

КАРАГАНДИНСКИЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ АБЫЛКАСА САГИНОВА

УДК 550

На правах рукописи

ЛИ ЕЛЕНА СЕРГЕЕВНА

**Изучение форм нахождения платиноидов и РЗЭ в Cu – Ni и Cu рудах
пикритов и карбонатитов Северного Улытау с оценкой перспектив их
извлечения**

6D070600 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты
Кандидат технических наук, доцент
Пономарева М.В.

Доктор геолого-минералогических наук
Бекенова Г.К.

Зарубежный научный консультант
Доктор естественных наук,
Степанец В.Г.

Республика Казахстан
Караганда, 2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	
ГЛАВА1. КАРАТУРГАЙСКИЙ ПИКРИТ-ДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	
1.1 Геологическое строение Каратургайского пикрит-долеритового комплекса	
1.2 Методика исследований	
1.3 Петрографическое описание	
1.3.1Породообразующие и акцессорные минералы пикритов	
1.3.2Породообразующие и акцессорные минералы пикритов	
1.3.3Петрогеохимическая характеристика	
1.4 Минералогическое описание	
1.5 Микровключения	
ВЫВОДЫ	
ГЛАВА2. КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС МАЙКЕ	
2.1Геологическое строение рудопроявления Майке	
2.2 Петрографическое описание	
2.3 Минерлогия	
2.4 Микровключения	
ВЫВОДЫ	
ГЛАВА3. ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ	
3.1 Генезис Каратургайского пикрит-долеритового комплекса	
3.2 Генезис рудопроявления Майке	
3.3 Возраст комплексов	
3.4 Оценка перспектив извлечения платиноидов и редкоземельных элементов	
ВЫВОДЫ	
Заключение	
Список использованных источников	
ПРИЛОЖЕНИЕ А	
ПРИЛОЖЕНИЕ Б	
ПРИЛОЖЕНИЕ В	

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

С точки зрения развития прорывных технологий, сегодня в мире нет более широко обсуждаемой темы, чем производство и потребление редкоземельных элементов (REE) и элементов платиновой группы (PGE) и никеля. Они находят применение в различных сферах производства.

REE являются уникальной группой химических элементов, свойства которых плавно изменяются с увеличением атомного номера элемента. Такая их особенность позволяют использовать REE в качестве геохимических индикаторов источников вещества и механизма процессов, происходящих во всем диапазоне температур и давлений, существующих в природе, начиная от дифференциации мантийного вещества и заканчивая процессами выветривания, формирования состава гидросферы и современных осадочных отложений.

Составы REE в древних сульфидных рудопроявлениях позволят судить о генетической связи древних колчеданных руд с современными рудоотложениями и возможной природе преобразований, происходящих с рудным веществом в течении формирования месторождений на континентах.

Актуальность настоящей работы определяется необходимостью формирования целостного представления о закономерностях размещения, формах нахождения, составе и генетических особенностях благородных и редких элементов в микроминералах-включениях в сульфидах руд пикритов и карбонатитов Северного Улытау.

Учитывая, что знание состава руд и форм нахождения благородных металлов (металлов группы платины), редких и редкоземельных элементов значительно могут повлиять на экономическую ценность PGE-Cu-Ni и PGE-Cu руд Северного Улытау.

Цель исследования - изучение закономерности накопления, распределения и формы нахождения REE и PGE в Cu-Ni и Cu рудах пикритов и карбонатитов Улытау соответственно.

Основные задачи исследования:

1. Изучить закономерности распределения и формы нахождения РЗЭ в Ni-Cu и Cu рудах пикритов и карбонатитов Улытау соответственно.
2. Определить степень влияния геолого-тектонических, магматических, минералогических и других факторов на формирование геохимических особенностей пикритов и карбонатитов Северного Улытау.
3. Определить генезис и этапы рудообразования PGE-Cu-Ni и PGE-Cu руд Северного Улытау и связанных с ними благородных и редкоземельных элементов.

Объект исследования PGE-Cu-Ni и PGE-Cu руды пикритов и карбонатитов Северного Улытау.

Научная новизна

1. В результате исследований установлено, что в пикритах каратургайского комплекса наряду с ранее известными сульфидами (пирротин, пентландит и халькопирит) впервые обнаружены зигенит $(\text{Co,Ni})_3\text{S}_4$, теллурид платины (мончеит) $(\text{Pt,Pd})(\text{Te,Bi})_2$, теллурид серебра Ag_2Te , теллурид свинца (алтаит) PbTe , селенид свинца PbSe , твердые растворы металлов иридиевой группы (Ir , Os , Ru), редкоземельные элементы (Dy , Er , Y , Ce).

2. Впервые в составе медноколчеданных руд проявления Майке выделены виоларит $(\text{Fe,Ni})_3\text{S}_4+\text{Er}$, Co , пирит (FeS_2), сфалерит (ZnS), пирротин (FeS), микровключения кобальтина (CoAsS), никелистого кобальтина ($\text{NiCoAsS}(\text{Ru}, \text{Rb}, \text{Pt}, \text{Ir}, \text{Os})$), феррокобальтина (FeCoAsS), герсдорфита (NiAsS), теллурида серебра ($\beta\text{-Ag}_2\text{Te}$, $\gamma\text{-Ag}_2\text{Te}$), акантита (Ag_2S), теллурида свинца (PbTe), галенита, тестибиопалладита $\text{Pd}(\text{Sb,Bi})\text{Te}$, висмутистого тестибиопалладита, мелонита (NiTe_2), вавринита (Ni_2SbTe_2).

Основные защищаемые положения:

1. Определена закономерность распределения и формы нахождения элементов группы платины (Pt , Ir , Ru , Rh , Os) и редкоземельных элементов (Dy , Er , Y , Ce), в медно-никелевых рудах Каратургайского ультрамафитового комплекса в пределах Улытауского антиклинория на основе исследования минеральных ассоциаций сульфидов, вкрапленных в каратургайские пикриты.

2. Определена закономерность распределения и формы нахождения платиноидов (Pt , Ir , Ru , Rh , Os), редкоземельных элементов (Er , Y , La , Ce , Pr , Nd , Sm) и рения в карбонатитах линейно-трещинного типа и генетически связанных с ними медноколчеданных руд в пределах Маятасского рудного района.

3. Внедрение гипабиссального долерито-пикритового каратургайского комплекса (825 млн. лет), являющегося производным плавления шпинелевого перидотита, происходило на фоне коллизии складчатых структур Улытауского мегатеррейна.

Конечным результатом работы являются установленные закономерности распространения и форм нахождения REE и платиноидов в PGE-Cu-Ni и PGE-Cu руд пикритов и карбонатитов Северного Улытау соответственно; установлен генезис и этапы рудообразования гипабиссальных пород долерито-пикритового комплекса и линейно-трещинных карбонатитов Улытауской складчатой области.

Практическая значимость

1. Установление пространственно-временного положения сульфидных PGE-Cu-Ni и месторождений в долерито-пикритовых и карбонатитовых породах имеет важное значение для базовых поисковых характеристик,

связанных с особенностями рудномагматических систем в составе докембрийских складчатых комплексов.

2. Полученные геохимические данные позволяют определить состав основных полезных компонентов (Pd, Pt, Cu, Ni и др.) в главных минеральных сульфидных фазах, составить представление о термодинамических условиях рудообразования, что имеет важное значение для выбора наиболее оптимальной технологической схемы обогащения.

3. Полученные результаты исследований рудогенеза каратургайских сульфидных руд с REE и PGE свидетельствуют о благоприятных условиях для образования больших концентраций сульфидов в придонных и корневых частях пикрит-долеритового комплекса, что дает возможность рекомендовать бурение для поиска REE и PGE в более высоких концентрациях.

Личный вклад автора состоял в сборе, обработке, систематизации, обобщении и интерпретации фактического материала; в проведении полевых работ с отбором образцов для дальнейших аналитических исследований; в проведении лабораторных исследований, в обосновании актуальности научно-исследовательской работы; в изучении геохимии и установлении форм нахождения REE и элементов платиновой группы в сульфидных рудах пикритов и карбонатитов Северного Улытау.

Апробация

Основные положения диссертационной работы докладывались на заседаниях и научно-технических семинарах кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» Карагандинского технического университета, на XVII Международном форуме-конкурсе студентов и молодых ученых «Актуальные проблемы недропользования» – Санкт-Петербург, 2021, на Международном научном симпозиуме студентов и молодых ученых имени академика М. А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», 2019; на международной научно-практической конференции «Интеграция науки, образования и производства – основы реализации Плана нации» (Сагиновские чтения) (2019,2020,2021);

Пройдены научные стажировки в периоды 06.10.2019-14.10.2019 на базе Института Геологических наук им. К. Сатпаева, г. Алматы и с 18 апреля по 1 мая 2021 г. в Белорусском Государственном университете (г. Минск, Республика Беларусь) на кафедре «Региональная геология».

За время прохождения научных стажировок были получены консультации по теме диссертации от д.г.-м.н., завдующей лабораторией Минералогия в ИГН им. К. Сатпаева, Бекеновой Г.К., к.г.-м.н. старшего научного сотрудника лаборатории Минералогии в ИГН им. К. Сатпаева Левина В.Л., заведующего кафедрой региональной геологии БГУ (Минск) ,

к.г.-м.н., доцента Лукашёва О.В., к.г.-м.н. Самодурова В.П., д.г.-м.н., профессора Зуй В.И.

Получены сертификаты об успешном прохождении научных стажировок.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 14 научных трудах, 1 из которых, в изданиях рекомендованных Комитетом по контролю в сфере образования и науки МОН РК, 8– в трудах казахстанских и зарубежных международных конференций, и 5 статьи в журналах входящих в базы Scopus, 1 патент.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность научным консультантам, доктору геолого-минералогических наук, Бекеновой Г.К., кандидату технических наук, доценту кафедры ГРМПИ Пономаревой М.В. за помощь в выборе научного направления, помощь в освоении методик расчётов, за научное сопровождение, ценные советы и замечания, а также за поддержку на протяжении всего времени обучения в докторантуре и написания диссертационной работы.

Отдельную благодарность и глубокую признательность автор выражает зарубежному научному консультанту, доктору естественных наук, главному геологу «Astra Mining Kazakhstan» Степанцу В.Г. за ценные рекомендации, мотивацию в научной деятельности, помощь в организации и проведении всех видов исследований по теме диссертации и методическую помощь при выполнении работы.

Автор благодарит преподавателей и сотрудников кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» НАО «Карагандинского технического университета имени Абылкаса Сагинова» на базе, которой были проведены исследования, получены рекомендации и написана диссертационная работа. За ценные советы и консультации автор благодарит к.г.-м.н. Кряжеву Т.В., к.г.-м.н. Антонюка Р.М.

Автор благодарит к.г.-м.н. Самодурова В.П. (БГУ, Минск)., д.г.-м.н., профессора Зуй В.И. (БГУ, Минск)., к.г.-м.н. Левина В.Л., (ИГН, Алматы) за помощь в подготовке проб и проведении лабораторных исследований.

ГЛАВА1. КАРАТУРГАЙСКИЙ ПИКРИТ-ДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

На западе Центрального Казахстана в бассейне реки Каратургай, что пересекает хребет Северного Улытау, давно известен диабаз-пикритовый каратургайский комплекс, с которым пространственно и генетически связаны сульфиды меди и никеля [1]. Присутствие в сульфидных металлах платиновой группы (МПГ) [2,3] надолго предопределило интерес к их изучению [3-8].

Описываемый район занимает северо-западную краевую часть мелкосопочника Сары-Арка и граничит с Тургайской равниной [9-11]. Рельеф характеризуется монотонными пологоувалистыми формами с абсолютными отметками 300-380 м и относительными превышениями 60-80 м. Максимальные высоты 450-465 м характерны для группы меридиального ориентированных холмов, получивших название гор Ерден.

Значительная роль в формировании современного рельефа принадлежит в Каратургай с притоками Башке, Койтас и рядом глубоких саев. Долина реки Каратургай резко ассиметрична. Правый склон долины скалистый, местами обрывистый, с крутизной до 70 градусов. Левый склон пологий, покрыт чехлом кайнозойских отложений. Ширина долины от 100 до 400 м.

1.1 Геологическое строение Каратургайского пикрит-долеритового комплекса

Впервые пикриты и апопикритовые серпентиниты в пределах Северного Улытау были описаны в 1962 г. Ю.Л. Семеновым [1] на правобережье р. Каратургай (рис.1.1) и выделены из состава Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в самостоятельный каратургайский пикрит - долеритовый комплекс [12].

Малые интрузии этих пород располагаются в узкой зоне по правобережью р. Каратургай. Схема геологического строения района среднего течения р. Кара-Тургай показана на рисунке 1.2. Протяженность зоны около 30 км. На юге от северной оконечности Акжальского массива через излучину р. Каратургай, где она меняет свое направление с западного на северное, тела пикритов прослеживаются до р. Карасу, впадающей в р. Каратургай. Ширина зоны 3-5 км [8].

Длина тел, весьма разнообразна от 5 до 500 м., мощность от 0,8 до 15 м. В рельефе дайки образуют гряды темнозеленых, иногда почти черных пород. На участках интенсивной серпентинизации породы приобретают голубовато-серый цвет [8].

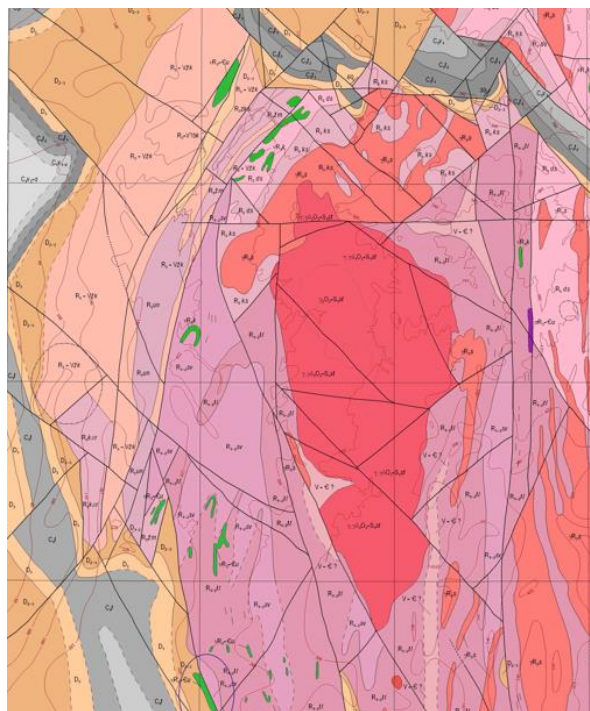


Рис. 1.1 Геологическая карта Северного Улытау

В 1967 г. И.И. Вишневская и И.Ф. Трусова [14] в статье «Западно-Улутовский пояс ультраосновных и основных пород» выступили с критикой представлений Н.П. Михайлова и Ю.Л. Семенова и отнесли силлы пикритов каратургайского комплекса к интрузиям габбро-перидотитовой формации. Отметив при этом их парагенетическую связь с породами спилито-кератофировой формации широко известных в составе ряда офиолитовых поясов Центрального Казахстана [15], тем самым, по сути, повторили разработанную ранее Ю.И. Половинкиной [16] схему последовательности образования мафит-ультрамафитов Южного Улытау. Этой точки зрения на природу основных и ультраосновных пород Северного Улытау долгие годы придерживались О.Б. Бейсеев [2,3,6], Р.М. Антонюк [17], С.С. Чудин [7], А.Б. Байбатша [8].

Однако следует отметить, что составители геологической карты Казахской ССР [18,19], одним из авторов которой был Р.М. Антонюк, объединили основные и ультраосновные породы Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в белеутинский комплекс позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов, который, как они отметили, впервые был описан в Карсакпайском районе И.С. Яговкиным в 1927 г.

Автор разделяет точку зрения Н.П. Михайлова и Ю.Л. Семенова [1,15] на природу основных и ультраосновных пород Западно-Улытауского пояса и в его составе выделяют два гипабиссальный комплекс: на севере — каратургайский пикрит-долеритовый, а на юге — белеутинский феррогаббронорит-долерит-пикритовый [20].

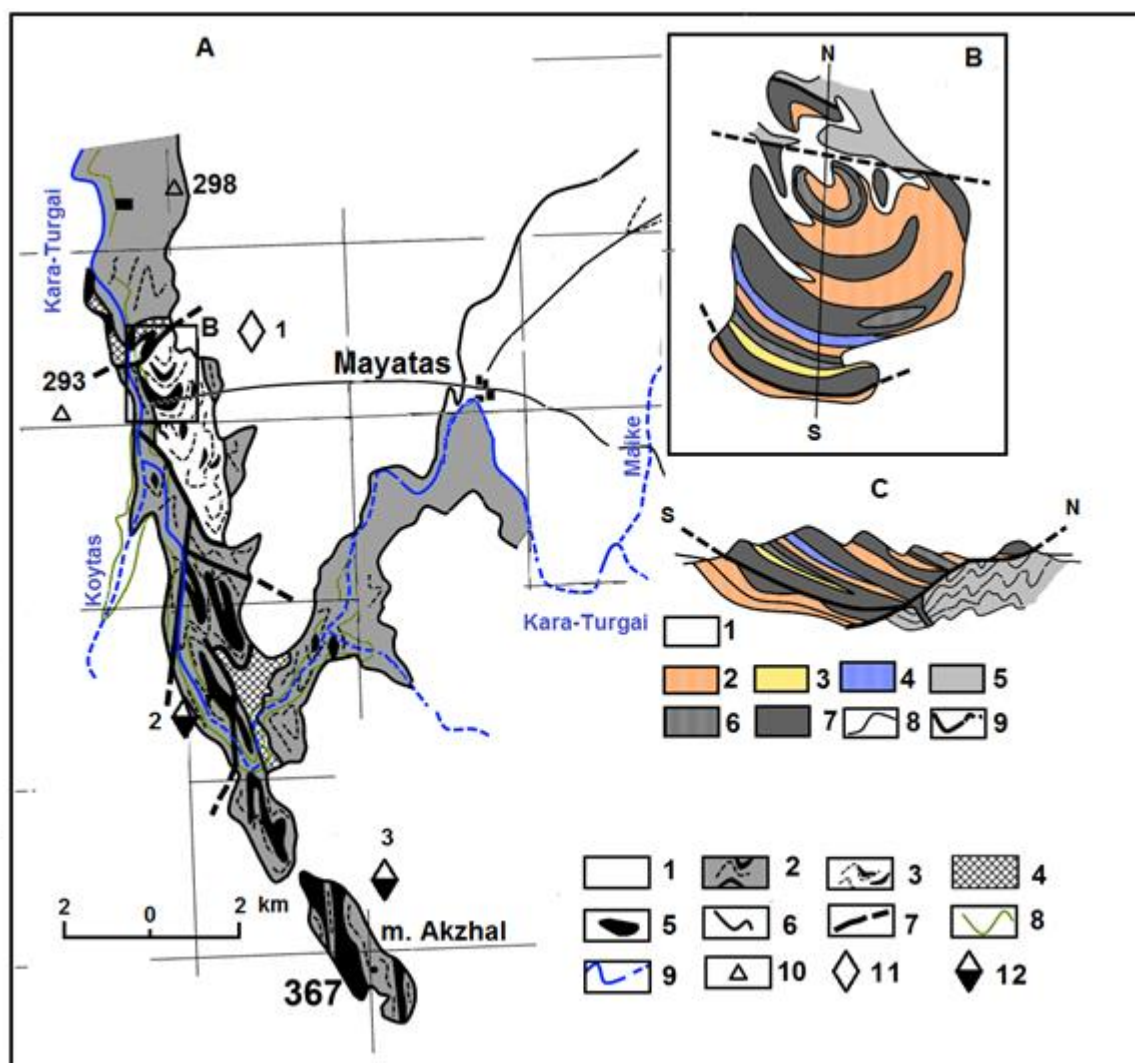


Рис. 1.2. А. Схема геологического строения района среднего течения р. Кара-Тургай по И.И. Вишневской и И.Ф. Трусовой [4], С.С. Чудину [7] с изменениями и дополнениями автора.

1 – кайнозойские отложения; 2-3 карсакпайская серия (мезопротерозой): 2 – толща метабазальтов, реже андезитов с подчиненными горизонтами мусковито-кварцитовых и кварцитовых сланцев, 3 – толща пестроцветных туфов кварцевых альбитофиров и пепловых полосчатых туфов среднего состава 4 – мусковито-альбитовые и графитовые сланцы, альбитовые гнейсы и микрогнейсы аралбайской серии (PR1ar); 5 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс (PR3 k); 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – топографические изолинии; 9 – река Кара-Тургай и ее притоков Койтас и Майке; 10 – тригонометрические высоты. 11-12 – генетические типы полезных ископаемых; 11 – магматическая группа (ликвационный класс), сульфидные медно-никелевые с платиноидами и редкоземельными элементами (Du, Y, Ce) руды в пикритах, 12 – карбонатитовая группа (флюидно-магматический класс), карбонатитоиды кварц-карбонат-альбитового состава с сульфидами меди и платиноидами. Рудопроявления: 1 – Каратургай, 2 – Северный Акжал, 3 – Восточный Акжал.

Схема геологического строения Каратургайского массива (B) и разрез SN (C) через центральную часть массива построены по материалам Н.П. Михайлова, Ю.Л.

Семенова [1], И.И. Вишневской и И.Ф. Трусовой [4], О.Б. Бейсеева [6] с изменениями и дополнениями автора.

1 – кайнозойские отложения; 2-4 – карсакпайская серия (PR2kr): 2 – туфы кварцевых альбитофиров, 3 – полосчатые туфы среднего состава; 4 – туфы основного состава; 5 – графито-альбитовые сланцы аралбайской серии (PR1ar); 6-7 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс: 6 – кварцевые диабазы, диабазы, 7 – пикритовые диабазы, пикриты, апопикритовые серпентиниты, преимущественно шаровые, порфировидные; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения и надвиги.

Особый интерес к изучению данного комплекса представляет кольцевая структура на правом берегу реки Каратургай, представленный на космофотоснимке (рис.1.3)

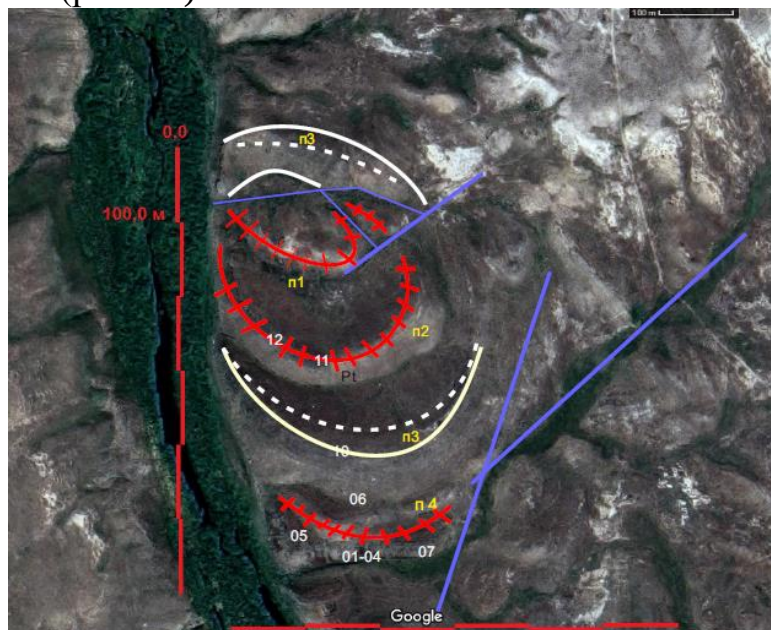


Рис. 1.3. Космофотоснимок кольцевой структуры пикрит-долеритового каратургайского комплекса

Данная структура представляет собой выход на поверхность факолитов ультраосновных пород. Условно выделено 5 пластов для изучения (п1-п5), отобраны 120 проб, которые послужили материалом для лабораторных и научных исследований.

1.2 Методика исследований

Для проведения исследований были отобраны 120 проб из факолитов Каратургайского ультрамафитового комплекса, который выходит на поверхность в виде кольцевой структуры. Пробоботготовка проведена в лаборатории ТОО «Геоланалит» (г. Караганда), где изготовлено 15 шлифов и 16 аншлифов, а так же произведено дробление и разделение на фракции.

В лаборатории ИПКОН (г.Караганда) выделен рудный концентрат на концентрационном столе, проведена оптическая микроскопия кафедре «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» КарГУ (г.Караганда), в ТОО «Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева» (г. Алматы) и в Белорусском Государственном университете (г. Минск), во время прохождения научных стажировок.

Элементный состав определен методом электроннозондового микроанализа, проведены атомно-эмиссионный полуколичественный спектральный анализ, рентгенодифрактометрический анализ в ТОО «ИГН им. К.И. Сатпаева» (г. Алматы) во время прохождения научной стажировки.

Породообразующие и акцессорные минералы пикритов и пикритовых долеритов каратургайского комплекса были изучены с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega II с энергодисперсионным спектрометром INCA PentaFetx3 (КарГТУ, г. Караганда) и энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY, фирмы OXFORD INSTRUMENTS, Англия (ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 25 нА, диаметр зонда 1-2 мкм), установленного на электронно-зондовый микроанализатор Superprobe 733 (Япония) в ТОО «Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева», г. Алматы. Все фото были выполнены в режиме обратно-рассеянных электронов, в котором контраст на изображении зависит от среднего атомного номера фазы. Чем больше $Z_{\text{ср}}$, т. е. чем больше тяжёлых элементов, тем светлее эта фаза на изображении [21].

Полученная информация о минералогическом составе пикритов позволила провести их сопоставление с таковыми других пикритсодержащих комплексов мира [21].

1.3 Петрографическое описание

1.3.1 Породообразующие и акцессорные минералы пикритов.

Оливин является одним из главных источников информации о составе исходного расплава, которая зафиксирована в составе оливина. Для оливина (таблица 1.1) характерен высокий уровень концентраций Fe_2O_3 (14.32-17.92 %) и NiO (0.31-0.42 %), концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 находятся ниже предела их обнаружения с помощью данного метода. Форстеритовый минал оливина пикритов достигает 86 мол. % [22].

Таблица 1.1. Состав оливина пикритов (мас. %).

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Мин.	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol	ol
SiO_2	38.96	37.97	37.68	38.25	37.96	38.51	39.39	38.32

TiO ₂								
Al ₂ O ₃								
FeO	14.32	17.88	17.92	15.71	16.19	17.33	16.88	16.70
MnO		0.23	0.25	0.29	0.16			
MgO	46.07	43.27	43.48	45.06	45.0	44.58	44.63	43.52
CaO	0.25	0.34	0.30	0.27	0.28	0.19	0.36	0.30
NiO	0.39	0.31	0.37	0.42	0.32			
V ₂ O ₅								
Ni(г/т)	3065	2436	2908	3300	2515			
Cl								
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.60	101.27	98.84
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 (кислорода)								
Si	0.988	0.984	0.978	0.980	0.976	0.975	0.990	0.986
Fe+2	0.273	0.349	0.350	0.303	0.313	0.367	0.354	0.359
Mn		0.006	0.005	0.006	0.003			
Mg	1.742	1.672	1.682	1.722	1.725	1.683	1.667	1.669
Ca	0.007	0.009	0.008	0.007	0.008	0.005	0.01	0.008
Ni	0.008	0.006	0.008	0.009	0.007			
Fo	86.4	82.5	82.5	84.8	84.5	82.10	82.50	82.29
Fa	13.6	17.2	17.2	14.9	15.3	17.90	17.50	17.71
Tr		0.3	0.3	0.3	0.2	0.00	0.00	0.00
Lig.Comp.	0.523	0.695	0.694	0.587	0.605	0.727	0.707	0.717

Клинопироксен (таблица 1.2) также как и сосуществующий с ним оливин не содержит TiO₂, Cr₂O₃ и существенно недосыщен Al₂O₃ (0.30 %), но пересыщен F₂O₃ (9.43 %) .

Роговая обманка по химическому составу приближается к стехиометрической формуле ферропаргасита (таблица 1.2) при слабом обогащении натрием и калием, к особенности ее состава следует отнести присутствие хлора.

Биотит, судя по химическому составу (таблица 1.2), можно подразделить на магнезиальный низко- TiO₂ биотит и высоко-TiO₂ флогопит, в составе последнего закономерно уменьшается уровень концентраций Al₂O₃ и MgO, но значительно увеличивается роль K₂O.

Манганоильменит (Приложение В, таблица В.1) является одним из главных акцессорных минералов пикритов, по отношению к теоретической формуле ильменита FeTiO₃, где 36.8 % приходится на долю железа, а равные доли по 31.6 % отводятся кислороду и титану, он недосыщен Ti (23.87 %), но обогащен Fe (38.29 %), Mn (1.74 %), Mg (0.86%), Ni (0.20%), V (0.45%). Относительно ильменита он существенно пересыщен V₂O₅ (1.38 %), что определяет геохимическую специализацию манганоильменита из пикритов каратургайского комплекса.

Титаногематит представлен ладелями, количество которых достигает 80-90 % от общего объема зерен манганоильменита. Состав изученных

ламелей, как и матрикса, крайне непостоянный (Приложение В, таблица В.1).

Хромшпинель представлена идиоморфными зернами и резко ксеноморфными зернами, выполняющими неправильные промежутки между идиоморфными зернами оливина и пироксена. Нередко можно наблюдать, как хромшпинель проникает по трещинам в силикатные минералы. Кристаллы хромшпинели имеют четко выраженную зональность в распределении Fe, Ti и Cr, Al, Mg. Кайма зерен характеризуется повышенными содержаниями Fe, Ti на фоне резкого обеднения Cr и относительно незначительного снижения концентраций Al, Mg (Приложение В, таблица В.2) [21].

Согласно классификации Н.В. Павлова [23] хромшпинель отвечает субферриалюмохромиту ($\text{Cr}_2\text{O}_3=41.72-45.80\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=16.63-16.67\%$), реже ферриалюмохромиту ($\text{Cr}_2\text{O}_3=38.65\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=11.60\%$) и они имеют невысокую и относительно постоянную хромистость ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})=0.66-0.69$), но их магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.06-0.44$) изменяется в относительно широких пределах. Ксеноморфные кристаллы субферриалюмохромита обогащены V_2O_5 (0.20 %) и ZnO (0.62 %). Узкие каймы, опоясывающие хромшпинели представлены хроммагнетитом. Зерна субферриалюмохромита рассечены прожилками магнетита [21].

Апатит (таблица 1.2) по химическому составу приближается к стехиометрической формуле: $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6 (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$, где F (0.9 %) преобладает над Cl (0.1 %), при этом несколько пересыщен P_2O_5 (44.32 %) [21].

Таблица 1.2 Состав породообразующих и акцессорных минералов (мас. %) пикритов (1-6) и пикритовых диабазов (7-9).

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мин.	am	Cpx	bt	Flo	pl	ap	Cpx	Cpx	Cpx
SiO_2	43.86	53.36	36.22	39.97	41.67	0.73	51.34	51.64	51.48
TiO_2			0.42	3.58			0.93	0.86	1.28
Al_2O_3	13.16	0.30	19.84	13.49	28.89		3.37	3.06	3.05
FeO	20.07	8.58	8.99	9.80	6.55	1.03	6.91	7.18	9.51
MnO		0.44			0.39				
MgO	8.72	14.76	32.14	24.49	0.20		16.83	16.29	16.47
CaO	10.86	22.13	0.09	0.10	22.30	50.78	19.74	19.92	18.21
Na_2O	2.78	0.43							
K_2O	0.34		2.30	8.57					
P_2O_5						44.32			
Cr_2O_3							0.88	1.04	
V_2O_5									
SO_3						1.26			
Cl	0.21					0.22			

F						1.66			
Si	6.495	1.989	4.825	5.515	8.147	0.119	1.887	1.903	1.903
AlIV	1.505	0.011	3.115	2.194	6.652	0.0	0.111	0.097	0.097
Σ		2					2	2	2
AlVI	0.792	0.003	0.00	0.00		0.00	0.035	0.036	0.036
Ti			0.042	0.372	0,00	0.00	0.026	0.024	0.036
Fe(III)	0.00	0.058	0.0	0.0			0.000	0.000	0.000
Fe(II)	2.485	0.208	1.001	1.131	1.070	0.140	0.213	0.222	0.294
Mn		0.014	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.925	0.820	6.383	5.037		0.00	0.923	0.985	0.908
Ca	1.723	0.884	0.013	0.015	4.668	8.870	0.778	0.786	0.721
Na	0.798	0.031	0.000	0.000		0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.064		0.391	1.508		0.00	0.00	0.00	0.00
P						6.117			
Cl						0.061			
F						0.856			
OH						0.083			
Mg*	0.44	0.80					0.81	0.80	0.76
Wo		44.54					40.66	41.32	37.50
En		41.34					48.24	47.03	47.2
Fs		14.11					11.11	11.65	15.31

Примечание. Амфибол-ферропаргасит. Flo – флогопит

Таблица 1.3 Состав породообразующих и акцессорных минералов (мас. %) пикритовых долеритов

№п/п	10	11	12	13	14	15	16	17
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Вт?
SiO ₂	57.87	54.50	57.48	56.07	51.73	51.50	51.59	35.68
TiO ₂	0.0	0.37	0.0	0.0	0.65	0.70	0.97	2.95
Al ₂ O ₃	0.85	2.30	1.11	2.69	2,42	3.03	2.66	17.26
FeO	9.17	15.75	9.36	12.69	7.91	7.18	8.37	16.72
MnO					0.43	0.22	0.22	
MgO	18.86	15.19	18.38	15.89	17.61	17.22	17.00	24.83
CaO	13.25	11.33	13.20	12.34	18.65	19.34	18.62	0.0
Na ₂ O	0.0	0.56			0.22	0.50	0.32	0.0
K ₂ O				0.32				2.56
Cr ₂ O ₃			0.47		0,60	0,51	0,41	
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.21	100.20	100.17	100.0
Si	2.076	2.017	2.067	2.044	1.906	1.895	1.904	4.939
AlIV	- 0.076	- 0.017	- 0.067	-0.044	0.094	0.105	0.096	2.816
Σ	2	2	2	2	2	2	2	
AlVI	0.112	0.117	0.114	0.159	0.011	0.026	0.019	0.000
Ti	0.000	0.010	0.000	0.000	0.018	0.019	0.027	0.307
Fe(III)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.091	0.051	
Fe(II)	0.282	0.495	0.288	0.396	0.175	0.128	0.206	1.935
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0,007	0.007	0.000

Mg	1.009	0.838	0.985	0.863	0.967	0.945	0.935	5.124
Ca	0.509	0.449	0.509	0.482	0.736	0.762	0.736	0.000
Na	0.000	0.00	0.000		0.016	0.036	0.03	0.000
K				0.015				0.452
Mg*	0.79	0.63	0.78	0.69	0.80	0.81	0.78	
Wo	28.30	25.21	28.53	27.67	37.57	39.44	38.03	
En	56.05	47.04	55.28	49.58	49.37	48.87	48.32	
Fs	15.65	27.75	16.18	22.74	13.05	11.70	13.64	

1.3.2 Породообразующие и акцессорные минералы пикритовых долеритов. В пикритовых диабазах нам удалось изучить только клинопироксен, биотит, манганоильменит, хромшпинель.

Клинопироксен (таблица 1.2, 1.3 7-13) пикритовых диабазов по отношению к таковым из пикритов содержит Cr_2O_3 (<1.03 %) и TiO_2 (<1.22 %), обогащен Al_2O_3 (<3.36 %) и MgO (<17.38 %), но недосыщен CaO (19.63 %).

Биотит (таблица 1.3 14) представлен высоко- TiO_2 (2.95 %), - Al_2O_3 (17.26%) его разновидностью.

Манганоильменит (Приложение В, таблица В.1) в пикритовых диабазах встречается чаще, чем в пикритах и в основном он образует кристаллы со структурами распада твердых растворов, где ламели сложены титаномангнетитом. Их размер достигает 100 мкм. По отношению к манганоильмениту пикритов он не содержит MgO , а максимальный уровень концентрации MnO составляет 3.30 %. Редко в его составе присутствует Cr_2O_3 (0.66 %). Ламели титаномангнетита также обогащены MnO (1.38 %).

Титаногематит (Приложение В, таблица В.1) относительно манганоильменита пикрита обогащен Fe_2O_3 (<76.33%), но содержит меньше TiO_2 (<24.30%) и MnO . (<1.47%).

Хромшпинель (Приложение В, таблица В.3) образует идеально ограненные кристаллы, которые достигают нередко 120 мкм в поперечнике и представлены многогранниками и округлыми выделениями. Согласно классификации Н.В. Павлова [23] хромшпинель отвечает субферриалюмохромииту ($\text{Cr}_2\text{O}_3=39.45-45.28\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=15.25-16.72\%$) и имеет невысокую и относительно постоянную хромистость ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})=0.62-0.65$), но её магнезиальность ($\text{Mg}\#=0.09-0.48$) изменяется в относительно широких пределах. В её составе спорадически встречаются CaO , MnO , V_2O_5 , ZnO . Также встречено зерно ферриалюмохромита ($\text{Cr}_2\text{O}_3=38.07\%$). Редко кристаллы хромшпинели окантованы тонкой каемкой титаномангнетита, содержащего MnO (1.60 %) и ZnO (0.55 %), как правило, их уровень концентрации выше, чем в хромшпинели.

1.3.3 Петрогеохимическая характеристика

По характеру накопления основных петрогенных окислов полевошпатовые пикриты каратургайского комплекса можно разделить на две группы (Приложение В, таблица В.4). Первая группа представлена низко- TiO_2 (0.54-0.74 %), низко- Al_2O_3 (3.67-5.34 %) пикритами и апопикритовыми серпентинитами, тогда как пикриты второй группы содержат больше TiO_2 (0.89-1.08 %), Al_2O_3 (5.58-8.30 %), а FeO (8.23%-5.9%) преобладает над Fe_2O_3 (5.38-3.33%).

Апопикритовые серпентиниты первой группы верховьев р. Сабасалдытургай по отношению таковым бассейна р. Каратургай несколько обеднены SiO_2 (37.7%), Al_2O_3 (3.67%), но в тоже время несколько обогащены $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (13.38%) и по соотношению основных петрогенных компонентов приближаются к составу меймечита, однако они обеднены нормативным диопсидом (0.69%) при крайне высоких содержаниях нормативного гиперстена (26.66%). Тогда как апопикритовые серпентиниты и пикриты бассейна р. Каратургай несколько обогащены SiO_2 (<39.7%), Al_2O_3 (5.34%), TiO_2 (<0.64%), щелочами (<0.74%) и обеднены $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (12.85%) при преобладании Fe_2O_3 (7.96 –5.61%) над FeO (6.22–3.3%) [24].

В них закономерно растет количество нормативного диопсида, оливина и уменьшается количество нормативного гиперстена, при этом те и другие подчиняются пикритовому тренду (рис. 1.4, А). Это также отчетливо демонстрирует диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{--CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 1.4, В), где их фигуративные точки ложатся в поле ферропикритов [21].

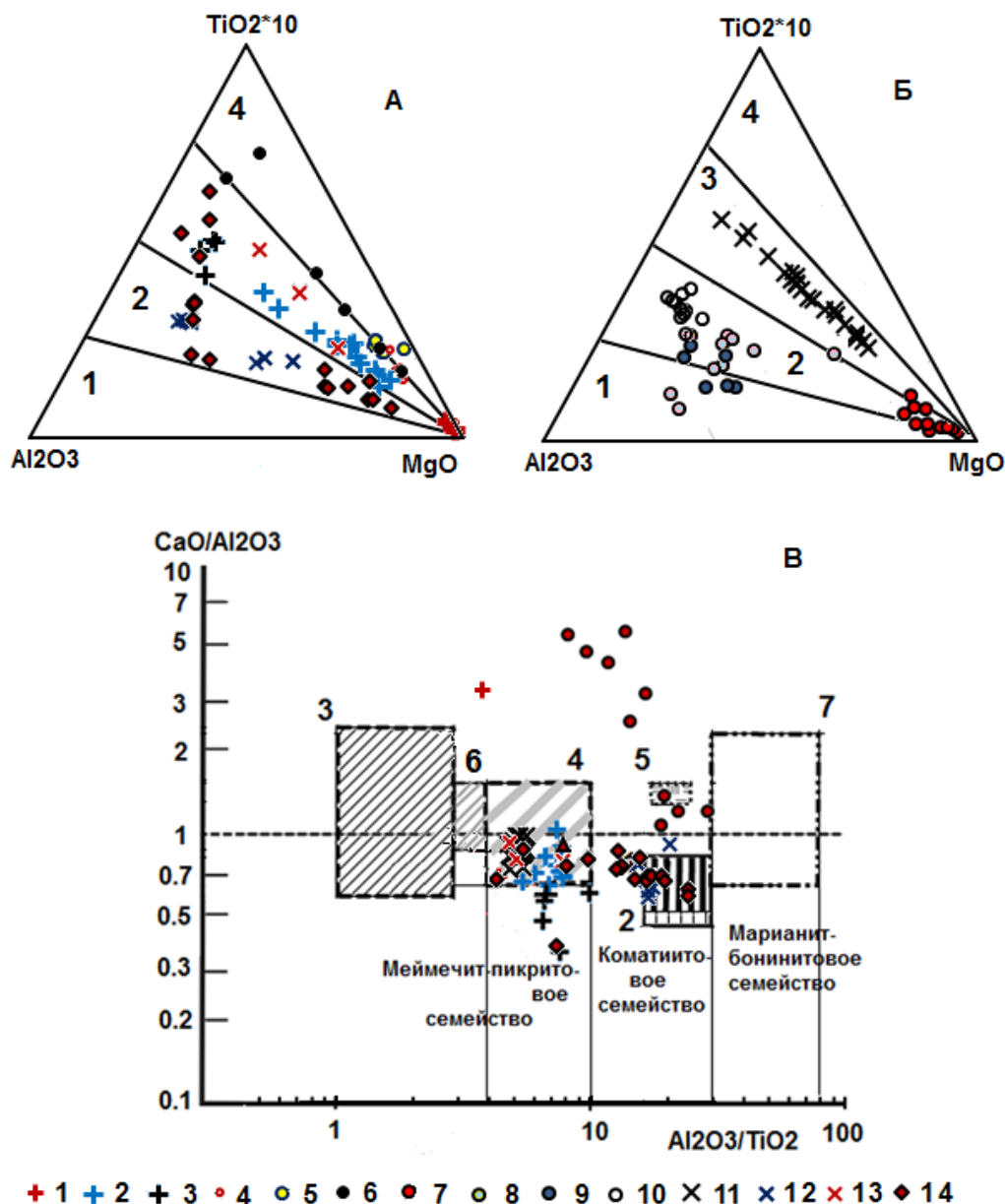


Рис.1.4. А.Б. Диаграмма $\text{TiO}_2 \cdot 10\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$, мас. % [21].

Поля вулканических серий: 1 – бонинитовой, 2 – коматиитовой, 3 – пикритовой, 4 – щелочно-ультраосновной.

1-3 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс [1, 4 и неопубликованные данные Ю.И. Рылова (1967-1971 гг)]: 1 – low-Ti апопикритовые серпентиниты, 2 – пикриты, 3 – кварцевые диабазы;

4-6 – породы Печенгского района [25]: 4-5 – безрудные: 4- серпентинизированные оливиниты и 5 – серпентинизированные верлиты, 6 – породы габбро-верлитового никеленосного комплекса; 7-10 – породы Караулшекинского паравтохтона [26, 27]: 7 – кумулятивные перидотиты (верлиты и лерцолиты), 8 – габбро, 9 – караулшекиты и магнезиальные диабазы, 10 – кварцевые диабазы спилит-кератофирового комплекса; 11 – пикриты Гавайского плюма [28,29,30]; 12-15 – магнезиальные породы Норильского

плюма [31,32]: 12 – туклонской и надеждинской свит, 13 – гудчихинской свиты, 14 – Масловской интрузии.

В. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (АТМ) – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ [22].

Вертикальные линии – границы петрохимических серий по АТМ. Коматиитовое семейство: 1 – коматиитовые перидотиты и дуниты, 2 – коматииты, 5 – низкотитанистые пикриты. Меймечит-пикритовое семейство: 3 – меймечиты, 4 – ферропикриты, 6 – пикриты. Марианит-бонинитовое семейство: 7 – марианиты.

На статистической диаграмме С.Д Четверикова [23] отдельные их фигуративные точки смещаются в область лерцолитов и верлитов, при этом количество нормативного диопсида уменьшается, но растет индекс фракционирования (до 25.6) и соответственно количество нормативного оливина.

Особую группу составляют низко- $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2/\text{FeO}_{\text{общ}}$ апопикритовые серпентиниты, отвечающие по минеральному составу оливинитам, в которых нормативный оливин составляет более 90 % (Приложение В, таблица В.4, №7-8). Редко встречаются апопикритовые оливиниты с нормативным ларнитом (высокотемпературный моноклинный полиморфный аналог кальциооливина или монтichelлит).

В пикритах второй группы (Приложение В, таблица В.4, № 9-14) постепенно возрастает уровень SiO_2 (39.86–45.63%), TiO_2 (0.87–1.08%), Al_2O_3 (5.58-8.30 %), уменьшается количество MgO (<30.0%), Cr_2O_3 (<0.25%) при преобладании FeO (8.23–5.9%) над Fe_2O_3 (5.38–3.33%).

В пикритовых диабазах (Приложение В, таблица В.4, № 15-17) увеличивается роль SiO_2 (44.92.%), Al_2O_3 (10.9-11.7%), TiO_2 (1.24-1.58%) и Na_2O (1.45-2.45%), но снижается уровень содержания MgO (11.5-17.33%) при постоянном преобладании FeO (9.65–6.89%) над Fe_2O_3 (5.66–5.16%). На диаграмме $\text{TiO}_2 \cdot 10 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (рис. 1.4, А) их фигуративные точки продолжают пикритовый тренд.

Диабазы и кварцевые диабазы обогащены SiO_2 (>47.32%), Al_2O_3 (<14.45%), TiO_2 (1.88–2.25%), в них резко увеличивается роль Na_2O (2.03–2.35%), K_2O (0.25–0.76%) и P_2O_5 (до 0.25%) относительно пикритов. По отношению к пикритам в них увеличивается количество нормативного ильменита (до 2.85%). По характеру накопления железа они типичные высокожелезистые толеиты, а на дискриминационной диаграмме отношений $\text{TiO}_2 \cdot 10 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (рис. 1.4, А) их фигуративные точки располагаются в поле пикритовой серии, на их родство с пикритами указывают и отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ к $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 1.4, В).

По результатам спектрального полуколичественного анализа [1] пикриты каратургайского комплекса обогащены несовместимыми (Sr, Ba, Zr) и совместимыми (Ni, Co, V, Sc) элементами, а также имеют высокие концентрации элементов с высокочarged ионами (Zr, Y). По данным

Ю.И. Рылова и соавторов (1967 г) в апопикритовых серпентинитах массива Акжал уровень концентрации совместимых (когерентных) элементов достигает (г/т): Ni (3000), Cr (3000), Co (300), V(300), Sc (10), они также содержат повышенные концентрации редкоземельных элементов (г/т): Y (1000), Yb (30), La (200), из числа халькофильных элементов ими указываются (%): Cu (0.02), Pb (0.006), Zn (0.03). Следует отметить, что в зонах дробления серпентинизированных пикритов массива Акжал уровень концентрации Y достигает 0.2 % [21].

Высокие концентрации несовместимых и совместимых, как и редкоземельных элементов показывают малую степень фракционирования мантийного вещества на фоне их деплетированности титаном [21].

1.4 Минералогическое описание

Нами в составе пикритов каратургайского комплекса детально были изучены сульфиды трех минеральных ассоциаций. Первая представлена ликвационными глобулами, содержащими: пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит, магнетит. Вторая также образует глобулы, содержащие: пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит. Третья ассоциация представлена включениями неправильной формы, содержащими: пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит, магнетит [33].

1.4.1 Минеральные ассоциации сульфидов, вкрапленные в каратургайские пикриты

В составе глобул, наряду с ранее известными сульфидами меди и никеля (пентландитом и халькопиритом), были впервые обнаружены сфалерит, теллурид платины (мончеит), теллурид серебра, теллурид свинца, селенид свинца, твердые растворы иридиевой группы (Ir, Os, Ru), редкоземельные элементы (Dy, Er, Y, Ce). В глобулах сульфидов второй ассоциации не были обнаружены микровключения теллурида серебра и платиноидов [34]. Сульфиды третьей ассоциации, такие как пирротин, халькопирит и сфалерит, не содержат видимых включений минералов платиновой группы и редкоземельных элементов и только в составе фазы FeOS₂ были обнаружены Ce и Os [33].

1.4.1.1 Первая минеральная ассоциация

Рудообразующие сульфиды первой ассоциации пикритов представлены: пирротин, пентландит, виоларит, халькопирит, сфалеритом.

Пирротин (FeS) имеет слабый избыток серы. По химическому составу он приближается к теоретической формуле троилита (Приложение В, таблица В.5). В пирротине отчетливо видны структуры распада твердых

растворов (рис. 1.5,B). Он содержит микровключения дителлурида платины (PtTe_2), теллурида дисеребра (Ag_2Te), алтаита (PbTe). Когда в составе пирротина ($(\text{Fe } 0.834 \text{ As } 0.038 \text{ Os } 0.005 \text{ Ir } 0.035)0.912\text{S}1.187$) появляется мышьяк ($\text{As} < 3.44\%$), то непременно наблюдается присутствие Os ($< 29.77\%$), Ir ($< 6.89\%$), Ru ($< 15.27\%$) и Y (11.41%). С повышением концентраций мышьяка (до 10.83%) увеличивается уровень содержания Ir (16.41%) и появляется Pt ($> 4.62\%$), Te ($> 0.62\%$). Кристаллы пирротина образуют двух фазную область (рис. 1.5,C), где более светлые представлены фазой, содержащей больше Fe_2O_3 (61.85%), (Приложение В, таблица В.5, №9–12), чем в темной фазе [33].

Пентландит ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$) содержит примесь кобальта ($1.04\text{--}1.31\%$) и характеризуется дефицитом серы, а отсутствие кобальта приводит к избытку серы. Недосыщенный серой пентландит, как правило, содержит микровключения дителлурида платины (PtTe_2) с примесями Pd, Bi и крайне редко он содержит Dy (1.65%), Rh (1.99%), Ir (1.84%), также встречаются Er (1.6%), и Y (0.08%). В пентландите установлена пластинчатая структура распада твердых растворов (рис. 1.5, D), где темная фаза распада обеднена Fe ($< 26.11\%$). Эта фаза по химическому составу близка виолариту (Приложение В, таблица В.5)

Виоларит ($(\text{Fe,Ni})_3\text{S}_4$), псевдоморфоза по пентландиту, встречается реже. Он также как и пентландит испытывает недостаток серы. Виоларит содержит Er (1.76%) и Os (15.43%).

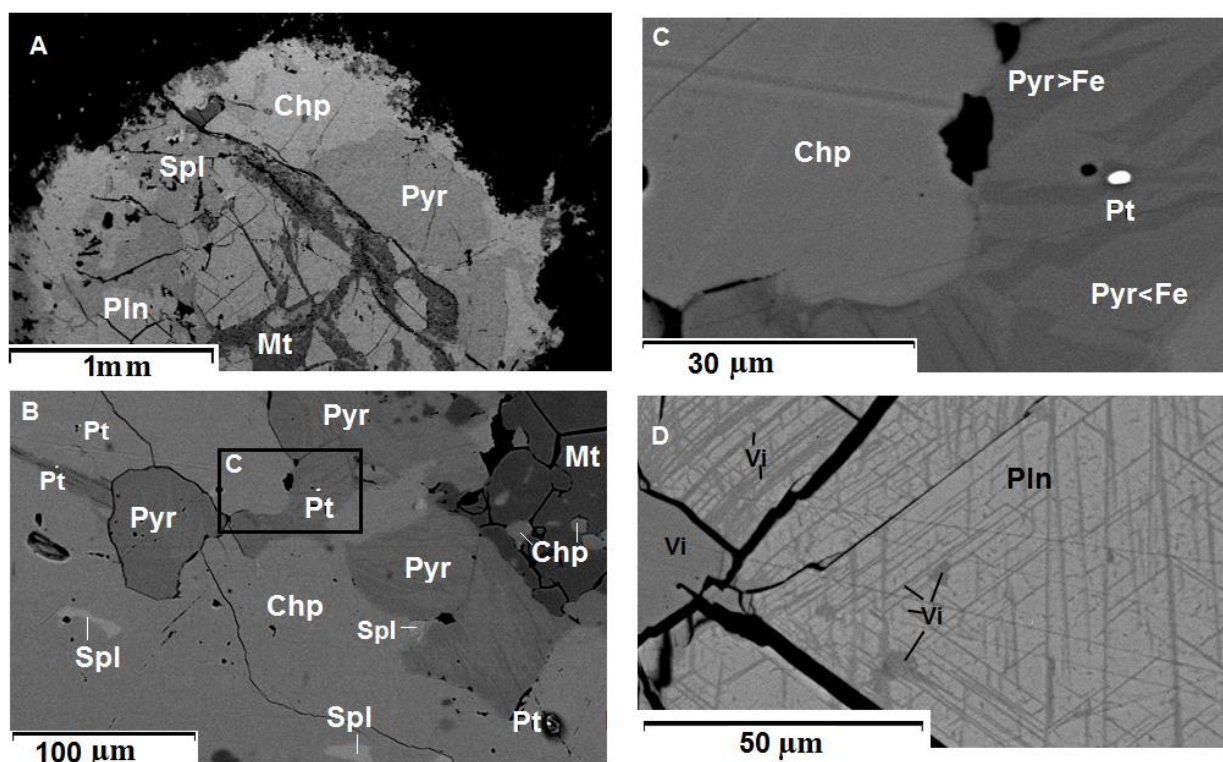


Рисунок – 1.5. Фотоизображения в обратно-рассеянных электронах участков аншлифов, изготовленных из рудного материала, содержащего пирротин (Pyr), халькопирит (Chr), пентландит (Pln) виоларит (Vi), сфалерит (Spl), магнетит (Mt) с микровключениями платиноидов (Pt).

На рисунках А, В показано строение сульфидной капли и взаимоотношения минералов. Рисунок С демонстрирует характер соотношения халькопирита и пирротина (с структурой распада твердых растворов), а на рисунке Д показана пластинчатая структура распада пентландит-виоларита.

Халькопирит (CuFeS_2) обнаруживает постоянный избыток серы (Приложение В, таблица В.5). Редко присутствуют микровключения дителлурида платины (PtTe_2) с примесями Pd, Bi, теллурида дисеребра (Ag_2Te), алтаита (PbTe), но преобладает селенид свинца (PbSe), а также он крайне редко содержит Os (11.31 %), Ir (1.60 %) и Rh (11.17%), первые два металла образуют самостоятельный твердый раствор ($\text{Os} > \text{Ir}$). Он крайне редко содержит Se (11.27 %), который совместно с F, по-видимому, образуют SeF_3 фазу [33].

Сфалерит (ZnS) является относительно редким минералом, который пересыщен серой и содержит до 10.31 % Fe и до 1.02 % Cu (Приложение В, таблица В.5). По химическому составу он приближается к теоретической формуле марматита ($(\text{Zn}_{0.84}\text{Fe}_{0.16})_{\Sigma 1.00} \text{S}_{1.08}$). Высокий уровень содержания Fe и избыток S, по-видимому, обусловлен присутствием пирротина как продукта распада твердого раствора. Если учесть, что вхождение железа в структуру сфалерита сильно увеличивает общий объем системы, то при высоком давлении уменьшается количество железа в составе твердого раствора, а, следовательно, при понижении давления происходит увеличение количества железа в структуре сфалерита.

Минерал класса оксидов. Магнетит (Fe_3O_4), ассоциирующий с сульфидами первой ассоциации, содержит (%): Fe (73.92 -74.66), Os (6.44), Y (2.15), Ru (2.01), Rh (0.22).

1.4.1.2 Вторая минеральная ассоциация

Сульфиды второй ассоциации (пирротин, халькопирит, сфалерит), по химическому составу ничем не отличаются от таковых первой ассоциации (таблица 1.4), но при этом пентландит отсутствует. Ни в одном из сульфидов (пирротине, халькопирите и сфалерите) этой ассоциации нам не удалось обнаружить **мончеита**, который широко представлен в сульфидах первой ассоциации. **Халькопирит** по составу приближается к стехиометрической формуле (CuFeS_2). В **пирротине** (рис. 1.6, В) явно прослеживаются структура распада твердых растворов, где светлая часть пирротина по составу отвечает теоретической формуле троилита (FeS), а темная часть пирротина пересыщена серой ($\text{FeS}_{1.13}$). **Сфалерит** по химическому составу приближается к теоретической формуле марматита

$((\text{Zn}_{0.8}\text{Fe}_{0.2})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.0})$. С увеличением роли Fe (17.97%) увеличивается уровень концентрации Cu (9.03%) и его кристаллографическая формула изменяется $((\text{Zn}_{0.6}\text{Fe}_{0.3}\text{Cu}_{0.1})_{1.00}\text{S})$.

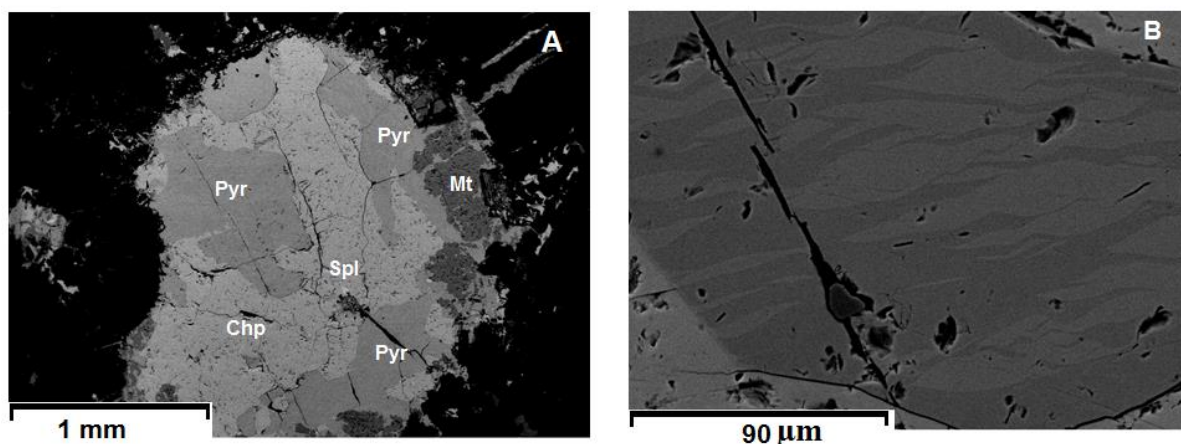


Рисунок – 1.6. Фотоизображение в обратнорассеянных электронах участков шлифа, изготовленного из сульфидов второй ассоциации пикритов каратургайского комплекса.

А. Рисунок демонстрирует характер взаимоотношений сульфидов с силикатными минералами. На рисунке В показана структура распада твердых растворов пирротина.

Минерал класса оксидов. Магнетит (Fe_3O_4), ассоциирующий с сульфидами второй ассоциации, содержит Fe (72.06 -72.36 %), что ниже, чем в таковых первой ассоциации.

Таблица 1.4. Состав минералов второй ассоциации пикритов каратургайского комплекса (мас.%).

№п/п	Минерал	S	Fe	Cu	Zn	O
1	Халькопирит	35.64	30.47	33.88		
2	Халькопирит	35.35	30.45	34.21		
3	Халькопирит	35.33	29.98	34.69		
4	Сфалерит	33.59	11.69	1.55	53.17	
5	Сфалерит	33.64	17.94	9.03	39.40	
6	Пирротин	37.62	62.38			
7	Пирротин	37.02	62.98			
8	Пирротин	36.87	63.13			
9	Пирротин	39.42	60.58			
10	Пирротин	39.34	60.66			
11	Пирротин	39.24	60.76			
12	Магнетит		72.06			27.94
13	Магнетит		72.36			27.64
14	Магнетит		72.18			27.82

Кристаллографические формулы.

- | | |
|--|---|
| 1. $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.06}$; | 6. $\text{Fe}_{0.98}\text{S}_{1.02}$; |
| 2. $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.04}$; | 7. $\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{1.01}$; |
| 3. $\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{2.04}$; | 8. $\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{1.01}$; |
| 4. $(\text{Zn}_{0.78}\text{Fe}_{0.20}\text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.00}$; | 9. $\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{1.06}$; |
| 5. $(\text{Zn}_{0.57}\text{Fe}_{0.31}\text{Cu}_{0.15})_{\Sigma 1.03}\text{S}_{1.00}$; | 10. $\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{1.06}$; |

11. $\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{1.06}$

1.4.1.3 Третья минеральная ассоциация.

Сульфиды третей ассоциации представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, которые по химическому составу несколько отличаются от таковых первой и второй ассоциации (таблица 1.5) и имеют ряд структурных и текстурных особенностей. Для этой ассоциации не характерно присутствие пентландита, однако, появляется пирит и фаза FeOS_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{S}$. Объединяющим их фактором с минералами ликвационного класса является присутствие селенида свинца и магнетита, а также наличие твердых растворов Os и Ce [33].

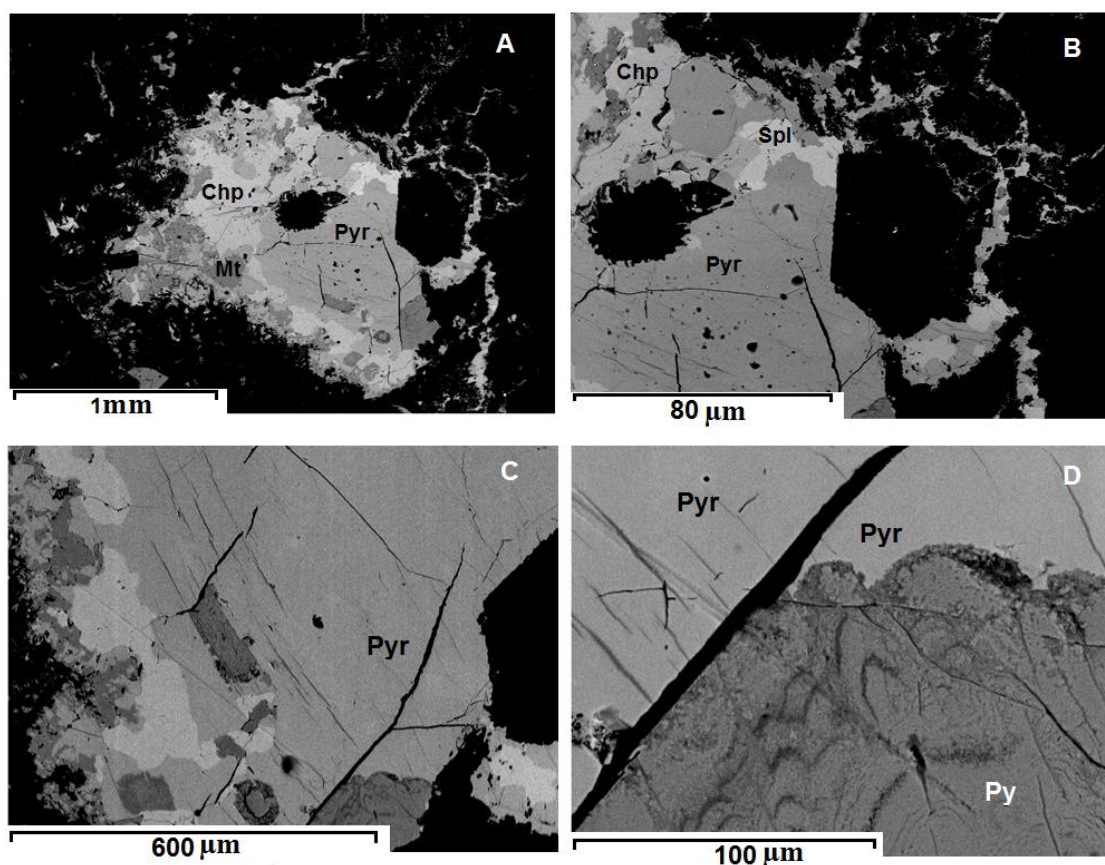


Рисунок 1.7. Фотоизображение в обратнорассеянных электронах участков шлифа, изготовленного из сульфидов третей ассоциации пикритов каратургайского комплекса.

Рисунок демонстрирует характер взаимоотношений сульфидов с силикатными минералами. На рисунках C, D показан характер замещения пирротина минералом с характерной волнистой коллоидно-гелевой структурой.

Таблица 1.5. Состав минералов третей ассоциации пикритов каратургайского комплекса (мас.%).

№п/п	Минерал	S	Fe	Cu	Zn	Ni	Ce	Os	Si	O
1	Пирротин	39.59	60.41							

2	Пирротин	39.49	60.51							
3	Пирротин	39.56	60.44							
4	Пирротин	39.19	60.81							
5	FeOS ₂	41.79	47.08						0.69	10.44
6	FeOS ₂	41.87	47.64						0.76	9.73
7	FeOS ₂	42.36	47.96						0.67	9.01
8	СпектрFeOS ₂	42.73	47.36			0.12			0.11	9.68
9	FeOS ₂	37.96	46.67				1.08		0.43	13.86
10	FeOS ₂	36.99	46.44					0.92	0.40	15.25
11	FeOS ₂	40.18	48.26						0.72	10.85
12	Fe ₂ O ₃ S ₁	17.38	54.97						0.48	27.17
13	Пирит	51.95	48.05							
14	Халькопирит	35,25	30.18	34.57						
15	Халькопирит	35.48	30.50	34.02						
16	Халькопирит	35.38	30.55	34.06						
17	Халькопирит	35.33	30.68	33.99						
18	Сфалерит	34.16	9.61		56.23					
19	Сфалерит	34.10	9.72		56.19					
20	Сфалерит	34.42	9.47		56.11					
21	Сфалерит	34.36	9.53		56.11					
22	Магнетит		72.62							27.38
23	Магнетит		71.47							28.11
24	Магнетит		72.56							27.44
25	Магнетит		72.45							27.55
26	Магнетит		72.23							27.77
27	Магнетит		72.61							27.39

Кристаллографические формулы.

1. Fe_{0.94}S_{1.06};
2. Fe_{0.94}S_{1.06};
3. Fe_{0.94}S_{1.06};
4. Fe_{0.94}S_{1.06};
5. Fe_{1.17}O_{0.90}S_{1.80};
6. (Fe_{1.16}O_{0.84})_{Σ2.0}S_{1.80};
7. (Fe_{1.17}O_{0.77})_{Σ1.94}S_{1.80};
8. (Fe_{1.16}O_{0.83})_{Σ1.99}S_{1.83};
9. (Fe_{1.23}O_{1.28})_{Σ2.52}S_{1.75};
10. (Fe_{1.25}O_{1.43})_{Σ2.68}S_{1.73};
11. (Fe_{1.21}O_{0.95})_{Σ2.16}S_{1.75};
12. Fe_{1.91}O_{3.30} S_{1.05};
13. Fe_{1.04}S_{1.96};
14. CuFeS_{2.02};
15. Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_{2.05};
16. Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_{2.04};
17. Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_{2.03};
18. (Zn_{0.81}Fe_{0.16})_{Σ0.97}S_{1.00};
19. (Zn_{0.81}Fe_{0.16})_{Σ0.97}S_{1.00};
20. (Zn_{0.80}Fe_{0.16})_{Σ0.96}S_{1.00};
21. (Zn_{0.80}Fe_{0.16})_{Σ0.96}S_{1.00};
22. Fe_{2.99}O_{4.01};
23. Fe_{2.92}O_{4.08};
24. Fe_{2.99}O_{4.01};
25. Fe_{2.98}O_{4.02};
26. Fe_{2.96}O_{4.04};
27. Fe_{2.99}O_{4.01}.

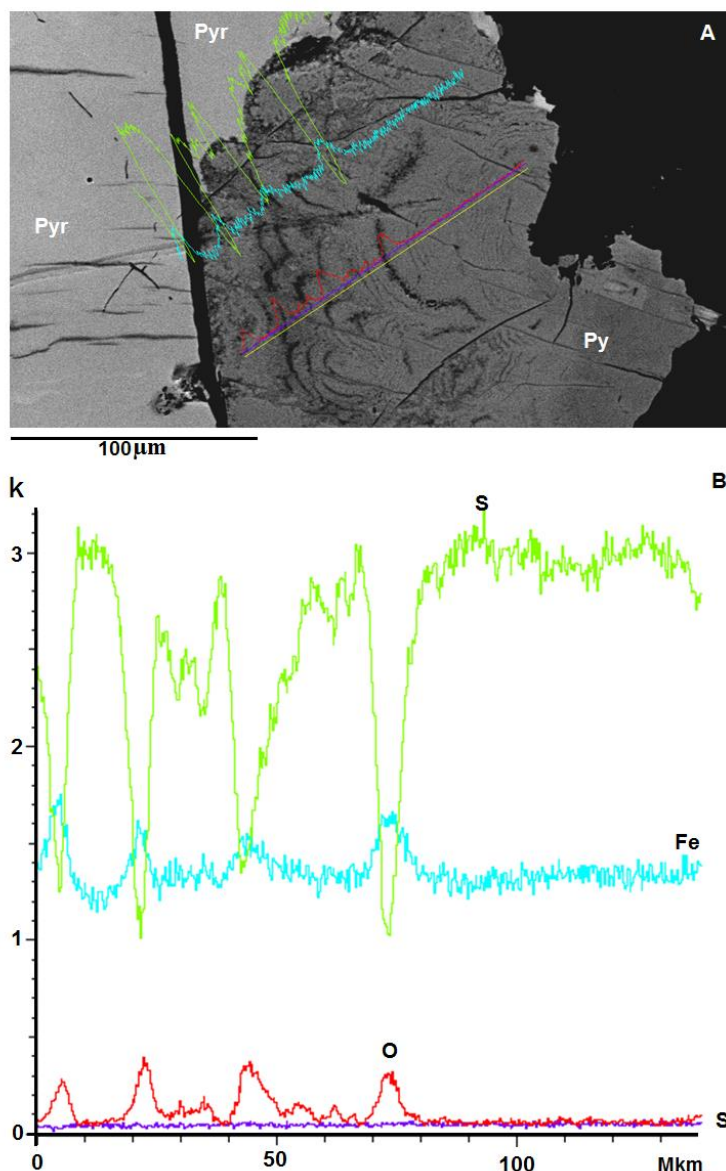


Рисунок 1.8. А. Фотоизображение коллоидно-гелевой структуры пирита (марказита). В. Спектрограмма отражает корреляцию элементов в пирите.

Характерной особенностью, к примеру, **пирротина** ($\text{FeS}_{1.1}$) (рис. 1.7,С) является отсутствие структур распада твердых растворов, что характерно для платиносодержащего пирротина первой ассоциации. **Халькопирит** по составу приближается в стехиометрической формуле и по отношению к платиносодержащему халькопириту не имеют избытка серы (CuFeS_2). **Сфалерит** ($\text{Zn}_{0.81}\text{Fe}_{0.16}$) $_{0.97}\text{S}$ не содержит Cu, что характерно и для сфалеритов первой ассоциации (таблица 1.5). Одной из особенностей этой ассоциации является присутствие **пирита** (FeS_2) и **минерала с коллоидно-гелевой структурой**. Присутствие в составе неназванного минерала редких микровключений Os (0.91 %) и Se (1.08 %), не исключают его образование за счёт пирротина, в процессе его окисления образуется OFeS_2 . Его идеальную

формулу в системе Хилл, в расчете на общее количество атомов равное 4, можно представить как **FeOS₂**, содержащего 11.77% O, 41.07% F и 47.16% S. Магнетит и халькопирит содержит **селенит свинцы** (PbSe).

Магнетит (Fe₃O₄), ассоциирующий с сульфидами третьей ассоциации, содержит Fe (<72.62%), что ниже, чем в магнетите первой ассоциации.

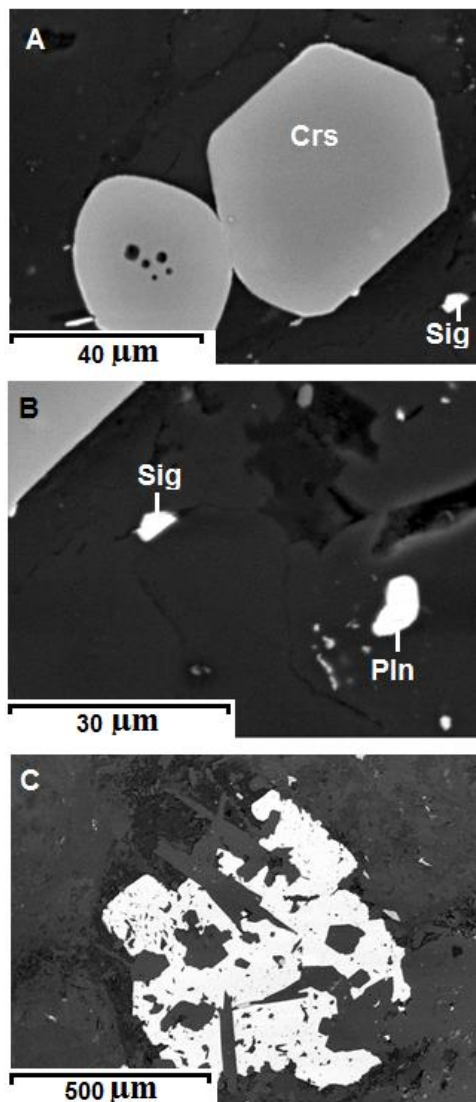


Рисунок 1.9. Фотоизображения в обратно-рассеянных электронах участков шлифов, изготовленных из пикритового диабаз, содержащего хромшпинель (Crs), зигенит (Sig), пентландит (Pln), пирит (Py).

Единичные включения сульфидов в пикритовых диабазах представлены минералами класса сульфидов: пентландитом, пиритом, зигенитом (этот минерал обнаружен впервые), миллеритом, галенитом.

Пентландит (Fe,Ni)₉S₈) образуют мелкие редкие зернышки в основной массе (рис. 1.9,B). По химическому составу он приближается к стехиометрической формуле пентландита (таблица 1.6). Он пересыщен S

(38.23 %), не содержит Co и слабо обогащен Cr (0.16 %) по отношению к пентландиту пикритов.

Зигенит ((Co,Ni)₃S₄) образует мелкие зёрнышки в основной массе породы (рис. 1.9, А). В его составе присутствует примесь железа (5.01–7.91 %, (таблица 1.6), а в стехиометрической формуле зигенита отмечается постоянный избыток серы и преобладание никеля над кобальтом.

Миллерит (NiS) встречается в интерстициях клинопироксена, где образует мелкие кристаллы. В качестве примеси в его составе обнаружено железо (таблица 1.6).

Галенит (PbS) присутствует в виде мелких зерен в ассоциации с миллеритом. В его составе отмечаются примеси Fe и Ni, содержание Pb достигает 83.18 %, а S – до 12.37%.

Пирит (FeS₂) содержит S=56.31 % Fe=43.69 %. Он, как правило, встречается в интерстициях пустот.

Минералы класса оксидов. Титаногематит и манганоильменит образуют структуры распада твердых растворов, а также **хромшпинель** – изометричной формы зерна.

Таблица 1.6. Состав сульфидов пикритовых диабазов каратургайского комплекса (мас.%).

№п/п	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cr	Pb	Сумма
1	Пентландит	33.15	30.13		27.89			91.17
2	Пентландит	38.23	33.87		27.75	0.14		99.99
3	Зигенит	44.29	5.01	9.72	40.47	0.51		100.0
4	Пирит	56.31	43.69					100.0
5	Зигенит	44.51	7.91	15.26	32.33			100.01
6	Зигенит	44.60	8.02	15.7	32.31			100.63
7	Зигенит	45.30	10.79	12.54	31.38			100.01
8	Миллерит	37.96	1.85		61.19			101.0
9	Миллерит	37.89	1.70		60.41			100.0
10	Миллерит	37.85	1.70		60.35			99.90
11	Галенит	12.37	1.68		2.77		83.18	100.0

Кристаллографические формулы.

1. $(\text{Fe}_{4.786}\text{Ni}_{4.214})_{\Sigma 9.0}\text{S}_{9.171}$;
2. $(\text{Fe}_{5.045}\text{Ni}_{3.933}\text{Cr}_{0.022})_{\Sigma 9.0}\text{S}_{9.920}$;
3. $(\text{Ni}_{2.168}\text{Co}_{0.519}\text{Fe}_{0.281}\text{Cr}_{0.093})_{\Sigma 3.062}\text{S}_{4.345}$;
4. $\text{Fe}_{0.924}\text{S}_{2.076}$;
5. $(\text{Ni}_{1.737}\text{Co}_{0.816}\text{Fe}_{0.447})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.378}$;
6. $(\text{Ni}_{1.719}\text{Co}_{0.832}\text{Fe}_{0.449})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.345}$;
7. $(\text{Ni}_{1.705}\text{Co}_{0.679}\text{Fe}_{0.616})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.507}$;
8. $(\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.1}$;
9. $(\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.11}$;
10. $(\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.03})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.11}$.

1.5 Микровключения элементов группы платины (ЭГП) и редкоземельных элементов (РЗЭ)

Микровключения благородных и редких минералов в сульфидах первой ассоциации представлены в виде интерметаллических соединений (интерметаллидов), которые образуют самостоятельные округлые, эллипсоидальные, реже неправильной формы выделения, диаметром не более 3 мкм (рис. 1.10).

Наиболее распространенным является интерметаллическое соединение **теллурида платины** с примесями Pd, Bi, которое по химическому составу приближается к стехиометрической формуле **мончеита** PtTe_2 (дителлурид платины) (Приложение В, таблица В.6, №1-3). **Теллурид дисеребра** образует идеально округлой формы зерна (рис. 1.10). Включения в халькопирите по химическому составу отвечают Ag_2Te (Приложение В, таблица В.6, №4). Редко встречаются включения **алтаита** (PbTe) в пирротине и халькопирите (Приложение В, таблица В.7)

В пентландите обнаружено соединение $(\text{Ru}, \text{Ir}, \text{As})_3\text{Os}_4$ (Приложение В, таблица В.7) его эмпирическую формулу можно представить как $(\text{Ru}_{2.148} \text{Ir}_{0.608} \text{As}_{0.293})_{\Sigma 3.049} \text{Os}_{3.951}$ при химическом составе (мас. %): Os (29.77), Ru (8.60), Ir (4.39), As (0.87).

Пентландит наряду с платиноидами (Ir=1.84%, Pt=2.23%) содержит Dy=1.62% и Pb=1.52%, образуют ли они самостоятельную минеральную фазу не вполне ясно. Его кристаллохимическая формула имеет вид $(\text{Fe}_{4.608} \text{Ni}_{4.126})_{\Sigma 8.734} (\text{Co}_{0.088} \text{Pt}_{0.097} \text{Dy}_{0.085} \text{Ir}_{0.081} \text{Pb}_{0.062})_{\Sigma 0.413} \text{S}_{8.826}$. Однако следует помнить, что в халькопирите встречается в большом количестве селенид свинца.

В халькопирите (Приложение В, таблица В.7) встречено зерно размером не более 1.0 мкм, которое содержит (мас.%): Ru (11.17), Os (11.31), Ir (1.60), Bi (0.11). Эмпирическую формулу такого высокотемпературного твердого раствора можно представить как $(\text{Ir}_{0.153} \text{Ru}_{0.8451})_{2.004} \text{Os}_{0.996}$, что соответствует в идеале формуле осмистого иридия $(\text{Ru}, \text{Ir})_2\text{Os}$. Также в халькопирите встречено эллипсоидной формы зерно до 3-х мкм, которое имеет сложный химический состав (мас. %): Pt (11.87), Pd (1.11), Te (13.69), Mo (10.42), Bi (3.42), Ag (0.71). Если предположить, что молибден не связан с халькопиритом, то при пересчете на 8 единиц получается кристаллографическая формула $(\text{Pt}_{1.624} \text{Bi}_{0.437})_{2.061} (\text{Te}_{2.864} \text{Ag}_{0.176})_{3.040} \text{Mo}_{2.900}$, в идеале формулу этого твердого раствора может представить как – $(\text{Pt}, \text{Bi})_2 (\text{Te}, \text{Ag})_3 \text{Mo}_3$

Арсениды. Высокотемпературные платиновые металлы группы иридия **IPGM** (Ir, Os, Ru) и As, по-видимому, образуют арсениды платиноидов, которые встречаются в составе пирротина и реже в сульфиде железа (Приложение В, таблица В.7). Все они представлены крайне мелкими зернами неправильной формы (рис. 1.10), что осложнило получение достоверного состава этих зерен, поскольку, как правило, происходит захвата матрицы при микронзондировании.

Если из этих анализов вычесть сумму железа и серы, то можно условно выделить два типа соединений. Первое соединение с химическим составом (мас.%): As (3.06-3.44), Ir (6.55-6.89), Os (1.09-0.99), имеет следующую эмпирическую формулу: $\text{Ir}_{2.976}(\text{Os}_{0.410}\text{As}_{3.614})_{\Sigma 4.024}$, то в идеале его формула соответствует арсениду иридия $\text{Ir}_3(\text{Os,As})_4$. Второе соединение (мас.%): As

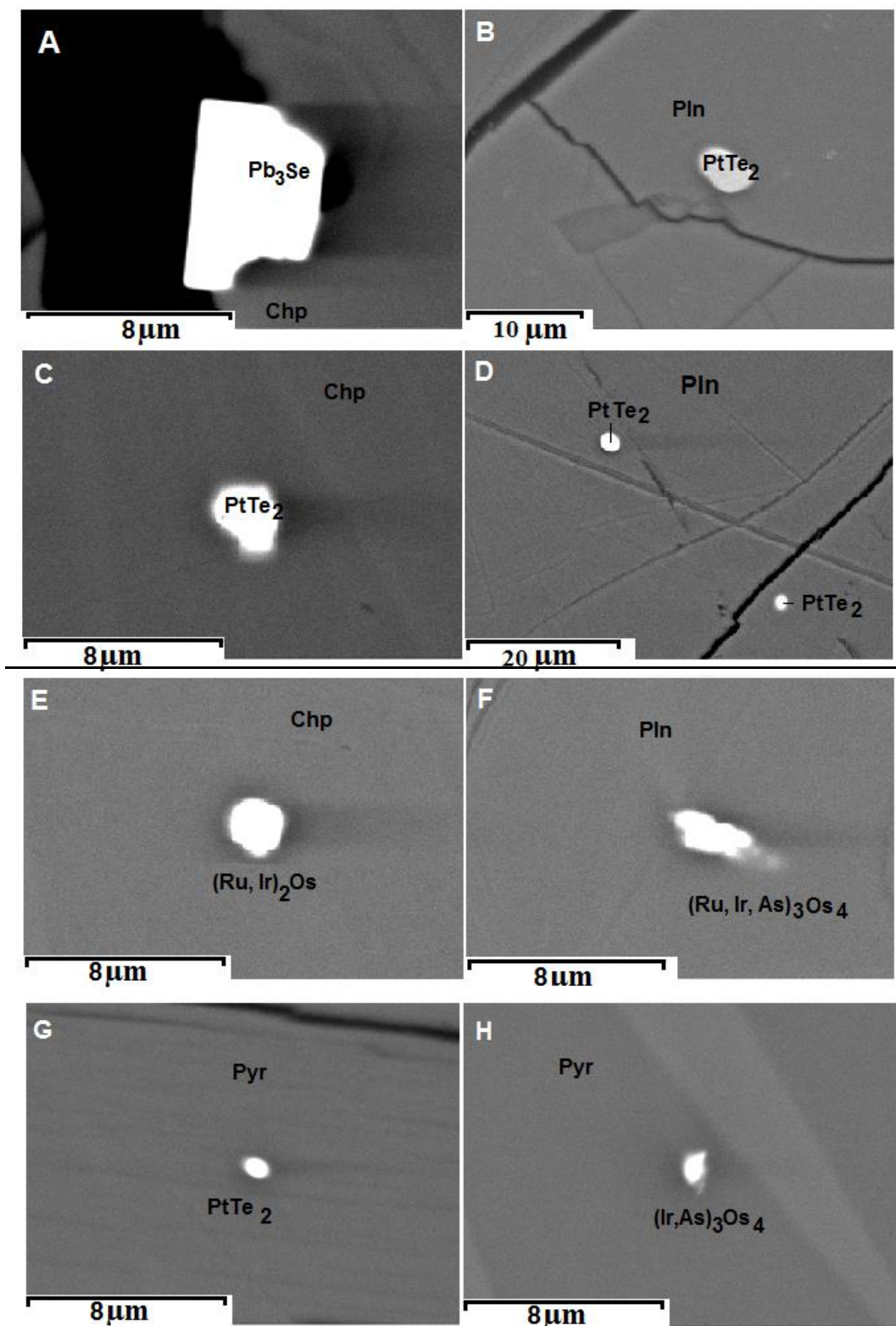


Рисунок 1.10. Фотоизображения в обратно-рассеянных электронах участков аншлифов, изготовленных из рудного материала, содержащего пентландит, халькопирит с микровключениями платиноидов (Os, Ru, Ir), теллурида платины II (PtTe₂) и фазы Pb₃Se [33].

(10.83), Ir (16.41), Pt (4.62), Te (0.62), имеет эмпирическую формулу (Ir_{2,396}Pt_{0.630})Σ_{3.026}(Te_{0.129}As_{3.845})Σ_{3.974}, что соответствует идеальной формуле **(Ir,Pt)₃As₄**.

Селенид свинца (II) (PbSe) заключен в халькопирит (Приложение В, таблица В.6, №5), а также обнаружена фаза Pb₃Se (Приложение В, таблица В.6, № 6), которая образует кристалл правильной прямоугольной формы, размером 8х4 мкм (рис. 1.10). С сульфидом железа он имеет прямолинейные границы, в то время как с халькопиритом поглощает его, это свидетельствует, что фаза селенида свинца образовалась раньше, чем халькопирит.

Алтаит (PbTe) встречается крайне редко. Он образует изометричные микровключения в составе пирротина и халькопирита (Приложение В, таблица В.7).

Самородный свинец (Pb), его состав приведен в (Приложение В, таблица В.6, №7)

Результаты исследований

В результате наших исследований установлено, что наряду с ранее известными сульфидами (пирротитом, пентландитом и халькопиритом) в пикритах каратургайского комплекса впервые обнаружены сфалерит, галенит, зигенит, теллурид платины (мончеит), теллурид дисеребра, теллурид свинца (алтаит), селенид свинца, твердые растворы иридиевой группы (Ir, Os, Ru), редкоземельные элементы (Dy, Er, Y, Ce). Сульфиды формируют три минеральных ассоциации. Первые две образуют ликвационные «капли», имеющие округлую и эллипсовидно-удлиненную форму, а третья минеральная ассоциация – неправильно остроугольные формы (рисунок 1.11). Установлено, что платиноиды в сульфидах меди и никеля присутствуют только в ликвационных каплях первой ассоциации, которые сложены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, сфалеритом. Сульфиды второй ассоциации не содержат платиноидов и представлены пирротинном, халькопиритом, сфалеритом. Сульфиды третьей ассоциации представлены пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, пиритом. Все три минералогические ассоциации содержат магнетит и, как правило, приурочены к наиболее дифференцированным горизонтам пикритов и апопикритовых оливинитов. Выявленная нами закономерность в распределении платиноидов в составе ликвационных сульфидов дает ответ, почему происходило разубоживание рудного концентрата [7].

Глобулы сульфидов пикритов каратургайского комплекса не имеют идеально ровных границ, как и метасоматического ореола (рисунок 1.11), что характерно для большинства сульфидных глобул медно-никелевых руд ультрабазит-базитовых плутонических комплексов [36]. Извилистая граница, как и нередкое проникновение сульфидов в силикатный матрикс, свидетельствует, что процесс формирования глобул сопровождался одновременным сжатием. Также не установлена и классическая архитектура глобул, характерная для плутонических комплексов, где нижняя часть сложена пирротином, верхняя – халькопиритом, а в центральной части находится пентландит.

Наибольшее сходство сульфидные глобулы каратургайского типа находят с таковыми выделениями сульфидов в пикритах норильско-талнахского типа, где халькопирит располагается сверху, пирротин и пентландит – в нижней части, а магнетит располагается по краю сульфидных капель в рудах пикритового горизонта. [37]. Однако они имеют существенное отличие в распределении магнетита, как правило, он локализуется в центральных частях рудных платиносодержащих глобул (рисунок 1.11,1А), тогда как магнетит второй ассоциации каратургайского типа располагается по краям сульфидных капель (рисунок 1.11,2А).

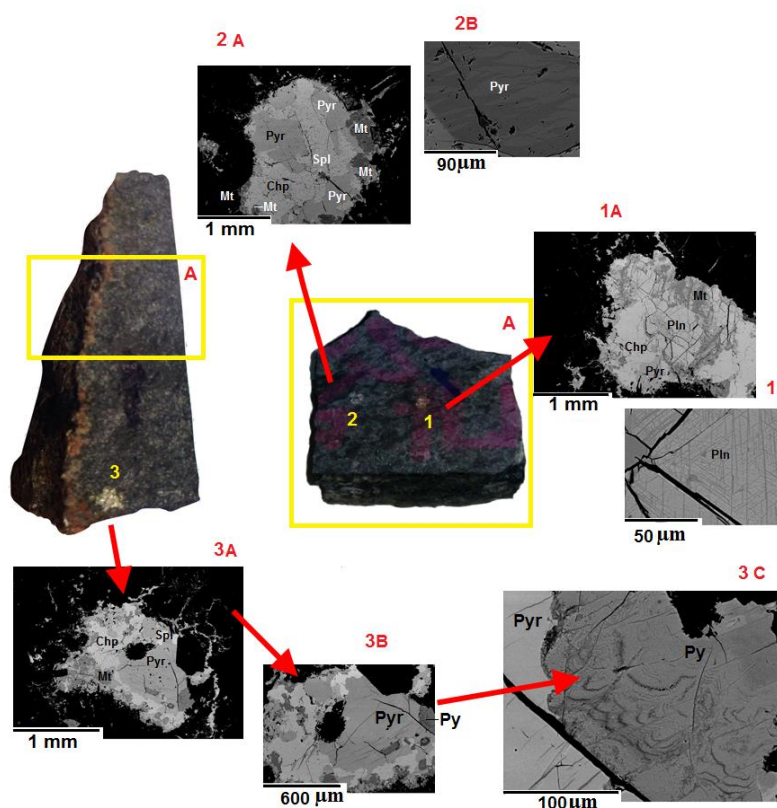


Рисунок 1.11. Общие сведения о составе и старении сульфидов каратургайского комплекса.

Одной из особенностей третей минеральной ассоциации является присутствие редких зерен фазы FeOS_2 с коллоидно-гелевой структурой, образование которой было обусловлено его взаимодействием с кислородом, что сопровождалось уменьшением уровня содержания серы, увеличением кислорода и образованием оксида железа, темная сыть во фронте движущихся волн (рисунок 1.11, 3С). Это может служить доказательством образования такой минералогической ассоциации в гипабиссальных условиях, где существенная роль отводится окислительным процессам.

В целом набор минералов сульфидных капель идентичен рудам ликвационного типа, однако отмечаются некоторые отличия их состава. Например, пирротин руд каратургайского типа не содержит никеля и кобальта, что характерно для пирротина руд норильско-талнахского типа. Если в рудах последних присутствует палладий, спериллит, золото, серебро и селен, то в рудах пикритов каратургайского типа нет спериллита, палладий и селен встречается крайне редко, но широко представлены редкоземельные элементы. Теллурид платины в рудах каратургайского типа встречается во всех главных рудных минералах (пентландите, халькопирите и пирротине) первой ассоциации, а вот золото не обнаружено, зато много теллурида дисеребра. Одной из характерных особенностей руд каратургайского типа является присутствие селенида свинца, арсенидов иридиевой группы и высокий уровень содержания редкоземельных элементов иттриевого (Y, Dy) подсемейства.

В составе пикритовых диабазов наряду с пентландитом, пиритом и галенитом впервые обнаружены зигенит и миллерит, которые не были описаны ранее в составе пикритов. Характерно, что пентландит пересыщен S, не содержит Co и слабо обогащен Cr по отношению к пентландиту пикритов.

ВЫВОДЫ

1. Одной из характерных особенностей руд каратургайского типа является присутствие селенида свинца, арсенидов иридиевой группы и высокий уровень содержания редкоземельных элементов иттриевого (Y, Dy) подсемейства.
2. Выделены три минеральные ассоциации и установлена закономерность в распределении платиноидов в составе ликвационных сульфидов, что позволяет более точно провести технологическое опробование руд каратургайского типа.
3. В составе пикритовых диабазов наряду с пентландитом, пиритом и галенитом впервые обнаружены зигенит и миллерит, которые не были описаны ранее в составе пикритов.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА МАЙКЕ

Рудопроявление Майке (Придорожное) располагается к северо-востоку от поселка Маятас в бассейне одноименной реки впадающей в реку Кара-Тургай (рисунок 2.1).

Литогеохимическая аномалия в пределах контура рудопроявления Майке имеет субмеридиональное простирание до 4,0 км при ширине от 20 до 400 м. Минерализованная зона при субмеридиональном простирании круто (70-800) погружается на восток. Зона минерализации, с незначительными по мощности медноколчеданными рудами, приурочена к кварц-рутил-сидерит-хлоритовым сланцам, которые являются составной частью графит-кварц-мусковит-хлоритовой толщи. Зона минерализации на глубине 120 м выклинивается. В разрезе зона минерализации имеет форму морковки, мощность которой на поверхности достигает более 30 м [38].

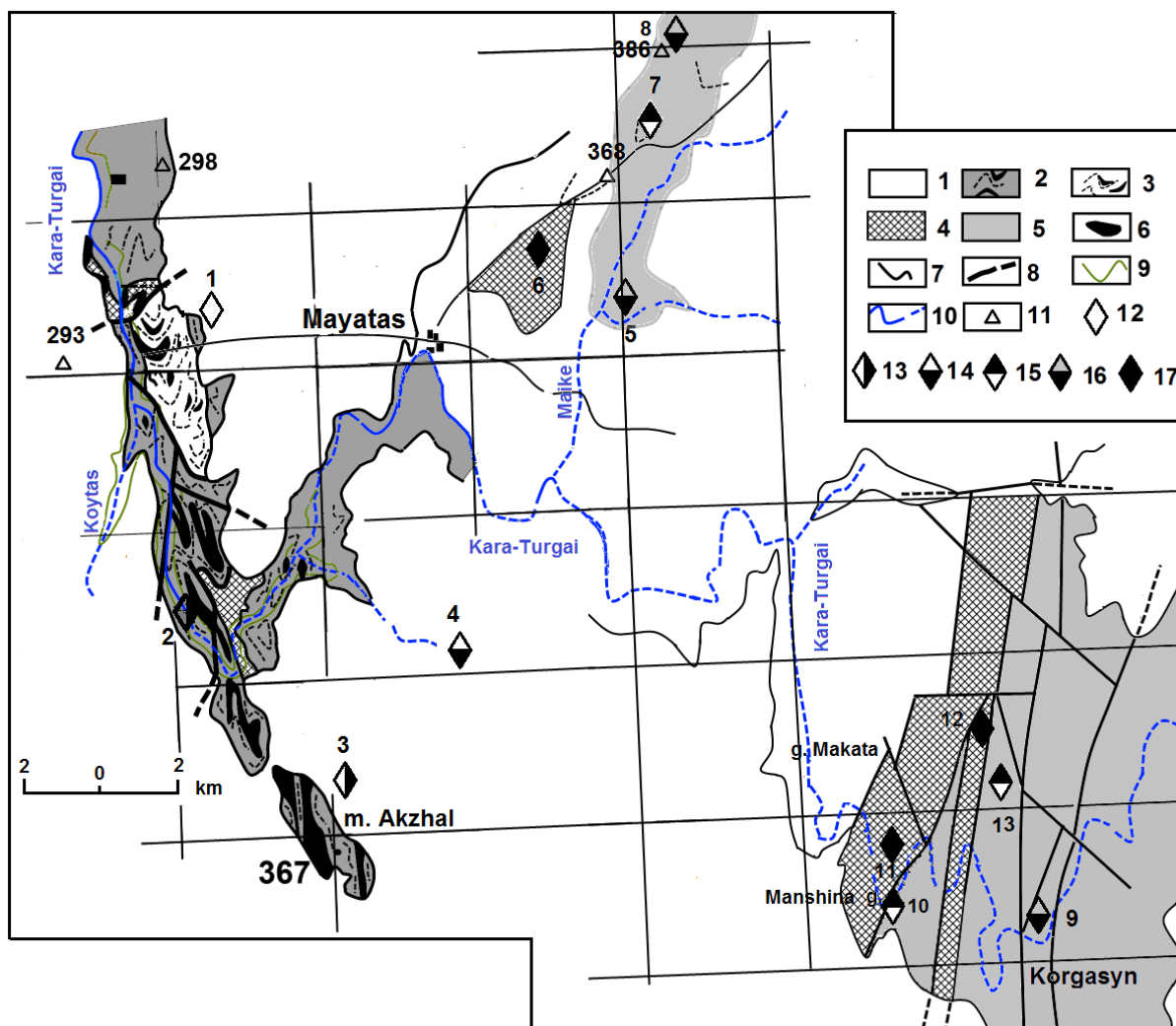


Рисунок 2.1 – Схема геологического строения района среднего течения р. Кара-Тургай по И.И. Вишневской и И.Ф. Трусовой [Вишневская, Трусова, 1967], С.С. Чудину [Чудин, 2012] с изменениями и дополнениями автора.

1 – кайнозойские отложения; 2-3 карсакупайская серия (PR2 kr): 2 – толща metabазальтов, реже андезитов с подчиненными горизонтами мусковито-кварцитовых и кварцитовых сланцев, 3 – толща пестроцветных туфов кварцевых альбитофиров и пепловых полосчатых туфов среднего состава; 4 – аралбайская серия (PR1ar): мусковито-альбитовые и графитовые сланцы, альбитовые гнейсы и микрогнейсы; 5 – бектурганская серия (PR1bt): амфиболиты, амфиболитовые, слюдястые сланцы, карбонатиты маятасского комплекса и коры выветривания по ним; 6 – каратургайский диабаз-пикритовый комплекс (PR3 k); 7 – геологические границы; 8 – тектонические нарушения; 9 – топографические изолинии; 10 – река Кара-Тургай и ее притоков Койтас и Майке; 11 – тригонометрические высоты; 12-16 – генетические типы месторождений полезных ископаемых; 12 – магматическая группа (ликвационный класс), сульфидные медно-никелевые с платиноидами и редкоземельными элементами (Dy, Y, Ce) руды в пикритах; 13-15 – карбонатитовая группа (флюидно-магматический класс), 13 – карбонатитоиды кварц-карбонат-альбитового состава с сульфидами меди и платиноидами, 14-15 – карбонатиты линейно-трещинного типа: 14 – сульфидные медно-цинк-свинцовые руды с платиноидами и редкоземельными элементами (Y, TREE) в углеродисто-карбонатных сланцах, 15 – медноколчеданные руды с платиноидами и редкоземельными элементами в карбонатитах линейно-трещинного типа, 16 – свинцовые руды с редкоземельными элементами в углеродисто-карбонатных сланцах; 17 – гидротермальная группа (золото).

Рудопрооявления: 1 – Каратургай, 2 – Северный Акжал, 3 – Восточный Акжал, 4 – Барха, 5 – Заречное, 6 – Крестовое-Увальное, 7 – Майке, 8 – Бошке, 9 – Коргасын, 10 – Ажин, 11 – проявление №76, 12 – проявление № 6, 13 – проявление № 60.

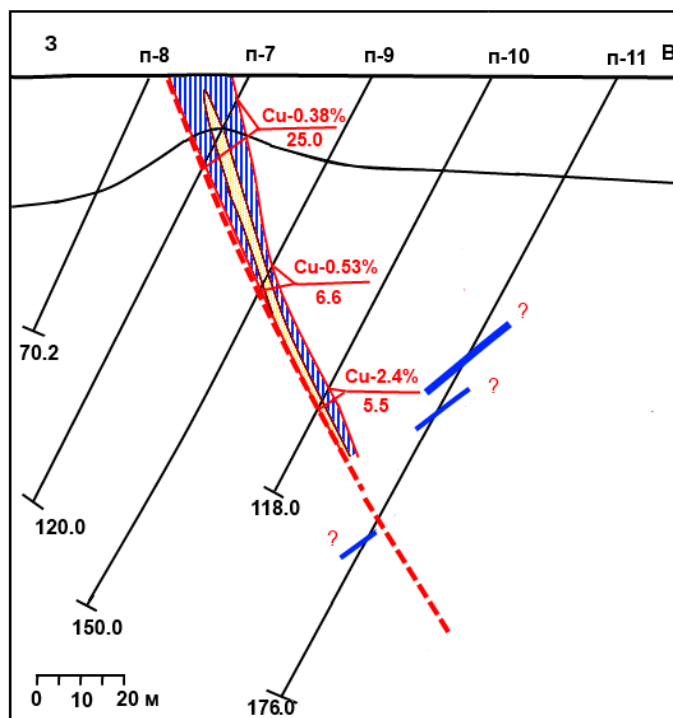


Рисунок 2.2 – Разрез по профилю поисковых скважин п-8 – п-11.

2.1 Методы исследования

Состав медноколчеданных руд и породообразующих минералов карбонатитов были изучены в секторе минералогии ТОО ИГН им. К.И.Сатпаева (Алматы) с помощью энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY, фирмы OXFORD INSTRUMENTS, Англия, установленного на электронно-зондовый микроанализатор Superprobe 733, фирмы JEOL, Япония (ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 25 нА, диаметр зонда 1-2 мкм). В качестве образцов сравнения при анализе сульфидов использовали: для МПГ – чистые металлы, для РЗЭ (А) – искусственные соединения (А) PO_4 , для Fe, Cu, S – CuFeS_2 , для Pb – PbS , для Zn – ZnS , для остальных элементов – чистые металлы. Результаты анализов нормировали на 100%. Все фото были выполнены в режиме обратно-рассеянных электронов, в котором контраст на изображении зависит от среднего атомного номера фазы $\bar{Z}$. Чем больше $\bar{Z}$, т. е. чем больше тяжёлых элементов, тем светлее эта фаза на изображении.

Атомно-эмиссионный полуколичественный спектральный анализ выполнялся в лаборатории минералогии ТОО ИГН (Алматы) на дифракционном спектрографе ДФС-13 с дифракционной решеткой 500 штрихов на мм. Обратная линейная дисперсия прибора составляла 0,4 нм/мм, разрешающая сила спектрографа близка теоретическому и составляла 720000. В качестве источника излучения спектров использовалась дуга электрического тока силой 14 ампер. Спектры фотографировались на фотопластинки ПФС-03 в ультрафиолетовой области.

Рентгенодифрактометрический анализ проведен на автоматизированном дифрактометре ДРОН-3 с $\text{Cu K}\alpha$ – излучением, β -фильтр. Условия съемки дифрактограмм: $U=35$ кВ; $I=20$ мА; съемка θ - 2θ ; детектор 2 град/мин. Рентгенофазовый анализ на полуколичественной основе выполнен по дифрактограммам порошковых проб с применением метода равных навесок и искусственных смесей. Определялись количественные соотношения кристаллических фаз. Интерпретация дифрактограмм проводилась с использованием данных картотеки ICDD: база порошковых дифрактометрических данных PDF2 (Powder Diffraction File) и дифрактограмм чистых от примесей минералов.

Термический анализ выполнялся на дериватографе Q-1000/D системы F.Paulik, J.Paulik и L. Erdey фирмы «MOM», (Будапешт). Метод основан на регистрации прибором изменений термохимических и физических параметров вещества, которые могут быть вызваны при его нагревании. Термохимическое состояние пробы описываются кривыми: T (температурной), DTA (дифференциальной термоаналитической), TG (термогравиметрической) и DTG (дифференциальной термогравиметрической), Последняя из представленных кривых является производной от TG-функции. Съемка осуществлялась в воздушной среде, в диапазоне температур 20-1000°C. Режим нагревания –

динамический ($dT/dt = 10 \frac{\text{град}}{\text{мин}}$), эталонное вещество – прокаленный Al_2O_3 , навеска образца – 100 мг чувствительность весов – 100 мг на шкалу в 200 мм.

Из скважины №10 был отобран керн на глубине 100 м (рис. 2.3), из которого были изготовлены аншлифы (рис. 2.4) для дальнейших минералогических исследований.

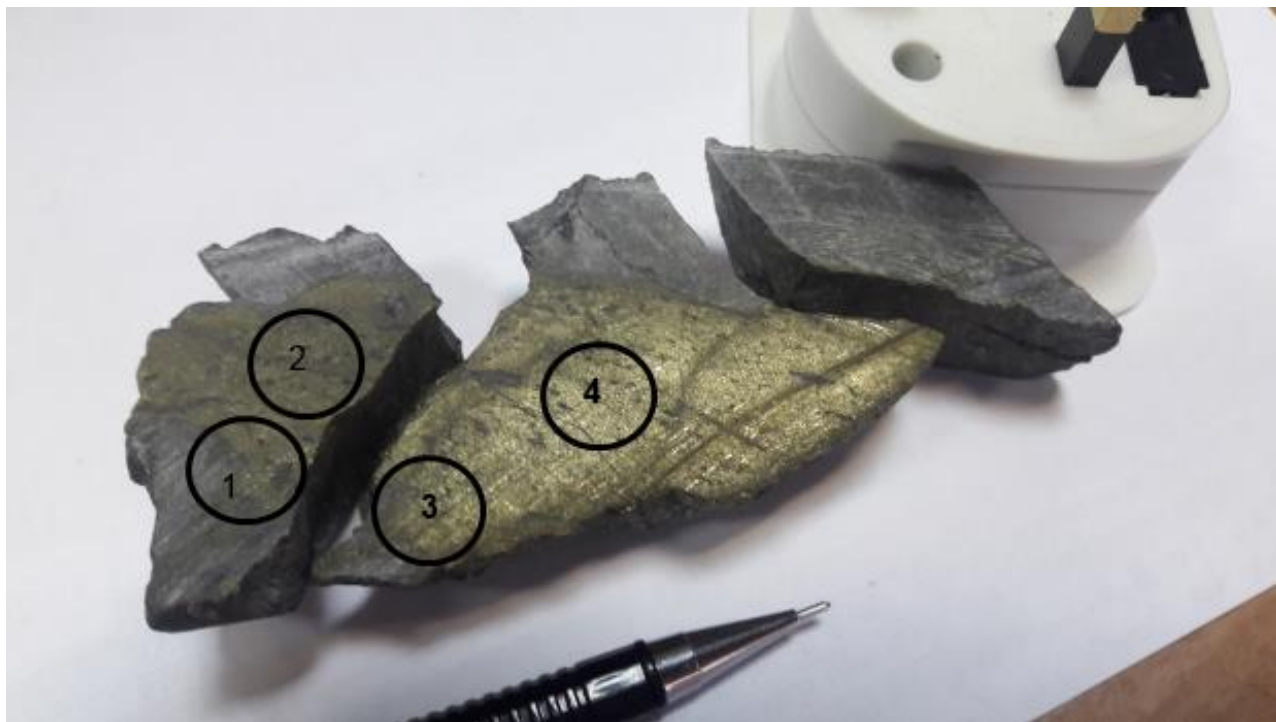


Рис. 2.3 На фотографии указаны места отбора образцов на аншлифы из керна скважины номер п-10.

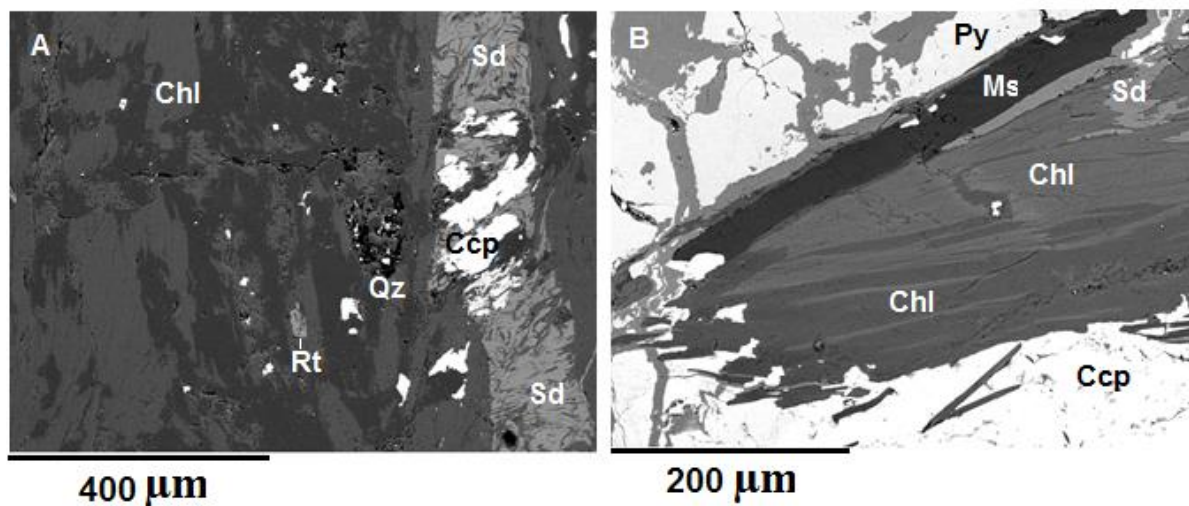


Рисунок 2.4 – Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа керна скважины п-10.

А. Кварц-рутил-сидерит-хлоритовые сланцы, вмещающие медноколчеданные руды. В. Ксенолит сидерит-мусковит-хлоритовых сланцев. Хлорит (Chl); кварц (Qz); мусковит (Ms); рутил (Rt); сидерит (Sd); халькопирит (Ccp); пирит (Py).

2.2 Петрографическое описание

Кварц-рутил-сидерит-хлоритовые сланцы, вмещающие медноколчеданные руды, сложены кварцем (2.0 %), железистым, железомagneзиальным карбонатом, более всего сидеритом (10-20%), рутилом (5.0-7.0 %) и железисто-магнезиальным хлоритом.

По химическому составу хлорит, слагающий основную массу породы, приближается к клинохлору, по классификации А.Г. Бетехтина [39], обогащенным FeO (до 27.08 %) и отчасти Al_2O_3 (23.62 %). Высокий уровень содержания Al_2O_3 при пересчете на нормативный состав дает корунд (21.50). Также клинохлор характеризуется высокими содержаниями нормативного оливина (53.51) и гиперстена (27.10), что не исключает его образование по ультраосновным породам. Он почти постоянно содержит примеси Cr_2O_3 (1.49 %), CuO (0.70 %) и редко V_2O_5 (0.48 %).

Рутил образует пластинки, как правило, ориентированные параллельно слоистости, отмечающейся в сланцах. Он содержит примеси Al_2O_3 (3.10 %), FeO (3.94 %) и MgO (5.20 %).

Хлориты прослоены железистым, железисто-магнезиальным карбонатом (сидеритом), в который проникают мелкие чешуйки хлорита, что создает впечатление их сингенетичности. Уровень содержания FeO не превышает 60 %, в составе примесей встречаются такие оксиды как: CaO (2.86 %), CuO (0.99 %), MgO (1.24 %), MnO (0.37 %), SO_3 (0.32 %).

Кварц выполняет трещины и пустоты, нередко ассоциирует с сидерит-хлорит-сульфидной массой. Редко в кварце встречаются микровключения хромита, содержащие редкоземельные элементы (Y, La, Ce), фосфаты, слагающие прожилки в халькопирите, также содержат элементы цериевой подгруппы. Часто встречаются хорошо ограненные кристаллики циркона и апатита.

Сидерит и хлорит содержат включения или сами заключены в сульфиды, большей частью в халькопирит (рисунок 2.4, А), а также присутствует виоларит, пирит, пирротин, сфалерит. В халькопирите встречаются микроскопические зерна сульфидов железа, меди, свинца и рения, виоларит и сфалерит содержат примеси Hg и Cd. Также в халькопирите встречаются включения минералов кобальтин-герсдорфитового ряда, содержащие Pt, Ir, Rh, Ru, Os, образующие микроминералы и фазы, мелонит и вавринит напротив содержат только Pd [38].

Полуколичественный рентгенофазовый анализ кристаллических фаз сидерит-кварц-рутил-хлоритовых сланцев указывает на присутствие альбита (45.8%), хлорита (32.0%), кварца (13.0%), кальцита (6.2%), сидерита (3.1%). Присутствие карбонатов в составе сланцев установлено и термическим анализом, указывающим на их мантийное происхождение.

По результатам атомно-эмиссионного полуколичественного спектрального анализа (аналитик к.н.-м.н. Озерова Т.А.) сланцы содержат в значимых концентрациях: Y (30 г/т), La (30 г/т), Ce (70 г/т), V (200 г/т), Cr (150 г/т), а также Ba (0.02 %), Mn (0.02 %), As (0.01 %), Pb (<0.002 %), Sb (<0.002 %), при крайне высоких содержаниях Cu (>1.0%) [38].

Сидерит-мусковит-хлоритовые сланцы слагают линейно вытянутые прослои или ксенолиты, заключённые в рудную массу. Минеральные составы сланцев и их взаимоотношения с рудными минералами показаны на рисунке 2.4.

Хлорит слагает большую часть сланцев и по химическому составу отвечает в целом клинохлору (таблица 1). Более темные его полосы обогащены MgO (17.73 %), но обеднены Al_2O_3 (19.64 %), FeO (31.50 %) при этом светлые полосы содержат V_2O_5 (0.33 %), Cr_2O_3 (1.34 %), MnO (0.51 %). По отношению к хлориту из кварц-рутил-сидерит-хлоритовых сланцев клинохлор сидерит-мусковит-хлоритовых сланцев несколько обеднен MgO, однако он в целом содержит больше Cr_2O_3 .

Мусковит (таблица 1) по уровню содержания Cr_2O_3 (3.17 %) отвечает фукситу. С фукситом ассоциирует сидерит с примесями MgO (0.65 %), MnO (0.32 %) и CaO (2.20 %).

Мусковит и клинохлор характеризуются высокой температурой полного плавления.

За пределами рудной зоны установлены прожилки углеродсодержащих и графит-мусковит-клинохлор-альбитовых сланцев пронизаны тонкими прожилки карбонат железистого алюмосиликата содержащего до 15 % LREE.

Нормативный минеральный состав клинохлора кварц-рутил-сидерит-хлоритовых и сидерит-мусковит-хлоритовых сланцев дает нам право предположить, что данные породы есть продукт метаморфизма щелочных ультраосновных пород, вероятнее всего пикритов. На щелочную природу исходного материнского материала указывает и присутствие постмагматических продуктов (фосфатов), содержащих элементы цериевой подгруппы. Этот вывод согласуется и с присутствием в составе коры выветривания, вскрытой скважиной номер семь в интервале глубин от 19,2 до 24,0 м в профиле рудной зоны, монтмориллонита (таблица 1.1), который образуется, как правило, по основным и ультраосновным горным породам [39].

По данным Р.А. Нсанова [40] мусковитсодержащие сланцы характеризуются ярко выраженной иттриеносностью.

Ассоциация карбоната, сидерита, апатита, сфена, альбита, кварца, граната (**пироп-альмандинового ряда**), хромсодержащего мусковита и обогащенного хромом клинохлора и их пространственная связь с графит-кварц-хлоритовыми сланцами позволяет рассматривать их составной частью силицит-карбонат-углеродистого комплекса, отражающего состав ростового расплава мантийного происхождения. Интенсивно рассланцованный материал углерода, клинохлора

и карбоната обогащен сульфидами, которые, как правило, встречаются на плоскостях рассланцевания. Углеродистый материал проникает в клинохлор-карбонат-кварцевый материал, как и обратно. Часто можно наблюдать, этот материал пронизан тонкими прожилками сульфидов [38].

В составе кор выветривания по кварц-рутил-сидерит-хлоритовым, сидерит-мусковит-хлоритовым сланцам, наряду с апатитом, сфеном, ильменитом, гранатом, цирконом встречаются желваки черчита [40]. Неодимовая разновидность черчита является основным источником иттрия, европия и тяжелых лантаноидов. Черчиты, по мнению [40], являются продуктом изменения микровключений реликтовых относительно устойчивых TR-минералов типа паризита, ксенотима, монацита.

В составе медноколчеданных руд установлено присутствие рения. Все это указывает на комплексную специализацию медного колчедана карбонатитов Маятасского рудного района. По мнению Ю.А. Литвина [41] силицит-карбонат-углеродистый расплав является высокоэффективной алмазообразующей средой, что установлено экспериментально. Присутствие алмаза в составе графитов карбонатитов описываемого комплекса было еще ранее доказано В.А. Чевердиным и Ю.А. Смеловым (1988). Этот вывод вполне согласуется с присутствием фуллерена и алмаза в графит-мусковит-полевошпат-кварцевых сланцах Керегешинского рудного поля, что обнажается юго-западной г. Аркалык [42], которые находятся в переслаивание с порфиритоидами рассекающими контрастную базальт-риолитовую карасулейменская толщу. По данным С.С. Чудина [42] содержание графита в этих сланцах достигает 4.12 %, большая часть которого составляет тонкие чешуйки мощностью менее 1.0 мм с температурой выгорания 900⁰C. В углеродсодержащие сланцы также установлены незначительные концентрации платины и палладия, что указывает на неорганическое происхождение углерода.

Карбонатиты довольно широко представлены в районе поселка Коргасын (Кургасын) [43], что лежит в излучине реки Кара-Тургай (рис. 2.1). Здесь в составе хлорито-альбитовой толщи встречаются карбонатизированные мусковито-альбитовые и карбонатизированные графитсодержащие мусковито-хлорито-кварцевые сланцы, аналогичные тем что были описаны С.С. Чудиным [7] на Керегешинском рудном поле и нами в пределах проявления Майке [44]. Важно отметить, что графит-мусковит-кварцевые и графит-мусковит-хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы этих комплексов содержат колчеданно-полиметаллические оруденения. В районе Керегешин сульфиды, в составе графитсодержащих пород, достигают 15% (пирротин, пентландит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, кубанит, арсенопирит, борнит), присутствие полисульфидной ассоциации, аналогичной по составу таковым карбонатитам Майке, не исключает обнаружение платиноидов.

По данным Трусовой и Вишневецкой [4] акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, турмалином, гранатом (3%),

графитом (до 12%). Химический состав граната: альмандин ($\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$)-50 мол.%, гроссуляр ($\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$)-32 мол.%, пироп ($\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$)-7 мол.%. Редко циркон, апатит и титанит образуют округлые зерна, размером до 0.02 мм.

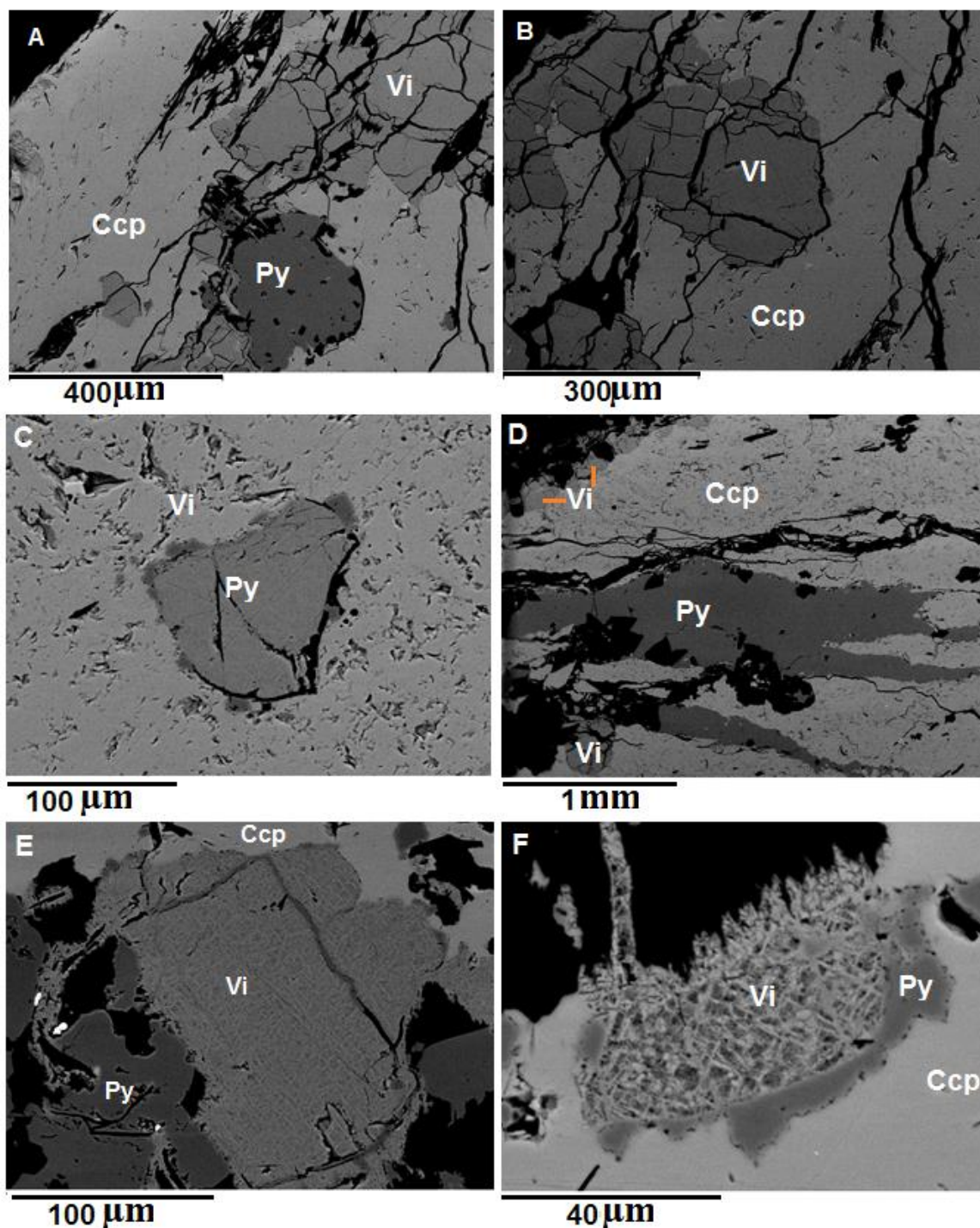


Рисунок 2.5 – Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа рудных минералов керна скважины п-10 (аншлиф первый срез).

Ссп – халькопирит; Py -пирит; Vi - виоларит; Sp – сфалерит; Cob – кобальтин; Mel – мелонит; Tes – тестибиопалладит. А. Общий вид соотношений рудообразующих минералов. В. Взаимоотношения виоларита с халькопиритом. С. Нарастание зерна пирита на виоларите.

Д. Проникновение пирита в халькопирит. Е, F. Примеры сетчатых структур распада виоларита.

Как отмечает Г.П. Зарайский [45] парагенезис турмалина с мусковитом, указывает на хлоридно-борнокислый состав растворов, под воздействием которых происходит гидротермальные изменения пород.

Выходы карбонатитов в районе поселка Коргасын сопровождаются литогеохимическими ореолами Y, Yb, La и Au, также Pb, Ag, W, Y, Li, что дает основание провести параллель с карбонатитами Маятасского рудного района. К ореолам Pb, Ag, W, Y, Li приурочено месторождение свинца с пиритом и халькопиритом. По данным Л.А. Мирошниченко и А.В. Попова [46] галенитовые руды содержат редкоземельную минерализацию в виде мелких включений фтор - карбонатов и фосфатов. Состав фтор-карбонатов (в %): La - 22.5, Ce - 36.1, Pr - 6.2, Nd - 20.0, Sm - 3.0, Gd - 5.7, Te - 0.6 и Y - 1.5; фосфатов: La - 22.7, Ce - 42.3, Pr - 6.0, Nd - 19.0, Sm - 4.4, Eu - 0.4, Gd - 5.2. Его аналогом является месторождение Заречное, полиметаллические руды которого наряду с галенитом содержат сфалерит, смитсонит, а также Au, Ag, Pt, Pd и РЗЭ (Y, Yb).

В существующих объемных моделях вертикальной зональности оруденения карбонатитовых массивов plutонического типа, как правило, выше гематитовых и барит-стронцианитовых месторождений располагаются ториево-редкоземельные с сульфидами меди, свинца и цинка проявления, к которым приурочены к анкерито-доломитовые жилы [47]. Для описываемого нами типа характерно присутствие графит-мусковит-клинохлор-углеродистых и графит-мусковит-клинохлор-карбонат-кварцевых жил содержащих медноколчеданные руды, обогащенные платиноидами и редкоземельными минералами.

2.3 Минерлогия

Учитывая, что знание состава руд и форм нахождения благородных металлов (металлов группы платины), редких и редкоземельных элементов значительно могут повлиять на экономическую ценность рудопроявления Майке, то нами были проведены детальные минералогические исследования.

В составе прожилка мощностью до 35 см, вскрытого скважиной на глубине 100 м были, установлены: халькопирит (> 95 %), виоларит, пирит, сфалерит, пирротин (в порядке убывания), нерудные минералы представлены сидеритом и гематитом.

Микровключения в халькопирите представлены самородным серебром (78.18% Ag), теллуридом серебра (Ag_2Te), акантитом (Ag_2S), кобальтином (CoAsS), герсдорфитом (NiAsS), минералами кобальтин-герсдорфитового ряда с Pt, Ir, Rh, Ru, Os, вавринитом ($\text{Ni}_2\text{SbTe}_2 + \text{Pd} + \text{Ag}$), сперрилитом (PtAs_2), тестибиопалладитом ($\text{Pd}(\text{Sb}, \text{Bi})\text{Te}$), мелонитом (NiTe_2), галенитом (PbS), ульманнитом (NiSbS), фосфатом, фторфосфатом с РЗЭ и алюмосиликатом с легкими РЗЭ, также обнаружены фазы $(\text{Pb}, \text{Ag})\text{Te}$ и PbTe . Особую группу

микровключений образуют многочисленные минеральные фазы сульфидов Re, Mo, Cu, Fe, Pb Bi [38].

2.3.1 Основные рудные минералы.

Халькопирит (CuFeS_2) слагает основную массу руды (более 95%), с ним ассоциируют все ниже описанные минералы (рис.2.5). Химический состав халькопирита приведен в таблице 2.1 (1-5). В халькопирите примеси платиноидов и РЗЭ не обнаружено. Учитывая средний химический состав (35.20% S, 30.32% Fe, 34.52% Cu) халькопирита, его кристаллохимическая формула имеет вид $\text{Cu}_{1.0}\text{Fe}_{1.0}\text{S}_{2.02}$ при крайне малом избытке серы.

Виоларит (FeNi_2S_4) представляет собой полную псевдоморфозу по пентландиту (таблица 2.1, 5-10), в которой сохраняется типичная для пентландита спаянность. Зерна виоларита имеют неправильную форму, их размер достигает 500 мкм (рис. 2.5). В качестве примеси в виоларите присутствуют Co (<1.25%), реже отмечаются беспримесные формы. Крайне редко он содержит микровключения теллурида серебра. Средний химический состав виоларита (n=6) следующий: 42.54% S, 21.32% Fe, 34.03% Ni. Его кристаллохимическая формула с учетом среднего химического состава имеет вид $(\text{Fe}_{1.19}\text{Ni}_{1.81})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.14}$. В целом в виоларите отмечается избыток серы и железа. Встречено единичное зерно виоларита с сетчатой структурой распада (рисунок 2.5, Е).

Пентландит ($\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Fe},\text{Co},\text{Ni})\text{S}_8$) встречается крайне редко. Он сильно обогащен серой.

Пирротин ($\text{Fe}_{1.0}\text{S}_{1.14}$) встречается крайне редко, и он характеризуется избыточным содержанием сера.

Пирит (FeS_2) слагает ксеноморфные зерна размеров до 200 мкм, погруженные в халькопирит. Отмечаются случаи нарастание пирита (100 мкм) на зерне виоларита (рис. 2.5). Нередко можно наблюдать, как пирит по трещинам проникает в халькопирит. В качестве примеси почти постоянно присутствует Ni (0.41-3.71 %) и значительно реже – Cu (0.63-0.75%). Высокие концентрации Ni (2.67-3.71%) характерны для пирита, ассоциирующего с виоларитом. Также в этом пирите отмечается незначительный недостаток серы ($\text{Fe}_{0.97}\text{Ni}_{0.06}\text{S}_{1.97}$). Стехиометрическая формула пирит имеет вид $\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{2.00}$, развивающийся по трещинам и слагающий отдельные зерна в халькопирите [38].

Сфалерит ($(\text{Zn},\text{Fe})\text{S}$) встречается крайне редко и часто совместно с микровключениями кобальтина (рис. 2.6). Он, как правило, содержит примесь Cd (0.66-0.76 %) и Cu (0.80-1.30%), но недосыщен Fe (6.77-7.03%). Исходя из среднего химического состава (32.28% S, 6.89% Fe, 1.10% Cu, 0.72% Cd, 56.70% Zn) сфалерита, его кристаллохимическую формулу можно представить как $\text{Zn}_{0.86}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.02}\text{S}_{1.03}$ при крайне малом избытке серы. Сфалерит, встречающийся в ассоциации с акантитом, не содержит Cd, но обогащен Fe (8.45%), Cu (2.46%) и не испытывает избытка серы ($\text{Zn}_{0.79}\text{Fe}_{0.14}\text{Cu}_{0.04}\text{S}_{1.00}$).

Таблица 2.1. Химический состав сульфидов по данным электронного микрозонда.

№ п/п	Минерал	S	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Er	Cd	Cr	F
Основной рудный минерал											
1	Халькопирит	34,97	30,13	34,89							
2	Халькопирит	35,36	30,41	34,22							
3	Халькопирит	34,97	30,13	34,89							
4	Халькопирит	35,30	30,60	34,07							
5	Халькопирит	37,28	29,43	33,19	0,10						
Второстепенные рудные минералы											
6	Виоларит	42,58	21,17		1,24	35,01					
7	Виоларит	43,26	20,68		1,25	34,82					
8	Виоларит	43,02	21,45		0,36	34,90					
9	Виоларит	43,37	22,34			34,89					
10	Виоларит	41,54	22,09		1,20	31,43					
11	Виоларит	41,44	20,17		0,69	33,15					
12	Виоларит	40,56	23,60	0,92	1,44	29,90				0,53	1,34
13	Виоларит	39,16	23,43	1,30	1,02	28,79				0,91	
14	Пентландит	35,75	33,56		1,04	30,13					
15	Пентландит	35,28	32,78		1,31	30,16					
16	Пирротин	39,12	59,68								
17	Пирит	53,62	46,38								
18	Пирит	52,67	41,65	0,74		3,71					
19	Пирит	53,06	45,29			0,60					
20	Пирит	52,56	45,00			0,42					
21	Пирит	52,03	45,03	0,63		0,41					
22	Пирит	51,31	44,01			2,69					
23	Пирит	53,29	45,37	0,75		0,50					
24	Сфалерит	33,59	6,77	0,80			58,12		0,72		
25	Сфалерит	32,94	7,03	1,30		0,41	55,38		0,72		
26	Сфалерит	33,21	6,83	1,17			56,61		0,76		
27	Сфалерит	33,37	6,91	1,14			56,69		0,66		
28	Сфалерит	33,86	8,45	2,46			54,65				
29	Сфалерит	33,04	8,02	1,38			54,77				
30	Сфалерит	34,21	8,90	3,68			53,33				

Кристаллохимические формулы.

- $\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{2.0}$;
- $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.04}$;
- $\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{2.0}$;
- $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.0}$;
- $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.0}\text{S}_{2.21}$
- $\text{Fe}_{1.17}\text{Ni}_{1.83}\text{Er}_{0.02}\text{S}_{4.08}$;
- $\text{Fe}_{1.15}\text{Ni}_{1.85}\text{Er}_{0.02}\text{S}_{4.20}$;
- $\text{Fe}_{1.18}\text{Ni}_{1.82}\text{S}_{4.11}$;
- $\text{Fe}_{1.21}\text{Ni}_{1.79}\text{S}_{4.08}$;
- $\text{Ni}_{1.69}\text{Fe}_{1.25}\text{Co}_{0.06}\text{S}_{4.09}$;
- $\text{Ni}_{1.81}\text{Fe}_{1.15}\text{Co}_{0.04}\text{S}_{4.14}$;
- $\text{Ni}_{1.59}\text{Fe}_{1.31}\text{Co}_{0.07}\text{Cr}_{0.03}\text{S}_{3.93}$;
- $\text{Ni}_{1.56}\text{Fe}_{1.33}\text{Co}_{0.06}\text{Cr}_{0.05}\text{S}_{3.88}$;
- $\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Fe}_{0.75},\text{Co}_{0.14},\text{Ni}_{0.11})\text{S}_{8.93}$
- $\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Fe}_{0.67},\text{Co}_{0.18},\text{Ni}_{0.15})\text{S}_{8.75}$
- $\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{1.14}$;
- $\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.00}$;
- $\text{Fe}_{0.91}\text{Ni}_{0.08}\text{Cu}_{0.01}\text{S}_{2.00}$;
- $\text{Fe}_{0.98}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{2.01}$;
- $\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{2.00}$;
- $\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}\text{Cu}_{0.01}\text{S}_{1.99}$;
- $\text{Fe}_{0.97}\text{Ni}_{0.06}\text{S}_{1.97}$;
- $\text{Fe}_{0.98}\text{Ni}_{0.01}\text{Cu}_{0.01}\text{S}_{2.00}$;
- $\text{Zn}_{0.88}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.01}\text{S}_{1.04}$;
- $\text{Zn}_{0.85}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.02}\text{Ni}_{0.01}\text{S}_{1.02}$;
- $\text{Zn}_{0.86}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.02}\text{S}_{1.02}$;
- $\text{Zn}_{0.86}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.02}\text{S}_{1.03}$;
- $\text{Zn}_{0.81}\text{Fe}_{0.15}\text{Cu}_{0.04}\text{S}_{1.03}$;
- $\text{Zn}_{0.85}\text{Fe}_{0.15}\text{Cu}_{0.02}\text{S}_{1.07}$;
- $\text{Zn}_{0.84}\text{Fe}_{0.16}\text{Cu}_{0.06}\text{S}_{1.09}$.

2.4 Микровключения платиноидов и редкоземельных элементов

Ряд кобальтин – герсдорфит. Ni-Co-сульфоарсениды в основном представлены промежуточными членами ряда кобальтин-герсдорфит никелистым кобальтином и реже кобальтином, феррокобальтином и герсдорфитом. Они образуют минералы двух типов, зональные и незональные кристаллы, которые слагают гирлянды кристаллов и одиночные хорошо ограненные прямоугольные, ромбические, пятигранные и шестигранные пластинки (рис.2.6). Максимальный размер одиночных пластинок не превышает 30 мкм, как правило, их величина составляет от 5 до 15 мкм. Нерезко можно наблюдать его соседство со сфалеритом (рис. 2.6, В). Также он часто обрастает мелонитом, тестибиопалладитом, теллуридом серебра и магнетитом. Мышьяк значительно преобладает над серой независимо от уровня содержания Co и Ni.

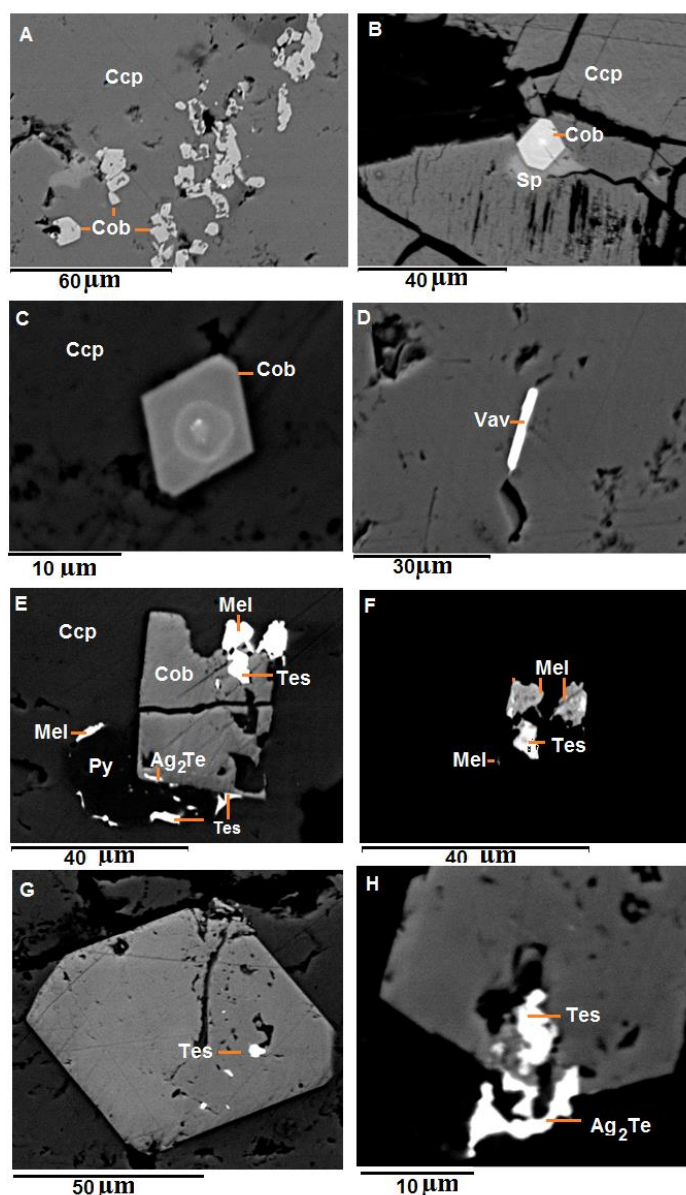


Рисунок – 2.6. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа рудных минералов керна скважины п-10 (аншлиф первый срез). **А** Характер прорастания халькопирита кобальтином, образующего сплошные массы, зерна неправильной, реже идеально ограненные формы. **В-С.** Идеальные кристаллы зонального никелистого кобальтина: **В.** Яркое зерно в центре – Pt, **С.** Яркое зерно в центре и кольцо содержат Ru, Rh, Os, Ir, Pt. **Д.** Удлиненная пластинка вавринита (Ni_2SbTe_2). **Е.** Характер прорастания халькопирита минералом кобальтин-герсдорфитового ряда и его мелонитом, тестибиопалладитом и Ag_2Te . **Ф.** Пример отличия минералов по среднему атомному номеру фазы ($Z_{\text{ср.}}$). Чем больше $Z_{\text{ср.}}$, т. е. чем больше тяжёлых элементов, тем светлее эта фаза на изображении (мелонит $Z_{\text{ср.}}=44$, тестибиопалладит $Z_{\text{ср.}}=55$). **Г.** Никелистый кобальтин с микровключением тестибиопалладита. **Н.**

Никелистый кобальтин с микровключениями тестибнопалладита и теллурида серебра.

Герсдорфит (NiAsS) по составу приближается к стехиометрической формуле $\text{Ni}_{1.02}\text{As}_{0.99}\text{S}_{0.99}$. Из примесей в составе герсдорфита присутствует Sb (1.60%), Fe (0.2%) и Co (0.1%).

Кобальтин (CoAsS) встречается чаще, чем герсдорфит (таблица 2.2). Он слагает грозди и одиночные шестигранные, реже ромбические кристаллы (рис. 2.6, А) и, как правило, кобальтин незональный. По отношению к стандартному кобальтину [39] он обогащен Ni (<9.20%), и, как правило, присутствует примесь Fe (4.83-5.97%) и Cu (1.08-2.93%).

Средний химический состав кобальтина рассчитанный по 5 анализам следующий: 22.18%Co, 7.56%Ni, 5.69% Fe, 20.18% S, 42.33% As. Его теоретическая формула с учетом среднего химического состава имеет вид $(\text{Co}_{0.62}\text{Ni}_{0.11}\text{Fe}_{0.17}\text{Cu}_{0.04})_{1.04}\text{As}_{0.93}\text{S}_{1.03}$. В кобальтине постоянно отмечается недостаток мышьяка.

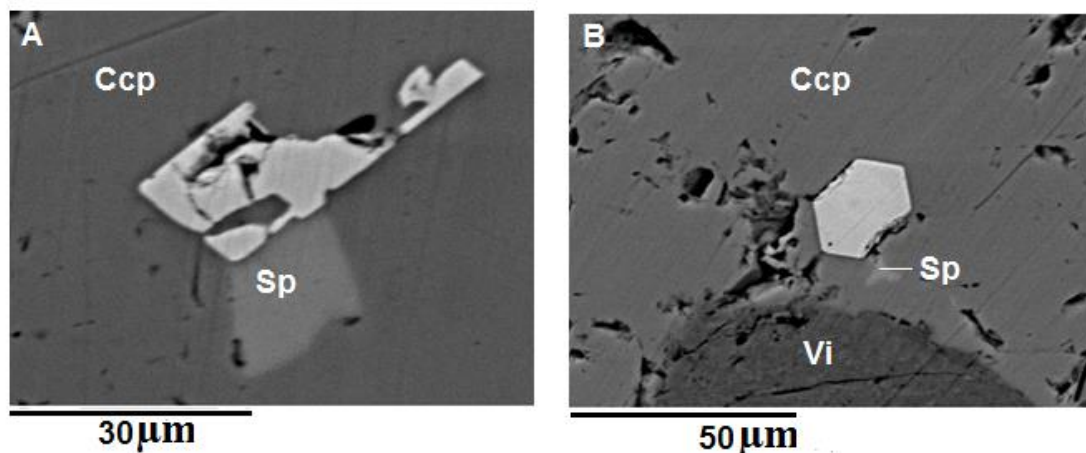


Рисунок –2.8. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа незонального никелистого кобальтина.

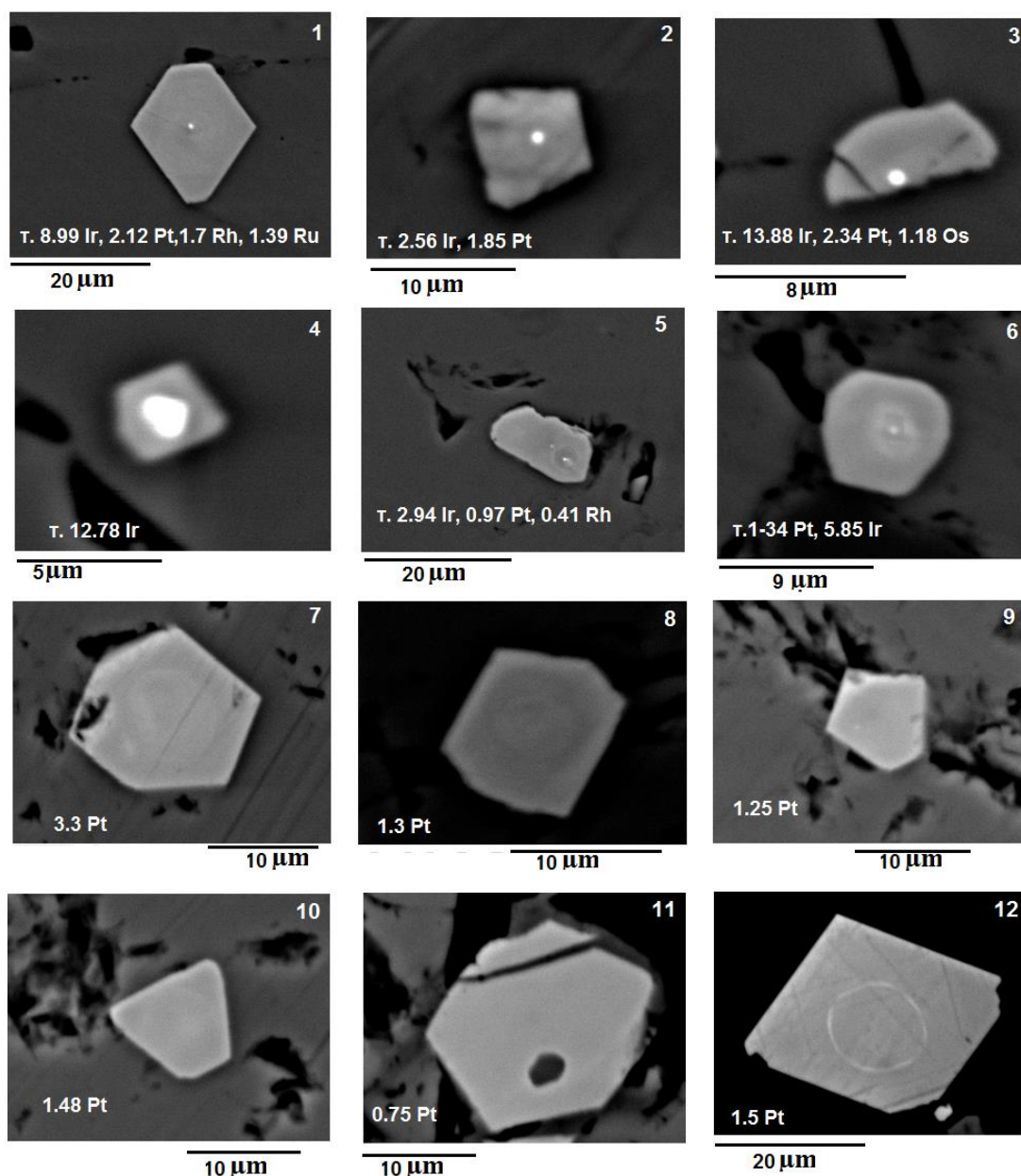


Рисунок – 2.7. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа зональных минералов никелистого кобальтина с идиоморфными (1-3) ядрами, ксеноморфными выделениями (7-12) и смешанными (4-6) типами платиноидов.

Никелистый кобальтин (NiCoAsS) представлен зональными и незональными кристаллами, которые существенно различаются по цвету. Зональные кристаллы имеют светлый и матовый оттенок, что обусловлено присутствием платиноидов. *Незональные кристаллы никелистого кобальтина* имеет серую окраску, отдельные его кристаллы достигают 90 мкм в поперечнике, они хорошо огранены и представлены шестигранниками и прямоугольниками (рисунок 2.6, 2.7), крайне редко

встречаются его скелетные кристаллы (рисунок 2.7). Он содержит микровключения тестибиопалладита, мелонита и теллурида серебра, которые вместе с никелистым кобальтином заключены в халькопирит. Отдельные микровключения незонального никелистого кобальтина обогащены эрбием ($<7.32\%Er$) и часто содержат примесь меди ($<7.72\%Cu$).

Несмотря на слабую разницу химического состава незонального никелистого кобальтина, все же были рассчитаны две формулы с учетом их различия по содержанию мышьяка и серы. Низкосернистый никелистый кобальтин по химическому составу приближается к стехиометрической формуле $(Ni_{0.53} Co_{0.24} Fe_{0.21} Cu_{0.03})_{\Sigma 1.01} As_{1.00} S_{0.99}$, тогда как в обогащенных серой минералах отчетливо проявлен недостаток мышьяка, что отчетливо видно по формуле $(Ni_{0.44} Co_{0.33} Fe_{0.22} Cu_{0.04})_{\Sigma 1.03} As_{0.94} S_{1.03}$. Недостаток мышьяка отмечен и в незональном кобальтине.

Таблица. 2.2 Результаты микрозондовых анализов (мас.%) незональных минералов кобальтин-герсдорфитового ряда.

№п/п	Минерал	S	Fe	Cu	Co	Ni	As	Sb	Er
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Незональные кристаллы									
1	Герсдорфит	19.0	0.2		0.1	35.70	44.30	1.60	
2	Кобальтин	20.23	4.83	1.39	25.00	6.05	42.50		
3	Кобальтин	20.67	5.69	2.14	23.90	6.19	41.41		
4	Кобальтин	20.72	5.97	2.93	20.46	7.68	42.25		
5	Кобальтин	19.80	5.43	1.48	21.08	8.69	42.51		
6	Кобальтин	20.11	5.37	1.08	20.46	9.20	42.98		
7	NiКобальтин	17.75	7.17	2.73	7.64	12.46	42.25		7.32
8	Ni/кобальтин	20.23	6.7	0.80	13.54	15.33	44.43		
9	Ni/кобальтин	20.52	7.22	1.28	13.37	14.86	43.87		
10	Ni/кобальтин	19.77	8.09	2.00	12.28	14.88	42.98		
11	Ni/кобальтин	19.67	7.14		11.49	16.42	42.84		
12	Ni/кобальтин	20.04	8.20		10.03	18.21	43.52		
13	Ni/кобальтин	20.08	7.70	1.87	10.77	15.22	41.37		
14	Ni/кобальтин	18.96	7.36	1.22	9.37	17.75	43.84		
15	Ni/кобальтин	18.84	7.66	1.80	8.98	16.23	41.45		
16	NiКобальтин	18.89	6.60	0.71	8.57	19.12	44.49		1.40
17	NiКобальтин	18.67	6.59	1.01	7.75	18.68	44.63		1.50
18	NiКобальтин	18.68	6.29	0.33	7.75	21.17	46.37		
19	Feкобальтин	28.12	14.78	12.10	7.85	10.59	29.57		

Кристаллохимические формулы.

- $Ni_{1.02}As_{0.99}S_{0.99}$;
- $(Co_{0.69}Ni_{0.17}Fe_{0.14}Cu_{0.04})_{\Sigma 1.04}As_{0.93}S_{1.03}$;
- $(Co_{0.66}Ni_{0.17}Fe_{0.17}Cu_{0.05})_{\Sigma 1.05}As_{0.90}S_{1.05}$;
- $(Co_{0.57}Ni_{0.21}Fe_{0.17}Cu_{0.08})_{\Sigma 1.03}As_{0.92}S_{1.05}$;
- $(Co_{0.59}Ni_{0.257}Fe_{0.16}Cu_{0.04})_{\Sigma 1.04}As_{0.94}S_{1.02}$;
- $(Co_{0.57}Ni_{0.26}Fe_{0.16}Cu_{0.03})_{\Sigma 1.02}As_{0.94}S_{1.04}$;
- $(Ni_{0.38}Co_{0.23}Fe_{0.22}Cu_{0.08}Er_{0.08})_{\Sigma 1.00}As_{1.01}S_{0.99}$;
- $(Ni_{0.43}Co_{0.38}Fe_{0.20}Cu_{0.02})_{\Sigma 1.02}As_{0.97}S_{1.00}$;
- $(Ni_{0.41}Co_{0.37}Fe_{0.21}Cu_{0.03})_{\Sigma 1.02}As_{0.95}S_{1.04}$;
- $(Ni_{0.42}Co_{0.34}Fe_{0.24}Cu_{0.05})_{\Sigma 1.05}As_{0.94}S_{1.01}$;
- $(Ni_{0.47}Co_{0.33}Fe_{0.21})_{\Sigma 1.01}As_{0.96}S_{1.03}$;

12. $(\text{Ni}_{0.43} \text{Co}_{0.38} \text{Fe}_{0.20} \text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 1.02} \text{As}_{0.97} \text{S}_{1.00}$;
 13. $(\text{Ni}_{0.44} \text{Co}_{0.31} \text{Fe}_{0.23} \text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.02} \text{As}_{0.93} \text{S}_{1.05}$;
 14. $(\text{Ni}_{0.51} \text{Co}_{0.27} \text{Fe}_{0.22} \text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.03} \text{As}_{0.98} \text{S}_{0.99}$;
 15. $(\text{Ni}_{0.49} \text{Co}_{0.26} \text{Fe}_{0.24} \text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.03} \text{As}_{0.96} \text{S}_{1.01}$;
 16. $(\text{Ni}_{0.55} \text{Co}_{0.24} \text{Fe}_{0.20} \text{Cu}_{0.02} \text{Er}_{0.01})_{\Sigma 1.02} \text{As}_{0.99} \text{S}_{0.99}$;

17. $(\text{Ni}_{0.54} \text{Co}_{0.22} \text{Fe}_{0.20} \text{Cu}_{0.03} \text{Er}_{0.01})_{\Sigma 1.00} \text{As}_{1.01} \text{S}_{0.99}$;
 18. $(\text{Ni}_{0.60} \text{Co}_{0.22} \text{Fe}_{0.19})_{\Sigma 1.02} \text{As}_{1.02} \text{S}_{0.96}$;

Форма, размер и характер строения зональных кристаллов никелистого кобальтина отображен на рисунке 2.8. Характерной особенностью строения кристаллов является присутствие, как правило, ярко белого ядра, представленного платиноидами, в центре минерала, от которого отходит кольцо белого или матового цвета (рис. 2.6), также встречаются зерна и по периферии кристалла. Нередко эти кристаллы раздроблены. Встречаются кристаллы, в которых центральное ядро отсутствует и наблюдается только светлое кольцо или широкий ободок матового или белого цвета. Контрастность белого или матового цвета отражает уровень содержания платиноидов (рис. 2.8). Максимальное содержание платиноидов в одном из кристаллов зонального никелистого кобальтина составило 17.40 %, где Ir=13.88, Pt=2.34, Os=1.18. В зональных минералах никелистого кобальтина легкие (Ru, Rh) и тяжелые (Pt, Ir, Os) платиновые металлы находятся вместе (таблица 2.3, (6, 21-22, 30-33). Платиноиды (Pt, Ir, Ru, Rh, Os) образуют микровключения в никелистом кобальтине. Поликомпонентные твердые растворы системы Pt-Ir-Os-Ru-Rh образуют следующие разновидности в порядке убывания концентраций: (Pt, Ir), (Ir, Pt), (Pt, Ir, Ru, Os, Rh), (Ir, Pt, Os), (Ir, Pt, Rh), (Ru, Os), (Ir, Pt, Rh, Ru), (Pt, Os), соединения перечислены в порядке убывания.

В тех случаях, когда в составе никелистого кобальтина присутствует платина и иридий, то формула имеет стехиометрический вид $(\text{Ni}_{0.41} \text{Co}_{0.30} \text{Fe}_{0.26} \text{Cu}_{0.03})_{1.00} (\text{As}_{0.93} \text{Ir}_{0.05} \text{Pt}_{0.02})_{1.00} \text{S}_{1.00}$. Если платиноиды отсутствуют, то в формуле $(\text{Ni}_{0.47} \text{Co}_{0.29} \text{Fe}_{0.23} \text{Cu}_{0.03})_{1.001} \text{As}_{0.97} \text{S}_{1.02}$ выявляется недостаток мышьяка, что также характерно для незональных кристаллов никелистого кобальтина.

Таблица. 2.3. Результаты микрозондовых анализов (мас.%) зонального никелистого кобальтина.

№п /п	Минерал	S	Fe	Cu	Co	Ni	As	Pt	Ir	Rh	Ru	Os
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Зональные кристаллы												
1	Ni/кобальтин	19.39	8.42	1.26	14.56	12.73	42.40					
2	Ni/кобальтин	18.60	8.32	1.14	10.25	14.11	40.46	2.50	4.93			
3	Ni/кобальтин	19.29	7.85	1.23	9.14	16.37	43.09					
4	Ni/кобальтин	18.94	7.76	1.17	10.10	15.74	42.37	2.39	2.99			
5	Ni/кобальтин	18.80	8.10	2.51	9.88	15.70	41.52					
6	Ni/кобальтин	18.42	7.67	2.76	9.06	13.86	39.87	3.93	3.48	0.80		
7	Ni/кобальтин	19.31	7.36	1.25	9.45	17.11	43.46	1.60				

8	Ni/кобальтин	19.00	6.33	1.31	9.72	13.89	43.70	3.30				
9	Ni/кобальтин	19.06	7.14	1.34	10.33	15.70	41.61	1.15				
10	Ni/кобальтин	19.42	7.40	1.97	9.91	15.24	41.72	1.84	1.50			
11	Ni/кобальтин	19.73	7.78	1.59	10.13	15.68	42.67	1.45	0.12			
12	Ni/кобальтин	19.36	7.81	2.03	10.26	15.51	42.96	1.50	0.56			
13	Ni/кобальтин	19.96	8.01	2.41	10.76	14.35	40.11	1.82	1.91			
14	Ni/кобальтин	19.88	8.40	2.08	9.54	16.38	42.22	1.60				
15	Ni/кобальтин	19.05	8.80	1.10	8.69	17.00	41.72	1.17	0.36			
16	Ni/кобальтин	21.41	10.61		10.91	14.73	39.88	0.98				
17	Ni/кобальтин	19.10	7.46	1.83	9.10	17.18	43.61	0.89				
18	Ni/кобальтин	20.78	8.50	2.89	9.49	15.53	41.20	0.98	0.50			
19	Ni/кобальтин	19.01	7.39	1.68	8.57	17.44	43.58	1.48				
20	Ni/кобальтин	19.74	7.57	0.59	12.45	15.84	43.28	0.76				
21	Ni/кобальтин	18.39	6.99	1.64	7.95	16.92	41.66	1.24	1.03	0.30	1.11	0.69
22	Ni/кобальтин	18.46	6.95	2.14	7.65	17.07	41.96	1.98	0.78	0.35	1.94	0.91
23	Ni/кобальтин	20.57	9.49	6.39	6.42	8.09	30.68	2.34	13.88			1.18
24	Ni/кобальтин	19.04	7.67	1.74	9.15	16.22	41.80	0.98	2.98	0.41		
25	Ni/кобальтин	19.25	7.77	1.70	9.79	16.88	42.30	0.65	1.66			
26	Ni/кобальтин	21.87	11.54	6.74	8.83	13.17	37.00	0.63				0.63
27	Ni/кобальтин	19.77	7.18	2.50	9.52	14.65	41.99				2.70	1.69
28	Ni/кобальтин	18.33	5.47	1.39	8.12	13.22	39.49	2.08	8.83	1.68	1.37	
29	Ni/кобальтин	22.03	9.77	6.11	8.10	10.38	35.60	1.13	6.87			
30	Ni/кобальтин	19.69	6.81	2.81	8.30	12.34	38.24	2.48	6.37	1.09	1.87	
31	Ni/кобальтин	18.72	7.18	2.85	8.69	13.21	39.17	1.50	8.23	0.44		

Кристаллохимические формулы.

1. $(\text{Co}_{0.41}\text{Ni}_{0.36}\text{Fe}_{0.25}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.05}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.01}$;
2. $(\text{Ni}_{0.41}\text{Co}_{0.30}\text{Fe}_{0.26}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.00}(\text{As}_{0.93}\text{Ir}_{0.05}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.00}$;
3. $(\text{Ni}_{0.47}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.001}\text{As}_{0.97}\text{S}_{1.02}$;
4. $(\text{Ni}_{0.45}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.00}(\text{As}_{0.95}\text{Ir}_{0.03}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.00}$;
5. $(\text{Ni}_{0.46}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.25}\text{Cu}_{0.07})_{\Sigma 1.06}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.00}$;
6. $(\text{Ni}_{0.41}\text{Co}_{0.30}\text{Fe}_{0.26}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.00}(\text{As}_{0.93}\text{Ir}_{0.04}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.00}$;
7. $(\text{Ni}_{0.49}\text{Co}_{0.27}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.01}(\text{As}_{0.97}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{1.01}$;
8. $(\text{Ni}_{0.41}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.20}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 0.93}(\text{As}_{1.01}\text{Pt}_{0.03})_{\Sigma 1.04}\text{S}_{1.03}$;
9. $(\text{Ni}_{0.46}\text{Co}_{0.30}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.02}(\text{As}_{0.95}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.96}\text{S}_{1.02}$;
10. $(\text{Ni}_{0.44}\text{Co}_{0.28}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 0.99}(\text{As}_{0.94}\text{Pt}_{0.02}\text{Ir}_{0.01})_{\Sigma 0.97}\text{S}_{1.04}$;
11. $(\text{Ni}_{0.45}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.001}(\text{As}_{0.95}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.96}\text{S}_{1.03}$;
12. $(\text{Ni}_{0.44}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.001}(\text{As}_{0.94}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 0.96}\text{S}_{1.01}$;
13. $(\text{Ni}_{0.41}\text{Co}_{0.31}\text{Fe}_{0.24}\text{Cu}_{0.06})_{\Sigma 1.02}(\text{As}_{0.90}\text{Ir}_{0.02}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.93}\text{S}_{1.05}$;
14. $(\text{Ni}_{0.46}\text{Co}_{0.27}\text{Fe}_{0.26}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.03}(\text{As}_{0.93}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.94}\text{S}_{1.03}$;
15. $(\text{Ni}_{0.49.27}\text{Fe}_{0.27}\text{Co}_{0.25}\text{Cu}_{0.03})_{\Sigma 1.004}(\text{As}_{0.94}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.95}\text{S}_{1.01}$;
16. $(\text{Ni}_{0.41}\text{Fe}_{0.31}\text{Co}_{0.30})_{\Sigma 1.02}(\text{As}_{0.87}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.88}\text{S}_{1.09}$;
17. $(\text{Ni}_{0.49}\text{Co}_{0.26}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.03}(\text{As}_{0.96}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.97}\text{S}_{1.00}$;
18. $(\text{Ni}_{0.43}\text{Co}_{0.26}\text{Fe}_{0.25}\text{Cu}_{0.07})_{\Sigma 1.02}(\text{As}_{0.90}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.91}\text{S}_{1.06}$;
19. $(\text{Ni}_{0.50}\text{Co}_{0.25}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.001}(\text{As}_{0.98}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.00}$;
20. $(\text{Ni}_{0.44}\text{Co}_{0.35}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 1.03}(\text{As}_{0.95}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.96}\text{S}_{1.01}$;
21. $(\text{Ni}_{0.50}\text{Co}_{0.23}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 0.99}(\text{As}_{0.96}\text{Ir}_{0.01}\text{Pt}_{0.01}\text{Ru}_{0.02}\text{Os}_{0.01}\text{Rh}_{0.01})_{\Sigma 1.02}\text{S}_{0.99}$;
22. $(\text{Ni}_{0.50}\text{Co}_{0.22}\text{Fe}_{0.21}\text{Cu}_{0.06})_{\Sigma 0.99}(\text{As}_{0.96}\text{Ru}_{0.03}\text{Pt}_{0.02}\text{Os}_{0.01})_{\Sigma 1.03}\text{S}_{0.98}$;
23. $(\text{Fe}_{0.31}\text{Ni}_{0.25}\text{Co}_{0.20}\text{Cu}_{0.18})_{\Sigma 0.94}(\text{As}_{0.74}\text{Pt}_{0.02}\text{Os}_{0.01})_{\Sigma 0.77}\text{S}_{1.16}$;
24. $(\text{Ni}_{0.47}\text{Co}_{0.26}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.01}(\text{As}_{0.94}\text{Ir}_{0.03}\text{Rh}_{0.01}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{0.1.01}$;
25. $(\text{Ni}_{0.48}\text{Co}_{0.28}\text{Fe}_{0.23}\text{Cu}_{0.05})_{\Sigma 1.04}(\text{As}_{0.94}\text{Ir}_{0.01}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.96}\text{S}_{1.00}$;
26. $(\text{Ni}_{0.36}\text{Fe}_{0.33}\text{Co}_{0.24}\text{Cu}_{0.17})_{\Sigma 1.10}(\text{As}_{0.79}\text{Pt}_{0.01}\text{Os}_{0.01})_{\Sigma 0.81}\text{S}_{1.09}$;
27. $(\text{Ni}_{0.42}\text{Co}_{0.27}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.06})_{\Sigma 0.97}(\text{As}_{0.94}\text{Rh}_{0.03}\text{Ru}_{0.02}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.03}$;

28. $(\text{Ni}_{0.40}\text{Co}_{0.25}\text{Fe}_{0.18}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 0.87}(\text{As}_{0.95}\text{Ir}_{0.08}\text{Rh}_{0.03}\text{Ru}_{0.02}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 1.10}\text{S}_{1.03}$;
 29. $(\text{Ni}_{0.30}\text{Fe}_{0.29}\text{Co}_{0.23}\text{Cu}_{0.16})_{\Sigma 0.98}(\text{As}_{0.80}\text{Ir}_{0.06}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.87}\text{S}_{1.15}$;
 30. $(\text{Ni}_{0.37}\text{Co}_{0.24}\text{Fe}_{0.21}\text{Cu}_{0.08})_{\Sigma 0.90}(\text{As}_{0.89}\text{Ir}_{0.06}\text{Rh}_{0.02}\text{Ru}_{0.03}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma 1.02}\text{S}_{1.07}$;
 31. $(\text{Ni}_{0.39}\text{Co}_{0.26}\text{Fe}_{0.22}\text{Cu}_{0.08})_{\Sigma 0.95}(\text{As}_{0.89}\text{Ir}_{0.07}\text{Rh}_{0.01}\text{Pt}_{0.01})_{\Sigma 0.98}\text{S}_{1.03}$;

Встречен один корродированный кристалл ульманнита (NiSbS) в сростках с пиритом и теллуридом серебра (рис. 2.9). Ульманнит имеет широкий спектр элементов-примесей: Ag, Te, Pd, Bi, что характерно для минералов гидротермальных месторождений серебряно-кобальтово-никелевых и кобальтово-никелевых руд.

Таблица. 2.4. Результаты микрозондового анализа (мас.%) ульманнита.

№п/п	Минерал	S	Fe	Sb	Co	Ni	As	Bi	Ag	Te	Pd
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Ульманнит	10.88	1.77	41.28	0.25	18.79	1.23	8.07	7,51	7.26	2.96

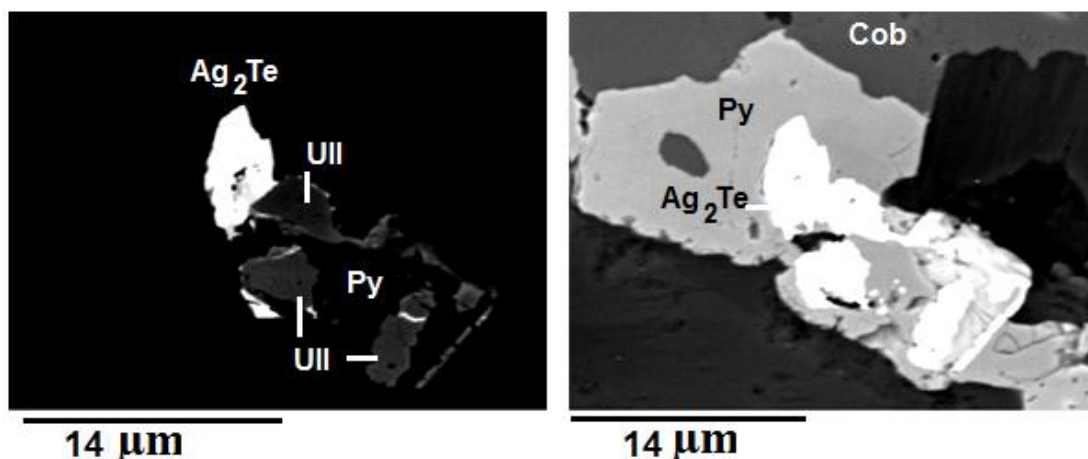


Рисунок – 2.9. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков шлифа незонального никелистого кобальтина, пирита и ульманнита (Ull).

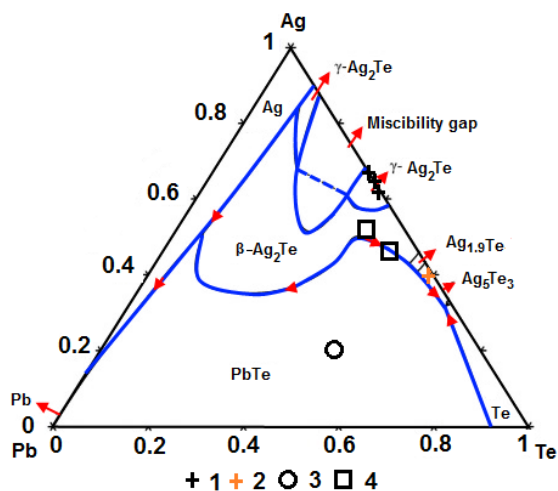


Рисунок 2.10. Проекция ликвидуса тройной системы Ag-Pb-Te (ат%), спроецирована на экспериментальные сплавы [48].

1-2 –теллурид серебра (γ -Ag₂Te): 1 – Ag<61.12%, 2 – Ag=21-11 %; 3 – теллурид свинца PbTe (Pb34.57-37.31%), 4 –теллурид серебра (β -Ag₂Te) (Pb7.84-8.90%).

Теллурид серебра образует кристаллы двух модификаций: β -Ag₂Te, γ -Ag₂Te, что отчетливо можно наблюдать на диаграмме Ag-Pb-Te (ат%) [48]. Он является одним из часто встречающихся микровключений, пространственно ассоциирующих с минералами ряда кобальтин – герсдорфит, халькопиритом и нередко образует двух фазные кристаллы (рис. 2.11,D). Габитус кристаллов теллурида серебра пластинчатый, но чаще они образуют зернышки неправильной, округлой формы размером не более 20 мкм.

β -Ag₂Te содержит примеси свинца (<8.90% Pb) и никеля (<5.53%Ni) на фоне высоких концентраций элементов халькопирита, тогда как γ -Ag₂Te не содержит свинца, а никель встречается спорадически, однако присутствует примесь мышьяка (таблица 2.4).

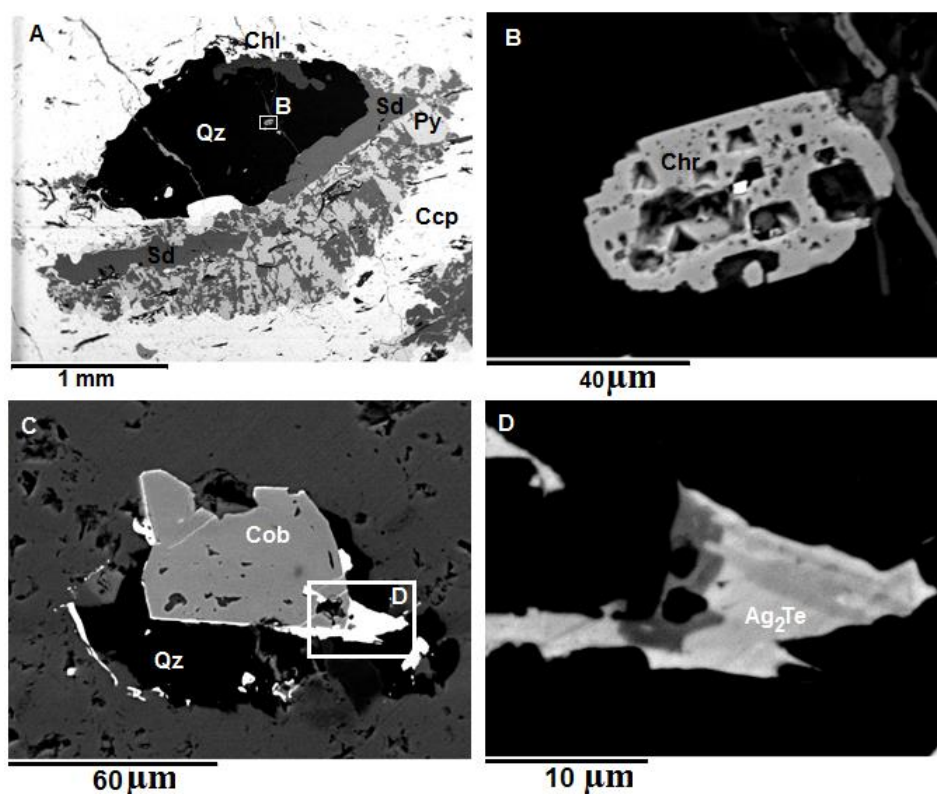


Рисунок – 2.11. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков шлифа микровключений рудных минералов медного колчедана (первый срез). А. Микровключение хромита в зерне кварца, заключенное в сидерит-хлорит-сульфидную массу. В. Скелетный кристалл хромита (Chr),

в центре высвечивается кристаллик редких земель. D-C. Никелистый кобальтин обрастает теллуридом серебра. D. Две фазы теллурида серебра.

Теллурид свинца (PbTe) содержит примесь никеля ($<2.50\%Ni$) при относительно высоком содержании серебра ($<15.62\%Ag$).

Галенит (PbS) распространен гораздо реже, чем теллурид свинца. Он заполняет пустоты и трещины в халькопирите и сидерит-мусковит-хлоритовых сланцах, образуя округлые зерна не более 3-х мкм в диаметре.

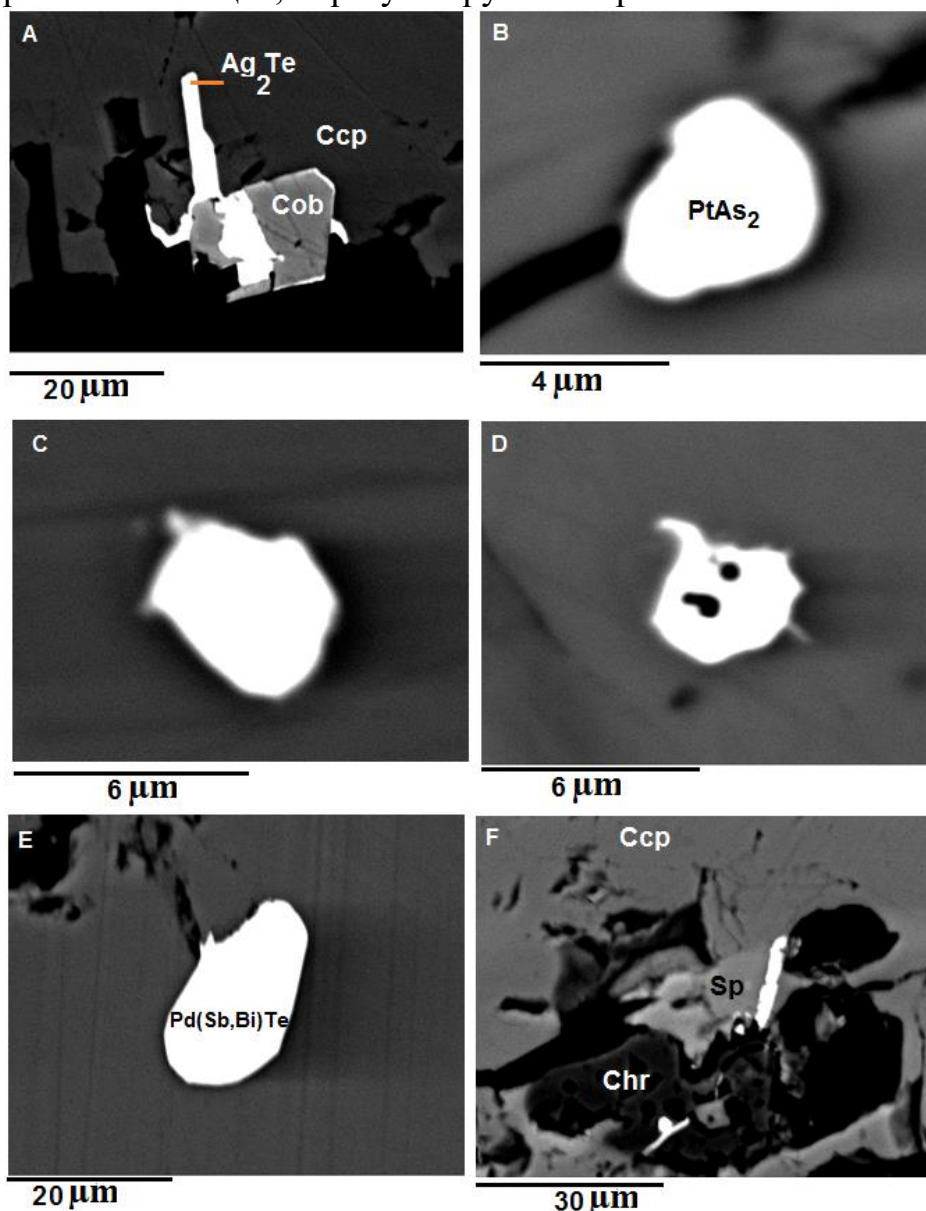


Рисунок – 2.12. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков шлифа рудных минералов керна скважины п-10 (второй срез). А. Кобальтин обрастающий теллуридом серебра. В. Зерно сперрилита. С. Неоднородное по составу зерно теллурида свинца и серебра, фаза и. D. Прогоревшее зерно теллурида серебра и свинца в халькопирите. Е. Идеальное по составу зерно тестибиопалладит в халькопирите. F.

Пластика сульфида ((Zn, Fe)AgTe₂S)) в сфалерите, заключенных в халькопирит.

Таблица 2.5. Результаты микрозондовых анализов (мас.%) микровключений (второй срез).

№1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Мин.	γ -Ag ₂ Te						PbTe		β -Ag ₂ Te			
S	4.43		4.42	0.22		0.96	2.65	2.46	5.28	4.74	5.22	4.93
Fe	4.39	0.49	5.75	1.37	0.93	1.76	5.22	4.84	6.49	4.75	5.24	6.06
Cu	0.46	0.61	1.46	0.74	0.67	1.56	5.08	4.71	3.92	4.25	4.68	3.66
Co	0.12											
Ni	2.56				0.40		2.50	2.32	5.53	3.35	3.69	5.16
As	0.98		0.99		1.21							
Pb							37.31	34.57	8.11	8.08	8.90	7.84
Sb												
Ag	54.25	55.80	54.64	61.16	61.12	58.79	15.62	14.47	33.29	36.55	40.28	31.06
Te	31.44	40.50	34.49	36.58	36.69	36.03	39.56	36.65	44.26	38.29	42.20	41.30

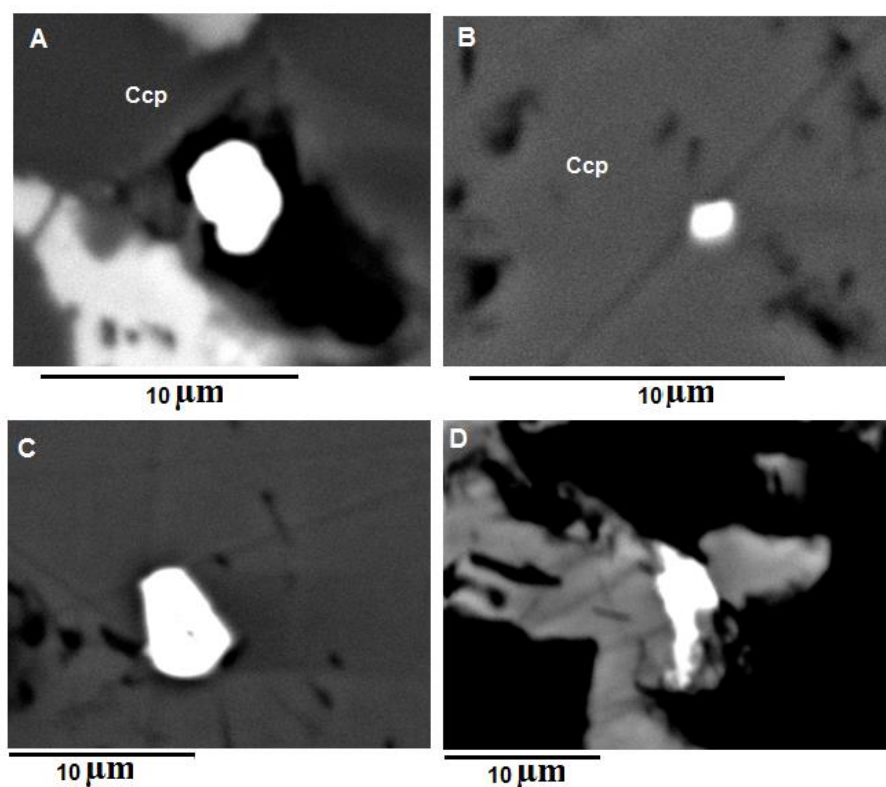


Рисунок – 2.13. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков шлифа медного колчедана (первый срез).

А. Включение оксида свинца и железа (PbFeO₄) в кварце. В. Микровключение теллурида серебра β -Ag₂Te в халькопирите. С. Зерно сперрилита в халькопирите. D. Самородное серебро в халькопирите.

Сперрилит (PtAs₂) встречается значительно реже, чем теллурид серебра. Наряду с примесями Rh (<1.57%), Sb (<2.22%) он также содержит

Pb (1.33%), Ag (0.58%). Сперрилит встречается в виде округлых, четырех- и шестигранных микровключений размером до 10 мкм (рис. 2.12,В) в халькопирите.

Тестибиопалладит $\text{Pd}(\text{Sb},\text{Bi})\text{Te}$ распространен несколько шире, чем сперрилит и наблюдается вместе с никелистым кобальтином и халькопиритом (рис. 2.12). В составе кристаллов никелистого кобальтина он образует зернышки до 2-5 мкм, а вот в халькопирите его размер достигает 22 мкм. Он содержит примеси Fe (<1.36%), Cu (<2.10%), Ni (2.49%) и значительно реже Sb, Ag, Co (таблица 2.3). Относительно стандартного тестибиопалладита (28.18% Pd, 24.19% Sb, 33.79% Te, 13.84% Bi, он слабо обеднен Pd и Bi (таблица 2.5), что четко отражено в формуле $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.15}\text{Fe}_{0.07}\text{Cu}_{0.08})_{\Sigma 1.07}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14})_{\Sigma 0.83}\text{Te}_{1.10}$.

В тех случаях, когда содержания висмута достигает 28 % и более, то такие минералы следует относить к **висмутистому тестибиопалладиту** (таблица 2.7). По отношению к тестибиопалладиту у висмутистого тестибиопалладита уменьшается содержание Sb (до 8.69%), но увеличивается роль примеси As (2.07-3.49%) и Co (до 1.09%). Следует отметить, что ранее такой минерал описан не был. При средних содержаниях (%): Sb=11.89, Te=33.24, Pd=24.69, Bi=30.19 его расчетная формула будет иметь вид $\text{Pd}_{0.95}(\text{Bi}_{0.60}\text{Sb}_{0.40})_{1.00}\text{Te}_{1.05}$, т.е. он, как и тестибиопалладит содержит избыточное содержание теллура.

Самородное серебро встречается крайне редко (рис. 2.13). Однако обнаружено несколько зерен **акантита** (Ag_2S), которые заполняют трещины и пустоты в халькопирите и, как правило, он ассоциирует с Fe-содержащим сфалеритом. Его расчетная формула имеет вид $\text{Ag}_{1.99}\text{Rh}_{0.01}\text{S}$ при содержании Ag=86,74%, Rh=0.26%, S=13,00%. Размер зерен акантита достигает в поперечнике не более 5 мкм (рис. 2.14).

Также редко встречается фаза PbFeO_4 . К довольно редко встречающимся минералам следует отнести **мелонит** - NiTe_2 и **вавринит** - Ni_2SbTe_2 (таблица 2.7). Мелонит существенно обогащен Sb, Ag, Pd, Ni, Cu, а вавринит – только Pd, Cu. Встречено единичное включение ранее не описанного минерала сложного состава **$\text{Ag}(\text{PdSb})\text{Te}$** .

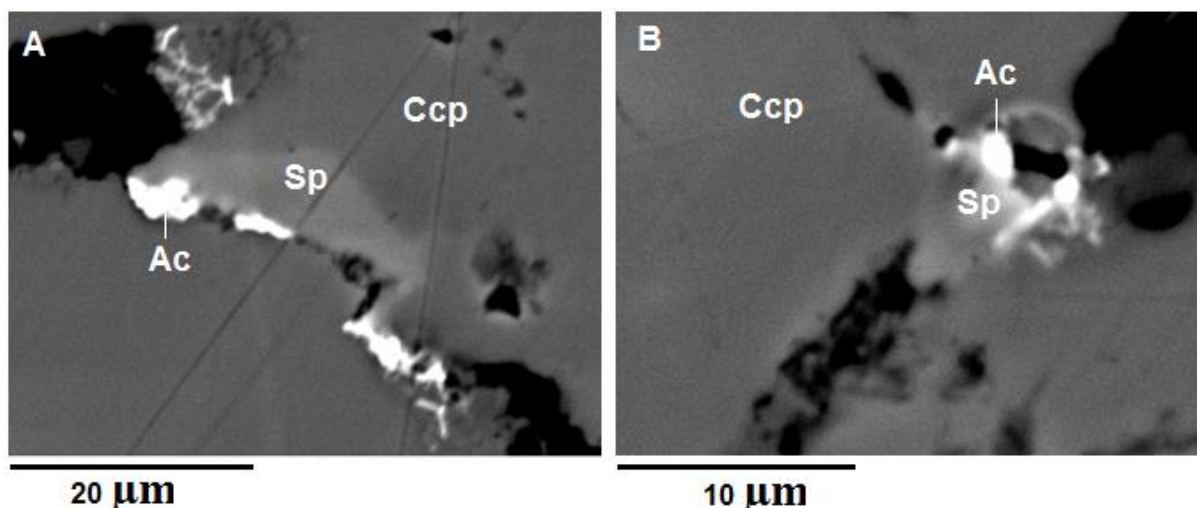


Рисунок – 2.14. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа медного колчедана (третий аншлиф). Изображение демонстрирует пространственную и генетическую связь акантита (Ac) и сфалерита. Акантит, как правило, образует каймы по сфалериту, находясь во внешней зоне сфалеритовой каймы.

Таблица 2.6.

№1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Мин.	Сперрилит					Тестибиопалладит Pd(Sb,Bi)Te					
Fe						0.96	0.87	1.36	2.27	0.40	0.29
Cu						1.47	1.33	1.31	2.10		0.55
Ni						2.49	2.47	2.37	1.88	2.60	2.78
As	37.81	36.87	40.35	40.99	38.48						
Pb	1.33										
Sb		1.31				23.81	23.98	24.17	25.62	22.84.	24.49
Ag				0.58							0.48
Te						39.51	40.57	40.13	38.01	39.98	41.03
Pd						23.48	23.74	23.37	25.40	25.94	23.18
Pt	60.86	56.65	58.73	57.89	55.41						
Rh			0.69	0.54							
Bi						8.06	8.20	7.71	9.15	8.23	8.52

Кристаллохимические формулы.

13. $Pt_{1.14}Pb_{0.02}As_{1.84}$;
14. $Pt_{1.10}Sb_{0.04}As_{1.86}$;
15. $Pt_{1.07}Rh_{0.02}As_{1.91}$;
16. $Pt_{1.04}Ag_{0.02}Rh_{0.02}As_{1.92}$;
17. $Pt_{1.07}As_{1.93}$;

18. $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.15}\text{Cu}_{0.08}) \Sigma_{1.01}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14} \text{Fe}_{0.06}) \Sigma_{0.89}\text{Te}_{1.10}$;
 19. $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.15} \text{Cu}_{0.07}) \Sigma_{1.01}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14} \text{Fe}_{0.5}) \Sigma_{0.88}\text{Te}_{1.11}$;
 20. $(\text{Pd}_{0.77}\text{Ni}_{0.14} \text{Cu}_{0.08}) \Sigma_{0.99}(\text{Sb}_{0.70}\text{Bi}_{0.13} \text{Fe}_{0.8}) \Sigma_{0.91}\text{Te}_{1.10}$;
 21. $(\text{Pd}_{0.80}\text{Ni}_{0.11} \text{Cu}_{0.11}) \Sigma_{1.02}(\text{Sb}_{0.70}\text{Bi}_{0.15} \text{Fe}_{0.13}) \Sigma_{0.89}\text{Te}_{1.00}$;
 22. $(\text{Pd}_{0.88}\text{Ni}_{0.16}) \Sigma_{1.04}(\text{Sb}_{0.67}\text{Bi}_{0.14} \text{Fe}_{0.02}) \Sigma_{0.83}\text{Te}_{1.13}$;
 23. $(\text{Pd}_{0.77}\text{Ni}_{0.17}\text{Cu}_{0.03}) \Sigma_{0.97}(\text{Sb}_{0.71}\text{Bi}_{0.14} \text{Fe}_{0.02}\text{Ag}_{0.02}) \Sigma_{0.89}\text{Te}_{1.14}$.

Таблица 2.7

№1	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	Pd(Sb,Bi)Te			Pd(Bi,Sb)Te				Мелонит		Вавринит		
S					0.92		0.12	1.76	2.53	5.84	7.48	0.56
Fe	0.96	0.87	1.36	0.68	1.27	0.94	0.99	2.09	2.96	6.34	8.28	2.17
Cu	1.47	1.33	1.31		1.42	1.37	1.12	2.29	2.99	5.95	7.93	
Co					1.09	0.51	0.70					
Ni	2.49	2.47	2.37		1.23	0.92	0.90	9.75	12.95	17.31	14.06	
As					3.49	2.07	2.12					
Sb	23.81	23.98	24.17	8.69	11.29	12.45	13.49	0.55	1.42	18.78	13.72	15.84
Ag				0.63		0.72	0.05	12.37	2.47	0.19	4.91	30.65
Te	39.51	40.57	40.13	31.07	35.10	32.14	33.43	62.18	70.69	42.40	41.17	35.75
Pd	23.48	23.74	23.37	23.01	24.56	25.37	24.93	5.71	6.67	3.18	2.55	15.03
Bi	8.06	8.20	7.71	30.84	28.46	30.35	30.01					

Кристаллохимические формулы.

24. $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.15}\text{Cu}_{0.08} \text{Fe}_{0.06}) \Sigma_{1.07}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14}) \Sigma_{0.83}\text{Te}_{1.11}$;
 25. $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.15}\text{Cu}_{0.07} \text{Fe}_{0.05}) \Sigma_{1.06}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14}) \Sigma_{0.83}\text{Te}_{1.10}$;
 26. $(\text{Pd}_{0.78}\text{Ni}_{0.14}\text{Fe}_{0.08}\text{Cu}_{0.07}) \Sigma_{1.07}(\text{Sb}_{0.69}\text{Bi}_{0.14}) \Sigma_{0.83}\text{Te}_{1.10}$;
 27. $(\text{Pd}_{0.93}\text{Fe}_{0.05}\text{Ag}_{0.03}) \Sigma_{1.01}(\text{Bi}_{0.63}\text{Sb}_{0.31}) \Sigma_{0.94}\text{Te}_{1.05}$;
 28. $(\text{Pd}_{0.74}\text{Fe}_{0.07}\text{Cu}_{0.07}\text{Ni}_{0.07}\text{Co}_{0.06}) \Sigma_{1.15}(\text{Bi}_{0.46}\text{Sb}_{0.31}\text{As}_{0.16}) \Sigma_{0.92}\text{Te}_{0.93}$;
 29. $(\text{Pd}_{0.86} \text{Fe}_{0.07}\text{Ni}_{0.06}\text{Cu}_{0.03}) \Sigma_{1.09}(\text{Bi}_{0.63} \text{Sb}_{0.37}) \Sigma_{1.00}\text{Te}_{0.91}$;
 30. $(\text{Pd}_{0.83}\text{Ni}_{0.06}\text{Fe}_{0.06}\text{Cu}_{0.06}\text{Co}_{0.04}) \Sigma_{1.05}(\text{Bi}_{0.51} \text{Sb}_{0.39}\text{As}_{0.10}) \Sigma_{1.00}\text{Te}_{0.95}$;
 31. $(\text{Ni}_{0.52}\text{S}_{0.17}\text{Fe}_{0.12}\text{Cu}_{0.12}) \Sigma_{0.93}(\text{Te}_{1.53}\text{Ag}_{0.36}\text{Pd}_{0.17}\text{Sb}_{0.01}) \Sigma_{2.07}$;
 32. $(\text{Ni}_{0.63}\text{S}_{0.22}\text{Fe}_{0.15}\text{Cu}_{0.14}) \Sigma_{1.14}(\text{Te}_{1.58}\text{Ag}_{0.07}\text{Pd}_{0.18}\text{Sb}_{0.03}) \Sigma_{1.86}$;
 33. $(\text{Ni}_{1.23}\text{S}_{0.76}) \Sigma_{1.99}(\text{Sb}_{0.64}\text{Fe}_{0.46}) \Sigma_{1.11}(\text{Te}_{1.38}\text{Cu}_{0.39}\text{Pd}_{0.12}\text{Ag}_{0.01}) \Sigma_{1.90}$;
 34. $(\text{Ni}_{0.96}\text{S}_{0.94}) \Sigma_{1.90}(\text{Sb}_{0.45}\text{Fe}_{0.58}) \Sigma_{1.03}(\text{Te}_{1.29}\text{Cu}_{0.50}\text{Pd}_{0.60}\text{Ag}_{0.18}) \Sigma_{2.07}$;
 35. $\text{Ag}_{0.96}(\text{Pd}_{0.48}\text{Sb}_{0.42}\text{Fe}_{0.13}\text{S}_{0.06}) \Sigma_{1.09}\text{Te}_{0.95}$.

Таблица. 2.8. Результаты микрозондовых анализов (мас.%) фторфосфатов и фосфатов редкоземельных элементов.

S	Cu	Fe	Ni	O	Ca	F	P	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Total
13.81	12.58	13.00		23.48	1.94	1.12	7.79	0.31	4.95	11.89	1.69	6.65	1.16	100.50
14.81	12.74	14.39	0.72	22.88	2.64	2.06	6.85		5.13	11.87	1.57	5.86	1.16	102.68
13.08	12.72	12.83		26.08	2.07		7.82		6.33	12.18		5.76	0.37	99.24
14.58	12.13	12.46	0.45	25.35	2.06		7.66		6.04	13.74		6.80		99.27

Кристаллохимические формулы.

1. $[(\text{P}_{1.56}\text{F}_{0.28}) \Sigma_{1.84}(\text{Ce}_{0.41}\text{Ca}_{0.24}\text{Nd}_{0.22}\text{La}_{0.17}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.04}\text{Y}_{0.02}) \Sigma_{1.16}] \Sigma_3\text{O}_{7.13}$
 2. $[(\text{P}_{1.33}\text{F}_{0.51}) \Sigma_{1.84}(\text{Ce}_{0.40}\text{Ca}_{0.31}\text{Nd}_{0.19}\text{La}_{0.17}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.04}) \Sigma_{1.16}] \Sigma_3\text{O}_{6.73}$

3. $[P_{1.17}(Ce_{0.32}Ca_{0.19}La_{0.17}Nd_{0.15}Sm_{0.01})\Sigma_{0.83}]\Sigma_2O_{5.95}$
4. $[P_{1.14}(Ce_{0.35}Ca_{0.19}La_{0.16}Nd_{0.17})\Sigma_{0.86}]\Sigma_2O_{5.71}$

В третьем аншлифе (рис.2.15) были обнаружены четыре минерала, два фосфата и два фторфосфата с редкоземельными элементами (таблица 2.8) цериевого подсемейства (легкие – La, Ce, Pr, Nd, Sm) и только в одном из фторфосфате - иттрий (Y).

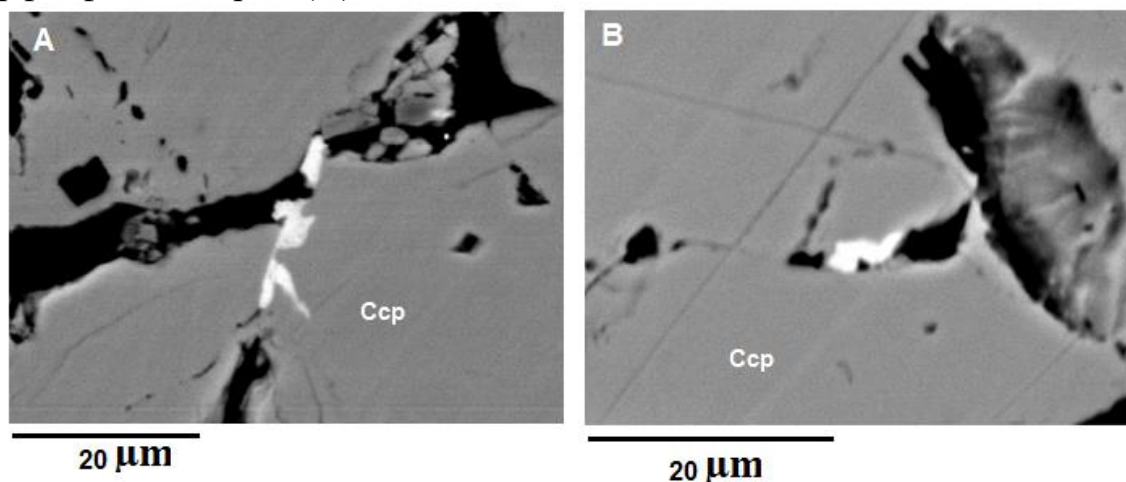


Рисунок – 2.15. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков третьего аншлифа медного колчедана. Ярко белые пятна, выполняющие пустоты и трещины представлены: (А) фторфосфатом (2.06% F) и (В) фосфатом редкоземельных элементов.

Не менее интересным является и присутствие сульфидов и минералов LREE в породах вмещающих рудное тело. Сульфиды этой группы образуют две минеральные группы. Первая группа образует хорошо огранённые одиночные кристаллы пирротина, халькопирита и пирита. Вторая группа слагает прожилки пирит-халькопиритовой ассоциации, которые, как и первые, в основном встречаются в клинохлор-кварц-карбонатном материале.

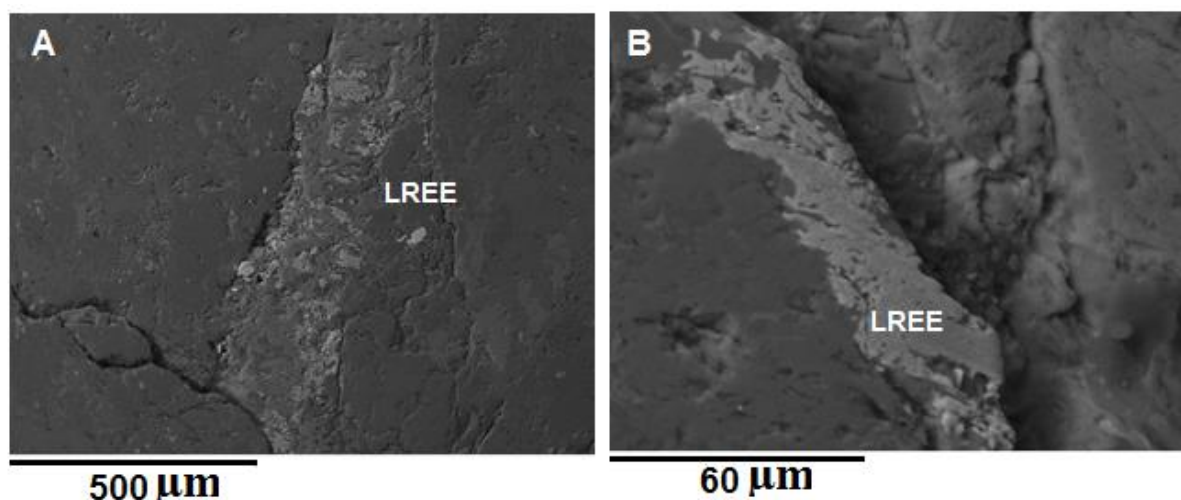


Рисунок – 2.16. Изображение в обратно-рассеянных электронах участков аншлифа

2.5 Микровключения сульфидов рения

При изучении минералогии медноколчеданных руд карбонатитов Маятасского рудного района, нами впервые для данного района были обнаружены микровключения сульфидов, содержащих в разных пропорциях рений, молибден, медь, свинец и висмут

Микровключения сульфидов различаются химическим составом (табл. 2,9, 2.10, 2.11). Рений в анализах сульфидов варьирует в довольно широких пределах до 49.46 мас. %. Практически все микровключения были обнаружены в халькопирите и только одно зерно – в пирите. Всего было обнаружено 27 микровключений на пяти срезах одного аншлифа и выполнено 32 микрозондовых анализа, из них пять получены при сканировании луча по выбранной линии для записи концентрационных кривых отдельных элементов. Все зёрна по форме можно разделить на две группы. Первые имеют в срезе аншлифа ромбическую, треугольную, четырех и пятигранную формы, а вторые, как правило, – коромыслообразную и игольчатую форму, являясь, по-видимому, тонкими пластинками. Изученные нами микровключения сульфидов рения имеют только минералогическое значение из-за крайне низких концентраций ($<0.0005\%$) Re в медноколчеданных рудах, полученных атомно-эмиссионным полуквантитативным спектральным анализом[49].

Таблица 2.9 Микрозондовые анализы (мас. %) микровключений сульфидов рения, молибдена и меди

№ анализа	S	Fe	Cu	Ni	Mo	Re
1С	29.27	7.76	4.67	2.72	10.32	45.26

2*	26.26	3.68	7.93	—	12.66	49.46
3	27.68	3.35	7.64	—	13.38	47.96
4*	28.02	5.41	9.58	—	10.93	46.06
5*	30.59	10.56	12.63	—	9.25	36.97
6*	29.48	9.73	12.66	—	9.55	38.58
7*	29.63	9.71	12.63	—	9.53	38.50
8C	31.88	21.01	23.64	—	3.48	19.99
9*	35.11	12.68	15.77	—	—	36.44
10*	36.03	19.10	21.61	—	—	23.26
11*	34.39	17.94	20.36	—	—	27.32
12*	34.45	25.88	29.68	—	—	9.99
13*	34.28	28.33	32.19	—	—	5.20

Примечание: Все анализы приведены к 100%; * – анализ выполнен в точке; «С» – спектр, записанный в процессе накопления данных при получении концентрационных кривых, при этом заведомо захватывалась матрица из-за крайне малого размера включений.

Таблица 2.10

Микрозондовые анализы (мас. %) микровключений рения, свинца и висмута

№ анализа	S	Fe	Cu	Rh	Zn	Sb	Pb	Bi	Re
1*	30.75	22.30	24.09	—	—	—	10.61	3.32	8.93
2*	31.08	22.74	23.73	—	—	—	9.84	3.68	8.93
3*	31.61	23.20	24.71	—	—	—	8.31	3.61	8.56
1-3C	31.15	25.08	27.09	—	—	—	7.23	2.92	6.53
5*	29.22	20.24	21.58	—	0.47	0.46	12.92	3.93	11.19
6*	29.36	15.44	15.78	0.30	—	1.00	19.69	3.22	15.21
7*	30.10	23.89	26.17	—	—	—	9.66	3.19	6.98
8*	30.47	24.24	26.72	—	—	—	7.95	3.63	6.99

Таблица 2.11

Микрозондовые анализы (мас. %) микровключений рения и свинца

№ анализа	S	Fe	Cu	Zn	Pb	Re
1*	33.83	26.12	28.58	—	6.38	5.09
2*	34.16	28.19	31.16	—	2.06	4.42
3*	33.03	27.43	31.09	—	4.96	3.48
4*	33.84	25.08	27.59	0.57	7.99	4.93
5*	34.40	28.92	32.83	0.12	2.69	1.04
6*	33.52	26.93	29.85	—	6.25	3.45
7*	32.30	22.98	24.04	—	8.84	11.71

8*	33.80	22.34	23.78	—	7.83	12.24
9*	32.35	23.01	24.07	—	8.85	11.73
10*	31.80	19.57	21.03	—	15.28	12.31
11*	32.32	21.85	23.81	—	11.73	10.30

На рисунке 2.17 приведены данные, полученные при сканировании по горизонтальной линии микровключения сульфида Re-Cu-Mo-Fe. Сопоставление концентрационных кривых для отдельных элементов позволяет установить корреляционную связь между ними, в данном случае прямую для Re, Cu, Mo и обратную для этих элементов с Fe и Ni. Прямая корреляция для Ni, Fe, S указывает на состав Ni-содержащей пиритовой матрицы, в которой находится сульфид Re-Cu-Mo-Fe. Провал в кривой для S имеет место из-за того, что концентрация серы во включении ниже, чем в пирите. На рисунке 2.18 приведён энергодисперсионный спектр от зерна сульфида Re-Pb-Bi. На спектре видны сильные линии Fe, Cu и S от халькопиритовой матрицы, и слабые от небольших примесей Sb и Zn [50].

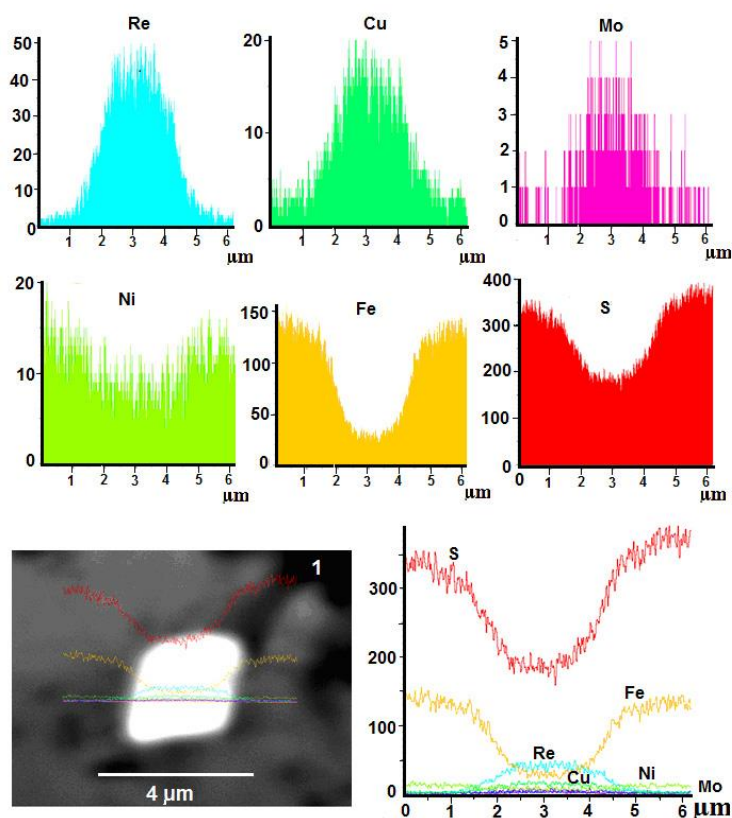


Рис. 2.17. Распределение элементов по горизонтальной линии сканирования через Re – содержащее зерно, находящееся в пирите и частично соприкасающееся с халькопиритом. Изображение в обратно-рассеянных электронах (состав) сульфида Re-Mo-Cu. Цветными линиями показано распределение отдельных элементов. Провал в распределении по S очевидно обусловлен тем, что серы в зерне относительно меньше, чем в пиритовой матрице, что подтверждает нахождение зерна в пирите.

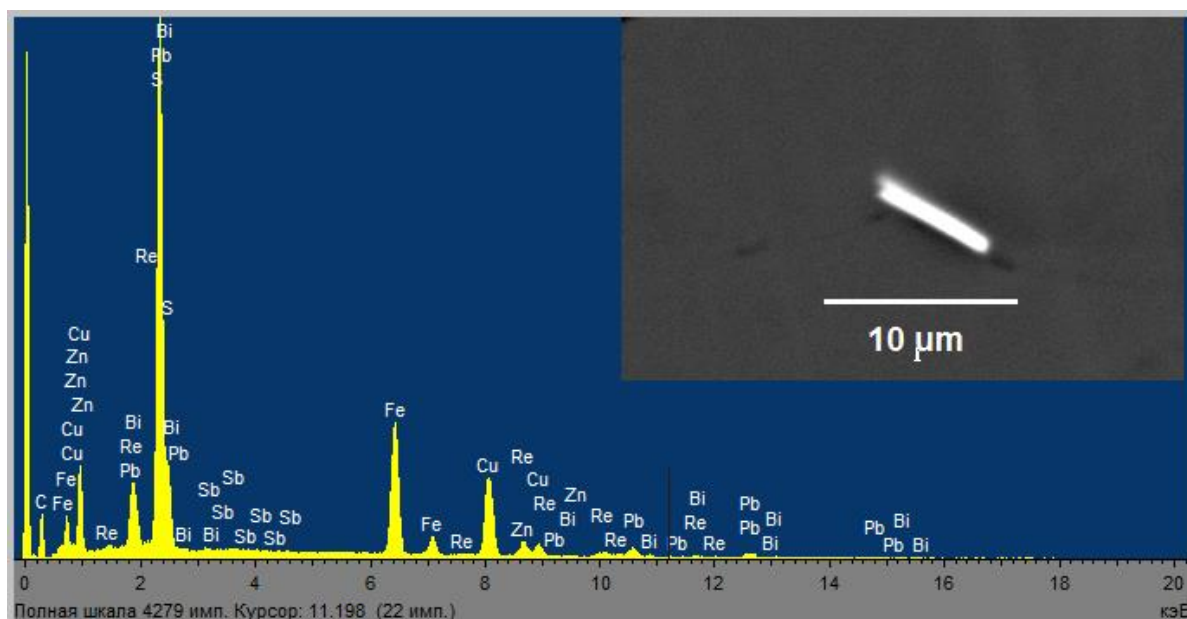


Рис. 2.18 Энергодисперсионный спектр зерна сульфида **Re-Pb-Bi**. На врезке изображение этого зерна в обратно-рассеянных электронах - состав.

Из-за малого размера микровключений ренийевых минералов, даже при анализе «в точке», свой вклад в анализ всегда давали элементы матрицы (как правило, халькопирит). За образец возьмем анализ 2 из табл. 2.9. Исходя из того, что исследуемое зерно находится в халькопирите, и, зная уровень концентрации Cu и Fe в нём [39], определяем коэффициент К ($Cu/Fe=1.14$). В нашем конкретном случае содержание 7.93 мас. % Cu больше, чем 3.68 мас. % Fe, следовательно, нам необходимо узнать, сколько меди и серы останется для образования формулы сульфида Re-Mo-Cu. Для этого содержание $3.68 \% Fe \cdot 1.14 = 4.20 \% Cu$. Если есть избыток железа, то его количество, необходимое для халькопирита, определяем по формуле $Cu/1.14 = Fe$. Исходя, из этих данных вычисляем, сколько серы пойдет на образование халькопирита, используя при этом простую формулу расчета формульных единиц халькопирита [51]. Получается 4.24 мас. % S. Это число вычитаем из общего количества серы и получаем количество серы, которая участвует в формуле искомого сульфида Re-Mo-Cu. Химический состав сульфида Re-Mo-Cu равен (мас. %): 22.22 % S, 3.38 % Fe, 4.20 % Cu, 12.66 % Mo, 49.46 % Re. Приводим их сумму к 100 %. Из полученных данных (табл. 2.12, анализ 2) рассчитываем формулу сульфида Re-Mo-Cu. По такому принципу были рассчитаны формулы, приведённые в табл. 2.12 – 2.14. Близость формульных коэффициентов к целочисленным значениям указывает на приемлемость использованного подхода.

Таблица 2.12

Химические составы сульфидов, полученные после вычитания Fe, S и Fe, Cu, S в виде пирита и халькопирита

№ анализа	Сульфид	S	Fe	Cu	Mo	Re	Формула
1*	Re-Mo-Cu-Fe	25.35	2.29	5.21	13.28	53.86	$(\text{Re}_{1.08}\text{Mo}_{0.52}\text{Cu}_{0.31}\text{Fe}_{0.15})_{2.05}\text{S}_{2.95}$
2*	Re-Mo-Cu	25.01	—	4.77	14.04	56.18	$(\text{Re}_{1.16}\text{Mo}_{0.56}\text{Cu}_{0.26})_{2.01}\text{S}_{2.99}$
3*	Re-Mo-Cu	26.77	—	4.29	15.04	53.90	$(\text{Re}_{1.07}\text{Mo}_{0.58}\text{Cu}_{0.25})_{1.90}\text{S}_{3.10}$
4*	Re-Mo-Cu	27.51	—	3.75	13.18	55.55	$(\text{Re}_{1.1}\text{Mo}_{0.51}\text{Cu}_{0.22})_{1.83}\text{S}_{3.17}$
5*	Re-Mo	28,55	—	—	14.30	57.15	$(\text{Re}_{0.68}\text{Mo}_{0.33})_{1.02}\text{S}_{1.98}$
6*	Re-Mo	27.53	—	—	14.38	58.09	$(\text{Re}_{0.71}\text{Mo}_{0.34})_{1.05}\text{S}_{1.95}$
7*	Re-Mo	27.75	—	—	14.34	57.91	$(\text{Re}_{0.70}\text{Mo}_{0.34})_{1.04}\text{S}_{1.96}$
8*	Re-Mo	24.90	—	—	11.14	63.97	$(\text{Re}_{0.83}\text{Mo}_{0.28})_{1.12}\text{S}_{1.88}$
9*	Re-Cu	36.76	—	3.60	—	59.64	$(\text{Cu}_{0.15}\text{Re}_{0.84})_{0.99}\text{S}_{3.01}$
10*	Re	37.58	0.37	—	—	62.04	$(\text{Re}_{1.98}\text{Fe}_{0.04})_{2.02}\text{S}_{6.98}$
11*	Re	33.67	0.19	—	—	66.13	$(\text{Re}_{1.01}\text{Fe}_{0.01})_{1.02}\text{S}_{2.98}$
12*	Re	26.76	—	—	—	73,24.	$\text{Re}_{0.96}\text{S}_{2.04}$
13*	Re	24.64	—	—	—	75.36	$\text{Re}_{1.02}\text{S}_{1.97}$

Примечание: Все анализы приведены к 100%. * – анализ выполнен в точке.

Изученные микровключения можно подразделить на две группы: I группа представлена сульфидами Re-Mo-Cu±Fe, Re-Mo, Re, II группа – Pb-Re-Fe, Pb-Re и Re-Fe-Pb-Bi.

I группа. Из минералов рения, известных в настоящий момент: рениита [52,53-56] ReS_2 , сульфида рения ReS и таркианита $(\text{Cu,Fe,Ni,Co})(\text{Re,Mo,Os})_4\text{S}_8$, изученный нами сульфид $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$ наиболее похож на минеральную фазу $(\text{Re,Mo,Fe,Cu})_2\text{S}_3$ из комплекса Колдвелла, Онтарио (Mitchell et al., 1989). Электроннозондовый микроанализ кристалла (7x10 мкм) сульфида в данной работе дал: 48.95 % Re, 14.15 % Mo, 4.75% Cu, 4.15 % Fe, 26.85 % S, сумма 98.85 мас. %. В «идеале» формула минерала имеет вид $(\text{Re,Mo,Fe,Cu})_2\text{S}_3$ или $\text{Re}(\text{Mo,Cu}\pm\text{Fe})\text{S}_3$. Зерно аналогичного сульфида Re-Fe-Mo-Cu-Os, обнаруженное в пирротине рудного тела Гертруды, медно-никелевого месторождения Садбери [52], по мнению авторов, представляет собой таркианит (Kojonen et al., 2004). Сульфид Re-Mo-Cu-Os медно-никелевого месторождения Экойоки в Финляндии (Peltonen et al., 1995), который не только составом (52.70 % Re, 13.60 % Mo, 5.82 % Cu, 25.78 % S), но и формой выделения (рис. 2.19) очень похож на изученный нами сульфид $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$ и приближается по форме выделения к идеальному параллелограмму (Peltonen et al., 1995).

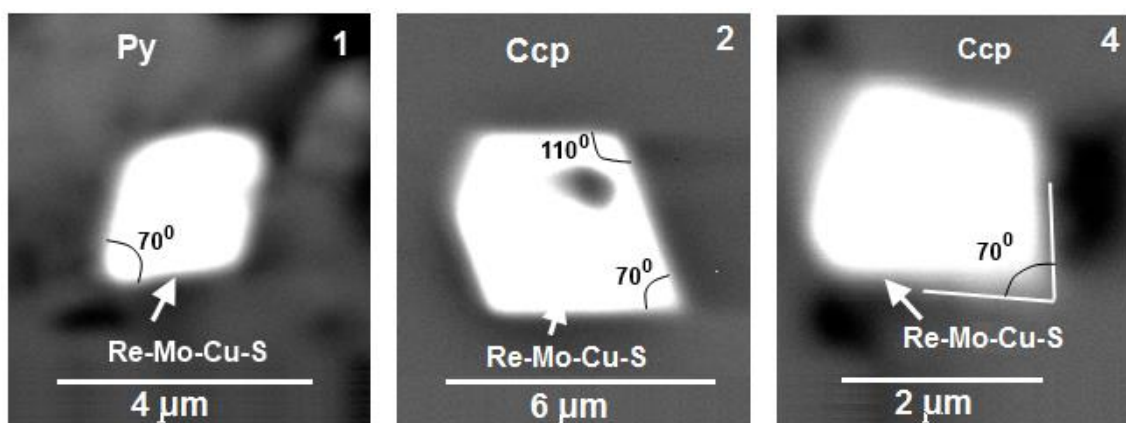


Рис. 2.19. Изображение в обратно-рассеянных электронах сульфидов рения: 1– слабо идиоморфный параллелограмм (ромб) сульфида $\text{Re}(\text{Mo,Cu,Fe})\text{S}_3$, 2 – идиоморфный параллелограмм (ромб) и 4 – слабо идиоморфный параллелограмм (ромб) сульфида $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$. 1, 2, 4 – соответствуют номерам анализов в табл. 4.

Сокращения: Py– пирит, Csp – халькопирит.

Сульфид $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$ даёт в срезе идиоморфный параллелограмм с углами 70° на 110° (рис. 2.19), что существенно отличает этот сульфид от аналогичных по составу минеральных фаз медно-никелевых месторождений, упомянутых выше. При расчете состава этих двух сульфидов учитывалось влияние матрицы (Peltonen et al., 1995), что позволило установить их химическое сходство. Пересчет химического состава сульфида Re-Mo-Cu-Os на 5 единиц дал формулу $\text{Re}_{1.04}(\text{Mo}_{0.54}\text{Cu}_{0.34}\text{Os}_{0.06})_{0.94}\text{S}_{3.02}$, которая соответствует формулам из табл. 2.12, анализы 2–4 и которая может в «идеале» иметь вид: $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$.

Аналогичную формулу $(\text{Re}_{0.90}\text{Fe}_{0.42}\text{Mo}_{0.39}\text{Cu}_{0.30}\text{Os}_{0.05})_{2.05}\text{S}_{2.95}$ имеет и сульфид, описанный на медно-никелевом месторождении Садбери [52]. Если учесть несколько завышенное количество железа, то можно предположить, что в данном варианте не было учтено влияние пирротиновой матрицы. После пересчета формула имеет вид: $\text{Re}_{1.08}(\text{Mo}_{0.47}\text{Cu}_{0.36}\text{Os}_{0.06})_{0.89}\text{S}_{3.03}$. По отношению к таркианиту $(\text{Cu,Fe})(\text{Re,Mo})_4\text{S}_8$, изученный нами сульфид отличается крайне низким уровнем содержания Fe или его полным отсутствием. Отношение Re/Mo таркианита и его аналога превышает четыре единицы, что выше, чем у изученного нами сульфида. Если таркианит и его аналоги дают в срезе шестигранные и пятигранные пластинки (Barkov, Lednev, 1994; Kojonen et al., 2004), то у пластинки минеральной фазы $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$ все стороны параллелограмма равны, т.е. срезы кристаллов имеют форму ромба.

Только отсутствие возможности выполнить рентгеноструктурный анализ, из-за крайне малых размеров изученных кристаллов, не позволяет выделить эту минеральную фазу в самостоятельный минерал $\text{Re}(\text{Mo,Cu}\pm\text{Fe})\text{S}_3$. Есть также вариант пересчета и на 15 единиц, тогда

формула будет иметь вид $\text{Cu}(\text{Re}, \text{Mo} \pm \text{Fe})_5\text{S}_9$, что соответствует формуле, предложенной для сульфида рения медно-никелевого месторождения Экойоки в Финляндии (Peltonen et al., 1995).

Следующую подгруппу образуют четыре микрзерна, имеющих формулу дисульфида $(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_2$ (табл. 2.12, анализы 5 – 8). Эта подгруппа объединяет зёрна со срезами треугольной и пятиугольной форм, размером не более 2.5×3.0 или 2.0×3.5 мкм (рис. 2.20, анализы 5 и 7). Аналогичные или близкие по составу кристаллы были ранее описаны как промежуточные фазы $(\text{Mo}, \text{Re})\text{S}_2$ и $(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_2$ с 10.5–38.5 мас. % Re в порфировой системе Пагони Рачи (Греция) (Voudouris et al., 2009), а также промежуточные фазы между молибденитом и рениитом с 37.2–46.1 мас. % Re в порфировой системе Конос. Это может быть связано с включением рениита в молибденит и наоборот, как было предложено в ранее опубликованной работе (Drábek et al., 2010). Содержание Re в сульфиде может сильно варьироваться в пределах одного и того же зерна. Следует отметить, что дисульфид Re-Mo существенно отличается от промежуточных фаз $(\text{Mo}, \text{Re})\text{S}_2$ и $(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_2$ тем, что в них отношение $\text{Mo}/\text{Re}=0.25$ остается почти постоянным и приближается к единице. Отличаются эти два сульфида и формой выделения. Промежуточные фазы $(\text{Mo}, \text{Re})\text{S}_2$ и $(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_2$, как правило, слагают тонкие игольчатые кристаллы (Panagiotis et al., 2013).

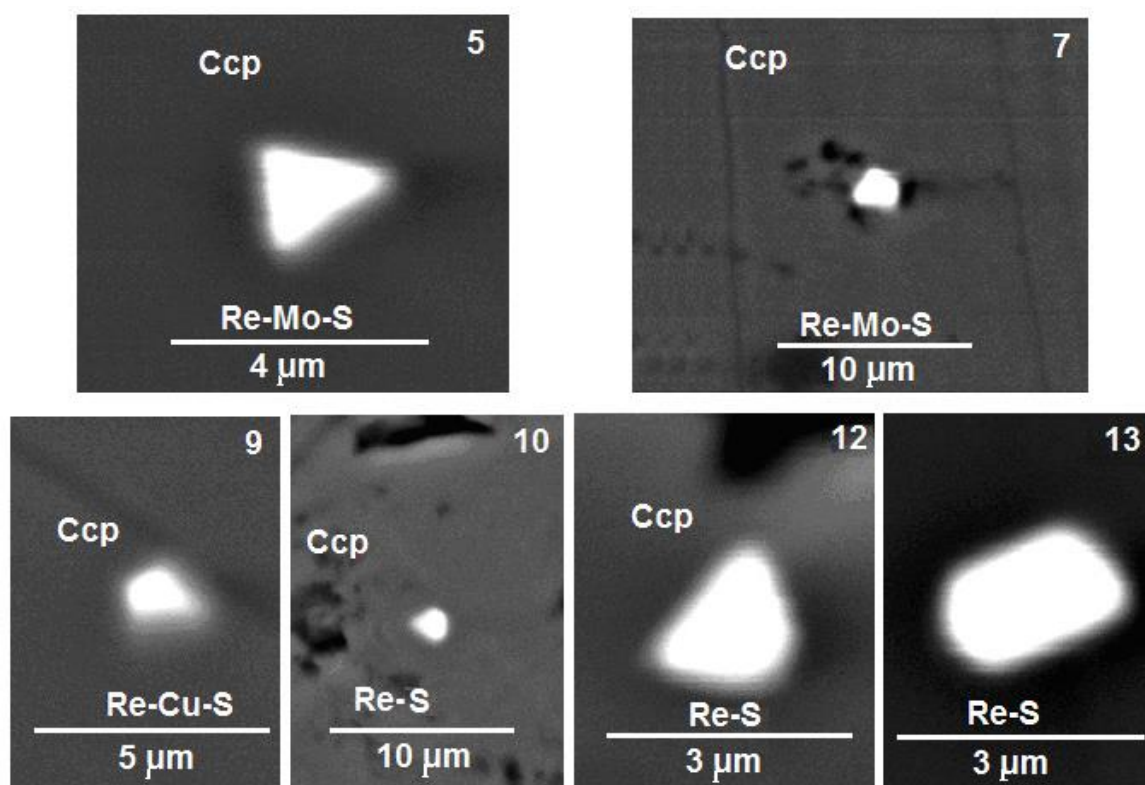


Рис. 2.20. Изображение в обратно-рассеянных электронах дисульфида Re-Mo (табл. 2.12, анализы 5, 7), трисульфида Re-Cu (анализы 9, 10), Re (анализ 12) и рениита ReS_2 (анализ 13).

Третья подгруппа состоит из пяти микрозёрен, имеющих треугольную (2×2.5 мкм) и пятиугольную (2.5×1.5 мкм) формы. Они также, как и микровключения дисульфида Re-Mo, находятся в халькопирите (табл. 2.12, анализы 9–13). По соотношению Re, Cu, S и содержанию этих элементов их можно подразделить на семисульфид Re_2S_7 , трисульфид Cu-Re S_3 , трисульфид ReS_3 и собственно дисульфид рения рениит ReS_2 (табл. 2.12, анализы 9–13). В настоящее время известны следующие сульфидные фазы рения: ReS , ReS_2 , Re_2S_5 , ReS_3 и Re_2S_7 [57]. Природное соединение ReS_2 известно в минералогии как рениит [56]. Вероятно, нам удалось обнаружить минеральные фазы Re_2S_7 и ReS_3 . Ранее было высказано мнение, что существование кристаллического Re_2S_7 сомнительно [57]. Однако, несколько позднее было установлено, что сульфид рения (VII) Re_2S_7 образует чёрно-бурые кристаллы тетрагональной сингонии [58]. Нами при неоднократном пересчете была получена «идеальная» формула $(\text{Re}_{1.98}\text{Fe}_{0.04})_{2.02}\text{S}_{6.98}$.

Если обратиться к химии рения, то результаты дифференциально-термического анализа показывают, что при 370°C Re_2S_7 разлагается до ReS_3 . Нами встречено искусственное соединение в виде минеральной фазы ReS_3 , которое также образует Cu-Re S_3 , как и соединение медистого дисульфида CuRe S_2 . Завершает эту последовательную цепь дисульфид рения ReS_2 (рениит) и самородный рений.

В составе изученных медноколчеданных руд также удалось установить трисульфид $\text{Re}(\text{Mo,Cu})\text{S}_3$, который ранее был установлен в сульфидах комплекса Колдвелла, Онтарио (Mitchell et al., 1989) и месторождения Экойоки в Финляндии (Peltonen et al., 1995). Если рассмотреть кинематику восстановления Re_2S_7 , то она выглядит так: происходит восстановление Re_2S_7 до ReS_3 , ReS_3 до Re_2S_5 , а Re_2S_5 до ReS_2 (при 200°C) и ReS_2 до Re (при $650 - 700^\circ\text{C}$). Вероятнее всего, следует ожидать и обнаружение минеральной фазы Re_2S_5 .

II группа. К этой группе отнесены крайне редко встречающиеся минеральные фазы Re-Pb-Fe-S, Re-Pb-S и Re-Pb-Zn-S, а сульфид Pb-Fe-Re-Bi вообще встречен впервые. Микровключения сульфида Pb-Fe-Re-Bi имеют иглообразную в срезе форму пластинки (рис. 2.21, анализ 5) до 8 мкм по длинной стороне или серию сростков коромыслообразной формы (рис. 2.21, анализ 7). Диаметр поперечных срезов не превышает 3 мкм и эти срезы имеют округлую или эллипсоидальную форму (рис. 2.21, анализ 7). Отдельные перьевидные индивидуумы минеральных фаз Re-Pb-Zn-S и Re-Pb-Fe-S достигают 6 мкм по длинной стороне (рис. 2.22, анализы 4 и 6).

Минеральные фазы, не содержащие Bi, также образуют пластинки и сростки коромыслообразной формы (рис. 2.22, анализы 8 и 10).

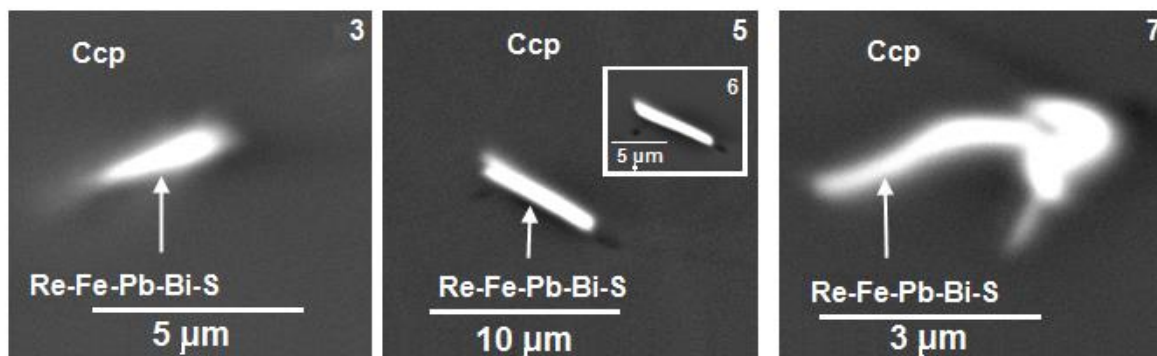


Рис. 2.21. Изображение в обратно-рассеянных электронах зёрен минеральной фазы Re-Fe-Pb-Bi-S, находящихся в халькопиритовой матрице (3, 5, 6, 7 – соответствуют номерам анализов в табл. 5).

Если проводить сопоставление обнаруженных нами сульфидов Re-Fe-Pb-Bi с таковыми медно-никелевого месторождения Садбери [52], то вряд ли мы найдем существенные отличия (табл. 2.13), если не принимать во внимание присутствие примеси Zn и Sb. Их формула имеет постоянный вид $(\text{Re,Fe})(\text{Pb,Bi})\text{S}_3$. Все ранее обнаруженные минеральные фазы Re-Fe-Pb-Bi были установлены в составе сульфидов, богатых пирротином [52]. Установленная нами минеральная фаза Re-Fe-Pb-Bi встречается исключительно в халькопирите, что исключает ограничение на образование таковых в составе богатых железом сульфидных расплавов.

Таблица 2.12

Химический состав (мас. %) сульфида Pb-Re-Bi, полученный после вычитания Fe, Cu, S в виде халькопирита (анализы 1–8) и минеральные фазы Pb-Re-Bi-S месторождения Садбери (Dare et al., 2010)

№ анализа	S	Fe	Rh	Zn	Sb	Pb	Bi	Re
1*	21.14	3.84	—	—	—	34.82	10.90	29.31
2*	22.63	6.20	—	—	—	31.24	11.68	28.35
3*	23.24	5.30	—	—	—	29.00	12.60	29.87
1-3C	22.78	12.04	—	—	—	28.25	11.41	25.52
5*	20.19	3.64	—	0.47	0.46	35,72	9,50	30.96
6*	24.70	2.96	0.30	—	1.85	36.41	5.95	28.13
7*	15.30	3.79	—	—	—	39.41	13.02	28.48
8*	15.23	3.51	—	—	—	34.88	15.93	30.45
CR_9_1	21.8	5.5	—	—	—	38.7	9.8	25.2
CR_10_4b	22.7	7.7	—	—	—	34.9	10.1	25.4
CR_18_21	23.1	5.5	—	—	—	38.3	10.47	27.1

Номер кристаллохимической формулы соответствует номеру анализа зерна:

1. $(\text{Re}_{0.71}\text{Fe}_{0.31})_{1.02}(\text{Pb}_{0.76}\text{Bi}_{0.24})_{1.00}\text{S}_{2.98}$, 2. $(\text{Re}_{0.65}\text{Fe}_{0.47})_{1.12}(\text{Pb}_{0.64}\text{Bi}_{0.24})_{0.88}\text{S}_{3.00}$,
3. $(\text{Re}_{0.65}\text{Fe}_{0.40})_{1.05}(\text{Pb}_{0.60}\text{Bi}_{0.26})_{0.86}\text{S}_{3.09}$, 4. $(\text{Re}_{0.55}\text{Fe}_{0.86})_{1.41}(\text{Pb}_{0.54}\text{Bi}_{0.22})_{0.76}\text{S}_{2.83}$,
5. $(\text{Re}_{0.77}\text{Fe}_{0.30})_{1.07}(\text{Pb}_{0.80}\text{Bi}_{0.21})_{1.01}\text{S}_{2.92}$, 6. $(\text{Re}_{0.38}\text{Fe}_{0.13}\text{Pb}_{0.44}\text{Bi}_{0.07}\text{Sb}_{0.04})_{1.06}\text{S}_{1.94}$.
7. $(\text{Re}_{0.64}\text{Fe}_{0.29})_{0.93}(\text{Pb}_{0.80}\text{Bi}_{0.26})_{1.06}\text{S}_{2.01}$, 8. $(\text{Re}_{0.69}\text{Fe}_{0.27})_{0.96}(\text{Pb}_{0.71}\text{Bi}_{0.32})_{1.03}\text{S}_{2.01}$,
- 9_1. $(\text{Re}_{0.59}\text{Fe}_{0.43})_{1.02}(\text{Pb}_{0.82}\text{Bi}_{0.20})_{1.02}\text{S}_{2.96}$, 10_4b. $(\text{Re}_{0.57}\text{Fe}_{0.57})_{1.14}(\text{Pb}_{0.70}\text{Bi}_{0.20})_{0.90}\text{S}_{2.95}$,
- 18_21. $(\text{Re}_{0.61}\text{Fe}_{0.41})_{1.02}(\text{Pb}_{0.78}\text{Bi}_{0.21})_{0.98}\text{S}_{3.00}$.

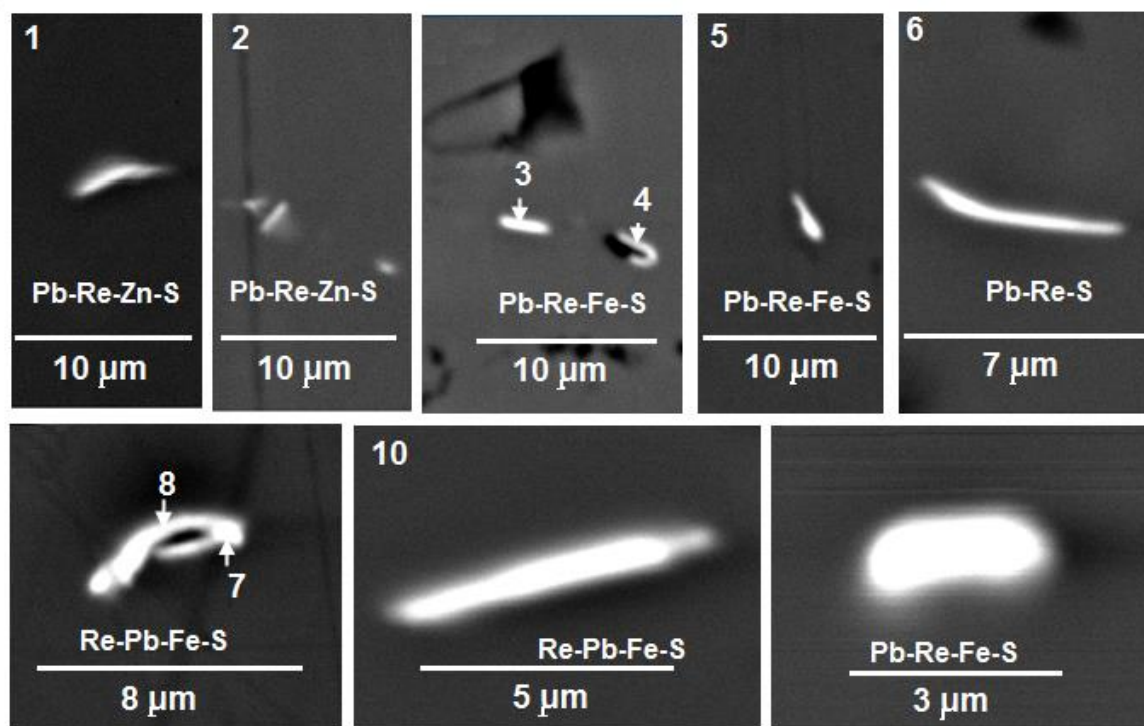


Рис. 2.22. Изображение в обратно-рассеянных электронах сульфидов Re-Pb-Fe, находящихся в халькопиритовой матрице. (1-11 – соответствуют номерам в табл. 6)

При снижении уровня концентрации Fe (табл. 2.13, ан. 6–8) изменяется и кристаллохимическая формула, которая отвечает дисульфиду $(\text{Pb,Re,Fe,Bi})\text{S}_2$.

Таблица 2.14

Химический состав (мас. %) минеральных фаз Re-Pb-Zn-S и Re-Pb-Fe-S, полученный после вычитания Fe, Cu, S в виде халькопирита

№ анализа	S	Fe	Zn	Sn	Pb	Re
1*	27.20	—	3.08	—	43.12	26,61
2*	23.15	—	2.40	—	53.69	20.76
3*	29.08	6.09	—	—	35.29	29.54
4*	27.68	8.47	—	—	20.30	43.55
5*	16.34	1.56	—	—	48.25	33.85
6*	26.02	1.86	—	—	46.47	25.65

7*	26.46	6.16	—	0.42	28.80	38.16
8*	33.08	4.66	—	—	24.68	38.58
9*	26.13	6.24	—	—	29.08	38.55
10*	27.06	2,85	—	—	38,82	31,28
11*	26.92	3.05	—	—	37.29	32.74

Номер кристаллохимической формулы соответствует номеру анализа зерна:

1. $(\text{Pb}_{0.50}\text{Re}_{0.34}\text{Zn}_{0.11})_{0.96}\text{S}_{2.04}$, 2. $(\text{Pb}_{0.69}\text{Re}_{0.30}\text{Zn}_{0.1})_{1.08}\text{S}_{1.92}$, 3. $(\text{Pb}_{0.38}\text{Re}_{0.35}\text{Fe}_{0.24})_{0.98}\text{S}_{2.02}$,
4. $(\text{Re}_{0.52}\text{Fe}_{0.34}\text{Pb}_{0.22})_{1.07}\text{S}_{1.93}$, 6. $(\text{Pb}_{0.56}\text{Re}_{0.34}\text{Fe}_{0.08})_{0.98}\text{S}_{2.02}$,
7. $(\text{Re}_{0.48}\text{Pb}_{0.32}\text{Fe}_{0.26}\text{Sn}_{0.01})_{1.07}\text{S}_{1.93}$, 8. $(\text{Re}_{0.50}\text{Pb}_{0.29}\text{Fe}_{0.20})_{1.00}\text{S}_{2.00}$,
9. $(\text{Re}_{0.49}\text{Pb}_{0.33}\text{Fe}_{0.26})_{1.08}\text{S}_{1.92}$, 10. $(\text{Pb}_{0.45}\text{Re}_{0.40}\text{Fe}_{0.12})_{0.97}\text{S}_{2.03}$,
11. $(\text{Pb}_{0.43}\text{Re}_{0.42}\text{Fe}_{0.13})_{0.98}\text{S}_{2.02}$.

Также нами были обнаружены два зерна фазы Pb-Re-Zn-S (табл. 2.14, ан.1 и 2) и девять микровключений минеральной фазы Pb-Re-Fe-S, слишком малые для рентгеноструктурного анализа. Они все по составу отвечают дисульфиду $(\text{Re,Pb,Fe})\text{S}_2$ и $(\text{Pb,Re,Fe})\text{S}_2$.

Учитывая минеральный состав руд проявления Майке [44] и модель последовательности формирования PGE, редких минералов и сульфидов медноколчеданных руд, разработанную ранее [52], можно предположить, что их образование происходило в условиях магматических и постмагматических процессов минералообразования.

Образование сульфидов Re-Fe-Mo-Cu и Re-Mo-Cu происходило в процессе эволюции сульфидного расплава при постоянном снижении температуры ниже 650 °С. В процессе дальнейшего охлаждения сульфидного расплава и проявления гидротермальной активности могли формироваться минеральные фазы Pb-Re-S, Pb-Fe-Re-Bi-S, Re-S, что вполне согласуется с совместным нахождением в них Pb и Bi.

Автор надеются, что дальнейшие исследования медноколчеданных руд карбонатитов Маятасского рудного района позволят открыть еще не одно новое природное соединение рения. На это указывает впервые обнаруженная ранее не упомянутая в литературе фаза Pb-Re-Zn-S и совместное нахождение Rh и Sb в минеральной фазе Re-Fe-Pb-Bi-S, а также находка идеальной по форме выделения ромбообразной минеральной фазы $(\text{Re,Mo,Cu}\pm\text{Fe})_2\text{S}_3$, описанной ранее. Отсутствие возможности выполнить рентгеноструктурные исследования, из-за крайне малых размеров изученных кристаллов, не позволяют их рассматривать как новые минералы рения.

2.6 Распределение и формы нахождения благородных, редкоземельных и редких металлов в поликомпонентных медноколчеданных рудах проявления Майке.

2.6.1 Распределение и формы нахождения Au и Ag

Самородное серебро концентрируется в халькопирите. Теллурид серебра является одним из часто встречающихся микровключений, пространственно ассоциирующих с минералами ряда кобальтин – герсдорфит, халькопиритом и сфалеритом. Серебро в виде примеси также встречается в мелоните, где его концентрации достигают 12.37%, а в ваврините содержание серебра не превышает 5.0%. Акантит (87.00%Ag) повсеместно ассоциирует со сфалеритом, образуя внешние каймы.

Результаты атомно-эмиссионного полуквантитативного спектрального анализа после химического обогащения показали, что медноколчеданные руды содержат до 15 г/т серебра. Уровень концентрации золота меньше 2 г/т. Самородное золото не обнаружено[49].

2.4.2 Распределение и формы нахождения платиновых металлов

В процессе минералогических исследований нам не удалось обнаружить совместного нахождения платины и палладия в одном рудном минерале.

Сульфоарсенид Ni-Co (никелистый кобальтин) являются источником минералов Pt (3.93 %), Ir (4.93 %), Rh (0.35 %), Ru (1.94 %); Os (0.91 %).

Арсенид платины (сперрилит, - до 60.0% Pt) встречается в халькопирите, он также в виде примеси содержит Rh (0.69%).

Антимонид Те (тестибиопалладит, - до 25%Pd) является основным источником палладия.

Сульфоантимонид Ni (ульманнит, - до 7.51%Ag, 2.96%Pd, 7.26%Te) как и антимонид Те источником благородных металлов[49].

2.4.3 Распределение и формы нахождения редких и редкоземельных элементов (Re, Te, Y, La, Ce, Nd, Sm, Er, Cd, C)

Рений (3,41-51.44 % Re) входит в состав сульфидов меди, железа, никеля, свинца и висмута, микровключения, которые заключены в халькопирит и только сульфид рения (50.46 % Re), молибдена, меди и железа встречается совместно с пиритом.

Теллур входит в состав таких минералов как теллурид серебра, теллурид свинца, тестибиопалладит, мелонит и вавринит, их микровключения встречаются в халькопирите и минералах ряда кобальтин-герсдорфит.

Иттрий, лантан, церий встречаются в составе хромита в зернах кварца, заключенного в сидерит-хлорит-сульфидную массу. Высокий уровень концентрации Y (30 г/т), La (30 г/т), Ce (70 г/т) также установлен и в собственно в кварц-рутил-сидерит-хлоритовых сланцах [49].

Церий, латий, празеодим, неодим, самарий подгруппы легких редкоземельных элементов встречаются в составе **фосфатов и фторфосфатов**.

Кадмий (0.72% Cd), встречается в виде изоморфной примеси только в сфалерите.

Алмаз крайне редко встречается в составе графитов карбонатитов Маятасского рудного района. Он ассоциирует с гранатом пироп-альмандинового и пироп-сперрилит-альмандинового ряда.

По результатам атомно-эмиссионного полуколичественного спектрального анализа (аналитик к.н.-м.н. Озерова Т.А.) медноколчеданные руды содержат: Ag (30 г/т), Pt (<2 г/т), Ru (10 г/т), Ir (10 г/т), Y (10 г/т), а также As (0.015 %), Pb (0.0015 %), Cd (0.001 %) Bi (0.0002 %), Sb (<0.002 %), Mo (0.0001 %) при крайне высоких содержаниях Cu (>1.0%) и Zn (0.2 %) [49].

ВЫВОДЫ

1. Микровключения рудопроявления Майке представлены самородным серебром (78,18% Ag), теллуридом серебра, акантитом, кобальтином, герсдорфитом, минералами кобальтин-герсдорфитового ряда с Pt, Ir, Rh, Ru, Os, вавринитом, сперрилитом, тестибиопалладитом, мелонитом, галенитом, ульманнитом, фосфатом, фторфосфатом с РЗЭ. Особую группу микровключений образуют многочисленные минеральные фазы сульфидов Re, Mo, Cu, Fe, Pb Bi.
2. По результатам атомно-эмиссионного полуколичественного спектрального анализа (рудного концентрата) сланцы рудопроявления Майке содержат в значимых концентрациях: Y (30 г/т), La (30 г/т), Ce (70 г/т), V (200 г/т), Cr (150 г/т), а также Ba (0,02 %), Mn (0,02 %), As (0,01 %), Pb (<0,002 %), Sb (<0,002 %), при крайне высоких содержаниях Cu (>1,0%).

ГЛАВА 3. ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Все исследователи, изучавшие гипабиссальные породы каратургайского комплекса, несмотря на их разногласия о генезисе ультраосновных пород данного района [4, 8, 10,59] имели единую точку зрения на их структурное положение и форму тел.

Впервые пикриты и апопикритовые серпентиниты в пределах Северного Улытау (рисунок 3.1) были описаны в 1962 г. Ю.Л. Семеновым [15] на правобережье р. Каратургай и выделены из состава Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в самостоятельный каратургайский диабаз-пикритовый комплекс. Ими было дано детальное петрографическое описание пород комплекса, проведено петрохимическое сопоставление с пикритами и диабазами других районов Советского Союза, Чехословакии и Восточной Германии. Показано, что пикриты и диабазы каратургайского комплекса слагают силлы и дайки, залегающие среди метаморфических толщ хр. Улытау и не имеют видимой связи с эффузивными образованиями. Основываясь на аналогии с другими районами развития диабаз-пикритовых комплексов, ими было высказано предположение, что пикриты и диабазы хр. Улытау находятся в генетической связи с проявлениями раннемезозойского базальтового магматизма Тургайского прогиба. Ими впервые отмечена пространственная и генетическая связь сульфидов меди и никеля с пикритами.

В 1967 г. И.И. Вишневская и И.Ф. Трусова в статье «Западно-Улутавский пояс ультраосновных и основных пород» [4] выступили с критикой представлений Н.П. Михайлова и Ю.Л. Семенова и отнесли силлы пикритов каратургайского комплекса к интрузиям габбро-перидотитовой формации. Отметив при этом их парагенетическую связь с породами спилито-кератофировой формации, встречающимися в составе ряда офиолитовых поясов Центрального Казахстана [4]. Ссылаясь на данные Ю.А. Зайцева [60], они предположили, что породы каратургайского комплекса простираются на юго-восток до широты пос. Карсакпай. Возраст ультраосновных и основных пород данного района, как отметили авторы [4], большинство исследователей считают ордовикским. Однако следует напомнить, что ранее И.Ф. Трусова [14] относила основные и ультраосновные интрузии Западно-Улытауского «змеевикowego пояса» относил к докембрию.

Ю.И. Половинкина [16], изучавшая основные и ультраосновные породы района поселка Карсакпай в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов, пришла к заключению, что их возраст, вероятнее всего, среднепротерозойский. Описанные ею диабазовые порфириты по структурному положению, петрографическому и петрохимическому

составу идентичны кварц- и апатитсодержащим диабазам и кварцевым диабазам каратургайского диабаз-пикритового комплекса.

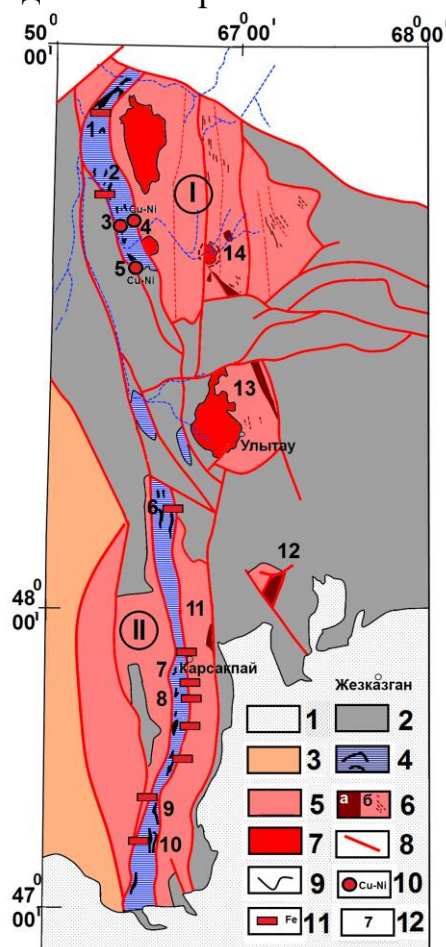


Рисунок 3.1–Схема расположения выходов основных, ультраосновных пород и генетически связанных с ним месторождений полезных ископаемых Северного (I) и Южного (II) Улытау, построена по материалам [1,4,16,18,19,61]

1 – мезозойско-кайнозойские осадочные отложения; 2 – девон – каменноугольные вулканогенно-осадочные отложения; 3 – кембро – ордовикские осадочные отложения; 4 – Западно-Улытауский пояс (силлы, реже дайки); 5 – Улытауский докембрийский кристаллический массив; 6 – раннекембрийские интрузии перидотит-пироксенит-габбро-плагиигранитного комплекса (а), а также даек горнблендитов, спессартитов и пикритов (б); 7 – палеозойские гранитоиды; 8 – региональные разломы; 9 – геологические границы; 10 – медно-никелевые проявления с платиноидами; 11 – месторождения фосфорно-медно-свинцово-цинково-железородной формации; 12 – цифрами обозначены: 1-10 – неопротерозойские силлы белеутинского и каратургайского комплексов и генетически связанные с ними проявления полезных ископаемых: 1 – Жаксы-Коянды, 2 – Жанакала, 3 – Каратургай, 4 – Придорожное, 5 – Акжал, 6 – Арыстантау, 7 – Карсакапай (Балбраун, Керегетас), 8 – Дюсембай (Дуйсембай), 9 – Джийде; 10 – Белеуты; 11-14 – неопротерозойские интрузии перидотит-пироксенит-габбро-плагиигранитного комплекса: 11 – Талдысай, 12 – Шайтантас (восточней Джезды), 13 – Ешкикельмес (кладбище), 14 – Шилик-Каным.

Перидотиты, диабазовые порфириты, метабазалы и метаосадочные породы карсакпайской серии она объединила в «типичную» офиолитовую формацию. При этом Ю.И. Половинкина считала, что более молодые, по отношению к породам карсакпайской серии, основные и ультраосновные интрузивные породы являются причиной интенсивных постмагматических процессов в районе, в том числе и образования железистых кварцитов.

Составители геологической карты СССР (масштаб 1:200 000, серия Улутау-Кокчетавская) [19] отнесли силлы и дайки данного комплекса в районе Карсакпая к позднему протерозою. Отмечая при этом, что габбро и габбро-диабазы развиты в виде согласных тел в составе неопротерозойских белкудукской и боздакской свит, а также в виде рвущих массивов внутри мезопротерозойской бурмашинской свиты. Между тем они отмечают, что у них нет прямых геологических данных для установления верхнего возрастного предела. Однако они предположили, что можно говорить о генетической связи пластовых интрузивных тел с соответствующими по возрасту свитами, содержащими основные вулканы в составе метаморфических толщ района Карсакпая.

Составители геологической карты Казахской ССР (масштаб 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская) [18] объединили вышеописанные основные и ультраосновные породы Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в белеутинский комплекс позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов, который, как они отметили, впервые был описан в Карсакпайском районе И.С. Яговкиным в 1927 г.

Значительно позже Р.М. Антонюк [17], один из соавторов геологической карты Казахской ССР [18], обобщив материалы ГДП-200, разработал новую стратиграфическую схему метаморфических отложений докембрия и нижнего палеозоя хребта Улытау. Западно-Улытауский «офиолитовый пояс» он представил как Карсакпайский аллохтон. В составе последнего метавулканы и ассоциирующие с ними метаосадочные отложения карсакпайской серии, были им отнесены к верхним членам офиолитовой ассоциации, а сопровождающие их тела основных и ультраосновных пород он сопоставил с плутоническими комплексами нижнепалеозойских офиолитовых зон Центрального Казахстана, и тем самым, по сути, повторил схемы предшественников [4, 16]. Предположив при этом, что карсакпайская серия сформировалась в условиях спрединга Байконурского окраинноморского палеобассейна на коре океанического типа, которая впоследствии, в позднем ордовике и раннем силуре в период коллизии и закрытия этого бассейна, была шарьирована на Улытау-Арганатинский микроконтинент. Возраст карсакпайской серии ими [17] был определен в диапазоне позднего венда и среднего ордовика.

Р.К. Григайтис и её соавторы [62], детально изучившие метаосадочные породы карсакпайской серии пришли к выводу, что данные породы часто содержат реликтовую бластопсаммитовую или бластоалевритовую структуры. Обломки плохо окатаны, представлены полевым шпатом, измененными цветными минералами, кварцем и отвечают составу граувакковых, аркозовых песчаников и алевролитов, туффитов и аргиллитов, что в корне противоречит выводу Р.М. Антонюка и его соавторов [17] о преобладании в составе карсакпайской серии пелагических осадков. Тесная ассоциация метавулканитов карсакпайской серии с кристаллокластическими и литокластическими туфами, описанными Ю.И. Половинкиной [16], содержащими амфибол, хлорит, плагиоклаз, биотит, серицит, гематит, магнетит, турмалин, кальцит и кварц, также не характерна для глубоководных фаций. Такие туфогенные породы, как правило, связаны с деятельностью стратовулканов, а присутствие аркозовых песчаников указывает на их образование в условиях мелководных и прибрежных фаций [63]. Акантоморфные акритархи [62, 64], присутствующие в отложениях карсакпайской серии, представляют собой остатки эукариотных одноклеточных фитопланктонных и ниточных водорослевых организмов, также обитали в относительно неглубокой открытоморской шельфовой части палеобассейна.

Порфиритоиды карсакпайской серии, по данным авторов [16,19], образовались за счет метаморфизма афировых и миндалекаменных порфиритов базальтового и андезибазальтового состава. Спорадически в верхней части разреза порфиритоидов карсакпайской серии встречаются прослои фиолетовых порфириоидов с флюидалной текстурой, что вряд ли можно считать признаком глубоководных фаций. Осадочно-туфогенно-вулканогенные интенсивно метаморфизованные отложения карсакпайской серии, вероятно, следует отнести к базальт-андезитовой формации [61], которая, как известно, распространена в пределах окраинно-континентальных рифтов, иногда накладывающихся на отмершие островные дуги, причленившихся к континенту.

В этой связи кратко остановимся на пространственной и генетической связи железистых кварцитов фосфорно-медно-свинцово-цинково-железорудной формации [61] карсакпайской и боздакской серии с основным и ультраосновным магматизмом Западно-Улытауского «офиолитового пояса».

Присутствие в составе ультраосновных пород (пикритов) каратургайского комплекса сульфидной медно-никелевой минерализации с платиноидами [2,3] также ставит под сомнение представления Р.М. Антонюка и его соавторов [17] об их формировании в структурах с океаническим типом фундамента.

О.Б. Бейсеев [2,3], долгие годы изучавший рудопроявление Каратурсгай, пришел к выводу, что его руды, приуроченные к горизонтам верлитов, имеют близкое сходство с сульфидными медно-никелевыми месторождениями Печенги [65,66].

Все исследователи, изучавшие гипабиссальные породы белеутинского и каратурсгайского комплекса, несмотря на их различные представления о генезисе как в пределах Южного [16,18,19], так и Северного Улытау [1,2,4] имеют единую точку зрения на их структурное положение и форму тел.

Апопикритовые серпентиниты, пикриты, пикрито-диабазы, диабазы и кварцевые диабазы белеутинского и каратурсгайского комплекса слагают небольшие гипабиссальные тела, имеющие, как правило, форму крупных и мелких межпластовых залежей. Довольно часто силлы залегают в замках неопротерозойских метаморфических толщ карсакпайской и боздакской серии, в единичных случаях встречаются дайки в составе мезопротерозойских толщ. Аналогов пикритов и ассоциирующих с ними диабазов в составе палеозойских толщ хр. Улытау не обнаружено.

Наличие кварца и значительные содержания апатита являются характерной чертой состава диабазов белеутинского комплекса, что отличает их от диабазовых порфиритов зеленокаменной карсакпайской серии [16]. Одной из характерных особенностей состава диабазов района Карсакпая является присутствие щелочного амфибола.

Учитывая крайне противоположные точки зрения на генезис и возраст ультраосновных и основных пород хр. Улытау, авторы предлагают с позиций современной геохимической геодинамики более подробно рассмотреть петрогеохимические особенности пород белеутинского и каратурсгайского комплексов и определить их место в геологической истории развития запада Центрального Казахстана.

3.1 Генезис Каратурсгайского пикрит-долеритового комплекса

Породы каратурсгайского гипабиссального диабаз-пикритового комплекса являются производными плавления шпинелевого лерцолита, тогда как породы гарцбургит-перидотит-габбро-плагитогранитных комплексов надсубдукционных офиолитов Центрального Казахстана образовались в результате плавления гранатового лерцолита (рис. 3.2, В). Кумулятивные перидотиты надсубдукционных офиолитов Центрального Казахстана обеднены Al_2O_3 (рис. 3.2, Г) относительно пикритов каратурсгайского комплекса. Если обратимся к диаграмме $TiO_2 \cdot 10 - Al_2O_3 - MgO$ (рис. 1.4, А), то и здесь эти комплексы отвечают двум различным сериям: первые – пикритовой, а вторые – коматиитовой и отчасти бонинитовой. Эти отличия очевидны и на диаграмме $Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Al_2O_3$ (рис. 1.4, В).

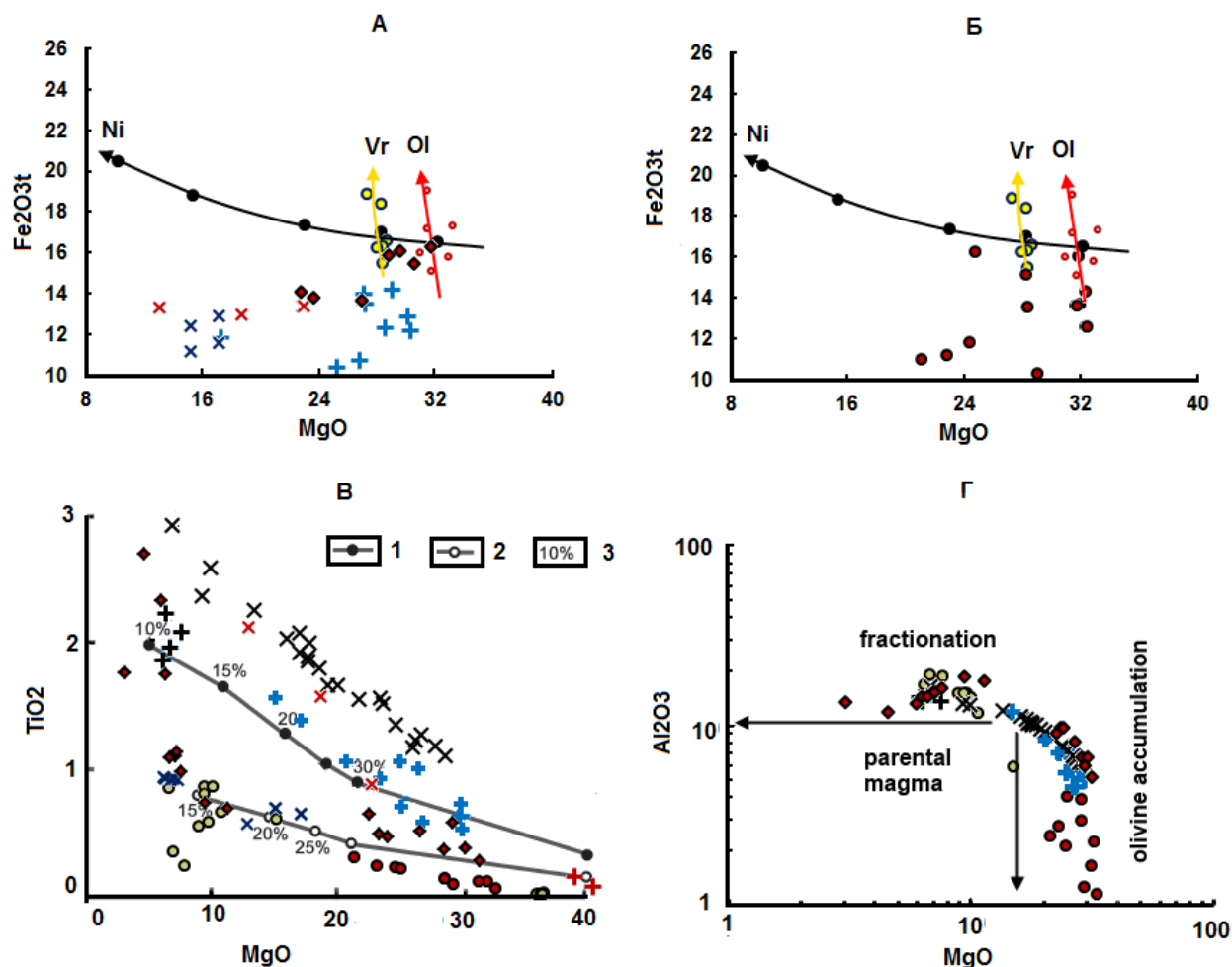


Рисунок 3.2 – А, Б. Диаграмма $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, мас. %. Стрелками показаны тренды: Ni – пород печенгского никеленосного комплекса; нерудных пород Печенги: Vr – серпентинизированных верлитов и Ol – серпентинизированных оливинитов.

В. Диаграмма TiO_2-MgO , мас. % [25], Г. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, мас. % [29].

1–тренд плавления шпинелевого перидотита; 2—тренд плавления гранатового перидотита; 3—степень плавления.

Условные обозначения см. на рисунке 2.

Среди магнезиальных комплексов Норильского района [31] к пикритам относятся только породы гудчихинской свиты, которые по уровню содержания TiO_2 (рис. 3.2, В) соответствуют пикритам Гавайского плюма, т.е. отвечают производным плавления шпинелевого лерцолита. Тогда как породы туклонской, надеждинской свит и Масловской интрузии Норильских траппов являются производными плавления гранатового перидотита и следовательно не находят аналогии с пикритами каратургайского комплекса.

Пикриты каратургайского комплекса относительно таковых Гавайского плума [28, 29] обеднены TiO_2 , но несколько более магнезиальны, что отражается на их высокой степени плавления (рис. 3.2, В). В них также меньше глинозёма, чем в пикритах Гавайского плума (рис. 3.2, Г).

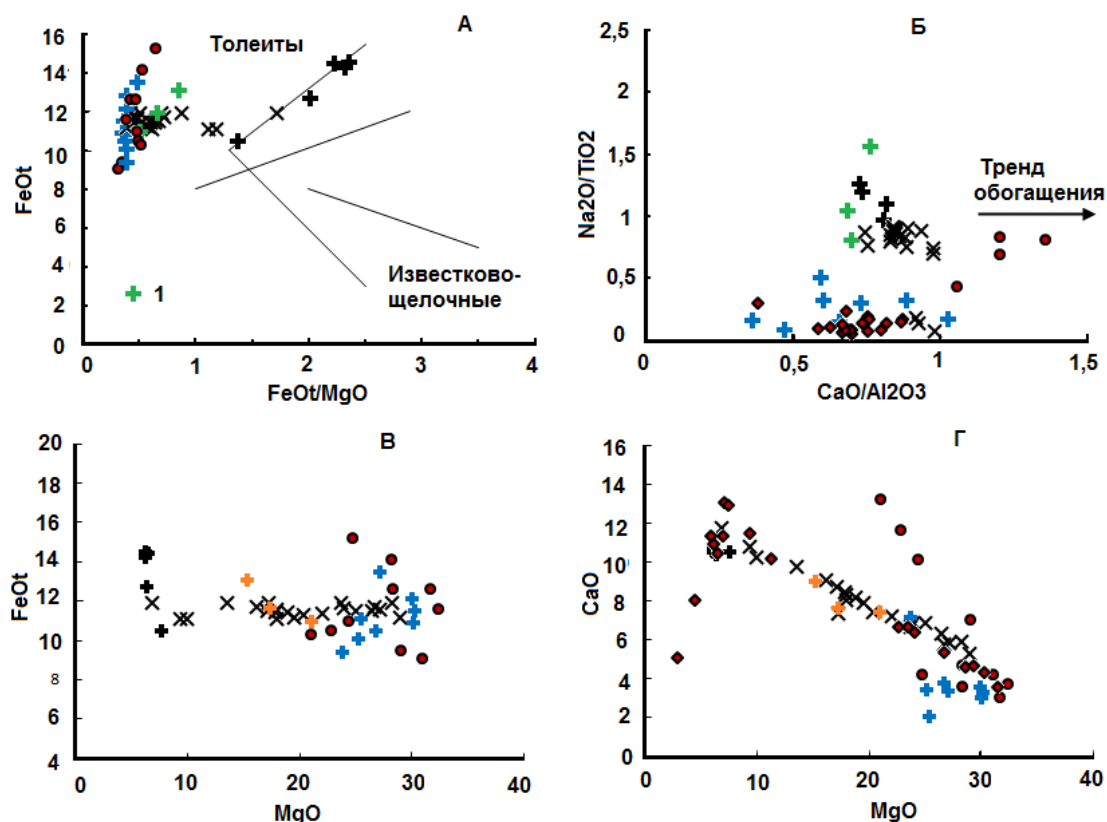


Рисунок 3.3 – А. Диаграмма FeOt–FeOt/MgO, мас. % [66], Б. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, мас. % [26], В. Диаграмма FeOt–MgO, мас. % и Г. Диаграмма CaO–MgO, мас. %. 1 – пикритовые диабазы каратургайского комплекса

Условные обозначения см. на рисунке 1.4.

Пикриты каратургайского комплекса характеризуются постоянным ростом FeOt при слабом колебании отношения FeOt/MgO (рис. 3.3) и незначительных колебаниях MgO, тогда как в пикритах Гавайского плума уровень концентрации FeOt остается практически постоянным, но существенно изменяется уровень содержания MgO (рис. 3.3, В). От последних пикриты также отличаются величинами отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, однако следует отметить, что диабазы и пикритовые диабазы каратургайского комплекса по уровню отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ довольно близки при некотором обеднении Na_2O .

Особо следует остановиться на характере распределения CaO относительно MgO (рис. 3.3, Г). Диабазы и пикритовые диабазы каратургайского комплекса ложатся на тренд пикритов Гавайского плума,

тогда как собственно пикриты отклоняются от этого тренда, что может быть обусловлено внутрикамерной кристаллизацией и накоплением кумулатов оливина.

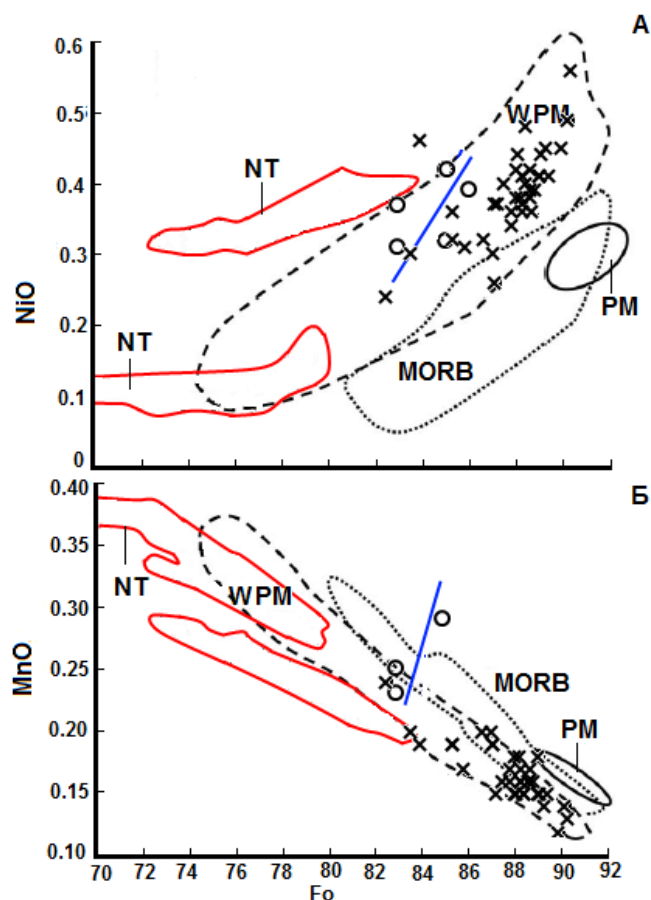


Рисунок 3.4 – Диаграммы А. Fo (мол. %)– NiO (мас. %), Б – MnO (мас. %) для оливинов из пикритов каратургайского комплекса.

PM – поле оливина в равновесии с перидотитовым материалом; MORB – поле вкрапленников из базальтов срединно-океанических хребтов; WPM – поле вкрапленников оливинов из внутриплитных магматических резервуаров, образованных под мощной (более 70 км) литосферой [32]; NT – оливины из траппов Норильского региона [27]; оливины из пикритов Гавайского плюма [67].

Породообразующие оливины из пикритов каратургайского комплекса на диаграммах Fo– NiO,– MnO (рис. 3.4, А, Б соответственно) располагаются в поле оливинов внутриплитных магматических комплексов, как и оливины из пикритов Гавайского плюма. На этом рисунке отчетливо видно, что фигуративные точки оливина пикритов каратургайского комплекса значительно удалены от полей MORB и траппов Норильского региона, и они имеют совершенно иной тренд обогащения NiO и MnO. По отношению к оливинам пикритов Гавайского

плюма, чьи магмы зарождаются на глубине как минимум 660 км, они обогащены железом и содержат несколько меньше NiO, но обогащены MnO.

Все это говорит о геохимической специализации присущей пикритам каратургайского комплекса, сопровождающегося Cu-Ni+ Zn-Pb +МПП оруденением, формирование которого было связано с плавлением деплетированного мантийного источника Ti и Cr, но обогащенного элементами группы железа, а также рядом РЗЭ (La, Yb) и литофильных элементов (Y, Zr, Sr, Ba).

Особо следует отметить, что породообразующие оливины и клинопироксены пикритов каратургайского комплекса не содержат Cr_2O_3 , TiO_2 , что указывает на высокую степень деплетированности исходного мантийного материала обогащенного сульфидами Ni и Cu.

Тогда как клинопироксены пикритовых диабазов наоборот обогащены Cr_2O_3 и TiO_2 , а сама порода содержит высокотитанистую хромшпинель. Такие различия химического состава породообразующих и акцессорных минералов пикритов и пикритовых диабазов имеют несколько объяснений. Пикритовые диабазы можно рассматривать как зону закала, в которой сохранился (исходный) первичный состав мантийного вещества, а пикриты как конечный продукт его плавления. Не исключено, что они принадлежат двум различным мантийным источникам.

Присутствие в пикритовых диабазах кровли потоков совместно в одном образце кристаллов хромшпинели, манганоильменита и титаногематита дает основание говорить об их кристаллизации в гипабиссальных условиях. Поскольку в титаногематите железо находится в высокой степени окисления, это предполагает его образование в условиях с более высоким потенциалом кислорода.

Химический состав пикритов каратургайского комплекса свидетельствует об их принадлежности к ультрабазитам нормального ряда, что еще ранее отметили Н.П. Михайлов и Ю.Л. Семенов [1], с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, содержанием TiO_2 (< 1 %), при постоянном, но незначительном преобладании Na_2O (< 0.65 %) над K_2O (< 0.24 %). Ассоциирующие с пикритами high-Fe толеитовые диабазы также имеют низкие отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, значимо ниже 1, однако с повышенным содержанием $\text{TiO}_2 > 1$ % и постоянным преобладанием Na_2O (> 2.0 %) над K_2O (> 0.25 %).

Отсутствие в составе Западно-Улытауского пояса лав, вулканических брекчий, гиадокластитов и туфов пикритов, столь характерных для обстановок интенсивного растяжения континентальной коры [25], свидетельствует об образовании гипабиссальных пород диабаз-пикритового комплекса в условиях режима общего сжатия (коллизии) на

поздних стадиях развития Улытауской складчатой области в неопротерозое в период формирования суперконтинента Родиния.

Проявления пикритового магматизма в таких областях обусловлены увеличением «жесткости» складчатых областей и заложением глубинных внутрикоровых разломов [25].

Вероятно, в таких условиях протекал магматизм в пределах Западно-Улытауского пояса. Приуроченность пикритового и диабазового магматизма к глубинным разломам, фиксирующихся в поверхности раздела Мохоровичича в пределах описываемого района, обсуждалась ранее Г.Ф. Ляпичевым [5].

Опираясь на пространственную связь пикритов с карбонатитоидами можно рассматривать пикриты и апопикритовые оливиниты как конвергентные с ними породы. По характеру накопления основных петрогенных компонентов (рис. 3.5) толеитовые пикриты имеют аналогию с неалмазоносными и убогоалмазоносными кимпикритами.

Однако изученный оливин толеитовых пикритов содержит больше железа (Fo 85-90%) и он обогащен Ni (<0.33%) и MnO (<0.29%). Флогопит пикритов обогащен TiO_2 (3.58%) и не содержит MnO, а ильменит обогащен MgO (<1.08%), MnO (3.14%), CaO (0.27%), V_2O_3 (0.85%) и Cr_2O_3 (<0.40%), что нехарактерно как для кимпикритов, так и для альпикритов и тем более для алмазоносных кимберлитов [47].

По минералогическому и петрохимическому составу (рис. 6.5) пикритовые диабазы приближаются к породам альпикритовой группы, однако их ильменит обогащен MnO (<3.44%), а MgO и Cr_2O_3 отсутствуют. В составе пикритового диабаза присутствует хромшпинель (Cr_2O_3 <45.28%, MgO <8.83 %), не встречающ~~ая~~аяся в составе титаномagnetитовых альпикритов [20].

Апопикритовые оливиниты каратургайского комплекса нередко брекчированы, карбонатизированы и являются ларнит-нормативными.

На диаграммах (рисунок 6) их фигуративные точки располагаются в поле составов алмазоносных кимберлитов. Однако следует помнить, что ларнит встречается не только в перидотитах, но и анкаратритах и альнеитах. Последние являются крайними членами группы альпикритов. В последнее время установлено [67], что комагматичность альнеитов и кимберлитов, сходство карбонатизированных кимберлитов и карбонатитов есть следствие эволюции мантийной магмы. Присутствие апатита, роговой обманки и флогопита в составе апопикритовых оливинитов, как и в самих пикритах, дает основание предположить их комагматичность с кимберлитами или альнеитами. Такое понимание генезиса пикритов вполне согласуется с их ассоциацией с карбонатитоидами, являющимися источниками редких земель.

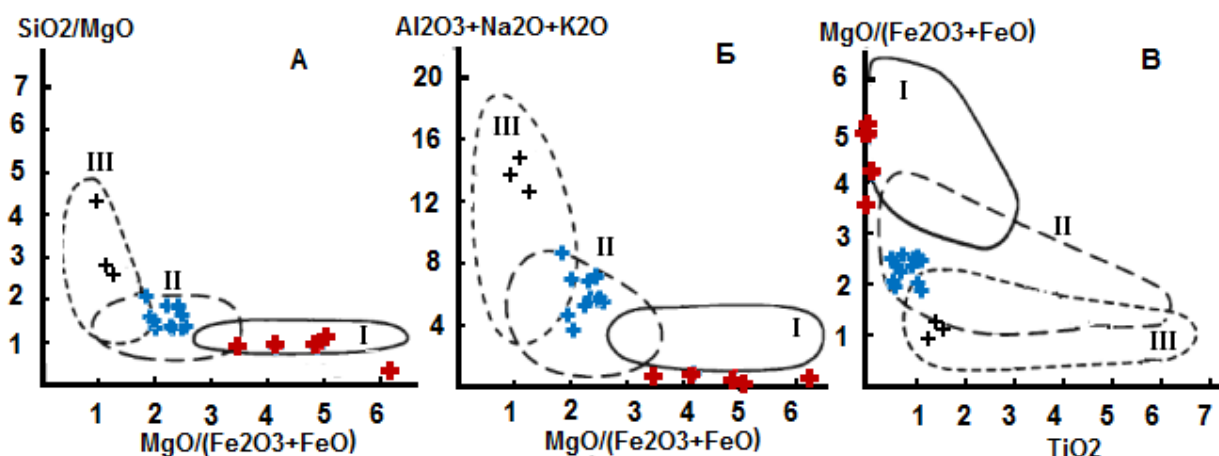


Рисунок 3.5 – Диаграммы SiO_2/MgO – $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (А), $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Б) и $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ – TiO_2 (В) для апопикровых серпентинитов (красный крест), пикритов (синий крест) и пикритовых диабазов (черный крест) каратургайского комплекса.

I – область составов алмазоносных кимберлитов; II – область составов неалмазоносных и убогоалмазоносных кимпикритов; III – область составов альпикритов [48].

Петрогенетические выводы. Выполненное петрогеохимическое сопоставление пород каратургайского комплекса дает нам возможность сделать ряд предварительных выводов о генезисе основных и ультраосновных магм и их металлогении в пределах Западно-Улытауского пояса.

Породы каратургайского комплекса Западно-Улытауского пояса образовались при высокой степени плавления шпинелевого лерцолита, чем они отличаются от гарцбургит-перидотит-габбро-плагиигранитных комплексов офиолитов Центрального Казахстана, формировавшихся в результате плавления гранатового перидотита.

Основываясь на величине отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ [68], пикриты первого типа кристаллизовались при высоком содержании кислорода, тогда как пикриты второго типа, пикритовые диабазы и диабазы кристаллизовались при меньшем содержании кислорода в магматическом расплаве.

Породы каратургайского комплекса Западно-Улытауского пояса образовались при большой степени (от 35% до 10%) плавления шпинелевого лерцолита. Высокая степень плавления шпинелевого лерцолита дает основание утверждать, что породы комплекса сформировались в процессе внутрикамерной дифференциации мантийной пикрит-карбонатитовой магмы.

Собственно с пикритами каратургайского комплекса генетически и пространственно связана сульфидная платиноидно-медно-никелево-

свинцово-цинковая минерализация, богатая редкоземельными элементами. Такая рудная минерализация, как показывают исследования последних лет [20], образуется в процессе обогащения пикритовой магмы кремнеземом и щелочами при поглощении корового материала и добавлении серы из внешнего источника.

Генетическая связь пикритов с карбонатитоидами, рудная нагрузка и их петрохимическая специализация не исключает того, что карбонатитоиды могут быть коренными источниками алмазов, которые на сегодня известны в составе карбонатитов складчатых поясов [69]. Образование карбонатитоидов каратургайского комплекса, имеющих иттриевую специализацию, по-видимому, следует увязывать с переносом углерода из мантийного источника восстановительными флюидами, состоящими из метана, водорода, окиси углерода и других газов [70], которые способствовали образованию карбонатитоидов.

Однако присутствие в составе пикритового оливинита крайнего члена пикрит-диабазового ряда нормативного ларнита не исключает его образования вследствие дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, которые могут быть близки по составу к кимберлитам [71].

Внедрение гипабиссального каратургайского комплекса Западно-Улытауского пояса происходило на фоне коллизии складчатых структур Улытауского мегатеррейна в период образования суперконтинента Родиния [72], а не в процессе рифтогенеза континентальной и тем более океанической коры.

Возраст пород каратургайского комплекса Западно-Улытауского пояса условно принимается неопротерозойский до рифтогенного этапа (825 млн. лет [72]).

Подтверждением тому является их структурное положение, а также то, что они слагают дайки и силлы не только в пределах мезопротерозойских толщ, но и неопротерозойской боздакской серии и в составе более молодых комплексов хр. Улытау не встречаются.

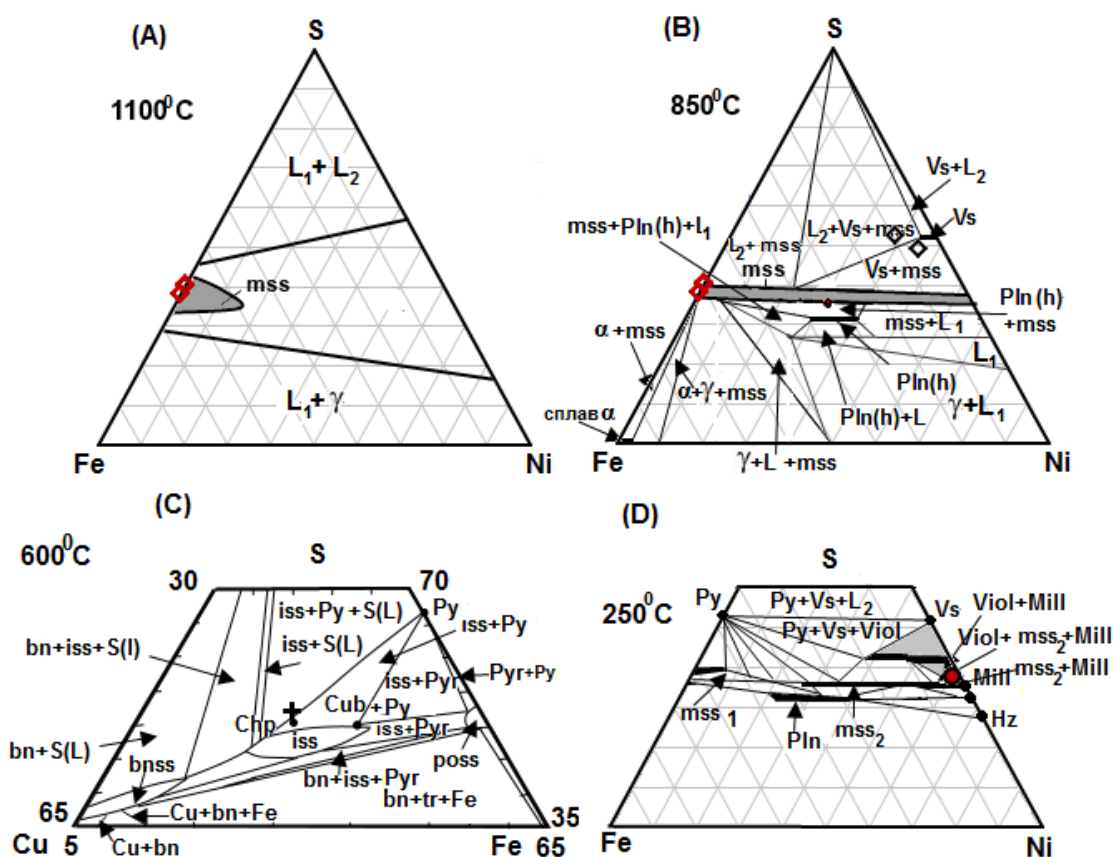


Рисунок – 3.6. Изотермические сечения конденсированных систем Fe-Ni-S при температурах 1000⁰C (A), 850⁰C (B), 250⁰C (D) и Cu-Fe-S при температуре 600⁰C (C) для пирротина (красный ромб), пентландита (черный кружок), халькопирита (черный крест), зигенита (черный ромб) и миллерита (красная точка) из пикритов и пикрито-диабазов каратургайского комплекса. mss – моносulfидный твердый раствор; iss – промежуточный твердый раствор; Chr – халькопирит; PIn – пентландит; Vs – ваэсит; Pyr – пирротин; Py – пирит; Viol – виоларит; Mill –миллерит; L – расплав.

В системе Fe-Ni-S (рис. 3.6, A, B) предложенной А. Налдреттом [68] фигуративные точки пентландита располагаются ниже барьера, изолирующей фазы, обогащенной S, от фаз, богатых металлами, и тяготеют к полю пентландита и моносulfидного твердого раствора (mss). Пирротин в этой системе располагается на стороне Fe-S, но при этом его фигуративные точки лежат в области барьера mss, чем, вероятно, можно объяснить присутствие минералов IPGE, PtTe₂ и Ag₂Te в пирротине, так и в пентландите. В системе Cu-Fe-S (рис. 3.6, C) халькопирит, учитывая его

избыточность серой, располагается в поле $iss+Py+S(L)$, что, по-видимому, согласуется с понижением температуры кристаллизации халькопирита.

Учитывая последовательность выделения минеральных фаз и анализ изотермических сечений конденсированной системы Fe-Ni-S [68], генезис сульфидной медно-никелевой минерализации каратургайского типа, по-видимому, подчиняется следующей схеме.

Если учесть современную трактовку температуры и формирование mss, то можно предположить, что при 1190°C на линии Fe-S появляется $\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$ (троилит), который при температуре 1100°C распространяется во внутреннюю часть системы, формируя поле mss (рис. 3.6, А). Как предполагает А. Налдретт [68], на этом этапе mss обогащен Fe и обеднен Ni относительно жидкости, с которой он находится в равновесии. Впоследствии mss, образующейся из фракционированной жидкости при продолжении фракционной кристаллизации, по Д. Ебел и А. Налдретту [73] становится более богатым Ni. При 865°C , как предполагают А. Сугаки и А. Китакаце [74], в результате реакции между mss и жидкостью образуется высокотемпературный полиморфный пентландит (рис. 3.6, В). Если учесть данные А.А. Федорова и А.В. Синякова [75], что в нашей системе вместо ваэсита ($\text{Ni}_{3+x}\text{S}_2$) присутствовал зигенит, то можно предположить, что температура в магматической камере опускалась ниже 806°C . Если принять во внимание состав изученных сульфидов и согласиться с выводами Л.Р. Цраига и Г. Куллеруда [76], то можно заключить, что жидкость, находящаяся в равновесии с mss при 850°C , была обогащена Cu, но обеднена Ni относительно mss. Исходя из системы Cu-Fe-S (рис. 3.6, С), что промежуточный твердый раствор (iss) выделяется из Cu-содержащего mss. При снижении температуры (до 400°C и менее) iss, предположительно, разлагается на халькопирит-пирротиновые минеральные фазы. Присутствие в системе Fe-Ni-S (рис. 3.6, D) миллерита позволяет предположить, в соответствии с выводами Ю. Цраига [77], что при 250°C mss разделился на фазы mss_1 и mss_2 + миллерит. Это также согласуется с выводами К. Мисра и М. Флеста [78], что при низкой температуре стабильно существует миллерит и, неустановленный нами минерал, хизлевудит.

Выводы. Вышеизложенное свидетельствует, что образование минеральных включений медно-никелевых руд, содержащих платинометальную минерализацию, протекало при понижении температуры, которая изменялась от 1200°C до $100\text{--}135^{\circ}\text{C}$. По-видимому, такое стремительное понижение температуры магматического расплава способствовало удержанию минералов платиновой группы в процессе его фракционирования и могло протекать в гипабиссальных условиях. Это предположение хорошо согласуется с присутствием в пикритах титаногематита. Как известно, что титаногематит образуется при высоком

окислительном потенциале кислорода, что является прямым свидетельством образования содержащих их пород в гипабиссальных условиях. Не противоречит этому и присутствие железа в сфалерите, поскольку при понижении давления происходит увеличение количества железа в структуре сфалерита, а также присутствие алтаита, формирующегося в условиях гидротермального среднетемпературного процесса минералообразования в качестве позднего минерала. Присутствие селенида свинца и алтаита, как и высокие содержание свинца в других сульфидах указывает, что магматические, в том числе рудные процессы протекали в составе континентальной коры. Обнаруженные нами редкоземельные элементы, в составе сульфидов, такие как Се, Ду, Ег, У на фоне платиноидов существенно увеличивают промышленный интерес к потенциальным рудам диабаз-пикритового каратургайского комплекса. Присутствие платиноидов и РЗЭ только в составе ликвационных каплях представленных пирротинном, халькопиритом, пентландитом и сфалеритом позволяет более корректно провести технологическое опробование руд каратургайского типа [33].

3.2 Генезис рудопроявления Майке

Образование медноколчеданных руд и связанных с ними благородных, редкоземельных и редких металлов происходило в условиях магматических и постмагматических процессов минералообразования в несколько этапов (рис. 3.7) [79].

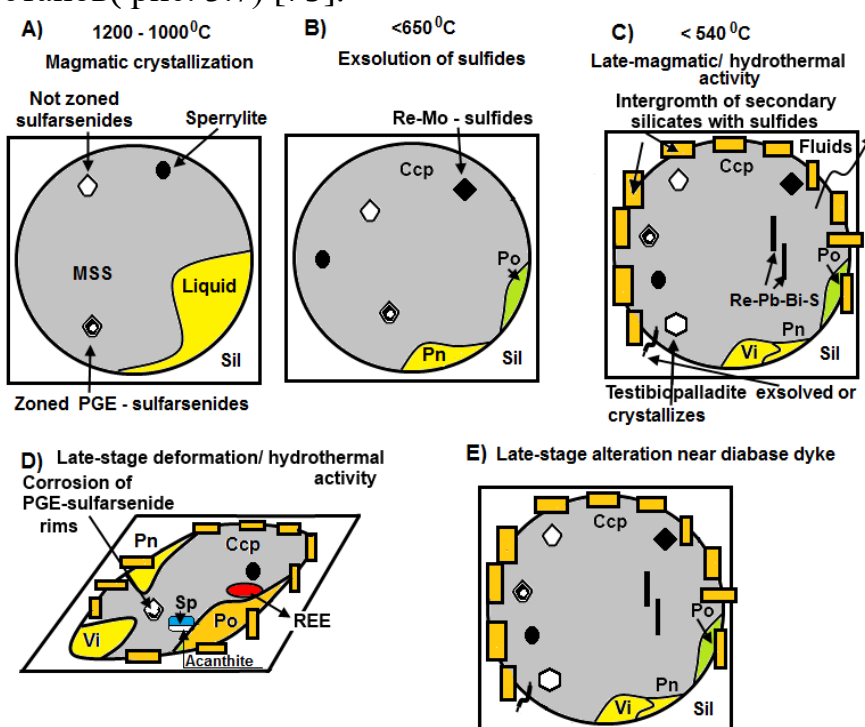


Рисунок 3.7 Схематическая модель последовательности формирования PGE, редких минералов и сульфидов медноколчеданных руд месторождения Майке построена на основе материалов статьи [52].

А. Ранняя кристаллизация мелких идиоморфных зональных PGE-сульфоарсенидов и сперрилита из сульфидной жидкости и их слияние в MSS.

В. Эволюция сульфидных минералов (пентландит, пирротин, халькопирит), включая сульфиды рения и молибденита, при охлаждении до температуры ниже 650 °С.

С. Поздняя магматическая и / или гидротермальная активность и последующая рекристаллизация сульфидов основных металлов с вторичными силикатами одновременно с образованием **тестибиопалладита** и **Pb-Te-фаз** либо в виде растворения сульфидов основных металлов, либо при кристаллизации из небольших объемов захваченного расплава.

Д. Демобилизация сульфидов на поздней стадии в зонах разломов и коррозия существующих сульфоарсенидов PGE, образование акантита по сфалериту и образование по трещинам фторфосфатов и фосфатов редкоземельных элементов.

На магматическом этапе формировались собственно медноколчеданные руды, с которыми ассоциируют сульфоарсениды никеля и кобальта, содержащие минералы Pt, Ir, Rh, Ru и Os. Тогда как арсенид платины (сперрилит) встречается в халькопирите.

Антимонит теллура (тестибиопалладит), образующий отдельные кристаллы встречается как в халькопирите, так и сульфоарсенидах никеля и кобальта, являясь основным источником палладия (до 25%Pd). По-видимому, на этом этапе образуются минералы рения. Основная масса их микровключений ассоциирует с халькопиритом и крайне редко с пиритом.

В ассоциации с сульфоарсенидами никеля и кобальта крайне редко встречается ульманнит. Для него свойственен широкий спектр элементов-примесей: Ag, Pd, Te, Bi, что характерно для минеральных ассоциаций гидротермальных месторождений.

На этом этапе на медноколчеданные руды накладывается полиметаллическая минерализация. Сфалерит, как правило, сопровождается образованием акантита и самородного серебра. Наиболее поздними образованиями являются фосфаты и фторфосфаты РЗЭ.

Предполагаемая последовательность образования медноколчеданных руд пространственно и генетически связанных с карбонатитами линейно-трещинного типа косвенно подтверждается изотопным составом свинца колчеданно-полиметаллических месторождений Северного Улытау, изученным ранее О.Г. Кошевым [79]. Им было высказано, что изотопные

составы свинца месторождений данного района указывают на сложную многостадийную историю формирования ряда месторождений Кургасынского района Северного Улытау путем смешивания древнего аномального свинца протерозойского возраста с обыкновенным свинцом, возникшим в последующие периоды тектоно-магматических активизаций в раннем палеозое.

Вероятнее всего по такому типу формируется большинство месторождений карбонатитов связанных с мантийными очагами изначально формирующихся над зонами субдукции. Их пространственная связь с зонами субдукции находит подтверждение присутствием NaCl в изначально плутонических ультраосновных породах.

Завершается рудогенез образованием Nd-содержащих черчитовых кор выветривания [40].

3.3 Возраст комплексов

В отсутствие данных абсолютного возраста, время образования пород каратургайского комплекса трактовалось то докембрием [14], то поздним протерозоем [3, 18].

Вопрос генезиса пород каратургайского комплекса оставался до последенного времени дискуссионным, хотя первое описание и название им присвоено более ста лет назад. К настоящему времени установлено отсутствие покровов пикритовых лав. Эффузивные пикриты в литературе появились в результате ошибок наблюдений, что последующими работами опровергнуто. Не менее важными, в этом отношении, является факт отсутствия связанных с пикритами туфов и мендалекаменных эффузивов [13].

Возраст ультраосновных и основных пород данного района, как отметили авторы [4], большинство исследователей считают ордовикским. Однако следует напомнить, что ранее И.Ф. Трусова [14] относила основные и ультраосновные интрузии Западно-Улытауского «змеевикowego пояса» относил к докембрию.

Ю.И. Половинкина [16], изучавшая основные и ультраосновные породы района поселка Карсакпай в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов, пришла к заключению, что их возраст, вероятнее всего, среднепротерозойский. Описанные ею диабазовые порфириты по структурному положению, петрографическому и петрохимическому составу идентичны кварц- и апатитсодержащим диабазам и кварцевым диабазам каратургайского диабаз-пикритового комплекса. Перидотиты, диабазовые порфириты, метабазальты и метаосадочные породы карсакпайской серии она объединила в «типичную» офиолитовую формацию. При этом Ю.И. Половинкина считала, что более молодые, по отношению к породам карсакпайской серии, основные и ультраосновные

интрузивные породы являются причиной интенсивных постмагматических процессов в районе, в том числе и образования железистых кварцитов.

Составители геологической карты СССР (масштаб 1:200 000, серия Улутау-Кокчетавская) [18] отнесли sill и дайки данного комплекса в районе Карсакпая к позднему протерозою. Отмечая при этом, что габбро и габбро-диабазы развиты в виде согласных тел в составе неопротерозойских белкудукской и боздакской свит, а также в виде рвущих массивов внутри мезопротерозойской бурмашинской свиты. Между тем они отмечают, что у них нет прямых геологических данных для установления верхнего возрастного предела. Однако они предположили, что можно говорить о генетической связи пластовых интрузивных тел с соответствующими по возрасту свитами, содержащими основные вулканы в составе метаморфических толщ района Карсакпая.

Составители геологической карты Казахской ССР (масштаб 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская) [18] объединили вышеописанные основные и ультраосновные породы Западно-Улытауского «офиолитового пояса» в белеутинский комплекс позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов, который, как они отметили, впервые был описан в Карсакпайском районе И.С. Яговкиным в 1927 г.

Значительно позже Р.М. Антонюк [17], один из соавторов геологической карты Казахской ССР [18], обобщив материалы ГДП-200, разработал новую стратиграфическую схему метаморфических отложений докембрия и нижнего палеозоя хребта Улытау. Западно-Улытауский «офиолитовый пояс» он представил как Карсакпайский аллохтон. В составе последнего метавулканы и ассоциирующие с ними метаосадочные отложения карсакпайской серии, были им отнесены к верхним членам офиолитовой ассоциации, а сопровождающие их тела основных и ультраосновных пород он сопоставил с плутоническими комплексами нижнепалеозойских офиолитовых зон Центрального Казахстана, и тем самым, по сути, повторил схемы предшественников [4,16]. Предположив при этом, что карсакпайская серия сформировалась в условиях спрединга Байконурского окраинноморского палеобассейна на коре океанического типа, которая впоследствии, в позднем ордовике и раннем силуре в период коллизии и закрытия этого бассейна, была шарьирована на Улытау-Арганатинский микроконтинент. Возраст карсакпайской серии ими [17] был определен в диапазоне позднего венда и среднего ордовика.

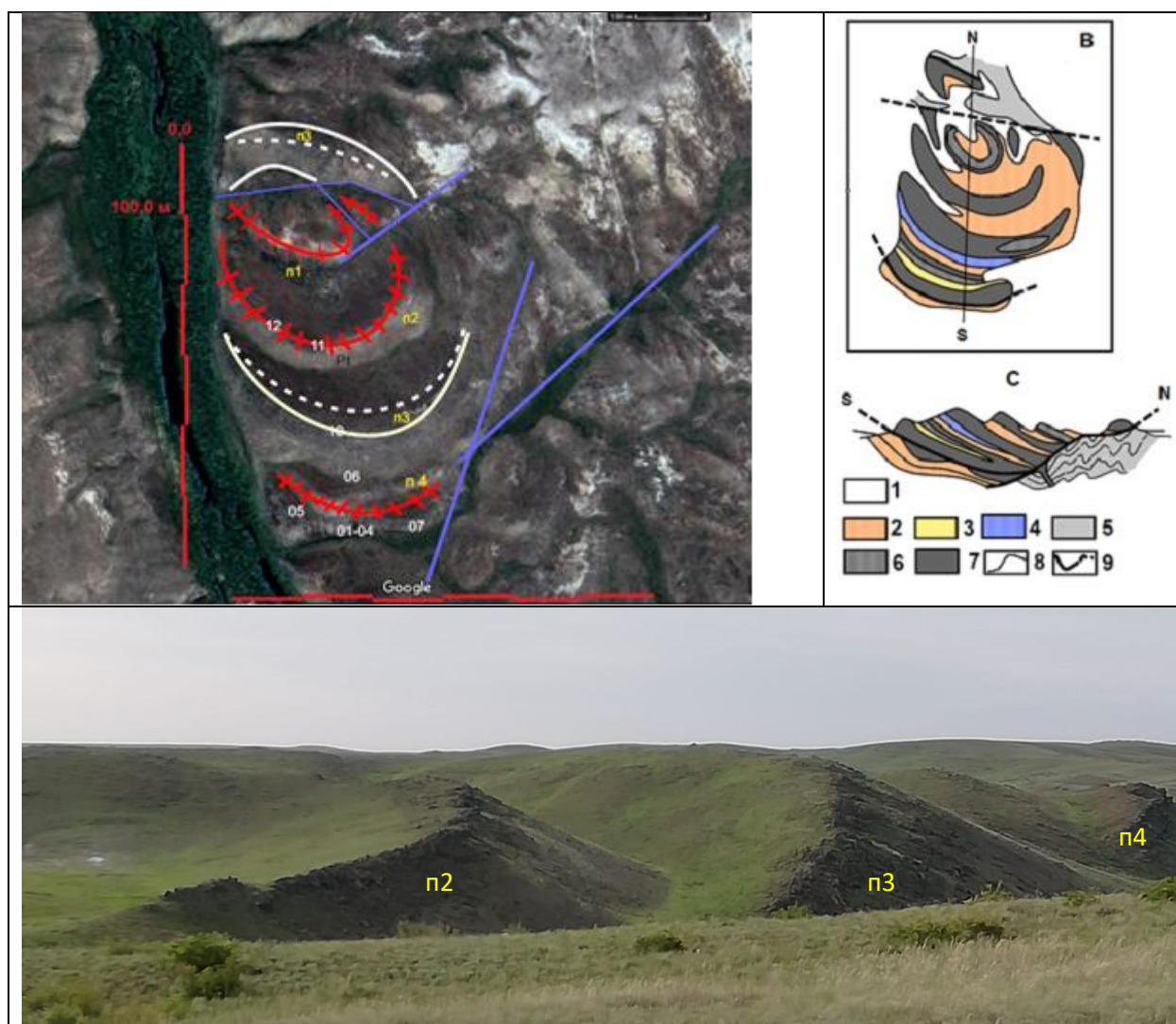
Многочисленно неоднократно были совершены попытки выделить цирконы для определения абсолютного возраста каратурского ультрабазитового комплекса на базе лаборатории при кафедре ГРМПИ в Карагандинском техническом университете и в Институте Геологических наук им. К. Сатпаева (г.Алматы) под руководством д.г.-м.н. Бекеновой Г.К. Но

выделить цирконы не удалось. Возможная причина кроется в скорости внедрения магматического расплава. При большой скорости внедрения цирконы сторают. Температура плавления цирконов

3.4 Оценка перспектив извлечения платиноидов и редкоземельных элементов

3.4.1 Пикрит-долеритовый каратургайский комплекс

В качестве объекта исследования каратургайских ультраосновных пород была выбрана кольцевая структура на правом берегу реки Каратургай, ранее описанная Михайловым и Семеновым. Выходы пикрит-долеритового комплекса показаны на космофотоснимке и photographиях (рис. 3.8)



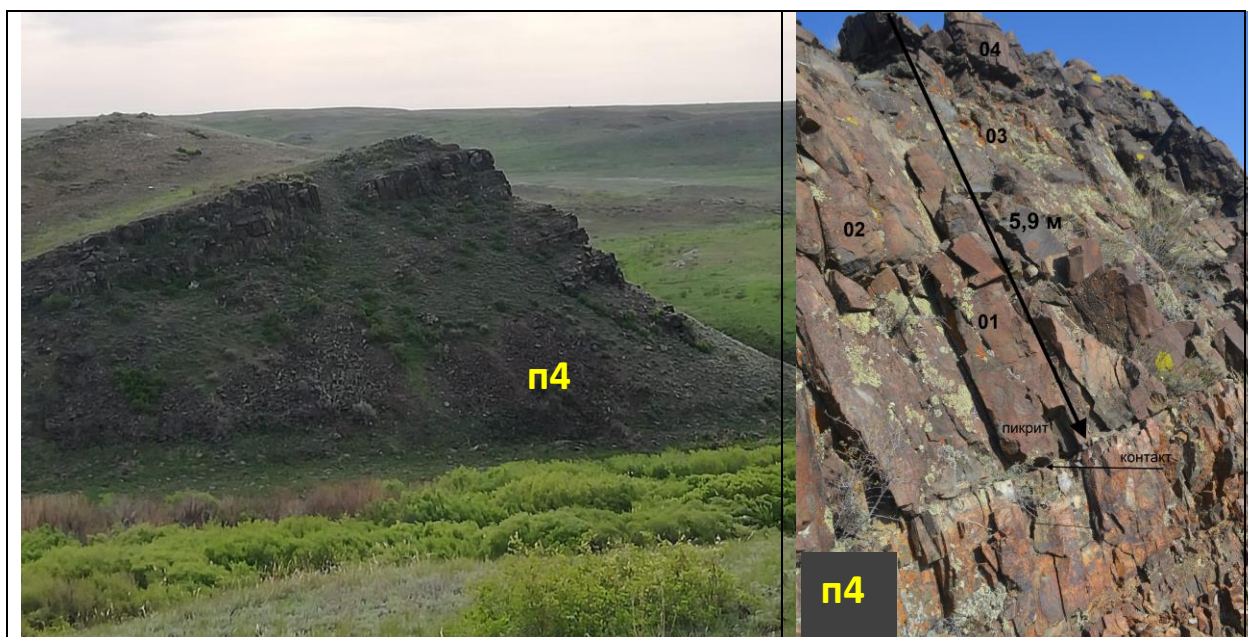


Рис. 3.8 Места отбора проб
Условные обозначения к схематической карте и разрезу на рис.1.2

Данный комплекс сложен пикритами, долеритами и переходными разностями – пикрито-долеритами. Вмещающие породы – туфы кварцевых альбитофиров, полосчатые туфы среднего состава резко отличаются по цвету от ультраосновных пород, что облегчит их извлечение при разработке месторождения. На разрезе (рис.3.8) видно переслоение этих пород.

Характерным для пикритов и сопутствующим им долеритам, является форма залегания в виде малых интрузий. Н.П. Михайловым при полевых работах зарегистрировал около 60 мелких тел пикритов, пикрито-долеритов и долеритов, обычно залегающих согласно с дислоцированными метамолфическими толщами. Метаморфические сланцы у верхних и нижних контактов факолитов в полосе шириной 0,4-0,8 м превращены в темно-серые тонкозернистые альбито-кварцевые роговики микрогранобластовой структуры, в составе которых в небольшом количестве присутствует биотит, роговая обманка и иногда мелкие зерна граната [80].

Малые интрузии пикритов и долеритов располагаются в узкой зоне по правобережью р. Каратургай. Протяженность зоны около 30 км. На юге от северной оконечности Акжальского массива через излучину р. Каратургай, где она меняет свое направление с западного на северное, тела пикритов прослеживаются до р. Карасу, впадающей в р. Каратургай. Ширина зоны 3-5 км [80].

Длина тел, весьма разнообразна от 5 до 500 м., мощность от 0,8 до 15 м. В рельефе дайки образуют гряды темнозеленых, иногда почти черных

пород. На участках интенсивной серпентинизации породы приобретают голубовато-серый цвет[80].

При полевых работах были отобраны 120 проб всех типов пород, но при лабораторных исследованиях было выявлено, что сульфиды, несущие в себе платиновую и редкоземельную минерализацию, вкраплены в пикриты. Причем данный комплекс можно отнести к бедносульфидным рудам (0,5-2%).

Кольцевую структуру условно разделили на 4 пласта п1-п4 соответственно. На космофотоснимке указаны точки отбора проб (рис. 3.8). С каждой точки взяты по 10 проб.

Далее из проб был выбран материал для изготовления шлифов и аншлифов. Оставшийся материал был издроблен, после чего было отобрано 100г на аналитическую пробу. Из оставшегося материала был выделен сульфидный концентрат на концентрационном столе в лаборатории ИПКОН, г. Караганда (результаты всех анализов в главе 1).

Полученные результаты исследований рудогенеза каратургайских сульфидных руд с REE и PGE свидетельствуют о благоприятных условиях для образования больших концентраций сульфидов в придонных и корневых частях пикрит-долеритового комплекса, что дает возможность рекомендовать бурение для поиска REE и PGE в более высоких концентрациях.

Определенные в процессе исследований формы нахождения платиноидов и редкоземельных элементов в ультрамафитовом комплексе дает возможность сделать ряд выводов:

1. Элементы группы платины могут формировать самостоятельные минералы, например мончеит - наиболее распространенное интерметаллическое соединение теллурида платины с примесями Pd, Bi, которое по химическому составу приближается к стехиометрической формуле мончеита $PtTe_2$ (дителлурид платины). Также осмистый иридий $(Ru, Ir)_2Os$, представленный в виде зерен более 1.0 мкм, которые содержат (мас.%): Ru (11.17), Os (11.31), Ir (1.60), Bi (0.11). Самостоятельные минеральные формы технологически проще извлекать из общей рудной массы.

2. Установлено, что пентландит является носителем палладия (Pd) [73]. Палладий не образует самостоятельных минералов, а находится в виде примесей в мончеите и особенно в пентландите.

3. Редкоземельные элементы (Dy, Er, Y, Ce) обнаружены в составе сульфидов каратургайского комплекса в маленьких концентрациях, и добыча их будет не рентабельной.

4. Рекомендуется комплексное выделение рудного концентрата с последующим разделением на полезные компоненты.

3.4.1.1 Обогащение

После дробления и выделения рудного концентрата на концентрационном столе необходимо проводить мероприятия по разделению концентрата на полезные компоненты.

Основной проблемой, которая возникает при обогащении сульфидных никелевых руд, является отделение никеля от меди.

Медь представляет собой вредную примесь в никеле для многих областей применения. Учитывая, что Каратургайские медно-никелевые руды богаты никелем и меди в рудном концентрате от 2 до 7 раз меньше чем никеля, позволяет без особых затрат произвести разделение рудного концентрата. До недавнего времени металлургическое разделение меди и никеля было значительно дороже, чем разделение при обогащении, и применялось только при относительно небольшом содержании меди в никелевом концентрате.

По данным О.Б. Бейсеева [6], который утверждает, что сульфидные медно-никелевые руды Каратургайского проявления содержат Pt – 5 г/т, а Pd – 16 г/т, и С.С. Чудина [7], по данным которого убого-малосульфидные медно-никелевые вкрапленные руды содержат до 0,8 г/т платины (Pt), а в медно-никелевом концентрате этих руд суммарное содержание платиноидов достигает всего 10 г/т.

3.4.2 Карбонатитовый комплекс Майке

Руды проявления Майке на 95% представлены халькопиритом, реже присутствуют виоларит (FeNi_2S_4), вавринит (Ni_2SbTe_2), пентландит ($\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})\text{S}_8$), пирит (FeS_2), пирротин (FeS), сфалерит ($\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$, галенит (PbS). В халькопирите обнаружены: сперрилит (PtAs_2), тестибиопалладит ($\text{Pd}(\text{Sb}, \text{Bi})\text{Te}$), гессит (Ag_2Te) и идиоморфные включения минералов кобальтин-герсдорфитового ряда, обогащенные рассеянными платиноидами Pt, Ir, Rh, Ru, Os с разным их соотношением. Вавринит, напротив, содержит только Pd, а в виоларите встречены включения гессита. Обнаружено несколько зерен акантита (Ag_2S), встречается теллурид свинца алтаит (PbTe), также выявлены фосфаты и фторфосфаты, содержащие редкоземельные элементы цериевой подгруппы (La, Ce, Pr, Nd, Sm) и Y, крайне редко встречается молибденит [44].

В составе кор выветривания в кварц-рутил-сидерит-хлоритовых, сидерит-мусковит-хлоритовых сланцах, наряду с апатитом, титанитом, ильменитом, цирконом, встречаются желваки черчита. Неодимовая разновидность черчита является основным источником иттрия, европия и тяжелых лантаноидов [40].

По данным С.С. Чудина [7] в рудопроявлении Майке содержание платины составляет 0,63 г/т, а палладия 1,6 г/т.

По результатам атомно-эмиссионного полуколичественного спектрального анализа (рудного концентрата) сланцы рудопроявления Майке содержат в значимых концентрациях: Y (30 г/т), La (30 г/т), Ce (70 г/т), V (200 г/т), Cr (150 г/т), а также Ba (0,02 %), Mn (0,02 %), As (0,01 %), Pb (<0,002 %), Sb (<0,002 %), при крайне высоких содержаниях Cu (>1,0%).

Соединения рения в карбонатитовом комплексе Майке представляют научный интерес, концентрации для извлечения и разработки ничтожно малы.

ВЫВОДЫ

1. Гипабиссальный каратургайский пикрит-долеритовый комплекс является производным плавления шпинелевых перидотитов, что отличает его от нижнепалеозойских надсубдукционных офиолитовых комплексов Центрального Казахстана, являющихся продуктами плавления гранатовых лерцолитов.
2. Каратургайские пикриты по химическому составу и глубинности образования магматического очага схожи с пикритами Гавайского плюма.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- [1] Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский диабаз-пикритовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов. Советская геология. 1965. № 3. С. 43–58.
- [2] Бейсеев О.Б. Сульфидное медно-никель-кобальтовое оруденение в массивах ультраосновных и основных пород бассейна реки Каратургай (Северный Улытау). Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1968. 55с.
- [3] Бейсеев О.Б. О геологических основах поисков сульфидных медно-никелевых руд в Северном Улытау // Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС. 1969. С. 55–57.
- [4] Вишневская И.И., Трусова И.Ф. Западно-Улытауский пояс ультраосновных и основных пород. Геология и разведка. 1967. № 11.С. 32–43.
- [5] Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф. .Петрография Центрального Казахстана. Том 2. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М.: Недра, 1971. 360 с.
- [6] Бейсеев О.Б., Бейсеев А.О., Альпиев Е.А., Кашкимбаев К.К. Геологические и геотехнологические критерии оценки промышленных перспектив новых рудопроявлений цветных, благородных металлов и нерудного сырья Жесказган-Улутауского района как материалов для высоких технологий. Алмазы, золото и благородные металлы. Геоматериалы.2010. С. 137–141.
- [7] Чудин С.С. К проблеме платиноносности недр Казахстана. Горно-Геологический Журнал. 2012. №3-4. С. 31-32.
- [8] Байбатша А. Б, Дюсембаева К. Ш., Маманов Е. Ж. Минералогия руд медно-никелевого рудопроявления «Караторгай». Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2015. №5. С. 90–95.
- [9] Кассин Н.Г. Докембрий Казахстана. Сов. геол. – №1. – 1938. – С.22–41.
- [10] Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Госгеолиздат. –1952. – 87 с.
- [11] Зайцев Н.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Т.10. М.: Изд-во МГУ. –1971. –С.21–91.
- [12] Михайлов Н.П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации и подвижных поясов. "Труды СЕТЕЙ", нов. сер. –Т. –80. –Л. – «Недра». – 1962. – С.109–223.

- [13] Соболев М.В., Торегожин А.Р., Ли Е.С. Геологическое строение и петрографическая характеристика пород Каратурского комплекса Северного Улытау // Студенческий вестник: электрон. научн. журн. 2020. № 16(114). URL: <https://studvestnik.ru/journal/stud/herald/114>
- [14] Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Труды Инст. геол. наук АН СССР, вып. 92. – 1948. – 108с.
- [15] Михайлов Н.П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации и подвижных поясов. "Труды СЕТЕЙ", нов. сер. –Т. –80. –Л. – «Недра». – 1962. – С.109–223.
- [16] Половинкина Ю. И. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Госгеолиздат. –1952. – 87 с.
- [17] Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Исмаилов Х.К., Маслова И.Г. Проблемы стратиграфии и метаморфизма докембрия и нижнего палеозоя Улытау. Часть I. Стратиграфия. Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №3. С. 4–18.
- [18] Геологическая карты Казахской ССР, масштаба 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А. 1981. 322 с.
- [19] Добрынин В.М., Книппер А.Л., Штрейс Н.А.. Редактор А.И. Боровиков. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Улутау-Кокчетавская. Лист L-42-I. Объяснительная записка. Изд. «Недра». Москва. –1968. – 67с.
- [20] Степанец В. Г., Левин В. Л., Савельева Н. А., Хакимжанов М., Макат Д. К. Эволюция пикритового магматизма и рудообразование в Улытауском районе центрального Казахстана. Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. № 1. 2017. С. 19-36.
- [21] Степанец В.Г., Левин В.Л., Хакимжанов М., Савельева Н. А., Ли Е.С. Проблемы петрологии ультраосновных пород бассейна реки Каратурской Северного Улытау (Центральный Казахстан)// Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – Алматы, 2018. – № 1. – С. 6-25.
- [22] Ли Е.С., Бекенова Г.К. Породообразующие и акцессорные минералы пикритов Каратурского комплекса Западно-Улытауского пояса. Труды международного симпозиума студентов и молодых ученых им.академика Усова «Проблемы геологии и освоения недр». - Томск: ТПУ, 2019. - С. 113-115
- [23] Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. – Вып. 103. – Серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.

- [24] Ли Е.С., Пономарева М.В., Степанец В.Г., Соболев М. Каратургайский пикритовый комплекс (Северный улытау). Труды международной научно-практической конференции «Интеграция науки, образования и производства – основа реализации Плана нации» (Сагиновские чтения № 11). - Караганда: КарГТУ, 2019. - С. 324-325
- [25] Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Отв. ред. Е. Е. Лазыко, Е. В. Шарков. –М. –1988. –508 с.
- [26] Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дис... канд. геол.- мин. наук / ИГН АН РК. Алма-Ата. –1992. –325 с.
- [27] Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. Караганда. КарГТУ. –2015. –362с.
- [28] Ireland, T.J., Walker, R.J., Garcia, M.O. Highly siderophile element and ^{187}Os isotope systematics of Hawaiian picrites: Implications for parental melt composition and source heterogeneity. *Chemical Geology* 260. –2009. – P. 112–128.
- [29] Norman, M.D., Garcia, M.O. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites/ *Earth and Planetary Science Letters* 168. –1999. –P. 27–44.
- [30] Norman, M.D., Garcia, M.O., Kamenetsky V.S., Nielsen R.L. Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: equilibration, melting, and plume source characteristics. *Chemical Geology* 183, –2002. – P. 143–168.
- [31] Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК. –2013. –306с.
- [32] Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. *Петрология*. 2009. Том. 17. №3. С.276-310.
- [33] Степанец В.Г., Левин В.Л., Ли Е.С. Составы и формы нахождения платиноидов и редкоземельных элементов в сульфидах пикритов и пикритовых диабазов каратургайского комплекса Северного Улытау//Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. – Алматы, 2018. – № 3. – С. 348-366.
- [34] Ли Е.С. Пономарева М.В., Mineralogy of the Mayatass ore region (Northern Ulytau, Kazakhstan). Труды XVII Международного форума-конкурса студентов и молодых ученых «Актуальные проблемы недропользования». - Санкт Петербург, 2021. - С. 265-267
- [35] Степанец В.Г., Левин В.Л., Ли Е.С. Платиносодержащая минеральная ассоциация сульфидов пикритов Каратургайского комплекса Северного Улытау./ Труды IV Минералогического семинара с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и

прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018)». - Коми: Институт геологии НЦ УрО РАН, 2018 . - С.204-206

[36] Вишневский А.В., Черданцева М.В. Раскристаллизованные капли сульфидного расплава из массива Рудный в С-З Монголии: модельный объект для изучения распределения и форм нахождения элементов-примесей при кристаллизации природных сульфидных жидкостей. Материалы конференции / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск РИЦ НГУ, 2014. С. 10–11.

[37] Маракушев А.А., Панях Н.А., Маракушев С.А. Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. М.: ГЕОС, 2014. 184 с.

[38] Степанец В.Г., Левин В.Л., Ли Е.С., Бекенова Г.К., Жуков Н.М., Хакимжанов М. Геология и минералогия карбонатитов линейно-трещинного типа рудопоявления Майке Маятасского рудного поля. Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. –Томск: ТПУ, 2020. - Т. 331. - № 9. - С. 199–214 DOI:10.18799/24131830/2020/9/2823

[39] Бетехтина А.Г. Минералогия. ГИГЛ. – Москва. –1950. –957с.

[40] Нсанов Р.А. Иттрий-редкоземельное оруденение а корях выветривания Маятасского рудного поля (Северный Улытау). Автореферат диссертации на звание к. г-м. наук. –Алма-Ата. –1993. –17с.

[41] Литвин Ю.А. Экспериментальные исследования физико-химических условий образования алмаза в мантийном веществе. Геология и геофизика, 2009, т. 50. № 12. С. 1530—1546.

[42] Чудин С.С., Воинов В.Н. Природные фуллерены Северного Казахстана. Горно-Геологический Журнал. –2013. –№1. –С. 7-10

[43] Кембаев М. К. Формы нахождения редких земель в корях выветривания месторождений Северного Казахстана и их 3D модели: диссертация доктор PhD. – Алмата, 2017. -14с.

[44] Minerals of noble and rare elements in Karaturgay and Mayke ore types of Mayatas ore region (North Ulytau, Kazakhstan) / Stepanets V. G., Levin V. L., Bekenova G. K., Li E. S., Zhukov N. M., Khakimzhanov M. // News NAN PR. Series of geology and technical.- 2019. - V. 2. - P. 21 – 29.

[45] Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. - Москва: Изд-во Недр, 1989. - 344 с.

[46] Беспаяев Х. А., Егембаев К. М., Мирошниченко Л. А., Колесников В. В., Акылбеков С. А., Ганженко Г. Д. Месторождения свинца и цинка Казахстана. Справочник - Алматы: 1997. -152 с.

[47] Фролов, А.А.; Лапин, А.В.; Толстов, А.В., Зинчук Н.Н, Белов С.В., Бурмистров А.А.. Карбонатиты и кимберлиты. – Москва: Изд-во: НИА-Природа, 2005. - 540 с.

- [48] The microstructure, liquidus projection and thermodynamic modeling of thermoelectric Ag–Pb–Te system / Wu, H., Foo, W., Gierlotka, W., Chen, S. // *Materials Chemistry and Physics*. - 2013. – V. 141. – P. 758-767.
- [49] Степанец В.Г., Левин В.Л., Бекенова Г.К., Хакимжанов М. Находка сульфидов рения в медноколчеданных рудах проявления Майке (Улытау, Центральный Казахстан). Записки российского минералогического общества. – Санкт-Петербург: Наука, 2020. Ч. CXLIX. - № 5. - С. 82–98 DOI: 10.31857/S0869605520050044
- [50] Степанец В.Г., Левин В.Л., Бекенова Г.К., Хакимжанов М. Finding of Re Sulfides in Copper-Sulfide Ores. *Geology of Ore Deposits, of the Maike Occurrence, Ulytau, Central Kazakhstan* 2021, Vol. 63, No. 8, pp. 830–841 DOI: 10.1134/S1075701521080067
- [51] Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Издательство «Недра» М.1964. 132 с.
- [52] Бобров А.Б., Гурский Д.С., Гошовский С.В., Меркушин И.Е., Волошин А.В., Степанюк Л.Н., Лысенко А.А., Федоришин Ю.И. Металлический рений в естественных геологических системах: первый мировой опыт описания на примере ультрабазитовых массивов Среднего Побужья (Украинский щит) // В Сб. наук. пр. Укр. Гос. Геологоразведочный ин-та. 2007. № 2. С. 60–82.
- [53] Генкин А. Д, Поплавко Е. М., Горшков А. Н, Цепин А.Н, Сивцов А. В. Новые данные о джезказганите - сульфиде рения, молибдена, меди, свинца из месторождения Джезказган (Казахстан) // *Геол. рудных месторождений*. 1994. Т. 36. №26. С. 536–544.
- [54] Грачев А. Ф., Борисовский С. Е., Григорьева А. В. Первая находка самородного рения в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы, Австрия) // *Доклады РАН*. 2008. Т. 422, № 4. С. 513–515.
- [55] Гурський Д. С., Бобров О. Б., Нахлупін В. Г., Меркушин І. Є., Волошин О. В. Степанюк Л. М., Лисенко О. А. Первая находка самородного рения в ультрабазитовых массивах Среднего Побужья (Украинский щит) // *Минеральные ресурсы Украины (на украинском)*. 2007. № 1. С. 23–32.
- [56] Знаменский В. С., Коржинский М. А., Штейнберг Г.С., Ткаченко С. И., Якушев А. И., Лапутина И. П., Брызгалов И. А., Самотоин Н. Д., Магазина Л. О., Кузьмина О. В., Органова Н. И., Рассулов В. А., Чаплыгин И. В. Рениит, ReS_2 – природный дисульфид рения из фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // *Записки РМО*. 2005. 134, 5. С. 32–391.
- [57] Самсонов Г.В., Дроздова С.В. Сульфиды. М. «Металлургия». 1972. 304с.

- [58] Химическая энциклопедия / Ред. Кнунянц И.Л. М.: Советская энциклопедия. 1995. Т.4. 639 с.
- [59] Кассин Н.Г. Докембрий Казахстана. Сов. геол. – №1. – 1938. – С.22–41.
- [60] Зайцев Н.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Т.10. М.: Изд-во МГУ. –1971. –С.21–91.
- [61] Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения железа и марганца. Алма-Ата: Наука. –1982. – 208с.
- [62] Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Казахстана (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР. Сер. геол. –1989. – №1. –С. 68 – 79.
- [63] Геологический словарь. М.: Изд-во «Недра». –1978. –Т.1. –486 с. и Т.2. –456 с.
- [64] Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урока и Сродней Азии. М.: Наука. ЧТр. ГИНРАН. Выл. –474. –1992. –139 с.
- [65] Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра. – 1968. –352 с.
- [66] Медно-никелевые месторождения Печенги. (Отв. редактор Н.П. Лаверов.) М.: ГЕОС. –1999. –236 с.
- [67] Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраста кимберлитовых пород Дюкенского, Лучанского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции. Литосфера. 2006. №2. С.34-64.
- [68] Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: Изд-во СПбГУ. – 2003. –488 с.
- [69] Шумилова Т.Г. Находки алмазов и графитподобного вещества в карбонатах, о. Фузртевентура, Испания. Вестник, октябрь. –2005г., № 10. – С. 17–18.
- [70] Старостин, В. И. Геология полезных ископаемых: учебник для вузов // В. И. Старостин, П. И. Игнатов. – М.: Академический проект, 2004. – 512 с.
- [71] Когарко Л.Н. Фракционирование оливина в процессе дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, близких по составу к кимберлитам. Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(27)'2009 ISSN 1819 - 6586 URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/magm-16.pdf
- [72] Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R., Evans, D., Fitzsimons, I., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K.,

- Vernikovsky, V. 2009. How not to build a supercontinent: A reply to J.D.A. Piper. *Precambrian Research*. 174 (1-2): –P. 208–214.
- [73] Ebel, D., Naldrett, A.J. 1996. Experimental fractional crystallization of Cu- and Ni-bearing Fe-sulfide liquids. *Economic Geology*, v.91.p. 607-621.
- [74] Sugaki, A. and Kitakaze, A. 1998. High form Pentlandite and its thermal stability. *American Mineralogist*. V. 83- p. 133-140..
- [75] Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты. М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
- [76] Craig J.R., Kullerud G. The Cu—Zn—S system // *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 67, 1969, p. 177—179.
- [77] Craig, J.R. 1973. Pentlandite-pyrrhotite and other low-temperature relations in Fe-Ni-S systems. *American Journal of Science*- V- 273-A, h. 496-510.
- [78] Misra K.C., Fleet M.E. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages // *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, p. 518—539.
- [79] Ли Е.С., Пономарева М.В. Генезис пикритов Каратурского комплекса Северного Улытау. Труды международного симпозиума студентов и молодых ученых им.академика Усова «Проблемы геологии и освоения недр». - Томск: ТПУ, 2019. - С. 162-164
- [80] Ли Е.С., Пономарева М.В., Степанец В.Г. Распределение высокосидерофильных элементов (Os, Ir, Ru, Pt, Pd и Re - HSE) в пикритах Улытау (Запад Центрального Казахстана)// Труды университета №1(86) 2022. – С. 113-119

Жауапкершілігі шектеулі
серіктестігі
«Азимут Геология»



Товарищество с
ограниченной
ответственностью
«Азимут Геология»

100019, Қазақстан, Қарағанды қ.
Сәкен Сейфуллин д., 105 үй
Тел: +7(72-12) 30-57-80, 30-57-81
E-mail: azim2001@mail.ru

100019, Казахстан, г. Караганда
Пр. Сакена Сейфуллина, 105
Тел: +7(72-12) 30-57-80, 30-57-81
E-mail: azim2001@mail.ru



УТВЕРЖДАЮ
Генеральный директор
ТОО «Азимут Геология»

Инкин Д.А.
2022 г.

Акт

Внедрения результатов научно-исследовательской работы

Настоящим актом подтверждается, что результаты диссертационной работы Ли Е.С. по теме «Изучение форм нахождения платиноидов и РЗЭ в Cu – Ni и Cu рудах пикритов и карбонатитов Северного Улытау с оценкой перспектив их извлечения», выполненной в НАО «Карагандинском техническом университете имени Абылкаса Сагинова» внедрены в ТОО «Азимут Геология».

1. Вид внесенных результатов: Информационная записка с аналитическими результатами.
2. Форма внедрения: Техническая документация
3. Характеристика масштаба внедрения: Единичное
4. Новизна и научно-практическое значение результатов работ: Получены данные о генезисе минерального сырья, позволяющие рассматривать геологические объекты с целью поиска и оценки элементов платиновой группы и редкоземельного сырья, изучены ресурсы платиноидов и редкоземельного минерального сырья в пикритах и карбонатитах Северного Улытау.
5. Внедрены:
 - в промышленное производство: для использования информации при геолого-разведочных работах, а так же при определении и выделении геологических объектов, перспективных на поиски платиноидов и редкоземельного сырья, определение ресурсов.
 - в проектных работах: для использования в проектах на поисковые работы.
6. Социальный и научно-технический эффект: выделение новых перспективных участков, обеспечение прироста запасов.

Данный акт не является документом для предъявления каких либо финансовых претензий по факту внедрения научных результатов диссертационной работы Ли Е.С.

От Предприятия:

Начальник геологического отдела

Кацюба Е.А.

От НАО «Карагандинский
технический университет имени
Абылкаса Сагинова»:

Научный консультант, к.т.н., доцент
Доктор PhD, зав.кафедрой
Докторант

Пономарева М.В.
Исатаева Ф.М.
Ли Е.С.



УТВЕРЖДАЮ

Исполнительный директор

Исагулов А.З.

20 12 г.

АКТ
внедрения результатов научно-исследовательской работы
в учебный процесс

Настоящим актом подтверждается использование результатов диссертации Ли Елены Сергеевны «Изучение форм нахождения платиноидов и РЗЭ в Cu – Ni и Cu рудах пикритов и карбонатитов Северного Улытау с оценкой перспектив их извлечения», представленной на соискание степени доктора философии (PhD) по специальности 6D070600 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых».

Результаты диссертационных исследований и основные теоретические положения, изложенные в диссертационной работе, обладают актуальностью, представляют научно-технический интерес и внедрены в учебный процесс НАО «Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова» на кафедре «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»:

- в лекционном и практическом курсах по дисциплине «Петрография» для бакалавров образовательной программы 6B07201 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»;

- в лекционном и практическом курсах по дисциплине «Геология Казахстана» для бакалавров образовательной программы 6B07201 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых».

Зав. кафедрой ГРМПИ,
Доктор PhD

Исатаева Ф.М.

Докторант

Ли Е.С.

Приложение В

Таблица В1

Составы фаз структуры распада твердых растворов манганоильменита (мас. %) пикритов (1-11) и манганоильменита и титаногематита пикритовых диабазов (12-25) каратургайского комплекса.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п	Минерал	TiO ₂	FeOt	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	CaO	V ₂ O ₅
Ламели – матрикс								
1	Титаногематит	30.40	66.04	1.46	0.32	0.52	0.13	1.14
2	Ильменит	38.23	57.82	1.95	0.61	0.40	0.15	0.85
3	Ильменит	46.58	49.15	2.90	0.75	0.05	0.16	0.41
4	Ильменит	50.43	44.89	3.09	0.85	0.10	0.27	0.36
5	Ильменит	46.09	49.35	2.81	0.84	0.27	0.23	0.42
6	Ильменит	36.95	59.21	1.91	0.60	0.35	0.19	0.79
7	Титаногематит	33.51	62.80	1.71	0.37	0.34	0.08	1.19
8	Ильменит	46.27	49.36	2.53	1.08	0.03	0.08	0.65
9	Титаногематит	33.95	61.39	2.00	0.31	0.37	0.16	0.83
10	Ильменит	52.03	43.86	3.14	0.51	0.06	0.13	0.27
11	Ильменит	52.82	43.45	2.91	0.25	0.27	0.10	0.20
Ламели								
12	Титаногематит	22.23	76.33	1.44				
13	Титаногематит	24.30	73.57	1.47				0.66
Матрикс								
14	Манганоильменит	51.62	44.25	3.44			0.69	
15	Манганоильменит	51.45	45.32	3.23				
16	Манганоильменит	52.44	44.41	3.15				
17	Манганоильменит	52.27	44.47	3.26				
18	Манганоильменит	52.68	44.43	2.89				
19	Манганоильменит	51.98	44.03	3.39				0.60
20	Манганоильменит	51.54	45.19	3.27				
21	Манганоильменит	52.70	44.19	3.11				
22	Манганоильменит	52.50	44.07	3.43				
23	Манганоильменит	52.65	44.02	3.33				
24	Манганоильменит	52.38	44.49	3.13				
25	Манганоильменит	52.74	43.95	3.31				

Таблица В.2 Состав хромшпинели (мас. %) пикритов каратургайского комплекса.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	1.43	1.51	1.37	1.60	1.27	1.10	1.18	1.37	1.32	1.32
Al ₂ O ₃	15.26	15.48	15.63	14.73	14.34	14.12	13.50	14.00	13.20	13.87
FeO	25.76	26.49	25.45	26.83	30.47	30.83	33.28	33.46	38.12	35.90
MnO										0.92
MgO	11.30	10.95	11.08	11.22	8.28	7.56	6.58	7.01	4.70	4.27
Cr ₂ O ₃	46.25	45.57	46.46	45.63	45.64	46.39	45.46	44.16	42.66	43.72
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe ₂ O ₃	7.94	8.035	7.233	8.894	8.247	7.742	8.805	9.448	10.86	8.615
FeO	18.62	19.260	18.942	18.827	22.959	23.864	25.357	24.96	28.34	28.148
24аниона										
Ti	0.275	0.290	0.263	0.308	0.250	0.218	0.236	0.272	0.267	0.268
Al	4.591	4.664	4.704	4.442	4.420	4.379	4.225	4.358	4.188	4.405
Fe ³⁺	1.525	1.546	1.390	1.712	1.643	1.533	1.759	1.878	2.199	1.747
Fe ²⁺	3.974	4.117	4.045	4.028	5.021	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Mn										

Mg	4.301	4.173	4.218	4.28	3.229	2.966	2.605	2.76	1.886	1.715
Ca										
Cr	9.335	9.211	9.380	9.230	9.437	9.652	9,544	9.221	9.079	9.314
Cr#	0.67	0.66	0.67	0.68	0.68	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68
Fe#	0.56	0.58	0.56	0.57	0.67	0.70	0.74	0.73	0.82	0.83
Mg#	0.44	0.42	0.44	0.43	0.33	0.30	0.26	0.27	0.18	0.17
Fe2*	3.974	4.117	4.045	4.028	5.022	5.252	5.631	5.512	6.381	6.342
Fe3*	1.525	1.545	1.390	1.712	1.642	1.533	1.759	1.877	2.199	1.747

Таблица В.2 продолжение 1.

№п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
TiO ₂	1.50	1.20	1.19	6.99	2.88	1.69	1.13	1.33	1.05	1.18
Al ₂ O ₃	11.74	13.79	13.68	6.37	10.26	16.82	14.19	7.48	8.00	7.77
FeO	44.80	39.08	41.06	61.70	49.96	35.27	37.66	72.33	71.74	71.73
MnO				1.12						0.54
MgO	2.82	2.21	1.48		0.86	7.81	5.79	0.87	0.84	1.03
Cr ₂ O ₃	39,13	42.85	41.76	23.16	33.85	38.41	41.23	15.82	16.32	15.90
V ₂ O ₃			0.20	0.66	0.46			0.82	0.82	0.65
ZnO		0.88	0.62		1.74			1.36	1.25	1.19
Fe ₂ O ₃	15.083	8.726	9.356	25.564	18.074	11.96	12.195	42.12	43.49	44.25
FeO	31.228	31.288	32.641	38.696	33.696	24.51	26.687	31.15	32.60	31.91
24										
Ti	0.309	0.247	0.246	1.500	0.606	0.329	0.226	0.280	0.221	0.248
Al	3.792	4.445	4.438	2.141	3.385	5.138	4.445	2.467	2.633	2.556
Fe3+	3.111	1.796	1.938	5,486	3.807	2.333	2.439	9.289	9.139	9.295
Fe2+	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Mn				0.271						0.158
Mg	1.152	0.901	0.607		0.359	3.018	2.294	0.363	0.350	0.427
Ca										
Cr	8.479	9.265	9.087	5.222	7.492	7.871	8.664	3.500	3.603	3.508
Zn			0.126	0	0.360			0.281	0.258	0.245
V			0.44	0.151	0.103			0.184	0.184	0.145
Cr#	0.69	0.68	0.67	0.71	0.69	0.61	0.66	0.59	0.58	0.58
Fe#	0.90	0.91	0.94	1.00	0.97	0.72	0.78	0.98	0.98	0.98
Mg#	0.10	0.09	0.06		0.03	0.28	0.22	0.02	0.02	0.02
Fe2*	7.157	7.142	7.513	9.229	7.888	5.312	5.932	7.636	7.613	7.446
Fe3*	3.111	1.800	1.938	5.486	3.810	2.333	2.439	9,290	9.139	9.295

Таблица В.2 продолжение 2.

№п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
TiO ₂	1.75	1.27	1.36	2.50	2.22	2.03	2.12	2.04	1.03	1.62
Al ₂ O ₃	14.27	15.04	14.70	17.65	17.24	16.56	16.60	17.17	5.29	1.69
FeO	44.10	32.76	34.51	30.84	36.39	37.74	34.15	31.39	71.69	73.89
MnO						0.17			0.71	0.91
MgO	2.49	8.16	6.22	10.55	6.67	4.85	7.64	8.70	0.73	
Cr ₂ O ₃	36.89	42.20	43.21	38.46	37.49	37.77	39.48	40.69	19.88	20.70
V ₂ O ₃	0.50	0.57							0.68	0.57
ZnO						0.87				0.62
Fe ₂ O ₃	13.081	10.522	9.163	10.767	10.681	10.484	10.073	8.814	43.27	45.337
FeO	32.890	23.292	26.265	21.151	26.779	28.306	25.086	23.459	32.753	33.093
Ti	0.358	0.249	0.271	0.447	0.436	0.405	0.415	0.395	0.219	0.352
Al	4.572	4.621	4.587	5.277	5.300	5.177	5.086	8.288	1.732	0.576
Fe3+	2.676	2.064	1.826	2.055	2.097	2.092	1.970	1.709	9.203	9.859
Fe2+	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Mn						0.038			0.170	0.223
Mg	1.009	3.172	2.455	3.990	2.594	1.918	2.961	3.342	0.308	

Ca										
Cr	7.928	8.698	9.046	7.714	7.732	7.921	8.114	8.288	4.443	4.729
Zn						0.170				0.132
V	0.109	0.119							0.154	0.132
Cr#	0.63	0.65	0.66	0.59	0.59	0.60	0.61	0.61	0.72	0.89
Fe#	0.91	0.69	0.76	0.62	0.75	0.81	0.71	0.67	0.98	1.00
Mg#	0.09	0.35	0.24	0.37	0.25	0.19	0.29	0.33	0.02	0.0
Fe2*	7.349	5.078	5.815	4.487	5.842	6.278	5.453	5.054	7.741	7.997
Fe3*	2.676	2.064	1.825	2.055	2.096	2.092	1.970	1.708	9.203	9.859

Таблица В.3 Состав хромшпинелидов (мас. %) пикритовых диабазов каратургайского комплекса.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	1.30	1.46	1.43	1.50	1.44	1.42	1.61	1.52	1.28	1.48	1.29	16.06
Al ₂ O ₃	15.89	15.38	15.25	16.44	16.40	15.25	16.59	15.68	15.82	16.72	16.22	
FeO	39.80	36.25	33.18	32.17	36.78	33.18	29.24	34.18	30.25	23.98	33.59	71.30
MnO	0.66		0.82		0.90	0.83						1.73
MgO	2.26	8.83	6.36	8.00	4.20	6.36	9.68	6.27	8.65	12.54	5.41	
CaO								0.29	0.21			
Cr ₂ O ₃	39.45	38.07	42.96	41.37	39.60	42.96	42.69	42.06	43.62	45.28	43.49	10.32
V ₂ O ₃	0.31			0.52			0.19		0.17			
ZnO	0.33				0.68							0.59
Fe ₂ O ₃	9.23	15.21	8.69	9.15	9.57	8.71	8.62	8.94	8.73	7.77	6.61	29.49
FeO	31.49	22.56	25.37	23.94	28.57	25.35	21.48	26.14	22.39	16.99	27.64	44.77
Ti	0.265	0.284	0.284	0.293	0.289	0.282	0.311	0.301	0.249	0.280	0.257	3.546
Al	5.073	4.688	4.743	5.029	5.154	4.743	5.016	4.868	4.830	4.959	5.063	0.000
Fe3+	1.882	2.960	1.725	1.786	1.920	1.729	1.665	1.771	1.702	1.471	1.318	6.516
Fe2+	7.135	4.879	5.598	5.197	6.282	5.594	4.608	5.757	4.850	3.575	6.121	10.99
Mn	0.151	0.00	0.183	0.000	0.203	0.186	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.430
Mg	0.913	3.405	2.503	3.096	1.67	2.502	3.702	2.462	3.341	4.705	2.136	0.000
Ca	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.082	0.058	0.000	0.000	0.000
Cr	8.450	7.784	8.964	8.490	8.349	8.964	8.659	8.759	8.934	9.009	9.106	2.395
Zn	0.066	0.00	0.00	0.000	0.134	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.128
V	0.065	0.00	0.00	0.108	0.000	0.000	0.039	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000
Cr#	0.62	0.62	0.65	0.63	0.62	0.65	0.63	0.64	0.65	0.64	0.64	
Fe#	0.91	0.70	0.75	0.69	0.83	0.75	0.63	0.75	0.66	0.52	0.78	
Mg#	0.09	0.30	0.25	0.31	0.17	0.25	0.27	0.25	0.34	0.48	0.22	
Fe2*	0.791	0.622	0.764	0.744	0.766	0.764	0.735	0.765	0.740	0.708	0.823	0.628
Fe3*	0.209	0.378	0.236	0.256	0.234	0.236	0.265	0.235	0.260	0.292	0.177	0.372

Примечание. Количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии.

Таблица В.4 Химический и нормативный составы пород каратургайского комплекса

№п/п..	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Порода	Пикриты I типа							Пикриты II типа	
SiO ₂	37.7	39.5	39.7	42.34	40.54	47.42	41.25	39.86	43.72
TiO ₂	0.56	0.64	0.54	0.59	0.74	0.72	1.02	0.89	1.02
Al ₂ O ₃	3.67	5.01	5.34	4.52	4.97	5.14	6.13	6.13	5.58
Cr ₂ O ₃	0.39	0.25	0.30	0.25			0.15		
Fe ₂ O ₃	7.96	7.84	6.65	9.15	8.37	5.61	5.38	4.14	3.33
FeO	6.22	5.01	5.51	4.77	3.3	5.74	8.12	8.23	7.4
MnO	0.17	0.09	0.1	0.2	0.16	0.18	0.14	0.21	0.17
MgO	29.06	30.03	30.25	27.05	30.13	25.4	27.16	28.57	26.75
CaO	2.09	3.53	3.25	3.31	2.97	2.01	4.46	3.99	3.7
Na ₂ O	0.06	0.51	0.17	0.17	0.37	0.11	0.65	0.53	0.14

K ₂ O	0.03	0.23	0.15	0.01	0.23	0.09	0.24	0.24	0.11
P ₂ O ₅									0.11
H ₂ O ⁺	12.19	7.24	7.76	7.62			5.25	6.64	7.89
H ₂ O ⁻	0.50	0.52	0.48	0.46			0.50	0.46	0.26
П.п.п.		0.24	0.38	0.04	8.66	7.34			0.11
Сумма	100.60	100.72	100.47	100.47	100.44	100.39	100.50	99.86	100.18
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.3	1.6	1.2	1.9	2.5	<1.0	0.7	0.5	0.5
FeO/MgO	0.21	0.17	0.18	0.18	0.11	0.23	0.30	0.29	0.28
CaO/Al ₂ O ₃	0.57	0.70	0.61	0.73	0.60	0.40	0.73	0.65	0.66
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.55	7.83	9.89	7.66	6.72	7.14	6.00	6.89	5.47
Ni		0.19	0.14	0.08					
Co		0.004	0.003	0.004					
Ni/Co		47.5	46.7	20.0					
Mg#	79.5	81.6	82.4	78.2	83.2	80.8	78.9	81.0	82.1
Pl	14.22	19.72	19.41	17.11	18.88	14.23	23.73	23.40	19.93
Ort	0.23	1.89	1.21	0.08	1.88	0.76	1.88	1.95	0.90
Cor						1.08			
Di	0.69	5.93	2.43	4.33	3.06		7.61	5.24	2.87
Hy	26.66	8.79	18.89	37.85	20.30	73.68	12.61	9.99	44.74
Ol	55.75	61.42	56.02	38.28	53.62	8.03	51.37	56.86	28.43
Ilm	0.86	0.92	0.77	0.85	1.06	1.03	1.41	1.25	1.69
Mt	1.59	1.33	1.28	1.51	1.20	1.18	1.39	1.31	1.15
Ap									0.28
Diff.I.	14.5	21.6	20.6	17.2	20.8	15.0	25.6	25.4	20.8
Elt	1334	1341	1331	1284	1314	1185	1327	1340	1259
EH ₂ Oc	0.13	0.12	0.13	0.19	0.15	0.50	0.13	0.12	0.25

Таблица В.4 (продолжение 1)

№п/п..	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Порода	Пикриты II типа			Пикритовые диабазы			Диабазы				
SiO ₂	45.63	44.04	44.14	42.82	44.92	49.9	47.48	47.32	47.84	48.53	47.85
TiO ₂	1.08	1.08	0.94	1.58	1.4	1.24	1.88	1.88	1.94	2.1	2.25
Al ₂ O ₃	7.1	8.3	6.93	11.7	11.0	10.9	14.45	14.39	12.63	13.68	13.7
Cr ₂ O ₃					0.10						
Fe ₂ O ₃	3.83	4.47	3.77	5.66	2.16	3.97	5.25	1.03	5.8	2.37	2.5
FeO	6.55	6.86	5.90	7.97	9.65	6.89	9.78	14.69	9.21	8.29	10.42
MnO	0.11	0.18	0.18	0.0	0.15	0.17	0.15	0.18	0.22	0.16	0.19
MgO	25.24	20.97	23.7	15.23	17.33	11.5	6.15	6.12	6.45	7.56	6.27
CaO	3.38	7.39	7.15	8.97	7.6	8.9	10.67	10.48	10.36	10.51	11.12
Na ₂ O	0.08	0.34	0.15	2.45	1.45	2.0	2.23	2.35	2.11	2.03	2.16
K ₂ O	0.08	0.08	0.08	0.72	0.2	0.92	0.25	0.44	0.27	0.76	0.64
P ₂ O ₅	0.14				0.18	0.38				0.23	0.25
H ₂ O ⁺	6.79				3.92		2.00	1.64		3.29	2.42
H ₂ O ⁻	0.20				0.28		0.28	0.30		0.28	0.11
П.п.п.	0.14	7.69	6.90	3.08	0.18	2.20			2.91	0.23	0.25
Сумма	100.21	101.40	99.84	100.18	100.47	99.20	100.57	100.82	99.74	99.79	99.88
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.6	0.7	0.6	0.7	0.2	0.6	0.5	0.1	0.6	0.3	0.2
FeO/MgO	0.26	0.33	0.25	0.52	0.56	0.6	1.59	2.40	1.43	1.10	1.66
CaO/Al ₂ O ₃	0.48	0.89	1.03	0.77	0.69	0.82	0.74	0.74	0.82	0.77	0.81
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.57	7.69	7.40	7.41	7.86	8.79	7.69	7.45	6.51	6.51	6.09
Ni					0.13		0.003	0.002			
Co					0.002		0.001	0.003			
Ni/Co					65.0		3.0	0.7			
Mg#	82.0	77.4	82.0	67.5	72.7	66.2	43.0	43.4	44.4	56.4	46.9
Pl	20.96	29.81	24.36	31.55	42.51	41.41	55.68	55.49	50.51	50.74	51.72
Ort	0.68	0.67	0.67	5.36	1.52	6.76	1.86	3.21	2.02	5.57	4.69

Neph				8.99							
Cor	0.93										
Di		13.21	14.80	20.35	10.87	17.40	18.93	19.15	21.73	19.19	21.61
Hy	57.84	30.78	32.32		16.79	26.47	14.26	10.83	20.79	20.21	14.62
Ol	16.65	22.88	25.56	30.40	24.87	3.94	5.46	7.54	0.99		2.69
Ilm	1.51	1.49	1.30	2.04	1.83	1.58	2.38	2.38	2.51	2.67	2.85
Mt	1.08	1.17	1.0	1.31	1.17	1.03	1.43	1.40	1.45	1.03	1.25
Ap	0.35				0.43	0.87				0.53	0.58
Diff.I.	21.6	30.5	25.0	45.9	44.0	48.2	57.4	58.7	52.5	56.4	56.4
Elt	1233	1266	1257	1318	1272	1184	1241	1241	1220	1205	1228
EH ₂ Oc	0.32	0.23	0.25	0.14	0.22	0.51	0.29	0.29	0.36	0.42	0.33

Таблица В.5 Состав сульфидов первой минеральной ассоциации с магнетитом, а также МПГ, РЗЭ .пикритов каратургайского комплекса (мас.%, сумма 100).

№п/п	Минерал	S	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb	Er	Os	Te
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Первая минеральная рудная ассоциация с магнетитом, а также МПГ, РЗЭ.										
1	Халькопирит	36.61	30.00	33.39							
2	Халькопирит	36.44	30.19	33.37							
3	Халькопирит	36.46	29.97	33.57							
4	Халькопирит	33.50	30.05	33.45							
5	Халькопирит	37.28	29.43	33.19	0.10						
6	Халькопирит	34.99	30.52	34.50							
7	Халькопирит	35.53	30.04	34.43							
8	Халькопирит	35.39	30.44	34.17							
9	Халькопирит	35.23	28.89	32.43							3.44
10	Сфалерит	35.09	9.05	1.02			54.83				
11	Сфалерит	34.98	8.88	0.32			55.82				
12	Сфалерит	35.29	10.31	0.80			53.60				
13	Сфалерит	35.12	9.41	0.71			54.75				
14	Сфалерит	33.65	10.19	0.54		1.17	54.45				
15	Сфалерит	33.83	9.44	1.19		0.16	55.38				
16	Пирротин	41.20	49.35	0.59		0.50				8.36	
17	Пирротин	38.15	61.85								
18	Пирротин	38.16	61.84								
19	Пирротин	38.15	61.85								
20	Пирротин	38.15	61.85								
21	Пирротин	40.37	59.63								
22	Пирротин	40.29	59.71								
23	Пирротин	40.52	59.48								
24	Пирротин	40.39	59.61								
25	Пирротин	38.93	61.07								
26	Пирротин	38.82	61.18								
27	Пирротин	39.73	59.03							1.24	
28	Пирротин	33.50	52.60								4.74
29	Пирротин	31.54	61.98								6.47
30	Пентландит	35.04	33.24		1.18	30.54					
31	Пентландит	35.28	33.56		1.04	30.13					
32	Пентландит	35.75	32.78		1.31	30.16					
33	Пентландит	35.28	33.56		1.04	30.13					
34	Пентландит	35.75	31.78		1.31	30.16					
35	Пентландит	34.01	32.82			31.60			1.57		
36	Пентландит	34.00	33.60			31.55			0.85		
37	Пентландит	34.13	33.54			31.46			0.88		

38	Пентландит	34.37	33.55			30.55			1.24		
39	Пентландит	33.91	33.59			30.90			1.60		
40	Виоларит	40.66	24.81			32.86			1.68		
41	Виоларит	40.27	26.11			31.86			1.76		
42	Виоларит	40.70	22.95			35.19			1.16		
43	Виоларит	39.84	25.49			31.36			1.42	15.43	
44	Виоларит	41.58	24.20			34.22					

Кристаллографические формулы.

1. Cu_{0.999} Fe_{1.011} S_{2.149};
2. Cu_{0.996} Fe_{1.014} S_{2.133};
3. Cu_{0.992} Fe_{1.008} S_{2.136};
4. Cu_{0.989} Fe_{1.011} S_{2.08};
5. Cu_{0.99} Fe_{1.0} S_{2.21};
6. Cu_{1.0} Fe_{1.01} S_{2.0};
7. Cu_{1.0} Fe_{1.01} S_{2.04};
8. Cu_{1.0} Fe_{1.01} S_{2.04};
9. Cu_{0.97} Fe_{0.98} Te_{0.05} S_{1.99};
10. Zn_{0.838} Fe_{0.161} Cu_{0.016} S_{1.030};
11. Zn_{0.843} Fe_{0.157} Cu_{0.001} S_{1.080};
12. Zn_{0.816} Fe_{0.184} Cu_{0.012} S_{1.096};
13. Zn_{0.832} Fe_{0.167} Cu_{0.011} S_{1.089};
15. Fe_{1.00} S_{1.075};
16. Fe_{1.00} S_{1.075};
17. Fe_{1.00} S_{1.075};
18. Fe_{1.00} S_{1.075};
19. Fe_{1.00} S_{1.179};
20. Fe_{1.00} S_{1.175};
21. Fe_{1.00} S_{1.187};
22. Fe_{1.0} S_{1.18};
23. Fe_{0.91} S_{1.09};
24. Fe_{0.92} S_{1.08};
25. Fe_{0.95} S_{1.05};
26. Fe_{0.95} S_{1.05};
27. Fe_{0.99} S_{1.16};
28. Fe_{0.96} Te_{0.04} S_{1.07};
29. Fe_{0.95} Te_{0.05} S_{0.85};
30. (Fe_{4.717} Ni_{4.124} Co_{0.159})_{Σ9.0} S_{8.663};
31. (Fe_{4.778} Ni_{4.082} Co_{0.140})_{Σ9.0} S_{8.750};
32. (Fe_{4.704} Ni_{4.118} Co_{0.178})_{Σ9.0} S_{8.937};
33. (Fe_{4.778} Ni_{4.082} Co_{0.140})_{Σ9.0} S_{8.750};
34. (Fe_{4.634} Ni_{4.184} Co_{0.181})_{Σ9.0} S_{9.081};
35. (Fe_{4.66} Ni_{4.27} Er_{0.07})_{Σ9.0} S_{8.041};
36. (Fe_{4.73} Ni_{4.23} Er_{0.04})_{Σ9.0} S_{8.34};
37. (Fe_{4.73} Ni_{4.23} Er_{0.04})_{Σ9.0} S_{8.39};
38. (Fe_{4.79} Ni_{4.15} Er_{0.06})_{Σ9.0} S_{8.55};

Таблица В.6 Состав микровключений в сульфидах первой ассоциации пикритов каратургайского комплекса (мас.%).

№п/п	Минерал	Pt	Pd	Rh	Ru	Te	Bi	Ag	Pb	Se	Σ
1	PtTe ₂ (pln)	35.66	2.37	1.27		47.94	7.99				95.23
2	PtTe ₂ (pln)	32.03	1.65	1.99		42.66	8.83				87.16
3	PtTe ₂ (chp)	32.73	2.10		0.02	42.48	8.58				85.91
4	Ag ₂ Te (chp)					30.89		51.46			82.35
5	PbSe(chp)								62.38	20.41	82.79
6	Pb ₃ Se (chp)								83.51	11.01	94.52
7	Pb (chp)								72.16	0.64	72.80

Кристаллографические формулы.

1. (Pt_{0.886} Pd_{0.105} Rh_{0.058})_{Σ1.049} (Te_{1.771} Bi_{0.180})_{Σ1.95};
2. (Pt_{0.856} Pd_{0.081} Rh_{0.101})_{Σ1.037} (Te_{1.742} Bi_{0.220})_{Σ1.96};
3. (Pt_{0.836} Pd_{0.098})_{Σ0.934} (Te_{1.873} Bi_{0.191})_{Σ2.064};
4. Ag_{2.022} Te_{0.9785};
5. Pb_{0.54} Se_{0.46};
6. Pb_{2.972} Se_{1.028};
7. Pb_{0.977} Se_{0.023};

Таблица В.7 Химические составы нескрытых минеральных фаз в сульфидах первой ассоциации пикритов каратургайского комплекса (мас.%).

Мин.	руг	руг	руг	руг	руг	руг	руг	руг	руг	руг
Эл/№п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

S	34.32	39.35	33.66	32.12	36.62	37.89	36.54	33.50	31.54	39.10
Fe	19.70	49.34	39.95	35.39	37.71	43.59	51.55	52.60	61.98	50.20
Cu						0.54				
Ni	1.71									
Co										
As	2.15	3.44	7.49	10.83	1.29	0.99				3.06
Os	15.43	0.99			14.03	12.20				1.09
Ir		6.89	14.21	16.41	2.15					6.55
Ru	15.27		0,21		6.25	4.51				
Pt			4.24	4.62	1.94					
Ag							7.89	9.16		
Te			0.24	0.62			4.01	4.74	6.47	
Bi										
Y	11.41									
Pb						0.28				

Кристаллографические формулы.

1. $(\text{Fe}_{0.426}\text{Ru}_{0.182}\text{Y}_{0.155}\text{Os}_{0.10}\text{As}_{0.035}\text{Ni}_{0.035})_{\Sigma 0.933}\text{S}_{1.293}$;
2. $(\text{Fe}_{0.804}\text{As}_{0.042}\text{Os}_{0.005}\text{Ir}_{0.033})_{\Sigma 0.88}\text{S}_{1.12}$;
3. $(\text{Fe}_{0.728}\text{As}_{0.102}\text{Ru}_{0.003}\text{Ir}_{0.075}\text{Te}_{0.002}\text{Pt}_{0.033})_{\Sigma 0.943}\text{S}_{1.069}$;
4. $(\text{Fe}_{0.669}\text{As}_{0.153}\text{Ir}_{0.090}\text{Te}_{0.005}\text{Pt}_{0.038})_{\Sigma 0.95}\text{S}_{1.05}$;
5. $(\text{Fe}_{0.678}\text{As}_{0.017}\text{Ru}_{0.093}\text{Os}_{0.074}\text{Ir}_{0.011}\text{Pt}_{0.015})_{\Sigma 0.81}\text{S}_{1.15}$;
6. $(\text{Fe}_{0.308}\text{Ni}_{0.232}\text{As}_{0.014}\text{Ru}_{0.106}\text{Os}_{0.195}\text{Ir}_{0.028})_{\Sigma 0.884}\text{S}_{1.231}$;
7. $\text{Fe}_{0.84}\text{Te}_{0.03}\text{Ag}_{0.07})_{\Sigma 0.94}\text{S}_{1.06}$;
8. $\text{Fe}_{0.88}\text{Te}_{0.04}\text{Ag}_{0.08})_{\Sigma 1.0}\text{S}_{1.0}$;
9. $\text{Fe}_{1.03}\text{Te}_{0.05})_{\Sigma 1.07}\text{S}_{0.93}$;
10. $(\text{Fe}_{0.848}\text{As}_{0.039}\text{Os}_{0.005}\text{Ir}_{0.032})_{\Sigma 0.924}\text{S}_{1.151}$.

Таблица В.7 Продолжение 1

Мин	руг	руг	chp	chp	chp	chp	chp	chp	chp	chp
Эл/№п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
S	27.79	23.42	26.24	22.55	19.63	14.38	15.55	31.22	30.00	31.22
Fe	40.97	31.06	27.85	18.59	15.24	12.10	8.87	25.89	24.65	25.89
Cu			14.91	12.90	13.96	11.39	2.78	28.16	25.99	28.16
Pt		18.05							9.08	
Pd		0.95							1.05	
Ag			1.43			39.32		9.73		9.73
Te	10.14	21.12	11.30			22.81		5.01	9.23	5.01
Bi		5.41								
Pb	21.09		18.27	45.96	44.96		72.16			6.08
Se					2.03		0.64			
O					4.17					

Кристаллографические формулы.

11. $(\text{Fe}_{0.81}\text{Pb}_{0.12}\text{Te}_{0.09})_{\Sigma 1.02}\text{S}_{0.98}$;
12. $(\text{Fe}_{0.74}\text{Te}_{0.22}\text{Pd}_{0.01}\text{Bi}_{0.03})_{\Sigma 1.01}\text{S}_{0.99}$;
13. $(\text{Fe}_{0.56}\text{Cu}_{0.27}\text{Pb}_{0.1}\text{Te}_{0.1}\text{Ag}_{0.01})_{\Sigma 1.06}\text{S}_{0.94}$;
14. $(\text{Fe}_{0.45}\text{Cu}_{0.28}\text{Pb}_{0.30})_{\Sigma 1.03}\text{S}_{0.97}$;
15. $(\text{S}_{0.91}\text{Fe}_{0.41}\text{Cu}_{0.33}\text{Pb}_{0.32}\text{Se}_{0.04})_{\Sigma 2.0}\text{O}_{0.39}$;
16. $(\text{Fe}_{0.31}\text{Cu}_{0.26}\text{Ag}_{0.53}\text{Te}_{0.26})_{\Sigma 1.35}\text{S}_{0.65}$;
17. $(\text{Fe}_{0.20}\text{Cu}_{0.06}\text{Pb}_{0.45}\text{Ag}_{0.47}\text{Se}_{0.01})_{\Sigma 1.41}\text{S}_{0.58}$;
18. $(\text{Fe}_{0.45}\text{Cu}_{0.44}\text{Ag}_{0.09}\text{Te}_{0.04})_{\Sigma 1.03}\text{S}_{0.97}$;
19. $(\text{Fe}_{0.45}\text{Cu}_{0.43}\text{Pt}_{0.05}\text{Pd}_{0.01}\text{Te}_{0.08})_{\Sigma 1.02}\text{S}_{0.98}$;

20. $(\text{Fe}_{0.45}\text{Cu}_{0.44}\text{Pb}_{0.03}\text{Ag}_{0.09}\text{Te}_{0.04})_{\Sigma 1.04}\text{S}_{0.96}$.

Таблица В.7 Продолжение 2

Мин.	chp	chp	chp	pln	pln	pln	gm
Эл/№п	22	23	24	25	26	27	28
S	37.16	22.62	17.66	31.65	33.33	30.18	
Fe	19.59	19.41	13.13	13.78	30.31	27.14	19.45
Cu	18.83	7.01	7.03				
Ni			4.15	10.93	28.53	24.01	
Co					0.61	0.72	
As				0.87			
Os	11.31			29.77			
Ir	1.60			4.39	1.84		
Ru	11.17			8.60			
Pt					2.23	7.17	25.50
Te						7.48	25.71
Bi	0.11					3.30	10.93
Dy					1.62		
Pb		47.84	45.30		1.52		
Ce							
Se		1.87	3.44				
Zn		1.25					
Si			0.95				
Mg			0.57				1.21
O			7.77				5.98

Кристаллографические формулы.

22. $(\text{Fe}_{0.35}\text{Cu}_{0.30}\text{Ru}_{0.10}\text{Pt}_{0.011}\text{Os}_{0.06}\text{Ir}_{0.01})_{\Sigma 0.83}\text{S}_{0.17}$;
 23. $(\text{Fe}_{0.36}\text{Pb}_{0.24}\text{Cu}_{0.12}\text{Se}_{0.02}\text{Zn}_{0.02})_{\Sigma 0.77}\text{S}_{1.23}$;
 24. $(\text{S}_{1.28}\text{Fe}_{0.55}\text{Pb}_{0.34}\text{Cu}_{0.26}\text{Ni}_{0.16}\text{Si}_{0.08}\text{Se}_{0.06}\text{Mg}_{0.05})_{\Sigma 2.80}\text{O}_{1.13}$;
 25. $(\text{Fe}_{0.29}\text{Ni}_{0.22}\text{Os}_{0.06}\text{Ru}_{0.10}\text{Ir}_{0.03}\text{As}_{0.01})_{\Sigma 0.83}\text{S}_{0.17}$;
 26. $(\text{Fe}_{0.512}\text{Co}_{0.010}\text{Ni}_{0.459}\text{Ir}_{0.009}\text{Pt}_{0.011}\text{Dy}_{0.009})_{\Sigma 1.01}\text{S}_{0.982}$;
 27. $(\text{Fe}_{0.374}\text{Cu}_{0.316}\text{Os}_{0.063}\text{Ir}_{0.009}\text{Bi}_{0.001})_{\Sigma 0.881}\text{S}_{1.237}$.
 28. $(\text{Fe}_{0.89}\text{Te}_{0.51}\text{Pt}_{0.33}\text{Bi}_{0.13}\text{Mg}_{0.13})_{\Sigma 2.0}\text{O}_{0.96}$;

Таблица В.7. Продолжение 3.

Мин.	chp	chp	mg	chp	mg	mg	
Эл/№п	29	30	31	32	33	34	35
S	22.55	19,63	4,38	23.52	9,62	3,27	13,71
Fe	18.59	15,24	53,35	18.99	33,72	53.74	16,18
Cu	12.90	13.96		20.26			
As			1,59				
Os			6,44				
Ir			1,74				
Ru			2,01				
Rh			0.22				
Y			2,15				
Pb	45.96	44.96			22.43	11.53	53.61
Ce				11.27			
Se		2.03			3.14	1.25	6.82
Si				2.05	4.13	2.81	

Mg				3,72	2.33	2.27	
Al				0,68			
F				0.55			
O			28,11	18,96	24.64	25.13	9,68

Кристаллографические формулы.

29. $(\text{Fe}_{0.45}\text{Pb}_{0.30}\text{Cu}_{0.28})_{\Sigma 1.03}\text{S}_{0.97}$;
30. $(\text{Fe}_{0.40}\text{Pb}_{0.32}\text{Cu}_{0.33}\text{Se}_{0.04})_{\Sigma 1.09}\text{S}_{0.91}$;
31. $(\text{Fe}_{1.59}\text{S}_{0.23}\text{Os}_{0.06}\text{Y}_{0.04}\text{Ru}_{0.03}\text{Ir}_{0.02})_{\Sigma 1.97}\text{O}_{2.92}$;
32. $(\text{S}_{1.26}\text{Fe}_{0.58}\text{Cu}_{0.55}\text{Os}_{0.06}\text{Ce}_{0.14}\text{Mg}_{0.26}\text{F}_{0.05}\text{Al}_{0.04})_{\Sigma 3}\text{O}_{2.03}$;
33. $(\text{Fe}_{1.40}\text{S}_{0.70}\text{Si}_{0.34}\text{Mg}_{0.22}\text{Pb}_{0.17}\text{Se}_{0.06})_{\Sigma 2.89}\text{O}_{3.57}$;
34. $(\text{Fe}_{2.17}\text{S}_{0.23}\text{Si}_{0.23}\text{Mg}_{0.21}\text{Pb}_{0.08}\text{Se}_{0.02})_{\Sigma 2.94}\text{O}_{3.55}$;
35. $(\text{S}_{0.80}\text{Fe}_{0.54}\text{Pb}_{0.49})_{\Sigma 2}\text{O}_{1.14}$.