

ЮЖНО-УРАЛЬСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ УРО РАН

На правах рукописи

ЯТИМОВ УМЕД АБДУРОЗИКОВИЧ

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОСОБЕННОСТИ РУД И ГЕНЕЗИС
МАГНЕТИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ
(ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР, ТАДЖИКИСТАН)**

Специальность 1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия (геолого-минералогические науки)

Диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
член-корр. РАН,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Масленников В.В.

Миасс – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ	11
1.1 Геологическое строение Карамазара.....	11
1.2. Геологическое строение Кансайского рудного поля	17
1.3. Геологическое строение месторождения Акташ.....	20
1.3.1. Осадочные породы.....	21
1.3.2. Интрузивные породы.....	24
1.3.3. Тектонические нарушения.....	32
1.3.4. Скарновые образования.....	33
1.3.5. Минеральные типы руд.....	36
Выводы.....	41
ГЛАВА 2. МИНЕРАЛОГИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ	43
2.1. Самородные элементы.....	44
2.2. Сульфиды.....	48
2.3. Сульфаты.....	58
2.4. Сульфовисмутиды и сульфосоли висмута.....	61
2.5. Теллуриды.....	66
2.6. Оксиды.....	68
2.7. Карбонаты.....	86
2.8. Фосфаты и арсенаты.....	90
2.9. Бораты и вольфраматы.....	92
2.10. Силикаты.....	96
2.11. Последовательность минералообразования.....	107
Выводы.....	109
ГЛАВА 3. ТИПОХИМИЗМ РАЗНОВИДНОСТЕЙ МАГНЕТИТА	111
3.1. Элементы-примеси в разновидностях магнетита.....	112
3.1.1.Редкоземельные элементы (РЗЭ) в разновидностях магнетита.....	119
3.2. Вероятные минералого-геохимические ассоциации.....	123
3.3. Формы нахождения элементов-примесей в магнетите	125
3.4. Классификационные диаграммы по магнетиту	127
Выводы.....	129
ГЛАВА 4. ТИПОХИМИЗМ СУЛЬФИДОВ	131

4.1. Галенит.....	132
4.2. Сфалерит.....	140
4.3. Пирит.....	147
4.3.1. Микротопохимия кристалла пирита.....	152
4.4. Пирротин.....	159
4.5. Халькопирит.....	161
Выводы.....	168
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ (МОДЕЛЬ)	
ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	169
5.1. Изотопный состав серы в сульфидах.....	169
5.2. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах.....	175
5.3. Изотопный состав кислорода в магнетите.....	179
5.4. Термобарогеохимические исследования флюидных включений.....	183
5.5. Условия образования хлорита.....	186
5.6. Двухэтапная модель формирования месторождения.....	187
Выводы.....	195
ГЛАВА 6. РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ	
РЕЗУЛЬТАТОВ.....	197
6.1. Промышленное значение содержаний элементов-примесей в сульфидах.....	198
Выводы.....	200
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	201
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	204

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Во всем мире скарновые месторождения известны как промышленно важный источник черных, цветных и редких металлов. В изучении минералогии, геохимии и генезиса рудных образований, ассоциирующих со скарнами, имеется много нерешенных вопросов и проблем. Неоднозначными остаются схемы определения последовательности минералообразования, временных взаимоотношений рудной минерализации и скарнов и определение их места в скарноворудном процессе. Применительно к накоплению железа доминируют как магматические [Павлов, 1983; Долгушин, Павлов, 1988; Nystrom, Heriquez, 1994, Troll et al., 2019], так и гидротермально-метасоматические модели [Жариков, 1959; Каххаров, 1977; Баклаев, 1973; Овчинников, 1998; Шабынин и др., 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1993]. Этим моделям противостоят гидротермально-осадочные [Формозова, 1963; Саркисян, 1984; Рудницкий, Кузнецов, 2014; Петров, 2019] или в общем смысле вулканогенно-осадочные модели, среди которых новое содержание получила гальмиролитическая модель железнакопления [Hummel, 1922; Hentschel, 1960; Rosler, 1964; Flick et al., 1990; Масленников, 2004; Maslennikov et al., 2012; Ayupova et al., 2021]. В связи с активным развитием последней модели становится важным определить роль гальмиролиза, диагенеза и скарнообразования применительно к железорудным скарновым месторождениям с различными разновидностями оксидов железа и халькогенидов.

Месторождение Акташ локализуется в южной части Валерьяново-Бельтау-Кураминской вулканоплутонической дуги, содержащей многочисленные полигенные железорудные месторождения (рис. 1). К настоящему времени сложилось противостояние гидротермально-осадочной [Формозова, 1963; Саркисян, 1984; Рудницкий, Кузнецов, 2014; Петров, 2019] и гидротермально-метасоматической [Жариков, 1959; Баклаев, 1973; Каххаров, 1977; Шабынин и др., 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1993; Овчинников, 1998] моделей формирования полигенных железорудных месторождений Валерьяново-Бельтау-Кураминской дуги. В связи с этим актуальной является проблема оценки влияния вулканогенно-осадочных и скарновых процессов на формирование руд комплексных железорудных месторождений с целью установления эволюции железорудного оруденения.

В последние десятилетия в мировой науке особое внимание уделяется комплексным железорудным месторождениям, содержащим попутные цветные редкие и благородные металлы [Williams et al., 2005; Соловьев, 2011; Barton, 2014; Skirrow et al., 2022]. Особенно остро стоит задача определения минеральных и химических форм нахождения попутных редких и благородных металлов. Полноценное решение этой задачи на новом уровне стало

возможным в связи с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС).

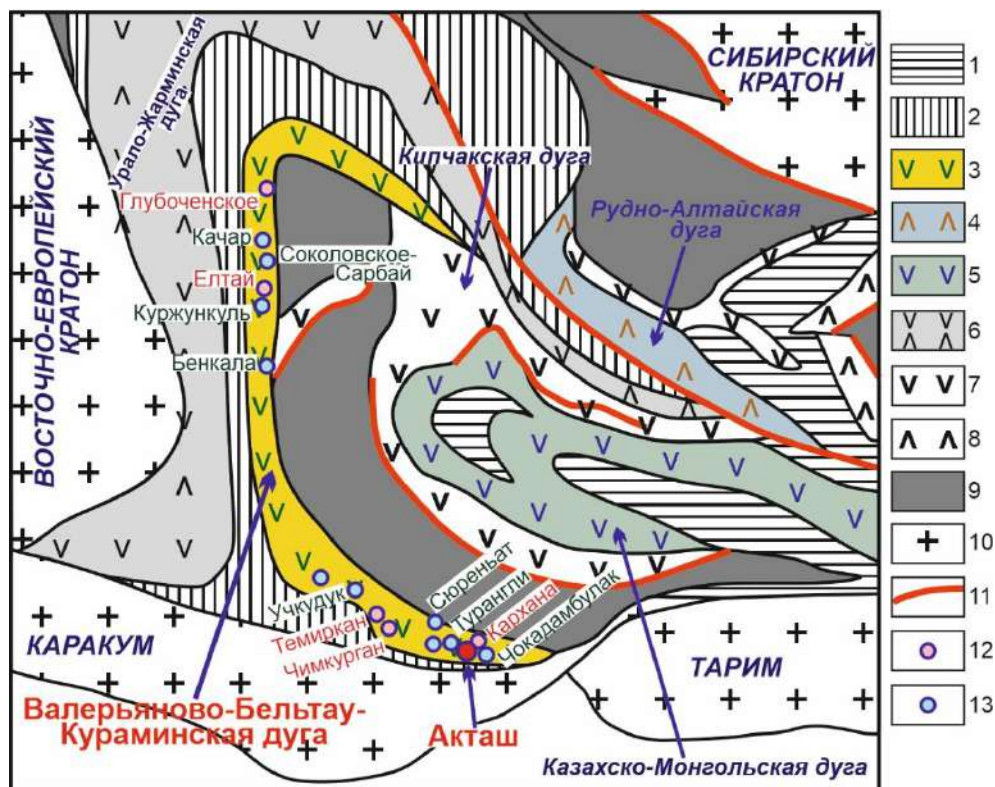


Рисунок 1 – Геотектоническая схема Средней Азии и прилегающих территорий, с дополнениями по [Seltmann et al., 2005]: 1 – недифференцированные протерозойские и мезозойские аккреционные комплексы; 2 – аккреционные комплексы в шовных задуговых и внутридуговых бассейнах; 3 – средне- и позднепалеозойская Валерьяново-Бельтау-Кураминская дуга; 4 – средне-позднепалеозойская Рудно-Алтайская дуга; 5 – средне-позднепалеозойская Казахско-Монгольская дуга; 6 – средне-позднепалеозойская Урало-Жарминская дуга; 7 – поздненеопротерозойская и нижнепалеозойская Кипчакская дуга; 8 – поздненеопротерозойская и нижнепалеозойская Тувино-Монгольская дуга; 9 – протерозойские доуралиды и добайкалиды; 10 – докембрийские кратоны и микроконтиненты; 11 – зона сутуры; 12 – вулканогенно-осадочные железорудные месторождения; 13 – скарновые железорудные месторождения.

В связи с отмеченной актуальностью интересным объектом для исследований стало комплексное железорудно-полиметаллическое месторождение Акташ, расположенное в Кансайском рудном поле (Западный Карамазар, Северный Таджикистан). Месторождение Акташ отличается от других объектов района совмещением магнетитовых и сульфидных руд в пределах рудных тел и развитием Au-Ag-Bi-Te минерализации.

Верхние горизонты, содержащие свинцово-цинковые руды, на месторождении Акташ разведаны и частично отработаны подземным способом (штольни и шахты) с 1950 по 1979 годы до глубины 200 м [Белоусов, Полотов, 1981ф]. Однако на больших глубинах сохранились крупные залежи недоразведанных сульфидно-магнетитовых руд, требующие дальнейшего изучения. Минеральный состав руд месторождения Акташ изучался в 1970-е гг. преимущественно оптическими методами без инструментального подтверждения состава минералов [Протодяконова, 1972]. Применение современных количественных методов микроанализа, дало новую возможность не только количественно подтвердить состав минералов, определенных ранее оптическими методами, но и расширить список минералов. Предполагается, что принципиально новые данные о типохимизме оксидов железа и сульфидов, впервые полученные методом ЛА-ИСП-МС, могут быть актуальными для совершенствования технологий обогащения руд.

Целью работы является создание минералого-геохимической модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

- изучить текстурно-структурные особенности, минеральный состав и последовательность формирования рудной минерализации;
- установить разновидности магнетита, образованные на разных стадиях минералообразования и сравнить типохимизм доскарновых и скарновых разновидностей магнетита;
- определить количественные содержания элементов-примесей и формы нахождения элементов-примесей в сульфидах различных минеральных типов руд;
- на основе данных стабильных изотопов и термобарогеохимических исследований флюидных включений установить источники флюидов и условия рудообразования.

Объект исследования: минеральные типы руд магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан).

Фактическая основа. Работа основана на материалах полевых работ, проведенных автором в период 2015–2023 гг. во время работы геологом в Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции (г. Гулистон, Таджикистан), учебы в очной аспирантуре Южно-Уральского государственного университета (ЮУрГУ, г. Челябинск), а также во время работы младшим научным сотрудником в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). В процессе работы было отобрано и изучено более 200 образцов руд и пород. Фактический материал включает 235 полированных, 50 прозрачных и 25 двусторонне-полированных шлифов, изученных оптически. В работе использованы фондовые материалы Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции.

Методы исследований. Отобранные образцы изучались оптическими, рентгеноструктурными, химическими и микрозондовыми методами на лабораторной базе Южно-Уральского Федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Оптическое изучение минералов проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой Olympus DP12. Состав минералов исследован с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-202М, оснащенного энергодисперсионной приставкой, и микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act, аналитики В.А. Котляров, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин (более 500 анализов). Рентгенофазовые анализы минералов и руд получены методом дифрактометрии на приборе Shimadzu-6000, излучение Cu-K α , аналитик П.В. Хворов (19 проб). Картины дифракции отраженных электронов для уточнения структуры редких минералов получены с использованием сканирующего электронного микроскопа HITACHI S-3400N с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) Oxford HKLNordlys Nano (Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), аналитик В.В. Шиловских (35 картин EBSD). Спектры комбинационного рассеяния света (КР) получены для диагностики редких минералов на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320, оборудованным стандартным HeNe лазером, аналитик С.М. Лебедева (24 спектра КР). Атомно-абсорбционные анализы руд проведены на спектрофотометре Perkin-Elmer 3100, аналитик К.А. Филиппова (20 анализов). Силикатный анализ пород проводился по стандартной методике, аналитики М.С. Свиренко, М.Н. Маляренко (26 анализов). Содержание элементов-примесей в рудах определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), аналитик К.А. Филиппова (18 анализов), в рудных минералах методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерным пробоотборником New Wave Research UP-213, аналитик Д.А. Артемьев (более 400 точек анализов). Расчёт проводился в программе Iolite. Изотопные составы С, О и S для определения источника рудообразующего флюида определялись на масс-спектрометре Delta^{plus} Advantage фирмы Thermo Finnigan, аналитик С.А. Садыков (110 анализов). Термобарогеохимические исследования кальцита с целью установления условий руд проводились в термокамере Linkam TMS-600 (ЮУрГУ), аналитик Н.Н. Анкушева (152 определения температур гомогенизации флюидных включений).

Личный вклад автора заключается в непосредственном участии во всех этапах исследований: сборе первичных материалов, подготовке проб для анализов, выполнении минералого-петрографических исследований, сопровождении всех химико-аналитических работ, проведении статистической обработки результатов, интерпретации и обобщении полученных данных.

Защищаемые положения:

1. По текстурно-структурным признакам и последовательности минералообразования в рудах месторождения Акташ выявлено два этапа формирования: 1) доскарновый, включающий железонакопление в придонных условиях и дальнейшее преобразование в условиях диагенеза и 2) скарновый с метасоматическим формированием поздних разновидностей магнетита, силикатов и сульфидов.

2. Доскарновые разновидности магнетита, за исключением обломковидного с включениями силикатов, характеризуются низкими содержаниями большинства элементов-примесей и легким изотопным составом кислорода. Скарновый незональный магнетит отличается высокими содержаниями Mg, Al, Mn, Ti, V, Zn и Cr, а также относительно тяжелым изотопным составом кислорода.

3. Минеральные типы руд месторождения Акташ отличаются ассоциациями редких минералов и, соответственно, содержанием элементов-примесей в сульфидах: 1) для сульфидно-магнетитовых руд характерны висмутовая минерализация и изоморфные примеси Bi, Ag, Se, Te и Cd; 2) в халькопирит-пирротитовых рудах доминирует теллуру-висмутовая минерализация; 3) в галенит-сфалеритовых рудах Bi, Ag, Se, Te и Cd концентрируются лишь в изоморфной форме.

4. Основным источником серы для сульфидов месторождения Акташ послужили сульфатно-карбонатные эвапориты, а карбонаты, ассоциирующие со скарнами, несут изотопные признаки как магматогенно-гидротермального, так и осадочного происхождения.

Научная новизна:

- 1) Обнаружены новые для месторождения минеральные виды (некоторые из них – впервые для Карамазара) такие как самородный Bi, эмплектит CuBiS_2 , виттихенит Cu_3BiS_3 , айкинит PbCuBiS_3 , фридрихит $\text{Pb}_5\text{Cu}_5\text{Bi}_7\text{S}_{18}$, зальцбургит $\text{Pb}_{1.6}\text{Cu}_{1.6}\text{Bi}_{6.4}\text{S}_{12}$, бисмит Bi_2O_3 , заварицкит BiOF , цумоит BiTe , пильзенит Bi_4Te_3 , штютцит Ag_5Te_3 , аргентит Ag_2S , ютенбогаардтит Ag_3AuS_2 , глаукодот $(\text{Co,Fe})\text{AsS}$, пирофанит MnTiO_3 , перовскит CaTiO_3 , кальцитит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$, цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$, флюоборит $\text{Mg}_3(\text{BO}_3)(\text{F,OH})_3$, торит $\text{Th}(\text{SiO}_4)$, бадделеит ZrO_2 и джонбаумит $\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})$;
- 2) Впервые на месторождении выявлены доскарновые и скарновые разновидности магнетита, каждая из которых характеризуется своими содержаниями элементов-примесей и изотопного состава кислорода, отражающими условия минералообразования;
- 3) Доказано, что одноименные сульфиды каждого минерального типа руд характеризуются своими содержаниями элементов примесей;

- 4) Изотопный состав О и С карбонатов и изотопный состав S сульфидов свидетельствует об участии магматогенно-гидротермальных флюидов и осадочных сульфатно-карбонатных пород в рудообразовании.

Практическая значимость. Результаты изучения минерального состава руд и элементов-примесей рудных минералов могут иметь практическое значение для совершенствования схем комплексной переработки руд месторождения Акташ и других аналогических месторождений Западного Карамазара. Дана оценка перспективности извлечения попутных компонентов, содержащихся в недоразведанной сульфидно-магнетитовой залежи, погружающей на глубину более 500 м. Рекомендуются кроме обогащения магнетита и собственных минералов Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Bi, извлекать попутные элементы, изоморфно входящие в галенит (Bi, Ag, Te, Se) и сфалерит (Cd). Низкие содержания токсичных элементов в пирите можно рассматривать как положительный фактор при оценке экологических рисков отработки сульфидно-магнетитовой залежи, переработки руд и формирования пиритового хвостохранилища.

Апробация работы. Работа выполнена в лаборатории минералогии рудогенеза и лаборатории междисциплинарных исследований природных и синтетических материалов Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на Республиканской научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников Таджикского национального университета (ТНУ), посвященной «20-ой годовщине Дня национального единства» и «Году молодёжи» (Душанбе, 2017), на заседаниях научных молодежных школ «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, 2018, 2019, 2020, 2022, 2024), «Уральская минералогическая школа» (Екатеринбург, 2019, 2020, 2023), «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2023, 2024), на XXII симпозиуме по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова (Москва, 2019), на Всероссийской конференции, проводимой в рамках мероприятий, посвященных 300-летию РАН «Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований» (Москва, 2023) и на Всероссийской научной конференции «Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах» (Уфа, 2024).

Публикации. По результатам исследований опубликовано 24 работы, в том числе 10 статей в журналах, входящих в перечень рецензируемых научных изданий ВАК РФ, рекомендованных для защиты диссертации, 5 из которых индексируются также в международных реферативных базах данных научного цитирования Web of Science и Scopus.

Благодарности. Автор глубоко признателен своему научному руководителю член-корр. РАН, профессору, д.г.-м.н. В.В. Масленникову за создание благоприятной атмосферы для

научных исследований, помощь в выполнении работы и обсуждение ее результатов. Особая благодарность – директору ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН д.г.-м.н. В.Н. Удачину за всестороннюю поддержку, к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой, д.г.-м.н. Е.В. Белогуб, м.н.с. А.С. Целуйко и к.г.-м.н. Е.Е. Паленовой за плодотворное обсуждение работы и помощь в интерпретации данных, аналитикам к.г.-м.н. В.А. Котлярову, к.г.-м.н. Д.А. Артемьеву, к.г.-м.н. Н.Н. Анкушевой, к.г.-м.н. С.А. Садыкову, к.г.-м.н. И.А. Блинову, М.А. Рассомахину, к.г.-м.н. К.А. Филипповой, к.г.-м.н. В.В. Шиловских (СПбГУ), к.г.-м.н. П.В. Хворову, к.г.-м.н. С.М. Лебедевой, М.С. Свиренко, М.Н. Маляренко и Т.М. Рябухиной (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН); сотрудникам Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии академии наук республики Таджикистан, член-корр., д.г.-м.н. А.Р. Файзиеву и к.г.-м.н. Н.С. Сафаралиеву за помощь и бесценные консультации. Автор благодарен геологам Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции И. Нурибоеву, Дж. Хафизову, Т. Шарифбоеву, С. Гуломайдарову и А. Худоёрову, а также директору Архитектурно-строительного института ЮУрГУ д.т.н. Д.В. Ульриху за содействие при проведении полевых работ.

Исследования были поддержаны РНФ (проект № 22-17-00215, «Создание минералогическо-геохимической теории гальмиролиза как фактора субмаринного железнакопления в осадочно-вулканогенных палеобассейнах») и выполнялись в рамках государственных бюджетных тем Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ АААА-А19-119061790049-3, № 122031600292-6).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ

1.1. Геологическое строение Карамазара

Кураминская металлогеническая зона Срединного Тянь-Шаня, получившая название Карамазар, является одной из крупнейших мультиметалльных (Cu, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Mo, W) рудоносных районов с крупными скарновыми месторождениями [Левин, 1965; Бискэ, 2013].

Одной из главных структур Срединного Тянь-Шаня – позднепалеозойского коллизионного сооружения, повергшегося мощному альпийскому орогенезу, является Чаткало-Кураминский террейн, который располагается на территориях Узбекистана, Кыргызстана и Таджикистана [Biske, Seltnann, 2010; Бискэ и др., 2013; Burtman, 2015] (рис. 1.1.1a). Наиболее изученной частью Чаткало-Кураминского террейна являются территории Узбекистана и Кыргызстана, геологическое строение которых рассмотрено в многочисленных публикациях [Biske, Seltnann, 2010; Burtman, 2015; Konopelko et al., 2011; Seltnann et al., 2011; Kröner et al., 2014, Alexeiev et al., 2016]. Значительная часть Чаткало-Кураминского террейна находится в пределах территории Таджикистана, которая до сих пор остается малоизученной [Konopelko et al., 2015, 2017].

В настоящее время формирование Чаткало-Кураминского террейна объясняется сближением Чаткальских и Кураминских блоков палеозоя в связи с закрытием Туркестанского палеоокеана и образованием «аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня» в конце герцинского времени, приведших к столкновению Казахстано-Киргизского континента с Таримом и Каракумо-Таджикским континентом [Zonenshain et al., 1990; Biske and Seltnann, 2010; Burtman, 2015]. Учитывая особенности состава вулканических и интрузивных пород, Чаткало-Кураминский террейн относят к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана, которая была обращена к Туркестанскому океаническому бассейну [Yakubchuk et al., 2002]. Образование активной континентальной окраины началось в позднем ордовике, затем весьма активно шло в силуре и в раннем девоне. Субдукционные массовые проявления вулканитов и внедрение рудоносных гранитоидов Кураминского хребта относятся к интервалу 315–305 млн лет назад (C₂–P) [Бискэ и др. 2013; Seltnann et al., 2011; Konopelko et al., 2017]. Коллизионный магматизм представлен вулканоплутоническим комплексом непрерывно-дифференцированных известково-щелочных и известковых серий [Бискэ и др. 2013]. Коллизия континентов сопровождалась деформациями, в результате которых был создан покровно-складчатый пояс, простирающийся вдоль сутуры Туркестанского палеоокеана.

В металлогеническом аспекте в пределах Чаткало-Кураминского террейна выделяются Чаткальская и Кураминская зоны, соответствующие, северо-восточному и западному сегментам

позднепалеозойской активной континентальной окраины, соответственно.

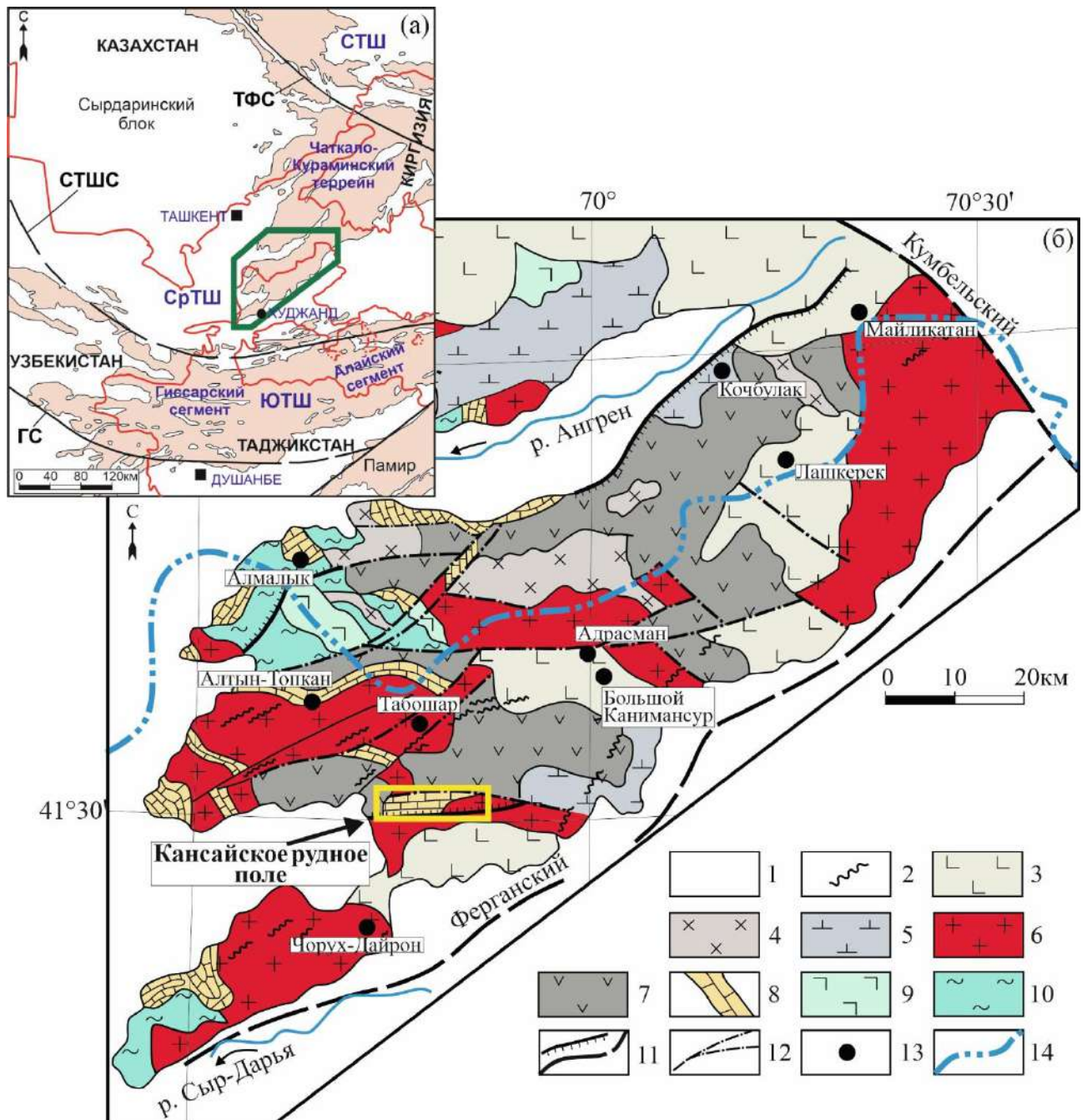


Рисунок 1.1.1 – Размещение Чаткало-Кураминского террейна на карте Тянь-Шаня (а) и геологическая карта Кураминской металлогенической зоны (б) [Dolgoplova et al., 2017; Сафонов и др., 2000, с упрощениями и дополнениями]: 1 – четвертичные отложения; 2 – дайковые пояса (диабазовые порфиры, фельзит-порфиры и др.); 3 – площади преимущественного распространения верхнекарбонowego-нижнепермского вулканоплутонического комплекса; 4 – верхнекарбонowe гранит-порфиры; 5 – средне- и верхнекарбонowe андезит-дациты, кварцевые порфиры, их туфы; 6 – гранодиориты, граниты, диориты карамазарского типа; 7 – вулканы среднего карбонowego возраста; 8 – верхнедевонские и нижнекарбонowe карбонатные породы; 9 – гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры

ордовика–силура; 10 – сланцы, роговики, андезит-дациты; 11 – глубинные разломы и надвиги; 12 – региональные разломы; 13 – крупные месторождения; 14 – таджикско-узбекская граница.

Карамазар – горнорудный район, расположенный в юго-западной части Кураминского хребта (рис. 1.1.16). Большая часть района располагается на территории Северного Таджикистана (небольшая часть – южнее г. Алмалык, на территории Узбекистана).

Современные представления о геологическом строении, магматизме и закономерностях размещения оруденения в Карамазаре сложились в результате исследований С. Ф. Машковцева (1937), Б.Н. Наследова (1935, 1961), А.В. Королева (1933), Д.И. Щербакова (1934), Н.В. Дюгаева (1934), Е.Д. Карповой (1946), Ф.И. Вольфсона (1951, 1972), Ю.С. Шихина (1960), В.А. Жарикова (1959), П.А. Шехтмана (1964), М.И. Моисеевой (1969), И.В. Попова (1971), З.А. Протождяконовой (1972), И.Х. Хамрабаева (1969), В.А. Королева (1972), Х.Н. Баймухамедова (1971), И.М. Мирходжиева (1966), К.Л. Бабаева (1965), В.А. Невского (1971), Е.М. Некрасова (1967), В.Н. Титова (1965), В.М. Бабенко (1966), Л.И. Лукина (1972), В.Ф. Чернышева (1981), М. Мансурова (1964), С.М. Бабаходжаева (1986), М.Е. Запрометов (1988), Ю.И. Гордиенко, В.Н. Крупина, В.С. Полотова, Э.П. Рыжова, Е.Г. Краснова и др.

Геологическое строение Карамазара освещено во многих работах [Вольфсон, 1951, Жариков, 1959; Моисеева, 1969; Вольфсон, 1972; Бабаходжаев, 1986; Запрометов и др., 1988] и в связи с этим автор приводит лишь краткое его описание для понимания общих закономерностей формирования месторождений этого района. Наиболее древними в Карамазаре являются породы нижнего и среднего палеозоя общей мощностью более 2 км, представленные ордовик-силурийскими сланцами, нижнедевонскими эффузивами и неокаледонскими гранит-порфирами (рис. 1.1.2). На размытой поверхности этих пород трансгрессивно залегают образования живетского яруса среднего девона, представленные вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 350 м, сменяющейся песчанистыми и мергелистыми известняками; последние выше по разрезу перекрываются доломитами и доломитовыми известняками франского и фаменского ярусов общей мощностью до 500 м. На отложениях верхнего девона залегает сравнительно однородная известковая толща нижнего карбона мощностью 500–2000 м, переходящая выше в карбонатно-кремнистые разности намюра, перекрытые вулканогенно-осадочными образованиями Уя. К свите Уя отнесено несколько выходов осадочных и вулканогенных пород, залегающих стратиграфически выше карбонатных пород. Её мощность доходит до 285 м.

Герцинский магматический цикл начался с внедрения крупных батолитоподобных тел в ядро Кураминского антиклинория, их формирование происходило путем многократного проникновения магматического расплава [Моисеева, 1969; Бабаходжаев, 1986]. Наряду с

наиболее распространенными гранодиоритами встречаются разности от типичных гранитов до кварцевых диоритов. С последними фазами этого цикла связано внедрение интрузивных тел сателлитовых фаций, размещающихся обычно в периферических частях батолитов и сложенных преимущественно адалелитами и гранитами. К числу батолитоподобных тел относятся Кураминский массив. Массив размещается примерно в водораздельной части хребта, длина его около 50 км, ширина 4–6 км. На глубоко размытые ниже- и среднепалеозойские отложения изливались лавы, которые сформировали шесть свит [Байков и др., 1986; Запрометов и др., 1988]: минбулакскую, чашлинскую, акчинскую, надакскую, сарысиунскую и оясайскую. Минбулакская свита мощностью 200–300 м установлена в Кармазаре. В ней различаются два горизонта: нижний – ленточный, сложенный осадочными породами, и верхний – андезитовый. Чашлинская свита залегают с угловым несогласием на карбонатных отложениях нижнего карбона и размытой поверхности минбулакской свиты. Породы свиты представлены вулканокластитами и лавами дацитов, андезидацитом, андезитами и риолитов. Акчинская свита сложена тефробрекчиями, лавобрекчиями, тефроконгломератами, тефроопесчаниками и тефрами андезитового и дацитового состава. Мощность свиты до 1800 м. Надакская свита представлена комплексом эффузивных и пирокластических пород среднего состава, а также осадочно-пирокластическими отложениями в основании разреза. Мощность 700 м. Сарысиунская свита представлена лавами и вулканокластитами риолитового и риодацитового составов с прослоями тонкозернистых битуминозных известняков. Мощность составляет до 530 м. Оясайская свита с небольшим угловым несогласием ложится на акчинскую. В основании ее залегают базальные конгломераты и песчаники, переходящие в кислые эффузивы – фельзиты, кварцевые и сферолитовые порфиры и их пирокласты.

После внедрения интрузий батолитового комплекса в магматической деятельности наступил значительный перерыв. За это время все породы нижнего и среднего палеозоя были глубоко эродированы, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание последующих свит на все более ранние образования. Эпизодическая вулканическая деятельность проявлялась в виде многоэтапного внедрения малых интрузий. В этот период сформировалось три вулканогенные свиты: шурабсайская, равашская и кызылну́ринская.

В основании разреза шурабсайской свиты преобладают осадочные породы, сменяющиеся осадочно-вулканогенными отложениями в середине разреза и переходящие к верхам свиты в эффузивные образования андезитового и дацитового состава. Общая мощность 807 м. Равашская свита, несогласно залегающая на кластолавах и порфиритах шурабсайской свиты, сложена риолитами, оливиновыми долеритами, тефрапесчаниками, фельзитами. Мощность составляет 520 м. Кызылну́ринская свита относится к самым молодым вулканогенным образованиям и имеет нижнепермский возраст. Она сложена породами кислого

Система	Отдел	Свита или ярус	Индекс	Колонка	Краткая характеристика пород
Четвертичная			Q		Аллювиально-пролювиальные отложения, эоловые лессы
Неогеновая			P-N		Конгломераты, гравелиты, песчаники, глины
Палеогеновая			P		Песчаники, глины, алевролиты, доломиты, ракушниковые известняки
Меловая	Верхний		K ₂		Мергели, песчаники, конгломераты, глины, известняки
Пермская	Нижний	Казыпуринская	P ₁ kz ₃		Лавы, кластолавы, тефры риолитов, трахириолитов и трахитов
			P ₁ kz ₂		Трахириолиты и их вулканокластиты
			P ₁ kz ₁		Глины, конгломераты, гравелиты алевролиты и песчаники
		Равашская	P ₁ rv		Лавы, вулканокластиты трахиандезитов и трахиандезиобазальтов
			P ₁ sr ₄		Лавы, вулканокластиты риолитов и фельзориолитов
			P ₁ sr ₃		Лавы, вулканокластиты трахитов и трахириолитов
		Шурабсайская	P ₁ sr ₂		Трахиандезиты миндалекаменные
			P ₁ sr ₁		Лавы и кластолавы дацитов
			C ₃ os ₅		Лавы и кластолавы риолитов
			C ₃ os ₄		Лавы, кластолавы риолитов и фельзориолитов
			C ₃ os ₃		Риодациты и их вулканокластиты
			C ₃ os ₂		Калиевые риолиты и их вулканокластиты
			C ₃ os ₁		Андезидациты, кварцевые латиты, трахиандезиты и их вулканокластиты
	Средний	Сарыспонская	C ₂ sr		Риолиты, риодациты и их вулканокластиты, битуминозные известняки
			C ₂ and ₃		Дацито-андезиты, андезиты и их вулканокластиты
		Надакская	C ₂ and ₂		Трахиандезиты, андезиты и их вулканокластиты
			C ₂ and ₁		Конгломераты, песчаники, сланцы известняки и тефры
		Акчинская	C ₂ ak ₃		Трахидациты, кварцевые латиты и их вулканокластиты
			C ₂ ak ₂		Дациты, риолито-дациты и их вулканокластиты
			C ₂ ak ₁		Дациты, андезито-дациты и их вулканокластиты с тонкослойными известняками
		Чашлинская	C ₂ cs ₃		Дациты и их вулканокластиты
			C ₂ cs ₂		Андезиты, андезидациты, трахиандезиты и их вулканокластиты
			C ₂ cs ₁		Лавы трахидацитов, риолитов и их вулканокластиты
		Минбулакская	C ₂ mb ₂		Андезиты и андезито-базальтовые лавы и их вулканокластиты
			C ₂ mb ₁		Известняково-кремнистые конгломераты
	Нижний	Уя	C ₁ uj		Вулканокластиты андезитов и андезито-базальтов, известняки, сланцы
		Визейский	C ₁ v		Переслаивание мраморизованных известняков, доломитовых известняков, доломитов с линзами и прослойками мергелей, песчаников, ангидрита и гипса
		Турнейский	C ₁ t		Песчано-глинистые известняки и доломиты с прослойками ангидрита
Девонская	Верхний	Фаменский	D ₃ fm		Вулканогенно-осадочные отложения
		Франский	D ₃ fr		Риолиты, риодациты и их вулканокластиты
	Средний	Живетский	D ₂ gv		Андезиты, андезибазальты и их вулканокластиты
		Мандрепская	D ₂ ef		Песчано-глинистые известняки и доломиты с прослойками ангидрита
	Нижний	Калканатшская	D ₁ kl		Риолиты, риодациты и их вулканокластиты
Ордовик-силурийская		Катрапская	D ₁ kt		Андезиты, андезибазальты и их вулканокластиты
			O-S		Глинистые сланцы с прослойками алевролитов и песчаников

Рисунок 1.1.2 – Схема стратиграфического разреза пород Карамазара, с упрощениями и дополнениями по [Вольфсон, 1972; Бабаходжаев, 1986; Запрометов и др., 1988; Ахунджанов и др. 2014].

состава кирпично-красного и розового цвета. В основании ее залегают горизонты тефроидов и вулканокластиков кварцевых порфиров, сменяющихся вверх по разрезу кварцевыми и риолитовыми порфирами. Мощность около 1000 м. Большое развитие в верхнем палеозое имела и интрузивная деятельность, проявившаяся в виде многочисленных разновозрастных малых интрузий, небольших гипабиссальных массивов размером от 1–3 до 10 км². Состав их меняется от диоритовых и гранодиоритовых разностей в ранних фазах до кислых аляскитовых и фельзитовых разностей в поздних.

Магматическая деятельность в районе завершилась внедрением многочисленных даек гранитного, диоритового и долеритового состава нижнего триаса, часто группирующихся в дайковые пояса преимущественно северо-восточного простирания. Тектонические движения в это время проявились в форме крупных дизъюнктивных нарушений.

После формирования последней верхнепалеозойской свиты и внедрения даек наступил период выравнивания горных сооружений (см. рис. 1.1.2). Новое накопление осадков началось только в верхнем меле. В условиях холмистого рельефа развитие меловой трансгрессии увеличило размеры бассейна. Вследствие новой трансгрессии в палеогене значительная часть района покрылась мелководным морем и была завершена пенепленизация. В конце неогена – начале четвертичного периода произошло резкое вспучивание водоразделов, сопровождаемое перемещением блоков пород по старым палеозойским и частично по вновь образованным разломам. В результате возникли горные сооружения, близкие по высоте к современным. Интрузивной и гидротермальной деятельности в этот период не было.

В Карамазаре, рудную минерализацию и гидротермальную деятельность связывают с несколькими металлогеническими этапами [Абдуллаев и др., 1958; Моисеева, 1969]: доботолитовый ($D_2 + D_3 + C_1$), батолитовый ($C_2 + C_3 + P_1?$) и послепатолитовый ($P + T_1$). В связи с металлогенной доботолитового этапа произошло образование осадочного свинцового месторождения в девонских карбонатах Калканаты и железорудное оруденение залегающие в контакте карбонатных пород среднего девона и нижнего карбона с вулканогенно-осадочными породами среднего карбона [Тушевский, 1966; Филев и др., 1968ф]. С батолитовым этапом связано образование скарново-магнетитовых месторождений (Актулак, Туранглы, Чокадамбулак и др.), мелких скарново-шеелитовых рудопроявлений Калканаты и грейзеново-рудной минерализации (Ашт). Наиболее продуктивным считается послепатолитовый металлогенический этап, который связан в основном с малыми интрузиями. В конце

формирования малых интрузий образовались скарново-сульфидные, а также жильные, прожилково-вкрапленные кварц-полиметаллические, кварц-барит-флюоритовые с полиметаллами и другие месторождения.

Западный Карамазар представляет собой рудоносную провинцию с многочисленными сульфидно-магнетитовыми, скарново-полиметаллическими и скарново-шеелитовыми месторождениями, локализующимися в Кураминской металлогенической зоне. Рудные месторождения в пределах Западного Карамазара сосредоточены в Шохкадамбулакском, Курусай-Туранглинском, Алтын-Топканском и Кансайском рудных полях (рис. 1.1.1б).

1.2. Геологическое строение Кансайского рудного поля

Кансайское рудное поле находится в пределах хребта Окуртау, вытянутого в широтном направлении на 12 км (ширина 600 м на западе и 1500 м на востоке), отходящего от более крупного хребта Сары-Чеку. Рудное поле сложено известняками Дз-С₁, которые образуют гряду, ограниченную разрывными нарушениями, отделяющими карбонатные породы с севера от среднекаменноугольных андезит-дацитовых порфиритов акчинской свиты, с юга – от меловых и палеогеновых отложений (рис. 1.2.1). На западе известняки отделены от андезит-дацитовых порфиритов Бирюзовым разломом, а на востоке прорваны массивом гранодиоритов среднекаменноугольного возраста, отдельные сателлиты которого, отвечающие по составу гранодиорит-порфирам, обнажаются и в средней части хребта Окуртау. В пределах рудного поля широко развиты штоки и дайки малых интрузий верхнекарбонового, пермского и частично триасового возраста (рис. 1.2.1). Однако их не всегда удастся отличить от более древних интрузивных образований. На контактах малых интрузий с карбонатными породами широко развиты флогопит-шпинелевые скарны магматической стадии и гранат-пироксеновые известковые скарны [Вольфсон, 1951; Шехтман и др., 1962; Вольфсон и др., 1965]. Свинцово-цинковое оруденение, образующее отдельные рудные тела или группы, выявляется на всем протяжении известняковой гряды. Рудные тела преимущественно тесно связаны со скарнами и обладают линзообразной и жиллообразной, либо трубообразной формой, и во всех случаях они вытянуты вдоль разрывных нарушений [Бабенко и др., 1965, Вольфсон и др., 1972].

Вопросы стратиграфического расчленения известняков, слагающих хребет Окуртау, до последнего времени полностью не решены в связи с исключительно интенсивным метаморфизмом, замаскировавшим первичную слоистость этих пород. Еще в 1939 г. В.А. Невский сделал первую попытку установить стратиграфический разрез известняков Окуртау. Он выделил тонкосланцеватые темно-серые и массивные белые и светло-серые известняки. Светлые массивные известняки им определены как более древние по сравнению с темными разностями, якобы залегающими выше по разрезу. Однако более поздние исследования Ф.И.

Вольфсона показали, что стратиграфически расчленить известняки по их цвету невозможно [Вольфсон и др., 1972]. Установлено, что светлые разности известняков образовались за счет темных в результате метаморфизма, приведшего к потере углистого вещества, которое определяет темную окраску. В 1951 г. О.И. Сергунькова обнаружила в известняках остатки фауны, относящейся к верхнему девону. В последующие годы откартированы и выделены в пределах хребта Окуртау стратиграфические горизонты и ярусы отложений D_2 - C_1 характерные для Юго-Западного Кармазара [Шихин и др., 1960]. В процессе работ, проводимых Окуртауской ГРП по корректировке геологической съемки масштаба 1:1000, разработанная стратиграфическая схема была пополнена новыми данными, детализующими ее, а выделенные горизонты получили более подробное литологическое освещение.

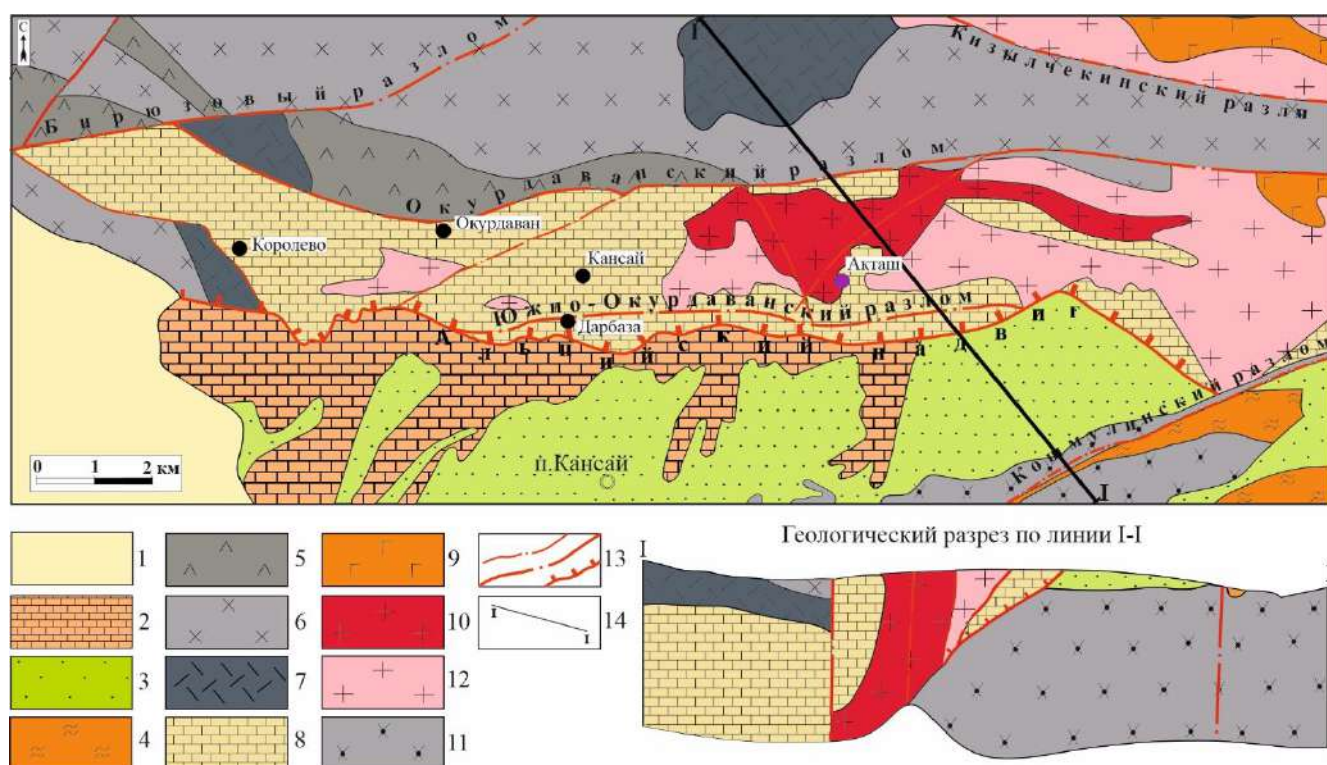


Рисунок 1.2.1 – Схема геологического строения Кансайского рудного поля ([Вольфсон, 1965], с упрощениями): 1 – четвертичные отложения (Q); 2 – пески, глины, мергель, ракушечные известняки (Палеоген); 3 – песчаники (K_2); 4 – вулканокластиты и лавы риолитовых порфиров (P_1); 5 – риолитовые порфиры с прослоями вулканокластитов (C_2 - C_3); 6 – вулканокластиты дацитовых порфиров (C_2); 7 – андезитово-дацитовые порфиры и их вулканокластиты (C_1); 8 – карбонатные породы (D_3 - C_1); 9 – граниты (γP_1); 10 – гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta P_1$); 11 – гранодиориты ($\gamma \delta C_2$); 12 – кварцевые монзониты ($\gamma \delta C_3$); 13 – разрывные нарушения; 14 – линия геологического разреза.

На площади Кансайского рудного поля обнажаются кураминские гранитоиды и многочисленные карамазарские малые интрузии верхнепалеозойского возраста.

Кураминские гранитоиды представлены порфировидными гранодиоритами среднекарбонового возраста, которые в виде крупного массива обнажаются в восточной части рудного поля – на площади Акташского месторождения. Карамазарские малые интрузии широко распространены по всей площади рудного поля. Они представлены штоками и дайками сиенитов, гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, кварц-диоритовых, диоритовых и долеритовых порфиритов.

Сиениты, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты встречаются в пределах всей площади хребта Окуртау, сиенит-диоритовые порфириты – на месторождении Центральный Кансай, кварцевые порфиры, кварцевые диоритовые и диабазовые порфириты – в центральной и восточной частях рудного поля.

В структурном отношении хребет Окуртау представляет собой крупную, осложненную многочисленными разрывными нарушениями антиклинальную складку. От Альпийского надвига до Окурдаванского разлома он включает в себя два структурных блока, разделенных крупной тектонической зоной несогласия. К северу от нее северный блок представляет собой крупную широтную моноклираль с падением известняков к северу от 45 до 85°. Моноклираль в свою очередь осложнена небольшими перегибами по падению, не нарушающими общего моноклиального залегания. Южный блок по строению резко отличается от северного. Он представляет собой сложноффрированную складку, погружающуюся к западу, вследствие чего на западе обнажаются известняки карбона и эффузивы минбулакской и оясайской свит, а на востоке – известняки калькаратусовые и живетские. Северный и южный блоки осложнены серией разрывных нарушений, обеспечившей ступенчатое строение. Все разрывные нарушения хребта в зависимости от направления, типа и взаимоотношений с другими нарушениями и магматическими телами Ю.С. Шихин и И.М. Уразаев отнесли к той или иной тектонической фазе: преакташской, предшурабскайской, предравашской, равашской, предкызылнуриной, кызылнуриной.

В пределах Кансайского тектонического блока рудные тела месторождений Центральный и Западный Кансай, Дарбазинской группы размещаются как вдоль основного шва Южно-Дарбазинского разлома, приурочиваясь к его изогнутым интервалам, так и вдоль серии крутопадающих северо-восточных нарушений, сочленяющихся на глубине с Южно-Дарбазинским надвигом.

Рудные тела месторождения Окурдаван контролируются благоприятным сочетанием слабого изгиба поверхности одноименного разлома с оперяющими его разрывами. Установленная глубина распространения рудных тел достигает 700 м, предполагаемая – не менее 1000 м. Рудные тела других месторождений рудного поля контролируются сопряжениями, пересечениями, изгибами разрывных нарушений и сорванными контактами

часто скарнированных карбонатных пород со штоками и дайками гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров. Глубина распространения оруденения 50–400 м.

Минерализация Кансайского рудного поля, как уже отмечалось, проявляется в пределах всей известковой гряды Окуртау, где выявлен ряд свинцово-цинковых, магнетитовых, пиритовых и медно-пиритовых месторождений и рудопроявлений. Основное значение имеют свинцово-цинковые рудные тела в известняках, имеющие трубообразную форму и несущие массивные руды. Эти рудные тела развиты вдоль всего хребта Окуртау, размещаются вдоль дизъюнктивных нарушений и оперяющих их трещин и тесно связаны преимущественно с известковыми скарнами [Вольфсон и др., 1972].

В Западной части Окуртау известны трубообразные рудные тела в известняках, не сопровождаемые скарнами и частью развитые в окварцованных известняках. В последнем случае они уже не несут массивные руды, а имеют прожилково-вкрапленное строение, и форма их не трубообразная, а скорее линзообразная. Собственно, трубообразные тела свинцово-цинковых руд, залегающих в известняках, и связанные с известковыми скарнами, наиболее развиты в средней части рудного поля, где они впервые и были выявлены. Здесь они распространены на месторождениях Центральный Кансай, Южная Дарбаза, Северный Кантау и на ряде рудопроявлений.

В Западной части рудного поля трубообразные свинцово-цинковые рудные тела известны на месторождениях Великан, Кызыл-Кан, Окур-Даван и на ряде рудопроявлений. В отличие от других Окурдаванские рудные тела залегают на верхних и средних горизонтах не в известняках, а в сиенитах и развиваются вдоль сколового нарушения, ответвляющегося от Окурдаванского разлома. Однако на более глубоких горизонтах и эти рудные тела переходят в известняки.

В восточной части трубообразные рудные тела сульфидно-магнетитовых и свинцово-цинковых руд известны на участках Камарсай и Акташ. Но в этой части рудного поля большое развитие получили жилы и жильные зоны, реже встречаются трубообразные рудные тела, несущие вкрапленные свинцово-цинковые руды в скарнах и преимущественно развитые на контакте гранитоидов и известняков. К ним относится часть рудопроявлений Камарсая, а также месторождения Акташ и Шевчуковское [Вольфсон и др., 1972].

1.3. Геологическое строение месторождения Акташ

Месторождение Акташ расположено в крайней восточной части Кансайского рудного поля на участке, ограниченном с юга Альпийским надвигом, на западе, севере и востоке – массивами гранитоидов Чокадамбулакского интрузива [Белоусов, Полотов, 1981ф] (рис. 1.3.1).

Площадь месторождения сложена в основном осадочными и интрузивными породами. Значительным развитием пользуются скарновые образования, в которых локализуются железорудное, свинцово-цинковое, золото-серебряно-висмутовое и серебро-висмут-теллуридное оруденение [Протоdjяконова, 1960; Ятимов, 2019; 2022] (рис. 1.3.2).

1.3.1. Осадочные породы

Наиболее древними породами на площади месторождения являются известняки и доломиты калькаратусового горизонта франского яруса верхнего девона. Они занимают 45–50 % площади месторождения и прослеживаются вдоль южной окраины в виде полосы, вытянутой в широтном направлении (рис. 1.3.1). С юга эти известняки ограничиваются Альпийским надвигом, имеющим широтное простирание и падение к северу. В северной части площади известняки имеют подчиненное значение. Они разорваны на отдельные пачки (блоки) гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, также протягиваются в широтном направлении и падают к северу. Протяженность пачек известняков на месторождении достигает 200–300 м.

Мощность известняков в западной части месторождения достигает 300–400 м к востоку она уменьшается до 100–150 м. Элементы залегания известняков весьма непостоянны как по простиранию, так и по падению. В западной части известняки падают в северо-восточных румбах с углами падения от 30 до 70°. В центральной части простирание известняков близкое к широтному с падением на север под углами от 40° до вертикального. На восточном фланге, в районе Пиязлы-сая, известняки падают в северо-восточных румбах с углами падения от 55 до 75°. В северной части месторождения известняки имеют аналогичные, в общих чертах, элементы залегания, лишь с той разницей, что известняки здесь интенсивно смяты в складки.

Среди известняков выделяются следующие разновидности (рис. 1.3.1.1.):

- Белые и светло-серые массивные известняки расположены в северо-западной части месторождения, а также в виде отдельных пачек (останцов) в гранодиорит-порфирах и порфировидных гранодиоритах;
- Серые массивные известняки занимают гораздо большую площадь, чем белые и светло-серые известняки, и вытянуты с запада на восток вдоль Альпийского надвига;
- Темно-серые рассланцованные известняки обнажаются среди массивных разностей в виде отдельных набольших пачек или в виде линзовидных прослоев среди известняков серого цвета (рис. 1.3.1).

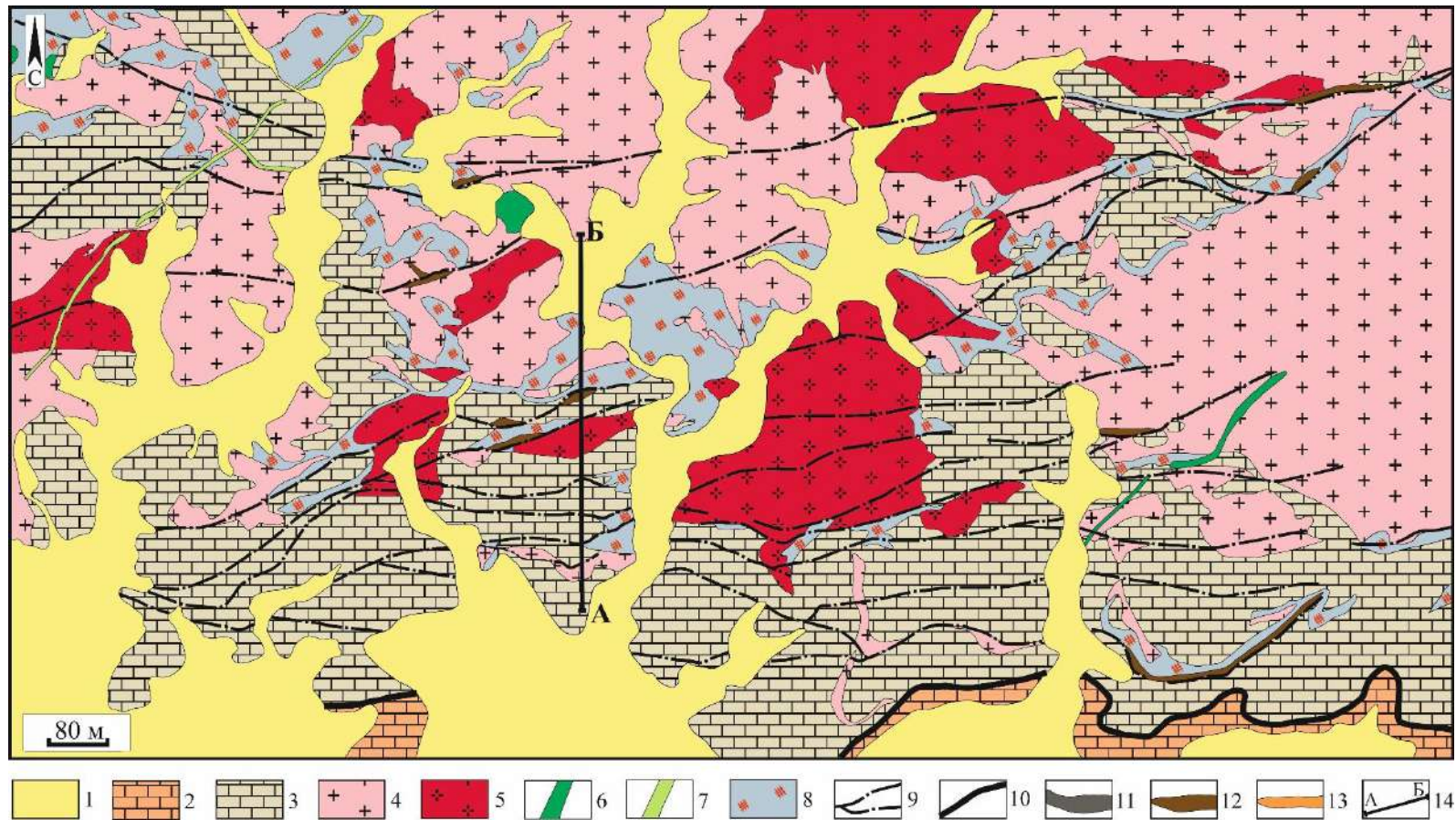


Рисунок 1.3.1 – Геологическая карта месторождения Акташ, с упрощениями по [Фахриддинов и др, 1974ф]: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатные породы палеогена; 3 – карбонатные породы верхнего девона – нижнего карбона; 4 – гранодиориты среднего карбона; 5 – гранодиорит-порфиры нижней перми; 6 – диоритовые порфириды средней перми; 7 – долеритовые порфириды средней перми; 8 – скарны; 9 – разрывные нарушения; 10 – Альпийский надвиг; 11 – сульфидно-магнетитовые рудные тела; 12 – галенит-сфалеритовые рудные тела; 13 – халькопирит-пирротиновые рудные тела; 14 – линия геологического разреза.

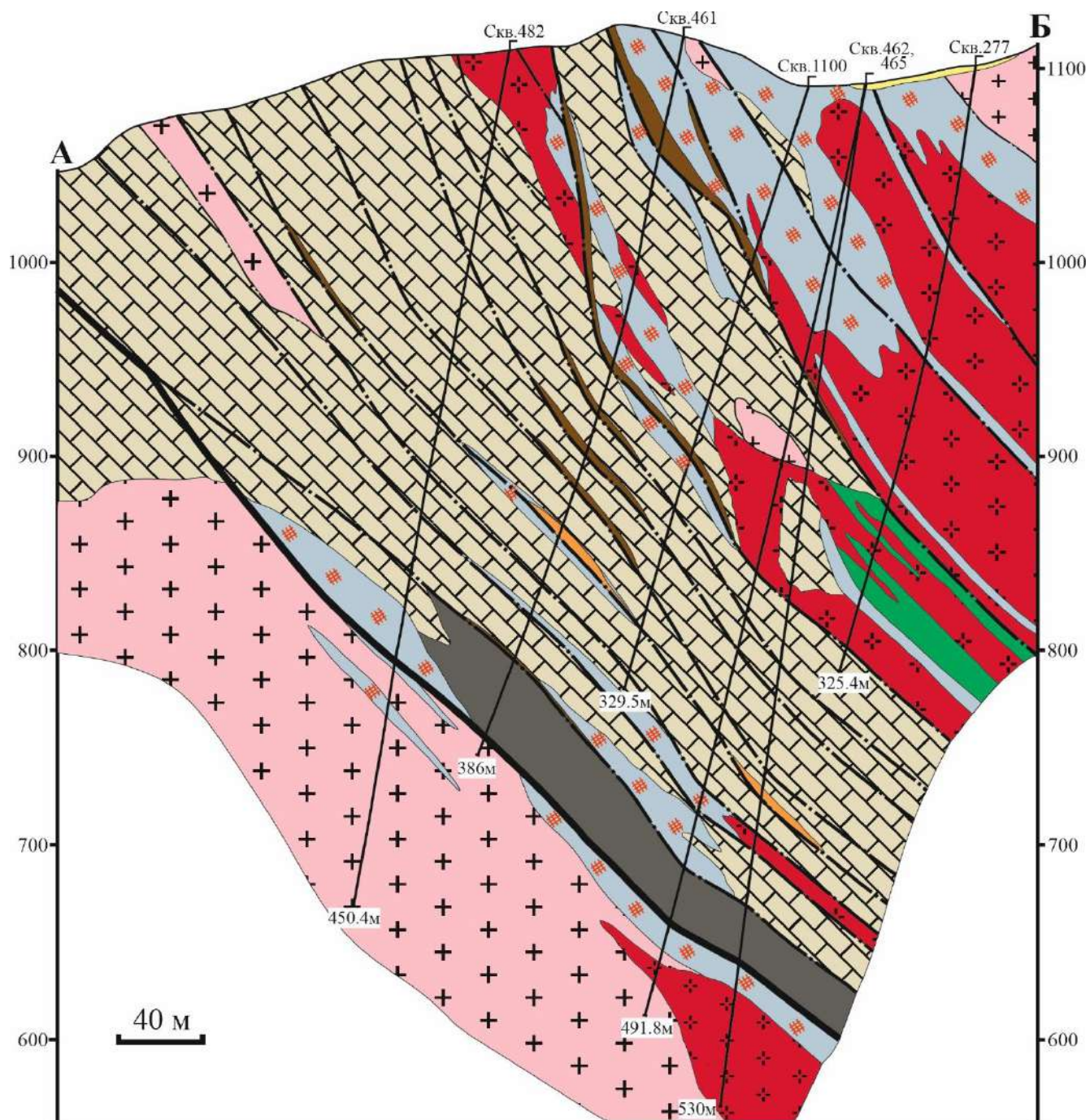


Рисунок 1.3.2 – Геологический разрез месторождения Акташ по линии А–Б (рис. 1.4.1.), с упрощениями по [Фахриддинов и др, 1974ф]. Условные обозначения см. рис. 1.4.1.

Мезо-кайнозойские отложения обнажаются в южной части месторождения. Среди этих отложений выделяются песчаники, глины, мергеля и известняки. Мезо-кайнозойские отложения залегают почти горизонтально с небольшим углом падения 5–10° на юг. Вблизи Альпийского надвига пласты песчаников и мергелей постепенно подворачиваются и у самого надвига резко запрокинуты [Протоdjяконова, 1960].

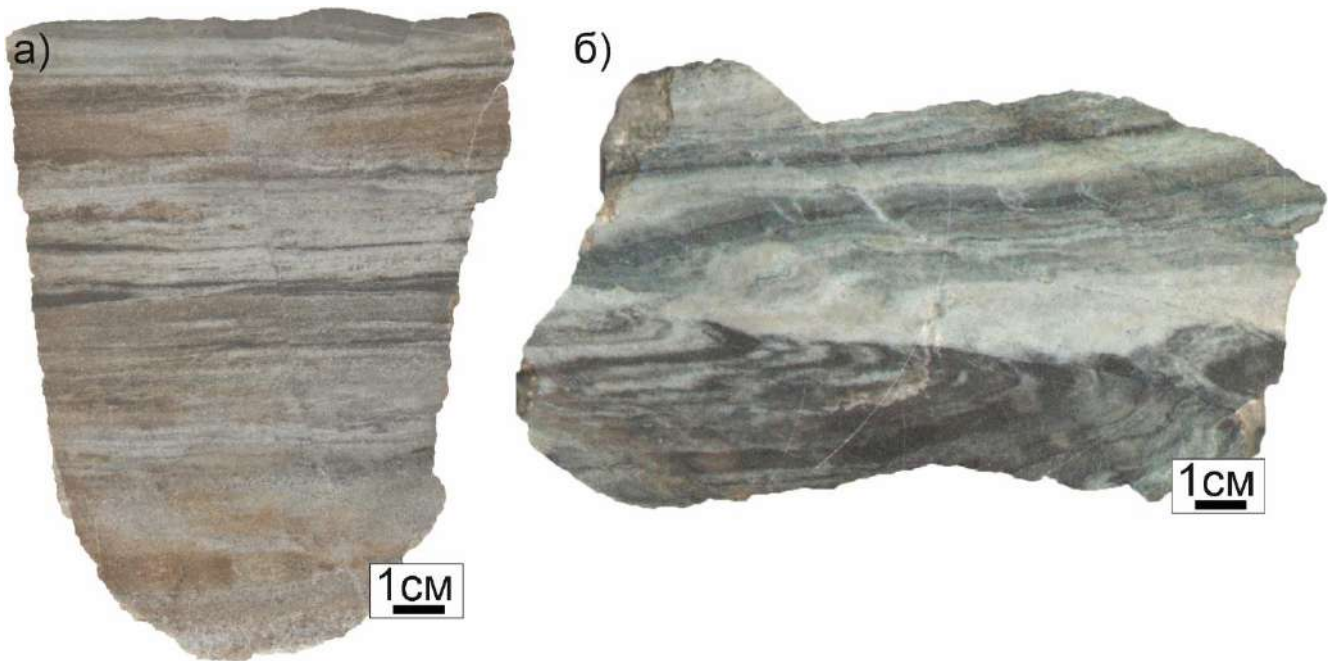


Рисунок 1.3.1.1 – Мраморизованные карбонатные породы месторождения Акташ: а – полосчатые и рассланцованные светло-серые мраморизованные известняки; б – рассланцованные темно-серые известняки.

1.3.2. Интрузивные породы

Для месторождения Акташ характерно широкое развитие интрузивных образований, представленных гранодиоритами, а также малыми интрузиями в виде штоков и даек гранодиорит-порфиров, диоритов, долеритовых и диоритовых порфиров.

Границы, проведенные между гранодиоритами, порфировидными гранодиоритами и гранодиорит-порфирами весьма условны. Повсеместно наблюдаются постепенные переходы гранодиоритов в порфировидные гранодиориты, а последних – в гранодиорит-порфиры.

Гранодиориты среднего карбона (C_2) наибольшее распространение получили в северо-западной и восточной частях месторождения, их выходы составляют около 75 % интрузивных образований. В центральной и восточной частях месторождения они отмечаются в виде штокообразных выходов и даек неправильной формы, располагающихся вблизи тектонических нарушений или в виде «останцов» в зонах скарнов (рис. 1.3.1). Абсолютный возраст гранодиоритов по К-Аг методу составляет 323 ± 8 млн лет [Бобоходжаев, 1986]. Однако, возраст этих пород в массивах Восточного Кармазара и Моголтау по U-Pb датированию цирконов оказался в интервале 311 ± 2 – 305 ± 6 млн лет, что указывает на то, что надсубдукционный магматизм пришелся на средний – поздний карбон [Konopelko et al., 2017]. Гранодиориты характеризуются непостоянством петрографического состава и структуры, которое выражается в развитии и изменении порфировых выделений при приближении к контакту с карбонатными породами.

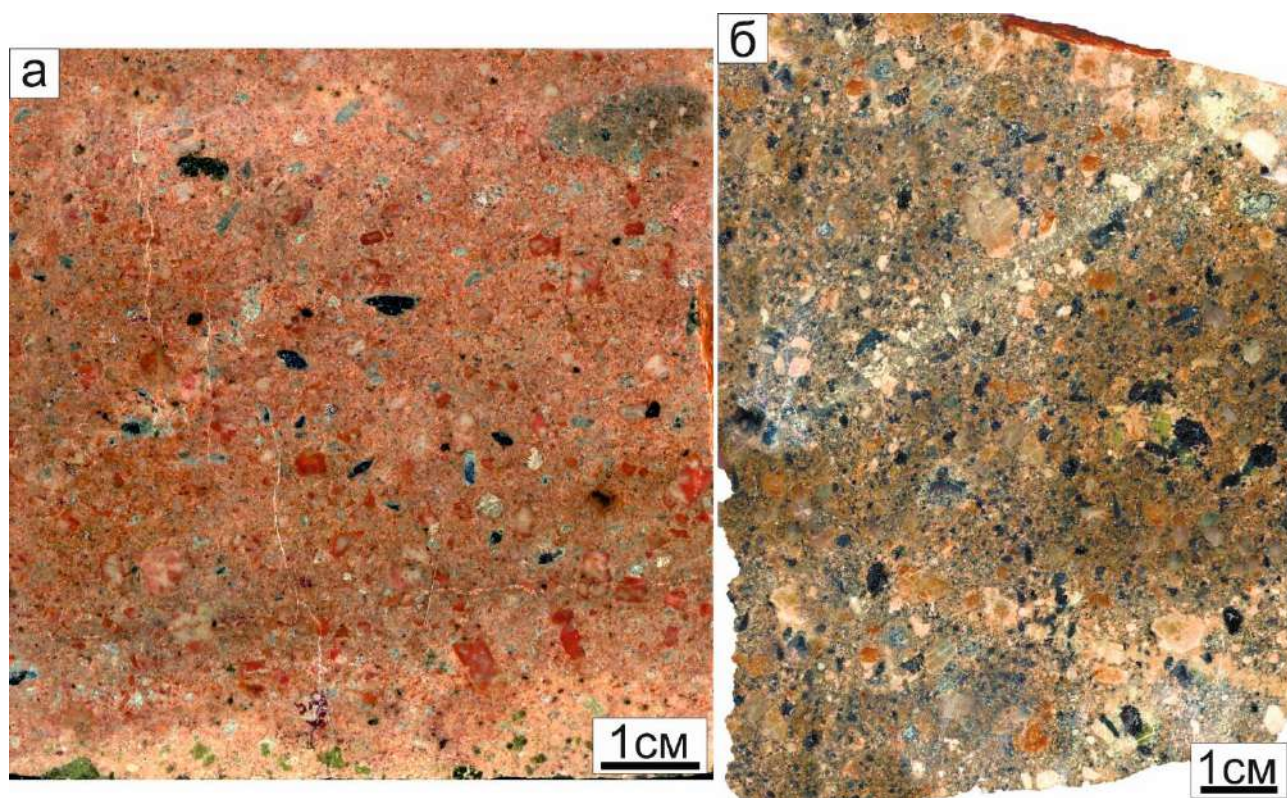


Рисунок 1.3.2.1 – Гранодиориты (а) и гранодиорит-порфиры (б) месторождения Акташ.

Гранодиориты представляют собой полнокристаллические породы розового цвета с гипидиоморфнозернистой равномернозернистой структурой в центральной части массива и порфировидной – в его краевых частях (рис. 1.3.2.1а, 1.3.2.2). Текстура пород массивная. В состав этих пород входят плагиоклаз, калиевой полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, апатит, титанит и циркон. Плагиоклаз (35–45 %) представлен обычно андезином, развитым в виде табличек длиной 1–3 мм. Наряду с андезином иногда встречается кислый плагиоклаз типа олигоклаза, местами занимающий до 40 % площади шлифа. Калиевый полевой шпат (15–20 %) образует ксеноморфные зерна размером 0.05–2 мм, кварц (15–20 %) – небольшие (до 0.5 мм) ксеноморфные зерна, а эпидот (5–10 %) развивается в основном по плагиоклазу (рис. 1.3.2.2а–г). Биотит (2–4 %) наблюдается в основном в виде порфировых выделения размером до 5 мм в длину. В зонах тектонических нарушений эти породы интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы. Химический состав гранодиоритов проанализированный по данным силикатного анализа следующий (мас. %): SiO_2 60.89, TiO_2 0.51, Al_2O_3 17.04, Fe_2O_3 1.30, FeO 1.44, MnO 0.10, MgO 2.22, CaO 5.64, Na_2O 3.80, K_2O 5.22, P_2O_5 0.31, H_2O^- 0.12, п.п.п. 1.28, сумма 99.84.

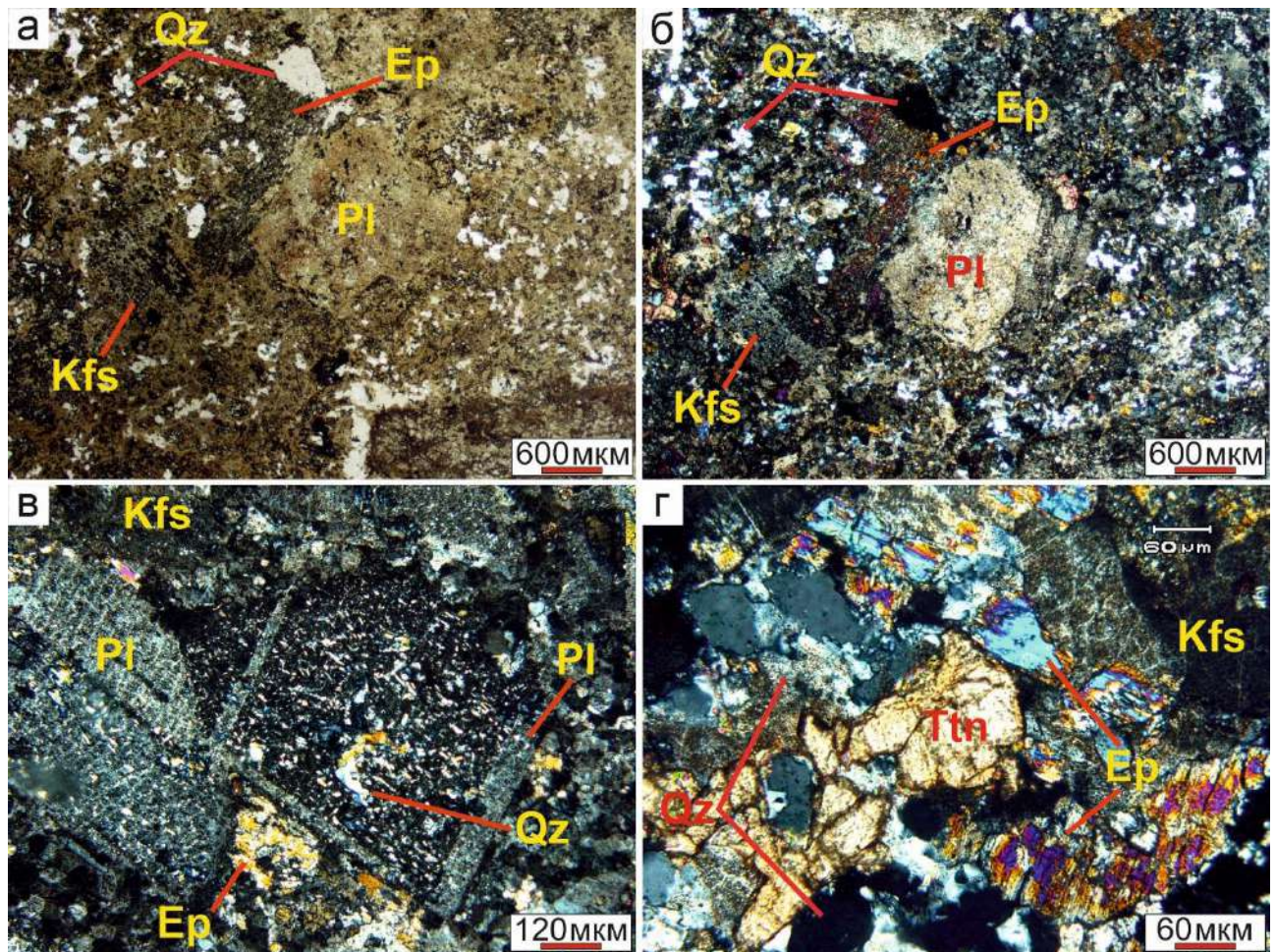


Рисунок 1.3.2.2 – Структурные особенности гранодиоритов среднего карбона: а–б – мелкокристаллическая структура гранидиоритов с таблитчатым плагиоклазом (Pl) и ксеноморфными выделениями кварца (Qz) и калиевого полевого шпата (Kfs); в – зональный и полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз с пойкилитовыми включениями кварца (Qz) и эпидота (Ep); г – срастание ксеноморфных кристаллов титанита (Ttn), кварца (Qz), эпидота (Ep) и калиевого полевого шпата (Kfs). Николи параллельные (а) и скрещенные (б-г).

Гранодиорит-порфиры нижнепермского возраста (P₁) распространены в центральной части описываемой площади, образуя непротяженные дайкообразные и штокообразные тела сложной морфологии (рис. 1.3.1, 1.3.2). Как правило, они характеризуются прямолинейными контактами и приурочиваются к трещинам отрыва, реже к сколам, раскрывающимся в процессе внедрения магмы. Гранодиорит-порфиры обычно встречаются вблизи контакта с карбонатными породами. При приближении к контакту порода приобретает скрытокристаллическое строение с редкими порфировыми выделениями полевых шпатов, кварцевые вкрапленники в породе практически отсутствуют, порода приобретает облик сиенит-порфиров. Возраст гранодиорит-порфиров определяется тем, что они прорывают карбонатные толщи, гранодиориты и вулканогенно-осадочные породы верхнего палеозоя и сами пересекаются предкызилнуринскими разломами [Бобоходжаев, 1986]. Гранодиорит-порфиры считаются

постколлизийной интрузией и датированные возрасты U-Pb и Rb-Sr методами в Кармазаре укладываются в интервал 293–273 млн лет [Seltmann et al., 2011; Ахунджанов и др. 2014; Konopelko et al., 2017].

Гранодиорит-порфиры характеризуются неравномернозернистой и порфировой структурами и плотной такситовой текстурой (рис. 1.3.2.16). Структура базиса – аллотриоморфнозернистая, реже микрогранитовая. Гранодиорит-порфиры состоят из плагиоклаза (25–50 %), калиевого полевого шпата (15–25 %), кварца (10–20 %) и роговой обманки (5–10 %) (рис. 1.3.2.3). Из акцессорных минералов (до 3 %) встречаются титанит, апатит и циркон. Порфировые выделения, которые погружены в основную массу, представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом с кристаллами размером до 1 см. Как видно, фенокристаллы плагиоклаза замещается эпидотом, кварцем и хлоритом (рис. 1.3.2.3в–г). Как правило, эти породы эпидотизированы и хлоритизированы. Вторичные минералы – эпидот, цоизит, кальцит. Химический состав гранодиорит-порфиров по данным силикатного анализа следующий (мас. %): SiO₂ 59.37, TiO₂ 0.74, Al₂O₃ 16.05, Fe₂O₃ 2.65, FeO 2.37, MnO 0.28, MgO 3.30, CaO 6.77, Na₂O 3.26, K₂O 2.96, P₂O₅ 0.30, H₂O⁺ 0.16, п.п.п. 1.46, сумма 99.66.

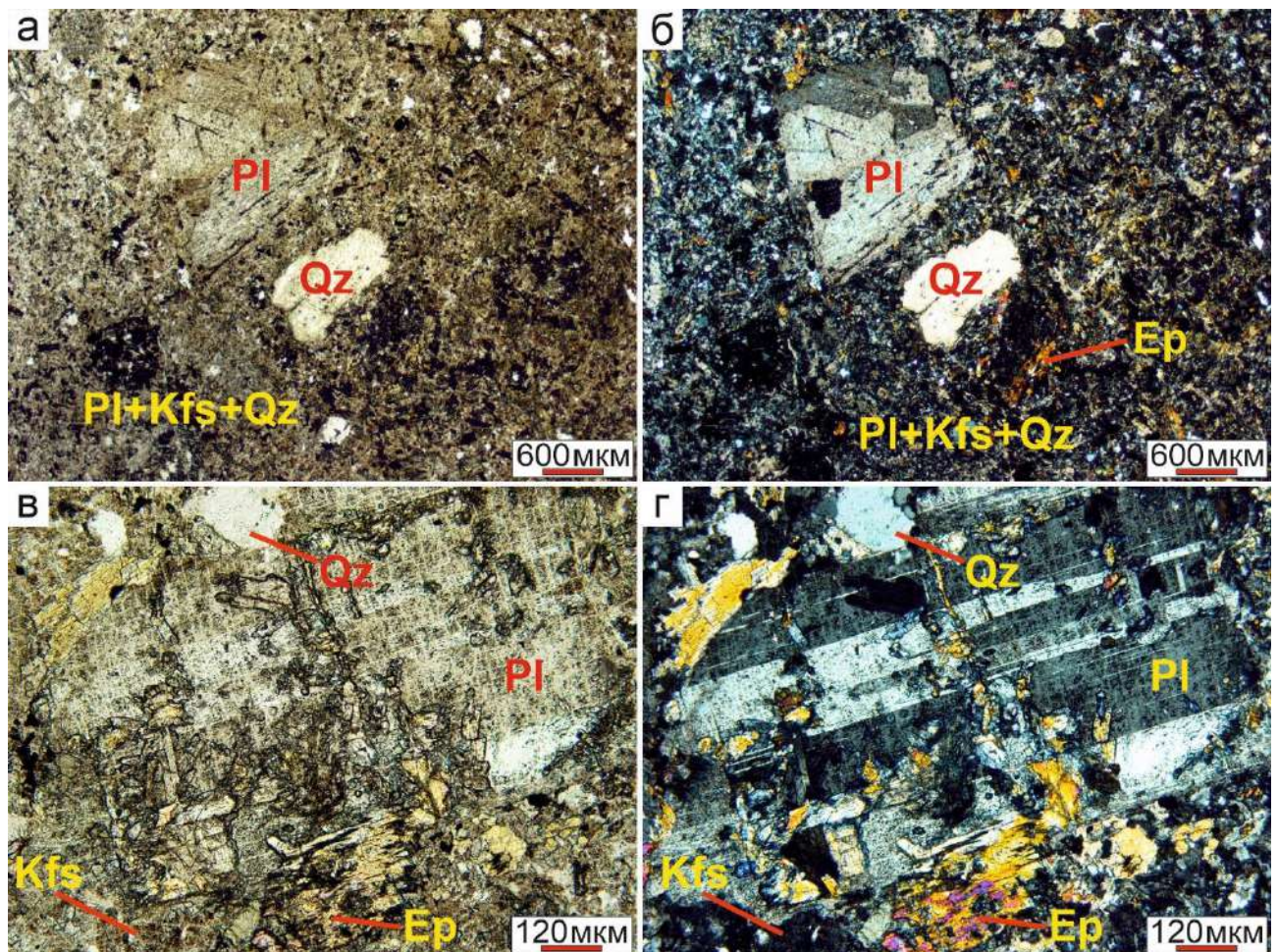


Рисунок 1.3.2.3 – Структурные особенности гранодиорит-порфиров нижней перми: а–б – вкрапленники плагиоклаза (Pl) и кварца (Qz) в микрокристаллической плагиоклаз-калишпат-кварцевой массе (Pl+Kfs+Q); в–г – замещение полисинтетически сдвойнированного таблитчатого плагиоклаза кварцем и эпидотом (Ep). Николи параллельные (а, в) и скрещенные (б, г).

Долерит-порфиры (P_2) слагают только дайки, наиболее протяженная из них отмечена в северо-западной части месторождения и простираются в северо-восточном направлении (рис. 1.3.1). Прослеженная длина ее составляет 600 м. Северо-восточное ее окончание перекрыто современными отложениями. Мощность дайки 5–6 м, падение к северо-западу под углом 70–80° (рис. 1.3.2.4). Дайки долеритов, являющиеся наиболее молодыми интрузивными образованиями, пересекают карбонатные породы среднего карбона-нижнего девона, гранодиориты среднего карбона, а также малые интрузии гранодиорит-порфиров нижней перми. Дайки приурочены к трещинам, образовавшим в процессе внедрения интрузивов.

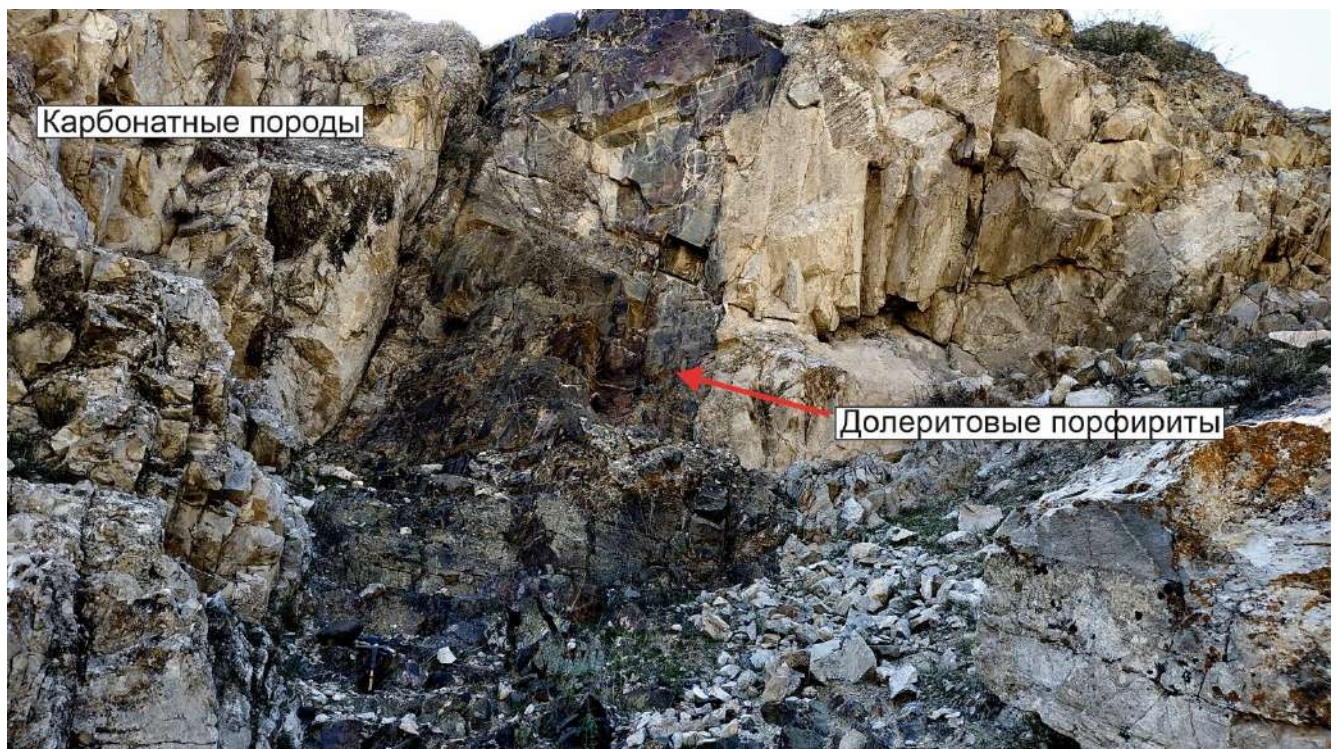


Рисунок 1.3.2.4 – Дайка долерит-порфиров прорывает карбонатные породы.

Ранее геологический возраст описываемых пород относили к триасу, так как образовались после наиболее поздних вулканитов (кызылнуринской свиты), которые считались раннетриасовыми [Васильковский, 1952]. Однако, согласно новым датировкам, кызылнуринские вулканиты в основном не моложе конца ранней перми [Волков и др., 1997]. По данным [Ахунджанов и др. 2014], дайки долерит-порфиров и диорит-порфиров синхронные с ними сиенит-порфиры и онгориолиты, возраст которых 263 ± 2 млн лет,

завершают магматизм региона. Таким образом, долерит-порфириды пересекают кызылнуринские вулканиды, завершая магматизм региона после перекрываются меловыми отложениями и возраст их условно принят среднепермским.

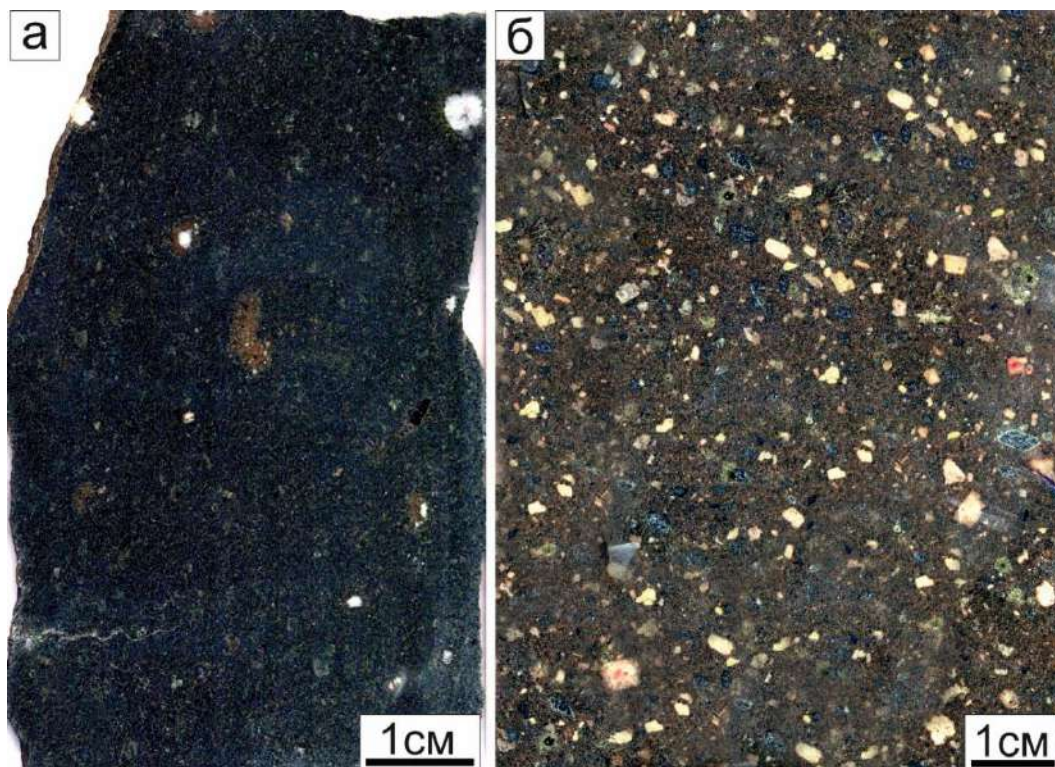


Рисунок 1.3.2.5 – Долерит-порфириды (а) и диорит-порфириды (б) месторождения Акташ.

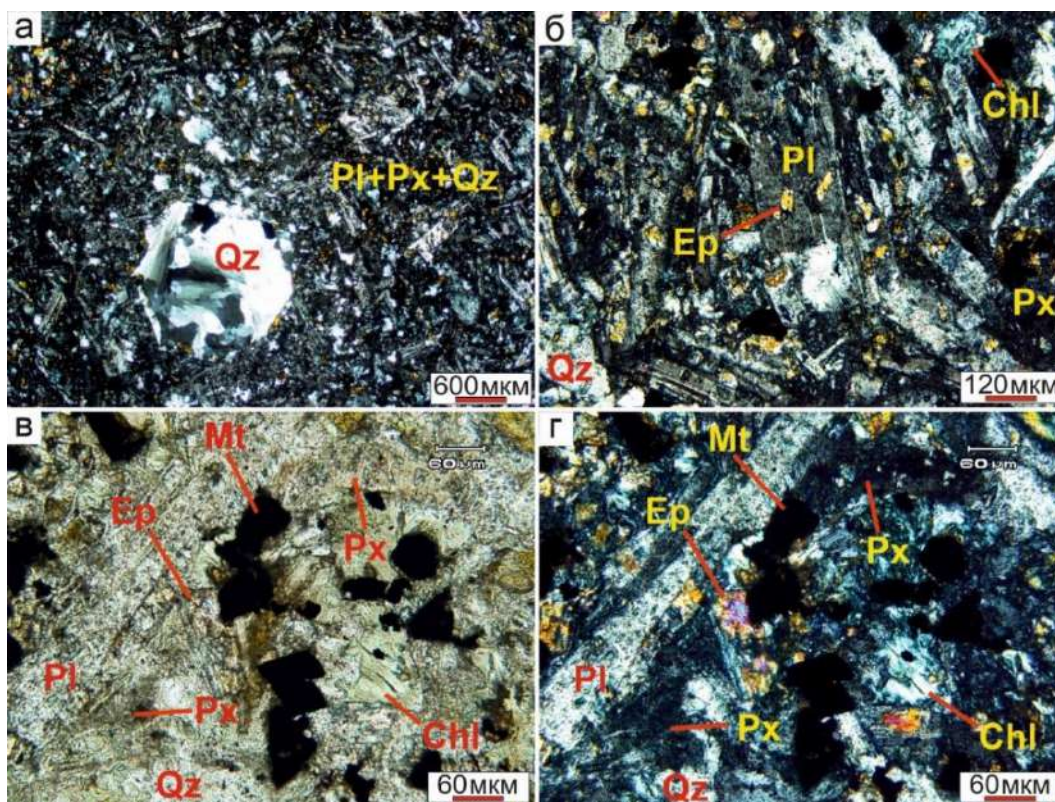


Рисунок 1.3.2.6 – Структурные особенности долерит-порфиров: а – порфировое выделение кварца (Qz) в мелкокристаллической плагиоклаз-пироксен-кварцевой массе (Pl+Px+Qz); б – ксеноморфные зерна пироксена и хлорита в интерстициях таблитчатых кристаллов плагиоклаза (Pl), содержащие пойкилиты эпидота (Ep); в-г – вкрапленность магнетита (Mt) в ассоциации с кварцем (Qz) и эпидотом (Ep) в интерстициях лейстов плагиоклаза (Pl). Николи параллельные (а) и скрещенные (б-г).

Текстура массивная, плотная (рис. 1.3.2.5а). Структура мелкозернистая, офитовая, иногда порфировая (рис. 1.3.2.6). Минеральный состав пород: плагиоклаз – 65–70%; пироксен – 20–25%; эпидот – 5–8%; биотит – 3–%; хлорит – до 2%; рудный минерал (магнетит) – 3–5%. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом, размер которых достигает до 3 мм. Основная масса состоит из вытянутых и полисинтетически сдвойникованных кристаллов плагиоклаза, между которых расположены хлоритизированные ксеноморфные зерна пироксена, кварца, эпидота и нерудных минералов (магнетита) (см. рис. 1.3.2.6а–г). Часто наблюдается замещение лейстов плагиоклаза эпидотом (рис. 1.3.2.6б, г). Долерит-порфиры часто содержат включения гидротермальных карбонатов и хлорита. (рис. 1.3.2.5а). Химический состав долерит-порфиров нами определен по силикатному анализу следующий (мас. %): SiO₂ 49.23, TiO₂ 1.50, Al₂O₃ 17.16, Fe₂O₃ 5.53, FeO 5.06, MnO 0.16, MgO 4.41, CaO 5.76, Na₂O 2.62, K₂O 3.27, P₂O₅ 0.61, H₂O⁻ 0.40, п.п.п. 4.03, сумма 99.74.

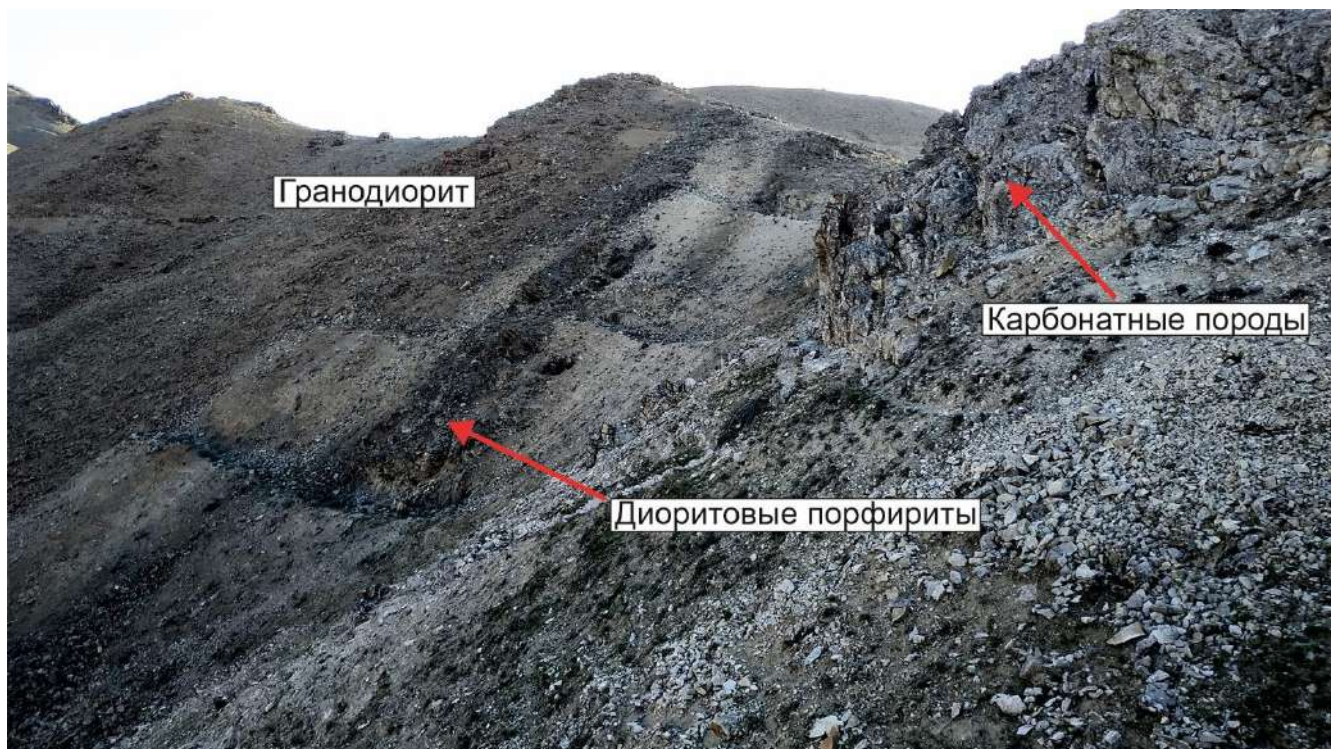


Рисунок 1.3.2.7 – Дайка диорит-порфиров на контакте гранодиоритов и карбонатных пород.

Диорит-порфиры (P_2) встречаются в виде штоков и даек как на северо-западе площади месторождения, так и в его центральной и восточной частях (рис. 1.3.1). Размеры штоков не превышает 50*50м. На площади отмечены две дайки диоритовых порфиров. Протяженность даек 50–100 м, мощность 5–6 м. Дайки этих пород внедрились вдоль тектонических разрывов северо-восточного простирания, прорывая карбонатные породы и магматические породы (рис. 1.3.2.7). Дайки диорит-порфиров внедрялись одновременно с дайками долерит-порфиров и возможно, их возраст среднепермский.

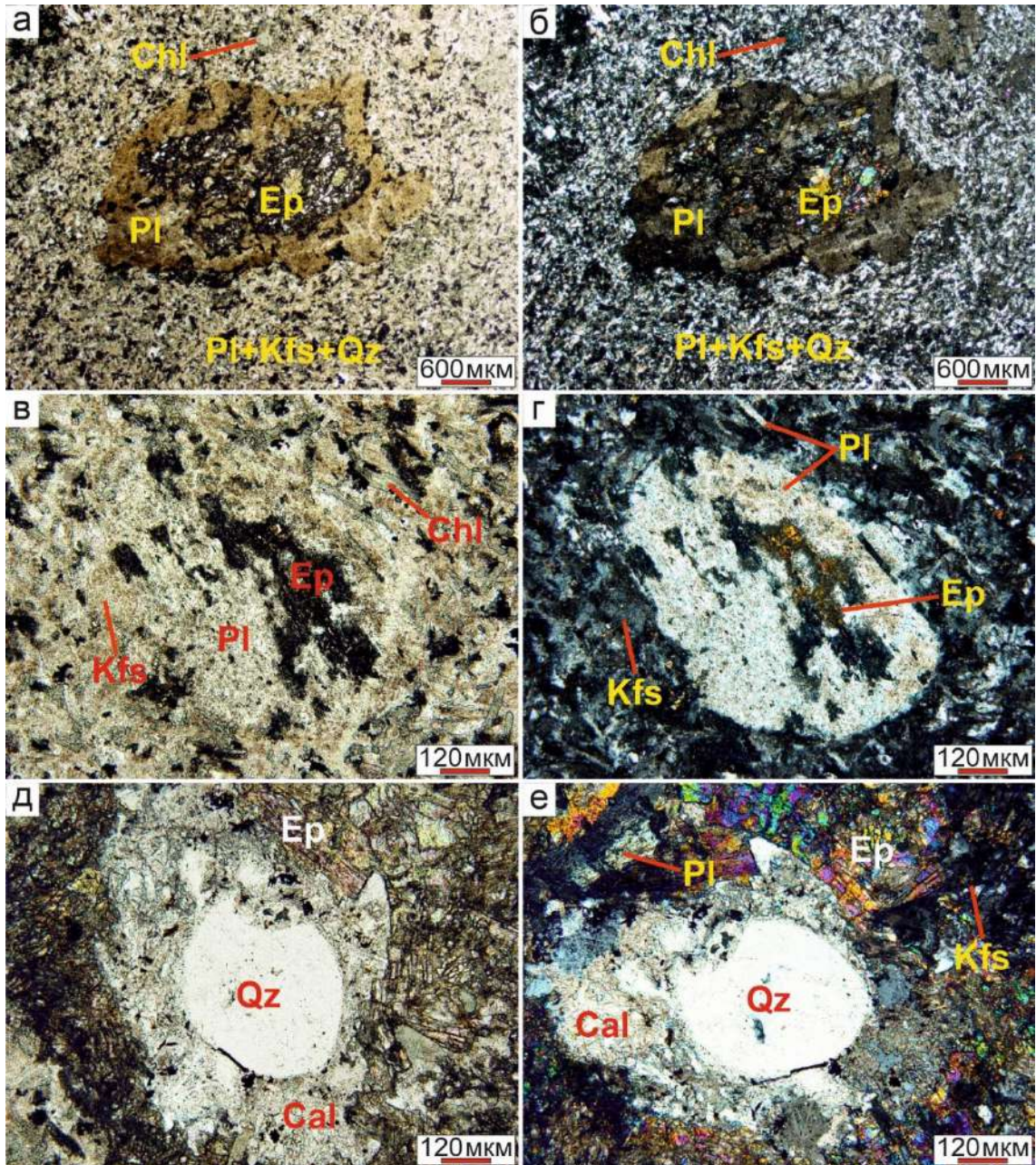


Рисунок 1.3.2.8 – Структурные особенности диорит-порфиров: а–б – эпидотизированное порфировое выделения плагиоклаза (Pl) в микрокристаллической плагиоклаз-калишпат-кварцевой массе (Pl+Kfs+Qz); в–г – хлоритизирование зерна калиевого полевого шпата с

лейстами плагиоклаза вокруг порфирового выделения плагиоклаза (Pl); д–е – округленное зерно кварца (Qz) в ассоциации с плагиоклазом (Pl), калишпата (Kfs), кальцита (Cal) и эпидота (Ep). Николи параллельные (а, в, д) и скрещенные (б, г, е).

Структура пород порфировая, структура основной массы полнокристаллическая, микрогипидиоморфнозернистая, т.е. микродиоритовая. Текстура массивная (рис. 1.3.2.5б). Порфировые выделения, развитые в этих дайках, представлены плагиоклазом, кварцем и биотитом, размер которых достигает до 3–4 мм (рис. 1.3.2.5б, 1.3.2.8). Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза (75–80 %) и выделений кварца (10–15 %), калишпата (5–10 %), эпидота (2–3), хлорита (1–3 %) и нерудных минералов.

Плагиоклаз представлен идиоморфными, гипидиоморфными и ксеноморфными таблитчатыми, часто сдвойникованными зернами, размером от 0.5 до 4 мм (рис. 1.3.2.8а–г). Порфировые выделения плагиоклаза интенсивно сосюритизированы, калиевой полевой шпат хлоритизирован. Кварц также образует отдельные зерна, овально-неправильные или с гранями, внутри которых прослеживаются ксеноморфные зерна кальцита (рис. 1.3.11д–е). Химический состав диоритовых порфиритов по данным силикатного анализа следующий (мас. %): SiO₂ 58.04, TiO₂ 0.72, Al₂O₃ 17.60, Fe₂O₃ 2.55, FeO 3.27, MnO 0.20, MgO 3.15, CaO 3.24, Na₂O 3.10, K₂O 4.83, P₂O₅ 0.39, H₂O 0.26, п.п.п. 2.74, сумма 100.09.

1.3.3. Тектонические нарушения

Месторождение Акташ характеризуется очень сложным тектоническим строением. Оно приурочено к южному крылу Курусай-Окуртауской антиклинали, которое осложнено серией разрывных нарушений разного порядка [Левин, 1965; Вольфсон, Титов, 1965].

Наиболее крупной разрывной структурой месторождения является Альпийский надвиг, прослеживающийся на юге участка, по которому палеозойские образования надвинуты на меловые и палеогеновые отложения (рис. 1.3.1). Надвиг на поверхности имеет пологие (10–45°) углы падения в северные румбы. На глубине Альпийский надвиг примыкает к рудным зонам (рис. 1.3.2). Некоторые авторы считают эту рудную зону продолжением Южно-Дарбазинского разлома в восточном направлении, а Альпийский надвиг – последствием взбросо-сдвиговых движений в альпийское время и обрушением палеозойских пород в силу гравитации на мел-палеогеновые образования [Левин, 1965; Вольфсон, Титов, 1965].

Разрывные нарушения более мелкого порядка в основном представлены трещинами северо-восточного и субширотного простирания, реже отмечены трещины северо-западного направления (рис. 1.3.1). Нарушения северо-восточного простирания являются оперяющими Южно-Дарбазинского разлома и развиты в основном в юго-восточной части площади

месторождения. Нарушение субширотного направления прослеживаются к северу от предыдущей системы. Все структуры падают в северные румбы под углами 45–80°.

В западном направлении некоторые нарушения приключаются друг к другу и обрываются сбросо-сдвигами северо-западного простирания, на востоке они затухают в массиве гранодиоритов. Небольшая часть разрывов, разветвляясь по падению на несколько самостоятельных субпараллельных трещин, образуют зоны сложного строения мощностью до 20–40 м. На всем своем протяжении в одних участках описываемые структуры сопровождаются зонами дробления и брекчирования мощностью до 5–15 м, в других гидротермальным изменением вмещающих пород (эпидотизацией, хлоритизацией, пиритизацией, карбонатизацией, окварцеванием интрузивных и серпентизацией, окварцеванием карбонатных пород), а также зонами скарнов и скарнирования. Эти зоны играют основную роль в размещении именно полиметаллического оруденения, при проведении разведки они получили название рудных зон и им присвоены номера [Белоусов, Полотов, 1981ф].

1.3.4. Скарновые образования

Скарны и скарнированные породы на месторождении пользуется довольно широким развитием, занимая в общей сложности 8–10 % его площади (рис. 1.3.1). Изучением скарнов месторождения Акташ и других месторождений рудного поля занималась группа под руководством Ф.И. Вольфсона, З.М. Протодяконовой, а также Е.Д. Карпова, В.А. Жариков, Л.И. Шабынина и многие другие [Вольфсон, 1951; Жариков, 1959; Протодяконова, 1960, Шабынин и др., 1983]. По данным этих исследований в Кансайском рудном поле выделяются два типа скарнов: магнезиальные (высокотемпературные) и известковые (более низкотемпературные).

Характерной особенностью распространения магнезиальных скарнов в рудном поле является приуроченность к контактам наиболее ранних интрузий среднего карбона с доломитами. Некоторые исследователи сходятся во мнении, что скарнирование доломитовых пород обусловлено небольшими телами сиенитов и сиенито-диоритов, образующих штоки, дайки и др., а со среднекарбовыми гранодиоритами кураминского типа магнезиальные скарны не связывали [Абдуллаев и др., 1958; Жариков, 1959; Каххаров, 1961]. Другая группа исследователей [Шабынин и др., 1983] считают, что магнезиальные скарны Кансайского рудного поля образуются в непосредственном контакте с порфировидными гранодиоритами среднего карбона, магма которых в эндоконтакте испытала действие отраженной волны щелочности и раскристаллизовалась в виде сиенитов.

В Кансайском рудном поле магнезиальные скарны хорошо были изучены на контакте доломитов с сиенитами и сиенито-диоритами на участках Центральный Кансай и Западная

Дарбаза [Жариков, 1959]. Это образования, состоящие из зеленого флогопита, моноклинных пироксенов (диопсид-авгит и салит-авгит), черной или темно-зеленой шпинели, небольшого количества форстерита, а также более поздних минералов, замещающих магнезиальные скарны и наложенных на них: гроссуляр-андрадит, титансодержащего гроссуляра, эпидота, клинохлора, серпентина, актинолита, натролита, томсонита, кальцита, доломита, тулита, пирита [Жариков, 1959]. Очень редко и в небольших количествах встречаются ксантофиллит и дравит.

На месторождении Акташ магнезиальные скарны преимущественно развиты в северной и восточной частях площади месторождения на контакте доломитов и доломитсодержащих известняков и гранитоидов гранодиоритового состава среднего карбона, с внедрением которых они генетически и связываются [Шабынин и др., 1983]. Магнезиальные скарны образуют зоны неправильных очертаний и различного строения. Они представлены серпентин-флогопит-кальцитовыми породами полосчатой текстуры (рис. 1.3.4.1а). Судя по текстурам эти скарны образовались биметасоматическим путем. Структура пород мелко- и среднекристаллическая. В состав этих скарнов в основном встречаются кальцит, флогопит, серпентин, форстерит, титансодержащий андрадит и вермикулит. Из часто встречающихся рудных минералов встречаются магнетит, перовскит, пирротин, пирит, сфалерит, тонкозернистый гематит и точилинит [Ятимов и др., 2024в]. Кроме того, в породе изредка встречаются кальцитрит, бадделеит, галенит, пентландит, кобальтин, апатит и виоларит. Тонкодисперсный гематит наблюдается обычно в агрегатах серпентина, а серпентин замещает форстерит. В некоторых агрегатах флогопита отмечаются вермикулитизация в виде полос до 3 мкм. Химический состав этих магнезиальных скарнов по одному анализу следующий: SiO_2 13.28 %, TiO_2 <0.02 %, Al_2O_3 2.24 %, Fe_2O_3 0.80 %, MnO 0.02 %, MgO 10.56 %, CaO 40.34 %, Na_2O 0.11 %, K_2O 0.96 %, H_2O 0.12%, п.п.п. 31.28 %, сумма 99.72 %.

Известковые скарны развиты преимущественно в центральной и западной частях месторождения. Известковые скарны развиваются вдоль тектонических нарушений или вдоль контактов малых интрузий и известняков, осложненных тектоническими подвижками [Протодяконова, 1960]. Известковые скарны представлены пятнистой, полосчатой, массивной текстурами и гранобластовыми, порфиробластовыми структурами (рис. 1.3.4.1б–в).

Известковые скарны подразделяются на биметасоматические (контактовые) и инфильтрационные. К известковым скарнам также примыкают приконтактовые образования эпидозитов.

Биметасоматические скарны залегают по контакту интрузий гранодиоритов с карбонатными породами среднего карбона, реже отмечаются на контакте последних с гранодиорит-порфирами нижней перми. В Кансайском рудном поле они развиты преимущественно на месторождении Акташ, где сосредоточена основная масса интрузий.

Мощность скарновых зон непостоянна. Структура породы тонкозернистая или плотная. Главными породообразующими минералами являются изотропные гранаты (гроссуляр и гроссуляр-андрадит переменного состава), пироксен диопсид-геденбергитового состава, местами везувиан, эпидот, которые иногда служат второстепенными минералами. В этих скарнах очень редко встречается волластонит [Протодяконова, 1972]. В строении скарнов часто наблюдается зональность: ближе к интрузивному телу залегают гранатовые, местами эпидотовые разности, в то время как на контакте с известняками развиваются пироксеновые, иногда везувиановые.

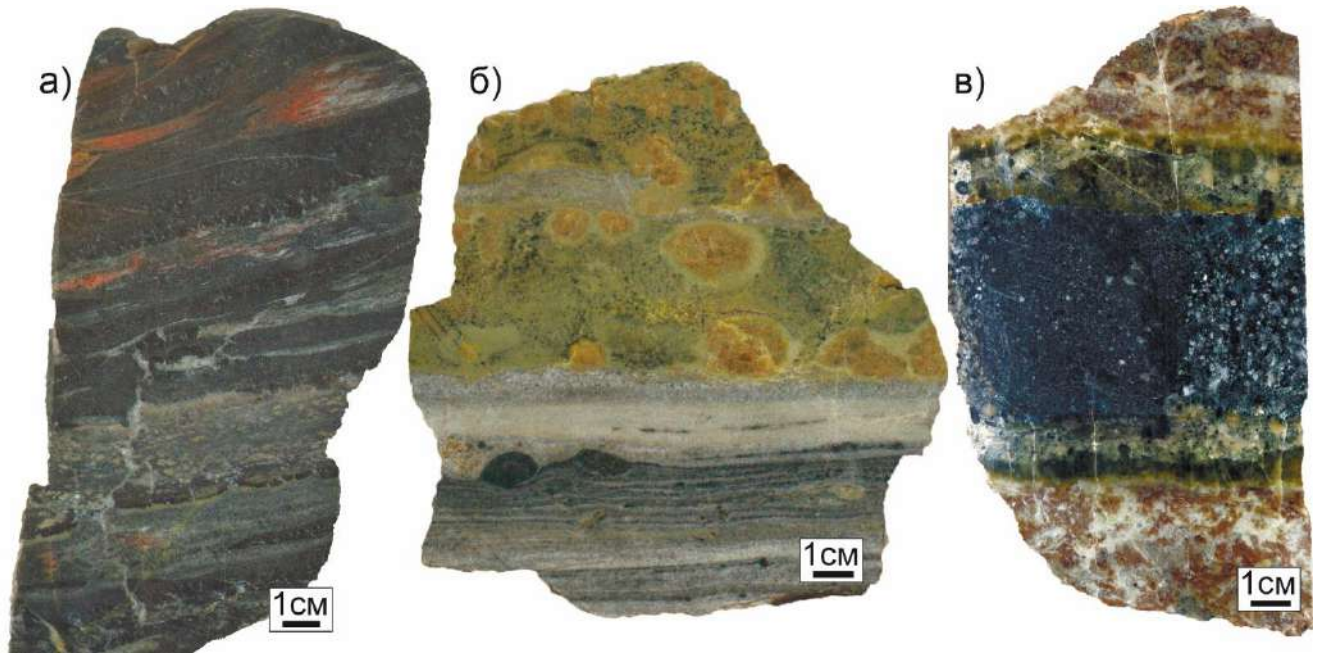


Рисунок 1.3.4.1 – Скарны месторождения Акташ: а – серпентин-флогопит-кальцитовые магнезиальных скарнов; б – серпентин-гранат-пироксеновые скарны на контакте мраморизованных карбонатных пород; в – полосчатые пироксен-гранатовые скарны на контакте с диоритовыми породами.

В биметасоматических скарнах местами проявляется магнетитовое оруденение со сульфидами (сульфидно-магнетитовые руды). Магнетит метасоматически замещает скарновые минералы, особенно диопсид и реже гранаты.

Инфильтрационные скарны образуют жилообразные и трубообразные тела среди карбонатных пород, реже изверженных, и развиваются, главным образом, вдоль тектонических трещин субширотного и северо-восточного направления. Они характеризуются чрезвычайно сложным составом. Важнейшими минералами являются: пироксен диопсид-геденбергитового состава, гранат гроссуляр-андрадитового ряда, актинолит, тремолит, серпентин, клинохлор, кальцит, редко кварц рудные – пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит и другие. В инфильтрационных скарнах, развивающихся по карбонатным породам, отмечается развитие

сульфидная минерализация в виде халькопирит-пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд (см. рис. 1.3.2).

Химический состав известковых скарнов по трем анализам следующий: SiO_2 29.58–37.68 %, TiO_2 0.24–0.41 %, Al_2O_3 4.24–7.05 %, Fe_2O_3 2.62–2.76 %, MnO 0.06–0.13 %, MgO 19.34–26.09 %, CaO 15.37–24.96 %, Na_2O 0.10–0.08 %, K_2O <0,01 %, H_2O^- 0.22–0.26 %, п.п.п. 10.40–17.90 %, сумма 99.38–100.11 %.

1.3.5. Минеральные типы руд

На месторождении выявлено 12 основных рудных тел рудных минерализаций, приуроченных к тектоническим нарушениям субширотного направления [Белоусов, Полотов, 1981ф] (рис. 1.3.1). Рудные тела не имеют четких геологических границ, характеризуются небольшими размерами (от 20–30 до 250–300 м), резко изменчивой мощностью (1–40 м) и представляют собой сочетание крутопадающих линз и сложных жило- и столбообразных тел (см. рис. 1.3.2). Рудные тела на месторождении прослежены канавами, на отдельных горизонтах штольной и скважинами колонкового бурения до глубины 200–550 м.

Месторождение Акташ отрабатывалось подземным способом (штольни и шахты) с 1950 по 1979 годы с перерывами, глубина эксплуатации 200 м. К настоящему времени месторождение не отработано.

По характерным минеральным ассоциациям на месторождении были выделены сульфидно-магнетитовые, халькопирит-пирротиновые и галенит-сфалеритовые минеральные типы руд.

Сульфидно-магнетитовые руды на месторождении пользуются наибольшим распространением. Руды слагают крутопадающие линзообразные рудные тела среди полосчатых скарнов серпентин-пироксен-гранатового состава. Рудные тела прослеживаются по простиранию на 100–300 м, мощность варьирует от 10 до 35 м. Тела представлены тремя парагенетическими ассоциациями: магнетитовой, сульфидно-магнетитовой и флюоборит-магнетитовой.

Наибольшее распространение получают сульфидно-магнетитовые руды, где главным минералом является магнетит (рис. 1.3.5.1а–г). В тесной ассоциации с ним находятся пироксен, гранат, амфибол и серпентин. Руды характеризуются полосчатой, пятнисто-полосчатой, вкраплено-полосчатой, вкрапленной и прожилковой текстурами. Для сульфидно-магнетитовых руд в основном характерна полосчатая текстура с чередованием магнетитовых, сульфидных и скарновых полос, согласных с общей слоистостью рудовмещающей толщи известняков (рис. 1.3.5.1а–г). «Полосы» агрегатов магнетита нередко имеют асимметричное строение: в нижней части «полос» структуры более крупнозернистые, чем в верхней части; верхние границы

ровные, нижние – со знаками нагрузки. Это позволяет предполагать, что полосы первоначально были слоями, возможно, тефротурбидитов.

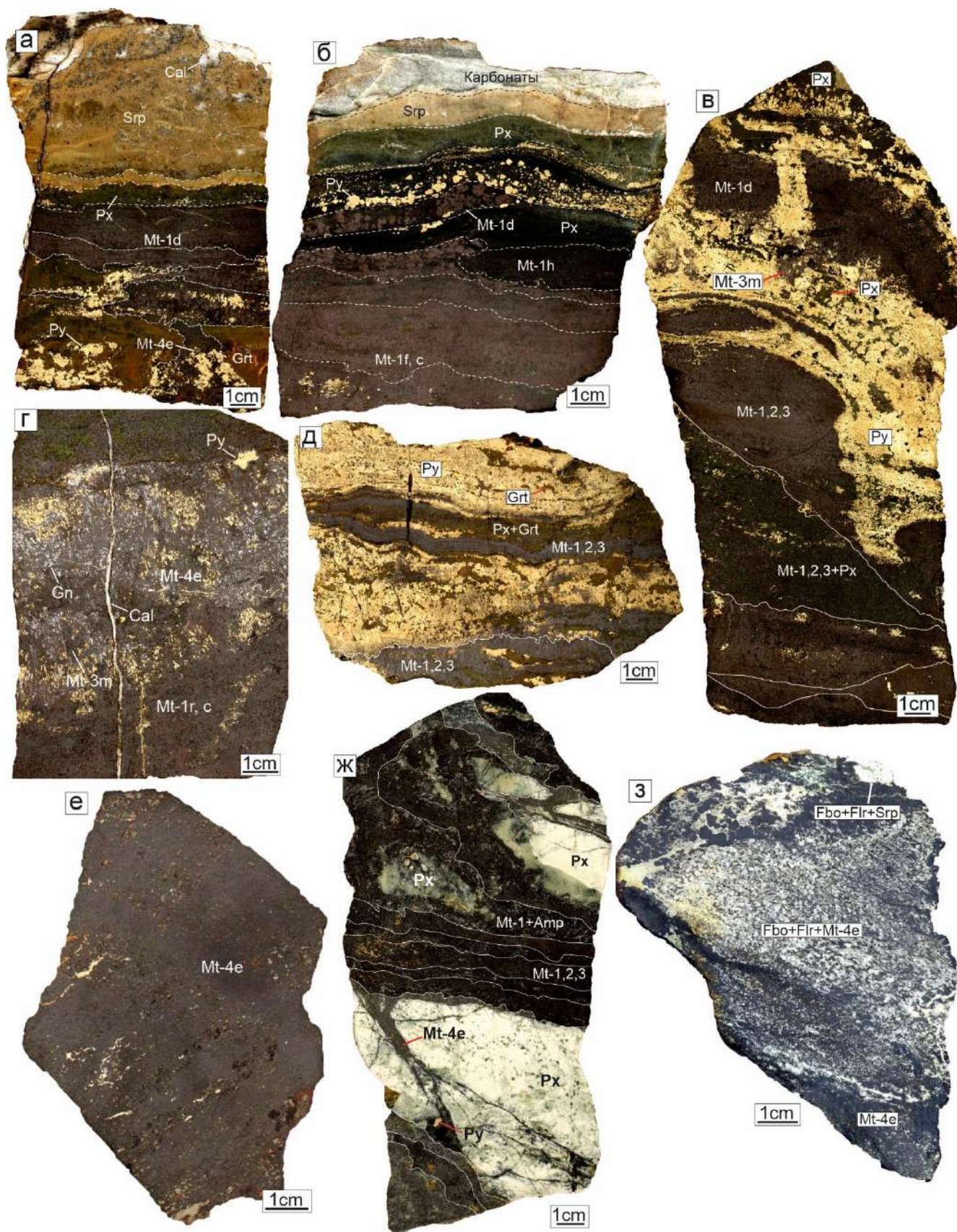


Рисунок 1.3.5.1 – Текстурные особенности сульфидно-магнетитовых, магнетитовых и флюоборит-магнетитовых руд месторождения Акташ: а-б – пятнисто-полосчатая текстура

сульфидно-магнетитовых руд на контакте со скарнами; в – полосчатая и прожилковая текстура сульфидно-магнетитовых руд; г – полосчато-вкрапленная сульфидно-магнетитовых руд; д – полосчатая текстура сульфидно-магнетитовых руд; е – массивная текстура сплошных магнетитовых руд; ж – полосчатая и прожилковая текстура магнетитовых руд с амфиболом и обломками пироксена; з – сочетание вкрапленной и пятнистой текстур флюорит-флюобарит-магнетитовых руд. Mt-1h – обломковидный магнетит, Mt-1d – дендритовидный магнетит, Mt-1f – волокнистый магнетит, Mt-1c – колломорфно-почковидный магнетит, Mt-1r – радиально-лучистый магнетит, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит), Mt-4e – эвгедральный незональный магнетит, Px – пироксен, Srp – серпентин, Amp – амфибол, Fbo – флюоборит, Flr – флюорит, Cal – кальцит, Grt – гранат, Py – пирит, Gn – галенит.

В основании магнетитовых «полос» встречаются дендритовидные (Mt-1d), волокнистые (Mt-1f), радиально-лучистые (Mt-1r) и колломорфно-почковидные (Mt-1c) агрегаты магнетита, а также зональные субгедральные зерна (Mt-2s). Некоторые полосы магнетита сложены обломковидными обособлениями магнетита (рис. 1.3.13б). Асимметрию, которая свидетельствует об исходно донном происхождении, можно определить и в некоторых серпентиновых и пироксеновых «полосах». Незональные эвгедральные метакристаллы (Mt-4e) магнетита чаще всего встречаются в жилах, пересекающих слои (рис. 1.3.5.1а, в, ж).

Сульфиды, в частности, пирит образует приличные скопления, наложенные на магнетитовые руды. Наложение происходит путем замещения магнетита пиритом (рис. 1.3.5.1в, д). Основным сульфидным минералом является пирит, который представлен ксеноморфными агрегатами и крупными эвгедральными кристаллами (до 300 мкм). Галенит в виде небольших скоплений размером до 300–400 мкм выполняет пространство между зернами магнетита и пирита, а иногда замещает субгедральные кристаллы магнетита-2s по зональности. В галенитовых агрегатах обнаружены многочисленные включения минералов висмута: самородный висмут, висмутин, галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, аргентоайкинит, Ag-содержащие виттихенит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заварицкит [Ятимов и др., 2019; 2021]. В незначительных количествах встречается сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита в виде ангедральных агрегатов в ассоциации с пиритом и галенитом. В магнетитовой массе изредка встречаются крупные ксеноморфные выделения халькопирита размером до 250 мкм. В ассоциации с магнетитом присутствуют агрегаты крупнозернистого граната (гроссуляр-андрадит) зеленого и белого пироксена (диопсид-геденбергит). В меньшем количестве установлены эпидот, амфибол, серпентин, хлорит, кальцит и кварц, замещающие гранат-пироксеновую ассоциацию, редко присутствуют шеелит, циркон, торит и титанистые минералы (пирофанит, титанит).

Иногда встречаются малосульфидные магнетитовые руды, которые имеют массивную, полосчатую и прожилковую текстуру (рис. 1.3.5.1е-ж). Мелкозернистые массивные магнетитовые руды сложены из плотного незонального эвгедральные метакристаллы (Mt-4e) магнетита (рис. 1.3.5.1е). Иногда в этих рудах магнетит ассоциируется со скоплениями амфибола и пироксена. В этих рудах нередко наблюдается пирит, серпентин, хлорит и довольно редко сфалерит, галенит и титанит.

Флюоборит-магнетитовая ассоциация встречаются в восточной части месторождения и образуют прожилки и линзы с пятнистой и вкрапленной текстурами (рис. 1.3.5.1з) в скарнированных доломитовых породах в 5–8 м от их контакта с гранодиоритами. Эта ассоциация впервые нами выявлены и имеют незначительное распространение. Участки, обогащенные флюоборитом, имеют слоистость, которая подчеркивается вкрапленностью мелкозернистого магнетита. Слои пересечены прожилками грубозернистого магнетита, ассоциирующего с флюоритом, хлоритом и серпентином (рис. 1.3.5.1з). В качестве второстепенных и акцессорных минералов в ассоциации с флюоборитом диагностированы серпентин, доломит, хлорит, пирит, халькопирит, гематит, бадделеит, апатит, гранат, пироксен, валлериит и ангидрит. Флюоборит-магнетитовая ассоциация требует дальнейшего изучения и пока не будет выделена как самостоятельные руды.

Халькопирит-пирротиновые руды получают локальное и гораздо меньшее распространение, чем сульфидно-магнетитовые руды. Эти руды имеют пятнистые сплошные и прерывисто-полосчатые текстуры, обусловленные наличием полосок, изогнутых в мелкие складочки (рис. 1.3.5.2). Этот тип иногда накладывается на сульфидно-магнетитовые руды.

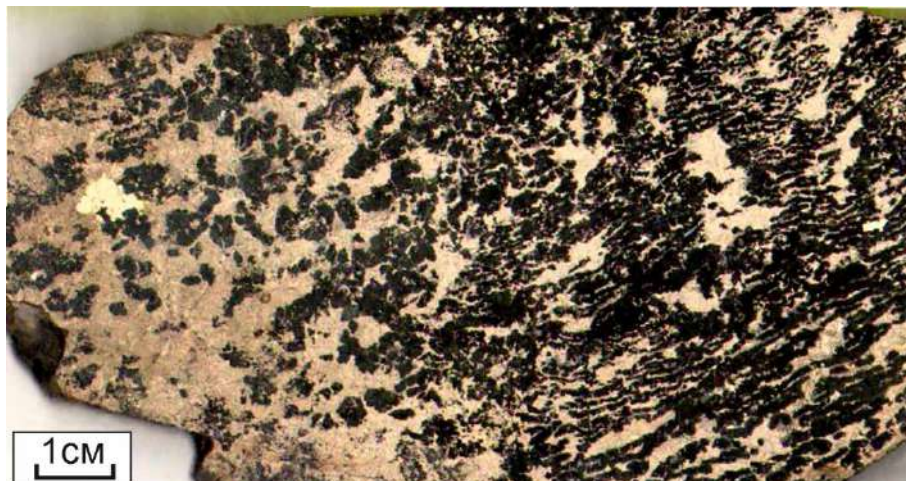


Рисунок 1.3.5.2 – Текстурные особенности халькопирит-пирротиновых руд месторождения Акташ: пятнисто-массивная текстура с прерывисто-полосчатой («бурундучные руды») и с редкими порфировидными выделениями пирита халькопирит-пирротиновых руд;

Главные рудные минералы – пирротин и халькопирит. Кроме пирротина, в халькопирит-пирротиновых рудах встречаются пирит, сфалерит, магнетит, гематит, марказит, хлорит, диопсид, реже глаукодит и бадделеит, а также теллуриды висмута (цумоит, пильзенит) и теллуриды серебра (гессит, штютцит). Пирит присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен в пирротине и образует самостоятельные выделения размером до 1 см на контакте с нерудными минералами. В ассоциации с пирротином присутствуют ангедральные зерна халькопирита, а также сфалерита, содержащие тонкую вкрапленность халькопирита. Магнетит обычно располагается по краям крупных сульфидных агрегатов, а также встречается в виде мелких включений в пирротине. Наблюдается замещение магнетита гематитом, а также встречаются гематитовые прожилки, секущие пирит и пирротин. Галенит в этих рудах встречается крайне редко. Обнаружено всего лишь одно зерно галенита размером 5 мкм, которое содержит высокие содержания Ag – 3.49 мас. % и Se – 4.25 мас. %. Хлорит обычно сростается с агрегатами и полосками пирротина. Диопсид обычно образует кристаллы вокруг агрегатов хлорита и одиночные кристаллы в сульфидах.

Галенит-сфалеритовые руды имеют широкое распространение на месторождении Акташ. Оруденение развивается преимущественно по инфильтрационным скарнам пироксенового состава, а иногда накладывается на сульфидно-магнетитовые руды, образуя сложные минеральные ассоциации. Форма рудных тел – самая разнообразная, от контактовых залежей, столбообразных, ветвящихся трубообразных тел до мелких линз и маломощных жил. Сплошные руды обычно залегают или в центральных частях рудных тел или вблизи известняков [Белоусов, Полотов, 1981ф].

Галенит-сфалеритовые руды характеризуются прожилковой, вкрапленной, пятнистой и массивной текстурами (рис. 1.3.5.3а–г). Основной рудный минерал – сфалерит, второстепенные – галенит, халькопирит, пирит. Сфалерит ассоциирует с нерудными скарновыми минералами, галенитом, халькопиритом, пиритом и редко пирротином. Наблюдаются прожилки кальцита, которые пересекают все эти минералы. Форма агрегатов ксеноморфная и субгедральная. Галенит представлен относительно крупными зернами в основной массе сфалерита, а реже встречается на границах зерен пироксена и граната. Галенит не содержит оптически различимых микровключений висмутовых минералов. Халькопирит образует в галените микровключения, либо образует каймы вокруг агрегатов галенита. Кроме того, присутствуют халькопиритовая и пирротиновая эмульсионная вкрапленности в агрегатах сфалерита. Пирит встречается в виде ангедральных и субгедральных зерен.

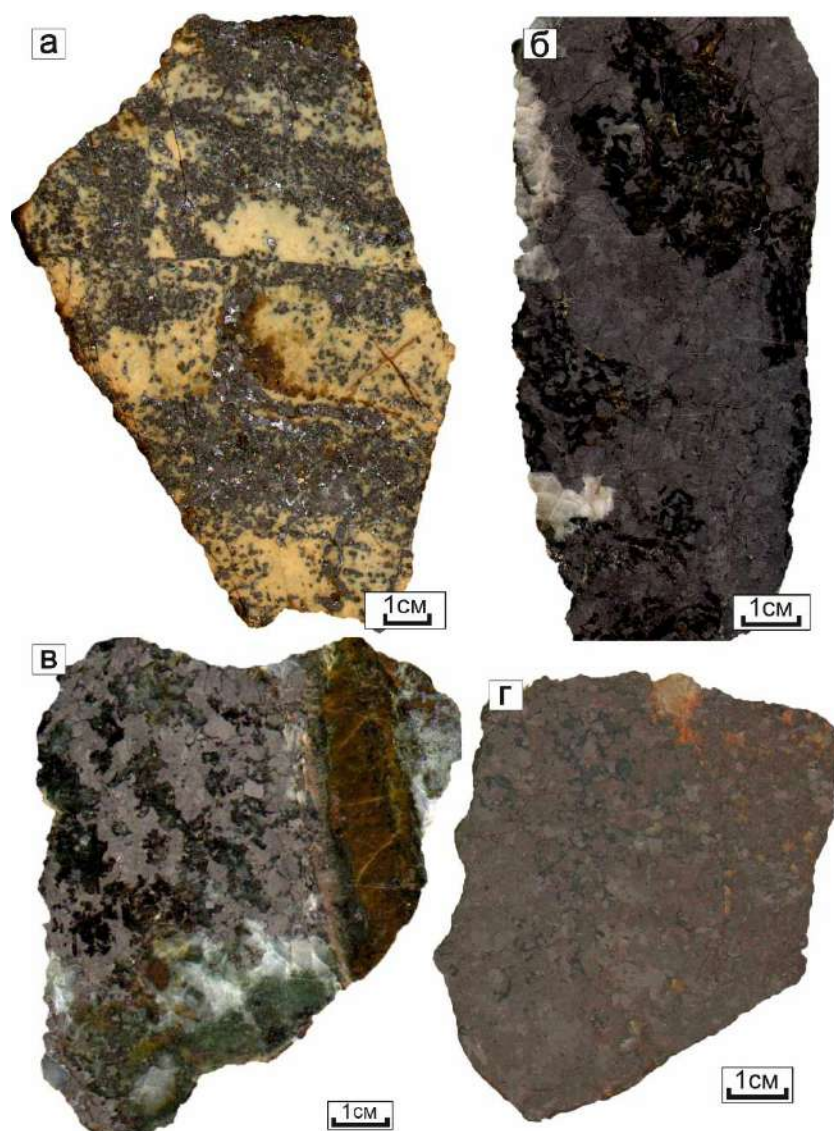


Рисунок 1.3.5.3 – Текстурные особенности галенит-сфалеритовых руд: б – прожилково-вкрапленная текстура галенит-сфалеритовых руд с вкрапленностью галенита; б–в – пятнисто-массивная текстура собственно сфалеритовых руд; г – массивная текстура собственно сфалеритовых руд.

Выводы

Горнорудный район Карамазар входит в состав Чаткало-Кураминского террейна Срединного Тянь-Шаня и является составной частью Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса, сформировавшегося на южной активной континентальной окраине Палеоказахстана. Палеоказахстанский микроконтинент образовался в ордовике в результате коллизии и объединения Сырдарьинского массива (Срединного Тянь-Шаня) с расположенными севернее раннепалеозойскими сиалическими террейнами и островными дугами.

В результате изучения геологической позиции и геологического строения района месторождения Акташ, выяснена приуроченность его к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана, относящего к Кураминской зоне Чаткало-Кураминского террейна Срединного Тянь-Шаня. Полностью становление месторождения Акташ произошло в конце карбона в коллизионную стадию с сопутствующей субдукцией под Палеоказахстанский континент.

Месторождение Акташ расположено в восточной части Кансайского рудного поля на участке, ограниченном с юга Южно-Окурдаванским разломом (Альпийский надвиг), с запада, севера и востока – интрузивами гранитоидов Чокадамбулакского массива, прорвавшими карбонатные и эффузивно-осадочные толщи.

В геологическом строении месторождения Акташ принимают участие карбонатные породы верхнего девона – нижнего карбона, интрузивные породы и полосчатые скарны, вероятно, так же, как и на Чокадамбулакском месторождении, образовавшиеся по слоистым вулканогенно-осадочным породам. Карбонатные породы сложены известняками, доломитами и их смешанными разновидностями. Интрузивные породы представлены гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, долерит-порфиритами и диорит-порфиритами, образующими дайкообразные и штокообразные тела. На удалении от интрузивов в верхней части карбонатной толщи хребта Окуртау, к которой приурочено месторождение, отмечены первые признаки проявления вулканической деятельности. В рудном поле наблюдается переслаивание известняков, вулканокластиков андезитового и андезидацитового состава, песчаников, алевролитов и кремнистых пород. Скарны представлены магнезиальными (серпентин-флогопит-кальцитовыми) и известковыми (серпентин-гранат-пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми). Главными минералами скарнов являются пироксены ряда диопсид–геденбергит, гранаты рядаgrossуляр–андрадит, амфиболы ряда актинолит–тремолит, флогопит, серпентин, эпидот и кальцит.

Несколько небольших линзообразных и пластообразных магнетитовых тел залегают как в скарнах вблизи контактов с интрузивами, так и на удалении, среди мраморизованных известняков. Главное сульфидно-магнетитовое тело, падающее под углом 50–60°, начиная с глубины 400 м, не перебушено. Полосчатые магнетитовые руды перемежаются с полосчатыми скарнами и мраморизованными известняками. Руды по минеральному составу подразделены на три типа: сульфидно-магнетитовые, халькопирит-пирротитовые и галенит-сфалеритовые.

ГЛАВА 2. МИНЕРАЛОГИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Работы по изучению минерального состава руд осуществлялись с 1941 по 1975 гг. многими геологами на основе оптической микроскопии без инструментального подтверждения состава минералов. Наиболее детально минералогия месторождения Акташ отражена в работах З.М. Протодьяконовой [1972], в которых приведено описание около 100 минералов, основными из которых являются магнетит, гематит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин, марказит, висмутин, арсенопирит и самородное золото [Файзиев и др., 2017]. Из вторичных минералов описаны азурит, церуссит, смитсонит, англезит, плюмбоярозит, лимонит. Нерудные минералы представлены геденбергитом, диопсидом,grossуляром, андрадитом, актинолитом, тремолитом, клинохлором, серпентином, кварцем и кальцитом (табл. 2.1).

Минеральный состав руд, характеризуется сложностью, что в частности выражается в довольно большом списке встреченных в них минералов, в разнообразии текстур и структур руд, а также в довольно заметном непостоянстве количественных соотношений ведущих минералов в отдельных частях одного и того же рудного тела.

Проведенные исследования внесли целый ряд дополнений, уточнений и изменений в существовавшие ранее представления. Кроме того, в ходе работы были описаны и изучены 22 минерала, большинство из которых ранее не были обнаружены не только на месторождении Акташ, но и на других месторождениях Кансайского рудного поля (см. табл. 2.1). Некоторые из обнаруженных нами минералов можно считать новым минеральным видом даже для всей территории Карамазара.

Таблица 2.1. Минеральный состав руд месторождения Акташ.

Типы руд Минералы	Сульфидно- магнетитовый	Халькопирит- пирротинный	Галенит- сфалеритовый
Главные	Магнетит	Пирротин, халькопирит	Сфалерит, галенит,
Второстепенные	Пирит, галенит, халькопирит, сфалерит	Пирит, сфалерит, марказит, гематит	Пирит, халькопирит
Нерудные	Диопсид, диопсид- геденбергит, андрадит, grossуляр-андрадит, серпентин, амфиболы, кальцит, хлорит, <i>флюоборит</i> , флюорит	Хлорит, диопсид	Диопсид, диопсид- геденбергит, андрадит, grossуляр- андрадит, серпентин, эпидот, кальцит, хлорит
Редкие	Самородное золото, самородное серебро, <i>самородный висмут</i> ,	Самородное золото, <i>цумоит</i> , <i>пильзенит</i> ,	Пирротин, <i>пирофанит</i> , <i>перовскит</i> ,

	висмутин, <i>галеновисмутин</i> , <i>виттихенит</i> , <i>эмплектит</i> , <i>айкинит</i> , <i>фридрихит</i> , <i>зальцбургит</i> , <i>бисмит</i> , <i>заварицкит</i> , <i>пирофанит</i> , титанит, <i>аргентит</i> , англезит, гринокит, шеелит, гематит, <i>джонбаумит</i> , гипс, ангидрид, <i>ютенбогаардтит</i> , сульфиды Ag-Au-Bi, барит, флюорит, апатит, циркон, <i>торит</i>	гессит, <i>иттютцит</i> , <i>глаукоdot</i> , гизингерит, <i>бадделеит</i> , сидерит	анатаз, <i>цирконолит</i> , апатит, гипс, циркон, <i>бадделеит</i>
--	---	--	--

Примечание. Жирным курсивом выделены минералы, впервые установленные автором на месторождении.

Ниже приводится характеристика изученных нами основных рудных и нерудных, а также редких минералов в рудах месторождения Акташ в соответствии с минералогической классификацией.

2.1. Самородные элементы

Из самородных элементов в рудах месторождения Акташ было обнаружено самородное золото, серебро и самородный висмут [Ятимов и др., 2018; 2019б; 2022б].

Самородное золото Au и серебро Ag в сульфидно-магнетитовых рудах обнаружено как в магнетите, так и в ассоциации с сульфидами. В магнетите самородное золото и серебро представлены в виде отдельных включений размером от 1–5 мкм до 50 мкм. Самородное золото соседствует с многочисленными вкрапленниками (до 3 мкм) шеелита (рис. 2.1.1б, в).

Форма зерен самородного золота в магнетите округлая, угловатая, сглажено-угловатая, нередко с кристаллографическими очертаниями. Иногда наблюдаются зерна самородного золота в тесном сростании с самородными висмутом и серебром. Пробность золота в магнетите составляет 793–895 ‰ (табл. 2.1.1). Золото на контакте магнетита со скарновыми минералами, обычно окружено каймами ютенбогаардтита и Ag-Au-Bi сульфидов толщиной до 10 мкм (рис. 2.1.1г, табл. 2.1.1). Включения самородного золота ассоциируют с серебрясодержащим айкинитом и галенитом (рис. 6д). Состав такого золота сильно варьирует (мас. %): Au 53.73–90.45 и Ag 8.90–43.71 (табл. 2.1.1). Высокие содержания Ag (50.84–71.04 мас. %) обычно отмечаются в краевых частях зерен. В целом, в пределах одного зерна колебания содержаний серебра достигают 28.95 мас. %. Пробность золота, соответственно, изменяется от 905 ‰ в

центре до самородного серебра (пробность 290 ‰) в наружной оторочке, а иногда наблюдаются отдельные мелкие выделения с низкой пробностью и в центральной части (рис. 2.1.1в-е).

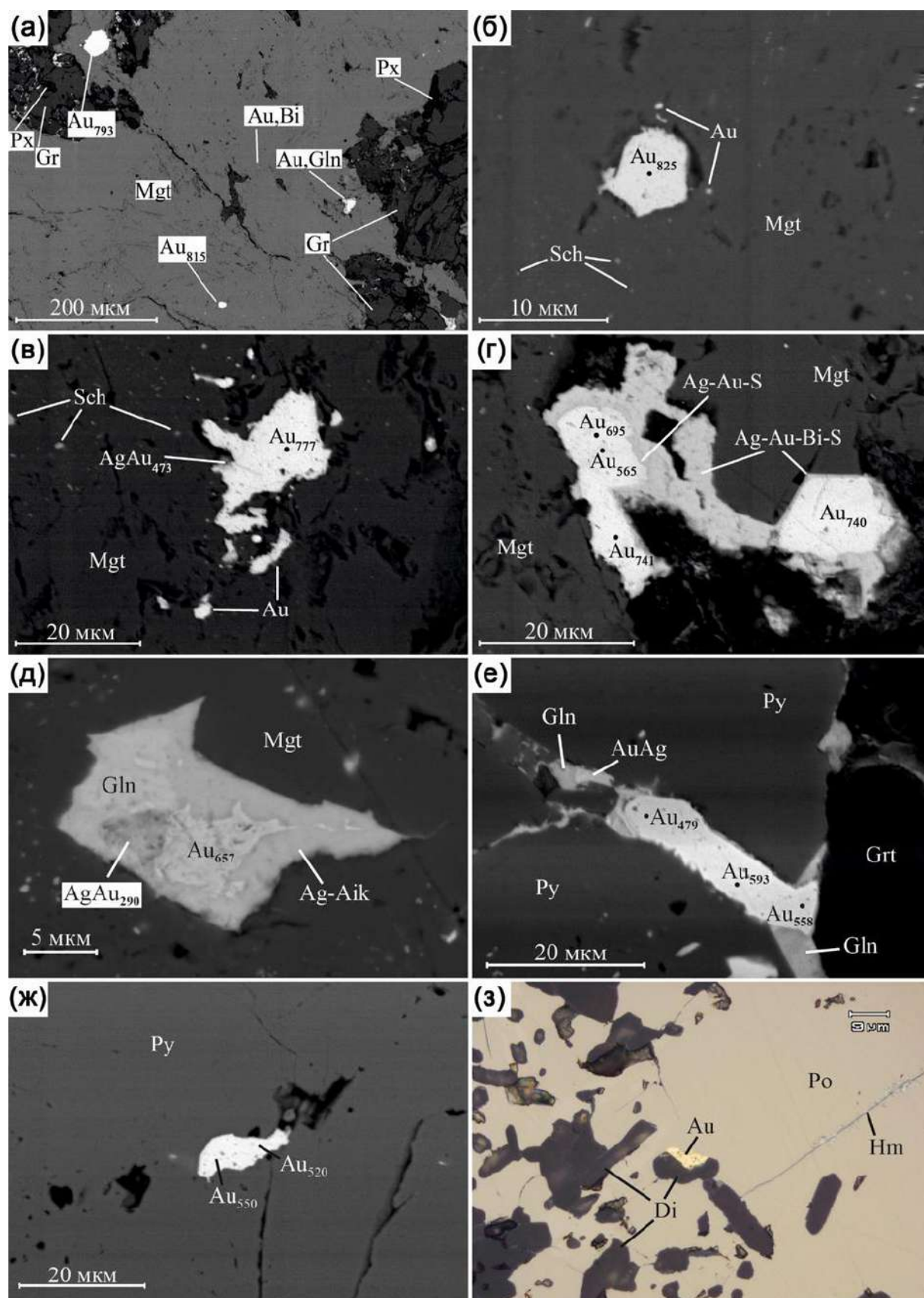


Рисунок 2.1.1 – Минералы изоморфного ряда самородное золото – самородное серебро в рудах месторождения Акташ: а – самородное золото (Au) в магнетите (Mgt) (пробность 793–815 ‰),

Au, Bi – сростание самородного золота с самородным висмутом, в нерудной массе – гранат (Grt) и пироксен (Px); б – самородное золото (пробность 825 ‰) в магнетите с тонкой вкрапленностью шеелита (Sch); в – снижение пробности золота от центра (пробность 777 ‰) к краям зерен (пробность 473 ‰); г – самородное золото (пробность 565–741 ‰) в сростании с сульфидами золота, серебра и висмута (Ag-Au-S, Ag-Au-Bi-S) на контакте магнетита с нерудными минералами; д – тесное сростание самородного серебра и золота (пробность 290–657 ‰) с галенитом (Gln) и серебросодержащим айкинитом (Ag-Aik) в магнетите, е – самородное золото (пробность 479–593 ‰) в ассоциации с галенитом в трещинах пирита (Py); ж – ангедральное зерно самородного золота (пробность 657–688 ‰) в пирите; з – золото в ассоциации с диопсидом (Di) в пирротине (Po), Hm – прожилки гематита. Подстрочные индексы обозначают пробность золота. BSE-фото (а–ж), отраженный свет (з).

Минералы изоморфного ряда самородное золото – самородное серебро (мас. %: 44.26–68.65 Au, 29.91–55.19 Ag) также выполняют трещины в пиритовых агрегатах в сростании с галенитом (рис. 2.1.1е). В редких случаях в их составе обнаружены Cu (0.61–0.70) и Pb (1.36–1.94) (табл. 2.1.1). Пробность золота варьирует от 687 до 445 до ‰ (табл. 2.1.1).

Самородное золото в халькопирит-пирротиновых рудах встречается реже и, в основном, связано с магнетит-пирит-пирротиновой ассоциацией минералов. В пиритовых агрегатах самородное золото встречается в виде включений размером до 10 мкм (рис. 2.1.1ж).

В пирротиновых агрегатах самородное золото обычно локализуется на контакте с кристаллами диопсида (рис. 2.1.1з). Состав золота относительно однородный (Au 65.56–69.90 мас. %, Ag 34.50–40.83 мас. %) и представлен низкопробной (656–699 ‰) разновидностью (табл. 2.1.1).

Таблица 2.1.1. Химический состав (мас. %) минералов изоморфного ряда самородное золото – самородное серебро в рудах месторождения Акташ

№ п/п	Ассоциация	Содержание, мас. %					Проб- ность	Формула
		Au	Ag	Cu	Pb	Сумма		
1	В магнетите	86.40	13.62	–	–	100.02	864	Au _{0.78} Ag _{0.22}
2		79.47	20.19	–	–	99.66	794	Au _{0.68} Ag _{0.32}
3		81.46	18.10	–	–	99.56	815	Au _{0.71} Ag _{0.29}
4		77.74	21.68	–	–	99.42	777	Au _{0.66} Ag _{0.34}
6		82.51	17.08	–	–	99.58	825	Au _{0.73} Ag _{0.27}
7		72.75	27.25	–	–	100.00	725	Au _{0.59} Ag _{0.41}
8		90.45	8.90	–	–	99.35	905	Au _{0.85} Ag _{0.15}
9		65.73	33.52	–	–	99.25	657	Au _{0.52} Ag _{0.48}
10	В сростании с Au- Ag-Bi-S минералами и Ag-	28.96	71.04	–	–	100.00	290	Ag _{0.82} Au _{0.18}
11		69.50	30.04	–	–	99.55	695	Au _{0.56} Ag _{0.44}

12	содержащим айкинитом	56.53	42.55	—	—	99.08	565	$\text{Ag}_{0.58}\text{Au}_{0.42}$
13		74.12	25.76	—	—	99.88	741	$\text{Au}_{0.61}\text{Ag}_{0.39}$
14	В пирите в трещинках с галенитом	44.26	55.19	—	—	99.45	443	$\text{Ag}_{0.69}\text{Au}_{0.31}$
15		46.36	50.84	0.70	1.94	99.83	464	$\text{Ag}_{0.65}\text{Au}_{0.32}$ $\text{Pb}_{0.02}\text{Cu}_{0.01}$
16		53.73	43.71	0.64	1.36	99.44	537	$\text{Ag}_{0.58}\text{Au}_{0.39}$ $\text{Pb}_{0.02}\text{Cu}_{0.01}$
17		68.65	29.91	0.61	—	99.17	686	$\text{Au}_{0.55}\text{Ag}_{0.44}\text{Cu}_{0.01}$
18		68.05	31.74	—	—	99.78	681	$\text{Au}_{0.54}\text{Ag}_{0.46}$
19	В пирите и пирротине	65.56	34.50	—	—	100.06	656	$\text{Au}_{0.51}\text{Ag}_{0.49}$
20		67.34	32.60	—	—	99.94	673	$\text{Au}_{0.53}\text{Ag}_{0.47}$
21		69.90	30.10	—	—	100.00	699	$\text{Au}_{0.56}\text{Ag}_{0.44}$
22		68.78	30.39	—	—	99.17	688	$\text{Au}_{0.55}\text{Ag}_{0.45}$
23		65.67	33.55	—	—	99.22	657	$\text{Au}_{0.52}\text{Ag}_{0.48}$

Примечание: самородное золото – $\text{Au} > 50$ мас. %, самородное серебро – $\text{Ag} > 50$ мас. %. Прочерк – не обнаружено.

Самородный висмут Bi выявлен в гранат-пироксен-магнетит-халькопирит-галенитовой ассоциации в сульфидно-магнетитовых рудах [Ятимов и др., 2018, Ятимов и др., 2019б]. Зерна самородного висмута ксеноморфные, сглажено-угловатые, реже округлые (рис. 2.1.2а, б). В отраженном свете минерал имеет кремово-белый цвет, обладает высокой отражательной способностью и весьма анизотропный. Основное количество крупных зерен (до 0.1 мм) самородного висмута находится в галените. Установлена ассоциация самородного висмута, Zn-гринокиита и халькопирита в галените, который выполняет интерстиции между агрегатами магнетита и эпидота. Самородный висмут «избегает» непосредственного контакта с халькопиритом: по границе его зерен обычно располагается виттихенит или эмплектит, частично заместившие халькопирит. В химическом составе самородного висмута не обнаружены примеси.

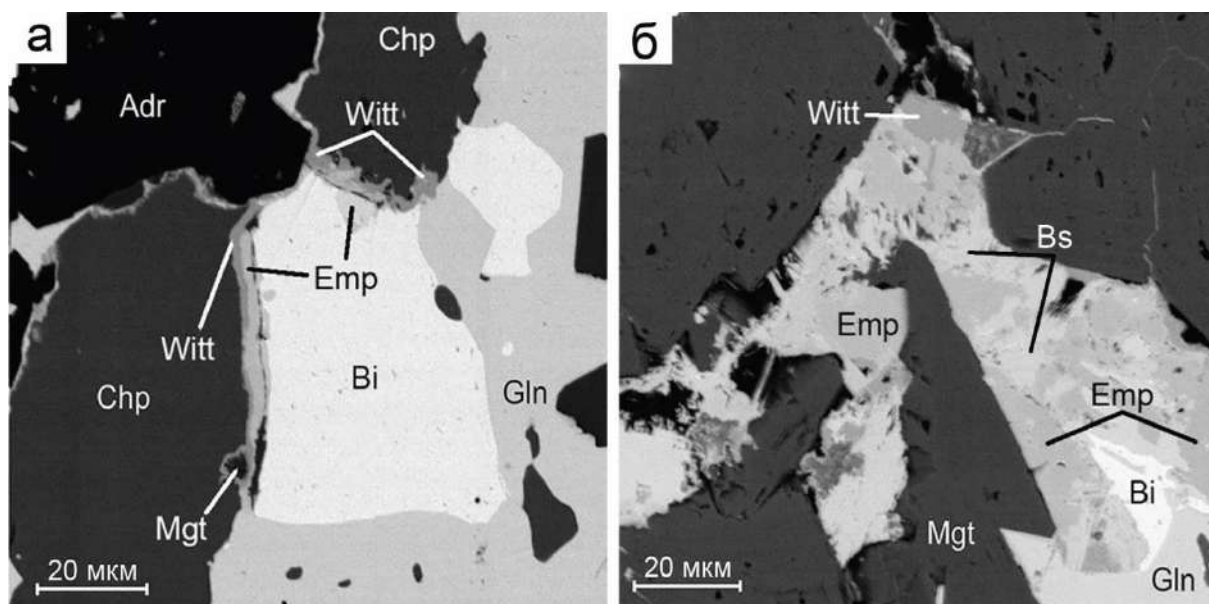


Рисунок 2.1.2 – Акцессорные минералы висмута сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ: а – самородный висмут (Bi) в ассоциации с эмплектитом (Emp) и виттихенитом (Witt) в галените (Gln) на контакте халькопирита (Chp) и корродированных кристаллов магнетита (Mgt); б – ассоциация самородного висмута (Bi), виттихенита (Witt), эмплектита (Emp), висмутина (Wis) в тесном срастании с галенитом (Gln) в магнетитовой основной массе (Mgt). BSE-фото.

2.2. Сульфиды

Сфалерит ZnS широко распространен на месторождении Акташ. Окраска сфалерита меняется от черного в сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротитовых рудах до коричневого цвета в галенит-сфалеритовых рудах. На основании изучения аншлифов установлено, что сфалерит обычно содержит обильные включения других минералов: эмульсионную и эмульсиевидную вкрапленность халькопирита, реже – пирротина. Как показало травление полированных шлифов парами царской водки, перечисленные включения приурочены чаще всего к спайности и двойниковым швам сфалерита или выполняют пространство между зернами последнего, а иногда в виде прожилок пересекают его скопления. Каждая из перечисленных разновидностей сфалерита, имеющих различную окраску, находится в ассоциации с определенными группами минералов. Темная разновидность сфалерита – содержит много эмульсионных и эмульсиевидных включений халькопирита, редко включения пирротина.

Сфалерит сульфидно-магнетитовых руд (Sph-m) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита встречается в тесном срастании с халькопиритом, галенитом, пиритом и висмутовыми минералами между агрегатами магнетита (рис. 2.2.1а). Для сфалерита-м характерны извилистые очертания, нередко он развивается по краям халькопирита и в интерстициях магнетитовых зерен, а также присутствует в виде включений в халькопирите и пирите (рис. 2.2.1а). Присутствие включений сфалерита в других сульфидах и наоборот, скорее всего, свидетельствует о совместном росте этих минералов. В сфалерите-м постоянно отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Размер сфалерита-м не превышает 100 мкм.

Сфалерит халькопирит-пирротитовых руд (Sph-p) встречается в ассоциации с халькопиритом, пиритом, хлоритом, диопсидом и теллуридами висмута и серебра (рис. 2.2.1б). В сфалерите-р также отмечаются эмульсионная вкрапленность и включения халькопирита, наблюдаются кристаллы хлорита. Границы зерен сфалерита-р извилистые и его размер доходит до 1 мм. Форма зерен сфалерита-р, как и других разновидностей сфалерита, ангедральная.

Сфалерит галенит-сфалеритовых руд (Sph-s) встречается в ассоциации с галенитом, халькопиритом, пиритом, апатитом, диопсид-гроссуляром, гроссуляр-андрадитом, актинолитом, хлоритом и серпентином в интенсивно амфиболитизированных пироксеновых скарнах (рис. 2.2.1в). Сфалерит-s имеет коричневую окраску и содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина. Этот сфалерит наблюдается в виде крупнозернистых агрегатов и образует скопления собственно сфалеритовых руд. В нем отмечаются более крупные неправильной, реже эмульсиевидной формы включения халькопирита. Иногда пирит встречается в виде многочисленных мелких зерен в основной массе сфалерита (рис. 2.2.1г). Границы сульфидов со сфалеритом, как правило, извилистые, иногда прямолинейные, без видимых следов коррозии. Иногда наблюдается замещение пироксена сфалеритом.

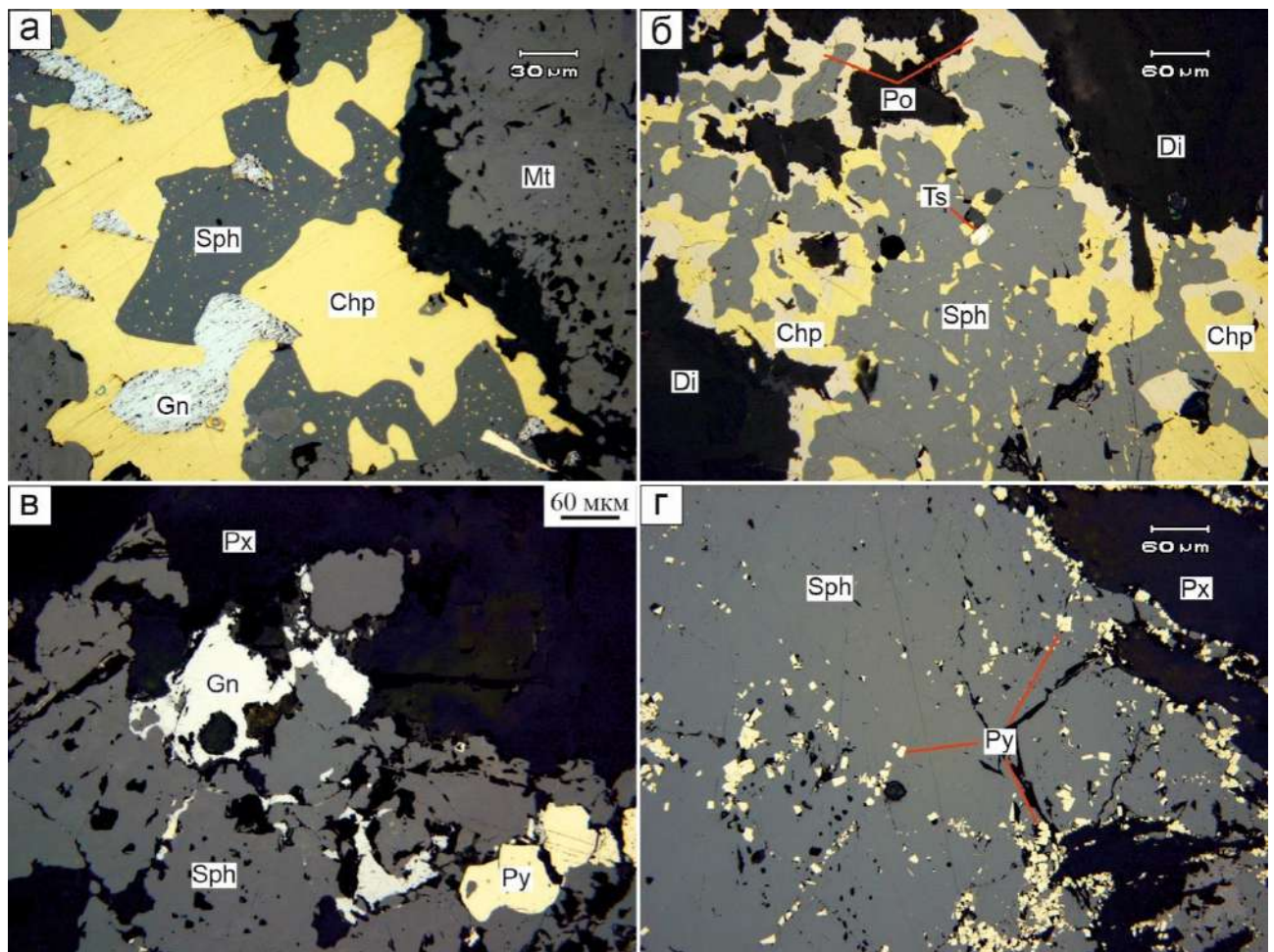


Рисунок 2.2.1 – Сфалерит сульфидно-магнетитовых (а), халькопирит-пирротиновых (б) и галенит-сфалеритовых (в-д) рудах месторождения Акташ: а – тесное срастание сфалерита (Sph), халькопирита (Chp) и галенита (Gn) между агрегатами магнетита (Mt); б – сфалерит в ассоциации с халькопиритом, пирротинном (Po) и цумоитом (Ts) между агрегатами диопсида (Di); в – зерна пирита (Py) и галенита (Gn) в основной массе сфалерита на контакте с пироксеном (Px); г – многочисленные мелкие зерна пирита в сфалерите и на контакте пироксена. Отраженный свет.

Галенит GnS в месторождениях Кансайского рудного поля – главный и весьма распространенный рудный минерал, встречающийся в различных минеральных ассоциациях. На месторождения Акташ всего удалось выявить две различные по ассоциации разновидности галенита.

Галенит сульфидно-магнетитовых руд ($Gn-m$) установлен в непосредственной ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, гранатами, пироксенами, кальцитом, серпентином, в виде небольших скоплений выполняет пространство между агрегатами магнетита (рис. 2.2.2а). Размеры зерен галенита сильно варьируют и достигают 300–400 мкм. Во всех случаях с галенитом- m ассоциируют висмутовые минералы. Галенит- m в виде небольших скоплений размером до 300–400 мкм выполняет пространство между зернами не только магнетита, но и пирита. В галенитовых агрегатах обнаружены многочисленные включения минералов висмута: самородный висмут, висмутин, галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заварицкит [Ятимов и др., 2019, 2021]. Контуры контактов минералов с галенитом, как правило, сглажено извилистые без заметной коррозии.

Наибольшим развитием на месторождении пользуется галенит галенит-сфалеритовых руд ($Gn-s$). Он находится в тесном срастании со сфалеритом, халькопиритом и пиритом, а также в ассоциации с нерудными минералами: диопсид-геденбергитом,grossуляр-андрадитом, серпентином, актинолитом, тремолитом, хлоритом и кальцитом (рис. 2.2.2б). В ассоциации с перечисленными рудными и нерудными минералами галенит- s обычно образует гнезда, линзовидные скопления и прожилки в интенсивно амфиболитизированных пироксен-гранатовых скарнах. Размер зерен галенита- s колеблется от 0.1 до 0.7 мм. Он часто образует мономинеральные скопления и аллотриоморфные срастания со сфалеритом- s и пиритом- s . Галенит- s иногда замещает более ранние по времени выделения магнетита, сфалерита и пирита и пересекает их в виде прожилков.

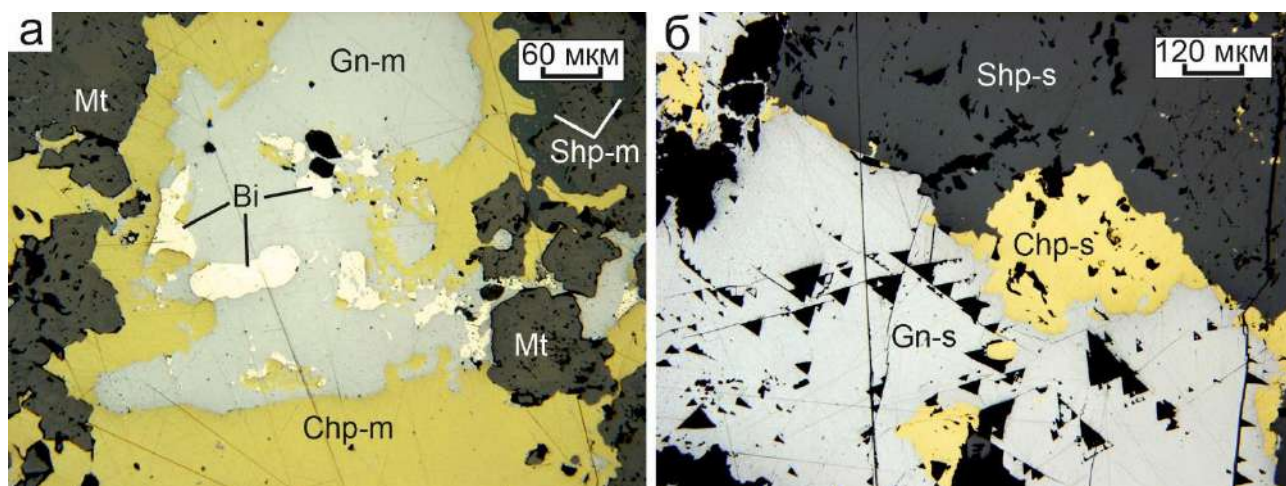


Рисунок 2.2.2 – Галенит сульфидно-магнетитовых (а) и галенит-сфалеритовых (б) руд месторождения Акташ: а – вросстки самородного висмута (Bi) в галените (Gn-m) в ассоциации с халькопиритом (Chp-m), сфалеритом (Shp-m) в основной массе магнетита (Mt); б – галенит (Gn-s) в тесном сростании с халькопиритом (Chp-s) и сфалеритом (Sph-s). Отраженный свет.

Пирит FeS_2 в рудных телах образует гнезда, линзы, вкрапления и прожилки. Размер его кристаллов от 0.01 до 1 см. Ассоциирует пирит с магнетитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пироксеном, гранатом и кальцитом. Установлено несколько разновидностей пирита, развитых в различных минеральных ассоциациях: пирит сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд.

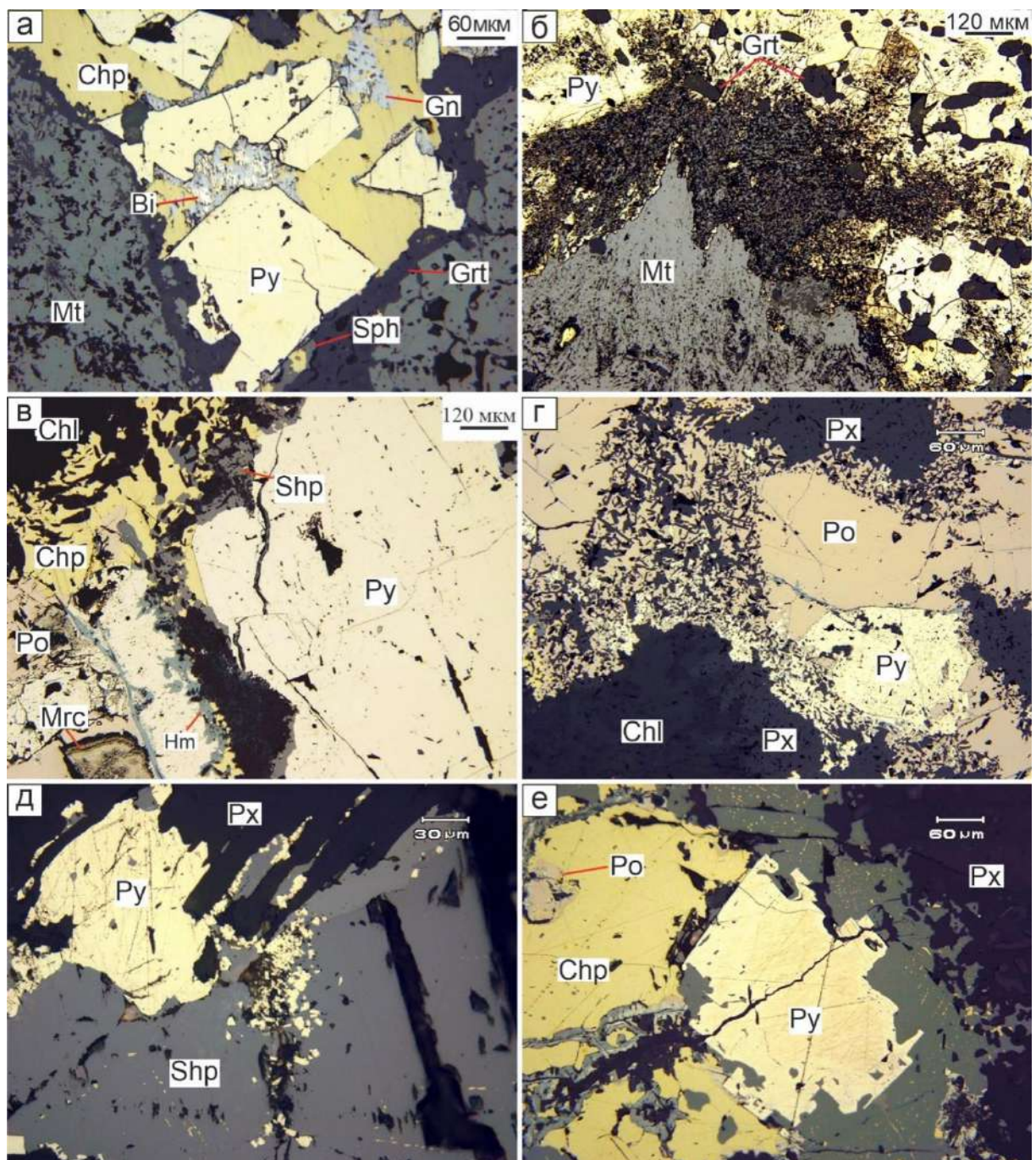


Рисунок 2.2.3 – Пирит сульфидно-магнетитовых (а-б), халькопирит-пирротитовых (в-г) и галенит-сфалеритовых (д-е) руд месторождения Акташ: а – эвгедральные кристаллы пирита (Py) с тонкой нерудной каймой в галенит-халькопиритовой ассоциации среди агрегатов магнетита (Mt); б – замещение магнетита пиритом в ассоциации с гематитом; в-г – агрегаты пирита (Py) в ассоциации с халькопиритом (Chp), сфалеритом (Sph), марказитом (Mrc), хлоритом (Chl) и пироксеном (Px) в матрице пирротина (Po); д – зерно пирита с включениями сфалерита на контакте с пироксеном в сфалеритовой массе; е – субгедральный пирит в ассоциации с халькопиритом и пирротине в матрице сфалерита. Отраженный свет.

Пирит сульфидно-магнетитовых руд (Py-m) представлен ангедральными агрегатами и крупными (до 0,3–0,5 см в поперечнике) кристаллами с включениями магнетита-4е, сфалерита, галенита и халькопирита (рис. 2.2.3а, б). Этот пирит иногда пересекают прожилки пироксена и граната. Данный пирит с включениями магнетита, кроме того интенсивно корродирует агрегаты магнетита-1 (рис. 2.2.3б). Раздробленные зерна его цементируются сфалеритом, галенитом с включениями висмутовых минералов, халькопирита, кальцита и другими более поздними по времени образования минеральными ассоциациями (рис. 2.2.3а). Иногда этот пирит вместе с перечисленными минералами выполняют пространство между агрегатами магнетита.

Пирит халькопирит-пирротитовых руд (Py-p) присутствует в виде ангедральных зерен в основной массе пирротина и образует самостоятельные выделения на контакте с нерудными минералами (рис. 2.2.3в, г). Пирит-р встречается в ассоциации с магнетитом, пирротитом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом, диопсидом и хлоритом, реже – с теллуридами висмута и серебра. Иногда в пирротине встречаются порфировидные вкрапленники кристаллов пирита размером до 1 см. Границы зерен пирита местами зазубрены и корродированы пирротитом.

Пирит галенит-сфалеритовых руд (Py-s) имеет мелко- и крупнозернистое строение, размер зерен редко превышает 1–2 мм. Форма зерен пирита-s в большинстве случаев ангедральная и субгедральная, иногда встречается в виде хорошо образованных кристаллов (рис. 2.2.3д–е). В парагенетической ассоциации с ним находятся сфалерит, галенит, халькопирит, из нерудных – диопсид-геденбергит,grossуляр-андрадит, тремолит, актинолит, кальцит и хлорит (см. рис. 2.2.3д–е). Указанные сульфиды (сфалерит и галенит) обычно выполняют пространство между зернами в сплошных скоплениях пирита-s. При этом сколь угодно отчетливо выраженная коррозия, как правило, не отмечается. Часто наблюдается мелкие кристаллы пирита в агрегатах сфалерита и наоборот – мелкие включения сфалерита в зернах пирита (рис. 2.2.3д, е). Это, скорее всего, свидетельствует о совместном образовании пирита и сфалерита. Иногда отмечается пересечение пирита прожилками пироксена.

Пирротин $Fe_{1-x}S$ образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд и встречается в виде небольших по размеру, локально обособленных скоплений в рудах месторождения. Проведенные исследования показывают, что в парагенетической ассоциации с большим скоплением пирротина из халькопирит-пирротитовых руд развиты пирит-р, магнетит, сфалерит-р, халькопирит-р, марказит, хлорит, диопсид, самородное золото, цумоит, пильзенит, гессит, штюцит, глаукоцит, бадделеит и, довольно редко, галенит (рис. 2.2.4а, б).

В сплошных скоплениях пирротина отмечаются включения халькопирита, сфалерита ксеноморфной формы и дендритовидные выделения марказита. Он интенсивно корродируется и замещается марказитом (рис. 2.2.4а, б).

Пирротин был установлен в количестве нескольких мельчайших зерен в виде включений в халькопирите и в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите.

Марказит FeS_2 – встречается в основном в халькопирит-пирротитовых рудах в тонких сростаниях с пирротитом, пиритом и сфалеритом в структурах «птичьего глаза» (рис. 2.2.4а, б). Иногда концентрически-зональные агрегаты пирит-марказита, пирротин-марказита и сфалерит-марказита разорваны, и трещины заполнены гематитом. Довольно часто наблюдаются ангедральные зерна пирита в концентрически-зональных строениях марказита (рис. 2.2.4а). Размер этих сростаний достигает до 0.5 мм в поперечнике. В химическом составе марказита не отмечаются примеси других элементов.

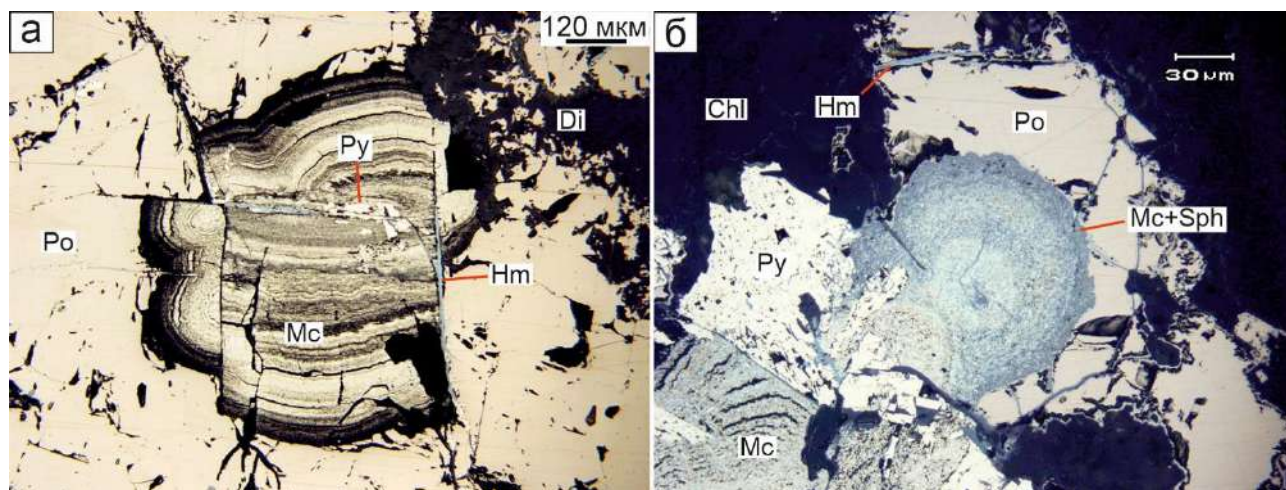


Рисунок 2.2.4 – Марказит халькопирит-пирротитовых руд месторождения Акташ: а – марказит (Mc) замещающий пирротин (Po) в ассоциации с пиритом (Py) и диопсидом (Di), трещины выполняет гематит (Hm); б – концентрически-зональное сростание марказита (Mc) и сфалерита (Sph) в ассоциации с пиритом (Py), пирротитом (Po), гематитом (Hm) и хлоритом (Chl). Отраженный свет.

Халькопирит CuFeS_2 наряду с галенитом, сфалеритом и пиритом относится к наиболее распространенным рудным минералам. Он установлен во всех типах руд месторождения Акташ, но количество его обычно очень невелики, и потому минерал имеет в составе руд второстепенное значение. Лишь в отдельных участках содержания халькопирита поднимается до 5–7 % от массы руды, образуя медное оруденение с пиритом.

Описываемый минерал обычно образует небольшие скопления, короткие жилки, отдельные зерна ангедральной формы размером от 0.01 до 5 мм и эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Часто он развит в виде мелких ангедральных зерен (0.001–0.05 мм в поперечнике) в галените, пирите и сфалерите (рис. 2.2.5а–г). В этих случаях халькопирит образует сростания с перечисленными минералами, но нередко пересекает их в виде прожилков. Выделяется несколько разновидностей халькопирита по нахождению в различных минеральных ассоциациях: халькопирит сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд.

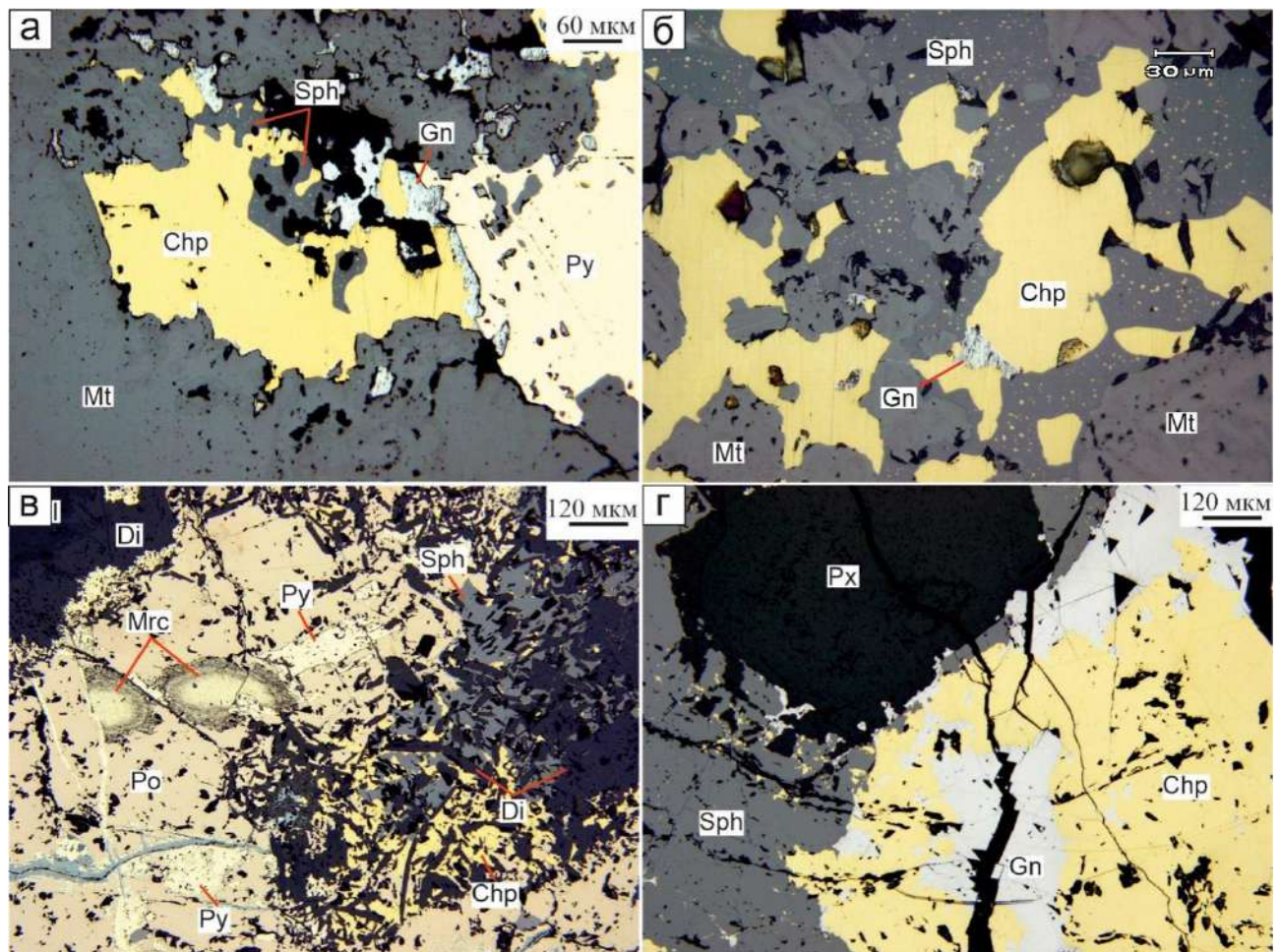


Рисунок 2.2.5 – Халькопирит сульфидно-магнетитовых (а-б), халькопирит-пирротитовых (в) и галенит-сфалеритовых (г) руд месторождения Акташ: а – халькопирит (Chp) в сростании с пиритом (Py), сфалеритом (Sph) и галенитом (Gn) в сульфидно-магнетитовых рудах; б – ангедральные зерна халькопирита в ассоциации с галенитом и сфалеритом, содержащим

эмульсионную вкрапленность халькопирита между агрегатами магнетита (Mt); в – ассоциация халькопирита, сфалерита, пирита, марказита (Mrc) и диопсида (Di) в матрице пирротина (Po); г – срастание халькопирита и галенита в ассоциации с пироксеном в галенит-сфалеритовых рудах. Отраженный свет.

Халькопирит (Chp-m) из сульфидно-магнетитовых руд установлен в виде ангедральных зерен в тесном срастании с галенитом, сфалеритом, пиритом, кальцитом, гранатом, пироксеном, реже самородным висмутом и другими висмутовыми минералами (рис. 2.2.5а, б). Обычно этот халькопирит вместе с перечисленными минералами выполняют пространство между агрегатами магнетита. Размер его зерна в поперечнике не превышает 200 мкм. В некоторых случаях в сульфидно-магнетитовых рудах халькопирит заполняет трещины галенита. Часто наблюдаются эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите и отдельные его мелкие включения в галените и пирите. Контакт халькопирита с другими перечисленными сульфидами довольно гладкий, и не отмечается коррозии.

Халькопирит (Chp-p) из халькопирит-пирротиновых руд встречается в виде мелких ксеноморфных зерен, размер которых доходит от нескольких микрометров до 300 мкм (рис. 2.2.5в). В парагенетической ассоциации с ним находятся сфалерит, пирит, пирротин, марказит, хлорит, диопсид и, реже, теллуриды висмута и серебра. Хлорит в этом халькопирите образует многочисленные пластинчатые кристаллы. Обычно зерна халькопирита со сфалеритом расположены между агрегатами пирротина, пирита и нерудных минералов.

Халькопирит (Chp-s) из галенит-сфалеритовых руд в виде ангедральных зерен установлен в тесном срастании с галенитом, сфалеритом, геденбергит-диопсидом, а также образует эмульсионную вкрапленность в некоторых агрегатах сфалерита (рис. 2.2.5г). Размер зерен доходит до нескольких миллиметров. Зерна этого халькопирита иногда расположены между агрегатами сфалерита и галенита. Иногда в галенит-сфалеритовых рудах прожилки кальцита пересекают зерна халькопирита вместе с галенитом и сфалеритом.

Аргентит Ag_2S редко образует самостоятельные скопления прожилковидной и причудливой формы, выполняя трещинки в пирите сульфидно-магнетитовых руд (рис. 2.2.6а). Толщина прожилков 4–5 мкм. Иногда наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 2–3 мкм в ассоциации с хлоритом между агрегатами магнетита. Состав аргентита определили электронным микроскопом, из-за малых размеров не получили количественного анализа. Его состав можно подтвердить полученными спектрами элементов (рис. 2.2.6б).

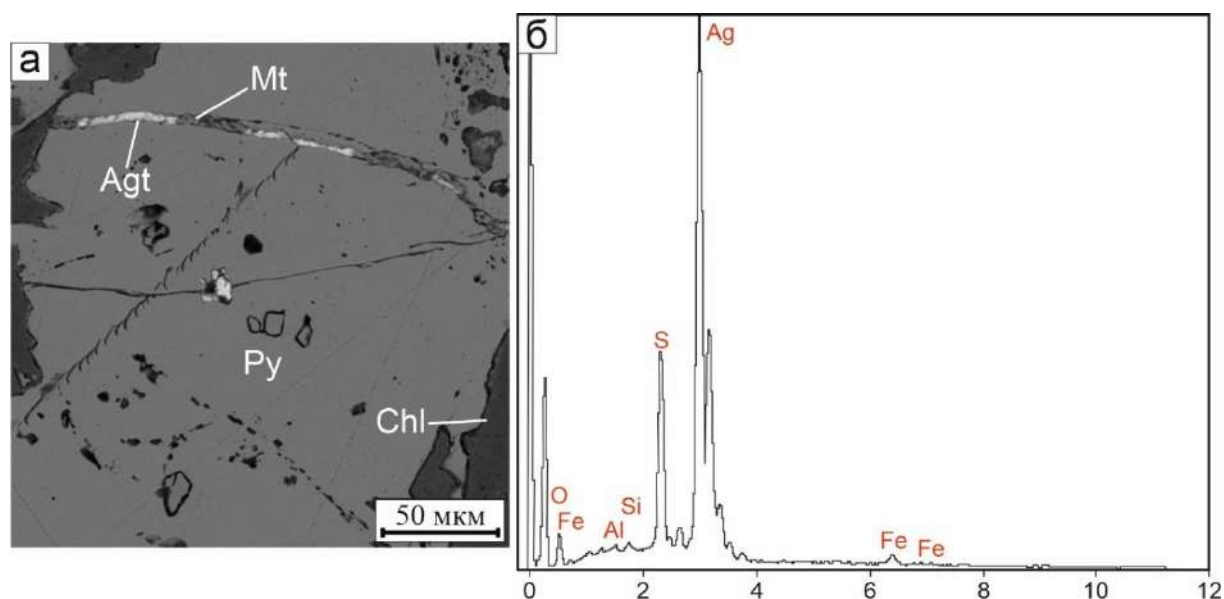


Рисунок 2.2.6 – Аргентит (Agt) вместе с магнетитом (Mt) в трещине пирита (Py) в ассоциации с хлоритом (Chl) (а) и энергодисперсионные спектры аргентита (б). BSE-фото (а).

Гринокит CdS в виде единичных зерен установлен в сульфидно-магнетитовых рудах в ассоциации с галенитом, халькопиритом, самородным висмутом, англезитом и другими висмутовыми минералами (рис. 2.2.7). Размер кристаллов в поперечнике 5–7 мкм. Состав гринокита ближе к стехиометрии минерала. В его составе наблюдаются примеси Zn 9.06–9.15 мас. % и Fe 2.05–2.14 мас. % (табл. 2.2.1).

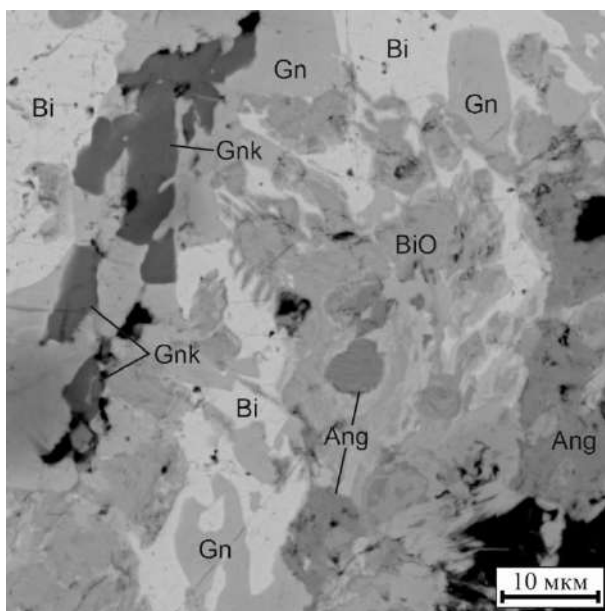


Рисунок 2.2.7. Зерна гринокита (Gnk) в ассоциации с галенитом (Gn), самородным висмутом (Bi), англезитом (Ang) и оксидами висмута (BiO). BSE-фото.

Таблица 2.2.1. Химический состав гринокита (мас. %)

№	Fe	Zn	Cd	S	Сумма	Формула
---	----	----	----	---	-------	---------

п/п						
1	2.05	9.06	64.81	24.08	100.00	$(\text{Cd}_{0.77}\text{Zn}_{0.18}\text{Fe}_{0.05})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.00}$
2	2.14	9.15	63.99	24.43	99.71	$(\text{Cd}_{0.75}\text{Zn}_{0.18}\text{Fe}_{0.05})_{\Sigma 1.07}\text{S}_{1.00}$

Примечание: формула гринокита рассчитана на $S = 1$.

Глаукодот $(\text{Co},\text{Fe})\text{AsS}$ – редкий минерал в рудах месторождения Акташ. Он встречается в виде округлых и ксеноморфных зерен в основном в пиритовом агрегате из халькопирит-пирротиновых руд (рис. 2.2.8а, б). Размер зерен не превышает 10 мкм. Иногда отмечаются мелкие включения (2–3 мкм) в гематите в ассоциации с пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, диопсидом и хлоритом в этих рудах. В составе глаукодота из примесей встречаются только содержания Ni (1.19–3.4 мас. %), замещающего Co (табл. 2.2.2).

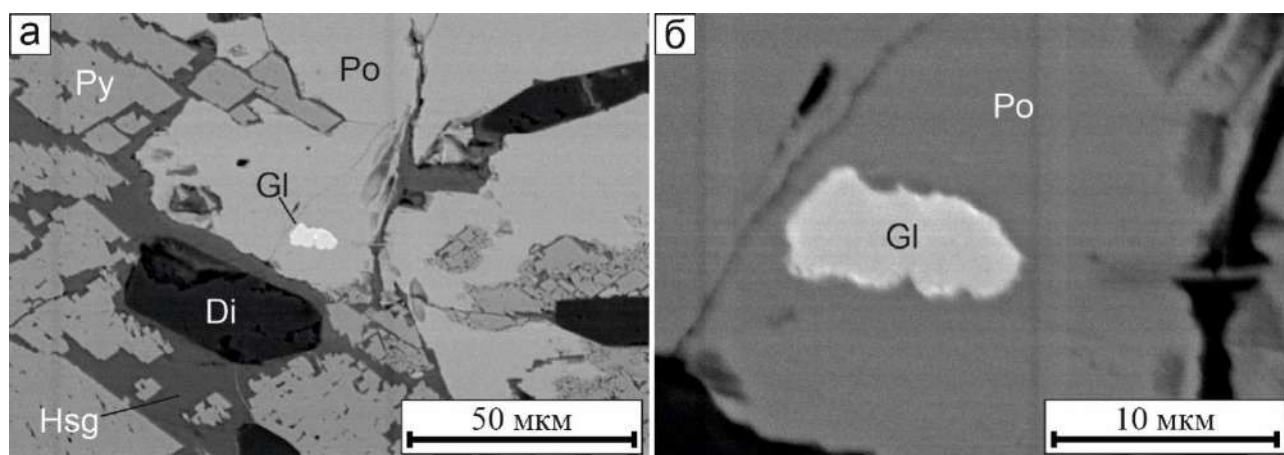


Рисунок 2.2.8 – Зерно глаукодота (Gl) в ассоциации с пирротинном (Po), пиритом (Py), диопсидом (Di) и гизингеритом (Hsg) (а) и приближенное включение глаукодота (Gl) в пирротине (Po) (б). BSE-фото.

Таблица 2.2.2. Химический состав глаукодота (мас. %)

№ п/п	Fe	Co	Ni	As	S	Σ	Формула
1	19.82	13.89	3.4	42.65	19.39	99.15	$(\text{Co}_{0.39}\text{Ni}_{0.10}\text{Fe}_{0.59})_{\Sigma 1.07}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.00}$
2	23.19	12.66	2.18	41.6	19.96	99.59	$(\text{Co}_{0.35}\text{Ni}_{0.06}\text{Fe}_{0.67})_{\Sigma 1.07}\text{As}_{0.89}\text{S}_{1.00}$
3	15.52	21.66	1.19	42.67	18.96	100	$(\text{Co}_{0.62}\text{Ni}_{0.03}\text{Fe}_{0.47})_{\Sigma 1.13}\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.00}$

Примечание: формула глаукодота рассчитана на $S = 1$.

Ютенбогаардит Ag_3AuS_2 – довольно редкий минерал на месторождении Акташ. Он установлен вместе с сульфидами Ag-Au-Bi на контакте магнетита со скарновыми минералами (рис. 2.2.9) [Ятимов и др., 2022б]. Образует кайму вокруг самородного золота толщиной до 2 мкм. Состав ютенбогаардита не стехиометричен (табл. 2.2.3).

Таблица 2.2.3. Химический состав (мас. %) ютенбогаардтита и Ag-Au-Bi-S минералов сульфидно-магнетитовых руд

№ п/п	Ag	Au	Bi	S	Сумма	Формула
Ютенбогаардтит						
1	51.78	34.46	–	12.82	99.05	$\text{Ag}_{2.40}\text{Au}_{0.88}\text{S}_{2.00}$
2	52.27	34.61	–	12.59	99.47	$\text{Ag}_{2.47}\text{Au}_{0.90}\text{S}_{2.00}$
Ag-Au-Bi-S минералы						
3	43.43	20.26	12.17	20.41	99.86	$(\text{Ag}_{0.68}\text{Au}_{0.16}\text{Bi}_{0.10})_{\Sigma 0.93}\text{S}_{1.00}$
4	45.14	19.38	14.46	20.79	99.76	$(\text{Ag}_{0.64}\text{Au}_{0.15}\text{Bi}_{0.11})_{\Sigma 0.90}\text{S}_{1.00}$

Примечание. Формулы рассчитаны на S = 2 (ютенбогаардтит), S = 1 (Ag-Au-Bi-S фаза).

Прочерк – не обнаружено.

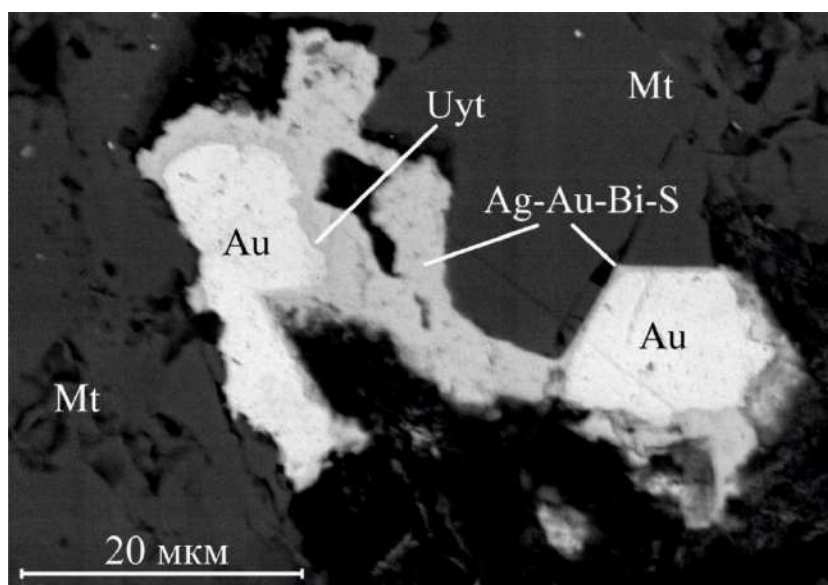


Рисунок 2.2.9 – Срастание ютенбогаардтита (Uyt) и сульфидов Ag-Au-Bi вокруг зерен самородного золота (Au) в магнетите (Mt). BSE-фото.

Сульфиды Ag-Au-Bi – неизвестные фазы Ag-Au-Bi-S выявлены вместе с ютенбогаардтитом вокруг зерен самородного золота в сульфидно-магнетитовых рудах (рис. 2.2.9) [Ятимов и др., 2022б]. Они образуют также каймы вокруг золота. Мощность кайм достигает до 10 мкм (рис. 2.2.9). Состав фаз изменчив и приблизительно формулы рассчитаны на 1 атом серы (табл. 2.2.3).

2.3. Сульфаты

Ангидрит CaSO_4 не распространенный минерал в Кансайском рудном поле. В своей работе по парагенетическим ассоциациям минералов Карамазара З.А. Королева [1941] отметила

присутствие ангидрита на месторождении Южная Дарбаза Кансайского рудного поля в скарнированных известняках. Другие исследователи не наблюдали этот минерал [Протодяконова, 1960].

На месторождении Акташ ангидрит обнаружен в виде мелких округлых, ксеноморфных зерен в магнетите флюорит-флюоборит-магнетитовой ассоциации и идиоморфных кристаллов в пирите галенит-сфалеритовых руд (рис. 2.3.1а, б). Размер зерен минерала в магнетите составляет 25 мкм, а в пирите кристалл ангидрита по длине доходит до 25 мкм. Только в химическом составе кристалла ангидрита флюорит-флюоборит-магнетитовой ассоциации отмечается примесь Fe (0.65 мас. %) (табл. 2.3.1). Рассчитанная формула ангидрита близка к теоретической.

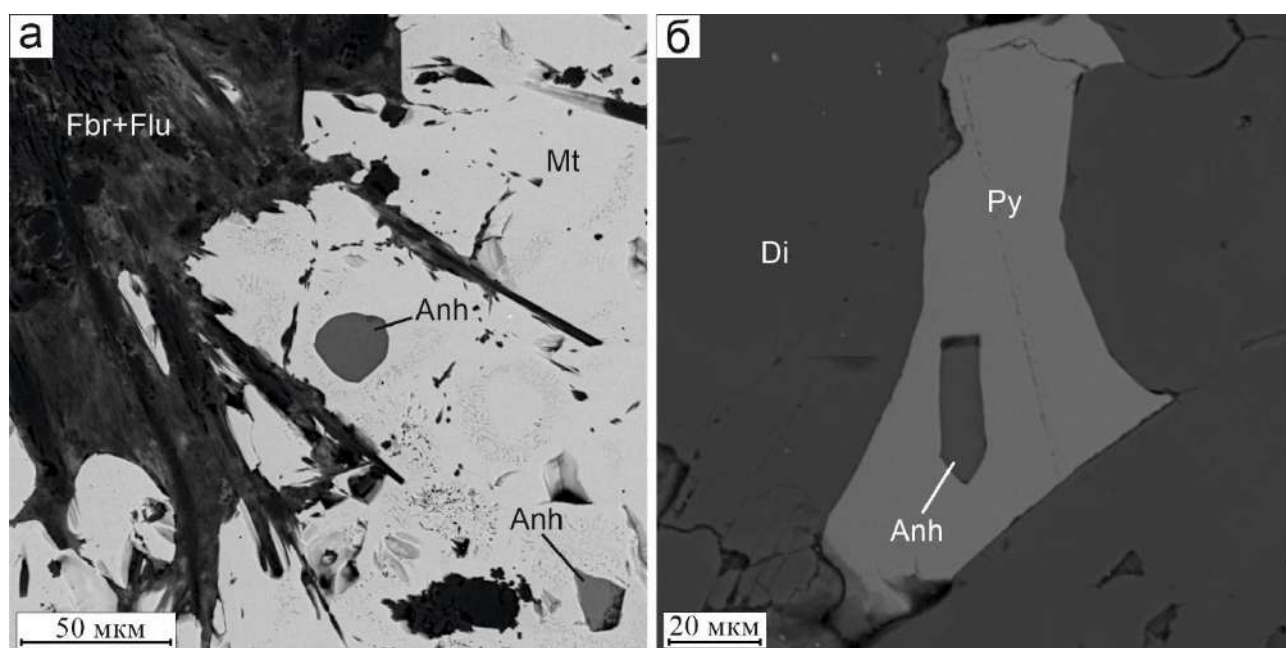


Рисунок 2.3.1 – Ангидрит месторождения Акташ. а – зерна ангидрит (Anh) в магнетите (Mt) в ассоциации с флюоборитом (Fbr) и флюоритом (Flu); б – идиоморфный кристалл ангидрита (Anh) в пирите (Py) между агрегатами диопсида (Di). BSE-фото.

Таблица 2.3.1. Химический состав (мас. %) ангидрита и барита месторождения Акташ

№ п/п	CaO	FeO	BaO	SrO	SO ₃	Сумма	Формула
Ангидрит							
1	41.77	–		–	58.46	100.23	Ca _{1.01} S _{1.00} O ₄
2	40.79	0.65		–	59.24	100.68	(Ca _{0.99} Fe _{0.01})Σ _{1.00} S _{1.00} O ₄
Барит							
3	–	–	62.76	2.81	34.43	100	(Ba _{0.95} Sr _{0.05})Σ _{1.00} S _{1.00} O ₄

Примечание: формулы ангидрита и барита рассчитаны на O = 4. Прочерк – не обнаружено.

Барит $BaSO_4$ – довольно распространенный минерал в Кансайском рудном поле, но на месторождении Акташ имеет ограниченное распространение. Нами установлен барит в одном аншлифе в виде мелкого включения (6 мкм) в магнетите в ассоциации с хлоритом и серпентином в магнетитовых рудах (рис. 2.3.2а). Химический состав барита был определен электронным микроскопом (мас. %): SO_3 – 34.43, BaO – 62.76, SrO – 2.81 (табл. 2.3.1). В качестве примеси отмечается только SrO (2.81 мас. %).

Англезит $PbSO_4$ – был встречен в зоне окисления почти всех полиметаллических месторождений, входящих в описываемое рудное поле. На месторождении Акташ минерал образует пленки или каемки вокруг зерен окисляющегося галенита между зернами магнетита в сульфидно-магнетитовых рудах (рис. 2.3.2б). Размер минерала в поперечнике 100–120 мкм. В одном из анализов англезита наблюдается примесь CuO (0.46 мас. %) (табл. 2.3.2). Состав англезита стехиометричен.

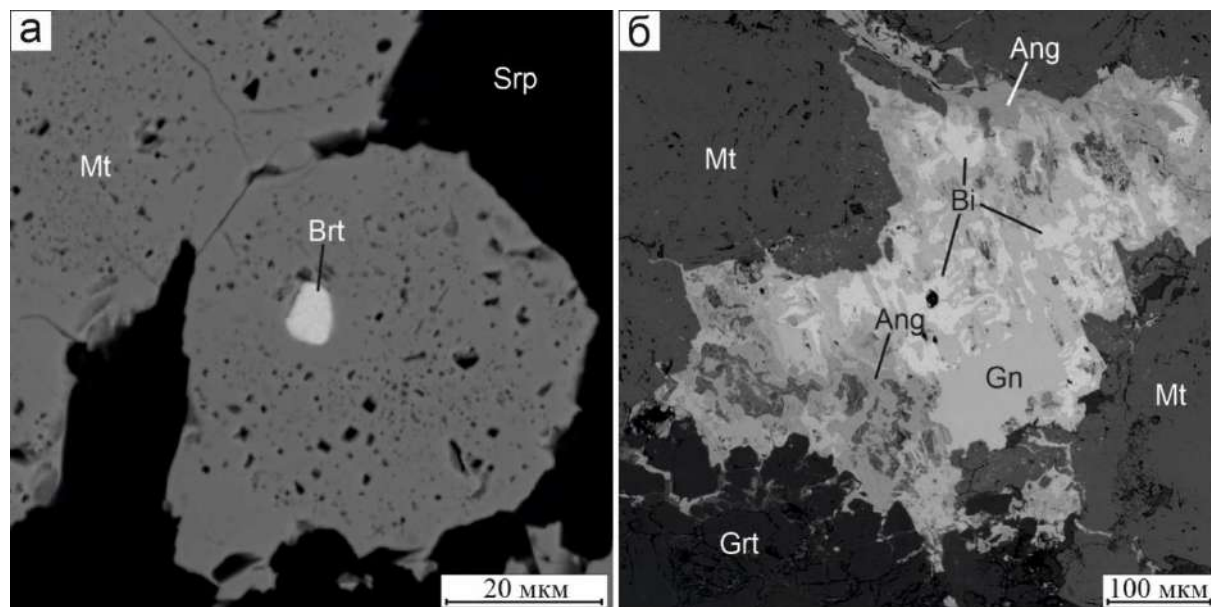


Рисунок 2.3.2 – Барит и англезит в сульфидно-магнетитовых рудах месторождения Акташ. а – включение барита (Brt) в агрегате магнетита (Mt) со серпентином (Srp); б – сrostки англезита (Ang) и самородный висмут (Bi) в галените (Gn) с гранатом (Grt) между агрегатами магнетита (Mt). BSE-фото.

Таблица 2.3.2. Химический состав англезита (мас. %) месторождения Акташ

№ п/п	PbO	CuO	SO ₃	Сумма	Формула
1	74.22	–	26.52	100.74	$Pb_{1.00}S_{1.00}O_4$
2	73.60	0.46	25.29	99.35	$(Pb_{1.03}Cu_{0.02})\Sigma_{1.05}S_{0.98}O_4$
3	74.02	–	26.25	100.27	$Pb_{1.01}S_{1.00}O_4$

Примечание: формула англезита рассчитана на $O = 4$. Прочерк – не обнаружено.

2.4. Сульфовисмутиды и сульфосоли висмута

Висмутовая минерализация сульфидно-магнетитовых руд месторождения представлена висмутином, эмплектитом, виттихенитом и разнообразными по составу сульфосолями Cu-Ag-Pb-Bi [Ятимов и др., 2018, Ятимов и др., 2019б].

Виттихенит Cu_3BiS_3 один из самых распространенных минералов Bi в сульфидно-магнетитовых рудах месторождения, обычно встречается в тесном сростании с эмплектитом и висмутином (рис. 2.4.2а, б). В отраженном свете минерал имеет коричневый или оливково-коричневатый цвет и более низкую отражательную способность, по сравнению с другими минералами Bi. Виттихенит образует ангедральные включения размером до 30 мкм в галените, каймы обрастания вокруг самородного висмута, окаймляет кристаллы магнетита и может быть окружен каймой эмплектита. В составе минерала диагностированы примеси Ag (0.24–0.71 мас. %), в единичных случаях – Fe (до 0.35 мас. %) и Pb (до 3.27 мас. %) (табл. 2.4.1).

Таблица 2.4.1. Химический состав висмутовых сульфосолей меди месторождения Акташ (мас. %)

№ п/п	Pb	Bi	Cu	Ag	Fe	S	Сумма	Формула
Виттихенит Cu_3BiS_3								
1	–	39,48	39,92	–	–	20.78	100.18	$\text{Cu}_{2.91}\text{Bi}_{0.87}\text{S}_{3.00}$
2	–	46.47	32.28	–	0.35	20.47	99.58	$\text{Cu}_{2.39}\text{Bi}_{1.05}\text{Fe}_{0.03}\text{S}_{3.00}$
3	3.27	40.09	37.05	0.66	–	18.13	99.2	$\text{Cu}_{3.09}\text{Bi}_{1.02}\text{Ag}_{0.03}\text{Pb}_{0.08}\text{S}_{3.00}$
4	–	43.61	37.49	–	–	18.47	99.56	$\text{Cu}_{3.07}\text{Bi}_{1.09}\text{S}_{3.00}$
5	–	44.39	35.73	0.24	–	18.72	99.08	$\text{Cu}_{2.89}\text{Bi}_{1.09}\text{Ag}_{0.002}\text{S}_{3.00}$
6	–	41.53	38.32	0.71	–	18.79	99.34	$\text{Cu}_{3.09}\text{Bi}_{1.02}\text{Ag}_{0.007}\text{S}_{3.00}$
7	–	43.73	37.49	0.35	–	18.20	99.76	$\text{Cu}_{3.12}\text{Bi}_{1.11}\text{Ag}_{0.003}\text{S}_{3.00}$
8	–	45.36	37.01	–	–	16.76	99.13	$\text{Cu}_{3.34}\text{Bi}_{1.25}\text{Ag}_{0.003}\text{S}_{3.00}$
Ag-содержащий виттихенит $(\text{CuAg})_3\text{BiS}_3$								
9	–	41.89	13.90	22.77	0.97	20.77	100.32	$(\text{Cu}_{1.32}\text{Ag}_{1.28})_{2.60}\text{Fe}_{0.11}\text{Bi}_{1.21}\text{S}_{3.00}$
10	–	37.86	13.78	27.89	–	19.99	99.52	$(\text{Cu}_{1.04}\text{Ag}_{1.24})_{2.28}\text{Bi}_{0.87}\text{S}_{3.00}$
Эмплектит CuBiS_2								
11	–	59.56	20.94	–	–	20.15	100.65	$\text{Cu}_{1.05}\text{Bi}_{0.91}\text{S}_{2.00}$
12	–	58.34	20.95	–	0.39	20.12	99.79	$\text{Cu}_{1.05}\text{Bi}_{0.89}\text{Fe}_{0.02}\text{S}_{2.00}$
13	–	62.08	19.19	–	–	18.30	99.57	$\text{Cu}_{1.06}\text{Bi}_{1.04}\text{S}_{2.00}$
14	–	62.99	17.60	–	–	18.74	99.33	$\text{Cu}_{1.03}\text{Bi}_{0.95}\text{S}_{2.00}$
15	–	62.42	16.87	1.65	–	18.32	99.26	$\text{Cu}_{1.05}\text{Bi}_{0.93}\text{Ag}_{0.01}\text{S}_{2.00}$
16	–	62.17	16.78	1.60	–	18.75	99.26	$\text{Cu}_{1.02}\text{Bi}_{0.90}\text{Ag}_{0.01}\text{S}_{2.00}$

17	–	62.60	17.35	–	–	19.19	99.13	$\text{Cu}_{1.00}\text{Bi}_{0.91}\text{S}_{2.00}$
----	---	-------	-------	---	---	-------	-------	---

Примечание: кристаллохимические формулы рассчитаны на $S=3$ (виттихенит и Ag-содержащий виттихенит), $S=2$ (эмплектит). Прочерк – не обнаружено.

Ag-содержащий виттихенит ($\text{CuAg})_3\text{BiS}_3$ образует ксеноморфные зерна размером до 15 мкм на контакте зерен галенита, срastaющиеся с фридрихитом и англезитом, иногда ассоциирующие с самородным висмутом и зальцбургитом (рис. 2.4.2б, г). Минерал обладает более высокой отражательной способностью, чем эмплектит и висмутин. Содержание Ag в минерале составляет 22.77–27.89 мас. %. На диаграмме $\text{CuS}+\text{Ag}_2\text{S}-\text{BiS}_3-\text{Pb}_2\text{S}_2$ состав минерала ближе к виттихениту (рис. 2.5.1). В составе обнаружена примесь Fe до 0.97 мас. % (табл. 2.4.1).

Эмплектит CuBiS_2 широко распространен в виде ксеноморфных включений в галените и ассоциирует с самородным висмутом, халькопиритом, англезитом, эпидотом, пироксеном и сульфовисмутитами в сульфидно-магнетитовых рудах (рис. 2.4.2а, б). Зерна имеют бледно-зеленовато-желтый цвет и умеренную отражательную способность. Иногда минерал обрастает виттихенит в виде каймы размером до 50 мкм. В нерудных минералах установлены ангедральные агрегаты эмплектита и виттихинита, образующие извилистые каймы вдоль галенит-халькопиритовых сростков с пироксеном, а также многочисленные прожилки в пироксене. В составе эмплектита присутствует примесь Ag до 1.60–1.65 мас. % (табл. 2.4.1).

Висмутин Bi_2S_3 обнаружен в ассоциации с самородным висмутом, виттихенитом и эмплектитом, редко – в тесном срastании с Ag-содержащим айкинитом (рис. 2.4.2а-в). Ангедральные агрегаты висмутита размером до 20 мкм кремово-зеленого цвета с извилистыми очертаниями находятся в галените на контакте с зональным магнетитом. Отражательная способность минерала умеренно высокая, цвет белый с зеленовато-желтым оттенком. По сравнению с галенитом висмутин имеет очень нежный желтый оттенок и несколько светлее, но такой же яркий как галенит. В составе висмутита наблюдается примесь Cu 0.79–1.98 мас. %, в единичном случае – 0.89 мас. % Fe (табл. 2.4.2). По сравнению с виттихенитом и эмплектитом менее распространен.

Ag-содержащий галеновисмутит $(\text{PbAg})\text{Bi}_2\text{S}_4$ встречается в виде пластинчатых агрегатов размером до 15 мкм в ассоциации с галенитом, самородным висмутом и оксидом висмута (рис. 2.4.2г). Цвет в отраженном свете белый со слабо выраженным двуотражением, минерал отчетливо анизотропный. В составе минерала установлены примеси Ag до 8.59 мас. % и Cu до 0.53 мас. % (табл. 2.4.2). На диаграмме $\text{Bi}_2\text{S}_3-(\text{Cu}_2\text{S}+\text{Ag}_2\text{S})-\text{Pb}_2\text{S}_2$ точки состава минерала располагаются между галенитом и висмутином и близки теоретической формуле (табл. 2.4.2, рис. 2.4.1).

Зальцбургит $Pb_{1.6}Cu_{1.6}Bi_{6.4}S_{12}$ встречен в виде ксеноморфного зерна (размер около 35 мкм) с извилистой границей в ассоциации с самородным висмутом и другими сульфовисмутитами в галените на контакте с магнетитом (рис. 2.4.2г). В зальцбургите наблюдаются включения Ag-содержащего виттихенита. Цвет минерала в отраженном свете белый с кремовым оттенком. Химический состав зальцбургита характеризуется повышенными содержаниями Bi и S и пониженными – Pb и Cu (табл. 2.4.2). На диаграмме $CuS+Ag_2S-BiS_3-Pb_2S_2$ состав минерала практически совпадает с теоретическим составом зальцбургита (рис. 2.4.1).

Фридрихит $Pb_5Cu_5Bi_7S_{18}$ наблюдается редко в ассоциации с Ag-виттихенитом и англезитом на контакте галенита и магнетита (рис. 2.4.2б). Форма зерен удлиненная (до 20 мкм), извилистая. Цвет минерала в отраженном свете белый с желтовато-кремовым оттенком, отражательная способность умеренно высокая, близкая к галениту. Состав фридрихита близок к идеализированной формуле (табл. 2.4.2).

Айкинит $PbCuBiS_3$ встречается в виде ангедральных агрегатов размером до 20 мкм в тесном сростании с англезитом, виттихенитом и эмплектитом и, возможно, замещает их (рис. 2.4.2а). В отраженном свете айкинит имеет кремово-белый цвет и сильно анизотропен. Химический состав минерала характеризуется значительными вариациями основных компонентов (мас. %): Pb 29.17–31.62, Bi 38.90–41.12, Cu 10.22–13.99, S 15.39–16.53, Fe 0.22–0.37, что не совпадает с идеализированной формулой этого минерала (табл. 2.4.2, рис. 2.4.1).

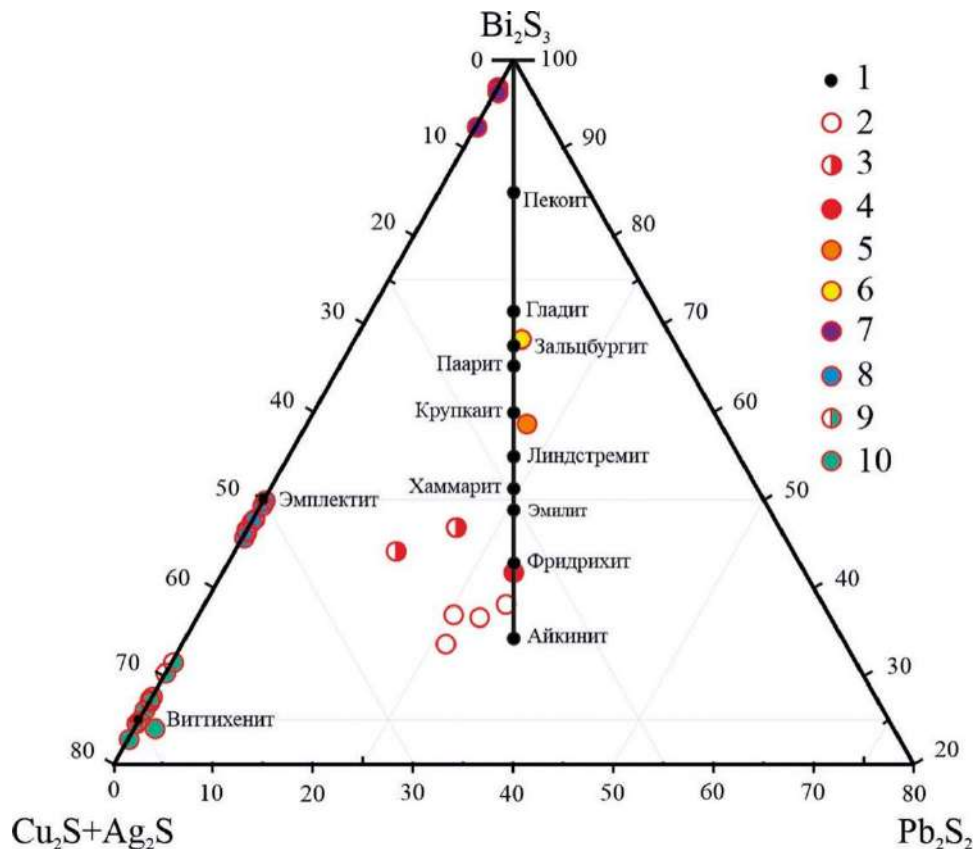


Рисунок 2.4.1 – Тройная диаграмма Bi_2S_3 — $(\text{Cu}_2\text{S}+\text{Ag}_2\text{S})$ — Pb_2S_2 для висмутовых минералов месторождения Акташ: 1 – теоретические составы минералов; 2–10 – висмутовые минералы месторождения Акташ (1 – айкинит, 2 – Ag-содержащий айкинит, 3 – фридрихит, 4 – Ag-содержащий галеновисмутит, 5 – зальцбургит, 6 – висмутин, 7 – эмплектит, 8 – Ag-содержащий виттихенит, 9 – виттихенит).

Ag-содержащий айкинит $(\text{PbAg})\text{CuBiS}_3$ встречается в ассоциации с эмплектитом и виттихенитом, иногда в тесном сростании с висмутином и самородным висмутом, выполняя интерстиции между магнетитом и галенитом (рис. 2.5.2а, в). Размер агрегатов минерала по удлинению до 30 мкм. Ag-содержащий айкинит обладает более низкой отражательной способностью, по сравнению с висмутином. Минерал содержит 6.52–7.05 мас. % Ag. Минерал такого состава до сих пор официально не утвержден, но по данным А.А. Годовикова [1972] такая фаза существует в природе (табл. 2.4.2).

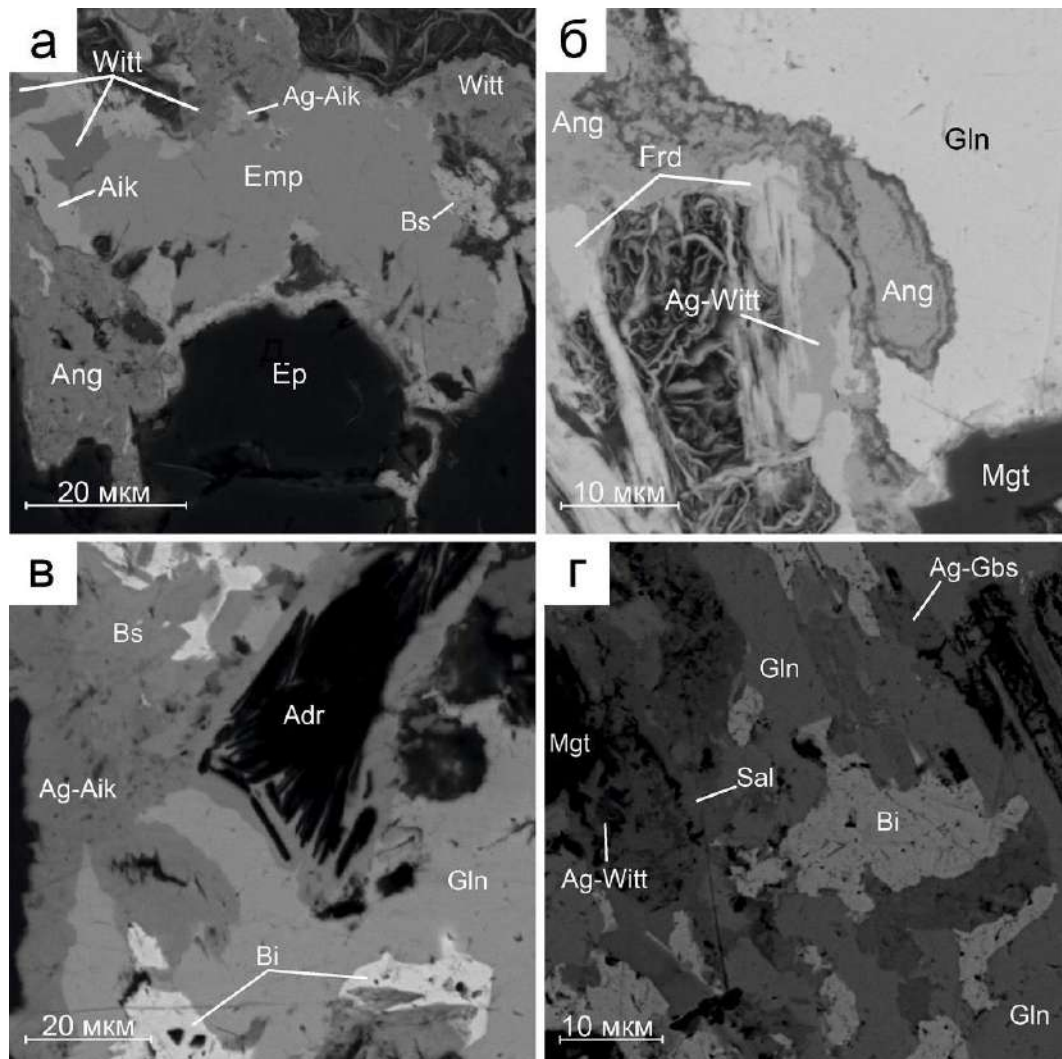


Рисунок 2.4.2 – Взаимоотношения сульфосолей висмута в сульфидно-магнетитовых рудах месторождения Акташ: а – сростание эмплектита (Emp), виттихенита (Witt), Ag-содержащего айкинита (Ag-Aik), айкинита (Aik), висмутина (Bs) и англезита (Ang) на контакте эпидота (Ep);

б – тесное срастание фридрихита (Frd), Ag-содержащего виттихенита (Ag-Witt) и англезита (Ang) на контакте с галенитом (Gln); в – Ag-содержащий айкинит (Ag-Aik) и висмутин (Bs) выполняют интерстиции между агрегатами магнетита (Mgt) и галенитом (Gln); г – ксеноморфное зерно зальцбургита (Sal) с реликтами Ag-содержащего виттихенита (Ag-Witt) в ассоциации с галенитом (Gln), самородным висмутом (Bi), Ag-содержащим галенобисмутитом (Ag-Gbs) и магнетитом (Mgt); BSE-фото.

Таблица 2.4.2. Химический состав минералов висмутин-айкинитовой серии месторождения Акташ (мас. %)

№ п/п	Pb	Bi	Cu	Ag	Fe	S	Сумма	Формула
Висмутин Bi_2S_3								
1	–	77.36	1.98	–	–	19.48	99.18	$\text{Bi}_{1.83}\text{Cu}_{0.15}\text{S}_{3.00}$
2	–	78.77	0.79	–	0.89	19.55	100	$\text{Bi}_{1.85}\text{Cu}_{0.06}\text{Fe}_{0.08}\text{S}_{3.00}$
3	–	79.56	0.91	–	–	18.68	99.16	$\text{Bi}_{1.96}\text{Cu}_{0.07}\text{S}_{3.00}$
Ag-содержащий галенобисмутит $(\text{PbAg})\text{Bi}_2\text{S}_4$								
4	20.28	55.54	0.53	8.59	–	15.90	100.84	$(\text{Pb}_{0.79}\text{Ag}_{0.64}\text{Cu}_{0.07})\text{Bi}_{2.14}\text{S}_{4.00}$
Зальцбургит $\text{Pb}_{1.6}\text{Cu}_{1.6}\text{Bi}_{6.4}\text{S}_{12}$								
5	14.94	62.55	4.23	–	–	18.50	100.21	$\text{Pb}_{1.50}\text{Cu}_{1.38}\text{Bi}_{6.23}\text{S}_{12.00}$
Фридрихит $\text{Pb}_5\text{Cu}_5\text{Bi}_7\text{S}_{18}$								
6	29.87	43.26	9.19	–	–	17.45	99.76	$\text{Pb}_{4.77}\text{Cu}_{4.78}\text{Bi}_{6.85}\text{S}_{18.00}$
Айкинит PbCuBiS_3								
7	31.62	41.00	10.22	–	–	16.50	99.35	$\text{Pb}_{0.89}\text{Cu}_{0.94}\text{Bi}_{1.14}\text{S}_{3.00}$
8	30.72	40.89	11.84	–	0.27	15.39	99.11	$\text{Pb}_{0.93}\text{Cu}_{1.16}\text{Fe}_{0.03}\text{Bi}_{1.22}\text{S}_{3.00}$
9	30.22	38.90	13.99	–	0.22	15.7	99.3	$\text{Pb}_{0.89}\text{Cu}_{1.35}\text{Fe}_{0.02}\text{Bi}_{1.14}\text{S}_{3.00}$
10	29.17	41.12	12.81	–	0.37	16.53	100	$\text{Pb}_{0.79}\text{Cu}_{1.17}\text{Fe}_{0.04}\text{Bi}_{1.15}\text{S}_{3.00}$
Ag-содержащий айкинит $(\text{PbAg})\text{CuBiS}_3$								
12	17.51	49.26	9.43	6.52	–	16.31	99.02	$(\text{Pb}_{0.50}\text{Ag}_{0.36})\text{Cu}_{0.88}\text{Bi}_{1.39}\text{S}_{3.00}$
13	20.85	48.37	6.06	7.05	0.81	15.96	99.1	$(\text{Pb}_{0.61}\text{Ag}_{0.39})\text{Cu}_{0.57}\text{Fe}_{0.09}\text{Bi}_{1.40}\text{S}_{3.00}$
14	20.75	48.24	6.63	7.42	–	16.67	99.71	$(\text{Pb}_{0.58}\text{Ag}_{0.40})\text{Cu}_{0.60}\text{Bi}_{1.33}\text{S}_{3.00}$

Примечание: кристаллохимические формулы рассчитаны на $S=3$ (висмутин), $S=4$ (Ag-содержащий галенобисмутит), $S=12$ (зальцбургит), $S=18$ (фридрихит), $S=3$ (айкинит и Ag-содержащий айкинит). Прочерк – не обнаружено.

2.5. Теллуриды

Теллуриды висмута и серебра обнаружены в халькопирит-пирротиновых рудах и представлены цумоитом, пильзенитом, гесситом и штютцитом [Ятимов, Котляров, 2019г; Ятимов и др., 2020б, 2022б].

Цумоит BiTe встречается чаще других теллуридов и образует ксеноморфные выделения в основной массе пирротина в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, пиритом и диопсидом или иногда выполняет интерстиции между агрегатами пирротина и хлорита (рис. 2.5.1а, б). В отраженном свете цумоит характеризуется кремовым оттенком. Размер его выделений достигает 70 мкм. Химический состав цумоита нестехиометричен, в некоторых случаях отмечается примесь Ag до 1.97 мас. % (табл. 2.5.1) и на диаграмме состава теллуридов Bi-Te-Ag тяготеет к пильзениту (рис. 2.5.2а). Однако картины электронной дифракции, полученные для цумоита (12 анализов), показывают совпадение с теоретической картиной (MAD (многоволновая аномальная дифракция) = 0.3° , совпадение по 12 полосам), построенной по структурной модели этого минерала (рис. 2.5.2б).

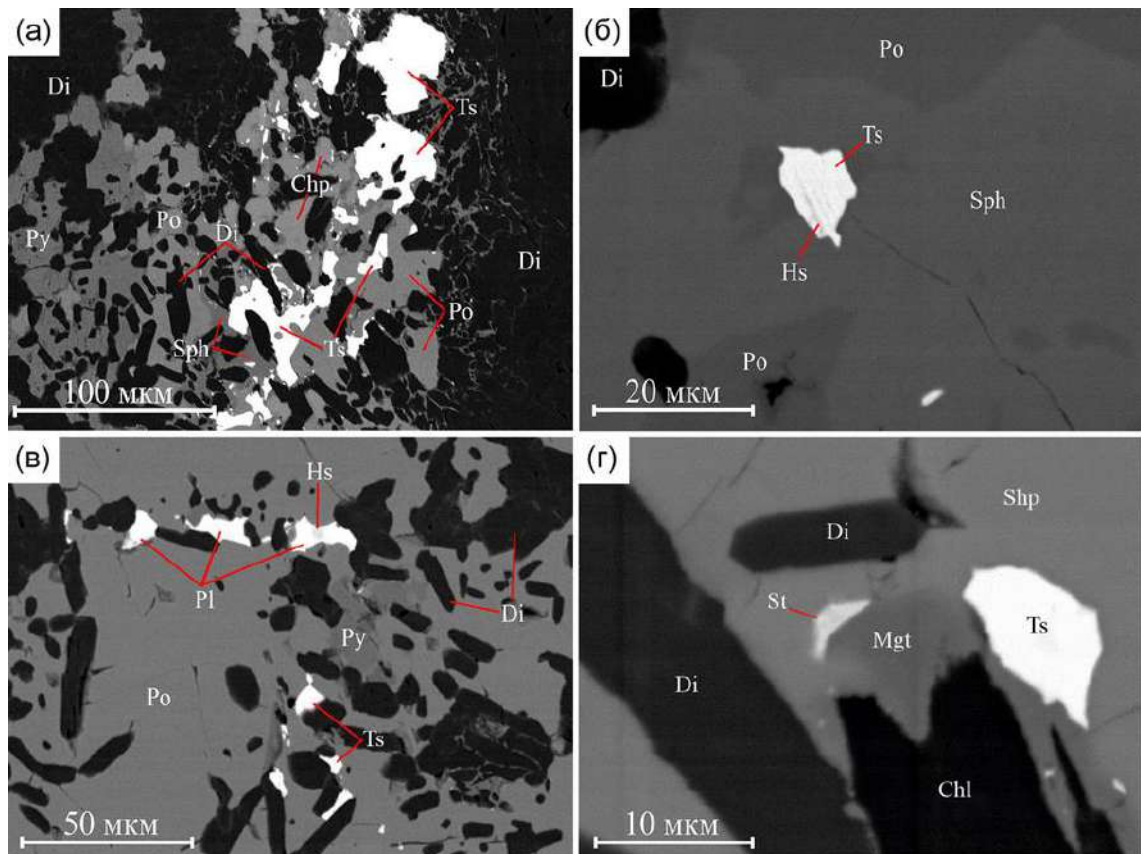


Рисунок 2.5.1 – Теллуриды висмута и серебра в халькопирит-пирротиновых рудах: а – ксеноморфные зерна цумоита в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом и диопсидом; б – цумоит с тонкими прослойками гессита в ассоциации со сфалеритом; в – включения гессита в пильзените; г – выделения штютцита и цумоита на контакте магнетита и сфалерита. BSE-фото.

Py – пирит, Po – пирротин, Shp – сфалерит, Chp – халькопирит, Ts – цумоит, Pl – пильзенит, Hs – гессит, St – штютцит, Mgt – магнетит, Chl – хлорит, Di – диопсид.

Пильзенит Bi_4Te_3 образует ксеноморфные выделения размером до 20 мкм и тонкую вкрапленность (1–2 мкм) в пирротине (рис. 2.5.1в, г). В более крупных выделениях пильзенит под оптическим микроскопом характеризуется ярким серовато-белым цветом и более высоким отражением, чем цумоит. Для пильзенита, в отличие от цумоита, характерны повышенные содержания Bi (66.49–66.94 мас. %) и пониженные Te (32.23–33.02 мас. %) (табл. 2.5.1). На диаграмме Bi–Te–Ag состав проанализированных зерен пильзенита тяготеет к составу цумоита (см. рис. 2.5.2а).

Таблица 2.5.1. Химический состав (мас. %) теллуридов висмута и серебра пироксен-пирротиновых руд

№ п/п	Минерал	Bi	Ag	Te	Сумма	Формула
1	Цумоит	63.08	–	36.16	99.24	$Bi_{1.06}Te_{1.00}$
2		64.13	–	35.00	99.13	$Bi_{1.12}Te_{1.00}$
3		64.24	–	34.89	99.14	$Bi_{1.12}Te_{1.00}$
4		64.24	–	34.86	99.10	$Bi_{1.13}Te_{1.00}$
5		65.76	–	33.42	99.18	$Bi_{1.20}Te_{1.00}$
6		64.43	–	34.69	99.12	$Bi_{1.13}Te_{1.00}$
7		65.30	–	34.56	99.85	$Bi_{1.15}Te_{1.00}$
8		62.78	1.97	34.65	99.40	$Bi_{1.11}Ag_{0.07}Te_{1.00}$
9		65.48	–	34.16	99.64	$Bi_{1.17}Te_{1.00}$
10		64.57	–	35.08	99.65	$Bi_{1.12}Te_{1.00}$
11		61.62	–	37.73	99.35	$Bi_{1.00}Te_{1.00}$
12		64.67	–	34.72	99.39	$Bi_{1.14}Te_{1.00}$
13		62.28	–	37.46	99.73	$Bi_{1.01}Te_{1.00}$
14		62.40	–	36.91	99.30	$Bi_{1.03}Te_{1.00}$
15		62.30	–	37.32	99.62	$Bi_{1.02}Te_{1.00}$
16		61.77	–	37.74	99.51	$Bi_{1.00}Te_{1.00}$
17	Пильзенит	66.49	–	32.96	99.45	$Bi_{3.70}Te_{3.00}$
18		66.55	–	33.02	99.57	$Bi_{3.69}Te_{3.00}$
19		66.94	–	32.23	99.17	$Bi_{3.80}Te_{3.00}$
20	Гессит	–	61.52	37.90	99.42	$Ag_{1.92}Te_{1.00}$
21		–	61.94	37.50	99.44	$Ag_{1.95}Te_{1.00}$
22		–	61.82	37.26	99.08	$Ag_{1.96}Te_{1.00}$
23	Штютцит	–	58.31	41.33	99.64	$Ag_{5.01}Te_{3.00}$
24		–	58.23	41.49	99.72	$Ag_{4.99}Te_{3.00}$

Примечание: формулы рассчитаны на $Te = 1$ (цумоит и гессит), $Te = 3$ (пильзенит и штютцит). Прочерк – не обнаружено.

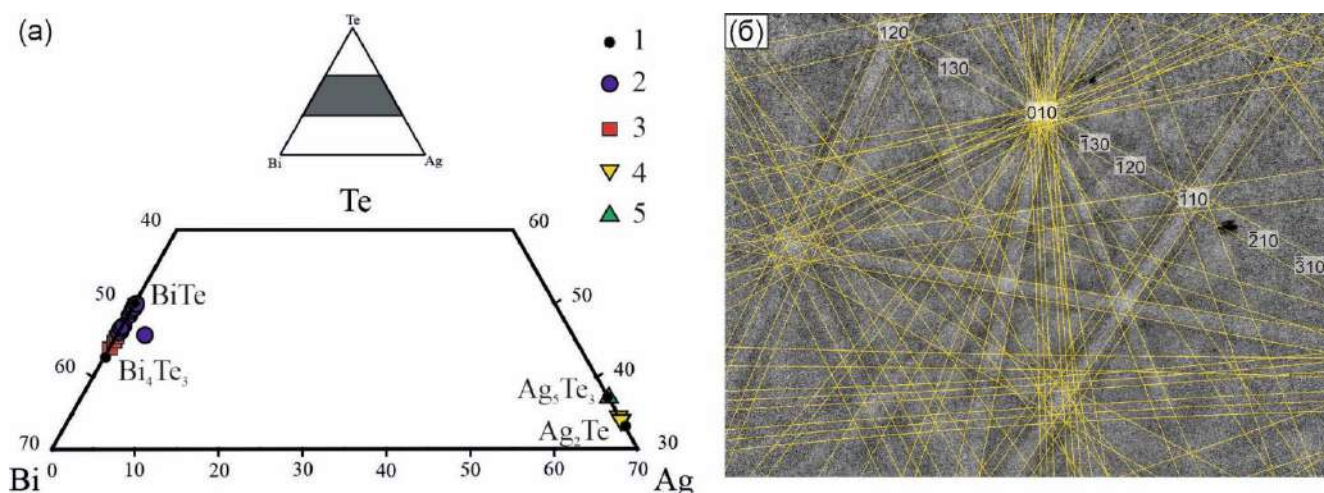


Рисунок 2.5.2 – Диаграмма химического состава теллуридов висмута месторождения Акташ (а) и картина электронной дифракции цумоита (б): 1 – теоретический состав минералов; 2 – цумоит; 3 – пильзенит; 4 – гессит; 5 – штютцит. Рядом картина электронной дифракции цумоита.

Гессит Ag_2Te встречается в виде включений размером до 15 мкм и прослоек (толщина до 2 мкм) в пильзените и цумоите (рис. 2.5.1б–д). Микроскопически минерал обладает коричневато-серым цветом и слабой отражательной способностью. Химический состав гессита близок к теоретическому (табл. 2.5.1, рис. 2.5.2а).

Штютцит Ag_5Te_3 наблюдается в виде единичных зерен размером до 5 мкм в интерстициях зерен магнетита и сфалерита в ассоциации с цумоитом, хлоритом и диопсидом (рис. 2.5.1г). Минерал имеет свинцово-серый цвет. Химический состав минерала соответствует теоретическому (табл. 2.5.1, рис. 2.5.2а). Штютцит впервые описан на месторождении Акташ и ранее не был обнаружен в месторождениях Кансайского рудного поля.

2.6. Оксиды

Магнетит Fe_3O_4 в виде небольших гнездообразных скоплений, линз и вкрапленников наиболее часто отмечается на месторождении Акташ. Исследования показали, что на месторождения Акташ развиты несколько морфологических разновидностей магнетита: обломковидные (Mt-1h), дендритовидные (Mt-1d), волокнистые (Mt-1f), радиально-лучистые (Mt-1r) и колломорфно-почковидные (Mt-1c) агрегаты, зональные субгедральные зерна (Mt-2s), удлиненные пластинчатые кристаллы (мушкетовит) (Mt-3m) и незональные метакристаллы (Mt-4e) магнетита (рис. 2.6.1-2.6.4) [Ятимов и др., 2022в; Ятимов, 2023б]. Все перечисленные разновидности магнетита встречаются в сульфидно-магнетитовых руд.

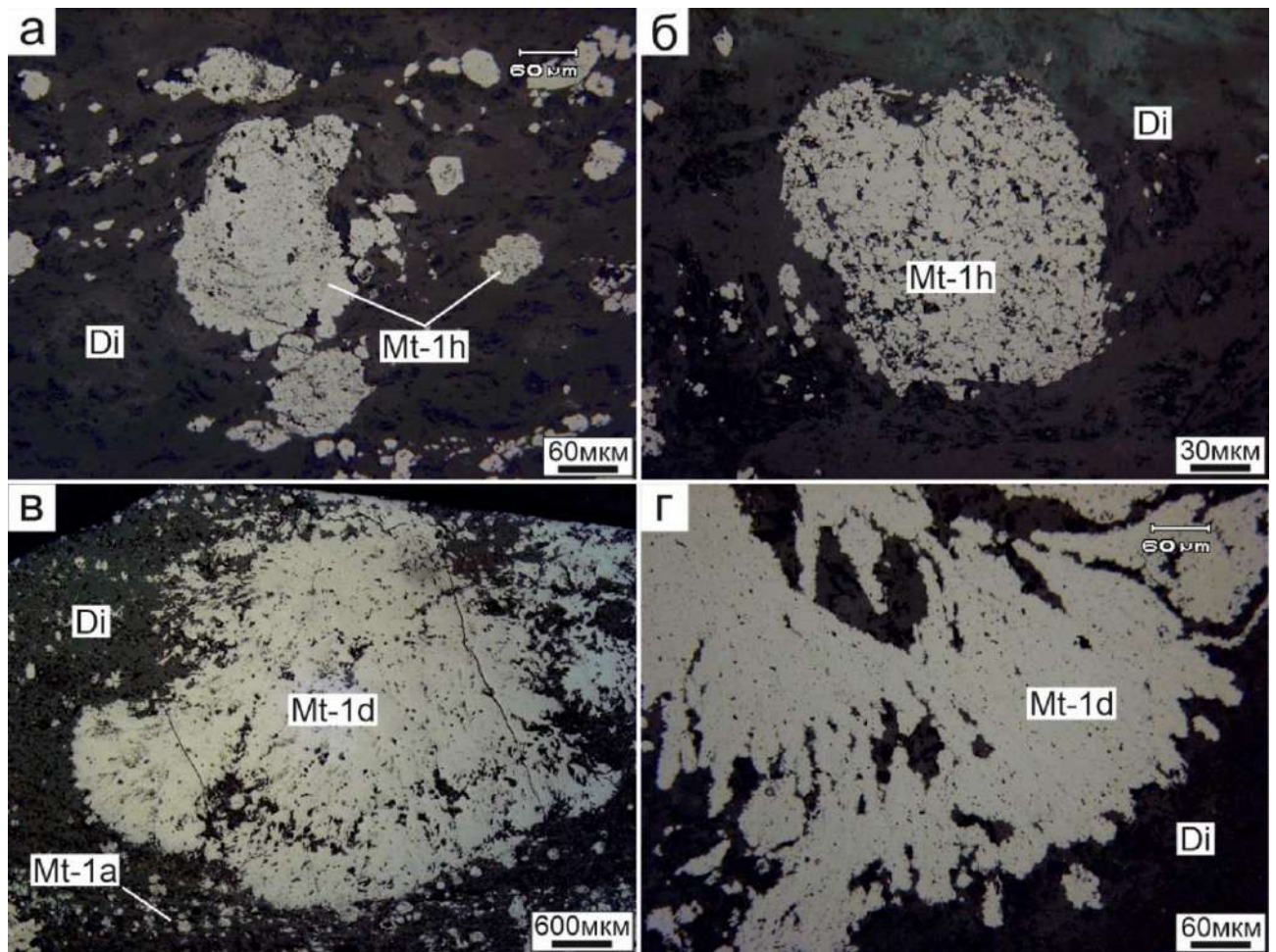


Рисунок 2.6.1 – Доскарновые разновидности магнетита месторождения Акташ: а–б – тонкозернистые обломковидные агрегаты магнетита (Mt-1h) в основной массе диопсида (Di); в–г – дендритовидные агрегаты магнетита (Mt-1d) в цементе диопсида. Отраженный свет.

Обломковидный псевдоморфный магнетит (Mt-1h) представляет собой сгустковые зернистые обломки размером до 150 мкм в основной массе пироксена диопсидового состава (рис. 2.6.1а–б). В этой разновидности наблюдаются многочисленные включения нерудных минералов. Нерудные минералы в основном представлены диопсидом, андрадитом и серпентином. Обломковидный тонкозернистый магнетит, возможно, образовался за счет замещения гиалокластитов на ранней стадии железнакопления (диагенеза). Обломковидные гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые псевдоморфозы по вулканокластам встречаются на многих магнетитовых месторождениях. Особенно хорошо они изучены на колчеданно-магнетитовых месторождениях Южного Урала [Maslennikov et al., 2012].

Дендритовидный магнетит (Mt-1d) образует ветвящиеся агрегаты относительно обломковидного магнетита крупного размера (до 500 мкм) в ассоциации с пироксеном и обломковидными агрегатами магнетита-1h (рис. 2.6.1в–г). Дендритовидные агрегаты магнетита (Mt-1d) похожи на структуру микрофлоры, и, возможно, образовались за счет замещения

биоморфных структур. Похожие структуры встречаются у биогенного наномagnetита в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов Южного Вьетнама [Бортников и др., 2013].

Волокнистый магнетит (Mt-1f), состоит из плотно уложенных параллельных волокон размером до 300 мкм (рис. 2.6.2а-б). Вокруг волокнистых агрегатов магнетита часто наблюдается последовательное обрастание колломорфно-почковидным (Mt-1c), а затем субгедральным магнетитом (Mt-2s). Диопсид выполняет интерстиции между агрегатами этого магнетита, а иногда наблюдаются включения серпентина и диопсида в агрегатах. Волокнистые структуры магнетита (Mt-1f) напоминают структуру fossilized железобактерий в железных рудах [Розанов и др., 2016]. Большое количество бактерий сохранились в гематит-магнетитовых гальмиролититах некоторых колчеданных месторождений Урала [Maslennikov et al., 2012].

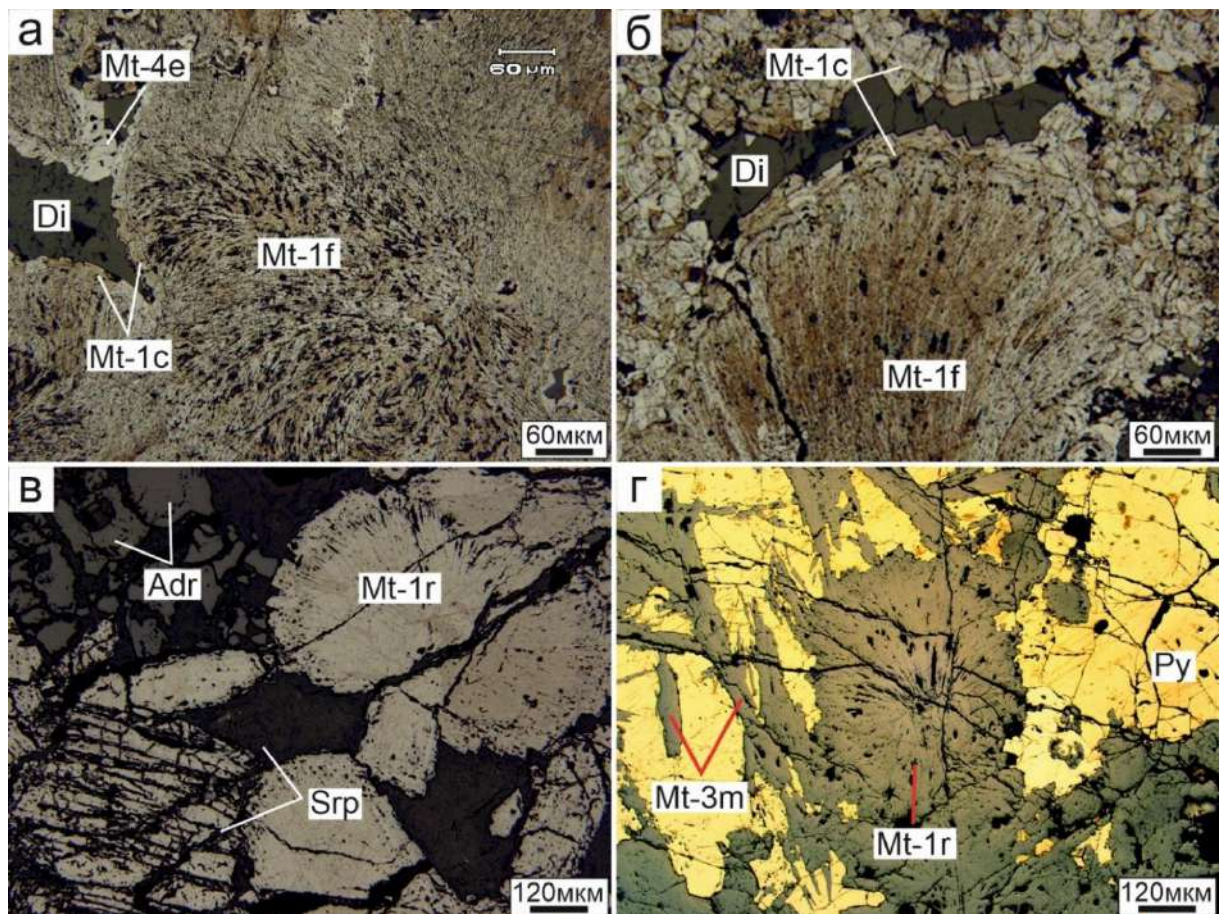


Рисунок 2.6.2 – Доскарновые разновидности магнетита месторождения Акташ: а-б – биоморфная текстура волокнистого (Mt-1f) агрегата магнетита с обрастанием его колломорфно-почковидными (Mt-1c) и зонально-субгедральными (Mt-2s) агрегатами магнетита; в-г – радиально-лучистые агрегаты магнетита (Mt-1r) в ассоциации с андрадитом (Adr), пересеченны прожилками и трещинками, выполненными серпентином (Srp); г – радиально-лучистые

агрегаты магнетита в ассоциации с мушкетовитом (Mt-3m) и колломорфно-почковидным магнетитом, пространство между ними выполнено пиритом (Py). Отраженный свет.

Радиально-лучистые агрегаты магнетита (Mt-1r) находятся обычно в ассоциации с пироксеном диопсидового состава и гранатом гроссуляр-андрадитового состава, пластинчатым магнетитом (Mt-3m), зональным субгедральным магнетитом (Mt-2s) и сульфидами, иногда пересечены прожилками серпентина (рис. 2.6.2в-г). Сульфиды как обычно выполняют пространство между доскарновыми агрегатами магнетита (рис. 2.6.2г). Размер агрегатов радиально-лучистого магнетита достигает до 500 мкм в поперечнике. Радиально-лучистые агрегаты магнетита (Mt-1r), вероятно, также образуются на ранней стадии железнакопления за счет микроорганизмов. Сходные сфероидально-лучистые структуры железобактерий встречаются в железорудных формациях [Чухров, 1975].

Колломорфно-почковидный магнетит (Mt-1c) образует небольшие округлые зерна, ядра которых состоят из тонкозернистого обломковидного магнетита (рис. 2.6.3а-б). Размер отдельных зерен этой разновидности доходит до 100 мкм. Как видно, колломорфно-почковидный магнетит окаймляет более ранние агрегаты обломковидного тонкозернистого магнетита с последующим обрастанием зональным субгедральным магнетитом (рис. 2.6.3а-в). Аналогичные колломорфные агрегаты магнетита были обнаружены на Чокадамбулакском месторождении, которые в то время в контактово-метасоматических месторождениях не наблюдались. Предполагалось участие коллоидных растворов в их образовании [Власов и др., 1972; Онтюев, 1959].

Зональный субгедральный магнетит (Mt-2s) широко распространен в сульфидно-магнетитовых рудах и часто встречается в ассоциации с сульфидами (рис. 2.6.3в-г). В ядре зональных субгедральных кристаллов магнетита наблюдаются колломорфно-почковидные выделения магнетита-1с. Размер зональных субгедральных кристаллов магнетита не превышает 150–200 мкм. Зональные субгедральные кристаллы магнетита (Mt-2s) нарастали на агрегаты колломорфного магнетита, вероятно, уже на стадии позднего диагенеза (см. рис. 2.6.3а-г). Аналогичные зональные кристаллы магнетита широко представлены на магнетитовых месторождениях, не ассоциирующих со скарнами [Ауирова et al., 2021]. Такие же зональные кристаллы магнетита выросли на псевдоморфозы магнетита по пиритовым рудокластам неметаморфизованного Сибайского месторождения [Салихов и др., 2010]. По всей видимости, одновременно с образованием магнетита-2s формировались пластинчатые кристаллы гематита, по которому образовался мушкетовит.

Удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит, Mt-3m) довольно широко распространен, однако крупных скоплений не образует. В большинстве случаев пространство

между его кристаллами выполнено андрадитом, диопсидом, серпентином, кальцитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом (рис. 2.6.4а-б). Размер кристаллов удлиненно-пластинчатого магнетита нередко в длину достигает 400–500 мкм.

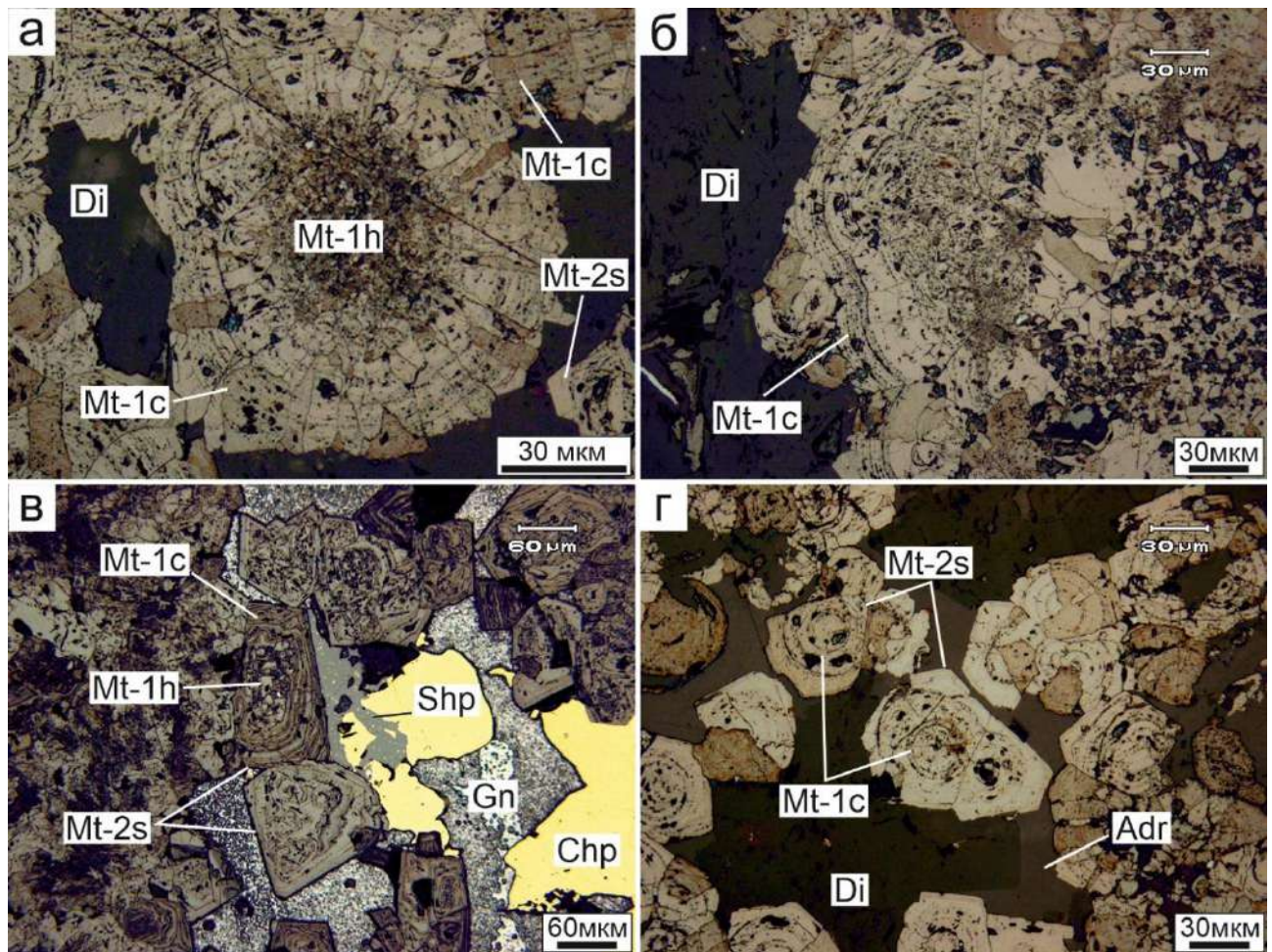


Рисунок 2.6.3 – Доскарновые разновидности магнетита месторождения Акташ: а-б – колломорфно-почковидные агрегаты магнетита (Mt-1c) цементирует пироксен; в – зональные субгедральные зерна магнетита (Mt-2s) в ассоциации с галенитом (Gn), халькопиритом (Chp) и сфалеритом (Shp), сульфиды выполняют интерстиции между агрегатами магнетита; г – зональные субгедральные зерна магнетита, диопсид (Di) и андрадит (Adr) выполняют пространство между агрегатами. Отраженный свет.

Удлиненно-пластинчатый магнетит образовался в скарновом процессе при мушкетовитизации ранее образованных кристаллов гематита. В одно время с процессом мушкетовитизации происходило замещение зонального магнетита-2s сульфидами и диопсидом с образованием незональных эвгедральных метакристаллов магнетита-4е из рудных растворов (см. рис. 2.6.4д-е).

Незональные метакристаллы магнетита (Mt-4е), изометричны достигают размера 100 мкм (рис. 2.6.4в-е). Обычно этот магнетит наблюдается в виде отдельных кристаллов в сульфидах и пироксене (рис. 2.6.4в-г). Иногда встречается незональные эвгедральные

кристаллы магнетита в ассоциации с андрадитом и диопсидом в эвгедральном агрегате пирита (рис. 2.6.4г). В зональных субгедральных зернах магнетита-2s наблюдается последовательное замещение колломорфного магнетита-1с нерудным минералом, а затем более плотным магнетитом-4е без включений (рис. 2.6.4д).

В некоторых случаях отмечается пирит одновременно с незональными эвгедральными зернами магнетита, которые замещают диопсид в ядре зональных субгедральных агрегатов магнетита-4е (рис. 2.6.4е).

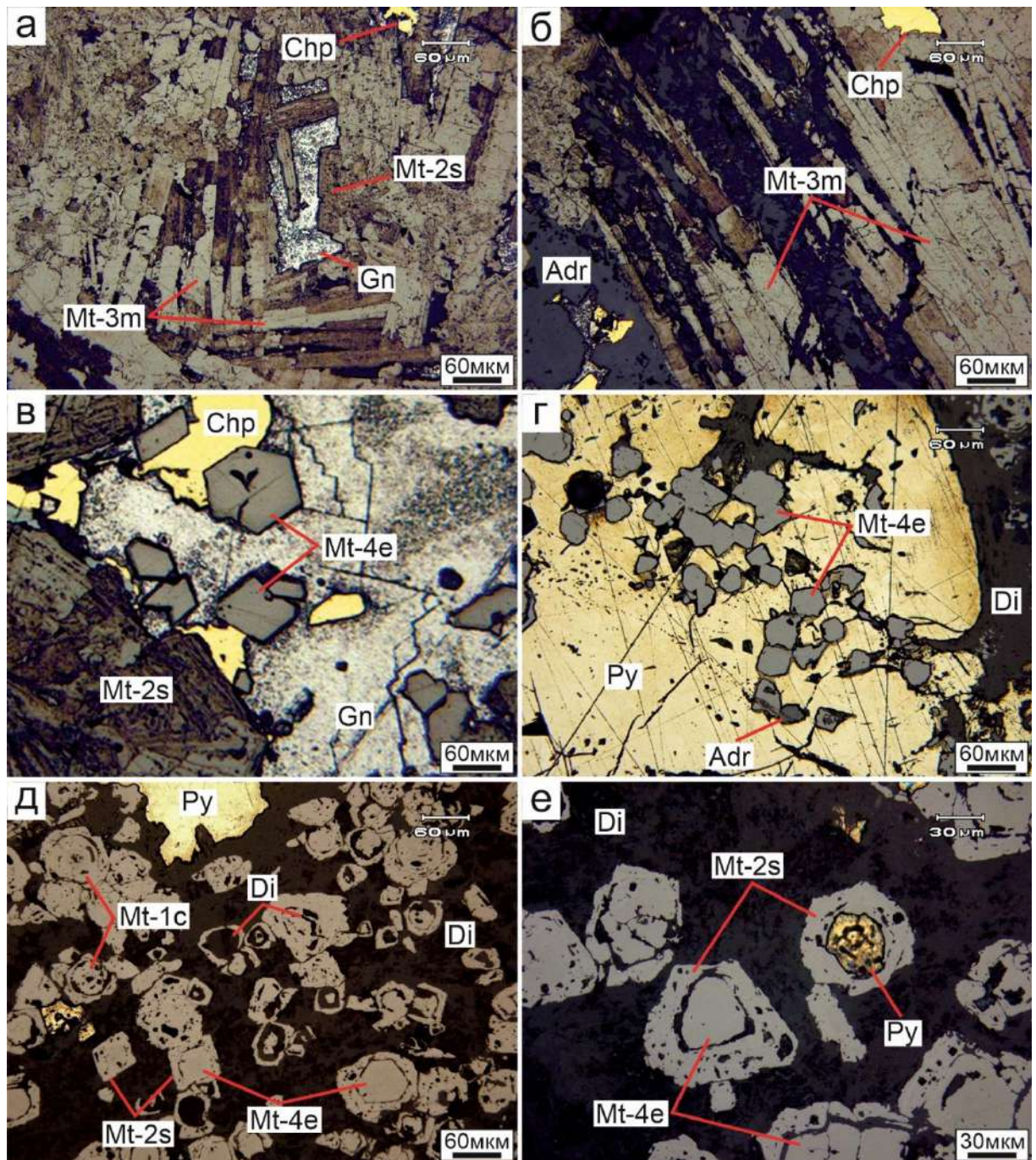


Рисунок 2.6.4 – Доскарновые разновидности магнетита месторождения Акташ: а-б – пространство между агрегатами удлинённого пластинчатого магнетита (Mt-3m) заполняют галенит (Gn), халькопирит (Chp) и андрадит (Adr); в – срастание незональных эвгедральных

(Mt-4e) зерен магнетита, галенита и халькопирита в интерстиции более ранних агрегатах магнетита; г – незональные эвгедральные магнетита в ассоциации с андрадитом и диопсидом (Di) в эвгедральном агрегате пирита (Py); д – замещение колломорфно-почковидного магнетита диопсидом с последующим отложением незонального эвгедрального магнетита в ассоциации с пиритом (Py); е – пирит одновременно с незональными эвгедральными зернами магнетита заместили диопсид в ядре зональных субгедральных агрегатов магнетита (Mt-4e). Отраженный свет.

Гематит Fe_2O_3 сохранился в рудах в незначительных количествах, в связи с переходом его в пластинчатый магнетит (мушкетовит). Процесс мушкетовитизации был настолько интенсивным, что среди мушкетовита лишь изредка, в центральных частях наиболее крупных скоплений, можно обнаружить реликты гематита. Гематит ассоциирует с магнетитом и наиболее ранним пиритом, сфалеритом и халькопиритом. Пластинчатый гематит образовался, по-видимому, почти одновременно с зональным субгедральным магнетитом в процессе позднего диагенеза и в процессе скарнирования превращается в мушкетовит, так как нередко пироксен и гранат выполняют пространство между пластинками этого минерала.

Анатаз TiO_2 является редким минералом месторождения. Ранее он был отмечен в искусственных шлихах из изверженных пород месторождения (Протодяконова, 1972). Нами анатаз обнаружен в виде включения только в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды, в тесной ассоциации с перовскитом и пирофанитом в серпентиновой массе (рис. 2.6.6а) [Ятимов и др., 2024в]. Отмечаются отчетливые признаки замещения анатаза пирофанитом (рис. 2.6.5б). В других случаях включения анатаза обнаружены в перовските, который, в свою очередь, замещается пирофанитом (рис. 2.6.6г). Зерна анатаза размером до 20 мкм имеют разъеденные контуры. В химическом составе анатаза постоянно присутствуют FeO , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 и WO_3 (табл. 2.6.1).

Таблица 2.6.1. Химический состав (мас. %) рутила месторождения Акташ

№ п/п	TiO_2	FeO^*	Nb_2O_5	Ta_2O_5	WO_3	Сумма	Формула
1	96.83	1.7	0.33	0.5	0.47	99.83	$(Ti_{0.98}Fe_{0.02}Nb_{0.002}Ta_{0.002}W_{0.002})_{1.01}O_2$
2	96.91	1.8	0.25	0.45	0.44	99.85	$(Ti_{0.98}Fe_{0.02}Nb_{0.002}Ta_{0.002}W_{0.002})_{1.01}O_2$
3	94.84	2.10	0.94	0.94	0.64	99.46	$(Ti_{0.97}Fe_{0.03}Nb_{0.01}Ta_{0.003}W_{0.002})_{1.01}O_2$

Примечание: формула рутила рассчитана на два атома кислорода. FeO^* – $(FeO + Fe_2O_3)$.

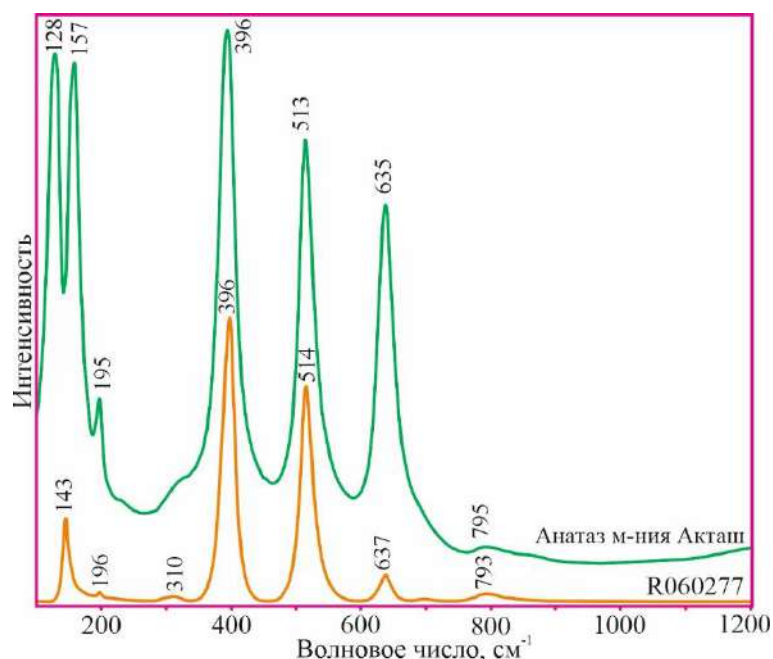


Рисунок 2.6.5 – Сравнение спектров КР анатаза месторождения Акташ со спектрами из базы данных RRUFF (№ R060277).

КР спектры анатаза из месторождения Акташ с полосами 157, 195, 396, 513, 635 и 795 см^{-1} сходны с эталонным спектром анатаза № R060277 (база данных RRUFF) в области 100–1200 см^{-1} (рис. 2.6.5). В области 100–200 см^{-1} анатаза месторождения Акташ отмечаются дополнительные полосы 128 и 157 см^{-1} , слегка смещенные от полосы 143 см^{-1} эталонного анатаза.

Пирофанит MnTiO_3 наиболее распространен среди титановых минералов и выявлен в сульфидно-магнетитовых рудах и серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды [Ятимов и др., 2020в; Ятимов и др., 2024в].

В сульфидно-магнетитовых рудах минерал встречается в виде отдельных обособлений (размер до 150 мкм в длину) и реликтовых агрегатов пластинчатых кристаллов в титаните (рис. 2.6.6а-б). Иногда в пирофаните наблюдаются микровключения (размер до 1–3 мкм) торита и циркона (рис. 2.6.6в). Цвет в отраженном свете серый с изменчивым слегка синеватым оттенком. Отражательная способность пирофанита по сравнению с магнетитом немного меньше и для него характерна слабая анизотропия. Пирофанит значительно обогащен железом, которое замещает марганец в структуре (табл. 2.6.2). Из примесей в составе пирофанита присутствуют (мас. %): Ta_2O_5 0.05–0.49, WO_3 0–0.52, Nb_2O_5 0–0.2, CaO 0–0.26.

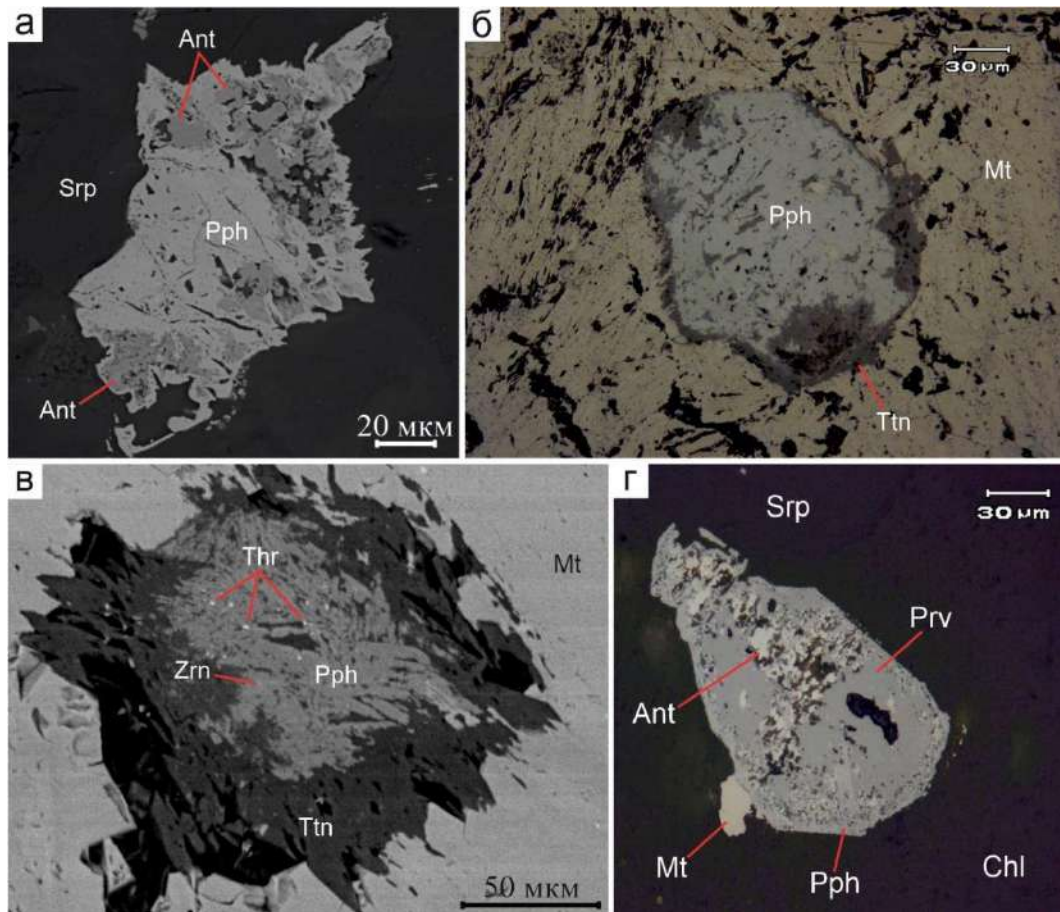


Рисунок 2.6.6 – Морфологические особенности пирофанита и анатаза месторождения Акташ: а – замещение анатаза (Ant) пирофанитом (Pph) в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды; б – замещение пирофанита титанитом (Ttn) в магнетите (Mt); в – микровключения торита (Thr) и циркона (Zrn) в пирофаните; г – пирофанит и анатаз замещают перовскит (Prv) в хлорит-серпентиновой (Chl, Srp) массе. Фото а, в – BSE-фото, б, г – отраженный свет.

Пирофанит в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды, встречается в ассоциации с перовскитом, анатазом, магнетитом, диопсидом и хлоритом в серпентиновой массе (рис. 2.6.6а). Форма зерен пирофанита неправильная и таблитчатая с извилистыми очертаниями и их размер достигает 150 мкм в длину. Пирофанит развивается по перовскиту (иногда по анатазу), часто замещая и окаймляя его зерна (рис. 2.6.2а, г). Химический состав пирофанита из серпентин-гранат-пироксеновых скарнов, вмещающих галенит-сфалеритовые руды, отличается более высоким содержанием CaO 0.75–1.66 мас. % (табл. 2.6.2).

Таблица 2.6.2. Химический состав пирофанита (мас. %) месторождения Акташ

№ п/п	CaO	TiO ₂	MnO	FeO*	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	WO ₃	Сумма
1	–	50.35	24.72	23.14	0.06	0.49	0.52	99.28
2	–	51.28	27.05	20.28	0.2	0.29	0.52	99.63

3	0.26	48.88	25.94	24.07	—	0.05	0.45	99.65
4	0.13	51.43	27.01	20.68	—	0.29	—	99.54
5	1.66	51.43	26.02	19.23	—	0.44	0.74	99.52
6	1.59	51.37	26.32	19.55	—	0.36	0.65	99.84
7	0.75	52.60	26.16	20.09	0.49	—	0.54	100.62
8	0.86	52.28	30.27	15.54	—	0.28	—	99.23
Формула								
1	$(\text{Mn}_{0.54}\text{Fe}_{0.50})_{1.04}(\text{Ti}_{0.98}\text{Nb}_{0.001}\text{Ta}_{0.003}\text{W}_{0.003})_{0.99}\text{O}_3$							
2	$(\text{Mn}_{0.58}\text{Fe}_{0.43})_{1.01}(\text{Ti}_{0.98}\text{Nb}_{0.002}\text{Ta}_{0.002}\text{W}_{0.003})_{0.99}\text{O}_3$							
3	$(\text{Mn}_{0.57}\text{Fe}_{0.52}\text{Ca}_{0.01})_{1.10}(\text{Ti}_{0.95}\text{Ta}_{0.001}\text{W}_{0.003})_{0.95}\text{O}_3$							
4	$(\text{Mn}_{0.58}\text{Fe}_{0.44}\text{Ca}_{0.004})_{1.02}(\text{Ti}_{0.98}\text{Ta}_{0.002})_{0.98}\text{O}_3$							
5	$(\text{Mn}_{0.56}\text{Fe}_{0.41}\text{Ca}_{0.05})_{1.02}(\text{Ti}_{0.98}\text{W}_{0.005}\text{Ta}_{0.003})_{0.99}\text{O}_3$							
6	$(\text{Mn}_{0.57}\text{Fe}_{0.41}\text{Ca}_{0.04})_{1.02}(\text{Ti}_{0.98}\text{W}_{0.005}\text{Ta}_{0.003})_{0.99}\text{O}_3$							
7	$(\text{Mn}_{0.55}\text{Fe}_{0.42}\text{Ca}_{0.02})_{0.99}(\text{Ti}_{0.99}\text{Nb}_{0.006}\text{W}_{0.004})_{1.00}\text{O}_3$							
8	$(\text{Mn}_{0.65}\text{Fe}_{0.33}\text{Ca}_{0.02})_{1.00}(\text{Ti}_{1.00}\text{Ta}_{0.002})_{1.00}\text{O}_3$							

Примечание. * – все железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты для пирофанита рассчитаны и три атома кислорода, соответственно. Пирофанит: ан. 1–4 – сульфидно-магнетитовые руды; ан. 5–8 – скарны, вмещающие галенит-сфалеритовые руды.

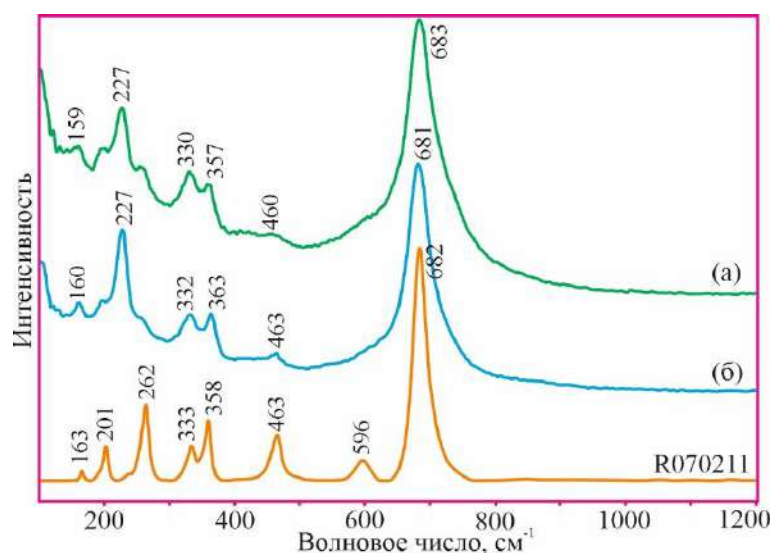


Рисунок 2.6.7 – Сравнение спектров КР пирофанита из сульфидно-магнетитовых (а) и серпентин-гранат-пироксеновых скарнов, вмещающих галенит-сфалеритовые руды (б) месторождения Акташ со спектрами из базы данных RRUFF (№ R070211).

Присутствие пирофанита также подтверждается данными рамановской спектроскопии (рис. 2.6.7). Все основные полосы совпадают со спектрами из базы данных RRUFF (№ R070211), кроме полосы 262 см^{-1} . Вместо этой полосы, в пирофаните месторождения Акташ наблюдаются хорошо выраженная полоса 227 см^{-1} (рис. 2.6.7).

Перовскит CaTiO_3 обнаружен в серпентин-флогопит-кальцитовых скарнах и серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды [Ятимов и др., 2024в]. В серпентин-флогопит-кальцитовых скарнах зерна перовскита наблюдаются в ассоциации с

флогопитом, серпентином, гранатом, магнетитом, пиритом и точилинитом в кальцитовый матрице (рис. 2.6.8д, е). Форма его зерен ангедральная, округлая, иногда, сглажено угловатая, размер до 130 мкм. Цвет в отраженном свете серый с темно-голубоватым оттенком. По цвету перовскит сложно отличить от магнетита, но при больших увеличениях можно наблюдать анизотропию (рис. 2.6.8е). В химическом составе минерала установлены (мас. %): FeO 0.39–1.10, Ce_2O_3 0.42–1.70, Al_2O_3 0–0.48, V_2O_5 0.30–1.01, SrO 0–0.27, ThO_2 0–0.49 (табл. 2.6.3).

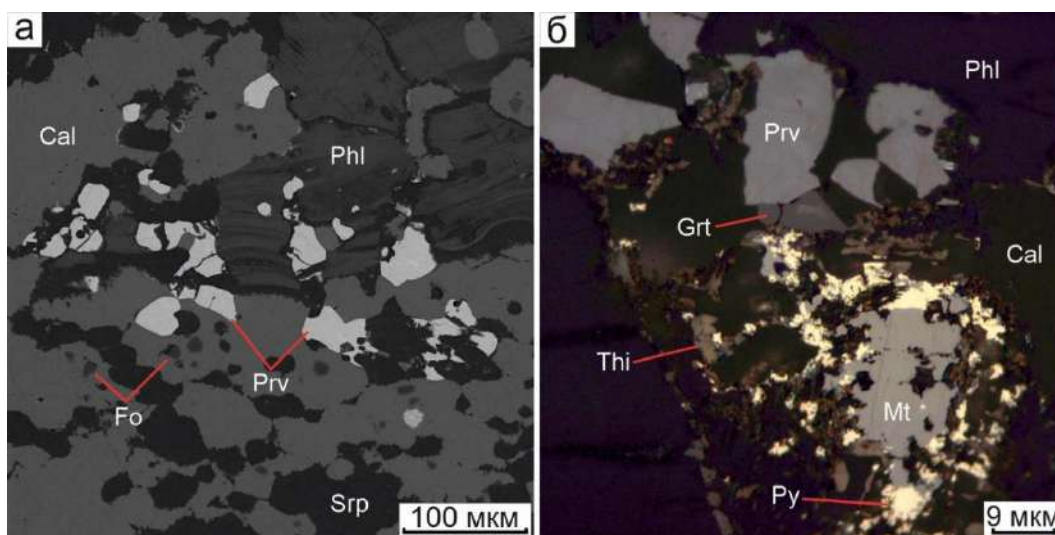


Рисунок 2.6.8 – Морфологические особенности перовскит месторождения Акташ: а – перовскит (Prv) в ассоциации с флогопитом (Phl), серпентином (Srp) и форстеритом (Fo) в кальцитовой массе (Cal); е – перовскит (Prv) в ассоциации с гранатом (Grt), магнетитом (Mt), пиритом (Py) и точилинитом (Thi) в кальците между зернами флогопита. Фото а – BSE-фото, б – отраженный свет.

Таблица 2.6.3. Химический состав (мас. %) перовскита месторождения Акташ

[illegible]

4	$(\text{Ca}_{0.97}\text{Ce}_{0.01})_{0.98}(\text{Ti}_{0.98}\text{Al}_{0.01}\text{Fe}_{0.01}\text{V}_{0.01})_{1.01}\text{O}_3$
5	$(\text{Ca}_{0.98}\text{Ce}_{0.01})_{0.99}(\text{Ti}_{0.98}\text{Fe}_{0.02}\text{V}_{0.01})_{1.01}\text{O}_3$
6	$(\text{Ca}_{0.97}\text{Ce}_{0.01})_{0.98}(\text{Ti}_{0.98}\text{Fe}_{0.01}\text{V}_{0.01})_{1.00}\text{O}_3$
8	$\text{Ca}_{1.02}(\text{Ti}_{0.98}\text{Fe}_{0.01}\text{Nb}_{0.01}\text{W}_{0.002})_{1.00}\text{O}_3$
9	$(\text{Ca}_{0.94}\text{Y}_{0.01})_{0.98}(\text{Ti}_{1.01}\text{Fe}_{0.01}\text{W}_{0.005}\text{Ta}_{0.01})_{1.03}\text{O}_3$

Примечание. Перовскит: ан. 1–6 – серпентин-флогопит-кальцитовые скарны; ан. 7–8 – серпентин-гранат-пироксеновые скарны, вмещающие галенит-сфалеритовые руды.

Перовскит в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды, встречается в ассоциации с пирофанитом, анатазом, цирконолитом, магнетитом, хлоритом и диопсидом в основной серпентиновой массе. Обычно наблюдается замещение перовскита пирофанитом и анатазом (рис. 2.6.6г).

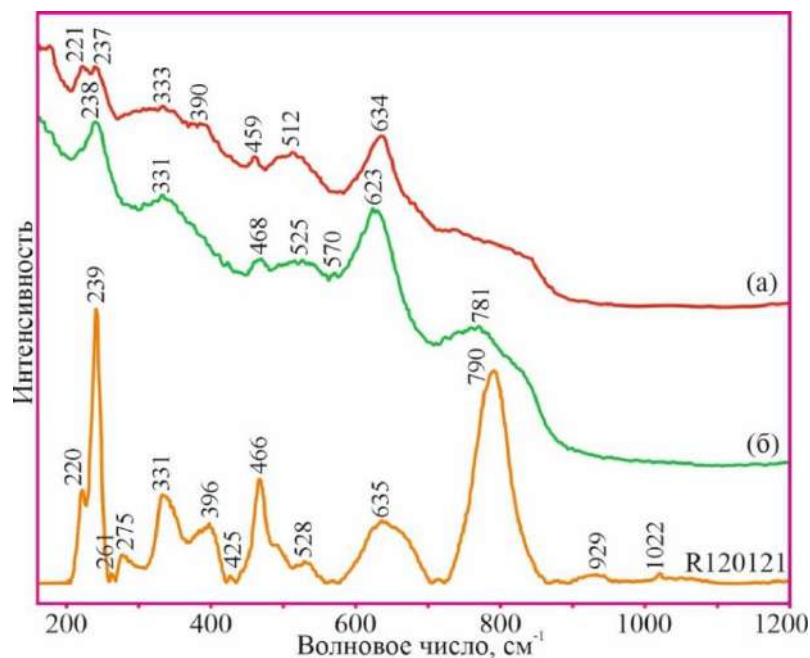


Рисунок 2.6.9 – Сравнение спектров КР перовскита из серпентин-флогопит-кальцитовых скарнов (а) и серпентин-гранат-пироксеновых скарнов, вмещающих галенит-сфалеритовые руды (б) месторождения Акташ со спектрами из базы данных RRUFF (№ R120121).

В некоторых случаях перовскит присутствует только в виде реликтов в пирофаните. Он отмечается в виде субгедральных и ангедральных зерен размером до 200 мкм. В отличие от перовскита из серпентин-флогопит-кальцитовых скарнов, перовскит из серпентин-гранат-пироксеновых скарнов, вмещающих галенит-сфалеритовые руды, содержит (мас. %): WO_3 (0.39–0.49), Ta_2O_5 (до 0.77), Y_2O_3 (до 0.61) и Nb_2O_5 (до 0.49) (табл. 2.6.3).

Полученные спектры КР перовскита совпадают со спектрами из базы данных RRUFF (№ R120121), но являются менее интенсивными (рис. 2.6.9). КР спектры перовскита из серпентин-флогопит-кальцитовых и серпентин-гранат-пироксеновых скарнов сопоставимы.

Бадделеит ZrO_2 – один из редких минералов не только месторождения Акташ, но и Кансайского рудного поля. Раньше из минералов, в формулу которого входит цирконий, в Кансайском рудном поле был известен только циркон [Протождьяконова, 1972]. Он образует мелкие зерна и кристаллы в сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротиновых рудах размером до 50 мкм. В сульфидно-магнетитовых рудах встречается в виде эвгедральных кристаллов в магнетитовой матрице, иногда пластинчатых выделений между агрегатами магнетита в ассоциации с хлоритом, флюоритом и флюоборитом (рис. 2.6.10а). В химическом составе бадделеита сульфидно-магнетитовых руд определены следующие примеси (мас. %): FeO 2.21–3.29, HfO₂ 2–1.32, UO₂ 3.48–3.80, TiO₂ 0.62–1.01, MnO 0–0.45, Sc₂O₃ 0–0.51 (табл. 2.6.4).

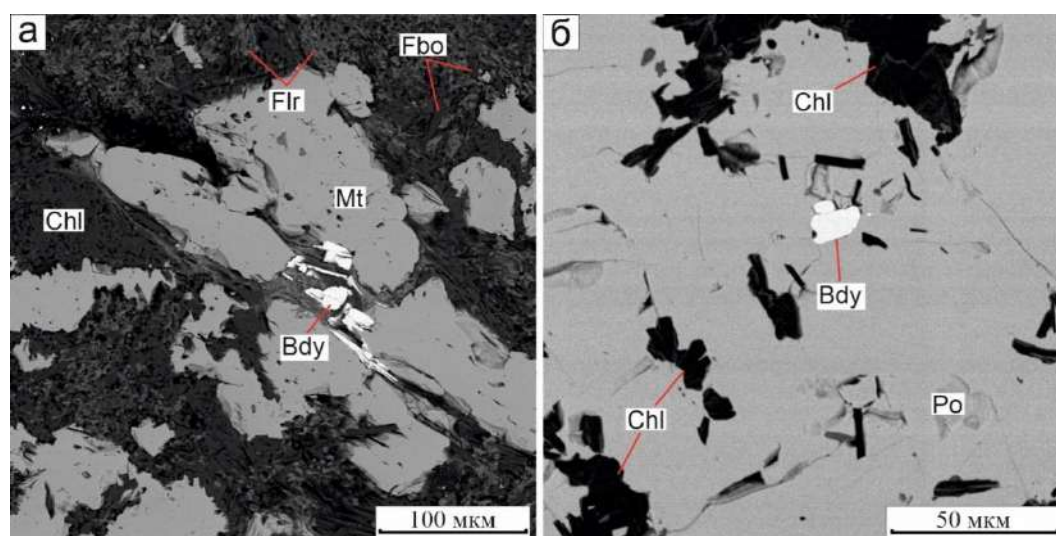


Рисунок 2.6.10 – Бадделеит руд месторождения Акташ. а – пластинчатые зерна бадделеита (Bdy) в интерстиции агрегатов магнетита (Mt) в ассоциации с хлоритом (Chl), флюоритом (Flr) и флюоборитом (Fbo), б – зерно бадделеита (Bdy) в матрице пирротина (Po) в ассоциации с хлоритом (Chl). BSE-фото.

В халькопирит-пирротиновых рудах образует ксеноморфные зерна, иногда со сглаженными границами в ассоциации с халькопиритом, хлоритом и диопсидом в пирротиновой матрице (рис. 2.6.10б). Из примесей в бадделеите халькопирит-пирротиновых руд отмечаются содержания FeO 2.02–2.96 мас. %, HfO₂ 2.35–2.46 мас. %, TiO₂ 0.2–0.95 мас. % (табл. 2.6.4).

Таблица 2.6.4. Химический состав (мас. %) бадделеита руд месторождения Акташ

№ п/п	TiO ₂	MnO	FeO*	ZrO ₂	HfO ₂	Sc ₂ O ₃	UO ₂	Сумма
1	0.62	0.45	2.21	90.97	2	–	3.48	99.74
2	1.01	–	3.29	89.67	1.32	0.51	3.80	99.60

3	–	–	–	98.21	1.79	–	–	100
4	0.95	–	2.02	94.00	2.46	–	–	99.43
5	0.20	–	2.96	93.63	2.35	–	–	99.14
6	0.20	–	0.30	96.29	2.45	–	–	99.24
Формула								
1	$(\text{Zr}_{0.94}\text{Ti}_{0.01}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.03}\text{Hf}_{0.01}\text{U}_{0.02})_{1.02}\text{O}_2$							
2	$(\text{Zr}_{0.93}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.05}\text{Hf}_{0.01}\text{Sc}_{0.01}\text{U}_{0.02})_{1.03}\text{O}_2$							
3	$(\text{Zr}_{0.99}\text{Hf}_{0.01})_{1.00}\text{O}_2$							
4	$(\text{Zr}_{0.96}\text{Ti}_{0.0}\text{Fe}_{0.03}\text{Hf}_{0.01})_{1.01}\text{O}_2$							
5	$(\text{Zr}_{0.96}\text{Ti}_{0.003}\text{Fe}_{0.05}\text{Hf}_{0.01})_{1.02}\text{O}_2$							
6	$(\text{Zr}_{0.98}\text{Ti}_{0.003}\text{Fe}_{0.005}\text{Hf}_{0.01})_{1.00}\text{O}_2$							

Примечание: формула бадделейта рассчитана на два атома кислорода. $\text{FeO}^* - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. 1-3 – бадделейт сульфидно-магнетитовых руд, 4-6 – бадделейт халькопирит-пирротитовых руд.

Бисмит Bi_2O_3 обнаружен в виде прожилка длиной около 40 мкм в зерне самородного висмута в агрегате галенита, ассоциирующего с халькопиритом в сульфидно-магнетитовых рудах. Кроме того, встречаются в тесном сростании с заварицкитом и англезитом в зернах галенита в интерстиции магнетитовых агрегатов (рис. 2.6.11а-б). Минерал в качестве примеси содержит 0.64 мас. % CaO (табл. 2.6.5). Судя по всему, бисмит образуется при окислении самородного висмута.

Таблица 2.6.5. Химический состав (мас. %) бисмита месторождения Акташ

№ п/п	CaO	Bi_2O_3	Сумма	Формула
1	0.64	98.47	99.11	$\text{Bi}_{1.96}\text{Ca}_{0.05}\text{O}_{3.00}$
2	–	99.25	99.25	$\text{Bi}_{2.00}\text{O}_{3.00}$

Примечание: формула бисмита рассчитана на сумму зарядов, равную 3. Прочерк – не обнаружено.

Заварицкит BiOF обнаружен в виде зерен размером до 10 мкм с извилистыми границами в составе сложного включения в халькопирите, представленного самородным висмутом, галенитом и продуктами их гипергенного изменения – оксидами висмута, англезитом в сульфидно-магнетитовых рудах (рис. 2.6.11а-в) [Ятимов и др., 2021а]. Вкрапленность субмикронных зерен заварицкита иногда присутствует в агрегатах оксидов висмута, обнаруженных в других образцах при изучении с применением СЭМ.

Состав изученных зерен заварицкита практически совпадает с теоретической формулой (табл. 2.6.6). В одном из анализов установлена незначительная примесь железа (0.47 мас. % FeO).

Таблица 2.6.6. Химический состав (мас. %) заварицкита месторождения Акташ

№ п/п	Bi_2O_3	FeO	F	$-\text{O}=\text{F}_2$	Сумма	Формула
-------	-------------------------	--------------	---	------------------------	-------	---------

1	91.93	0.48	7.59	3.20	96.80	$(\text{Bi}_{0.98}\text{Fe}_{0.02})_{1.00}\text{O}_{1.00}\text{F}_{1.00}$
2	95.61	—	7.31	3.08	99.84	$\text{Bi}_{1.00}\text{O}_{1.00}\text{F}_{0.94}$
3	94.84	—	8.16	3.44	99.56	$\text{Bi}_{1.00}\text{O}_{1.00}\text{F}_{1.05}$

Примечание: формула заварикита рассчитана на сумму катионов. Прочерк — не обнаружено.

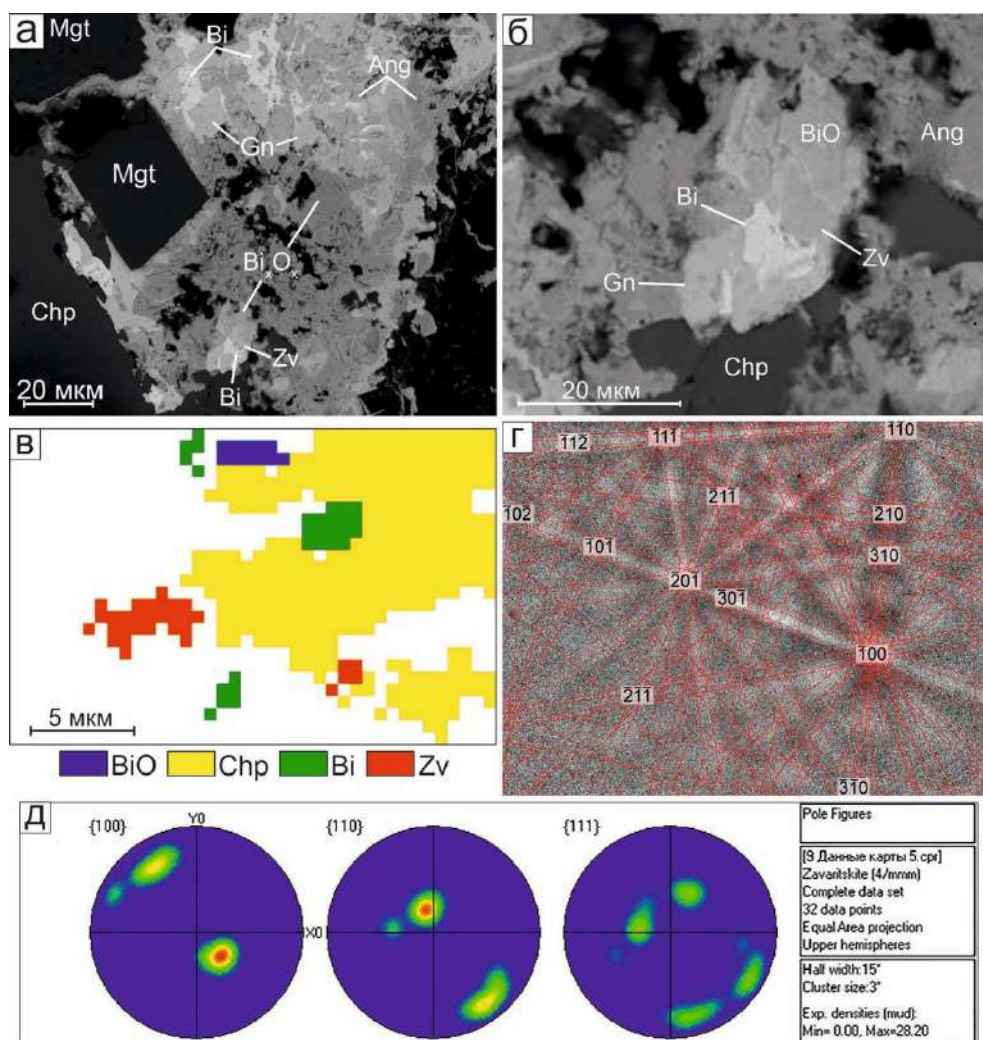


Рисунок 2.6.11 – Позиция заварикита в сульфидно-магнетитовых рудах (а–б) и результаты анализа методом EBSD (в–д): а – положение ассоциации минералов висмута в халькопирит-галенитовом гнезде; б – заварикит и оксид висмута, замещающие самородный висмут (фотография аншлифа в обратно-отраженных электронах); в – EBSD карта участка с заварикитом, белым обозначена область, не дающая полос Кикучи; г – картина дифракции электронов изученного заварикита и наложенная теоретическая картина Кикучи заварикита; д – полюсные фигуры заварикита для EBSD карты на рис. 2.1.5, в. BSE-фото (а–б), EBSD-фото (в–д). Zv – заварикит, Bi – самородный висмут, Emp – эмплектит, Witt – виттихенит, Bs – висмутин, Gn – галенит, Chp – халькопирит, Mgt – магнетит, Ang – англезит, Bi₂O₃ – бисмит, Bi_xO_y – оксиды висмута неуточненные.

Картины дифракции электронов были получены для двух фрагментов, на которые разбилось после травления плазмой самое крупное из найденных зерен заварицкита (рис. 2.6.11в). Картина дифракции заварицкита хорошо соответствует теоретической [MAD (многоволновая аномальная дифракция) = 0.86° , совпадение по 9 полосам], построенной по структурной модели этого минерала (рис. 2.6.11г), описанной в [Wyskoff, 1964]. EBSD картирование участка показало, что структура обоих зерен соответствует заварицкиту. Они непосредственно заключены в агрегат аморфных оксидов висмута, развитый на контакте самородного висмута и халькопирита, не дающий картин дифракции (рис. 2.6.11в). Структура небольшого участка оксидов висмута, не контактирующих непосредственно с заварицкитом, идентифицируется как бисмит. Полюсные фигуры заварицкита соответствуют двум различно ориентированным монокристалльным зернам (рис. 2.6.11д).

Цирконолит $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ встречается реже остальных титановых минералов. Он установлен в виде ангдральных зерен, субгдральных и игольчатых кристаллов размером до 30 мкм в ассоциации с хлоритом, серпентином, диопсидом, пирофанитом, перовскитом, титанитом, цирконом, пиритом и апатитом в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды (рис. 2.6.12а–в) [Ятимов и др., 2024в]. В большинстве случаев зерна цирконолита зональны с чередованием светлых и темных зон, иногда цирконолит замещается цирконом и титанитом (рис. 2.6.12а, в). Зональность обусловлена распределением как основных компонентов, так и примесей в составе минерала (табл. 2.6.7). В светлой зоне (анализ 1) по сравнению с темной (анализ 2) отмечается повышенное содержание MnO , Nb_2O_5 , ThO_2 и UO_2 и пониженное – TiO_2 , ZrO_2 , CaO и Y_2O_3 . В светлой зоне также присутствуют SiO_2 , SrO , Ce_2O_3 , а в темной – MgO и Al_2O_3 (табл. 2.6.7). Содержания примесей в цирконолите варьируют в следующих пределах (мас. %): MgO до 0.61, Al_2O_3 до 0.30, SiO_2 2.24–2.29, MnO 0.70–4.28, Fe_2O_3 0.67–4.49, SrO до 0.39, Y_2O_3 до 1.18, Nb_2O_5 1.83–4.22, Ce_2O_3 до 0.00–0.76, ThO_2 1.78–6.36, UO_2 0.37–12.35. Качественные КР спектры цирконолита не получились из-за высокого содержания радиоактивных элементов в составе минерала.

Таблица 2.6.7. Химический состав (мас. %) цирконолита месторождения Акташ

№ п/п	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Fe ₂ O ₃ *	SrO	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	–	–	2.96	7.42	28.67	–	4.28	4.18	0.39	0.69	25.63	2.51	0.76	6.36	11.24	95.11
2	0.19	0.3	–	12.93	37.65	–	0.7	4.49	–	1.18	28.19	1.83	–	2.74	4.37	94.57
3	–	–	2.24	10.01	28.83	–	2.23	2.66	–	–	22.62	4.22	–	4.03	12.35	89.19
4	0.61	–	–	15.17	44.64	–	–	0.87	–	–	34.1	1.9	–	2.06	0.52	99.88
5	–	–	–	15.16	45.02	0.55	–	0.67	–	–	34.47	2.29	–	1.78	0.37	100.34
6	–	–	–	11.88	35.09	–	1.43	4.12	–	–	28.55	2.39	–	2.41	8.05	93.92
Формула																
1	$(\text{Ca}_{0.88}\text{Mn}_{0.25}\text{Ce}_{0.02}\text{U}_{0.06}\text{Th}_{0.04}\text{Y}_{0.03}\text{Sr}_{0.01})_{1.13}\text{Zr}_{0.86}(\text{Ti}_{1.49}\text{Fe}_{0.22}\text{Si}_{0.20}\text{Nb}_{0.05})_{1.96}\text{O}_7$															
2	$(\text{Ca}_{0.88}\text{U}_{0.06}\text{Th}_{0.04}\text{Y}_{0.04}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.02})_{1.08}\text{Zr}_{0.87}(\text{Ti}_{1.80}\text{Fe}_{0.21}\text{Nb}_{0.04}\text{Al}_{0.02})_{2.08}\text{O}_7$															
3	$(\text{Ca}_{0.78}\text{U}_{0.20}\text{Mn}_{0.14}\text{Th}_{0.07})_{1.19}\text{Zr}_{0.80}(\text{Ti}_{1.58}\text{Si}_{0.16}\text{Fe}_{0.15}\text{Nb}_{0.10})_{1.99}\text{O}_7$															
4	$(\text{Ca}_{0.94}\text{Mg}_{0.05}\text{Th}_{0.03}\text{U}_{0.01})_{1.03}\text{Zr}_{0.96}(\text{Ti}_{1.94}\text{Fe}_{0.04}\text{Nb}_{0.03})_{2.01}\text{O}_7$															
5	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Th}_{0.02}\text{U}_{0.005})_{0.99}\text{Zr}_{0.97}(\text{Ti}_{1.95}\text{Nb}_{0.04}\text{Fe}_{0.03}\text{V}_{0.03})_{2.04}\text{O}_7$															
6	$(\text{Ca}_{0.84}\text{U}_{0.12}\text{Mn}_{0.08}\text{Th}_{0.04})_{1.08}\text{Zr}_{0.92}(\text{Ti}_{1.75}\text{Nb}_{0.05}\text{Fe}_{0.21})_{2.01}\text{O}_7$															

Примечание. * – все железо условно принято, как Fe³⁺. Формульные коэффициенты цирконолита вычислялась на основе семи атомов кислорода. Прочерк – не обнаружено.

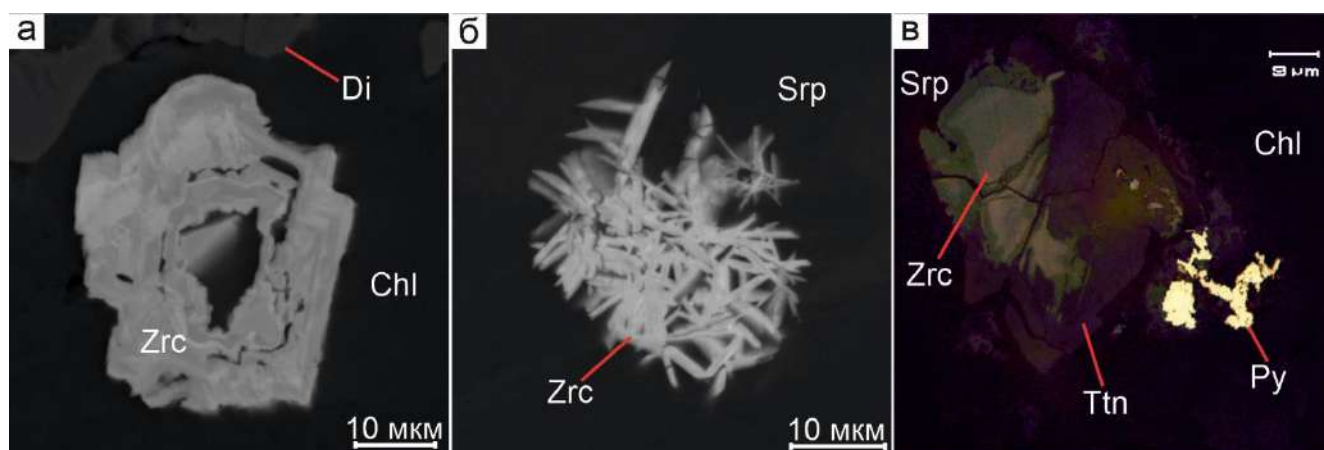


Рисунок 2.6.12 – Морфологические особенности цирконолита месторождения Акташ: а – зональное зерно цирконолита (Zrc) в хлорите (Chl) в ассоциации с диопсидом (Di); б – игольчатые кристаллы цирконолита в матрице серпентина (Srp); в – замещение цирконолита цирконом (Zrn) и титанитом (Ttn) в ассоциации с хлоритом и серпентином. Фото а-б – BSE фото, в – отраженный свет.

Кальциртит $\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$ обнаружен нами впервые в серпентин-флогопит-кальцитовых скарнах [Ятимов и др., 2024в]. Он образует ксеноморфные и субгедральные зерна со сглаженными углами (рис. 2.6.13а, б). Размер его зерен составляет 5–30 мкм. Минерал обычно наблюдается на контакте кальцита с серпентином и флогопитом (рис. 4б). В составе кальциртита постоянно присутствуют HfO_2 (0.11–1.29 мас. %) и UO_2 (0.56–1.70 мас. %) (табл. 2.6.8). В одном анализе обнаружено присутствие FeO (0.44 мас. %). Химический состав минерала не стехиометричен, что характерно для природного кальциртита, но, в целом, формула соответствует теоретическому составу минерала (табл. 2.6.8). КР спектры кальциртита получить не удалось, что, возможно, связано с метамиктизацией минерала из-за высокого содержания UO_2 .

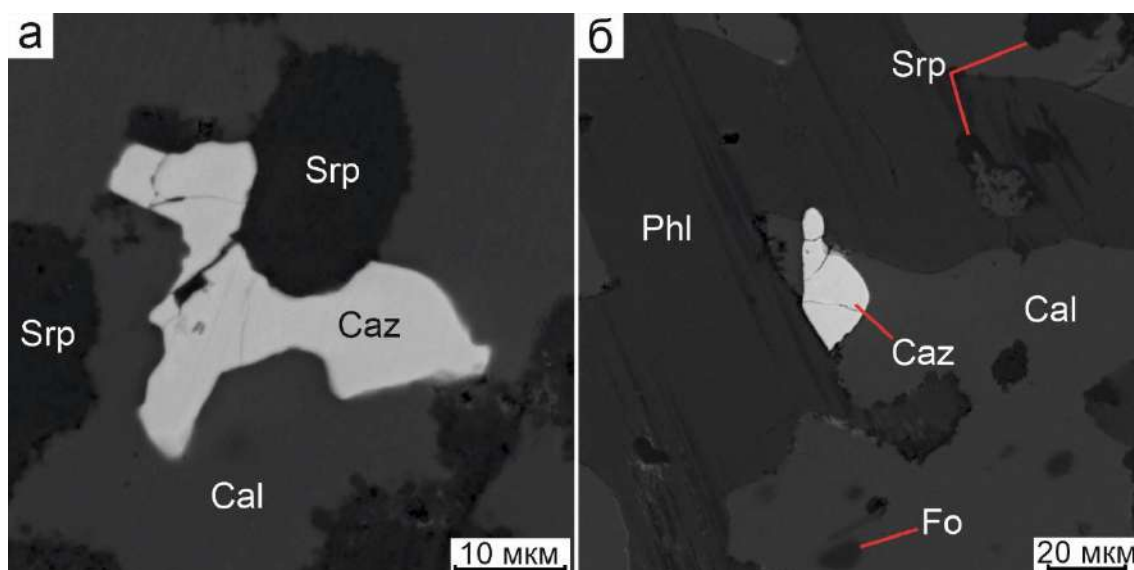


Рисунок 2.6.13 – Морфологические особенности кальцитита месторождения Акташ: а, б – кальцитит (Caz) в ассоциации с серпентином (Srp) и флогопитом (Phl) в кальците (Cal). Фото а-б – BSE фото.

Таблица 2.6.8. Химический состав (мас. %) кальцитита месторождения Акташ

№ п/п	CaO	TiO ₂	FeO	ZrO ₂	HfO ₂	UO ₂	Сумма
1	12.97	17.26	–	67.07	1.17	0.98	99.45
2	13.28	17.58	–	66.29	1.20	0.87	99.21
3	15.65	17.85	–	65.32	0.11	0.56	99.51
4	13.14	17.44	–	66.76	1.29	1.23	99.86
5	12.02	18.33	0.44	65.52	1.03	1.70	99.04
Формула							
1	Ca _{2.09} (Zr _{4.92} Hf _{0.05}) _{4.97} (Ti _{1.95} U _{0.03}) _{1.98} O ₁₆						
2	Ca _{2.14} (Zr _{4.86} Hf _{0.05} Ti _{0.02}) _{4.93} (Ti _{1.99} U _{0.03}) _{2.00} O ₁₆						
3	Ca _{2.49} (Zr _{4.73} Ti _{0.02} Hf _{0.005}) _{4.75} (Ti _{1.98} U _{0.02}) _{2.00} O ₁₆						
4	Ca _{2.11} (Zr _{4.88} Hf _{0.06} Ti _{0.01}) _{4.95} (Ti _{1.96} U _{0.04}) _{2.00} O ₁₆						
5	Ca _{1.94} (Zr _{4.82} Ti _{0.20} Hf _{0.04}) _{5.06} (Ti _{1.88} Fe _{0.06} U _{0.06}) _{2.00} O ₁₆						

Примечание. * – все железо условно принято, как Fe²⁺. Формульные коэффициенты кальцитита вычислялась на основе 16 атомов кислорода. Проверк – не обнаружено.

2.7. Карбонаты

Кальцит CaCO₃. В рудах месторождения Акташ выделены три разновидности кальцита. Кальцит-I встречается редко в виде мелких гнездообразных скоплений в ассоциации с пироксеном, магнетитом и сульфидами (пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом) в сульфидно-магнетитовых рудах. Кальцит-II представлен зернами и их мелкими скоплениями, развитыми в тесном срастании с галенитом, сфалеритом, гранатом, пироксеном и тремолитом, реже, актинолитом. Этот кальцит незначительно корродирует амфиболы, и, в свою очередь, интенсивно замещен сульфидами, хлоритом и кварцем. Кальцит-III не обнаружен в связи с его малой распространенностью, но, по данным предыдущих исследователей, наблюдается в ассоциации с поздними сульфидами (галенитом, пиритом, сфалеритом) и замещает скарновые минералы, а также наблюдается в прожилках, рассекающих скары и сульфидные руды [Дуброва, Титов, 1965].

Наиболее широко на месторождении Акташ распространен кальцит-II. Он образует крупные кристаллы, многочисленные жилы, прожилки, рассекающие сульфидно-магнетитовые руды и гнездообразные скопления в галенит-сфалеритовых рудах. Кальцит-II, в свою очередь, образует три морфологические разновидности: крупнокристаллический (Ca-IIa), жильный и прожилковый (Ca-IIb) и гнездообразный (Ca-IIc) (рис. 2.7.1а-г).

Кальцит-II в сульфидно-магнетитовых рудах представлен ромбоэдрическими кристаллами (IIa) и жильными или прожилками (IIb), рассекающими магнетитовые руды (рис. 2.7.1а-б). Кроме того, были изучены гнездообразные скопления кальцита (IIc) в галенит-сфалеритовых рудах (рис. 2.7.1в-г). Прозрачные ромбоэдрические кристаллы кальцита размером до 1 см образуют друзу на контакте с магнетитом и, по нашему мнению, кристаллизовались в пустотах после образования сульфидно-магнетитовых руд (рис. 2.7.1а). Часто наблюдается заполнение магнетитом трещин в этих кристаллах.

Кальцит-IIb, слагающий жилы и прожилки крупных и мелких кристаллов в сульфидно-магнетитовых рудах, имеет серовато-белый цвет, содержит одиночные зерна пирита, халькопирита и редко пирротина. Трещины в нем выполнены скарновыми минералами (пироксен, гранат), сульфидами (пирит, халькопирит), магнетитом и гематитом (рис. 2.7.1б). Нередко наблюдаются срастания скарновых минералов и сульфидов с магнетитом и гематитом.

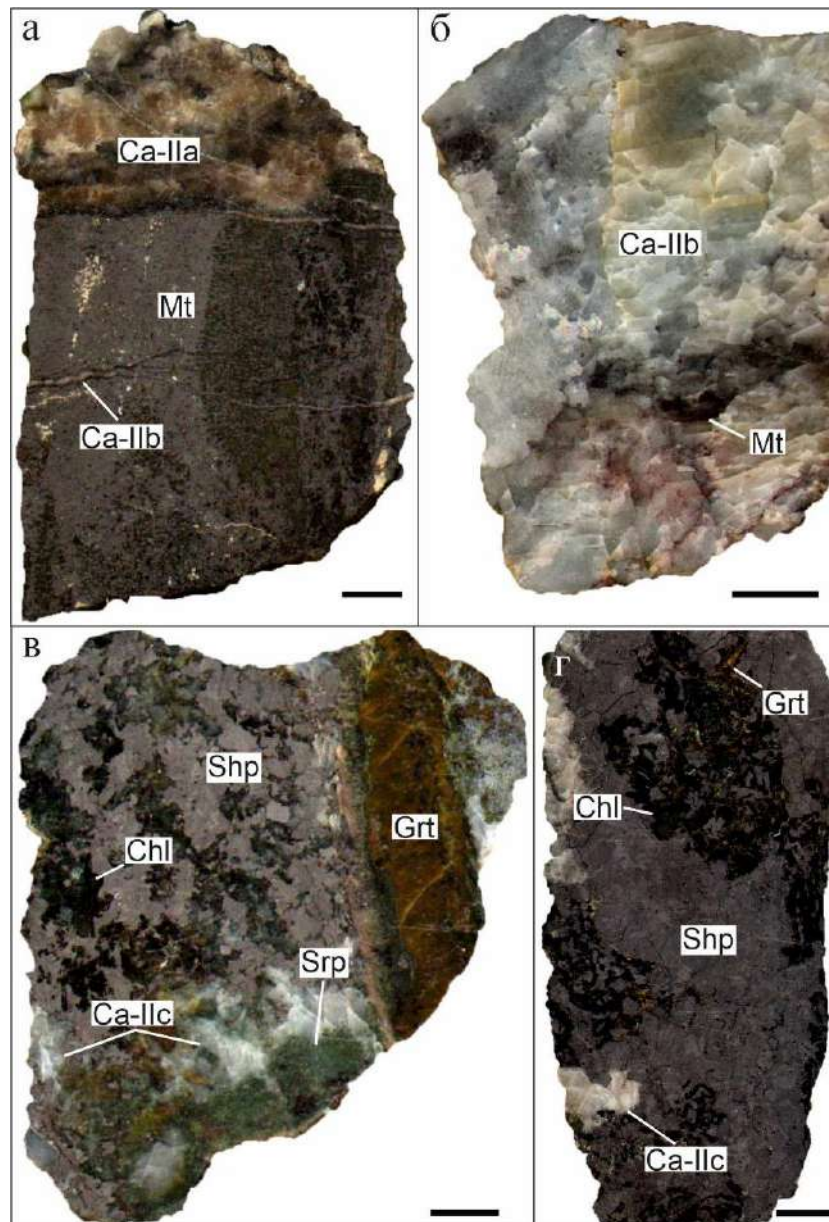


Рисунок 2.7.1 – Формы нахождения кальцита на месторождении Акташ: а – друза кристаллов кальцита (Ca-IIa) на границе сульфидно-магнетитовых руд (Mt); б – жила кальцита (Ca-IIb), секущая магнетитовые руды; в – сфалеритовые руды (Shp) в ассоциации с кальцитом (Ca-IIc), серпентином (Srp), хлоритом (Chl) и прожилком граната (Grt); г – сфалеритовые руды с агрегатами кальцита, граната и хлорита. Длина масштабной линейки 1 см. Полированные образцы.

Кальцит-IIc в галенит-сфалеритовых рудах образует гнезда таблитчатых кристаллов изометричной формы размером до 1 см в ассоциации со сфалеритом, пироксеном, гранатом, серпентином и хлоритом (рис. 2.7.1в, г).

В составе кальцита месторождения Акташ отмечается постоянная примесь Mg, содержания которого составляет от 0.06 до 0.49 мас. % (табл. 2.7.1).

Таблица 2.7.1. Химический состав (мас. %) кальцита, доломита и сидерита месторождения Акташ

№ п/п	MgO	CaO	FeO	CO ₂ *	Сумма	Формула
Кальцит						
1	0.06	55.87	–	43.90	99.42	Ca _{1.00} Mg _{0.00} CO ₃
2	0.49	55.28	–	43.90	99.95	Ca _{0.99} Mg _{0.01} CO ₃
3	0.31	55.62	–	43.98	99.44	Ca _{0.99} Mg _{0.01} CO ₃
4	0.23	55.59	–	43.88	99.93	Ca _{0.99} Mg _{0.01} CO ₃
Доломит						
1	21.03	30.73	0.36	47.30	99.42	Ca _{1.02} Mg _{0.97} Fe _{0.01} (CO ₃) ₂
2	21.23	30.67	0.5	47.55	99.95	Ca _{1.01} Mg _{0.98} Fe _{0.01} (CO ₃) ₂
3	21.40	30.64	–	47.40	99.44	Ca _{1.01} Mg _{0.99} (CO ₃) ₂
4	21.02	30.95	0.46	47.50	99.93	Ca _{1.02} Mg _{0.97} Fe _{0.01} (CO ₃) ₂
5	20.85	30.76	0.6	47.25	99.46	Ca _{1.02} Mg _{0.97} Fe _{0.02} (CO ₃) ₂
Сидерит						
6	2.94	5.19	53.55	38.70	99.42	Ca _{0.11} Mn _{0.05} Fe _{0.84} CO ₃
7	2.68	4.75	54.63	38.85	99.95	Ca _{0.10} Mn _{0.04} Fe _{0.86} CO ₃

*Примечание: формульные коэффициенты вычислялись на сумму зарядов равную 2 для кальцита и сидерита, а 4 – для доломита. *Содержания CO₂ рассчитаны с учетом электронейтральности формул минералов. Прочерк – не обнаружено.*

Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – широко распространенный минерал в месторождениях Кансайского рудного поля. Он представлен двумя генетическими типами – осадочным и гидротермальным. Доломит осадочного происхождения преобладает над гидротермальной разновидностью. Доломит играет большую роль в девонских отложениях Кураминского хребта, слагая в них доломитовые известняки, мраморы и принимая участие в строении обломочно-карбонатных пород.

Гидротермальный доломит обычно в месторождениях Кансайского рудного поля образует секущие жилки в скарнах и мраморах. В большинстве случаев минерал тяготеет к оруденелым зонам, что дало основание относить доломит данного типа к гидротермальным образованиям и даже считать его околорудным изменением.

На месторождении Акташ гидротермальный доломит обнаружен в ассоциации с магнетитом, флюоборитом, флюоритом, серпентином, хлоритом, реже с пиритом и лимонитом. Он слагает пятнистые агрегаты и прожилки вместе с магнетитом размером до нескольких сантиметров (рис. 2.7.2а). Анализы показывают почти постоянные примеси Fe (0.36–0.6 мас. %) в составе гидротермального доломита (табл. 2.7.1). В химическом составе доломита кроме основных компонентов установлена примесь FeO от 0.36 до 0.6 мас. %.

Сидерит FeCO_3 – ограниченно распространен на месторождении Акташ и был найден в виде мелких зерен в ассоциации с хлоритом, диопсидом, халькопиритом, сфалеритом и гематитом в халькопирит-пирротиновых рудах (рис. 2.7.2б). Размер найденных зерен доходит до 20 мкм по длине. Вокруг зерен сидерита окаймляет диопсид. В сидерите определены примеси Ca 4.75–5.19 мас. % и Mn 2.68–2.94 мас. % (табл. 2.7.1).

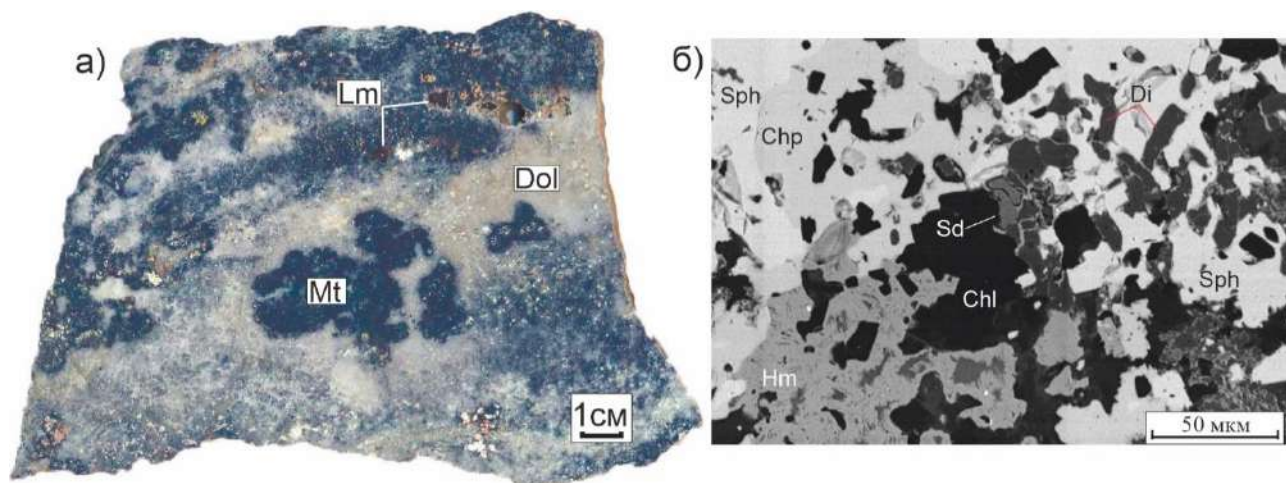


Рисунок 2.7.2 – Доломит и сидерит месторождения Акташ: а – гидротермальный доломит (Dol) с пятнистыми и вкрапленными агрегатами магнетита (Mt) и лимонита (Lm); б – сидерит (Sd) в ассоциации с хлоритом (Chl), диопсидом (Di), гематитом (Hm), халькопиритом (Chp) и сфалеритом (Sph). Полированный образец (а), BSE-фото (б).

2.8. Фосфаты и арсенаты

На месторождении Акташ из группы фосфатов встречаются апатит в виде фторапатита и гидроксилапатита, а из группы арсенатов выявлен только джонбаумит.

Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ – встречается как акцессорный минерал во флюорит-флюоборит-магнетитовой ассоциации и галенит-сфалеритовых рудах. Во флюорит-флюоборит-магнетитовых рудах обычно он наблюдается на контакте агрегата магнетита и серпентина размером до 100 мкм в поперечнике (рис. 2.8.1а). Форма агрегатов апатита в ассоциации с магнетитом ангедральная. В агрегатах апатита наблюдается включения серпентина. В химическом составе апатита по сравнению с гидроксилапатитом галенит-сфалеритовых руд отмечаются повышенные содержания P_2O_5 (39.97–40.41 мас. %), F (2.7–2.9 мас. %) и пониженные содержания Cl (0.06–0.1 мас. %), As_2O_5 (1.3–1.4 мас. %), H_2O (0.69–0.85 мас. %), а также FeO (0.33–0.45 мас. %) (табл. 2.8.1). По химическому составу относится к фторапатиту.

Гидроксилапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ – встречается в галенит-сфалеритовых рудах встречается на контакте агрегатов сфалерита, диопсида и серпентина, а иногда между зернами диопсида и серпентина (рис. 2.8.1б). Размер апатита в галенит-сфалеритовых рудах доходит до 1 мм. Форма его зерен в рудах ксеноморфная. Часто в агрегатах апатита наблюдаются кристаллы диопсида и включения хлорита. В отличие от фторапатита магнетитовых руд, гидроксилапатит кроме повышенных содержаний Cl (1.11–1.11 мас. %), As_2O_5 (4.3–4.5 мас. %) и H_2O (1.57–1.63 мас. %) содержит также примесь SiO_2 (0.25–0.31 мас. %) (табл. 2.8.1). Судя по рассчитанным формулам этот апатит относится к гидроксилапатиту.

Таблица 2.8.1. Химический состав (мас. %) апатита руд месторождения Акташ

№	SiO_2	P_2O_5	Cl	CaO	FeO	As_2O_5	F	H_2O^*	$-\text{O}=(\text{F}, \text{Cl})_2$	Сумма
1	–	40.41	0.06	53.85	0.33	1.3	2.9	0.69	1.23	98.31
2	–	39.97	0.1	53.63	0.45	1.4	2.7	0.85	1.16	97.94
3	0.25	36.77	1.16	53.19	–	4.5	1.24	1.63	0.78	97.96
4	0.31	36.85	1.11	53.27	–	4.3	1.32	1.57	0.81	97.92
Формула										
1	$(\text{Ca}_{4.97}\text{Fe}_{0.02})_{\Sigma=4.99}(\text{P}_{2.95}\text{As}_{0.06})_{\Sigma=3.01}\text{O}_{12}[\text{F}_{0.79}(\text{OH})_{0.20}\text{Cl}_{0.01}]_{\Sigma=1.00}$									
2	$(\text{Ca}_{4.98}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma=5.01}(\text{P}_{2.93}\text{As}_{0.06})_{\Sigma=2.99}\text{O}_{12}[\text{F}_{0.74}(\text{OH})_{0.25}\text{Cl}_{0.01}]_{\Sigma=1.00}$									
3	$\text{Ca}_{5.05}(\text{P}_{2.76}\text{As}_{0.21}\text{Si}_{0.02})_{\Sigma=2.99}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.48}\text{F}_{0.35}\text{Cl}_{0.17}]_{\Sigma=1.00}$									
4	$\text{Ca}_{5.05}(\text{P}_{2.76}\text{As}_{0.20}\text{Si}_{0.03})_{\Sigma=2.99}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.46}\text{F}_{0.37}\text{Cl}_{0.17}]_{\Sigma=1.00}$									

Примечание: формулы минералов рассчитана на сумму зарядов, равную 25.

*Содержания H_2O рассчитаны с учетом электронейтральности формул минералов. 1-2 –

фторапатит флюорит-флюоборит-магнетитовой ассоциации, 3-4 – гидрооксилapatит галенит-сфалеритовых руд.

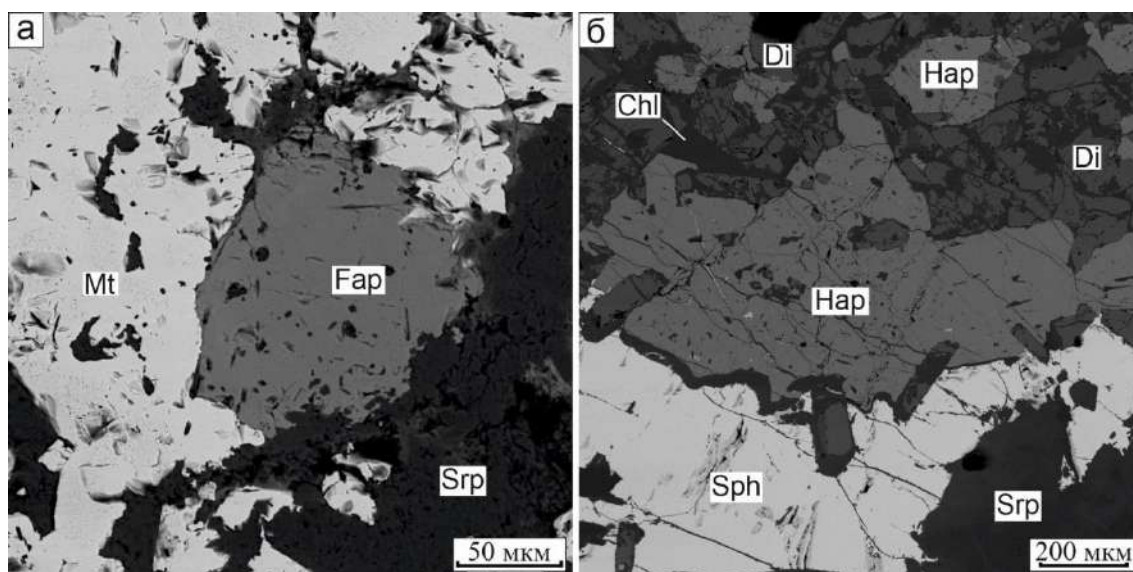


Рисунок 2.8.1 – Фторапатит и гидрооксилapatит из руд месторождения Акташ. а – зерно фторапатита (Fap) между агрегатами магнетита (Mt) и серпентина (Srp); б – зерна гидрооксилapatита (Hap) в ассоциации со сфалеритом (Sph), диопсидом (Di), серпентином (Srp) и хлоритом (Chl). BSE-фото.

Джонбаумит $Ca_5(AsO_4)_3(OH)$ – впервые описывается в рудах месторождения Акташ. Он установлен в ассоциации с магнетитом, хлоритом, серпентином, гранатом и кальцитом в виде пористых и разорванных агрегатов (рис. 2.8.2а, б). Часто наблюдаются мелкие включения магнетита и хлорита в зернах джонбаумита. Размер зерен джонбаумита достигает до 300 мкм в длину. Для джонбаумита характерны следующие примеси (мас. %): F 0.58–1, SiO_2 0.7–2.57, SO_3 0.37–3.34, Cl 0.16–2.38, V_2O_5 0.15–0.52, FeO 0.2–1.03 (табл. 2.8.2).

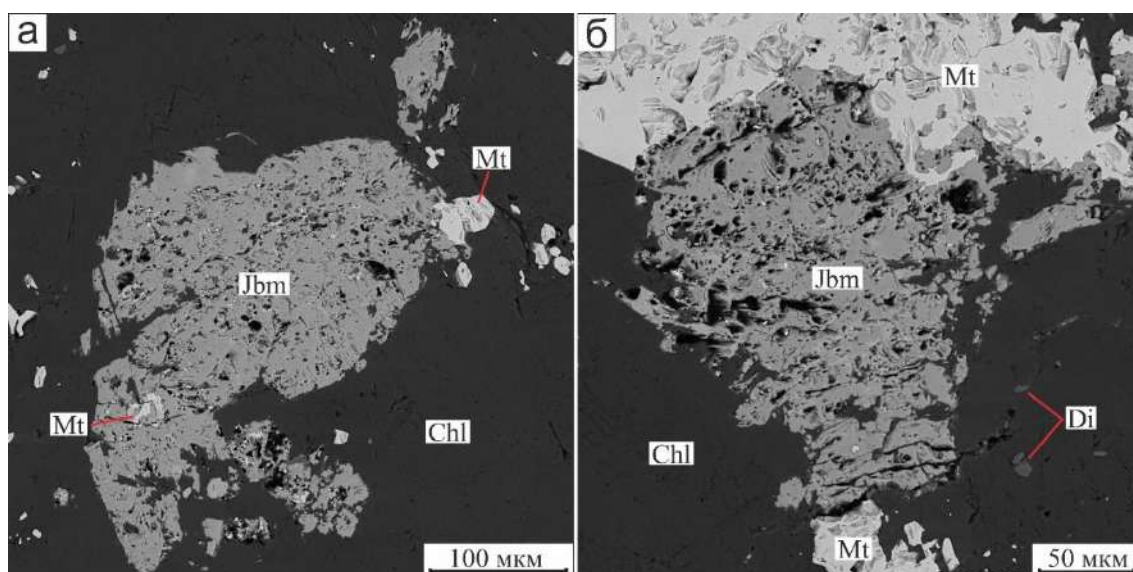


Рисунок 2.8.2 – Джонбаумит месторождения Акташ: а – агрегат джонбаумита (Jbm) в ассоциации с магнетитом (Mt) в матрице хлорита (Chl); б – раздробленный агрегат джонбаумита на контакте с магнетитом и хлоритом, содержащим мелкие зерна диопсида (Di). BSE-фото.

Таблица 2.8.2. Химический состав (мас. %) джонбаумита месторождения Акташ

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F	0.71	0.58	0.8	0.84	0.67	0.8	0.82	0.83	0.69
SiO₂	2.55	2.55	1.78	2.21	1.78	2.31	2.60	1.74	2.57
P₂O₅	17.66	17.94	11.86	18.28	11.64	12.65	17.29	13.06	17.78
SO₃	3.16	3.1	1.93	2.74	1.92	2.11	3.34	2.03	3.06
Cl	2.38	2.27	1.73	2.06	1.67	1.71	2.36	1.79	1.83
CaO	48.26	48.1	45.97	48.17	46.4	45.01	47.49	45.62	49.13
V₂O₅	0.35	0.37	0.52	0.29	0.15	0.42	0.39	0.28	0.38
FeO	0.21	0.2	0.99	0.66	1.03	0.94	0.49	0.31	0.34
As₂O₅	24.43	25.05	33.75	24.39	34.37	33.54	25.5	33.61	25.35
H₂O*	1.16	1.35	1.29	1.20	1.47	1.34	1.05	1.28	1.50
–O=(F, Cl)₂	0.84	0.76	0.73	0.82	0.66	0.72	0.88	0.75	0.70
Сумма	100.03	100.75	99.89	100.02	100.44	100.1	100.45	99.8	101.93
Формула									
1	$(\text{Ca}_{5.09}\text{Fe}_{0.02})_{\Sigma=5.11}(\text{P}_{1.47}\text{As}_{1.26}\text{Si}_{0.25}\text{S}_{0.23}\text{V}_{0.02})_{\Sigma=3.24}\text{O}_{12}[\text{Cl}_{0.40}(\text{OH})_{0.38}\text{F}_{0.22}]_{\Sigma=1.00}$								
2	$(\text{Ca}_{5.02}\text{Fe}_{0.02})_{\Sigma=5.04}(\text{P}_{1.48}\text{As}_{1.28}\text{Si}_{0.25}\text{S}_{0.23}\text{V}_{0.02})_{\Sigma=3.26}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.44}\text{Cl}_{0.38}\text{F}_{0.18}]_{\Sigma=1.00}$								
3	$(\text{Ca}_{4.98}\text{Fe}_{0.08})_{\Sigma=5.06}(\text{As}_{1.78}\text{P}_{1.01}\text{Si}_{0.18}\text{S}_{0.15}\text{V}_{0.03})_{\Sigma=3.16}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.43}\text{Cl}_{0.30}\text{F}_{0.26}]_{\Sigma=0.99}$								
4	$(\text{Ca}_{5.05}\text{Fe}_{0.05})_{\Sigma=5.10}(\text{P}_{1.52}\text{As}_{1.25}\text{Si}_{0.22}\text{S}_{0.20}\text{V}_{0.02})_{\Sigma=3.20}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.39}\text{Cl}_{0.34}\text{F}_{0.26}]_{\Sigma=0.99}$								
5	$(\text{Ca}_{5.01}\text{Fe}_{0.09})_{\Sigma=5.10}(\text{As}_{1.81}\text{P}_{0.99}\text{Si}_{0.18}\text{S}_{0.15}\text{V}_{0.01})_{\Sigma=3.14}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.49}\text{Cl}_{0.29}\text{F}_{0.21}]_{\Sigma=0.99}$								
6	$(\text{Ca}_{4.82}\text{Fe}_{0.08})_{\Sigma=4.90}(\text{As}_{1.75}\text{P}_{1.07}\text{Si}_{0.23}\text{S}_{0.16}\text{V}_{0.03})_{\Sigma=3.24}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.45}\text{Cl}_{0.29}\text{F}_{0.25}]_{\Sigma=0.99}$								
7	$(\text{Ca}_{5.01}\text{Fe}_{0.04})_{\Sigma=5.05}(\text{P}_{1.44}\text{As}_{1.31}\text{Si}_{0.26}\text{S}_{0.25}\text{V}_{0.03})_{\Sigma=3.28}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.34}\text{Cl}_{0.39}\text{F}_{0.26}]_{\Sigma=0.99}$								
8	$(\text{Ca}_{4.90}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma=4.93}(\text{As}_{1.76}\text{P}_{1.11}\text{Si}_{0.17}\text{S}_{0.15}\text{V}_{0.02})_{\Sigma=3.22}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.43}\text{Cl}_{0.31}\text{F}_{0.26}]_{\Sigma=1.00}$								
9	$(\text{Ca}_{5.08}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma=5.11}(\text{P}_{1.45}\text{As}_{1.28}\text{Si}_{0.25}\text{S}_{0.22}\text{V}_{0.02})_{\Sigma=3.23}\text{O}_{12}[(\text{OH})_{0.48}\text{Cl}_{0.30}\text{F}_{0.21}]_{\Sigma=0.99}$								

Примечание: формула джонбаумита рассчитана на сумму зарядов, равную 25.

*Содержания H₂O рассчитаны с учетом электронейтральности формул минералов.

2.9. Бораты и вольфраматы

На месторождении Акташ из минералов бора обнаружен только флюоборит в магнетитовых рудах [Ятимов и др., 2023д].

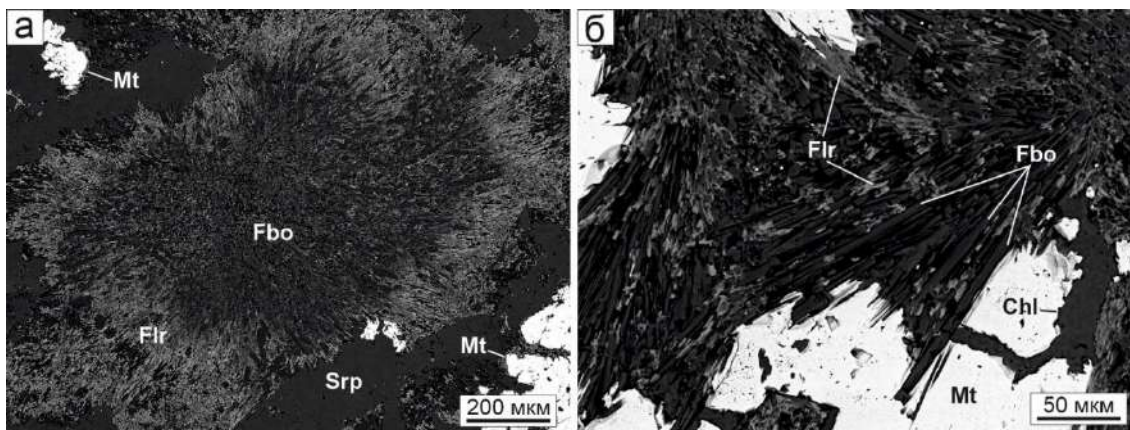


Таблица 2.9.1. Химический состав (мас. %) флюоборита месторождения Акташ.

[illegible]

Примечание: формула флюоборита рассчитана на сумму катионов равную 3.
**Содержания V_2O_3 и H_2O рассчитаны с учетом электронейтральности формул минералов.*
*Указана фтористость (F^{**}) флюоборита, рассчитанная по формуле $F = F/(F + \text{OH}) \times 100\%$.*
Прочерк – не обнаружен.

Цвет агрегатов флюоборита – белый, отдельные кристаллы – полупрозрачные. В подавляющем большинстве случаев кристаллы флюоборита формируют сноповидные или радиально-лучистые срастания (рис. 2.9.1а, б). Наблюдаются признаки замещения кристаллов флюоборита флюоритом и обрастание их метакристаллами магнетита (рис. 2.9.1б). Редко отмечаются включения флюоборита в магнетите. Иногда в пористых флюорит-флюоборитовых агрегатах встречаются гипергенные гидроксиды Mn, Cu и Mg с примесью Al, Zn, Co, Si и Ca.

В химическом составе флюоборита в качестве элементов-примесей обнаружены CaO (0.10–1.45 мас. %) и FeO (0.48–1.29 мас. %) (табл. 2.9.1). Содержание фтора колеблется в пределах 18.35–21.91 мас. %, что соответствует содержанию минала $\text{Mg}_3[\text{VO}_3]\text{F}_3$ (61–72 мол. %).

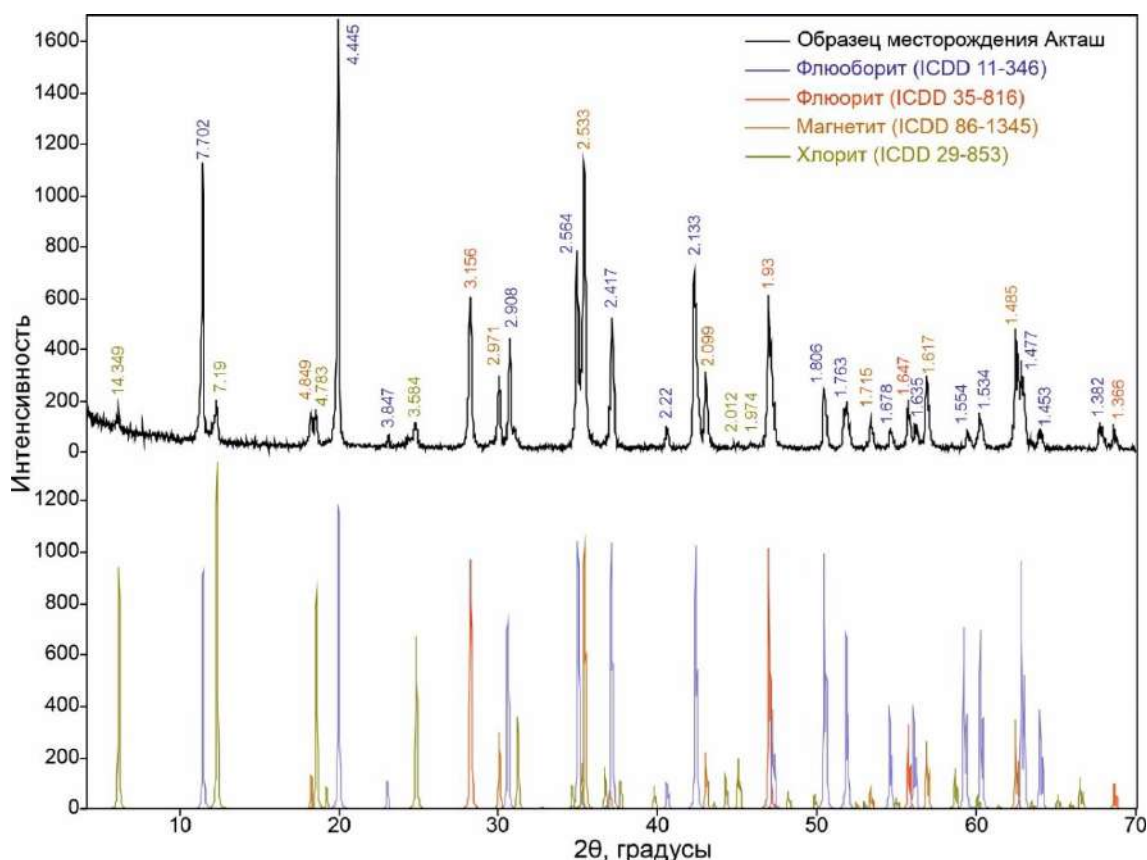


Рисунок 2.9.2 – Результаты рентгеновских порошковых данных.

Полученные рентгеновские порошковые данные агрегата флюоборита соответствуют смеси флюоборита (рефлексы 7.702, 4.445, 3.584, 2.908, 2.417, 2.22, 2.133, 1.806, 1.763, 1.678, 1.635, 1.554, 1.534, 1.485 и 1.477 Å, эталон ICDD 11-346) с флюоритом (рефлексы 3.156, 1.93,

1.647 и 1.366 Å, эталон ICDD 35-816), магнетитом (рефлексy 4.849, 2.971, 2.533, 2.099, 1.715, 1.617 и 1.485 Å, эталон ICDD 86-1345) и хлоритом (рефлексy 14.349, 7.19, 4.784, 3.584, 2.012 и 1.974 Å, эталон ICDD 29-853) (рис. 2.9.2).

Сопоставление зарегистрированных в различных точках исследуемого образца КР-спектров со спектрами из базы данных Ruff.info показало, что положения КР-полос соответствуют флюобориту (эталонный спектр № R061042) (рис. 2.9.3а, б). КР спектры флюоборита из месторождения Акташ с полосами 952, 848, 534, 423, 345, 239 и 175 см⁻¹, сходны со спектром флюоборита № R061042 в области 1200–150 см⁻¹ (см. рис. 2.9.3), дополнительные линии могут быть вызваны тонкой примесью флюорита.

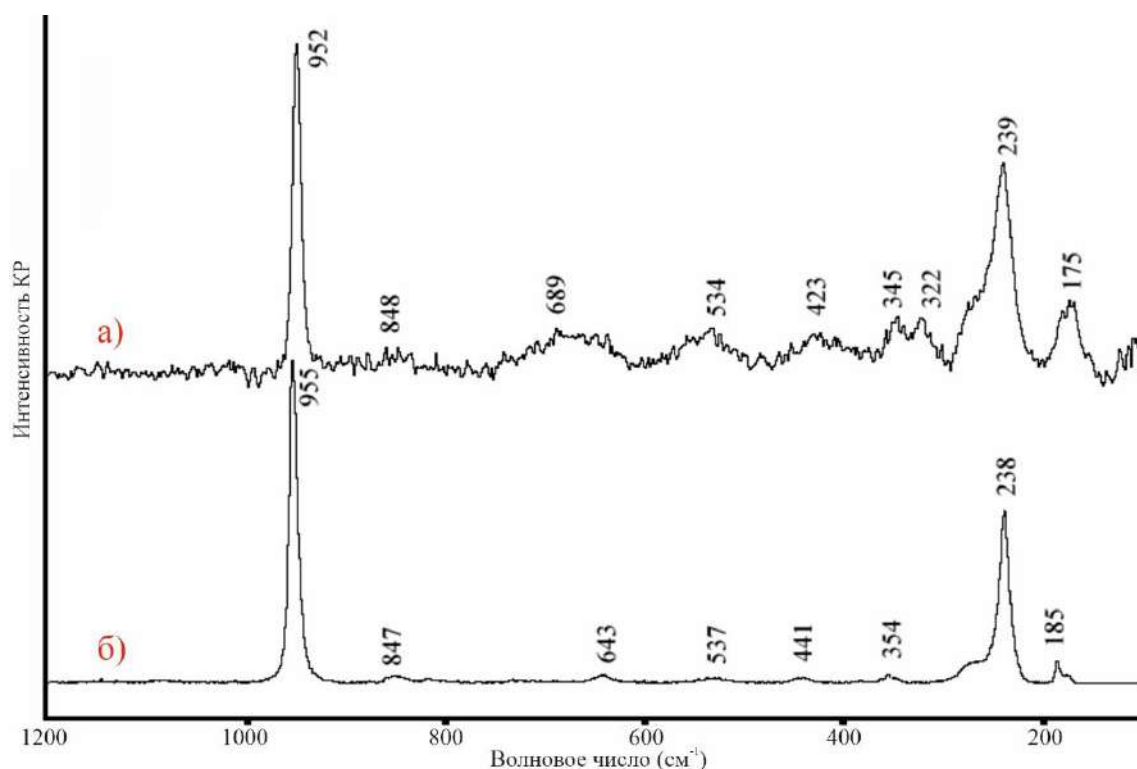


Рисунок 2.9.3 – Спектры комбинационного рассеяния (КР): а – флюоборит месторождения Акташ; б – данные флюоборита из RRUFF.

Из класса вольфрамитов был обнаружен и изучен только шеелит из сульфидно-магнетитовых руд.

Шеелит CaWO_4 – в виде единичных кристаллов встречен в гранат-пироксеновых образованиях месторождения Акташ в ассоциации с молибденитом [Вольфсон, 1951]. Шеелит обнаружен только в сульфидно-магнетитовых рудах [Ятимов и др., 2019в]. Он обычно наблюдается в виде многочисленных мелких вкрапленников вокруг зерен самородного золота в магнетитовой матрице (рис. 2.9.4б). Иногда среди вкрапленников шеелита встречаются мелкие

включения галенита (см. рис. 2.9.4б). Размер самого большого вкрапленника достигает до 3 мкм. В составе шеелита не отмечаются примеси характерных элементов (табл. 2.9.2).

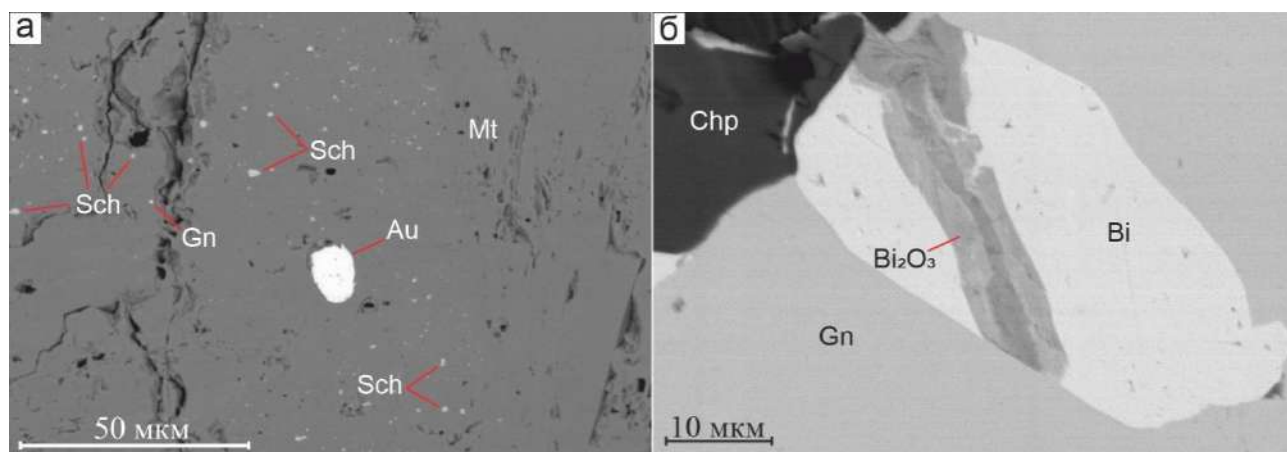


Рисунок 2.9.4 – Шеелит и бисмит руд месторождения Акташ. а – вкрапленники шеелита (Sch) и, редко, галенита (Gn) вокруг зерна самородного золота (Au) в магнетите (Mt); б – зерно самородного висмута (Bi) с прожилком оксида висмута (Bi_2O_3) в галените (Gn) на контакте халькопирита (Chp). BSE-фото.

Таблица 2.9.2. Химический состав (мас. %) шеелита месторождения Акташ

№ п/п	CaO	WO ₃	Bi ₂ O ₃	Сумма	Формула
1	19.37	80.63	—	100	$\text{Ca}_{0.99}\text{W}_{1.00}\text{O}_4$
2	19.82	80.18	—	100	$\text{Ca}_{1.02}\text{W}_{0.99}\text{O}_4$
3	19.01	80.99	—	100	$\text{Ca}_{0.98}\text{W}_{1.01}\text{O}_4$

Примечание: формула шеелита вычислялась на основе четырех атомов кислорода.

Прочерк – не обнаружено.

2.10. Силикаты

Пироксен (диопсид $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ и геденбергит $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$) – наиболее распространенный минерал, слагающий скарны Кансайского рудного поля. В известковых скарнах, в ассоциации с гранатом, серпентином, магнетитом и сульфидами пироксены в основном представлены двумя разновидностями – геденбергитом и диопсидом, на описании которых ниже мы остановимся более подробно. Также в одном образце был обнаружен энстатит.

В рудах месторождения Акташ пироксены представлены диопсидом или диосид-геденбергитом с преобладанием диопсидовой молекулы (табл. 2.10.1). В качестве примесей в пироксене почти постоянно содержится Al_2O_3 (0.11–2.59 мас. %), редко MnO (0.64–6.07 мас. %) и Na_2O (0.13 мас. %). В основном содержание MnO отмечается в пироксене диопсид-геденбергитового состава (см. табл. 2.10.1). Диопсид постоянно содержит FeO .

В сульфидно-магнетитовых рудах пироксен выполняет пространство между зернами магнетита и замещает более ранние разновидности магнетита. В ассоциации с геденбергитом-диопсидом встречены изотропныйgrossуляр, серпентин, хлорит, амфиболы, эпидот, магнетит, пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. Обычно на контакте карбонатных пород и сульфидно-магнетитовых руд пироксены образуют полосчатые скопления. Иногда наблюдается эгирин, который замещает гранат.

В халькопирит-пирротитовых рудах встречается пироксен диопсидового состава, где он развивается вокруг радиально-лучистых агрегатов хлорита. Диопсид в этих рудах имеет ксеноморфную форму и удлиненно-пластинчатые кристаллы в тесном срастании с хлоритом. Часто наблюдается отдельные игольчатые выделения этого минерала в агрегатах пирротина в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, пиритом и магнетитом.

В галенит-сфалеритовых рудах пироксен диопсид-геденбергитового состава образует как мономинеральные скопления, так и отдельные агрегаты, и кристаллы. В этих рудах пироксен ассоциирует с анизотропным гранатом grossуляр-андрадитового состава, эпидотом, амфиболами, кальцитом, кварцем и сульфидами. В некоторых случаях можно наблюдать мелкозернистые выделения пироксена, состоящие из эвгедральных зерен размером 0.05–0.2 мм. Среди этих образований часто наблюдаются кристаллы зонального grossуляр-андрадита, включения кальцита, а также агрегаты рудных минералов. В других случаях агрегат пироксена сложен очень мелкими (менее 0.01 мм) игольчатыми кристаллами, ориентированными в различных направлениях. Взаимоотношения всех этих минералов довольно разнообразны. В одних случаях перечисленные минералы располагаются между сильно вытянутыми зернами пироксена. Реже, все эти минералы наблюдаются в пироксене в виде пойкилитовых вростков. Еще реже наблюдаются секущие жилки граната в мелкозернистом пироксеновом скальне. Судя по этим данным, выделение пироксена предшествовало оруденению.

Таблица 2.10.1. Химический состав (мас. %) пироксенов руд месторождения Акташ

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	FeO*	Сумма
1	0.13	16.92	1.1	53.78	23.64	—	4.2	99.77
2	0.13	18.7	0.32	54.85	24.06	—	1.12	99.18
3	—	16.29	—	54.4	24.95	0.77	3.51	99.92
4	—	18.73	0.11	54.95	25.76	—	0.34	99.89
5	—	17.97	—	55.9	26.18	—	1.02	101.07
6	—	18	—	55.06	25.89	—	0.85	99.80
7	—	17.57	0.24	55.03	26.32	—	0.62	99.78
8	—	17.09	2.59	53.46	24.38	—	2.08	99.85
9	—	6.78	—	51.23	22.25	6.07	13.52	99.85
10	—	14.58	1.71	53.06	23.25	0.64	6.57	99.81

11	–	8.63	0.48	51.59	21.97	4.01	12.98	99.65
12	–	8.02	–	51.67	23.92	3.19	13.5	100.31
Формула								
1	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.01})_{0.94}(\text{Mg}_{0.92}\text{Fe}_{0.13}\text{Al}_{0.05})_{1.07}(\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.03})_{2.00}\text{O}_6$							
2	$(\text{Ca}_{0.94}\text{Na}_{0.01})_{0.95}(\text{Mg}_{1.01}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.01})_{1.05}\text{Si}_{1.99}\text{O}_6$							
3	$(\text{Ca}_{0.98}\text{Mn}_{0.02})_{1.00}(\text{Mg}_{0.89}\text{Fe}_{0.11})_{1.00}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							
4	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{1.01}\text{Fe}_{0.01}\text{Al}_{0.00})_{1.02}\text{Si}_{1.99}\text{O}_6$							
5	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{0.96}\text{Fe}_{0.03})_{0.99}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							
6	$\text{Ca}_{1.01}(\text{Mg}_{0.97}\text{Fe}_{0.03})_{1.00}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							
7	$\text{Ca}_{1.02}(\text{Mg}_{0.95}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{0.98}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							
8	$\text{Ca}_{0.95}(\text{Mg}_{0.93}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.05})_{1.04}(\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.06})_{2.00}\text{O}_6$							
9	$\text{Ca}_{0.94}(\text{Fe}_{0.44}\text{Mg}_{0.40}\text{Mn}_{0.20})_{1.04}\text{Si}_{2.01}\text{O}_6$							
10	$(\text{Ca}_{0.92}\text{Mn}_{0.02})_{0.94}(\text{Mg}_{0.81}\text{Fe}_{0.20}\text{Al}_{0.04})_{1.05}(\text{Si}_{1.97}\text{Al}_{0.03})_{2.00}\text{O}_6$							
11	$\text{Ca}_{0.91}(\text{Mg}_{0.50}\text{Fe}_{0.42}\text{Al}_{0.02}\text{Mn}_{0.13})_{1.07}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							
12	$\text{Ca}_{0.99}(\text{Mg}_{0.46}\text{Mn}_{0.10}\text{Fe}_{0.44})_{1.00}\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$							

Примечание: * – железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты вычислялись на основе шести атомов кислорода. 1–8 – пироксен диопсидового состава, 9–12 – пироксен диопсид-геденбергитового состава.

Гранат (андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ иgrossуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), как и пироксен – минерал, распространенный в большинстве месторождений Кансайского рудного поля. По имеющимся данным, гранаты месторождения Акташ определяются как андрадит и grossуляр-андрадит. Это подтверждают химические анализы и диагностические свойства (табл. 2.10.2).

По цвету выделяются зеленовато-бурые, медово-желтые, буровато-красные и почти бесцветные, слабо просвечивающие разновидности граната. Размер зерен 0.01–0.5 см. Проведенные исследования показали, что цвет граната и размер его зерен зависят не только от его состава. Изменение цвета граната, как правило, зависит не только от состава этого минерала, но и от оттенков и цвета вмещающих его пород или ассоциирующих с ним минералов. В доломитизированных и мраморизированных известняках устанавливаются гранаты от медово-желтого цвета до почти бесцветных, тогда как гранаты того же состава, развитые в пироксеновых и амфиболитизированных скарнах, имеют зеленоватый и зеленовато-бурый цвет. В участках с развитием сульфидов сфалерит-пирит-магнетитового состава чаще всего отмечаются гранаты буровато-красного цвета. Размер зерен граната находится в прямой зависимости от размера зерен ассоциирующих и одновременно с ним выделившихся минералов.

В сульфидно-магнетитовых рудах гранаты представлены андрадитом и grossуляр-андрадитом. Гранат в ассоциации с пироксеном и сульфидами выполняет пространство между

зернами магнетита. Иногда наблюдаются признаки замещения граната пироксеном. Форма зерен ксеноморфная и пластинчатая. Размер агрегатов доходит до 1–1.5 мм.

В халькопирит-пирротиновых рудах гранат не был обнаружен.

В галенит-сфалеритовых рудах наблюдается крупные (до 0.5 см) прекрасно ограненные идиоморфные кристаллы андрадита буро-красного цвета с четкой зональной анизотропией в ассоциации с кальцитом, пироксеном, серпентином, хлоритом, сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом. В некоторых случаях гранат образует прожилки. Эти прожилки пересекают сульфидно-магнетитовые и галенит-сфалеритовые руды. Иногда андрадит в прожилках ассоциирует с хлоритом. Подобные прожилки рассекают сульфидные руды, ассоциирующие с андрадитом, пироксеном и другими минералами. В этих случаях андрадит в виде очень мелкозернистого агрегата, с размерами отдельных кристаллов до 0.1 мм, нарастает на стенках прожилков, выполненных хлоритом.

В химическом составе гранатов установлено следующие примеси: MgO 0.17–0.53 мас. %, MnO 0.20–0.42 мас. % и TiO₂ 0.22–1.12 мас. % (табл. 2.10.2).

Таблица 2.10.2. Химический состав (мас. %) гранатов руд месторождения Акташ

№ п/п	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO*	Сумма
1	–	0.45	37.25	33.76	–	–	29.01	100.47
2	0.53	8.95	37.67	35.01	0.43	–	16.85	99.44
3	0.39	1.83	36.72	33.83	1.12	–	25.84	99.73
4	0.28	3.71	37.35	34.09	–	0.25	23.91	99.59
5	–	3.56	37.83	34.29	–	–	23.72	99.40
6	0.17	21.75	38.65	23.5	0.22	0.42	14.49	99.20
7	0.20	22.06	38.04	22.06	–	0.20	15.71	98.27
8	0.36	21.07	37.5	24.25	–	–	15.99	99.17
Формула								
1	$(\text{Ca}_{2.95}\text{Fe}_{0.05})_{3.00}(\text{Fe}_{1.93}\text{Al}_{0.04})_{1.97}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}$							
2	$(\text{Ca}_{2.97}\text{Mg}_{0.06}\text{Fe}_{0.02})_{3.05}(\text{Fe}_{1.10}\text{Al}_{0.84}\text{Ti}_{0.03})_{1.97}\text{Si}_{2.98}\text{O}_{12}$							
3	$(\text{Ca}_{2.95}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.06})_{3.06}(\text{Fe}_{1.71}\text{Al}_{0.17}\text{Ti}_{0.07})_{1.95}\text{Si}_{2.99}\text{O}_{12}$							
4	$(\text{Ca}_{2.96}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.03})_{3.04}(\text{Fe}_{1.58}\text{Al}_{0.35})_{1.93}\text{Si}_{3.03}\text{O}_{12}$							
5	$(\text{Ca}_{2.98}\text{Fe}_{0.09})_{3.07}(\text{Fe}_{1.53}\text{Al}_{0.44})_{1.87}\text{Si}_{3.06}\text{O}_{12}$							
6	$(\text{Ca}_{1.97}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.95})_{2.97}(\text{Al}_{2.00}\text{Ti}_{0.01})_{2.01}\text{Si}_{3.02}\text{O}_{12}$							
7	$(\text{Ca}_{1.87}\text{Mg}_{0.02}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{1.04})_{2.95}\text{Al}_{2.05}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12}$							
8	$(\text{Ca}_{1.83}\text{Mg}_{0.04}\text{Fe}_{1.08})_{2.95}\text{Al}_{2.01}\text{Si}_{3.04}\text{O}_{12}$							

Примечание: * – железо условно принято, как Fe²⁺. Формульные коэффициенты вычислялись на основе восьми катионов. 1-5 – гранат андрадитового состава, 6-8 – гранат андрадит-гроссулярового состава. Прочерк – не обнаружено.

Эпидот $Ca_2(Fe,Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ часто встречается в диопсид-гранатовых скарнах и в рудах месторождения Акташ. В первом случае он фиксируется в виде скоплений мелких желтоватых или фисташково-зеленых изометричных зерен размером от 10 до 300 мкм. Иногда удается наблюдать крупнозернистые разности эпидота размером до 500 мкм со слабовыраженной зональностью. Описываемый минерал присутствует в виде идиоморфных выделений, иногда пересекает в виде прожилков пироксены и гранаты. По отношению к магнетиту он идиоморфен. Наблюдаются также кристаллы эпидота, включающие в себя столбчатые кристаллы диопсида, напоминающие пойкилитовые вкрапления. Кроме того, эпидот наблюдается в ассоциации с пироксеном, гранатом, амфиболом, хлоритом и рудными минералами. Эпидот в галенит-сфалеритовых рудах развивается, как правило, по пироксену, незначительно корродируя и пересекаяgrossуляр-андрадит. По отношению ко всем другим минералам он идиоморфен и только с кальцитом иногда образует структуры совместного срастания.

Амфиболы (тремолит $Ca_2Mg_5(Si_8O_{22})(OH)_2$ и актинолит $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5(Si_8O_{22})(OH)_2$) – распространены в сульфидно-магнетитовых рудах в ассоциации с пироксеном, гранатом, серпентином и хлоритом, а также эпидотом, кальцитом, кварцем и рудными минералами. В этих рудах амфибол представлен тремолитом и актинолитом.

В сульфидно-магнетитовых рудах тремолит в срастании с актинолитом в виде небольших скоплений или отдельных мелких вытянутых пластинчатых и игольчатых кристаллов, размером 0.1–0.3 мм, развивается, как правило, по пироксенам. В некоторых образцах тремолит вместе с актинолитом образуют зональные отдельные кристаллы, где в периферийной части наблюдается актинолит. Тремолит иногда образуется в виде самостоятельных прожилков, секущих магнетитовые руды.

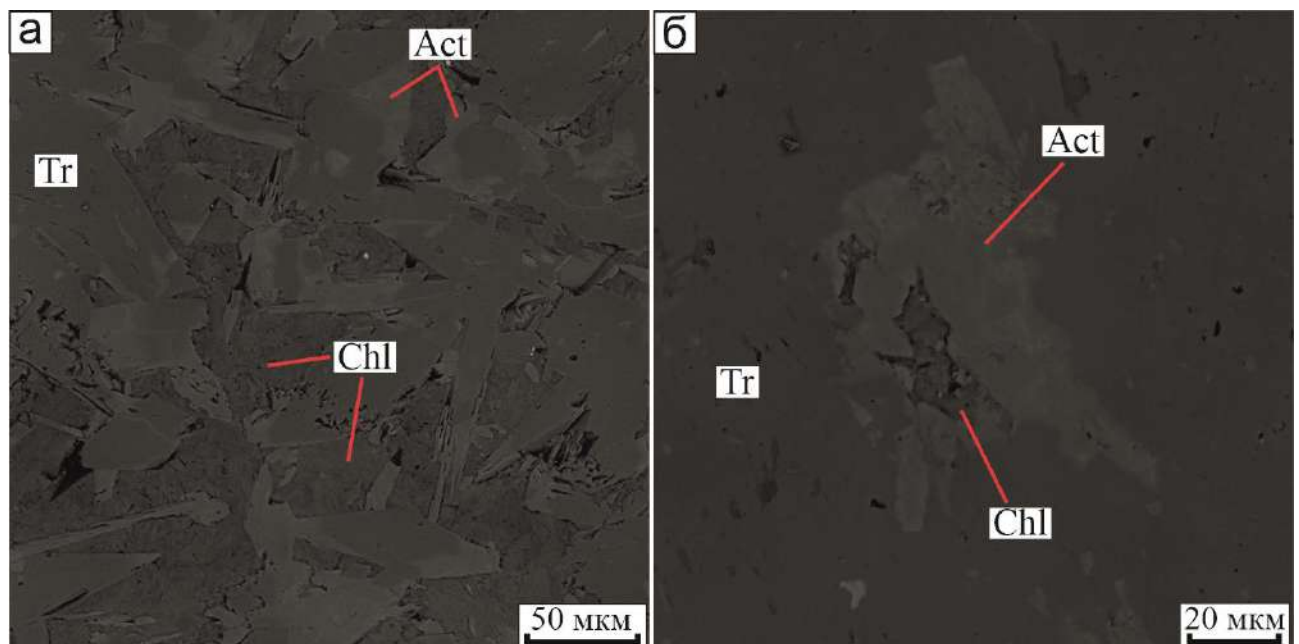


Рисунок 2.10.1 – Амфиболы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ: а – кристаллы тремолита (Tr), замещаемые актинолитом (Act) в хлоритовом цементе (Chl); б – ксеноморфные зерна актинолита и хлорита в матрице тремолита.

Актинолит образует игольчатые, реже волокнистые выделения размером от 0.01 до 0.5 мм. Иногда встречается его ангедральные включения в тремолите. В тесном сростании с актинолитом и тремолитом находятся диопсид-геденбергит, серпентин, хлорит, кальцит, магнетит и сульфиды. Эти минералы, а также сульфиды, образовались, по-видимому, почти одновременно с тремолитом и актинолитом при разложении и замещении пироксеновых скарнов. Иногда тремолит-актинолит с ассоциирующими с ними минералы корродируют, замещают и пересекают в виде прожилков более ранние по времени образования пироксены, гранаты, магнетит и сульфиды.

В химическом составе амфиболов отмечаются содержания Al_2O_3 (0.46–1.91 мас. %), Na_2O (0.21–0.23 мас. %), K_2O (0.14–0.15 мас. %) и F (0.23–0.50 мас. % (табл. 2.10.3)). Содержание MnO (0.37–0.75 мас. %) было установлено только в актинолите (см. табл. 2.10.3).

Таблица 2.10.3. Химический состав (мас. %) тремолита и актинолита руд месторождения Акташ

№ п/п	1	2	3	4	5	6
F	0.50	–	–	–	0.23	–
Na_2O	–	0.23	0.21	–	0.21	–
MgO	24.65	24.9	18.56	18.71	18.78	16.03
Al_2O_3	0.88	0.72	0.78	1.01	1.91	0.46
SiO_2	57.52	58.35	56.1	56.43	55.23	55.14
K_2O	0.14	0.15	0.15	–	–	–
CaO	12.74	13.08	12.87	12.71	12.71	12.47
MnO	–	–	0.37	0.64	0.61	0.75
FeO^*	1.5	0.7	8.39	8.65	8.17	12.17
H_2O^*	1.96	2.22	2.13	2.14	2.02	2.08
$-\text{O}=(\text{F}, \text{Cl})_2$	0.21	–	–	–	0.10	–
$\Sigma_{\text{общ}}$	99.68	100.35	99.56	100.29	99.77	99.10
Формула						
1	$(\text{Ca}_{1.87}\text{K}_{0.02})_{1.89}(\text{Mg}_{5.02}\text{Fe}_{0.17})_{5.19}(\text{Si}_{7.86}\text{Al}_{0.14})_{8.00}\text{O}_{22}[(\text{OH})_{1.79}\text{F}_{0.22}]_{1.99}$					
2	$(\text{Ca}_{1.90}\text{Na}_{0.06}\text{K}_{0.03})_{1.99}(\text{Mg}_{5.02}\text{Fe}_{0.08})_{5.10}(\text{Si}_{7.89}\text{Al}_{0.11})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2.00}$					
3	$(\text{Ca}_{1.95}\text{Na}_{0.06}\text{K}_{0.03})_{2.04}(\text{Mg}_{3.91}\text{Fe}_{0.99}\text{Al}_{0.06}\text{Mn}_{0.04})_{5.00}(\text{Si}_{7.93}\text{Al}_{0.07})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2.00}$					
4	$\text{Ca}_{1.91}(\text{Mg}_{3.91}\text{Fe}_{1.02}\text{Al}_{0.09}\text{Mn}_{0.08})_{5.10}(\text{Si}_{7.92}\text{Al}_{0.08})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2.00}$					
5	$(\text{Ca}_{1.92}\text{Na}_{0.06})_{1.98}(\text{Mg}_{3.95}\text{Fe}_{0.96}\text{Al}_{0.11}\text{Mn}_{0.07})_{5.09}(\text{Si}_{7.79}\text{Al}_{0.21})_{8.00}\text{O}_{22}[(\text{OH})_{1.90}\text{F}_{0.10}]_{2.00}$					
6	$\text{Ca}_{1.93}(\text{Mg}_{3.45}\text{Fe}_{1.47}\text{Mn}_{0.09}\text{Al}_{0.05})_{5.01}(\text{Si}_{7.97}\text{Al}_{0.03})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_{2.00}$					

Примечание: * – железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты вычислялись на основании суммы 46 зарядов. 1-2 – тремолит, 4-6 – актинолит.

Серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ пользуется в месторождениях Кансайского рудного поля довольно заметным распространением. Формы выделений минерала разнообразны, чаще всего встречаются небольшие скопления серпентина с ксеноморфными очертаниями, носящие характер офикальцита зеленовато-желтого цвета. Серпентинизация известняков развита в виде участков, дающих довольно резкие контакты с чистыми разностями известняков.

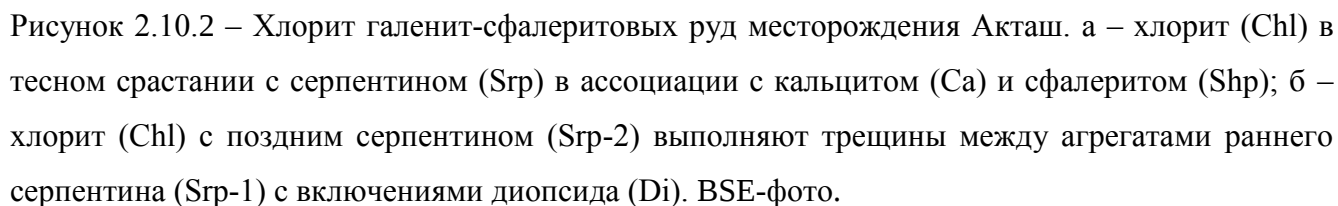
На месторождении Акташ серпентин развит в сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых рудах. Серпентин в рудах образует пятнистые агрегаты и прожилки, а также ксеноморфные мелкие зерна. Размер отдельных агрегатов серпентина доходит до нескольких сантиметров. Серпентин, замещающий пироксен, гранат и везувиан, находится как в карбонатных породах, так и в рудах. В сульфидно-магнетитовых рудах серпентин в сростании с хлоритом выполняет пространство между агрегатами магнетита, пироксена и флюорит-флюоборита. В галенит-сфалеритовых рудах между раздробленными агрегатами более раннего серпентина наблюдается более поздний серпентин в виде прожилков в ассоциации с хлоритом и кальцитом.

Хлорит один из наиболее распространенных жильных минералов месторождений Кансайского рудного поля – развивается во всех рудных минеральных ассоциациях, и во вмещающих породах, где его ореол распространяется от рудных тел на расстоянии 1–4 м. Общей особенностью хлорита является его высокая марганцовистость. Хлорит в рудах месторождения Акташ представлен *клинохлором* $Mg_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$.

В сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых рудах хлорит выполняет межзерновое пространство и встречается в виде прожилков. В этих рудах он выделяется как поздний в ассоциации с магнетитом, сульфидами и нерудными минералами.

В халькопирит-пирротитовых рудах хлорит составляет лучистые и отдельные удлиненные агрегаты, и почти всегда по краям агрегатов наблюдается вкрапления диопсида. Размер удлиненных агрегатов хлорита доходит до 0.5 см. Проанализированный хлорит высокомагнезиальный и относится к клинохлору (табл. 2.10.4).

Хлорит в галенит-сфалеритовых рудах образует крупные ксеноморфные, удлиненные и пластинчатые агрегаты в ассоциации с кальцитом, сфалеритом, серпентином, гранатом и диопсидом (рис. 2.10.2а). Иногда хлорит вместе с поздним серпентином выполняют интерстиции между выделениями более раннего серпентина (рис. 2.10.2б). Размер агрегатов хлорита достигает 1 см. Хлорит высокомагнезиальный и относится к клинохлору (табл. 2.10.4).

[illegible]

6	$(\text{Mg}_{4.96}\text{Al}_{0.84}\text{Fe}_{0.24})_{6.04}[(\text{Si}_{3.08}\text{Al}_{0.92})_{4.00}\text{O}_{10}](\text{OH})_{7.93}$
7	$(\text{Mg}_{4.88}\text{Al}_{0.87}\text{Fe}_{0.29})_{6.04}[(\text{Si}_{3.04}\text{Al}_{0.96})_{4.00}\text{O}_{10}](\text{OH})_{8.03}$
8	$(\text{Mg}_{4.85}\text{Al}_{0.93}\text{Fe}_{0.22})_{6.00}[(\text{Si}_{3.07}\text{Al}_{0.93})_{4.00}\text{O}_{10}](\text{OH})_{8.07}$

Примечание: * – железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты вычислялись на основании суммы 28 зарядов. 1-4 – хлорит из халькопирит-пирротиновых руд, 5-8 – хлорит из галенит-сфалеритовых руд.

Флогодит $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ образует небольшое скопление в виде тонко- и мелкозернистых слоев в магнезиальных скарнах в ассоциации с кальцитом и серпентином, иногда в ассоциации с магнетитом, перовскитом и сульфидами. Форма зерен минерала ксеноморфная размером до 200 мкм. Некоторые слоев магнезиальных скарнов преимущественно состоят из тонкозернистых зерен флогопита с тонким цементом серпентина. В некоторых случаях зерна флогопита вермикулитизированные в виде полос толщиной до 20 мкм. В химическом составе флогопита из примесей установлены TiO_2 (0.27–0.38 мас. %) и FeO (0–1.23 мас. %) (табл. 2.10.5). Флогодит является один из основных минералов, слагающий магнезиальных скарнов. Возможно, он образовался на контакте гранодиоритовых пород из доломита или глинистых известняков.

Таблица 2.10.5. Химический состав (мас. %) флогопита руд месторождения Акташ

№ п/п	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	TiO ₂	FeO*	H ₂ O расчет.	Сумма
1	26.66	18.32	40.98	10.41	0.34	1.23	2.21	100.15
2	27.19	15.35	42.18	10.59	0.34	–	2.17	97.82
3	28.10	12.44	45.03	11.12	0.27	0.81	2.21	99.98
4	26.15	18.71	41.14	10.78	0.38	0.76	2.22	100.14
5	28.04	13.89	44.21	10.87	0.28	0.86	2.22	100.37
Формула								
1	$\text{K}_{0.90}(\text{Mg}_{2.69}\text{Al}_{0.24}\text{Fe}_{0.07}\text{Ti}_{0.02})_{3.02}\text{Si}_{2.78}\text{Al}_{1.22}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$							
2	$\text{K}_{0.93}(\text{Mg}_{2.80}\text{Al}_{0.16}\text{Ti}_{0.02})_{2.98}\text{Si}_{2.91}\text{Al}_{1.09}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$							
3	$\text{K}_{0.96}(\text{Mg}_{2.84}\text{Fe}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})_{2.90}\text{Si}_{3.06}\text{Al}_{1.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$							
4	$\text{K}_{0.93}(\text{Mg}_{2.64}\text{Al}_{0.28}\text{Fe}_{0.04}\text{Ti}_{0.02})_{2.98}\text{Si}_{2.79}\text{Al}_{1.21}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$							
5	$\text{K}_{0.94}(\text{Mg}_{2.82}\text{Al}_{0.10}\text{Fe}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})_{2.98}\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{1.01}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$							

Примечание: * – железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты вычислялись на сумму 28 зарядов.

Титанит CaTiSiO_5 – встречается в небольших количествах в сульфидно-магнетитовых рудах. Форма зерен чаще всего ангедральная, иногда наблюдаются характерные клиновидные их очертания. Титанит в ассоциации с пирофанитом образует пластинчатые, ромбические и клиновидные агрегаты с замещением пирофанита и магнетита в сульфидно-магнетитовых рудах

(см. рис. 2.6.5а). В отраженном свете имеет темно-серый цвет. Размер зерен достигает до 30 мкм. В составе титанита присутствует примеси FeO (3.43–5.13 мас. %) и Al₂O₃ (3.34–4.01 мас. %) (табл. 2.10.6). Реже выполняет пространство между зернами магнетита в ассоциации с диопсидом и серпентином.

Титанит редко встречается в ассоциации с цирконолитом, цирконом, хлоритом, серпентином, диопсидом, апатитом и пиритом в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды (рис 4д). Тонкие амёбовидные зерна титанита совместно с цирконом образуют кайму вокруг цирконолита (рис. 4д). Видимо, он образуется при замещении цирконолита, так как наблюдается разложение и коррозия цирконолита на фоне циркона, вокруг которого развит титанит. Размер зерен этой разновидности титанита составляет 5 мкм. Химический состав этого титанита не проанализирован из-за мелких размеров зерен.

Таблица 2.10.6. Химический состав (мас. %) титанита руд месторождения Акташ

№ п/п	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MnO	Сумма
1	2.64	31.71	29.29	33.66	3.23	–	100.53
2	4.01	31.39	29.24	31.14	3.42	–	99.20
3	3.41	31.39	28.62	30.88	4.82	–	99.12
4	3.34	30.73	29.03	31.17	5.13	–	99.40
5	0.73	29.86	27.94	35.55	4.86	0.15	99.09
6	3.65	31.35	29.07	30.68	4.27	–	99.02
7	5.74	31.67	28.88	28.56	3.97	0.33	99.15
Формула							
1	Ca _{1.02} (Ti _{0.82} Al _{0.10} Fe _{0.08}) _{1.00} Si _{1.03} O ₅						
2	Ca _{1.03} (Ti _{0.77} Al _{0.16} Fe _{0.08}) _{1.01} Si _{1.03} O ₅						
3	Ca _{1.01} (Ti _{0.77} Al _{0.13} Fe _{0.12}) _{1.02} Si _{1.04} O ₅						
4	Ca _{1.03} (Ti _{0.78} Al _{0.13} Fe _{0.13}) _{1.04} Si _{1.02} O ₅						
5	Ca _{1.00} (Ti _{0.89} Fe _{0.12} Al _{0.03}) _{1.04} Si _{1.00} O ₅						
6	Ca _{1.03} (Ti _{0.76} Al _{0.14} Fe _{0.11}) _{1.01} Si _{1.04} O ₅						
7	(Ca _{1.02} Mn _{0.01}) _{1.03} (Ti _{0.71} Al _{0.22} Fe _{0.10}) _{1.03} Si _{1.04} O ₅						

Примечание: * – железо условно принято, как Fe³⁺. Формульные коэффициенты вычислялись на основе пяти атомов кислорода.

Циркон Zr(SiO₄) редко встречается в виде тонких ксеноморфных включений в ассоциации с пирофанитом и титанитом в сульфидно-магнетитовых рудах. Размер его зерен достигает до 10 мкм. Состав циркона был определен с помощью электронного микроскопа и кроме основных компонентов примесей не обнаружено. Химический состав близок к стехиометричному составу минерала: SiO₂ 32.53 мас. % и ZrO₂ 67.47 мас. %. Формула циркона, рассчитанная на основе двух катиона следующая: Zr_{1.01}Si_{0.99}O₄.

Также были обнаружены измененные зерна циркона, ассоциирующих с бадделитом, серпентином, хлоритом, диопсидом, титанитом и цирконолитом в серпентин-гранат-пироксеновых скарнах, вмещающих галенит-сфалеритовые руды. Его форма зерен таблитчатая и ксеноморфная размером до 50 мкм. Химический состав этого циркона следующий (мас. %): ZrO_2 30.29–38.27, SiO_2 16.42–22.19, TiO_2 2.53–13.71, UO_2 2.89–7.54, ThO_2 2.46–5.73, CaO 1.96–5.14, Y_2O_3 0.98–4.77, FeO 0.71–5.28, Ce_2O_3 0.89–1.42, MgO 0–0.64, MnO 0–1.41, Nb_2O_5 0–1.73, Nd_2O_3 0–1.46, Sm_2O_3 0–0.41, Eu_2O_3 0–0.65, Dy_2O_3 0–0.32, сумма 78.85–85.91. Его формула, рассчитанная на основе двух катиона следующая: $(Zr_{0.63-0.71}Ti_{0.39-0.11}Ca_{0.09-0.21}Y_{0.02-0.08}U_{0.00-0.06}Fe_{0.03-0.19}Th_{0.02-0.08}Nb_{0-0.03}Ce_{0.01-0.02}Nd_{0-0.02}Yb_{0-0.02}Mg_{0-0.04}Mn_{0-0.05}Eu_{0-0.01}Sm_{0-0.01})_{1.19-1.23}Si_{0.65-0.87}O_4$

Торит $Th(SiO_4)$ обнаружен в виде тонких включений в агрегатах пиррофанита в ассоциации с титанитом в сульфидно-магнетитовых рудах (рис. 2.1.2а). Размер включений доходит до 2 мкм. Из-за тонкого размера состав торита получить не удалось.

Клиногумит $Mg_9(SiO_4)_4F_2$ найден в одном нерудном образце в ассоциации с кальцитом, серпентином, хлоритом, магнетитом, перовскитом, пиррофанитом и бадделитом. Он образует ангедральные агрегаты размером до 0.5 мм. Серпентин цементирует пространство между раздробленными агрегатами клиногумита. Химический состав клиногумита следующий: MgO 56.59 мас. %, SiO_2 39.59 мас. %, FeO 1.36 мас. %, MnO 0.52 мас. %, TiO_2 0.32 мас. % и F 1.61 мас. %.

Гизингерит $Fe^{3+}_2(Si_2O_5)(OH)_4 \cdot 2H_2O$ был обнаружен в халькопирит-пирротиновых рудах вокруг зерен пирита в ассоциации диопсидом на контакте с пирротинитом (рис. 2.10.3). Он скорее всего образуется при разложении пирита, так как отмечаются признаки коррозии. Встречается в виде каемок и пластинчатых зерен вокруг зерен пирита и выполняет межзерновое пространство, иногда вместе с гематитом формирует прожилки. В составе гизингерита из элементов-примесей определены Al , Mg , Mn и Ca (табл. 2.10.7).

Таблица 2.10.7. Химический состав (мас. %) гизингерита руд месторождения Акташ

№ п/п	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MgO	MnO	FeO^*	Сумма
1	0.23	27.26	0.24	4.38	0.18	52.95	85.24
2	0.07	27.06	—	5.42	0.18	53.55	86.28
Формула							
1	$(Fe_{2.29}Mg_{0.38}Al_{0.02}Ca_{0.01}Mn_{0.01})_{2.71}(Si_{1.57}O_5)(OH)_4 \cdot 2H_2O$						
2	$(Fe_{2.29}Mg_{0.46}Mn_{0.01}Al_{0.00})_{2.76}(Si_{1.54}O_5)(OH)_4 \cdot 2H_2O$						

Примечание. * – железо условно принято, как Fe^{2+} . Формульные коэффициенты вычислялись на сумму зарядов, равную 14.

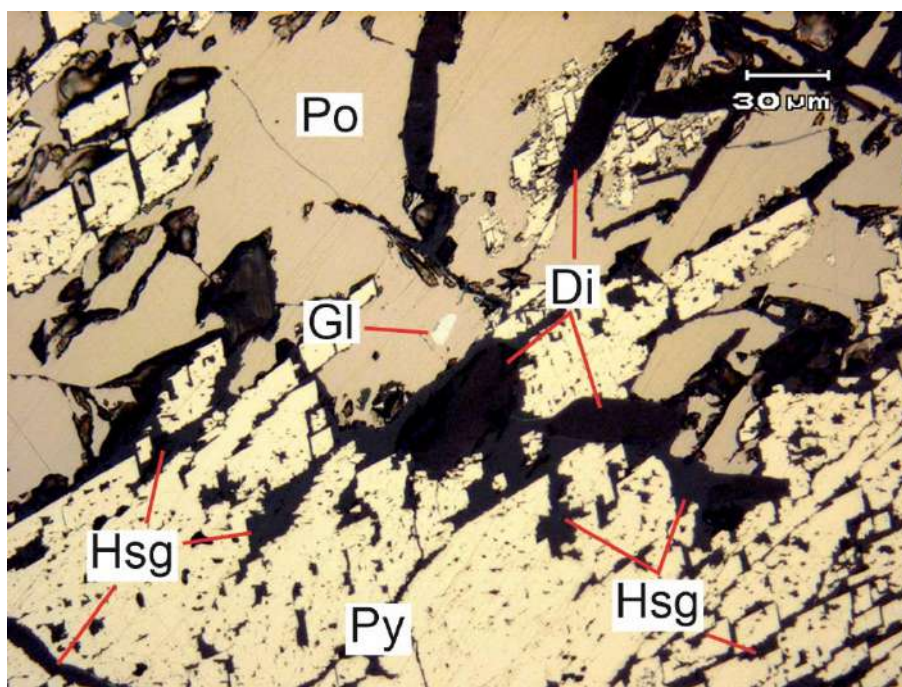


Рисунок 2.10.3 – Гизингерит (Hsg) замещающий пирит (Py) в ассоциации с диопсидом (Di), пиротином (Po) и глаукодотом (Gl). Отраженный свет.

2.11. Последовательность минералообразования

Месторождение Акташ характеризуется большим разнообразием минералов, что связано со сложной историей формирования месторождения и его многостадийностью. На месторождении зафиксировано два этапа минералообразования (рис. 2.11.1): доскарновый и скарновый.

С доскарновым этапом связано образование ранних разновидностей магнетита с осаждением кальцита, доломита, гематита и хлорита, которые на скарновом этапе были скарнированы. Этот этап подробно описан в пятой главе.

В скарновом этапе выделяется четыре стадии: силикатная, окисная, сульфидная и карбонатная.

В силикатной стадии происходит формирование дорудных метасоматитов – скарнов, состоящих из ряда парагенетических минеральных ассоциаций, главным из которых являются серпентин-флогопитовая и гранат-пироксеновая. Главным значением представляют – флогопит, форстерит, пироксены, гранаты, серпентин и эпидот. Образование скарнов начинается дедоломитизацией карбонатных пород и формированием сначала магнезиального, затем известкового состава скарнов. Вначале процесса скарнообразования формируются контактово-биметасоматических магнезиальных и известковых скарнов, затем известковых инфильтрационных скарнов в виде трубчатых и жилообразных тел. Часто отмечается наложение более поздних инфильтрационных скарнов на биметасоматические скарны. Все

типы руд наложены на скарны и сопровождаются цементацией, пересечением и перекристаллизацией скарновых минералов. Собственно, рудный процесс происходит в несколько стадий.

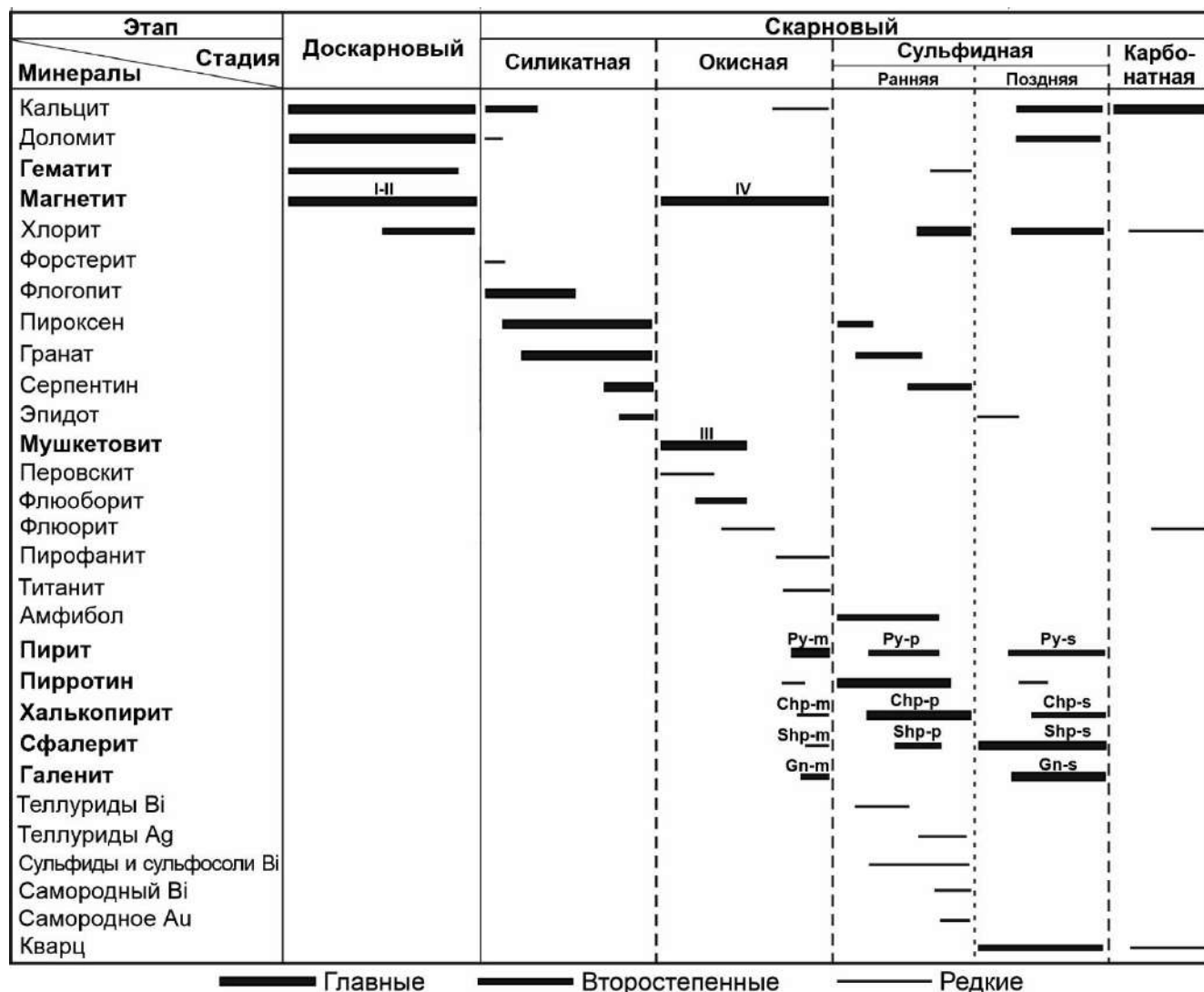


Рисунок 2.11.1 – Схема последовательности гипогенного минералообразования на месторождении Акташ.

В окисную стадию происходит формирование основной массы скарнового незонального магнетита-4s, одновременно идет процесс мушкетовитизации с образованием пластинчатого магнетита-3m (мушкетовит). Также вместе с магнетитом-4s образуется флюоборит, флюорит, пирофанит и титанит. Если в начале стадии среда минералообразования была окислительной, то в конце стадии она сменяется восстановительной, при которой формируются сульфидные минералы (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит). Магнетит с этими сульфидами образует сульфидно-магнетитовые руды. С появлением сульфидов окисная стадия переходит в сульфидную.

В сульфидной стадии минералообразование началось с отложением небольших количеств пироксенов и гранатов. Широкое развитие получило образование амфиболов и хлорита. Вначале этой стадии процесс начинается с образования пиритовая минерализация, которая затем сменяется во времени халькопирит-пирит-пирротиновой ассоциацией. Эта ассоциация образует халькопирит-пирротиновые руды с теллуридами висмута и серебра и самородным золотом. В ассоциации с ними выделялись пироксены, гранаты, серпентин и хлорит. При наложении сульфидной стадии на силикатную и окисную широко проявлены амфиболитизация пироксена и замещение магнетита пиритом.

В конце сульфидной стадии происходит образование пирит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис, который сменяется затем галенит-сфалеритовой ассоциацией, образуя галенит-сфалеритовые руды. Заканчивается вторая стадия образованием кальцита и доломита.

В карбонатную стадию послемагматический процесс заканчивается образованием безрудных карбонатных прожилков и маломощных жил в верхних частях и флангах рудных зон с малочисленными гнездами и прожилками кварца и флюорита. Рудные минералы – магнетит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит окисной и сульфидной стадий минерализации пересекаются прожилками кальцита и ассоциирующими с ним хлоритом. Эта стадия имеет небольшое распространение на месторождении Акташ по сравнению с другими объектами Кансайского рудного поля.

Таким образом, процесс становления месторождения Акташ был многостадийным, охватывал значительный отрезок времени и довольно широкий интервал температур, в течение которых формировались многочисленные рудные и нерудные минералы.

Выводы

Минералогия месторождения Акташ характеризуется большим разнообразием минеральных видов и большой сложностью. Разнообразие минерального состава руд обусловлено сложностью геологического строения площади и проявлением в ее пределах нескольких последовательных процессов минералообразования, наложившихся друг на друга. Особенности геологического строения площади можно считать присутствием слагающих ее различных и разновозрастных пород, сложную тектонику и развитие вдоль многих тектонических нарушений и минерализованных зон, внутри которых размещены продукты разнообразных процессов минералообразования в том числе гидротермальные образования и среди них руды. Все это привело к возникновению значительного числа минералов на месторождении Акташ, многие из которых имеют несколько разновидностей, а также некоторые особенности пространственного размещения руд. Своеобразие некоторых процессов

привело к образованию нескольких редких минералов, таких как сульфиды и сульфосоли висмута, теллуриды висмута и серебра, оксиды титана, заварицкит, флюоборит и джонбаумит.

Минералогическое изучение вещественного состава руд и составляющих их минералов, подтвердило, что руды являются комплексными железо-свинцово-цинковыми с повышенным содержанием меди, золота, серебра, висмута, теллура и кадмия.

В рудах месторождения Акташ обнаружено золото-серебряное, серебро-висмутовое, серебро-висмут-теллуговое и боровое оруденение в виде самородного Au, самородного Ag, самородного Bi, сульфовисмутидов, сульфосолей Bi, теллуридов Bi и Ag, а также флюоборита.

ГЛАВА 3. ТИПОХИМИЗМ РАЗНОВИДНОСТЕЙ МАГНЕТИТА

Магнетит присутствует как в метаморфизованных, так и неметаморфизованных рудных месторождениях, и осадочных породах [Maslennikov et al., 2012; Nadoll et al., 2012; 2014; 2015; Chen et al., 2015; Chung et al., 2015; Wu et al., 2019; Yan et al., 2021]. Химический состав магнетита детально исследован на многих железорудных месторождениях [Чернышева и др., 1981; McQueen, Cross, 1998; Dupuis, Beaudoin, 2011; Chung et al., 2015; Hu et al., 2014; Huang et al., 2016; Chen et al., 2020; Tian et al., 2021]. Считается, что изоморфные элементы-примеси в магнетите, такие как Al, Ti, V, Ca, Mn и Mg, могут использоваться в качестве индикаторов условий формирования железорудных месторождений [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; 2014; Hu et al., 2014; Dare et al., 2014]. Однако, модели формирования железорудных месторождений остаются дискуссионными. Применительно к одним и тем же железорудным месторождениям предлагаются магматические [Павлов, 1983; Долгушин, Павлов, 1988; Nystrom, Heriquez, 1994, Troll et al., 2019], гидротермально-метасоматические [Королев, 1957; Жариков, 1959; Каххаров, 1977; Баклаев, 1973; Овчинников, 1998; Шабынин и др., 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1993; Мазуров и др., 2018], гидротермально-осадочные [Формозова, 1963; Саркисян, 1984; Рудницкий, Кузнецов, 2014; Петров, 2019] и гальмиролитические модели [Hümmel, 1922; Пуркин, Денисова, 1987; Злотник-Хоткевич, 1987; Масленников, 2004]. Параллельно с развитием первых трёх моделей, появляется все больше данных в пользу гальмиролиза как основного фактора железнакопления в осадочно-вулканогенных бассейнах [Maslennikov et al., 2012; Аюрова et al., 2021; Масленников, 2021; 2022; Ятимов и др., 2022в].

В Карамазаре железорудные залежи локализованы в пределах западной части Кураминской фациально-структурной зоны [Вольфсон, 1965; Моисеева, 1969; Рахимов, 1982]. Среди них интересным объектом для создания минералого-геохимической модели железнакопления являются сульфидно-магнетитовые залежи месторождения Акташ, где обнаружены многочисленные разновидности магнетита [Ятимов и др., 2022в; Ятимов и др., 2022в]. Однако, типохимизм и последовательность образования морфогенетических разновидностей магнетита на этом месторождении до сих пор не были определены. Для восполнения этого пробела нами изучены взаимоотношения минералов сульфидно-магнетитовых руд, выделены восемь морфогенетических разновидностей магнетита, последовательность их формирования, а для каждой разновидности определены содержания элементов-примесей методом ЛА-ИСП-МС.

3.1. Элементы-примеси в разновидностях магнетита

В качестве типоморфных особенностей, дающих возможность судить об условиях образования магнетита, рассматриваются вариации содержаний элементов-примесей в разных морфологических разновидностях магнетита месторождения Акташ.

Обломковидные агрегаты магнетита (Mt-1h) содержат более высокие концентрации K, Mg, Al, Si, Ca, Ti, V, Cr, W, Ni, Zr и U (рис. 3.1.) по сравнению с другими разновидностями магнетита-1, очевидно, за счет присутствия реликтовых включений исходных алюмосиликатных и акцессорных минералов. Содержания As и Sb в магнетите-1h, ниже, чем в других ранних разновидностях магнетита-1, а концентрации Cu, Ga, Sr, Ba, Pb и Bi низкие по сравнению с поздними разновидностями магнетита. Sc, Co, Y, Nb, Mo, Ag, Sn, Au, Tl, Bi и U определены в ничтожных количествах (<1 г/т) (см. табл. 3.1.1).

Таблица 3.1.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в обломковидных агрегатах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	237	4629	1978	18497	572	11264	0.76	178
медиана	254	3759	1869	16815	666	8480	0.62	154
мин	61	295	291	2930	100	590	0.09	43
макс	372	14370	5220	48400	1076	32100	4.19	884
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	25	16	2367	0.08	1.88	1.8	44	5.15
медиана	22	15	2279	0.07	1.38	0.5	44	5.05
мин	4.4	0.3	1426	0.00	0.37	0.0	12	2.61
макс	76	54	3870	0.30	9.3	32	75	8.24
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	227	5.8	0.30	2.26	0.52	0.52	0.2	0.38
медиана	248	5.6	0.18	2.05	0.37	0.39	0.1	0.36
мин	13	1.5	0.05	0.19	0.02	0.03	0.0	0.17
макс	433	9.3	1.47	12.90	3.58	2.61	1.7	0.82
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	25	6.1	190	0.03	0.14	12	0.6	0.42
медиана	24	6.6	122	0.03	0.08	12	0.3	0.40
мин	9	0.8	1.0	0.00	0.01	3.2	0.1	0.02
макс	55	14.3	587	0.07	1.11	31	4.8	0.83

Примечание. Количество анализов – 30.

Дендритовидные агрегаты магнетита (Mt-1d) характеризуются пониженными содержаниями Mg, Al, Si, Ca, Mn, W, V и повышенными – Mo, Sb, As, Pb (см. табл. 3.1.2, рис. 3.1). В этом магнетите, в отличие от остальных разновидностей магнетита-1, содержится

наименьшее количество Cr (см. рис. 3.1). Содержания Ti, Zn, Ga и Ba сопоставимы с таковыми в магнетите-1h (см. табл. 3.1.2, рис. 3.1).

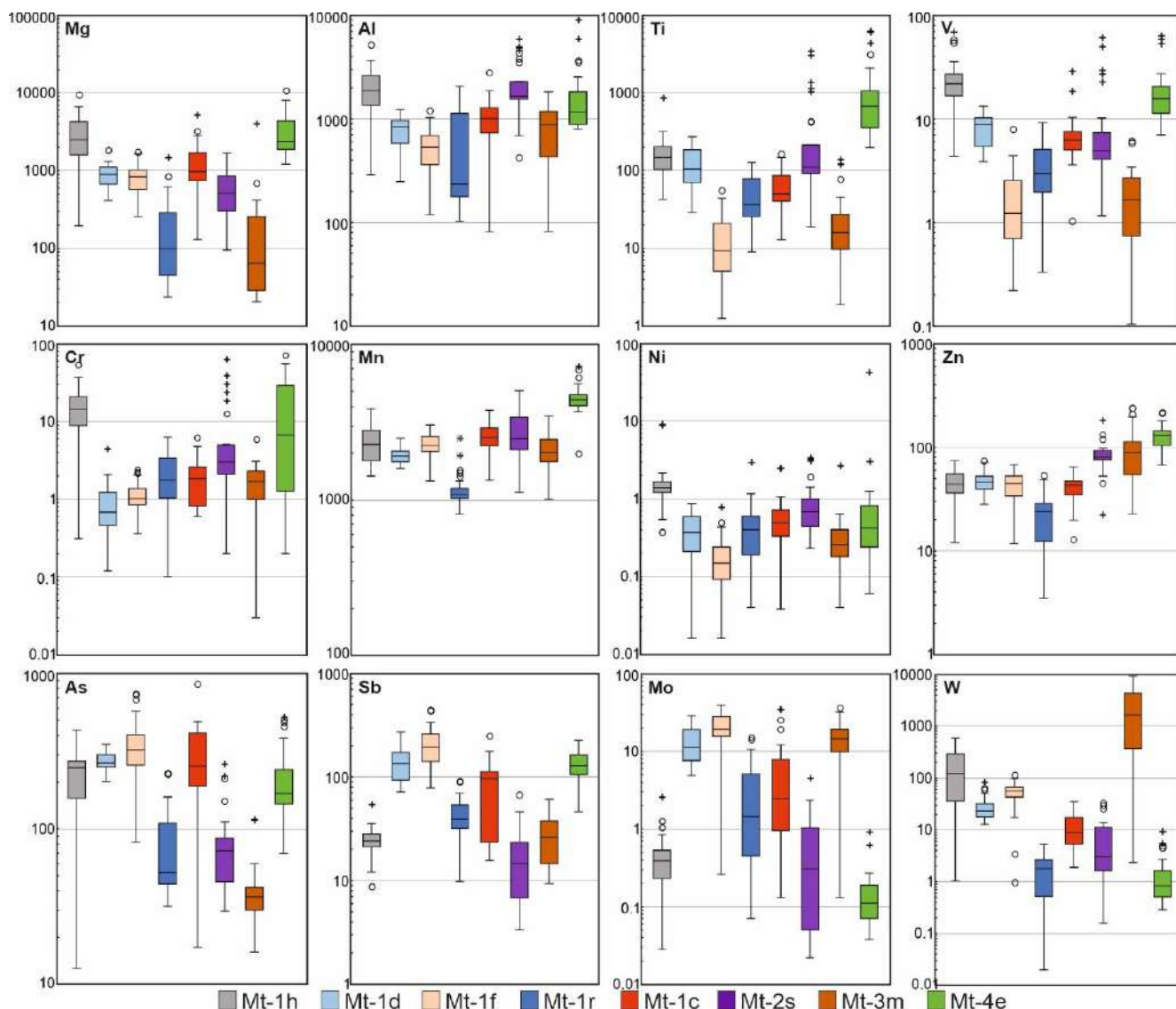


Рисунок 3.1 – Распределение элементов-примесей в разновидностях магнетита месторождения Акташ. Окрашенные прямоугольники ограничены по вертикали 25 и 75 % квантилями, горизонтальная линия в прямоугольниках – значения медианы. Вертикальные линии характеризуют минимальные и максимальные значения. Кружочки и крестики за пределами вертикальных линий – аномальные выбросы и крайности. Mt-1h – обломковидный магнетит, Mt-1d – дендритовидный магнетит, Mt-1f – волокнистый магнетит, Mt-1r – радиально-лучистый магнетит, Mt-1c – колломорфно-почковидный магнетит, Mt-2s – зональный магнетит, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит), Mt-4e – незональный магнетит.

Таблица 3.1.2. Содержания элементов-примесей (г/т) в дендритовидных агрегатах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС (n=31)

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	275	1394	782	8511	440	2884	0.62	124
медиана	261	1370	843	8880	422	2850	0.59	109
мин	92	624	249	3930	103	1110	0.27	29
макс	433	2790	1239	13900	832	5270	1.13	273
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	8.3	0.9	1931	0.10	0.41	0.6	47	4.53
медиана	8.9	0.7	1907	0.10	0.37	0.6	45	4.63
мин	3.9	0.1	1597	0.01	0.02	0.4	28	2.31
макс	13	4.5	2493	0.18	0.86	0.8	74	5.77
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	272	6.4	0.31	1.19	0.40	13.55	0.03	0.30
медиана	266	6.5	0.27	1.19	0.36	11.20	0.02	0.30
мин	202	3.0	0.09	0.22	0.10	4.88	0.01	0.09
макс	351	8.6	0.65	2.83	0.91	28.60	0.19	0.60
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	144	9.9	29	0.02	0.08	25.3	0.20	0.13
медиана	136	10.1	23	0.02	0.07	24.5	0.20	0.12
мин	72	5.0	13	0.00	0.04	15.9	0.09	0.06
макс	273	13.3	86	0.06	0.16	37.1	0.27	0.22

Примечание. Количество анализов – 31.

Волокнистые агрегаты магнетита (Mt-1f), предположительно, образовавшиеся за счет замещения бактериоморфных структур, содержат больше всего Мо. Содержания Ti, V, Cr на несколько порядков меньше, чем в дендритовидном магнетите-1d, а содержания других элементов-примесей, такие же, как в дендритовидном магнетите-1d (см. табл. 3.1.3, рис. 3.1).

Таблица 3.1.3. Содержания элементов-примесей (г/т) в волокнистых агрегатах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	246	1280	549	9412	428	2748	0.34	15
медиана	256	1236	539	9550	424	2700	0.30	9.5
мин	16	387	119	5790	12	380	0.05	1.3
макс	383	2650	1202	14130	979	5640	1.07	56
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	1.8	1.2	2263	0.07	0.19	1.2	43	4.48
медиана	1.2	1.0	2222	0.08	0.15	0.4	44	4.35
мин	0.2	0.4	1327	0.01	0.02	0.0	12	2.89
макс	7.9	2.4	3046	0.14	0.78	25.5	68	6.28
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	394	6.2	0.11	0.18	0.05	20.82	0.05	0.27
медиана	325	6.1	0.09	0.14	0.04	19.10	0.05	0.27

мин	82	1.8	0.02	0.01	0.00	0.26	0.01	0.12
макс	1114	8.6	0.50	0.82	0.13	39.40	0.20	0.42
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	207	8.0	55	0.03	0.08	29	0.20	0.13
медиана	181	7.4	55	0.03	0.08	27	0.20	0.11
мин	79	0.9	1.0	0.00	0.01	3	0.02	0.03
макс	447	12.9	114	0.08	0.17	59	0.41	0.36

Примечание. Количество анализов – 31.

Радиально-лучистые агрегаты магнетита (Mt-1r) содержат меньше Si, Ca, Mn, Mg, As, Sb, Zn, W, Mo, Ni и значительно больше Pb, Bi, Cr, Ba, Sc, Cu, чем колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1с (см. табл. 3.1.4, рис. 3.1). Низкие количества характерны для Co, Zr, Nb, U, Ag, Sn, Tl, Sc, Y и Au (< 1 г/т) (см. табл. 3.1.4). Содержания подавляющего большинства этих элементов не варьируют и остаются такими же, как в колломорфно-почковидном магнетите.

Таблица 3.1.4. Содержания элементов-примесей (г/т) в радиально-лучистых агрегатах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	261	343	657	3096	345	1049	0.49	51
медиана	146	181	236	2235	151	840	0.55	36
мин	63	36	103	170	36	80	0.01	9
макс	659	2260	2071	8800	1114	3140	1.40	128
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	4.0	2.5	1194	0.14	0.49	2.9	24	4.31
медиана	3.3	2.2	1078	0.12	0.40	1.7	24	3.53
мин	0.3	0.1	813	0.02	0.04	0.2	4	2.15
макс	9.3	6.3	2510	0.65	2.95	16.6	64	8.80
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	82	6.0	0.21	0.28	0.15	3.58	0.09	0.40
медиана	58	3.9	0.15	0.16	0.13	1.45	0.06	0.35
мин	32	1.5	0.01	0.03	0.01	0.07	0.01	0.05
макс	228	14.4	1.61	2.64	0.69	21.60	0.47	0.89
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	45	8.7	2	0.07	0.08	51	3.8	0.22
медиана	39	5.2	1.8	0.05	0.06	45	3.45	0.12
мин	10	2.2	0.0	0.01	0.00	16	0.12	0.01
макс	92	24.8	5	0.35	0.35	114	9.4	0.88

Примечание. Количество анализов – 34.

Колломорфно-почковидные выделения магнетита (Mt-1c) по сравнению с магнетитом-1r характеризуются высокими содержаниями Ti, V, Cr, As, Sb, W, Mo и более низкими Sc, Cu (табл. 3.1.5, рис. 3.1). Также отмечаются повышенные концентрации Si, Ca, Mn, Mg, Al, K, Na и наблюдаются значимые содержания Zn, Pb, Ga, Ba, Sr. Остальные элементы-примеси (см. табл. 3.1.5) присутствуют в незначительных количествах. Возможно, содержания большинства вышеупомянутых элементов входят в состав рудных и нерудных минеральных включений, представленных силикатами, кальцитом и рудными минералами, в редких случаях, пирофанитом (Mn, Ti) и шеелитом (Ca, W), встречающимися в магнетитовых рудах. С другой стороны, кроме механических примесей инородных частиц, содержания Al, Mg, Mn, Co, Ni, V, Cr могут присутствовать в кристаллической структуре магнетита и замещать двухвалентную и трехвалентную позицию железа.

Таблица 3.1.5. Содержания элементов-примесей (г/т) в колломорфно-почковидных выделениях магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	281	1985	1081	14738	528	6167	0.31	65
медиана	302	1462	1012	14410	532	4530	0.20	51
мин	29	196	82	3880	29	241	0.11	13
макс	507	8000	2803	35500	1254	20500	0.93	164
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	7.5	2.0	2556	0.06	2.40	0.4	41	4.65
медиана	6.3	1.9	2503	0.03	0.49	0.3	43	4.86
мин	1.0	0.6	1339	0.01	0.04	0.1	13	2.27
макс	29	6.2	3780	0.50	42.60	0.9	65	6.34
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	301	6.8	0.15	0.73	0.24	6.18	0.02	0.33
медиана	254	7.0	0.12	0.64	0.18	2.47	0.02	0.31
мин	17	1.3	0.02	0.12	0.04	0.13	0.00	0.15
макс	862	11.6	0.43	1.60	0.92	35.10	0.07	0.61
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	7.5	2.0	2556	0.06	2.40	0.4	41	4.65
медиана	6.3	1.9	2503	0.03	0.49	0.3	43	4.86
мин	1.0	0.6	1339	0.01	0.04	0.1	13	2.27
макс	29	6.2	3780	0.50	42.60	0.9	65	6.34

Примечание. Количество анализов – 30.

Зональные зерна магнетита (Mt-2s) образуют более поздние обрастания вокруг агрегатов раннего колломорфно-почковидного магнетита (Mt-1c). Этот магнетит по сравнению с колломорфно-почковидной разновидностью обогащен большинством элементов-примесей: Al, Na, K, Mn, Ti, Pb, Zn, Bi, Ga, Sr, Cr, Sn, Ba, Ag, Sc, Cu, Zr и характеризуется относительно

низкими содержаниями Si, Mg, Ca, As, Sb, W, Mo (см. табл. 3.1.6, рис. 3.1.1). Концентрации Co, Nb, Y, Tl, Au, U остаются почти неизменными и сопоставимы с таковыми в более ранних разновидностях магнетита-1. Высокие содержания Pb, Bi, Ag, Cu являются характерными для этого типа магнетита и связаны с микровключениями галенита и халькопирита. Обычно наблюдается замещение по зональности магнетита-2s галенитом. Аномальные концентрации Si, Mg, Al, Ca, Na, K могут быть связаны с присутствием включений нерудных минералов (гранаты, пироксены и кальцит).

Таблица 3.1.6. Содержания элементов-примесей (г/т) в зональных зернах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	544	886	2168	7647	749	3848	1.31	426
медиана	542	757	1651	6755	729	2120	0.55	111
мин	191	143	427	1960	211	10	0.01	19
макс	1043	2517	5900	33300	1506	31000	7.60	3470
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	10	8.0	2669	0.17	1.03	79.5	83	5.68
медиана	4.9	2.7	2478	0.15	0.68	2.4	80	5.96
мин	1.2	0.2	1119	0.01	0.16	0.3	23	3.25
макс	61	64	5060	0.72	4.00	1640	185	8.90
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	83	11.8	0.25	1.75	0.19	0.84	1.0	7.55
медиана	73	12.2	0.18	0.58	0.14	0.31	0.50	0.60
мин	30	3.0	0.02	0.10	0.02	0.02	0.02	0.17
макс	263	21.8	0.69	11.30	1.30	4.60	7	58.9
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	19	17.6	7.0	0.09	0.74	225	37	0.07
медиана	16	17.2	3.1	0.08	0.18	100	31	0.06
мин	3	2.5	0.2	0.01	0.01	19	1.37	0.01
макс	68	35.3	34	0.30	5.30	980	233	0.27

Примечание. Количество анализов – 32.

Удлиненно-пластинчатые кристаллы магнетита (Mt-3m, мушкетовит), образованы за счет замещения субгидрального гематита на скарнового этапа. Для магнетита-3m по сравнению с другими разновидностями магнетита характерны пониженные содержания Si, Mg, Al, Ca, Na, K, Ti, V, As, Sb и относительно повышенные – W, Mn, Mo (табл. 3.1.7, рис. 3.1). Только в магнетите-3m наблюдаются аномально высокие содержания W (среднее 3108 г/т), что отличает его от всех остальных разновидностей магнетита (см. рис. 3.1). Вероятно, этот магнетит наследовал высокие содержания W от исходного гематита.

Таблица 3.1.7. Содержания элементов-примесей (г/т) в удлиненно-пластинчатых кристаллах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	113	404	863	2608	160	1120	0.47	29
медиана	63	98	882	1480	96	825	0.37	16
мин	24	31	82	300	24	110	0.01	2
макс	481	6100	1824	22500	695	7000	2.60	142
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
среднее	1.9	1.8	2120	0.10	0.37	2.0	100	4.15
медиана	1.7	1.7	2020	0.08	0.26	1.3	89	3.97
мин	0.1	0.0	1012	0.00	0.04	0.2	23	2.85
макс	6.2	6.0	3470	0.43	2.70	9	243	6.73
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	40	6.6	0.06	0.90	0.17	14.52	0.53	0.74
медиана	36	6.0	0.04	0.34	0.03	14.45	0.19	0.60
мин	16	1.5	0.01	0.05	0.00	0.13	0.01	0.18
макс	116	12.8	0.25	5.86	2.74	36.50	3.90	1.57
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	28	10.4	3022	0.07	0.12	98	20	0.47
медиана	26	10.8	1637	0.06	0.04	89	6.13	0.25
мин	9	1.5	2.3	0.02	0.02	9	1.26	0.02
макс	61	17.8	14000	0.19	1.50	331	360	2.22

Примечание. Количество анализов – 30.

Незональные метакристаллы магнетита (Mt-4e) образованы в процессе скарнирования при замещении раннего магнетита и, вероятно, железистых разновидностей пироксена и граната. Этот магнетит, в отличие от других разновидностей, содержит высокие содержания Si, Mg, Al, Ca, Mn, Ti, V, Cr, Ga, Zn, Nb (см. табл. 3.1.8, рис. 3.1) и крайне низкие – W, Pb и Bi. Аномальное количество Pb наблюдается в двух анализах, скорее всего оно связано с микровключениями галенита. Повышенные содержания Ti, V, Cr являются признаком высокотемпературного магнетита [Чернышева и др., 1981].

Таблица 3.1.8. Содержания элементов-примесей (г/т) в незональных метакристаллах магнетита по данным ЛА-ИСП-МС

Параметры	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Sc	Ti
среднее	299	4761	1839	16003	645	5200	2.18	1311
медиана	296	3585	1155	14040	589	4305	1.88	679
мин	198	1820	802	9570	248	2260	0.71	199
макс	537	16000	9600	26300	1070	12600	5.43	6230
Параметры	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga

среднее	20	18.2	4565	0.19	0.60	4.7	131	6.68
медиана	16	6.7	4405	0.10	0.42	3.3	130	6.75
мин	7	0.2	2001	0.02	0.06	0.4	68	4.37
макс	65	104	7230	3.05	3.08	24	220	8.50
Параметры	As	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn
среднее	223	8.0	2.83	7.88	2.75	0.16	0.05	0.52
медиана	169	7.7	2.64	6.50	2.23	0.11	0.05	0.50
мин	70	4.2	1.08	2.75	0.84	0.04	0.02	0.08
макс	530	12.2	4.54	26.80	8.17	0.92	0.17	1.26
Параметры	Sb	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
среднее	132	11.9	1.63	0.04	0.08	20	1.40	0.11
медиана	129	12.4	0.84	0.03	0.07	18	0.74	0.07
мин	46	5.2	0.29	0.02	0.02	7.3	0.30	0.04
макс	226	18.8	9.40	0.10	0.24	54	8.60	0.62

Примечание. Количество анализов – 30.

3.1.1. Редкоземельные элементы (РЗЭ) в разновидностях магнетита

Распределение редкоземельных элементов в разновидностях магнетита позволило обнаруживать некоторые особенности магнетита руд месторождения Акташ. Содержания редкоземельных элементов в разновидностях магнетита доскарнового этапа, в среднем, в два-три раза ниже по сравнению с метакристаллами эвгедрального магнетита (табл. 3.1.1). Относительно разновидностей магнетита доскарнового этапа повышенные содержания РЗЭ отмечается в метакристаллах незонального магнетита скарного этапа. Наименьшие содержания РЗЭ характерно для зонального субгедрального и пластинчатого (мушкетовита) магнетита (см. табл. 3.1.1).

Соотношение содержаний легких и тяжелых РЗЭ в разновидностях магнетита существенно отличается. В основном наблюдается обогащение разновидностей магнетита легкими редкоземельными элементами.

Судя по приведенным данным разновидности магнетита руд месторождения Акташ, в том числе отличаются по характеру распределения содержаний редкоземельных элементов, нормированных к хондриту по [Boynton, 1984]. У обломковидных, дендритовидных, волокнистых, лучистых и колломорфных агрегатов магнетита похожие спектры распределения лантаноидов с отрицательным наклоном и обеднением тяжелыми РЗЭ (рис. 3.1.1).

Распределение содержаний многих РЗЭ в зональном субгедральном магнетите и мушкетовите имеют сходство (см. рис. 3.1.1). В них отмечаются наименьшие концентрации легких РЗЭ с горообразными пиками Sm и Gd. Также в спектре распределения лантаноидов зонального субгедрального магнетита наблюдается слабая аномалия Eu. Схожее распределение

содержаний РЗЭ в этих разновидностях магнетита, возможно, отчасти подтверждает одновременное образование зонального субгедрального магнетита и пластинчатого гематита в позднем диагенезе.

Метакристаллы эвгедрального магнетита скарного этапа максимально обогащены всеми РЗЭ по сравнению с другими разновидностями магнетита доскарного этапа. Из-за этого для распределения лантаноидов метакристаллов незонального магнетита характерен относительно сглаженный горизонтальный спектр с довольно близкими содержаниями легких и тяжелых РЗЭ, за исключением отрицательной аномалии Eu (см. рис. 3.1.1). Скорее всего, обогащение этой разновидности магнетита РЗЭ связано с его высокотемпературным происхождением на скарном этапе.

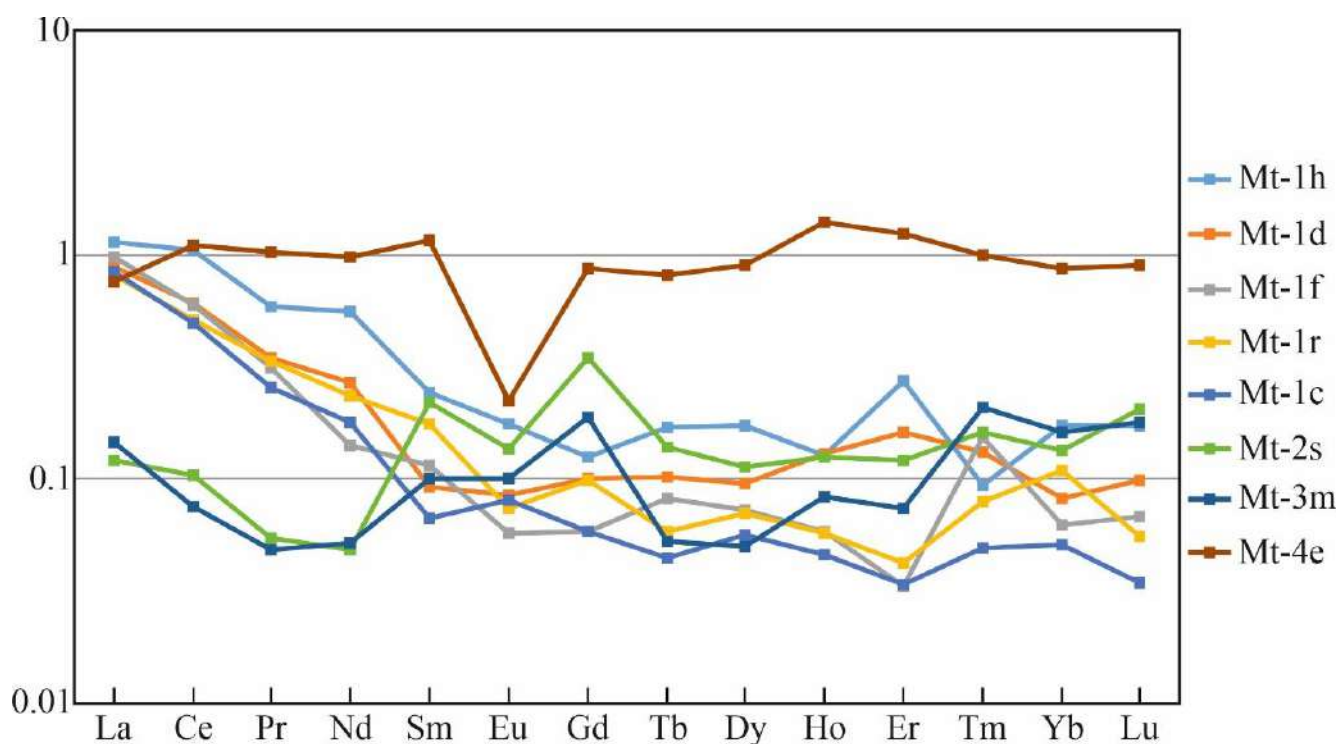


Рисунок 3.1.1 – Нормализованные на хондрит [Boynnton, 1984] средние содержания РЗЭ в разновидностях магнетита руд месторождения Акташ. Здесь и на таблице 3.1.1: Mt-1h – обломковидный магнетит, Mt-1d – дендритовидный магнетит, Mt-1f – волокнистый магнетит, Mt-1c – колломорфно-почковидный магнетит, Mt-1r – радиально-лучистый магнетит, Mt-2s – зональный магнетит, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит), Mt-4e – незональный магнетит.

Таблица 3.1.1. Содержания редкоземельных элементов в разновидностях магнетита месторождения Акташ (г/т)

Тип	Параметры	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣРЗЭ	ΣЛРЗЭ	ΣТРЗЭ
Mt-1h (n=30)	среднее	0.34	0.78	0.074	0.34	0.049	0.019	0.05	0.010	0.08	0.01	0.062	0.004	0.05	0.007	1.89	1.60	0.28
	медиана	0.35	0.84	0.072	0.34	0.047	0.013	0.03	0.008	0.06	0.01	0.057	0.003	0.04	0.006	1.87	1.66	0.21
	станд откл	0.23	0.49	0.050	0.22	0.025	0.016	0.06	0.009	0.10	0.02	0.048	0.003	0.05	0.005	1.32	1.03	0.29
	мин	1.02	1.62	0.184	0.91	0.083	0.064	0.18	0.032	0.42	0.08	0.168	0.012	0.16	0.017	4.95	3.88	1.07
	макс	0.01	0.01	0.004	0.03	0.012	0.004	0.01	0.001	0.01	0.00	0.007	0.001	0.01	0.001	0.10	0.06	0.03
	ср геом	0.21	0.47	0.047	0.25	0.042	0.014	0.03	0.007	0.05	0.01	0.041	0.003	0.04	0.005	1.21	1.03	0.18
Mt-1d (n=31)	среднее	0.26	0.49	0.046	0.16	0.031	0.006	0.04	0.007	0.04	0.01	0.034	0.008	0.02	0.004	1.15	0.98	0.16
	медиана	0.27	0.49	0.042	0.16	0.018	0.006	0.03	0.005	0.03	0.01	0.034	0.004	0.02	0.003	1.12	0.99	0.13
	станд откл	0.09	0.14	0.018	0.07	0.028	0.004	0.03	0.006	0.03	0.01	0.023	0.014	0.02	0.004	0.48	0.35	0.13
	мин	0.39	0.82	0.079	0.26	0.114	0.009	0.12	0.023	0.12	0.02	0.078	0.060	0.08	0.019	2.20	1.68	0.52
	макс	0.07	0.19	0.018	0.01	0.007	0.003	0.01	0.001	0.00	0.00	0.003	0.001	0.00	0.001	0.32	0.30	0.03
	ср геом	0.24	0.47	0.043	0.13	0.022	0.006	0.03	0.005	0.03	0.01	0.024	0.005	0.02	0.003	1.02	0.90	0.12
Mt-1f (n=31)	среднее	0.29	0.45	0.036	0.10	0.035	0.009	0.03	0.004	0.02	0.01	0.016	0.007	0.02	0.004	1.03	0.93	0.11
	медиана	0.31	0.49	0.038	0.09	0.023	0.004	0.02	0.004	0.02	0.00	0.007	0.005	0.01	0.002	1.01	0.94	0.07
	станд откл	0.10	0.14	0.018	0.06	0.049	0.009	0.03	0.002	0.01	0.01	0.017	0.006	0.02	0.003	0.47	0.37	0.10
	мин	0.48	0.65	0.068	0.22	0.210	0.025	0.13	0.009	0.06	0.03	0.061	0.023	0.05	0.009	2.01	1.65	0.36
	макс	0.01	0.03	0.002	0.00	0.007	0.003	0.00	0.001	0.00	0.00	0.003	0.001	0.00	0.001	0.07	0.05	0.02
	ср геом	0.25	0.41	0.029	0.08	0.023	0.006	0.02	0.003	0.02	0.00	0.010	0.005	0.01	0.002	0.87	0.79	0.07
Mt-1r (n=34)	среднее	0.19	0.26	0.028	0.12	0.086	0.017	0.11	0.006	0.04	0.01	0.040	0.008	0.07	0.015	1.00	0.70	0.30
	медиана	0.17	0.23	0.018	0.07	0.048	0.007	0.08	0.005	0.02	0.01	0.020	0.004	0.03	0.003	0.72	0.54	0.18
	станд откл	0.13	0.20	0.024	0.10	0.133	0.026	0.09	0.004	0.04	0.01	0.058	0.014	0.15	0.034	1.03	0.62	0.41
	мин	0.59	0.85	0.088	0.34	0.550	0.091	0.42	0.015	0.15	0.06	0.226	0.067	0.71	0.136	4.29	2.52	1.78
	макс	0.02	0.02	0.002	0.01	0.008	0.002	0.00	0.002	0.00	0.00	0.003	0.001	0.01	0.002	0.08	0.06	0.02
	ср геом	0.14	0.20	0.017	0.07	0.041	0.009	0.08	0.005	0.02	0.01	0.021	0.004	0.03	0.005	0.65	0.48	0.17

Продолжение таблицы 3.1.1

Тип	Параметры	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣРЗЭ	ΣЛРЗЭ	ΣТРЗЭ
Mt-1c (n=30)	среднее	0.25	0.42	0.041	0.14	0.035	0.005	0.03	0.003	0.02	0.00	0.009	0.003	0.02	0.002	0.98	0.89	0.09
	медиана	0.26	0.40	0.031	0.11	0.013	0.006	0.02	0.002	0.02	0.00	0.007	0.002	0.01	0.001	0.88	0.82	0.06
	станд откл	0.15	0.37	0.044	0.14	0.047	0.003	0.03	0.002	0.02	0.00	0.007	0.002	0.05	0.001	0.86	0.75	0.11
	мин	0.67	1.95	0.232	0.69	0.159	0.009	0.09	0.008	0.07	0.02	0.027	0.006	0.19	0.004	4.13	3.71	0.41
	макс	0.00	0.00	0.002	0.01	0.004	0.002	0.00	0.001	0.00	0.00	0.001	0.001	0.00	0.001	0.03	0.02	0.01
	ср геом	0.18	0.26	0.029	0.10	0.019	0.005	0.02	0.002	0.02	0.00	0.006	0.002	0.01	0.001	0.64	0.59	0.05
Mt-2s (n=32)	среднее	0.08	0.13	0.018	0.09	0.050	0.015	0.12	0.008	0.04	0.01	0.032	0.009	0.04	0.010	0.64	0.37	0.27
	медиана	0.04	0.08	0.011	0.06	0.043	0.010	0.09	0.007	0.04	0.01	0.026	0.005	0.03	0.007	0.45	0.24	0.21
	станд откл	0.09	0.15	0.021	0.10	0.042	0.015	0.08	0.007	0.02	0.01	0.024	0.011	0.04	0.007	0.62	0.42	0.20
	мин	0.34	0.73	0.097	0.46	0.140	0.050	0.30	0.028	0.09	0.04	0.090	0.041	0.16	0.021	2.59	1.82	0.77
	макс	0.00	0.02	0.002	0.01	0.010	0.003	0.02	0.002	0.01	0.00	0.006	0.001	0.01	0.002	0.09	0.05	0.04
	ср геом	0.04	0.08	0.011	0.06	0.035	0.010	0.09	0.006	0.03	0.01	0.024	0.005	0.03	0.007	0.44	0.24	0.20
Mt-3m (n=30)	среднее	0.13	0.11	0.009	0.04	0.031	0.008	0.07	0.004	0.02	0.01	0.020	0.009	0.09	0.016	0.57	0.33	0.24
	медиана	0.05	0.06	0.006	0.03	0.020	0.007	0.05	0.003	0.02	0.01	0.016	0.007	0.03	0.006	0.30	0.17	0.14
	станд откл	0.24	0.13	0.010	0.02	0.041	0.006	0.06	0.003	0.02	0.01	0.014	0.007	0.11	0.019	0.70	0.45	0.25
	мин	1.12	0.66	0.046	0.08	0.130	0.023	0.27	0.010	0.09	0.03	0.056	0.026	0.38	0.064	2.99	2.06	0.92
	макс	0.01	0.01	0.001	0.01	0.004	0.001	0.01	0.001	0.00	0.00	0.006	0.002	0.01	0.001	0.06	0.02	0.04
	ср геом	0.06	0.06	0.007	0.03	0.020	0.006	0.05	0.003	0.02	0.01	0.016	0.007	0.05	0.008	0.33	0.18	0.15
Mt-4e (n=30)	среднее	0.22	0.87	0.131	0.64	0.248	0.018	0.27	0.048	0.34	0.10	0.260	0.03	0.20	0.031	3.41	2.12	1.29
	медиана	0.23	0.90	0.126	0.59	0.225	0.017	0.23	0.039	0.29	0.10	0.260	0.03	0.18	0.029	3.24	2.08	1.16
	станд откл	0.09	0.28	0.057	0.27	0.137	0.011	0.17	0.033	0.22	0.04	0.143	0.02	0.13	0.023	1.61	0.84	0.77
	мин	0.39	1.50	0.261	1.21	0.640	0.036	0.73	0.149	0.84	0.20	0.610	0.08	0.61	0.098	7.36	4.04	3.32
	макс	0.02	0.23	0.017	0.17	0.050	0.006	0.03	0.004	0.08	0.03	0.014	0.00	0.04	0.002	0.68	0.49	0.19
	ср геом	0.20	0.81	0.116	0.58	0.209	0.015	0.22	0.036	0.28	0.09	0.207	0.02	0.17	0.023	2.97	1.93	1.04

Примечание. n – количество анализов.

3.2. Вероятные минералого-геохимические ассоциации

Методом максимального корреляционного пути по матрице коэффициентов корреляции [Смирнов, 1981] для каждой разновидности магнетита определены минералого-геохимические ассоциации, которые могут предположительно интерпретироваться как собственные минеральные формы, так и изоморфная примесь в минералах (табл. 3.2). В первом случае предлагается рассмотреть некоторые минералого-геохимические ассоциации, которые поддаются вероятной интерпретации.

Магнетит может содержать изоморфные примеси Ti, Mn, V, Cr, Mg, Al, Co, Ni, Ga и Sc [Nadoll et al., 2014]. При вариациях содержаний этих элементов в магнетите, после расчетов корреляционных связей они представляются в виде одной или нескольких ассоциаций, например, (Mg+Cr+Sc), (V+Co), (Zn+Sc+Cr), (Ni+Co+Sc), (Mg+Ni), (Sc+Co) и (Al+Mn). Ассоциация (Co+Ni) более характерна для пирита.

Ассоциации (Zn+Mn), (Zn+Ga), (Ti+Cu+Zn) и (Zn+Sn) предполагают, как наличие сфалерита, так и присутствие изоморфной примеси этих элементов в магнетите. Ассоциации (Na+K+Ga) и (Na+K+Al+Si+Ga), скорее всего, связаны с иллитом, а ассоциации (Si+Ca+Mg) и (Si+Al+Ca+Mg) характерны для включений диопсида, серпентина и гроссуляра. Группы (Na+Sr+K+Ba), (Ga+K+Na+Sr+Ba), (Ba+Sr+Bi), (Sr+Ba+Na+K+Al+Si+Ga), (Na+Sr+K+Ba), (Al+Ti+Ga) и (Ti+Ba+Sr) могут быть объяснены наличием реликтов полевых шпатов и гидрослюд, поскольку барит в рудах не обнаружен.

Положительные корреляции элементов с V, U и Mo могут отражать сорбцию на гидроксидах железа, окисляющихся сульфидах и органическом веществе [Buttler, Nesbitt, 1999; Дубинин, 2006]. Предполагается, что часть элементов, адсорбированных из морской воды органическим веществом и гидроксидами железа, зафиксирована в магнетите в виде следующих ассоциаций: (Mo+Mn), (As+Sb), (Sb+Mo+As+Pb), (W+Mo+Pb+Bi), (Zn+Cr+Bi+W), (W+Mo+Ag), (Cr+Sb+V), (Ca+U), (Sb+Mo), (Y+As+Sb+Mo), (Zn+Cr+Bi+W), (Y+As+Nb-U), (Y+As+V), (Sc+V+U+W) и (Y+Sb+As+Na+Ti+Sr).

Корреляция Ca и W, характерная для обломковидных агрегатов магнетита, выявляет включения шеелита.

Группы ассоциаций (Pb+Bi), (Ag+Bi) и (Pb+Ag) принадлежат парагенезису галенита и Bi-Ag минерализации. В галенитовых агрегатах обнаружены многочисленные сростания минералов висмута: самородный висмут, висмутин, галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, аргентоайкинит, Ag-содержащие виттихенит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заварицкит [Ятимов и др., 2019б; 2021а]. Ассоциация (Bi+Cu+Co+Ni) отражает пирит-халькопиритовый парагенезис с минералами висмута в незональном магнетите.

Ассоциация (Ca+Si+Mg+Al) соответствует включениям эпидота в метакристаллах незонального магнетита. Ассоциации (Ti+Nb+Zr), (Nb+Ti+Zr+V+Ni), (Ni+Y+V+Ti+Nb+Zr), (Nb+Ti+Zr+Sc) и (Nb+Zr+Ti+Mn), вероятно, отражают парагенезис циркона и ниобийсодержащего пирофанита [Ятимов и др., 2020в].

Таблица 3.2. Ассоциации химических элементов в разновидностях магнетита месторождения Акташ

Тип магнетита	Ассоциация
Обломковидный	I (Nb+Ti+Zr+Sc)+ II (Mo+Mn)+ III (Mg+Si+Ca+W)+ IV (Ga+Al)+ V (Sr+Na+Ba)+ VI (As+Sb)+ VII (V+Co)– VIII (Zn+Sn)– IX (Cr+Y+K)–Au– X (Tl+Cu)–U– XI (Ag+Bi)–Pb–Ni
Дендритовидный	I (Si+Al+Ca+Mg)+ II (Ni+Y+V+Ti+Nb+Zr)+ III (Na+K+Ga)+ IV (Ba+Sr+Bi)–Tl–Au– V (Zn+Mn)–Ag– VI (Sb+Mo+As+Pb)+W–Sn–Cu– VII (Sc+Co)–U–Cr
Волокнистый	I (W+Mo+Pb+Bi)+ II (As+Sb)+ III (Zn+Mn)+ IV (Sr+Ba)+ V (Na+K+Al+Si+Ga)+ VI (Ca+U)+ VII (Nb+Ti+Zr+V+Ni)–Cu– VIII (Mg+Cr+Sc)+Y– IX (Au+Sn)– X (Ag+Tl)–Co
Радиально-лучистый	I (Na+Sr+K+Ba)+ II (Al+Ti+Ga)+ III (V+U+Nb)+Ag– IV (Ni+Co)+ V (Au+Tl+Cu+Mn)+ VI (Mg+Si+Ca)+ VII (Zn+Cr+Bi+W)+ VIII (Y+As+Sb+Mo) – Sc–Zr–Sn–Pb
Колломорфно-почковидный	I (Ni+Co+Sc)+ II (Cu+Au)– III (Tl+Ba+Sr)+ IV (Na+K+Ga)+ V (Si+Ca+Mg)+ VI (Bi+Al+Ti+Zr)+ VII (Y+As+Nb–U)– VIII (Cr+Sb+V)– IX (Zn+Mn)– X (W+Mo+Ag)– XI (Sn–Pb)
Зональный	I (Ti+V+Sn+Cr)+ II (Sc+Zr+Al+Mn)+ III (Mg+Ni)– IV (Tl+Cu+Zn)–Bi–Au+ V (Ca+Si)+ VI (Nb+Y+Ga)+ VII (K+Na+Sr+Ba)– VIII (Pb+Ag)+As– IX (Sb+Mo)–U–W–Co
Удлиненно-пластинчатый	I (Na+K+Ga)+ II (Ti+Nb+Zr)+ III (U+W+Sr+Ba)+ IV (Al+Mn)+ V (Ca+Si+Mg+Tl)– VI (Ag+Bi)– VII (Zn+Sc+Cr+Au)– VIII (Ni+Cu)–Co– IX (Sb+Mo)– X (Y+As+V)–Sn–Pb
Незональные метакристаллы	I (Nb+Zr+Ti+Mn)+ II (Sc+V+U+W)+ III (Ca+Si+Mg+Al)–Ag– IV (Cr+K+Ba)+ V (Y+Sb+As+Na+Tl+Sr)–Au–Sn– VI (Bi+Cu+Co+Ni)– VII (Pb+Mo)– VIII (Zn+Ga)

Примечание: в скобки заключены ассоциации элементов с повышенными, по сравнению с соседними в ряду, коэффициентами корреляции. Разделение плюсом означает значимые связи, тире – отсутствие значимых связей.

3.3. Формы нахождения элементов-примесей в магнетите

Концентрации большинства элементов-примесей в разновидностях магнетита не сильно отличаются друг от друга, кроме некоторых элементов (см. табл. 3.1.1–3.1.8). Большинство магнетитов, особенно высокотемпературных, характеризуются сложным химическим составом и содержат изоморфные примеси различных элементов – Mg, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn и Ga, которые чаще всего занимают в решетке магнетита места шестерной координации, замещая, в зависимости от заряда, двухвалентное или трехвалентное железо [Lindsley, 1976; Чернышева и др., 1981; Wechsler et al., 1984; Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2014]. Изоморфные замещения в магнетите, в основном, протекают при высоких температурах [Чернышева и др., 1981]. При медленном понижении температуры магнетит стремится очиститься от элементов-примесей, в первую очередь, Mg, Al, и Ti, и приблизиться к обычному для умеренных температур структурному состоянию $\text{Fe}^{3+[\text{4}]}\text{(Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2^{[\text{6}]}\text{O}_4$. Вышеуказанные элементы, первоначально содержащиеся в магнетите в состоянии твердого раствора, выделяются при этом в виде самостоятельных минеральных фаз – ульвошпинели, ильменита, плеонаста, герцинита, магнезиоферрита с образованием своеобразных сетчатых, изометричных, пластинчатых и других структур распада твердого раствора [Чернышева и др., 1981]. Таких структур на месторождении Акташ не обнаружено.

Проведенные исследования подтверждают сделанные ранее выводы о том, что минеральные включения в агрегатах магнетита широко распространены, и их присутствие может отражать минералогию и геохимию вмещающих пород [Чернышева и др., 1981; Трасу, 1982; La Tourrette et al., 1991].

В магнетите обычно содержатся минеральные включения, и их легко можно захватить во время химического анализа, поэтому важно различать элементы, которые встречаются в твердом растворе в магнетите и те, которые можно отнести к минеральным включениям, такие как силикаты и сульфиды. На диаграммах зависимостей Si с Al и Si с Mg демонстрируют положительную корреляцию (рис. 3.3а, б), которая предполагает наличие силикатных и алюмосиликатных включений в магнетите. Полученные соотношения содержаний этих элементов соответствуют стехиометрическим данным поgrossуляру, серпентину, хлориту, диопсиду.

Титан и алюминий в магнетите могут отображать среду образования магнетита [Dupuis, Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014, 2015; Sun et al., 2017]. В гидротермальных условиях эти элементы малоподвижны, и их содержания в магнетите в значительной степени контролируются температурой – чем больше температура формирования магнетита, тем больше концентрации [Nielsen et al. 1994; Toplis and Carroll 1995]. Максимальные содержания Al и Ti, характерные для эвгедрального зонального магнетита (Mt-4e) скарного этапа, подтверждают

этот вывод (табл. 3.1.1–3.1.8, рис. 3.1). Титан показывает положительную корреляцию с V и Cr, что свидетельствует о тесной связи этих элементов в структуре магнетита (рис. 3.3в-г).

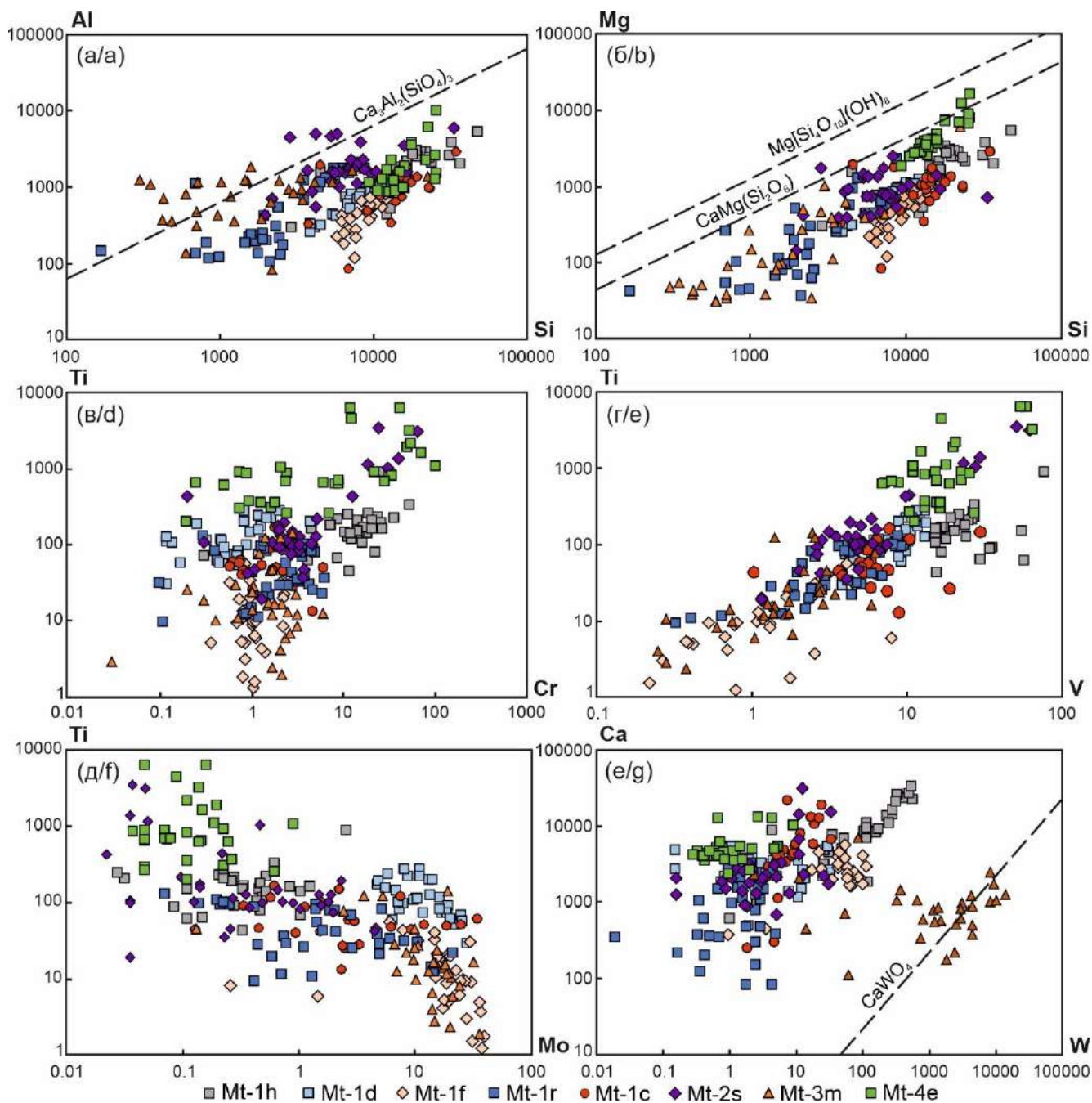


Рисунок 3.3 – Диаграммы зависимостей содержаний элементов-примесей Al–Si (а), Mg–Si (б), Ti–Cr (в), Ti–V (г), Ti–Mo (д), Ca–W (е) в разновидностях магнетита по данным ЛА-ИСП-МС (г/т).

Mt-1h – обломковидный магнетит, Mt-1d – дендритовидный магнетит, Mt-1f – волокнистый магнетит, Mt-1c – колломорфно-почковидный магнетит, Mt-1r – радиально-лучистый магнетит, Mt-2s – зональный магнетит, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит), Mt-4e – незональный магнетит.

Отрицательная корреляция Ti по отношению к Mo наблюдается в дендритовидном (Mt-1d), нитчатом (Mt-1f) и пластинчатом (Mt-3m) магнетите, в которых отмечаются повышенные содержания Mo до 20.82 г/т (см. табл. 3.1.1–3.1.8, рис. 3.3д). Возможно, предшествующие оксигидроксиды железа сорбировали Mo из морской воды [Kashiwabara, 2011]. Относительно высокие содержания Mo, вероятно, отражают влияние морской воды на состав исходного гематита, колломорфно-почковидного и биоморфного магнетита: дендритовидного, волокнистого и радиально-лучистых разновидностей магнетита.

Обогащение W является одной из отличительных особенностей магнетита месторождения Акташ (табл. 3.1.1–3.1.8, рис. 3.1). Максимальные содержания W характерны для пластинчатого магнетита-3m, среднее содержание в котором составляет 3022 г/т. На диаграмме наблюдается относительно прямая корреляция W с Ca не во всех разновидностях магнетита, но только соотношения содержаний этих элементов в пластинчатых агрегатах магнетита-3m соответствуют стехиометрическим данным по шеелиту (рис. 3.3е). Повышенное содержание W в обломковидных агрегатах магнетита, возможно, связано с микровключениями этого минерала. Ранее повышенные содержания W были обнаружены в пластинчатых кристаллах магнетита полиметаллического месторождения Hetaoping (Китай) [Chen et al., 2020], что свидетельствует о характерной особенности этой разновидности магнетита. Также высокое содержание W были установлены в пластинчатом гематите, образовавший по пластинчатому магнетиту [Cook et al., 2022].

Другой отличительной особенностью магнетита месторождения Акташ являются высокие содержания As и Sb. Самые высокие из них зафиксированы в нитчатых агрегатах магнетита (Mt-1c) со средним содержанием As 394 г/т и Sb 207 г/т (табл. 3.1.1–3.1.8, рис. 3.1), что, вероятно, указывает на биофильные свойства этих элементов при железнакоплении. Самые низкие содержания As (среднее 40 г/т) характерны для удлиненно-пластинчатых кристаллов магнетита (Mt-3m), а самые наименьшие концентрации Sb отмечаются в субгедральных зональных кристаллах магнетита (Mt-2s) (среднее 19 г/т).

3.4. Классификационные диаграммы по магнетиту

Ранее для диагностики генетических типов железорудных месторождений были предложены три дискриминационных диаграммы [Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014, 2015; Sun et al., 2017].

На дискриминационной диаграмме зависимости содержаний Al+Mn и Ti+V [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014], эвгедральный незональный магнетит в основном занимает поле скарновых месторождений, радиально-лучистый магнетит попадает в поле полосчатых железорудных формации, что сильно отличаются от магнетита, образовавшегося в апатит-

магнетитовых месторождениях типа Кируна-Ваара, Ti-Fe магматических и Au-Cu порфировых месторождениях (рис. 3.4а-б). Другие разновидности магнетита-1 (обломковидный, дендритовидный, волокнистый, колломорфно-почковидный), большинство значений субгедрального магнетита-2s и удлинённо-пластинчатый магнетит располагаются между полями полосчатых железорудных формаций и скарновых месторождений, что отражает последовательное изменение разновидностей магнетита по мере возрастания температур (рис. 3.4б): более ранние разновидности месторождения Акташ ближе к области полосчатых железорудных формаций, а более поздние располагаются ближе к полю скарновых месторождений. Также на дискриминационной диаграмме зависимости содержаний Al+Mn и Ti+V [Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018] можно наблюдать, что магнетит-4е образовался при более высоких температурах (300–500 °C) на скарновом этапе по сравнению с другими разновидностями магнетита (рис. 3.4а, б). Другие разновидности магнетита в основном попадают в поле средней температуры (200–300 °C), скорее всего, за счёт включений силикатных минералов (рис. 3.4б).

Все разновидности магнетита месторождения Акташ показывают низкие значения $Ni/(Cr + Mn)$ на дискриминационной диаграмме $Ti+V - Ni/(Cr + Mn)$ (рис. 3.4в) по сравнению с магнетитом других генетических типов месторождений. Содержания этих элементов (в основном, Mn) в магнетите-4е совпали с полем магнетита скарновых месторождений.

Кроме того, на дискриминационной диаграмме $V-Ti$ разновидности магнетита месторождения Акташ с относительно низкими содержаниями V и изменчивым содержанием Ti, в сравнении с гидротермальным и магматическим магнетитом, образуют отдельное поле (рис. 3.4г). В целом, наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ti и V: они возрастают от ранних к поздним разновидностям магнетита, что указывает на образование при различных температурах [Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014; Huang et al., 2016].

Таким образом, результаты ЛА-ИСП-МС исследований различных разновидностей магнетита на месторождении Акташ показывают, что известные дискриминационные диаграммы [Dupuis, Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014, 2015] нуждаются в более детальных уточнениях и дополнениях с использованием данных из других месторождений.

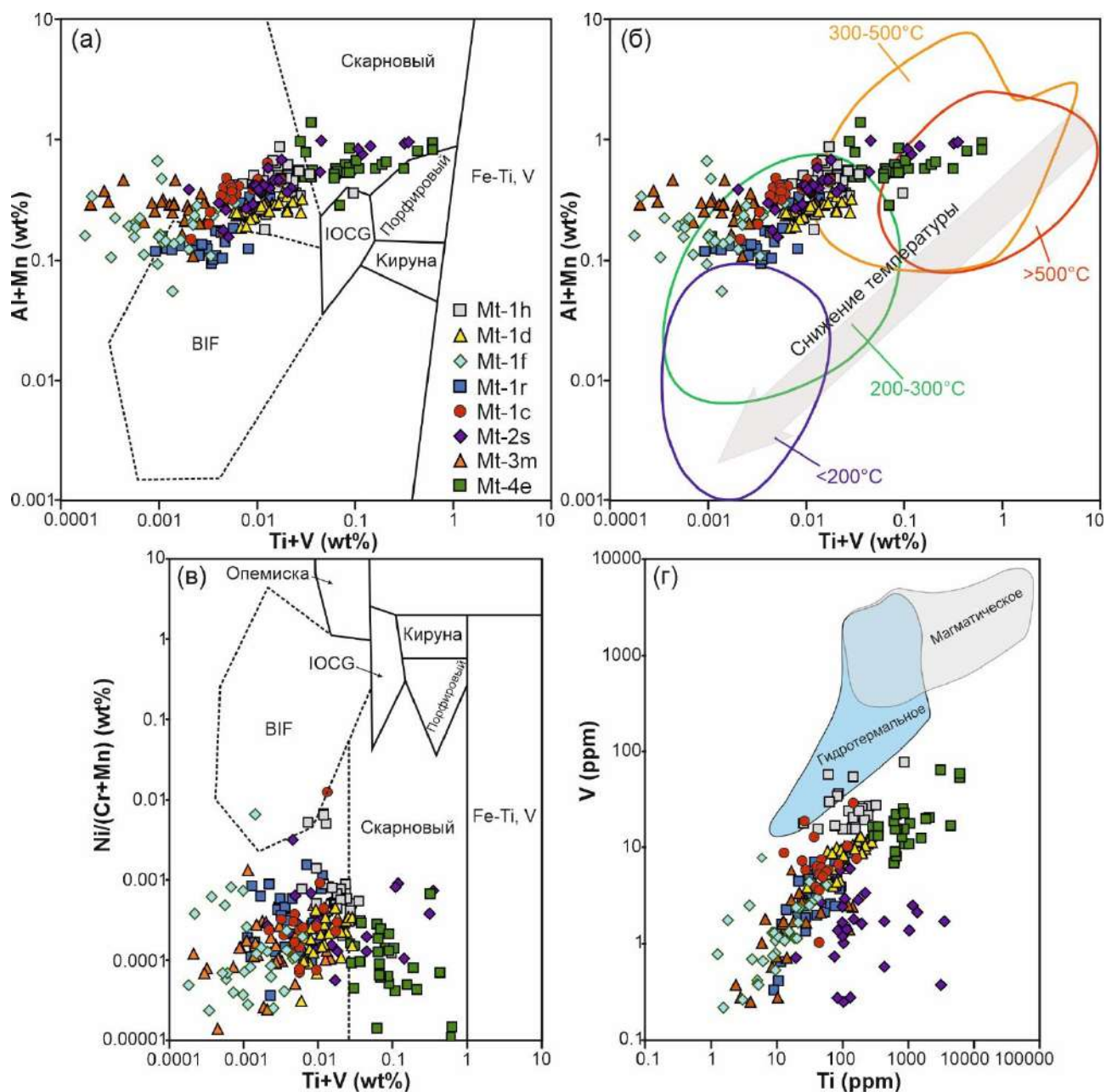


Рисунок 3.4 – Магнетитовые дискриминационные диаграммы (а, б) Al+Mn и Ti+V [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018], (в) Ni/(Cr + Mn) и Ti + V [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014], (г) V и Ti [Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2015] с дополнениями штриховой границы, отделяющей поле скарнов и полосчатых железорудных формаций по данным [Nadoll et al., 2014]. Mt-1h – обломковидный магнетит, Mt-1d – дендритовидный магнетит, Mt-1f – волокнистый магнетит, Mt-1c – колломорфно-почковидный магнетит, Mt-1r – радиально-лучистый магнетит, Mt-2s – зональный магнетит, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый магнетит (мушкетовит), Mt-4e – незональный магнетит.

Выводы

На месторождении Акташ распространены сульфидно-магнетитовые руды со слоисто-полосчатой текстурой и широко развитой поздней скарновой силикатной и сульфидной

минерализацией. Магнетит в рудах образует следующие морфологические разновидности: обломковидные (Mt-1h), дендритовидные (Mt-1d), волокнистые (Mt-1f), колломорфные (Mt-1c) и лучистые (Mt-1r) агрегаты, зональные субгедральные зерна (Mt-2s), удлиненные пластинчатые кристаллы (Mt-3m, мушкетовит) и незональные эвгедральные метакристаллы (Mt-4e). Большинство элементов-примесей в магнетите унаследованы от ранней разновидности, но при скарнировании в несколько раз увеличиваются концентрации Ti, V, Cr, Mn, Zn, Zr, Sc и уменьшаются содержания Mo и W. Микропористые обломковидные, дендритовидные, волокнистые, радиально-лучистые и колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1 относятся к первичному магнетиту и, возможно, образовались в процессах гальмиролиза и диагенеза вулканогенно-осадочных отложений с участием микроорганизмов, о чем свидетельствует обнаружение различных биогенных структур магнетита-1 (дендритовидный, волокнистый, радиально-лучистый магнетит). В них накопились пониженные количества Al, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Zn и высокие содержания As, Mo, W. Ранние агрегаты магнетита на стадии позднего диагенеза подвергаются изменениям, что приводит к формированию субгедральных зональных зерен магнетита со значительно повышенными содержаниями Al, Ti, Cr, Mn, Ni, Zn и пониженными – As, Sb, Mo, W. В мушкетовите скарного этапа содержания Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, As, Sb относительно низкие, но количества Mo и W довольно высокие. Предположительно, содержания Mo и W унаследованы от первичного гематита. Последовательное замещение колломорфного магнетита диопсидом с последующим отложением метакристаллов магнетита, возможно, связано с контактово-метасоматическими процессами. Метакристаллы незонального магнетита скарного этапа обогащены значительно больше содержаниями Ti, V, Cr, Mn, Zn, что свидетельствует об их образовании при высоких температурах.

Таким образом, железные руды месторождения Акташ, вероятно, образовались при различных условиях рудообразования. Об этом свидетельствуют многообразные морфологические признаки разновидностей магнетита и изменчивые содержания элементов-примесей в них.

ГЛАВА 4. ТИПОХИМИЗМ СУЛЬФИДОВ

Впервые изучение элементов-примесей в сульфидах руд месторождений Кансайского рудного поля, в том числе месторождения Акташ, было проведено Ф.И. Вольфсоном (1951), который обратил внимание на повышенное содержание Cd в сфалерите и одним из первых установил наличие Te в галените, Ni и Co – в раннем пирите. Эти исследования были продолжены Л.Н. Индиченко (1953), которая применила метод полуколичественного спектрального анализа для изучения элементов-примесей в отдельных минералах с попыткой установить закономерности распределения микроэлементов в минералах различных стадий минерализации. Большие работы по изучению элементов-примесей в минералах из руд отдельных месторождений Кансайского рудного поля (месторождения Центральный Кансай и Шевчуковское) проведены З.М. Протоद्याконовой [1960].

Также изучением элементов-примесей в минералах руд месторождений Кансайского рудного поля занимались М.В. Еникеева (1959), Н.В. Нечелюстов, Н.Н. Попова, Э.Ф. Минцер (1961), В.С. Попов (1960), И.В. Дуброва, Е.Н. Кашинцева (1965) и др.

Содержания элементов-примесей анализировались методами рентгенохимического и полуколичественного спектрального анализов. В данной работе впервые для месторождения приводятся результаты определения минералов с помощью количественного микрорентгеноспектрального анализа. Принципиально новым является применение масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) – высокочувствительного метода изучения минералогии руд и типохимизма минералов. Методами корреляционного анализа на основе ЛА-ИСП-МС по сульфидам месторождения Акташ определены геохимические ассоциации. Результаты корреляционного анализа сгруппировались методом максимального корреляционного пути, предусматривающим построение ряда с уменьшением связи корреляций. Статистические расчеты проводились с помощью программы «Statistica 10».

В данной главе рассматривается типохимизм основных сульфидных минералов применительно к разным типам руд месторождения Акташ, определенный на основе ЛА-ИСП-МС анализа.

Основными сульфидными минералами руд месторождения Акташ являются: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и пирротин. Для оценки геохимической специализации рудных минералов месторождения Акташ проведена статистическая обработка содержаний элементов-примесей по разновидностям сульфидов. Методом ЛА-ИСП-МС изучалось распределение следующих элементов: V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ba, Au, Tl, Pb, Bi, U. Точечные анализы были проведены только в агрегатах, не содержащих

включений, но некоторые анализы показывают повышение концентрации определенных элементов, из-за присутствия микровключений или минеральных включений под поверхностью образца. Данные показывают, что каждая разновидность сульфидов характеризуется своими концентрациями элементов-примесей [Ятимов, Артемьев, 2022а; Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г].

4.1. Галенит

Данные о содержаниях элементов-примесей в галените из сульфидно-магнетитовых (Gn-m) и галенит-сфалеритовых (Gn-s) руд показывают, что галенит из разных типов руд месторождения Акташ существенно отличается (см. табл. 4.1.1) [Ятимов и др., 2023г]. В таблице приведены данные по 24 элементам, присутствующим в измеримых концентрациях. Характерной особенностью галенита месторождения Акташ являются повышение содержания Bi, Ag, Se, Te, Cu, Cd и Tl. Аналитические спектры сигнала абляции образцов галенита, полученные методом LA-ICP-MS, показаны на рисунке 4.1.1, демонстрируют гладкие профили, указывающие на нахождение большинства микроэлементов в твердом растворе в кристаллической структуре галенита.

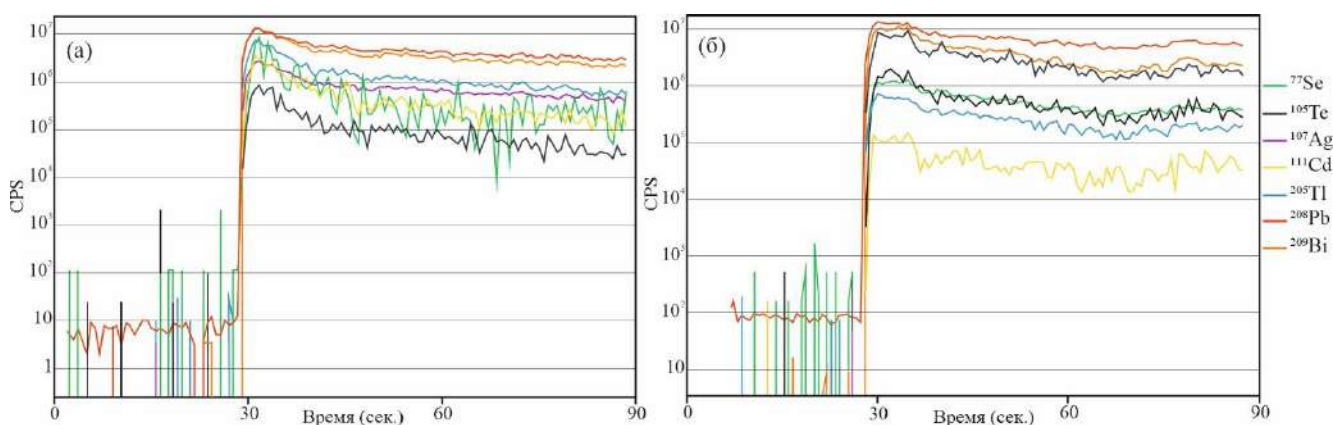


Рисунок 4.1.1 – Аналитические спектры LA-ICP-MS сигнала абляции с линиями Bi, Ag, Tl, Te, Cd и Se для галенита сульфидно-магнетитовых (а) и галенита галенит-сфалеритовых (б) руд месторождения Акташ. CPS = число импульсов в секунду.

Bi. Висмут демонстрирует самые высокие концентрации в галените по отношению к любому другому анализируемому элементу, причем средние значения в пределах образцов варьируются от 1375 г/т в галените галенит-сфалеритовых руд до 22241 г/т – в галените сульфидно-магнетитовых руд (табл. 4.1.1). Гладкие спектры сигнала абляции ЛА-ИСП-МС и более низкие стандартные отклонения для концентрации Bi в каждом образце убедительно подтверждают, что Bi находится в твердом растворе, а не в форме субмикронных включений

Bi-содержащих фаз (рис. 4.1.1). Кроме того, среднее и медианное содержания близки (табл. 4.1.1). Также равномерное распределение Bi наблюдается на микрокарте зерна галенита сульфидно-магнетитовых руд (рис. 4.1.2). Индивидуальные анализы, дающие аномальные концентрации Bi, были обнаружены в нескольких образцах, но они исключены из средних расчетов в таблице. В целом, в разновидностях галенита отмечается уменьшение содержания и степени распространенности Bi от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам (табл. 4.1.1., рис. 4.1.3а).

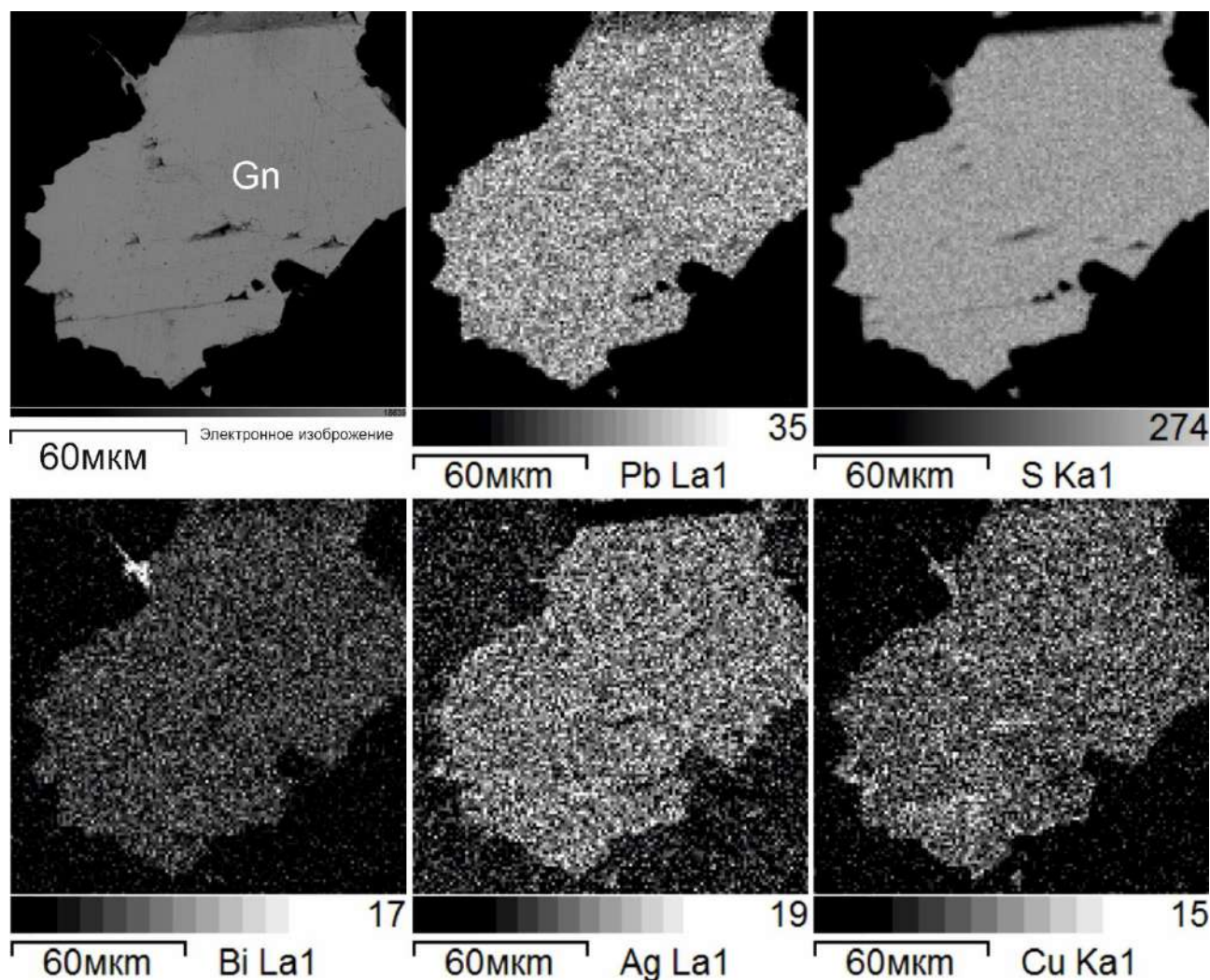


Рисунок 4.1.2 – Микрокарты распределения элементов-примесей в галените сульфидно-магнетитовых руд. СЕМ-фото.

Ag. Серебро – второй по содержанию элемент после висмута в галените сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд месторождения Акташ. Среднее содержание составляет в галените сульфидно-магнетитовых руд 8786 г/т, а в галените галенит-сфалеритовых руд составляет 578 г/т. Тем не менее, как гладкие спектры ЛА-ИСП-МС, так и низкое стандартное отклонение среднего значения в образцах обеих разновидностей галенита

свидетельствуют о том, что Ag находится в твердом растворе (рис. 4.1.1а-б, табл. 4.1.1). Также полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа микрокарты показывают равномерное распределение Ag вместе с Bi и Cu (рис. 4.1.2).

Te и Se. Примеси теллура и селена в разновидностях галенита имеет почти схожее распределение. Средние содержания Te и Se составляют: в галените сульфидно-магнетитовых руд – Te 93 г/т и Se 105 г/т, а в галените галенит-сфалеритовых руд – Te 371 г/т, Se 478 г/т (табл. 4.1.1). По сравнению с висмутом и серебром отмечается увеличение содержания теллура и селена от галенита сульфидно-магнетитовых к галениту галенит-сфалеритовых руд (рис. 4.1.3б, г). Нахождение этих элементов в галените, вероятнее всего, обусловлено гетеровалентным замещением серы, так как они равномерно распределены и не образуют минеральные включения в галените (рис. 4.1.1а-б). Теллур сильно коррелирует не только с Bi, но и показывает сильную корреляционную связь с Sb. Несмотря на повышенные содержания Te в галените многих месторождений, изоморфизм между Te^{2-} и S^{2-} экспериментально не доказан, и многие исследователи связывают содержания Te с микровключениями теллуросодержащих минералов [Darrow, 1966, Revan et al., 2013, George et al., 2015].

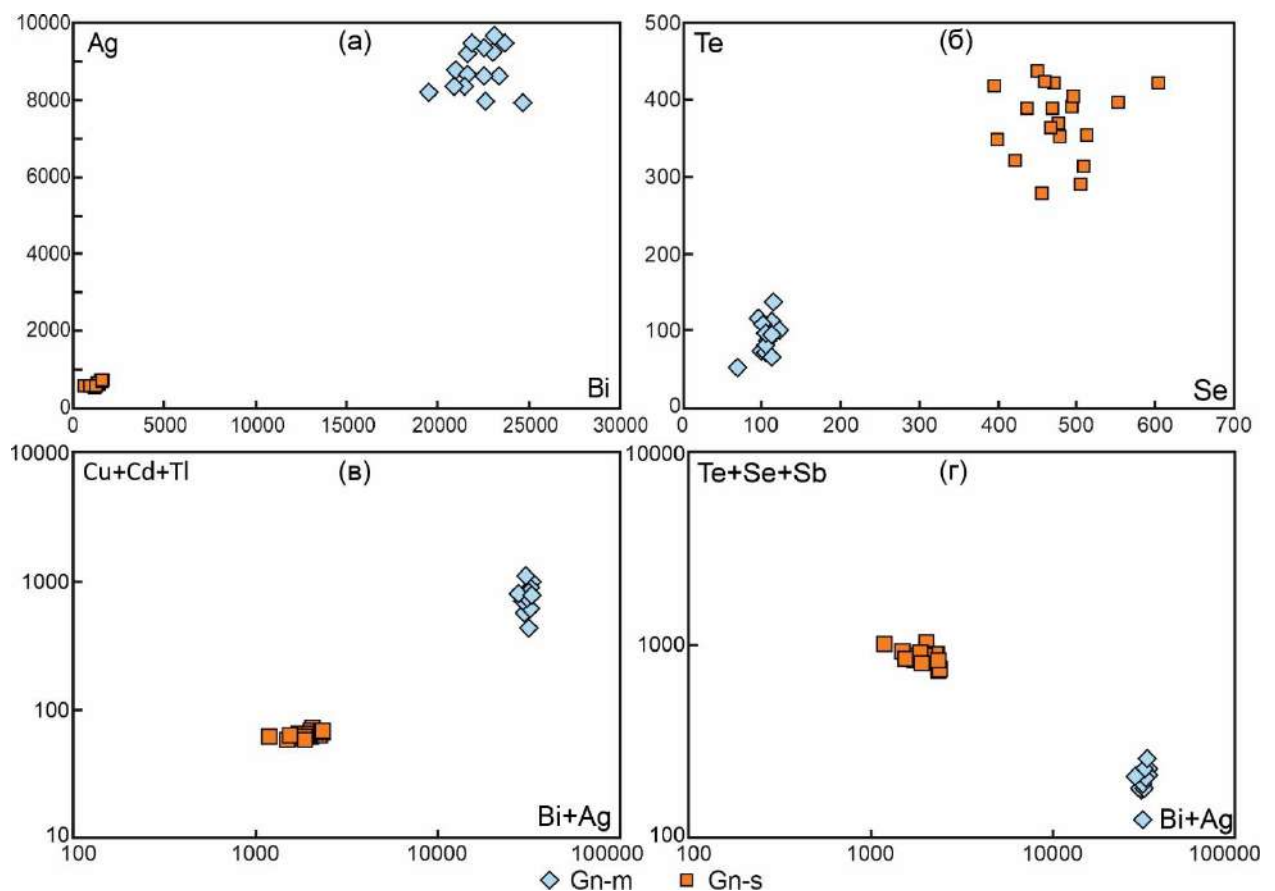


Рисунок 4.1.3 – Диаграммы зависимостей содержаний Ag–Bi (а), Te–Se (б), Cu+Cd+Tl–Bi+Ag (в) и Te+Se+Sb–Bi+Ag (г) в разновидностях галенита по данным ЛА-ИСП-МС анализов (г/т).

Среди сульфидов месторождения Акташ основным минералом-концентратором Se является галенит. Для большинства свинцово-цинковых скарновых месторождений ранние генерации галенита в несколько раз богаче Se и Te по сравнению с поздними [Сечевица и др., 1990], однако в разновидностях галенита месторождения Акташ и других скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара наблюдается обратная картина.

Tl. Содержание Tl установлено в обеих разновидностях галенита и его концентрация уменьшается, как у Bi и Ag, от галенита-m к галениту-s (табл. 4.1.1). Его среднее содержание составляет 158 г/т в галените-m и 36 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). При возрастании содержаний Bi и Ag также увеличивается концентрация Tl (рис. 4.1.3в). Обычно средние содержания Tl в галените свинцово-цинковых стратиформных, эпитеpmальных и скарновых месторождений не превышают 20 г/т [Graham et al., 2009, Масленников, 2016], но на месторождении Акташ они существенно выше (табл. 4.1.1), что также является его характерной особенностью.

Cd. Примесь Cd устанавливается в галените обоих типов руд и также, как у предыдущих элементов, уменьшается от галенита-m к галениту-s (рис. 4.1.3в). Содержание элемента, в среднем, составляет 152 г/т в галените-m и 27 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). Обычно в галените Cd коррелирует с Zn, который связан с включениями Cd-содержащего сфалерита или Zn-содержащего гринокита, но в изучаемом галените концентрация Zn низкая. Судя по равномерному распределению Cd в минерале и отсутствию пиков минеральных включений в спектрах сигнала абляции ЛА-ИСП-МС, можно предположить изоморфное вхождение Cd в состав галенита (рис. 4.1.1, табл. 4.1.1). В большинстве работ, связанных с галенитом, предполагается изовалентный изоморфизм по схеме $(Cd, Hg)^{2+} \leftrightarrow Pb^{2+}$ [George et al., 2015].

Таблица 4.1.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в разновидностях галенита руд месторождения Акташ по данным ЛА-ИСП-МС

Тип	n		V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se
Gn-m	15	ср знач	0.06	21	538	0.11	0.43	448	2.7	0.06	0.32	0.55	105
		медиан	0.04	1.1	29	0.08	0.38	444	1.4	0.04	0.29	0.53	106
		мин	0.03	0.4	9	0.04	0.20	151	0.8	0.02	0.17	0.25	69
		макс	0.24	260	358	0.37	1.05	835	15	0.44	0.74	0.94	122
Gn-s	19	ср знач	0.07	7.4	19	0.11	0.48	1.2	2.6	0.04	0.40	0.62	478
		медиан	0.06	5.6	23	0.10	0.65	1.2	2.8	0.05	0.47	0.57	473
		мин	0.01	2.3	5.5	0.02	0.05	0.3	0.7	0.01	0.12	0.28	397
		макс	0.14	33	33	0.22	0.95	2.6	4.6	0.07	0.65	0.93	606
Тип	n		Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	Au	Tl	Bi
Gn-m	15	ср знач	0.04	8786	176	0.01	0.97	0.53	93	0.69	0.67	158	22241
		медиан	0.05	8650	175	0.01	0.92	0.51	97	0.27	0.15	158	22530
		мин	0.02	7907	122	0.00	0.72	0.32	52	0.06	0.03	170	24650

		макс	0.05	9650	268	0.04	1.41	0.81	138	2.65	6.68	141	19520
Gn-s	19	ср знач	0.05	578	27	0.01	0.85	13	371	0.07	0.06	36	1375
		медиан	0.03	561	27	0.01	0.82	4.9	387	0.07	0.05	36	1434
		мин	0.00	481	18	0.00	0.41	1.4	276	0.00	0.01	47	1694
		макс	0.27	680	42	0.03	1.36	121	436	0.22	0.27	18	680

Примечание. n – количество анализов. Gn-m – галенит сульфидно-магнетитовых руд, Gn-s – галенит галенит-сфалеритовых руд.

Cu. Примесь Cu отмечается в галените обеих разновидностей руд, но в галените-s наблюдается его малое количество. Среднее содержание Cu варьируется от 1.2 г/т в галените-s до 448 г/т в галените-m (табл. 4.1.1). Распределение Cu довольно равномерное (рис. 4.1.2), но в двух анализах галенита-m установлены аномальные содержания Cu и Fe, что обусловлено включениями халькопирита. Содержание Cu наряду с Cd и Tl возрастает при увеличении Bi и Ag (рис. 4.1.3в). Природные образцы галенита обычно содержат не более 70 г/т Cu, что предполагает изоморфное замещение, подобно изоморфизму Ag [Масленников и др., 2016].

Fe. Железо присутствует во всех анализируемых пробах галенита, но, как и у Cu, галенит-m характеризуется более высокими концентрациями в сравнении с галенитом-s. Содержание железа, в среднем, составляет 538 г/т в галените-m и 19 г/т – в галените-s. Но его количество сильно варьирует от 9 г/т до 3580 г/т в галените-m и от 5.5 г/т до 33.3 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). Неравномерная концентрация Fe и высокие стандартные отклонения в галените-m подтверждают присутствие включений минералов, содержащих указанный элемент.

Zn. Несмотря на то, что галенит обычно встречается в тесном сростании со сфалеритом, содержание Zn в нем относительно низкое и, в среднем, составляет 2.7 г/т в галените-m и 2.6 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). Только в одном анализе галенита-m встречается относительно высокая примесь Zn (14.8 г/т), которая, возможно, связана с тонкими вростками сфалерита. Вероятно, Zn частично присутствует в виде изоморфной примеси в галените.

Mn. Концентрация марганца в проанализированных разновидностях галенита сильно варьирует, особенно для сульфидно-магнетитовых руд. Его содержание колеблется от 0.4 до 260 г/т в галените-m и от 2.3 до 33.3 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). Содержание Mn сильно коррелирует с Fe, что может быть связано с присутствием микровключений пирита в галените.

Sb. Сурьма в галените-m равномерно распределена и имеет среднее значение 0.5 г/, а ее количество в галените-s сильно варьирует от 1.4 г/т до 121 г/т (табл. 4.1.1). Аномальные содержания установлены в нескольких образцах, что связано, вероятно, с включениями сульфоантимонитов свинца (менегинит, бурнонит, буланжерит), но во время изучения галенита под электронным микроскопом, эти минералы не были обнаружены. Несмотря на это, содержание Sb в ряду с Te и Se увеличивается от сульфидно-магнетитовых руд к галенит-

сфалеритовым рудам при уменьшении Bi и Ag, и, вероятно, частично она входит в виде изоморфной примеси в состав галенита (рис. 4.1.3г).

Sn. Олово установлено в небольшом количестве во всех разновидностях галенита. Его содержание практически не отличается. Среднее значение Sn составляет 1.0 г/т в галените-м и 0.8 г/т – в галените-s (табл. 4.1.1). Sn равномерно распределено в обеих разновидностях галенита и характеризуется низким стандартным отклонением. Появление большого количества Sn в галените объясняется тем, что большая часть Sn накоплена в этом минерале во время синметаморфической рекристаллизации, а не включена во время начальной кристаллизации, помимо этого в небольшой степени Sn также может быть включен в галенит через $\text{Sn}^{4+} + 2(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Tl}) + \leftrightarrow 3\text{Pb}^{2+}$, [George et al., 2015]. Олово коррелирует со многими элементами в галените. В галените-м наблюдается сильная корреляция Sn с Zn и Ag, а в галените-s с Fe, Zn и Au, что возможно связано с сфалеритом.

Au. Примесь золота варьирует от 0.03 г/т до 6.7 г/т в галените-м и от 0.01 г/т до 0.3 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). Анализы, дающие аномальные концентрации Au в галените, связаны с тонкими микровключениями самородного золота, встречающегося в сростании с галенитом. При изучении на сканирующем электронном микроскопе было обнаружено самородное золото в тесном сростании с галенитом-м, а в ассоциации с галенитом-s оно не было установлено.

As. Содержание мышьяка низкое и почти не меняется в галените, в среднем составляет 0.5 г/т в галените-м и 0.6 г/т в галените-s (табл. 4.1.1). В ассоциации с галенитом в полированных шлифах не отмечены As-содержащие минералы.

Содержания **V, Co, Ni, Ga, Ge, Mo, In, Ba, Hg и U** отмечаются в разновидностях галенита в крайне низких концентрациях (табл. 4.1.1). Содержания Ni, Ge, Ba и Hg незначительно повышены по сравнению с V, Co, Ga, Mo, In и U. Содержания первых доходит до 1.2 г/т, а средние содержания V, Co, Ga, Mo, In и U не превышают 0.2 г/т (табл. 4.1.1).

Для определения минералого-геохимических ассоциаций элементов в галените был использован метод кластерного анализа. Разновидности галенита руд месторождения Акташ объединены в один анализ (рис. 4.1.4).

По результатам кластерного анализа в выборке галенита сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд выделены следующие группы элементов (рис. 4.1.4): Cd-Tl-Bi-Ag-Cu и Sb-Te-Se – связаны с изоморфным вхождением элементов-примесей в галените; Fe-Zn-Ga-Au-Mn-V – возможно, характеризуют микровключения железистого сфалерита с золотом; Mo-Sn-Hg-In-Ge-Ni-Co – вероятно, обусловлены микровключениями пирита.

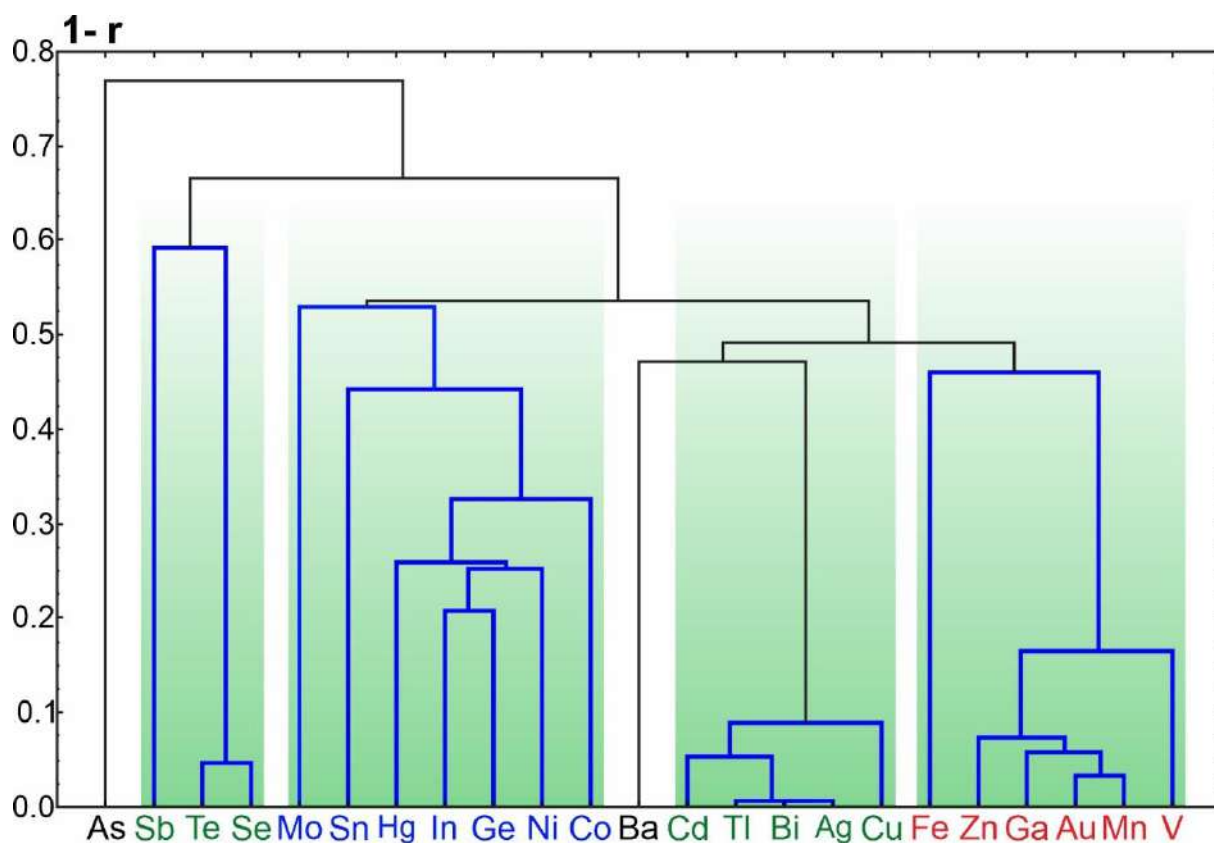


Рисунок 4.1.4 – Результаты кластеризации элементов-примесей в галените сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд. Цветами выделены группы (кластеры) элементов.

Данные, полученные в этом исследовании, подтверждают механизмы связанного замещения Ag, Bi и Sb посредством схемы $\text{Ag}^+ + (\text{Bi}, \text{Sb})^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$. Когда Bi или Sb находятся в высоких концентрациях ($\sim > 2000$ г/т), вакансии на местах могут играть роль посредством дополнительного замещения $2(\text{Bi}, \text{Sb})^{3+} + \square \leftrightarrow 3\text{Pb}^{2+}$ [George et al., 2015]. Несмотря на то, что пределы обнаружения обычно не превышают нескольких граммов на тонну, As не обнаружен в значительных концентрациях ни в одном образце, таким образом, опровергая то, что As^{3+} также участвует в связанной замене [Chutas et al. 2008]. Представленные данные предполагают гетеровалентный изоморфизм по схеме $(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Tl})^+ + (\text{Bi}, \text{Sb})^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$, т. е. с участием других одновалентных катионов.

Вполне вероятно, что Bi и Ag присутствуют в галените в виде твердого раствора α -матильдита, как это ранее было установлено многими исследованиями [Болдырева, Чернышева, 1965; Годовиков, 1966; Ненашева, 1975; George et al., 2015], так как отношения содержаний этих элементов в галените соответствуют составу матильдита (рис. 4.1.5).

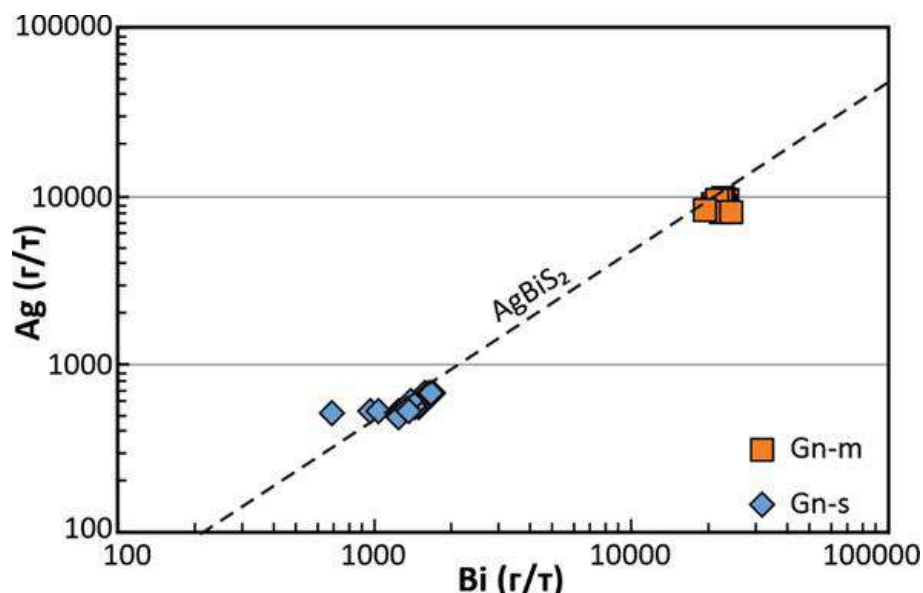


Рисунок 4.1.5 – Диаграмма зависимости содержаний Ag–Bi в галените сульфидно-магнетитовых (Gn-m) и галенит-сфалеритовых (Gn-s) руд месторождения Акташ.

Изоморфное замещение Pb в галените висмутом и серебром сопровождается изменением размера элементарной ячейки. По данным рентгеноструктурных исследований, параметр решетки галенита из месторождения Акташ заметно уменьшается от 5.935 до 5.925 Å с увеличением в нем содержания Bi и Ag (при колебании содержания Bi от 1.95 до 2.46 мас. % и, соответственно, Ag от 0.79 до 0.96 мас. %).

В последние годы содержания Bi, Ag, Cu и Se в галените используют для интерпретации генезиса месторождений [George et al., 2015; Wind et al., 2020; Li et al., 2022; Wei et al., 2021]. Галенит месторождения Акташ обогащен Bi, Ag, Cu, Se, Te, Cd и Tl, но крайне обеднен Sb аналогично другим Zn-Pb месторождениям скарнового типа [George et al., 2015; Li et al., 2022]. Однако на дискриминационной диаграмме содержаний Bi и Ag изученные разновидности галенита образуют отдельные поля (рис. 4.1.6а). Состав галенита-m с аномально повышенными содержаниями Bi и Ag не попадает в поле состава галенита из скарновых месторождений. Состав галенита-s с относительно низкими содержаниями Bi и Ag совпадает с таковым из скарновых месторождений (рис. 4.1.6а). На диаграмме содержаний Bi и Cu/Sb, галенит-m отличается аномально высокими содержаниями Bi и Cu, а состав галенит-s находится между полями состава галенита из скарновых месторождений и месторождений типа SEDEX (рис. 4.1.6б). Повышенные содержания Bi обычно связаны с высокотемпературными флюидами, тогда как Sb более подвижен при низких температурах (Tooth et al., 2013; Cave et al., 2020), что свидетельствует о разных температурных условиях формирования галенита-m и галенита-s.

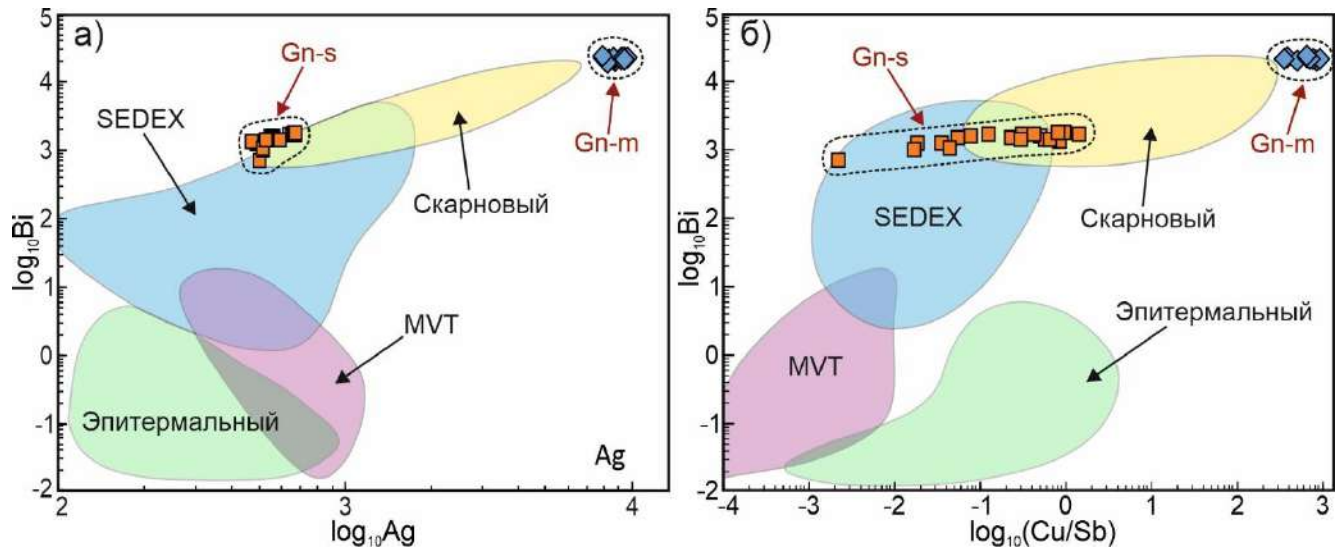


Рисунок 4.1.6 – Корреляции между элементами-примесями в галените месторождения Акташ и других генетических типов месторождений: а – Bi–Ag; б – Bi–Cu/Sb [George et al., 2015; Wind et al., 2020; Li et al., 2022; Wei et al., 2021]. SEDEX – эксгальационно-осадочный тип; MVT – Pb–Zn месторождения долины р. Миссисипи.

4.2. Сфалерит

В разновидностях сфалерита из сульфидно-магнетитовых (Sph-m), халькопирит-пирротинных (Sph-p) и галенит-сфалеритовых (Sph-s) руд по данным ЛА-ИСП-МС анализов установлены V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ba, Au, Hg, Tl, Pb, Bi и U, но намечается определенная закономерность в распределении содержаний Fe, Cd, Mn, Cu, Co, Se, As, In (табл. 4.2.1) [Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г]. Из них изоморфно присутствуют Fe, Mn, Cd, Co, Ni, Hg, In, Sn, Ga, Ge, As и Tl [Cook et al., 2009].

Fe. Железо присутствует в сфалерите за счет изоморфной примеси и в меньшем количестве связано с вкрапленностью халькопирита. В минерале отмечается общая тенденция к понижению содержания железа по мере развития гидротермального процесса от высокотемпературных к низкотемпературным рудам. Содержания Fe в сфалерите халькопирит-пирротинных руд варьирует от 87410 до 99870 г/т, что в несколько раз выше, чем в сфалерите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд (табл. 4.2.1, рис. 4.2.1а). В сфалерите сульфидно-магнетитовых руд среднее содержание Fe (39031 г/т) меньше, чем в сфалерите халькопирит-пирротинных руд (95047 г/т), но почти в два раза больше, чем в сфалерите галенит-сфалеритовых руд (23879 г/т).

Mn. Марганец является постоянной изоморфной примесью в сфалерите, которая замещает цинк в пространственной решетке минерала. Содержание Mn также как и железа, выше в сфалерите халькопирит-пирротинных руд (табл. 4.2.1, рис. 4.2.1б). Содержание его в сфалерите-m резко падает в пределах 529–2470 г/т. В сфалерите-s среднее содержание марганца

составляет 6960 г/т, что в несколько раз превышает среднее содержание Mn в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд, но почти в два раза меньше по сравнению со сфалеритом халькопирит-пирротитовых руд (12424 г/т).

Таблица 4.2.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в сфалерите разных типов руд месторождения Акташ по данным ЛА-ИСП-МС

Тип		Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Ga	Ge	As	Se	Mo	Ag
Sph-m (n=15)	ср знач	1174	39031	0.05	0.51	8694	0.33	0.36	4.3	0.65	0.24	50
	медиан	1246	35000	0.02	0.03	5170	0.25	0.07	1.5	0.25	0.2	17
	мин	529	28690	0.005	0.02	1310	0.005	0.07	0.15	0.25	0.08	5
	макс	2470	60300	0.22	2.7	31900	1.07	1.53	36	4.3	1.0	450
Sph-p (n=14)	ср знач	12424	95047	55	0.15	2969	0.8	2.1	1.2	31	0.04	2.4
	медиан	12943	94900	55	0.13	2400	0.5	2.1	1.1	30	0.03	1.9
	мин	8870	87410	51	0.02	404	0.1	1.7	0.7	27	0.01	0.8
	макс	15210	99870	63	0.52	8740	2.5	2.7	2.0	37	0.09	5.6
Sph-s (n=20)	ср знач	6960	23879	266	0.19	103	0.66	1.4	16	4.1	0.04	3.0
	медиан	6752	23575	278	0.08	30	0.57	1.4	17	3.8	0.03	2.7
	мин	5148	15980	150	0.008	4.1	0.23	0.8	10	0.1	0.02	0.7
	макс	8827	32400	317	0.70	560	1.24	1.9	20	11.2	0.12	8.3
Тип		Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
Sph-m (n=15)	ср знач	20530	13	0.84	2.13	0.69	2.86	0.12	27	0.82	2856	620
	медиан	19930	8.9	0.83	1.45	0.35	0.98	0.13	24	0.61	289	154
	мин	14200	5.1	0.39	0.29	0.17	0.12	0.005	17	0.05	5.3	4.2
	макс	27670	39	2.3	4.94	3.95	11.6	0.31	61	1.93	9700	3500
Sph-p (n=14)	ср знач	13980	8.1	0.83	0.05	0.05	0.45	0.06	77	0.017	3.1	1.32
	медиан	13660	8.3	0.82	0.04	0.04	0.46	0.04	69	0.010	2.2	0.71
	мин	12860	6.5	0.62	0.01	0.001	0.10	0.01	50	0.001	0.9	0.30
	макс	16620	9.4	1.07	0.11	0.20	1.20	0.30	175	0.069	10.2	5.77
Sph-s (n=20)	ср знач	9484	0.30	0.57	0.71	0.44	0.34	0.01	68	0.034	18	0.31
	медиан	9361	0.34	0.56	0.55	0.19	0.28	0.01	55	0.013	6.2	0.13
	мин	8525	0.03	0.29	0.007	0.08	0.06	0.00	46	0.004	0.97	0.01
	макс	10860	0.63	1.08	2.91	4.10	1.10	0.02	122	0.147	176	1.39

Примечание. n – количество анализов. Sph-m – сфалерит сульфидно-магнетитовых руд, Sph-p – сфалерит халькопирит-пирротитовых руд, Sph-s – сфалерит галенит-сфалеритовых руд.

Cd. Кадмий один из характерных элементов-примесей в сфалерите, который замещает Zn в структурной решетке этого минерала. Среднее содержание Cd составляет в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд 20530 г/т, в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд 13980 г/т, а в сфалерите галенит-сфалеритовых руд 9484 г/т (табл. 4.2.1). Как видно, содержания Cd уменьшается от сфалерита сульфидно-магнетитовых руд к сфалериту галенит-сфалеритовых

руд (рис. 4.2.1). Содержание этого элемента в несколько раз уменьшается с глубиной. Из собственных кадмиевых минералов обнаружено только включение гринокита в ассоциации с галенитом и висмутовыми минералами в сульфидно-магнетитовых рудах. Содержания Cd во всех разновидностях сфалерита считаются промышленными, так как по В.В. Иванову (1997) его средние содержания в несколько раз превышают кларк Cd в сфалерите (4720 г/т) полиметаллических руд скарновых месторождений [Иванов, 1997]. Горнорудный район Карамазар представляет собой своеобразную провинцию, обогащенную кадмием в сравнении со многими районами мира [Моисеева, 1959; Бадалов, Еникеев, 1959]. Содержание Cd на месторождениях этого района снижается от более высокотемпературных до низкотемпературных руд.

Сu. Высокие содержания меди, как правило, присутствуют в сфалерите за счет эмульсиевидной вкрапленности халькопирита. Об этом свидетельствует большой разброс содержаний во всех разновидностях сфалерита (табл. 4.2.1). Кроме того, наблюдается положительная корреляционная связь между Cu и Fe (рис. 4.2.1в). Содержание Cu в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд колеблется от 1310 до 31900 г/т, среднее содержание составляет 8694 г/т, а медианное содержание 5170 г/т (см. табл. 4.2.1). В сфалерите-т фиксируются более высокие содержания Cu, чем в сфалерите халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд. Среднее содержание в сфалерите-р составляет 2969 г/т. Наименьшее количество Cu отмечается в сфалерите-с со средним содержанием 103 г/т. Скорее всего, это связано с ограниченным распространением халькопиритовой болезни в этой разновидности сфалерита.

Со. Кобальт постоянно образует изоморфную примесь в сфалерите, и его содержания распределены довольно равномерно (см. табл. 4.2.1). Наблюдается увеличение содержаний Со в разновидностях сфалерита от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам при уменьшении содержания Cd и Cu. (табл. 4.2.1). В сфалерите-т содержание Со отмечается в ничтожных количествах, а среднее содержание составляет 0.05 г/т. На диаграмме наблюдается большой разброс содержаний Со и установлена положительная связь с As (рис. 4.2.1г). Содержания Со в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд варьируют от 51 до 63 г/т со средним содержанием 55 г/т, а в сфалерите сфалерит-пироксеновых руд его вариации 150–317 г/т, среднее содержание 266 г/т. Собственные минералы кобальта в ассоциации с изученными образцами сфалерита не были выявлены.

As. Мышьяк в разновидностях сфалерита встречается в относительно небольшом количестве. Аналогично Со наблюдается закономерное увеличение содержания As от сфалерита халькопирит-пирротитовых и сульфидно-магнетитовых руд к сфалериту галенит-сфалеритовых руд (табл. 4.2.1, рис. 4.2.1г). Его содержание в сфалерите-с на несколько порядков выше, чем в других разновидностях сфалерита. В сфалерите халькопирит-

пирротинных и галенит-сфалеритовых руд содержания этого элемента довольно выдержанные. В сфалерите сульфидно-магнетитовых руд его содержания сильно варьируют и положительно коррелируют с Co (рис. 4.2.1г). Сравнительно беднее сфалерит из халькопирит-пирротинных руд, где его среднее содержание составляет As 1.16 г/т. В сфалерите из сульфидно-магнетитовых руд среднее содержание As составляет 4.3 г/т, медианное содержание 1.5 г/т, что сравнимо со сфалеритом халькопирит-пирротинных руд. В сфалерите из сфалерит-пироксеновых руд отмечается более высокая концентрация As, среднее содержание которого достигает 16.2 г/т.

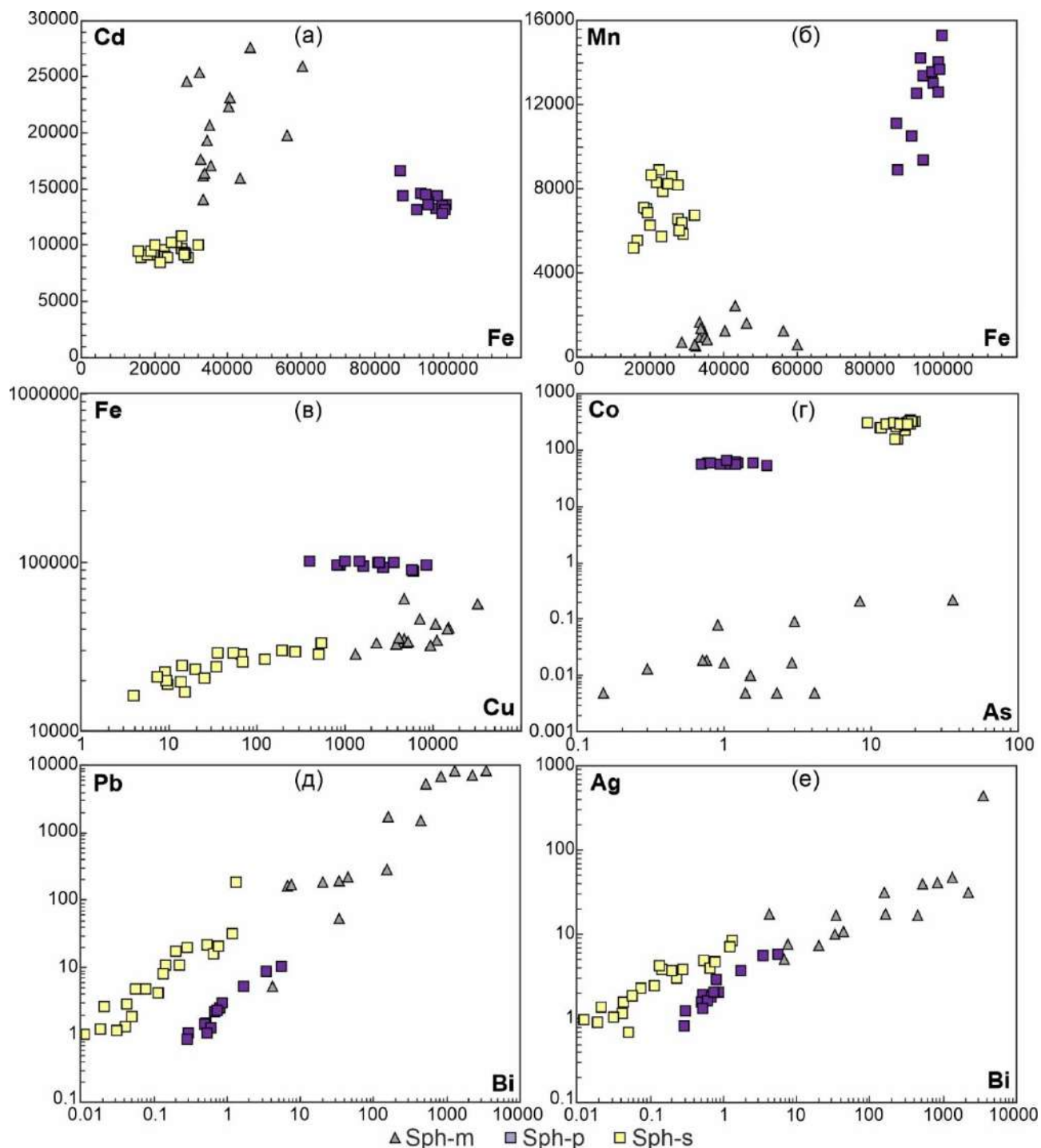


Рисунок 4.2.1 – Диаграммы зависимостей содержаний Cd–Fe (а), Mn–Fe (б), Fe–Cu (в), Co–As (г), Pb–Bi (д) и Ag–Bi (е) в разновидностях сфалерита по данным ЛА-ИСП-МС анализов (г/т). Sph-m – сфалерит сульфидно-магнетитовых руд, Sph-p – сфалерит халькопирит-пирротитовых руд, Sph-s – сфалерит галенит-сфалеритовых руд.

Se. Концентрация селена в несколько раз выше в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд, а в сфалерите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд отмечаются низкие содержания. В сфалерите халькопирит-пирротитовых руд концентрация Se варьирует от 27 до 37 г/т при среднем содержании 31 г/т (табл. 4.2.1). Количество элемента в сфалерите галенит-сфалеритовых рудах достигает от 0.13 до 11.2 г/т при среднем содержании 4.11 г/т (см. табл. 4.2.1). Самые низкие содержания Se обнаружены в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд, в среднем 0.65 г/т.

In. В сфалерите концентрации индия в ряду с Fe, Cd, Cu уменьшается от сульфидно-магнетитовых руд к галенит-сфалеритовым рудам (табл. 4.2.1). Наиболее высокая примесь In зафиксирована в сфалерите сульфидно-магнетитовых (в среднем 13 г/т) и халькопирит-пирротитовых (в среднем 8.1 г/т) руд, а в сфалерите галенит-сфалеритовых руд низка (в среднем 0.3 г/т). Наличие или отсутствие примеси In в сфалерите – это признак, указывающий на температуру образования минерала, что дает возможность относить минерал соответственно к ранним или поздним стадиям рудогенеза [Дуброва, Кашинцева, 1965].

Ge и Ga. Эти элементы сконцентрированы в относительно низком количестве. Германий во всех разновидностях сфалерита преобладает над галлием (табл. 4.2.1). Низкие содержания наблюдаются в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд, а в остальных разновидностях сфалерита содержания Ge и Ga немного выше. Средние содержания Ge и Ga в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд составляют 2.06 и 0.81 г/т, а в сфалерите галенит-сфалеритовых руд 1.38 и 0.66 г/т. Для сфалерита месторождения Акташ характерна дефицитность Ge и Ga по сравнению с минеральным кларком (43.3 г/т для Ge и 32 г/т для Ga по [Иванов, 1997]).

Hg. Этот элемент обычно изоморфно замещает Zn в кристаллической решетке сфалерита. Все разновидности сфалерита месторождения Акташ заражены ртутью (табл. 4.2.1). Самые низкие содержания Hg обнаружены в сфалерите сульфидно-магнетитовых руд (среднее содержание 27 г/т), а самые высокие в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд (от 50 до 175 г/т при среднем содержании 77 г/т). В сфалерите галенит-сфалеритовых руд отмечается концентрация от 46 до 122 г/т при среднем содержании 68 г/т. Ртутьсодержащие минералы в рудах месторождения Акташ не обнаружены.

Pb, Ag, Bi, Te, возможно, связаны с микровключениями галенита, так как он часто наблюдается в тесном срастании со сфалеритом. Наиболее высокое содержание этих элементов

отмечается в сфалерите магнетитовых руд, в определенных анализах наблюдается, что количество элементов равномерно увеличивается, что свидетельствует о наличии включений галенита в сфалерите или о срастании этих минералов (табл. 4.2.1). Галенит месторождения Акташ содержит высокие концентрации висмута, серебра и теллура (см. п. 4.1). На диаграммах зависимостей содержаний Pb–Bi и Ag–Bi наблюдается прямая корреляция между этими элементами, свидетельствующая о наличии микровключений галенита в сфалерите (рис. 4.2.1д-е). Низкие содержания Pb отмечаются в сфалерите халькопирит-пирротитовых руд, так как в этих рудах галенит ограниченно распространен. Содержания Ag и Bi доходит до 3 г/т в сфалерите халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд. Содержание Te низкое во всех разновидностях сфалерита. Сфалерит халькопирит-пирротитовых руд (в среднем 0.05 г/т) беднее Te по сравнению со сфалеритом галенит-сфалеритовых руд (в среднем 0.44 г/т) (см. табл. 4.2.1).

Ni. Никель встречается в незначительном количестве в сфалерите месторождения Акташ. Его средние содержания в сфалерите сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротитовых руд составляют 0.51 г/т и 0.15 г/т, соответственно, а в сфалерите галенит-сфалеритовых руд 0.19 г/т (табл. 4.2.1).

V, Mo, Sn, Sb, Ba, Au, Tl, U дефицитные элементы в разновидностях сфалерита руд месторождения Акташ. Содержания большинства из них (V, Mo, Au, Tl, U) крайне низкие (табл. 4.2.1). Количества Sn, Sb, Ba по сравнению с V, Mo, Au, Tl, U более высокие (см. табл. 4.2.1).

Для определения минералого-геохимических ассоциаций элементов в сфалерите сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд был использован метод кластерного анализа. Разновидности сфалерита руд месторождения Акташ также, как и разновидности галенита, были объединены в один анализ (рис. 4.2.2).

Для сфалерита определены следующие группы элементов (рис. 4.2.2): As-Co-Ga-Hg-Se-Fe-Ge-Mn и In-Cd-Cu – вероятно, присутствуют в виде изоморфных примесей в кристаллической решетке сфалерита, также содержания Cu, As и Co могут быть связаны с включениями халькопирита и глаукодота; Sb-Bi-Pb-Tl-Ag – характерна для микровключений галенита; Ba-Ni-V – может быть связана с микровключениями пирита и барита.

Для сравнения элементов-примесей в сфалерите разных типов, а также интерпретации генезиса месторождений последние годы интенсивно применяют классификационные диаграммы по элементам-примесям, входящие изоморфно в структуру минерала [Cook et al., 2009; Ye et al., 2011; Yuan et al., 2018; Wei et al., 2018; Li et al., 2020]. По некоторым данным сфалерит месторождений скарнового типа обогащен Mn, Cd и Co и обеднен In, Sn и Fe [Cook et al., 2009; Ye et al., 2011; Li et al., 2020]. Для сфалерита месторождения Акташ характерны повышенные содержания Fe, Mn, Cd и Co и пониженные – In, Sn, Ge и Ga. Сфалерит-м обеднен

Mn и Co, но содержит аномальное содержание Cd и на дискриминационной диаграмме Co–Fe состав этого сфалерита попадает в поля эпитермальных и стратиформных месторождений (рис. 4.2.3в). Соотношения Co–Fe остальных разновидностей сфалерита совпадают с полем скарновых месторождений. На дискриминационной диаграмме Mn и Cd/Fe все разновидности сфалерита попадают в поле скарнового типа (рис. 4.2.3г).

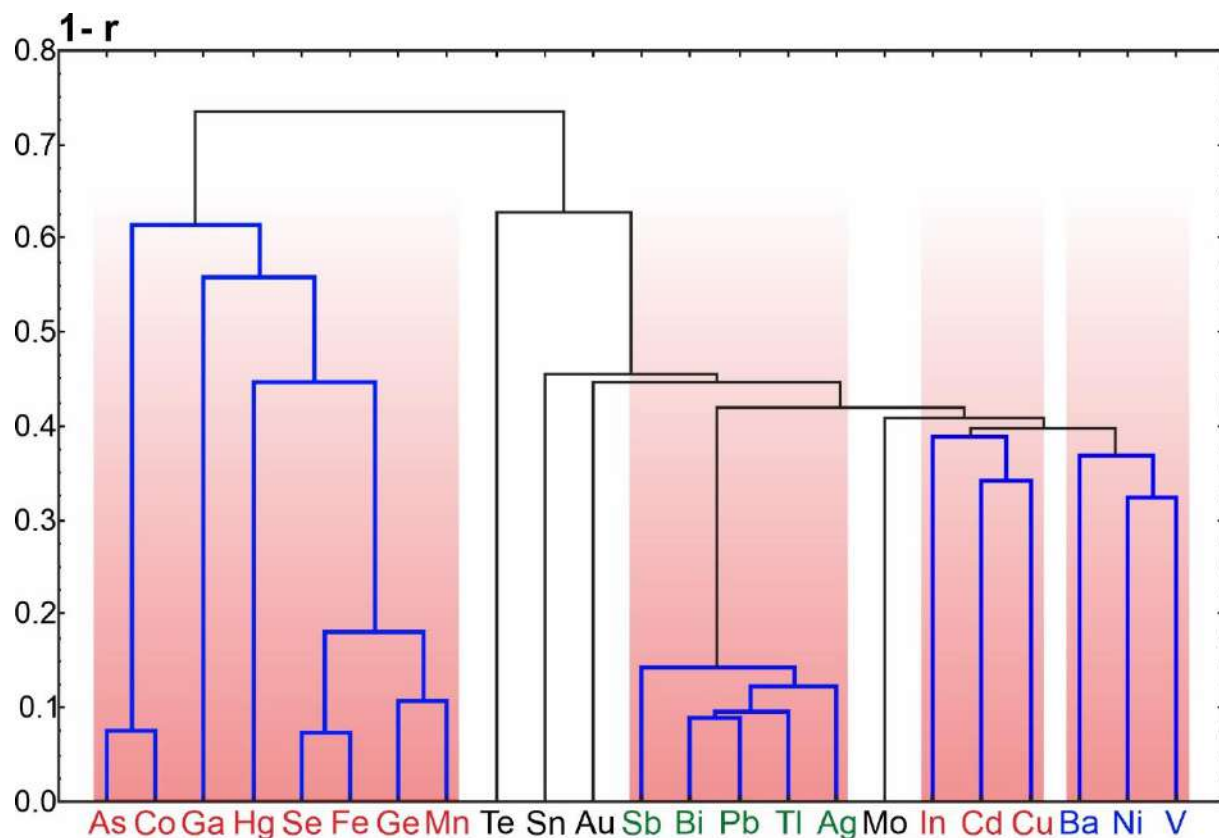


Рисунок 4.2.2 – Результаты кластеризации элементов-примесей в сфалерите сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд. Цветами выделены группы (кластеры) элементов.

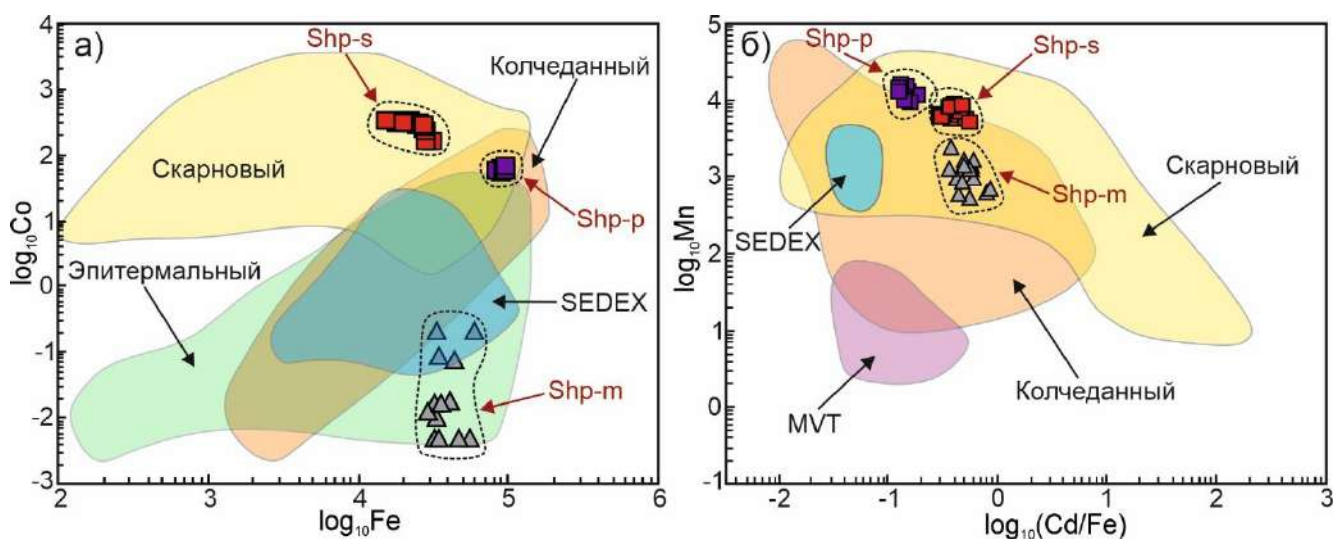


Рисунок 4.2.3 – Корреляции между элементами-примесями в сфалерите месторождения Акташ и других генетических типов месторождений: а – Co–Fe; б – Mn–Cd/Fe [Cook et al., 2009; Ye et al., 2011; Yuan et al., 2018; Wei et al., 2018; Li et al., 2020]. SEDEX – эксгаляционно-осадочный тип; MVT – Pb–Zn месторождения долины р. Миссисипи. Sph-m – сфалерит сульфидно-магнетитовых руд, Sph-p – сфалерит халькопирит-пирротитовых руд, Sph-s – сфалерит галенит-сфалеритовых руд.

4.3. Пирит

Элементы-примеси изучены в пирите из сульфидно-магнетитовых (Py-m), халькопирит-пирротитовых (Py-p) и галенит-сфалеритовых (Py-s) руд. Содержания большинства элементов-примесей в пирите увеличиваются от сульфидно-магнетитовых руд к галенит-сфалеритовым рудам. Это отчетливо прослеживается на примере Co, Ni, Cu, Zn, Ge и Se (табл. 4.3.1) [Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г].

Пирит сульфидно-магнетитовых руд (Py-m), образуя изометричные кристаллы, характеризуется относительно высокими содержаниями Ni (0.1–1375 г/т), Cu (0.19–937 г/т), Pb (0.14–193 г/т), Mn (0.12–370 г/т), Co (0.01–104 г/т) и аномальным содержанием As (2.5–9690 г/т) (см. табл. 4.3.1).

Содержания Zn, Ge, Se, Sb и Bi установлены в пределах: Zn 0.45–115 г/т, Ge 0.82–4.56 г/т, Se 0.11–4.3 г/т, Sb 0.01–24.4 г/т и Bi 0.03–14.8 г/т (см. табл. 4.3.1).

Средние содержания V (0.18 г/т), Mo (0.47 г/т), Ag (0.40 г/т), Cd (0.15 г/т), Sn (0.14 г/т), Te (0.79 г/т) и Au (0.57 г/т) не превышают 1 г/т (табл. 4.3.1). Содержания золота сильно варьируют в диапазоне 0.002–7.78 г/т, в несколько анализах отмечается высокое содержание этого элемента (табл. 4.3.1).

Содержания других элементов-примесей, таких как Ga, In, Ba, Tl и U, в этом пирите обычно находятся в ничтожном количестве (табл. 4.3.1).

В эвгедральном **пирите-m** (Py-m-p) с пойкилитовыми нерудными включениями отмечаются резко повышенные содержания Mn (105–3230 г/т), Cu (2.4–2050 г/т) и As (179–7680 г/т). Также установлены более высокие содержания V (0.02–5.98 г/т), Zn (2.3–354 г/т), Ag (0.04–18.5 г/т), Sb (0.57–24.4 г/т), Bi (3–72 г/т), Mo (0.02–12.5 г/т) и Au (0.02–8.82 г/т), чем в пирите сульфидно-магнетитовых руд без пойкилитовых включений (табл. 4.3.1). Скорее всего, высокие содержания перечисленных элементов непосредственно связаны с пойкилитовыми включениями в пирите.

Пирит халькопирит-пирротитовых руд (Py-p), присутствует в виде мелких ксеноморфных зерен и образует самостоятельные выделения на контакте с нерудными минералами. Этот пирит по сравнению с пиритом сульфидно-магнетитовых руд обогащен

содержаниями Co (70–147 г/т), Ni (65–125 г/т), Mn (0.6–175 г/т), Zn (1.7–444 г/т), Ge (8.9–10.9), Se (33–52 г/т), Te (0.01–38 г/т), Ba (0.1–136 г/т) и относительно обеднен As (1.4–670 г/т) и Cu (0.2–26.5 г/т) (табл. 4.3.1). Содержания других элементов-примесей в этой разновидности пирита почти сопоставимы с пиритом-м кроме Au (табл. 4.3.1). Средние содержания Au (0.11 г/т) и U (0.009 г/т) в несколько раз ниже, чем в пирите-м.

Таблица 4.1.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в разновидностях пирита руд месторождения Акташ по данным ЛА-ИСП-МС

Тип	n		V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Mo
Py-m	42	ср знач	0.18	30	10	73	26	4.2	0.03	2.2	1931	1.4	0.47
		медиан	0.03	4.5	1.4	3.1	1.2	1.1	0.02	1.2	186	1.4	0.02
		мин	0.01	0.1	0.01	0.1	0.2	0.5	0.00	0.8	2.5	0.1	0.00
		макс	2.44	370	104	1375	937	115	0.32	4.6	9690	4.3	6.02
Py-m-p	19	ср знач	1.62	468	8.6	16	230	32	0.30	2.95	2517	2.4	2.35
		медиан	1.48	244	4.3	9	47	5.1	0.19	3.72	1650	2.5	1.14
		мин	0.02	105	0.1	1.3	2.4	2.3	0.04	0.39	179	0.7	0.02
		макс	5.98	3230	50	127	2050	354	1.26	4.43	7680	4.3	12.5
Py-p	22	ср знач	0.08	45	117	98	6.7	38	0.04	10	90	44	0.13
		медиан	0.07	39	122	96	5.3	3.9	0.02	10	55	44	0.06
		мин	0.02	0.6	70	65	0.2	1.7	0.00	9	1.4	33	0.00
		макс	0.37	175	147	125	27	444	0.30	11	670	52	0.54
Py-s	16	ср знач	0.06	68	111	187	119	671	0.06	30	258	93	0.16
		медиан	0.06	39	72	89	37	270	0.05	30	163	112	0.03
		мин	0.02	0.9	1.0	3.6	5.3	6.2	0.02	28	12	20	0.00
		макс	0.12	432	713	732	642	2770	0.10	33	817	144	1.08
Тип	n		Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	Au	Tl	Pb	Bi
Py-m	42	ср знач	0.40	0.15	0.00	0.14	1.80	0.79	0.06	0.57	0.01	24	2.37
		медиан	0.08	0.06	0.00	0.11	0.31	0.22	0.02	0.03	0.00	9.7	0.70
		мин	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.03
		макс	4.57	2.86	0.01	0.47	24.4	7.3	0.42	7.78	0.07	193	14.8
Py-m-p	19	ср знач	5.08	0.84	0.00	0.20	7.08	0.99	0.52	1.88	0.05	299	29
		медиан	2.88	0.22	0.00	0.19	4.14	0.60	0.17	0.59	0.04	81	25
		мин	0.04	0.03	0.00	0.09	0.57	0.09	0.02	0.02	0.00	2.0	3.0
		макс	18.5	9.00	0.03	0.52	25.2	2.20	3.20	8.82	0.11	2330	72
Py-p	22	ср знач	2.20	0.60	0.00	0.12	3.14	1.96	11	0.11	0.95	19.1	4.43
		медиан	1.80	0.09	0.00	0.13	1.53	0.11	1.05	0.03	0.24	17.2	0.96
		мин	0.30	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.1	0.00	0.00	0.30	0.15
		макс	10.8	9.4	0.01	0.25	14.8	38	136	0.42	7.23	52.2	68
Py-s	16	ср знач	2.20	7.55	0.04	0.07	4.31	8.75	1.14	0.10	0.04	61	7.4
		медиан	1.31	3.34	0.02	0.07	2.51	6.10	0.12	0.07	0.02	55	4.4
		мин	0.16	0.05	0.00	0.00	0.50	1.37	0.02	0.00	0.00	16	0.9

		макс	8.91	32.9	0.12	0.12	26.7	33.1	8.0	0.50	0.21	151	34
--	--	------	------	------	------	------	------	------	-----	------	------	-----	----

Примечание. п – количество анализов. Ру-т – пирит сульфидно-магнетитовых руд, Ру-т-р – пирит сульфидно-магнетитовых руд с пойкилитами, Ру-р – пирит халькопирит-пирротинных руд, Ру-с – пирит галенит-сфалеритовых руд.

Пирит галенит-сфалеритовых руд (Ру-с) образует ксеноморфные и субгедральные зерна. По сравнению с пиритом из сульфидно-магнетитовых и пироксен-пирротинных руд сравнительно обогащен Ni (3.6–732 г/т), Cu (3.6–642 г/т), Mn (0.9–432 г/т), Zn (6.2–2770 г/т), Ge (28–33 г/т), Se (20–144 г/т), Cd (0.05–32.9 г/т) и Te (1.37–33.1 г/т) (табл. 4.3.1). Содержания V (0.02–0.12 г/т), Ga (0.02–0.1 г/т), In (0.006–0.128 г/т), Sn (0.006–0.122 г/т), Tl (0.001–0.21 г/т), U (0.001–0.006 г/т) во всех разновидностях пирита, кроме пирита сульфидно-магнетитовых руд с пойкилитовыми включениями, ничтожные и мало отличимые.

Содержания Au значительно ниже, чем в пирите-т и варьирует в пределах 0.009–0.50 г/т при среднем 0.1 г/т (табл. 4.3.1).

В агрегатах пирита обычно содержатся минеральные включения, и их легко можно захватить во время химического анализа, поэтому важно различать элементы, которые встречаются в твердом растворе в пирите и те, которые можно отнести к минеральным включениям. Содержание As в пирите-т в несколько раз выше, чем в пирите халькопирит-пирротинных и галенит-сфалеритовых руд. Мышьяк на диаграммах содержаний Se–As, Au–As и Ag–As демонстрирует положительную связь с этими элементами, что возможно, свидетельствует о наличии этих элементов в структуре пирита (рис. 4.3.1а, д, е), так как не обнаружены минеральные включения этих элементов.

Содержания Se и Te в пирите возрастают от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам, положительная корреляция между этими элементами наблюдается только в пирите сульфидно-магнетитовых руд (рис. 4.3.1б). Кроме того, прямая связь Te с Ag наблюдается только в пирите галенит-сфалеритовых руд (рис. 4.3.1г). Большие вариации содержаний между Zn и Cd установлены в пирите халькопирит-пирротинных и галенит-сфалеритовых руд, где на диаграмме отмечается положительная корреляция, свидетельствующая о присутствии микровключений сфалерита (рис. 4.3.1в). Только в пирите сульфидно-магнетитовых руд установлены небольшие содержания Zn и Cd, где они имеют ограниченный разброс.

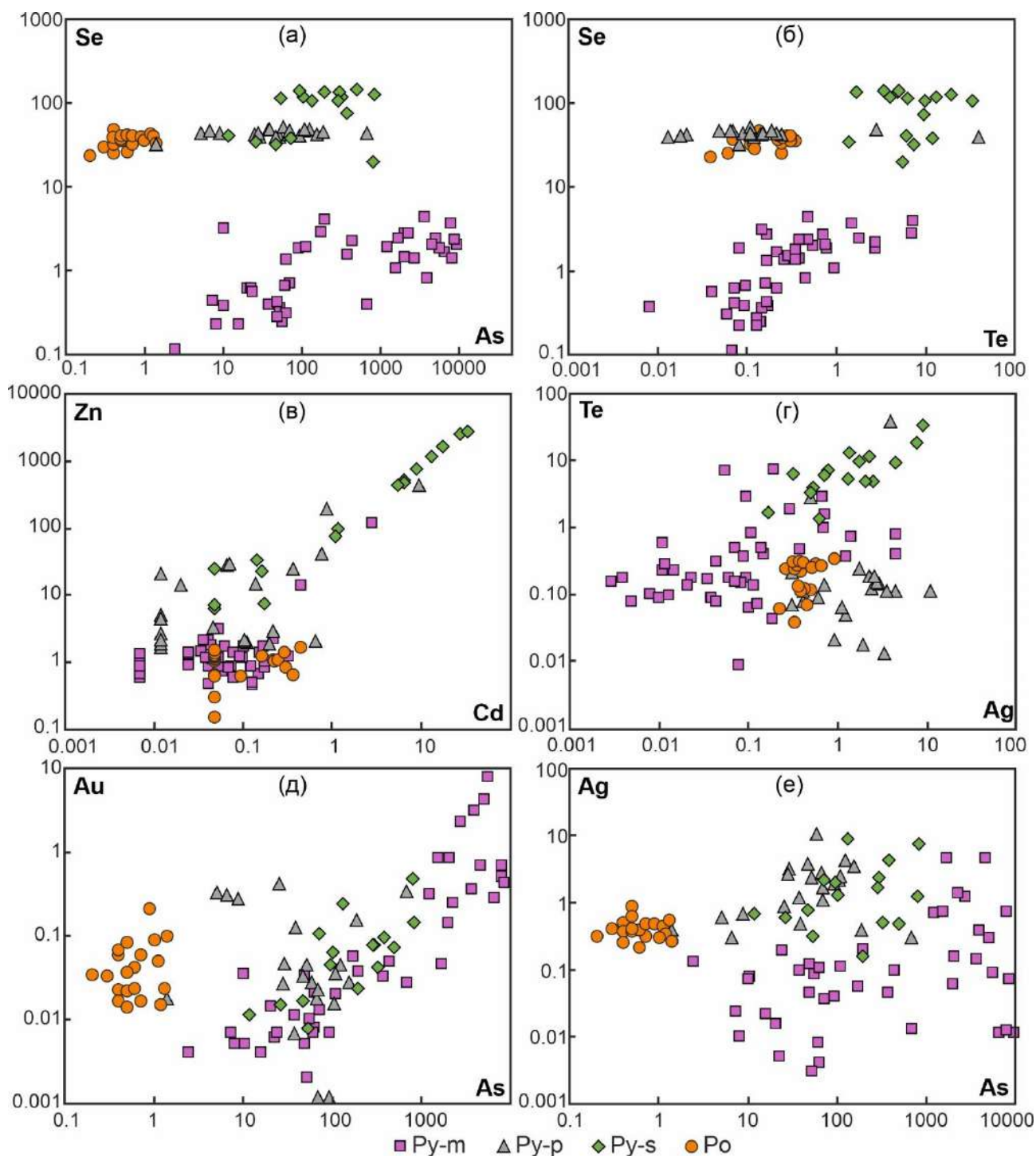


Рисунок 4.3.1 – Диаграммы зависимостей содержания элементов-примесей в разновидностях пирита и пирротина. Здесь и на рис. 4.3.3: Py-m – пирит сульфидно-магнетитовых руд, Py-p – пирит халькопирит-пирротиновых руд, Py-s – пирит галенит-сфалеритовых руд, Po – пирротин халькопирит-пирротиновых руд.

Для определения минералого-геохимических ассоциаций элементов в пирите сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд был использован метод кластерного анализа. Разновидности пирита руд месторождения Акташ также, как и разновидности галенита, были объединены в один анализ (рис. 4.3.2).

В пирите методом кластеризации обнаружены группы элементов (рис. 4.3.2): Sn-Ba-Ga-Cu-Mo-V и Au-As-Ni – вероятно, они входят в кристаллическую структуру пирита изоморфной форме, кроме Ba, который не характерен для пирита. Возможно, содержания Ba присутствуют за счет микровключений барита. Ассоциация Pb-Sb-Ag – обусловлена микровключениями галенита; Se-Ge-In-Cd-Zn – характеризует включения сфалерита; Bi-Te – связана с включениями теллуридов висмута (цумоита и пильзенита).

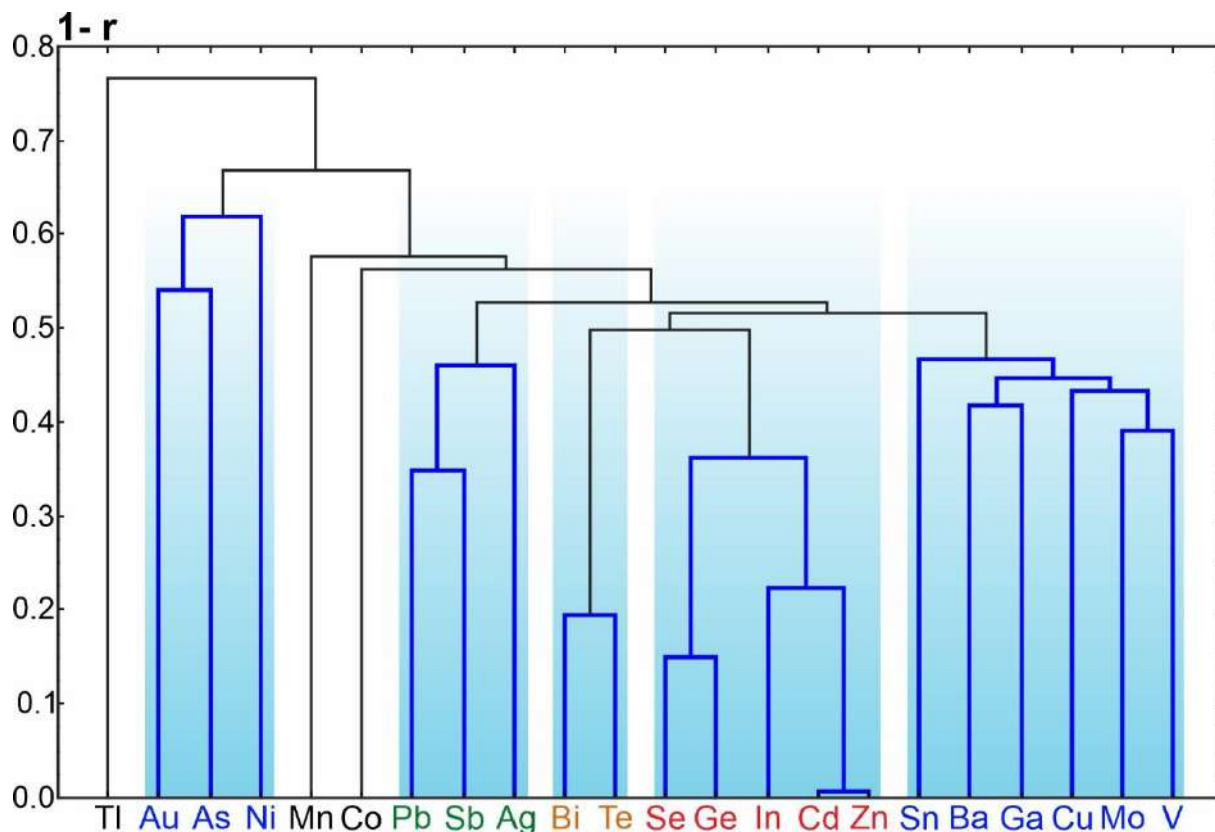


Рисунок 4.3.2 – Результаты кластеризации элементов-примесей в пирите сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых руд. Цветами выделены группы (кластеры) элементов.

Следует заметить, что пирит месторождения Акташ, содержит в несколько раз меньше Co по сравнению с пиритом скарново-сульфидно-магнетитовых месторождений, ассоциирующих с андезибазальтовыми формациями (например, месторождение Сарбай в Тургайском прогибе, авторские данные) (рис. 4.3.3). Относительно низкие содержания Co в пирите месторождения Акташ, скорее всего, свидетельствуют о низком содержании этого элемента в исходных породах.

В целом, пирит руд месторождения Акташ, кроме умеренных содержаний As, не содержит существенного количества ни технологичных, ни токсичных элементов-примесей.

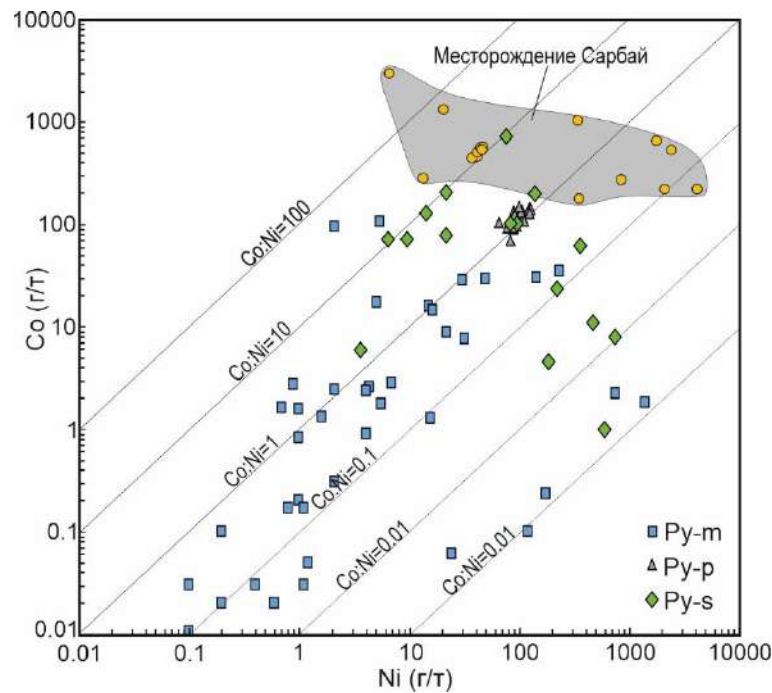


Рисунок 4.3.3 – Диаграмма соотношения Co-Ni для пирита месторождения Акташ и месторождения Сарбай (авторские данные).

4.3.1. Микротопохимия кристалла пирита

ЛА-ИСП-МС микрокартирование среза эвгдрального кристалла пирита и вмещающей нерудной матрицы сульфидно-магнетитовых руд позволяет выделить две основные группы химических элементов: рудная (Fe, S, Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Tl, As, Sb, Ag, Bi, Ge), связанная с пиритом, и нерудная (Mn, Mo, Ga, Sr, W, U, Mg, Si, Al, Ca, Ti, V), доминирующая в гранат-пироксеновой массе (рис. 4.3.1–4.3.4). Часть элементов-примесей (Au, Te, Se, Cd, In, Hg, Sn) имеют крайне низкие концентрации и гомогенно распределены как в сульфидной, так и нерудной массе. Области высоких содержаний некоторых химических элементов (Ba, K, Cr) прерывистой полосой окаймляют зерно пирита и не могут быть с уверенностью отнесены ни к одной из вышеописанных групп элементов. Благодаря структурному травлению $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ во внутреннем строении кристалла пирита можно выделить несколько зон. Центральная часть зерна сложена прерывистой зоной (1) с характерной грубой осцилляторной зональностью, содержащей множество включений нерудных минералов. Зона (1) обрастает и рассекается зоной «гладкого» пирита (2), лишенной включений и без проявленного зонального строения. В периферийной части кристалла пирита появляются слои с тонкой зональностью роста (3). Изученный кристалл окаймляется прерывистым слоем «пористого» пирита (4), расположенного на некотором удалении от границы зерна. Характерно, что небольшой соседний кристаллик пирита, также обрастает тонкой каймой пористого пирита. Рассмотрим распределение элементов-примесей в проанализированной области более подробно.

Fe и S. Содержания Fe и S в кристалле пирита значительно выше, чем во вмещающей гранат-пироксеновой массе. Маленькие участки пониженных концентраций в зерне связаны с включениями нерудных минералов (рис. 4.3.1.1). Содержания Fe во внешней пиритовой кайме снижаются в связи с присутствием мельчайших включений алюмосиликатов в «пористом» пирите.

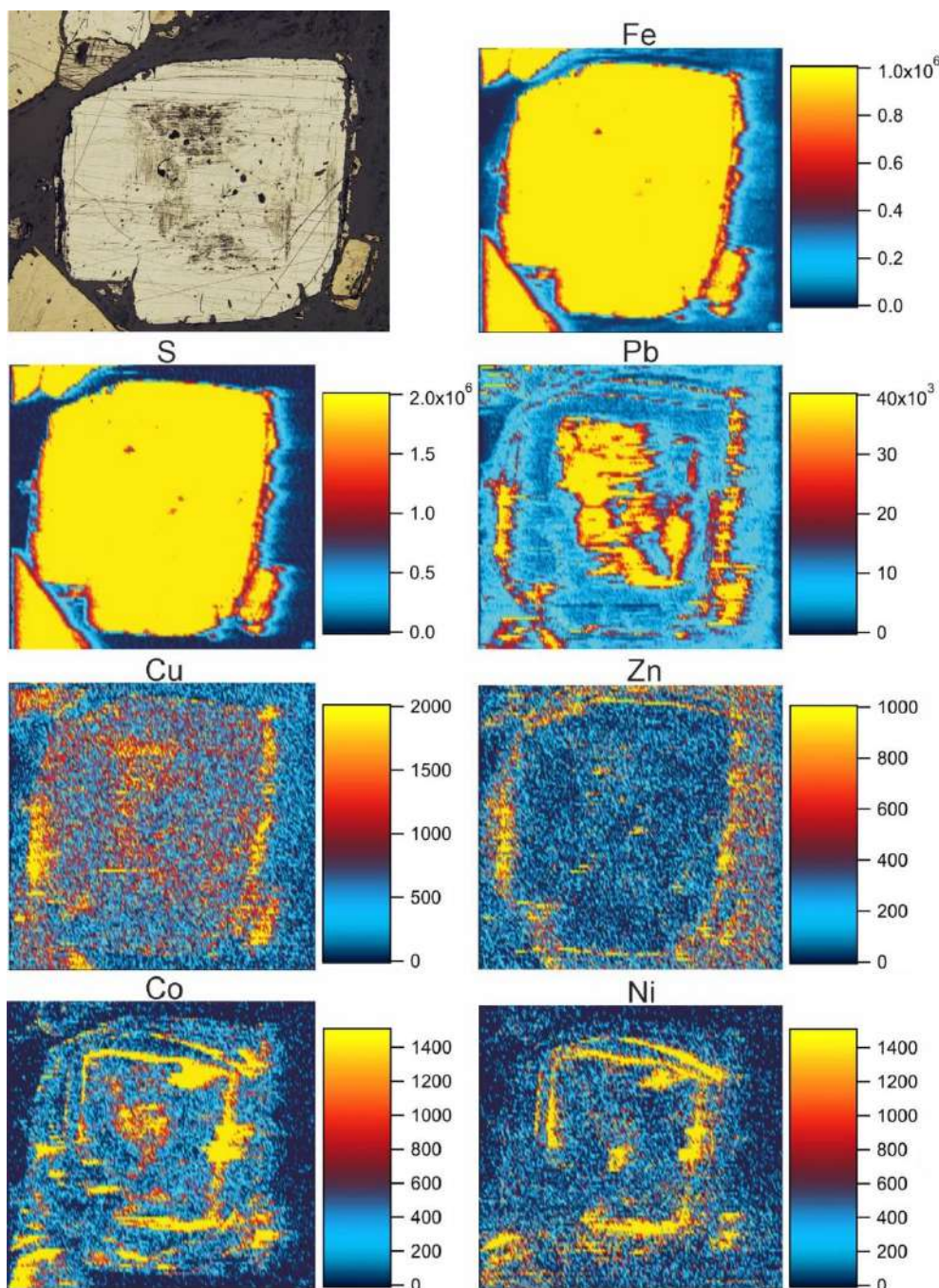


Рисунок 4.3.1.1 – Геохимические микрокарты распределения Fe, S, Pb, Cu, Zn, Co, Ni в срезе кристаллического пирита и цемента. Цветная шкала отражает интенсивность элементов в секунду (CPS).

Pb. Максимальные концентрации Pb установлены в центральной зоне (1) и кайме «пористого» пирита (4). Тонкие слои, обогащенные Pb, заметны также в периферийной (3) части кристалла пирита (рис. 4.3.1.1).

Cu. Примесь Cu сосредоточена преимущественно в кайме (4) и центральной части (1) зерна пирита (рис. 4.3.1.1). Отмечается, что фоновое содержание Cu в пирите несколько выше, чем во вмещающей гранат-пироксеновой матрице.

Zn. Своим распределением в изученной области Zn напоминает Cu, так что области с его высоким содержанием располагаются в центре (1) и в кайме (4) зерна (см. рис. 4.3.1). Однако в отличие от Cu, фоновые концентрации цинка в нерудной массе выше, чем в сульфиде.

Co и Ni. Максимальные концентрации Co и Ni сосредоточены в слоях «гладкого» пирита (2), в виде точек и участков повышенных содержаний в центральной (1) и периферийной (3) зонах кристалла (рис. 4.3.1.1).

Mn. Марганец, за исключением точек с повышенными концентрациями в центральной части зерна пирита, сосредоточен в нерудной гранат-пироксеновой матрице (рис. 4.3.1.2).

Tl. Содержания Tl в исследованном участке крайне низки, из-за чего выделить какие-либо обогащенные области невозможно (рис. 4.3.1.2).

As. Области повышенных концентраций As занимают переходную зону между зональным (1) и «гладким» (2) пиритом (рис. 4.3.1.2). Прерывистая зона, обогащенная As, обладает выраженными кристалломорфными очертаниями. Примесь мышьяка также локализуется в кайме «пористого» пирита (4).

Sb. Примесь Sb сосредоточена преимущественно в центральной зоне (1) пирита (рис. 4.3.1.2). Небольшие по размеру области с повышенным содержанием Sb располагаются в «пористом» пирите (4).

Ag. Распределение Ag относительно гомогенно в срезе сульфидов, благодаря чему кристаллы пирита хорошо выделяются на фоне нерудной массы (рис. 4.3.1.2). Участки максимальных концентраций Ag приурочены к кайме (4) пиритового зерна.

Au, Te и Se. Содержания Au, Te и Se в сульфидной и нерудной массе низкие, и каких либо участков с повышенными концентрациями не выявлено (рис. 4.3.1.2).

Mo. Точки, демонстрирующие обогащение примесью Mo, сосредоточены преимущественно в гранат-пироксеновой массе (рис. 4.3.1.3).

Bi. Максимальные концентрации Bi зафиксированы в кайме «пористого» пирита (рис. 4.3.1.3). Небольшие по площади пятна с повышенными содержаниями Bi заметны в центральной (1) и периферийной (2) зонах кристалла пирита.

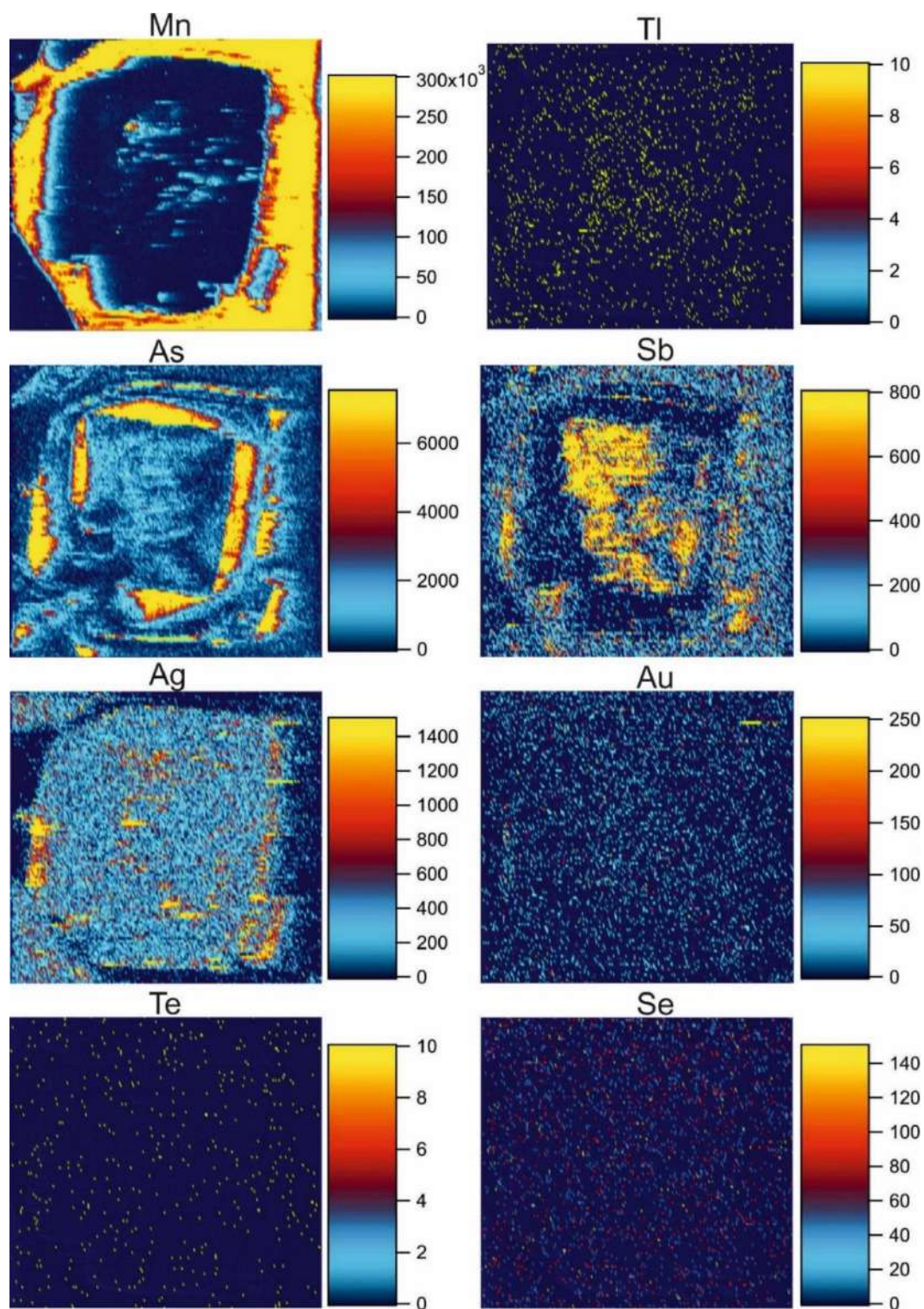


Рисунок 4.3.1.2 – Геохимические микрокарты распределения Mn, Tl, As, Sb, Ag, Au, Te, Se в срезе кристаллического пирита и цемента. Цветная шкала отражает интенсивность элементов в секунду (CPS).

Cd, In, Hg и Sn. Заметных аномалий концентраций Cd, In, Hg и Sn в изученном участке не замечено (рис. 4.3.1.3).

Ga. Точечное распределение повышенных концентраций Ga выявлено в нерудной массе, окружающей кристаллы пирита (рис. 4.3.1.3).

Ge. Участки, обогащенные примесью Ge, точно распределены в сульфидной массе (рис. 4.3.1.3).

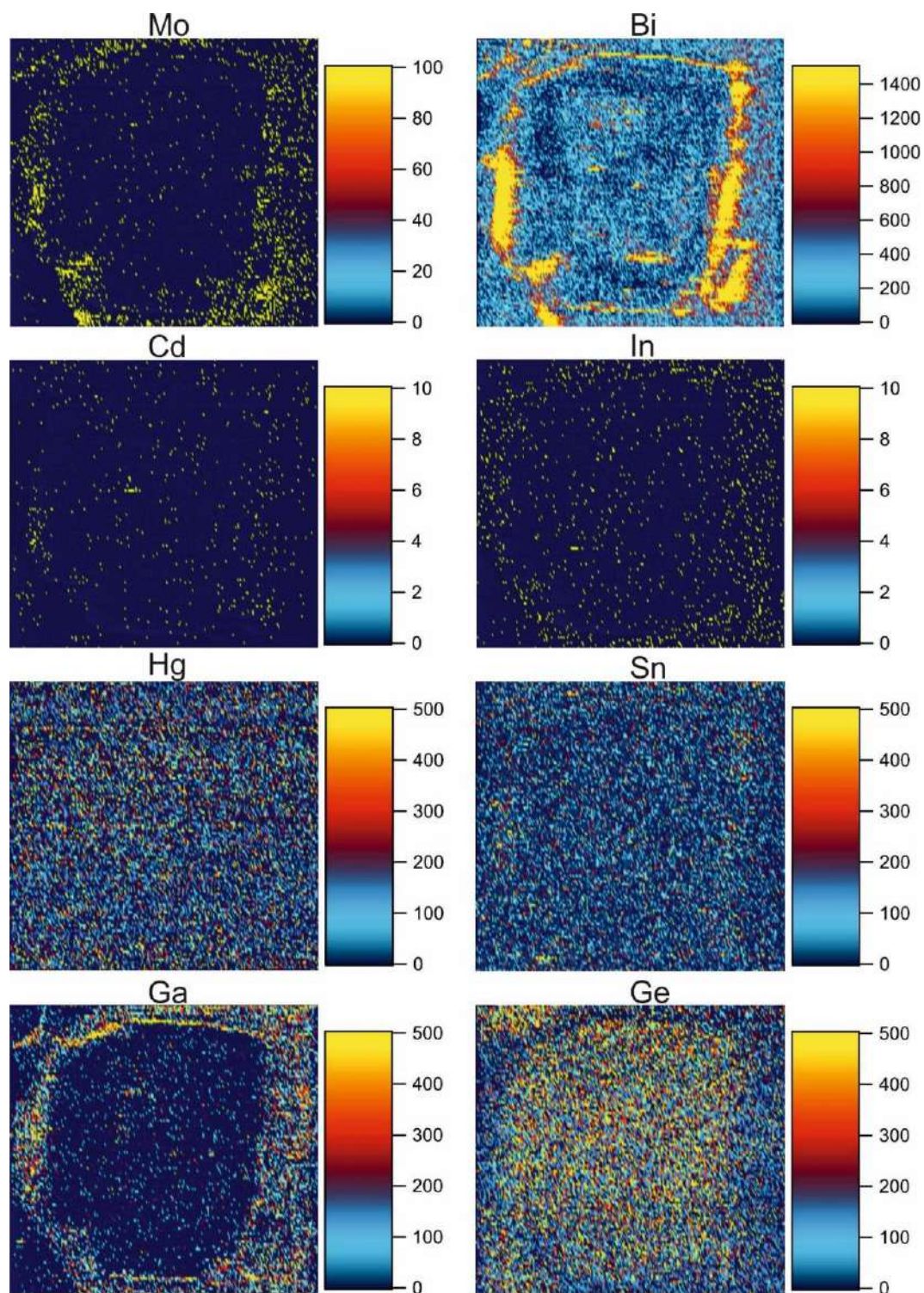


Рисунок 4.3.1.3 – Геохимические микрокарты распределения Mo, Bi, Cd, In, Hg, Sn, Ga и Ge в срезе кристаллического пирита и цемента. Цветная шкала отражает интенсивность элементов в секунду (CPS).

Sr. Примесь Sr довольно равномерно распределена в гранат-пироксеновой массе (рис. 4.3.1.4). Точки повышенных содержаний Sr в кристалле пирита связаны с включениями нерудных минералов.

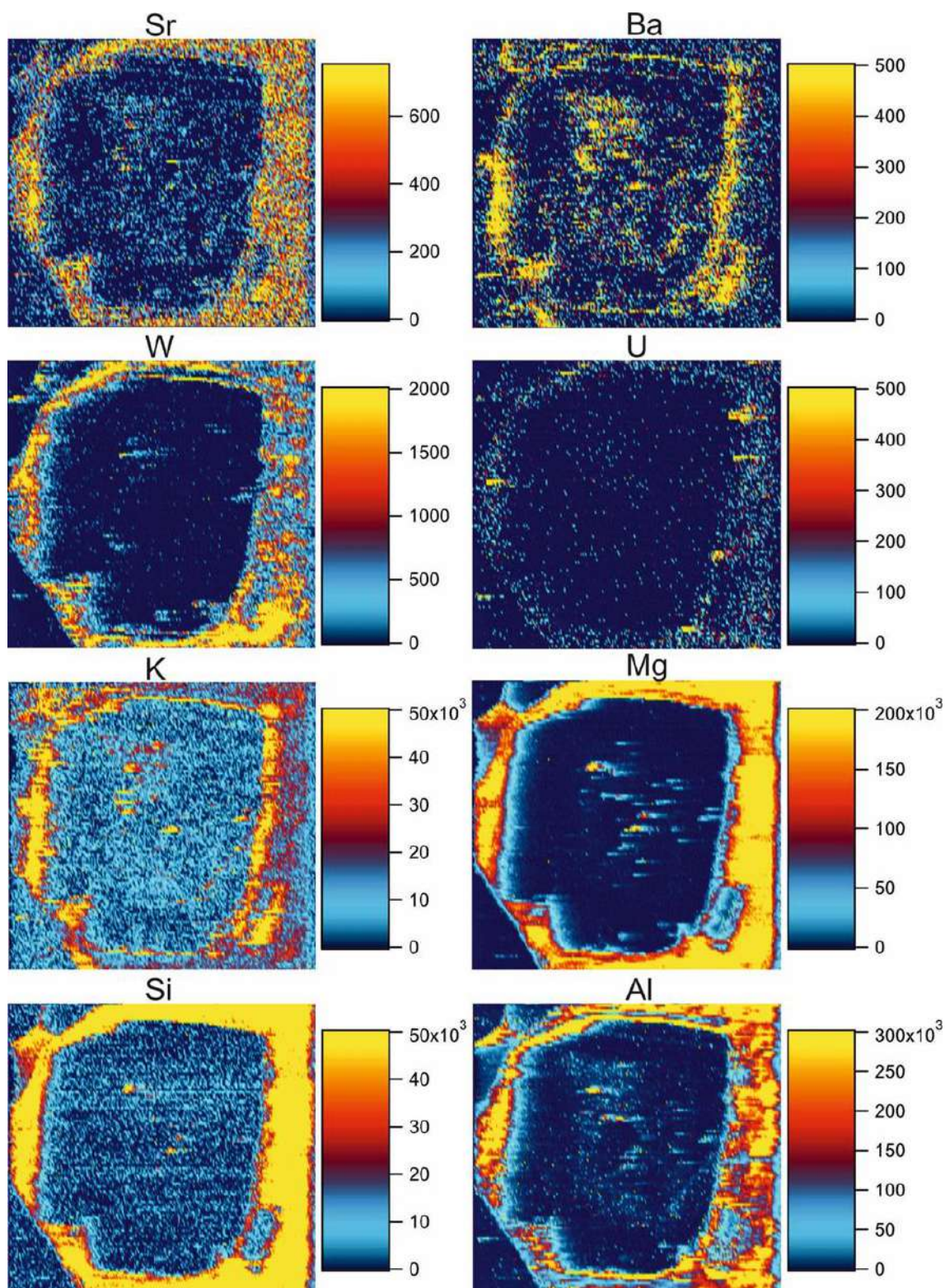


Рисунок 4.3.1.4 – Геохимические микрокарты распределения Sr, Ba, W, U, K, Mg, Si, Al в срезе кристаллического пирита и цемента. Цветная шкала отражает интенсивность элементов в секунду (CPS).

Вa. Барий в основном концентрируется в кайме «пористого» пирита (4) и центральной зональной части (1) кристалла (рис. 4.3.1.4). Пятна повышенных концентраций отмечаются в зоне «гладкого» пирита (2) и периферийной части кристалла (3).

W. Примесь вольфрама сконцентрирована в виде ореола вокруг каймы «пористого» пирита (4) (рис. 4.3.1.4). Повышенные содержания W связаны, вероятно, с микровключениями шеелита.

U. «Пятна» с повышенными концентрациями U расположены по периферии кристалла пирита (рис. 4.3.1.4).

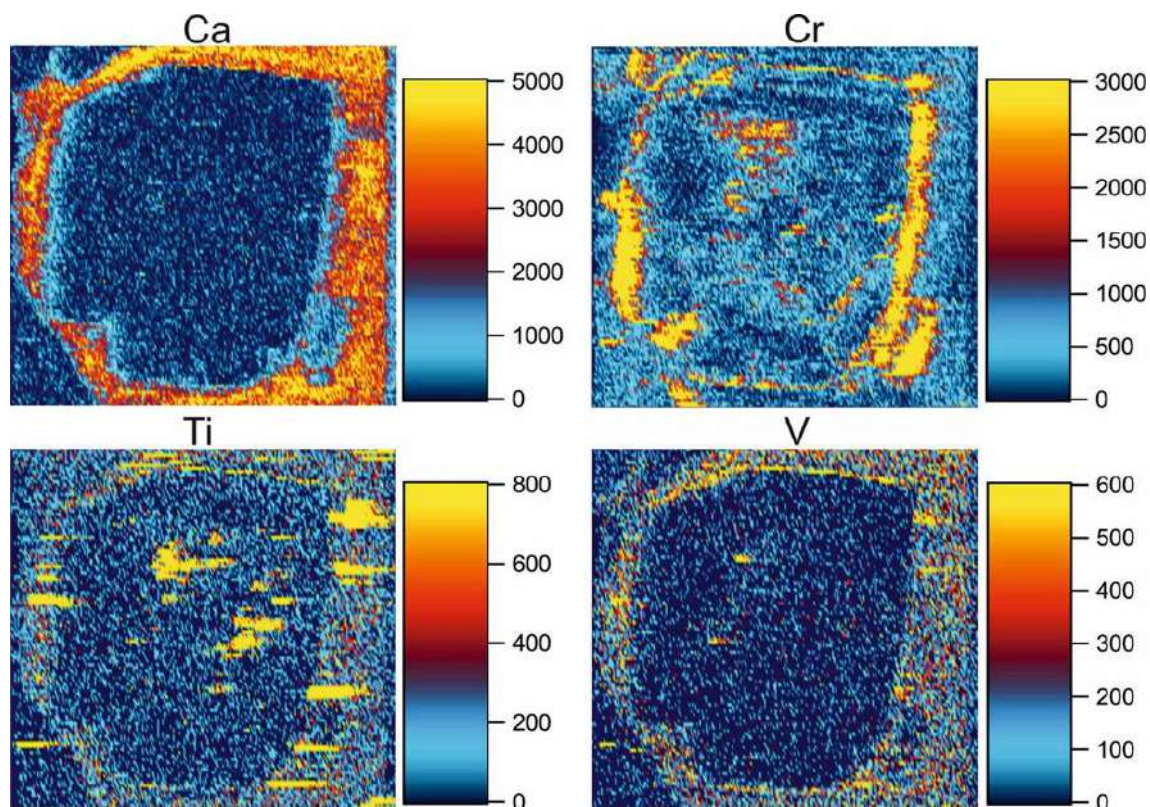


Рисунок 4.3.1.5 – Геохимические микрокарты распределения Ca, Cr, Ti, V в срезе кристаллического пирита и цемента. Цветная шкала отражает интенсивность элементов в секунду (CPS).

K. Максимальные содержания K тяготеют к краевой части зерна пирита (рис. 4.3.1.4). Мелкие «пятна» повышенных концентраций в сульфидной массе связаны с нерудными включениями.

Mg, Si. Содержания Mg и Si однородно распределены в гранат-пироксеновой массе (рис. 4.3.1.4).

Al. В нерудной матрице наблюдается пятнистая картина распределения Al, вероятно, связанная с ее неоднородностью (рис. 4.3.1.4).

Ca. Концентрации Ca однородно распределены в гранат-пироксеновой массе (рис. 4.3.1.5).

Cr. Хром связан с каймой «пористого» пирита (4) и, отчасти, с центральной частью кристалла (рис. 4.3.1.5).

Ti. «Пятна» повышенных концентраций титана относительно равномерно распределены в центральной части (1) кристалла, кайме «пористого» пирита (4) и нерудной массе (рис. 4.3.1.5).

V. Узкая полоса и «пятна», обогащенные V, прослеживаются в окружающем кристалл пирита нерудном ореоле (см. рис. 4.3.1.5).

Таким образом, кристаллы имеют зональное строение: выделяется ядро пойкилитового микрозернистого пирита, окруженное каймой субгедрального пирита. В ядре кристалла концентрируются химические элементы, характерные для пойкилитовых алюмосиликатов (Si, Al, Mg, V, Cr), титанита (Ti), вкрапленности галенита (Pb, Bi, Ag Sb), сфалерита (Zn, Mn), также в микрозернистом пирите повышены содержания Co и Ni. Завершающая стадия роста мелкозернистого пирита сопровождалась обогащением субгедрального пирита, как халькофильными (Pb, Cu, Zn, As, Bi, Ag), так и литофильными (Ca, K, Na, Cr) элементами-примесями.

4.4. Пирротин

Проанализированный пирротин из халькопирит-пирротиновых руд обеднен большинством химических элементов по сравнению с изученными разновидностями пирита (табл. 4.4.1) [Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г], кроме Co, Ni и Se, которые отмечаются в незначительных количествах.

Co и Ni. Никель и кобальт в пирротине демонстрируют самые высокие концентрации по сравнению с другими элементами-примесями. Содержание Co варьирует в пределах 77–109 г/т при среднем 93 г/т, а Ni – в диапазоне 28–111 г/т при среднем 68 г/т (табл. 4.4.1). Сопоставимые с сосуществующим пиритом содержания Co и Ni могут указывать на гомогенное распределение этих элементов-примесей в сульфидах халькопирит-пирротиновых руд.

Таблица 4.4.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в пирротине халькопирит-пирротиновых руд месторождения Акташ по данным ЛА-ИСП-МС

Параметр	n	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Mo
ср. знач.	22	0.18	3.4	93	68	0.74	0.97	0.03	12.1	0.67	36	0.07
медиана		0.04	2.1	91	66	0.65	1.08	0.02	11.9	0.5	37	0.04
мин		0.02	1.0	77	28	0.50	0.15	0.00	11.4	0.2	24	0.01
макс		2.68	18.0	109	111	1.70	1.68	0.26	14.1	1.4	48	0.42

	<i>n</i>	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	Au	Tl	Pb	Bi
ср. знач.	22	0.42	0.14	0.01	0.34	0.10	0.20	0.8	0.05	0.01	1.21	0.63
медиана		0.38	0.05	0.01	0.35	0.10	0.24	0.6	0.04	0.00	0.79	0.38
макс		0.22	0.05	0.00	0.11	0.01	0.04	0.5	0.01	0.00	0.3	0.20
мин		0.9	0.45	0.02	0.56	0.2	0.35	1.7	0.21	0.08	8.55	2.55

Примечание. n – количество анализов.

Se. Селен – следующий по распространенности элемент в пирротине (табл. 4.4.1). Его содержания колеблются от 24 до 48 г/т при среднем 36 г/т, равномерные количества свидетельствуют о вхождении в структуру пирротина. Концентрации Se в пирротине сопоставимы с таковыми в пирите халькопирит-пирротиновых руд (рис. 4.3.6а-б).

Ge. В пирротине наблюдается равномерное распределение содержаний Ge в интервале 11.4–14.1 г/т. Его среднее содержание составляет 12.1 г/т (табл. 4.4.1).

Mn. Содержания Mn установлены в количестве от 1 до 18 г/т при среднем значении 3.4 г/т (см. табл. 4.4.1).

Au, Ag, Te и Bi. Пирротин содержит крайне низкие концентрации Au (0.01–0.21 г/т), Ag (0.22–0.9 г/т), Te (0.04–0.35 г/т) и Bi (0.2–2.55 г/т) (табл. 4.4.1). Несмотря на это в ассоциации с пирротинном обнаружены самородное золото, теллуриды висмута и серебра [Ятимов, Котляров, 2019]. Также на диаграммах не наблюдается сильная связь этих элементов (рис. 4.3.6г-е).

Pb. Содержания Pb колеблются от 0.3 до 8.55 г/т, среднее 1.21 г/т (табл. 4.4.1). В одном анализе установлено ураганное содержание Pb, которое свидетельствует о присутствии микровключения галенита. Хотя галенит в халькопирит-пирротиновых рудах встречается редко.

Cu и Zn. Медь и цинк имеют низкие содержания, несмотря на постоянное присутствие халькопирита и сфалерита в ассоциации с пирротинном. Средние концентрации составляют: Cu 0.74 г/т и Zn 0.97 г/т (табл. 4.4.1). Это соответствует их содержанию в пирите сульфидно-магнетитовых руд.

Остальные элементы-примеси (**V, Ga, As, Mo, Cd, In, Sn, Sb, Ba, Hg, Tl, U**) в пирротине установлены в низких количествах, и средние их содержания варьируют в пределах 0.005–0.67 г/т (табл. 4.4.1).

Для пирротина халькопирит-пирротиновых руд месторождения Акташ методом максимального корреляционного пути вычислены всего лишь четыре минерально-геохимических ассоциации (табл. 4.4.2.). Первая ассоциация (As+Cu+Mn) свидетельствует о наличии включений халькопирита. Вторая ассоциация (Bi+Pb+V+Ga), возможно, связана с микровключениями галенита и нерудного минерала. Устойчивая связь Tl и Ag из третьей ассоциации, скорее всего, характеризует изоморфную примесь этих элементов в пирротине. Последняя ассоциация (Zn+Mo+Hg) отражает включения сфалерита. Неясным остается

отсутствие корреляции между Te, Bi и Ag – характерными элементами теллуридов, часто встречающихся в халькопирит-пирротиновых рудах.

Таблица 4.4.2. Ассоциации химических элементов в пирротине месторождения Акташ

Минерал	Ассоциация
Пирротин халькопирит- пирротиновых руд (Po)	I (As+Cu+Mn) + II (Bi+Pb+V+Ga) + Ba – III (Tl–Ag) + In – Sb – Ge – Au – U – Co – Ni – IV (Zn+Mo+Hg) – Sn – Cd – Se – Te

Примечание: в скобки заключены ассоциации элементов с повышенными по сравнению с соседними в ряду коэффициентами корреляции. Разделение плюсом означает значимые связи, тире – отсутствие значимых связей.

4.5. Халькопирит

По литературным данным из установленных элементов-примесей (V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ba, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, U), только Ag, Pb, Zn, As, Se, и Co обычно упоминаются как изоморфные примеси в твердом растворе в халькопирите, а Mn, Tl, In, Ga и Hg встречаются редко и в низких концентрациях [George et al., 2018].

Большинство элементов-примесей в халькопирите разных типов руд отмечаются в низких концентрациях [Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г]. Халькопирит руд месторождения Акташ характеризуется высокими содержаниями и максимальными вариациями значений Zn и Cd, что, вероятно, связано с микровключениями сфалерита (табл. 4.5.1).

Zn. Цинк по сравнению с другими элементами-примесями в халькопирите присутствует в высоких количествах. Это, вероятно, связано с присутствием микроскопических включений сфалерита, который часто срастается с халькопиритом, Zn на диаграмме показывает сильную положительную связь с Cd (рис. 4.5.1а). Однако, он может изоморфно входить в кристаллическую решетку халькопирита [George et al., 2018]. Халькопирит халькопирит-пирротиновых руд (Chp-p) сильнее обогащен Zn, чем в халькопирите сульфидно-магнетитовых (Chp-m) и галенит-сфалеритовых руд (Chp-s). Среднее содержание Zn в халькопирите-m составляет 311 г/т, в халькопирите-p 4412 г/т, а в халькопирите-s 1070 г/т (табл. 4.5.1).

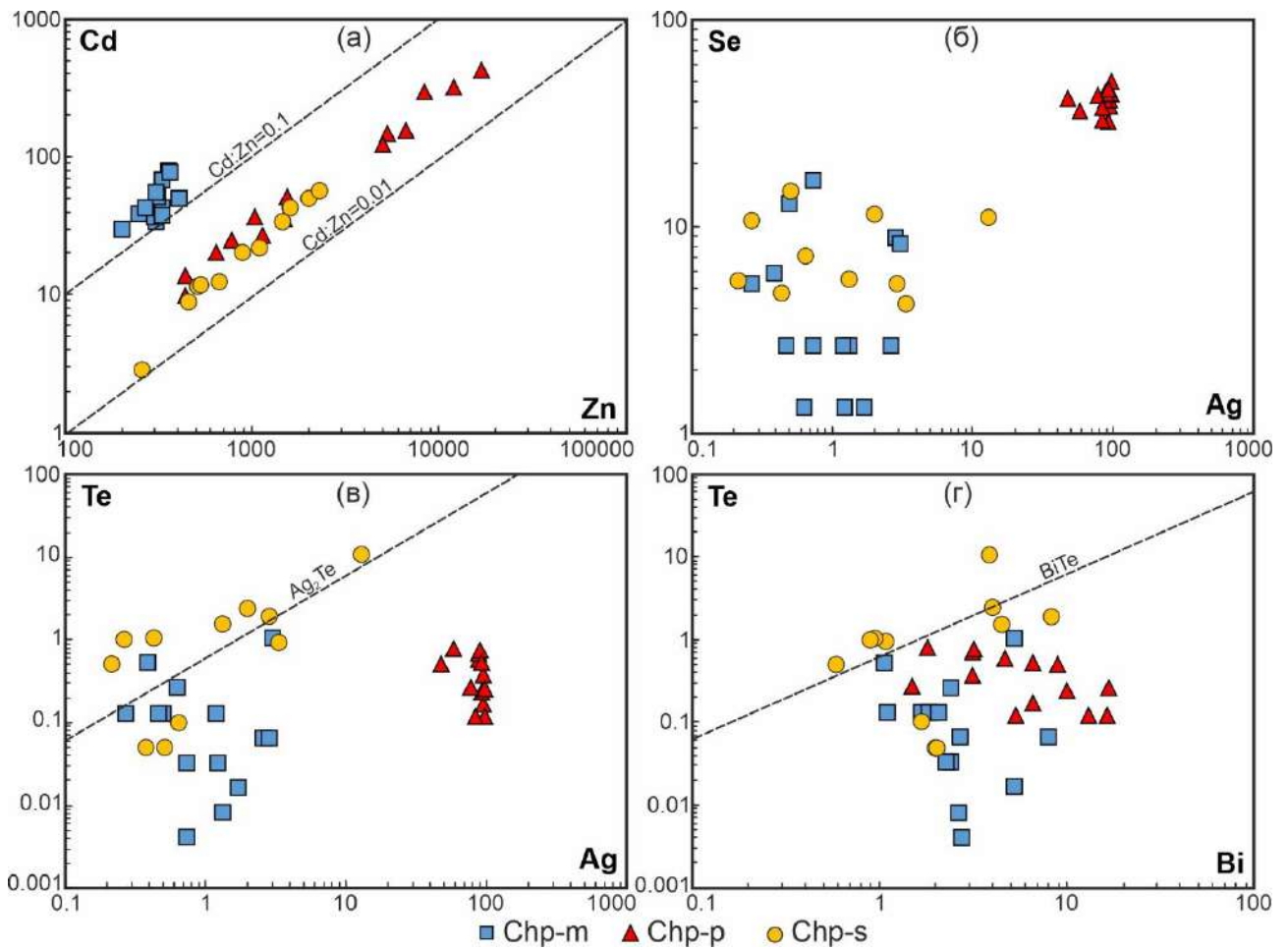


Рисунок 4.5.1 – Диаграммы зависимостей содержания элементов-примесей в разновидностях халькопирита. Здесь и на рис. 4.5.2, 4.5.3. Сру-м – халькопирит сульфидно-магнетитовых руд, Сру-р – халькопирит халькопирит-пирротиновых руд, Сру-с – халькопирит галенит-сфалеритовых руд.

Cd. Кадмий – второй значимый элемент после цинка. Повышенные содержания Cd отмечаются в халькопирите-р, среднее содержание которого составляет 122 г/т (рис. 4.5.1а). Среднее содержание Cd в халькопирите-м (50 г/т) ниже по сравнению с халькопиритом-р, хотя у них близкие медианные содержания (табл. 4.5.1). В халькопирите-с среднее содержание Cd 25 г/т. Содержания кадмия связаны со сфалеритом (рис. 4.5.1а).

Pb. Повышенные содержание Pb отмечаются в халькопирите-с, в среднем 112 г/т (табл. 4.5.1), тогда как в халькопирите-р (14.3 г/т) оно в несколько раз ниже. Самые низкие содержания Pb отмечаются в халькопирите-м, где среднее значение составляет 4.8 г/т. Свинец может частично входить в структуру халькопирита, но судя по большому колебанию его содержаний и положительной корреляции с Bi и Sb, можно предполагать присутствию Pb за счет микровключений галенита (рис. 4.5.3а-б). Обычно в сульфидно-магнетитовых и пироксен-пирротиновых рудах галенит с халькопиритом встречаются в тесном срастании, а в халькопирит-пирротиновых рудах галенит наблюдается крайне редко в виде тонких включений.

Таблица 4.5.1. Содержания элементов-примесей (г/т) в разновидностях халькопирита руд месторождения Акташ

Тип	n		V	Mn	Co	Ni	Zn	Ga	Ge	As	Se	Mo	Ag
Chp-m	14	ср знач	0.14	3.2	0.04	0.24	311	0.19	0.31	0.55	5.5	0.16	1.3
		медиан	0.08	1.4	0.02	0.07	310	0.14	0.07	0.14	2.7	0.13	1.0
		мин	0.02	0.03	0.01	0.05	200	0.04	0.02	0.005	1.4	0.07	0.3
		макс	0.57	13	0.13	1.00	410	0.64	2.11	4.10	17	0.45	3.0
Chp-p	14	ср знач	0.12	27	1.7	1.2	4412	0.08	5.8	1.5	41	0.20	84
		медиан	0.09	24.9	0.9	0.3	1515	0.05	5.6	1.3	42	0.19	89
		мин	0.01	1.6	0.2	0.1	437	0.01	4.3	0.2	32	0.11	47
		макс	0.57	88.1	9.6	11	16900	0.26	7.6	5.9	51	0.50	97
Chp-s	13	ср знач	0.07	22	1	0.22	1070	0.2	15	10	8	0.1	2.3
		медиан	0.07	19	0.3	0.18	891	0.2	15	8	6	0.08	0.7
		мин	0.04	0.5	0.1	0.02	259	0.1	14	6	4.3	0.04	0.2
		макс	0.19	62	7.5	0.89	2310	0.6	16	21	15	0.16	13
Тип	n		Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
Chp-m	14	ср знач	50	1.6	0.29	0.41	0.18	0.84	0.04	0.22	0.26	4.8	2.9
		медиан	44	1.6	0.20	0.33	0.10	0.10	0.03	0.14	0.08	3.0	2.4
		мин	31	1.0	0.01	0.11	0.004	0.01	0.01	0.01	0.01	0.7	1.1
		макс	82	2.2	0.90	0.91	1.05	5.00	0.08	1.17	2.00	13	8.0
Chp-p	14	ср знач	122	1.5	0.6	0.3	0.4	2.7	0.17	2.0	0.10	14	7.2
		медиан	45	1.3	0.7	0.2	0.3	2.5	0.10	0.9	0.06	11	6.0
		мин	10	1.0	0.2	0.1	0.1	0.4	0.04	0.2	0.02	3.6	1.5
		макс	430	2.4	1.0	0.7	0.8	5.5	0.40	9.6	0.25	35	16.8
Chp-s	13	ср знач	25	0.05	0.31	2.9	1.84	0.5	0.04	0.52	0.30	112	2.7
		медиан	21	0.05	0.29	2.6	1.00	0.2	0.04	0.65	0.26	48	2.0
		мин	2.9	0.03	0.12	0.3	0.05	0.2	0.01	0.05	0.08	11	0.6
		макс	58	0.08	0.48	6.5	10.7	1.4	0.10	1.40	0.82	650	8.3

Примечание. n – количество анализов. Сру-т – халькопирит сульфидно-магнетитовых руд, Сру-р – халькопирит халькопирит-пирротитовых руд, Сру-с – халькопирит галенит-сфалеритовых руд.

Ag. Серебро обычно образует изоморфную примесь в халькопирите, его высокие содержания наблюдаются в халькопирите-р (табл. 4.5.1, рис. 4.5.1б-в). Содержания Ag в халькопирите халькопирит-пирротитовых руд варьируют от 47 до 97 г/т, среднее составляет 84 г/т. В халькопирите-т (в среднем 1.3 г/т) и халькопирите-с (в среднем 2.3 г/т) Ag содержится в малых количествах и, судя по положительной корреляции с Pb и Bi, присутствует в виде минеральных включений галенита (рис. 4.5.3в-г). Возможно, серебро в халькопирите халькопирит-пирротитовых руд содержится в изоморфной форме. В целом, высокие содержания Ag наблюдаются только в халькопирите халькопирит-пирротитовых руд. Это

относительно выше кларка Ag в халькопирите (65.6 г/т) полиметаллических руд скарновых месторождений территории стран СНГ [Иванов, 1997].

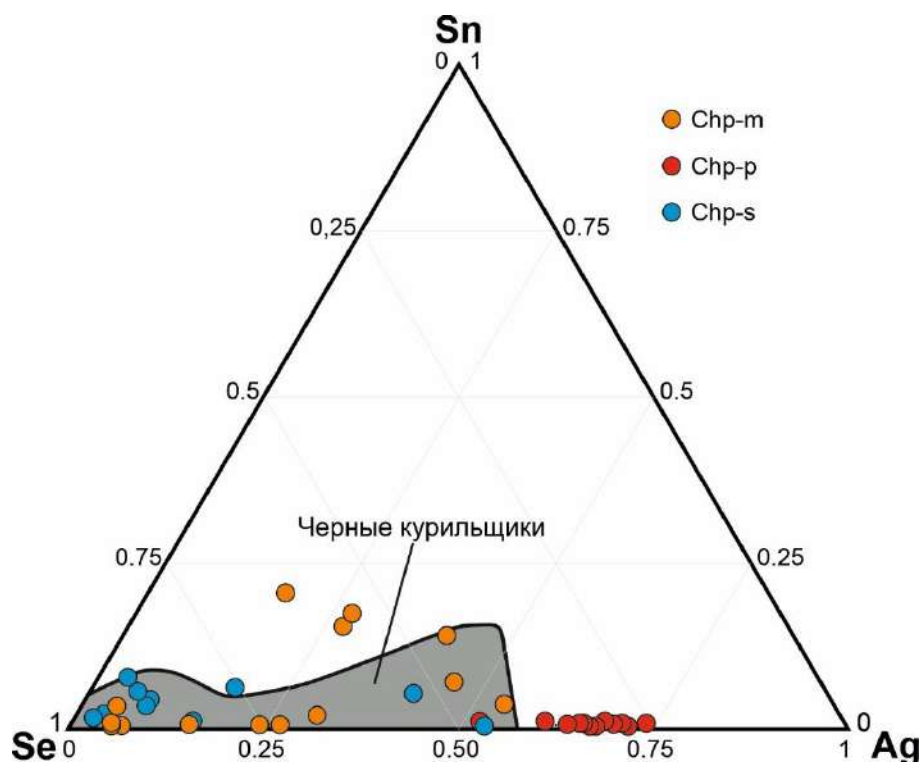


Рисунок 4.5.2 – Треугольная диаграмма Se-Ag-Sn для разновидностей халькопирита месторождения Акташ.

Se. Этот элемент обычно изоморфно замещает S в кристаллической решетке халькопирита. В разновидностях халькопирита руд месторождения Акташ количества Se наряду с Zn, Cd и Ag уменьшается от сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых к хлорит-пирротитовым рудам (табл. 4.5.1, рис. 4.5.16). Его относительно повышенное среднее содержание отмечается в халькопирите-р 41 г/т, а в халькопирите-м (5.5 г/т) и халькопирите-с (8 г/т) установлено в небольших количествах (см. табл. 4.5.1). По некоторым данным, высокие содержания Se в халькопирите могут отражать температуры минералообразования [Auclair et al., 1987; Butler, Nesbitt, 1999]. Именно повышенные содержания Se в халькопирите черных курильщиков свидетельствуют о его образовании при более высоких температурах [Butler, Nesbitt, 1999]. Халькопирит месторождения Акташ в сравнении с халькопиритом труб черных курильщиков современных гидротермальных полей обеднен Se [Maslennikov et al., 2017; Масленников и др., 2016] (рис. 4.5.2).

Mn. Распределение содержаний Mn в разновидностях халькопирита месторождения Акташ наблюдается в широком диапазоне. Содержания Mn в халькопирите сульфидно-магнетитовых руд (в среднем 3.2 г/т) в несколько раз ниже по сравнению с другими разновидностями халькопирита (табл. 4.5.1). Содержание Mn в халькопирите халькопирит-

пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд почти сопоставимы. Его среднее содержание в халькопирите-р составляет 27 г/т, а в халькопирите-с 22 г/т (см. 4.5.1). Судя по соотношению содержаний Mn и Zn, его содержания связаны с микровключениями сфалерита.

Ge и As. В распределении этих элементов отмечается увеличение от разновидности халькопирита-т к халькопириту-с (табл. 4.5.1). Средние содержания Ge и As в халькопирите-т составляют 0.31 и 0.55 г/т, а в халькопирите-р – 5.8 и 1.5 г/т. Относительно высокие содержания Ge и As отмечаются в халькопирите-с со средним значениями для Ge 15, а для As 10 г/т. Германий показывает менее широкие вариации значений по сравнению с мышьяком (рис. 4.5.3д).

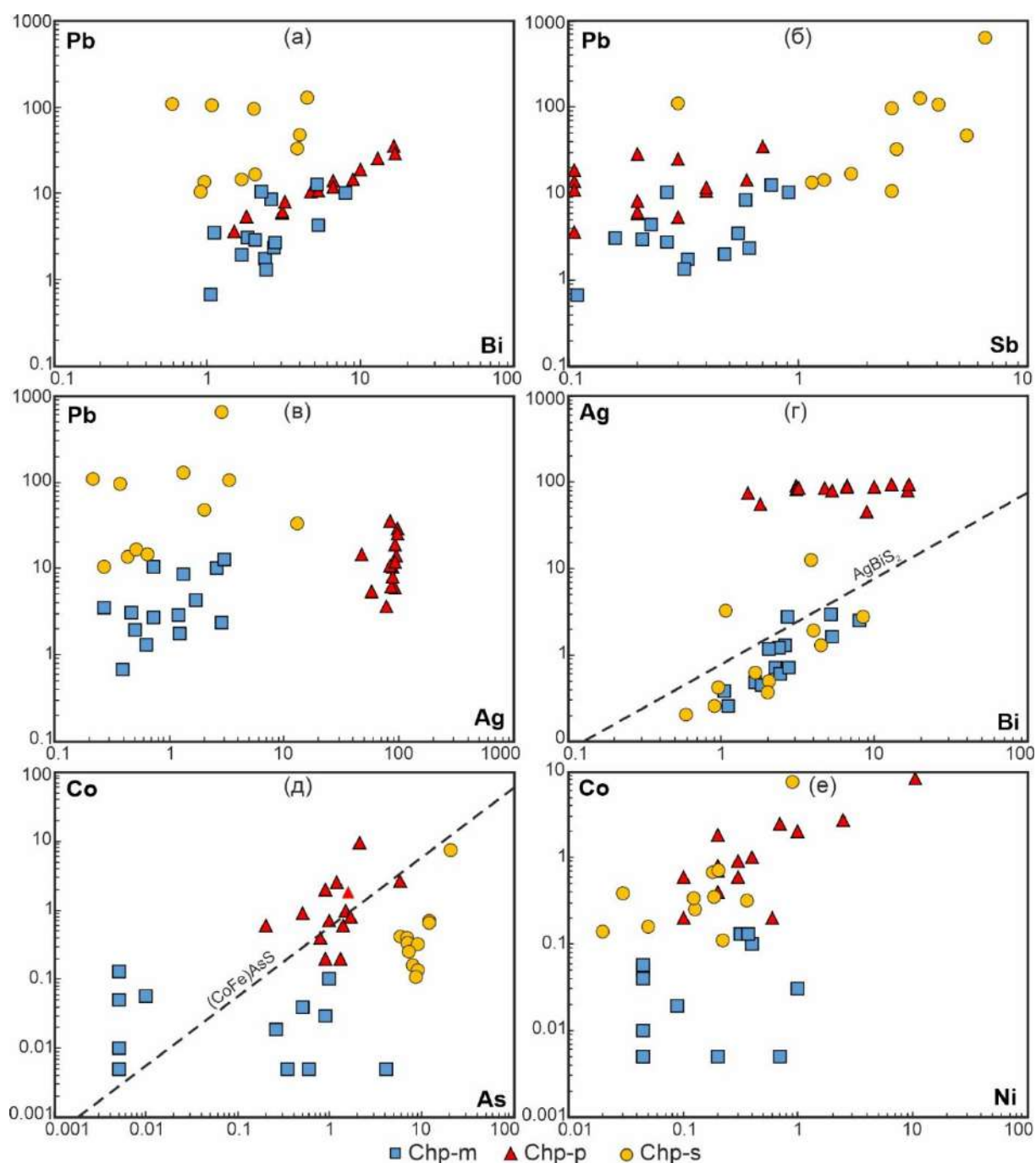


Рисунок 4.5.3 – Диаграммы зависимостей содержания элементов-примесей в разновидностях халькопирита.

Bi. Висмут в халькопирите месторождения Акташ содержится в небольшом количестве, наиболее высокая его концентрация установлена в халькопирите-р. Содержания Bi в халькопирите-р колеблются в пределах 1.5–16.8 г/т, в среднем составляя 7.2 г/т. В халькопирите-м (среднее 2.9 г/т) и халькопирите-s (в среднем 2.7 г/т) наблюдаются близкие концентрации (табл. 4.5.1). Bi, видимо, связан с микровключениями галенита, так как во всех разновидностях халькопирита наблюдается положительная связь между Bi и Pb (рис. 4.5.3а). Сильная связь между Bi и Ag установлена в халькопирите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд, что соответствует линии стехиометрического состава матильдита, который встречается в виде твердого раствора в галените (рис. 4.5.3г).

In. Индий обычно встречается в небольших количествах (см. табл. 4.5.1). В халькопирите-м и халькопирите-р по отношению к халькопириту-s концентрации относительно выше. Среднее содержание In в халькопирите-м составляет 1.6 г/т, халькопирите-р 1.5 г/т и в халькопирите-s 0.05 г/т (табл. 4.5.1). Как видно, содержания In в халькопирите сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротитовых руд сопоставимы.

Co и Ni. Кобальт и никель встречаются в низких концентрациях в (табл. 4.5.1). Наименьшие содержания Co и Ni установлены в халькопирите-м (в среднем Co 0.04 и Ni 0.24 г/т), а также Ni в халькопирите-s (в среднем 0.22 г/т). Средние содержания Co и Ni в халькопирите-р составляют 1.71 и 1.24 г/т, соответственно. В халькопирите-s содержание Co изменяется в пределах от 0.1 до 7.5 г/т, в среднем 1 г/т, что в несколько раз больше среднего содержания Ni в этом халькопирите. Кобальт и никель могут входить изоморфно в кристаллическую решетку халькопирита. Однако, могут присутствовать и за счет микровключений глаукодота, который были обнаружены в халькопирит-пирротитовых рудах. Об этом свидетельствует также положительная корреляция Co с As и Ni, что совпадает с линией стехиометрического состава глаукодота (рис. 4.5.3д-е).

Sb и Te. Разновидности халькопирита месторождения Акташ характеризуются низкими содержаниями Sb и Te галенит-сфалеритовых руд (см. табл. 4.5.1). В халькопирите сульфидно-магнетитовых руд составляют Sb 0.11–0.91 г/т и Te 0.004–1.05 г/т, в халькопирит-пирротитовых руд Sb 0.1–0.7 г/т и Te 0.12–0.8 г/т. Халькопирит-s обладает более высокими содержаниями Sb (0.3–6.46 г/т) и Te (0.05–10.7 г/т) по сравнению с халькопиритом сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротитовых руд. Содержания Sb связаны с микровключениями галенита, так как положительно коррелируют с Pb во всех разновидностях халькопирита (рис. 4.5.3б). Несмотря на присутствие теллуридов висмута и серебра в халькопирит-пирротитовых рудах, не

отмечается положительная корреляция Te с Bi и Ag (рис. 4.5.1в-г), но условно положительно они коррелируют в халькопирите галенит-сфалеритовых руд (рис. 4.5.1в-г).

Ba и Hg. Содержания этих элементов в халькопирите руд месторождения Акташ низкие. Повышенные содержания Ba 0.4–5.5 г/т и Hg 0.2–9.6 г/т отмечаются в халькопирите халькопирит-пирротиновых руд (табл. 4.5.1). Средние содержания Ba и Hg в халькопирите-m 0.84 г/т и 0.22 г/т, а в халькопирите-s 0.5 г/т и 0.52 г/т, соответственно. Возможно, содержание Hg связано с микровключениями сфалерита.

V, Ga, Mo, Sn, Au, Tl и U. Содержания этих элементов присутствуют в крайне низких количествах во всех разновидностях халькопирита и сопоставимы между собой (табл. 4.5.1). Средние их содержания не превышают 1 г/т (см. табл. 4.5.1).

Для определения минералого-геохимических ассоциаций элементов в разновидностях халькопирита руд различного минерального состава был использован метод кластерного анализа. Разновидности каждого минерального вида сульфидов объединены в один анализ (рис. 4.5.4).

В разновидностях халькопирита в виде изоморфной примеси участвуют следующие группы (рис. 4.5.4): Ni-Co, As-Ge, Ag-Se и Tl-Ga-V. Te-Pb-Sb – показывает наличие микровключений галенита, который обычно сростается с халькопиритом. Группа Hg-Cd-Zn-Mn связана с микровключениями сфалерита; Bi-Au – вероятно, присутствует за счет срастания включений самородного золота и самородного висмута.

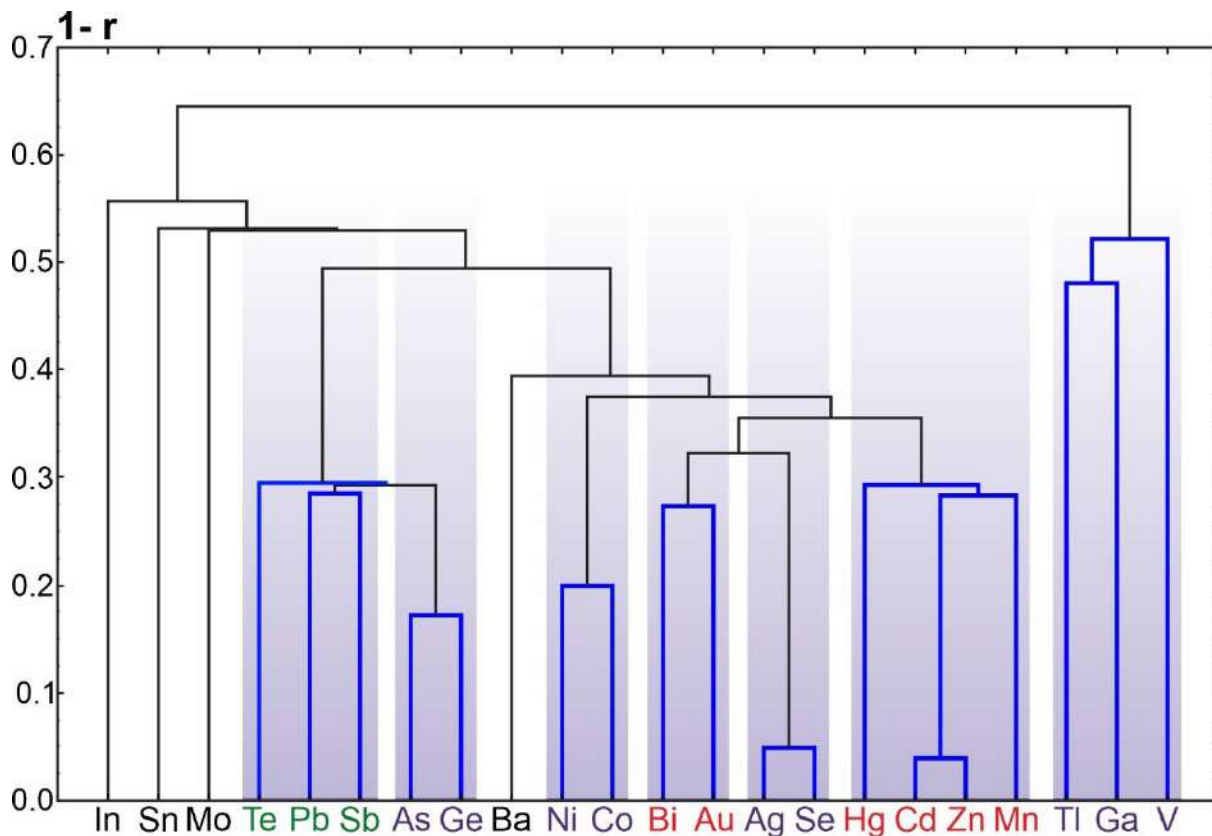


Рисунок 4.5.4 – Результаты кластеризации элементов-примесей в халькопирите сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд. Цветами выделены группы (кластеры) элементов.

Выводы

Таким образом, каждая разновидность сульфидов характеризуется своей геохимической специализацией. В распределении некоторых элементов-примесей в сульфидах различных минеральных ассоциаций наблюдаются закономерности. В разновидностях галенита установлено понижение содержаний Bi, Ag, Cu, Cd, Tl и увеличение содержаний Se, Te и Sb от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам. Сфалерит сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротиновых руд содержит высокие содержания Fe, Cd, Mn, а в сфалерите галенит-сфалеритовых руд содержания этих элементов понижаются с возрастанием содержаний Co, As, Pb. Для пирита характерно присутствие аномально высокого содержания As. При этом содержания Co, Ni, Cu, Zn, Ge и Se увеличиваются от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам. Халькопирит халькопирит-пирротиновых руд содержит в несколько раз больше Zn, Cd, Ag, Se, Bi и Ni, чем в халькопирите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд. Для халькопирита галенит-сфалеритовых руд характерны повышенные содержания Pb, As, Ge, Te, Sb. В пирротине отмечаются относительно высокие содержания Co, Ni, Ge, Se.

Главным минералом-концентратором Ag, Bi, Te, Se является галенит, а Cd – сфалерит всех типов руд. Также повышенные содержания Ag характерны для халькопирита халькопирит-пирротиновых руд. Пирит и пирротин, кроме As, не содержат существенного количества ни технологичных, ни токсичных элементов-примесей. В общем, руды месторождения Акташ являются комплексными, из них можно попутно извлекать большинство элементов-примесей.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ (МОДЕЛЬ) ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

5.1. Изотопный состав серы в сульфидах

Влияние источников серы из вмещающих пород часто находит свое отражение в изотопном составе серы гидротермальных сульфидов. Прежде всего это относится к сульфидам, обогащенным тяжелым изотопом серы. Огромные запасы тяжелой серы морского происхождения, заключенные в толщах осадочных пород, могут быть возвращены к активной жизни под влиянием гидротермальных, эпигенетических, метаморфических или магматических процессов [Виноградов, 1980].

Сульфидное оруденение на месторождении Акташ встречается во всех стадиях скарнового этапа и в целом, следует отметить совмещение в различных минеральных ассоциациях нескольких разновидностей пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита и галенита.

Изотопные соотношения серы изучены в сульфидах, в пирите, пирротине, сфалерите и галените из прожилково-вкрапленных, вкрапленно-массивных и полосчато-массивных сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд, а также в скарнах [Ятимов, Садыков, 2023a]. Пирит из различных ассоциаций руд имеет значения $\delta^{34}\text{S}$ от -0.94 до $+10.37$ ‰, CDT, что показывают довольно широкие вариации изотопного состава серы (табл. 5.1.1, рис. 5.1.1a, 5.1.2). Более легкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (от -0.94 до $+3.58$ ‰, CDT) характерны для пирита серпентин-гранат-пироксеновых скарнов ассоциации и пиритовых прожилков (табл. 5.1.1). Возможно, этот пирит образуется на поздних стадиях рудообразования за счет магматогенно-гидротермальных флюидов.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирротина из халькопирит-пирротиновых руд в целом изменяются от -1.45 до $+5.12$ ‰, в среднем по 6 пробам составляет 2.49 ‰, CDT (табл. 5.1.1, рис. 5.1.2). Судя по полученным результатам изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ в пирротине, источником серы в значительной мере являлись магматогенно-гидротермальные флюиды.

Таблица 5.1.1. Изотопный состав серы в пирите и пирротине месторождения Акташ

№ п/п	Описание	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
Скарны			
1	Кристалл пирита в кальцит-пироксеновой массе	Пирит	7.21
2	Эвгедральные кристаллы пирита в пироксен-гранатной массе	Пирит	10.37
3	Вкрапленность пирита в хлорит-пироксен-гранатовой ассоциации	Пирит	7.58
4	Агрегат пирита в гранат-пироксеновой ассоциации	Пирит	1.87
Сульфидно-магнетитовые руды			

5	Пирит в сульфидно-магнетитовых рудах	Пирит	7.48
6	Пиритовые агрегаты в массивных магнетитовых рудах	Пирит	4.37
7	Пирит-галенит-магнетитовая ассоциация	Пирит	7.05
8	Вкрапленность пирита в магнетитовых рудах	Пирит	7.44
9	Прожилок пирита в магнетитовых рудах	Пирит	9.03
10	Массивно-полосчатые сульфидно-магнетитовые руды	Пирит	4.21
11	Полосчатые сульфидно-магнетитовые руды	Пирит	5.72
12	Пирит из сульфидно-магнетитовых руд	Пирит	8.96
13	То же	Пирит	8.54
14	Прожилок пирита в сульфидно-магнетитовых рудах	Пирит	1.87
15	То же	Пирит	1.81
16	Пирит в гранат-пироксеновой ассоциации из сульфидно-магнетитовых руд	Пирит	0.32
17	Крупный агрегат пирита в сульфидно-магнетитовых рудах	Пирит	6.14
18	Вкрапленность пирита в магнетитовых рудах	Пирит	5.64
Халькопирит-пирротиновые руды			
19	Гнездо пирита в халькопирит-пирротиновых рудах	Пирит	-0.94
23	Пирротин из халькопирит-пирротиновых руд	Пирротин	1.55
24	То же	Пирротин	2.03
25	То же	Пирротин	2.91
26	То же	Пирротин	1.90
27	То же	Пирротин	1.45
28	То же	Пирротин	5.12
Галенит-сфалеритовые руды			
20	Пирит в галенит-сфалеритовых рудах	Пирит	4.55
21	Пирит галенит-сфалеритовых руд в цементе пироксена	Пирит	4.12
22	Пирит в галенит-сфалеритовых рудах в ассоциации с серпентином	Пирит	3.58
23	То же	Пирит	3.86

Изотопное соотношение серы сфалерита разных минеральных ассоциаций также показывает большой разброс изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ (от +0.92 до +9.28 ‰, CDT) (табл. 5.1.2, рис. 5.1.2б). Величины $\delta^{34}\text{S}$ почти одинаковы во всех ассоциациях, только два анализа показали легкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (табл. 5.1.2, рис. 5.1.1б). В общем, среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ по 16 пробам составляет +5.82 ‰, CDT.

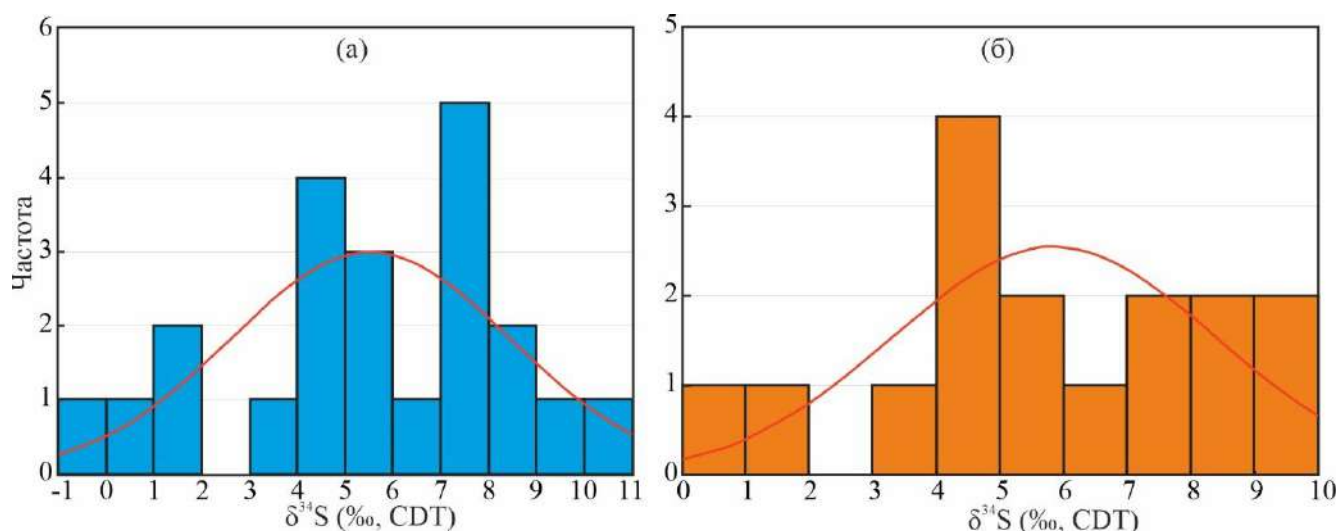


Рисунок 5.1.1 – Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ: а – изотопный состав пирита; б – изотопный состав сфалерита.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ в галените сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд довольно близкие и изменяются в узких пределах (табл. 5.1.2). Для галенита сульфидно-магнетитовых руд значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют от -1.01 до $+0.22$ ‰, при среднем содержании – 0.47 ‰, CDT (см. табл. 5.1.2, рис. 5.1.2). Галениту галенит-сфалеритовых руд свойственны значения $\delta^{34}\text{S}$, изменяющиеся в пределах -1.75 до -0.7 ‰, среднее значение по 4 пробам -1.15 ‰, CDT. В условиях равновесия галенит всегда обогащен легким изотопом $\delta^{34}\text{S}$ относительно сосуществующего с ним сфалерита [Аникина и др., 2010].

Таблица 5.1.2. Изотопного состава серы в сфалерите и галените месторождения Акташ

№ п/п	Описание	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
Сульфидно-магнетитовые руды			
1	Галенит из сульфидно-магнетитовых руд	Галенит	-1.01
2	То же	Галенит	-0,35
3	То же	Галенит	0.22
4	То же	Галенит	-0.75
Халькопирит-пирротитовые руды			
5	Сфалерит в халькопирит-пирротитовой ассоциации	Сфалерит	5.12
6	Сфалерит в хлорит-халькопирит-пирротитовой ассоциации	Сфалерит	5.23
Галенит-сфалеритовые руды			
7	Халькопирит-галенит-сфалеритовая ассоциация	Сфалерит	4.77
8	То же	Сфалерит	9.28
9	То же	Сфалерит	7.63
10	То же	Сфалерит	3.8
11	То же	Сфалерит	9.06
12	Галенит-пирит-сфалеритовая ассоциация	Сфалерит	6.52
13	Сфалерит в ассоциации с пиритом и гранатом	Сфалерит	8.27
14	Пироксен-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация	Сфалерит	4.4
15	Сфалерит в ассоциации с пироксеном и пиритом	Сфалерит	7.87
16	Гнезда сфалерита в серпентин-пироксеновой массе	Сфалерит	5.82
21	Пироксен-серпентин-сфалеритовая ассоциация	Сфалерит	4.99
22	Крупнозернистый сфалерит в ассоциации с кальцитом и пиритом	Сфалерит	1.68
23	Мелкозернистый сфалерит в ассоциации с пироксеном	Сфалерит	4.55
24	Крупнозернистый сфалерит с кальцитом и гранатом	Сфалерит	0.92
25	Кальцит-халькопирит-галенит-сфалеритовая ассоциация	Сфалерит	8.42
26	Халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация	Галенит	-1.1
27	То же	Галенит	-1.05
28	То же	Галенит	-1.75
29	То же	Галенит	-0.70

В нескольких анализах пирита, пирротина и сфалерита, также во всех анализах галенита установлены близкие к нулевому значению серы (табл. 5.1.1, 5.1.2, рис. 5.1.2), что характерно для магматического глубинного флюида [Фор, 1989; Hoefs, 2009]. При высокотемпературном восстановлении сульфатов количество тяжелых изотопов серы снижается в зависимости от окислительно-восстановительных условий и закрытости гидротермальной системы. В крайнем случае, наиболее вероятно, появление близких к нулевым значениям $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы. В зависимости от условий восстановления изотопный состав сульфидной серы может оказаться легче, равным и чуть более тяжелым, чем состав серы метеоритного троилита [Виноградов, 1980].

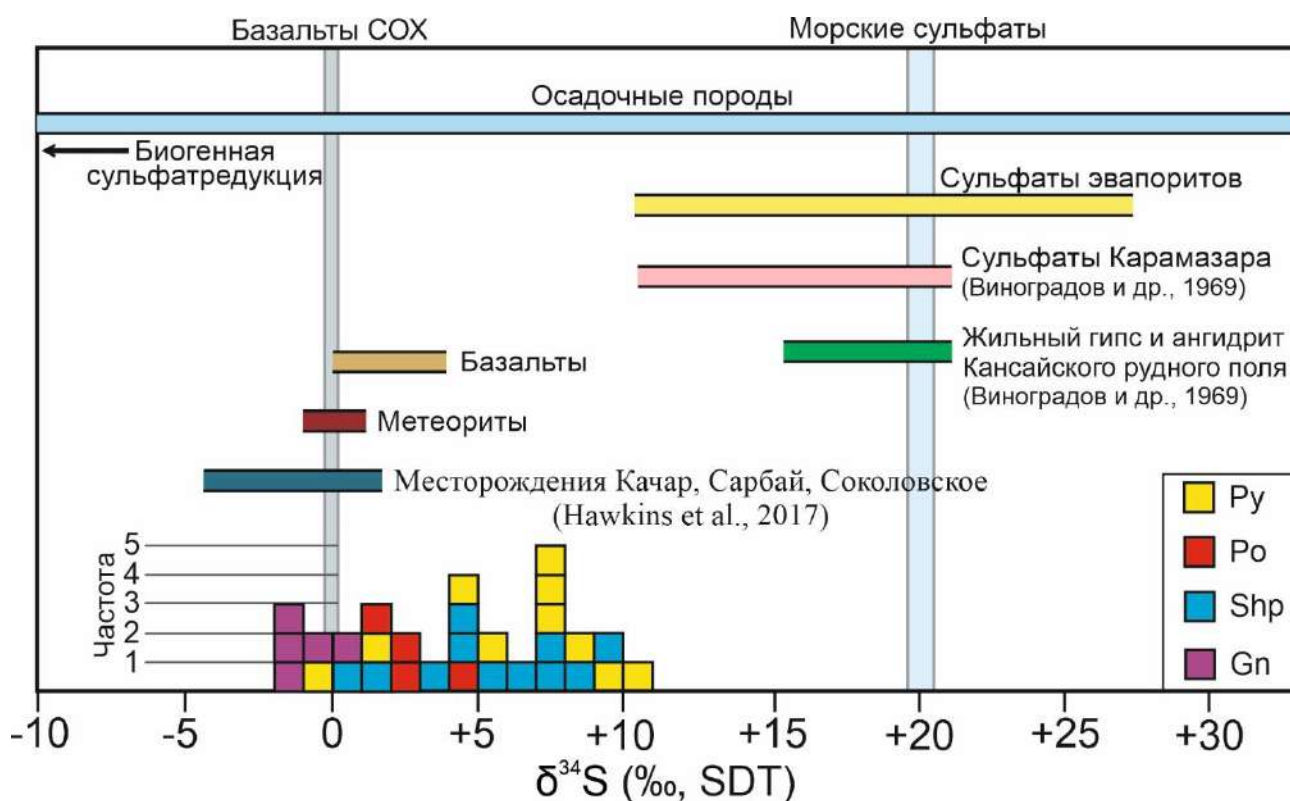


Рисунок 5.1.2 – Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ в сравнении с изотопным составом серы различных резервуаров [Seal, 2006; Hoefs, 2009], сульфидов железорудных месторождений Тургая [Hawkins et al., 2017] и сульфатов Кармазара [Виноградов и др., 1969].

Для образования многочисленных сульфидных месторождений рудного региона Кармазара были необходимы большие объемы серы. Гипс-ангидритовые отложения эвапоритовых толщ, распространенных в регионе, содержат значительные количества сульфатной серы (рис. 5.1.3). Однако, сам по себе ангидрит не мог напрямую участвовать в термохимической реакции восстановления сульфата, поскольку является устойчивым к нагреванию и имеет ретроградную растворимость [Тишкин, Горбунов, 1980; Файзиев, Фозилов,

2009]. Благоприятные условия для термохимического восстановления ангидрита возникали при внедрении интрузивов с участием органического вещества.

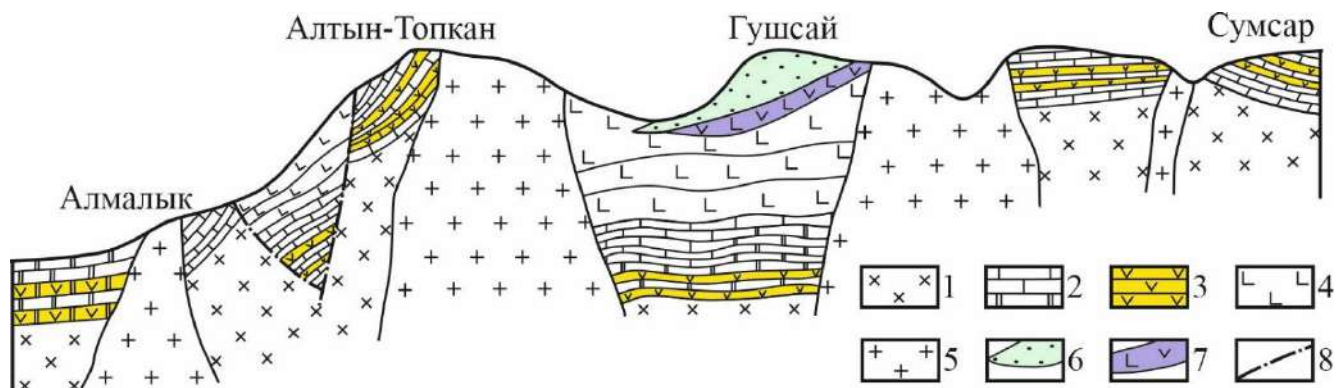
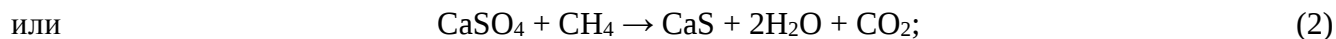
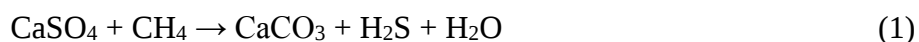


Рисунок 5.1.3 – Схема геологического строения Кармазара.

1 – кварцевые порфиры (D_1); 2 – карбонатные породы (D_2-C_1); 3 – гипс-ангидритовые породы (D_2-C_1) и метасоматические образования; 4 – вулканогенные породы (C_2-C_3); 5 – гранитоидные породы (C_2-P_1); 6 – алунизированные породы; 7 – огипсованные породы; 8 – тектонические нарушения.

К настоящему времени накоплено много теоретических и экспериментальных материалов об абиогенном термохимическом восстановлении сульфатной серы [Анисимов, 1978; Мехтиева, Бризанова, 1980; Валитов, 1982; Machel, 2001; Cai et al., 2004]. В природных условиях сульфатная сера может быть редуцирована углеводородными газами, нефтью, водородом и рассеянным органическим веществом [Гончаров и др., 2002]. Этот процесс протекает на разных глубинах при температуре от 150°C , сопровождаясь осаждением карбоната и выделением больших объемов H_2S в соответствии со следующими реакциями [Анисимов, 1978; Рябов и др., 2018]:



Правые части уравнений 1 и 2 отвечают: 1 – промежуточному метастабильному состоянию, 2 – восстановлению серы и образованию сероводорода и карбоната кальция [Рябов и др., 2018]. В метастабильном состоянии образуются промежуточные соединения, определяющие изотопный эффект, величина которого зависит от температуры [Гриненко, Гриненко, 1974]. Кроме этого, образование CO_2 способствует растворению карбонатов и замещению их сульфидными минералами [Богашова, 2007]. Главными факторами фракционирования изотопов серы являются: объем вовлеченных в процесс ресурсов сульфатов

и углеводов, скорость восстановления сульфата, температурные условия и окислительно-восстановительный потенциал [Гриненко, Гриненко, 1974]. Известно, что восстановление сульфатов природными восстановителями с заметной скоростью идет при температурах 500–700° С реакциями [Анисимов, 1978].

Вполне возможно, активизация сульфатной серы в прослоях гипс-ангидрита в Западном Кармазаре начиналась при взаимодействии ангидрита с углеводородами, которое приводило к восстановлению сульфата и фракционированию изотопов серы. Источником метана и органического углерода могли быть черные и темно-серые углеродистые карбонаты, распространенные в районе [Вольфсон и др., 1972]. Масштаб процесса зависел от объема вступивших в реакцию реагентов и физико-химических условий его протекания. Вовлечение в редукцию больших количеств серы морской воды и ангидрита приводило к утяжелению $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода и образованию сульфидов с изотопно-тяжелой серой. Это объясняет выявленное утяжеление $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов не только на месторождении Акташ, но и на других месторождениях Западного Кармазара. В результате пропаривания сульфатов углеводородами образовался сероводород, а кальций, судя по приведенным реакциям, только менял сульфат-ион на карбонат-ион и сохранялся на месте в виде кальцита.

В общем, по преобладанию тяжелых изотопов, источником сульфидной серы в рудах месторождения Акташ могут быть гипс–ангидритовые слои, сохранившиеся в разрезе карбонатных отложений среднего девона – нижнего карбона [Виноградов и др., 1969]. Карбонатные породы месторождения Акташ, содержащие гипс-ангидритовые слои и органику при внедрении интрузии нагреваются, где сначала происходит сгорания углеродистого вещества и выделяется углеводороды. После происходит пропаривание слоев осадочного ангидрита, которое приводило к реакциям сульфатредукции и фракционирование серы. В результате относительно изотопно-легкая сера накапливалась в сероводороде и соответственно в сульфидах, а изотопно-тяжелая выносится сульфатно-кальциевым водным раствором, который в конце скарнового этапа образует кальцитовые, ангидритовые, гипсовые и баритовые жили прожилки. Гипсовые и ангидритовые прожилки из месторождений Кансай и Южной Дарбазы Кансайского рудного поля, расположенные к востоку от месторождения Акташ, содержат изотопный состав серы от +15.2 до +20.9 ‰ [Виноградов и др., 1969] (рис. 5.12).

Кроме того, в пределах месторождения обнаружена боровая минерализация в ассоциации с магнетитом и флюоритом в карбонатных породах доломитового состава [Ятимов и др., 2023д]. Боровая минерализация представлена флюоборитом. Появление минерала, вероятно, связано с эвапоритовыми породами, образовавшимися одновременно вместе с гипс-ангидритовыми прослоями в доскарновом этапе формирования месторождения.

В эвапоритовых толщах борная минерализация нередко связана к различным гипсово-ангидритовыми, глинисто-ангидритовыми, ангидрит-доломитовыми и натрийно-калийно-магниевыми солями [Барсуков и др., 1965]. Боровая минерализация в этих породах выражена различными минералами, причем совместно встречаются бораты магния и кальция с большим количеством воды и без водной молекулы. Происхождение борной минерализации эвапоритовых отложений, развитых на больших территориях, связано с испарением морских рассолов. Таким образом, источником бора в эвапоритах является морская вода [Горбов, 1969].

5.2. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах

Карбонатные породы представлены массивными и слоистыми известняками темной, темно-серовой и светло-серовой окраски. Было установлено, что светлые разности известняков образовались за счет темных в результате контактового метаморфизма и интенсивной перекристаллизации, приведшей к потере углистого вещества, которое определяет темную окраску известняков [Вольфсон, 1965]. Если морские карбонатные породы подвергаются контактовому метаморфизму, изотопный состав углерода, как и кислорода, меняется [Фор, 1989]. В целом, на месторождении Акташ значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в известняках уменьшаются вблизи контакта гранодиоритовых пород, о котором свидетельствуют мраморизованные карбонатные породы (табл. 5.2.1) [Ятимов и др., 2019a]. Изотопные характеристики карбонатных пород месторождения Акташ варьируют в широком диапазоне: $\delta^{13}\text{C} = -1.13 \dots -3.38 \text{ ‰}$, PDB и $\delta^{18}\text{O} = +5.65 \dots +26.81 \text{ ‰}$, SMOW (см. табл. 5.2.1). Относительно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ наблюдаются в рассланцованных темных и темно-сероватых известняках. В темных известняках развивается тонко рассеянное органическое вещество, которое иногда между прослойками концентрируется в виде округлых шпироподобных скоплений [Вольфсон, 1965]. Эти скопления содержат менее тяжелый кислород ($\delta^{18}\text{O} = +5.65 \text{ ‰}$, SMOW) относительно других слоев карбонатных пород (см. табл. 5.2.1). На диаграмме изотопного соотношения углерода и кислорода большинство известняков располагаются между полями изотопных составов магматического флюида и морского известняка, что указывает на степень метаморфизма и мраморизованности известковых пород (рис. 5.2.1).

Таблица 5.2.1. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах месторождения Акташ

№ п/п	Описание	Минерал/ порода	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$, PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, SMOW
1	Темный известняк на контакте с серпентином	Известняк	0.66	26.81
2	Прослойка мелкозернистого серовато-белого известняка	Известняк	1.13	22.15
3	Мелкозернистый светло-сероватый известняк	Известняк	-2.01	20.45

4	Полупрозрачный мраморизованный известняк	Известняк	-0.75	16.97
5	Полосчатый темно-серый мраморизованный известняк	Известняк	-1.17	16.86
6	Мраморизованный известняк серовато-белого цвета	Известняк	-0.1	18.62
7	Темно-зеленоватый мелкозернистый известняк	Известняк	-2.89	12.81
8	Светло-серый мелкозернистый известняк	Известняк	-2.03	16.98
9	Мелкозернистый известняк желтовато-белого цвета	Известняк	-0.89	14.35
10	Очковидные агрегаты темного известняка	Известняк	-1.44	5.65
11	Прослойка темно-серого известняка	Известняк	0.44	15.76
12	Кристаллизованные прослойки известняка серовато-белого цвета	Известняк	-0.44	15.18
13	Измененный известняк на контакте с магнетитом	Известняк	-1.48	13.73
14	Известняк светло-сероватый на контакте с серпентином	Известняк	-3.38	11.21
15	Тонкослоистый светло-сероватый известняк	Известняк	-0.59	12.53

Кальцит, встречающийся в скалах и мраморизованных известняках на контакте скальных, отличается от распространенного в рудах кальцита, по более низкому изотопному соотношению углерода ($\delta^{13}\text{C} = -2.57 \dots -5.45 \text{ ‰}$, PDB) (табл. 5.2.2). Значение $\delta^{18}\text{O}$ ($+8.31 \dots +18.25 \text{ ‰}$, SMOW) во многих пробах не отличается от кальцита руд месторождения Акташ, кроме нескольких проб с более легкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 5.2.2). Данные изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в кальците магниевых скальных немного легче относительно известковых. На диаграмме соотношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ кальцита, встречающегося в скалах, занимает не только область между полями изотопных составов магматического флюида и морского известняка, но и промежуток между карбонатными породами и кальцитом руд месторождения Акташ (табл. 5.2.1).

Таблица 5.2.2. Изотопный состав углерода и кислорода в кальците из скальных месторождения Акташ

№ п/п	Описание	Минерал/ порода	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰, PDB}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰, SMOW}$
Магнезиальные скалы				
1	Кальцит в серпентин-флогопитовой ассоциации	Кальцит	-5.22	11.28
2	Тонкокристаллический кальцит с вкраплениями флогопита и серпентина	Кальцит	-3.94	11.21
3	Кальцитовая полоса с тонкозернистым флогопитом и обломковидными зернами серпентина	Кальцит	-2.57	10.05
4	Тонкослоистая порода серпентин-флогопит-кальцитового состава	Кальцит	-3.6	7.04
5	То же	Кальцит	-3.89	8.94
6	То же	Кальцит	-3.45	8.43

7	Прожилок кальцита пересекающий полосчатые серпентин-флогопит-кальцитовые скарны	Кальцит	-3.39	18.25
Известковистые скарны				
8	Кристаллический кальцит на контакте скарнов	Кальцит	-5.54	17.79
9	Перекристаллизованный кальцит в зоне контакта	Кальцит	-4.76	14.63
10	Перекристаллизованный кальцит в серовато-темном известняке	Кальцит	-4.2	8.31
11	Прожилок кальцита в серпентине	Кальцит	-4.3	13.16
12	Перекристаллизованный кальцит на контакте серпентинита	Кальцит	-3.43	13.87
13	Агрегат кальцита в ассоциации с гранатом и серпентином	Кальцит	-4.62	11.01

Изотопные составы $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в рудах месторождения Акташ были изучены в кальците сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд. Изотопный состав кальцита в рудах колеблется в диапазоне величин $\delta^{13}\text{C}$ от -8.16 до -9.98‰ , PDB и $\delta^{18}\text{O}$ от $+12.06$ до $+18.25 \text{‰}$, SMOW (табл. 5.2.3). Значения величины $\delta^{13}\text{C}$ в кальците сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд сопоставимы и существенно не отличаются. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для сульфидно-магнетитовых руд составляют -8.68‰ и 17.14‰ , а для галенит-сфалеритовых руд -8.88‰ и 14.84‰ (см. табл. 5.2.3). Кальцит относительно обогащен тяжелым изотопом кислорода, что может свидетельствовать о роли осадочных карбонатов, как источника формирования кальцита руд месторождения Акташ. При этом его состав занимают отдельное поле ближе к магматогенному флюиду (рис. 5.2.1).

Таблица 5.2.3. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в рудах месторождения Акташ

№ п/п	Описание	Минерал/ порода	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$, PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$, SMOW
Сульфидно-магнетитовые руды				
1	Прожилок кальцита в сульфидно-магнетитовых рудах	Кальцит	-8.73	17.56
2	Кристалл кальцита на контакте сульфидно-магнетитовых руд	Кальцит	-8.52	18.25
3	Кальцита из контакта сульфидно-магнетитовых руд	Кальцит	-8.35	15.23
4	Прожилок кальцита в сульфидно-магнетитовых рудах	Кальцит	-9.06	17.41
5	Прожилок кальцита в сульфидно-магнетитовых рудах	Кальцит	-8.88	17.99
6	То же	Кальцит	-8.51	16.37
7	Кальцит в ассоциации с магнетитом	Кальцит	-8.87	12.06
8	Кальцит в флюоборит-магнетитовой	Кальцит	-8.67	13.11

	ассоциации			
Галенит-сфалеритовые руды				
9	Гнездо кальцита в ассоциации с пиритом и сфалеритовых рудах	Кальцит	-8.32	14.15
10	Кальцита из галенит-сфалеритовых руд	Кальцит	-9.98	15.01
11	Кальцит в пирит-сфалеритовой ассоциации	Кальцит	-8.16	14.72
12	Кальцит в галенит-сфалеритовых рудах	Кальцит	-9.18	15.64
13	То же	Кальцит	-8.78	14.35
14	То же	Кальцит	-8.86	15.14

По полученным данным обнаружили, что значение $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах уменьшается от карбонатных пород в сторону рудных тел на контакте магматических пород (см. табл. 5.2.4). Это связано со взаимодействием магматического флюида с осадочными карбонатными породами при внедрении интрузии.

Таблица 5.2.4. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах месторождения Акташ

Описание	$\delta^{13}\text{C}$ ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW
Мраморизованные карбонатные породы	-0.92	15.69
Кальцит из скарнов	-4.07	11.84
Кальцит из руд	-8.77	15.63

Промежуточные значения изотопного состава карбонатов месторождения, располагающиеся между морским известняком и магматическим кальцитом, указывают на смешение изотопов магматического флюида с изотопами карбонатных осадочных пород при замещении последних метасоматитами (рис. 5.2.1).

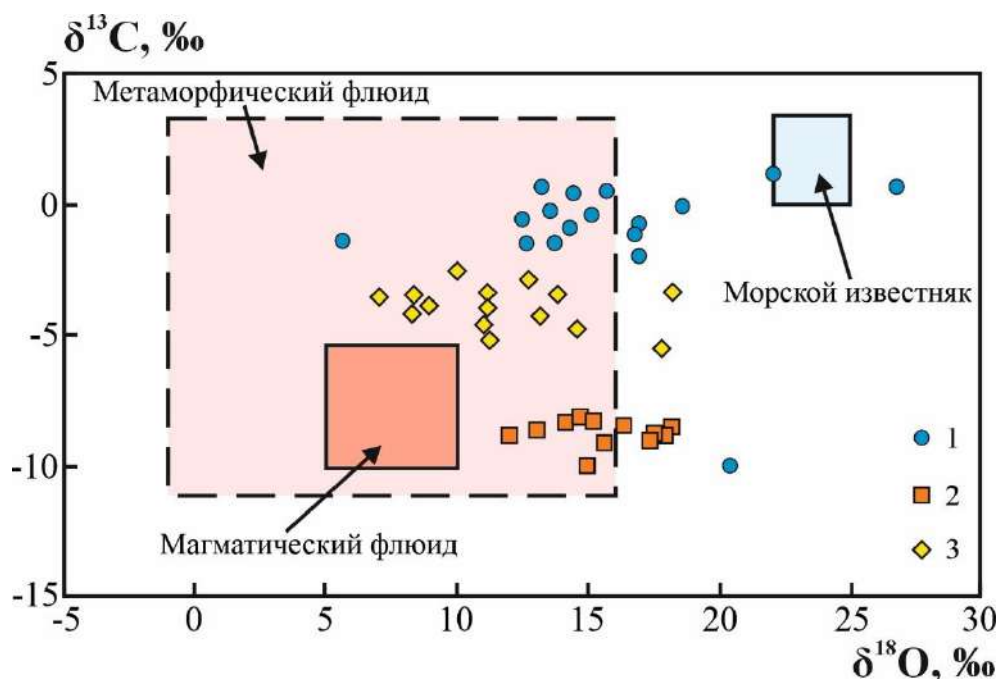


Рисунок 5.2.1 – Изотопный состав С и О в мраморизованных карбонатных породах (1),

карбонатов руд (2) и кальците скарнов (3). Поля изотопных составов магматического флюида по [Taylor, 1997], метаморфического флюида по [Kerrick, 1989], морского известняка по [Bowman, 1998].

Изменение изотопного состава кислорода в сторону более высоких величин $\delta^{18}\text{O}$ может быть связано с обменом кислорода карбоната с кислородом силикатов и воды в условиях снижающейся температуры расплава в ходе его внедрения, и частично с примесью изотопно-тяжелого осадочного карбоната [Галимов, Уханов, 1989; Giuliani et al., 2014; Wilson et al., 2007]. Эти данные указывают на фракционирование значения $\delta^{18}\text{O}$ при образовании кальцита на среднетемпературной гидротермальной деятельности.

Как известно, наиболее ранние карбонатные минералы во многих гидротермальных образованиях характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -6 до -9 ‰ [Фоп, 1989; Rye, Ohmoto, 1974]. Исходя из этих данных, возможно, на постмагматической стадии рудообразования произошло обогащение кальцита легким изотопом углерода и тяжелым изотопом кислородом, что может указывать на формирование кальцита из разных руд в мезотермальных условиях рудообразования [Галимов, Уханов, 1989].

Полученные данные по изотопному составу кальцита из разных руд магнетит-полиметаллического месторождения Акташ свидетельствуют об участии вмещающих карбонатных пород и металлоносных магматогенных флюидов в рудообразовании.

5.3. Изотопный состав кислорода в магнетите

Для изотопного исследования магнетита были отобраны образцы руд различных минеральных ассоциаций месторождения Акташ. Определен изотопный состав кислорода в разновидностях магнетита доскарнового и скарнового происхождений [Ятимов, Садыков, 2024a]. Доскарновые разновидности магнетита были отобраны из руд, состоящих преимущественно из сохранивших обломковидных, дендритовидных, волокнистых, радиально-лучистых, коломорфно-почковидных и субгедральных зональных зерен магнетита. Также в ассоциации с доскарновыми разновидностями магнетита с высокой вероятностью могли присутствовать скарновые разновидности магнетита – мушкетовит и незональный магнетит. Они проанализированы вместе в совокупности из-за мелких размеров и тесного сростания. Для скарнового магнетита отобраны пробы из образцов, состоящих только из эвгедрального незонального магнетита без других разновидностей магнетита. К сожалению, изотопный состав кислорода в мушкетовите отдельно не изучен в связи с тем, что он образует в основном довольно мелкие кристаллы и находится в тесном сростании с доскарновыми разновидностями магнетита.

Изотопное значение $\delta^{18}\text{O}$ в разновидностях доскарнового магнетита имеет широкую вариацию от -2.09 до $+7.45$ ‰, SMOW, при среднем значении $+3.43$ ‰ по 11 анализам (табл. 5.3.1). Широкие вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ объясняются тем, что в пробы могли попасть скарновые разновидности магнетита. Более легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в доскарновых разновидностях магнетита соответствует интервалам значений $\delta^{18}\text{O}$ магнетита магматического происхождения (от $+1.0$ до $+4.0$ ‰) [Taylor, 1967; Heimann et al., 2008; Weis, 2013], а также вулканогенно-осадочного (по [Формозова, 1965]) магнетита месторождений Кирунаваара (Швеция) [Nyström et al., 2008; Troll et al., 2019] (рис. 5.3.1). Относительно легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в доскарновом магнетите хорошо сопоставимы с данными изотопного состава кислорода в осадочно-диагенетическом магнетите железисто-кремнистых пород Курской магнитной аномалии (КМА) [Белых и др., 2007] (рис. 5.3.1). Более того, осадочно-диагенетический гематит из полосчатых железистых формаций КМА, США и Бразилии имеет почти такие же изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-1.4 \dots +5.5$ ‰) [Perry et al., 1973; Hoefs et al., 1982; Белых и др., 2007] как и доскарновые разновидности магнетита. Легким значением $\delta^{18}\text{O}$ (от -7.5 до -2.0 ‰) из полосчатых железистых формаций КМА и Бивабик (США), в том числе обогащен мушкетовит (Perry et al., 1973; Белых и др., 2007). Исходя из этого можно утверждать, что легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -2.09 до -1.71 ‰) в разновидностях доскарнового магнетита могут быть связаны с мушкетовитом, который часто ассоциирует с другими разновидностями доскарнового магнетита. Полученные данные свидетельствуют о том, что легкий изотопный состав кислорода в диагенетическом доскарновом магнетите наследуется от замещенных им вулканокластов андезитового и риолитового составов, изотопный состав кислорода которых составляет от $+5.5$ до 7.4 ‰ (Фор, 1989). Обычно в каждом объекте практически всегда изотопный состав кислорода в магнетите имеет более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем ассоциирующие с ним минералы, то есть обогащен ^{16}O . Это связано с тем, что магнетиту характерна тенденция к достижению изотопного равновесия с большим внешним резервуаром кислорода [Фор, 1989].

Как видно на диаграмме, небольшая часть изотопной величины $\delta^{18}\text{O}$ доскарнового магнетита находится в области повышенного содержания ^{18}O , выше предела значения $\delta^{18}\text{O}$ магматического магнетита. Причиной этому могут быть влияние метакристаллов скарного магнетита, замещающих доскарновых разновидностей магнетита.

В последние годы в многочисленных публикациях показано, что значительная часть железорудных месторождений ассоциирует с эвапоритами. Эвапоритовые слои, которые состоят из гипса, ангидрида, галита и других солей, имеют тесные пространственные связи с многими известными скарно-магнетитовыми и апатит-магнетитовыми месторождениями. Например, скарно-магнетитовые месторождения известны в районах Эдонга [Li et al., 2019] и Ханьданы-Синтая [Wen et al., 2017] в Восточном Китае, Пенья-Колорады в Мексике [Zürcher et

al., 2001], Вегас-Пеладаса в Аргентине [Pons et al., 2009] и в Тунгусской синеклизе в России [Масленников, 2023], а также апатит-магнетитовые месторождения в районах Нинву и Лузонг в Восточном Китае [Guo et al., 2022], северной рудной провинции Норрботтен в Швеции [Martinsson et al., 2016], Эль-Лако в Чили [Bain et al., 2021], на юго-западе США [Bain et al., 2020], в районах Йезд и Сирджан в центральном Иране [Heidarian et al., 2017; Peters et al., 2020] и в районе Пена-Колорады в Мексике [Levressea et al., 2020]. Кроме того, слои эвапоритов считаются необходимыми для образования железных руд и эвапоритовый сульфат может окислять Fe^{2+} до Fe^{3+} в магматогенно-гидротермальной системе [Li et al., 2015; Wen et al., 2017]. Этот процесс считается триггером, который заставляет магнетит и гематит осаждаться, образуя в том числе скарновые железные руды [Wen et al., 2017]. Скорее всего, на месторождении Акташ происходил такой же процесс, что привел к образованию скарнового магнетита.

Таблица 5.3.1. Изотопный состав кислорода в разновидностях доскарнового и скарнового магнетита месторождения Акташ

№ п/п	Описание образцов	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW
Доскарновые разновидности магнетита		
1	Магнетитовые руды на контакте скарнов и карбонатов	+2.02
2	То же	+6.99
3	Сульфидно-магнетитовые руды	-2.09
4	То же	+7.44
5	То же	+4.55
6	То же	+6.45
7	То же	+7.45
8	То же	+1.64
9	Магнетитовые руды с вкрапленностью сульфидов в ассоциации со скарнов	-1.71
10	Тонкослоистые магнетитовые руды на контакте массивного пирита	+2.22
11	То же	+2.78
Скарновые разновидности магнетита		
12	Незональный магнетит в ассоциации с доломитом	+7.29
13	То же	+10.68
14	Флюоборит-серпентин-магнетитовая ассоциация	+6.49
15	Незональный магнетит в ассоциации с доломитом	+7.44
16	То же	+11.31
17	То же	+8.22
18	То же	+7.84
19	То же	+8.45

Для скарнового магнетита характерны утяжеленные величины (высокие положительные значения) $\delta^{18}\text{O}$ относительно доскарновых разновидностей магнетита. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в скарновом магнетите варьирует в интервале от +6.49 до +11.31 ‰, при среднем значении

+8.47‰ по 8 анализам (табл. 5.3.1). Схожие аналогичные данные получены по магнетиту скарновых месторождений Карнуолл (Пенсильвания, США) и Гайдаш (Иран) [Rose et al., 1985; Abyarifard et al., 2017] (рис. 5.3.1). Они привязывают высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ магнетита, выпавшего из гидротермальных флюидов, к изотопному обмену между магматическими гидротермальными флюидами и карбонатными вмещающими породами.

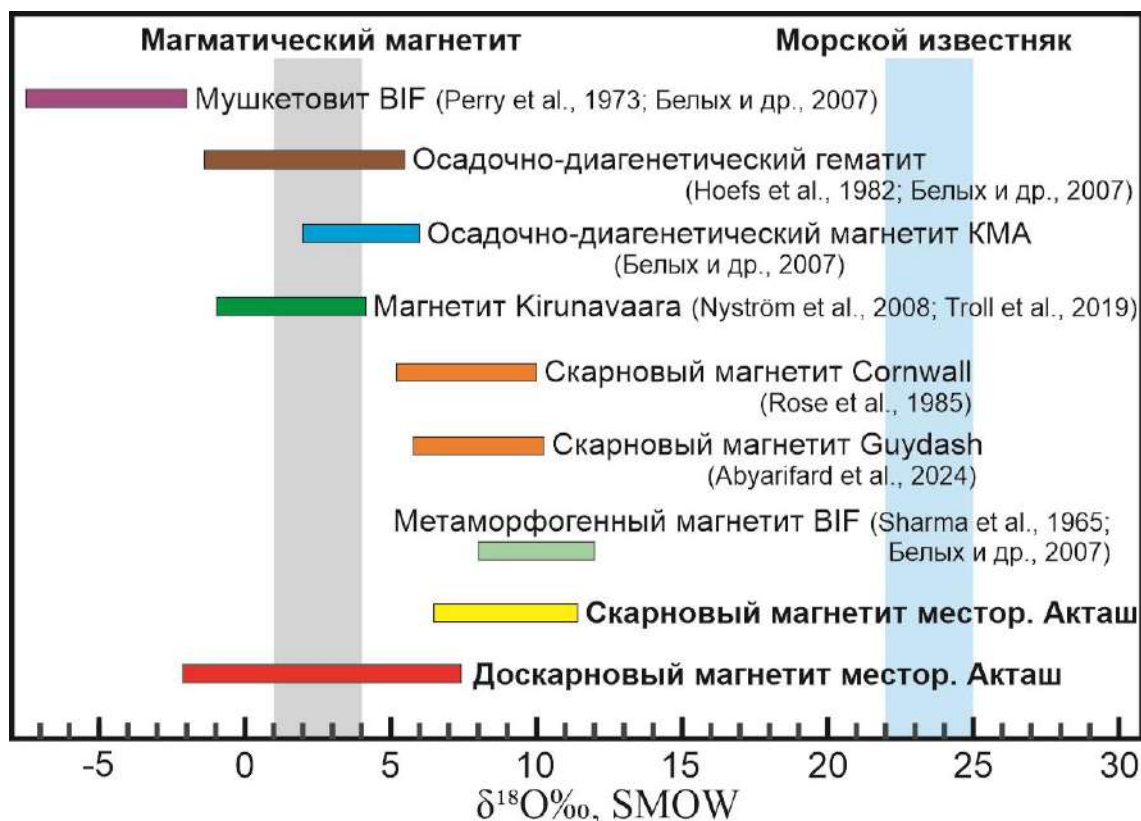


Рисунок 5.3.1 – Изотопный состав кислорода в магнетите разных типов месторождений и месторождения Акташ. Изотопные данные магматического магнетита по [Taylor, 1967; Heimann et al., 2008; Weis, 2013] и морского известняка по [Bowman, 1998].

Исходя из этого, тяжелое значение $\delta^{18}\text{O}$ в скарновом магнетите руд месторождения Акташ является результатом реакции между магматическим флюидом и вмещающими карбонатными породами верхнего девона-нижнего карбона, обогащенными $\delta^{18}\text{O}$. Этот вывод подтверждается также тяжелым изотопом кислорода гидротермального кальцита и тяжелой серой сульфидов и сульфатов, которые позволяет предположить, что слои карбонатных пород с эвапоритами участвовали в процессе скарнового рудообразования [Виноградов и др., 1969; Ятимов и др., 2019а; Ятимов, Садыков, 2023а].

Различные типы магнетита в пределах одного месторождения, осаждаемые из одного и того же раствора при постоянной температуре, имеют схожие значения $\delta^{18}\text{O}$ [Zheng, 1995]. Как отмечалось выше, разновидности магнетита доскарнового и скарнового этапов месторождения

Акташ существенно отличаются и имеют широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на осаждение магнетита из разных флюидов.

5.4. Термобарогеохимические исследования флюидных включений

Для изучения условий отложения кальцита из сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд были проанализированы флюидные включения в трех морфологических разновидностях кальцита-II: друзовом (Ca-IIa), прожилковом (Ca-IIb) и гнездовом (Ca-IIc) (рис. 2.7.1а-г) [Ятимов и др., 2020а; 2021б].

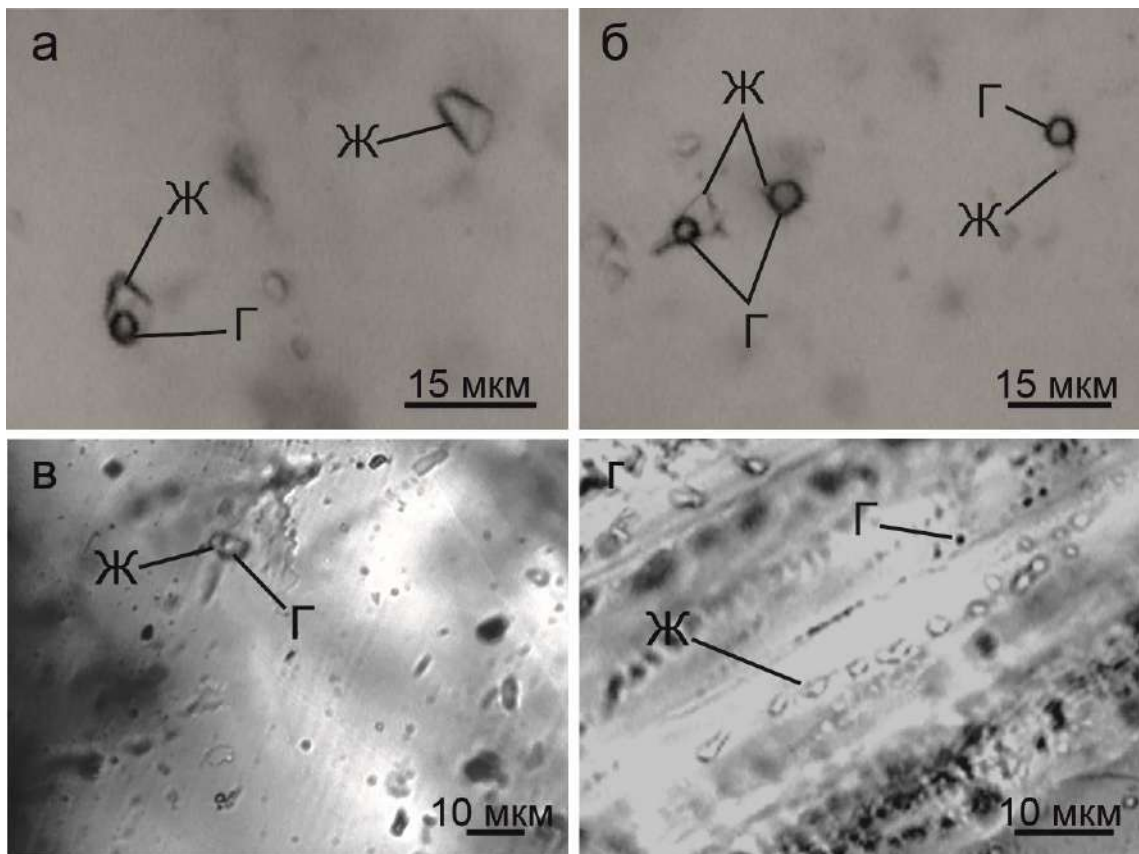


Рисунок 5.4.1 – Флюидные включения в кальците из месторождения Акташ: а – жидкостные (Ж) и газовой-жидкие включения (ГЖ) из друзы кристаллов на контакте с магнетитом (Ca-IIa); б – двухфазные включения (ГЖ) из жил, рассекающих магнетитовые руды (Ca-IIb); в – газовой-жидкие включения (ГЖ) из гнезд в сфалеритовых рудах (Ca-IIc); г – однофазные вторичные включения в кальците из сфалеритовых руд.

Прозрачные ромбоэдрические кристаллы кальцита-IIa размером до 1 см образуют друзу на контакте с сульфидно-магнетитовыми рудами (рис. 2.7.1а). Часто наблюдается заполнение магнетитом трещин в этих кристаллах. В кристаллах кальцита-IIa присутствуют двухфазные (ГЖ) флюидные включения размером 5–12 мкм с долей газовой фазы до 20 об. % (рис. 5.4.1а). Они имеют удлиненную, угловатую форму, иногда близкую к треугольной. Газовая вакуоль

имеет четкие темные границы. Включения гомогенизировались в жидкую фазу при температурах 270–300 °С (табл. 5.4.1). Согласно температурам плавления последнего кристалла льда во включениях (от –4.4 до –6.2 °С) и температурам эвтектики (от –21 до –24 °С), концентрации солей в Na-K хлоридном минералообразующем флюиде составили 7.0–9.4 мас. % NaCl-экв.

Кальцит-IIb, слагающий жилы и прожилки крупных и мелких кристаллов в магнетитовых рудах, имеет серовато-белый цвет, содержит одиночные зерна пирита, халькопирита и редко пирротина (рис. 2.7.1а-б). Трещины в нем выполнены скарновыми минералами (пироксен, гранат), сульфидами (пирит, халькопирит), магнетитом и гематитом. Нередко наблюдаются срастания скарновых минералов и сульфидов с магнетитом и гематитом. Двухфазные (ГЖ) включения размером 8–15 мкм в кальците-IIb характеризуются изометричной формой с элементами огранки (рис. 5.4.1б). Размеры газовых вакуолей достигают 20–30 % объема включения. Температуры эвтектики от –23 до –27 °С также указывают на Na-K хлоридный состав захваченного флюида (см. табл. 5.4.1).

Таблица 5.4.1. Результаты термобарогеохимических исследований кальцита месторождения Акташ

№ п/п	№ обр.	Кальцит	n	T _{гом.} , °С	T _{э.} , °С	T _{пл. льда} , °С	C, мас. % NaCl-экв.
1	АКШ-18-99	IIa	33	270–301	–21...–25	–4.4...–6.1	7.0–9.4
2	АКШ-18-101	IIb	33	213–247	–23...–27	–3.9...–5.9	6.3–9.0
3	АКШ-18-64a	IIc	52	159–263	–23...–37	–2.7...–7.3	4.4–10.8
4	АКШ-18-75б		34	186–233	–21...–23	–4.0...–6.4	6.4–9.7

Примечание. Температуры: T_{гом} – гомогенизации; T_э – эвтектики; T_{пл. льда} – плавления последнего кристалла льда; C – соленость; n – число измерений.

Температуры плавления последнего кристаллика льда варьируют от –4.0 до –5.9 °С, и, соответственно, соленость флюида составляет 6.3–9.0 мас. % NaCl-экв (табл. 5.4.1). Часть включений гомогенизируется в газовую фазу при 213–220 °С, а часть, одновременно, в жидкую – при 235–245 °С. Это указывает на фазовую гетерогенность флюида и позволяет принять полученный интервал температур гомогенизации (213–245 °С) за истинные температуры образования минеральной ассоциации [Roedder, 1984; Коваленкер и др., 1988]. Об этом же свидетельствует тесная ассоциация исследованных первичных/первично-вторичных двухфазных включений с однофазными существенно газовыми (Г) и жидкостными (Ж)

включениями размером первые микрометры. Трещины в кальците трассируются многочисленными вторичными включениями размером до 5 мкм (рис. 5.4.1г).

Кальцит-Пс в сфалеритовых рудах образует гнезда из таблитчатых кристаллов изометричной формы размером до 1 см в ассоциации со сфалеритом, гранатом, пироксеном, серпентином и хлоритом (рис. 2.5.1в-г). Кальцит-Пс содержит первичные и первично-вторичные флюидные ГЖ (VL) включения (рис. 5.4.1в). Среди температур эвтектики преобладает интервал от -23 до -24 °C, достигая в единичных случаях -37 °C, что указывает на присутствие в захваченном флюиде хлоридов Na, K и Mg. Первичные и первично-вторичные включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 159 – 263 °C (см. табл. 5.4.1). Согласно температурам плавления последнего кристаллика льда, варьирующим от -2.7 до -7.3 °C, концентрации солей во флюиде составили 4.4 – 10.8 мас. % NaCl-экв.

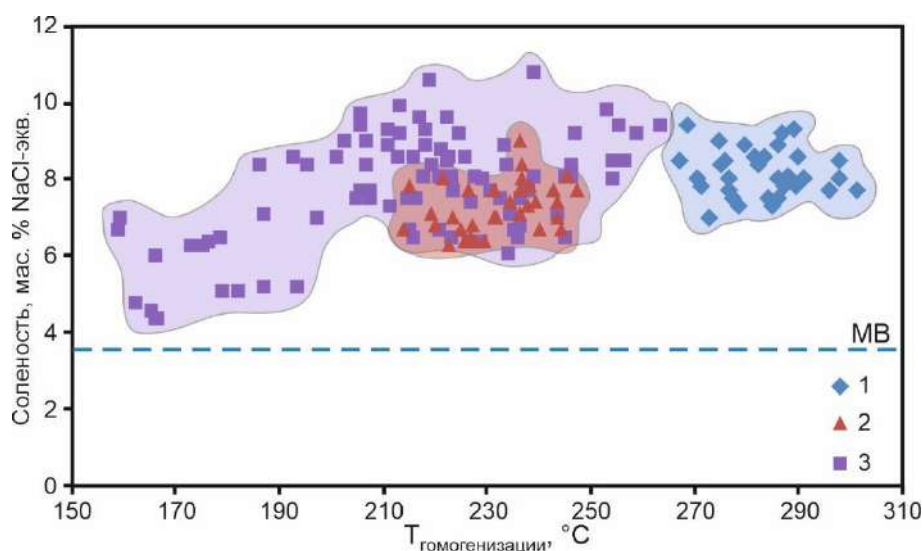


Рисунок 5.4.2 – Зависимость между температурами гомогенизации и солёностью растворов флюидных включений в кальците: 1 – друза кристаллов кальцита-Па; 2 – прожилки кальцита-Пб; 3 – гнезда таблитчатых кристаллов кальцит-Пс.

Полученные данные показали, что кальцит и сосуществующие с ним сульфиды месторождения Акташ, вероятно, сформировались из единого по солево-му составу и солёности флюида в широком интервале температур (рис. 5.4.2). Флюидные включения в друзовом кальците (Са-Па), обладают относительно более высокими температурами гомогенизации (270 – 301 °C), а в прожилковом кальците (Са-Пб) – более низкими (213 – 247 °C). Опираясь на температуры гомогенизации гнездового кальцита-Пс, находящегося в парагенетической ассоциации со сфалеритом и хлоритом, можно предположить, что галенит-сфалеритовые руды отлагались при снижении температур в интервале от 263 до 159 °C из флюида с солёностью 4.4 – 10.8 мас. % (рис. 5.4.2). Температуры образования хлорита, рассчитанные по хлоритовым

геотермометрам (176–295 °С), соответствуют интервалу температур гомогенизации флюидных включений в кальците из галенит-сфалеритовых руд.

На сходном скарново-магнетитовом месторождении Чокадамбулак в Западном Кармазаре по результатам термобарогеохимии также были определены температуры отложения карбонатов [Сафаралиев, 2013а, б]. Температуры гомогенизации флюидных включений кальцита-I из пироксен-гранат-магнетитовой ассоциации составили 535–425 °С, кальцита-II кварц-сульфидной стадии – 375–270 °С, а кальцита-III в сростании с поздним кварцем, гематитом и баритом – 180–120 °С. Не смотря на сходный состав руд, приведенные данные температур гомогенизации ФВ кальцита месторождения Чокадамбулак не совпадают с полученными нами термобарогеохимическими данными. Также была определена температура отложения кальцита полиметаллических руд месторождения Кансай, где температуры гомогенизации равны 225–250 °С [Сазонов, 1966ф]. Эти результаты сходны с температурами гомогенизации ФВ в прожилковом кальците месторождения Акташ. Сходные результаты были получены и на других месторождениях Юго-Западного Кармазара, в том числе, на месторождениях Кансайского рудного поля, что указывает на родственный тип оруденения с месторождениями Чокадамбулак и Акташ [Сазонов, 1966ф]. Учитывая сходство рудной минерализации сравниваемых месторождений можно предположить, что ранний кальцит-I месторождения Акташ образовался при наиболее высоких температурах скарнообразования в парагенезисе со скарновыми минералами, а кальцит-II, вероятно, сформировался синхронно или в одинаковом интервале с галенит-сфалеритовыми рудами в сульфидной стадии при снижении температуры раствора от 300 до 160 °С.

5.5. Условия образования хлорита

Для уточнения температур образования кальцита из сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд был изучен химический состав хлорита (см. табл. 2.10.4), и на этой основе рассчитаны температуры его формирования [Ятимов и др., 2021б]. Хлорит в галенит-сфалеритовых рудах образует крупные ксеноморфные, удлиненные и пластинчатые агрегаты в ассоциации с кальцитом, сфалеритом, серпентином, гранатом и диопсидом. Иногда хлорит вместе с поздним серпентином выполняют интерстиции между выделениями более раннего серпентина.

Размер агрегатов хлорита достигает 1 см. Проанализированный хлорит высокомагнезиальный и относится к клинохлору. На основании оптических исследований можно заключить, что высокомагнезиальный хлорит по времени образования синхронен с отложением сфалерита и кальцита.

Температуры образования хлорита из полиметаллических руд, оцененные с использованием двух хлоритовых геотермометров, составили 184–295 °C по [Cathelineou, 1988] и 176–285 °C по [Jowett, 1991].

Хлоритовый геотермометр впервые был разработан Cathelineau (1988) на основе изучения химического состава хлорита с изменением глубины и температуры в гидротермальных системах и имеет следующий вид:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98\text{Al}^{\text{IV}}.$$

Он базируется на изучении положения Al в тетраэдрической и октаэдрической позициях структуры хлорита и хорошо подходит для температур образования хлоритов между 130–310 °C. Однако, данное уравнение несколько раз было модифицировано и усовершенствовано для некоторых особенностей месторождений, где учитывалось изменение Fe/(Fe+Mg), отношение между Al^{IV} и T, чтобы получать более точные результаты термометрии [Jowett, 1991]. В результате предложена следующая формула:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 319\text{Al}_c^{\text{IV}} - 69,$$

где, $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.1(\text{Fe}/[\text{Fe} + \text{Mg}])$.

Значения температур, полученные с помощью этих геотермометров для одного и того же анализа сходны и незначительно варьируют для разных зерен. Разница между рассчитанными температурами для разных способов расчета не превышает 9 °C. Таким образом, температуры образования хлорита (176–295°C) тождественны температурам гомогенизации флюидных включений кальцита (159–301°C) руд, что свидетельствуют о сингенетических условиях формирования их в сульфидной стадии.

5.6. Двухэтапная модель формирования месторождения

За последние годы на различных типах месторождений, в том числе и магнетит-полиметаллических, связанных со скарнами, проводятся исследования в направлении изучения процессов минералообразования с выделением этапов и стадий минерализаций. Однако в характеризуемом типе месторождений точное выделение стадий минерализации вызывает значительные трудности. В месторождениях этой формации широко проявлены многостадийные процессы метасоматического замещения, которые весьма затрудняют выявление разновозрастных минеральных ассоциаций.

Скарновые железорудные месторождения являются объектами сложного генезиса и до сих пор остаются предметом острых дискуссий. В целом, как в мировой, так и в отечественной литературе отчетливо прослеживается тенденция интерпретировать генезис скарново-магнетитовых руд как контактово-метасоматический [Коржинский, 1953; Овчинников, 1960; Жариков, 1968; Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 1993] либо относить их к вулканогенно-

осадочным отложениям, испытавшим последующий контактовый метаморфизм [Дербилов, 1964; Дымкин, Пругов, 1980; Булашевич и др., 1981; Белевцев и др., 1982; Ивлев, 2004]. Действительно, с одной стороны, в железных рудах отмечаются признаки замещения вулканокластитов гематитом или магнетитом, с другой стороны – переслаивание железных руд с вулканокластическим материалом. Например, железорудное Глубоченское месторождение, залегающее в известково-вулканокластических породах, руды которого имеют слоистую текстуру и содержат первичные донные гематитовые руды [Ауирова et al., 2021]. Эти факты могут быть объяснены с позиции гальмиролитической модели железнакопления, предлагавшейся ранее немецким исследователем К. Гуммелем [Hümmel, 1922]. Предполагалось, что образование железных руд, например, района Лан-Дилль в Германии, происходило в результате гальмиролиза-диагенеза базальтовых вулканокластитов [Hümmel, 1922] с участием гидротермальных растворов, сопровождающих вулканическую деятельность [Hentschel, 1960; Rösler, 1964; Flick et al., 1990]. Некоторыми исследователями предполагалось, что взаимодействие вулканического пепла и морской воды является основным процессом формирования южноуральских яшм [Либрович, 1936]. Палагонитовая природа сульфидно-магнетитовых руд рассмотрена на примере ряда колчеданных месторождений Южного Урала [Пуркин, Денисова, 1987; Злотник-Хоткевич, 1989; Рыкус, 1992; Масленников, 1999]. В последние годы к модели железнакопления привлекаются процессы биогальмиролиза вулканогенно-осадочных отложений в зонах газовых и гидротермальных просачиваний [Maslennikov et al., 2012; Масленников, 2021]. Признаки гальмиролиза гиалокластитов некоторых магнетитовых месторождений Тургайского железорудного пояса показаны в работе [Ауирова et al., 2021]. На месторождении Акташ тонкодисперсный гематит, отражающий стадию гальмиролиза, пока не обнаружен. Однако, замещение гиалокластов магнетитом, вероятно, происходило в более щелочных и менее окислительных условиях, чем те, которые типичны для формирования гематита [Гаррелс, Крайст, 1968].

В результате изучения геологической позиции и геологического строения района месторождения Акташ, выяснена приуроченность его к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана, относящего к Кураминской зоне Чаткало-Кураминского террейна Среднего Тянь-Шаня (рис. 1). Рудный район Карамазар, расположенный в юго-западной части Кураминской зоны, является юго-восточным окончанием Валерьяново-Бельтау-Кураминской вулcano-плутонической дуги. Валерьяново-Бельтау-Кураминская дуга сформировалась в среде андского типа по мере погружения Уральской и Туркестанской океанических плит под Палеоказахстанский континент сначала в раннем девоне и активизированной в раннем и среднем карбоне [Yakubchuk et al., 2005; Seltnann et al., 2014; Konopelko et al., 2017].

Вдоль Валерьяново-Бельтау-Кураминской дуги, локализованы многочисленные вулканогенно-осадочные и скарнированные железорудные месторождения, связанные с надсубдукционными интрузивными и вулканогенно-осадочными породами [Тушевский, 1966; Дымкин, Пругов, 1980; Крикунова и др., 2012]. Например, месторождения Главного железорудного пояса Тургая Валерьяновской зоны, Магнетитового пояса западной части Бельтауской зоны и месторождения Чаткало-Кураминских гор Кураминской зоны (рис. 1). В скарнированных месторождениях Тургайского прогиба и рядом с ними интрузивах встречаются тонкослоистые магнетитовые руды, образовавшиеся явно до внедрения интрузий. Кроме того, встречаются магнетит-гематитовые руды, сингенетичные с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами раннего карбона, установленные на месторождениях Глубоченское и Елтайской группы [Дымкин, Пругов, 1980; Ayupova et al., 2021]. В Юго-Западном Карамазаре выявлены значительные по размерам магнитные аномалии на разных глубинах. Некоторые из них расположены под мощными отложениями мезо-кайнозоя. Часть обнаруженных аномалий приурочена к месторождениям Чокадамбулакской группы, Акташ, Шевчуковское, Айнабулак, Турангли и Катар-Булак (Пурасрор), которые условно образуют полосу магнетитовых месторождений от востока к западу. Возможно, эта полоса восточное окончание так выделяемого Магнетитового пояса, расположенного в западной части Бельтау-Кураминской зоны территории Узбекистана. Кроме скарнированных магнетитовых месторождений, к северо-востоку от месторождения Акташ на глубине под вулканогенными породами установлено наличие пологих железорудных залежей (уч. Корхана), залегающих в контакте карбонатных пород среднего девона и нижнего карбона с вулканогенно-осадочными породами среднего карбона [Тушевский, 1966]. Такие пологие железорудные залежи, обладающие сульфидно-магнетитового состава и слоистой текстуры, встречаются на месторождении Катар-Булак (Пурасрор), которое расположено в 20 км к юго-западу от месторождения Акташ [Филев и др., 1968ф]. Это свидетельствует о том, что руды этих месторождений образовались до внедрения батолита гранодиоритов карамазарского типа.

Как уже отмечались на месторождении доминируют полосчатые сульфидно-магнетитовые руды, а халькопирит-пирротиновые и галенит-сфалеритовые типы руд встречаются в виде жил и мелких линз. В первом типе руд выделено несколько морфогенетических разновидностей магнетита: обломковидные, дендритовидные, волокнистые, радиально-лучистые и колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1; зональные субгедральные зерна магнетита-2; удлиненные пластинчатые кристаллы магнетита-3 («мушкетовит»); незональные эвгедральные метакристаллы магнетита-4 (см. рис. 2.6.1–2.6.4). На магнетитовые и пирротиновые руды наложены более поздние сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит), минералы висмута (самородный висмут, висмутин,

галеновисмутин, виттихенит, эмплектит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит и заварицкит), минералы золота (самородное золото, ютенбогаардтит) и теллуриды (цумоит, пильзенит, гессит, алтаит) оруденения [Ятимов и др., 2019б; Ятимов и др., 2022б]. В ассоциации с магнетитом установлен минерал бора – флюоборит, на который нарастали метакристаллы магнетита-4 [Ятимов и др., 2023д].

Текстурно-структурные особенности руд, последовательность роста морфологических разновидностей магнетита и характера взаимоотношений их с сульфидами и скарновой минерализацией, а также геодинамической обстановкой образования месторождения свидетельствуют в пользу двухэтапной модели формирования руд месторождения Акташ с выделением доскарнового и скарнового этапов (рис. 5.6.2).

Доскарновый этап связан с формированием и придонным преобразованием вулканогенно-осадочных отложений раннего и среднего девона (рис. 5.6.2а). Известно, что вулканогенно-осадочные породы являются неотъемлемой составляющей рудовмещающих разрезов гематит-магнетитовых месторождений, локализованных в Кураминской зоне: Чимкурбан, Темиркан, Канташ, Чокадамбулакской группы и Катар-Булак (Пурасор) [Тушевский, 1966; Филев и др., 1968ф; Крикунова и др., 2012]. Однако на месторождении Акташ первичные вулканогенно-осадочные породы интенсивно изменены до флогопит-серпентин-гранат-пироксеновых пород.

В раннем девоне на северной окраине Туркестанского океана продолжалась субдукция под Палеоказахстанский континент, с формированием Нуратау-Кураминского надсубдукционного вулcano-плутонического пояса (южная часть Валерианово-Бельтау-Кураминской дуги в девоне) [Миркамалов и др., 2012]. Магматизм пояса представлен трахиандезитами, трахибазальтами и трахириолитами чимкурбанской и бандской свит в Нуратауской зоне (Узбекистан), катрангинской и калканатинской свит в Кураминской зоне. Эти породы находятся в ассоциации с гранитоидами I-типа возрастом 414 млн. лет [Миркамалов и др., 2012; Dolgoplova et al., 2017]. В раннем и среднем девоне также образуются вулканогенно-осадочные породы. Начиная со среднего девона в дальнейшем северная окраина Туркестанского океана, где в том числе расположен Карамазар, испытала поднятие, эрозию и развивалась в пассивном режиме до конца раннего карбона. В этот период накапливаются мощные толщи сульфатной и карбонатной формаций, перекрывающие аккреционные комплексы и вулканогенно-осадочные породы раннего палеозоя. В пределах этого пояса в раннем и среднем девоне на этом этапе формировались стратиформные магнетит-гематитовые месторождения Темиркан и Чимкурбан (хр. Северный Нуратау, Узбекистан) ассоциирующие с вулканогенно-осадочными породами [Крикунова и др., 2012]. Для них установлена не только пространственная, но и генетическая связь формирования железного оруденения с

вулканогенно-осадочными процессами. Эти месторождения относятся к типу месторождений Лан-Дилль в Рейнских сланцевых горах Германии, локализирующих среди вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего девона [Формозова, 1963; Крикунова и др., 2012; Schmitt et al., 2023]. Месторождения такого типа в том числе встречаются в Тургайском прогибе Валерьянского вулкано-плутонического пояса [Дымкин, Пругов, 1980; Ауирова et al., 2021]. В рудах месторождений Лан-Дилль описаны много разных микроструктур гематита [Schmitt et al., 2023], напоминающие морфологические разновидности доскарнового магнетита месторождения Акташ, что, возможно, указывают на сопоставимые или близкие генетические процессы.

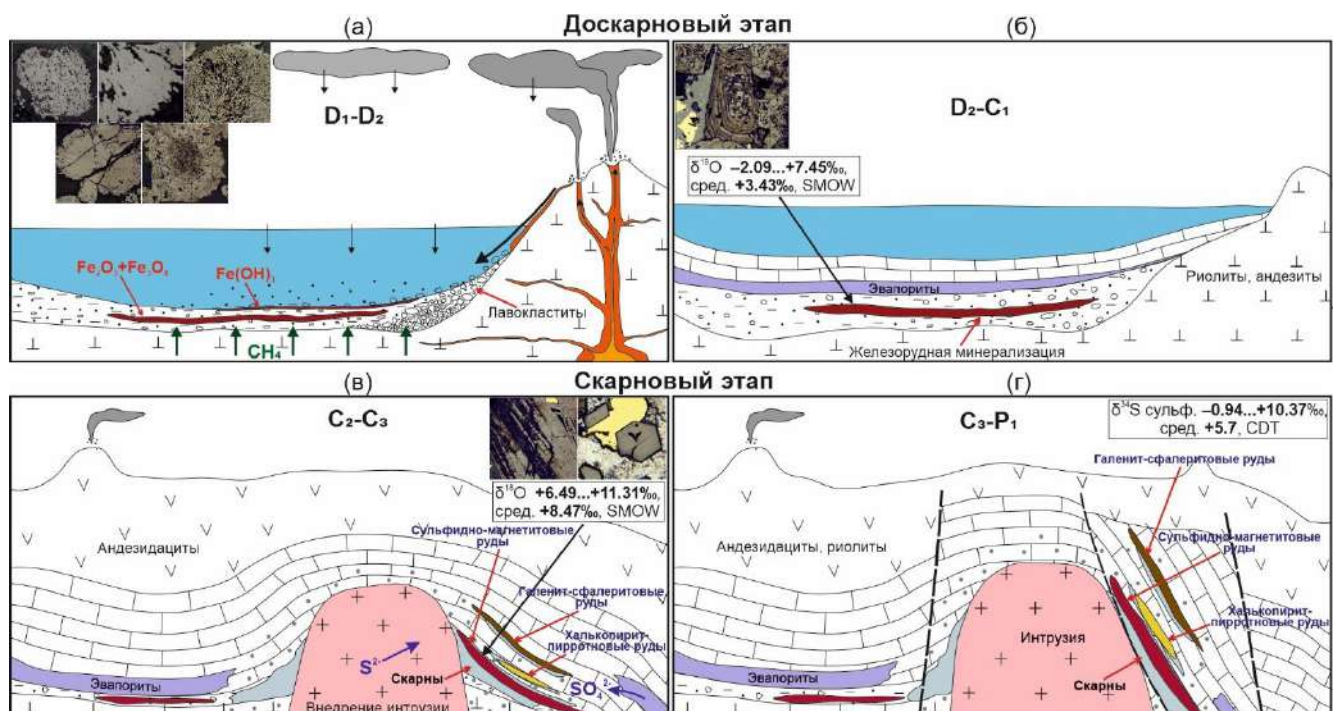


Рисунок 5.6.1 – Схематическая модель формирования руд месторождения Акташ.

По аналогии с неметаморфизованным железорудным месторождением Качар в северной части Валерьяновско-Бельтау-Кураминской вулкано-плутонической дуги [Масленников и др., 2024] предполагается, что при подводном разложении (гальмиролизе) известковистых гиалокластических илов происходило формирование палагонитов-смектитов, а затем их замещение окси-гидроксидами железа, как результат высвобождения элементов при изменении гиалокластов. При дальнейших диагенетических преобразованиях в окислительных условиях формируются железистые отложения (гематит-1) в виде слоистых придонных руд. На стадии диагенеза в окисдно-железистых осадках образовались псевдоморфные обломковидные, иногда атоллоидные агрегаты магнетита-1h за счет псевдоморфного замещения гематита (рис. 5.6.2а). Атоллоидные каймы магнетита, обнаруженные в рудах месторождения Акташ, напоминают реакционные каймы гематита вокруг гиалокластов вулканогенно-осадочного железорудного

месторождения Чимкурган (Узбекистан) (рис. 5.6.2б). Атолловидные и обломковидные гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые псевдоморфозы по вулканокластам встречаются на многих колчеданных [Maslennikov et al., 2012] и стратиформных магнетитовых месторождениях Урала и Тургайского пояса, формирование которых связывается с гальмиролитическими и диагнетическими процессами в гиалокластических осадках [Рудницкий и др., 2013, Аюрова et al., 2021; Масленников и др., 2024]. Псевдоморфные гематитовые руды впервые были интерпретированы как продукты гальмиролиза вулканического стекла на месторождении Лан-Диль (Германия) [Hümmel, 1922]. В целом, формирование смектитов, гидроксидов и оксидов железа – характерная черта гальмиролиза вулканического стекла в современных осадках на дне океанов [Дриц, Косовская, 1990; Япаскерт, 2008].

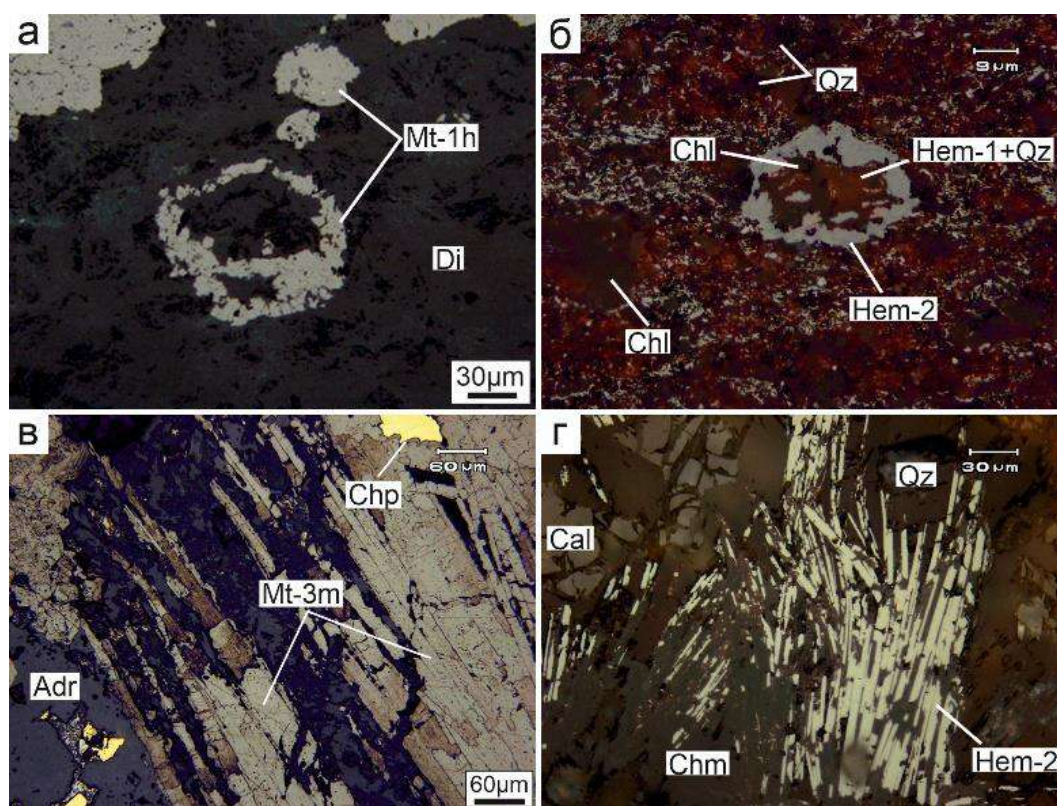


Рисунок 5.6.2 – Разновидности магнетита в рудах месторождения Акташ (а, в) и гематит вулканогенно-осадочных месторождений Чимкурган (б) и Канташ (г) Кураминской зоны: а – обломковидные атолловидные агрегаты магнетита (Mt-1h); б – обломковидные атолловидные агрегаты гематита (Hem-2), в центре – тонкодисперсные гематит-кварцевые агрегаты (Hem-1+Q) с фрагментами хлоритизированного гиалокласта (Chl); в – мушкетовит (Mt-3m); г – удлиненные пластинчатые кристаллы гематита в тесном срастании с шамозитом (Shm) в кальцит-кварцевой ассоциации (Cal, Qz).

Дендритовидные, волокнистые и радиально-лучистые агрегаты магнетита-1, вероятно, образовались за счет замещения бактериоморфных структур. Волокнистые структуры

магнетита-1 напоминают строение колоний фоссилизированных железобактерий, реликты которых нередко встречаются в железных рудах [Страхов 1947; Розанов и др., 2016; Аюпова, 2024]. Радиально-лучистые агрегаты магнетита сходны со сфероидально-лучистыми биогенными структурами в рудах вулканогенно-осадочных железорудных формаций Курской магнитной аномалии (КМА) [Чухров, 1975; Новиков и др., 2017]. На этом же этапе образовались колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1. Аналогичные колломорфные агрегаты магнетита обнаружены в магнетитовых рудах месторождений Чокадамбулакской группы, для образования которых предполагается участие коллоидных растворов [Онтеев, 1959; Бутузова, 1968; Власова и др., 1972].

Зональные субгедральные кристаллы магнетита (Mt-2s) нарастали на агрегаты колломорфного магнетита, в более поздних процессах диагенеза (рис. 5.6.2б). Зональные кристаллы диагенетического магнетита с реликтами гематита и псевдоморфоз магнетита по пластинчатому гематиту, широко представлены на магнетитовых месторождениях, не ассоциирующих со скарнами [Аюпова et al., 2021]. Одновременно с образованием магнетита-2 формировались пластинчатые кристаллы гематита-2 в результате замещения слоистых силикатов, являющихся продуктами диагенеза смектитов в первичных железистых отложениях. Скорее всего, из-за интенсивной мушкетовитизации пластинчатого гематита, он не сохранился в рудах месторождения Акташ (рис. 5.6.2в). Такие пластинчатые кристаллы гематита в ассоциации с шамозитом, кальцитом и кварцем сохранились на вулканогенно-осадочном рудопроявлении Канташ Западного Карамазара (рис. 5.6.2г).

Скарновый этап связан с внедрением интрузии гранодиоритов карамазарского типа в среднем карбоне (рис. 5.6.1в). Внедрение интрузии происходило в надсубдукционном этапе магматизма южной активной окраины Палеоказахстанского континента. Геодинамические события этого этапа протекали на фоне закрытия Туркестанского палеоокеана и коллизии микроконтинентов, но при этом субдукционные процессы продолжались на северной и южной окраинах палеобассейна [Seltmann et al., 2014; Konopelko et al., 2017].

На этом этапе палагонит-смектит-карбонатные отложения доскарнового этапа были превращены в флогопит-серпентин-гранат-пироксеновые породы. В это же время сформировались псевдоморфозы магнетита-3 по пластинчатым кристаллам гематита-2 и граната по шамозиту и кальциту (рис. 5.6.2в, г), а также незональные метакристаллы магнетита-4 и ассоциирующие с ними сульфидные минералы. На этом этапе вместе с сульфидами образовались висмутовые минералы и теллуриды висмута и серебра. Наименее устойчивые колломорфные и тонкозернистые агрегаты, слагавшие ядра зональных субгедральных зерен магнетита-2 замещались скарновыми минералами и метакристаллами незонального магнетита-4. Метакристаллы незонального магнетита-4 цементируются халькопиритом, сфалеритом,

галениом и пиритом. В некоторых кристаллах магнетита-4 встречаются реликты раннего пирротина. Вследствие тектонических нарушений стратиформные пластообразные тела железных руд изменили свое первичное залегание и приобрели крутопадающее положение (рис. 5.6.1г).

В целом, в пользу гидротермально-осадочной модели железнакопления свидетельствует тонкая слоистость магнетитовых руд, переслаивание слоев с вулканогенно-осадочными породами, асимметричное строение слоев, накопление магнетита в кровле вулканокластических ритмов, наличие рудокластов и ксенолитов руды в интрузивах [Дебриков, 1964; Беляшов, 1978; Белевцев и др., 1983; Формозова, 1968; Дымкин, 1966; Белевцев, 1982; Ивлев, 2009; Калугин, 1985; Кассандров, 2010; Atapour et al., 2017]. Однако сторонниками гидротермально-метасоматической модели указывается на признаки метасоматического происхождения тонкослоистых (полосчатых) магнетитовых руд [Овчинников, 1998]. Гальмиролитическая модель в комбинации со скарновой моделью на примере месторождения Акташ во многом объясняет сочетание седиментологических и метасоматических признаков железнакопления.

Геохимические особенности разновидностей магнетита также подтверждают двухэтапный генезис месторождения Акташ. Для магнетита доскарнового этапа характерны пониженные содержания Al, Ti, V, Cr, Mn, Ni и Zn и высокие содержания водородных элементов (As, Mo, W), свидетельствующих о низкотемпературных условиях образования [Ятимов и др., 2022в]. Магнетит скарнового этапа, наоборот, обогащен Ti, V, Cr, Mn и Zn, что свидетельствует о его образовании при более высоких температурах.

Условия образования разновидностей магнетита в том числе отражаются в изотопном составе кислорода (рис. 5.6.1) [Ятимов, Садыков, 2024б]. Более легкое значение $\delta^{18}\text{O}$ характерно для доскарновых разновидностей магнетита, для которых источником кислорода считаются вулканогенные породы. Магнетит скарнового этапа обогащен тяжелым изотопом кислорода, образовавшийся в результате реакции изотопного обмена между магматическим флюидом и вмещающими карбонатными породами верхнего девона-нижнего карбона. Изотопный обмен между магматическим флюидом и вмещающими карбонатными породами в том числе отражается в тяжелом изотопе кислорода гидротермального кальцита и более легком кислороде в мраморизованных карбонатных породах, а также в тяжелой сере сульфидов [Ятимов и др., 2019а; Ятимов, Садыков, 2023а]. Эти данные позволяют предположить, что слои карбонатных пород с эвапоритами интенсивно участвовали в процессе скарнообразования и рудообразования.

Геохимические особенности большинства рудных элементов в регионе определяются геолого-тектоническим строением земной коры, дифференциацией магматических продуктов в зонах региональных разломов, частичным заимствованием его из вмещающих осадочных пород

магматическим расплавом. Предполагается, что источник элементов таких как Pb, Zn, Си, Bi, Ag, Au, Se, Te, Cd, Mo, Sb, As, V, Tl и др. в эндогенных рудных месторождениях Карамазара полигенный [Дунин-Барковская, 1978]. Их источник связан с внедряющимися интрузивами кислого состава среднего-верхнего карбона и с вмещающими углеродисто-кремнистыми сланцами нижнего палеозоя и доломитами среднего-верхнего девона, содержащими органическое вещество [Германов, 1961; Дунин-Барковская, 1978]. Углеродистые сланцы и доломиты с органическим веществом, содержащие Pb, Zn, Си, Bi, Ag, Au, Se, Te, Cd, W, Mo, Sb, As, V и Tl, прорваны гранитоидными интрузивами среднего-верхнего карбона [Германов, 1961; Воронич и др., 1970]. Вероятно, в процессе кристаллизации гранитоидных интрузивов эти металлы сконцентрировались в остаточных растворах, затем их оруденение зонально отлагалось как в самом интрузиве (W, Mo, иногда Bi), так и в экзоконтакте (Pb, Zn, Си, Bi, Ag, Au, Se, Te, Cd, W и др.).

Выводы

Сульфидные минералы месторождения Акташ имеют неоднородный изотопный состав и, в среднем, на +5.7 ‰ обогащены тяжелым изотопом серы по отношению к составу серы метеоритов. В связи с этим, источником тяжелой сульфидной серы руд могут являться осадочные гипс-ангидритовые прослои карбонатных пород, участвующие в процессах рудообразования. Восстановление сульфатной серы, скорее всего, происходило в процессе abiогенной сульфатредукции при взаимодействии углеводородов с ангидритом. Об этом также свидетельствуют карбонаты, которые по изотопным составам углерода и кислорода, занимают промежуточное поле между карбонатами, сформированными магматическим и морским источниками.

Кальцит в парагенезисе с галенит-сфалеритовыми рудами на месторождении Акташ отлагался после скарнообразования и сульфидно-магнетитовых руд из среднесоленого (4.4–10.8 мас. % NaCl экв.) гетерофазного водного флюида с хлоридами Na, K и реже Mg при снижении температур от 300 до 160 °C. Температуры образования хлорита (176–295°C) подтверждают результаты термобарогеохимических исследований. Установлено, что в зависимости от формы нахождения кальцита температуры гомогенизации флюидных включений в разных агрегатах относительно отличаются.

Таким образом, магнетит-полиметаллическое месторождение Акташ образовалось в два этапа: доскарновый (обломковидный, дендритовидный, волокнистый, радиально-лучистый, коломорфно-почковидный и зональный магнетит) и скарновый (пластинчатые агрегаты и незональные метакристаллы магнетита с последующим образованием сульфидов). Об этом свидетельствует многообразие морфологических разновидностей магнетита и их

геохимические особенности, а также наличие пологих и слоистых железорудных залежей в районе месторождения, залегающие под вулканогенно-осадочными породами в контакте с карбонатными породами. Разновидности магнетита доскарнового и скарнового этапов по изотопному составу кислорода существенно отличаются, что указывает на осаждение магнетита из разных флюидов.

Судя по всему, источником Pb, Zn, Си, Bi, Ag, Au, Se, Те и др. являются внедряющиеся интрузивы кислого состава среднего-верхнего карбона и вмещающие углеродистые сланцы нижнего палеозоя и карбонаты среднего-верхнего девона, содержащие органическое вещество.

ГЛАВА 6. РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Извлечение благородных и редких элементов из руд и продуктов обогащения с использованием новых технологий является одной из задач комплексного освоения скарново-полиметаллических руд Карамазарского рудного района. Данные, полученные в результате минералого-геохимического изучения руд с помощью современных методов исследования, дают важную информацию, которая может быть использована при эксплуатации месторождения.

Месторождение Акташ выделяется среди окружающих его рудных объектов Кансайского рудного поля необычным, комплексным составом руд, содержащих кроме основных компонентов (Fe, Pb, Zn и Cu) благородные и редкие металлы. В связи с этим исследование данного объекта может быть интересно как с фундаментальной, так и с практической точки зрения.

Данные полученные в результате проведенных исследований позволяют ориентировать поисковые работы в первую очередь на выявление новых объектов с полиметаллическим, железорудным и борovým оруденением на участках останцев осадочных карбонатных пород с вулканогенно-осадочными и гематит-кварцевыми образованиями, а также близскарновыми метасоматитами. В качестве перспективной площади для поиска можно порекомендовать проведение геологоразведочных работ в восточной части месторождения, на участке выхода флюорит-флюоборит-магнетитовой минерализации. Кроме того, предлагается провести поисковые работы для выявления благородных металлов в зоне окисления сульфидно-магнетитовых руд Кансайского рудного поля, именно на участке Камаркутан.

Промышленно важными являются глубокие горизонты центральной части месторождения Акташ, именно сульфидно-магнетитовые рудные тела, которые, начиная с глубины 400 м, не перебулены и не изучены. В связи с этим рекомендуется проводить геологические работы с целью изучения минерального состава руд и определения простирания рудных тел на глубине.

В качестве критерия оценки уровня эрозионного среза и перспективности оруденения на глубину в практике поисково-оценочных работ можно использовать распределение элементов-примесей в основных рудообразующих сульфидах [Ятимов и др., 2023г]. Установлено, что высокотемпературные ранние сульфиды на месторождении Акташ обогащены Fe, Mn, Cd, Bi, Ag по сравнению со сульфидами относительно низкотемпературной стадии. В сульфидах более поздней стадии увеличивается содержания Se, Te, Sb, Co и Ni. Такое закономерное

распределение элементов наблюдается на примере разновидностей галенита, сфалерита и пирита.

В результате изучения элементов-примесей в магнетите руд месторождения Акташ, скарнированных железорудных месторождений Урала и Тургая, а также сульфидно-магнетитовых руд колчеданных месторождений Урала установлено, что типохимизм магнетита в вулканогенно-осадочных горизонтах может быть критерием при поисках колчеданных месторождений [Масленников и др., 2024а; Масленников и др., 2024б]. Магнетит рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов колчеданных месторождений Урала в отличие от магнетита скарнированных железорудных месторождений характеризуется повышенными содержаниями и устойчивыми ассоциациями Bi, Te, Co, As, Cd, Zn, Cu и Mo за счет реликтовых включений сульфидных рудокластов и продуктов их гальмиролиза. Повышенные содержания Ti, V, Zr, а также смешанные ассоциации литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов более характерны для магнетита скарнированных апогиалокластитовых железорудных месторождений [Масленников и др., 2024б].

6.1. Промышленное значение содержаний элементов-примесей в сульфидах

На месторождении Акташ встречаются в определенном масштабе железное, свинцово-цинковое, золото-серебряно-висмутовое, серебро-висмут-теллуговое оруденение, а также борная минерализация, что делает месторождение интересным и перспективным. При детальном изучении элементов-примесей в сульфидах было установлено промышленно значимые содержания Bi, Ag, Te, Se в галените и Cd в сфалерите [Ятимов, 2023в; Ятимов и др., 2023г]. Также установлено, что сульфидно-магнетитовые руды в значительной части являются комплексными золото-серебряно-висмутсодержащими, а халькопирит-пирротиновые руды золото-серебро-висмут-теллуросодержащими [Ятимов и др., 2019б; 2022б; 2023г].

В настоящее время запасы галенит-сфалеритовых руд по категории C₂ составляют 2.378 млн т: Zn 85.2 тыс. т, Pb 25.9 тыс. т и Au 3.8 т при средних содержаниях 3.78 % Zn, 1.15 % Pb и 0.44 г/т Au (по отдельным золоторудным телам – 35.8 г/т Au) [Белоусов, Полотов, 1981ф]. Запасы сульфидно-магнетитовых руд не подсчитаны. Запасы Bi и Ag в галенит-сфалеритовых рудах месторождения Акташ составляют 629.1 т и 107.5 т при средних содержаниях 0.027 % Bi и 44.8 г/т Ag [Белоусов, Полотов, 1981ф]. Запасы этих элементов в сульфидно-магнетитовых рудах также не подсчитаны. Установленные нами средние содержания (6 анализов) ИСП-МС и атомно-абсорбционными методами по штучным пробам (вес 1–4 кг) этих руд составляют 1.96 % для Pb, 0.18 % – Bi и 633 г/т – Ag, что в несколько раз превышает содержания этих элементов в галенит-сфалеритовых рудах. В целом, среднее содержание Bi в рудах висмутсодержащих месторождений варьирует от 0.003 до 0.06 %, а минимальное промышленное содержание Ag в

свинцово-цинковых и медных рудах составляет 10 г/т [Малахов и др., 2007]. Средние содержания этих элементов в сульфидно-магнетитовых рудах месторождения Акташ в несколько раз выше указанных значений. Серебро и Bi, главным образом, сосредоточены в галените. Содержания Bi и Ag в галените из сульфидно-магнетитовых руд в несколько раз превышают типичные для этого минерала содержания (Иванов, 1996, 1997). Обычно самые высокие содержания Bi (в среднем 2340 г/т) характерны для галенита скарновых месторождений [Иванов, 1996]. Однако среднее содержание Bi (22241 г/т) в галените сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ превосходит это значение в 9–10 раз. Среднее содержание Ag в галените разных типов месторождений составляет 1120 г/т [Иванов, 1997], а среднее содержание Ag (8786 г/т) в галените сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ в 7–8 раз выше этого значения. Повышенные содержания Se и Te отмечаются в обеих разновидностях галенита, но в галените галенит-сфалеритовых руд (478 г/т Se и 371 г/т Te, в среднем) их содержания на 1–2 порядка выше кларков – 55 г/т Se и 20 г/т Te [Иванов, 1996]. Кроме того, в галените установлены повышенные содержания Tl (в среднем, 158 г/т в галените-m и 36 г/т в галените-s), средние содержания которого в несколько раз больше минерального кларка – 4.6 г/т по [Иванов, 1996]. Запасы этих элементов в рудах месторождения не определены. В сфалерите промышленный интерес представляет Cd (8525–27670 г/т), содержания которого во всех типах руд в несколько раз выше минерального кларка – 2700 г/т [Иванов, 1997]. Его среднее содержание составляет 75.1 г/т в сульфидно-магнетитовых рудах (6 анализов), 91.2 г/т в халькопирит-пирротиновых рудах (1 анализ) и 6742 г/т в галенит-сфалеритовых рудах (3 анализа). Несмотря на повышенное содержание Cd в сфалерите сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротиновых руд, его среднее содержание относительно низкое, что связано со слабой распространенностью сфалерита в этих рудах. Запасы Cd в рудах месторождения Акташ не подсчитаны. Содержания элементов-примесей в халькопирите, пирите и пирротине не имеют промышленного значения. Из токсичных элементов в пирите в незначительном количестве установлен только As. Низкие содержания токсичных элементов в пирите можно рассматривать как положительный фактор при оценке экологических рисков отработки сульфидно-магнетитовой залежи, переработки руд и формирования пиритового хвостохранилища. Предполагается, что Bi, Ag, Se, Te и Cd попутно можно будет извлекать из получаемых свинцовых, цинковых и медных концентратов.

Переработку сульфидно-магнетитовых руд с целью извлечения элементов-примесей наиболее рационально проводить по схеме селективной флотации с получением свинцового, цинкового и медного концентратов с последующим цианированием и магнитной сепарацией хвостов флотации.

Выводы

Полученные данные по распределению элементов-примесей могут быть использованы при оценке перспектив сульфидного оруденения на скарново-полиметаллических месторождениях Западного Карамазара. Результаты исследований рекомендуются для использования в практике поисково-оценочных и геологоразведочных работ на железорудных и полиметаллических месторождениях Карамазара с целью разработки, поисков и оценки месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магнетит-полиметаллическое месторождение Акташ сформировано в ходе сложных многостадийных процессов минералообразования с развитием диагенетического и скарнового железорудного и сульфидного оруденения с золото-серебряно-висмутовой, золото-теллуrowисмутовой и борной минерализациями.

В результате изучения геологической позиции и геологического строения района месторождения, выяснена приуроченность его к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана, относящего к Кураминской зоне Чаткало-Кураминского террейна Срединного Тянь-Шаня. Полностью становление месторождения Акташ произошло в коллизионную стадию с сопутствующей субдукцией под Палеоказахстанский микроконтинент.

На основе комплекса методов исследований получены новые данные по минералогии, геохимии и условиям формирования магнетит-полиметаллических руд месторождения Акташ.

1. Выявлены новые для месторождения минеральные виды и разновидности, где наряду с основными рудными минералами: магнетитом, пиритом, пирротинотом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и др. обнаружены и подтверждены микронзондовым и рентгенофазовым анализами и рамановской спектроскопией, такие минералы как самородный висмут, эмплектит, виттихенит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит, заварикит, цумоит, пильзенит, штютцит, аргентит, ютенбогаардтит, глаукодот, пирофанит, перовскит, кальцитрит, цирконолит, флюоборит, торит, бадделеит и джонбаумит и др.

2. На месторождении Акташ выделено три типа висмутоносных, сереброносных и теллуриносных руд. Форма нахождения Bi, Ag и Te в рудах изоморфная и минеральная. В виде минеральной формы Bi, Ag и Te образуют висмутовые минералы и теллуриды в сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротинотых рудах, а в виде изоморфной формы концентрируются в галените сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд.

3. Более детально изучены морфологические разновидности магнетита железных руд и установлена последовательность формирования морфологических разновидностей магнетита доскарнового и скарнового этапов. Магнетит в рудах образует доскарновые обломковидные, дендритовидные, волокнистые, колломорфно-почковидные и радиально-лучистые агрегаты, зональные зерна и скарновые удлиненные пластинчатые кристаллы (Mt-3m, мушкетовит) и незональные метакристаллы магнетита.

4. На основе высокочувствительного геохимического метода исследований минералов (ЛА–ИСП–МС) определено распределение элементов-примесей в разновидностях магнетита. Для магнетита доскарнового этапа характерны пониженные содержания Al, Ti, V, Cr, Mn, Ni и Zn и высокие содержания гидрогенных элементов (As, Mo, W), свидетельствующих о

низкотемпературных условиях образования. Магнетит скарнового этапа, наоборот, обогащен Ti, V, Cr, Mn и Zn, что свидетельствует о его образовании при более высоких температурах. В мушкетовите скарновой стадии содержания Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, As, Sb относительно низкие, но количества Mo и W довольно высокие.

5. ЛА–ИСП–МС методом установлено, что каждая разновидность сульфидов руд месторождения Акташ характеризуется своей геохимической специализацией. В разновидностях галенита установлено понижение содержаний Bi, Ag, Cu, Cd, Tl и увеличение содержаний Se, Te и Sb от сульфидно-магнетитовых руд к галенит-сфалеритовым рудам. Сфалерит сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротитовых руд содержит высокие концентрации Fe, Cd, Mn, а в сфалерите галенит-сфалеритовых содержания этих элементов понижаются с возрастанием Co, As, Pb. Для пирита характерно присутствие аномально высокого содержания As. При этом содержания Co, Ni, Cu, Zn, Ge и Se увеличиваются от сульфидно-магнетитовых к галенит-сфалеритовым рудам. Халькопирит халькопирит-пирротитовых руд содержит в несколько раз больше Zn, Cd, Ag, Se, Bi и Ni, чем халькопирите сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд. Для халькопирита галенит-сфалеритовых руд характерны повышенные содержания Pb, As, Ge, Te, Sb. В пирротине отмечается относительно высокие содержания Co, Ni, Ge, Se.

6. Минералогическое и геохимическое изучение вещественного состава руд и слагающих их минералов, подтвердило, что руды являются комплексными железо-свинцово-цинковыми с повышенными и промышленными содержаниями Cu, Au, Ag, Bi, Cd, Te и Se. Из этих руд попутно и технологически возможно извлекать Bi, Ag, Te, Se и Cd. Главным минералом-концентратором Bi, Ag, Te, Se является галенит, а Cd – сфалерит всех типов руд. Перспективные повышенные содержания Ag характерны для халькопирита халькопирит-пирротитовых руд.

7. Впервые установлено, источник вещества формирования руд скарнового месторождения Акташ с помощью изотопного состава серы сульфидов, углерода-кислорода карбонатов и кислорода в магнетите, который связан с гипс-ангидритовыми слоями, карбонатными породами и вулканогенно-осадочными толщами. Также определены физико-химические условия рудообразования на месторождении с помощью термобарогеохимических исследований и минеральных геотермометров.

8. Установлено, что формирование магнетит-полиметаллического месторождения Акташ происходило в два этапа: 1) доскарновый, где происходило железнакопление в придонных условиях и дальнейшее преобразование в процессе диагенеза; 2) скарновый, приводящий к скарнированию первичных железных руд и образованию скарновых разновидностей магнетита с сульфидной минерализации, содержащей изотопно тяжелую серу. Об этом свидетельствует

многообразие морфологических разновидностей магнетита и их геохимические особенности. Установлено, что разновидности магнетита доскарнового и скарнового этапов по изотопному составу кислорода существенно отличаются, что указывает на осаждение магнетита из разных флюидов.

В целом, результаты исследований позволяют рекомендовать месторождение Акташ как потенциально комплексный объект на Fe, Zn, Pb, Cu, Au, Bi, Ag, Te, Se и Cd. Промышленно важными являются глубокие горизонты (ниже 400 м) центральной части месторождения, для которых требуется проводить геологоразведочные работы с целью определения простирания рудных тел и изучения минерального состава руд на глубине, а также для прироста запасов руд за счет глубинных горизонтов. Кроме того, впервые на месторождении выявлена борная минерализация, которая может представлять практический интерес.

Полученные данные по распределению элементов-примесей могут быть использованы при оценке перспектив сульфидного оруденения на скарново-полиметаллических месторождениях Западного Карамазара.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная литература

1. Абдуллаев, Х. М. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор / Х.М. Абдуллаев, А. С. Аделунг, В.А. Воронин, О.П. Горьковой, М.Г. Калабина, А.А. Малахов, Т.М. Мацокина, И.М. Мирходжаев, Ф.Ш. Раджабов. – Ташкент: АН УзССР, 1958. – 289 с.
2. Аникина, Е. Ю. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) / Е. Ю. Аникина, Г. Н. Гамянин, Н. С. Бортников // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52. – № 6. – С. 534-552.
3. Анисимов Л.А. Условия абиогенного восстановления сульфатов в нефтегазоносных бассейнах / Л.А. Анисимов // Геохимия. – 1978. – № 11. – С. 1692–1702.
4. Ахунджанов, Р. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана (на примере Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов). / Р. Ахунджанов, У.Д. Мамарозилов, А.И. Усманов, С.С. Сайдиганиев, С.О. Зенкова, Ф.Б. Каримова. – Ташкент: Фан АН РУз, 2014. – 225 с.
5. Аюпова, Н.Р. Микробиальное разнообразие в кремнисто-железистых отложениях колчеданных месторождений Урала: обзор / Н.Р. Аюпова // Минералогия. – 2024. – Т. 10. - № 4. – С. 41–59.
6. Бабаев, К.Л. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений / К.Л. Бабаев // Советская геология. – 1965. – № 9. – С. 43–51.
7. Бабенко, В.М. Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай / В.М. Бабенко, Ф.И. Вольфсон, В.Н. Титов // В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М.: «Наука». – 1965. – С. 36–44.
8. Бадалов, С.Т. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтынтюпканском рудных полях Карамазара / С.Т. Бадалов, М.Р. Еникеев // Геохимия. – 1959. – № 9. – С. 33–45.
9. Байков, В.Н. Вулканогенные породы / В.Н. Байков, А.Г. Дзайнуков, Э.Б. Федчишин. // В кн. «Петрография Таджикистана». – Душанбе: Дониш, 1986. – Т. 1. – С. 19–80.
10. Баймухамедов, Х.Н. Основные черты металлогенической специализации рудообразующих процессов (ТашПИ) / Х.Н. Баймухамедов // В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Изд-во ТашПИ. – 1971. – С. 22–38.
11. Баклаев, Я.П. Контактково-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации) / Я.П. Баклаев. – М.: Наука, 1973. – 231 с.
12. Барсуков, В.И. Геохимия бора, условия образования и размещения борных месторождений / В.И. Барсуков, Е.М. Камшилина, А.Е. Лисицын, Г.А. Соколов, Л.И. Шабинын. – Москва: Недра, 1965. – 328 с.
13. Белевцев, Я.Н. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала / Я.Н. Белевцев, В.П. Бухарев, В.В. Науменко, А.Ф. Гончарук, Б.А. Попов, В.А. Степанов, А.И. Усенко // Геология рудных месторождений. – 1982. – № 1. – С. 53–75.
14. Белых В.И. Физико-химические условия формирования железисто-кремнистых пород и богатых железных руд КМА по изотопным данным / В.И. Белых, Е.И. Дунай, И.П. Луговая // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 2. – С. 165–179.

15. Бискэ, Ю.С. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления / Ю.С., Бискэ, Д.Л. Конопелько, Р. Зельтманн // Геотектоника. – 2013. – Т. 47. – № 4. – С. 61–81.
16. Бобоходжаев, С.М. Возрастное расчленение магматических образований Карамазара и Моголтау / С.М. Бобоходжаев // Петрография Таджикистана. Т. 1. – Душанбе: Дониш. – 1986. – С. 12–19.
17. Богашова, Л.Г. Роль галогенных вод в формировании месторождений полезных ископаемых / Л.Г. Богашова. – М.: ГЕОС, 2007. – 168 с.
18. Болдырева, М.М. Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное (Западный Карамазар) / М.М. Болдырева, В.Ф. Чернышева // Вестник ЛГУ. – 1965. – № 12. – С. 34–38.
19. Бортников, Н.С. Биогенный наномagnetит в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов Южного Вьетнама / Н.С. Бортников, В.М. Новиков, А.П. Жухлистов, Н.М. Боева, С.В. Соболева, Е.А. Жегалло // Доклады Академии наук. – 2013. Т. 451. – № 2. – С. 207–210.
20. Булашевич, Ю.Л. Новые данные о вулканогенно-осадочной природе некоторых магнетитовых руд Урала / Ю.Л. Булашевич, А.М. Дымкин, Б.А. Попов, А.К. Юрков // Доклады АН СССР. – 1981. – Т. 261. – № 6. – С. 1188–1191.
21. Валитов, Н.Б. Баланс углеводов и сульфатов при формировании месторождений самородной серы и зон серной минерализации / Н.Б. Валитов // Геология и геофизика. – 1982. – № 11. – С. 57–61.
22. Васильковский, Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня / Н.П. Васильковский. – Ташкент: АН Уз ССР, 1952. – 302 с.
23. Виноградов, В.И. О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании Карамазара / В.И. Виноградов, С.Т. Бадалов, А.Х. Туресебеков // Геология рудных месторождений. – 1969. – № 1. – С. 67–77.
24. Виноградов, В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы / В.И. Виноградов. – М.: Наука, 1980. – 192 с.
25. Власова, М.И. Геология и рудоносности рудного района / М.И. Власова, М.Д. Котенев, В.П. Матяш, В.М. Мясников // Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра, 1972. – С. 192–229.
26. Волков, В.И. Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) по изотопным данным / В.И. Волков, Ю.В. Гольцман, М.М. Аракелянц и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 1. – С. 86–104.
27. Вольфсон, Ф.И. Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара / Ф.И. Вольфсон, В.И. Левин, Л.И. Лукин и др. – М.: Недра, 1972 – 439 с.
28. Вольфсон, Ф.И. Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля / Ф.И. Вольфсон, и др. – Москва: Изд-во «Наука», 1965. – 178 с.
29. Вольфсон, Ф.И. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля. / Ф.И. Вольфсон, В.Н. Титов // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. – М.: Наука, 1965. – С. 21–29.
30. Вольфсон, Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Западного Карамазара /

- Ф.И. Вольфсон. – Изд-во АН СССР, 1951. – 245 с.
31. Воронич, Т. М. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор / Т. М. Воронин, Л.М. Глейзер, О.П. Горьковский, А. Каххаров, М. Максудов, В.М. Петров, Ф. Усманов. – Ташкент: Фан, 1970. – 203 с.
 32. Галимов, Э.М. Природа карбонатного компонента кимберлитов / Э.М. Галимов, А.В. Уханов // Геохимия. – 1989. – № 3. – С.337–348.
 33. Гаррелс, Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. – М.: Мир, 1968. – 368 с.
 34. Германов, А.И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений / А.И. Германов // Геология и разведка. – 1961. – № 8. – С. 32–43.
 35. Годовиков, А.А. Висмутовые сульфосоли / А.А. Годовиков. – М.: Наука, 1972. – 303 с.
 36. Годовиков, А.А. О примесях серебра, висмута и сурьмы в галените / А.А. Годовиков // Геология рудных месторождений. – 1966. – № 2. – С. 59-66.
 37. Гончаров, В.С. Влияние сульфатредукции на сохранность УВ в недрах / В.С. Гончаров, А.Д. Есиков, В.П. Ильченко // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы Международной конференции памяти академика П.Н. Кропоткина. – М., ГЕОС, 2002, – С. 301–303.
 38. Горбов, А.Ф. Борные минералы галогенных формаций / А.Ф. Горбов // Минералогическо-петрографические исследования галогенных отложений. – Ленинград: Недра, 1969. – С. 143–173.
 39. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы / В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко. – М., Наука, 1974, – 274 с.
 40. Дербиков, И.В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы) / И.В. Дербиков // Труды СНИИГГиМСа. – Новосибирск, 1964. – Вып. 35. – С. 82–100.
 41. Долгушин, С.С., Павлов В.А. Механизм формирования магнетитовых месторождений / С.С., Долгушин, В.А. Павлов. –Новосибирск: Наука, 1987. 165 с.
 42. Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин. – М.: Наука, 2006. – 359 с.
 43. Дуброва, И.В. Некоторые новые данные о минеральном составе руд свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля / И.В. Дуброва, В.Н. Титов // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. – М.: Наука, 1965. – С. 90–114.
 44. Дуброва, И.В. Распределение элементов-примесей в некоторых главнейших минералах руд месторождений Кансайского рудного поля / И.В. Дуброва, Е.Н. Кашинцева // Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. – М., Наука, 1965. – С. 115-126.
 45. Дунин-Барковская, Э.А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы) / Э.А. Дунин-Барковская. – Ташкент: Фан, 1978. – 272 с.
 46. Дымкин, А.М. Стратиформный тип железооруденения и его генетические особенности / А.М. Дымкин, В.П. Пругов. – М.: Наука, 1980. – 200 с.
 47. Дюгаев, И.В. Геологическая история Карамазара и характеристика его рудоносности / И.В. Дюгаев.

- В сб. «Карамазар». Средазгосплан. Ташкент. – 1934. – С. 35–47.
48. Еникеева, М.В. Галениты из Юго-западного Карамазара / М.В. Еникеева // Зап. узб. отд. ВМО. – 1959. – Вып. 13. – С. 56–64.
 49. Жариков, В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара / В.А. Жариков // Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 14. – 1959. – 362 с.
 50. Жариков, В.А. Скарновые месторождения / В.А. Жариков // Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1968. – С. 220–302.
 51. Злотник-Хоткевич, А.Г. Железистые и кремнисто-железистые осадки колчеданных месторождений // Кремнисто-железистые отложения колчедановых районов. / А.Г.Злотник-Хоткевич // – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – С. 45–52.
 52. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 5 / В.В. Иванов. – М., Экология, 1997. – 576 с.
 53. Иванов, В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 3 / В.В. Иванов. – М., Недра, 1996. – 352 с.
 54. Ивлев, А.И. Качарское месторождение железа – новый взгляд на геологическое строение / А.И. Ивлев // Топорковские чтения: Материалы XI Междунар. науч. горно-геол. конф. – Рудный: РИИ, 2004. – С. 62–82.
 55. Карпова, Е.Д. О рудоносных скарнах Карамазара и Моголтау / Е.Д. Карпова // Записки ВМО. – Сер. II. – Т. 75. – Вып. 3. – 1946. – С. 62–74.
 56. Каххаров, А. Этапы минерализации скарново-железорудных месторождений и некоторые вопросы режима кислотности-щелочности постмагматических растворов / А. Каххаров // Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии. – Ташкент: Фан, 1977. – С. 202–211.
 57. Каххаров, А.К. Месторождения наложенного типа в Юго-Западной части Кураминского хребта / А.К. Каххаров, // Узбекский геологический журнал. – 1961. – № 6. – С. 42–56.
 58. Коваленкер, В.А. Гетерогенизация флюидов как один из факторов отложения продуктивных ассоциаций при формировании золоторудных и золото-серебряных месторождений / В.А. Коваленкер, В.Б. Наумов, В.Ю. Прокофьев // Минералообразование из вскипающих растворов. – Пермь: ПГУ, 1988. – С. 217–218.
 59. Коржинский, Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / Д.С. Коржинский. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – С. 335–456.
 60. Королев, А.В. К вопросу о генезисе скарново-магнетитовых месторождений / А.В. Королев // Труды СазПИ. – Ташкент, 1957. – Вып. IV. – С. 68–75.
 61. Королев, А.В. Карамазарский рудный район / А.В. Королев // В кн. «Материалы первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в г. Ходженте». Сталинабад, Тадж. Изд-во. – 1933. – С. 84–93.
 62. Королев, В.А. Использование гипогенной зональности при детальном прогнозировании скрытого оруденения в пределах рудных полей Карамазара / В.А. Королев, [и др.] // В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М.: – 1972. – С.

- 34–40.
63. Королева, З.А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара / З.А. Королева // Изд. Узб. ФАН. – 1941.
 64. Левин, В.И. Краткие черты геологического строения района Кансайского рудного района / В.И. Левин // В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля» М.: Наука. – 1965. – С. 7–19.
 65. Либрович, Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале / Л.С. Либрович // Труды ЦНИГРИ. – М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. – 208 с.
 66. Лихачев, А.П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений / А.П. Лихачев // Отечественная геология. – 2017. – № 4. С. 44–53.
 67. Лукин, Л.И. Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений / Л.И. Лукин, Ю.Г. Сафонов, В.Ф. Чернышев // В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М.: «Наука». – 1972. – С. 125–136.
 68. Мазуров, М.П. Эволюция рудно-метасоматических процессов в крупных скарновых железорудных месторождениях трапповой формации Сибирской платформы / М.П. Мазуров, С.Н. Гришина, А.Т. Титов, А.В. Шихова // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 3. – С. 265–281.
 69. Малахов, И.А. Промышленные типы металлических полезных ископаемых / И.А. Малахов, И.Л. Бурмако, А.В. Алексеев. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 209 с.
 70. Мансуров, М. Структурные особенности размещения и морфология рудных тел одного из месторождений Западно-Кансайской группы / М. Мансуров // «Узб геол. журнал». – 1964. – № 2. – С. 73–81.
 71. Масленников, В.В. Минералообразование в процессах окисного железнакопления при формировании колчеданных и железорудных месторождений / В.В. Масленников, Г.А. Третьяков, Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, У.А. Ятимов [и др.] // Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 55-летию Башкирского отделения Российского минералогического общества: Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. – Уфа: Изд. Перо, 2024а. – С. 68–72.
 72. Масленников, В.В. Типохимизм магнетита колчеданных и железорудных месторождений Урала (по данным ЛА-ИСП-МС) / В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, Н.П. Сафина, А.С. Артемьев, У.А. Ятимов, С.И. Брюхов, П.В. Хворов, М.А. Рассомахин // Минералогия. – 2024б. – Т. 10. – № 4. – С. 8–40.
 73. Масленников, В.В. Гальмиролиз и железнакопление / В.В. Масленников // Топорковские чтения: Материалы XI Междунар. науч. горно-геол. конф. – Рудный: РИИ, 2004. – С. 33–45.
 74. Масленников, В.В. Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений / В.В. Масленников, И.Ю. Мелекесцева, С.П. Масленникова, А.В. Масленникова, Г.А. Третьяков, Н.Р. Аюпова, Н.П. Сафина, К.А. Филлиппова, В.Н. Удачин, П.Г. Аминов, А.С. Целуйко. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. – 367 с.
 75. Масленников, В.В. О возможной роли сипового биогаальмиролиза в формировании субмаринных

- месторождений / В.В. Масленников // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021. – С. 5–9.
76. Масленников, В.В. Проблемы моделей рудообразования / В.В. Масленников // Металлогения древних и современных океанов-2022. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. – Т. 28. – С. 3–8.
77. Масленников, В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчедановых палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала) / В.В. Масленников. – Миасс: Геотур, 1999. – 348 с.
78. Машковцев, С.Ф. Взаимосвязь между вулканизмом, тектоникой и рудообразованием на примере Тянь-Шаня / С.Ф. Машковцев // в кн. «Пробл. сов. Геологии». – 1937. – № 4. – С. 65–74.
79. Мехтиева, В.Л. Об абиогенном восстановлении сульфатов в земной коре / В.Л. Мехтиева, Л.Я. Бризанова. // Геология нефти и газа. – 1980. – № 3. – С. 32–39.
80. Мирходжаев, И.Х. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта / И.Х. Мирходжаев // «Узб. геол. журнал». – 1966. – № 6. – С. 84–98.
81. Моисеева, В.И. Сфалериты Юго-западного Карамазара / В.И. Моисеева // Записки Узб. Отд. ВМО. – 1959. – Вып. 13. – С. 111–120.
82. Моисеева, М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных районов / М.И. Моисеева. – Ташкент: Фан., 1969. – 204 с.
83. Наследов, Б.Н. Карамазар и его проблемы / Б.Н. Наследов // «Социалистическая наука и техника». – 1935. – № 1–2. – С. 92–98.
84. Наследов, Б.Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана / Б.Н. Наследов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 201 с.
85. Невский, В.А. Трубочатые тела брекчированных пород Северного Тянь-Шаня и их отношение к оруденению / В.А. Невский, П.С. Козлова // В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе: «Илим». – 1971. – С. 50–55.
86. Некрасов, Е.М. Сравнительная характеристика структурных условий локализации свинцово-цинкового оруденения в деформированных пластичных толщах / Е.М. Некрасов // Геология рудных месторождений. – 1967. – № 7. – С. 102–111.
87. Нечелюстов, Н.В. Распределение элементов-примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Карамазара / Н.В. Нечелюстов, Попова Н.Н., Э.Ф. Минцер // Труды ИМГРЕ АН СССР. – 1961. – Вып. 5. – С. 3–42.
88. Овчинников, Л.Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Среднего Урала / Л.Н. Овчинников. – Свердловск: Изд-во УФАНАН СССР, 1960. – 495 с.
89. Овчинников, Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала / Л.Н. Овчинников. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. – 412 с.
90. Онтеев, Д.О. О колломорфных образованиях магнетита и о своеобразных пластинчатых и таблитчатых выделениях пирита в магнетитовых рудах / Д.О. Онтеев // Труды минералогического музея. – М.: Изд-во Акад. наук СССР. – 1959. – Вып. 9. – С. 74–86.

91. Павлов, А.Л. Физико-химическое моделирование процессов магматогенного магнетитового оруденения / А.Л. Павлов // Генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 93–99.
92. Петров, Г.А. К вопросу о генезисе месторождений Первого Северного железорудного узла / Г.А. Петров // Литосфера. – 2019. – Т. 19. – № 3. – С. 451–464.
93. Попов В.С. Геохимия руд Центрального Кансая в Карамазаре / В.С. Попов // Ученые записки САИГИМС. – 1960. – Вып. 3. – С. 21–35.
94. Попов, В.И. Типы свинцово-цинкового оруденения в девонских и нижнекарбоновых отложениях Срединного Тянь-Шаня / В.И. Попов, У Асаналиев., Г.И. Давыдов // В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». – Фрунзе, «Илим». – 1971. – С. 133–149.
95. Протодьяконова, З.М. Минералогия месторождений / З.М. Протодьяконова // Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра. – 1972. – С. 147–148.
96. Пуркин, А.В. Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов / А.В. Пуркин, Т.А. Денисова. – Свердловск: Уралгеология, 1987. – 190 с.
97. Рахимов, Ш.Х. Геолого-структурные условия локализации скарново-полиметаллических месторождений Карамазар / Ш.Х. Рахимов. – Ташкент: Фан, 1978. – 142 с.
98. Розанов, А.Ю. Цианобактерии(?) в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии / А.Ю. Розанов, М.М. Астафьева, Л.В. Зайцева, Н.А. Алфимова, С.Б. Фелицын // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 470. – № 3. – С. 360–362.
99. Рудницкий, В.Ф. О способах отложения руд Естюнинского скарново-магнетитового месторождения на Среднем Урале / В.Ф. Рудницкий, А.Ж. Кузнецов // Металлогения древних и современных океанов-2014. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. – С. 91-94.
100. Рыкус, М.В. Магнетитовая минерализация Акжарского колчеданного рудного поля / М.В. Рыкус, Н.Г. Рыкус, Л.С. Кондручина // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1992. – С. 23-34.
101. Рябов, В.В. Источник серы сульфидных месторождений в траппах сибирской платформы по изотопным данным / В.В. Рябов, О.Н. Симонов, С.Г. Снисар, А.А. Боровиков // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 8. – С. 1176–1194.
102. Салихов, Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца) / Д.Н. Салихов, В.В. Масленников, И.Б. Серавкин, Г.И. Беликова, Б.Г. Галиуллин, В.Н. Никонов. – Уфа: Изд-во «Гилем», 2010. – 376 с.
103. Саркисян, С.Ш. Геологические основы вулканогенного рудообразования / С.Ш. Саркисян, А.Е. Святловский, С.П. Брызгалина. – М.: Недра, 1984. – 237 с.
104. Сафаралиев, Н.С. Минералого-геохимические особенности образования магнетитовых руд скарново-железорудного месторождения "Шохкадамбулак" / Н.С. Сафаралиев, А.Р. Файзиев // Труды XVII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Проблемы геологии и освоения недр. – Томск: НИ ТПУ, 2013б. – С. 142–144.

105. Сафаралиев, Н.С. Минералого-термобарогеохимические особенности образования железорудного месторождения Шохкадамбулак (Чокадамбулак, Северный Таджикистан): дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.05 / Сафаралиев Носир Сайджалолович. – Душанбе, 2013а. – 213 с.
106. Сафонов, Ю.Г. Многометальное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения / Ю.Г. Сафонов, Н.С. Бортников, Т.М. Злобина, В.Ф. Чернышев, А.Б. Дзайнуков, В.Ю. Прокофьев // Геология руд. месторождений. – 2000. – Т. 42. – № 3. – С. 195–211.
107. Сечевица, А.М. Разведка и оценка комплексных месторождений цветных металлов / А.М. Сечевица, В.В. Иванов, В.Н. Иванов, Н.П. Данилова, О.В. Кондрашова, В.Я. Кувшинов, А.Н. Цибизова. – М.: Недра, 1990. – 117 с.
108. Смирнов, В.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе / В.И. Смирнов. – М.: Недра, 1981. – 174 с.
109. Титов, В.Н. Структура некоторых свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля и вопросы поисков скрытых рудных тел: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Титов В.Н. – М., 1963. – 23 с.
110. Тишкин, А. И. Ангидрит метаморфических пород Алданского щита / А.И. Тишкин, В.Ю. Горбунов // Изв. АН СССР: Сер. геол. – 1980. – № 10. – С. 101–114.
111. Тушевский Е.Л. Железорудные месторождения Северного Таджикистана / Е.Л. Тушевский // Геология СССР. Том 24. Таджикская ССР. Часть 2. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1966. – С. 101–104.
112. Файзиев А. Р. Минеральный состав рудных тел скарново-магнетитового месторождения Акташ (Северный Таджикистан) / А. Р. Файзиев, Н. С. Сафаралиев, У. А. Ятимов // Материалы Республиканской научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной «20-ой годовщине Дня национального единства» и «Году молодёжи». – Душанбе: ТНУ, 2017, – С. 569–570.
113. Файзиев, А. Р. Ангидрит многометального месторождения Большой Канимансур и его поисково-оценочное значение / А. Р. Файзиев, М. М. Фозилов // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. – 2009. – Т. 52. – № 1. – С. 49–52.
114. Фор, Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – М.: Мир, 1989. 590 с.
115. Формозова, Л.Н. Эксгальационно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования / Л.Н. Формозова // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – М.: Наука, 1963. – С. 161–208.
116. Хамрабаев, И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов / И.Х. Хамрабаев. – Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР. – 1969. – 199 с.
117. Чернышев, В.Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений / Н.Е. Чернышева, Г.А. Смелянская, Г.Н. Зайцева // Геология рудных месторождений. – 1981. – № 3. – С. 236–249.

118. Чухров, Ф.В. Некоторые вопросы генезиса осадочных железных руд // Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Ф.В. Чухров. – М.: Наука. – 1975. – С. 91–111.
119. Шабынин, Л.И. Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов / Л.И. Шабынин, Н.Н. Перцев, И.А. Зотов. – М.: Наука, 1984. – 105 с.
120. Шабынин, Л.И. Месторождения полиметаллов в скарнах доломитовых контактов / Л.И. Шабынин, Т.Ш. Хаджиев, Р.А. Мусин, Л.Н. Еникеева. – Ташкент: Фан, 1983. – 198 с.
121. Шехтман, П.А. Классификация рудных полей Средней Азии по структурно-геологическим признакам / П.А. Шехтман, Х.А. Акбаров, В.А. Королев // Труды САИГИМСА, Вып. 4. – Ташкент. – 1964. – 145 с.
122. Шехтман, П.А. Морфологические особенности рудных тел Кансайского свинцово-цинкового месторождения и методика их разведки / П.А. Шехтман, А.В. Поваров // Геология рудных месторождений. – 1962. – № 4. – С. 43–52.
123. Шихин, Ю.С. Геолого-прогнозная карта Юго-Западного Карамазара / Ю.С. Шихин, Ж.Н. Кузнецов, В.А. Тарасов // В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт»: Ч. 3. – Киев. – 1960. – С. 115–127.
124. Щербаков, Д.И. Проблемы Карамазара / Д.И. Щербаков. // В кн. «Таджикско-Памирская экспедиция», – Ленинград: Недра, 1934. – С. 45–56.
125. Ятимов, У. А. Изотопный состав кислорода в разновидностях магнетита месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан / У.А. Ятимов, С.А. Садыков // Новое в познании процессов рудообразования. – Москва: ИГЕМ РАН, 2024а. – С. 291–293.
126. Ятимов, У. А. О двухэтапной модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024б. – С. 164–167.
127. Ятимов, У.А. Минералы титана в рудах и скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан / У.А. Ятимов, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин, С.М. Лебедева, Н.С. Сафаралиев // Минералогия. – 2024в. – Т. 10. № 4. – С. 172–185.
128. Ятимов, У. А. Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов, С. А. Садыков // Двенадцатая Российская молодёжная научно-практическая школа: Новое в познании процессов рудообразования. – Москва: ИГЕМ РАН, 2023а. – С. 266–268.
129. Ятимов, У. А. Разновидности магнетита руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов // Уральская минералогическая школа. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2023б. – С. 239–241.
130. Ятимов, У. А. Распределение элементов-примесей в составе сульфидов месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов // Всероссийская конференция, проводимая в рамках мероприятий, посвященных 300-летию РАН: Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований. – Москва: ИГЕМ РАН, 2023в. – С. 198–201.

131. Ятимов, У.А. Типохимизм сульфидов магнетит-полиметаллического месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан (данные ЛА-ИСП-МС) / У.А. Ятимов, В.В. Масленников, Д.А. Артемьев // Минералогия. – 2023г. Т. 9. – 3. – С. 50–69.
132. Ятимов, У.А. Флюоборит в рудовмещающих скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ в Карамазаре (Северный Таджикистан) / Ятимов У.А., Масленников В.В., Рассомахин М.А., Хворов П.В., Лебедева С.М. // Записки Российского минералогического общества. – 2023д. – Т. 152. – № 1. – С. 102–109.
133. Ятимов, У. А. Висмут и серебро в галените руд Pb-Zn-Fe месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов, Д. А. Артемьев // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022а. – Т. 28. – С. 91–93.
134. Ятимов, У.А. Золото-теллуридная минерализация в рудах Pb-Zn-Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Н.Р. Аюпова, В.В. Масленников, В.А. Котляров, В. В. Шиловских // Геология рудных месторождений. – 2022б. – Т. 64. – № 4. – С. 362–381.
135. Ятимов, У.А. Элементы-примеси в магнетите как индикаторы условий образования железных руд месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан / У.А. Ятимов, В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова, Д.А. Артемьев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022в. – Т. 333. – № 12. – С. 151-167.
136. Ятимов, У.А. Заварицкит из сульфидно-магнетитовых руд скарнового месторождения Акташ, Западный Карамазар, Северный Таджикистан / У.А. Ятимов, Е.В. Белогуб, В.В. Шиловских, И.А. Блинов // Записки Российского минералогического общества. – 2021а. – Т. 150. – № 1. – С. 92–100.
137. Ятимов, У.А. РТ условия образования полиметаллических руд Pb-Zn-Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У. А. Ятимов, Н.Н. Анкушева, М.А. Рассомахин // Минералогия. – 2021б. – Т. 7. – № 4. – С. 60–69.
138. Ятимов, У.А. Условия образования руд сульфидно-магнетитового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) по данным термобарогеохимии / У. А. Ятимов, Н. Н. Анкушева, Н. С. Сафаралиев // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2020а. – С. 69–71.
139. Ятимов, У.А. Цумоит и пильзенит скарново-магнетитового месторождения Акташ (Западный Карамазар) / У. А. Ятимов, Н. С. Сафаралиев, В. В. Шиловских, В. А. Котляров // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. – 2020б. – Т. 63. – № 9-10. – С. 643–648.
140. Ятимов, У.А. Пирофанит из скарново-сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар) / У.А. Ятимов, Н.С. Сафаралиев, В.А. Котляров // Уральская минералогическая школа. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020в. – № 26. – С. 138–140.
141. Ятимов, У. А. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах сульфидно-магнетит-скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У. А. Ятимов, С. А. Садыков, Н. С. Сафаралиев // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. – Москва: Акварель, 2019а. – С. 549–556.

142. Ятимов, У.А. Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Н.Р. Аюпова, И.А. Блинов, В.А. Котляров // *Минералогия*. – 2019б. Т. 5. – № 4. – С. 39–51.
143. Ятимов, У.А. Самородное золото сульфидно-магнетитового скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, А.С. Целуйко, Н.С. Сафаралиев, В.А. Котляров // *Металлогения древних и современных океанов*. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2019в. – С. 103-106.
144. Ятимов, У.А. Теллуру-висмутовая минерализация сульфидно-магнетитового скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, В.А. Котляров // XXV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2019». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019г. – С. 220-222.
145. Ятимов, У.А. Висмутовая минерализация сульфидно-скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, А.С. Целуйко, В.А. Котляров // *Металлогения древних и современных океанов*. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. – С. 135-138.
146. Alexeiev, D.V. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin / D.V. Alexeiev, A. Kröner, E. Hegner, Y. Rojas-Agramonte, Y.S. Bisk, J. Wong, H.Y. Geng, E.A. Ivleva, M. Mühlberg, A.V. Mikolaichuk, D. Liu // *Gondwana Research*. – 2016. – V. 39. – P. 261–291.
147. Auclair, G. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise / G. Auclair, Y. Fouquet, M. Bohn // *The Canadian Mineralogist*. – 1987. – V. 25. – P. 577–587.
148. Ayupova, N.R. The formation of magnetite ores of the Glubochenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical, and isotopic constraints / N.R. Ayupova, K.A. Novoselov, V.V. Maslennikov, I.Yu. Melekestseva, S.P. Hollis, D.A. Artemyev, S.G. Tessalina // *Mineralium deposita*. – 2021. – V. 56. – P. 103–123.
149. Bain, W.M. A fundamental role of carbonate–sulfate melts in the formation of iron oxide–apatite deposits / W.M. Bain, M. Steele-MacInnis, K. Li, L. Li, F.K. Mazdab, E.E. Marsh // *Nature Geosci.* – 2020. – V. 13. – P. 751–757.
150. Bain, W.M. Evidence for iron-rich sulfate melt during magnetite (-apatite) mineralization at El Laco, Chile / W.M. Bain, M. Steele-MacInnis, F. Tornos, J.M. Hanchar, E.C. Creaser, D. K. Pietruszka, // *Geology*. – 2021. – V. 49. – № 9. – P. 1044–1048.
151. Barton, M.D. Iron oxide (-Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. 2nd edition / M.D. Barton // *Treatise on Geochemistry*. – 2014. – V. 13. – P. 515–541.
152. Biske, Y.S. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans / Y.S. Biske, R. Seltnann // *Gondwana Research*. – 2010. – V. 17. – P. 602–613.
153. Bowman J.R. Stable-isotope systematics of skarns / J.R. Bowman; ed. by D.R. Lentz: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* // *Mineralized intrusion-related skarn systems*. – Quebec, 1998. – V.26. – P. 99–145.

154. Boynton, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / W.V. Boynton; Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. – Elsevier, 1984, – P. 63–114.
155. Burtman V.S. Tectonics and geodynamics of the Tian Shan in the middle and late Paleozoic / V.S. Burtman // Geotectonics. – 2015. – V. 49. – No 4. – P. 302–319.
156. Butler, I.B. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) / I.B. Butler, R.V. Nesbitt // Earth Planet. Sci. Lett. – 1999. – V. 167. – P. 335–345.
157. Cai C.F., Xie Z.Y., Worden R.H., Hu G.Y., Wang L.S., He H. Methane-dominated thermochemical sulphate reduction in the Triassic Feixianguan Formation east Sichuan Basin, China: Towards prediction of fatal H₂S concentrations / C.F. Cai, Z.Y. Xie, R.H. Worden, G.Y. Hu, L.S. Wang, H. He // Marine Petroleum Geol. – 2004. – V. 21. – P. 1265–1279.
158. Cathelineau, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature / M. Cathelineau // Clay Minerals. – 1988. – V. 23. – P. 471–485.
159. Cave, B. Textural and geochemical analysis of chalcopyrite, galena and sphalerite across the Mount Isa Cu to Pb-Zn transition: Implications for a zoned Cu-Pb-Zn system / B. Cave, R. Lilly, K. Barovich // Ore Geology Reviews. – 2020. – V. 124. – 103647.
160. Chen, F. LA-ICP-MS trace element analysis of magnetite and pyrite from the Hetaoping Fe-Zn-Pb skarn deposit in Baoshan block, SW China: implications for ore-forming processes / F. Chen, J. Deng, Q. Wang, J.M. Huizenga, G. Li, Y. Gu // Ore Geology Reviews. – 2020. – V. 117. – № 3. – 103309.
161. Chen, W.T. Geochemistry of magnetite from Proterozoic Fe-Cu deposits in the Kangdian metallogenic province, SW China / W.T. Chen, M.-F. Zhou, J.-F. Gao, R. Hu // Mineralium Deposita. – 2015. – V. 50. – P. 1–15.
162. Chung, D. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: the late Paleoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada / D. Chung, M.-F. Zhou, J.-F. Gao, W.T. Chen // Ore Geology Reviews. – 2015. – V. 65. – P. 917–928.
163. Chutas, N.I. A solution model for high-temperature PbS-AgSbS₂-AgBiS₂ galena / N.I. Chutas, V.C. Kress, M.S. Ghiorso, R.O. Sack // American Mineralogist. – 2008. – 93. – P. 1630–1640.
164. Cook, N.J. Micron- to atomic-scale investigation of rare earth elements in iron oxides / N.J. Cook, C.L. Ciobanu, K. Ehrig, A.D. Slattery, S.E. Gilbert // Front. Earth Sci. – 2022. – V. – № 10. – P. 967189.
165. Cook, N.J. Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICPMS study / N.J. Cook, C.L. Ciobanu, A. Pring, W. Skinner, M. Shimizu, L. Danyushevsky, B. Saini-Eidukat, F. Melcher // Geochim Cosmochim Acta. – 2009. – V. 73. – P. 4761–4791.
166. Dare S.A.S. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators / S.J. Barnes, G. Beaudoin, J. Méric, E. Boutroy, C. Potvin-Doucet // Mineralium Deposita. – 2014. – V. 49. – P. 785–796.
167. Darrow, M.S. Phase relations in the system PbS-PbTe // Transactions / M.S. Darrow, W.B. White, R. Roy // Metallurgical Society of AIME. – 1966. – V. 236. – P. 654–658.
168. Deditius, A.P. Nanogeochemistry of hydrothermal magnetite / A.P. Deditius, M. Reich, A.C., Simon, A.A. Suvorova, J.L. Knipping, M. Roberts, Rubanov, S., A., Dodd, M. Saunders // Contributions to

- Mineralogy and Petrology. – 2018. – V. 173. – P. 1–20.
169. Dolgoplova, A. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids / A. Dolgoplova, R. Seltmann, D. Konopelko, Yu.S. Biske, V. Shatov, R. Armstrong, E. Belousova, R. Pankhurst, R. Koneev, F. Divaev // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 76–109.
 170. Dupuis, C. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types / C. Dupuis, G. Beaudoin // *Mineralium Deposita*. – 2011. – V. 46. – P. 319–335.
 171. Einaudi, M.T. Skarn deposits. Econ. / M.T. Einaudi, L.D. Meinert, R.J. Newberry // *Geol. 75th Anniversary Volume*. – 1981. – V. 75. – P. 317–391.
 172. Flick, H. Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Günsberg (Weilburg) / H. Flick, H.D. Nesbor, R. Behnisch // *Geol. Rundschau*. – 1990. – V. 79. – № 2. – P. 401–415.
 173. George L. Trace elements in hydrothermal chalcopyrite / L. George, N. Cook, B. Crowe, C. Ciobanu // *Mineralogical Magazine*. – 2018. – V. 82. – № 1. – P. 59–88.
 174. George, L. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study / L. George, N.J. Cook, C.L. Ciobanu // *American Mineralogist*. – 2015. – V. 100. – P. 548–569.
 175. Giuliani, A. Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: A review / A. Giuliani, D. Phillips, V.S. Kamenetsky, M.L. Fiorentini, J. Farquhar, M.A. Kendrick // *Chemical Geology*. – 2014. – V. 374–375. – P. 61–83.
 176. Graham, G.E. Trace elements in Zn–Pb–Ag deposits and related stream sediments, Brooks Rang Alaska, with implication for Tl as a pathfinder element / G.E. Graham, K.D. Kelley, J.F. Slack, A.E. Koenig // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. – 2009. – V. 9. – P. 19–37.
 177. Guo, D. Involvement of Evaporite Layers in the Formation of Iron Oxide–Apatite Ore Deposits: Examples from the Luohe Deposit in China and the El Laco Deposit in Chile / D. Guo, Y. Li, C. Duan, C. Fan // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – № 1043.
 178. Heidarian, H. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data / H. Heidarian, S. Alirezaei, D. Lentz // *Ore Geol. Rev.* – 2017. – V. 83. – P. 43–62.
 179. Heimann, A. The role volatile exsolution and subsolidus fluid/rock interactions in producing high ⁵⁶Fe/⁵⁴Fe ratios in siliceous igneous rocks / A. Heimann, Beard B.L., C.M. Johson // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2008. – V. 72. – P. 4379–4396.
 180. Hentschel, H. Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ / H. Hentschel // *Freib. Forschungsh.* – 1960. – V. 79. – P. 82–105.
 181. Hoefs, J. Polymetamorphic relation in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: the correlation of oxygen isotope variations with deformation history / J. Hoefs, G. Muller, A.K. Schuster // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1982. – V. 79. – № 3. – P. 241–251.
 182. Hoefs, J. Stable isotope geochemistry / J. Hoefs. Berlin: Springer, 2009. – 281 p.
 183. Hu, H. Dissolution reprecipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into

- ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite / H. Hu, J.W. Li, D. Lentz, Z. Ren, X.F. Zhao, X.D. Deng, D. Hall // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – V. 57. – P. 393–405.
184. Huang, X. In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of magnetite: the Fenghuangshan Cu-Fe-Au deposit, Tongling, Eastern China / X. Huang, J. Gao, L. Qi, Y. Meng, Y. Wang, Z. Dai // *Ore Geology Reviews*. – 2016. – V. 72. – P. 746–759.
 185. Hümml, K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (=submarine Gesteinszersetzung) / K. Hümml // *Geologische Rundschau*. – 1922. – V. 13. – P. 40–136.
 186. Jowett, E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. / E.C. Jowett // *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting*. – Toronto, 1991. – № 16. – A62.
 187. Kashiwabara, T. Molecular-scale mechanisms of distribution and isotopic fractionation of molybdenum between seawater and ferromanganese oxides / T. Kashiwabara, Y. Takahashi, M. Tanimizu, A. Usui // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – V. 75. – № 19. – P. 5762–5784.
 188. Kerrich, R. Geochemical evidence on the sources of fluid and solutes for shear zone – hosted mesothermal Au deposits / R. Kerrich // *Geological Association of Canada Short Course Notes*. – 1989. – V. 6. – P. 129–197.
 189. Konopelko, D. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan / D. Konopelko, R. Seltnann, Y. Mamadjanov, R.L. Romer, Y. Rojas-Agramonte, T. Jeffries, D. Fidaev, A. Niyozov // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 110–130.
 190. Konopelko, D. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan / D. Konopelko, R. Klemm, Y. Mamadjanov, E. Hegner, M. Knorsch, D. Fidaev, M. Kern, S. Sergeev // *J. Asian Earth Sciences*. – 2015. – V. 113. – P. 711–727.
 191. Konopelko, D. The Koshrabad granite massif in Uzbekistan: petrogenesis, metallogeny and geodynamic setting / D. Konopelko, G. Biske, K. Kullerud, R. Seltnann, F. Divaev // *Russian Geology and Geophysics*. – 2011. – V. 52. – № 12. – P. 1563–1573.
 192. Kröner, A. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt / A. Kröner, V. Kovach, E. Belousova, E. Hegner, R. Armstrong, A. Dolgoplova, R. Seltnann, D.V. Alexeiev, J.E. Hoffmann, J. Wong, M. Sun, K. Cai, T. Wang, Y. Tong, S.A. Wilde, K.E. Degtyarev, E. Rytisk // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 103–125.
 193. La Tourrette, T.Z. Uranium and minorelement partitioning in Fe-Ti oxides and zircon from partially melted granodiorite, Crater Lake, Oregon / T.Z. La Tourrette, D.S. Burnett, C.R. Bacon // *Geochim Cosmochim Acta*. – 1991. – V. 55. – P. 457–469.
 194. Levressea, G. Subaerial explosive deposition of magnetite-apatite mineralization: The Artillero deposit, Pena Colorada district, Colima, Mexico / G. Levressea, F. Tornos, F. Velasco, R. Corona-Esquivel // *Geology Rev.* – 2020. – V. 126. – №. 103736.
 195. Li, G. Trace element compositions of galena in an MVT deposit from the Sichuan-Yunnan-Guizhou metallogenic province, SW China: Constraints from LA-ICP-MS spot analysis and elemental mapping / G. Li, Z. Zhao, J. Wei, T. Ulrich // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – V. 105. – 105123.
 196. Li, W. Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope studies of the chengchao deposit, Hubei Province,

- Eastern China: Implications for the formation of high-grade Fe Skarn Deposits / W. Li, G.Q. Xie, J.W. Mao, Q.Q. Zhu, J.H. Zheng // *Econ. Geol.* – 2019. – V. 114. – P. 325–352.
197. Li, W.T. The role of evaporites in the formation of magnetite–apatite deposits along the Middle and Lower Yangtze River, China: Evidence from LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions / W.T. Li, A. Audetat, J. Zhang // *Ore Geol. Rev.* – 2015. – V. 67. – P. 264–278.
 198. Li, Z. Trace elements in sulfides from the Maozu Pb-Zn deposit, Yunnan Province, China: Implications for trace-element incorporation mechanisms and ore genesis / Z. Li, L. Ye, Y. Hu, C. Wei, Z. Huang, Y. Yang, L. Danyushevsky // *American Mineralogist.* – 2020. – V. 105. – № 11. – P. 1734–1751.
 199. Lindsley, D.H. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe -Ti oxides // *Oxide minerals* / D.H. Lindsley; ed. by D. Rumble. / // Mineralogical Society of America. – Washington DC, 1976. – P. 1–60.
 200. Machel, H.G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights / H.G. Machel // *Sedimentary Geol.* – 2001. – V. 140. – P. 143–175.
 201. Martinsson, O. Metallogeny of the Northern Norrbotten Ore Province, northern Fennoscandian Shield with emphasis on IOCG and apatite-iron ore deposits / O., Martinsson, K., Billstrom, C., Broman, P., Weiheid, C., Wanhainen, // *Ore Geol. Rev.* – 2016. – V. 78. – P. 447–492.
 202. Maslennikov, V.V. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals / V.V. Maslennikov, N.R. Ayupova, R.J. Herrington, L.V. Danyushevskiy, R.R. Large // *Ore Geology Reviews.* – 2012. – V. 47. – P. 5–41.
 203. Maslennikov, V.V. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: mineral and trace element comparison with modern black, gray and clear smokers / V.V. Maslennikov, S.P. Maslennikova, R.R. Large, L.V. Danyushevsky, R.J. Herrington, N.R. Ayupova, V.V. Zaykov, A.Yu. Lein, A.S. Tseluyko, I.Yu. Melekestseva, S.G. Tessalina // *Ore Geology Review.* – 2017. – V. 85. – P. 64–106.
 204. McQueen, K.G. Magnetite as a geochemical sampling medium: application to skarn deposits / K.G. McQueen, A.J. Cross // *The State of the Regolith* / Ed. by R.A. Eggleton. – Australia: Brisbane Geological Society of Australia. – 1998. – P. 194–199.
 205. Meinert, L.D. Igneous petrogenesis and skarn deposits / *Geol Assoc Can Special paper* // L.D. Meinert; ed. by R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke. – 1993. – V. 40. – P. 569–583.
 206. Nadoll, P. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States / P. Nadoll, J.L. Mauk, T.S. Hayes, A.E. Koenig, S.E. Box // *Economic Geology.* – 2012. – V. 107. – P. 1275–1292.
 207. Nadoll, P. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States / P. Nadoll, J.K. Mauk, R.A. Leveille, A.T. Koenig // *Mineralium Deposita.* – 2015. – 50(4). – P. 493–515.
 208. Nadoll, P. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review / P. Nadoll, T. Angerer, J. Mauk, D. French, J. Walshe // *Ore Geology Reviews.* – 2014. – V. 61. – P. 1–32.
 209. Nielsen, R.L. Major- and trace-element magnetite-melt equilibria / R.L. Nielsen, L.M. Forsythe, W.E. Gallahan, M.R. Fisk // *Chemical Geology.* – 1994. – V. 117. – P. 167–191.

210. Nyström, J.O. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry / J.O. Nyström, F. Henriquez // *Economic Geology*. – 1994. – 89(4), – P. 820–839.
211. Nyström, J.O. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden / J.O. Nyström, K. Billström, F. Henrique // *GFF*. – 2008. – V. 130. – № 4. – P. 177–188.
212. Perry E.C. Geology and stable isotope geochemistry of the Biwabik iron formation, Northern Minnesota / E.C. Perry, F.C. Tan, G.B. Morey // *Econ. Geol.* – 1973. – V. 68. – № 7. – P. 1110–1125.
213. Peters, S. Triple oxygen isotope variations in magnetite from iron-oxide deposits, central Iran, record magmatic fluid interaction with evaporite and carbonate host rocks / S. Peters, N. Alibabaei, A. Pack, S. McKibbin, D. Raeisi, N. Nayeibi, F. Torab, T. Ireland, B. Lehmann // *Geology*. – 2020. – V. 48. – P. 211–215.
214. Pons, J.M. Iron skarns of the Vegas Peladas district, Mendoza, Argentina / J.M., Pons, M., Franchini, L.D., Meinert, C., Recio, R., Etcheverry // *Econ. Geol.* – 2009. – V. 104. – P. 157–184.
215. Revan, M.K. Mineralogy and trace element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) / M.K. Revan, Y. Genc, V.V. Maslennikov, S.P. Maslennikova, R.R. Large, L.D. Danyushevsky // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – 63. – P. 129–149.
216. Roedder, E. Fluid inclusions / E. Roedder // *Reviews in mineralogy*. – 1984. – V. 12. – 646 p.
217. Rose, A.W. An oxygen and sulfur isotope study of skarn type magnetite deposits of the Cornwall type, southeastern Pennsylvania / A.W. Rose, D.C. Herrick, P. Deines // *Econ. Geol.* – 1985. – V. 80. – P. 418–443.
218. Rösler, H.J. Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus / H.J. Rösler // *Ber. Geol. Des. DDR*. – 1964. – V. 9. – P. 445–454.
219. Rye, R.O. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis / R.O. Rye, H. Ohmoto // *A review. Econ. Geol.* – 1974. – V. 69. – P. 826–842.
220. Seal, R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals / R.R. Seal // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. – 2006. – T. 61. – № 1. – C. 633–677.
221. Seltnann, R. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt / R. Seltnann, D. Konopelko, G. Biske, F. Divaev, S. Sergeev // *J. Asian Earth Sciences*. – 2011. – V. 42. – P. 821–838.
222. Sepidbar, F. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran / F. Sepidbar, H. Mirnejad, J.-W. Li, C. Ma // *Ore Geol. Rev.* – 2017. – V. 91. – P. 660–668.
223. Skirrow, R. G. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification / R. G. Skirrow // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – V. 140. – P. 104569.
224. Sun, X.M. Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its implications for the ore forming processes / X.M. Sun, H. Lin, Y. Fu, D.F. Li, P. Hollings, T.J. Yang, Z.R. Liu // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 91. – P. 477–490.

225. Taylor, H.P. Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits / H.P. Taylor // *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (ed. Barnes H.L.). New York: Holt, Rinehart and Winstone, 1967. –P. 109–142.
226. Taylor, H.P.Ir. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits / H.P.Ir. Taylor // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. – N.Y.: John Wiley and Sons, 1997. – P. 229–302.
227. Tian, J. Genesis, geochemical evolution and metallogenic implications of magnetite: perspective from the giant Cretaceous Atlas Porphyry Cu-Au deposit (Cebu, Philippines) / J. Tian, Y. Zhang, L. Gong, D. Francisco, A. Berador // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 133. – 104084.
228. Tooth, B. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: An X-ray absorption spectroscopy and solubility study / B. Tooth, B. Etschmann, G.S. Pokrovski, D. Testemale, J.-L. Hazemann, P.V. Grundler, J. Brugger // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2013. – V. 101. – P. 156–172.
229. Toplis, M.J. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems / M.J. Toplis, M.R. Carroll // *Journal of Petrology*. – 1995. – V. 36. – P. 1137–1170.
230. Tracy, R.J. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals / R.J. Tracy; ed. by J.M. Ferry // *Characterization of metamorphism through mineral equilibria (Reviews in Mineralogy Vol 10)*. – Washington: Mineralogical Society of America, 1982. – P. 355–397.
231. Troll, V.R. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores / V.R. Troll, F.A. Weis, E. Jonsson, U.B. Andersson, S. A. Majidi, K. Hogdahl, C. Harris, M.A. Millet, S.S. Chinnasamy, E. Kooijman, K.P. Nilsson // *Nature Communications*. – 2019. – V. 10. – P. 1–12.
232. Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E. *et al.* Global Fe–O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores / V.R. Troll, F.A. Weis, E. Jonsson *et al.* // *Nature Communications*. – 2019. – V. 10. – № 1. – P. 1712
233. Wechsler, B.A. Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) / B.A. Wechsler, D.H. Lindsley, C.T. Prewitt // *American Mineralogist*. – 1984. – V. 69. – P. 754–770.
234. Wei, C. LA-ICP-MS analyses of trace elements in base metal sulfides from carbonate-hosted Zn-Pb deposits, South China: A case study of the Maoping deposit / C. Wei, L. Ye, Y. Hu, Z. Huang, L. Danyushevsky, H. Wang // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 130. – № 2. – 103945.
235. Wei, C. Trace element contents in sphalerite from the Nayongzhi Zn-Pb deposit, Northwestern Guizhou, China / C. Wei, Z.L. Huang, Z.F. Yan, Y.S. Hu, L. Ye // *Minerals*. – 2018. – V. 8. – № 11. – P. 490–512.
236. Weis, F. Oxygen and iron isotope systematic of the Yragesberg mining district (GMD), central Sweden (M.S. thesis) / F. Weis // Uppsala Sweden: Uppsala University, 2013. – 83 p.
237. Wen, G. Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: a fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton. / G. Wen, S.J. Bi, J.W. Li // *Miner. Deposita*. – 2017. – V. 52. – P. 495–514.
238. Wen, G. Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: a fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton / G. Wen, S.J. Bi, J.W. Li // *Miner. Deposita*. – 2017. – V. 52. – P. 495–514.

239. Williams, P.J. Iron oxide copper–gold deposits: geology, space–time distribution, and possible modes of origin / P.J. Williams, M.D. Barton, D.A. Johnson, L. Fontboté, A. de Haller, G., Mark, N.H.S. Oliver, R. Marschik // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. – 2005. – P. 371–405.
240. Wilson, M.R. Stable Isotope Composition of Magmatic and Deuteric Carbonate Phases in Hypabyssal Kimberlite, Lac de Gras Field, Northwest Territories, Canada / M.R. Wilson, B.A. Kjarsgaard, B. Taylor // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 242. – № 3-4. – P. 435–454.
241. Wind, S.C. Regional similarities in lead isotopes and trace elements in galena of the Cyclades Mineral District, Greece with implications for the underlying basement / S.C. Wind, D.A. Schneider, M.D. Hannington, C.R.M. McFarlane // *Lithos*. – 2020. – V. 366. – 105559.
242. Wu, C. Magnetite chemistry and implications for the magmatic-hydrothermal ore-forming process: an example from the Devonian Yuleken porphyry Cu system, NW China / C. Wu, H. Chen, W. Hong, D. Li, P. Liang, J. Fang, L. Zhang, C. Lai // *Chemical Geology*. – 2019. – V. 522. – P. 1–15.
243. Wyckoff, R.W.G. *Crystal Structures* / R.W.G. Wyckoff. Vol. 1. N.Y., London: Wiley, 1963. – 467 p.
244. Yakubchuk, A. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example. In: Goldfarb, R., Nielsen, R. (Eds.), *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in Twenty-First Century* / A. Yakubchuk, A. Cole, R. Seltmann, V. Shatov // *Economic Geology*. – 2002. – Special Publication 9. – P. 177–201.
245. Yakubchuk, A. Geodynamic evolution of accreted terranes of Mongolia against the background of the Altaids and Transbaikalian-Mongolian collages / A. Yakubchuk // In: Seltmann, R., Gerel, O., Kirwin, D.J. (Eds.), *Geodynamics and Metallogeny of Mongolia. Guidebook Series 11. IAGOD, NHM, London, 2005*. – P. 13–24.
246. Yan H. Hydrothermal origin of the Naojiao Fe deposit in Lingxiang district, Eastern China: Evidence from in-situ LA-ICP-MS magnetite trace element analysis / H. Yan, J. Tian, D. Yu, J. Di, J. Li, Z. Liu // *Solid Earth Sciences*. – 2021. – V. 6. – № 3. – P. 268–282.
247. Ye, L. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study / L. Ye, N.J. Cook, C.L. Ciobanu, Y.P. Liu, Q. Zhang, T.G. Liu, W. Gao, Y.L. Yang, L. Danyushevskiy // *Ore Geology Reviews*. – 2011. – V. 39. – P. 188–217.
248. Yuan, B. Element enrichment characteristics: insights from element geochemistry of sphalerite in Daliangzi Pb-Zn deposit, Sichuan, Southwest China / B. Yuan, C.Q. Zhang, H.J. Yu, Y.M. Yang, Y.X. Zhao, C.C. Zhu, Q.F. Ding, Y.B. Zhou, J.C. Yang, Y. Xu // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2018. – V. 186. – P. 187–201.
249. Zheng, Y.-F. Oxygen isotope fractionation in effect and oxygen inheritance / Y.-F. Zheng // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 121. – P. 309–316.
250. Zonenshain, L.P. *Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis*. / L.P. Zonenshain, M.I. Kuzmin, L.M. Natapov. Washington: American Geophysical Union, 1991. – 442 p.
251. Zürcher, L. Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Pena Colorada iron skarn, Colima, Mexico / L., Zürcher, J., Ruiz, M. Barton // *Econ. Geol.* – 2001. – V. 96. – P. 535–557.

Фондовые материалы

252. Белоусов, В.А. Отчет о доразведке нижних горизонтов рудной зоны № 9 месторождения Акташ, по работам Кансайской ГРП за 1978-80 гг. / В.А. Белоусов, В.С. Полотов // – Кайраккум: Фонды Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции. – 1981. – 153 с.
253. Запрометов, М.Е. Геологическое строение и полезные ископаемые Карамазара: отчет по объекту «Доизучение и составление геологической карты Карамазара м-ба 1:25 000 по работам 1975-88 гг» / М.Е. Запрометов, В.И. Носова, А.Ф. Машков и др. – Душанбе: Фонды Таджикгеологии, 1988. – 1064 с.
254. Протодьяконова, З.М. Минералогия Кансайской группы полиметаллических месторождений / Отчет по теме «Минералогия полиметаллических месторождений Юго-Западного Кара-Мазара / Протодьяконова З.М // – Кайраккум: Фонды Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции. – 1960. – 805 с.
255. Сазонов, В.Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации на полиметаллических месторождениях Юго-Западного Карамазара: окончательный отчет по работам 1961–1965 гг. / В.Д. Сазонов. – Душанбе: Всесоюзный геологический фонд, 1966. – 272 с.
256. Фахридинов, Т. Отчет по результатам геологоразведочных работ, проведенных в 1969-73 гг. по объекту «Детальная разведка месторождения Акташ» / Т. Фахридинов, Н. Филев [и др.]. // – Кайраккум: Фонды Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции. – 1974. – 165 с.
257. Филев, Г.А. Сводный отчет по разведке железорудных месторождений в Северном Таджикистане / Филев, Г.А. [и др.]. – Кайраккум: Фонды Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции. – 1974. – 165 с.