

Некоммерческое акционерное общество
Карагандинский Технический Университет имени Абылкаса Сагинова

УДК 553.44(574)

На правах рукописи

ЕСЕНДОСОВА АЙНЕЛЬ НУРТАСОВНА

**Изучение геологических условий и закономерностей формирования
свинцово-цинкового оруденения месторождения Алайгыр
(Центральный Казахстан)**

8D07201 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»

Диссертация на соискание степени
Доктора философии (PhD)

Научный консультант
кандидат технических наук,
Доктор PhD,
ас. Профессор,
А.Д.Маусымбаева

Зарубежный научный консультант
Доктор геологических наук,
Профессор,
В.А.Михайлов
(Украина)

Республика Казахстан
Караганда, 2024

СОДЕРЖАНИЕ

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ.....	4
ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	6
1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УСПЕНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЕЁ ГЕНЕЗИС.....	12
1.1 Развитие взглядов на структуру Успенской структурно- формационной зоны	12
1.2 Условия формирования Успенской структурно-формационной зоны, вмещающих тектонических структур и комплекса основания.....	15
1.3 Тектоника Успенской структурно-формационной зоны.....	29
1.4 Геологические формации Успенской структурно-формационной зоны.....	34
Выводы по первому разделу.....	40
2 РАЗМЕЩЕНИЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР.....	42
2.1 Геологическая характеристика эндогенного оруденения	42
2.2 Геологическая характеристика рудного района	50
2.3 Геологическое строение месторождения Алайгыр.....	53
2.4 Особенности свинца и цинка.....	62
2.5 Минераграфическая изученность руд месторождения.....	63
Выводы по второму разделу.....	98
3 РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ УСПЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА.....	100

3.1 Рудоконтролирующие факторы свинцового оруденения алайгырского типа руд	100
3.2 Поисковые критерии оруденения алайгырского типа руд.....	104
3.3 Сопоставительна характеристика геологического строения и полиметаллической минерализации Успенского (Центральный Казахстан) и Дальнегорского (Дальний Восток) рудных районов.....	117
Выводы по третьему разделу.....	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	130
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	132
ПРИЛОЖЕНИЕ А – Акты внедрения.....	141
ПРИЛОЖЕНИЕ Б – Патенты.....	147

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящей диссертации использованы ссылки на следующие стандарты:

ГОСТ Р 7.0.4-2005. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Издания. Выходные сведения. Общие требования и правила оформления.

ГОСТ Р 7.0.4-2008. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Библиографическая ссылка. Общие требования и правила составления.

ГОСТ 2.105-95. Единая система конструкторской документации. Общие требования к текстовым документам.

ГОСТ 7.1-2003. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и Правила составления.

ГОСТ 7.11-2004 (ИСО 832:1994). Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Библиографическая запись. Сокращение слов и словосочетаний на иностранных европейских языках.

ГОСТ 7 1293. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Библиографическая запись. Сокращение слов на русском языке. Общие требования и правила.

ГОСТ 7.80-2000. Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Библиографическая запись. Заголовок общие требования и правила составления.

ГОСО РК 5.04034-2011. Государственный общеобязательный стандарт образования Республики Казахстан. Послевузовское образование. Докторантура. Основные положения (изменения от 23 августа 2012 г., №1080).

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ВТД	–вулкано-тектоническая депрессия
ВСАВП	–Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс
ГС	–грабен синклиналь
ДВПП	–Девонский вулкано-плутонический пояс
ДРР	–Дальнегорский рудный район
МНВО РК	– Министерство Науки и Высшего Образования Республики Казахстан
ПМИ	–Прогнозно-металлогенические исследования
РР	–рудный район
РУ	– рудный узел
СВ	–северо-восток
СЗ	–северо-запад
СФЗ	–Структурно-формационная зона
ТМА	–Тектоно-магматическая активизация
УРР	–Успенский рудный район

ВВЕДЕНИЕ

Концепция Государственной программы геологической разведки на 2021–2025 годы содержит необходимость формирования условий для устойчивого восполнения, развития и поддержки конкурентоспособности минерально-сырьевой базы путем повышения геологической изученности территории Республики Казахстан. В настоящее время основными целями геологической отрасли являются: - обеспечение высокого уровня опережающего государственного геологического изучения недр; восполнение и развитие минеральных запасов за счет эффективного вовлечения в разработку фонда приповерхностных легкодоступных месторождений; развитие научно-исследовательских работ в сфере геологии [1].

Актуальность – Изучение условий формирования свинцово-цинкового оруденения вулканогенно-плутонического пояса Успенской структурно-формационной зоны является важной геологической задачей направленной на восполнения минерально-сырьевой базы полиметаллов Казахстана, используемыми практически во всех отраслях промышленности, таких как горнодобывающая, машиностроение, конструкционные материалы, электроника, энергетика, строительство, автомобилестроение и др. Изучение геологических условий их формирования способствует эффективному управлению добычей руд, экономическому развитию промышленности региона, и проведению прогнозно-поисковых работ, разведки свинцово-цинковых месторождений Казахстана.

В условиях растущего глобального спроса на свинец и цинк важно обеспечить устойчивую добычу этих ресурсов. На основе долгосрочного спроса необходимо провести оценку запасов месторождений свинцово-цинковых руд в мире.

Основой минерального сырья свинцово-цинковой промышленности является переработка сложных полиметаллических свинцово-цинковых руд, которые, обычно, содержат попутно-извлекаемые компоненты, такие как медь, серебро и золото. Свинцовые руды являются источником получения свинцовых концентратов в 37 странах мира, при этом большая часть (51,6%) горнодобывающего производства сосредоточена в Китае, Перу и Австралии, США, Мексике, Казахстане и других стран.

Мировые общие запасы свинца составляют 202,7 млн. т. Они сосредоточены в Австралии (23,1 млн. т), Казахстане (11,5 млн. т), России (9,0 млн. т), Канаде (8,4 млн. т), США (7,8 млн. т), Индии (5,3 млн. т), ЮАР (4,6 млн. т), Китае (2,6 млн. т) [2].

В число ведущих стран мира по запасам и добыче свинца и цинка входит Казахстан, где известны крупные рудные районы с полиметаллической минерализацией: Центральный Казахстан, включающий месторождения Атасуйского и Успенского рудных районов. Многие, из них генетически связаны с заключительной (тафrogenной) фазой развития крупной орогенной структуры Центрального Казахстана (девонским вулканоплутоническим поясом), с периодом позднефранско-фаменско-раннекаменноугольного формирования

мощных карбонатных и карбонатно-терригенных осадков, включающих значительные запасы стратиформных свинцово-цинковых руд. Полиметаллическая минерализация Успенской зоны отражает особенности ее формирования, а тектоническая природа рудовмещающей Успенской зоны, также, как и оруденение этого типа, являются предметом постоянных дискуссий.

С научной и практической точки зрения структурные и формационные комплексы разного возраста могут дать представление о геодинамической обстановке Успенской зоны смятия и условиях образования руд что является основой поиска и разведки свинцово-цинковых полиметаллических месторождений данного типа в других регионах.

Идея работы: на основе определения природы образования руд, особенностей структурно-тектонического строения Успенской зоны установлены рудоконтролирующие факторы, критерии и закономерности формирования свинцово-цинкового оруденения месторождения Алайгыр и алайгырского типа руд (Центральный Казахстан) для прогноза поисков и разведки.

Цель работы: изучить геологические условия формирования, разработать факторы, критерии и закономерности условий формирования алайгырского типа оруденения свинцово-цинковых залежей, разработать научно-методические основы прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений не только Успенской структурно-формационной зоны Центрального Казахстана, но и других подобных руд.

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

1. Изучить геодинамическую обстановку, провести критический анализ ранее существовавших представлений о положении Успенской структурно-формационной зоны в тектонических структурах Центрального Казахстана;
2. Изучить вещественный состав, петрографические особенности, минералогию основных пород месторождения Алайгыр Успенской структурно-формационной зоны;
3. Обосновать рудоконтролирующие факторы, критерии и признаки свинцово-цинкового оруденения алайгырского типа руд, основанных на генетических и минералогических особенностях, степени влияния вулканизма на формирование месторождений алайгырского типа в пределах Успенского рудного района;
4. Установить прогнозно-металлогенические признаки оруденения алайгырского типа, основанные на рудно-формационной типизации свинцово-цинковых месторождений вулканогенно-плутонического пояса, установить влияние гидротермальных процессов на формирование руд алайгырского типа оруденения.

Объект исследования — Свинцово-цинковая вулканогенно-гидротермальная формация месторождения Алайгыр в структурно-

формационных комплексах Успенской структурно-формационной зоны и ее связь с минеральным составом месторождения Алайгыр.

Предмет исследования – геологическое строение, генезис, особенности минерального состава свинцового оруденения месторождения Алайгыр.

Фактический материал и методы исследования. Автором проведен комплексный анализ фондовых материалов ранее выполненных исследований геологического строения Успенской рудной зоны и месторождения Алайгыр, в составе участков: Восточный, Средний (Центральный), Западный и выполнены гранулометрический анализ, минералогические, химические исследования выделенных типов руд, изучен вещественный состав, физико-механические и технологические свойств руд, проведен системный анализ геолого-геофизических данных, их статистическая обработка [3].

Научная новизна

1. Выделен алайгырский генетический тип месторождений особенностью, которого является свинцовое мономинеральное оруденение сульфидных руд с неравномерным распределением вкрапленных и прожилковых руд вулканогенно-гидротермальной формации, вулканитов кислого состава живёт-франского яруса, контролируемых крутопадающими, реже пологозалегающими зонами дробления в сводах брахиантиклинальных или вулканокупольных складок, в которых спилит-кремнисто-терригенные и осадочные породы дислоцированы и смяты в мелкие складки в период пермского герцинского орогенеза.

2. Установлены условия формирования полиметаллической минерализации месторождения Алайгыр в разновозрастных структурно-формационных комплексах древних и молодых платформ, срединных массивов (микроконтинентов) вулканно-плутонического пояса, в зонах тектономагматической активации, связанной с глубинными разломами и субвулканическими интрузиями.

3. Установлены рудоконтролирующие факторы, критерии и закономерности размещения руд алайгырского типа, основанные на генетических, минералогических особенностях, стратиграфо-литологического положения оруденения, связанного с эффузивами: кварцевыми порфирами, и их туфами при участии осадочных и терригенно-осадочных пород прибрежных и умеренно глубоководных фаций; в условиях гипергенного выщелачивания и интенсивного метасоматоза вмещающих пород (окварцевание, калишпатизация, хлоритизация, баритизация).

Защищаемые научные положения:

1. Свинцово-цинковая вулканогенно-гидротермальная формация месторождения Алайгыр генетически связана с интенсивной магматической деятельностью в фаменский период девона в результате которой, получили развитие разрывные нарушения, глубокого залегания, расщепление, формирование складчатости, проявившейся при высоком давлении и интенсивной магматической деятельности, формирование карбонатных

накоплений, прорванных интрузиями, в период тектонно-магматической активизации. Их мощность увеличивается в восточном направлении в пределах Каиндинской зоны, где в фаменских отложениях, перекрытых вулканитами карбона, сформировались промышленные запасы руд алайгырского типа.

Формирование рудоносной структуры связано с процессами активной вулканической деятельности, вызвавшей образование крупной вулканической депрессии. Анализ размещения вулканогенно-интрузивных образований показывает, что они возникли в пределах герцинской зоны тектоно-магматической активации, когда были развиты гранитоиды повышенной основности контрастного базальтово-плагиоориолитового вулканизма.

2 Формирование мономинерального оруденения алайгырского типа связано с субвулканической интрузией в зонах повышенной трещиноватости, в нижележащих кислых франских вулканогенных породах, которое контролируется крутопадающими зонами дробления и приурочены к сводовым частям брахиантиклинальных, или вулканокупольных складок второго и третьего порядков.

Гидротермально-метасоматические изменения в околорудной зоне (серицитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, баритизация и альбитизация) являются фактором, определяющим оруденение, которое связано с рудоконтролирующими разломами глубокого залегания, с глубинными активными очагами магматизма (возможно, плюмами), которые определяют развитие складчатых поясов и связанных с ними месторождений, подходящих для порфирового генетического типа.

Выделен алайгырский тип оруденения, особенностью которого является ярусное строение. Верхний ярус представлен пластообразными залежами гидротермально-метасоматических руд, а нижний – крутопадающими гидротермально-метасоматическими и трещинно-жильными телами, которые могут быть концентратами оруденения гиповулканогенные фации. Такое строение месторождений является одним из признаков генезиса оруденения алайгырского типа.

3 Полученные прогнозно-металлогенические факторы и закономерности, основаны на рудно-формационной типизации свинцово-цинковых месторождений вулканогенно-плутонического пояса для выявления месторождений алайгырского типа в пределах Успенской структурно-формационной зоны. Установление таких закономерностей позволяют выделить структурные зоны, перспективные площади оруденения, обосновать рекомендации по направлению поисково-разведочных работ в районе, уточнить и развивать рудно-формационную типизацию месторождений Центрального Казахстана.

Пространственная приуроченность оруденения в зонах вулканической активности обусловлена тем, что рудоносные растворы перемещались по глубинным подводящим каналам трещинных структурах в вулканических формациях обладая высокой химической активностью формируют в кислых эффузивах (кварцевых порфирах), зоны с увеличенной проницаемостью, в

которых происходило рудоотложение связанная со структурными особенностями организации пород, а геохимическая связь между рудными телами и вулканическими процессами еще раз подчеркивает связь трещин вулканического происхождения с путями проникновения рудных растворов в эти зоны.

Практическая значимость:

На основе анализа геодинамической, литолого-структурной обстановки Успенской структурно-формационной зоны были установлены условия формирования полиметаллической минерализации месторождения Алайгыр в разновозрастных структурно-формационных комплексах древних и молодых платформ, срединных массивов вулканно-плутонического пояса, в зонах тектономагматической активации. На основе комплексной интерпретации геологических исследований установлены рудоконтролирующие факторы, основные признаки, критерии и закономерности размещения алайгырского типа руд на наличие оруденения свинцово-цинковой минерализации алайгырского типа.

Результаты научных исследований внедрены в производство ТОО «Geotek», ТОО «Азимут» (Приложение А), а также в учебный процесс НАО «Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова» на кафедре «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и используется при проведении лекционных и практических занятий для магистрантов по образовательной программе 7М07202 «Геология и разведка МПИ» по следующей дисциплине «Месторождения полезных ископаемых Казахстана» (Приложение Б).

Личный вклад автора: отбор образцов и кернового материала; обработка систематизации, обобщении и интерпретации фактических и фондовых материалов; изучении вещественного, минерального, гранулометрического состава горных пород и руд, установление закономерностей формирования оруденения на основе рудоконтролирующих факторов, критерий и признаков оруденения.

Публикации и апробация работы.

По результатам научно-исследовательской работы подготовлено и опубликовано 14 научных статей, в том числе 2 работы в изданиях, входящих в базу данных Scopus, 1 статья в журнале, входящая в базу Web of Science, (импакт-фактор 0.3) и 3 статьи в научных изданиях, рекомендуемых Комитетом по обеспечению качества в сфере образования и науки (КОКСНВО) МНВО РК и 2 патента на изобретение РК (Приложение Б).

Научно-экспериментальные и практические результаты работы доложены и обсуждены на 6 международных, республиканских и университетских научных конференциях:

в России – XXV международный научный симпозиум студентов и молодых ученых им. академика М.А. Усова «Проблемы геологии и Освоения недр» (Томск, 2021);

в Украине – XVI International Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment” (Kyiv, 2022).

в Казахстане – на международных конференциях «Сагиновские чтения №13» (Караганда, 2021), «Сагиновские чтения №15» (Караганда, 2023), XII международной научно-практической конференции «Global science and innovations 2021.Central Asia», (Астана, 2021);

- на семинарах кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» НАО «Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова»;

На семинарах кафедры Навоийского государственного горного института (Узбекистан). Пройдена научная стажировка в период с 4 апреля по 18 апреля 2022 года в Навоийском государственном горном институте, Узбекистан, за время которой была написана статья в Journal of Advances in Engineering Technology Vol.2(4) (Ташкент, 2022), проведены исследования минерального состава, изучены химический, гранулометрический состав пород, получена консультация по теме диссертации от доктора тех. Наук Аликулова Ш.Ш.

Структура и объем диссертации. Диссертация изложена на 148 страницах компьютерного набора и состоит из введения, трех разделов, заключения и списка использованных источников, включающих 110 наименований. Диссертация иллюстрирована 69 рисунками, 10 таблицами и имеются 2 приложений.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научным консультантам, доктору PhD, кандидату технических наук Маусымбаевой А.Д., доктору геологических наук, профессору Института геологии Киевского национального университета им. Т. Шевченко Михайлову В.А., доктору технических наук, профессору кафедры «Геология и разведка МПИ» Портнову В.С., кандидату технических наук, доценту Пономаревой М.В., заведующей кафедрой «Геология и разведка МПИ» Исатаевой Ф.М., за помощь в выборе научного направления, рекомендации и поддержку на протяжении в период обучения. Отдельную благодарность и глубокую признательность автор выражает ведущему геологу, кандидату технических наук Мальченко Е.Г. за ценные советы и замечания в процессе подготовки диссертационной работы.

Автор благодарит преподавателей и сотрудников кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» НАО «Карагандинский технический университет имени Абылкаса Сагинова», сотрудников ТОО СП «Алайгыр» за ценные рекомендации при формировании диссертационной работы, и за содействие, проведении в полевых работах и консультации.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УСПЕНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЕЁ ГЕНЕЗИС

1.1 Развитие взглядов на структуру Успенской структурно-формационной зоны

История становления металлогенических исследований в Центральном Казахстане связана с именем К. И. Сатпаева – основателя Казахстанской школы металлогении. Под его руководством была составлена первая в мировой геологической практике прогнозно-металлогеническая карта. К. И. Сатпаев организовал комплексные геологоразведочные работы в ряде важнейших горнометаллогенических районов Центрального Казахстана, таких как Успенская тектоническая зона и др. [4].

Развитие металлогенической науки в Центральном Казахстане связано с привлечением данных региональной геофизики и геохимии, в том числе радиологических методов, привело к формированию нескольких направлений школы К.И. Сатпаева [5]. Полученные за период 1950–1970 г.г. новые данные, привели к изменениям взглядов на происхождение месторождений твердых полезных ископаемых. Развитие получили концепции о связи месторождений твёрдых полезных ископаемых с вулканизмом и метаморфогенными процессами [5, с. 10].

Первое направление – это идеи геотектоногенов, протяжённых линейных структур, образованных на месте глубинных подвижных зон, о значительной роли в этих структурах процессов дифференциации и вертикальной миграции вещества в земной коре и верхней мантии, которые обусловили многоярусное строение тектоногенов [6].

Второе (основное) направление металлогенической школы К.И. Сатпаева получило развитие в трудах А.К. Каюпова, В.Г. Ли, Л.А. Мирошниченко, Г.Ф. Ляпичева, которые в своих построениях базировались на выделении структурно-формационных металлогенических зон и формаций. Итогом металлогенических исследований этого направления (1977–1983 г.г.) явилось издание одиннадцатитомной монографической серии «Металлогения Казахстана [6 с 93].

Существующие представления о геологии, тектонике, генезисе, минералогии, морфологии рудных залежей детально Казахстанского региона сложились в результате многолетнего труда многих исследователей: Рожнова А.А., Бигалиева Б.Б., Бузмакова Е.И., Середы В.Я., Строительной А.В., Рожко М.Н., Щибрика В.И., Митряевой Н.М., Каюповой М.М., Муратовой Д.Н., Щербы Г.Н., Пучкова Е.В. и др. Результаты этих работ освещены в многочисленных публикациях [7,8].

В геологическом строении территории Центрального Казахстана принимают участие разнообразные осадочные, магматические и метаморфические породы докембрийского, нижне, средне и верхнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

аккреционными призмами; 12) зоны трансформных сутур и шовные зоны (shear zone); 13) сланцевые зоны (slate belts); 14) постколлизийные разломы: сдвиги и надвиги

Рисунок 1.1 – Генерализованная карта тектонического районирования палеозойского Казахстана:

Примечание – Составлено по источнику [9, с. 3]

По литолого-петрографическим свойствам и своим особенностям, определяемым характером участия в формировании тех или иных тектонических элементов, они образуют пять крупных стратиграфических комплексов [9, с. 3].

Первый геологический комплекс, включает формации докембрийского и нижнепалеозойского периодов. Второй комплекс формируют породы силурийского, нижнедевонского, среднедевонского и частично верхнедевонского (франского) периодов. Третий комплекс состоит из фаменских и нижнекаменноугольных отложений. Четвёртый комплекс образован породами триасового, юрского и верхнепалеозойского периодов. Пятый комплекс, включает меловые и кайнозойские формации, преимущественно рыхлые. Эти комплексы широко представлены на территории Центрального Казахстана и характеризуются различной степенью распространения и чёткой пространственной дифференциацией, обусловленной структурными особенностями регионов их нахождения. Породы четвертичного, третичного и мелового возрастов доминируют в таких областях, как Тургайская, Сарысу-Тенизская, Чуйская, Балхаш-Алакольская, Илийская, Зайсанская, Прииртышская и Западно-Сибирская депрессии, в основном расположенные вдоль периферии Центрального Казахстана в соответствии с рисунком 1.1.

Эти депрессии на протяжении многих лет функционировали как активные центры осадконакопления, что привело к формированию значительных мощностей морских и континентальных отложений. В других частях территории эти отложения представлены менее мощными, преимущественно рыхлыми наземными формациями. Юрские и верхнетриасовые отложения имеют меньшее распространение и встречаются в основном в таких небольших внутренних впадинах, как Карагандинская, Майкюбенская, Бурлукская, Кияктинская, Байконурская и Каратауская, а также в Балхаш-Алакольской и Илийской депрессиях и среди горных массивов южного Казахстана. Фаменско-верхнепалеозойские отложения широко представлены в Тенизской депрессии и Карагандинской впадине, где они играют существенную роль в структуре многочисленных мульд Центрально-Казахстанского мелкосопочника.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, в основном карбонатные, наиболее широко представлены в Сарысу-Тенизском и Караганда-Прибалхашском районах. Силурийские, нижне- и среднедевонские, а также франские отложения преимущественно развиты в юго-восточной части Центрального Казахстана, где они включены в состав Джунгаро-Балхашской геосинклинали — долгоживущей структуры, которая со временем сжималась и мигрировала с северо-запада на юго-восток.

Докембрийские и нижнепалеозойские отложения наиболее широко распространены на периферии Центрально-Казахстанского мелкосопочника и его внутренних приподнятых участков, где они участвуют в формировании

древних складчатых структур. Эти структуры, как предполагается, на протяжении длительного времени были зонами активной эрозии и разрушения, что способствовало генерации обломочного материала для более молодых стратиграфических комплексов [10].

В своём исследовании, Борсук Б.И. [11], и другие авторы описывают Успенскую часть Атасу-Успенского синклинория как выраженно сжатую линейную структуру. Эта структура усложнена системой мелких, местами спокойных складок, где наклон крыльев составляет преимущественно 40-50°, хотя часто встречаются и более крутые, запрокинутые к северу складки. Кроме того, Успенская часть синклинория пересечена множеством продольных разломов, которые привели к надвиганию более древних пород на молодые [10, с. 34].

Алайгырская синклиналь, формируемая отложениями девонского и карбонового периодов, представляет собой восточное продолжение Успенского грабена. Она простирается в северо-восточном направлении и характеризуется положительной гравитационной аномалией. К северу и югу от этой синклинали находятся интрузии гранитоидов, над которыми гравитационное поле заметно снижено. Это, а также относительно небольшая мощность девоно-карбоновых отложений, приводит к повышенной аномалии силы тяжести в этой структуре [12, 17].

Сложная геологическая история Центрального Казахстана привела к неоднородности в изучении литологического и стратиграфического строения региона, что вызвало трудности в проведении научных исследований. Исследования, проведенные такими учеными как Г.В. Андриенко и В.Е. Бутенко, выявили новые аспекты в понимании Успенской металлогенной зоны, которые скорректировали прежние представления о её протяженности. В частности, было установлено, что эта зона не достигает Центрально-Казахстанского разлома и ограничивается границами Каркаралинского гранитного массива. Также было выяснено, что Камырлинский интрузивный пояс, связанный с Успенским синклинорием, теряет свою интенсивность и заканчивается в этом же районе [13].

1.2 Условия формирования Успенской структурно-формационной зоны, вмещающих тектонических структур и комплекса основания

Условия формирования Успенской тектонической зоны уникальной по рудонасыщенности и вмещающие большие запасы железо-марганцевых свинцово-цинковых барит-полиметаллических руд очень актуальна так как является прогнозно-металлогенической основой для оценки перспектив осадочных фамен-каменноугольных бассейнов широко распространённых в пределах Центрального Казахстана на выявление промышленных месторождений алайгырского типа.

В структурно-тектоническом отношении эти блоки земной коры А.В. Пейве, Г. Ф. Ляпичев и др. [14] обозначают термином структурно-формационная зона (СФЗ).

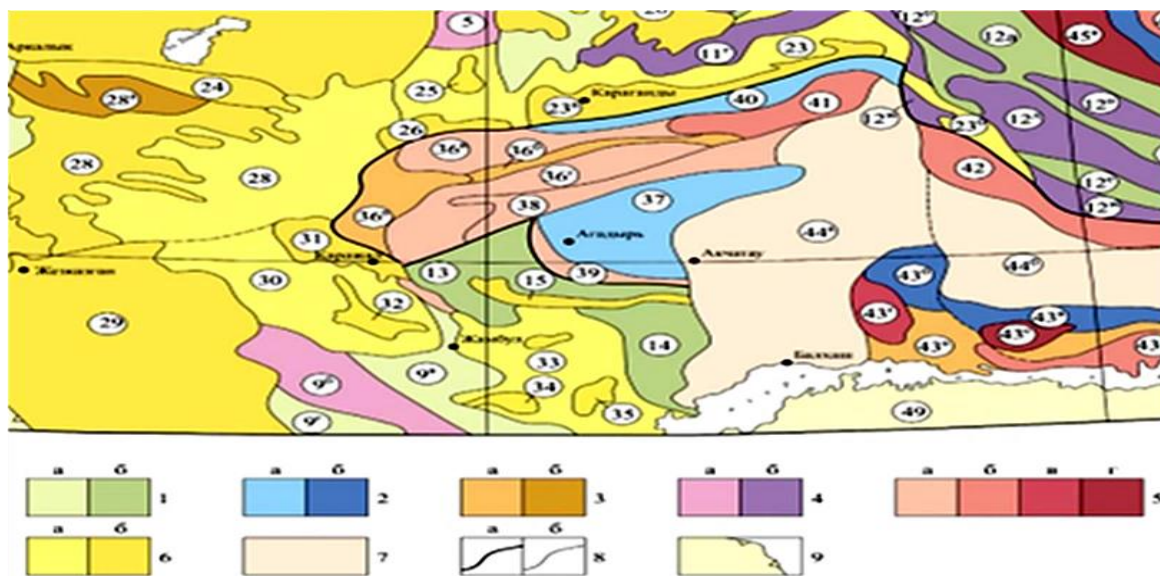
Зона смятия Успенского района занимает центральное место в геологической структуре Центрального Казахстана, будучи определяющей для размещения полиметаллических ресурсов области. В пределах этой металлогенной зоны располагаются разнообразные залежи полиметаллов, в том числе сульфидно-полиметаллические тела вулканического происхождения, а также стратиформные месторождения свинца и цинка, локализованы в терригенных и смешанных с терригенными карбонатными породами [15].

Выделение Успенской тектонической зоны во всем ее геологическом содержании явилось дальнейшим развитием уже сложившихся представлений об Успенской зоне смятия.

Успенская тектоническая зона включила в себя Успенский синклинорий в соответствии с рисунком 1.2 и деформированные южное крыло Тектурмасского, северный борт Жаман-Сарысуйского антиклинория, Жаильминскую мульду с прилегающей к ней территорией Атасуйского района.

Успенская зона продолжается в широтном направлении севернее гор Жаман-Кенели до пос. Урумбай, где она совпадает с Успенским синклинорием, локализуясь к его южной части. От пос. Урумбай до гор Байгул зона фиксируется расщеплением пород в полосе шириной примерно 10 км, находящейся на продолжении динамометаморфизованных пород Успенского синклинория. Далее на запад через Жаильминскую грабен синклиналь в Атасуйский синклинорий, по геологическим и геофизическим данным, прослеживается зона региональных разломов северо-восточного направления 60—75° шириной 15-20 км. Складчатость фаменско-каменноугольных образований окончательное становление Успенской складчатой зоны и возникновение зоны смятия следует связывать с движениями середины раннего-начала среднего карбона (саурская-судетская фазы). При этом одностороннее, направленное с юга на север давление привело к надвиганию Жамансарысуйского блока на Успенскую СФЗ.

Формирование зоны происходило в верхнедевонскую эпоху железомарганцевого и барит-полиметаллического оруденения атасуйского типа (вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического), поэтому Успенская металлогеническая зона содержит месторождения атасуйского, алайгырского типа. Месторождение Алайгыр относится к структурам Успенской зоны [14]. Стратиграфическая колонка Успенской СФЗ показана в соответствии с рисунком 1.3.



1 – антиклинории областей каледонской стабилизации: а – ранних каледонид; б – поздних каледонид; 2 – антиклинории областей герцинской стабилизации: а – тельбесской складчатости; б – саякской складчатости; 3 – выступы каледонского основания: а – в области герцинской стабилизации; б – среди орогенных структур в области каледонской стабилизации; 4 – синклинории областей каледонской стабилизации: а – ранних каледонид; б – поздних каледонид; 5 – синклинории областей герцинской стабилизации: а – тельбесской складчатости; б – саурской складчатости; в – саякской складчатости; г – поздних герцинид; 6 – орогенные структуры областей каледонской стабилизации: а – сложенные вулканогенными; б – терригенно-карбонатными образованиями; 7 – орогенные структуры областей герцинской стабилизации, сложенные вулканогенными образованиями; 8 – границы между складчатыми системами (а) и складчатыми сооружениями (б); 9 – области развития сплошного платформенного чехла. Цифрами на схеме обозначены: 20 – Тениз-Коржункольская впадина; 21 – Кайдаульская впадина; 22 – Тенизская впадина; 23 – Карагандинский синклинорий; 23а – Карагандинский бассейн; 24 – Кыпшаковский прогиб; 25 – Завьяловская мульда; 26 – Куланутпесская мульда; 27 – Тамды-Шагырлинский прогиб; 28 – Сарысу-Тенизское поднятие (зона глыбовых складок); 28а – Кирейский выступ; 29 – Джезказганская впадина; 30 – Приатасуский синклинорий; 31 – Жаильминская мульда; 32 – Мийкайнарская мульда; 33 – Западно-Балхашский синклинорий; 34 – Кызылкенгирская мульда; 35 – Талкудукская мульда; 36 – Атасу-Тектурмасский мегантиклинорий; 36а – Атасуский антиклинорий; 36б – Тектурмасский антиклинорий; 36в – Нуринский синклинорий; 36г – Сарысуйский синклинорий; 37 – ЖаманСарысуйский антиклинорий; **38 – Успенский синклинорий**; 39 – Акжалский синклинорий; 40 – Спасский антиклинорий; 41 – Карасорский синклинорий; 42 – Предчингизский синклинорий; 43 – Балхашский мегантиклинорий; 43а — Казык-Итмурундинский антиклинорий; 43б — Кентарлауский антиклинорий; 43в – Ащизекский антиклинорий; 43г – Котанбулакский синклинорий; 43д – Майкамысский синклинорий; 43е – Саякская синклиналь; 44 – Северо-Балхашский мегасинклинорий (позднепалеозойский вулканический пояс); 44а – Токрауская впадина; 44б – Котанэмельская впадина; 44в – Баканасская впадина; 45 – Иртыш-Зайсанский мегасинклинорий; 45а – Жарминский синклинорий; 45б – Чарский антиклинорий; 45в – Калба-Нарымский синклинорий; 46 – Восточное крыло Тургайской синеклизы; 47 – Чуйская синеклиза; 48 – Центрально-Казахстанское крыло Омской синеклизы; 49 – Прибалхашская впадина

Рисунок 1.2 – Схема расположения тектонических структур Центрального Казахстана

Примечание – Составлено по источнику [10, с. 16]

На площади Успенской СФЗ в соответствии с рисунком 1.4 и прилегающей к ней области были выяснены ряд особенностей глубинного строения этого района и составлены структурно-тектонические схемы по геофизическим данным. Выделены крупные прогибы-Токрауский, Успенский и Ортауский и поднятия-Норчененское, Жамансарысуйское и Актауское земной коры, а также мелкие по сравнению с ними антиклинальные и синклиналильные структуры, как зафиксированные на поверхности, так и предполагаемые на глубине. Оконтурены надинтрузивные зоны крупных интрузий преимущественно кислого состава нескрытых эрозий. Количественными расчетами приближенно установлены морфология отдельных интрузивных массивов и глубины залегания их верхних и нижних кромок, а также ряд разломов (см. таблица 1.1) [16,17,18].

Таблица 1.1
Разломы Успенской СФЗ

Разлом	Категория разлома	Направление падения разлома	Угол падения плоскости сместителя, град.
Тектурмасский	I	Юг-юго-восток	60-70
Мунглинский	III	Запад	40-50
Тениз-Атасуйский	I		50
Каскара-Кууинский	II	Север-северо-запад	40
Жаксы-Тагалинский	I	Юг-юго-восток	40-50-65
Актас-Узунбулакский	II	Юго-запад	70
Беталысский	III		50
Кентский	I	Северо-запад	40
Токрауский западный	I	Восток	80
Токрауский восточный	I	Запад	45-60

В описываемом районе с Успенским синклинорием пространственно совпадает Успенская зона смятия, следствием возникновения которой явилось превращение осадочных и эффузивно-туфогенных пород в милониты и порфиroidы. В результате послонных движений происходило разлинзование пластов. В пределах Успенского линейного синклинория выделяются такие крупные структурные единицы, как Акбаурская синклиналь в западной части района и Котпанкольская антиклиналь, В северо-восточной в центральной части описываемой территории Акбаурская синклиналь разрезается массивом Куттуадам и восточнее на нее несогласно накладывается верхнепалеозойская Кангаштинская брахисинклиналь. К более мелким структурам (третьего порядка) относятся Алайгырская антиклиналь в районе месторождения Алайгыр [18, с. 44].

УСПЕНСКАЯ СФЗ П-4

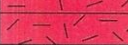
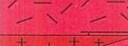
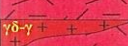
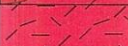
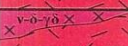
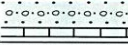
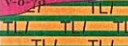
Система	Отдел	Ярус	Стратифицированные и интрузивные образования	Формации	Палеобстанки	Металлогения
Т	T ₁	o				
		i	<i>P-T, Кызылжарский комплекс, Лейкогранитовые граниты, алевзиты</i>	<i>Подоперская-раннетурическая (P-T), лейкогранит-алевзитовая</i>		
	P ₂	t				
		kz				
	P	u				
		k	<i>P₁ Торангыльский комплекс. Рельефорфировидные граносиениты, кварцевые сиениты, гранофировые граниты</i>	Раннеперская (P ₁) гранит-граносиенитовая		
		ar	<i>P₁ Шангельбайская св. Туфы трахиданитового, риоданитового составов, игнимбриты, игниспуниты, базальные туфогравелиты, туфопесчанники, туфоалевролиты 90-170 м.</i>	Раннеперская (P ₁ -ar) туфогенно-игнимбрит-игниспунитовая (дацит-риодитовая)		
		s	<i>P₁ Кокдубайский комплекс. Монзониты, монокриолиты (р), кварцевые диориты, гранодиориты (р)</i>	Раннеперская (P ₁) монокриолит-гранодиоритовая		
		a	<i>P₁ Достарская св. Лавы и анатамагматические брекчи андезитового и андезитового, реже андезитобазальтового составов 150-250 м</i> <i>P₁ Акчатауский комплекс. Бютиловы граниты, лейкогранитовые граниты, гранит-алевзиты</i>	Раннеперская андезитобазальт-андезит-андезитовая Раннеперская (P ₁) гранит-алевзитовая		Be (W, Mo, Bi, Se) Пурталды, жыты
	C	g	<i>C₂ Коскызыльская св. Лавы, туфы, спесишес, игнимбриты риоданитового и риоданитового составов с редкими прослоями туфопесчанников и туфоалевролитов, углесты алевролитов 200-350 м</i>	Позднекаменноугольная (C ₂ -g) вулканогенная (риоданит-риодитовая)		
		k	<i>C₂ Калдырмиский комплекс. Гранодиориты, алевзиты, бютиит-розовокишечные и бютиитовые граниты</i>	Позднекаменноугольная (C ₂) гранодиорит-гранитовая		
		m	<i>C₂ Керегетаская св. Туфы, игнимбриты дацитового, риоданитового, риоданитового составов с редкими прослоями андезитов и андезитов, встречаются горизонты песчанников туфопесчанников, алевролитов дацит в, игнимбриты 400-500 м</i>	Позднекаменноугольная (C ₂ -C ₂ m) риодит-дацитовая		Cu (Ni), Камкор, липы Cu, Mo - Азмалы
		b	<i>C₂ Тонарский комплекс. Габбро-диориты, диориты (р), кварцевые диориты, гранодиориты (р)</i>	Позднекаменноугольная (C ₂) габбро-диорит-гранодиоритовая		
		s	<i>C₂ Калмакская св. Лавы и туфы андезитов андезитобазальтов, дацитов, андезитов 400-1000 м</i>	Ранне-среднекаменноугольная (C ₂ -C ₂ s) дацит-андеитобазальт-андеитовая		Cu, (Mo, Ag) - Байское
		v	<i>C₂ Каркаралинская св. Крестово-обломочные до вулканических конгломератов, гравелитов, разнозернистые песчанники, алевзиты с прослоями (туфы дацитов, риоданитов, андезитобазальтов, алевролитов, углесты, кремнистые с редкими прослоями туфопесчанников и пелловых туфов 500-1500 м 1000 м)</i>	Раннекаменноугольная (C ₂ -v) углесто-кремнисто-глинисто-терригенная		W (Bi) - Акская, штокверк, разведен-законсервирован (3) Mo (W) - Саран, W, Mo, Bi, Cu - Катпар Северный, Cu, Mo - Озерное, минерал. зоны дробления Алуит - Беркутты
		t	<i>C₂ Верхнетуриетский-нижнетуриетский подъярус. Аргиллиты, углесто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, песчанники, алевролиты 400-700 м</i>	Позднетуриетская-ранневишневская (C ₂ -t-v) терригенно-углесто-глинистая		Ва - Кайракты, (4) Ва - Беркуты, Ва - Карагайлы, Ва - Успенское; Mn - Шойнтае, Mn - 4 рудопроявления
		fm	<i>C₂ Нижнетуриетский подъярус. Известняки, реже песчанники алевролиты, аргиллиты 500-600 м</i>	Раннетуриетская (C ₂) глинисто-терригенно-карбонатная		(2) Pb, Zn, Cu - Карагайлинское, Pb, Zn - Алайгар, Pb, Zn - Самомбет Южный, Алабута
		fr	<i>D₃ Подгорненский комплекс. Габбро, диориты (р), гранодиориты (р)</i>	Позднедевонская (D ₃) габбро-диорит-гранодиоритовая		Fe - Тора I, Fe (Co) - Кентобе, Zn, Pb - Ашинозек; Cu (Au, Ag, Mo) - Успенское; Zn, Pb, (Ag, Hg) - Загалдинское; Fe, Mn (Ge) - Шоннтае; Cu (барит, Pb, Zn, Ag) - Агабай Восточный; Fe - Сарыбулак
		gv	<i>D₃ Франский ярус. В верхней части - лавы риодитов, риоданитов, туфы с линзами андезитов и андезитобазальтов, песчанники, конгломераты, алевролиты, туфопесчанники. В нижней части - конгломераты, базальты, иллиты, их туфы с прослоями песчанников и гравелитов 500-2300 м</i>	Позднедевонская (D ₃ -fr) терригенно-вулканогенная последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риодитовая		W (Mo, Ei, Cu, Fe) - Костенколь, Ba - Уштобе; Pb, Zn - Алабута, Ba - Борки
D	D ₂	ef				
		e				
	D ₁	p				
		l				
	S	p				
		ld	<i>S₂ Песчанники, алевролиты, прослои кремнистых и глинистых сланцев, конгломератов, известняков до 1000 м</i>	Ранне-позднесилурийская (S ₂) кремнисто-глинисто-карбонатно-терригенная		W, Mo - Акская
		w				
	O	as				
		ll				
	E	l				
		a				
PR	E ₃					
	E ₂					
	E ₁					
	PR					

Рисунок 1.3-Стратиграфическая колонка Успенкой СФЗ

Примечание – Составлено по источнику [14]

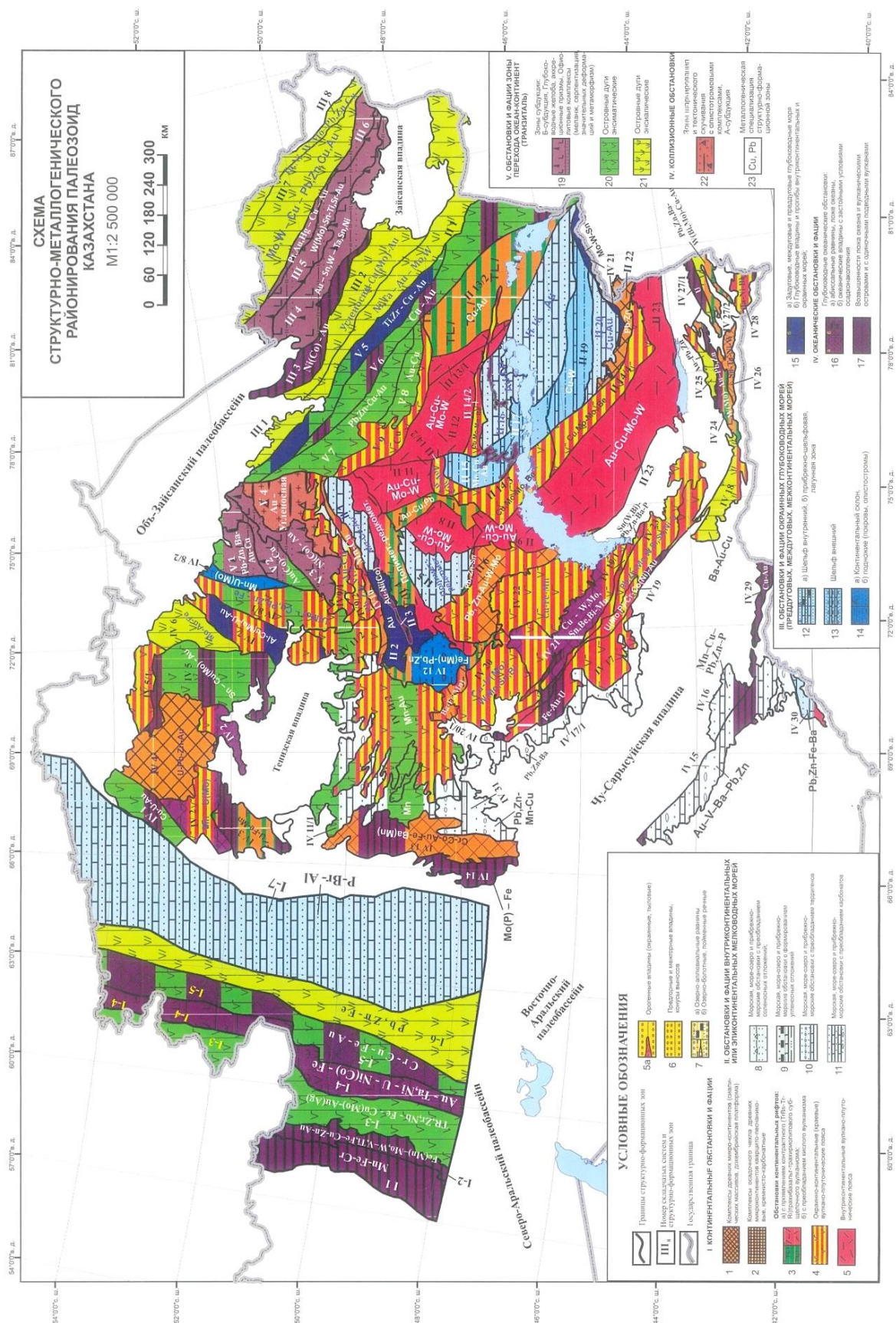


Рисунок 1.4- Схема структурно-металлогенического районирования палеозоид Казахстана и условные обозначения (по Г.Ф. Ляпичеву)

Примечание – Составлено по источнику [14]

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к «Карте структурно-металлогенического районирования и металлогенограммам СФЗ палеозонд Казахстана»

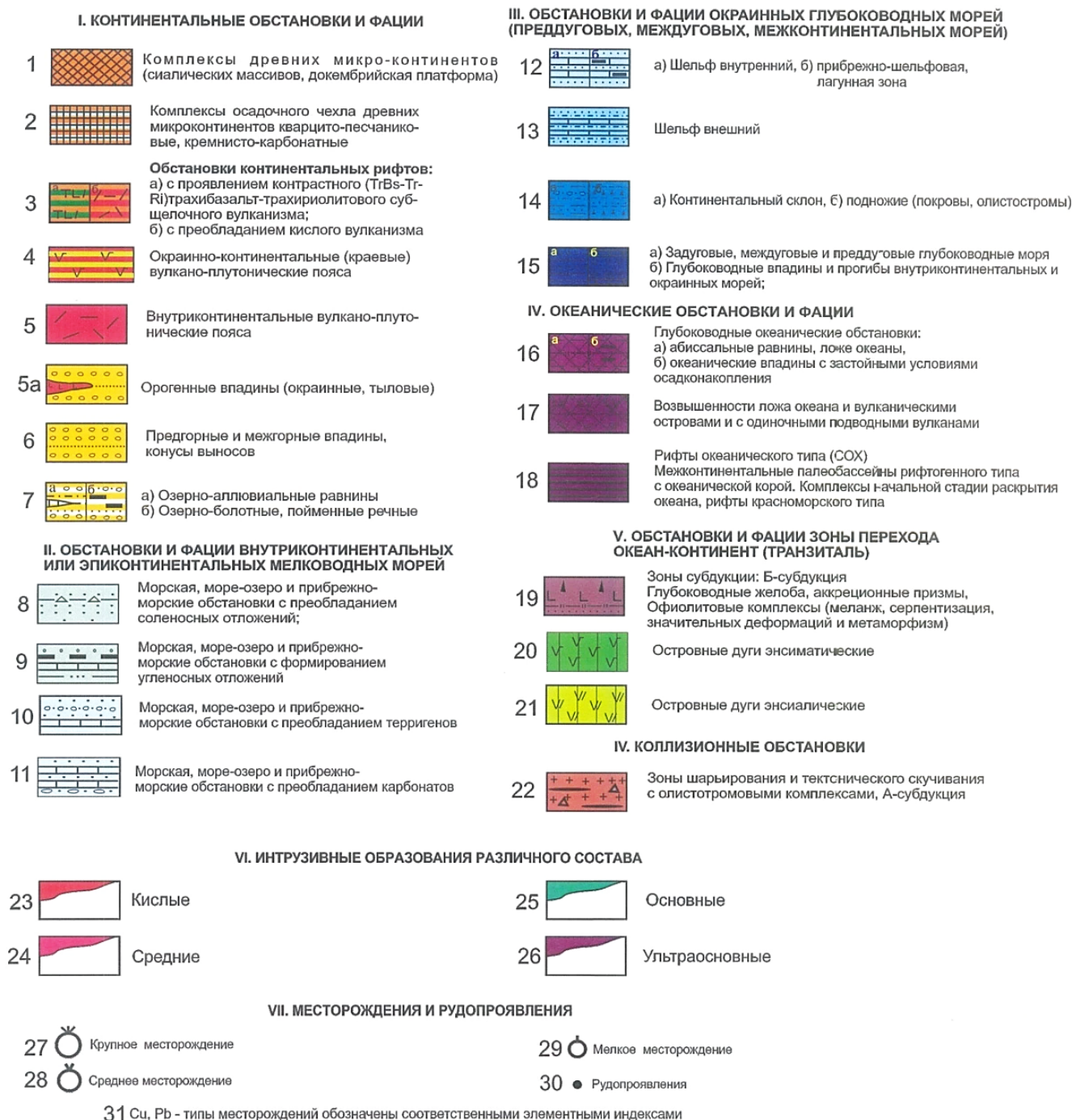
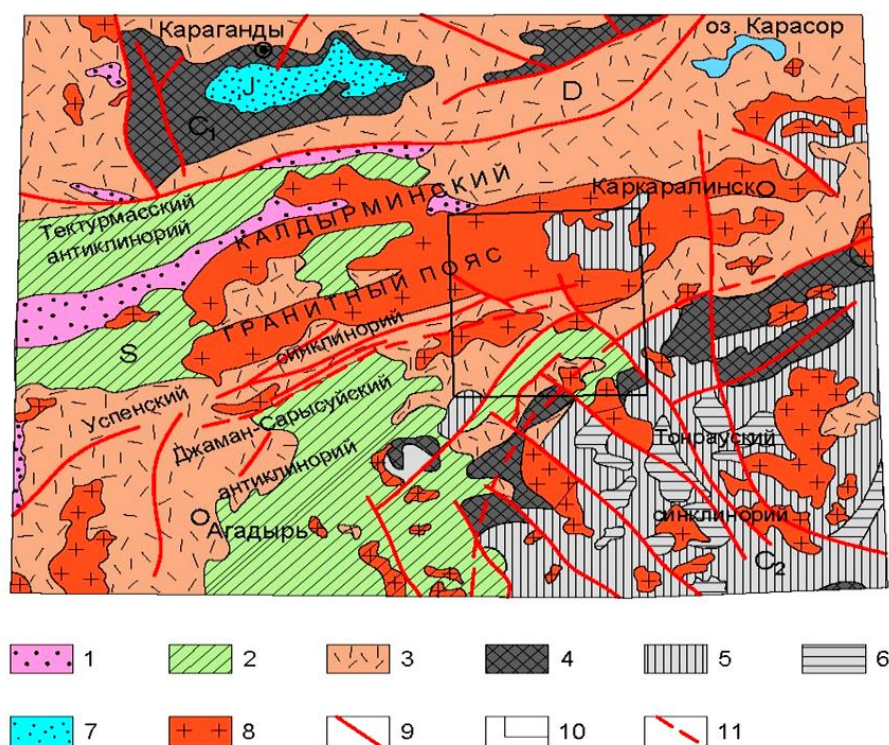


Рисунок 1.5- Условные обозначения к рисункам 1.3, 1.4 и (по Г.Ф. Ляпичеву)
Примечание – Составлено по источнику [14]

Размеры таких складок обычно от 5 до 40 км в длину. Все вышеуказанные пикативные структуры разных структурных этажей осложнены дизъюнктивной тектоникой и имеют ясно выраженное северо-восточное субширотное простираие, особенно характерное для ниже- и среднепалеозойских пород. Территориально Алайгырский район находится к юго-западу от Каркаралинска,

в соответствии с рисунком 1.6, и охватывают прилегающие территории. Эти районы выделены в отдельные рудные зоны на основе их металлогенетических особенностей: в Алайгырском районе преобладают полиметаллические руды. Геологическая структура района формировалась под влиянием допалеозойских формаций, а также силурских осадочных комплексов, осадочных и вулканогенных пород девонского периода и нижнего карбона, а верхнепалеозойские вулканогенные комплексы также вносят значительный вклад в его строение. Одним из выразительных признаков региона является интенсивная герцинская магматическая активность, которая привела к формированию многочисленных продуктов как наземного, так и подводного вулканизма, а также значительных интрузивных массивов. Вулканические процессы в районе начались в допалеозойскую эпоху, достигли пика активности в нижнем и среднем девоне, а также в нижнем и среднем карбоне, и завершились в начале пермского периода [18,19,20,21].

Среди интрузивных образований района можно выделить не менее восьми разновозрастных комплексов: раннегерцинские — акбастауский, шокрбайский и мамантасский; среднегерцинские топарский, калдыр-минский и кызылкайнарский; позднегерцинские — акчатауский и байназарский [18, с. 31].



1-Отложения верхнего протерозоя или нижнего кембрия, 2- осадочная толща силура, 3-эффузивно-осадочная толща девона, 4- эффузивно-осадочная толща визейского и намюрского ярусов нижнего карбона, 5-кислые эффузивы среднего карбона, 6-эффузивы среднего карбона различного состава, 7-угленосные отложения юры, 8- гранитоиды различных возрастов, 9 – главные тектонические контакты, 10- граница Алайгырского рудного района, 11-условные границы различных региональных тектонических структур

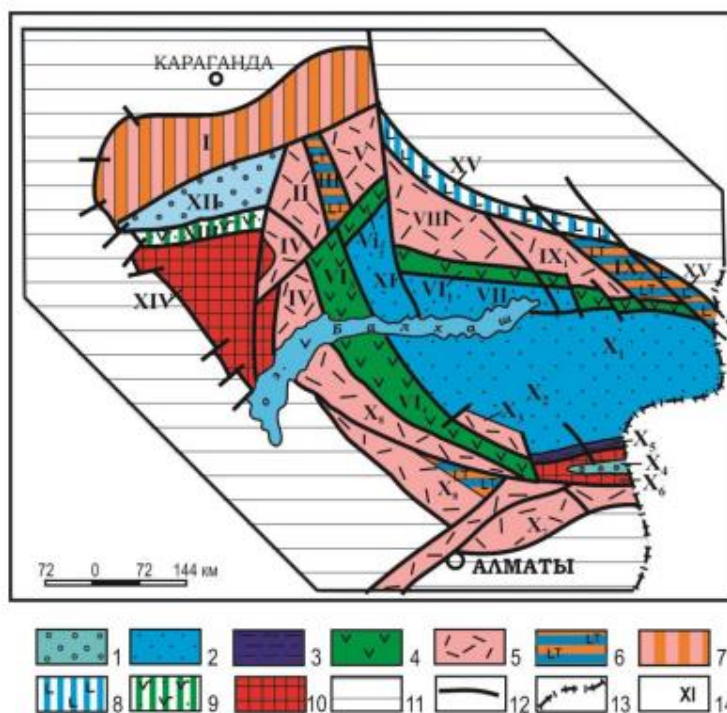
Рисунок 1.6- Обзорная схематическая геологическая карта района работ.

Примечание – Составлено по источнику [18, с. 28]

Успенская СФЗ, в соответствии с рисунком 1.6, геологическим строением которой занималось большое число геологов бывшего Союза, до настоящего времени остается одной из наиболее дискуссионных структур Казахстана. Так до настоящего времени не существует единой точки зрения по вопросам положения ее и масштабам, особенно протяженности ее на запад. Дискуссионным остается вопрос о времени заложения Успенской зоны. Ряд геологов считают, что зона заложена в силурийское время, так как разрез ее начинается с силурийских отложений (песчаники, алевролиты, прослои кремнистых и глинистых сланцев, конгломератов, известняков), мощность которых достигает 1000, что свидетельствует однозначно о формировании их в достаточно глубоководном морском бассейне. Большинство же исследователей рассматривают СФЗ как молодую структуру, наложенную на сформированные складчатые сооружения. Заложение зоны при этом относится к живецкому времени, в связи с тем, что первый же вещественный комплекс зоны, с которого начинается непрерывный ее разрез формировался в обстановке континентального рифтогенеза с преобладанием среди вулканитов трахибазальтов и трахириолитов.

Район расположен в области перехода каледонских структур периферической зоны к системе герцинских складчатых сооружений Центральной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали [22].

Под Успенской разломной зоной в соответствии с рисунком 1.7. понимается полоса сильно смятых, прорванных гранитными интрузиями вулканогенных и осадочных пород девона и карбона, вытянутая между Тектурмасским и Жамансарысуйским поднятиями в восток-северо-восточном направлении на многие десятки километров. Успенская зона во многом походит на Спасскую, от которой она отстоит к югу на 80-90 км.



1-3 - Жонгаро-Балхашский окраинный палеобассейн: 1 - внешний шельф, 2 - внутренний шельф, 3 - глубоководные впадины, 4 - окраинно-континентальный каменноугольный ТастыКусак-Котыр-Алтынэмельский вулcano-плутонический пояс (ВПП), 5 -

внутриконтинентальный каменноугольно-пермский Балхаш-Илийский ВПП, 6 - структуры типа континентальных рифтов пермского времени с субщелочным магматизмом; 7 - тафрогенная структура типа континентальных рифтов каменноугольного времени; 8-9 - шовные рифтингового типа структуры со средне-основным вулканизмом девонкаменноугольного и 9 - франского времени; 10 - блоки Актау-Жонгарского микроконтинента; 11 - каледонские структуры обрамления ЖБСО; 12 - глубинные разломы и границы СФЗ; 13 - государственная граница; 14 - номера структурно-формационных зон (СФЗ): I - Успенская, II - Западно-Токрауская, III - Жантауская, IV - Южно-Токрауская, V - Восточно-Токрауская, VI - Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельская мегазона (VII - Тастыйское звено, VI2 - Кусакское звено, VI3 - Котырасанское звено, VI4 - Алтынэмельское звено), VII - Саянская, VIII - Котанэмель-Калмакэмельская, IX - Баканасская (IX1 – Западно-Баканасская, IX2 - Восточно-Баканасская), X – Илийская мегазона (X1 - Северо-Жонгарская, X2 - Тастау-Саркандская, X3 – Тастауский приразломный прогиб, X4 - Центрально-Жонгарская, X5 - Бороталинская, X6 - Текелийская, X7 - Панфиловская, X8 - Сарыюзек-Илийская); XI - Северо-Балхашская, XII - Жаман-Сарысуйская, XIII - Акжал-Аксоранская, XIV - Тасарал-Кызылэспинская, XV - Предчингизская, XVI - Итмурунды-Казык-Тюлькуламская

Рисунок 1.7 – Схема структурно-формационного районирования Жонгаро-Балхашской складчатой области

Примечание – Составлено по источнику [23]

Взятые вместе, обе зоны составляют мощную сравнительно пологую надвиговую систему по северной окраине герцинид Центрального Казахстана. С Успенской зоной близко совпадает известный Калдырминский гранитный пояс [23].

Под Успенской зоной, а также на ее глубинном продолжении (наклонно к югу) мощность земной коры достигает значений 40-45 км и отличается резко увеличенной мощностью гранитного слоя по сравнению с базальтовым слоем. Успенский разлом в среднем палеозое носил характер левостороннего сдвига, так же, как и Спасская зона [24].

Основной структурной единицей является Успенский синклинорий осложненный Успенской зоной смятия.

По возрасту эти разломы являются одними из наиболее молодых и секущими по отношению к складчатым структурам. Они отчетливо проявлены, но местности по широкому развитию кварцевых жил и рассланцеванию пород в зонах разрывных нарушений. Ширина зон разрывных нарушений северо-восточного направления измеряется в 5—8 км для крупнейших из них (Дараксайского. Шаштинского и др.) Разломы северо-восточного направления (60- 75*) расположены в относительно узкой (20 км) полосе и прослежены на протяжении 60 км (до Жаильминской грабен синклинали) [25].

Успенская зона отмечается прогнутой поверхностью Мохоровича. Границей этого прогиба на севере является Тектурмасский глубинный разлом, на юге — Жаксы-Тагалинский разлом, фиксируемый в базальтовом слое. Максимальных глубин (53 км) прогиб достигает на севере; на юге граница Мохоровича расположена на глубине 51 км. Прогиб четко прослеживается в субширотном направлении на восток; на запад (в пределах Восточно-

Атасуйского антиклинория) возникает еще желоб юго-западного и еще дальше меридионального направления. Границей прогиба в восточной части района является разлом севернее Каркаралинского массива (на севере) и Кентская система разломов на юге [16,26].

Следует подчеркнуть секущее положение западной и восточной частей Успенской зоны по отношению к древним складчатым структурам. Необходимо указать, что в восточной части зоны наложенные синклинали сопот Атабай-Дугулу и Кенътюбе-Тогая также ориентированы в близширотном направлении, что, по-видимому, также объясняется влиянием разломов Успенской зоны. Центральная часть ее расположена на границе каледонской (Атасу-Тектурмасская зона) и герцинской (Жаман-Сарысуйская зона) областей консолидации [27,28,29].

Рудные залежи обнаруживаются вдоль периферии гранитных массивов, прилегающих к зонам смятия, где гранитная магма считается источником рудоносных эманаций и гидротерм. В свете этого, особое значение приобретают зоны дислокационного метаморфизма. Эти зоны, представленные тремя поясами смятия — Спасским, Успенским и Кызылтау-Акжалымским, простираются через весь район, играя ключевую роль в геологической структуре территории [30, с. 11].

Успенский синклиний является сложной складчатой структурой, пронизанной множественными разломами и содержащей прямые складки различной величины. Отличительной чертой этих складок являются в основном вертикальные осевые плоскости, которые иногда могут наклоняться к югу или северу. Территория активно участвовала в динамических преобразованиях, охватывающих отложения среднего палеозоя до нижнего визея. Присутствие сланцевых зон также наблюдается в более молодых верхнепалеозойских породах, но их структурная значимость остается относительно невелика. В поперечных сечениях синклиния зоны с высокой степенью сланцеватости и множеством параллельных разломов чередуются с областями пород, которые не подверглись динамометаморфизму [30, с. 11].

Эти зоны тянутся параллельно основному направлению синклиния. Сланцеватость зачастую вертикальна, за исключением участков, где она усиливает вергентность в перевернутых складках. Динамометаморфизм затрагивал вулканогенные и осадочные породы, вызывая интенсивное ламинарное течение вдоль сланцеватых плоскостей и приводя к значительному укорочению в меридиональном направлении. Это течение сформировало ярко выраженные линейные структуры (бороздки, струйности, скользящие штрихи и др.), ориентированные в направлении растяжения, которые обычно погружаются очень круто на восток, практически вертикально [30, с. 11].

Активные динамометаморфические процессы кардинально изменили свойства горных пород, превращая их в такие формы, как "динамосланцы" и порфиroidы. Кроме того, эти процессы фундаментально изменили структуру складок: традиционные для стабильных блоков широкие брахиформные складки в сланцеватых зонах были преобразованы в закрытые, почти изоклинные

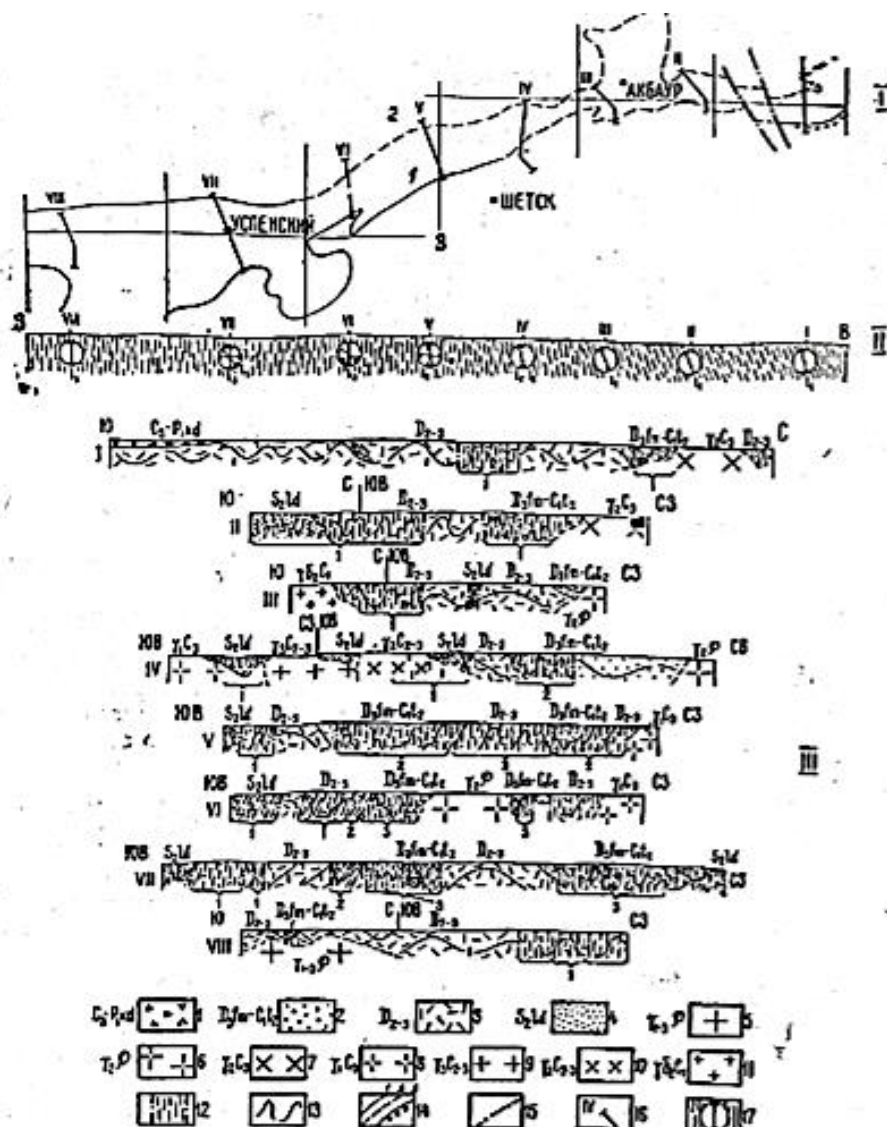
формы через процесс скольжения слоёв по сланцеватым плоскостям. Эти изменённые складки обладают множеством уникальных структурных характеристик, объединённых под обозначением динамометаморфического структурного парагенеза. В рамках этого парагенеза присутствуют такие элементы, как будинаж, направленные структуры течения, птитиматитовые складки, и пересечения сланцеватости с слоистостью, а также кварцевые и баритовые жилы алыпнийского типа, о которых писал В. В. Кулинич. Эти структуры и переход от брахиформных складок к складкам ламинарного течения подтверждены нашими экспериментальными данными, что согласуется с установленными теориями. Важно подчеркнуть, что центральным элементом симметрии в парагенезе является упомянутая ранее линейность [30, с. 12].

Таким образом, Успенский синклиниорий отличается наличием прямых складок, субвертикальных разрывов и зон рассланцевания с преимущественно вертикальным направлением ламинарного течения пород. В целом, для синклинория не характерна чёткая общая вергентность складок. В районе Жаксы-Тагалинских гор наблюдаются локальные признаки надвигания вулканических пород на молодые отложения, что сопровождается перевёрнутыми складками и усиленным динамометаморфизмом [30, с. 14].

В синклинории заметна значительная неоднородность в поперечном разрезе, где области с высокой деформацией, содержащие интенсивные складки ламинарного течения и "динамосланцы", чередуются с зонами с минимальными деформациями, такими как пологие брахискладки. Подобные явления также характерны для глубинных разломов, которые формируют структурную основу Успенской тектонической зоны. Некоторые из этих разломов связаны с вулканическими и прогибными поясами, как в случае с Успенским синклинорием, в то время как другие ассоциируются с гранитными или гипербазитовыми формациями, например, Калдырминский и Тектурмасский разломы [31].

Эти особенности присущи не только Успенской зоне в соответствии с рисунком 1.8, но и другим зонам смятия, таким как Иртышская и Северо-Восточная, подчёркивая сложность и многообразие тектонических и метаморфических процессов в этих регионах [30, с.15].

Принцип неравномерной дислокации, связанный с зонами глубинных разломов, подчеркивает контрастную и дифференцированную подвижность блоков, что ведет к заметным различиям в геологических и исторических процессах в пределах даже близко расположенных блоков [32]. Этот принцип является ключевым для понимания структуры и эволюции Успенской тектонической зоны. Несмотря на мозаичную и раздробленную структуру земной коры, подтвержденную геолого-геофизическими исследованиями, Успенская зона представляет собой определенную геоструктуру с уникальными характеристиками. Она выражена не только в виде простых линий или поверхностей, но и как система параллельных полос, что подчеркивает сложность и динамику геологических процессов [30, с. 17].



I — схематический план; II — проекция линейности на широтно-вертикальную плоскость; III — схематические структурные разрезы. На плане: 1—2 — Успенский синклиний; 3 — Жаман-Сарысуйский антиклинорий; 4—Токрауский синклиний. 1—лавы и туфы кислого состава и комковатого сложения предположительно калдарской свиты (C₃—P₁kd); 2—кремнистые и известковистые сланцы, мелкозернистые песчаники с растительным детритом, туфопесчаники, известняки (D₃fm—C₁t₂); 3—кислые туфолавы, туфы и лавы, реже средние лавы и их туфы, весьма часты субвулканические тела (D₂₋₃); 4—зеленокаменные песчаники и сланцы (S₂ld); 5—6 — акчатауский комплекс: 5—крупно-, средне- и мелкозернистые порфировидные лейкократовые, 6—мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты; 8 — калдырминский комплекс: 7 — средне- и крупнозернистые биотитовые лейкократовые граниты, 8 — крупнозернистые биотитовые граниты, порфировидные адалеллиты, лейкократовые гранодиориты; 9—10—топарский комплекс: 9 — среднезернистые граниты, 10 — средне- и крупнозернистые граниты; 11 — балхашский комплекс: средне- и крупнозернистые порфировые биотитовые гранодиориты; 12 — зоны динамометаморфизма и рассланцевания на разрезах; 13—общие очертания складок; 14—контуры девоно-карбоновых складчатых толщ, которые: 1 — контактируют с лудловским ярусом верхнего силура, 2 — прорываются герцинскими гранитами, 3 — перекрываются лавами и туфами калдарской свиты; 15—крупные смещения по разрывам в плане; 16—линии структурных разрезов на плане; 17 — проекция линейности на вертикально-широтную плоскость с

указанием номера зоны, в которой произведены измерения (в центре — стереограмма линейности).

Рисунок 1.8- Некоторые особенности структуры Успенской зоны смятия

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 13]

Границы Успенской тектонической зоны характеризуются сложностью и неоднозначностью. Южная граница ограничена полосой, тянущейся от Шетска на севере до горы Байназар и поселка Кайракты на юге. Северная граница проходит к северу от осевой части Тектурмасского антиклинория и вдоль южного, возможно, даже северного борта Спасского антиклинория. Эти границы свидетельствуют о тесной связи Успенской зоны со смежными геологическими структурами и сходстве их геологического развития [30, с.17].

Палеогеографические реконструкции эпох силура и ордовика показывают, что Успенская тектоническая зона выступала как переходная между разными тектоническими режимами в соответствии с рисунками 1.9,1.10. На юге, в Балхашской области, доминировали процессы прогибания в ранние и средние этапы геосинклинального развития, тогда как на севере преобладали подъемы [33]. Эта зона, окружая Балхашскую геосинклиналь с севера, развивалась на стыке областей с различной динамикой и направленностью движений, что, вероятно, и способствовало возникновению многочисленных глубинных разломов и сложной геодинамики этой тектонической зоны, начиная с силурского периода и особенно заметно проявившейся во времена франа [30, с. 17].

Характеризуя, Успенский синклиний, можно сказать, что в среднем палеозое он явно выделялся как структурно-фациальная зона. Синклиний проявлялся либо как континентальный пояс с активным риолит-дацитовым вулканизмом в периоды живета и франа, либо как прогиб с морскими кремнисто-карбонатными отложениями в эпохи фамена и турне. Максимальная толщина среднепалеозойских отложений, достигающая 5000 метров, приурочена к центральной части синклиория [30, с. 18].

Структурно Успенский синклиний представляет собой характерную шовную надразломную структуру с обликом необращённого синклиория. Это подчеркивает наличие сосредоточенной подвижной зоны, которая в пределах "осадочного чехла" дробится на множество мелких разрывных нарушений.

Эти нарушения проявляются преимущественно в виде зон интенсивного расщепления и относятся к относительно поздним процессам. Они отображают завершающие стадии смещений вдоль глубинной подвижной зоны, в то время как первоначальные этапы её активности фиксируются в характеристиках и объёмах среднепалеозойских отложений [30, с. 18].

В Успенском поясе активность вулканизма в живет-франский период была выражена особенно сильно, при этом вулканические центры располагались в точках пересечения разломов, направленных с северо-востока на северо-запад [34]. Вулканические структуры фаменского периода часто совпадали с франскими. В стратиграфии фамена данные вулканические структуры

способствовали созданию месторождений с железомарганцевыми и полиметаллическими рудами. В рамках рудного пояса выделяются такие значимые месторождения, как Жайремское, Каражальское, Бестюбинское, Успенское, Кайрактинское, Карагайлинское, где сосредоточены основные рудные ресурсы пояса [30, с. 19].

Миграция рудных компонентов происходила в период ослабления эффузивно-эксплозивной активности вулканических формаций, когда начали преобладать эксгаляции и сольфатары. [35]. Предполагается, что источником металлов для рудных месторождений послужили магматические бассейны на краях, находящиеся на стадии дифференциации. Процесс оруденения охватывал период с нижнего фамена, возможно начиная с верхнего франа, до визея [30, с. 19].

Основное оруденение приходится на верхний фамен. Месторождения, обогащенные кварцевыми и кварцево-баритовыми жилами, а также вулканогенно-гидротермальные формации, по своему минеральному составу напоминают месторождения алайгырского типа, относящиеся к гидротермально-метасоматической субформации, но имеют заметно меньше барита и сульфосолей меди, свинца. [36,37]. Это наводит на мысль, что такие месторождения могли формироваться на большей глубине, чем те, что включены в вулканогенно-осадочные комплексы, и сегодня они выступают как корневые части месторождений атасуйского типа. Медные и отдельные полиметаллические месторождения, связанные с интрузивными комплексами или экзоконтактами (скарновые), возможно, ассоциируются с магматической активностью послесреднекарбонового периода [30, с. 19].

1.3 Тектоника Успенской структурно-формационной зоны

В складчатых сооружениях структур обрамления Успенской глубинной зоны можно выделить два важных структурных мегакомплекса, связанных с каледонским и герцинским тектоническими циклами. [38]. Эти мегакомплексы соответствуют различным временам формирования и развиваются в двух разных складчатых системах различной по времени консолидации. [30, с. 103].

Каледонский структурный мегакомплекс проявляется в Кокчетавско-Северотяньшанской складчатой системе, а герцинский мегакомплекс связан с Джунгаро-Балхашской системой (Борукаев, Каюпов, Ляпичев, Мирошниченко) [30,39,40].

Каледонский мегакомплекс можно разделить на байкальский, салаирский, таконский и сарыаркинский структурные комплексы (согласно Борукаеву) [41]. Они были сформированы в разные периоды складчатости и имеют несколько структурных уровней, разделенных крупными дизъюнктивными поверхностями. В складчатых структурах можно выделить такие области, как Атасуйский, Тектурмасский, Восточно-Атасуйский, Актау-Моинтинский антиклинории, а также Атасуйский синклинорий, который их разделяет [30, с. 103].

Герцинскому тектоническому циклу соответствует герцинский мегакомплекс [42]. Этот мегакомплекс можно разделить на ранне- и позднегерцинские структурные комплексы [30, с. 104].

В раннегерцинском комплексе Акжал-Акбаурской зоны можно выделить четыре структурных этажа, каждый из которых характеризуется определенными типами горных образований. Аналогичные разделения применяются и в Успенской подзоне, а также в Жаман-Сарысуйской зоне.

а) Акжал-Акбаурская зона делится на четыре структурных этажа. Первый (нижний) этаж в Ортау-Тастауской подзоне сложен морской терригенной формацией, второй - терригенно-андезитовой, третий – риолитовой, четвертый туфо-кремнисто-карбонатной и углисто-терригенной, б) Успенская подзона, к первому (нижнему) этажу этого комплекса относятся образования морской терригенной формации, второй этаж сложен риолитовой формацией; третий этаж слагают кремнисто-сланцевая и углисто-терригенной формации, четвертый андезито-риолитовая формация, в) Жаман-Сарысуйская зона. Нижний (первый) структурный этаж раннегерцинского комплекса в Жаман-Сарысуйской зоне сложен карбонатно-терригенной формацией, второй - морской терригенной, третий туфо-терригенной, четвертый базальто-молассовой, кремнисто-карбонатно-терригенной и углисто-терригенной формациями, пятый - андезито-риолитовой формацией. В позднегерцинском комплексе также можно выделить четыре структурных этажа, каждый из которых имеет свои геологические особенности [30, с. 119].

В позднегерцинском комплексе выделяются четыре этажа: а) Нижний этаж слагает морская терригенная, б) второй - граувакковая, в) третий вулканогенно-углисто-терригенная и г) четвертый андезито-риолитовая и дацит-риолитовая формации. Среди герцинидных структур можно выделить Жаман-Сарысуйский антиклинорий и окаймляющие его синклиории, такие как Айнасуйский и Токрауский. Ортауский, Успенский, Тастауский и Жаман-Сарысуйский антиклинории, а также синклинорные структуры, играют важную роль в этой геологической области и относятся ко вторичным структурам по отношению к Балхашскому мегасинклинию. Акжал-Аксоранский синклиорий также присутствует в этой области и иногда называется Тастауским синклинием (по Шатскому, 1938) [43,44,45].

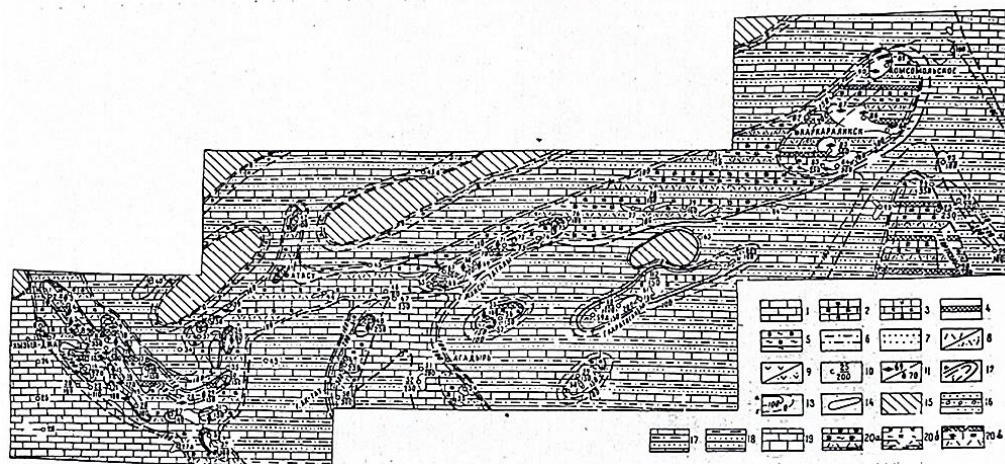
По петрохимическим особенностям лавы андезитовой формации девонского вулканического пояса (Атасуйский район) и верхнедевонской вулканической дуги (Ортау-Успенский район) очень сходны между собой и относятся к одному типу андезитовому петрографических ассоциаций, хотя и имеют различный возраст. Большая часть пород принадлежит к нормальной известково-щелочной ассоциации и образует непрерывный ряд от базальта до дацита. Фигуративные точки этого ряда группируются вблизи кривых кайно-типных серий типа Лассен-Пик и Сан-Франциско. Кроме того, в области андезитов намечается еще один ряд, уклоняющийся в сторону щелочных ассоциаций. Последний хорошо совпадает с вариационными линиями девонской дацито-андезитовой формации северо-востока Центрального Казахстана

(Никитина, 1965) [46,47,48,49]. Во всех породах формации отмечается несколько повышенное по сравнению с нормой содержание щелочей и фемических компонентов. Натрий незначительно преобладает над калием. То же относится к железу и магнию, содержания которых очень близки, но часто сумма окисного и закисного железа превышает количество магнезии. Характерно несколько пониженное содержание полевошпатовой извести по сравнению с породами нормального ряда, причем количество ее уменьшается с увеличением кислотности пород. В этом отношении также обнаруживается большое сходство с породами дацито-андезитовой формации девона северо-востока Центрального Казахстана [30, с. 67].

Породы риолитовой формации распространены регионально и почти полностью слагают формацию в пределах вулканического пояса и верхнедевонской вулканической дуги. Они представлены главным образом витрокристаллокластическими туфами и игнимбритами риолитового состава, для которых характерна плагиоклаз-калишпат-биотит-кварцевая ассоциация кристаллических обломков. Такой состав кристаллокластической фракции присущ почти всем пластам пирокластолитов формации независимо от района их распространения и стратиграфического положения. Заметных изменений в количественном содержании перечисленных минералов или в их соотношении почти не происходит даже в том случае, если пласты или пачки туфов разделены между собой прослоями терригенных осадков, указывающих на продолжительные перерывы в вулканической деятельности.

В Успенской тектонической зоне руды железа, марганца и цветных металлов встречаются в тесной ассоциации с кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами (кремни, кремнистые известняки, аргиллиты, алевролиты и сланцы). Об источнике кремнезема, поступающего в морской бассейн, в настоящее время существуют в основном две точки зрения. Одни исследователи (Страхов, 1960; Казаринов, 1965 и др.) считают, что источником кремнезема является химическое выветривание континентов, другие (Щерба, 1964; Соколова, 1953, 1965 и др.) полагают, что кремнезем выделялся при подводных вулканических процессах. Вероятность поступления с суши значительного количества кремнезема в палеогеографических условиях, существовавших в описываемом районе, очень мала [50,51]. По-видимому, источниками кремнезема, так же, как и рудных компонентов, являлись подводные вулканы. Кремнистые же аргиллиты, филлитовые сланцы, по мнению Л. Н. Формозовой, И. В. Хворовой (1963), были продуктами постседиментационного преобразования пеплов, удаленных от вулканических центров морскими течениями. Кремнезем и карбонаты очень тесно связаны между собой. Совместное выпадение их в осадок Л. Н. Формозова (1963) объясняет тем, что в девоне эксгалиции не создавали устойчивой кислой реакции придонных слоев воды и не подавляли карбонатного осадкообразования. Осаждению карбонатов не препятствовал привнос терригенного материала, как это было в восточных районах. Тонкое переслаивание криптокристаллического кремнезема с пелитоморфными или мелкокристаллическими известняками,

тонкообломочными туфогенными породами, соединениями марганца, железа свидетельствует о их совместном осаждении в наиболее прогнутых и защищенных участках дна морского бассейна, а именно: в иловой зоне фациального пояса приразломных прогибов.



Верхний девон, верхнефаменский подъярус.

1 — известняки; 2 — известняки кремнистые; 3 — известняки красноцветные; 4 — железо-марганцевое оруденение (или минерализация); 5 — кремнисто-глинистые сланцы; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — эффузивы и туфы кислого состава; 9 — эффузивы и туфы среднего и основного состава; 10 — местоположение типичных разрезов верхнефаменских отложений; 11 — рудопоявления и месторождения железа и марганца; 12 — границы фаций: а — достоверные, б — предполагаемые; 13 — изопакиты; 14 — сохранившиеся выходы отложений фамена; 15 — области суши; 16 — прибрежные фации; 17 — мелководные фации; 18 — мелководно-отмельные фации; 19 — относительно глубоководные фации; 20 — фациальный пояс приразломных прогибов подводным вулканизмом: а — обломочная зона, б — иловая зона, в — подзона с железо-марганцевым оруденением.

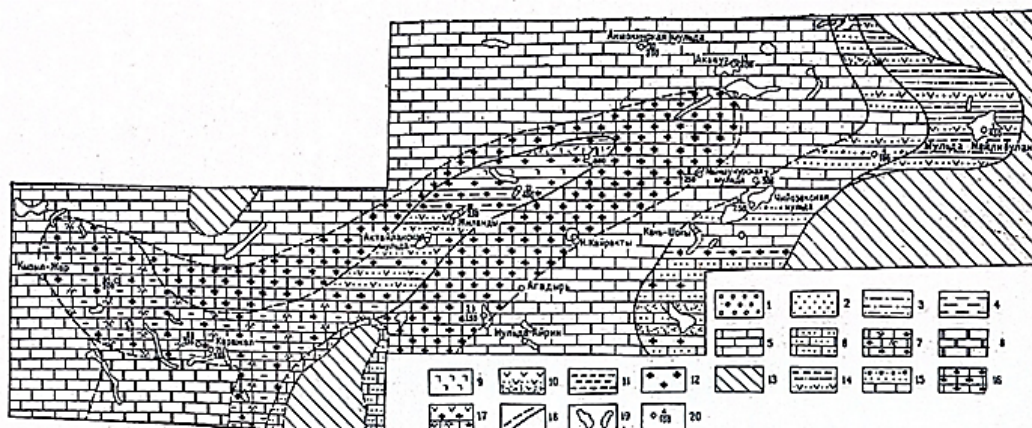
Рисунок 1.9 - Литолого-фациальная карта Успенской тектонической зоны

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 190]

Минералогические особенности пород и руд указывают на то, что в течение фаменского века при почти одинаковых физико-географических условиях, т. е. при относительно спокойном тектоническом режиме, при почти неизменном соотношении областей суши и моря, при тех же глубинах морского дна и климатических условиях, в пределах узкого фациального пояса мы наблюдаем смену физико-химических условий среды осадконакопления, выраженную в образовании то восстановительной, то окислительной обстановки. Ее изменения, приводившие к образованию различных типов и ассоциаций руд и пород, связаны, вероятно, с изменением состава вулканических газовых эксгаляций [52,53].

В нижнем фамене в прибрежных и мелководных участках моря царил окислительная обстановка. Но дальше от береговой линии, в приразломных прогибах, к которым были приурочены подводные вулканические процессы, господствовали восстановительные или слабовосстановительные условия. Поступающее из вулканов железо в присутствии H_2S и CO_2 приобретало подвижность и равномерно распределялось в виде пирита и сидерита. В начале верхнего фамена в приразломных прогибах восстановительные условия

сменяются на окислительные, при которых концентрируются соединения железа и марганца. Количество карбонатных пород, вероятнее всего, также зависело от состава газовых эманаций. Так, обилие в последних CO_2 , HCl , SO_3 понижало Eh и pH морской воды и тем самым препятствовало осаждению CaCO_3 . [54,55,56].



Нижний карбон, нижнетурнейкий подъярус.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — сланцы; 5 — известняки; 6 — известковые песчаники; 7 — кремнисто-карбонатные породы; 8 — доломиты; 9 — основные эффузивы и их туфы; 10 — средние и кислые эффузивы и их туфы; 11 — углистость; 12 — кремнистость; 13 — области суши; 14 — равнинно-долинные фации; 15 — прибрежные фации и относительно глубоководные фации; 16; 17 — фации приразломных прогибов подводным с подводным вулканизмом; 18 — сохранившиеся выходы нижнего турне; 19 — фациальные границы; 20 — номера разрезов и мощности отложений.

Рисунок 1.10 - Литолого-фациальная карта Успенской тектонической зоны

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 194]

Таким образом, в образовании сложного комплекса пород и руд верхнего фамена в Успенской структурно-фациальной зоне главное значение имели, вероятно, подводные вулканические процессы, продукты которых при благоприятных физико-географических и физико-химических условиях могли давать промышленные концентрации руд железа, марганца и других металлов. [30, с. 194]

В Успенском рудном поясе можно выделить два основных периода формирования месторождений. В первый период, охватывающий временной диапазон от фамена до нижнего карбона, сформировались преимущественно полиметаллические руды. Во второй период, послесреднекарбовое время, произошло формирование жильных медных и других металлических месторождений в соответствии с рисунками 1.9, 1.10 [30, с. 20].

Успенская тектоническая зона, по мнению Г. Н. Щербы, развивалась как вторичная геосинклиналь по типу, который описывают А. В. Пейве и В. М. Синицин. В современной геологической структуре зона [57] выражается как крупная тектономагматическая зона со следующими характерными чертами [30, с 20]:

- Блоковый характер: Зона обладает отчетливым блоковым строением, подчеркивающим концентрацию глубинных разломов.

- Мощное проявление магматизма: Магматическая активность заметна как в интрузивной, так и в вулканической формах, причем контролируется глубинными разломами субширотной ориентировки.

- Интенсивная дислоцированность и динамометаморфизм: Отложения, особенно старше верхнего визе, подверглись интенсивной дислоцированности и динамометаморфизму, особенно в зонах глубинных разломов, типичным примером которых является система разломов, лежащих в основе Успенского синклинория.

- Высокая раздробленность покровной структуры: Общая раздробленность структуры указывает на сложность геологического строения и истории зоны.

- Вертикальная ориентировка сланцеватости и разрывов: Преобладающие направления складчатости и разрывов показывают крутой и неупорядоченный характер поздних глубинных разломов.

Механизм формирования Успенской геологической структуры связан с чередованием напряжений сжатия и растяжения, что сопровождалось нарушениями сплошности, текучестью вещества и магматизацией из-за горизонтальных и вертикальных движений прилегающих блоков. Успенская зона также представляет собой многоярусную структуру, где верхние ярусы (седиментационный, вулканический и частично плутонический) сейчас обнажены вследствие денудации и служат границей между двумя крупными структурными блоками с разной геологической историей: северным (Тектурмасским) и южным (Балхашским) [30, с. 21].

1.4 Геологические формации Успенской СФЗ

В зоне успенских разломов и на смежных территориях расположены вулканогенно-осадочные отложения разного состава и происхождения, формировавшиеся в разные геологические эпохи. Средне-верхнефранские отложения относятся базальтово-молассовой формации, что может указывать на деятельность эффузивного вулканизма и последующее оседание осадочного материала, перенесённого с эродированных вулканических высот [30, с. 204].

Фамен-турнейские отложения представлены базальтово-кремнисто-карбонатной формацией, которая также включает элементы вулканической активности. Такие отложения могут свидетельствовать о вулканических процессах, происходивших в морских условиях, где вулканические продукты смешивались с морскими осадочными породами, такими как карбонаты и кремнистые породы [30, с. 204].

В геологических образованиях, расположенных в восточной части Успенской тектонической зоны и окружающих герцинские структуры, в силурийском периоде накопились многокилометровые отложения морских зеленоцветных обломков. Затем в лудловском периоде произошла фаза складчатости, что привело к образованию интрагеосинклинальных поднятий. [58,59].

Следующие геологические формации, такие как флишеидные, молассовые и вулканогенно-молассовые отложения нижнего, среднего и верхнего девонского (франского) возраста, отражают этот процесс постепенного нарастания этих поднятий. Это был орогенный этап ранних герцинид, и они отражают изменения в природе отложений во времени.

Исследования Ю. П. Ненашева и В. Д. Вознесенского показали, что в среднем девоне и франском веке источником материала, который попал в обломки и осел на дне моря, были области, соответствующие современным Жаман-Сарысуйскому и Талдыманакскому антиклинориям. По мере роста горных систем, краевые прогибы (как на месте Акжал-Аксоранской, Успенской и Уралбайской синклинорных структур) сначала заполнялись в основном терригенным материалом, а затем также вулканогенными обломками [30, с. 211].

На этой стадии орогенного процесса образовались вулканогенные образования, что связано с развитием верхнедевонской вулканической дуги. Эта дуга расположена на северо-западной окраине Джунгаро-Балхашской складчатой области и находится вблизи зоны пересечения герцинских структур с каледонским срединным массивом. Форма вулканической дуги напоминает неправильное полукольцо и простирается на протяжении 350-400 километров от уровня Акжал до Успения, а затем продолжается на северо-восток до Коктальского разлома в Каркаралинском районе.

Структура вулканической дуги, аналогично краевому девонскому поясу, включает породы андезитовой и риолитовой формаций, разделенные местными несогласиями. [60,61].

В конце франского века произошло интенсивное дифференциальное вертикальное движение глыб, что привело к образованию красноцветной молассы, в некоторых местах с вулканогенными элементами.

Завершение девонского периода характеризуется эпохой общего погружения, которая отражает максимум фаменской трансгрессии. В это время сформировалась вулканогенно-карбонатно-терригенная формация. Эпоха погружения закончилась визейской (саурской) фазой складчатости, которая совпала с началом орогенного этапа поздних герцинид. На этом этапе образовались андезитовая и риолитовая формации верхнего палеозоя [30, с. 138].

На территории Успенской тектонической зоны Успенский синклинорий начинается от гор Жаман-Кенели на западе и простирается в широтном направлении до долины реки Коктал, имея общую протяженность более 200 километров. Самая широкая часть синклинория достигает 60 километров в районе реки Шерубай-Нура. Южная граница синклинория проходит через систему взбросов и взбросо-надвигов, разделяя данную структуру от Жаман-Сарысуйского антиклинория. На севере синклинорий ограничен разрывными нарушениями, которые отделяют его от Тектурмасского антиклинория [62].

Структуры в синклинории имеют выраженное направление на северо-восток, примерно в диапазоне 60—75°, хотя в районе гор Жаман-Кенели эту ориентировку усложняет виргация, образующая структурные элементы в юго-западном направлении. [13, с 158].

Синклиний состоит из разных типов геологических формаций. В нем можно выделить морские терригенные формации ($S_2lD_2^2—D_2^1$) и несколько орогенных формаций, включая риолитовые ($D_3fr?$), кремнисто-сланцевые ($D_3fm—C_1t_1$), углисто-терригенные ($C_1t_2—C_1v$) и андезито-риолитовые ($C_1v_3—C_3$).

Разрывные нарушения в районе герцинид делятся на три основные группы: предскладчатые разломы (возникающие в начале геосинклинальной истории), складчатые структуры и поперечные складчатые структуры (связанные с орогеническим процессом). Предскладчатые глубинные разломы, определявшие границы каледонских и герцинских областей консолидации, активизировались в нижнесилурийский период, влияя на положение и ориентацию герцинских складчатых структур. Во второй половине среднего девона произошла активизация глубинных разломов, отделяющих Жаман-Сарысуйскую зону от Акжал-Акбаурской зоны, а также разломов, ответственных за создание орогенных прогибов в Жаман-Сарысуйской зоне.

Дуговые разломы частично выявлены также в синклинориях Ортау и Тастау, где они сыграли роль в формировании дугового прогиба. Это проявлено в таких структурах, как синклинали Конур-Адыр и Айрин. В Жаман-Сарысуйском антиклинории дуговое расположение Кояншокинской, Шетшокинской и Римшекской синклиналей позволяет предположить существование прогиба, сформированного по дуговым разломам. В юго-восточной части антиклинория заметно выделяются дуговые разломы, в том числе зона Уральбайского разлома на северо-востоке и зона Жаман-Каракольского разлома на северо-западе. Вместе эти две зоны образуют единую систему, характеризующуюся изогнутой формой, характерной не только для самих разломов, но и для расположения синклинальных структур. Как и в области каледонской консолидации, эти дуговые разломы в этом регионе влияют на размещение интрузивных образований [59].

Предскладчатые разломы, по-видимому, образовались примерно в то же время, что способствовало возникновению основных геосинклинальных прогибов в районе герцинид. Эти разломы демонстрируют различные типы движений, в том числе сдвиговые, и не изолированы в отдельные дуговые зоны, а состоят из взаимосвязанных, разноориентированных сегментов, которые в совокупности создают зоны дуговых разломов.

Складчатые разломы параллельны, а в некоторых случаях перпендикулярны осям складок. [30, с.162].

В Успенском синклинории соскладчатые разрывные нарушения, преобладают над разрывными нарушениями, секущими складчатые структуры. Это может указывать на тектоническую активность региона с характерными перемещениями земной коры. Соскладчатые разломы проявлены в гораздо меньшей степени в фаменских и нижнекарбоновых отложениях, чем в отложениях живет-франского возраста. Это может быть связано с различиями в свойствах горных пород и тектонической истории региона [30, с. 163].

В фаменско-нижнекарбоновых отложениях тектонические напряжения разрядились путем пластического течения горных пород. Это может указывать

на то, что в этих отложениях горные породы могли деформироваться без образования разломов.: В живет-франских отложениях были интенсивные тектонические напряжения, которые привели к образованию разломов. Это может быть связано с историческими изменениями в региональной тектонике [30, с. 163].

Плоскости разрывных нарушений имеют крутое падение, и их направление может изменяться в зависимости от местоположения. Падение плоскостей разрывов связано с преобладающими тектоническими напряжениями. В случае асимметричных складок, плоскости разрывных нарушений чаще всего параллельны более крутому крылу складки. Это связано с направлением тектонических сил. В регионе описаны четыре системы разрывных нарушений: северо-западная, северо-восточная, широтная и меридиональная. Эти системы указывают на разнообразие тектонических процессов, которые могли воздействовать на регион. В других синклиниях и антиклинариях влияние дуговых разломов также отмечается. [30, с. 163].

В Успенской СФЗ присутствуют сложные тектонические процессы, которые формировали структуры, такие как складки и разломы [30, с. 165].

Орогенные формации в Успенском синклинии образуют наложенные структуры: грабены, грабен-синклинали и горсты. Наиболее крупной среди них является Успенская грабен-синклиналь, протягивающаяся от гор Айгыржал на западе до ур. Самомбет на востоке на расстояние 180 км. Максимальная ширина ее составляет 44 км. Южная граница грабен-синклинали проходит по системе субширотных взбросов и взбросо-надвигов, падающих под крутыми углами на юго-восток. Северная граница определяется на отдельных участках налеганием пород риолитовой формации на отложения морской терригенной формации (горы Медеу), иногда — разломами (горы Кушук); большей же частью ограничением структуры являются гранитоиды Калдырминского пояса.

В строении Успенской грабен-синклинали участвуют отложения риолитовой, кремнисто-сланцевой, углисто-терригенной и андезито-риолитовой формаций. Простираение структур ее выдержано в направлении на северо-восток 60—80°.

Внутреннее строение грабен-синклинали мелкоблоковое. Многочисленные различной формы блоки пород риолитовой формации по разломам выведены на поверхность (горы Уста, Манатай, Кызылшоқы Каражал и многие другие). Отложения риолитовой формации, составляющие основание структуры, обычно представлены на южном крыле структуры; на северном крыле они почти полностью «уничтожены» гранитоидами Калдырминского пояса и известны в небольших по площади участках (южнее гор Бугулы, горы Медеу и др.). Залегание отложений риолитовой формации на большей части их площади развития моноклиналиное (южное крыло структуры); лишь в районе восточной части структуры (горы Токулдак, Тагалай, Тюлембай) эти отложения смяты в брахискладки, сжатые в меридиональном направлении, с ориентировкой длинных осей складок в субширотном направлении [30, с. 158].

Внутри Успенской грабен-синклинали выделяются структуры второго порядка — Алайгырская брахисинклинали, Самомбетская брахиантиклиналь и другие. Характерно их частое чередование и кулисообразное расположение. Узкие брахиантиклинали чередуются с широкими пологими брахисинклиналями. Исключительно широко развита складчатость высоких порядков (микроскладчатость, фестончатость, пloyчатость), особенно на крыльях структур, затушевывающая их брахиформный характер. Широко развиты расланцевание пород и опрокидывание складок (преобладает опрокидывание на север). Углы падения пород кремнисто-сланцевой формации, как правило, крутые (почти всегда превышают $50\text{—}60^\circ$), лишь в замковых частях брахиантиклиналей и брахисинклиналей углы падения $85\text{—}40^\circ$. Расланцевание во всех случаях (за исключением приразломного) совпадает по направлению с напластованием пород. [30, с. 159].

Синклинальные и антиклинальные структуры западной части Успенского синклинория (Сарыбасская, Керегетасская, Кумолы-Нельдинская, Жаксы-Сарысуйская) сходны с Успенской грабен-синклиналью в отношении степени интенсивности смятия отложений; Бабанская и Тунгатарская синклинали северной части синклинория отличаются меньшей дислоцированностью [30, с. 158].

Успенская грабен-синклинали в гравиметрическом поле выражена четкой локальной, вытянутой в северо-восточном направлении, отрицательной аномалией поля силы тяжести. С севера и юга синклинали ограничена тектоническими нарушениями. Закартированная на поверхности грабен-синклинали, намного шире отмеченной по геофизическим данным на глубине. Грабен имеет корытообразную форму и на глубине сужается [30, с. 159].

В рамках герцинских структур в области находятся осадочные и вулканогенно-осадочные отложения разного происхождения и состава, сформировавшиеся в различные геологические периоды. Средне-верхнефранские отложения представлены базальтово-молассовыми формациями, что свидетельствует о протекании эффузивного вулканизма и последующем оседании материала, перенесенного с эродированных вулканических формаций.

Фамен-турнейские отложения состоят из базальтово-кремнисто-карбонатных комплексов, что указывает на вулканическую активность в морских условиях, где вулканические продукты смешивались с морскими осадочными породами, такими как карбонаты и кремни. В разрезе герцинских структур выделяются различные фации, связанные с разной глубиной водного столба — от относительно глубоководных до мелководных, а также фации приразломных прогибов, связанные с карбонатной, терригенно-карбонатной и вулканогенно-терригенно-карбонатной формациями.

Глубоководные фации карбонатной формации представлены в западной части герцинской геосинклинали — Ортауском и Тастауском синклинориях, где наблюдаются мощные известковые отложения с богатой брахиоподовой фауной в районах таких гор, как Жиланды, Иса, Уштаган и Мухаммедия. Известняки

этих мест, в основном органогенные и рифогенные, достигают мощностей от 400 до 550 метров.

Карбонатно-терригенная формация генетически и пространственно связана с морскими мелководными фациями и распространена на описываемой территории с отложениями из песчаников, алевролитов и прослоек известняков, встречающихся на периферии Жаман-Сарысуйского, Акбастауского антиклинория и других.

Вулканогенно-терригенно-карбонатная формация, приуроченная к фациям приразломных прогибов с подводным вулканизмом, представлена в Ортауском, Кайрактинском, Чийозекском и других синклиниях, где верхнефаменские толщи состоят из туфов, аргиллитов и известково-глинистых пород, характеризующихся наличием железомарганцевых прослоек.

Морские вулканогенно-осадочные отложения, формировавшиеся в этот период, обладают значительным металлогеническим потенциалом и широко представлены в Успенской зоне, где они играют ключевую роль в формировании её уникального формационного облика. Это отличает Успенскую зону от соседних геотектонических блоков. В зависимости от состава вулканических продуктов и характера окружающих пород, в этом регионе выделяются различные типы формаций фамен-турнейского возраста. К ним относятся базальтово-кремнисто-карбонатная формация, вулканогенно-терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная формации. Каждая из этих формаций обладает своими уникальными геологическими и минералогическими характеристиками, что подчеркивает их значение для понимания геологической истории и потенциальной рудоносности региона.

Особенности пространственного размещения вулканогенных фаций:

1. Вулканические процессы происходили повсеместно, будучи приурочены к наиболее прогнутым блокам Успенской тектонической зоны.

2. Устанавливается прямая зависимость между мощностями отложений нижнего (вулканогенно-терригенного живет-франского) и верхнего (кремнисто-карбонатного фамен-нижнетурнейского) комплексов. В грабен-синклинальных структурах высоким мощностям нижнего комплекса, достигающим 8 + 0z м, отвечают повышенные мощности верхнего комплекса, составляющие 1000-1300 м. На участках же горст-антиклинальных структур отложений живет-франа уменьшаются примерно в два раза и соответственно мощности фамена - нижнего турне сокращаются до 300-400 м. Анализ мощностей свидетельствует о постоянстве областей аккумуляции с конца среднего девона до нижнего турне включительно. Глубинные разломы предживетского заложения определили тектонический план территории, разделив ее на устойчивые области поднятия (горст-антиклинали) и опускания (грабен-синклинали), а также размещение магматических пород симатического происхождения. Это дает основание полагать, что заложение Успенской зоны, как тектонической структуры длительного развития, относится еще к живетскому веку. Такого мнения придерживаются Г. Н. Щерба, Ю. И. Лялин, Н.А. Афоничев, Ю. П. Ненашев, Е. В. Рыбалтовский и другие исследователи.

3. Вулканиды фамена проявлены только на участках мощного развития живет-франского базальт-андезит-риолитового вулканизма, что вместе с данными петрографии и петрохимии указывает на преемственность магматических очагов базальтового вулканизма в зонах долгоживущих симатических разломов (с живетского века до середины турнейского включительно) [30, с. 211].

Выводы по первому разделу:

В результате геологического изучения Центрального Казахстана выявлено что эта область включает в себя не только каледониды, но герциниды, так как имеют сложную тектоническую структуру и широкое распространение магматических пород.

Успенская структурная-фациальная зона (СФЗ) является частью вулканогенно-плутонического пояса. В формировании сложного комплекса пород и руд верхнего фамена в рамках Успенской СФЗ особую роль сыграли подводные вулканические процессы. Продукты этих процессов, в условиях благоприятного сочетания физико-географических и физико-химических факторов, могли способствовать созданию промышленных концентраций руд, содержащих железо, марганец и другие полиметаллы. Это подчеркивает значимость геодинамических и магматических явлений в процессе минералообразования в данной зоне. [30, с. 194].

Развитие Успенской зоны смятия тесно связано с активной магматической деятельностью, происходившей в периоды раннего, среднего и позднего девона, а также раннего и среднего карбона. Интенсивная магматическая активность этого времени привела к возникновению ряда разрывных нарушений, вызвавших расщепление и складчатость под воздействием высокого давления. Успенский пояс представляет собой самостоятельный вулканический пояс, где полиметаллическая минерализация часто ассоциируется с мощными карбонатными накоплениями древних подстилающих пород, нарушенных магматическими интрузиями, вероятно, возникшими в период тектономагматической активизации.

В структуре Успенского пояса терригенные образования, которые сложены преимущественно безкарбонатными фациями, являются более древними, тогда как карбонатные фаменские формации залегают выше вулканидов. В восточном направлении, в пределах Каиндинской зоны, наблюдается увеличение мощностей фаменских карбонатов, которые перекрываются вулканидами карбона и служат основой для формирования промышленных полиметаллических месторождений

В условиях складчатых движений и тангенциального сжатия вулканические процессы оказались в наименее благоприятных условиях для проявления. Это объясняется тем, что такие деформации часто приводят к стабилизации коры, снижая вероятность вулканической активности. Вулканические процессы, которые всё же имели место, разместились в пограничных зонах между различными структурно-формационными зонами или на стыках

антиклинальных и синклинальных структур в пределах одной и той же зоны. Особенно значимым фактором для местоположения вулканических процессов стали краевые шовные разломы, которые проявлялись синхронно со складчатыми движениями.

Именно в этих пограничных зонах, как предполагается, в период складчатости возникли наиболее значительные глубинные разломы, которые и послужили каналами для подъема магмы на поверхность. Эти разломы создали условия для магматической активности, несмотря на общую тенденцию к снижению вулканической активности в результате сжимающих тектонических сил.

Глубинные разломы предживетского заложения определили тектоническую структуру территории, разделив её на стабильные области поднятия (горст-антиклинали) и опускания (грабен-синклинали), а также на места размещения магматических пород симатического происхождения.

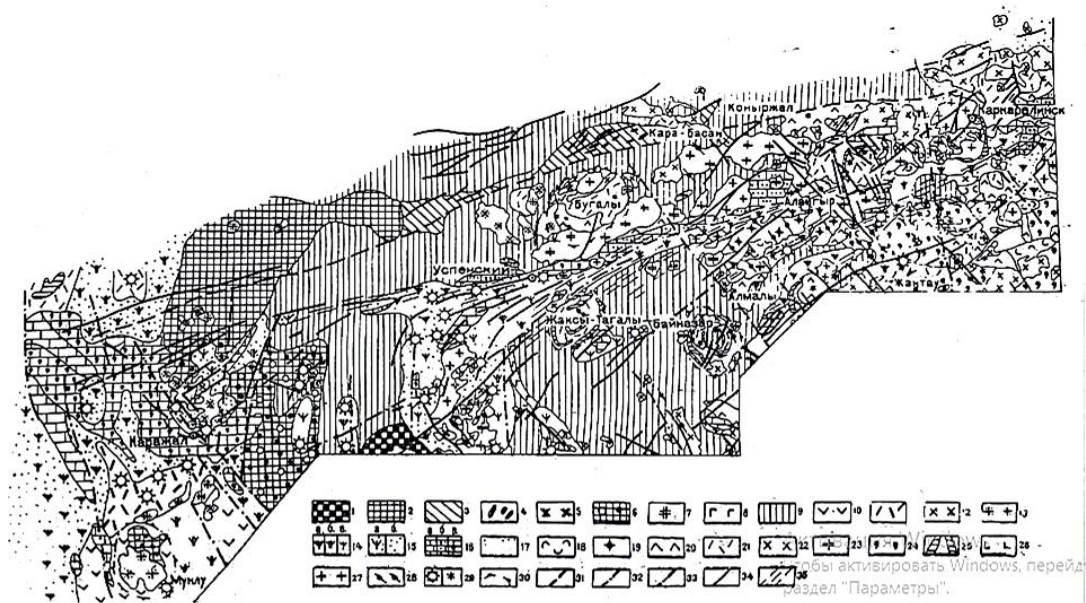
Гидротермальные процессы обычно проявляются в виде осветления и окварцевания вмещающих пород на контакте с породами жерловой и субвулканической фаций, которые преобразуются в некки и дайки, что сопровождается вкрапленностью пирита и полиметаллической минерализацией.

Месторождение Алайгыр тесно связано с гидротермальной формацией и субвулканическими интрузиями. Радиологические исследования свинца на месторождении показывают возраст примерно 260 миллионов лет, что соответствует концу пермского периода и началу мезозойской эры. Этот временной интервал совпадает с периодом тектономагматической активности, которая была основным фактором рудообразования в данной локации. В отличие от этого, позже сформированные энсиалические вулканические пояса, как правило, характеризуются низким содержанием полиметаллической минерализации. Таким образом, рудоносный потенциал Алайгыра связан именно с фазой тектономагматической активизации.

2 РАЗМЕЩЕНИЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

2.1 Геологическая характеристика эндогенного оруденения

Главной региональной тектонической единицей района является Успенский прогиб субширотного простирания, в образовании которого решающую роль играют региональные глубинные разломы восток-северо-восточного направления. В связи с этим Успенская структура являлась и глубинной подвижной зоной. Она определяет развитие осадочных фаций, размещение интрузивных образований и связанного с ними оруденения. К наиболее активным участкам прогиба приурочены Успенский и Жаильминский синклинали, Атабай-Дугулинская и другие синклинали. На востоке Успенский прогиб продолжается до Токрауской системы разломов, на западе до Кызмолинской. Успенская же система разломов продолжается за пределами территории исследования в соответствии с рисунком 2 [30, с. 81].



1 — сланцевая и кварцевопесчаниковая формация Rf; 2 — кремнистая формация Rf₁; 3 — кремнисто-вулканогенная формация Rf₂; 4 — формация основных и ультраосновных интрузий Rf₂; 5 — гранитовая формация Rf₂; 6 — кремнисто-терригенная формация Cm₂—O₁; 7 — габбро-гранодиорит-гранитная формация O₃; 8 — яшмо-диабазовая и габбро-диорит-диабазовая формации O₃—S; 9 — терригенная формация S; 10, 11 — андезит-риолитовая формация D₁—D₃fr: 10 — андезитовый комплекс D₁₋₂, 11 — риолитовый комплекс D₂—D₃fr; 12, 13 — гранодиорит-гранитная формация D₂—D₃: 12 — гранодиоритовая субформация, 13 — гранитовая субформация; 14, 15 — вулканогенно-молассовая базальт-андезит-риолитовая формация D₂gv—D₃fr г: 14, а — участки с преобладанием вулканитов основного состава, 14, б — то же, кислого состава, 14, в — с равным отношением тех и других, 15, а — осадочной вулканогенный тип разреза, 15, б — существенно осадочный тип разреза; 16 — базальто-кремнисто-карбонатная формация D₃fm—C₁t: а — карбонатный тип разреза, б — карбонатно-терригенный, в — с присутствием вулканитов; 17 — терригенная формация C₁v; 18 — риолито-дацитовая формация C₁V₃—n; 19 — габбро-гранодиорит-гранитная формация C₁; 20 — андезитовая формация C₁n—C₂; 21 — риолитовая C₂₋₃; 22, 23 — гранодиорит-гранитная

формация С₂₋₃: 22— гранодиоритовая субформация, 23 — гранитовая субформация; 24 — трахили-паритовая формация С₃—Р₁; 25 — формация малых кольцевых интрузий гранит- и граносиенит-порфиров С₃—Р; 26— формация субщелочных базальтоидов Р; 27 — аляскитовая формация Р; 28 — дайковая формация субщелочных габброидов и гранитоидов; 29— реликты вулканических аппаратов девона и верхнего палеозоя; 30 — вулканотектонические брахисинклинали; 31—33 — глубинные разломы по геолого-геофизическим данным: 31— первого, 32 — второго и 33 — третьего порядка; 34 — тектонические нарушения по геологическим данным; 35 — зоны расланцевания.

Рисунок 2 – Схема размещения основных геологических формаций Успенской зоны

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 28]

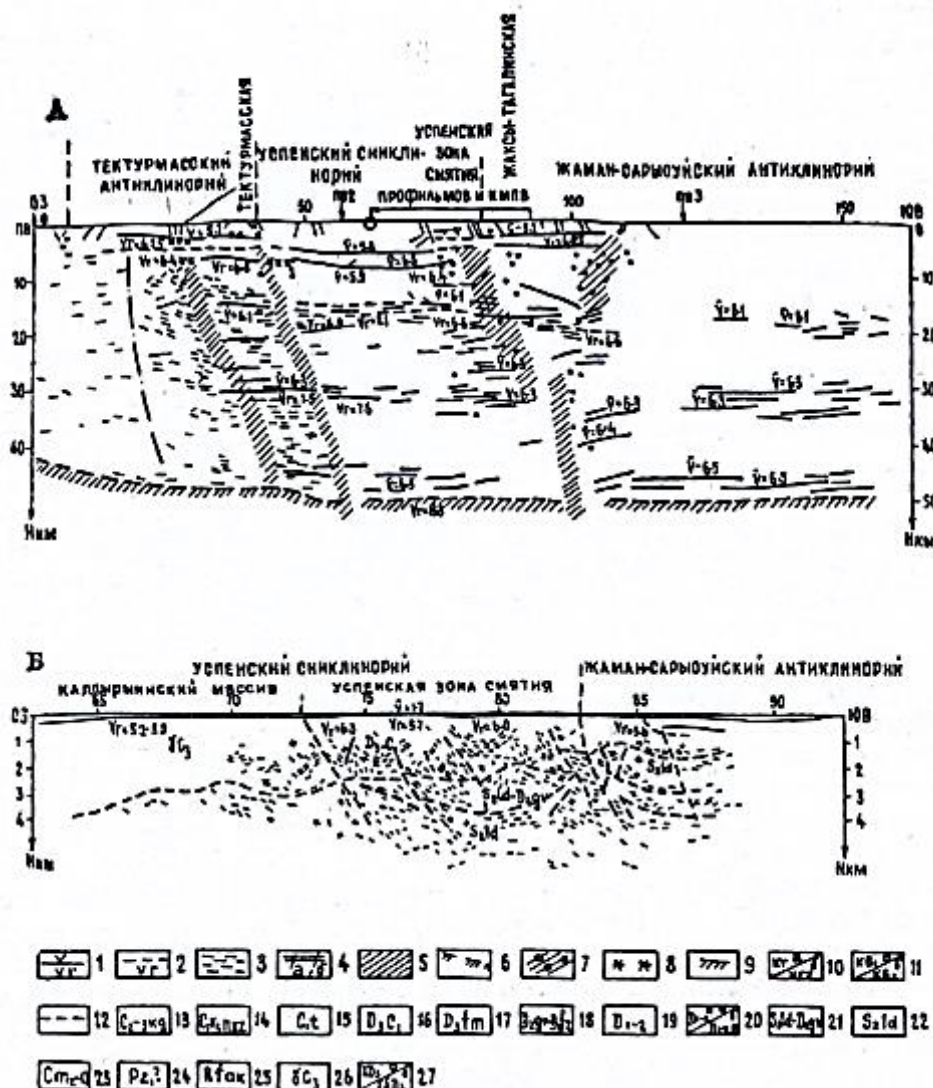
Земную кору Успенского синклинория, можно разделить на три основных слоя. Нижняя граница осадочно-вулканогенного в соответствии рисунком 2.1 залегает на глубинах 7-9 км. Максимальный подъем он имеет в южной части Тектурмасского антиклинория, а максимальное погружение - в центральной части Успенского синклинория. В районе 42 - 48 км профиля по этой границе четко отмечается нарушение корреляции волн, связанное с нарушенностью самой границы, однако без значительных вертикальных перемещений. Северное (на 29 км профиля) и южное (на 80 км) ограничения этой границы также представлены нарушенными зонами. Граничные скорости здесь довольно стабильны и находятся в пределах 6.4 - 6.5 км/с. Несколько меньшими значениями граничных скоростей (около 6,3 км/сек), залегающая на глубине около 5 км. Она четко прослеживается только в Успенском синклинории и Жаман-Сарысуйском антиклинории. В области Тектурмасского антиклинория эта граница весьма невыдержанна и на всем протяжении осложнена нарушениями. Очень четкое нарушение сплошности этой границы длиной около 10 км отмечается на стыке Успенского синклинория с Жаман-Сарысуйским антиклинорием (76-86 км профиля) [30, с. 130].

Второй по глубине залегания слой («гранитный») ограничен снизу границей, залегающей на глубинах 16-21 км и характеризующейся граничными скоростями 6,5-6,9 км/сек. Мощность этого слоя, постепенно увеличивается к югу. Наиболее уверенно подошва слоя прослеживается в пределах Успенского синклинория и Жаман-Сарысуйского антиклинория. В самой южной части профиля (130-150 км) ограничение слоя устанавливается по серии довольно протяженных отражающих площадок, имеющих тенденцию к погружению на юг. В Тектурмасском антиклинории подошва «гранитного» слоя практически не прослежена и может быть сопоставлена только с несколькими (наиболее протяженными) отражающими площадками, построенными в интервале 35-42 км профиля [30, с. 134].

В «диорит-базальтовом» слое на глубинах 30-32 км (40-160 км профиля) прослеживаются одна преломляющая граница (граничная скорость 7,3-7,6 км/сек) и серия довольно протяженных отражающих площадок, разделяющих слой. Указанная граница имеет максимальный прогиб на стыке Успенского синклинория с Жаман-Сарысуйским антиклинорием, где мощность

предполагаемого «диоритового» слоя максимальна и составляет около 15 км. В Тектурмасском антиклинории эта граница прослеживается нечетко. Тем не менее по характеру расположения отражающих площадок можно сделать заключение, что здесь она резко воздымается. Мощность собственно «базальтового слоя в пределах профиля остается постоянной и составляет 18 км. Общая мощность земной коры по Успенскому синклинию колеблется от 45 до 53 км, имея максимальную величину [30, с. 134].

Разрез земной коры вдоль данного профиля четко делится на четыре блока глубинными разломами или зонами разломов, расположенными на расстоянии 20, 40 и 80 км, что соответствует различным геологическим структурам в соответствии с рисунком. 2.2.



А — разрез земной коры по Шерубай-Нурунскому профилю; Б — детализационная часть разреза. 1 — преломляющие границы со значениями средней (V) и граничной (V_g) скоростей, км/сек; 2 — преломляющие границы, построенные по неуверенным системам или одиночным годографам; 3 — отдельные отражающие площадки с условным отражающим горизонтом; 4 — разломы, установленные по геологическим (а) и сейсмическим (б) данным; б — системы разломов, установленные по сейсмическим данным; 6 — верхняя мантия, «подкорový слой»; 7 — точки дифракции сейсмических волн и связываемые с ними зоны тектонических

нарушений; 8 — зоны нарушений отдельных границ; 9 — точки обмена; 10 — первая (а) и вторая (б) границы «гранитного слоя»; 11 — первая (а) и вторая (б) границы «базальтового слоя»; 12 — предполагаемые границы комплексов пород; 13 — керегетасская свита, туфы и туфолавы риолитового состава; 14 — каркаралинская свита, кварцевые порфиры, туфы кислого и среднего составов; 15 — турнейский ярус, карбонатно-терригенные образования; — нерасчлененные образования верхнего отдела девона — карбона; — фаменский ярус, карбонатно-терригенные образования; 18 — живетский и франский ярусы, эффузивно-осадочные образования; 19 — нижний и средний отделы девона, андезитовые порфиристы; 20 — нижний и средний отделы девона: а — основные порфиристы базальтового состава, б — эффузивы кислого состава; 21 — нерасчлененные лудловский и живетский ярусы, терригенные образования; 22 — лудловский ярус, песчаники, алевролиты; 23 — средний отдел кембрия — нижний отдел ордовикской системы, песчаники; 24 — нижнепалеозойские образования; 25 — акдымская серия нижнего рифея, кремнистые образования; 26 — верхнекарбонный интрузивный комплекс лейкократовых гранитов, 27 — верхнедевонский (а) интрузивный комплекс, гранодиориты, граниты, среднедевонский (б) комплекс, порфировидные гранодиориты.

Рисунок 2.1 – Центральное пересечение Успенской тектонической зоны.

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 132]

Первый блок, охватывающий северо-западный конец профиля от 0 до 20 км, обособлен при сравнении с южной частью разреза. Этот блок характеризуется ограниченным количеством отражающих площадок с горизонтальным расположением и небольшой протяженностью. Южная граница этого блока условно пролегает там, где наблюдается заметное увеличение числа разнонаправленных площадок, принадлежащих соседнему блоку. Геологически этот блок соответствует Спасскому антиклинорию [30, с. 134].

Второй блок (20-40 км профиля) ярко выделяется на фоне прилегающих участков благодаря большому количеству коротких разнонаправленных площадок, редко формирующих единый «горизонт». Пространственно этот блок совпадает с Тектурмасским антиклинорием. В его центральной части предполагается зона разрывного нарушения, определяемая по отсутствию отражающих площадок. Идентификация такого разлома имеет важное геологическое значение, так как разлом мог служить каналом для интрузий основного и ультраосновного составов в осевой части антиклинория. Южная граница этого блока определяется разломом, проходящим от верхних слоев земной коры до поверхности, где он проявляется как перегиб с амплитудой около 1 км. Вероятно, этот разлом также проникает в верхнюю мантию, разделяя Успенский синклиний и Тектурмасский антиклинорий [30, с. 134].

Третий и четвертый блоки объединяют Успенский синклиний и Жаман-Сарысуйский антиклинорий. В районе 86 км профиля предполагается зона нарушения сплошности пород, шириной 6-10 км, которая разделяет эти две структуры. Определенная зона четко прослеживается на всю толщу коры, сохраняя постоянный угол падения и имея смещение в горизонтальном направлении на глубине около 30 км на 6-7 км, что позволяет судить о характере и направлении перемещения отдельных блоков. Наблюдения за расположением

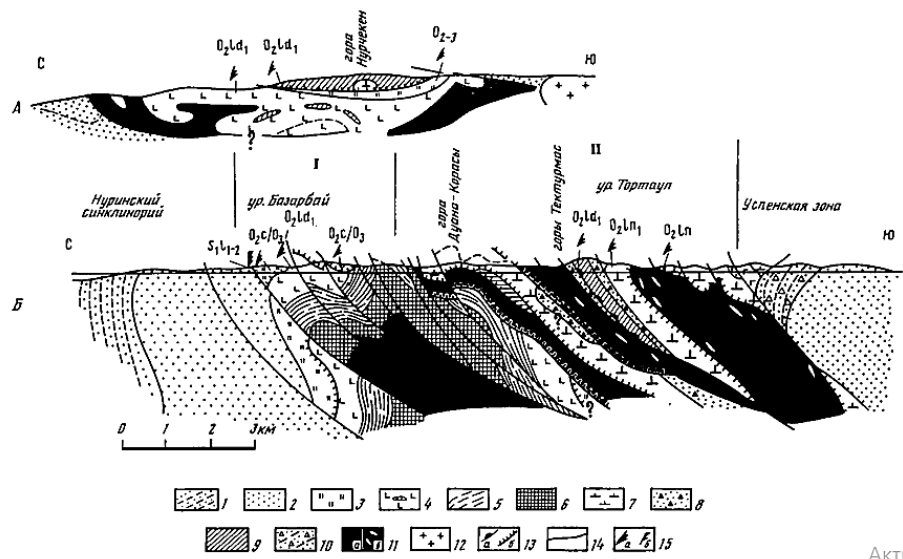
отражающих площадок в Успенском синклинории и Жаман-Сарысуйском антиклинории предполагают, что движение было наиболее интенсивным не вдоль плоскости разлома, а несколько юго-восточнее его. В этой области происходило, как бы наваливание массы Жаман-Сарысуйского антиклинория на породы Успенского синклинория, вызывая не только обычные движения и тектонические нарушения вдоль сбросов, но и дополнительные тангенциальные напряжения. Эти напряжения проявились в смещении верхней части земной коры относительно нижней в северо-западном направлении на 6-7 км. Эти данные подтверждают мнения исследователей о надвиговом характере глубинных структур, по крайней мере, до «базальтового» слоя. В северных нарушениях это смещение выражено гораздо слабее, что можно объяснить наличием здесь массива Тектурмасского антиклинория [30, с. 135].

В районе сочленения антиклинория с Успенским синклинорием, несмотря на спокойное залегание пород, образуется антиклинальная структура. Эта структура нарушена несколькими разломами в своей осевой части. Предположительно, наличие данной структуры обусловлено активными движениями в сторону синклинория с юго-востока от разломной плоскости, проходящей в районе 80 км профиля. Также с этими направлениями движения связан разлом, который пересекает силурийскую толщу на всю ее глубину и падает на юг под аналогичным углом к остальным нарушениям Успенского синклинория. В верхней части разреза этот разлом коррелирует с нарушением, обнаруженным в районе 82,5 км профиля на первом преломляющем горизонте, который соответствует кровле пород основания. [30, с. 136].

Успенская грабен-синклиналь представляет вытянутую геологическую структуру, простирающуюся в северо-восточном направлении и включающую образования девонского и каменноугольного периодов. В пределах гравитационного поля это проявляется как локализованная отрицательная аномалия, очерченная тектоническими разрывами на северной и южной сторонах. На поверхности грабен-синклиналь имеет значительно более широкую протяженность по сравнению с ее глубинной конфигурацией. В магнетном поле структура сопровождается отрицательными аномалиями, коррелирующих с зонами смятия и расланцевания пород [30, с. 78].

В Успенском блоке, по геофизическим данным, выделен ряд структур более высокого порядка, ограниченных, как правило, разломами глубокого заложения. Последние, определяя конфигурацию блоков, определенным образом влияли на размещение и морфологию интрузивных образований. Эти структуры более высокого порядка по отношению к Успенскому блоку, в свою очередь, характеризуются специфичным размещением эндогенного оруденения [30, с. 153].

Можно сделать вывод о том, что в линейных узких опущенных блоках-структурах Успенского грабена, сложенных осадочными и эффузивными образованиями, развито свинцовое оруденение (Алабуга, Алайгыр). Подобные линейные структуры наиболее типичны для центральной части Успенской тектонической зоны.



1 - верхнепалеозойские кислые эффузивы; 2 - ниже-среднедевонские вулканогенные толщи; 3,4 - комплексы Нурина синклинория: 3 - девонские терригенные толщи, 4 - силурийские флишеидные и терригенно-карбонатные комплексы; 5-8 - комплексы Тектурмасской зоны: 5 - Базарбайский покров, 6,7 - Тектурмасско-Сарытауский покров (6 - Сарытауская пластина, 7 - Тектурмасская пластина), 8 - Нурчкенский покров; 9, 10 - комплексы Успенской зоны: 9 - силурийские флишеидные толщи, Ю - отторженцы яшм среднего ордовика; 11 - средне-верхнеордовикские вулканогенные комплексы Северо-Карагандинской зоны; 12 - средне-позднепалеозойские гранитоиды; 13 - границы тектонических покровов Тектурмасской зоны (а) и надвигов (б); 14 - Байдаулетовский левый сдвиг; 15 - прочие разрывные нарушения. Опорные участки (цифры в кружках): 1 - горы Тектурмас, 2 - горы Нурчкен

Рисунок 2.2 – Схема строения Тектурмасской и Успенской зон (по данным А.С. Якубчука и др. [1989] с изменениями)

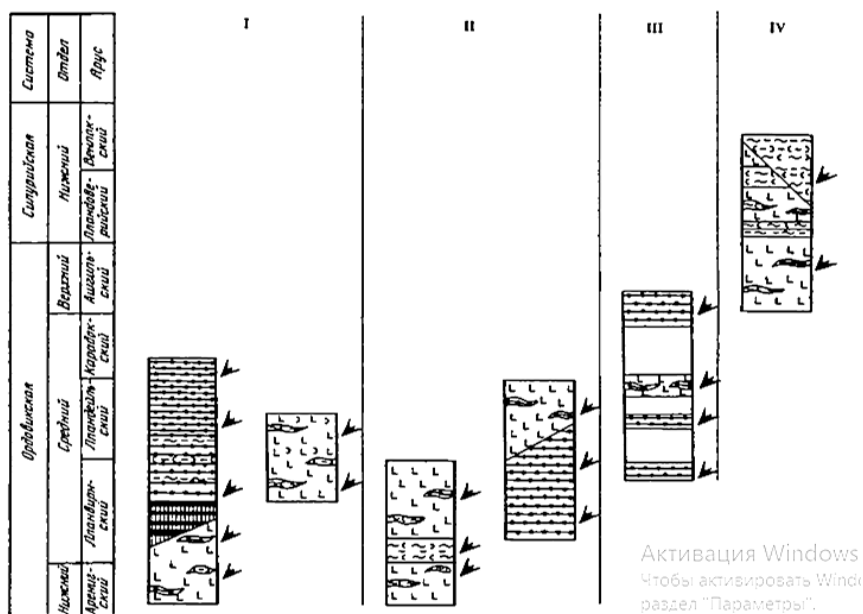
Примечание – Составлено по источнику [36, с. 93]

На западе выделяется ряд сложных блоков древнего заложения. На современном уровне среза они несут изомерные по форме девоно- карбоновые наложенные образования эффузивно-осадочных пород. Особенностью таких блоков является развитие в их пределах железорудного и полиметаллического оруденения. Огромную роль в локализации и размещении оруденения играли разломы и магматические образования [30, с. 153].

В геологическом строении Успенской зоны преобладают нижнесилурийские флишеидные толщи, которые на юге надвинуты на нижнепалеозойские комплексы Тектурмасской и Балхашской зон. Особенности силурийских терригенных комплексов в этих зонах включают их сложную чешуйчато-надвиговую структуру, обнаруженную в отдельных районах, а также наличие среди терригенных пород значительных включений и пластин нижнепалеозойских кремнистых и кремнисто-базальтовых формаций [36, с. 99].

В строении Успенской зоне участвуют силурийские аккреционные и флишевые комплексы. В Успенской зоне среди монотонных разнотернистых песчаников залегают протяженные (до нескольких километров) отторженцы

яшм. Эти отторженцы выявлены как вблизи Тектурмасской зоны, так и на значительном (до 30-40 км к югу) расстоянии от нее в соответствии с рисунком 2.2. В одном из таких отторженцев, сложенных красными яшмами, собраны конодонты раннего лландейло, что позволяет считать эти породы фрагментами разрезов тектурмасской кремнистой толщи Тектурмасской зоны [36, с. 99].



Зоны: I - Тектурмасская, II - Балхашская, III - Успенская и Ащиозекская, IV – Агадырская

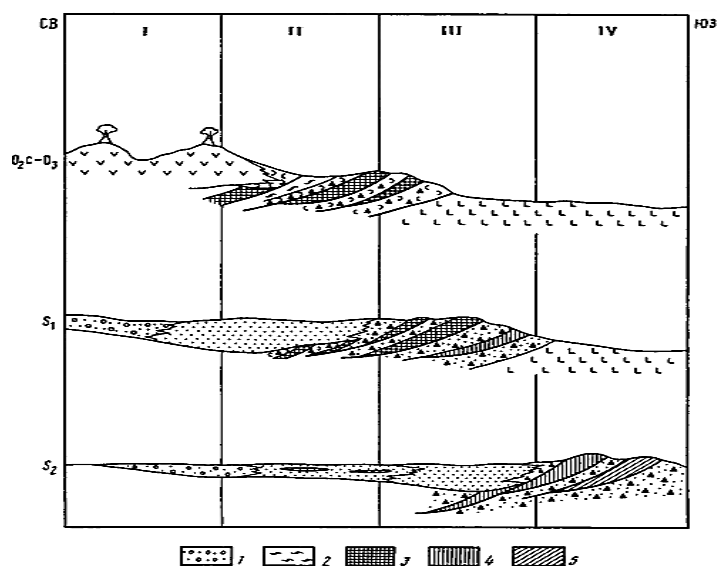
Рисунок 2.3 – Основные типы разрезов кремнисто-базальтовых и кремнистых формаций Джунгаро-Балхашской области

Примечание – Составлено по источнику [36, с. 93]

Возрастные рамки, охватывающие кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы, варьируются в юго-западном направлении. В Тектурмасской и Балхашской зонах эти формации датируются лланвирнско-лландейльским периодом. В зонах Успенской и Ашиозекской встречаются как фрагменты кремнистых и кремнисто-базальтовых слоев указанного возраста, так и образования карадок-ашгильского периода. В Агадырской зоне преобладают кремнисто-базальтовые толщи верхнеордовикского и нижнесилурийского времени в соответствии с рисунком 2.4.

Разломы в районе Успенской зоны, как уже отмечалось, разделяются на разломы первого порядка — глубинные, проникающие в земную кору на всю ее мощность или, по крайней мере, входящие в «базальтовый» слой, и разломы второго порядка, достигающие «базальтового» слоя [30, с. 153].

Разломы первого и второго порядков непосредственно не контролируют оруденения, а, как уже указывалось выше, определяют характер строения территории, размещение основных блоков и магматических образований, создавая те или иные условия, благоприятные для локализации месторождений в региональном плане (табл. 1) [30, с. 153].



1 - красноцветные молассы; 2 - кремнисто-туфогенные толщи; 3-5 - фрагменты океанической коры; 3 - среднего ордовика, 4 - позднего ордовика, 5 - раннего силура. Зоны: I - Северо-Карагандинская и Предчингизская, II - Тектурмасская и Балхашская, III - Успенская и Ащиязекская, IV – Агадырская

Рисунок 2.4 – Палеотектонические профили для среднеордовикско-силурийского этапа эволюции Джунгаро-Балхашской области (по данным А.В. Рязанцева [1998] с изменениями и дополнениями)

Примечание – Составлено по источнику [36 с 93]

Разломы третьего порядка, проникающие в «гранитный» и «диоритовый» слои, распространены наиболее широко и в основном залечены интрузивными образованиями. Большая часть рудных узлов эндогенных месторождений приурочивается к оперяющим нарушениям разломов последней категории. Наиболее продуктивны узлы, расположенные в районах пересечения или сопряжения их. Промышленные месторождения западной части Успенского прогиба приурочены к узлам пересечения глубинных разломов восток-северо-восточного и север-северо-западного направлений. К этим узлам тяготеют крупные концентры вулканогенных образований и в их пределах располагаются Каражальская, Ктайская, Жайремская, Жумартская группы месторождений. По геофизическим данным разломы здесь устанавливаются под среднепалеозойскими отложениями [30, с. 153].

В дополнение к металлогеническим зонам и пояса (Есенов, Каюпов и др., 1970), в настоящий момент особое внимание уделяется исследованию рудоносных районов и узлов среднего и местного масштаба. Эти районы имеют ключевое значение для прогностической оценки ресурсного потенциала территории и планирования дальнейших поисково-разведочных работ. Металлогенический анализ таких районов способствует пониманию причин неоднородного распределения минерализации в пределах металлогенических зон и выяснению условий, при которых формируются аномальные концентрации полезных ископаемых [36, с 43].

2.2 Геологическая характеристика рудного района

Нижне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи этой системы, обнажающиеся, главным образом, по ее периферии, составляют нижний структурный этаж (фундамент). Верхнепалеозойские преимущественно вулканические образования образуют верхний структурный этаж. Они залегают резко несогласно на породах фундамента и образуют структуры, характерные для этапов тектономагматической активизации. Основной структурой верхнепалеозойских толщ является вулканической зоной, которая сформировалась к периоду нижнего карбона-перми и происходило в условиях орогенной активизации района [37, с. 43].

Анализ распределения вулканических и интрузивных формаций показывает, что начальные этапы тектономагматической активности в районе (нижний-средний карбон) характеризуются контрастным вулканизмом базальтово-плагиоклазориолитового типа и гранитоидами с повышенной основностью. Вулканическая активность того периода проявлялась в линейном и ареальном исходе, особенно вдоль разломов северо-западного и меридионального направлений, и реже — северо-восточного. В более поздние этапы (верхний карбон-пермь) вулканизм становится более дифференцированным, представленный андезитами, риолитами, андезитобазальтами, трахибазальтами, и сопровождается разнообразным интрузивным магматизмом в виде гранитовых, лейкократовых и аляскитовых формаций. Извержения этого времени в основном ассоциированы с центральными вулканическими структурами и местными магматическими очагами, располагаясь внутри определенных структурных блоков и очаговых структур [37, с. 47].

Рудная минерализация представлена многочисленными проявлениями цветных металлов, относящихся к различным типам и рудным формациям. Наиболее распространенными имеющими промышленное значение являются формации: прожилково-вкрапленная меднопорфировая (месторождения Коунрад, Борлы, Южное Бесшоки, Жакедуан и др.), кварцево-карбонатная свинцово-цинковая (Акжал, Акжартас), кварцево-баритовая полиметаллическая (Карагайлы, Уралбай), скарновая полиметаллическая (Гульшад, Кокзабой), сульфидная стратиморфная (Алайгыр, Джусабай, Кузюкадыр) [37, с. 47].

Месторождения и рудопроявления сгруппированы в рудоносные зоны, которые по размерам, обширности проявлений, структурным характеристикам и присутствию в них крупных или средних объектов аналогичны рудным узлам [37, с. 47].

Месторождения имеют блоково-узловое размещение оруденения, руды находятся в рамках определенных структурных блоков и очаговых систем. Это означает, что рудные залежи концентрируются в определенных геологических областях. Оруденение локализовано в рамках определенных структурных блоков

первого порядка, ограниченных глубинными разломами или в пределах очаговых структур второго порядка [53].

Распределение рудных месторождений контролируется сквозными глубинными структурами. Это означает, что геологические процессы и структуры внутри Земли играют важную роль в формировании рудных залежей [37, с. 48].

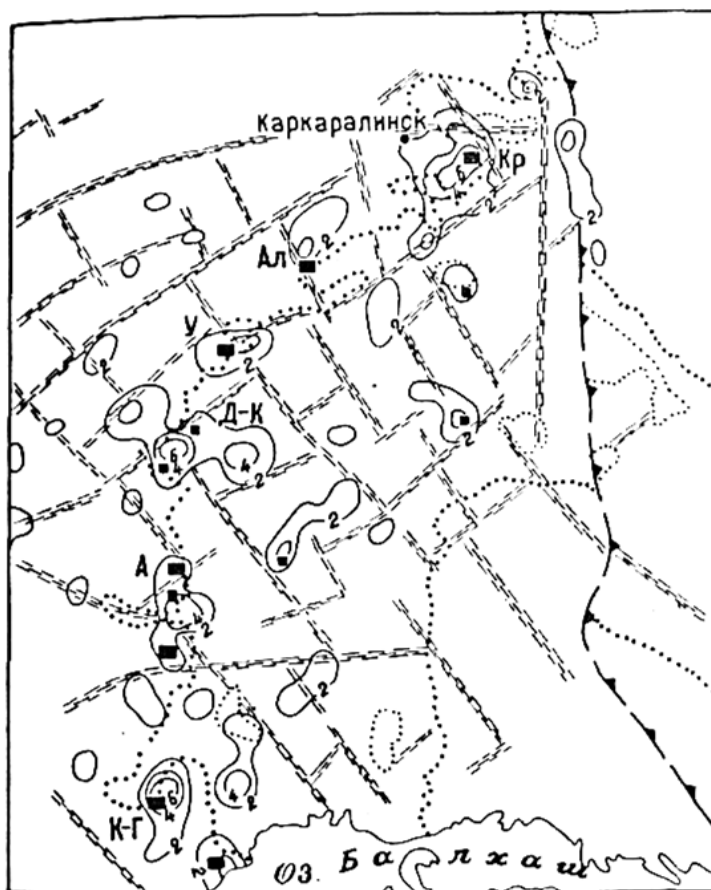
Рудные залежи образуют серии линейных цепочек, которые пересекают границы структурно-формационных и металлогенических зон. Это свидетельствует о том, что рудные зоны являются долгоживущими металлогеническими структурами [37, с. 48].

Общими закономерностями для проявлений свинца и цинка являются концентрация оруденения в серии рудных цепочек северо-западного и северо-восточного, реже близмеридионального направлений. При этом северо-западная система является секущей по отношению к региональным верхнепалеозойским структурам (Токрауский синклиний) и ниже- и среднепалеозойским структурно-формационным и металлогеническим зонам. Сквозные структуры (глубинные подвижные зоны), выступающие в роли рудоконцентрирующих, фиксируются системами разрывных нарушений, поясами и цепочками интрузий, субвулканических образований, роями даек, зонами повышенной трещиноватости. К северо-западной системе сквозных структур или участкам пересечения их с северо-восточной системой приурочены вулканические центры, вулканотектонические (очаговые) структуры [37, с. 52].

Рудные районы, узлы и крупные месторождения локализованы в блоках, расположенных среди сквозных рудоконцентрирующих структур. Наиболее рудоносными являются блоки и структуры, характеризующиеся положительным знаком движений в позднепалеозойское время [37, с. 52].

Извержения этого времени связаны большей частью с вулканическими аппаратами центрального типа, локальными магматическими очагами и локализовались в пределах тех или иных выделенных структурных блоков и очаговых структур.

Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления распределены по нескольким рудным районам и узлам в соответствии с рисунком 2.5: Гульшад-Кокзобойский, Акжальский, Джусабай-Кузюкадырский, Алайгырский, Уралбайский и Карагайлииский в соответствии с рисунком 2.5. Эти рудоносные зоны содержат крупные месторождения и расположены в области соединения нижнего и верхнего структурных уровней. Особенно значимые объекты, такие как месторождения Карагайлы, Акжал, Гульшад, Уралбай и Алайгыр, ассоциированы с основными породами. Рудные районы и узлы находятся в пределах структурных блоков, которые ограничиваются разломами северо-западного и северо-восточного направлений, или находятся в точке их пересечения [37, с. 50].



На схеме буквами обозначены районы и узлы: Кр - Карагандинский.

Ал - Алайгырский, У - Уралбаиский, Д-К - Джусабай-Кузюкадырский,

А - Акжальский, К-Г - Кокзабой-Гульшадский

1- граница нижнего и верхнего структурных этажей; 2 - площади выходов пород фундамента среди верхнепалеозойских образований; 3 - системы сквозных рудоконцентрирующих структур; 4 - Центрально-Казахстанский разлом; 5 - изолинии экотенсивности распределения проявлений свинца

Рисунок 2.5. Схема экстенсивности распределения проявлений свинца и цинка.

Примечание – Составлено по источнику [37, с. 52].

Алайгырская зона расположена на юго-востоке от Успенской зоны и простирается в северо-восточном направлении. На западе она начинается в районе Ортауских гор и граничит с Западно-Ортауской зоной, а на востоке простирается до Кокталяского разлома. Эта зона является юго-восточной частью Успенского синклинория. В этом районе наблюдается контакт силурийских отложений Жаман-Сарысуйского антиклинория и отложений живет-франа Успенского синклинория. Также Алайгырская зона служит границей для Мамантаасского гранитного пояса [30, с. 140].

В Алайгырской зоне кислые вулканиты живет-франа обнажаются практически непрерывно. Территория зоны строго определяется тектоническими разломами и зонами активной трещиноватости. Здесь находится множество медных и полиметаллических рудопоявлений. В западной части зоны преобладает медная минерализация, в основном кварцевожильного типа, в то

время как восточная часть богата свинцовым и полиметаллическим оруденением в рамках вулканогенно-гидротермальной формации алайгырского типа. Ключевые месторождения, такие как Алайгыр и Акчабай, расположены в этой зоне [30, с. 140].

Восточная часть Алайгырской зоны, особенно интересна благодаря развитию измельченных кислых эффузивов с повышенной гидрохимической активностью и полиметаллическими аномалиями. Месторождение Алайгыр, представитель свинцовой вулканогенно-гидротермальной формации Успенского рудного пояса, характеризуется прожилково-вкрапленным оруденением, связанным с зонами дробления и трещиноватости в нижележащих кислых вулканогенных породах. Процессы серицитизации, окварцевания и пиритизации являются типичными для околорудных изменений в этом районе [30, с. 140].

Месторождение Алайгыр расположено в точке пересечения разломов, простирающихся в субширотном (восток-северо-восточном) и северо-западном направлениях. В Успенской зоне доминируют разломы этих направлений, и в местах их высокой концентрации часто встречаются уникальные зоны с повышенной трещиноватостью и проницаемостью, имеющие изомерную форму [30, с. 162].

Большинство интрузивных образований в этом регионе имеет неглубокое залегание, что позволило с помощью геофизических методов установить их обширное распространение на глубине, почти вдвое превышающее их выходы на поверхность. В результате в Успенском блоке была выделена обширная площадь надинтрузивных зон. Анализ распределения эндогенных месторождений и аур рассеяния металлов показал, что почти все из них находятся в этих надинтрузивных зонах [30, с. 162].

Алайгырская синклиналь, сложенная осадочными отложениями девона и карбона, представляет собой восточное продолжение Успенского грабена, имеет северо-восточное простирание. К югу и северу от нее залегают интрузии гранитоидов, гравитационное поле над которыми имеет резко пониженные значения. Одним из наиболее ярких примеров приуроченности свинцовых месторождений к зонам разломов является месторождение Алайгыр, демонстрирующее заметную концентрацию свинцовой минерализации в зонах разломов [30, с. 163].

Мономинеральные месторождения обычно ассоциируются с разломами северо-западного направления. Эти разломы характеризуются значительной глубиной, согласно предварительным данным [30, с. 163].

2.3 Геологическое строение месторождения Алайгыр

Месторождение Алайгыр расположено в Карагандинской области Казахстана, на границе Каркаралинского и Шетского районов, в 130 км к юго-востоку от города Караганда. Поселок Аксу-Аюлы, административный центр Шетского района, расположен в 60 км к юго-западу.

Геологическая структура сложена осадочными и вулканогенными породами в соответствии с рисунком 2.6, относящимися к среднему и верхнему девону, а также к нижнему карбону. Основание разреза этой структуры состоит из мощной вулканогенно-осадочной толщи, которая датируется живетским и франским ярусами девона. В составе вулканогенных образований преобладают кислые породы. Эта толща, достигающая мощности около 800 метров, преимущественно обнаруживается на крыльях синклиория [62, с. 16].

Свинцовое оруденение в месторождении локализовано в пределах субвулканического тела риолитовых порфиров и ассоциировано с зонами гидротермальных изменений, такими как беризитизация, и трещиноватостью. Месторождение простирается в субширотном направлении на длину 2850 метров и условно разделено на три уровня: Западный с длиной 1240 метров, Средний — 700 метров, и Восточный — 770 метров. Рудные тела представлены крутопадающими (угол падения 70-80 градусов) линзообразными залежами прожилково-гнездово-вкрапленных свинцовых руд. Всего на месторождении выделено 32 рудных тела, с колебаниями размеров по простиранию от 65 до 1240 метров. Глубина прослеживания оруденения достигает 650 метров.

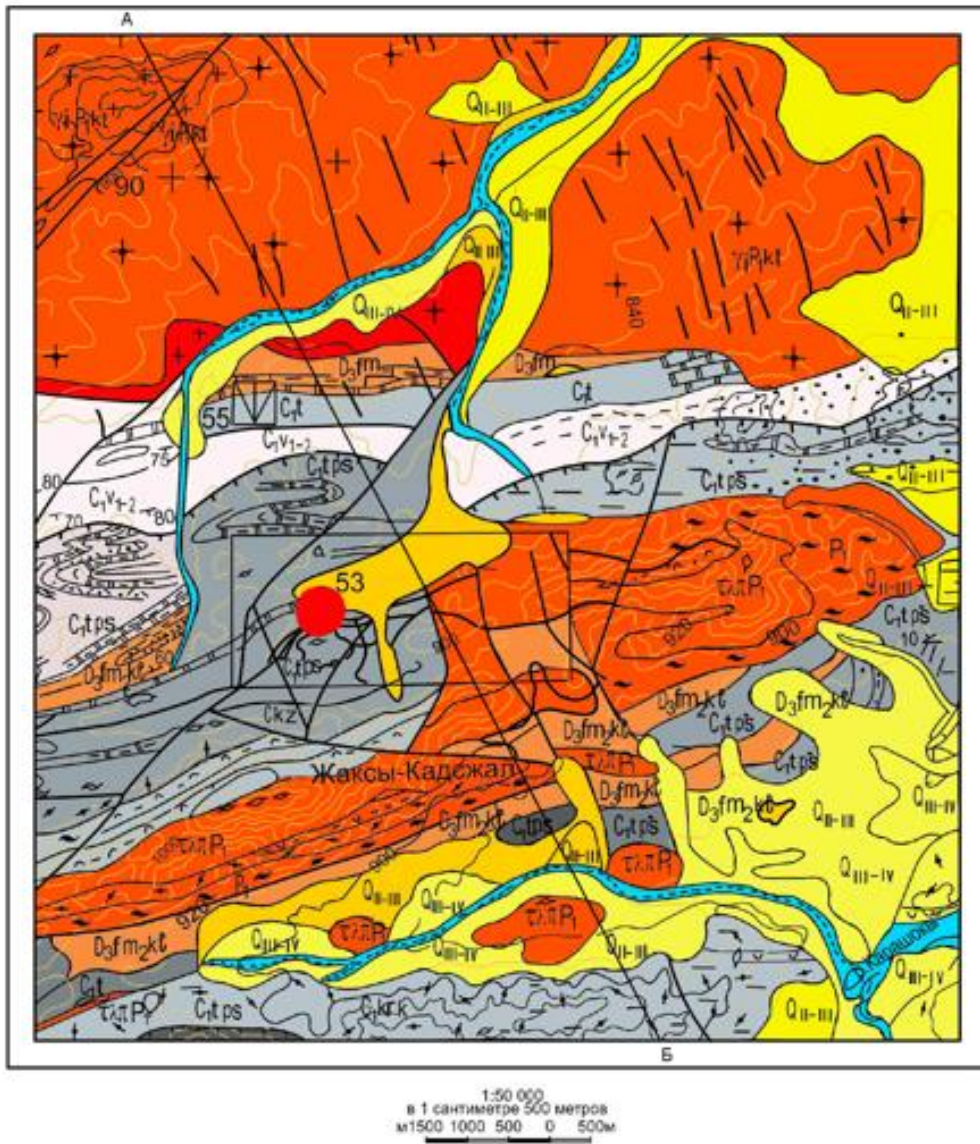
Структура месторождения включает подразделения терригенно-карбонатной и спилит-кремнисто-терригенной формаций фаменского-турнейского возраста. Кроме того, здесь присутствуют формации субщелочных риолитовых порфиров раннепермского возраста, которые тесно связаны с свинцовой минерализацией. Минерализационная зона месторождения характеризуется круто наклоненными линзовидными залежами, содержащими прожилково-почковидно-рассеянные свинцовые руды [62, с. 16].

Минерализация месторождения обычно совпадает с зонами гидротермальных изменений.

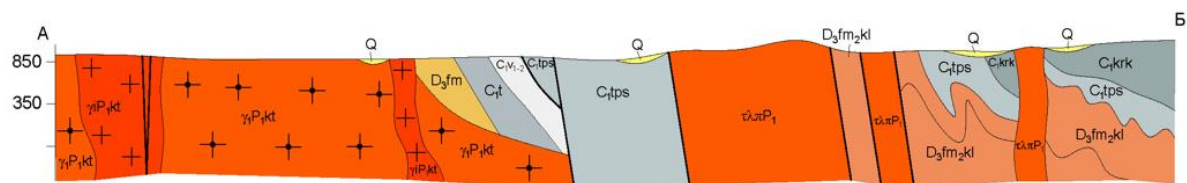
Месторождение свинца Алайгыр исторически описывалось как в значительной степени вмещающее риолитовые субвулканические тела. Эти тела пластинчатые, латерально обширные и широко конформные с вмещающей стратиграфией.

В последнее время (SRK, 2020) они были описаны как кварц-фировые пирокласты. Согласно последним исследованиям, месторождение Алайгыр относится к новому формационному типу свинцово-цинковых месторождений, при значительной роли вулканической активности и является месторождением типа VMS [63, с. 1215].

Геологическая карта района
Масштаб 1:50 000



Разрез по линии А - Б



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЕ



Рисунок 2.6-Геологическая карта и разрез месторождения Алайгыр, условные обозначение к карте.

Перед непосредственным подсчетом ресурсов строится пустая блочная модель в границах превышающих общий объем каркасов, берутся максимальные и минимальные значения координат X, Y и Z с небольшим увеличением или уменьшением их во внешние от каркасов стороны. Размеры подсчетных микроблоков или блоков Кригинга (БК) приняты по осям X и Z по 10м, по оси Y - 5м. Для того, чтобы каркасы рудных тел были полностью заполнены БК, они делятся на субблоки размером на один порядок меньше. Размер субблока принят 1x0,5x1м. Пустая блочная модель разбивается на микроблоки указанных размеров с определением координат центров каждого БК. В эту модель в соответствии с рисунком 2.7 импортируются каркасы рудных тел со всей

информацией по опробованию выработок, а также поэтапно – участок, зона окисления, зона смешанных руд, оптимизированная оболочка карьера, в котором будут считаться ресурсы свинцовых руд. Для удобства, построены пустые блочные модели для каждого участка отдельно [64,65,66].

Состав и возраст формаций месторождения Алайгыр следующий:

Подразделения терригенно-карбонатных осадочных пород, формирующие значительную часть осадочного покрова;

Спилит-кремнисто-терригенные вулканические и осадочные породы фаменско-турнейского возраста, что соответствует позднему девону и раннему карбону;

Риолитовые порфиры верхневизейско-серпуховского возраста, представляющие средний и верхний миссисипийский периоды, формирующие вулканические и субвулканические структуры;

Субщелочные риолитовые порфиры раннепермского возраста, образующие обширные субвулканические тела и интрузии, что свидетельствует о продолжительной и активной вулканической деятельности на данной территории.

Количество рудных тел, выделенных в каркасные модели, несколько превышает количество утвержденных рудных тел. Это обусловлено понижением бортового содержания, а также распадом более крупных тел на фрагменты, удовлетворяющие условиям кондиций.

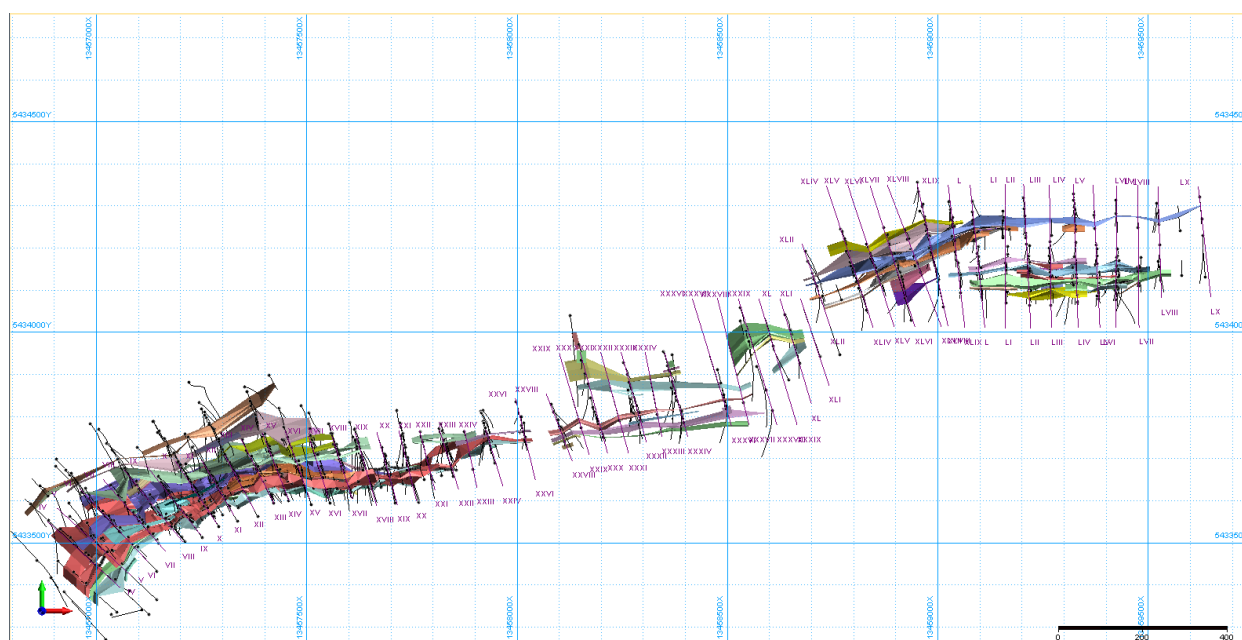


Рисунок 0. 7 – План Каркасы рудных тел по бортовому содержанию Pb 0.9%.

Для построения рудных тел при каркасном моделировании широко применялись геологические и подсчетные разрезы, планы горизонтов, планы опробования поверхности предыдущих отчетов [67].

В процессе моделирования при условии бортового содержания Pb -0.9% на восточном участке было выделено 28 рудных тел. На Западном 25 рудных тел, на Среднем 11 рудных тел [68].

В целом, результаты подсчета запасов руды и свинца по горизонтам отработки указывают на довольно однородное, за некоторым исключением, распределение содержаний свинца по глубинам залегания руд месторождения.

Поскольку все месторождения уникальны, сформированы под влиянием совокупности разных факторов, то имеют специфику и характеристики, требуют индивидуальный подход к блочному моделированию. Блочные модели всех участков в соответствии с рисунками 2.8,2.9,2.10,2.11.

Минерализация месторождения рассматривается как ограниченная зонами гидротермального изменения [69].

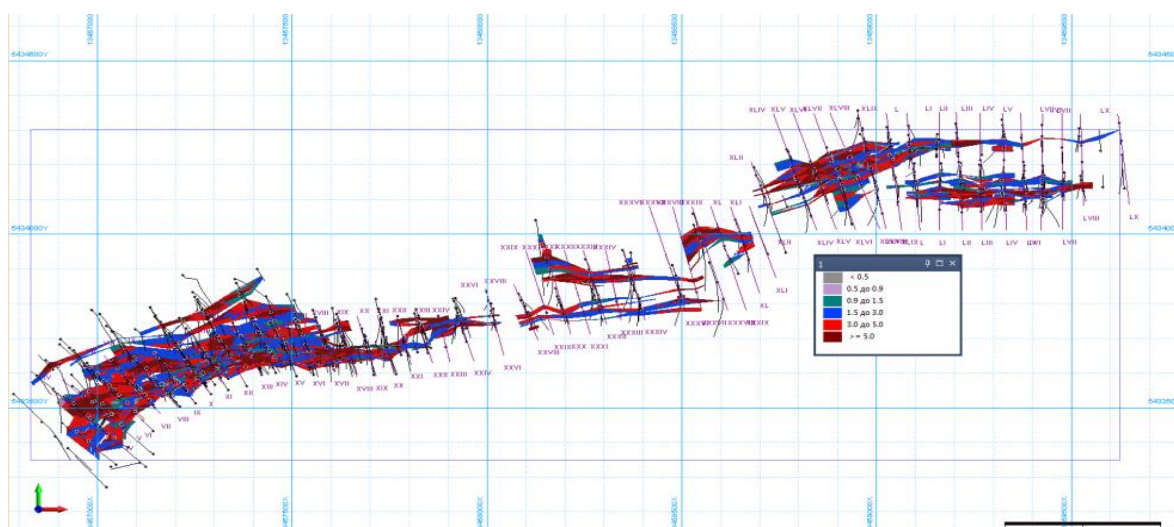


Рисунок 0.8 – Блочная модель месторождения Алайгыр. План

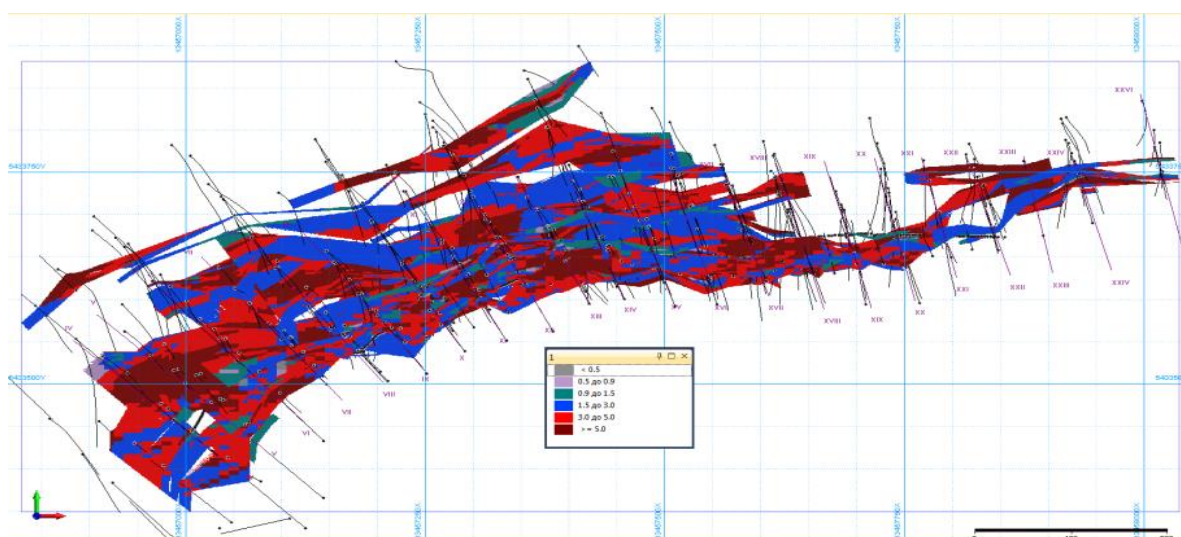


Рисунок 0. 9 – Блочная модель Западного участка. Распределение по содержанию свинца

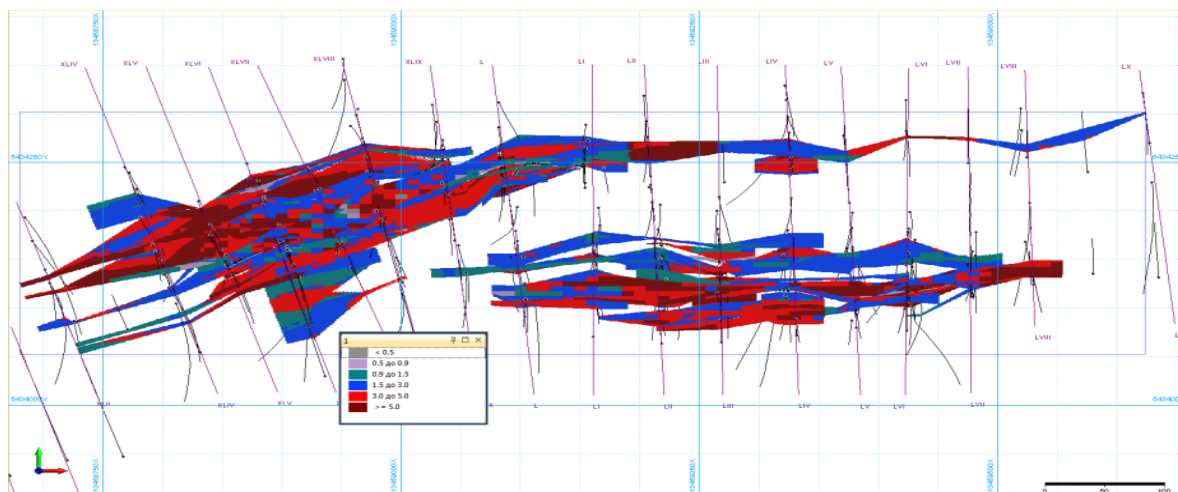


Рисунок 0. 10 – Блочная модель Восточного участка. Распределение по содержанию свинца

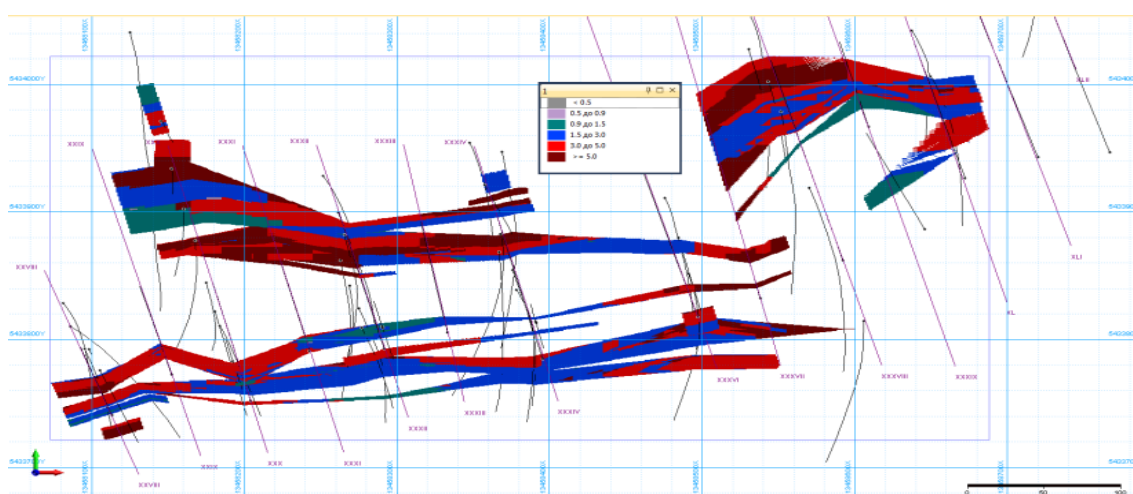


Рисунок 0. 11 – Блочная модель Среднего участка. Распределение по содержанию свинца

Свинцовое оруденение относится к вулканогенно-гидротермальной формации, при этом наличие фенгита и иллита с относительно низким содержанием магния (Mg), а также преобладанием свинца (Pb) в их химическом составе. Эти минералы образуются в мелководной обстановке, что указывает на их образование в специфических условиях [69, с. 134].

Такое оруденение имеет аналоги, например, месторождение Бодвин в Мьянме, которое также структурно контролируется и относится к эпитермальному типу с минерализацией Pb-Ag-Zn и Cu-Co-Ni. Существенной особенностью месторождения Бодвин является карбонатно-фенгитовая ассоциация, связанная с минерализацией. Эти сходства подчеркивают общие геологические процессы, которые могли способствовать формированию подобных минералогических ассоциаций в разных частях мира [69, с. 135].

Рудные тела месторождения Алайгыр залегают в верхней части каркаралинской свиты, которая характеризуется присутствием фельзитовых и пирокластических потоков, а также присутствием вулканокластических пород в подчиненном количестве. В ходе геологического картирования, проведенного Министерством геологии СССР в 1988 году, было установлено, что

минерализация ассоциируется с кварц-фировыми магматическими породами Каркаралинской свиты, которые были интерпретированы как субвулканические интрузии риолитовых порфиров [70].

Вмещающие породы представлены потоками фельзитов с конформными верхними и нижними контактами с лапиллиевыми туфами в соответствии с рисунком 2.12. Также, геологическими работами выявлено наличие субвулканических тел, слоенных не минерализованными трахиандезитами, что осложняет геологическую картину региона и указывает на многоступенчатую вулканическую активность в этом регионе [70, с. 32].

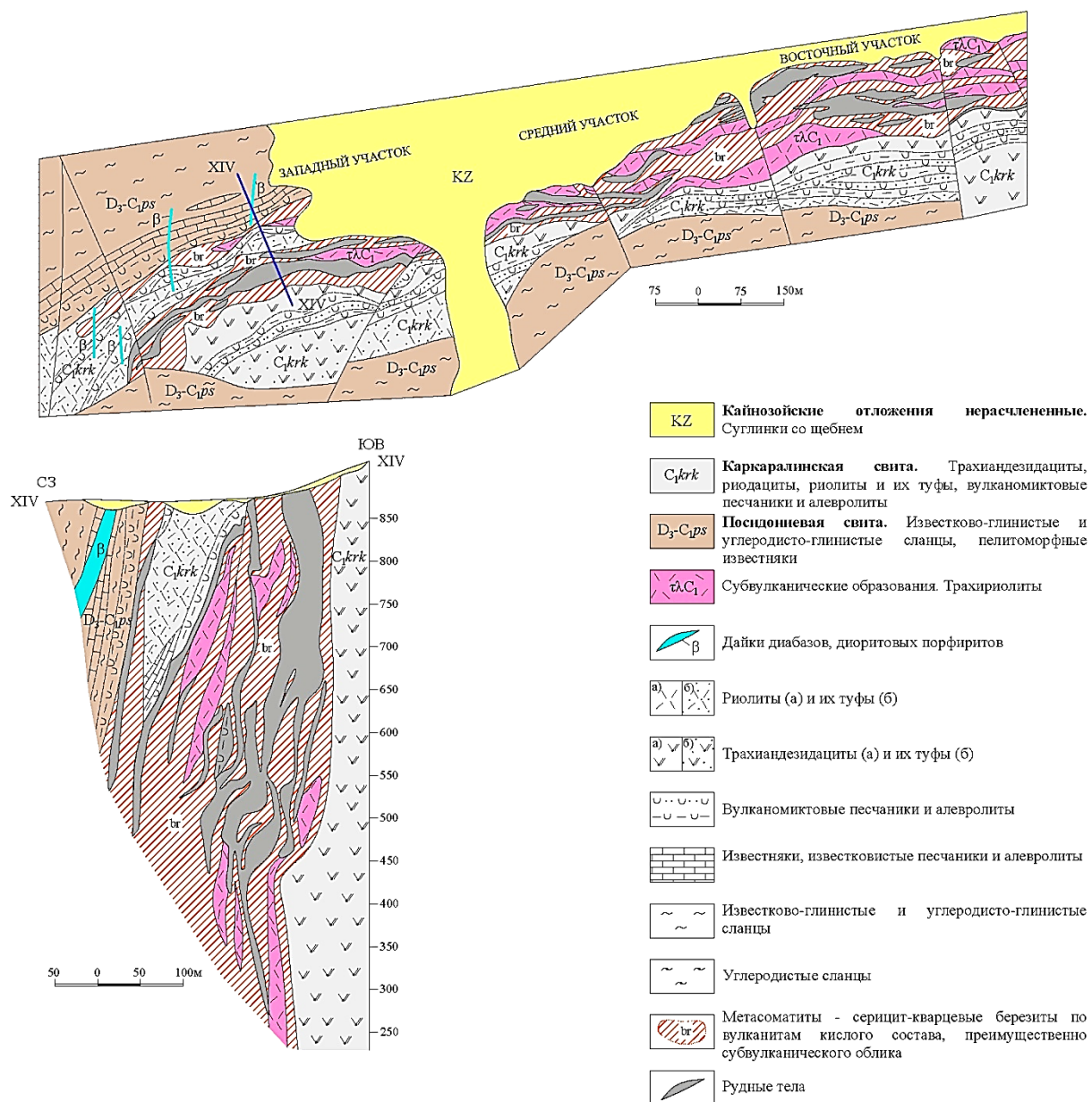
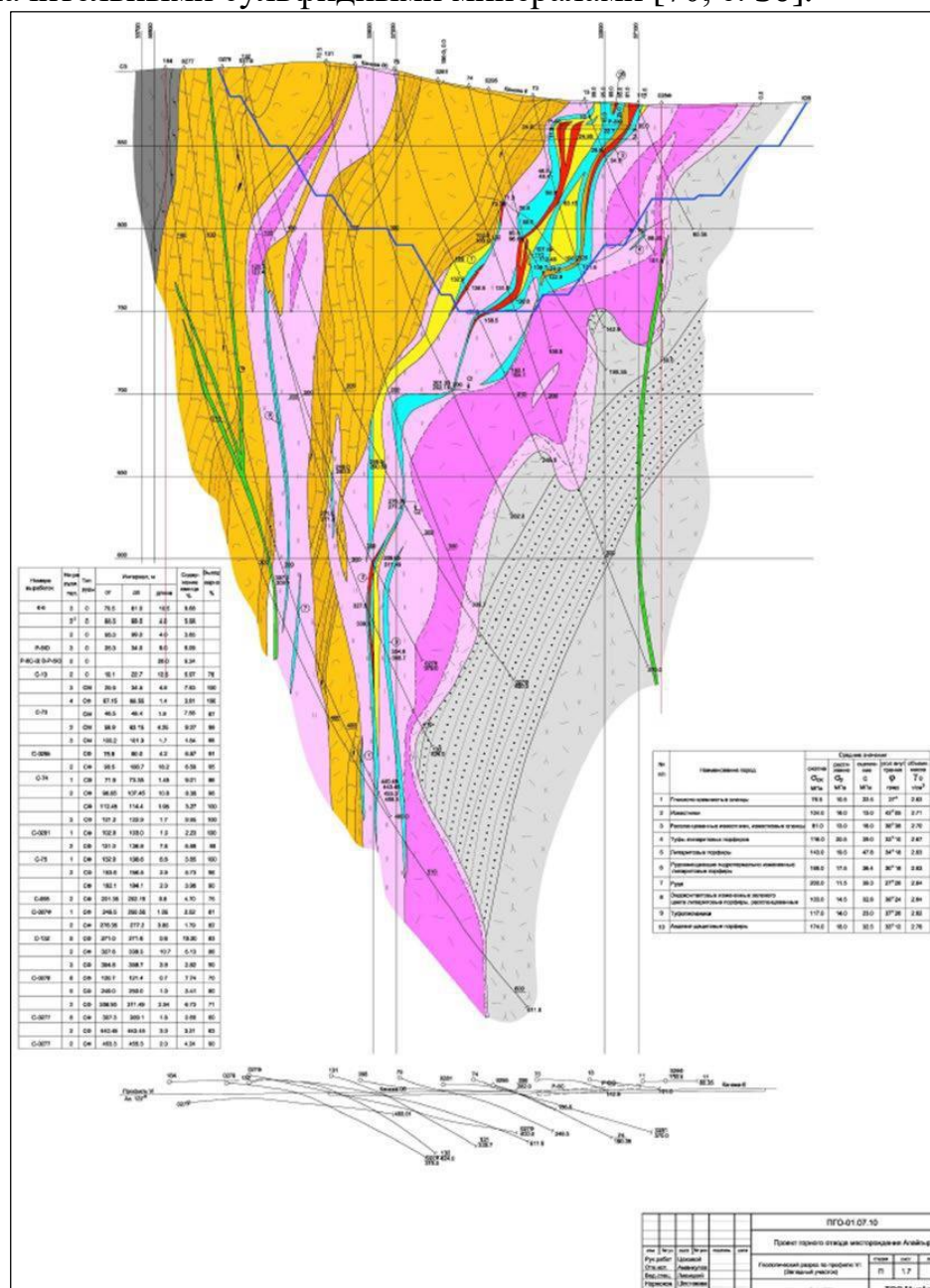


Рисунок 2.12 – Схематическая геологическая карта свинцового месторождения (по В.К. Медведеву и др.)

В сульфидной зоне свинцовым минералом является галенит, в окисленной зоне - церуссит (карбонат свинца), с незначительным количеством англеизита

(сульфат свинца), пироморфита (фосфат свинца) и платтнерита (оксид свинца). Исторически свинцовая минерализация была описана как очень неравномерно распределенная с высокой изменчивостью содержания. Значительное содержание меди отсутствует. Пирит встречается вместе с галенитом и другими незначительными сульфидными минералами [70, с. 30].



Минерализация выделена красным цветом

Рисунок 2.13 - Поперечный разрез через месторождение Алайгыр.

Примечание – Составлено по источнику [70, с. 34].

Минерализация с соответствии с рисунком 2.13 представлена серией крутопадающих прерывистых линз толщиной от десятков сантиметров до более 100 метров в пределах северной части антиклинали, опрокинутой на глубине [70, с. 33].

2.4 Особенности свинца и цинка

№ п/п	Химический элемент	Чувств. анализа %	Фоновое содержание	Аномальные содержания %		
				Ca I	Ca II	Ca III
1	Рb	0.0001	0.0018 0.0023	0.003 0.006	0.01 0.015	0.03 0.05
2	Эп	0.001	0.07	0.01	0.03	—
3	Си	0.0001	0.005	0.08	0.02	—
4	Ag	0.000001	0.000007	0.00001	0.00003	0.0001
5	Co	0.0001	0.0002	0.0004	—	—
6	Mn	0.01	0.1	0.2	0.5	—
7	Си-001	Отдельные точки повышенных концентраций элемента				

Контур площади
месторождения
Алайгыр

62

В зоне гипергенеза, где условия окисления активны, сульфидные полиметаллические руды подвергаются легкому окислению. В этом процессе галенит (сульфид свинца) постепенно замещается англезитом (сульфатом свинца), а затем церусситом (карбонатом свинца). Эти гипергенные минералы свинца обладают низкой растворимостью в воде, что способствует защите галенита от дальнейшего окисления.

Тем не менее, в условиях, богатых серной кислотой, которая может образовываться в результате окисления пирита, эти вторичные минералы свинца становятся неустойчивыми. В таких условиях свинец может мигрировать, переходя в более подвижные формы.

В зоне окисления, где состав сульфидных руд особенно сложен, происходит формирование разнообразных гипергенных минералов свинца. Это включает не только карбонаты и сульфаты, но и фосфаты, арсенаты, молибдаты, окислы и другие соединения. Эти минералы представляют собой результат сложных химических реакций, происходящих под влиянием окислительных процессов в рудном теле, что делает их важными индикаторами окислительных условий в зоне гипергенеза [72, с. 156].

В процессе выветривания и разрушения горных пород, свинец и цинк высвобождаются и участвуют в процессах миграции, будучи вынесенными поверхностными и подземными водами в моря и океаны. В некоторых районах были изучены подземные металлоносные рассолы, обогащенные цинком и свинцом, среди прочих элементов. Здесь цинк оказывается наиболее подвижным, и в определенной физико-химической обстановке из рассолов могут отлагаться сульфиды цинка, свинца, меди, серебра и других минералов [72, с. 157].

Метаморфизм докембрийских и палеозойских полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений приводит к изменению морфологии рудных тел и перекристаллизации руд, в результате чего формируются новые генерации и ассоциации сульфидов, включая сфалерит и галенит, которое имеется на месторождении Алайгыр. Однако такая миграция имеет, по-видимому, лишь местное значение, и металлы не выносятся за пределы рудных тел [72, с. 157].

Таким образом, в геохимическом цикле свинца и цинка промышленные концентрации этих металлов в основном возникают на эндогенном постмагматическом этапе, как это наблюдается, например, на гидротермальных месторождениях типа месторождения Алайгыр [72, с. 157].

2.5 Минераграфическая изученность руд месторождения

Главный промышленный минерал свинцового месторождения Алайгыр — галенит — PbS . Подчиненное значение имеют буланжерит — $Pb_5Sb_4S_{11}$, джемсонит — $Pb_4FeSb_6S_{14}$, галеновисмутит — $PbBi_2S_4$, бурнонит — $CuPbSbS_3$ и некоторые другие сульфосоли. Промышленный интерес могут представлять и окисленные руды свинца, в которых главные минералы — англезит — $PbSO_4$ и церуссит — $PbCO_3$. В подчиненных количествах в них присутствуют

пироморфит — $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$, миметезит — $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$, бедантит — $\text{PbFe}_3[\text{AsO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$, ванадинит — $\text{Pb}_3[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$ и др [22 с 157].

Основные минералы цинка — сфалерит — ZnS (кубический) и вюртцит — ZnS (гексагональный). Сфалерит часто содержит примеси редких элементов-спутников (кадмий, индий, галлий), которые были обнаружены на месторождении Алайгыр [72, с. 157].

Гипергенные минералы цинка — смитсонит — ZnCO_3 , каламин — $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — также могут служить источником получения цинка. Но промышленное значение их невелико [72, с. 158].

Свинцово-цинковые руды, как правило, комплексные. В них чаще всего цинк преобладает над свинцом, но реже встречаются месторождения, в рудах которых преобладает свинец, такое месторождения Алайгыр. Кроме этих двух основных металлов из руд извлекают медь, серебро, золото, висмут, олово, ряд редких элементов-спутников [72, с. 158].

По технологическим свойствам среди руд различают сульфидные, окисленные и смешанные. Эти все типы имеются на месторождении [72, с. 158].

При металлургическом переделе концентратов свинец получают пирометаллургическим, а цинк главным образом гидрометаллургическим способом [72, с. 158].

В результате современных исследований, в составе рудообразующих минералов определены сфалерит, галенит, пирит, марказит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, смитсонит, церуссит, рутил, сфен и гидроксиды железа и др. Сфалерит, галенит, пирит и халькопирит образуют зерна или кристаллы различной формы и различных размеров, расположенных в основной массе в виде вкрапленности и в прожилках.

Основным компонентом руд месторождения Алайгыр является свинец, связанный в сульфидных рудах с галенитом, а в окисленных — с церусситом при незначительной доле англезита, пироморфита и платнерита. Сульфидные руды составляют основную долю запасов — 59 %. Основным минералом-носителем является галенит, с которым связано более 85 % свинца. Смешанные руды составляют 15,5% от общих запасов руды на месторождении. Основные рудные минералы представлены галенитом и церусситом. Окисленные руды составляют 25,5% от общих запасов. Они залегают в верхних частях рудной зоны и представлены церусситом [73].

Автором проведены исследования четырех проб, две из которых представляли окисленную минерализацию в соответствии с рисунком 2.15, и две — сульфидную рисунок 2.16. Изученные пробы идентифицировались следующим образом: восточная окисленная; западная окисленная; рядовая сульфидная; богатая сульфидная [73, с. 16].

Породообразующие минералы в пробе восточной окисленной руды представлены в основном кварцем (57,2 %) и слюдой (25,9 %), при этом в мелкой фракции доля слюды увеличивается относительно кварца. Также в составе пробы обнаружено небольшое количество полевого шпата и силикатных примесей. Что касается свинцовой минерализации, то, согласно полученным данным,

основным рудным минералом является церуссит (4,0 %), но также в незначительном количестве присутствует галенит (0,3 %) [73, с. 17].



Рисунок 2.15 - Фотографии проб восточной и западной окисленных руд



Рисунок 2.16 - Фотографии проб рядовой и богатой сульфидной руд

Результаты анализа показали, что практически все минеральные соединения являются сложными, минералы свинцовой группы находятся в соединении преимущественно с силикатами и слюдами, в меньшей степени – с кварцем, полевым шпатом и каолинитом [73, с. 17].

Минеральный состав пробы западной окисленной руды был представлен кварцем (50,8%), минералами группы полевого шпата (23,2%) и слюдой (13,5%). При уменьшении крупности снижается содержание кварца и увеличивается содержание слюды. Содержание полевого шпата в основном не изменяется в зависимости от крупности. Самым распространенным свинцовым минералом является церуссит (5,4%), также руда содержит некоторое количество галенита (0,7%). Полученные результаты показали, что в неразделенной на фракции пробе 85,4% свинца присутствует в форме церуссита, в форме галенита – 12,5%, в виде вторичных свинцовых минералов – 1,4%. Распределение свинца в двух основных минералах остается относительно выдержанным независимо от размера частицы [73, с. 17].

Анализ пробы рядовой сульфидной руды показал, что основными минералами являются кварц (38,9%), полевой шпат (35,7%) и слюда (12,5%). Соотношение содержания всех трех минералов сохраняется практически неизменным, за исключением фракции – 20 мм, при которой содержание слюды увеличивается за счет кварца и полевого шпата. В отличие от обеих проб окисленной руды самым распространенным свинцовым минералом в пробе рядовой сульфидной руды является галенит (4,1%), также в руде представлен церуссит (0,6%) и вторичные минералы свинца. Количество галенита в различных фракциях изменялось от 2,2% во фракции 75 мм и -75+53 мм до 9,4% во фракции -20 мм. По пробам рядовых сульфидных руд получены существенно более низкие показатели раскрытия минералов по сравнению с обоими окисленными типами исследуемых руд: к категории «раскрытых» отнесено 29,1% руд, к категории «среднераскрытых» – 25,1% (суммарно 54,2%). Поскольку галенит является основным свинцоносным минералом, его характеристики по степени раскрытия близко совпадают с характеристиками минералов свинцовой группы. Церуссит значительно уступает галениту по распространенности, а также характеризуется более низким раскрытием: на категорию «раскрытых» приходится 0,4%, на категорию «среднераскрытых» – 19,0% (суммарно 19,4%) [73, с. 17].

Результаты селективного химического анализа на оксиды свинца подтвердили, что окисленная руда обоих типов в основном представлена окисленной минерализацией – 91,6% и 94,4% свинца в пробах восточной и западной окисленной руды, соответственно, находится в форме окисленных минералов. Данные, полученные по сульфидным рудам, показали, что 45,0% свинца в пробе рядовой сульфидной руды находится в окисленной форме. Анализ пробы богатой сульфидной руды показал, что 15,9% свинца в пробе находится в окисленной форме. Согласно полученным результатам, общее количество свинца, содержащегося в пробах, изменялось от 3,47% для проб восточной окисленной руды до 14,53% для проб богатой сульфидной руды. [73, с. 17].

Все исследованные пробы руды по минеральному составу на 87,4- 94,2% представлены породообразующими минералами, основными из которых являются кварц, полевые шпаты и слюды. На долю кварца в различных пробах руды приходится от 19,2 до 57,2%, наиболее высокое количество отмечено в окисленных пробах. Доля полевых шпатов в пробах руды составляет 23,2-51,0%. Наиболее низким содержанием выделяется проба окисленной руды участка Восточный, в которой доля полевых шпатов составила лишь 6,1%. Количество слюды по данным исследований различных проб руды составляет от 5 до 33,67% [74].

Рудная минерализация представлена галенитом, вторичными минералами свинца, сфалеритом, пиритом и оксидами железа. В небольшом количестве (менее 1%) в руде присутствуют сульфиды меди. Количество галенита в пробах руды составляет 3,0-5,1%. Окисленные пробы руды, выделяются более низким

содержанием галенита: 0,3-0,8%. Доля вторичных минералов свинца в пробах руды в разных пробах находится в диапазоне 1,7-5,8%

Дифрактометрический анализ позволяет определить состав руды по основным минералам, доля которых в пробе более 1%. Минеральный состав пробы руды представлен в таблице 2.1.

По данным, представленным в таблице 2.1. установлено, что минеральный состав пробы руды месторождения Алайгыр на 92,6% представлен породообразующими минералами. Среди них существенно преобладает кварц, доля которого составляет 42,0%. Количество полевых шпатов, представленных калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами, в сумме составляет 42,0%. В пробе присутствует слюда в количестве 6,0% Карбонаты, представленные кальцитом и доломитом, в сумме составляют 2.6%

Рудная минерализация (таблица 2.2) представлена сульфидными минералами различных металлов, окислами свинца и железа. Общая доля сульфидных минералов в пробе составляет 5,6%. По количеству сульфидов проба руды месторождения Алайгыр характеризует умеренно-сульфидный тип руды.

Таблица 2.1 – Минеральный состав пробы руды

Минерал, группа минералов	Массовая доля в пробе, %
Породообразующие минералы	
Кварц	42,0
Слюда	6,0
Калиевые полевые шпаты	38,0
Плагиоклазы	4,0
Кальцит	0,8
Доломит	1,8

Рудообразующие минералы

Пирит	1,2
Галенит	4,3
Сфалерит	0,1
Англезит, церуссит	1,1
Блѣкая руда, сульфосоли	Ед. знаки
Оксиды и гидроксиды железа	0,3
Акцессорные минералы	
Минералы титана, гранат, барит, апатит, хромшпинелиды	0,4
Итого	100,0

Основным из сульфидов является галенит - 4,3%. Пирит присутствует в количестве 1,2%. На долю сфалерита приходится 0,1% от общей массы руды, блѣкая руда и сульфосоли свинца и серебра наблюдаются в количестве единичных знаков.

Оксиды и гидроксиды железа присутствуют в количестве 0,3%. Доля окислов свинца, представленных англѣзитом и церусситом, составляет 1,1%.

Количество акцессорных минералов, представленных минералами титана, гранатом, баритом, апатитом, хромшпинелидом, не превышает 0,6%.

Степень окисления руды рассчитывали по железу и по свинцу. Для разных металлов этот показатель находится на одном уровне и составляет 17,4- 17,6%, таким образом, проба руды месторождения Алайгыр и по железу, и по свинцу характеризует первичный тип руды. Содержание в пробе железа и серы составляет соответственно 1,13 и 1,16%. Железо колеблется по классам от 0,93 до 2,10%, сера - от 1,01 до 2,88%. Между распределениями данных элементов прослеживается прямая корреляционная зависимость [74, с. 21].

Исследования проводились в полированных шлифах в отраженном свете на поляризационном микроскопе OLYMPUS BX51 [75].

Окисленные пробы пород состоят из эффузивных и вулканогеннообломочных пород, претерпевших переработку различной интенсивности вследствие метасоматических и гидротермальных изменений. Породы пробы представлены туфами и метасоматитами разного состава в соответствии с рисунками 2.17, 2.18. В отдельных образцах видны фрагменты исходной породы. У многих пород наблюдается сеть кварцевых прожилков различной мощности и различных генераций. Некоторые породы имеют лимонитовые прожилки, корки и налёты [75, с. 467].

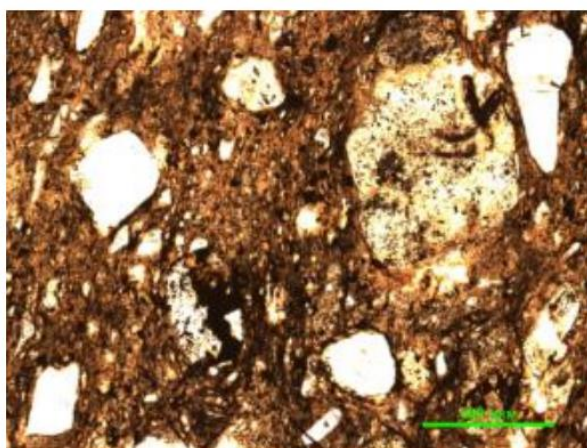
В обломочном материале преобладает кварц. Наблюдаются обломки риолитов. Форма обломков различная, чаще остроугольная. Цемент породы представлен, исходя из следов течения, вулканическим материалом, который претерпел стадию раскристаллизации. Продуктом раскристаллизации является тонкозернистая мусковит-хлоритовая масса с микролитами. Микролиты представлены мельчайшими обломками плагиоклаза и кварца [76].



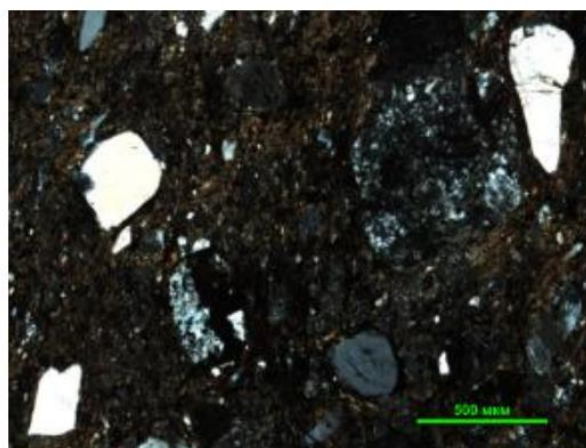
Рисунок 2.17 – Вулканический туф, преимущественно, кислого состава. Штуфной образец.

Примечание – Составлено по источнику [75, с. 468].

Встречаются интенсивно выветрелые и окисленные породы (вулканический туф, преимущественно, кислого состава). Наблюдаются маломощные, разноориентированные прожилки лимонита [75, с. 468].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.18 Обломки пород в мусковит-хлоритовой массе. Прозрачный шлиф
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 27].

Кварцевый метасоматит серого цвета с гидротермальной минерализацией в соответствии с рисунком 2.19. Структура среднезернистая. Участками наблюдаются гематит и лимонит по трещинам.

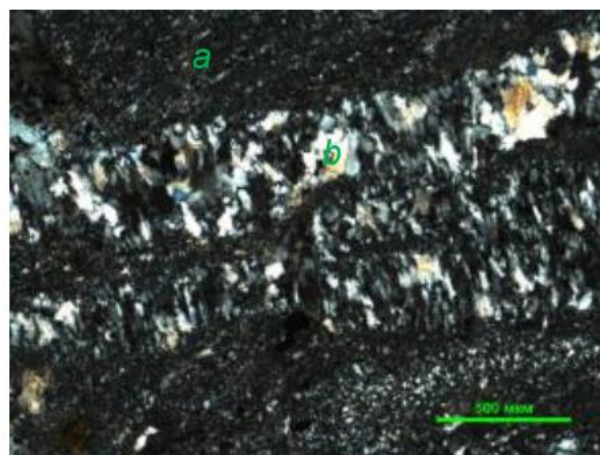


Рисунок 2.19 – Кварцевый метасоматит серого цвета. Штуфной образец
Примечание – Составлено по источнику [75, с. 467].

Наиболее распространенный минерал в описываемой породе кварц, который образует три разновидности. Кварц первой разновидности является главным породообразующим минералом в метасоматите. Он представляет из себя тонкозернистый агрегат, зерна которого имеют неправильную форму в соответствии с рисунком 2.20 [76, с. 27].



поляризаторы параллельны

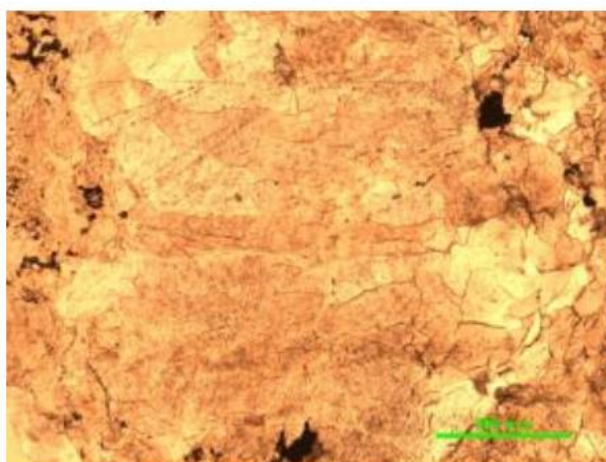


поляризаторы скрещены

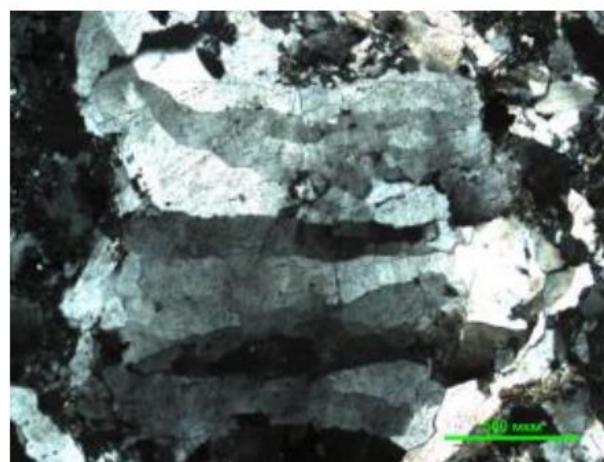
Рисунок 2.20 – Тонкозернистый кварц-1 (а) и кварц-2 (b) по прожилку. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 28].

Кварц второй разновидности – это кристаллы удлиненной формы, размером до 0,25 мм. Такой кварц наблюдается в прожилках, пересекающих породу. В нем видны мельчайшие включения жидкости в соответствии с рисунком 2.21. Кварц третьей разновидности – более крупнозернистый, выполняет прожилки, секущие кварц-2 и вмещающую породу. Зерна кварца-3 имеют неправильную форму, они плотно прижаты друг к другу и размер их достигает до 0,8 мм. Прожилки кварца-3 бывают содержат рудные минералы в соответствии с рисунком 2.21. Серицит по большей части метасоматический, хотя встречается и в гидротермальных прожилках и сопряжен с окварцеванием.



поляризаторы параллельны

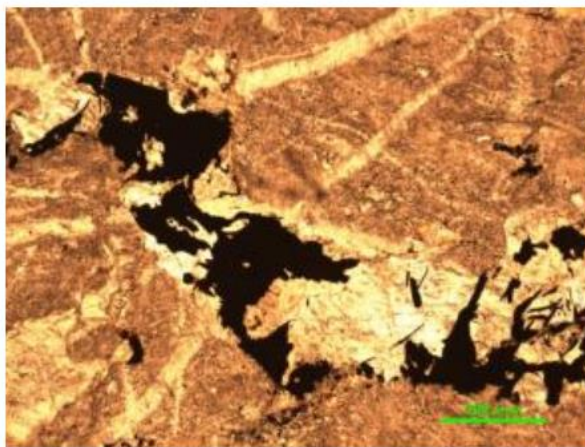


поляризаторы скрещены

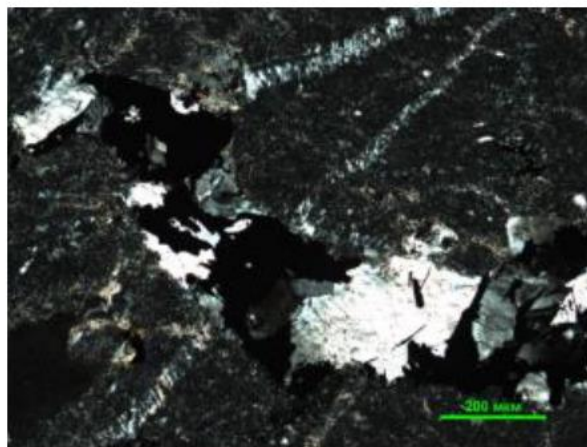
Рисунок 2.21 – Прожилок крупнозернистого кварца-3 в метасоматите. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 28].

Кварц-хлорит-серицитовый метасоматит темно-серого цвета в соответствии с рисунком 2.22. Структура мелкозернистая. Карбонаты наблюдаются по трещинам. Лимонит в виде налетов [76, с. 29].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.22 – Кварцевый прожилок с рудными минералами в метасоматите. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 29].

В метасоматите видны интенсивно измененные фрагменты исходной породы, в которых наблюдаются порфировые выделения полевых шпатов. Форма вкрапленников таблитчатая. Они практически полностью замещаются кальцитом, смесью тонкозернистого эпидота и глинистых минералов (гидрослюд). Иногда по полевым шпатам развивается серицит в соответствии с рисунком 2.23. Основная масса метасоматита, представлена мелкозернистым кварцем и хлоритом, который представлен зернами неправильной формы [76, с. 29].

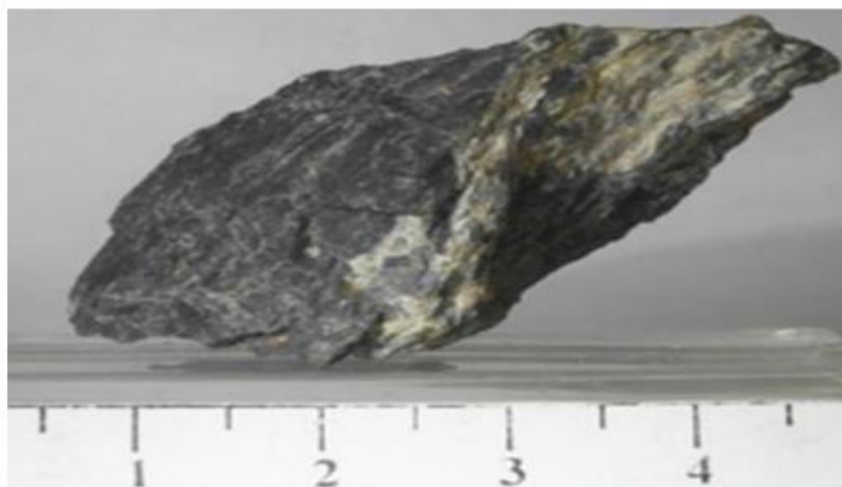
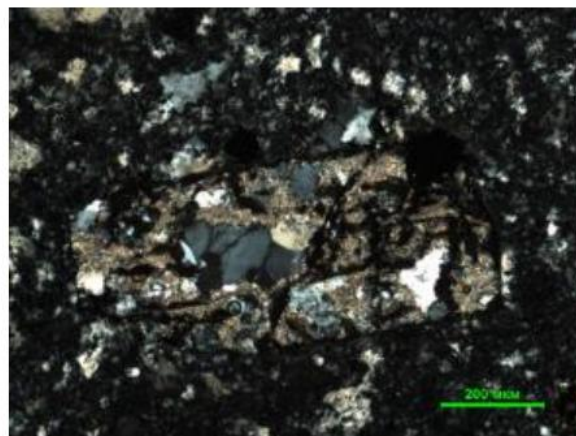


Рисунок 2.23 – Кварц-хлоритсерицитовый метасоматит. Штуфной образец

Примечание – Составлено по источнику [75 с 468].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.24 – Замещение полевого шпата эпидотом и серицитом. Прозрачный шлиф
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 29].

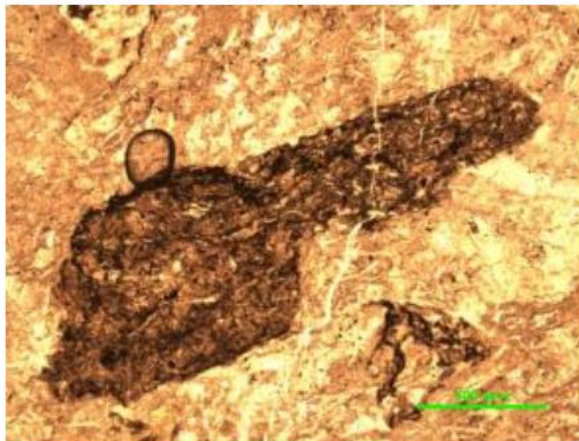
Риолитовый туф пелитизирован. Характерны обломки различного состава, формы и размеров, а именно кварц, эпидот, измененные полевые шпаты и серицит. Для полевых шпатов (плагноклаз и калиевые полевые шпаты) характерны прямоугольные в поперечном сечении кристаллы. В качестве вторичных продуктов изменений по плагноклазам развивается серицит и соссюрит. Вместе с эпидотом цоизит образует весьма тонкозерн смесь, представляющую главную массу превратившихся в соссюрит плагноклазов. В отличие от серицита, соссюрит в проходящем свете имеет бурый оттенок в соответствии с рисунком 2.25 [76, с. 31].



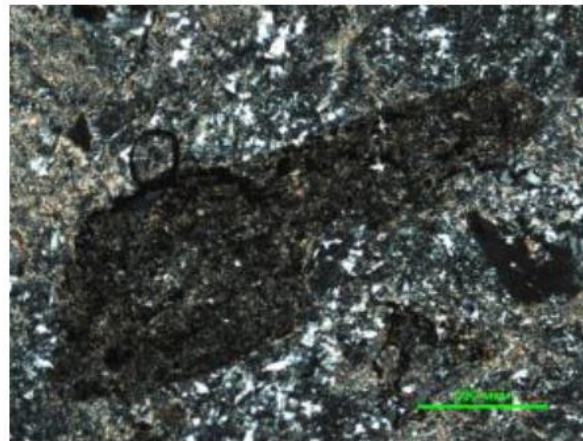
Рисунок 2.25 – Риолитовый туф с гидротермальной минерализацией. Штуфной образец

Примечание – Составлено по источнику [75, с. 468].

Кварц образует две генерации. Кварц-1 – мелкозернистый метасоматический в ассоциации с серицитом и эпидотом в соответствии с рисунком 2.26. Кварц-2 – гидротермальный, более крупнозернистый (в среднем размеры зерен 0,05х0,2 мм), выполняет тонкие прожилки. Серицит по большей части метасоматический. Эпидот является гидротермально-метасоматическим образованием в виде пятен и импрегнаций, которые состоят из тонкозернистого агрегата в ассоциации с цоизитом.



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.26 – Сосюритизированный полевой шпат в кварц-эпидотовом метасоматите. Прозрачный шлиф

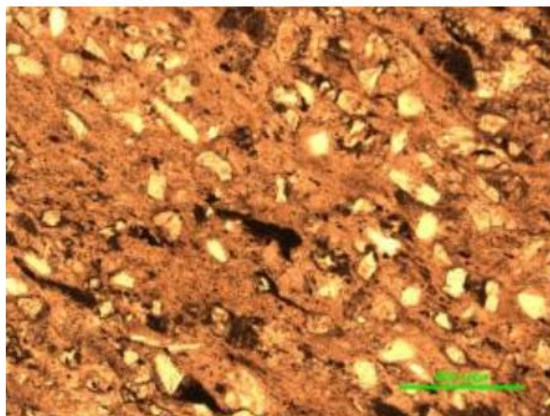
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 31].

А сульфидные пробы состоят из эффузивных и вулканогенно-обломочных пород, претерпевших переработку различной интенсивности вследствие метасоматических, гидротермальных, а также метаморфических изменений. Породы пробы представлены риолитами, туфами кислого состава. В отдельных образцах видны фрагменты исходной породы. Гидротермальные изменения выражены, главным образом, окварцеванием. Также у многих пород наблюдается сеть кварцевых и доломитовых прожилков различной мощности. [75, с. 467].

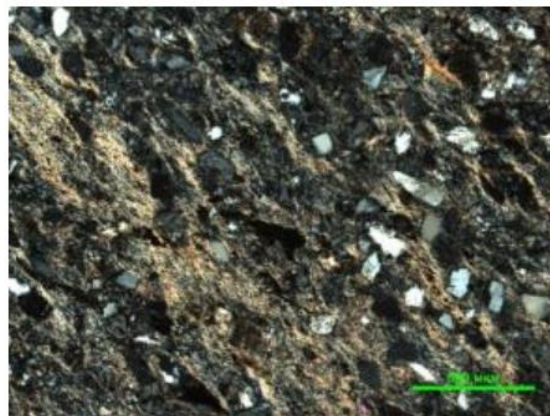
Сульфидные руды сложены галенитом, с незначительной примесью пирита, халькопирита, сфалерита. Сульфидные руды представлены на месторождении двумя минеральными разновидностями: пирит-галенитовой, пирит-сфалерит-галенитовой. Первая составляет основную часть промышленного оруденения (90%). Пирит-сфалерит-галенитовая минеральная разновидность не образует самостоятельных залежей и отмечается в контурах рудных тел в виде локальных зон без четких геологических границ [75, с. 468].

Зона окисления на месторождении развита очень неравномерно. Глубина ее сильно колеблется от 50 до 220 м на Западном участке и от 80 до 190 м на Восточном, достигая максимальных значений в центральной части месторождения. Граница зоны окисления с сульфидными рудами весьма неровная, нечеткая и устанавливается только по результатам фазовых анализов [75, с. 469].

Минеральный состав: вкрапленники – кварц и полевой шпат. Кварц присутствует в виде гексагональных, реже округлых зерен, размером от 0,05 до 0,1 мм. Полевые шпаты представлены призматическими, слегка остроугольными кристаллами, размером от 0,07 до 0,2 мм. Основная масса состоит из серицита, хлорита и кварца в соответствии с рисунком 2.27. Также в породе наблюдаются тонкие чешуйки биотита [76, с. 32].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Активация Win

Рисунок 2.27 – Остроугольные обломки в серицит-хлоритовой массе. Прозрачный шлиф

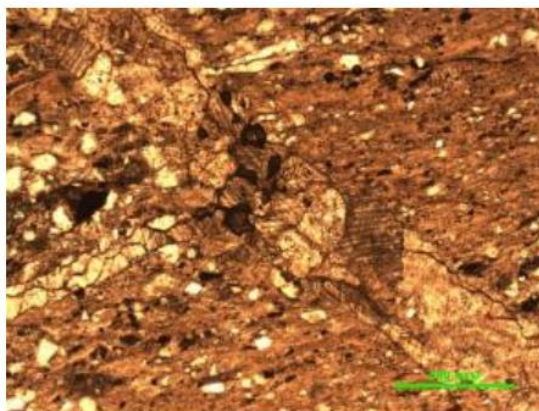
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 32].

В риолите, нередко, встречается доломит. Он выполняет прожилки, мощностью в среднем 0,5 мм, и представляет собой агрегат плотно прижатых друг к другу таблитчатых зерен в соответствии с рисунком 2.28 [76, с. 33].

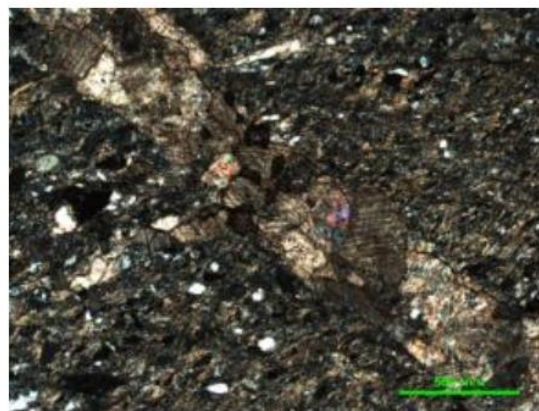


Рисунок 2.28 -Риолит темно-серого цвета с реликто-порфировой структурой. Штуфной образец

Примечание – Составлено по источнику [75 с 468].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

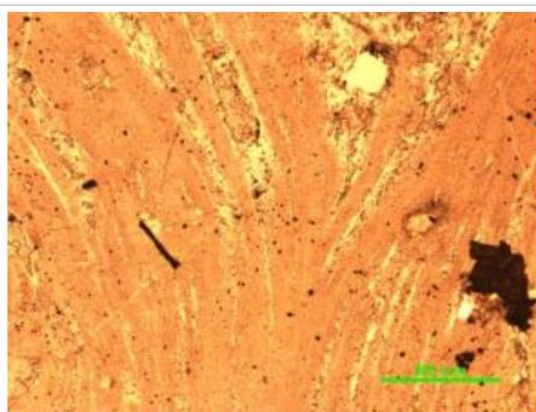
Рисунок 2.29– Таблитчатые зерна доломита по прожилку. Прозрачный шлиф
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 33].

Риолитовый туф светло-серого цвета с метасоматической и гидротермальной минерализацией в соответствии с рисунком 2.30. Участками наблюдается слабая гематитизация и лимонитизация.

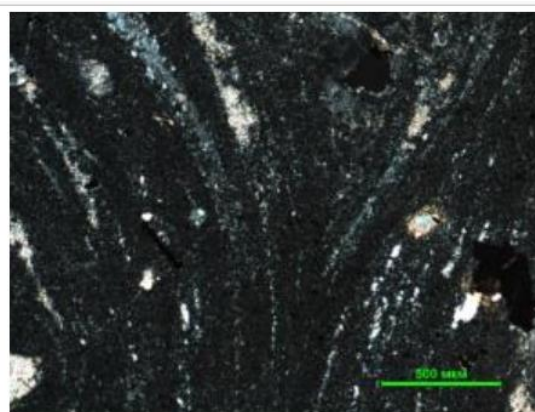


Рисунок 2.30 – Риолитовый туф светло-серого цвета с гидротермальной минерализацией. Штуфной образец
Примечание – Составлено по источнику [76, с. 33].

В данном туфе, четко, наблюдаются следы течения вулканического материала, представленного раскристаллизованным стеклом. Продуктами преобразования вулканического материала являются кварц и хлорит. Следы течения вулканического материала показаны в соответствии с рисунком 2.31. В обломочном материале преобладают зерна кварца от первичных пород предыдущих излияний разного состава.



поляризаторы параллельны

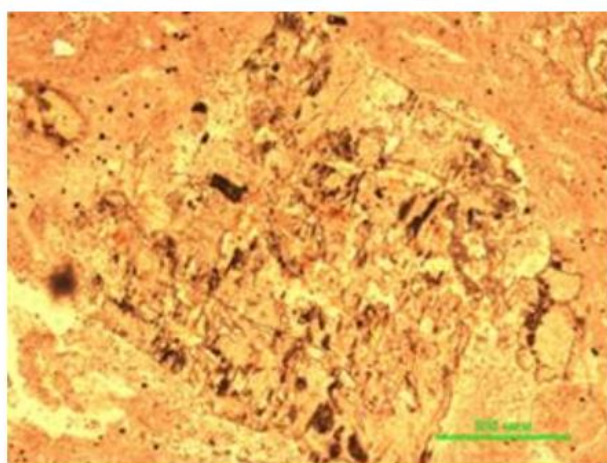


поляризаторы скрещены

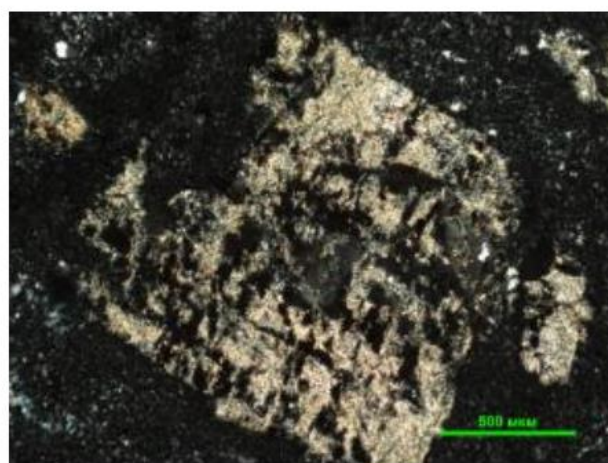
Рисунок 2.31 – Следы течения вулканического материала. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 34].

В туфе видны интенсивно измененные фрагменты исходной породы, в которых заметны порфировые выделения полевых шпатов. Форма вкрапленников таблитчатая. Они практически полностью замещаются серицитом и смесью тонкозернистого эпидота в соответствии с рисунком 2.32. Кальцит также участвует в метасоматических замещениях и образуется, вероятнее всего, по калиевым полевым шпатам в соответствии с рисунком 2.33. Серицит по большей части метасоматический, хотя встречается и в гидротермальных прожилках [76, с. 34].



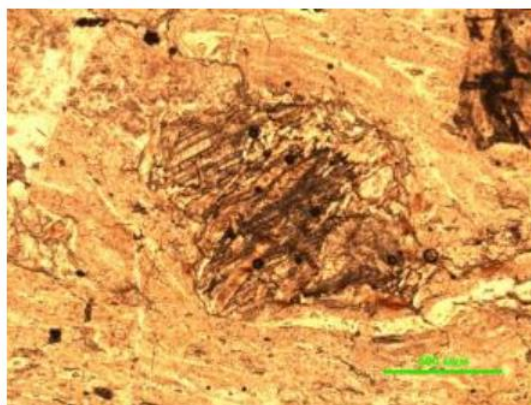
поляризаторы параллельны



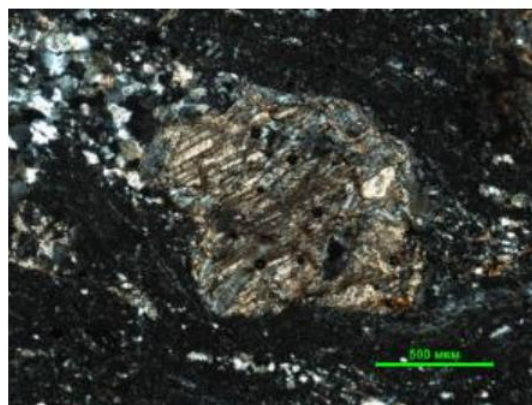
поляризаторы скрещены

Рисунок 2.32 – Замещение полевых шпатов серицитом и эпидотом. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 34].



поляризаторы параллельны

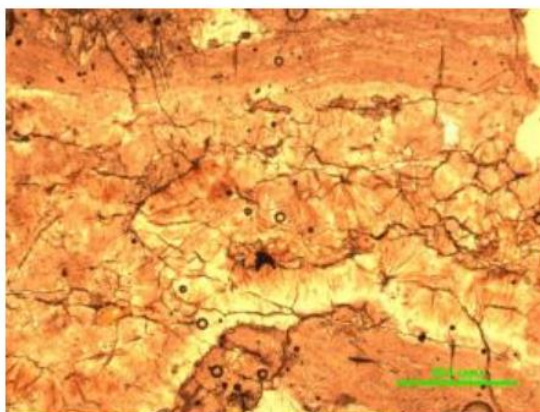


поляризаторы скрещены

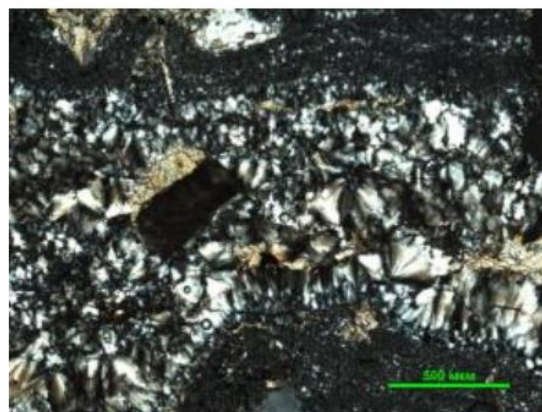
Рисунок 2.33 – Метасоматический кальцит по калиевым полевым шпатом. Процесс замещения. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 35].

В гидротермальной минерализации участвуют кварц, хлорит и эпидот. Кварц в прожилках тонкозернистый, размером от 0,01 до 0,08 мм. Гидротермальный хлорит наблюдается в виде радиально-лучистых агрегатов. Агрегаты серовато-бурого цвета, что свидетельствует, вероятно, о присутствии примесей железа. Также присутствуют пятна тонкозернистого эпидота в соответствии с рисунком 2.34 [76, с. 35].



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.34– Гидротермальный прожилок кварц-эпидот-хлоритового состава. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 35].

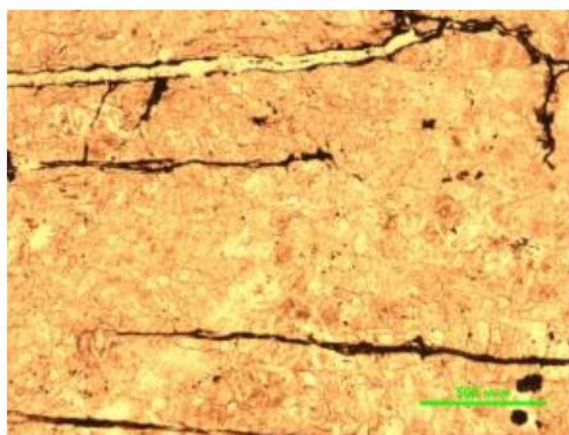
Метаморфизованная эффузивная порода светло-серого цвета в соответствии с рисунком 2.35. Слабо рассланцована. Структура неравномернозернистая [76, с. 36].



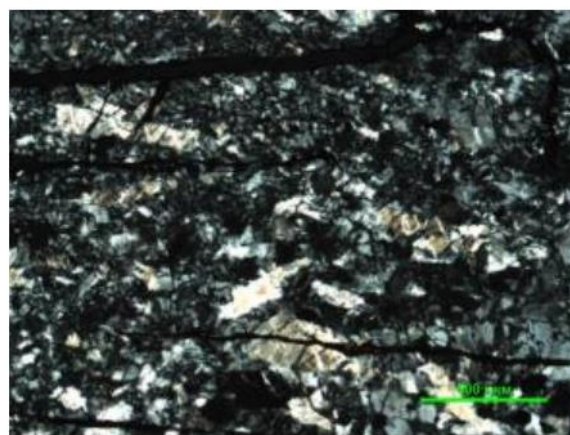
Рисунок 2.35 – Метаморфизованная эффузивная порода светло-серого цвета. Штуфной образец

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 36].

Минеральный состав породы: кварц, плагиоклаз и биотит. По минеральному составу можно предположить, что изначальная порода являлась эффузивом кислого состава, которая вследствие метаморфизма была деформирована. Минералы претерпели стадию дробления и смятия. Также, часто наблюдаются трещины в породе, которые возникли в результате сильного давления в соответствии с рисунком 2.36



поляризаторы параллельны



поляризаторы скрещены

Рисунок 2.36 – Трещины в породе, возникшие в результате давления. Прозрачный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 36].

Окисленные руды характеризуются интенсивным развитием в них псевдо-порфорцеруссита и подчиненным количеством англезита по галениту. Галенит отмечается в виде реликтовых выделений, сыпи в церуссите.

Смешанные руды характеризуются частичным замещением галенита церусситом англезитом, а также часто представляют собой сульфидные агрегаты

с зонами повышенной трещиноватости руд, полностью сложенными окисленными минералами свинца гидроокислами железа [75, с. 469].

Таким образом, руды месторождения Алайгыр относятся к монометалльным, основную ценность в котором представляет свинец, связанный в сульфидных рудах с галенитом, а в окисленных с церусситом при незначительной доле англезита, пироморфита и платтерита. Свинец в пределах рудных тел распределяется весьма неравномерно, и содержание его колеблется от десятых долей процента до первых десятков процентов в местах развития сплошных руд. Цинк и медь в рудах месторождения находятся в весьма незначительных количествах (0,014 - 0,11% и 0,01 - 0,017% соответственно). Основная доля цинка представлена в форме сфалерита, незначительная в качестве примеси в блеклых рудах. Медь связана преимущественно с халькопиритом, в меньшей степени с блеклыми рудами [765, с. 469].

Из нерудных минералов наибольшее развитие имеет кремнезем (67,6 - 73,83%). Из элементов-примесей в рудах месторождения обнаружены: серебро, ртуть, сурьма, кадмий, висмут, селен, галлий, германий, мышьяк, таллий. При этом значительные содержания установлены лишь для серебра, галлия и ртути, а по отдельным пробам и для кадмия, селена, сурьмы [75, с. 469].

Содержание остальных элементов в рудах месторождения ниже порога чувствительности анализов. Выполненные анализы групповых проб и продуктов обогащения показали, что промышленное значение в рудах месторождения могут иметь серебро, кадмий, ртуть и возможно сурьма [75, с. 469].

Таблица 2.2 - Результаты количественного минералогического анализа

Элементы, компоненты	Проба руды / Массовая доля в пробе, %							
	ОАО «Урал- механоб р», 2014 г.	Metso, 2016 г.		Wardell Armstrong International, 2018 г.			ТОМС, 2018 г.	
	Компози т	Окислен ная	Смешан ная	Рядовая сульфид ная	Окислен ная Западная	Окислен ная Восточн ая	Окислен ная (ALGO)	Сульфид ная (ALGS)
Породообразующие:								
- кварц	37,0	19,23	26,07	38,9	50,8	57,2	46,0	41,0
- полевые шпаты	51,0	35,36	29,50	35,7	23,2	6,1	36,0	45
- слюды	5,0	33,67	27,38	12,5	13,5	25,9	10,0	5,5
- прочие силикаты	-	3,83	4,49	3,3	3,4	5,0	-	-
- карбонаты (кальцит, доломит)	<1	-	-	0,7	<0,1	<0,1	-	-
Рудообразующие:								
- галенит	3,0	3,8	5,08	4,1	0,7	0,3	0,8	3,0
- вторичные минералы свинца	2,0	2,27	4,81	1,7	5,8	4,1	4,0	2,0

(церуссит и др.)								
- сфалерит	<1	0,12	0,41	0,1	-	<0,1	Ед. знаки	1,0
- пирит	1,0	0,05	0,86	0,6	<0,1	<0,1		
- сульфиды меди (халькопирит и др.)	<1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		
- оксиды железа	<1	0,16	0,12	1,5	1,8	1,0	1,5	1,0
Акцессорные:	<1	1,44	1,21	0,7	0,5	0,3	1,7	1,5

Описание рудных минералов в окисленной пробе. В пробе широко развит галенит. Также в рудах встречаются сфалерит, пирит, рутил. На поверхности образцов руды в окисленной пробе отмечается интенсивное замещение сульфидов свинца и цинка окисленными минералами. Помимо окислов свинца и цинка встречается достаточное количество окисленных минералов – оксидов и гидроксидов железа. Структуры руд: гипидиоморфнозернистая, замещения, давления. Текстуры руд преимущественно вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные [76, с. 36].

В исследуемых рудах вкрапленность неравномерная, прожилки невыдержанные, различной мощности. В исследуемой пробе широко распространен галенит. Он встречается в виде зерен аллотриоморфной формы, размером от 0,01 до 0,5 мм. Он образует как мономинеральные агрегаты, так и включения неправильной формы в бластокристаллах пирита-1. Также в галените наблюдаются треугольники выкрашивания по спайности. Смятие особенно заметно на относительно крупных зернах в соответствии с рисунком 2.37.

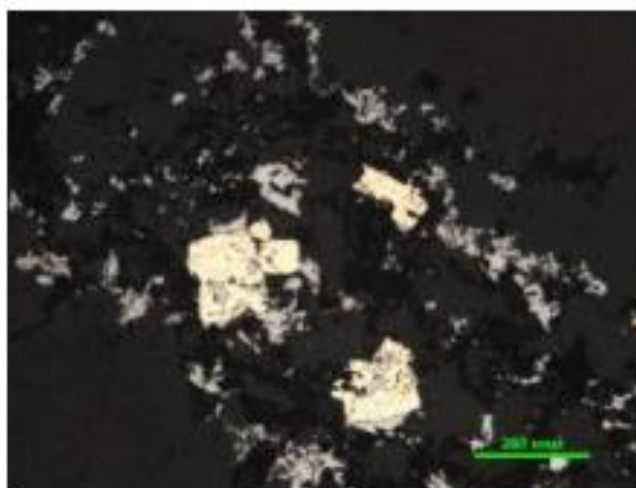


Рисунок 2.37 – Галенит в виде включений в пирите. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 37].

Пирит наблюдается в виде бластозерен с ситовидным строением и с включениями порообразующих минералов и галенита в соответствии с рисунком 2.38. Иногда сам является включениями в сфалерите [76, с. 37].

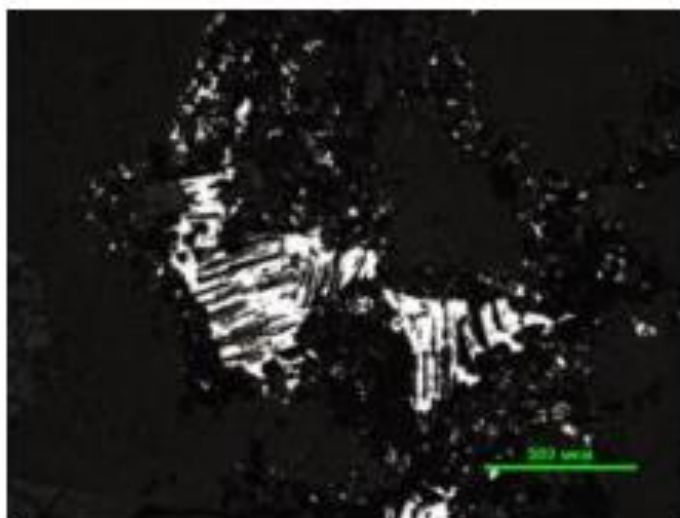


Рисунок 2.38 – Галенит по прожилку. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 37].

Сфалерит присутствует в виде зерен аллотриоморфной формы, размером в среднем 0,2 мм. Слабо катаклазирован. Иногда в нем наблюдаются включения пирита и породообразующих минералов в соответствии с рисунком 2.39.

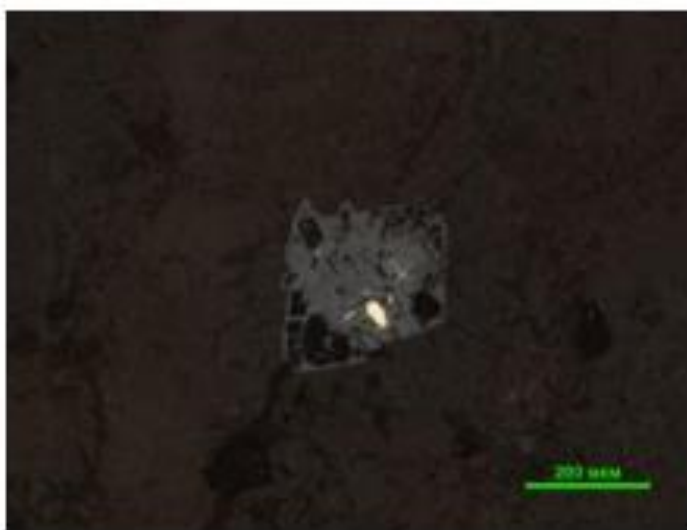


Рисунок 2.39 – Сфалерит с включениями пирита и породообразующих минералов. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 38].

Рутил наблюдается в виде мелких игольчатых кристаллов, которые образуются, скорее всего, по титаномagnetиту в соответствии с рисунком 2.40[76, с. 38].

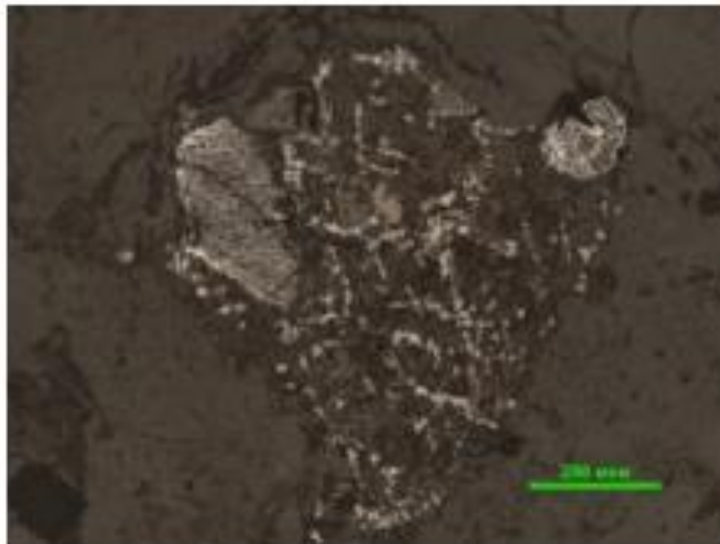


Рисунок 2.40 – Рутил по титаномagnetиту. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 38].

Гематит выполняет прожилки, мощностью в среднем 0,2 мм в соответствии с рисунком 2.41. Гидроксиды Fe, представлены гётитом и реже лепидокрокитом. Образуются по трещинам и в виде пятен в соответствии с рисунком 2.41. Кроме того, обнаружены псевдоморфозы гидроксидов Fe по пириту с остатками пирита и без них. Характеризуют зональные замещения в соответствии с рисунком 2.42 [76, с. 38].

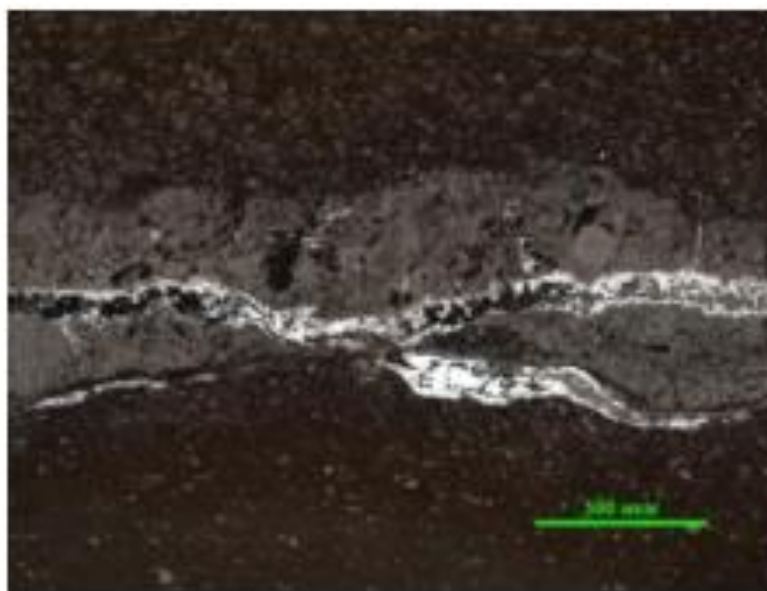


Рисунок 2.41 – Гематит по прожилку. Гидроксиды Fe в виде пятен. Полированный шлиф.

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 38]

Описание рудных минералов в сульфидной пробе широко развит галенит. Также в рудах встречаются сфалерит, пирит, изредка блёклая руда, ковеллин и гематит. Отмечаются окисленные минералы в виде гидроксидов Fe.



Рисунок 2.42 – Псевдоморфоза гидроксидов Fe по пириту Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 38].

Структуры руд: идиоморфная, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная, замещения, давления. Текстуры руд преимущественно вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. В исследуемых рудах вкрапленность неравномерная, прожилки невыдержанные, различной мощности. Самым распространенным рудным минералом в данной пробе является галенит. Он встречается в виде зерен аллотриоморфной формы, размером от 0,01 до 0,8 мм по прожилкам, часто в сростании со сфалеритом и пиритом в соответствии с рисунком 2.43.

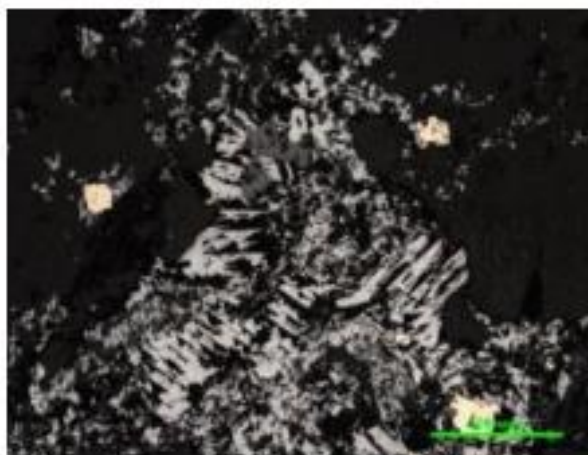


Рисунок 2.43 – Галенит в сростках со сфалеритом и пиритом. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 39].

Также галенит образует включения неправильной формы в бластокристаллах пирита в соответствии с рисунком 2.44. Галенит сильно деформирован. У него наблюдаются треугольники выкрашивания по спайности. Смятие особенно заметно на относительно крупных зернах [76, с. 39].

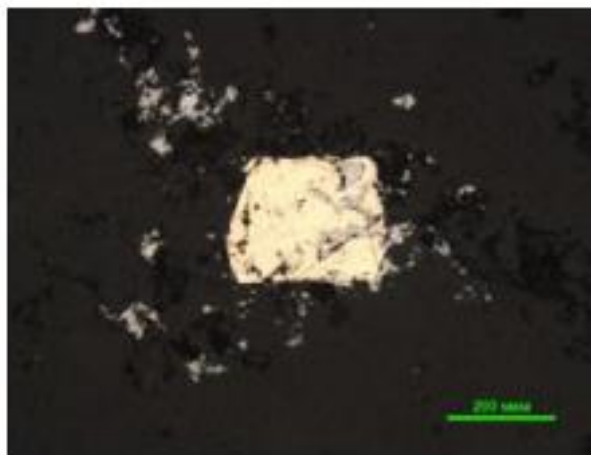


Рисунок 2.44 – Включения галенита в пирите-3. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 39].

Довольно часто в пробе наблюдается пирит. Он встречается в трех генерациях. Пирит-1 – кристаллы идиоморфной и гипидиоморфной формы с квадратным и шестиугольным поперечным сечением, размером от 0,01 до 0,06 мм. Он образует редкую вкрапленность во вмещающей породе. Иногда, отдельные зерна по краям замещаются гидроксидами Fe. Пирит-2 изменен процессами перекристаллизации, о чем говорят разнообразные структуры. Обнаружен катаклазированный пирит и бластозерна с ситовидным строением и с включениями породообразующих минералов, сфалерита, блёклой руды или галенита. Катаклазированный пирит чаще наблюдается по прожилкам. Иногда по трещинам катаклаза в наиболее крупных кристаллах и сростках зерен наблюдаются замещения гидроксидами Fe. Пирит-3 – это метакристаллы кубического и пентагондодекаэдрического габитуса с ситовидным и зональным строением и с включениями породообразующих минералов и сульфидов. Форма кристаллов идиоморфная или гипидиоморфная, шестигранная или квадратная в соответствии с рисунком 2.45.

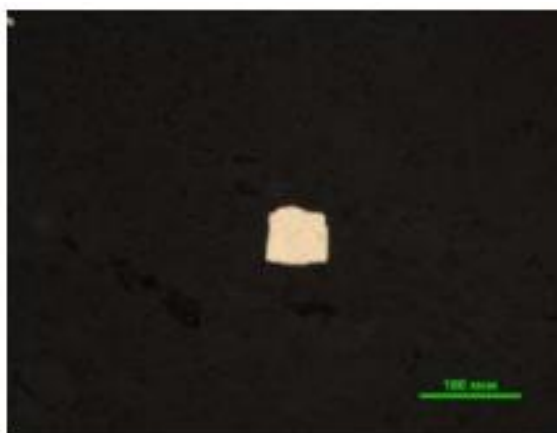


Рисунок 2.45 – Идиоморфный кристалл пирита-1. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 40].

Размеры кристаллов около 0,2 мм. Причиной зонального строения является периодическая смена плотных, бедных и богатых порами участков с включениями порообразующих минералов или других сульфидов [76, с. 39].

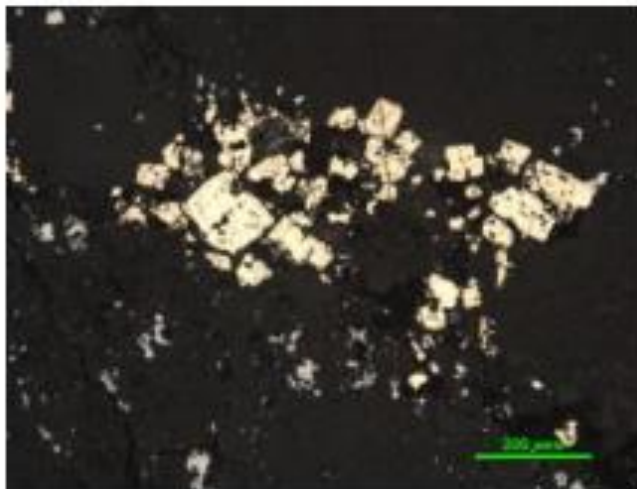


Рисунок 2.46 – Катаклазированный пирит-2 по прожилку. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 40].

Сфалерит встречается в виде зерен аллотриоморфной формы, размером в среднем от 0,06 мм до 0,7 мм. Чаще всего он находится в прожилках. Сфалерит редко образует мономинеральные кристаллы, чаще он проявлен в ассоциации с галенитом в соответствии с рисунком 2.47.

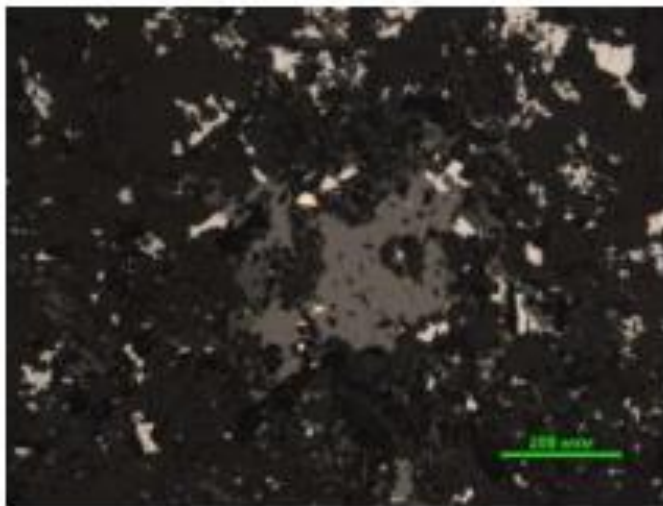


Рисунок 2.47 – Сфалерит в сростке с галенитом по прожилку. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 41].

Иногда, зерна по краям замещаются ковеллином. Блѣклая руда встречается редко и образует зерна аллотриоморфной формы в тесном сростании с галенитом и сфалеритом в соответствии с рисунком 2.48. [76, с. 40].

Ковеллин в виде тонкозернистых агрегатов отлагается в лишенных меди рудных минералах. Особенно характерно для сфалерита, в котором процесс замещения происходит вокруг зерен.



Рисунок 2.48 – Галенит в сростках со сфалеритом и блёклой рудой. Замещение сфалерита ковеллином. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [76, с. 41].

Галенит, вероятно, замещается халькозином, который в свою очередь замещается ковеллином в соответствии с рисунком 2.49. Гематит образует грубо-шестоватые агрегаты по прожилку. Мощность зерен составляет около 0,7 мм в соответствии с рисунком 2.50 [76, с. 41].

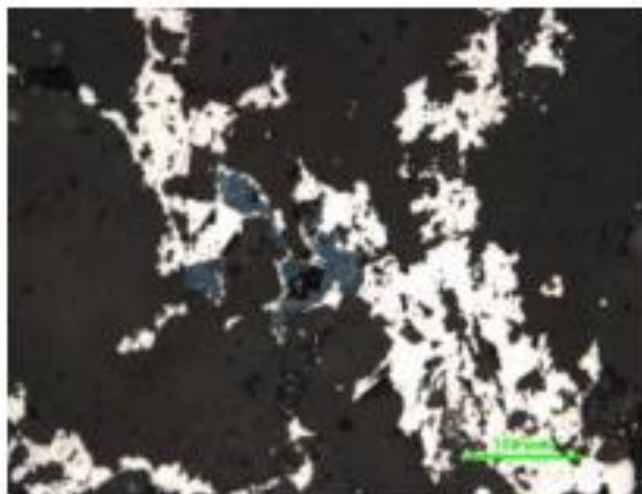


Рисунок 2.49 – Замещение галенита халькозином и ковеллином. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [26 с 41].

Гидроксиды Fe представлены гётитом и реже лепидокрокитом. Они выполняют различные по мощности прожилки. Часто видны замещения зерен пирита по краям и по трещинам катаклаза. Обнаружены псевдоморфозы гидроксидов Fe по пириту с остатками пирита и без них [76, с. 41].

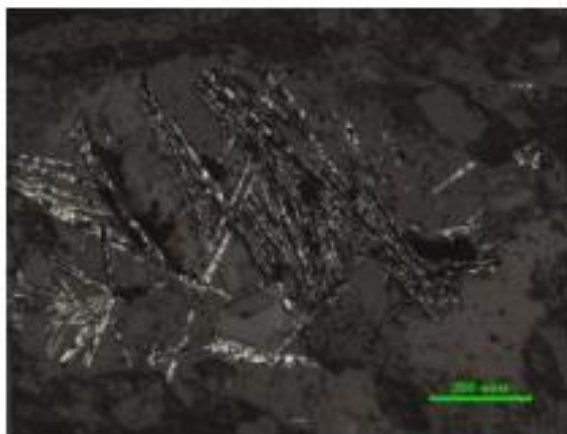


Рисунок 2.50– Гематит по прожилку. Полированный шлиф

Примечание – Составлено по источнику [26 с 41].

Руды на месторождении Алайгыр по составу являются монометальными, свинцовыми. Спорадически отмечаются участки, обогащенные цинком и медью.

Сульфидные руды представлены на месторождении двумя минеральными разновидностями: пирит-галенитовой, пирит-сфалерит-галенитовой [77].

Первая составляет основную часть промышленного оруденения (90%). Пирит-сфалерит-галенитовая минеральная разновидность не образует самостоятельных залежей и отмечается в контурах рудных тел в виде локальных зон без четких геологических границ [77, с 53].

Сульфидные руды сложены галенитом, с незначительной примесью пирита, халькопирита, сфалерита [77, с. 54].

Зона окисления на месторождении развита очень неравномерно. Глубина ее сильно колеблется от 50 до 220 м на Западном участке и от 80 до 190 м на Восточном, достигая максимальных значений в центральной части месторождения (18 разведочная линия). Граница зоны окисления с сульфидными рудами весьма неровная, нечеткая и устанавливается только по результатам фазовых анализов [77, с 55].

Окисленные руды характеризуются интенсивным развитием в них псевдо-порфорцеруссита и подчиненным количеством англезита по галениту. Галенит отмечается в виде реликтовых выделений, сыпи в церуссите.

Смешанные руды характеризуются частичным замещением галенита церусситом англезитом, а также часто представляют собой сульфидные агрегаты с зонами повышенной трещиноватости руд, полностью сложенными окисленными минералами свинца гидроокислами железа.

В программе Micromine по привязанным в среде визекс отчетным материалам (разрезам) были отстроены в виде стрингов границы окисленных и смешанных руд. Затем по стрингам были отстроены 3D модели этих границ в соответствии с рисунком 2.51.

Это позволило присвоить соответствующий тип руды для каждого блока в блочной модели.

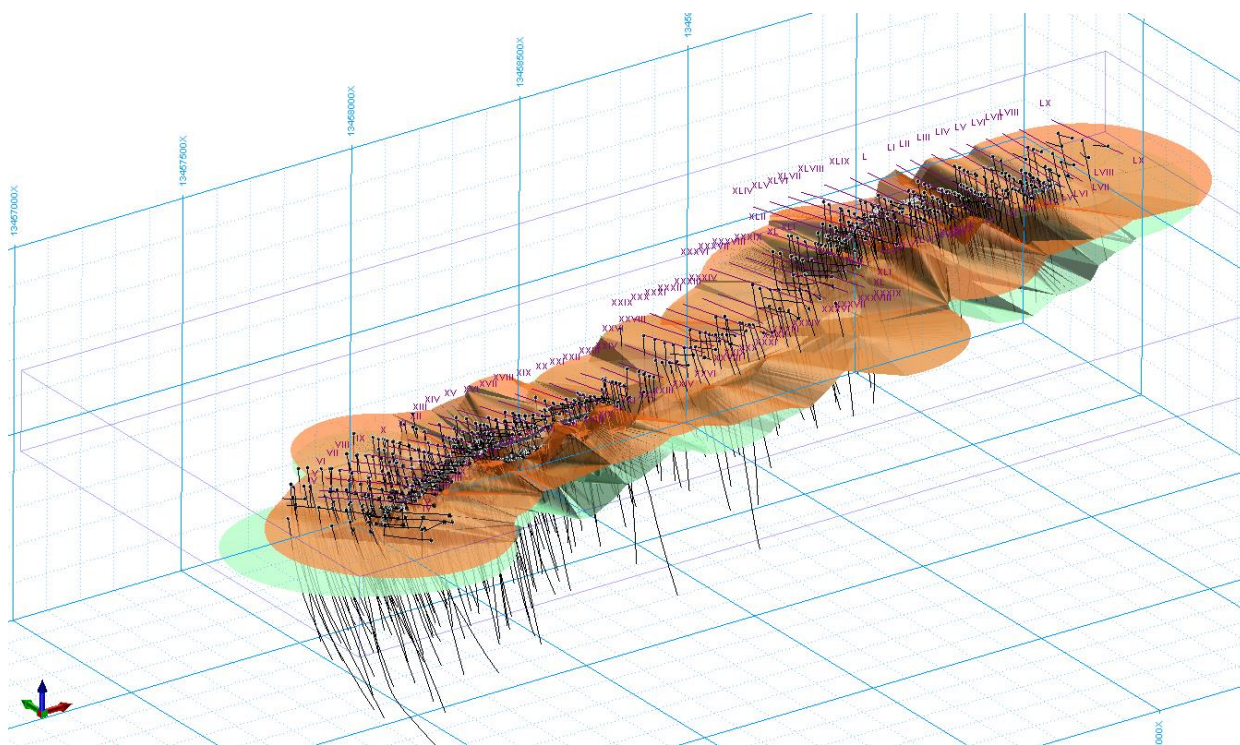


Рисунок 0.51 – Каркасные модели границ окисленных и смешанных руд

Химический состав проб руды определяли с использованием различных методов анализа [78,79]. По данным химического состава выявлено, что литофильные компоненты в составе всех типов руды месторождения Алайгыр существенно преобладают над рудообразующими. Основным из них является кремнезем. Его содержание в пробах находится на одном уровне и составляет 68,8- 72,5%. Доля остальных литофильных компонентов варьирует в широком диапазоне. Из них преобладают алюминий и калий (5,15-7,3% и 2,62-6,93%, соответственно). Рудообразующие элементы представлены железом, свинцом, цинком и серой. Массовая доля железа общего в пробах руды месторождения Алайгыр варьирует в диапазоне 0,41-1,13%. Доля серы в пробах составляет 0,04-2,69%. Содержание цинка находится в диапазоне 0,008-0,31%. Доля свинца в исследованных пробах составила 3,47-5,92%, а в пробе богатой сульфидной руды, этот показатель достиг 14,53%. Окисленные пробы руды в большей степени представлены окисленной минерализацией – 91,6% и 94,4% свинца в пробах Восточного и Западного участков, соответственно, находится в составе окисленных минералов. В пробе рядовой сульфидной руды 45% свинца находится в окисленной форме, в пробе богатой сульфидной руды – 15,9% окисленного свинца [76, с. 21].

Установлено, что свинец в пробе окисленной представлен преимущественно в окисленной форме, составляя 81,6%. В пробе сульфидной свинец преобладает в сульфидной форме – 63,4%. Другие цветные металлы, а также вредные примеси, такие как сурьма и мышьяк, не превышают сотых и тысячных долей процента, не представляют промышленной ценности и не повлияют на переработку руды. Ценным компонентом в пробах руды

месторождения Алайгыр является свинец, серебро может извлекаться попутно. Содержание серебра находится на уровне 12,4-28,6 г/т, исключения составляют богатая сульфидная проба с содержанием 64,5 г/т и окисленная проба руды с участка Восточный с содержанием менее 0,5 г/т [74, с. 21].

По данным, представленным в таблице 2.3, установлено, что химический состав пробы руды месторождения Алайгыр на 88,63% представлен литофильными компонентами. Основным из них является кремнезем, на долю которого приходится 68,09% от общей массы пробы. Доля глинозема находится на уровне 10,68%. Суммарная доля оксидов щелочных и щелочноземельных металлов в пробе составляет 8,39%. Среди них значительно преобладает оксид калия - 7,05%. На долю оксидов кальция и магния приходится 0,97 и 0,37% соответственно. Доля оксида натрия в пробе находится ниже предела обнаружения [74, с. 22].

Содержание углерода в пробе составляет 0,33%. Весь углерод находится в виде двуокси и входит в состав карбонатов [74, с. 22].

Рудообразующие элементы в пробе руды месторождения Алайгыр представлены железом и серой. Количество железа находится на уровне 1,27%. Железо в сульфидной форме значительно преобладает над окисленным железом. Сера присутствует в пробе в количестве 1,15% и в полном объеме входит в состав сульфидных минералов [74, с. 22].

Среди цветных металлов в пробе месторождения Алайгыр отмечается повышенное содержание свинца - 4,55%. Он является ценным компонентом. Для свинца выполнен фазовый анализ. Результаты анализа представлены в таблице 2.3

Помимо свинца ценным компонентом руды месторождения Алайгыр является серебро. Содержание серебра определяли методом прямого пробирного анализа. Для повышения достоверности результатов анализ выполнен на трех параллельных навесках.

Таблица 2.3

Фазовый анализ свинца в пробе руды

Величина	Форма нахождения свинца		
	Окисленная	Сульфидная	Всего свинца
Абсолютная	0,80	3,75	4,55
Относительная	17,6	82,4	100

Результаты пробирного анализа приведены в таблице 2.4

По данным пробирного анализа содержание серебра варьирует в диапазоне 24,09-25,4 г/т. Среднее содержание ценного компонента в пробе составляет 25,1 г/т.

Свинец в пределах рудных тел распределяется весьма неравномерно и содержания его колеблются по рядовым пробам от 0,3-0,62%.

Цинк и медь не играют в рудах месторождения никакой роли. Так же следует указать, что из всех перечисленных элементов промышленную ценность

имеет серебро. Кроме того, практический интерес представляют ртуть, кадмий и сурьма.

Таблица 2.4

Результаты пробирного анализа серебра

№ навески	Массовая доля, г/т
1	25,4
2	24,9
3	25,0
Среднее	25,1

Таблица 2.5

Химический состав руд

Компонент	Содержание, %		
	Сульфидные руды	Смешанные руды	Окисленные руды
Кремнезем	67,84	68,91	70,32
Двуокись титана	0,19	0,19	0,25
Глинозем	11,33	10,8	12,19
Железо общее	2,22	1,72	1,86
Окись марганца	0,06	0,03	0,05
Окись магния	0,41	0,27	0,45
Окись кальция	2,12	0,80	0,44
Окись натрия	0,54	0,34	0,29
Окись калия	7,50	7,41	8,60
Пятиокись фосфора	0,042	0,0042	0,055
Свинец	2,66	4,05	2,13
Цинк	0,099	0,06	0,023
Медь	0,013	0,011	0,028
Сернокислый барий	1,37	3,38	1,42
Сера общая	1,13	0,82	0,40
Серебро г/т	14,4	21,59	10,73
Селен г/т	< 5	< 5	< 5
Кадмий г/т	< 10-20.0	н / опр.	< 10
Теллур г/т	< 2	< 1	< 2-3.9
Ртуть г/т	1,67	4,22	0,88
Сурьма г/т	< 20 - 37	47	30
Галлий , г/т	137	15	17
Германий , г/т	2,0	н / опр.	1 - 1,1
Золото , г/т	не обнаружено	не обнаружено	не обнаружено
Фтор , г / п	0,05 - 0,2	н / опр.	0,05
Мышьяк , г / т	< 50	50	< 50 - 85
Индий,г / т	< го	< 0,5	< 1,0
Рений , г / т	< 0.04	< 0.04	< 0.04
Таллий,г / т	1,40	1,32	1,57
Кобальт , г / т	<40	н/опр.	<40
Никель , г / т	16,0	12,0	11,0
Сумма	97,52	98,83	98,51

Образование месторождения условно разделено на три стадии (Парилов Ю.С. 2012) дорудная, рудная, послерудная [80].

На месторождении отмечается широкое развитие окolorудноизмененных пород как показано выше [30, с. 168].

Гидротермальные изменения на месторождении Алайгыр проявляются довольно интенсивно и распространяются в форме продолжительной полосы вдоль рудных тел и зон тектонического дробления. Изменения в породах могут достигать мощности от 15 до 100 метров, что свидетельствует о значительном влиянии гидротермальной активности на геологическую структуру региона. Среди процессов гидротермальных изменений наиболее выражены серицитизация, окварцевание, пиритизация и калишпатизация. Эти процессы показывают широкое развитие и высокую интенсивность, особенно в зонах, где присутствует активное рудообразование. меньшим — хлоритизации, баритизации и альбитизации; последние три проявлены узко локально, вблизи рудных тел, зон дробления и рассланцевания. На основании всестороннего изучения соотношений различных новообразованных минералов между собой устанавливается наличие двух основных стадий гидротермальных изменений вмещающих пород — дорудной и рудной [30, с. 168].

В предрудной стадии произошли такие изменения как серицитизация, окварцевание, пиритизация, калишпатизация, хлоритизация и карбонатизация, а в рудной стадии — альбитизация, баритизация, вторичная серицитизация, вторичное окварцевание и вторичная пиритизация. Гидротермальные изменения в пострудной стадии, включая вторичное окварцевание и карбонатизацию, были слабо выражены. Особый интерес вызывают процессы, происходящие в предрудной и рудной фазах, поскольку они отражают уникальные особенности рудообразовательного процесса на данном месторождении. На поверхности эти породы претерпели гипергенное изменение, приведшее в основном к их осветлению вблизи рудных тел, что привело к формированию светло-серых, беловато-серых и желтовато-серых пород. В таблице 2.6 представлена обзорная схема различных типов окolorудных изменений с указанием на гипогенные и гипергенные разновидности, а также характерных для них минеральных новообразований [30, с. 168].

Изменения предрудной стадии отличаются формированием новообразований с высокой степенью их дробления, что происходило в период интенсивных деформаций. Отсутствие в составе этих новообразований низкотемпературных жильных минералов позволяет классифицировать эту группу изменений как принадлежащую к ранней, предрудной стадии гидротермального этапа [30, с. 170].

Серицитизация, один из наиболее широко распространённых процессов, регулируется тектоническими разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Зоны серицитизации, формирующиеся из-за однородности исходных пород, часто имеют жиловидную структуру и располагаются в виде симметричных полос вдоль рудных зон. Ширина этих полос варьируется от 8—10 до 80—100 метров в зависимости от степени трещиноватости. Наблюдаются чёткие переходы от интенсивно серицитизированных участков к слабоизменённым по простираению. Интенсивность серицитизации снижается вблизи рудных тел, что указывает на преобладание оруденения в зонах с относительно слабой серицитизацией. Это связано с последующим

метасоматическим замещением серицита более поздними минералами, такими как кварц, сульфиды и другие. [30, с. 170].

Таблица 2.6

Сводная схема процессов изменения месторождения Алайгыр

Вид изменения	Тип изменения	Породы, подвергшиеся изменению	Минеральные новообразования	
			нерудные	рудные
Изменения дорудной стадии	Серитизация	Кварцевые порфиры и их туфы	Серицит, кальцит,	Пирит
	Окварцевание	Кварцевые порфиры и их туфы	Кварц	—
	Пиритизация	Кварцевые порфиры и их туфы (ильменит, гематит-магнетит, основная масса)	—	—
	Карбонатизация	Кварцевые порфиры и их туфы (основная масса, полевые шпаты)	Кальцит, редко доломит	—
	Хлоритизация	Те же породы (цветные минералы и основная масса)	Хлорит, кварц	Пирит
	Калитшпатизация	Те же породы (основная масса)	Ортоклаз, кварц	—
Изменения рудной стадии	Баритизация	Кварцевые порфиры (основная масса)	Барит	Галенит, пирит, сфалерит, халькопирит
	Альбитизация	Кварцевые порфиры (основная масса и вкрапленники плагиоклаза)	Альбит, кварц	Галенит, блеклая руда
	Серицитизация II	Кварцевые порфиры (полевые шпаты, основная масса)	Серицит, кварц	
	Окварцевание II	»	Кварц, серицит	
	Пиритизация II	»	—	
Гипергенные изменения	Осветление	Серицитизированные кварцевые порфиры (плагиоклаз основная масса, серицит)	Серицит, гидрослюда (в малом количестве)	Церуссит, бедантит, пироморфит, платтнерит и др.
	Обеление	Те же туфы кварцевых порфиров (вкрапленники полевого шпата, серицит, основная масса)	Гидрослюда (в большом количестве)	Церуссит, бедантит, пироморфит, платтнерит и др.

В кварцевых порфирах и соответствующих туфах процесс серицитизации затронул как вкрапленники, так и основную массу породы, при этом обычно сохраняется первичная структура породы. Этот процесс протекал от плагиоклаза к калиевому полевоому шпату, хотя полная серицитизация последнего обычно не происходит. Серицит представляет собой мелкочешуйчатый бесцветный агрегат, который часто ассоциируется с мелкозернистым кварцем, иногда с хлоритом (в туфах) и кальцитом. Во многих случаях плагиоклаз замещается смесью серицита и кальцита, особенно в случае вкрапленников, где альбитовая часть обеднена. Химический процесс замещения плагиоклаза серицитом и кальцитом может быть представлен в ионной форме, что позволяет точно описать химический состав и динамику реакции:



Кальций при достаточном насыщении углекислотой уходил в раствор, а при недостаточном выпадал в форме кальцита (Шлигин, 1954). Но большая часть серицита в кварцевых порфирах и их туфах образовалась, по-видимому, по следующей реакции (Заварицкий, 1911):



Из данных таблицы 2.7 видно, что при серицитизации происходил лишь привнос K_2O . Остальные петрогенные элементы вели себя более или менее инертно. Отмечается тенденция к уменьшению содержания Al_2O_3 в серицитизированных разностях [30, с. 171].

Окварцевание проявляется в метасоматическом и прожилковом виде, причём мощности его проявлений варьируются в довольно широких пределах — от 7—10 метров до 60—80 метров по простиранию. Степень окварцевания пород может быть разной: от слабой, которая макроскопически не заметна, до интенсивной, при которой породы приобретают характеристики кварцитоподобных образований. Наиболее сильно окварцованные участки ясно прослеживают границы рудных зон, чётко выделяя их контуры [30, с. 171].

Количество кварца в породах, подвергшихся окварцеванию, значительно варьирует — от 5—10% до 40—50%, при этом первичная структура породы остаётся неизменной. Кварц формирует метасоматические выделения в виде угловатых «лапчатых» зерен в основной массе породы, которые отличаются извилистыми и зазубренными краями и характеризуются волнистым погасанием. Размер таких зерен составляет от 0,03 до 0,06 мм. В некоторых случаях кварц также присутствует в виде тесно расположенных друг к другу метасоматических прожилков, центральная часть которых состоит из более крупнозернистого агрегата (до 0,1 мм), переходящего к краям в мелкозернистые и неправильной формы выделения. Границы таких прожилков обычно нечеткие [30, с. 171].

Сравнение химического состава неокварцованных (или слабо окварцованных) и сильно окварцованных разновидностей кварцевых порфиров показывает, что в процессе окварцевания происходит привнос диоксида кремния (SiO_2) и небольшое уменьшение содержания оксида алюминия (Al_2O_3). С увеличением интенсивности окварцевания вмещающих пород снижается

содержание глинозема. В целом, кроме изменений в концентрации SiO_2 и Al_2O_3 , других значительных изменений в химическом составе пород при окварцевании не наблюдается [30, с. 171].

Хлоритизация, тесно связанная с процессами серицитизации и окварцевания, слабо развита на данном месторождении. Участки, подвергшиеся хлоритизации (в основном туфы), часто представляют собой узкие, прерывистые полосы, удалённые от рудных тел и приуроченные к зонам серицитизации. Иногда вблизи рудных тел можно заметить редкие хлоритовые прожилки, подчеркивающие местное распространение этого процесса. Хлорит образует мелкие прерывистые прожилки, оторочки, розетки, реже — небольшие гнездообразные скопления. Тонкочешуйчатые агрегаты светло-зеленого цвета обладают ясно выраженным плеохроизмом. Показатели преломления: $n_g = 1,589$, $n_p = 1,580$, двупреломление $n_g - n_p = 0,009$. Исходя из химических составов и соотношения Fe и Mg, данный хлорит может быть, отнесен к группе железистых. Наблюдающаяся местами коррозия хлорита серицитом позволяет считать хлоритизацию ранним процессом, при котором сколько-нибудь существенного изменения состава пород не происходило, исключая незначительный привнос железа и магния [30, с. 172].

Ортоклазизация. Среди основной массы кварцевых порфиров имеются мелкие (0,5 мм и редко более) линзообразные участки с ясной сферолитовой структурой. Измерения оптических констант показали принадлежность этих образований к подгруппе ортоклаза ($n_g = 1,528$, $n_p = 1,520$, $n_g - n_p = 0,008$, $2V = 60^\circ$). Отдельные выделения такого ортоклаза имеют правильные сферические очертания размером до 0,2 мм. Границы сферолитов с основной массой реакционные. Новообразованный ортоклаз ассоциирует с серицитом, кварцем, альбитом. Процесс ортоклазизации кварцевых порфиров несколько усиливался вблизи зон тектонических нарушений, при этом отмечалось уменьшение содержания SiO_2 и значительное увеличение K_2O (табл. 2.7) [30, с. 172].

Пиритизация I в дорудную стадию проявилась относительно слабо, затрагивая приблизительно 1,5—2% объема породы, но охватила значительные площади. В этой стадии пирит встречается в виде тонкорассеянной вкрапленности мельчайших эвгедральных и кубических зерен, размеры которых варьируются от 0,005 до 1—2 мм. Иногда пирит формирует мелкие гнездообразные скопления и развивается в основной массе породы, создавая кайму вокруг вкрапленников кварца и полевого шпата. Распределение участков дорудной пиритизации примерно совпадает с зонами дорудного окварцевания вмещающих пород. Тонкое рассеяние пирита в этой стадии предполагает его образование на месте за счет ильменита и магнетита, которые обычно пигментируют кварцевые порфиры и их туфы. Эта стадия пиритизации тесно ассоциируется с такими минералами, как рутил и лейкоксен [30, с. 173].

Карбонатизация наиболее интенсивно проявляется в туфах кварцевых порфиров и также широко развита в самих кварцевых порфирах. Этот процесс отмечается по значительным вертикальным протяжениям, хотя по горизонтали карбонатизированные породы довольно быстро выклиниваются, обычно на

расстоянии 30—40 метров. Основным новообразованным минералом при карбонатизации является кальцит, который метасоматически развивается в основной массе пород, и реже встречается в виде прожилков. В некоторых участках среди базиса пород также могут быть обнаружены редкие мельчайшие разрозненные ромбики доломита.

Химические изменения в процессе карбонатизации характеризуются значительным привнесением оксидов кальция (CaO) и железа (FeO), при этом содержание диоксида кремния (SiO₂) и оксида алюминия (Al₂O₃) уменьшаются. Поведение остальных петрогенных компонентов в основном остаётся постоянным, что подробно отображено в таблице 2.7 [30, с. 173].

Предрудные изменения отличаются наибольшей широтой развития и интенсивностью проявления, протекая в тесной связи друг с другом и в определённой последовательности, что приводит к формированию зональности в распределении изменённых пород.

Таблица 2.7

Химический состав слабоизмененных и измененных кварцевых порфиров месторождения Алайгыр

№ пробы	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
1136	Слабоизмененный кварцевый порфир	71,25	0,16	15,68	0,08	1,83
3652	Слабосерицитизированный порфир	75,10	0,19	11,25	0,86	1,25
3647	Серицитизированный порфир	72,80	0,18	12,26	0,28	1,67
3625	Окварцованный порфир	74,98	0,20	11,39	0,86	1,35
3627	» »	75,48	0,21	10,81	0,72	1,76
3649	Карбонатизированный порфир	72,80	0,25	11,05	0,43	2,09
3655	» »	73,63	0,19	10,57	0,76	0,87
4736	Альбитизированный порфир	74,64	0,35	11,88	1,22	0,49
970	Неосветленный кварцевый порфир	75,07	0,26	12,77	1,56	1,02
612	Осветленный порфир	73,70	0,29	13,64	1,26	1,21
647	» »	73,05	0,21	13,38	0,69	1,07
757	Обеленный порфир	74,32	0,17	15,35	0,79	0,62

№ пробы	P ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	SO ₃	S"	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
1136	0,05	0,08	0,41	0,08	—	—	6,50	2,60	0,10	0,70	99,17
3652	—	0,02	2,70	0,40	0,19	—	7,06	0,40	0,07	1,26	100,75
3647	—	0,02	2,54	0,50	—	0,50	9,70	0,28	0,05	—	100,78
3625	0,02	—	1,62	0,34	0,04	—	8,38	0,28	0,12	0,45	100,03

3627	0,02	—	1,85	0,42	—	—	8,36	0,35	0,01	—	100,59
3649	0,02	0,04	3,42	1,20	—	0,72	7,16	0,42	0,03	—	99,66
3655	—	0,04	4,38	0,28	0,03	—	7,80	0,42	0,05	1,69	100,70
4736	0,23	—	0,58	0,29	0,17	—	7,00	2,77	0,10	1,39	100,11
970	—	0,02	0,57	0,26	—	—	6,15	0,72	0,26	1,15	99,91
612	—	Сл.	0,27	0,13	—	—	7,40	0,12	0,19	1,45	99,14
647	—	0,02	0,71	0,26	—	—	8,94	0,28	0,16	1,00	98,99
757	0,04	0,03	0,70	0,06	1,00	—	4,86	1,04	0,30	3,10	99,59

В отличие от предрудных, изменения рудной стадии на месторождении Алайгыр проявились слабо и на ограниченных площадях, что придаёт им узко локальный характер. К таким процессам относятся альбитизация, баритизация, вторичная серицитизация, вторичное окварцевание и вторичная пиритизация. Баритизация тесно связана с рудными телами, подчёркивая ограниченное распространение бария за пределы основных каналов миграции растворов рудной стадии. Барит чаще всего образует мелкие прожилки, а иногда и неправильные крупнокристаллические гнездовые метасоматические выделения в основной массе кварцевых порфиров. В состав гнездовых выделений, кроме барита, входят такие минералы как галенит, пирит и кальцит, причём барит тесно ассоциируется с вторичным альбитом, серицитом и кварцем [30, с. 173].

Пиритизация II стадии происходит в пределах рудных тел, особенно в брекчированных участках, чётко отображая их контуры. Содержание пирита II в этих участках иногда достигает 4-5% от объёма породы, в среднем составляя 2-3%. Пирит II представлен мелкими рассеянными зёрнами в породе, которые обычно тесно ассоциируются с галенитом и имеют несколько оплавленные края; более редко встречаются более правильные кубические зёрна с признаками значительного дробления. Как и пирит более ранней генерации, пирит II развивается преимущественно в основной массе кварцевых порфиров, иногда замещая кварц. Его скопления часто формируют мелкие ветвящиеся прожилки, которые приурочены к системам мельчайших трещин. Эта характеристика позволяет пириту II играть важную роль в определении структурных и минералогических особенностей рудных тел. [30, с. 174].

Серицитизация II стадии отличается от дорудной серицитизации более крупной чешуйчатостью серицита, размер чешуек которого достигает 0.1—0.2 мм. Этот серицит тесно связан с участками оруденения, заполняя промежутки между зёрнами кварца и иногда формируя скопления вокруг таких сульфидов, как пирит и сфалерит. Часто серицит II образует прожилки, которые облекают сульфиды, добавляя структурной сложности в минеральную матрицу. По времени формирования, серицит II появляется после барита, но до альбита, что указывает на его роль в последовательности минералообразующих событий в рудной стадии. По оптическим константам этот серицит может быть классифицирован как фенгит, что подчёркивает его отличительные минералогические характеристики в контексте метаморфических и метасоматических процессов. [30, с. 174].

Альбитизация на месторождении Алайгыр является типичным явлением для околорудных изменений рудной стадии. Альбит в этих условиях формирует мелкие изометричные выделения в основной массе кварцевых порфиров или происходит замещение вкрапленников полевого шпата. Встречается тесная ассоциация альбита с такими минералами, как галенит, барит, вторичный кварц, вторичный серицит и вторичный пирит, что подчеркивает его роль в комплексе рудообразующих процессов. Альбитизация также проявляется вокруг трещин, где она может достигать значительной интенсивности с формированием линзообразных зон толщиной от 20—30 см до 1 метра в некоторых местах. Химически, процесс альбитизации сопровождается значительным привнесением оксида натрия (Na_2O) и оксида железа (Fe_2O_3), а также выносом диоксида кремния (SiO_2) и оксида алюминия (Al_2O_3), что отражено в таблице 2.7. Эти изменения подчеркивают метасоматический характер процесса и его влияние на минеральный состав пород в зоне рудных тел [30, с. 174].

Окварцевание II тесно связано с рудообразующими процессами, что ярко проявляется в кварцевых порфирах. Этот процесс характеризуется формированием сети мелких прожилковых выделений прозрачного кварца толщиной от 0,1 до 0,5 мм. Эти прожилки часто содержат включения галенита, пирита II и других сульфидов, распределенные по зальбандам, что подчеркивает их рудный характер. Такое окварцевание не только способствует укреплению структуры породы, но и создает каналы для миграции и концентрации полезных ископаемых, что важно для понимания геологической истории месторождения и определения потенциальных зон обогащения рудными минералами [30, с. 174].

Среди разнообразия кислых эффузивов, таких как фиолетовые и зеленые альбитофиры, кварцевые порфиры и их туфы, а также фельзиты и фельзит-порфиры, оруденение предпочтительно локализуется в рудах кварцевых порфиров. Исследование этих пород показало, что пористость варьируется в довольно широких пределах: от минимальных значений в фиолетовых альбитофирах до 3% в осветленных кварцевых порфирах. Особенно важно, что интенсивность оруденения напрямую коррелирует с эффективной пористостью пород.

Это подчеркивает тот факт, что более пористые породы, такие как кварцевые порфиры, предоставляют больше путей для миграции и удержания минерализующих растворов, что способствует лучшей концентрации полезных ископаемых в этих участках. Такая информация может быть критически важной для геологической разведки и планирования добычи, так как указывает на потенциально богатые рудные зоны в пределах кислых эффузивов [30, с. 180].

Широкое развитие дорудных процессов существенно повлияло на увеличение пористости вмещающих пород, что, в свою очередь, создало оптимальные условия для рудоотложения. Важную роль в этом процессе играл химический состав кварцевых порфиров, особенно повышенная концентрация химически активного калия, способствующая изменениям в минералогическом составе и структуре породы. Однако основное значение для рудообразования имело наличие зоны трещиноватости, которая локализовала и направляла поток

растворов, насыщенных минерализующими компонентами. Эта зона трещиноватости действовала как канал для миграции и концентрации рудообразующих элементов, что способствовало образованию рудных тел в определённых геологических условиях. Таким образом, именно комбинация химических и структурных факторов определяла эффективность и местоположение рудных залежей в рамках геологической истории месторождения[30, с. 180].

Выводы по второму разделу:

Исследования руд месторождения Алайгыр выявили их сложный состав и условия формирования. Руды состоят из эффузивных и вулканогенно-обломочных пород, которые подверглись метаморфизму различной степени. В ходе анализа были идентифицированы риолиты, туфы кислого состава и метасоматиты различного состава, что указывает на высокую изменчивость пород по химическому и минеральному составу. Присутствие кварцевых и доломитовых прожилков различной мощности, а также гематитовых и лимонитовых прожилков, корок и налётов свидетельствует об активных процессах гидротермального изменения и окисления. Широко развитый галенит, а также редко встречающиеся сфалерит, пирит, блёклая руда, ковеллин и марказит подчеркивают полиметаллическую природу руды. Особенно значительно преобладание окисленных форм свинца, что указывает на высокий уровень окисления в некоторых частях месторождения.

Основным компонентом руды является кремнезем, чьё содержание колеблется от 68,8 до 72,5 %, что характерно для кислых вулканических пород. Элементы, такие как алюминий и калий, также присутствуют в значительных количествах, в то время как содержание рудообразующих элементов, таких, как железо, свинец, цинк и сера, варьирует в более узких пределах. Свинец в рудах представлен главным образом галенитом, церусситом и англезитом, с небольшим количеством плюмбоярозита, который является нефлотируемым и неизвлекаемым. Это свидетельствует о сложных условиях минерализации и сохранения свинца в рудах. Серебро, хотя и присутствует в незначительных количествах, может извлекаться попутно, что повышает экономическую ценность руд. Цветные металлы, такие, как цинк и медь, встречаются в небольших количествах, что подчеркивает преобладание свинца в минерализации месторождения.

Руды свинца и промышленные концентрации этих металлов на месторождении возникли в эндогенном постмагматическом этапе.

Месторождение свинца Алайгыр расположено в околоинтрузивной зоне, что является ключевым фактором в его геологической истории и минералогии. Находясь всего в одном километре от активного контакта гранитного плутона с осадочными и эффузивными породами, месторождение сложено преимущественно риолитовыми толщами.

Такая близость к гранитному плутону указывает на возможное влияние магматической активности на процессы рудообразования. Гранитные интрузии часто являются источниками тепла и металлонесущих флюидов, которые могут мигрировать в окружающие породы, включая риолиты. Эти флюиды могут вступать в реакцию с окружающими породами, вызывая изменения, такие как серицитизация, силицификация и карбонатизация, которые создают благоприятные условия для концентрации рудных элементов, включая свинец.

Близость к активным геологическим структурам, таким как трещины и разломы, обеспечивает пути для миграции растворов и газов, что дополнительно способствует образованию и локализации рудных зон.

Наличие зоны трещиноватости оказало ключевое влияние на процесс рудообразования. Эти трещины функционировали как каналы, по которым растворы, богатые минерализующими компонентами, могли перемещаться и концентрироваться в определённых участках. Таким образом, трещиноватость не только облегчала проникновение растворов в глубинные слои породы, но и способствовала их задержке и последующему отложению полезных ископаемых.

Эта локализация и направление потоков через трещины обуславливает формирование рудных тел там, где условия наиболее благоприятны для рудоотложения, например, в участках с повышенной пористостью или определённым минеральным составом пород.

В конечном итоге, данные исследований подчеркивают сложную природу месторождения Алайгыр, где геологические, минералогические и химические процессы взаимодействуют, формируя уникальную рудную систему, ограниченную зонами интенсивного гидротермального изменения.

В результате исследований автором выделен алайгырский тип оруднения, к особенностям которого относится в первую очередь двоярусность строения. Верхний ярус представлен пластообразными залежами гидротермально-метасоматических руд, которые на глубинных горизонтах сменяются крутопадающими гидротермально-метасоматическими залежами, включая те, что известны на месторождении Алайгыр. Таким образом, Алайгыр можно рассматривать как корневую часть месторождений алайгырского типа, представляющую внутреннюю часть бывших концентраций руд, относящихся к гиповулканогенной фации. Эта трактовка значительно способствует пониманию генезиса таких месторождений. Эти данные подчеркивают сложность и многоуровневую структуру рудных тел, что важно для точного определения стратегий их разработки и изучения.

3 РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ УСПЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

3.1 Рудоконтролирующие факторы свинцового оруденения алайгырского типа руд

Изучение закономерностей размещения свинцово-цинковой минерализации региона, ее минералогии, геохимических особенностей и генезиса позволяет наметить некоторые критерии поисков и локального прогнозирования, которые могут быть использованы в практике геолого-поисковых и разведочных работ [78, с. 134].

В результате геолого-экономической оценки в Казахстане 44 месторождения, содержащие свинец, цинк и другие металлы (52,4 %), получили положительную оценку, т.е. запасы по ним являются активными [81].

Алайгырский тип оруденения до последнего времени был малоизучен Центральном Казахстане, однако, в настоящее время известны месторождения, которые можно считать похожими на этот тип в геолого-структурном и генетическом отношениях [82].

Алайгырское рудное поле располагается в точке соприкосновения Успенской и Уралбайской структурно-металлогенических зон, которые определяют расположение множества полиметаллических и медных месторождений, включая Алабугу и другие. Также территория находится в месте пересечения двух крупных зон линейных дислокаций и глубинных разломов, играющих ключевую роль в размещении месторождений следующих типов: а) полиметаллические месторождения Кызылшоқы, Комкор, Алайгыр, Самомбет, Беркара; б) месторождения Узынжал, Аксоран, Батыстау, Уралбай, Коратагайбай, находящиеся в Узынжал-Карагайлинской зоне [80, с. 289].

Рудопроявления Успенского района отличаются потенциально высокими перспективами для обнаружения рудных месторождений, благодаря наличию значимого поперечного флексурного сдвига. Вдоль этого сдвига образовались широкие зоны даек с кисло-основным составом.

Свинец чаще всего получают из рудного минерала галенита, который встречается в нескольких совершенно разных типах рудных тел цветных металлов [83].

Галенит, представляет собой природную минеральную форму сульфида свинца [84].

На территории рудного района широко представлены сложные вулканогенные образования средне-верхнедевонского возраста, к которым приурочено месторождение Алайгыр, а также терригенно-кремнисто-карбонатные фации фаменского-нижнетурнейского возраста, с которыми связаны крупные барит-полиметаллические месторождения в соседних районах [30, с. 289].

Район характеризуется сложной тектонической структурой с широким развитием разнообразных складчатых структур и разрывных нарушений различных уровней [30, с. 289].

Пластообразные залежи гидротермально-метасоматических руд должны находиться в более глубоких зонах. Зоны, где породы были изменены гидротермальным воздействием, содержащим насыщенные минералами и металлами растворы, характеризуются полиметаллической минерализацией. С этими областями часто связаны месторождения таких металлов, как золото, серебро, медь, свинец, цинк и другие.

Особенности гидротермальных зон заключаются в следующем.

- 1) Происходят существенные изменения пород, а их химические изменения в результате гидротермальной активности приводят к образованию новых минеральных составов и текстур, включая кварц, пирит, карбонаты, серицит и альбит.
- 2) С ними часто связана полиметаллическая минерализация, зоны обогащены несколькими типами металлических руд, в том числе полиметаллическими.
- 3) Гидротермальная минерализация может ассоциироваться с различными геологическими структурами, в том числе с вулканическими и субвулканическими.

Структурные особенности заключаются в том, что эти зоны часто связаны с разломами и трещинами, которые служат каналами для проникновения горячих растворов [30, с. 290].

В отложениях фаменско-турнейского яруса наблюдается четкая фациальная изменчивость, включая глинисто-кремнисто-карбонатные породы с присутствием форм с брекчиевидной и узловатой текстурами, а также обилием кремнистого и углисто-кремнистого материала.

Наличие экзогенных ореолов рассеяния свинца, цинка, бария указывает на полиметаллическое оруденение. Кроме того, обнаружена положительная магнитная аномалия, которая локализована в узкой линейной полосе вдоль эндоконтакта гранитоидной интрузии. Эти явления подчеркивают значимость этих геологических и геохимических характеристик для поиска и изучения полиметаллических месторождений [30, с. 290].

В связи с тем, что в процессе работ на участке основной объем оценочных горно-буровых работ был направлен на поиски стратиформных месторождений атасуйского типа, необходимо более детально остановиться на характеристике рудных проявлений алайгырского типа [30 с 290].

Практически все стратиформные полиметаллические месторождения в Центральном Казахстане ассоциируются с кремнисто-глинисто-карбонатной фацией отложений фаменско-турнейского ярусов. Большинство таких месторождений находятся в Успенском рудном районе. Здесь полиметаллические месторождения входят в парагенетическую ассоциацию с железомарганцевыми рудами и часто сопровождаются процессами баритизации. Это свидетельствует о сложных геохимических процессах и геологической

истории района, которые способствовали формированию уникальных условий для образования и концентрации полиметаллических руд [30, с. 290].

Другой из характерных особенностей руд месторождений алайгырского типа, подобно известным атасуйским месторождениям, является их расположение во внешней зоне области сочленения каледонид и герцинид, или в области незавершённой каледонской стабилизации. Эта зона отличается активной переработкой каледонских структур в герцинское время и была местом интенсивной магматической активности в девонский период, непосредственно перед фаменской морской трансгрессией [30, с. 290].

Месторождения в этих областях обычно связаны с консидиментационными грабен-синклиналями, верхний структурный этаж которых состоит из пород фаменского и более молодого возраста. Сами месторождения часто находятся на крыльях и в призамковых частях высокопорядковых складок, во флексурах и в узлах их пересечений, а также в зонах, где складчатые и разрывные дислокации сопрягаются. Центральные зоны месторождений обычно приурочены к участкам с наиболее выраженной тектонической активностью и интенсивной гидротермальной переработкой пород. Это подчеркивает сложность и многообразие геологических и геохимических процессов, определяющих формирование этих уникальных месторождений [30, с. 290].

Литолого-фациальные факторы оказывают значительное влияние на распределение и характеристики месторождений полезных ископаемых. Изучение этих факторов позволяет выявить следующие закономерности в размещении месторождений [84].

Фациальные особенности. Месторождения часто приурочены к определённым литологическим фациям, которые могут обладать особыми физическими свойствами (пористость, проницаемость) или химическим составом, способствующим концентрации минералов. Например, карбонатные фации могут способствовать образованию свинцово-цинковых месторождений за счёт своей способности к растворению и последующей минерализации [85].

Пространственное распределение. Фации часто распределяются неоднородно по площади и в разрезе, что создаёт локальные ловушки для минерализующих растворов. Это означает, что месторождения могут формироваться в зонах, где определённые литологические фации пересекаются с другими благоприятными факторами, такими как структурные разломы или пересечения [86].

Изменчивость по вертикали: В вертикальном профиле могут наблюдаться значительные изменения фаций, что также влияет на расположение и характеристики месторождений. Вертикальные переходы от одной фации к другой могут способствовать образованию стратиграфических или диагенетических ловушек для минералов.

Временные аспекты: Различные фации могут формироваться в разное геологическое время, что влияет на последующие процессы оруденения. Фации, возникшие в определённые геологические периоды, могут быть более или менее

подвержены определённым минерализационным процессам в зависимости от изменения геологической среды и климата.

Взаимодействие с тектоническими структурами: Фации могут взаимодействовать с крупными тектоническими структурами, такими как разломы и складки, что также влияет на миграцию и концентрацию растворов, насыщенных минералами. Это взаимодействие часто определяет, где именно в пределах литологических единиц могут образоваться месторождения. В частности, установлены следующие закономерности.

а) Железомарганцевая минерализация присутствует во всех типах стратиграфических разрезов, характерных для рудоносной формации, включая прибрежные алевролит-песчаниковые слои; умеренно глубоководные карбонатные отложения, представленные органогенными рифами и биогенными известняками; глубоководные иловые впадины с отложениями, состоящими из чередующихся тонкозернистых углистых глинисто-кремнисто-известковистых пород и детритовых известняков; а также глубоководные среды, аналогичные предыдущим, но с добавлением продуктов подводного базальтового вулканизма, включая лавы, туфы и туффиты.

б) Пластообразные залежи полиметаллических руд обнаруживаются исключительно в отложениях иловых впадин, которые часто содержат ритмиты и слоистое углистое вещество. В этих условиях прожилково-гнездовая минерализация встречается во всех типах пород, включая железомарганцевые руды.

в) Стратифицированные залежи свинца и цинка обычно находятся под слоями железных руд и редко между ними.

г) Рудные поля и месторождения часто ассоциируются с зонами латерального замещения одних пород другими, представляя собой зоны фациальных переходов, что является типичной чертой рудоносных формаций.

д) Значительный градиент фациальных замещений и изменений мощности особенно характерен для слоев, содержащих минерализацию, и является основной особенностью рудоносных формаций фаменского-турнейского периода.

Околорудные изменения, типичные для прожилково-гнездовых полиметаллических руд, включают баритизацию, окварцевание, калишпатизацию, альбитизацию и серицитизацию, в меньшей степени проявлены карбонатизация, анкеритизация и хлоритизация. Во внешней зоне околорудных изменений наблюдается осветление пород, связанное с разложением углефицированной органики и перекристаллизацией карбонатов. В рудных полях месторождений нижняя граница коры выветривания отличается высокой степенью изрезанности и наличием глубоких "карманов", что не характерно для безрудных участков, более устойчивых к гипергенным процессам.

Многие общие черты позволяют объединить их в одну группу, где месторождения представлены линзами и жилообразными телами прожилково-вкрапленных полиметаллических руд, приуроченных к зонам дробления и

трещиноватости в эффузивных и метаморфизованных осадочных породах. В качестве определяющих признаков при группировке месторождения были приняты вещественный состав руд, состав вмещающих толщ, характер изменений боковых пород, структурно-морфологические особенности рудных тел [30, с. 289].

Морфология месторождений отличается рядом характерных особенностей, таких как чёткая пластовая и линзовидная форма залежей первого (вулканогенно-осадочного) этапа, а также более сложная конфигурация тел барит-полиметаллических руд гидротермально-метасоматического этапа, приближающихся к линзообразным формам. Отложения второго этапа имеют чёткое зональное строение, с баритовыми или кварцевыми метасоматитами в центральных частях и бедными сфалерит-пиритовыми рудами на периферии, где промежуточную зону занимают барит-полиметаллические руды с изменяющимся содержанием свинца и цинка [30, с. 291].

При обсуждении перспективности оруденения алайгырского типа важно учитывать тот факт, что не следует ожидать появления месторождений, полностью идентичных другим. Особенности каждого месторождения определяются уникальными геологическими условиями, которые могут значительно отличаться даже в пределах одного типа. Алайгырский тип оруденения имеет определённые геохимические, минералогические и структурные характеристики, которые формировались в специфических геологических условиях [30, с. 291].

Таким образом, анализ подобных месторождений требует комплексного подхода и глубокого понимания геологических процессов в конкретной области. Это помогает не только определить потенциал месторождений, но и предсказать возможные изменения в их структуре и составе.

3.2 Поисковые критерии оруденения алайгырского типа

Условия ведения поисков месторождений определяются в первую очередь типом модели и характером изменения первоначальной ориентировки рудовмещающих горизонтов и рудных тел (табл.3.1) [87 с 62].

Таблица 3.1
 Типы рудных полей и их прогнозно-поисковые признаки

Элементы-признаки	Рудные поля с колчедансодержащим цинково-свинцовым оруденением	Рудные поля с колчеданнополиметаллическими месторождениями в углеродистотерригенных толщах	Рудные поля со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных комплексах
Рудовмещающая палеоструктура	Палеопрогреты II-III порядков		Палеоподнятия II-III порядков с биогермными постройками
Надрудная формация	Песчано-глинисто-сланцевая и углеродисто-известняковая (флишоидная)	Толщи углеродисто-терригенно-карбонатной формации	Вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации
Рудоносная формация и её геологический возраст	Углеродисто-кремнисто-карбонатная позднерифейская с преобладанием хемогенных карбонатных фаций повышенной магнезиальности и железистости (до сидеритов). Верхний рифей	Вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатнотерригенная (черносланцевая), в составе которой преобладают углеродистые карбонатно-алевритоглинистые сланцы. Верхний рифей	Терригенно-карбонатная (биогермная) с примерно равным соотношением терригенного и карбонатного материалов. Возможно наличие вулканогенных фаций. Верхний рифей
Рудовмещающая фациальная зона по отношению к центрам вулканизма	Удалённые зоны	Промежуточная зона	Периферия биогермных построек, представленных в современных структурах структурноформационными блоками II-III порядков

Подрудная формация	Песчано-глинисто-сланцевая и углеродисто-известняковая (флишоидная)	Терригенно-карбонатная (биогермная) формация с органогенными и глинистыми известняками, доломитами	Кремнисто-алевролитово- глинистые и алевритово- глинистые отложения песчано-глинисто-сланцевой формации
Минералогическ е	Без ореолов вкрапленной минерализации	Вкрапленная послойная пиритовая минерализация, в углеродсодержащих горизонтах достигает максимальных концентраций на рудоносных участках	Общая пиритовая заражённость выше фоновой. Форма выделения -гнезда, обломковидные выделения и сингенетичная послойная минерализация
Геохимические	Повышенные по отношению к региональному кларку концентрации локальных аномалий свинца и цинка, реже серебра		

Примечание – Составлено по источнику [87,с. 62]

Разнообразие структурно-морфологических типов оруденения и вещественного состава месторождений является характерной чертой для месторождений свинца Центрального Казахстана и объясняется сложностью тектонического строения региона геологической обстановки формирования оруденения [88].

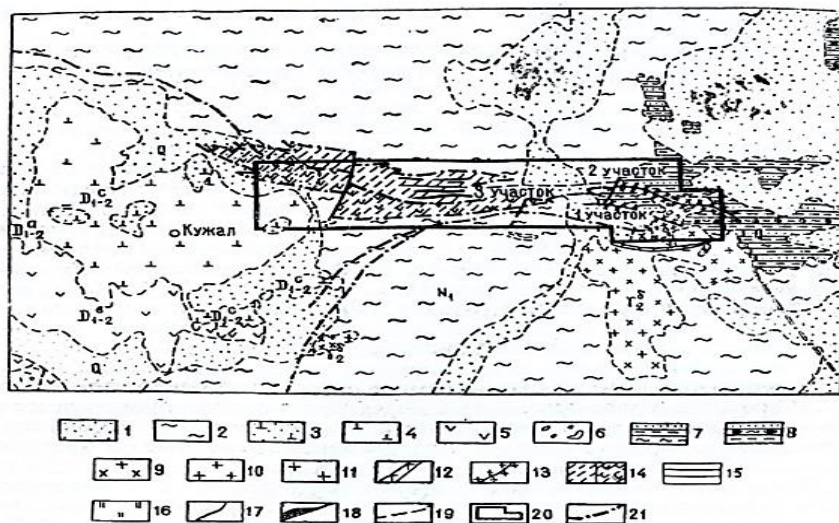
Для более полного представления о металлогении района необходимо в краткой форме рассмотреть геологическую позицию наиболее распространенных типов месторождений.

Имеющиеся в районе месторождения и рудопроявления можно сгруппировать в четыре рудных формации:

- 1) Гидротермально-осадочная полиметаллическая в связи с терригенно-осадочными породами верхнего девона нижнего карбона.
- 2) Гидротермальное среднетемпературная полиметаллическая в связи с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами девона.
- 3) Гидротермальная редкометальная штокверковорудная в связи с лейкократовыми гранитоидами нежнепермского (акчетауского) интрузивного комплекса.
- 4) Скарновая контактово-метасоматическая медно-полиметаллическая с молибденом, вольфрамом, висмутом, локализованная, как правило во вмещающих интрузии карбонатно-терригенных породах верхнего девона нижнего карбона.

К алайгырскому типу оруденения можно отнести месторождение Джусабай [89]. Оруденение приурочена к разрывным зонам секущих эффузивов девона-нижнего карбона. Рудные тела представлены кварцевыми жилами зонами окварцевания, цементирующими зоны дробления, рассматривается как переходное к кварцево-жильному типу месторождений, но не является перспективным [80, с. 290].

Следующее месторождение этого типа - Кужал в соответствии с рисунком 3.1 [90].



1 — суглинки, супеси, пески, галечники; 2 — зеленовато-серые загипсованные песчаники; 3 — кристаллические туфы; 4 — плагиоклазовые порфиристы, кварцевые и

бескварцевые альбитофиры; 5 — роговообманковые и пироксеновые порфириды, порфириды, порфириоиды и их туфы; 6 — грубовалунчатые конгломераты; 7 — песчаники, алевролиты; 8 — рас- сланцованные песчаники и алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы; 9 — гранодиориты; 10 — лейкократовые и аляскитовые граниты; 11 — гранит- порфиры; 12 — дайки альбитофиров, порфиринов, диорит-порфиринов; 13 — зоны гидротермально-измененных пород; 14 — зоны интенсивного окремнения и серицитизации пород (по данным буровых скважин) по алевролитам, песчаникам, конгломератам, эффузивным породам; 15 — кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые породы (метасоматиты); 16 — ороговикование пород; 17 — линии тектопических нарушений; 18 — рудные тела; 19 — геологические контуры; 20 — месторождение Кужал; 21 — геологические контуры под рыхлыми отложениями

Рисунок 3.1 – Схема геологического строения района месторождения Кужал (по- н. К. Двойченко).

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 158]

Оно залегает среди туфогенно-осадочной толщи нижнео палеозоя, прорванной гранодиаритами. Оруденение приурочено к широтной зоне разлома представлено линзообразными крутопадающими телами прижилково-вкрапленных полиметаллических руд среди окварцеванных, серицитизированных, хлоритизированных туфогенно-осадочных пород [30, с. 290].

Руды месторождения несут определенные следы динамометаморфизма, проявившегося наиболее ярко в участках послерудных тектонических подвижек. В этот этап происходил не только катаклаз, но и, возможно, частичное переотложение вещества руд. С гипергенным этапом связано образование зоны окисления.

Помимо общности морфологии условий залегания месторождения алайгырского типа имеют ряд других специфических чёрт:

- простой состав при резком преобладание свинца на цинком, сравнительно высокие содержания свинца в рудах;
- наличие обогащенных рудных столбов, характер рудных выходов зоны гипергенного осветления;
- месторождения тяготеют региональным глубинам тектоническим зонам и приуроченных к участкам дробление повышенной трещиноватости пород [30, с. 290].

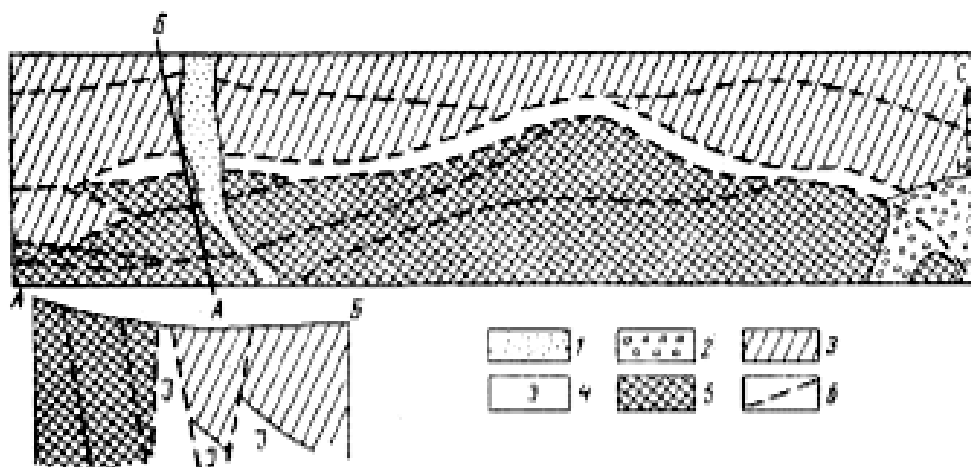
Основными формациями оруденения алайгырского типа являются гидротермально-осадочная, гидротермальная среднетемпературная, гидротермальная редкометальная штокверковорульная, скарновая контактово-метасоматическая медно-полиметаллическая. Рассмотрим их.

1. Типичным представителем гидротермально-осадочной формации являются ранее минерализации-Промежуточная и Северная, расположенные непосредственно на площади работ, которые в процессе поисков были изучены горно-буровыми работами (рудопроявление Ирек) и переведены в разряд рудопроявлений [80, с. 291].

Типичным представителем этого типа в районе является месторождение Алабуга в соответствии с рисунком 3.2, расположенное западнее участка работ в 32-35 км. Характерно, что это месторождение располагается на рудопроявлении Ирек. Здесь зоны барит-полиметаллического оруденения приурочены к

субмеридиональной поперечной антиклинальной складке, осложняющей общую структуру субширотного простирания. Непосредственно рудные тела контролируются тектонически осложненным контактом песчано-углисто-кремнистых отложений сокурского горизонта нижнего карбона (надрудная часть) с кремнистыми известняками фаменского яруса (подрудная часть). По простиранию рудные зоны прослежены более чем на 500м, а на глубину отдельными скважинами до 200-250м. Выделяется два типа оруденения:

а) Послойное предположительно сингенетичное вкрапленное, густовкрапленное, представленное галенитом, сфалеритом с обилием сингенетичного полиморфного пирита. Оруденение локализуется непосредственно в контакте карбонатных и терригенно-осадочных пород.



1-современные отложения, 2- флювиогляциальные отложения, 3 – неоген, 4 юрские углосные отложения, 5 –палеозой, 6 - разрезы

Рисунок 3.2 Сематическая карта месторождения Алабуга по А. Гильмитдиновой

Примечание – Составлено по источнику [30, с 128]

б) Вкрапленное, прожилково-вкрапленное оруденения, располагающееся непосредственно в известняках, вблизи контакта с терригенными фациями. Оруденение в подавляющем большинстве замещает цемент комковатых известняков, подчеркивая петельчато-комковатую структуру последних, либо располагается послойно и совсем редко – в форме секущих разноориентированных прожилков. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит. В подчиненном количестве присутствует пирит. Баритизация слабо проявлена. Оруденение промышленное, но в изученной части описываемого участка запасы металла небольшие. Устанавливаются значительные перспективы месторождения в восточном фланге, в зоне контакта терригенно-осадочных пород и известняков [80, с. 291].

2.Формация гидротермальных среднетемпературных полиметаллических месторождений в связи с вулканогенными породами девона в районе представлена широко.

Типичным ее представителем является месторождение Алайгыр в соответствии с рисунком 3.3. Кроме того, в районе известен ряд перспективных

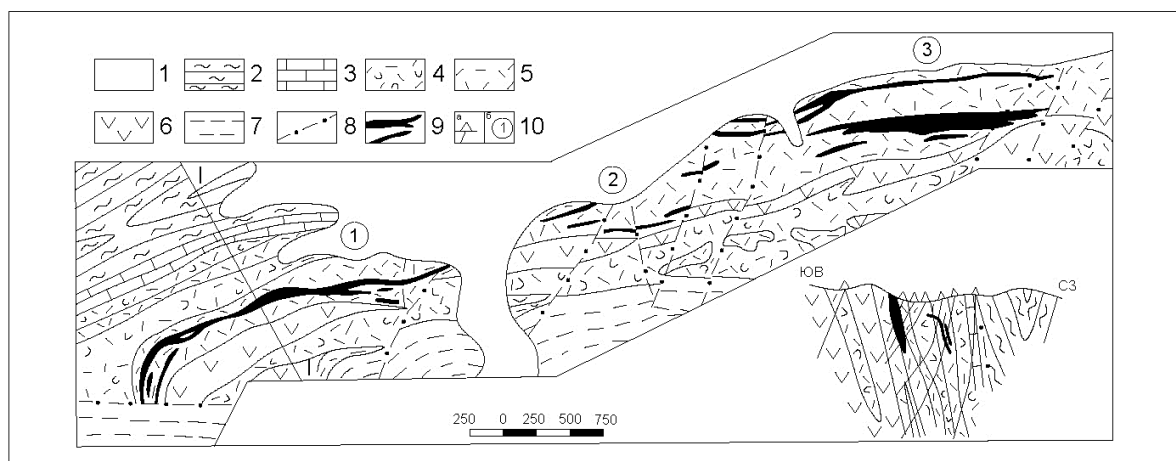
рудопроявлений подобного типа. К ним можно отнести рудопроявление Акшабай, расположенное на северо-восток от изучаемой площади в 15-20 км, рудопроявление Уста, локализованное на том же структурно-металлогеническом уровне, что и месторождение Алайгыр, расположенное на запад в 55-60 км. В настоящее время месторождение Алайгыр подготавливается к эксплуатации, тем не менее в результате того, что оно было разведано в 50-60 гг. многие вопросы его генетической принадлежности остаются неясными.

Тип месторождения – Свинцово-цинковый стратиформный в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах (VMST), рудоносная геологическая формация – терригенно-карбонатная (биогермная). Рудовмещающие палеоструктуры – биогермные постройки на склонах палеоподнятий. В пределах формации выделяются два минеральных типа месторождений: галенит-сфалеритовый в силицит-доломитовых и кремнисто-доломитовых породах и пирит-галенит-сфалеритовый в доломитовых, глинисто-доломитовых и известняково-доломитовых породах [80, с. 61].

Сложено месторождение вулканогенно-осадочными породами, которые образуют антиклинальную структуру субширотного-северо-восточного простирания. В лежащем боку рудной зоны (подрудная пачка) преимущественным распространением пользуются покровные вулканогенные породы, принадлежащие к альбитофировой толще среднего-верхнего девона. Висячем боку (надрудная пачка) преимущественным распространением пользуются туфогенные и туфогенно-осадочные породы. Вмещающие оруденение породы подвержены околорудным изменениям, выраженным окварцеванием, калишпатизацией, пропилитизацией, баритизацией. Оруденение представлено крутопадающими, сложной формы, согласно залегающими, линзообразными залежами вкрапленных свинцовых руд. Внутреннее строение залежей довольно сложное-участки бедного окропленного оруденения прихотливо сочетается с прожилками, гнездами и участками богатых руд типа "свинчака", в связи с чем содержание металла меняется в широких пределах, часто достигая 25-30%. Линзообразные тела слагают на поверхности две субпараллельные сближенные зоны - южную (основную) и северную, длина которых с перерывами превышает 30 км. Южная зона является наиболее перспективной. Здесь оруденение приурочено в основном к горизонту кварцевых порфиров. Северная зона локализуется в туфогенных-туфоосадочных породах. С глубиной часто обе зоны объединяются в единую минерализованную зону с серией субпараллельных либо кулисообразно расположенных рудных линз, которые выделяются только опробованием. По простиранию месторождение разделяется на 3 участка - Западный, Средний и Восточный [80, с. 164].

Участок Западный изучен детальнее других. В нем заключено около 70 % всех запасов металла. Рудные зоны имеют в среднем крутые углы падения, причем на крайнем западном фланге месторождения средние углы падения 35–45° на север, а в крайней восточной – субвертикальные. С востока на запад рудной зоны и, соответственно, увеличивается глубина ее распространения. Так, если на восточном фланге рудные тела прослеживаются до глубин 100–250

метров, то в западном они прослеживаются ниже глубины 600 м. Отмечается общая тенденция падения среднего содержания свинца с глубиной, но тем не менее в отдельных линзах и на глубине содержания этого металла довольно высокое. Состав руд однообразен. Это вкрапленность и прожилки галенита. В подчиненных количествах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, пирротин. Зона окисления имеет меняющийся уровень и распространена до глубин 30–80 метров. Руды мономинеральные, свинцовые. Содержание цинка редко достигает 1 %. Медь присутствует также в небольших количествах, в основном, в лежащем боку рудной зоны. Содержания серебра составляют 5–40 г/т [80, с. 166].



1-современные отложения, 2- глинисто-серицитовые, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые пепловидные туфы, туфогенные песчаники, линзы известняков фаменского яруса, 3-7 образования живет-франы: 3- песчаные известняки, 4- туфолавы, туфы кварцевых порфиров, туфопесчаники, туфосланцы, 5-кварцевые порфиры, фельзиты, лавобрекчии и их субинтрузивные аналоги, 6-альбитофиры, плагиофиристы, 7-порфиroidы иметаморфические сланцы, 8-разрывные нарушения, 9- рудные тела, 10-скважины (а), наименования участков месторождения (б) 1-Западный, 2-Средний, 3- Восточный

Рисунок 3.3 - Схематическая карта месторождения Алайгыр

Примечание – Составлено по источнику [30, с. 162]

В отдельных участках присутствует золотого его содержание не превышают 0,1-0,2 г/т. В ощутимых количествах присутствуют молибден, таллий, сурьма, мышьяк, кадмий, висмут. Вопросы зональности оруденения практически не изучены. Генезис месторождения (Бурштейн Е.Ф., 1957) считается гидротермальным средне-низкотемпературным. Рудообразование происходило в условиях небольших глубин. Генетически оруденение связывается с заключительными стадиями деятельности глубинного магматического очага, который являлся источником эффузивных образований. Предполагаемый возраст оруденения верхний девон-нижний карбон [80, с. 168].

3. Гидротермальная редкометальная штокверковорудная формация в связи о гранитоидами средне-верхнекаменноугольного и каменноугольного - нижнепермского (акчатаусского) интрузивных комплексов является

характерной металлогенической ассоциацией для района Успенского синклинория в целом. Рудные проявления в большинстве случаев контролируются секущими Успенский синклинорий зонами глубинных разломов. Локализуются они либо в интрузивных породах среднего-верхнего карбона (месторождение Соран), либо во вмещающих их вулканогенных или терригенно-осадочных породах (месторождение Июльское, Кушоки). Реже редкометальные рудопроявления находятся непосредственно в гранитоидах верхнего карбона - нижней перми (месторождение Джартас). Отмеченные месторождения представлены густой сетью прожилков кварцевого, кварц-калишпатового состава, которые приводят к образованию штокверков. Прожилки ориентированы в системы различных направлений, иногда располагаются бессистемно. Редкометальная минерализация (молибден, вольфрам, висмут) связывается генетически с лейкократовыми гранитами верхнего карбона - нижней перми, существование которых в большинстве случаев предполагается на глубине [80, с. 291].

Типичным представителем формации является месторождение Саран.

В геологическом строении месторождения Саран принимают участие интрузивные породы состава гранодиоритов-диоритов, которые подвержены штокверковому прокварцеванию и сопутствующему оруденению. Рудный штокверк вытянут в северо-восточном направлении и прослежен на 500м, при ширине 100-250м, По падению рудная минерализация прослежена на 300-350м. Содержания молибдена колеблются от 0,06 до 0,2%, вольфрама-0,01-0,2%. Рудная минерализация связана с кварцевыми и кварц-калишпатовыми прожилками, располагается преимущественно в зальбандовых частях прожилков и представлена вкрапленностью вкрапленными скоплениями молибденита, вольфрамита, флюорита, пирита. Прожилки имеют 3 основных системы направлений, и сопровождаются грейзеновыми оторочками. Мощность отдельных прожилков меняется от нитевидных до 1 см, С поверхности внутреннее строение штокверка концентрически зональное. Наиболее проработанной и рудосодержащей является его центральная часть размером около 100х50м, К периферии от центра околорудные изменения и, соответственно оруденение, постепенно затухают [80, с. 291].

4. Скарновая контактово-метасоматическая медно-полиметаллическая рудная формация района имеет широкое распространение, но не может являться перспективной, ибо известные рудопроявления имеют незначительные масштабы. К этой формации могут быть отнесены известные: на площади рудопроявления Западный и Восточный Кызылшоки, а также Южный и Северный Самомбет, расположенные восточнее в 10-15 км, Рудопроявления имеют непосредственную генетическую связь с интрузиями нормальных биотитовых порфировидных средне-крупнозернистых гранитов, и располагаются в эндоконтактовых частях последних. Локализуется оруденение в зонах скарнированных пород и скарнов, образованных по карбонатно-терригенным породам карбона-девона, в редких случаях оруденение располагается не в самих скарнах, а в зонах сульфидизации вблизи скарнов (м-е

Восточный Кызылшоқы). По составу скарны гранат-эпидотовые, реже кварц-гранат-эпидот-пироксеновые. Иногда в них присутствуют линзы магнетита. Оруденение носит вкрапленный, гнездововкрапленный, рассеянный характер. Наряду с низкими средними содержаниями рудных элементов отмечаются гнезда, где содержания меди или полиметаллов достигают десятков процентов, но, тем не менее, в общем оруденение бедное. Размеры рудных тел также ограничены и не превышают по простиранию первых сотен метров, мощностью менее 10 м и по падению не более 100 м. В самих интрузиях оруденение резко затухает. Широко варьирует и состав оруденения в пределах отдельных рудопроявлений. Гранит порфиры малых интрузий сложены мелкозернистыми разновидностями гранитов и отличаются от последних порфировидной структурой и тонкозернистым строением. В связи с нижнепермскими гранитами распространены многочисленные кварцевые жилы, штоки, а также дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, образующие дайковые пояса северо-западной ориентировки. Массивы нижнепермского интрузивного комплекса формировались, очевидно, в условиях средних глубин. В районе с ними связано редкометальное оруденение кварцевожильного, штокверкового и скарнового типов [80, с. 291].

Смирнов В.И. [91] давал общую характеристику месторождений в мире, а также выделял группу эффузивных месторождений, тесно связанных с вулканогенными комплексами.

По генетическому и геолого-промысловому типу выделяются следующие типы месторождений: 1) Скарновый (скарноидный), 2) Гидротермальный (модели метасоматические, жильные, жильно-штокверовые) 2.1) плутоногено-гидротермальный, 2.2) вулканогенно-гидротермальный, 2.3) порфировый, 2.4) колчеданный или колчеданно-полиметаллический (модели уральского типа, типа Куроко, типа Бесши (Раммельсбергский, Филизчайский, Кызылдеринский и другие типы), 2.5) сульфидные руды океана, 3) Стратиформные месторождения карбонатных формаций, 4) Карстовый, 5) Древние метаморфизованные месторождения в терригенных формациях. Более подробные данные по типам месторождений свинца приведены в табл. 3.2 [91, с. 93].

Таблица 3.2

Типы полиметаллических месторождений

Геолого-промышленный тип	Рудоносные формации	Рудные тела	Минеральный состав руд	Среднее содержание элементов	Попутные компоненты	Масштаб месторождений	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7	8
1. Колчеданно-полиметаллический в терригенных и карбонатно-терригенных формациях	Углеродистые терригенно-флишеидные формации с редуцированным и вулканогенными комплексами базальтового или риолито-базальтового ряда	Протяженные линзопластообразные тела, иногда многоярусные залежи. Длина тел — до километра, мощность — до 250 м	Главных: сфалерит, галенит, барит, пирротин Второстепенных: сульфосоль Pb, пирит, магнетит, арсенопирит, буланжерит и др.	Pb=0,4-7 Zn=0,1-6,5	Ag, Cu, Cd, As, Ba	Крупные уникальные	Филизчай (Азербайджан), Холоднинское, Горевское (Россия); Маунт-Айза (Австралия); Ред-Дог (США)
2. Колчеданно-полиметаллический в вулканогенных формациях	Контрастно и последовательно дифференцированные базальтоидные формации - базальт-риолитовая, триолитовая и др.	Линзовидные, пластообразные тела приурочены к палеовулканическим структурам. Протяженность тел - до 1-2 км, мощность - от метров до 15-20 м	Главных: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит Второстепенных: тетраэдрит, теннантит, марказит, арсенопирит, золото и др.	Pb=4 Zn=6 Cu=0,3 Au=3 г/т Ag=8 г/т	Cd, Sb, As, Ag, Au, Ba	Крупные уникальные	Риддер-Сокольное, (Казахстан), Тишинское, (Рудный Алтай), Корбалихинское (Рудный Алтай, Россия), Кууроко (Япония), Кидд-Крик (Канада)
3. Свинцово-цинковый стратиформный в	Карбонатные (известняково-доломитовые)	Согласные пластовые и лентовидные залежи в одном или	Главных: галенит, барит, сфалерит Второсте	Pb=0,4-5,8 Zn=1,0-7,4 BaSO ₄ =3,3-6,4	Ba, Ag, Cd, Se, Te, In; Ge	Крупные уникальные	Павловское; Сардана (Россия), Миргалымсай (Казахстан);

карбонатных формациях	формации (в том числе рифогенные и биогенные)	стратиграфических горизонтах. Протяженность - от сотен м до первых км, ширина — до 1 км, мощность 0,5- 200 м	пенных: пирит, марказит, халькопирит				месторождения долины р. Миссури(США)
4. Свинцово- цинковый в известняках, часто со скарнами	Карбонатные формации, часто в сочетании с гранитоидными комплексами вулканоплутонических ассоциаций	Изометричные тела сложной и линзовидной форм, трубо и жильобразные тела. Протяженность - 200-800 м, мощность 5-70 м	Главных: галенит, сфалерит Второстепенных: арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, антимонит	Pb=1-6, Zn=1,7-6, Ag=60 г/т	Cu, Ag; Cd, Zn; Bi, Au	Средние и мелкие	Николаевское (Приморье, Россия), Кызыл-Эспе, Аскоран (Казахстан), Карамазар (Узбекистан)
5. Свинцово- цинковый жильный	Гранитоидные формации и риолитовые комплексы вулканогенных формаций	Жилы, жильные и штокверковые зоны. Протяженность - до сотен м, мощность - от долей метра до 10 м	Главных: галенит, сфалерит Второстепенных: халькопирит пирит, блеклые руды	Zn=2-7	Ag, Cu; Ga, Te; Jn	Мелкие, средние	Садон, Згид(Россия), Гарц, Рудные горы (Германия)

Обобщая сказанное выше, можно следующим образом сформулировать основные черты полиметаллических свинцовых месторождений, которые можно считать аналогами Алайгыра: приуроченность к вулканогенным и осадочно-вулканогенным толщам преимущественно кислого, реже среднего состава при отсутствии генетических признаков связи с процессами вулканизма; контроль оруденения складчатыми, преимущественно антиклинальными структурами, осложнёнными зонами дробления и расщепления при непосредственной локализации оруденения в слабо раздробленных, относительно хрупких блоках эффузивных, реже туфогенных осадочных силикатных пород; преобладание свинца над цинком в большинстве подобных месторождений, малое содержание меди; с увеличением содержания меди происходит повышение содержания пирита в рудах и намечается постепенный переход к группе колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных месторождений; из вторичных изменений наиболее характерно окварцевание, серицитизация вмещающих пород, меньше – карбонизация, хлоритизация; низко-, среднетемпературный характер и сравнительно небольшая глубина оруденения; приуроченность главных месторождений к долгоживущим глубинным разломам, шовным зонам, с которыми связано формирование вулканических поясов и гипабисальных гранитных интрузивов; они обычно выражены обильными разрывами и расщеплением пород зоны смятия [80, с. 299].

Поисковыми критериями и признаками оруденения Алайгырского типа являются:

1. Стратиграфо-литологическая приуроченность оруденения к эффузивным образованиям (девона-карбона) – риолитам и их туфам, фельзитам, с незначительным объемом осадочных и терригенно-осадочных пород прибрежных и умеренно глубоководных фаций. Этот критерий в сочетании со структурно-тектоническими признаками приобретает важное значение при выборе объектов исследований.

2. Характерной особенностью также является образование в условиях гипергенного выщелачивания, так называемых, зон осветления, хорошо выраженных на местности. Эти зоны узкими линейными полосами сопровождают рудные тела и не выходят за пределы участков гидротермально измененных пород. На глубину они прослеживаются до границы зоны окисления, причем наибольшему осветлению подвержены туфогено-осадочные породы. Процесс осветления пород связан с окислением сульфидных минералов (главным образом пирита) и образованием свободной серной кислоты.

3. Другими немало-важными факторами являются метасоматические измененные породы (окварцеванные, калишпатизированные, хлоритизированные, баритизированные), а также первичные и вторичные ореолы рассеяния как основного элемента, так и его спутников.

4. Специфическим поисковым признаком на свинцовое оруденение алайгырского типа следует считать образование гипергенного вторичного минерала – платтнерита – PbO_2 . Он образует тонкие темно-коричневые корки на оруденелых штуфах и хорошо заметен визуально, в то время как

тонкораспыленный церуссит может быть не замечен, если не применять капельную реакцию на свинец с иодистым калием.

5. Таким образом, главными особенностями полиметаллического оруденения месторождения Алайгыр являются:

Признаки алайгырского типа оруденения: геолого-промышленный тип: сульфидный монометальный, эффузивно-осадочные толщи девонского и карбонового возраста, дислоцированные в пермском герцинском орогенезе. Рудная формация свинцовая вулканогенно-гидротермальная формация. Рудные тела: круто-наклонные линзовидные залежи, Западный участок длиной 1240 м, Центральный – 800 м, Восточный - 770м. Оруденение в субвулканическом теле трахириолитов мощностью 20-260м, линзообразной и столбообразной формы; Оруденение прожилково-вкрапленные приуроченные к зонам дробления и трещиноватости в нижележащих кислых франкских вулканогенных породах; минеральный состав руд: рудные (5,6%) главные: галенит (4,3%), второстепенные: пирит (1,2%), сфалерит (0,1%), халькопирит, блеклые руды, не рудные (92,6%) главные: кварц (87,4-94,2%), второстепенные: кальцит, кварцит, серицит. Среднее содержание основных элементов фоновые 0,3-0,7%, в рудных узлах 30-56%. Попутные компоненты: Ag, Cu, Ba, Sr. Масштаб месторождений: средний.

Минералообразование на Алайгыре было низко-среднетемпературным гидротермально-метасоматическим в близповерхностных условиях. Источник рудного вещества либо вулканические породы (метасоматоз) либо глубинные очаги гранитоидных магм.

3.3 Сопоставительная характеристика геологического строения и полиметаллической минерализации Успенского (Центральный Казахстан) и Дальнегорского (Дальний Восток) и Береговского (Закарпатская область) рудных районов

В число ведущих стран мира по запасам и добыче свинца и цинка входит Казахстан, где известны крупные рудные районы с полиметаллической минерализацией, это месторождения Успенского рудного районов, в Центральном Казахстане, которые пространственно разобщены, и если первые генетически связаны с заключительной (тафrogenной) фазой развития крупной орогенной структуры Центрального Казахстана (девонским вулканоплутоническим поясом), с ее периодом позднефранско-фаменско-раннекаменноугольного формирования мощных карбонатных и карбонатно-терригенных осадков, включающих значительные запасы седиментных свинцово-цинковых руд, то полиметаллическая минерализация в Успенской зоне выделена в самостоятельный генетический «алайгырский» тип. В связи с чем сравнительная характеристика Дальнегорского и Успенского регионов, обладающих определенными чертами сходства в геодинамике, магматизме и металлогении имеет большое значение не только для решения вопросов об общих закономерностях формирования, факторах и критериях контроля

свинцово-цинковой минерализации, но и для объективной оценки рудного потенциала этих и подобных с рассматриваемым полиметаллических районов.

Успенский рудный район по количеству, разнообразию и промышленной ценности месторождений входит в число важнейших рудных районов Казахстана. Особенности его геологического строения и металлогении описаны в предыдущих разделах диссертации. В УРР известны полиметаллические месторождения двух геолого-генетических типов: 1) вулканогенно-осадочные с наложенным гидротермальным оруденением (атасуйский тип), 2) гидротермальные (алайгырский тип) [82, с. 48].

Для первого типа (атасуйского) характерно: стратифицированность руд; их приуроченность к углисто-глинисто-кремнисто-карбонатным породам верхнего девона; наложение на полосчатые стратифицированные пластовые железо-марганцевые и убогие цинковые руды цинково-свинцово-баритового гидротермального оруденения, их пространственное совмещение (месторождения Ушкатын, Жайрем, Бестюбе, Атабай-Дугулу и др.) [82, с. 48].

Второй тип (алайгырский) представлен месторождениями свинцовой вулканогенно-гидротермальной формации, к которой относятся 11 месторождений и рудопроявлений, в том числе месторождение Алайгыр. Они локализованы преимущественно в риолитах, фельзитах и их туфах живет-франкского яруса, контролируются крутопадающими зонами дробления в сводовых частях брахиантиклинальных или вулканокупольных складок II и III порядков. Характерно наличие зон окварцованных и серицитизированных пород. Форма рудных тел – крутопадающие, реже пологозалегающие линзы в зонах дробления [82, с. 48].

Основными факторами контроля оруденения УРР являются структурные, литолого-стратиграфические и магматические, метасоматические [82, с. 48].

Глобальным структурным фактором является приуроченность УРР к энсиматическим и энсиалическим островодужным палеосистемам Казахстана, региональным – наличие Успенской ослабленной зоны, локальным – рудовмещающие трещины, окаймляющие разломы глубокого заложения, флексурные перегибы, пликативные структуры [82, с. 48].

Литолого-стратиграфические и магматические факторы контроля полиметаллического оруденения проявлены в его приуроченности к осадочным и вулканогенно-осадочным породам верхнего девона и нижнего карбона. Установлено, что верхнедевонские эффузивные породы вмещают повышенные содержания железа, марганца, свинца, цинка, что, очевидно, свидетельствует о специализации магматических очагов верхнедевонского вулканизма, которые генерировали рудоносные растворы [82, с. 48].

Метасоматические факторы заключаются в широком развитии зон гидротермально-измененных пород, к которым приурочено оруденение. Важнейшими из них являются окварцевание и баритизация, меньшую роль играют пиритизация, альбитизация и доломитизация [82, с. 48].

Дальнегорский рудный район. Здесь известно 15 месторождений полиметаллических руд, часть которых разрабатывается. Это месторождения

скарновой формации (Николаевское, Верхнее, Светлый Отвод, 1-е Советское, Сентябрьский Отвод, 2-е Советское, Восточный Партизан и др.), подчиненное – жильной (Малышевское, Лидовское, Ново-Монастырское и др.). В рудах содержатся серебро, висмут, медь, кадмий, индий, сера.

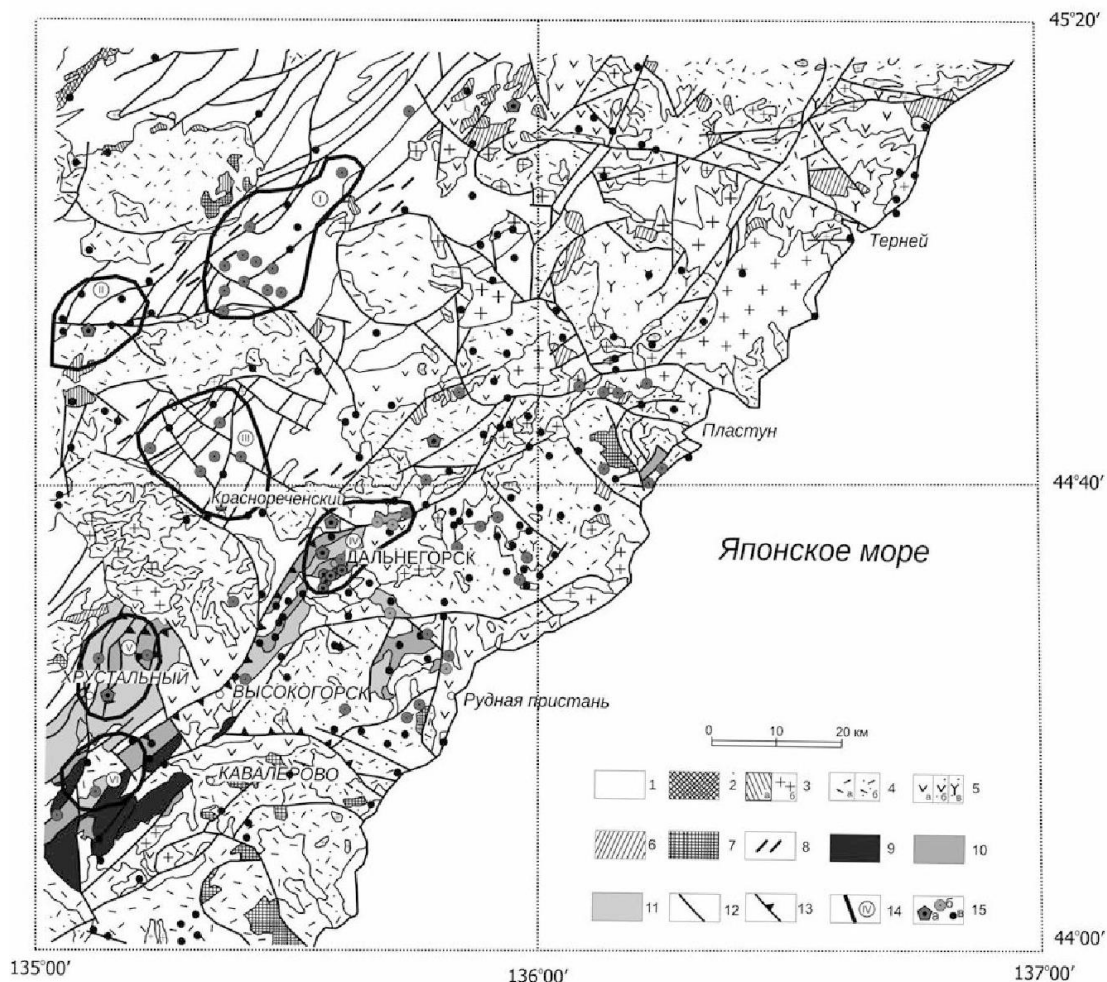
Район расположен в Прибрежной металлогенической зоне раннемелового Сихотэ-Алинского орогенного пояса Востока Азии (Приморье), в пределах Таухинского террейна, на который наложены структуры постаккреционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) в соответствии с рисунком 3.4 [92].

Нижний структурный этаж сложен флишевыми образованиями нижнего мела (берриас-валанжин – альб) с горизонтами олистостромы (берриас-валанжин), вмещающей олистолиты и олистоплаки разного размера (от 1–2 м до 2–3 км) пермских и триасовых известняков (тетюхинская серия), триас-раннемеловых кремнисто-терригенных пород (горбушинская серия) в раннемеловом флишевом матриксе (Михайлов, 1997). Эти отложения смяты в крутые, часто изоклинальные и опрокинутые складки северо-восточного простирания, разбитые многочисленными разнонаправленными разломами. Образования нижнего структурного этажа обнажаются в эрозионных окнах среди пород ВСАВП [93].

Верхний структурный этаж, залегающий резко несогласно на структурах нижнего, представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями ВСАВП, среди которых преобладают туфы и игнимбриты риолитов, риодацитов, дацитов, реже встречаются андезиты. Они формируют ряд вулканических структур (поля игнимбритов, кальдеры, вулканические депрессии). Развиты субвулканические и интрузивные комплексы, прорывающие стратифицированные образования, среди которых важнейшее значение имеет интрузии многофазного дальнегорского комплекса (кварцевые монзониты, диориты, габбродиориты, гранодиориты, кварцевые диориты, граниты, гранит-порфиры, аплиты), с которым связаны основные процессы гидротермального метасоматоза ДРР – серицитизация, грейзенизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов, аргиллизация и формирование полиметаллического оруденения (Михайлов, 1989) [94].

ДРР разбит сеткой разноранговых разломов, среди которых преобладают субмеридиональные и северо-северо-восточные левые сдвиги, являющиеся составными частями глобальной Восточно-Азиатской сдвиговой зоны (Центральный Сихотэ-Алинский, Прибрежный, Восточный и др.).

Они формируют сложную динамическую систему, в которой главное напряжение сжатия реализуется не только в виде сдвигов, но и сопровождается надвигами, взбросами и структурами растяжения в виде сбросов и систем раздвигов, ослабленных зон. К последним часто приурочены интрузивные массивы, вулканотектонические депрессии, зоны повышенной трещиноватости, которые являются структурами, благоприятными для локализации поясов даек, зон метасоматической переработки, эндогенного оруденения. Именно такие структуры и определяют структурные особенности рудного района.



1 – терригенные породы фундамента ВСАВПП; 2–3 – интрузивные породы верхнего мела: 2 – габбро бачелазского комплекса, 3 – приморский комплекс (а – кварцевые диориты, монзониты, диориты; б – граниты); 4 – верхнемеловые риолиты (а) и туфы риолитов (б); 5 – субвулканические и вулканические породы нижнего и верхнего мела (а – андезиты самаргинской и синанчинской свит, б – их туфы, в – вулканиты разного состава); 6 – субвулканические андезиты и андезибазальты верхнего мела; 7 – палеогеновые андезиты, дациты, андезибазальты; 8 – дайки риолитов (палеоген); 9–11 – аккреционные терригенно-карбонатные и кремнистые комплексы: 9 – пермские, 10 – триасовые, 11 – юрские; 12 – разрывные нарушения; 13 – надвиги; 14 – рудные узлы (I – Октябрьский, II – Дальнинский, III – Краснореченский, IV – **Дальнегорский**, V – Хрустальненский, VI – Лиственный); 15 – рудные объекты по классификации ВСЕГЕИ: а – месторождение среднее, б – месторождение малое, в – рудопроявление

Рисунок 3.4 – Схема геологического строения Дальнегорского района и прилегающих территорий с некоторыми изменениями.

Примечание - Составлено по источнику [92]

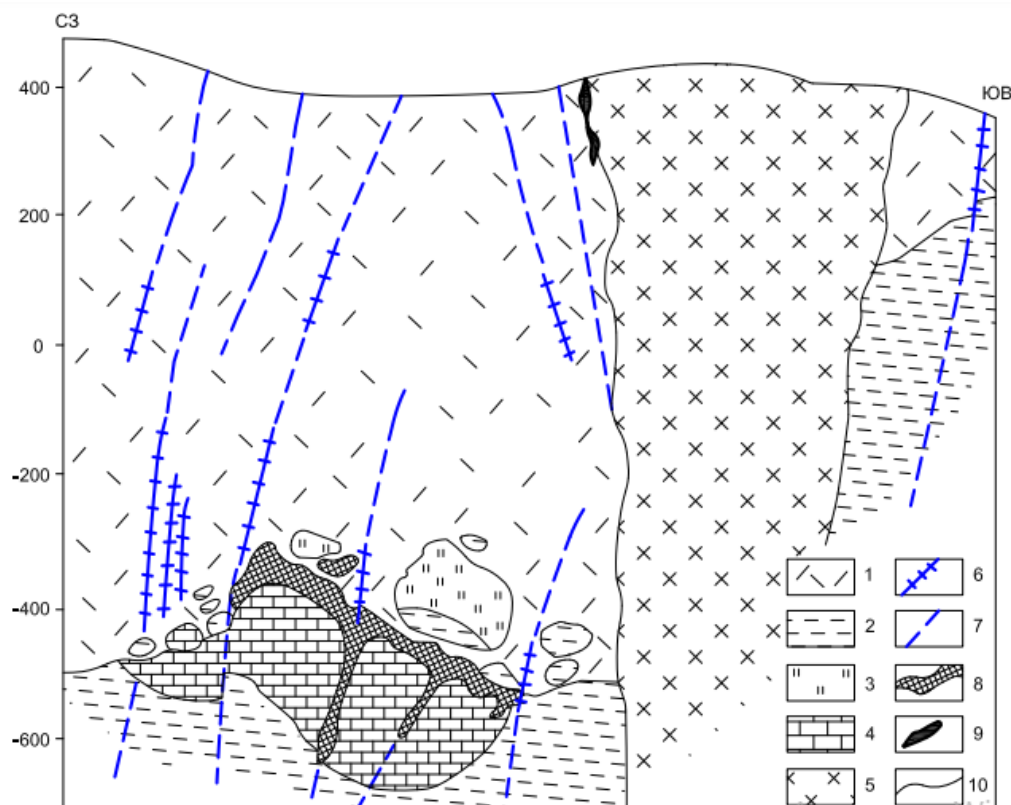
Типичным представителем скарновой полиметаллической формации можно считать месторождение Николаевское, а жильной – Лидовское.

Николаевское месторождение [95], расположено в северной части Дальнегорского горста, на его границе с Николаевской вулканогенной

структурой (Роголина, Свешникова, 2008). Рудные тела месторождения локализуются в олистостромовой толще мономаховской свиты берриас-валанжина с глыбами и оползневыми пластинами (размером до 700×1800 м) триасовых известняков, частично – в перекрывающих туфах риолитов арзамазовской свиты приморской серии (турон-ранний коньяк), в которой также отмечены глыбы известняков триаса (размером до 100-200 м), в экзоконтакте многофазной интрузии дальнегорского комплекса, в зоне сочленения крупных разрывных структур северо-восточного и северо-западного направления. Основные рудные залежи (Восток-I, Нижняя) локализованы вдоль контактов известняков с полимиктовыми осадочными брекчиями или вулканитами, а также приурочены к глыбам известняков в вулканитах.

Основная залежь Восток-1 залегает на глубинах 700–1500 м. Это плащеобразное тело, с ответвлениями в соответствии с рисунком 3.5. Залежи сложены геденбергитовыми скарнами с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Из скарновых минералов встречаются гранат, аксинит, ильваит. Главные рудные минералы: сфалерит и галенит; второстепенные: пирротин, арсенопирит, пирит и халькопирит; нерудные (кроме скарновых): кварц, кальцит, хлорит, эпидот. Рудная минерализация распределена в виде гнезд, прожилков и вкрапленности, образуя прожилково-вкрапленные, реже массивные руды. Содержания свинца и цинка колеблются от долей до 20–30 %. Кроме них в повышенных количествах присутствуют серебро, висмут, кадмий, индий, сера, а также селен, теллур, германий. Залежь Нижняя, в виде пастообразного тела, соединяется с залежью Восток-1 и локализуется со стороны лежащего блока пластины известняков на глубинах свыше 900 м. По вещественному составу она аналогична залежи Восток-1, но отличается более низкими концентрациями свинца, цинка и олова. В глыбах известняков в вулканитах, превращенных в результате метасоматоза в оруденелые геденбергитовые скарны, известно пять рудных тел размером 100–500 м. Их минеральный состав аналогичен рудам основной залежи. Руды месторождения характеризуются вкрапленной, пятнистой (гнездовой), массивной, реже брекчиевой текстурой, кристаллически-зернистой структурой, иногда отмечаются структуры замещения, катаклаза, распада твердых растворов. Месторождение относится к скарновой свинцово-цинковой формации, инфильтрационного типа. [97].

Лидовское месторождение расположено в северо-восточной части Мономаховского горста. Оно локализовано в раннемеловых терригенных породах, перекрытых на севере и востоке вулканитами верхнего мела. В центральной части рудного поля локализована штокообразная интрузия гранодиоритов, окруженная зональным ореолом: кордиеритсодержащие роговики – биотитизированные – пропилитизированные породы. Рудные тела локализуются в поле ороговикованных и биотитизированных пород в зоне сочленении субмеридионального сдвига и северо-западного сдвига-сброса в пределах антиклинальной складки северо-восточной ориентировки, распространяясь в гранодиориты [96].



1 – туфы риолитов арзамазовской свиты; 2 – олистостромовая толща мономаховской свиты; 3 – кремнисто-терригенные породы горбушинской серии; 4 – известняки тетюхинской серии; 5 – гранодиориты дальнегорского комплекса; 6 – дайки диабазов; 7 – разломы; 8 – скарново-полиметаллические рудные тела; 9 – кварц-сульфидные жильные тела; 10 – геологические границы

Рисунок 3.5 – Схема строения Николаевского месторождения [Рудные месторождения..., 1978, с изменениями авторов]

Примечание - Составлено по источнику [97]

Известно свыше 50 жил и минерализованных зон, рудные тела представлены жилами непостоянной мощности, сменяющимися на отдельных участках зонами дробления. Они приурочены к пологопадающим ($20\text{--}45^\circ$) на юго-юго-восток трещинам, приоткрывавшимся в условиях северо-западного сжатия и левосдвиговых смещений [97, с. 80]. Часто они осложнены крутопадающими субмеридиональными сдвигами и надвигами. Жилы сложены полосчатыми, массивными и вкрапленными рудами, главными минералами которых являются сфалерит, галенит, пирротин, кварц, кальцит; отмечаются пирит, халькопирит, станнин, касситерит, блеклые руды, хлорит. Содержания металлов в богатых рудах по сумме свинца и цинка достигают $40\text{--}48\%$, в рудах присутствуют серебро, индий, висмут, кадмий, иногда с повышенным содержанием олова (до 1%), а в гранодиоритах – вкрапленность молибденита. Месторождение относится к гидротермальному типу, жильной полиметаллической формации.

Факторы контроля оруденения ДРР. Интенсивная рудная нагрузка ДРР обусловлена благоприятным сочетанием многоуровневой системы

металлогенических факторов контроля оруденения: структурных, магматических, метасоматических, литологических и стратиграфических.

К региональным факторам относятся: положение рудного района в общей тектонической структуре региона, геодинамические, палеотектонические и палеовулканологические обстановки формирования металлогенических магматических ассоциаций, вулканических и деформационных тектонических структур. ДРР расположен в Прибрежной (Таухинской) металлогенической зоне, совпадающей с одноименным террейном, в составе которого принимают участие крупные олистолиты и олистоплаки известняков, благоприятных для широкого проявления процессов скарнирования. Структуры фундамента перекрыты структурами ВСАВП, состоящими из сложно построенных вулканических и интрузивных комплексов, важнейшее металлогеническое значение среди которых имеет дальнегорский многофазный интрузивный комплекс. Важную роль играет также наличие поверхности структурного несогласия в основе ВСАВП, часто обуславливающее локализацию и структурно-морфологические типы рудных тел, близкие к пластовым. Размещение ДРР в пределах Восточно-Азиатской сдвиговой зоны обусловило ведущую роль динамики сдвигообразования при формировании как общей структуры района, так и конкретных, в том числе рудоконтролирующих, деформационных структур всех рангов [98,99].

Структурные факторы контроля оруденения проявлены на всех уровнях организации рудно-магматического процесса. Важнейшими из них являются рудоконтролирующие разломы высшего, I, II ранга и рудовмещающие разломы III ранга. К разломам высшего ранга относятся структурные швы (Прибрежный, Восточный, Центральный разломы), ограничивающие террейны и металлогенические зоны. Разломы I ранга контролируют размещение рудных зон и узлов, горстообразных выступов и антиклинорных структур фундамента, вулканических структур и интрузий ВСАВП. К ним относятся субмеридиональные и северо-восточные сдвиги и поперечные структуры растяжения, возникновение которых обусловлено динамикой сдвигообразования. К рудоконтролирующим разломам II ранга относятся разрывные нарушения, в зонах влияния которых расположены рудные поля месторождений. Среди них особенно благоприятными являются зоны пересечения разнонаправленных разломов. Рудовмещающие разломы III ранга непосредственно контролируют размещение рудных тел.

Из магматических факторов наибольшее значение имеет рудоносный дальнегорский комплекс, с которым установлена генетическая связь как скарново-полиметаллического, так и жильного оруденения. Роль метасоматических факторов проявляется в приуроченности эндогенного оруденения к полям метасоматически измененных пород: скарнам, пропилитам, кварцитам, кварц-серицит-гидрослюдистым фациям, грейzenам. Литологический и стратиграфический факторы имеют ведущее значение для контроля полиметаллического оруденения скарнового типа. Тесная связь скарновых месторождений с телами известняков обуславливается

благоприятными химическими свойствами последних, а именно высокой реакционной способностью к сепарации рудоносных растворов и осаждения полезных компонентов. Все месторождения этого типа в ДРР приурочены к карбонатным и карбонатсодержащим отложениям триасового и берриас-валанжинского возраста.

При общей схожести геодинамического развития Дальнегорского и Успенского рудных районов, литолого-фациальных, складчатых и дизъюнктивных дислокаций, эволюции магматизма и развитии сходных рудных формаций, структуры отличаются степенью рудонасыщенности. Так, ДРР вмещает значительно большее количество месторождений скарнового типа, чем УРР, где эта формация выражена только небольшими разрозненными проявлениями. В этом случае для целей прогноза, имеет значение не фиксация признаков их схожести (поисковых признаков и критериев), а установление их отличий в строении, тектонике, магматизме, которые и определяют масштабы рудных накоплений.

Главное, определяющее отличие в строении рудных районов заключается в разном литолого-фациальном характере строения основания вулканических поясов [100]. Так, в Дальнегорском рудном районе вулканогенные формации подстилаются флишевыми образованиями нижнего мела (берриас-валанжин – альб) с горизонтами олистостромы (берриас-валанжин), пермских и триасовых известняков (тетюхинская серия), к которым на контактах с интрузивными образованиями приурочены месторождения полиметаллов скарнового типа. Тем самым обеспечивается более глубинное, длительное и масштабное термическое воздействие на вмещающие известняки.

В отличие от ДРР, в УРР комплекс основания представлен исключительно однообразными терригенными фациями мелководного окраинного морского бассейна силура-среднего девона, содержащими в своем составе лишь маломощные прослои и редкие рифовые банки. Т.е. среда не благоприятная для проявления процессов скарнирования, а внедрение интрузий, приводит лишь к образованию роговиков. В данном случае «благоприятная среда» возникла лишь в период фаменско-турнейской трансгрессии, приведшей формированию вулканогенно-карбонатной формации, перекрывающей вулканогенные образования живецко-франской вулканической дуги. Тем самым созданы крайне неблагоприятные условия процесса скарнирования, т.к. интрузии развиты, в основном, в подстилающих структурных комплексах либо за пределами УРР (Калдырминский пояс), либо в виде небольших тел (приразломных), развитых вдоль меридиональных разломов.

Месторождения гидротермального типа, жильной полиметаллической формации обладают схожими чертами строения, структурно-тектонической приуроченности, вместе с тем имеется ряд отличий, так если месторождения ДРР являются комплексными (свинцово-цинковыми), то месторождение Алайгыр свинцово-серебряное, практически без цинка, кроме того, в рудах отсутствуют значимые содержания олова, присутствующего на объектах ДРР. Жильная минерализация ДРР развита в раннемеловых терригенных породах, перекрытых

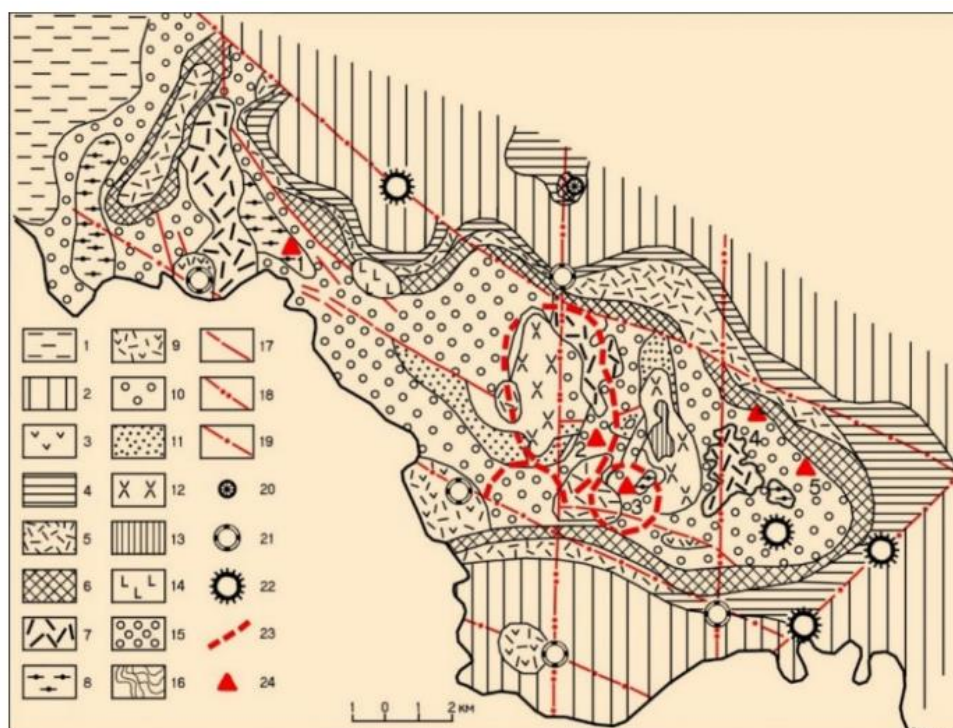
на севере и востоке вулканитами верхнего мела. В центральной части рудного поля локализована штокообразная интрузия гранодиоритов, рудные тела контролируются полями ороговикованных и биотитизированных пород в зоне сочленении субмеридионального сдвига и северо-западного сдвига-сброса. На месторождении Алайгыр оруденение локализовано телом субвулканической интрузии риолитов и их туфов, где приурочено к зонам дробления и повышенной трещиноватости. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения: серицитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, баритизация и альбитизация. Структурные факторы контроля месторождений – рудоконтролирующие разломы глубокого залегания, связанные с глубинными активными очагами магматизма (возможно плюмами) определяющими развитие складчатых поясов и связанного с ними оруденения.

Таким образом, для описанных рудных районов, основными факторами контроля оруденения являются структурные, магматические, метасоматические и литолого-стратиграфические.

В Украине свинцово-цинковые руды известны в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и в Закарпатье [101]. В Государственном балансе запасов полезных ископаемых Украины учтены запасы Береговского, Мужиевского, Беганского комплексных месторождений, по состоянию на 01.01.2020 г. разрабатывается Беганское (специальное разрешение на добычу баритовых руд с сопутствующим изъятием полиметаллов и серебра) (Минеральные ресурсы Украины, 2020).

В Карпатскую металлогеническую провинцию входят Закарпатский внутренний прогиб, складчатые Карпаты и Предкарпатский краевой прогиб [102]. В ее пределах основная масса гидротермальных месторождений и перспективных рудопроєвлений свинца и цинка локализуется в Закарпатском внутреннем прогибе и связана с альпийским вулканизмом андезидацит-риолитовой формации. Береговский рудный район расположен в южной части Закарпатской области на северном востоке Придунайской низменности в соответствии с рисунком 3.6.

Площадь рудного района совпадает с Береговскими нагорьям [103], представляющим собой невысокие вулканические островные горы среди равнины. Современная структура района обусловлена тектоническими движениями, происходившими в плиоцене в период формирования Большой Венгерской впадины и горстовой зоны. В районе бурением раскрыты породы донеогенового фундамента (палеозойские фи-литы, известняки и триас-юрские известняки, диабазы, яшмы). Неоген представлен осадочно-вулканогенной толщей, состоящей из переслаивания горизонтов риолитовых туфов и песчано-глинистых пород. Вся толща смята в брахискладки субмеридионального простирания и разбита на отдельные блоки разломами разных направлений и амплитуд.



1 – глины, пески ильницкой свиты левантина; 2 – глины с прослоями песчаников кожелевской и изовской свит паннона; 3 – плиоценовые андезиты; 4 – глины, пески, мергелии алмасской свиты среднего сармата; 5–6–туфы (5) и аргилиты (6) луковской свиты нижнего сармата; 7 – риолиты; 8–игнимбриты; 9 – лавы и туфы андезитов и риолитов; 10 – верхний туфовый горизонт нижнего сармата; 11 – верхняя осадочная толща нижнего сармата; 12 –средний туфовый горизонт среднего падения; 13–нижняя осадочная толща гельвета и нижнего падения; 14 –нижний туфовый горизонт карпатия; 15 – конгломераты и гравелиты буркаловской свиты; 16 – складки; 17–19 – разломы, контролирующие проявления риолитового вулканизма (17), андезитового вулканизма (18), сквозные (19); 20–22 -вулканы андезитовые (20), смешанного состава (21), риолитовые (22); 23 - кальдеры; 24 - месторождения и рудопроявления (1 – Беганское, 2 – Береговское, 3 – Мужиевское, 4 – Лопосское, 5 –Квасовское)

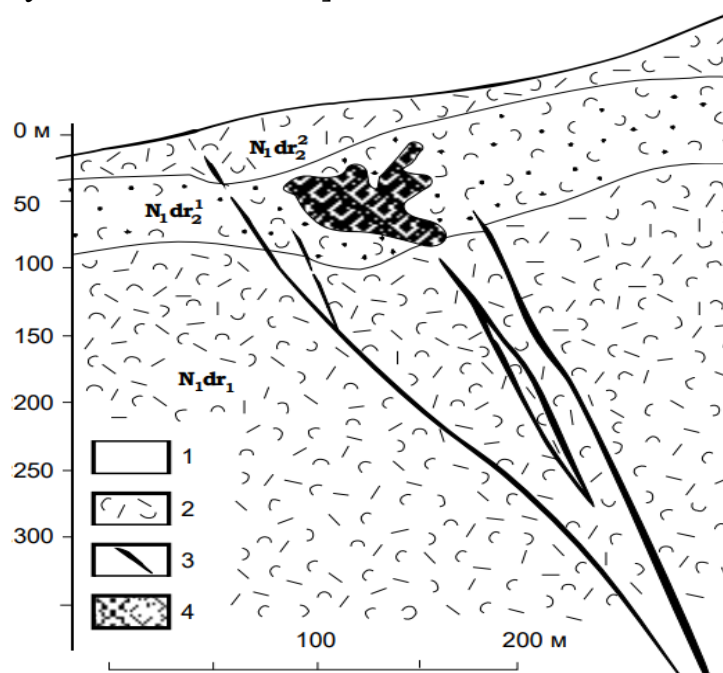
Рисунок 3.6 – Геологическая карта Береговского рудного района (Гурский и др., 2006):
Примечание - Составлено по источнику [104]

В Береговском рудном районе разведаны месторождения алунита, каолина, барит-полиметаллических руд, разрабатываются золото-полиметаллические руды. В пределах района выделяют три рудных поля: Беганское с одноименным серебро-полиметаллическим месторождением; Береговское с Береговским и Мужиевским золото-полиметаллическими месторождениями; Квасовское с Квасовским и Лопошанским серебро-полиметаллическим и Келчейским золото-полиметаллическими рудопроявлениями [104].

Мужиевское месторождение характеризуется двухъярусным строением [82, с 57].

Нижний ярус сложен серией крутопадающих сульфидных, кварц-сульфидных, кварц-баритовых и кварцевых жил и прожилков мощностью от 0,5 до 50 м (чаще 1–5 м) протяженностью до 600–1300 м с прожилково-вкрапленной полиметаллической и сопутствующей серебряной и золотой минерализацией.

Верхний ярус (на глубине 60–150 м) представлен амёбовидным штокверком (50х50 м) тонковкрапленной золотой минерализации среди метасоматитов формации вторичных кварцитов и аргиллизитов по туфам и брекчиям неогеновых риолитов в соответствии с рисунком 3.7 [82, с 57].



1 – туфобрекчии; 2 – туфы риолитов; 3 – жильные сульфидные тела; 4 – золоторудный штокверк

Рисунок 3.7. – Схема строения Мужиевского месторождения (Михайлов, Федчук, 2008):

Примечание - Составлено по источнику [94]

Месторождение относится к вулканогенно-гидротермальному типу, золото-кварц-сульфидной формации. Рудные тела не выходят на поверхность, расположены на глубине 60–150 м. Рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, пирротин, золото; встречаются прустит, полибазит, аргентит, самородное серебро; жильные - кварц, адуляр, реже халцедон, каолинит, гидрослюда. С глубиной количество сульфидов растет. Золото свободное, пробность 500-900 (преобладает 720-760), его содержание 4,5–15 г/т, отношение Au/Ag 1:3.

Факторы контроля оруденения Береговского рудного района [105,106,107,108]. Рудная нагрузка Береговского рудного района обусловлена благоприятным сочетанием многоуровневой системы металлогенических факторов контроля оруденения: структурных, литолого-стратиграфических, магматических, метасоматических, проявленных на разных уровнях организации рудного вещества. К общеметаллогеническим факторам можно отнести положения рудного района в общей тектонической структуре региона, геодинамические, палеотектонические и палеовулканологические обстановки формирования металлогенических магматических ассоциаций, вулканических и деформационных тектонических структур. Береговский рудный

район расположен на окраине Паннонского срединного массива, на его границе со складчатыми Карпатами, от которых он отделен глубинным транскарпатским разломом. Его активизация в неогене привела к формированию двух крупных вулканических структур: Береговского нагорья, сложенного преимущественно кислыми вулканитами и Выгорлат-Гутинской гряды, сложенной преимущественно средними и основными вулканитами. Структурные факторы контроля оруденения проявлены на всех уровнях организации рудно-магматического процесса. Важнейшими из них являются рудоконтролирующие разломы высшего, I, II ранга и рудовмещающие разломы III ранга. К разломам высшего ранга относится Транскарпатский глубинный разлом, который разделяет Складчатые Карпаты и Паннонский массив. Разломы I ранга контролируют размещение вулкано-структур Береговского нагорья и Выгорлат-Гутинской гряды. К рудоконтролирующим разломам II ранга принадлежат разрывные нарушения, в зонах воздействия которых расположены рудные поля месторождений. Среди них особенно благоприятными являются зоны пересечения разнонаправленных разломов. Рудовмещающие разломы III ранга напрямую контролируют расположение рудных тел. Литолого-стратиграфические и магматические факторы проявлены в приуроченности оруденения к вулкано-структурам Береговского нагорья, сложенным неогеновыми вулканитами кислого состава.

Роль метасоматических факторов проявляется в приуроченности эндогенного оруденения к полям метасоматически измененных пород, среди которых преобладает формация низкотемпературных вторичных кварцитов и аргиллизитов зонального строения, что приводит к зональному расположению рудных формаций с приуроченностью золотого оруденения к верхним зонам кварц-алунит-гидрослюдистых метасоматитов, а полиметаллического - к нижним зонам альбит-кварцевых и адуляр-кварцевых метасоматитов.

Особенности полиметаллической минерализации двух рудных районов – Успенского в Центральном Казахстане и Береговского в Закарпатье – показывает, что, несмотря на существенные отличия в геологическом строении, возрасте, составе рудных тел, существуют общие закономерности формирования, подобные факторы и критерии свинцово-цинковой минерализации. В обоих рудных районах главными факторами полиметаллической минерализации служат структурные, литолого-стратиграфические, магматические и метасоматические, проявленные на разных уровнях организации рудного вещества [82, с. 58].

Рассмотренные особенности геологического строения геодинамические процессы формирования полиметаллического оруденения в зоне измененных пород вблизи крупных тектонических нарушений дает основание выделить критерии и признаки оруденения полиметаллического типа [83, с. 40].

Выводы по третьему разделу

Основные закономерности свинцового оруденения алайгырского типа: оруденения и минерализация приуроченна к крыльям Алайгырской зоне;

оруденения локализовано в покровных кварцевых порфирах; месторождения алайгырского типа расположены на участках сопряжения с широтной зоной разрывов, подвергающиеся наиболее интенсивному боковому сжатию с раздавливанием пластичных туфогенных пород и дроблением эффузивами; рудораспределяющими и родовмещающими структурами являются горизонты раздробленных кварцевых порфиров, в которых сосредоточены оруденения; широтные разрывы зоны расщеливания, являются дорудными структурами впоследствии представляют собой естественную границу распределения оруденения; движение по поперечным сброса-сдвиговым нарушениям происходили в послерудный период.

Рекомендуется использовать установленные закономерности, освоенные на рудно-формационной типизации свинцово-цинковых месторождений вулканогенно-плутонических поясов, в качестве научно-методических основ прогноза поисков месторождений выявления пространственно временных и генетических связей оруденения с определенными формациями, фациями и литотипами пород количественной геолого-генетической модели, в качестве основы для прогнозирования в других вулканогенно-плутонических поясах, например Закарпатские вулканогенно-гидротермальные месторождения (Украина), Жаксытауская кольдера Берчогурской вулканогенно-тектонической депрессии (Западный Казахстан), где эти прогнозные критерии могут использоваться при оценке запасов ряда полиметаллических проявлений.

Перспективы Успенского рудного района на выявление новых промышленно значимых полиметаллических объектов далеко не исчерпаны, исходя из вышеизложенного дальнейшие поисковые и металлогенические исследования должны быть ориентированы, прежде всего, на изучение фамен-турнейских вулканогенно-карбонатных фаций, с целью выявления наиболее прогнутых линейных синклинальных структур, особенно, залегающих в надынтрузивных зонах массивов топарского комплекса, либо в зонах развития региональных субмеридиональных разломов, контролирующих «приразломные» тела гранитоидов. Особое внимание следует уделить восточному флангу структуры, области развития ранне-средневизейских углистых алевролитов, песчаников, и верхневизейско -серпуховских отложения каркаралинской свиты (C_1 v₃-s), сложенной аллохтонной толщей вулканитами базальтового, андезитового, дунитового и риолитового составов, перекрывающих фамен-турнейскую вулканогенно-карбонатную формацию, что делает ее весьма похожей на ДРР. В этом случае наибольшими перспективами будут обладать выходы карбонатно-терригенных образований в эрозионных окнах среди вулканитов каркаралинской свиты с апикальными выступами интрузий топарского комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Успенская структурная-фациальная зона (СФЗ) является частью вулканогенно-плутонического пояса Казахстана. В формировании сложного комплекса пород и руд верхнего фанерозоя в рамках Успенской СФЗ особую роль сыграли подводные вулканические процессы. Продукты этих процессов в условиях благоприятного сочетания физико-географических и физико-химических факторов способствовали созданию промышленных концентраций руд, содержащих железо, марганец и другие полиметаллы.

Месторождение Алайгыр тесно связано с гидротермальной формацией и субвулканическими интрузиями [109,110]. Радиологические исследования свинца на месторождении показывают возраст примерно 260 миллионов лет, что соответствует концу пермского периода и началу мезозойской эры. Этот временной интервал совпадает с периодом тектономагматической активизации, которая была основным фактором рудообразования в данной локации. В отличие от этого, позже сформированные энсалические вулканические пояса, как правило, характеризуются незначительной ролью полиметаллической минерализации. Таким образом, рудоносный потенциал месторождения Алайгыр связан именно с фазой тектономагматической активизации. Исследования руд месторождения Алайгыр выявили их сложный состав и условия формирования. Оруденение приурочено к эффузивным и вулканогенно-обломочным породам, которые подверглись различным степеням метаморфизма. В ходе анализа были идентифицированы риолиты, туфы кислого состава и метасоматиты различного состава, что указывает на высокую изменчивость пород по химическому и минеральному составу. Присутствие кварцевых и доломитовых прожилков различной мощности, а также гематитовых и лимонитовых прожилков, корок и налётов свидетельствует о активных процессах гидротермального изменения и окисления. Широко развитый галенит, а также редко встречающиеся сфалерит, пирит, блёклая руда, ковеллин и марказит подчеркивают полиметаллическую природу руды. Особенно значительно преобладание окисленных форм свинца, что указывает на высокий уровень окисления в некоторых частях месторождения. Руды свинца и промышленные концентрации этих металлов на месторождении возникли на эндогенном постмагматическом этапе. Месторождение свинца Алайгыр расположено в околоинтрузивной зоне, что является ключевым фактором в его геологической истории и минералогии. Находясь всего в одном километре от активного контакта гранитного плутона с осадочными и эффузивными породами, площадь месторождения Алайгыр преимущественно сложена риолитовыми толщами. Такая близость к гранитному плутону указывает на влияние магматической активности на процессы рудообразования. Эти флюиды могут вступать в реакцию с окружающими породами, вызывая изменения, такие как серицитизация, силицификация и карбонатизация, которые создают благоприятные условия для концентрации минералов, включая свинец. Само по себе месторождение Алайгыр является корневой частью месторождений алайгырского типа, представляющую внутреннюю часть бывших концентраций

руд, относящихся к гиповулканогенной фации. Это заключение способствует пониманию генезиса таких месторождений и перспектив их промышленной минерализации. Эти данные подчеркивают сложность и многоуровневую структуру рудных тел, что важно для точного определения стратегий их разработки и изучения. Свинцовое оруденение в месторождении локализовано в пределах субвулканического тела риолитов и ассоциировано с зонами гидротермальных изменений, такими как беризитизация, и трещиноватостью. Гидротермальные процессы обычно проявляются в виде осветления и окварцевания вмещающих пород на контакте с породами жерловой и субвулканической фаций, которые преобразуются в некки и дайки, что сопровождается вкрапленностью пирита и полиметаллической минерализацией.

Таким образом, в результате проведенных исследований была изучена геодинамическая обстановка Успенской структурно-формационной зоны в тектонических структурах Центрального Казахстана; установлены вещественный состав, петрографические особенности, минералогия вмещающих пород и руд месторождения Алайгыр; обоснованы рудоконтролирующие факторы, критерии и признаки свинцово-цинкового оруденения алайгырского типа руд, основанные на их генетических и минералогических особенностях, степени влияния вулканизма на формирование месторождений алайгырского типа; установлены прогнозно-металлогенические признаки оруденения алайгырского типа руд.

Эти данные необходимы для изучения не только геологического строения и изучения процессов, приводящих к формированию свинцово-цинковых месторождений, но и помогают выявить ключевые факторы, такие как типы руд, тектоническая изученность, геохимические условия, минеральный состав которые способствуют поиску минерализации; знания о генезисе помогают в идентификации новых потенциальных площадей для разведки.

Полученные новые данные позволяют уточнить комплекс геологоразведочных работ, направленных на изучение подобных объектов на других территориях. Они должны включать комплексный анализ геологических структур, которые могут содержать подобное оруденение; оценку текущего состояния месторождений, что будет способствовать их более эффективной разработке с минимизацией экологических и экономических рисков. Проведенные исследования позволили получить новые данные о вулканогенных и плутонических процессах, способствующих минералообразованию, что может быть применено и на других геологических объектах.

Таким образом, изучение этих процессов имеет как практическое, так и теоретическое значение, способствующее как развитию науки, так и практической деятельности в области геологии и горнодобывающей промышленности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ:

1. Концепция Государственной программы геологической разведки на 2021-2025 годы
<https://www.gov.kz/memleket/entities/geology/press/article/details/9035?lang=ru> г., Нур-Султан, 2020 г
2. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Москва, 2007, С. - 25
3. Куликов Ю.В., Ульянов С.В. и др. Технологический регламент на проектирование и эксплуатацию обогатительной фабрики по переработке свинцово-серебряных руд месторождения «Алайгыр» // Общество с ограниченной ответственностью научно-исследовательский институт «Технологии Обогащения Минерального Сырья»- Иркутск 2019. С. 4
4. Сатпаев К.И. О металлогенических эпохах, формациях и поясах Центрального Казахстана // Известия АН КазССР. Серия геологическая. – Алматы: 1953. – Вып. 17. , С. 28
5. Жаутиков Т.М., Омирсериков М.Ш. Современная металлогения Казахстана и ее задачи// Известия национальной академии наук Республики Казахстан// серия геологии и технических наук. – Алма-Ата: вып. 3 (399). – С. 10
6. Сатпаев К.И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане // Советская геология. – Сб: 1957. –Т58. – С. 93-109.
7. Сатпаев К.И. Избранные труды. Проблемы металлогении и минеральные ресурсы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1968. –Т.3. – С. 312
8. Сатпаев К.И. О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических и прогнозных карт Центрального Казахстана // Известия АН КазССР. Серия геологическая. – Алма-Ата: Изв. АН КазССР, 1955. – Вып.20. – С. 3–35.
9. Коробкин В.В. Тектоническое районирование и структурные стили палеозойд Казахстана // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1 – С.71-77
10. Роман А.Т. Изучение структурно-тектонической позиции и минерагении жайильминской грабен синклинали дис. ... док. PhD: 8D070201. – Караганда, 2022. – 16, С. 32-38
11. Есенов Ш.Е., Ляпичев Г.Ф., Шлыгин Е.Д. Геологии СССР Центральный Казахстан Геологическое описание, книга 2, том XX, М.: Недра, 1972.— С. 279-280
12. Кошкин В. Я. Строение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. Тр. Лаборатории палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, 1964. С. 87-92
13. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов на примере Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952. С. 113

14. Ляпичев Г.Ф., Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р. и др. Позднепалеозойские вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы // Магматизм и рудоносность Казахстана. - Алма-Ата, 1991. - С. 77-85.
15. Новохатский И.П. О генезисе Атасуйских месторождений Центрального Казахстана и путях их использования., Изв. АН СССР, 1960 г. С. 67
16. Шужанов В.М., Давиденко В.В. Особенности строения верхне-девонского нижнекаменноугольных структур Атасу-Успенского района и вопросы размещения оруденения атасуйского типа, Изв. АН КазССР, серия геол. № 4, 1966 г. С. 257
17. Сатпаев К.И., Щерба Г.Н., Ли В.Г., О остановке широких ревизионно-оценочных и разведочных работ на железомарганцевые и цинково-свинцово-бариттовые руды в Успенском рудном поясе, Изв. АН КазССР, серия геол. № 2, 1963 г. С. 17
18. Степанов В.В., Кудряшов А.В., Рыбалтовский Е.В Структурно-магматические особенности и металлоносность Алайгырского и Саранского рудных районов// Труды Института геологических наук академии наук КазССР том 6 1962. С. 28-56
19. Бурштейн Е.Ф., Геология и рудоносность свинцового месторождения Алайгыр Центральный Казахстан , Сб. статей членов НТО горное по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана. Алмата, 1958 г. С. 117
20. Бурштейн Е.Ф., Некоторые особенности геологического строения Алайгырского рудного поля (Центральный Казахстан). Изв. Высших учебных заведений, геология и разведка, № 7, 1961 г. С. 297
21. Марейчев А.М., Структурные особенности Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане и основные черты ее развития., Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана», мат. ВСЕГЕИ, нов.сер., вып. 33 , 1960 г. С. 278
22. Александрова М.И., Борсук Б.И., Перекалина Т.В., Яговкин В.И., Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нурина водораздела, Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т. 32, 1960 г. С. 112
23. Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф., Горяева В.С., Жакупова Ш.А., и др., Особенности позднепалеозойских вулканоплутонических поясов казахстана //Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук» ISSN 2224-5278, Алматы 2014, Вып 1(403) С. 87
24. Сатпаев К.И., Щерба Г.Н. Методика и основные результаты комплексного исследования Успенской глубинной подвижной зоны в Центральном Казахстане// Известия АН КазССР. Серия геологическая. – Алма-Ата: 1964 № 1. С. 117
25. Суворов А.И., Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги // Известия АН СССР. Серия геологическая. – Алма-Ата: 1961 № 4. С. 6

26. Шатский Н.С. О тектонике Центрального Казахстана// Известия АН СССР. Серия геологическая. – Алма-Ата: 1938 № 5-6. С. 110
27. Александрова М.И., Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нурина водораздела (Центральный Казахстан) в свете новых данных, мат. ВСЕГЕИ, нов.сер., вып. 19, 1956 г. С. 210
28. Беспалов В.Ф., Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Сб.: Материалы по полезным ископаемым Казахстана, вып. 2, 1938г. С. 3
29. Беспалов В.Ф., Джунгаро-Балхашская герцинская провинция , Сб. Вопросы геологии Азии, Москва, Известия АН СССР, 1954 г. С. 113
30. Борукаева Р.А., Щерба Г.Н. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны: в 6 т. / . – Алма-Ата, 1967. – Т. 1. – 100-81 с.; Т. 2. – 303 с.; 1967. – Т. 3. – 261 с.; – Т. 5. – 129-154с.; – 1968. – Т. 6. – 179 с
31. Михайлов А.Е. Вулканогенные формации и некоторые вопросы геологической истории девонского периода западной части Центрального Казахстана, Изв. Вузов Геология и разведка, № 1, 1965 г С. 22
32. Русаков М.П., Ваганов М.П., Яговкин И.О., Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы, Тр. ВГРО, вып. 236, 1928г. С. 104
33. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. «Материалы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 41. Л., 1961. С. 87
34. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967. С. 315
35. Абдрахманов К. А., Горячев а В. С, Иванов Л. Б., Рыбалтовский Е. А. Магматизм Успенской тектонической зоны. В кн. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан)», т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967. С. 178
36. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане.// М.: Наука, 1999.- (Тр. ГИН РАН; Вып. 513) ISBN 5-02-002523-2, С. 123
37. Макашева Г.Ж., Геллер С.П. Геология, закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. // КНИИМС.- Алма-Ата, 1974г С. 217.
38. Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдлин Р. А. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. «Советская геология», 1966, № 6. С. 178
39. Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В кн. «Вопросы геологии Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1964. С. 87
40. Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф., Каюпов А. К., Мирошниченко Л. А. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана. «Вестник АН КазССР», № 7, 1965. С. 83

41. Мальченко Е.Г., Гранкин М.С. Возрастное положение интрузивных комплексов девонского вулcano-плутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. – 1996. – №1. – С. 7-10.
42. Lehmann B., Selmann R. Rare metal granites and associated mineralization of Central Kazakhstan // Erzmetall. – 1995. – Vol. 48, №3. – P. 128-132.
43. Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938. С. 17
44. Шатский Н. С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. Изд. СОПС АН СССР. М 1940. С. 37
45. Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу об явлениях унаследованности в развитии платформ). В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951. С. 95
46. Никитина Л. Г. Геологическое строение вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. Изв. АН КазССР, серия геол., 1959, № 3(36). С. 7
47. Никитина Л. Г., Аксаментова Н. В. Вулканогенные формации девона. В кн. «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965. С. 307
48. Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Гранитово-риолитовая формация девона Центрального Казахстана. В сб. «Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966. С. 3
49. Никитина Л. Г. Базальтово-кремнисто-карбонатная формация верхнего девона. В кн. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967. С. 13
50. Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 29, 1955. С. 193
51. Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1934, № 6. С. 351
52. Lindsey D.A., Ganow H., Mountjoy W. Hydrothermal alteration associated with beryllium deposits at Spor Mountain, Utah. – Washington, 1973. – 26 p
53. Жуков П.К. О зональности оруденения в рудоносных кольцевых структурах Северного Прибалхашья. Материал симпозиума по глубинности и зональности оруденения VI Всесоюзного металлогенического совещания. Владивосток, 1971. С.10
54. Тихомиров В. Г. Черты унаследованности в развитии палеозойских структур Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан). «Советская геология», 1958 № 4. С. 25
55. Тихомиров В. Г. и др. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья. «Советская геология», 1965, № 4. С. 8

56. Третьяков В. Г. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья. «Вестник АН КазССР», 1960, № 1 С. 13
57. . Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления (1983). Алма-Ата: Наука. 208 с.
58. Парилов Ю.С. Генезис основных типов месторождений цветных металлов Казахстана (по результатам изучения флюидных включений). Алматы. 2012. С. 266
59. Щерба Г.Н., Паталаха Е.И. и др. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан). Т.6. Металлогения. Алма-Ата: Наука. 1968г. С. 180
60. Гаек О. М. О генетической связи среднекаменноугольных вулканических субвулканических и интрузивных комплексов Северного Прибалхашья. Мат. Симпозиума по вулcano-плутонич. формациям. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966г, С. 15
61. Геологическое строение Казахстана. Ред. Г.Р. Бекжанов. – Алматы, 2000, 396 с
62. Пономарева М.В., Есендосова А.Н., Региональные геологические особенности свинцового месторождения Алайгыр // Мат. XII международная научно-практическая конференция «GLOBAL SCIENCE AND INNOVATIONS 2021.CENTRAL ASIA», Астана– 2021, С.15 – 18
63. Михайлов В.А., Есендосова А.Н., Пономарева М.В., Свинцовая вулcanoгенно-гидротермальная формация месторождения Алайгыр //Мат. Труды Международной научно-практической online конференции «Интеграция науки, образования и производства — основа реализации Плана нации» (Сагиновские чтения №13), посвященной 30-летию Независимости Республики Казахстан,- Караганда - 2021 г. - С. 1215-1217.
64. Хохряков В.С., Яшкин А.З. Математическое моделирование сложноструктурных многокомпонентных месторождений. - Изв. Вузов. Горный журнал. 1976, №9, с. 3-6.
65. Симкин Б.А., Шкута Ю.К. Аналитическое моделирование месторождений и их открытой разработки. М., Наука, 1976.
66. Lerchs H., Grossmann I. F. "Optimum design of open-pit mines", Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, vol. 68, pp. 17–24. 1965
67. Seltmann R., T. Mike Porter (2005). PGS Publishing, Linden Park. 46 p. <https://www.geokniga.org/books/5051>
68. Есендосова А.Н., Пономарева М.В., Аликулов Ш.Ш. Минералогическая петрографическая характеристика пород свинцового оруденения месторождения Алайгыр // Матер. международная конференция в Узбекистане, Journal of Advances in Engineering Technology Vol.2(4), – 2022, DOI: 10.24412/2181-1431-2022-1-35-39,- С.35 – 39.
69. Есендосова А.Н., Михайлов В. А., Пономарева М.В., Пономарева Е. В. Региональные геологические особенности свинцово-серебряного

месторождения Алайгыр// Труды Университета – 2022. – № 3. // DOI: 10.52209/1609-1825_2022_3_131,- С. 131-136.

70. Даниэль Гроссо MBA, BEng (горное дело), MAusIMM, Серикджан Урбисинов BSc (геология), BSc (компьютерные науки), MAIG // Alaigyр-feasibility study and-ore reserve // Feasibility Study Report-and-Ore- Reserve Estimate // R198.2021 MDCFFS01 Отчет о технико-экономическом обосновании и оценка запасов руды для Alaigyр_DRAFT - С. 258

71. Ужкенов Б.С., Мазуров АХ, Селифонов Е.М. и др. (2004). Ресурсный потенциал цветных металлов Казахстана как фактор устойчивого развития минерально-сырьевого сектора экономики. Геонауки в Казахстане: (Доклады казахстанских геологов). Алматы: КазГео. С. 23–33.

72. Яковлев П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. Учебное пособие для вузов.— М.: Недра, 1986.— 358 с.

73. Есендосова А.Н., Пономарева М.В. Характеристика минералогического состава основных типов руд месторождения Алайгыр// Труды XXV международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых посвященного 120-летию горно-геологического образования в Сибири, 125-летию со дня основания Томского политехнического университета «Проблемы геологии и Освоения недр» (Томск)— 2021, С.16 – 17

74. Есендосова А.Н., Маусымбаева А.Д., Исатаева Ф.М., Каскатаева К.Б. Эндогенные рудные формации месторождения Алайгыр// Горный журнал Казахстана. –2023. –№ 1.DOI: <https://doi.org/10.48498/minmag.2023.213.1.001>, – С.16-23

75. Есендосова А.Н., Маусымбаева А.Д. Особенности вещественного состав руд свинцово- серебряного месторождения Алайгыр// Труды Международной научно-практической конференции «XV Сагиновские чтения. Интеграция образования, науки и производства» (Караганда, 2023) -С. 467-469

76. Технологический регламент на проектирование и эксплуатацию обогатительной фабрики по переработке свинцово-серебряных руд месторождения Алайгыр, Институт ТОМС.- Иркутск, 2019. – 288 с.

77. Yessendossova A.T., Mykhailov V.A., Maussymbayeva A., Portnov V., Mynbaev M. Features of the geological structure and polymetallic mineralization of the Uspensky (Central Kazakhstan) and Dalnegorsky (Far East) ore districts, Iraqi Geological Journal.–2023.–56 (2F). DOI: 10.46717/igj.56.2F.3ms-2023-12-9, — Pp. 44-60.

78. Файзиев А.Р., Махмадалиев А.Г. Критерии поисков и перспективы стратиформного свинцово-цинкового оруденения бальджуанского рудного района (афгано-таджикская депрессия)// Доклады академии наук Республики Таджикистан 2011, том 54, №6, - с 493

79. Муканов Д. Металлургия Казахстана: состояние, инновационный потенциал, тренд развития. — Алматы: РГП «НЦ КПМС РК», 2005. — 290 с.

80. Бурштейн Е.Ф. Геология, структура и некоторые вопросы генезиса Алайгырского рудного поля/Центральный Казахстан/дис. ... к.т.н.. – Москва, 1961, -С. 312

81. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries (2020). USGS. 200 p
82. Есендосова А.Н., Михайлов В.А., Порівняльна характеристика геологічної будови і свинцево-цинкової мінералізації Успенського (Центральний Казахстан) і Берегівського (Закарпаття) рудних районів // VISNYK OF TARAS SHEVCHENKO NATIONAL UNIVERSITY OF KYIV-GEOLOGY –2023. - №3(102). – Pp. 46-59
83. Kassym A.E., Portnov V.S., Mynbayev M.B., Askarova N.S.// Criteria and signs of lead-zinc mineralization within the Maityubinsky anticlinorium// Complex Use of Mineral Resources. – 2024. – 330(3). -Pp. 68-75
84. A. Mohamad Ghazi, James R. Millette, Deposits lead to a multitude of engine problems and malfunctions, such as octane requirement increase (ORI), abnormal combustion phenomena (surface ignition, preignition), driveability problems, reduction of engine power, increase of fuel consumption and pollutants emission, and so on. From: Handbook of Air Pollution From Internal Combustion Engines, 1998, - Pp.55-79
85. Чжэньгень Чжоу, Чэньянь Ван А, Баочжун Ма а, Бо Чжан с, Дачунь Л ю б, Хэн Сюн б, Ён Дэнг б, Баоцян Сюй б, Выделение сульфида свинца из галенитового концентрата двухступенчатой вакуумной перегонкой // Мат. Вакуум Том 213, июль 2023, 112155, <https://doi.org/10.1016/j.vacuum.2023.112155>
86. Зайцева М.Н. Особенности геологического строения и локализации оруденения морянихо-меркурихинского рудного поля// Текст научной статьи по специальности «Науки о Земле и смежные экологические науки» Руды и металлы, 2021,- С 75
87. Зайцева М. Н., Кузнецов В. В. Конкин В. Д., Серавина Т. В., Инякин А. В., Богославец Н.Н., Хачатуров М.М. Обстановки формирования месторождений свинца и цинка ангаро-большепитской минерагенической зоны, Енисейский КРЯЖ// Текст научной статьи по специальности «Науки о Земле и смежные экологические науки» Руды и металлы, 2020г.,- С 55
88. Бок И.И. Генетические типы полиметаллических месторождений Центрального Казахстана и их поисково-прогнозные признаки // Изв. АН КазССР, сер. Геол. Вып. 20, 1955 г.
89. Буцких Т.А. Геологический отчет Джусабайской ГРП за 1957г. // ЦКГУ, Караганда, 1958 г.
90. Сыромятников И.С. Геологический отчет по разведочным и поисково-разведочным работам Джайремской ГРП за 1957г. // ЦКГУ, Караганда, 1958 г.
91. Смирнов В.И. Систематика рудных месторождений для поисковых целей. «Вопр.геол.Азии», т. 2, АН ССР, 1955 г. С 93
92. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. (2006). Эд. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 981 стр.
93. Михайлов В.А., Костин А.Я. (2006). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Сихотэ-Алинская серия. Лист Л-53-XXVIII (Черемшаны). Санкт-Петербург: ВСЕ ГЕИ.

94. Михайлов В.А., Феокистов Ю.М. (1987). Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50 000. Дальнегорский сериал. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ.
95. Николаевское месторождение (2021 г.). Сайт горно-металлургического комплекса «Дальполиметалл» <http://www.dalpolimetall.ru/produktsiya/syrevaya-baza-i-proizvodstvo>
96. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Илизеева О.А. (2016). Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово-цинковых и боросиликатных руд Дальнегорского рудного района (Сихотэ-Алинь). Геология Отечества. № 4, стр. 1–13.
97. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л. (2008). Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение (Приморье, Россия). Геология рудных месторождений. Т. 50, № 1. С. 67–82.
98. Михайлов В.А. (1997). Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов юго-восточного Сихотэ-Алиня. Стратиграфия. геологическая корреляция. Том. 5, № 4, стр. 85–94.
99. Михайлов В.А., Костин А.Я. (2006). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Сихотэ-Алинская серия. Лист Л-53-XXVIII (Черемшаны). СПб: ВСЕГЕИ.
100. Раткин В.В. (1995). Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М. 364 с.
101. Сосюк, В.Т. (2001). Биганское алунит-барит-золотополиметаллическое месторождение. Науч. труды Инст. фундамент. исслед. Знания Украины, С. 136-140.
102. Щербань, И.П., Копылова, Л.В., Матковский, О.И. и др. (1988). Около-рудные метасоматиты Закарпатья. Научное мнение.
103. Михайлов, В.А., Грищенко, О.В., Малюк, В.И. (2022). Exploration and mining perspectives of critical elements for green technology in Ukraine.
104. Михайлов, В.А., Шевченко, В.И., Огарь, В.В. и т.д. (2007). Металлические полезные ископаемые Украины. ВПЦ "Киевский университет.
105. Гурский, Д.С., Есипчук, К.Ю., Калинин, В.И. и т.д. (2006). Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые.
106. Центр Европы. Гурский, Д.С. (2008). Концептуальные основы государственной минерально-сырьевой политики по использованию стратегически важных для экономики страны полезных ископаемых.
107. ЗУКЦ. Зацеха, Б.В., Квасница, В.Н., Галый, С.А., Матковский, О.И. (1984). Типоморфизм минералов полиметаллических и ртутных месторождений. Закарпатье. Научная мысль.
108. Лазаренко, Е., Гнильков, М., Зайцева, В. (1968). Металлогения Закарпатья. Львов. университет.
109. Материалы по сырьевой базе месторождения и сведения о ранее проведенных лабораторных исследованиях и полупромышленных испытаниях на сульфидных, смешанных и окисленных свинцовых рудах институтами:

Гинцветмет – 1954 г., Казмеханобр -1987 г., ВНИИЦветмет – 1957, 1976, 1979, 1980 гг., Лабораторией ЦКПГО в период 1980-1988 гг.

110. Технологический регламент обогащения полиметаллических руд месторождения Алайгыр, выполненный ОАО «Уралмеханобр» 2014 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акты внедрения

СОГЛАСОВАНО

Член Правления – Проректор по научной работе
Некоммерческое акционерное общество
Карагандинский Технический Университет
имени Абылкаса Сагинова
Ракишев А.К.
2023г.



УТВЕРЖДАЮ

Директор ТОО «Geotek»
Малибаев М.Б.
2023г.

АКТ

о внедрении результатов научно-исследовательских работ

Настоящим подтверждаем, что результаты диссертационного исследования Есендосовой А.Н. по теме: «Изучение геологических условий и закономерностей формирования свинцово-цинкового оруденения месторождения Алайгыр (Центральный Казахстан)», выполненного в Карагандинском техническом университете, обладают актуальностью, новизной и представляют практический интерес.

Стоимостью: Без стоимости.

Внедрены в ТОО «Geotek».

1. Вид внедренных результатов: методические рекомендации для изучения и поиска полиметаллических месторождений на всей площади сегмента вулканогенно-плутонического пояса.

2. Характеристики масштаба внедрения: Единичное.

3. Форма внедрения: Техническая документация.

4. Новизна результатов научно-исследовательских работ заключается в установленных геологических факторах, влияющих на накопление свинцово-цинковой минерализации в месторождениях «алайгырского типа»;

5. Внедрены

- в промышленное производство: для эффективности проведения поисковых работ «алайгырского типа» в вулканогенно-плутонических поясах Казахстана.

- геологоразведочных работ на месторождениях «алайгырского типа» в пределах Успенской рудно-формационной зоне Центрального Казахстана;

- поисково-оценочных работ на перспективность полиметаллов на месторождениях Центрального Казахстана

- в проектные работы: для использования информации.

От ВУЗа

Зав. кафедрой ГРМПИ
доктор PhD Исатаева Ф.М.

Докторант

Есендосова А.Н.

УТВЕРЖДАЮ
И.о.генерального директора
ТОО «Азимут Геология»
Адамбеков М.М.
«16» декабря 2023г.

АКТ
о внедрении результатов диссертационной работы
Есендосовой Айнель Нуртасовны, выполненной
под научным руководством к.т.н., доктора PhD Маусымбаевой А.Д.

Технический совет в составе:

Чернов П.В. – технический директор
Кацюба Е.А. – начальник геологического отдела
Завилохина И.Н. – заведующая лабораторией

Представители НАО КарТУ имени Абылкасы Сагинова:

Портнов В.С. – д.т.н., профессор кафедры ГРМПИ
Исатаева Ф.М. – доктор PhD, зав.кафедры ГРМПИ
Маусымбаева А.Д. – к.т.н., доктор PhD, ст.преподаватель кафедры ГРМПИ
Есендосова А.Н. – соискатель ученой степени доктора философии PhD образовательной программы 8D07201 «Геология и разведка МПИ» рассмотрела возможность применения результатов диссертационной работы при выполнении лабораторных исследований ТОО «Азимут Геология».

Прогнозно-металлогенические закономерности основанные на рудно-формационной типизации свинцово-цинковых месторождений вулканогенно-плутонического пояса для выявления гидротермальных месторождений алайгырского типа было получено по результатам анализов определения вещественного состава, гранулометрического состава, определения физико-механические свойства руд, минеральный и химический состав, фазовый анализ серебра и свинца в рудах и ICP OES (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Bi, S). Перечисленные методы, которые позволили выявить и уточнить геологические факторы, влияющие на накопление свинцово-цинковой минерализации полиметаллических месторождений на всей площади сегмента вулканогенно-плутонического пояса с целью выявления месторождений алайгырского типа, приняты к использованию в лабораторных исследованиях в ТОО «Азимут Геология» с последующим внедрением на предприятии.

Применение в ТОО «Азимут Геология» предложенного в диссертационной работе выявленные закономерности условий формирования свинцово-цинкового оруденения на площадях месторождений обеспечит отбор проб для для специализированных поисковых работ и получения достоверной информации о содержании полиметаллов.

Технический директор

Начальник геологического отдела

Заведующая лабораторией



Чернов П.В.

Кацюба Е.А.

Завилохина И.Н.

«УТВЕРЖДАЮ»

Член Правления-

Проректор

по академическим вопросам

НАО «Карагандинский

технический университет

имени Абылкаса Сагинова»

А. Темербаева

2023г.



АКТ

о внедрении результатов научно-исследовательской работы в учебный процесс

Настоящим актом подтверждается, что результаты научных исследований Есендосовой Айнель Нуртасовны по теме диссертационной работы: «Изучение геологических условий и закономерностей формирования свинцово-цинкового оруденения месторождения Алайгыр (Центральный Казахстан)», представленной на соискание степени доктора философии (PhD) образовательной программы 8D07201 - «Геология и разведка МПИ», обладают актуальностью, представляют научно-практический интерес и внедрены в учебный процесс кафедры «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», НАО «Карагандинского технического университета имени Абылкаса Сагинова».

Результаты диссертационного исследования Есендосовой А.Н. по теме: «Изучение геологических условий и закономерностей формирования свинцово-цинкового оруденения месторождения Алайгыр (Центральный Казахстан)» используются при проведении лекционных и практических занятий для магистрантов образовательной программы 7M07202 «Геология и разведка МПИ» по следующей дисциплине:

- «Месторождения полезных ископаемых Казахстана».

Название лекции №6,7: «Изучение полиметаллических месторождений Центрального Казахстана – месторождения свинца Алайгыр».

Месторождение Алайгыр расположено в Карагандинской области Казахстана, на границе Каркаралинского и Шетского районов, в 130 км к юго-востоку от города Караганда. Поселок Аксу-Аюлы, административный центр Шетского района, расположен в 60 км к юго-западу. Свинцовое оруденение локализуется в пределах субвулканического тела липаритовых порфиров и приурочено к зонам гидротермального изменения беризитизации и трещиноватости. Месторождение протягивается в субширотном направлении на 2850 м, условно оно разделено на 3 уровня: Западный (1240м), Средний (700м) и Восточный (770м). Рудные тела представлены крутопадающими (70-



800) линзообразными залежами прожилково-гнездово-вкрапленных свинцовых руд. Всего на месторождении оконтурено 32 рудных тела, размеры их по простиранию колеблются от 65 до 1240 м. На глубину оруденение прослежено до 650 м.

Месторождение свинца Алайгыр исторически описывалось как в значительной степени вмещающее риолитовые субвулканические тела. Эти тела пластинчатые, латерально обширные и широко конформные с вмещающей стратиграфией. В последнее время (SRK, 2020) они были описаны как кварц-фировые пирокласты. Согласно последним исследованиям, месторождение Алайгыр относится к новому формационному типу свинцово-цинковых месторождений, при значительной роли вулканической активности и является месторождением типа VMS. В настоящее время в результате углубленного изучения петрографического состава определена более полная классификация рудовмещающих пород и их состав.

Минерализация залегает в верхней части Каркаралинской свиты, состоящей из фельзитовых и промежуточных пирокластических потоков и подчиненных вулканокластических и эпикластических пород.

Основной структурой Алайгырского рудного поля является сжатая брахиантиклинальная складка субширотного простирания. В ядре складки находятся сильно рассланцованные и метаморфизованные порфиroidы и туфы среднего девона. Крылья сложены карбонатно-туфогенно-терригенными образованиями фамена с углами падения 60-85°. Более мелкая складчатость, характерная для многих полиметаллических месторождений Центрального Казахстана в пределах месторождения не характерна. Среди разрывных нарушений относительно более древними являются согласные продольные нарушения типа межпластовых и межформационных срывов, осложняющие складчатые структуры и образовавшиеся в процессе формирования последних. Местами эти нарушения сопровождаются слабым расланцеванием пород (туфопесчаников, алевролитов и др.) Близкие к ним по типу (вероятно и по времени образования) являются системы продольных и диагональных зон дробления и трещиноватости среди осадочных и магматических образований, в которых локализовано оруденение, где два сближенных диагональных разлома северного, северо-западного простирания, представляющие собой зоны дробления и трещиноватости, контролируют основное распределение свинца. Не исключено, что в это же время развивались и поперечные трещины разрыва, к которым местами приурочена рудная минерализация, обычно в местах пересечения ими продольных зон. Более поздними являются мощные продольные зоны расланцевания и дробления, с которыми связан динамометаморфизм в ядре и в некоторой степени на южном крыле антиклинали. Эти зоны не обнаруживают связи со складчатыми структурами, пересекая их под различными, большей частью острыми углами. Наиболее молодые нарушения типа сбросо-сдвигов сравнительно широко развиты на месторождении. На участке «Западный» есть несколько нарушений подобного типа, в частности на Западном фланге и в северной части участка. Амплитуда вертикального перемещения по

некоторым из этих нарушений, вероятно, достигает 50-100 и более метров. Горизонтальные перемещения блоков не превышают нескольких десятков метров. По-видимому, движение блоков по этим нарушениям сопровождалось их поворотами на некоторый угол относительно друг друга. Следует отметить, что возможно более древние продольные и диагональные нарушения позднее подновлялись сбросово-сдвиговыми передвижками. К поперечным нарушениям и оперяющим их трещинам разрыва часто пространственно приурочены дайки андезитовых порфиритов. Многочисленные тектонические деформации пород привели к образованию густой сети трещин кливажа. Если для более пластичных осадочных пород характерно в основном развитие кливажа течения, то есть сланцеватости, то более хрупким магматическим образованиям свойственно образование сети трещин кливажа различной ориентировки. Основное промышленное значение свинца принадлежит крупным жильным свинцово-цинковым месторождениям, которые приурочены к зонам сравнительно мощных рудоносных разломов. Как правило, они непосредственно сочленяются с рудоконтролирующими разломами регионального типа. Жильное оруденение в рудоносных разломах носит сквозной характер – оно проявляется в образованиях нижних структурных ярусов, проникает в верхние, где также имеет значительный вертикальный размах.

Алайгыр – это в основном свинцовое месторождение со значительным содержанием серебра и незначительным количеством цинка. В сульфидной зоне свинцовым минералом является галенит, в окисленной зоне – церуссит (карбонат свинца), с незначительным количеством англезита (сульфат свинца), пироморфита (фосфат свинца) и платтнерита (оксид свинца). Исторически свинцовая минерализация была описана как очень неравномерно распределенная с высокой изменчивостью содержания. Значительное содержание меди отсутствует. Пирит встречается вместе с галенитом и другими незначительными сульфидными минералами.

Главные характеристики крупных месторождений свинца: Рудоносным разломам присуще древнее заложение в домагматическое время или синхронно с внедрением интрузивных штоков, даек. Характерно длительное развитие зон разломов и, соответственно, многократное. Рис. Обзорная геологическая карта подновление и крупные суммарные амплитуды перемещений, превышающие иногда 1000-1500м. К периоду образования руд они сокращаются до первых метров и менее. В результате длительной дорудной подготовки возникают сравнительно мощные зоны умеренно деформированных пород, представляющие комбинацию удлиненных линзо- и ромбообразных тектонических блоков, которые отличаются различной степенью деформированности пород. Рудные тела концентрируются в зонах разломов, а в жильных телах, проникающих за пределы деформационной зоны нарушения, обособляются очень небольшая доля свинцовых руд. Рудовмещающие разрывы в зонах рудоносных разломов подавляют трещины поперечных направлений, обычно играющие роль ограничителей оруденения. В связи с этим оруденение может прослеживаться в плане почти непрерывно

на несколько километров, а на глубину, в образованиях нижних структурных ярусов, преимущественно более чем на 1 км, иногда достигая 1.5-2 км.

Минерализация образует серию крутопадающих прерывистых линз толщиной от десятков сантиметров до более 100 метров в пределах северной части антиклинали, которая становится опрокинутой на глубине. Согласно интерпретации советских времен, минерализация сложена паразитическими складками в антиклинальном лимбе.

Минерализация ограничена зонами катакластической брекчии и что содержание минерализации увеличивается со степенью брекчирования. Галенит встречается в микротрещинах и цементирующей брекчии. Образцы с вязкой деформацией были не столь минерализованы, как образцы с хрупкой деформацией.

В результате современных исследований, в составе рудообразующих минералов определены сфалерит галенит, пирит, марказит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, смитсонит, церуссит, рутил, сфен и гидроксиды железа и др. Сфалерит, галенит, пирит и халькопирит образуют зерна или кристаллы различной формы и различных размеров, расположенных в основной массе в виде вкрапленности и в прожилках.

Практическое занятие: Интерпретация геологических данных, для определения условий формирования свинцовой минерализации.

Эффект от внедрения: Методология исследований и использование результатов полученных в данной работе позволит в будущем применять результаты для исследования подобных месторождений, зная условия формирования свинцовой минерализации возможно оценить их природу и способ образования в области месторождений, а также при поиске и разведке новых областей.

Место и время внедрения: Были проведены лекционное и практическое занятия на кафедре «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» для магистрантов 2 курса образовательной программы «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» 3 семестра обучения.

Директор ДН и И



Б.Сулеев

Руководитель УПО



А.Шахатова

Зав.кафедрой ГРМПИ,
доктор PhD



Ф.Исатаева

Научный консультант,
к.т.н., доктор PhD



А.Маусымбаева

Докторант



А.Есендосова

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Патенты



ЕВРАЗИЙСКАЯ ПАТЕНТНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ
ЕВРАЗИЙСКОЕ ПАТЕНТНОЕ ВЕДОМСТВО

ЕВРАЗИЙСКИЙ ПАТЕНТ



**ЕВРАЗИЙСКИЙ ПАТЕНТ
НА ИЗОБРЕТЕНИЕ
№ 046032**

Название изобретения:

«ГАММА-АЛЬБЕДНЫЙ СПОСОБ КОНТРОЛЯ
ЭФФЕКТИВНОГО АТОМНОГО НОМЕРА
СЛОЖНОГО ВЕЩЕСТВА»

Патентовладельцы:

ПАК ЮРИЙ (KZ)

Изобретатели:

Пак Юрий, Пак Дмитрий Юрьевич, Туганов Серикпай Куспанович,
Булатбаев Феликс Назымович, Бегимбетова Айну́р Серикбаевна,
Кенетаева Айгуль Акановна, Тебаева Анар Юлаевна,
Есендосова Айнель Нуртасовна (KZ)

Заявка №: 202391930

Дата подачи заявки: 03 июля 2023 г.

Дата выдачи патента: 01 февраля 2024 г.

Настоящим удостоверяется, что евразийский патент выдан
на изобретение с формулой, опубликованной в Бюллетене
Евразийского патентного ведомства «Изобретения
(евразийские заявки и патенты)» № 2 / 2024 год.

При уплате установленных годовых пошлин патент
действует на территории государств-участников
Евразийской патентной конвенции – Азербайджанской
Республики, Кыргызской Республики, Республики
Армения, Республики Беларусь, Республики Казахстан,
Республики Таджикистан, Российской Федерации,
Туркменистана.

ДОКУМЕНТ ПОДПИСАН ЭЛЕКТРОННОЙ ПОДПИСЬЮ

Сертификат: 1650024017000

Владелец: Ивлиев Григорий Петрович

Действителен с 15.04.2022 по 14.04.2027

ИВЛИЕВ Григорий Петрович
Президент Евразийского патентного ведомства





ЕВРАЗИЙСКАЯ ПАТЕНТНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ
ЕВРАЗИЙСКОЕ ПАТЕНТНОЕ ВЕДОМСТВО

ЕВРАЗИЙСКИЙ ПАТЕНТ



**ЕВРАЗИЙСКИЙ ПАТЕНТ
НА ИЗОБРЕТЕНИЕ
№ 044857**

Название изобретения:

«ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ СПОСОБ АНАЛИЗА РУД»

Патентовладельцы:

ПАК ЮРИЙ (KZ)

Изобретатели:

Пак Юрий, Пак Дмитрий Юрьевич, Бегимбетова Айнура Серикбаевна,
Амренова Айгуль Жанузаковна, Кряжева Татьяна Владимировна,
Досетова Гульнара Жолдасовна, Тебаева Анар Юлаевна,
Есендосова Айнель Нуртасовна (KZ)

Заявка №: 202390784

Дата подачи заявки: 02 марта 2023 г.

Дата выдачи патента: 06 октября 2023 г.

Настоящим удостоверяется, что евразийский патент выдан на изобретение с формулой, опубликованной в Бюллетене Евразийского патентного ведомства «Изобретения (евразийские заявки и патенты)» № 10 / 2023 год.

При уплате установленных годовых пошлин патент действует на территории государств-участников Евразийской патентной конвенции – Азербайджанской Республики, Кыргызской Республики, Республики Армения, Республики Беларусь, Республики Казахстан, Республики Таджикистан, Российской Федерации, Туркменистана.

ДОКУМЕНТ ПОДПИСАН ЭЛЕКТРОННОЙ ПОДПИСЬЮ

Сертификат: 1650024017000

Владелец: Ивлиев Григорий Петрович

Действителен: с 15.04.2022 по 14.04.2027

ИВЛИЕВ Григорий Петрович
Президент Евразийского патентного ведомства

