	0.03	0.037	0.035		100.28
13	X-55-14	46.67	53.89		0.177	0.188	0.005	0.047		100.98
14	X-55-14	46.67	53.7	0.311	0.069	0.067	0.013	0.066		100.90
15	X-55-14	46.45	53.78	0.181	0.073	0.022	0.014	0.051		100.57
16	X-55-14	46.48	53.35	0.061	0.059	0.007		0.049		100.01
17	X-55-14	46.47	52.83	0.305	0.072	0.042	0.043	0.062		99.82
18	X-55-14	46.66	53.14		0.069	0.127	0.06	0.041		100.10
19	X-55-14	46.93	52.77		0.068	0.052	0.047	0.037		99.90
20	X-55-14	46.49	52.81		0.084	0.097	0.021	0.052		99.55
21	X-55-14	46.78	52.96	0.225	0.082	0.034	0.014	0.031		100.13
22	X-61-14	46.66	54.44	0.08	0.052	0.004		0.064		101.30
23	X-61-14	46.99	54.2	0.297	0.065	0.045		0.053		101.65
24	X-61-14	46.89	53.75	0.125	0.06	0.007	0.022	0.043		100.90
25	X-61-14	46.96	53.87	0.301	0.068		0.001	0.025		101.23
26	X-61-14	45.78	52.93	0.159	0.107	0.024	0.023	0.03		99.05
27	X-23-14	45.69	51.17	0.036	0.057	0.129	0.024	0.027	0.096	97.23
28	X-23-14	45.15	52.31	0.007	0.053	0.032		0.058	0.054	97.66
29	X-23-14	44.88	51.9	0.021	0.053	0.066	0.026	0.042	0.066	97.05
30	X-23-14	44.54	52.21	0.228	0.065	0.329	0.004	0.053	0.098	97.53
31	X-23-14	44.94	52.41	0.071	0.056	0.076		0.058	0.09	97.70
32	Xпр2-4-14	46.3	50.96	0.119	0.045			0.037	0.05	97.51
33	Xпр2-4-14	46.4	51.35	0.012	0.033	0.009		0.032	0.021	97.86
34	Xпр2-4-14	46.61	51.72	0.063	0.043			0.03	0.031	98.50
35	Xпр2-4-14	46.46	51.76	0.031	0.027			0.017	0.049	98.34
36	X-4-17	45.73	52.96	0.195	0.075	0.031	0.031	0.068		99.09
37	X-4-17	46.01	52.92	0.206	0.068	0.022		0.045		99.27
38	X-4-17	46.51	53.98	0.162	0.074	0.004		0.01		100.74
39	X-4-17	46.27	52.13	0.225	0.13	0.027		0.01		98.79
40	X-4-17	45.96	52.44	0.091	0.186	0.012				98.69
41	X-4-17	46.51	54.62	0.106	0.072			0.013		101.32
42	X-7-17	45.87	52.31	0.263	0.169	0.107		0.088		98.81
43	X-7-17	45.06	51.98	0.201	0.149	0.111	0.01	0.051		97.56

44	X-7-17	46.41	53.33	0.115	0.098	0.045	0.006	0.061		100.07
45	X-7-17	46.02	53.58	0.081	0.106	0.059	0.007	0.058		99.91
46	X-7-17	45.71	53.25	0.183	0.125	0.104	0.004	0.095		99.47
47	X-7-17	45.12	51.83	0.25	0.13	0.083	0.005	0.081		97.50
48	X-7-17	45.84	52.78	0.205	0.15	0.094		0.068		99.14
49	X-7-17	46.61	53.08	0.069	0.101	0.047		0.043		99.95
50	X-7-17	45.27	52.38	0.258	0.203	0.137	0.003	0.076		98.33
51	X-7-17	45.3	51.41	0.276	0.144	0.058		0.085		97.27
52	X-7-17	46.2	52.44		0.086			0.032		98.76
53	X-7-17	45.34	52.62	0.236	0.151	0.124	0.001	0.109		98.58
54	X-7-17	45.89	51.69	0.019		0.007	0.014	0.016		97.64
55	X-7-17	46.44	53.89	0.025		0.007		0.014		100.38
56	X-7-17	46.74	52.73	0.044	0.019	0.066	0.035	0.003		99.64
57	X-7-17	46.43	52.4	0.08			0.022	0.007		98.94
58	X-7-17	46.65	52.92	0.205		0.008	0.003	0.003		99.79
59	X-7-17	46.52	53.67	0.239	0.031	0.008				100.47
60	X-7-17	47.4	53.72	0.253	0.034	0.057	0.01	0.008		101.48
61	XГ-32-19	46.8	53.66	0.18		0.016		0.056		100.71
62	XГ-7-19	46.5	52.31	0.011		0.005		0.049		98.88
Метаморфогенный пирит-2										
1	X-40-14	45.91	54.68	0.086	0.076	0.045	0.016	0.021		100.83
2	X-40-14	46.86	54.73	0.132	0.088	0.059	0.041	0.028		101.94
3	X-40-14	46.86	54.89	0.144	0.148	0.047	0.031	0.007		102.13
4	X-40-14	46.97	50.6	0.15	0.084	0.033	0.023	0.02		97.88
5	X-55-14	46.53	52.4	0.203	0.091	0.005	0.012	0.051		99.29
6	X-55-14	46.74	52.64	0.274	0.094	0.068	0.033	0.029		99.88
7	X-55-14	46.54	52.97		0.073	0.315	0.002	0.038		99.94
8	X-4-17	46.65	51.71	0.032	0.046	0.003	0.018	0.027		98.49
9	X-4-17	46.7	51.98		0.032	0.002	0.004			98.72
10	X-4-17	46.13	51.98	0.199	0.049	0.006	0.026			98.39
11	X-4-17	46.5	52.88	0.249	0.06	0.011	0.014	0.024		99.74
12	X-23-14	45.59	53.14	0.039	0.064	0.231	0.005	0.015	0.077	99.16
13	X-23-14	45.31	51.42	0.133	0.083	0.19	0.073	0.016	0.068	97.29
14	X-23-14	45.92	51.35	0.032	0.084	0.094	0.023	0.009	0.088	97.60
15	X-23-14	45.93	51.54	0.03	0.095	0.109	0.115	0.037	0.08	97.94
16	X-23-14	45.7	51.86	0.016	0.072	0.196	0.004	0.036	0.084	97.97
17	X-23-14	45.41	51.9		0.084	0.035	0.023	0.055	0.031	97.54
18	X-23-14	45.86	51.94	0.226	0.067	0.184	0.019	0.03	0.125	98.45
19	XГ-29-19	46.98	53.49	0.041	0.034		0.029	0.018	0.109	100.70
20	XГ-29-19	46.48	52.66	0.012	0.049	0.003		0.033	0.069	99.31
21	XГ-29-19	46.92	53.16	0.139	0.039		0.009		0.023	100.29
22	XГ-29-19	46.58	53.95	0.039	0.035		0.055	0.005	0.071	100.74
Метасоматический пирит-3										
1	X-32-14	46.17	51.95	1.69	0.049	0.004		0.013		99.88
2	X-32-14	45.32	50.68	1.54	0.07	0.044		0.029		97.68
3	X-32-14	45.9	50.89	1.76	0.041	0.003	0.02	0.032		98.65

4	X-32-14	45.7	50.64	2.01	0.063	0.02	0.02	0.037		98.49
5	X-32-14	45.68	50.95	2.14	0.044		0.005	0.014		98.83
6	X-32-14	45.39	51.33	1.35	0.039	0.027	0.004	0.023		98.16
7	X-32-14	45.39	50.97	1.47	0.039	0.018	0.012	0.047		97.95
8	X-32-14	45.52	51.09	1.52	0.058	0.008	0.016	0.042		98.25
9	X-32-14	45.44	50.7	1.68	0.05	0.023	0.009	0.014		97.92
10	X-32-14	45.34	51.07	1.31	0.055	0.01	0.007	0.022		97.81
11	X-32-14	45.71	51.13	1.01	0.077	0.065		0.022		98.01
12	X-32-14	45.26	50.88	1.26	0.044	0.002	0.006	0.005		97.46
13	X-32-14	45.34	50.78	1.73	0.047	0.011	0.005	0.032		97.95
14	X-32-14	45.14	50.37	1.94	0.065	0.004				97.52
15	X-32-14	45.27	50.54	1.51	0.046		0.014			97.38
16	X-32-14	45.5	50.99	1.12	0.065	0.002		0.017		97.69
17	X-51-14	46.11	53.41	1.36	0.076	0.016	0.023	0.032		101.03
18	X-51-14	46.08	53.51	0.829	0.072	0.017	0.024	0.032		100.56
19	X-51-14	46.91	53.36	1.29	0.071	0.033	0.034	0.02		101.72
20	X-51-14	46.53	53.59	0.913	0.079	0.016	0.036	0.028		101.19
21	X-51-14	46.51	53.04	1.29	0.053	0.01	0.042	0.011		100.96
22	X-51-14	46.24	51.98	2.22	0.055	0.032	0.015	0.006		100.55
23	X-51-14	45.93	51.22	1.59	0.074	0.006	0.026	0.023		98.87
24	X-51-14	45.55	51.93	0.832	0.074	0.028	0.033			98.45
25	X-51-14	45.65	50.94	1.62	0.059	0.052	0.026	0.039		98.39
26	X-51-14	45.3	50.68	1.95	0.068	0.034	0.039	0.042		98.11
27	X-51-14	45.34	50.68	1.8	0.173	0.251	0.037	0.022		98.30
28	X-51-14	45.47	50.44	1.34	0.075	0.015	0.046	0.019		97.41
29	X-51-14	45.57	50.31	1.4	0.067	0.021	0.021	0.021		97.41
30	X-51-14	45.97	50.25	1.57	0.074	0.029	0.022	0.006		97.92
31	X-51-14	46.16	52.78	1.59	0.101		0.016			100.65
32	X-51-14	46.13	52.99	0.927	0.08	0.026	0.002	0.002		100.16
33	X-51-14	46.51	52.41	1.45	0.093	0.014	0.014			100.49
34	X-51-14	46.3	52.01	1.2	0.089	0.011	0.012			99.62
35	X-51-14	44.91	51.94	1.1	0.174	0.134	0.017	0.017		98.29
36	X-51-14	46.05	51.44	1.64	0.122	0.061	0.018			99.33
37	X-51-14	45.77	50.83	1.22	0.092	0.002	0.028	0.009		97.95
38	X-51-14	46.35	51.61	1.4	0.107			0.006		99.47
39	X-51-14	46.2	52.46	1.11	0.095	0.01	0.018			99.89
40	X-51-14	46.53	51.91	0.929	0.137	0.017	0.031			99.55
41	X-51-14	45.99	50.6	1.06	0.124	0.029	0.041			97.84
42	X-51-14	46.7	52.07	1.15	0.096		0.015	0.002		100.03
43	X-51-14	45.12	51.31	0.564	0.133	0.027		0.009		97.16
44	X-52-14	46.45	50.93	1.98	0.065	0.107	0.026			99.56
45	X-52-14	47.01	53.1	1.44	0.045	0.026	0.017	0.02		101.66
46	X-52-14	46.59	52.33	1.77	0.056	0.038	0.02	0.022		100.83
47	X-52-14	46.84	52.92	2.2	0.053	0.008	0.03	0.033		102.08
48	X-52-14	46.6	52.72	1.66	0.044	0.009	0.015	0.034		101.08
49	X-52-14	46.5	52.19	2.05	0.06	0.037	0.021	0.029		100.89

50	X-52-14	46.69	54.21	1.07	0.045	0.015	0.012	0.022		102.06
51	X-52-14	46.91	53.52	1.14	0.039	0.009	0.011	0.035		101.66
52	X-52-14	46.54	54.64	1.45	0.052	0.004	0.003	0.014		102.70
53	X-52-14	46.67	54.57	1.14	0.046	0.015		0.03		102.47
54	X-52-14	46.68	54.43	1.28	0.043	0.009	0.02	0.021		102.48
55	X-52-14	46.79	54.37	1.24	0.109	0.126	0.001	0.029		102.67
56	X-52-14	46.68	52.74	0.968	0.056	0.03	0.011			100.49
57	X-52-14	46.08	52.23	1.34	0.065	0.034	0.008			99.76
58	X-52-14	46.91	55.08	1.32	0.059	0.044	0.014	0.019		103.45
59	X-52-14	46.44	55.1	2.02	0.053	0.008		0.026		103.65
60	X-52-14	46.95	54.75	1.32	0.042	0.004	0.025	0.029		103.12
61	X-52-14	46.88	54.81	1.78	0.035			0.017		103.52
62	X-52-14	46.56	54.8	1.45	0.031	0.013	0.005	0.043		102.90
63	X-52-14	46.01	53.94	2.49	0.04		0.014	0.001		102.50
64	X-52-14	46.82	54.52	1.74	0.038	0.023	0.006	0.008		103.16
65	X-52-14	45.98	53.1	2.06	0.046		0.013	0.021		101.22
66	X-52-14	46.4	54.07	1.9	0.036		0.015	0.021		102.44
67	X-52-14	46.17	53.87	1.11	0.085	0.136	0.001	0.043		101.42
68	X-55-14	46.5	53.32	0.418	0.082	0.034	0.014	0.057		100.43
69	X-55-14	46.28	52.76	0.475	0.072	0.041	0.033	0.024		99.69
70	X-55-14	46.28	52.19	0.995	0.07	0.014		0.05		99.60
71	X-55-14	46.59	52.21	1.03	0.076			0.051		99.96
72	X-55-14	46.46	51.64	0.793	0.213	0.095		0.056		99.26
73	X-55-14	46.02	51.3	0.311	0.196	0.091	0.035	0.027		97.98
74	X-61-14	46.57	53.74	0.515	0.067	0.066		0.029		100.99
75	X-61-14	46.92	52.64	0.73	0.065	0.02	0.019	0.032		100.43
76	X-61-14	46.57	53.08	0.603	0.065	0.002	0.01	0.06		100.39
77	X-61-14	46.62	53.4	0.794	0.051	0.024	0.03	0.047		100.97
78	X-61-14	47.15	52.58	0.503	0.055	0.014		0.043		100.35
79	X-61-14	46.74	51.72	0.878	0.059	0.026	0.001	0.049		99.47
80	X-61-14	45.24	52.32	0.787	0.067	0.024	0.036	0.052		98.53
81	X-61-14	46.66	51.48	1.86	0.074	0.031		0.048		100.15
82	X-61-14	46.06	51.29	0.861	0.069	0.031	0.007	0.05		98.37
83	X-61-14	45.89	53.03	0.832	0.051	0.041	0.015	0.05		99.91
84	X-61-14	46.52	52.04	1.71	0.057		0.117	0.055		100.50
85	X-61-14	46.43	50.96	1.23	0.057	0.013	0.063	0.12		98.87
86	X-61-14	46.86	53.81	0.341	0.079	0.023	0.012	0.035		101.16
87	X-61-14	46.3	53.23	1.19	0.083	0.021		0.043		100.87
88	X-61-14	46.4	53.1	0.925	0.059	0.01		0.019		100.51
89	X-61-14	46.58	50.89	1.82	0.067	0.013	0.01	0.068		99.45
90	X-61-14	46.22	55.48	1.04	0.068		0.039	0.037		102.88
91	X-9-17/1	46.21	52.17	0.462	0.094	0.027	0.022	0.009		98.99
92	X-9-17/1	45.85	52.75	0.926	0.065	0.019	0.024	0.036		99.67
93	X-9-17/1	45.98	52.82	1.09	0.097	0.107	0.038	0.024		100.16
94	X-9-17/1	46.03	52.56	1.45	0.069	0.018	0.034	0.045		100.21
95	X-9-17/1	45.97	54.16	0.313	0.064		0.056	0.036		100.60

96	X-9-17/1	46.44	52.86	0.379	0.067	0.025	0.026	0.017		99.81
97	X-9-17/1	46.63	51.04	0.472	0.118	0.052	0.043	0.067		98.42
98	X-9-17/1	45.63	52.05	1.39	0.076		0.015	0.046		99.21
99	X-9-17/1	45.83	52.13	0.717	0.1	0.036	0.005	0.102		98.92
100	X-9-17/1	45.68	52.84	0.568	0.062		0.021	0.027		99.20
101	X-9-17/1	46.52	53.57	1.02	0.078		0.008	0.029		101.23
102	X-9-17/1	45.79	52.68	1.4	0.06	0.024	0.03	0.012		100.00
103	X-9-17/1	46.03	53.07	1.47	0.057	0.01	0.004	0.016		100.66
104	X-9-17/1	46.24	53.41	1.07	0.055		0.019	0.05		100.84
105	X-9-17/1	46.25	53.97	0.438	0.089	0.027	0.015	0.007		100.80
106	X-9-17/1	46.77	54.39		0.08		0.003	0.001		101.24
107	X-9-17/1	46.75	54.12		0.063		0.022	0.008		100.96
108	X-9-17/1	44.87	51.95	1.71	0.076	0.022		0.027		98.66
109	X-9-17/1	45.8	53.25	1.31	0.11	0.009	0.032	0.021		100.53
110	X-9-17/1	45.9	53.36	0.942	0.066	0.056	0.051	0.057		100.43
111	X-4-17	46.67	53.04		0.044	0.023	0.022			99.80
112	X-4-17	46.53	52		0.04	0.016	0.015	0.002		98.60
113	X-4-17	46.29	51.74	0.396	0.052	0.053	0.001	0.01		98.54
114	X-4-17	46.26	50.76	0.666	0.098	0.272	0.03			98.09
115	X-4-17	46.36	52.42	0.594	0.036	0.029	0.016	0.01		99.47
116	X-4-17	45.77	52.56	0.827	0.134	0.379	0.01	0.015		99.70
117	X-4-17	45.58	52.36	0.837	0.071	0.357		0.032		99.24
118	X-4-17	46.51	52.19	0.418	0.048	0.002	0.026			99.19
119	X-4-17	46.23	51.93	0.579	0.05		0.018			98.81
120	X-4-17	45.94	51.69	0.922	0.051	0.298	0.033	0.077		99.01
121	X-4-17	46.15	51.11	0.859	0.061	0.041	0.031	0.028		98.28
122	X-4-17	46.1	52.06	1.28	0.053	0.03	0.012	0.012		99.55
123	X-4-17	46.53	52.23	1.11	0.048			0.011		99.93
124	X-4-17	46.18	52.15	1.1	0.051	0.19	0.015			99.69
125	X-4-17	46.08	52.6	0.481	0.047	0.057	0.024	0.003		99.29
126	X-14-17	46.51	54.28	0.509	0.061	0.025	0.014	0.021		101.42
127	X-14-17	45.36	53.79	1.59	0.497	0.44	0.018			101.70
128	X-14-17	46.15	53.24	1.23	0.05	0.187	0.03	0.007		100.89
129	X-14-17	46.07	53.09	1.03	0.132	0.268	0.012	0.029		100.63
130	X-14-17	46.56	52.82	0.822	0.066	0.125		0.032		100.43
131	X-14-17	46.35	53.6	0.468	0.063			0.018		100.50
132	X-14-17	46.54	53.91	0.79	0.071	0.033				101.34
133	X-14-17	46.85	53.43	0.649	0.058	0.007	0.009			101.00
134	X-14-17	45.47	53.04	1.24	0.35	0.45	0.006	0.006		100.56
135	X-14-17	46.13	53.85	0.933	0.137	0.411	0.009	0.003		101.47
136	X-14-17	46.82	53.97	0.582	0.053		0.022	0.014		101.46
137	X-14-17	46.56	53.73	0.667	0.075	0.02	0.018	0.014		101.08
138	X-14-17	46.83	54.05	0.82	0.076	0.013		0.011		101.80
139	X-14-17	46.13	54.18	0.843	0.097	0.483	0.014			101.75
140	X-14-17	46.2	53.35	0.535	0.06	0.003		0.02		100.17
141	X-14-17	45.71	53.36	0.862	0.049	0.009	0.014	0.038		100.04

142	X-14-17	46.09	53.53	0.753	0.06	0.022	0.011	0.024		100.49
143	X-14-17	45.83	53.82	0.38	0.105	0.07	0.017	0.014		100.24
144	X-14-17	46.09	53.84	0.619	0.061		0.009	0.006	0.008	100.63
145	X-35-17	46.69	53.39	1.02	0.066			0.022	0.085	101.27
146	X-35-17	45.59	51.49	1.24	0.076	0.239		0.015	0.018	98.67
147	X-35-17	46.48	52.8	1.33	0.051	0.1		0.029	0.019	100.81
148	X-35-17	46.23	52.86	1.1	0.059	0.034		0.032	0.068	100.38
149	X-35-17	46.21	51.64	1.61	0.048	0.019		0.022	0.004	99.55
150	X-35-17	46.57	51.93	1.13	0.059			0.027	0.099	99.82
151	X-35-17	45.9	51.56	1.2	0.055	0.105	0.037	0.057	0.083	99.00
152	X-35-17	46.5	50.83	0.813	0.067	0.07		0.028	0.07	98.38
153	X-35-17	46.74	51.65	0.702	0.06	0.029	0.008	0.02	0.01	99.22
154	X-35-17	46.67	52.65	0.505	0.057	0.011		0.035	0.067	100.00
155	X-35-17	46.58	51.24	1.47	0.068			0.011	0.09	99.46
156	X-35-17	46.67	52.83	0.49	0.055			0.034	0.064	100.14
157	X-35-17	46.44	51.89	1.2	0.056	0.079		0.047	0.044	99.76
158	X-35-17	46.72	51.46	1.81	0.048	0.03	0.005	0.01	0.052	100.14
159	X-35-17	46.36	51.59	1.03	0.066			0.033	0.066	99.15
160	X-35-17	46.37	51.31	1.32	0.062	0.074	0.009	0.033	0.066	99.24
161	X-35-17	46.35	50.96	0.491	0.057	0.071	0.008	0.035	0.101	98.07
162	X-35-17	46.45	51.05	0.766	0.071	0.056		0.022	0.126	98.54
163	X-35-17	46.63	50.74	1.3	0.056	0.009		0.03	0.057	98.82
164	X-35-17	46.98	50.31	0.452	0.06	0.039		0.015	0.039	97.90
165	X-35-17	45.89	50.79	1.08	0.131	0.133	0.057	0.024	0.092	98.20
166	X-35-17	46.19	50.46	0.986	0.07	0.004		0.047	0.111	97.87
167	X-35-17	46.57	50.88	0.96	0.043	0.017	0.021	0.02	0.085	98.60
168	X-35-17	46.63	51.04	0.597	0.043	0.036	0.017	0.022	0.13	98.52
169	XГ-12-19	46.38	52.99	0.324	0.04	0.021		0.024	0.11	99.89
170	XГ-12-19	46.12	52.95	1.08	0.06	0.01			0.089	100.31
171	XГ-12-19	46.43	53.09	0.401	0.047	0.027	0.011	0.032	0.084	100.12
172	XГ-12-19	47.12	53.23	0.63	0.036			0.049	0.009	101.07
173	XГ-12-19	46.67	53.54	0.6	0.049	0.019		0.075	0.066	101.02
174	XГ-12-19	46.85	53.55	0.816	0.026	0.03		0.041	0.042	101.36
175	XГ-12-19	46.99	54.32	0.769	0.062	0.066		0.005	0.089	102.30
176	XГ-12-19	46.73	54.45	0.733	0.055	0.006		0.033	0.071	102.08
177	XГ-12-19	45.33	52.25	0.574	0.052		0.008	0.036	0.103	98.35
178	XГ-12-19	46.63	54.23	0.693	0.097	0.085		0.042	0.097	101.87
179	XГ-12-19	46.88	53.54	0.57	0.042	0.004	0.014	0.035	0.056	101.14
180	XГ-12-19	47.05	54.19	0.808	0.041	0.002		0.013	0.08	102.18
181	XГ-12-19	47.26	53.73	1.25	0.042			0.018	0.007	102.31
182	XГ-12-19	47.39	54.11	0.412	0.047	0.011		0.047	0.043	102.06
183	XГ-12-19	47.21	54.43	0.742	0.06	0.012	0.006	0.047	0.003	102.51
184	XГ-12-19	46.38	54.34	1.45	0.069	0.032		0.024	0.057	102.35
185	XГ-12-19	46.57	54.31	1.18	0.065		0.014	0.054	0.117	102.31
186	XГ-12-19	46.49	54.66	0.986	0.103	0.047		0.063		102.35
187	XГ-12-19	46.13	54.75	1.12	0.029	0.003		0.021	0.059	102.11

188	XГ-12-19	46.62	54.23	0.93	0.059	0.012		0.026	0.004	101.88
189	XГ-12-19	46.4	53.47	0.899	0.046		0.021	0.064	0.035	100.94
190	XГ-12-19	46.48	54.28	0.914	0.058			0.04	0.015	101.79
191	XГ-12-19	46.01	54.03	0.995	0.062			0.036	0.063	101.20
192	XГ-12-19	46.4	54.43	0.903	0.044			0.005	0.055	101.84
193	XГ-12-19	46.53	55.27	0.81	0.06	0.018	0.001	0.039	0.026	102.75
194	XГ-13-19	45.72	51.87	2.19	0.079	0.025	0.035	0.028	0.017	99.96
195	XГ-13-19	46.55	51.59	1.64	0.065	0.002	0.02	0.052	0.005	99.92
196	XГ-13-19	46.07	52.9	2.23	0.541	0.024	0.004	0.008	0.054	101.83
197	XГ-13-19	46.4	52.88	0.823	0.086	0.018		0.044	0.06	100.31
198	XГ-13-19	46.47	53.27	0.388	0.091	0.064	0.022	0.036		100.34
199	XГ-13-19	46.13	53.05	1.78	0.069	0.004	0.016	0.04		101.09
200	XГ-13-19	46.64	52.45	0.469	0.059		0.016	0.03		99.66
201	XГ-13-19	46.45	52.93	0.973	0.068	0.009		0.016		100.45
202	XГ-13-19	46.06	53	1.58	0.09	0.012		0.018		100.76
203	XГ-13-19	46.64	53.19	0.982	0.08	0.008	0.009	0.008		100.92
204	XГ-13-19	46.16	53.37	1.09	0.058	0.034	0.031	0.011	0.026	100.78
205	XГ-13-19	46.28	53.74	0.712	0.077		0.031	0.029	0.04	100.91
206	XГ-13-19	46.39	53	1.33	0.058			0.04	0.016	100.83
207	XГ-13-19	46.43	53.2	0.325	0.091			0.032		100.08
208	XГ-13-19	46.25	53.12	0.659	0.077	0.022	0.007	0.024		100.16
209	XГ-13-19	46.08	52.92	0.74	0.07	0.01	0.042	0.006	0.002	99.87
210	XГ-13-19	46.84	52.7	0.849	0.081	0.022		0.018		100.51
211	XГ-13-19	46.38	53.39	0.575	0.107	0.069	0.002	0.025	0.054	100.60
212	XГ-13-19	45.5	51.6	1.2	0.056	0.006	0.021	0.013	0.064	98.46
213	XГ-13-19	46.35	52.94	0.816	0.071	0.047		0.007		100.23
214	XГ-13-19	46.16	53.25	0.84	0.055	0.033	0.036	0.024		100.40
215	XГ-13-19	46.61	52.06	1.13	0.068	0.019	0.033	0.024		99.94
216	XГ-13-19	46.82	52.83	0.524	0.073	0.048	0.012	0.02	0.021	100.35
217	XГ-13-19	46.46	52.59	0.802	0.153	0.024	0.022	0.015	0.014	100.08
218	XГ-13-19	46.63	52.76	0.383	0.069			0.01	0.006	99.86
219	XГ-13-19	46.49	52.49	1.04	0.055	0.002	0.026	0.036	0.012	100.15
220	XГ-9-19	45.97	52.58	0.977	0.068	0.014		0.045	0.004	99.66
221	XГ-9-19	46.14	52.93	0.708	0.056	0.026		0.036	0.002	99.90
222	XГ-9-19	46.15	53.37	0.893	0.047		0.033	0.027		100.52
223	XГ-9-19	46.24	53.38	1.03	0.069		0.002		0.001	100.72
224	XГ-9-19	46.53	53.46	0.479	0.056	0.008		0.03	0.033	100.60
225	XГ-9-19	46.14	53.29	1.13	0.06		0.004	0.013		100.64
226	XГ-9-19	45.98	53.76	0.722	0.077	0.033	0.026	0.024		100.62
227	XГ-9-19	46.72	54.02	1.27	0.101	0.039		0.014		102.16
228	XГ-9-19	46.39	53.69	0.539	0.088	0.044		0.048	0.021	100.82
229	XГ-9-19	46.68	53.68	0.612	0.054	0.081	0.004	0.02		101.13
230	XГ-9-19	46.95	53.79	0.421	0.042		0.053	0.008		101.26
231	XГ-9-19	46.36	53.67	0.799	0.044	0.131		0.034		101.04
232	XГ-9-19	46.44	53.96	0.592	0.078	0.151		0.005		101.23
233	XГ-9-19	46.69	53.42	0.504	0.066	0.03		0.04		100.75

234	XГ-9-19	46.69	53.02	0.919	0.052	0.019		0.042	0.029	100.77
235	XГ-9-19	46.42	53.53	0.668	0.053	0.011	0.018	0.043		100.74
236	XГ-9-19	46.66	52.96	1.27	0.082			0.037	0.007	101.02
237	XГ-9-19	46.62	53.89	0.433	0.073	0.005		0.06		101.08
238	XГ-18-19	46.29	52.72	1.64	0.063	0.009	0.002	0.023		100.75
239	XГ-18-19	46.07	50.76	2.06	0.044			0.004	0.002	98.94
240	XГ-18-19	46.5	53.09	1.04	0.068	0.015		0.017	0.024	100.75
241	XГ-18-19	46.71	52.75	0.957	0.067	0.001		0.025		100.51
242	XГ-18-19	46.3	52.1	1.69	0.068	0.014	0.017	0.007	0.013	100.21
243	XГ-18-19	46.4	52.72	1.15	0.072	0.052	0.037	0.005	0.001	100.44
244	XГ-18-19	46.39	52.62	1.43	0.078	0.017		0.015		100.55
245	XГ-18-19	46.85	53.52	0.663	0.059	0.005	0.013	0.048		101.16
246	XГ-18-19	46.81	53.41	0.696	0.064	0.013	0.01			101.00
247	XГ-18-19	46.86	53.05	1.26	0.058			0.079		101.31
248	XГ-18-19	46.82	53.61	1.06	0.074			0.014	0.007	101.59
249	XГ-18-19	46.55	52.47	0.556	0.113	0.18	0.001	0.054		99.92
250	XГ-18-19	45.95	52.03	2.12	0.125	0.267		0.012	0.007	100.51
251	XГ-18-19	46.54	53.2	0.719	0.051	0.027	0.007	0.003	0.036	100.58
252	XГ-18-19	46.33	51.79	2.29	0.038	0.002		0.021		100.47
253	XГ-18-19	45.82	52.11	1.81	0.06		0.002	0.058		99.86
254	XГ-18-19	46.19	53.3	1.72	0.083	0.043	0.004			101.34
255	XГ-18-19	46.51	53.28	1.39	0.07	0.004		0.013		101.27
256	XГ-18-19	46.5	53.41	0.9	0.07	0.029		0.003		100.91
257	XГ-18-19	46.3	53.07	1.44	0.06	0.008		0.033	0.017	100.93
258	XГ-18-19	46.35	53.07	1.27	0.077	0.05		0.006		100.82
259	XГ-18-19	46.66	53.3	1.12	0.073	0.012		0.02	0.005	101.19
260	XГ-18-19	46.85	53.49	1.06	0.057	0.002	0.02	0.036		101.52
261	XГ-18-19	46.72	53.34	0.952	0.056	0.018		0.008		101.09
262	XГ-18-19	46.77	53.5	0.913	0.063			0.02	0.001	101.27
263	XГ-18-19	46.37	53.22	1.41	0.059		0.005	0.013	0.053	101.13
264	XГ-24-19	46.28	53.64	0.583	0.065	0.037		0.04	0.004	100.65
265	XГ-24-19	46.42	54.2	0.662	0.05	0.02		0.019		101.37
266	XГ-24-19	47.16	54.37		0.043	0.006		0.06	0.021	101.66
267	XГ-24-19	46.76	54.2	0.362	0.082			0.024	0.07	101.50
268	XГ-24-19	46.53	54.22	0.591	0.076	0.04		0.041		101.50
269	XГ-24-19	46.13	52.66	1.6	0.067			0.027		100.48
270	XГ-24-19	46.4	53.77	0.68	0.064	0.01		0.006		100.93
271	XГ-24-19	46.23	53.47	1.35	0.045			0.036		101.13
272	XГ-24-19	46.24	53.89	1.25	0.063	0.004	0.003	0.029	0.019	101.50
273	XГ-24-19	46.59	53.27	1.5	0.066	0.003			0.007	101.44
274	XГ-24-19	46.53	54.75	0.995	0.047		0.029			102.35
275	XГ-24-19	46.6	55.11		0.067	0.025		0.03	0.053	101.89
276	XГ-24-19	46.98	55.55		0.039			0.046	0.015	102.63
277	XГ-24-19	46.04	54.5	0.954	0.046	0.006	0.004	0.012	0.046	101.61
278	XГ-24-19	46.49	53.37	1.45	0.049			0.024		101.38
279	XГ-24-19	45.99	53.24	2.4	0.071	0.019		0.008	0.028	101.76

280	XГ-24-19	46.38	54.44	1.31	0.076	0.027		0.03		102.26
281	XГ-24-19	46.56	54.78	0.8	0.056	0.028		0.018		102.24
282	XГ-24-19	46.17	54.63	1.44	0.051		0.01	0.014		102.32
283	XГ-24-19	46.39	53.79	1.68	0.06			0.002		101.92
284	XГ-24-19	46.06	53.97	1.81	0.043			0.004		101.89
285	XГ-24-19	46.04	53.45	2.3	0.051	0.01	0.017	0.033		101.90
286	XГ-24-19	46.53	54.58	1.42	0.064	0.014				102.61
287	XГ-24-19	46	54.48	1.75	0.066			0.007	0.008	102.31
288	XГ-29-19	46.96	52.94	1.15	0.039		0.009		0.035	101.13
289	XГ-29-19	46.15	52.81	0.588	0.052	0.014	0.058	0.03	0.082	99.78
290	XГ-29-19	46.61	53.25	0.424	0.047		0.025	0.046		100.40
291	XГ-29-19	47.17	53.62	1	0.051		0.008	0.011	0.02	101.88
292	XГ-29-19	46.8	53.58	1	0.062	0.011	0.016	0.029	0.029	101.53
293	XГ-29-19	46.86	52.77	0.947	0.043		0.008	0.037	0.007	100.67
294	XГ-29-19	46.82	51.87	1.85	0.04	0.009	0.017	0.005		100.61
295	XГ-29-19	46.06	52.32	0.679	0.058	0.01		0.041	0.031	99.20
296	XГ-29-19	46.53	48.88	1.88	0.061	0.029	0.026	0.026	0.046	97.48
297	XГ-29-19	45.78	51.78	1.43	0.132	0.225	0.006	0.018	0.041	99.41
298	XГ-29-19	46.31	51.76	1.35	0.028			0.006	0.081	99.54
299	XГ-29-19	46.81	53.43	0.498	0.043	0.02		0.001	0.078	100.88
300	XГ-29-19	46.93	53.14	0.983	0.045			0.018	0.015	101.13
301	XГ-29-19	46.74	53.43	0.784	0.032		0.027	0.02	0.024	101.06
302	XГ-29-19	46.34	53.39	1.07	0.079			0.017	0.074	100.97
303	XГ-29-19	46.59	52.68	0.954	0.067	0.026			0.125	100.44
304	XГ-29-19	46.15	52.04	0.618	0.621			0.014	0.044	99.49
305	XГ-29-19	46.47	52.01	1.57	0.051		0.011		0.081	100.19
306	XГ-29-19	46.04	51.44	1.73	0.041		0.03	0.027	0.008	99.32
307	XГ-29-19	45.98	53.03	1.09	0.035			0.024	0.042	100.20
308	XГ-30-19/2	46.4	52.18	0.64	0.047	0.029	0.03		0.04	99.37
309	XГ-30-19/2	46.27	52.46	0.584	0.052	0.124	0.011	0.022	0.051	99.57
310	XГ-30-19/2	46.2	52.53	0.695	0.016		0.029		0.016	99.49
311	XГ-30-19/2	46.38	52.29	0.648	0.045	0.016	0.023	0.017	0.042	99.46
312	XГ-30-19/2	46.03	52.43	1.05	0.033			0.023	0.08	99.65
313	XГ-30-19/2	46.21	51.92	0.531	0.052	0.045		0.023	0.081	98.86
314	XГ-30-19/2	46.58	52.69	0.809	0.062		0.036	0.011	0.059	100.25
315	XГ-30-19/2	46.74	53.15	0.514	0.034	0.026	0.007		0.008	100.48
316	XГ-30-19/2	46.64	52.1	0.504	0.043	0.049	0.014	0.018	0.036	99.40
317	XГ-30-19/2	46.75	53.29	0.318	0.04	0.014		0.01		100.42
318	XГ-30-19/2	46.16	53.6	0.32	0.045		0.002	0.035	0.03	100.19
319	XГ-30-19/2	45.86	53.64	0.609	0.079	0.332	0.001	0.004		100.53
320	XГ-30-19/2	45.92	52.91	0.648	0.043	0.115		0.038	0.029	99.70
321	XГ-30-19/2	46.03	52.99	0.663	0.032	0.189			0.006	99.91
322	XГ-30-19/2	45.89	53.15	0.348	0.043	0.085	0.007		0.139	99.66
323	XГ-30-19/2	46.52	53.57		0.075		0.016	0.005	0.049	100.24
324	XГ-30-19/1	46.86	53.67	0.401	0.064			0.017		101.01
325	XГ-30-19/1	47.04	53.77	0.719	0.027			0.035		101.59

326	XГ-30-19/1	47.18	53.89	0.607	0.073			0.028		101.78
327	XГ-30-19/1	46.68	53.86	0.365	0.066			0.024	0.019	101.01
328	XГ-30-19/1	46.43	53.93	0.412	0.028	0.142	0.017	0.032		100.99
329	XГ-30-19/1	46.79	52.47	0.699	0.061	0.103				100.12
330	Xnp2-4-14	46.57	51.87	0.696	0.037			0.037	0.02	99.23
331	Xnp2-4-14	46.46	51.8	0.7	0.062	0.005				99.03
332	Xnp2-4-14	46.37	51.19	0.974	0.078		0.007	0.016		98.64
333	Xnp2-4-14	46.65	51.56	0.337	0.019			0.014	0.031	98.61
334	Xnp2-4-14	46.3	49.98	0.949	0.042	0.005				97.28
335	Xnp2-4-14	46.47	51.56	0.928	0.04			0.028		99.03
336	Xnp2-4-14	46.66	51.32	0.646	0.079			0.066		98.77
337	Xnp2-4-14	46.84	51.61	0.737	0.053		0.016	0.014		99.27
338	Xnp2-4-14	46.34	51.51	0.742	0.05	0.043	0.002	0.021		98.71
339	XГ-30-19/2	46.58	52.69	0.809	0.062		0.036	0.011	0.059	100.25
340	XГ-30-19/2	46.74	53.15	0.514	0.034	0.026	0.007		0.008	100.48
341	XГ-30-19/2	46.64	52.1	0.504	0.043	0.049	0.014	0.018	0.036	99.40
342	XГ-30-19/2	46.75	53.29	0.318	0.04	0.014		0.01		100.42
343	XГ-30-19/2	46.16	53.6	0.32	0.045		0.002	0.035	0.03	100.19
344	XГ-30-19/2	45.86	53.64	0.609	0.079	0.332	0.001	0.004		100.53
345	XГ-30-19/2	45.92	52.91	0.648	0.043	0.115		0.038	0.029	99.70
346	XГ-30-19/2	46.03	52.99	0.663	0.032	0.189			0.006	99.91
347	XГ-30-19/2	45.89	53.15	0.348	0.043	0.085	0.007		0.139	99.66
348	XГ-30-19/2	46.52	53.57		0.075		0.016	0.005	0.049	100.24
349	X-4-17	46.19	52.47	1.400	0.06	0.013	0.02	0.014		100.17
350	X-4-17	46.21	53.02		0.083	0.024	0.005	0.034		99.38
351	X-4-17	46.48	53.07		0.069	0.024	0.018	0.024		99.69
352	X-4-17	46.41	53.01		0.061	0.018	0.004	0.023		99.53
353	X-4-17	45.98	52.33	1.090	0.063	0.05		0.032		99.55
354	X-4-17	45.77	51.87	1.080	0.044		0.005	0.036		98.81
355	X-4-17	45.94	52.65	0.864	0.05	0.02	0.014	0.021		99.56
356	X-4-17	45.25	51.38	2.530	0.053		0.009	0.033		99.26
357	X-4-17	45.53	51.82	1.780	0.057	0.008	0.007	0.037		99.24
358	X-4-17	45.36	51.64	1.900	0.063	0.016		0.036		99.02
359	X-4-17	45.27	50.38	2.830	0.048	0.019	0.006	0.008		98.56
360	X-4-17	46.01	51.24	1.18	0.069	0.083		0.004		98.59
361	X-4-17	46.13	50.38	2.05	0.046	0.015		0.026		98.65
362	X-4-17	46	50.55	1.5	0.059	0.04		0.014		98.16
363	X-4-17	46.8	49.85	2.01	0.042	0.004		0.019		98.73
364	X-4-17	45.76	52.42	1.89	0.048	0.011	0.013			100.14
365	X-4-17	45.84	51.41	1.6	0.048		0.021	0.021		98.94
366	X-4-17	46.02	51.61	2.06	0.035	0.02				99.75
367	X-4-17	45.68	50.59	3.19	0.048	0.023		0.01		99.54
368	X-4-17	46.4	51.14	1.18	0.036	0.013		0.019		98.79
369	X-4-17	46.03	52.43	1.21		0.028	0.01	0.008		99.72
370	X-7-17	46.99	53.37	0.981		0.002	0.006			101.35
371	X-7-17	46.69	53.73	1.11		0.006				101.54

372	X-7-17	46.09	53.88	1.22		0.043		0.007		101.24
373	X-7-17	46.44	51.99	1.23	0.024	0.009	0.012			99.71
374	X-7-17	45.44	52.31	1.24		0.002	0.007			99.00
375	X-7-17	45.46	52.51	1.38	0.019	0.011	0.017			99.40
376	X-7-17	45.58	51.72	1.82			0.002	0.002		99.12
377	X-7-17	45.98	49.99	1.96		0.007	0.012			97.95
378	X-5-14-1	46.59	53.08	0.989	0.038			0.003		100.70
379	X-5-14-1	46.2	52.72	0.534	0.084	0.075	0.002	0.001		99.62
380	X-5-14-1	46.24	52.86	0.967	0.051		0.02			100.14
381	X-5-14-1	46.07	53.25	0.531	0.045	0.024	0.009	0.004		99.93
382	X-5-14-1	46.03	53.08	0.769	0.064	0.055		0.012		100.01
383	X-5-14-1	46.14	53.23	1.29	0.056	0.022	0.005	0.021		100.76
384	X-5-14-1	46.16	54.09	0.826	0.056	0.022		0.013		101.17
385	X-5-14-1	45.91	51.1	0.45	0.076	0.028		0.007		97.57
386	X-5-14-1	46.39	53.7		0.047	0.021		0.026		100.18
387	X-5-14-1	45.57	53.03	0.569	0.067	0.019	0.018	0.009		99.28
388	X-5-14-1	45.4	53.13	0.808	0.052	0.011	0.004			99.41
389	X-5-14-1	46.19	55.09	0.831	0.041		0.006	0.016		102.17
390	X-5-14-1	46.28	55.31	0.518	0.085	0.036		0.003		102.23
391	X-5-14-1	45.54	54.97	0.768	0.056	0.013		0.008		101.36
392	X-5-14-1	45.71	55.18	0.622	0.055			0.023		101.59
393	X-5-14-1	44.99	54.9	0.635	0.174	0.152		0.013		100.86
394	X-5-14-1	45.41	54.21	0.658	0.063	0.051				100.39
395	X-5-14-1	45.25	53.6	0.682	0.042	0.039	0.008	0.014		99.64
396	X-5-14-1	45.22	53.03	0.75	0.056	0.016	0.006			99.08
397	X-5-14-1	45.49	53.32	0.771	0.07	0.016		0.005		99.67
398	X-5-14-1	45.36	53.28	0.591	0.066	0.028		0.013		99.34
399	X-5-14-1	45.57	53.91	0.862	0.07	0.057		0.004		100.47
400	X-5-14-1	45.69	54.18	0.675	0.065	0.019	0.005	0.031		100.67
401	X-5-14-1	45.2	53.51	0.737	0.05	0.018	0.01	0.002		99.53
402	X-5-14-1	45.44	53.71	1.13	0.084	0.098		0.015		100.48
403	X-5-14-1	50.61	54.53	0.938	0.036	0.008				106.12
404	X-5-14-1	45.69	53.84	0.684	0.09	0.035		0.024		100.36
405	X-5-14-1	45.16	53.34	1.52	0.056	0.008		0.033		100.12
Гидротермальный пирит-4										
1	XГ-1-19	46.8	53.75	0.971	0.063	0	0.008	0.032		101.62
2	XГ-1-19	46.83	53.87	0.794	0.052	0.009	0.002	0		101.56
3	XГ-1-19	47.56	52.86	1.01	0.057	0.008	0.025	0.02		101.54
4	XГ-1-19	47.49	53.55	1.04	0.068	0.002	0.011	0.008		102.17
5	XГ-1-19	46.95	52.95	0.913	0.069	0.007	0	0.029		100.92
6	XГ-1-19	47.36	53.9	1.14	0.065	0.009	0	0.032		102.51
7	XГ-1-19	46.83	54.41	1.09	0.066	0.02	0.009	0.017		102.44
8	XГ-1-19	46.5	53.76	0.635	0.053	0.035	0.017	0.024		101.02
9	XГ-1-19	46.61	53.42	0.845	0.061	0.025	0.012	0.02		100.99
10	XГ-1-19	46.3	54.11	0.75	0.045	0.009	0.046	0.036		101.30
11	XГ-1-19	46.61	53.17	0.35	0.054	0.022	0.043	0.021		100.27
12	XГ-1-19	46.79	53.29	0.502	0.069	0.031	0.022	0.013		100.72

13	XГ-1-19	47.02	53.87	1.02	0.077	0.013	0.041	0.049		102.09
14	XГ-1-19	46.73	54.23	0.821	0.051	0.025	0.025	0.043		101.93
15	X-45-14	46.53	52.63	0.448	0.052	0.017	0.008	0.021		99.71
16	X-45-14	46.43	52.23	0.543	0.043	0.008		0.034		99.29
17	X-45-14	46.43	52.23	0.666	0.026	0.006		0.015		99.37
18	X-45-14	46.71	50.69	0.67	0.037					98.11
19	X-45-14	45.86	49.25	1.25	0.025	0.01	0.006	0.008		96.41
20	X-45-14	43.88	46.87	1.74	0.055	0.054	0.008	0.048		92.66
21	X-45-14	45.33	49.02	2.5	0.038	0.011	0.017	0.049		96.97
22	X-45-14	46.03	50.49	1.04	0.044	0.035	0.002	0.023		97.66

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Результаты микрозондового анализа арсенипирита

№ пп	Проба	Генерация	Fe	S	As	Co	Ni	Cu	Sb	Сумма
Метасоматический арсенипирит-1										
1	X-32-14	Ару1	33.44	20.44	42.13	0.041	0.066	0.014	0.077	96.21
2	X-32-14	Ару1	33.6	20.57	42.08	0.04	0.019	0.023	0.082	96.41
3	X-32-14	Ару1	33.46	20.55	41.93	0.046	0.019	0.011	0.021	96.04
4	X-32-14	Ару1	33.36	20.21	42.56	0.036	0.005	0.026	0.03	96.23
5	X-32-14	Ару1	33.27	20.62	44.4	0.046	0.007	0.003	0.041	98.39
6	X-32-14	Ару1	32.12	20.88	44.83	0.04	0.034	0.01	0.048	97.96
7	X-32-14	Ару1	32.62	19.5	43.16	0.045	0.019	0.008	0.037	95.39
8	X-32-14	Ару1	32.77	20.59	44.13	0.029	0.026		0.051	97.60
9	X-32-14	Ару1	32.95	20.78	41.61	0.045	0.099		0.097	95.58
10	X-51-14	Ару1	33.16	20.77	46.17	0.109	0.046			100.26
11	X-51-14	Ару1	33.46	20.54	45.56	0.086			0.015	99.66
12	X-51-14	Ару1	33.72	20.51	45.05	0.079		0.004	0.025	99.39
13	X-51-14	Ару1	33.82	20.34	45.45	0.08			0.006	99.70
14	X-51-14	Ару1	33.85	21.46	44.61	0.074	0.006	0.018	0.009	100.03
15	X-52-14	Ару1	34.36	21.77	44.21	0.028	0.02	0.016	0.048	100.45
16	X-52-14	Ару1	34.54	22.19	43.92	0.043	0.043	0.006	0.046	100.79
17	X-52-14	Ару1	35.24	23.7	41.93	0.039	0.053	0.016	0.132	101.11
18	X-52-14	Ару1	34.8	22.11	44.16	0.023	0.017	0.008	0.094	101.21
19	X-52-14	Ару1	34.52	22.08	43.4	0.034	0.011		0.123	100.17
20	X-4-17	Ару1	33.16	20.01	44.51	0.15	0.268	0.007	0.073	98.18
21	X-4-17	Ару1	33.96	19.93	44.36	0.026	0.038	0.014	0.034	98.36
22	X-4-17	Ару1	33.6	20.83	43.35	0.059	0.687		0.085	98.61
23	X-4-17	Ару1	33.57	20.07	43.57	0.088	0.21	0.024	0.061	97.59
24	X-4-17	Ару1	33.53	20.35	43.22	0.089	0.141	0.059	0.088	97.48
25	XГ-9-19	Ару1	34.29	21.84	43.36	0.068	0.01	0.003	0.053	99.62
26	XГ-9-19	Ару1	34.24	20.93	43.66	0.038	0.02		0.043	98.93
27	XГ-9-19	Ару1	33.53	20.64	45.06	0.055	0.02	0.004	0.026	99.34
28	XГ-9-19	Ару1	34.17	21.9	43.05	0.059		0.003	0.041	99.22
29	XГ-9-19	Ару1	33.86	21.17	43.94	0.061		0.005	0.032	99.07
30	XГ-30-19/1	Ару1	33.96	21.09	43.48	0.037	0.095		0.019	98.68
31	XГ-30-19/1	Ару1	34.51	22.25	42.02	0.082	0.045		0.108	99.02
32	XГ-30-19/1	Ару1	33.96	20.78	43.91	0.053	0.081		0.095	98.88
33	XГ-30-19/1	Ару1	34.07	20.55	44.16	0.056	0.123		0.149	99.11
34	XГ-30-19/1	Ару1	34	21.99	42.49	0.045	0.074		0.05	98.65
35	X-7-17	Ару1	34.41	21.84	42.63	0.059	0.009		0.031	98.98
36	X-7-17	Ару1	34.48	21.98	42.61	0.084	0.022		0.041	99.22
37	X-7-17	Ару1	34.4	22.09	42.73	0.058	0.011		0.041	99.33
38	X-7-17	Ару1	34.17	21.15	43.78	0.033	0.013		0.037	99.18
39	X-7-17	Ару1	34.27	22.21	42.66	0.05			0.037	99.23
40	X-7-17	Ару1	34.07	21.93	43.2	0.103	0.223		0.065	99.59
41	X-7-17	Ару1	34.5	22.01	43.11	0.056	0.009	0.002	0.013	99.70
42	X-7-17	Ару1	34.08	21.78	43.49	0.063	0.016		0.034	99.46

43	X-7-17	Ару1	35.7	26.25	38.5	0.069	0.014		0.068	100.60
44	X-7-17	Ару1	33.77	20.96	43.77	0.046	0.004		0.064	98.61
45	X-7-17	Ару1	34.25	21.72	43.92	0.039		0.003	0.079	100.01
46	X-7-17	Ару1	34.48	22.2	42.76	0.044			0.163	99.65
47	X-7-17	Ару1	36.96	35.8	34.99	0.061	0.034		0.048	107.89
48	X-7-17	Ару1	34.54	22.16	43.12	0.04	0.003		0.043	99.91
49	X-7-17	Ару1	34.64	22.72	42.11	0.06	0.028		0.088	99.65
Гидротермальный арсеницит-2										
1	XГ-11-19	Ару2	31.77	20.6	48.15	0.04	0.019	0.002	0.072	100.65
2	XГ-11-19	Ару2	35.66	22.62	42.34	0.034	0.02		0.028	100.70
3	XГ-11-19	Ару2	35.34	22.43	41.76	0.067	0.147		0.029	99.77
4	XГ-11-19	Ару2	34	20.77	43.06	0.037			0.027	97.89
5	XГ-11-19	Ару2	34.01	20.97	43.68	0.029	0.162		0.009	98.86
6	XГ-11-19	Ару2	33.93	20.3	46.75	0.037	0.005		0.03	101.05
7	XГ-11-19	Ару2	34.1	20.49	46.59	0.03			0.045	101.26
8	XГ-11-19	Ару2	33.93	20.47	46.46	0.032			0.048	100.94
9	XГ-11-19	Ару2	34.01	20.76	46.07	0.015	0.009		0.063	100.93
10	XГ-11-19	Ару2	33.27	20.19	46.71	0.031			0.012	100.21
11	XГ-11-19	Ару2	33.89	21.38	46.23	0.042			0.061	101.60
12	XГ-11-19	Ару2	33.56	21.13	47.44	0.026			0.03	102.19
13	XГ-11-19	Ару2	33.65	21.34	47.84	0.022			0.028	102.88
14	XГ-11-19	Ару2	32.98	20.35	48.84	0.034			0.035	102.24
15	XГ-11-19	Ару2	32.98	19.79	49.62	0.032			0.044	102.47
16	XГ-11-19	Ару2	33.38	20.74	47.85	0.023			0.157	102.15
17	XГ-11-19	Ару2	32.87	19.85	48.97	0.017			0.026	101.73
18	XГ-11-19	Ару2	32.94	20.14	49.34	0.036			0.023	102.48
19	XГ-11-19	Ару2	33.16	20.38	48.4	0.037			0.109	102.09
20	XГ-11-19	Ару2	33.1	20.5	47.97	0.033			0.102	101.71
21	XГ-11-19	Ару2	33.16	20.96	47.27	0.023			0.095	101.51
22	XГ-11-19	Ару2	32.49	19.49	49.24	0.027	0.001		0.015	101.26
23	XГ-11-19	Ару2	33.09	19.77	47.64	0.028			0.058	100.59
24	XГ-11-19	Ару2	33.15	20.57	48.22	0.017			0.219	102.18
25	XГ-11-19	Ару2	32.76	20.23	48.58	0.033			0.101	101.70
26	XГ-11-19	Ару2	32.48	19.96	48.77	0.017			0.057	101.28
27	XГ-11-19	Ару2	32.12	19.03	49.36	0.03	0.012		0.017	100.57
28	XГ-11-19	Ару2	32.37	19.83	47.98	0.034			0.072	100.29
29	XГ-11-19	Ару2	32	20.26	47.4	0.02	0.015		0.112	99.81
30	XГ-11-19	Ару2	32.22	19.79	46.85	0.019			0.04	98.92
31	XГ-11-19	Ару2	32.77	21.07	47.6	0.021			0.031	101.49
32	XГ-11-19	Ару2	32.27	20.54	48.56	0.025			0.067	101.46
33	XГ-11-19	Ару2	32.3	20.01	49.21	0.025			0.05	101.60
34	XГ-11-19	Ару2	32.7	21.5	47.1	0.016			0.127	101.44
35	XГ-11-19	Ару2	32.16	20.29	48.88	0.027		0.001	0.104	101.46
36	XГ-11-19	Ару2	31.59	19.61	48.94	0.038			0.017	100.20
37	XГ-11-19	Ару2	32.61	20.96	47.36	0.039			0.081	101.05
38	XГ-11-19	Ару2	32.37	20.3	48.32	0.022			0.085	101.10

39	XГ-11-19	Apy2	32.56	20.11	48.79	0.026			0.064	101.55
40	XГ-11-19	Apy2	32	19.83	49.97	0.034			0.038	101.87
41	XГ-11-19	Apy2	32.23	20.23	48.98	0.039			0.072	101.55
42	XГ-11-19	Apy2	32.96	20.99	47.2	0.032			0.029	101.21
43	XГ-11-19	Apy2	33.18	20.89	47.13	0.029	0.002		0.063	101.29
44	X-21-14	Apy2	35.12	20.82	44.95	0.043	0.023		0.09	101.05
45	X-21-14	Apy2	34.56	21.85	42.63	0.042	0.037	0.007	0.097	99.22
46	X-21-14	Apy2	34.88	21.33	43.72	0.052	0.004	0.019	0.15	100.16
47	X-21-14	Apy2	35.57	23.05	41.77	0.048	0.008		0.065	100.51
48	X-21-14	Apy2	33.24	19.18	47.53	0.045	0.002		0.038	100.04
49	X-21-14	Apy2	34.53	20.74	44.24	0.061	0.007		0.069	99.65
50	X-21-14	Apy2	35.35	21.95	43.18	0.035			0.157	100.67
51	X-21-14	Apy2	34.52	21.99	42.78	0.038	0.008		0.082	99.42
52	X-21-14	Apy2	34.63	21.4	43.56	0.047	0.001	0.011	0.145	99.79
53	X-21-14	Apy2	34.72	22.22	42.77	0.065	0.02		0.081	99.88
54	X-21-14	Apy2	34.69	20.8	45.8	0.038		0.008	0.087	101.42
55	X-21-14	Apy2	34.91	21.94	41.59	0.05	0.023	0.014	0.097	98.62
56	X-21-14	Apy2	34.8	21.47	43.58	0.045	0.007	0.003	0.073	99.98
57	X-21-14	Apy2	34.32	21.18	43.95	0.029	0.002	0.01	0.067	99.56
58	X-21-14	Apy2	34.55	22.03	43.12	0.039			0.04	99.78
59	X-21-14	Apy2	34.61	22.01	43.14	0.05	0.003		0.04	99.85
60	X-21-14	Apy2	34.38	21.88	43.32	0.032	0.003	0.011	0.101	99.73
61	X-21-14	Apy2	33.93	20.88	45.53	0.039		0.003	0.038	100.42
62	X-21-14	Apy2	34.18	21.51	43.73	0.046	0.012		0.078	99.56
63	X-21-14	Apy2	33.98	21.84	43.19	0.047	0.035	0.006	0.134	99.23
64	X-21-14	Apy2	34.77	23.09	42.08	0.057	0.027	0.01	0.053	100.09
65	X-21-14	Apy2	34.21	22.08	43.16	0.055	0.002	0.023	0.103	99.63
66	X-21-14	Apy2	35.2	23.07	41.11	0.045			0.08	99.51
67	X-21-14	Apy2	34.2	22.54	42.6	0.051		0.015	0.031	99.44