

Восточно-Казахстанский государственный технический университет
им. Д.Серикбаева

УДК 553.041

На правах рукописи

АМРАЛИНОВА БАКЫТЖАН БАЗАРБЕКОВНА

**Закономерности формирования и оценка перспектив никель-кобальтовых
кор выветривания Восточного Казахстана**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:
доктор геол.-мин. наук, проф.,
академик НАН РК
Дьячков Б.А.

Natural History Museum
PhD Dolgopolova A.

Республика Казахстан
Усть-Каменогорск, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ	3
ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ	10
2 ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	13
2.1 Геодинамическое развитие	14
2.2 Особенности глубинного строения	18
2.3 Структурные этажи	21
2.4 геотектоническое и металлогеническое районирование	24
3 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ	27
3.1 Геологическое строение	27
3.2 Особенности глубинного строения	31
3.3 Геологические формации	36
3.4 Характеристика металлогении	43
3.4.1 Золотоносные структуры Чарской зоны	45
3.4.2 Золотоносные структуры Западной Калбы	49
4 РУДОНОСНОСТЬ ЧАРСКО – ГОРНОСТАЕВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА	52
4.1 Особенности геологического строения и металлогении	52
4.2 Главные структуры мезозоя	57
4.3 Типы месторождений кор выветривания Восточного Казахстана	60
4.3.1 Месторождения силикатных никель-кобальтовых руд	63
4.3.2 Результаты анализов на растровом микроскопе	90
4.3.3 Золото-ртутные месторождения	93
5 ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ	102
5.1 Оценка перспектив на никель-кобальтовое оруденение	106
5.2 Оценка перспектив на золотое оруденение	114
5.2.1 Чарская металлогеническая зона	114
5.2.2 Западно-Калбинская металлогеническая зона	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	137
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	140

НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящей диссертации использованы ссылки на следующие стандарты:

Закон Республики Казахстан «О науке» от 18.02.2011 г. № 407-IVЗРК;

ГОСО РК 5.04.034-2011: Государственный общеобязательный стандарт образования Республики Казахстан. Послевузовское образование. Докторантура. Основные положения (изменения от 23 августа 2012 г. № 1080);

Правила присуждения ученых степеней от 31 марта 2011 года № 127;

межгосударственные стандарты: ГОСТ 7.32-2001 (изменения от 2006 г.). Отчет о научно-исследовательской работе. Структура и правила оформления.

ГОСТ 7.1-2003. Библиографическая запись. Библиографическое описание.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

В настоящей диссертации применяют следующие термины с соответствующими определениями:

- Офиолиты** – ассоциация ультраосновных и основных интрузивных и эффузивных, а также в меньшем количестве осадочных пород;
- Сутурный шов** – шов, маркирующий зону столкновения сегментов континентальной коры, ранее разделявшихся полосой с корой океанского типа. Наиболее достоверный признак сутурного шва – распространение офиолитов;
- Нонтронит** – глинистый минерал, листовый силикат из группы монтмориллонита (группа смектитов);
- Бирбирит** – фиолетово-красная плотная твердая кремнистая порода, похожая на кварцит - продукт превращения дунита или змеевика в процессе выветривания.

- БА** – Большой Алтай
- ГГК** – Глубинное геологическое картирование
- ЗСЗ** – Зайсанская сутурная зона
- ЗК** – Земная кора
- МПИ** – Месторождения полезных ископаемых

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

В Восточно-Казахстанском регионе в последние годы большой интерес проявляется к изучению и разработке месторождений остаточных кор выветривания различных типов, развитых в Семипалатинском Прииртышье и Северном Призайсанье (каолин-гидро-слиудистые золотоносные, каолиновые цирконий-титановые и нонтронитовые никеленосные). В связи с появлением новых технологий обогащения кор выветривания с невысоким содержанием металлов разработка подобных месторождений оказалась рентабельной (Суздальское, Жанан, Мукурская группа и др.).

В настоящее время актуальной задачей является изучение закономерностей формирования и оценки перспектив силикатных кобальт-никелевых месторождений мезозойского возраста, широко проявленных в Чарско-Горностаевском офиолитовом поясе (Горностаевская, Чарская группа месторождений и другие). Известные объекты по запасам никеля и кобальта относятся к мелким месторождениям, еще недостаточно изучены на флангах и на глубину в связи с закрытостью территории чехлом рыхлых отложений. Большое значение имеет также более углубленное изучение вещественного состава руд с использованием современной аналитической базы с целью выявления в них попутных компонентов (Au, Ag, Pt, редких элементов) и повышения рентабельности производства. Учитывая, что в ближайшие годы в Казахстане намечается строительство завода по переработке кобальт-никелевых руд, важнейшая задача заключается в выявлении и оценке новых перспективных площадей и участков под чехлом рыхлых отложений, выделяемых по геолого-геофизическим данным. В целях укрепления минерально-сырьевой базы изучаемого региона (на Ni, Co, Au, Hg и другие элементы) целесообразно продолжить проведение научно-исследовательских и прогнозно-поисковых работ в Чарско-Горностаевском поясе на современном научно-техническом уровне, с широким применением геофизических и геохимических методов и постановки глубинного геологического картирования.

Объекты исследования

Чарская зона, Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс, Горностаевская и Белогорская группа кобальт-никелевых остаточных кор выветривания Восточного Казахстана.

Целью исследования является изучение закономерностей формирования и размещения, исследование вещественного состава руд, разработка критериев прогнозирования, поиска и оценки перспектив месторождений силикатных кобальт-никелевых кор выветривания Восточного Казахстана.

Основные задачи исследования:

1. Уточнение геолого-структурной позиции, особенностей геотектонического развития и металлогении Чарско-Горностаевского офиолитового пояса в геологических структурах Восточного Казахстана;

2. Выяснение геологических условий формирования и размещения, детальное изучение вещественного состава, разработка критериев прогнозирования, поиска и оценка перспектив силикатных кобальт-никелевых кор выветривания Чарско-Горностаевского офиолитового пояса;

3. Оценка перспектив изученной территории Чарской и Западно-Калбинской металлогенических зон на кобальт-никелевое оруденение и сопутствующие элементы, разработка научно-практических рекомендаций по направлению дальнейших исследований с целью укрепления и развития минерально-сырьевой базы кобальта и никеля для промышленного производства.

Научная новизна работы

Уточнена геотектоническая позиция Чарско-Горностаевского офиолитового пояса в геологической структуре Большого Алтая, представляющий собой сутурный шов региональной ранговости, отражающий область коллизии Казахской и Сибирской литосферных плит и фиксируемый протрузиями серпентинизированных гипербазитов, зонами лиственитов, бирбиритов и надвигово-меланжевыми структурами. По комплексу геолого-геофизических данных обосновывается пространственная совмещенность Чарско-Горностаевского никеленосного и Восточно-Казахстанского золоторудного поясов с размещением золотоносных структур и месторождений в бортах Чарско-Горностаевского поднятия, что расширяет перспективы территории на золотое оруденение и является ведущим прогнозно-поисковым критерием.

Выполнена реконструкция формирования офиолитового пояса в постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке, отражающая горизонтальное смещение его Горностаевской ветви к западу (с амплитудой до 25 км) по Семипалатинско-Ленинградскому широтному глубинному разлому, что учитывалось при прогнозно-металлогенических работах. Определена рудоконтролирующая роль Белогорского широтного глубинного разлома в формировании и размещении Чарской группы Ni-Co золото-ртутных месторождений, активизация которого способствовала тектонической нарушенности гипербазитов и более интенсивному проявлению процессов серпентинизации, лиственитизации и окварцевания, благоприятных для образования в мезозое никеленосных кор выветривания. По результатам электронной микроскопии получена новая информация о распределении в корях сидерофильных, халькофильных элементов, редких металлов и редких земель (с преобладанием легкой группы), установлены повышенные содержания Cu, Pb, Zn, As, Sb, Au, Ag- типичных элементов-спутников золоторудных месторождений, что свидетельствует о потенциальной золотоносности изучаемых кор выветривания и возможности отработки здесь комплексных руд.

Основные защищаемые положения

1. С теоретических позиций современных геотектонических гипотез Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс сформировался в герцинский цикл в коллизийной геодинамической обстановке, в процессе горизонтального сдвижения и состыковки Казахской и Сибирской литосферных плит,

фиксируется протрузиями серпентинизированных гипербазитов, лиственитов надвигово-меланжевыми структурами, блоками метаморфических пород и представляет собой сутурный шов региональной ранговости сложной морфологии, подчеркивающий общее северо-западное направление геоструктуры Большого Алтая. Характеризуется полициклической металлогенией с образованием в гипербазитах первичных руд (Cr, Ni, Co, Cu), в стадию герцинской коллизии – золото-ртутного оруденения метаморфогенно-гидротермального типа, и в киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза – силикатных кобальт-никелевых руд в остаточных корах выветривания.

2. Уточнены закономерности формирования и размещения месторождений никеленосных кор выветривания, нонтронитового профиля, линейно-трещинного типа, генетически связанные с гипербазитами Чарского комплекса, преобразованными в результате коллизии и метаморфизма в серпентинизированные разности и листвениты с последующим образованием в киммерийский цикл силикатных кобальт-никелевых руд практической значимости (месторождения Горностаевское, Белогорское и др.). Подчеркивается рудоконтролирующая роль разрывной тектоники и зональное строение кор выветривания. Впервые на основе современных методов электронноймикроскопии изучены особенности вещественного состава кобальт-никелевых руд с установлением в них повышенных содержаний благородных металлов (Au, Ag, Sb).

3. В результате анализа комплекса геолого-геофизических, геолого-структурных и минералого-геохимических данных произведена оценка перспектив изученной территории на кобальт-никелевое оруденение с обоснованием возможности увеличения прогнозных ресурсов Ni, Со за счет доизучения глубоких горизонтов и флангов известных рудных полей и месторождений, а также выявления новых рудных объектов по комплексу благоприятных признаков и критериев. Разработаны научно-практические рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ на стадии регионального геологического изучения территории (ГГК-200) и постановки поисковых работ.

Практическая значимость

На основе разработанных прогнозно-поисковых признаков и критериев существенно расширяются перспективы Чарско-Горностаевского пояса на выявление новых силикатных Co-Ni месторождений в корах выветривания и сопутствующих золоторудных объектов бақырчикского, суздальского и других типов на основе разработанных научно-практических рекомендаций на проведение глубинного геологического картирования резервных полузакрытых и закрытых территорий (ГГК-200), доизучения флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей и месторождений и комплексного использования минерального сырья при разработке месторождений. Практическая реализация рекомендаций будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы для планируемого завода по переработке кобальт-никелевых руд и улучшению экономики республики Казахстан.

Обоснованность и достоверность научных положений подтверждается изложенными в диссертации материалами (текст, графика, таблицы), результатами лабораторных исследований, апробацией результатов на международных и республиканских конференциях и публикацией монографии, научных статей, в том числе в журналах с импакт-фактором и рекомендованных ВАК РК.

Личный вклад автора заключается в сборе фактического материала при выполнении полевых экспедиционных работ в Чарской и западно-Калбинской зонах по выполняемым госбюджетным проектам Комитета науки МОН РК (участие в геологических маршрутах, отбор образцов и проб для лабораторных исследований и др.). Выполнялся сбор фондовых материалов геологоразведочных работ прошлых лет и литературных источников по направлению диссертационной работы. Проводилась компьютерная обработка и анализ результатов лабораторных исследований, выполненных в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ и Музее Естественной Истории, г. Лондон (построение графических материалов, составление таблиц и др.), и Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы, полученные автором за период 2010-2017 гг. в ходе полевых работ и научно-исследовательских работ по проектам:

1. Закономерности формирования, металлогения, прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив Зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан) (2012-2014 гг);

2. Разработка технологии и методов прогнозирования, поиска и оценки новых нетрадиционных месторождений золота в Восточно-Казахстанском золоторудном поясе, (2015-2017 гг.).

В ходе полевых работ выполнялись геологические маршруты с изучением разрезов и отбором образцов горных пород для выполнения различных видов лабораторных исследований. При подготовке материалов выполнен значительный объем аналитических исследований на современном оборудовании в лабораториях инженерного профиля ИРГЕТАС ВКГТУ, аналитического центра Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и Музее Естествознания (г. Лондон).

Обработка полученных геологических, геохимических данных проводилась с использованием программ Microsoft Excel, MapInfo, Corel Draw.

При выполнении научно-исследовательских работ учитывался большой фактический материал многолетних исследований по проблеме «Большой Алтай» (научный руководитель Г.Н. Щерба), материалы Международных конгрессов, конференций и совещаний различного уровня, публикаций по данному направлению работ. Важное значение придается Российско-Казахстанским рабочим совещаниям «Корреляция Алтаид и Уралид» (2012, 2014гг.), на которых обсуждались проблемные вопросы геологии и металлогении Алтайского региона с ведущими специалистами СО РАН (г. Новосибирск).

Апробация работы и публикации

Основные положения диссертационной работы докладывались на 17 международных научно-практических конференциях. По результатам работ опубликованы 6 статей в научных журналах, из них 5 в изданиях, включенных в перечень комитета по контролю сферы образования и науки МОН РК, 1 монография в соавторстве, 1 статья в журнале входящая в базу «Thomson Reuters» и «Scopus».

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, пяти разделов и заключения (выводов), содержит 145 страниц печатного текста, 17 таблиц и списка использованных источников из 74 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность д.г.-м.н., академику НАН РК Дьячкову Б.А., PhD Долгополовой А., под чьим непосредственным руководством и консультациями была написана работа. Особая признательность выражается д.г.-м.н., член-корр. НАН РК Сапаргалиеву Е.М., PhD, проф. Селтманн Р., а также Кравченко М.М. Докторант искренне благодарен зав. кафедрой «ГиГД» к.т.н. Нуршайыковой Г.Т., к.г.-м.н. Мизерной М.А., Черненко З.И., PhD Кузьминой О.Н., Зимановской Н.А. и всему коллективу кафедры «Геология и горное дело» за поддержку и помощь на всех этапах выполнения работы.

1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

В Казахстане в последние 80 лет выявлено порядка 40 силикатных месторождений никеля и кобальта, приуроченных к охристо – нонtronитовым корам выветривания ультраосновных пород. Все они расположены в пределах Кемпирсайского гипербазитового массива в Мугоджарах (Западный Казахстан) и составили крупную минерально - сырьевую базу Орского и Буруктальского никелевых заводов, построенных вблизи них в Оренбургской области. На сегодняшний день большая их часть отработана. К концу XX века на них ежегодно добывалось по 3 млн. тонн руды или около 30 тыс. тонн никеля. В начале 2000 годов разработка этих месторождений прекратилась и в их недрах в настоящее время осталось порядка 250 тыс. тонн никеля.

Поиски кобальт-никелевых месторождений силикатного типа проводились также в других районах Казахстана и привели к выявлению нескольких перспективных рудных объектов в Северном и Восточном Казахстане. Среди них следует выделить месторождения Шевченковское и Кундыбайское на западном борту Торгайского прогиба и Горностаевское вблизи р. Иртыш.

В настоящее время в Казахстане выделяются 10 никеленосных районов с широким развитием никеленосных кор выветривания ультраосновных пород и один район в Восточном Казахстане с определенными перспективами выявления в нем сульфидных медно-никелевых месторождений. Среди первых, перспективных на силикатные руды, могут быть выделены 5 никеленосных районов, с которыми связаны наиболее значительные рудные объекты Западно-Казахстанский, Южно-Мугоджарский, Западно-Торгайский, Восточно-Казахстанский и Центрально-Казахстанский. В Восточном Казахстане в небольших объемах проводились также поиски сульфидных медно-никелевых месторождений, которые привели к обнаружению мелкого месторождения Южный Максут и ряда перспективных рудопроявлений в пределах Жарма-Саурской структурно-формационной зоны.

Никеленосные коры выветривания Казахстана стали изучаться с 30-х годов прошлого столетия в связи с поисками никелевых руд. Первым исследователем никеленосных кор выветривания Казахстана был М. А. Цибульчик (1937 г.). Позже никеленосные коры выветривания Кемпирсайского массива были объектом исследований группы сотрудников АН СССР, работавших под руководством И.И. Гинзбурга в разные годы 20 века (1938-1963гг.).

В Восточном Казахстане исследования интрузий ультраосновных пород и полезных ископаемых, связанных с ними, проводил И.И. Бок, описавший известные к тому времени никеленосные коры выветривания этого региона.

П.Т. Тажибаева и Д.В. Пономарев изучали никеленосные коры выветривания на протяжении многих лет (1943-1977 гг.), их исследованиями охвачены почти все никеленосные районы Казахстана[1,2].

В послевоенный период поиски и разведка кобальт-никелевых руд Восточного Казахстана велись под руководством и при участии Н.В. Суспицына, А.П. Сосновой, Д.В. Пономарева, К.С. Ахметова и др. [1,2].

Крупным вкладом в исследование ультраосновных пород Восточного Казахстана являются труды Н.П. Михайлова (1962 г.). Выполненные ранее более детальные работы имеют существенно поисковую направленность на локальных участках для решения частных задач:

- никеленосность основных и ультраосновных пород в зоне выветривания Чарского ультрабазитового пояса, структура которого ныне трактуется по иному (Е.А. Флеров, 1965г., Н.В. Суспицын, 1968г.);

- редкометалльные россыпи кор выветривания Центральной и Северо-Западной Калбы (Е.П. Пушко, Л.А. Линева, 1968-1969 гг.);

- ряд участков золотоносных кор выветривания в золоторудной Калбе и Горностаевском поясе (Б.В. Александров, И.Г. Тверянкин, 1965-1976 гг.) и др. более поздние исследования, выполненные при изучении золотоносных кор выветривания в Мукурском и Жанан-Кемпирском районах при поисках, разведке и эксплуатации выявленных здесь месторождений золота остаточного типа (Э.В. Окунев, Р.И. Кужахметов, И.В. Бегаев, П.А. Валитов и др.).

В Семипалатинском Прииртышье, где максимально сохранены коры выветривания, до 1969 г. проводились неоднократные работы на поиски в платформенном чехле мезозоя-кайнозоя месторождений глин, бокситов, силикатного никеля, а в 70-ые годы прошлого столетия и золота. Муромцевым А.И. (1932г.) при рекогносцировочном обследовании этого района были обнаружены три месторождения каолиновых глин в переотложенных корах выветривания.

Дионисяк М.И. (1945г., Казгеолуправление) проводил ревизию и поиски новых месторождений керамических и огнеупорных глин в полосе 14-15 км вдоль р. Иртыш от с. Долонь до с. Кривинское, а также в полосе пос. Бородулиха-Камышинка-Быково. Обнаружены 12 месторождений каолиновых глин, связанных с корах выветривания и продуктами их переотложения. Минакина С.А. (1951 г.) проводила поисково-оценочные работы в окрестностях г. Семипалатинска на выявление глин, пригодных для производства цемента. Получены положительные результаты. Ахметов К.С. (1968гг.) составил первую прогнозную карту бокситоносности севера Семипалатинской области м-ба 1:500 000 с объяснительной запиской и рекомендациями дальнейших работ на глиноземное сырье. Общие сведения по золотоносным корам Казахстана приведены в работе А.Л. Киселева [3,4].

В Восточном Казахстане изучение кор выветривания нонtronитового профиля началось после установления Н.В. Суспицыным (1959г.) никеленосности Горностаевского ультрабазитового пояса. геолого-геофизические и разведочные работы выполнялись партиями ВКГУ на массивах серпентинированных ультраосновных пород и локальных участках рудных полей Горностаевское, Кызыл-Чар, Белогорское и др.

Большой вклад в обобщение и анализ материалов по корам выветривания Восточного Казахстана внесли Восточного Казахстана внесли А.М. Мыслик, О.И. Бочкова, М.М. Кравченко, О.П. Евтушенко, которые составили сводные карты м-ба 1:200 000 и выполнили оценку перспектив региона на золото, Zr-Ti, Co-Ni-оруденение и другие полезные ископаемые [1,2].

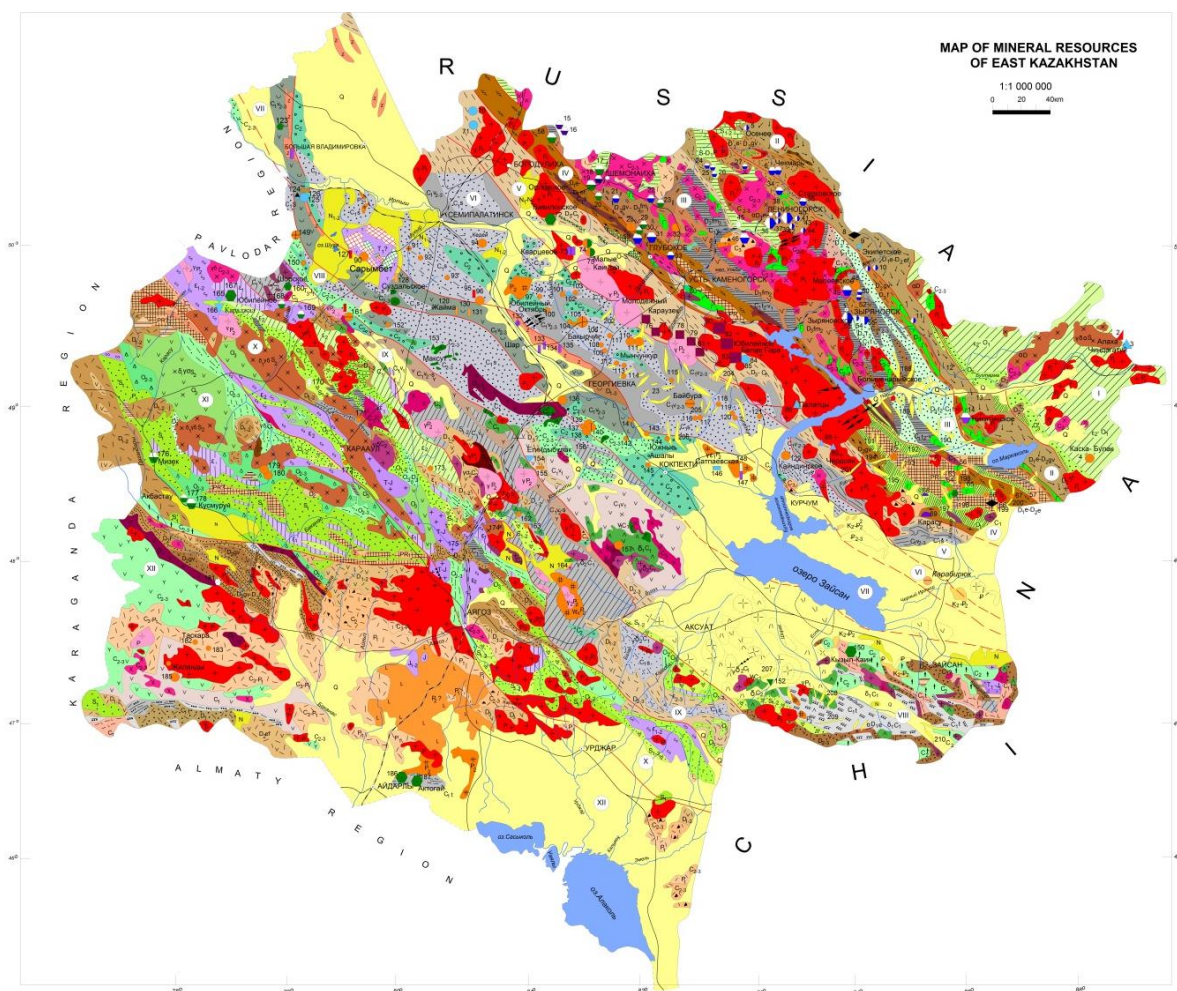
В последние годы поисково-ревизионное обследование месторождений неленосных кор выветривания и изучение их вещественного состава проводилось сотрудниками ВКГТУ им. Д Серикбаева при выполнении научно-исследовательских работ по госбюджетной тематике по договору с Комитетом науки РК (Б.А. Дьячков, О.Н. Кузьмина, Н.А. Зимановская, Б.Б. Амралинова и др.). В результате этих работ уточнены критерии прогнозирования и поиска силикатных кобальт-никелевых месторождений и получена новая информация о распределении Ni, Co, Au, Ag, Pt и других элементов в различных типах руд Белогорского месторождения, намечены рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ [4].

Изучение коры выветривания приобретает в настоящее время все большее значение, так как наличие ее во многом определяет гипергенную и осадочную металлогению различных регионов. С корой выветривания непосредственно или косвенно связаны многочисленные залежи различных полезных ископаемых, в частности остаточные руды железа, силикатного никеля и кобальта, бокситы, накопления нерудного и другого минерального сырья, находящиеся непосредственно в коре выветривания. Наряду с этим продукты разрушений коры выветривания постоянно переносятся и переотлагаются на земной поверхности, что сопровождается накоплением рудных минералов и образованием осадочных руд железа, бокситов, марганца, а также россыпных и других месторождений, седиментацией каолининовых глин, кварцевых песков и различных нерудных полезных ископаемых. Можно без преувеличения сказать, что остаточные и инфильтрационные месторождения целиком, а осадочные месторождения — в значительной мере генетически связаны с корой выветривания [5].

Разработка таких месторождений на основе современных технологий экономически выгодна, поэтому целесообразно продолжить прогнозно-поисковые работы в данном направлении. Особенно актуальна эта задача для Восточно-Казахстанского региона, где имеются перспективы открытия новых месторождений на резервных территориях и в ближайшие годы намечается строительство нового завода по обогащению никеленосных кор выветривания.

2 ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Территория Восточного Казахстана охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарымской зоны, Западной Калбы и Жарма-Саура, которые объединяются в общую геоструктуру Большого Алтая (БА) герцинского возраста [6,7]. К бортовым структурам относятся каледонские образования Горного Алтая (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатай (на юго-западе), рисунок 1.



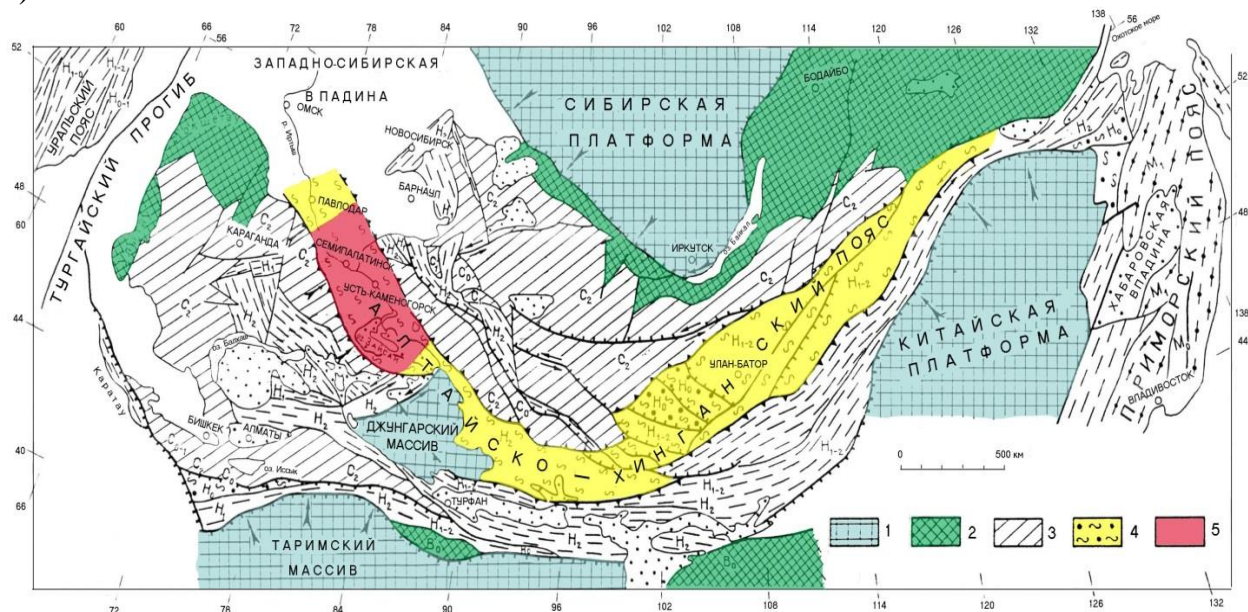
Металлогенические зоны:

- | | | |
|---------------------------------|------------------------|----------------------------|
| I- Холзунско-Чуйская | V- Калба-Нарымская | IX- Сиректас-Сарсазанская |
| II- Белоубинско-Сарымсактинская | VI- Западно-Калбинская | X- Восточно-Чингизская |
| III- Рудноалтайская | VII- Чарская | XI- Западно-Чингизская |
| IV- Иртышская | VIII- Жарма-Саурская | XII- Северно-Прибалхашская |

Рисунок 1 - Карта геологического строения и полезных ископаемых Восточно-Казахстанского региона (составили Б.А. Дьячков, Т.М. Никитина, Н.П. Майорова, оформитель – Т.А. Ойцева, 2015г.)

2.1 Геодинамическое развитие

Основные проблемные вопросы геодинамического и металлогенического развития геологических структур Большого Алтая и прилегающих территорий рассмотрены в трилогии «Большой Алтай» и ряде других публикаций [6-9,10,11,12 и др.]. Большой Алтай (БА) – это линейная разломно-складчатая структура северо-западного простирания, расположенная на северо-западном фланге Центрально-Азиатского подвижного пояса [13]. Пространственно размещается между устойчивыми континентальными массивами – Горноалтайским (на северо-востоке) и Казахстанским (на юго-западе) (рисунок 2).



1 – древние платформы и массивы; 2 – области байкальской и 3 – каледонской складчатости; 4 – Алтае-Алашаньская зона; 5 – положение Большого Алтая

Рисунок 2- Геотектоническая позиция Большого Алтая в структурах Центрально–Азиатского пояса [14]

С позиций глобального мобилизма зарождение и формирование крупных геологических структур Казахстана, Сибири, Урала и других регионов связывается с распадом в позднем протерозое Евразийского континента на отдельные плиты, геоблоки, массивы и отторженцы, которые мигрировали и испытали сложное геодинамическое развитие в процессе эволюции Палеоазиатского океана [13,15,16,17]. По палеомагнитным и геодинамическим реконструкциям предполагается, что перемещение литосферных плит и отторженцев происходило с востока на запад с вращением по часовой стрелке и переходом их с южного в северное полушарие. Одни массивы вероятно причленились к Сибирскому кратону, другие – при сучивании образовали Казахстанский микроконтинент [6]. Современные геологические структуры – это отторженцы палеоконтинентов (Восточной Гондваны и др.), возможно террейны, которые дрейфовали в Палеоазиатском океане и сомкнулись в

стадию коллизии (в раннем карбоне и позднее) при столкновении Горноалтайской и Казахстанской континентальных окраин.

Палеогеодинамический анализ формирования структур Большого Алтая производился за длительную геологическую историю, от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно. Общая направленность развития геологических образований и металлогении происходила в режиме океанического рифтогенеза (PR_2), затем в раннюю (рифтогенно-островодужную), среднюю (коллизионную) и позднюю (постколлизионную) стадии каледонид и герцинид, а завершилась континентальным рифтогенезом киммерийского цикла и последующей стабилизацией. Индикаторами палеогеодинамических и ландшафтно-геологических обстановок явились определенные геологические формации, отражающие условия их возникновения.

В докембрийский цикл в режиме океанического рифтогенеза происходила деструкция дорифейского кристаллического фундамента малых массивов, осуществлялось их раскалывание на отдельные блоки-фрагменты и перемещение по ослабленным поверхностям скольжения с последующей сложной аккрецией литомеланжа. В пределах БА фрагменты докембрийского фундамента фиксируются в Чарско-Зимунайской зоне и Иртышской зоне смятия. Это сложные тектоно-метаморфические структуры с интенсивными динамометаморфическими преобразованиями горных пород, напряженной складчатостью, надвигами и полициклической металлогенией. Типичны кристаллические сланцы, гнейсо-амфиболиты, гранито-гнейсы с протрузиями гипербазитов и блоками серпентинитового меланжа. В ультрабазитах сформировались магматические месторождения Cr, Ni, Co (Pt), которые с более поздним наложенным золото-ртутным оруденением образуют чарский рудоносный уровень.

В каледонский цикл в бортовой структуре Чингиз-Тарбагатая в рифтогенно-островодужной обстановке ранней стадии (O_1-O_3) сформировались вулканические дуги базальт-андезит-дацитовый серии с железо-марганцевыми и золото-медноколчеданными месторождениями (Акбастау, Космурун, Мизек). На территории Большого Алтая и в Горном Алтае сохранялся морской режим с образованием известняково-кремнисто-базальтовой и терригенной формаций. В среднюю стадию (O_3-S) наметилась общая тенденция деградации Иртыш-Зайсанского малого океанического бассейна за счет наращивания аккреционных зон на Горноалтайский и Казахстанский континентальные массивы.

Коллизионный магматический фронт локализовался в сводовых поднятиях спрединговых зон с образованием габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий ($O-S$, S_2) в фокальных частях Чингиз-Тарбагатая и в Рудноалтайско-Ашалинской зоне. Оруденение представлено Fe, Cu, Zn, Mo, Au. Наиболее продуктивный уровень колчеданных медно-цинковых руд локализовался в активной Казахстанской окраине и связан с островодужным базальт-андезитовым вулканизмом O_{2-3} (месторождения Акбастау, Космурун, Мизек в Чингиз-Тарбагатае).

В завершающую стадию (S_1-D) сформировалась единая каледонская структура Большого Алтая в условиях общего поворота Сибирского континента и прилегающих к нему складчатых сооружений в северном направлении. В процессе внутриплитной активизации в приграничных частях БА в Горном Алтае локализовались гранодиорит-гранитные интрузии $D_2?$ (Mo, W, Bi), а в Чингиз-Тарбагатае – массивы гранит-граносиенит-лейкогранитовой серии (D_2-D_3) с бедным редкометалльно-редкоземельным оруденением [18].

Герцинский цикл ознаменовался повторным расколом и раздвижением каледонских континентальных окраин, образованием вторичного Иртыш-Зайсанского океанического бассейна с мощным проявлением магматизма и рудообразования. В раннюю стадию основные рудоносные структуры Рудного Алтая образовались в рифтогенной и островодужной геодинамических обстановках, в процессе активизации системы эшелонированных глубинных разломов, обусловивших поступление в верхние части ЗК мантийных базальтоидных магм и рудоносных флюидных потоков. С интенсивно проявленным девонским базальт-андезит-риолитовым вулканизмом генетически связаны главные промышленные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Наиболее продуктивными оказались вулканические дуги кольцевого строения, обрамляющие каледонские палеоподнятия и характеризующиеся длительностью вулканических процессов и рудообразования (месторождения Риддер-Сокольное, Малеевское, Николаевское и др.) [7,19].

В среднюю стадию (C_1-C_3) в результате смены геодинамического режима и преобладающего сжатия (в раннем карбоне и позднее) сформировалась единая целостная геологическая структура Большого Алтая в процессе столкновения Горноалтайской и Казахстанской континентальных окраин, сочленение которых произошло по Зайсанской сутурной зоне [10,20]. В этот этап внедрились синколлизийные габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии, гипабиссальные малые интрузии и дайки габброидов, диоритов, гранодиоритов, с которыми связаны месторождения Cu, Ni, Au, Ag. В Зайсанской сутурной зоне в режиме ритмично-пульсационных тектонических движений сжатия-растяжения локализовались пояса золотоносных малых интрузий и даек кунушского комплекса (C_3). Рудоконтролирующими являлись диагональные системы сквозных разломов позднеколлизийной стадии с размещением золоторудных объектов в карбонатно-терригенных и черносланцевых толщах (Бакырчик, Суздальское, Кулуджун и др.).

В позднюю стадию (C_3-T_1) в обстановке внутриплитной активизации сформировались гранитоидные пояса с редкометалльным и редкометалльно-редкоземельным оруденением (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W, Mo, Zr, TR и др.).

В Горноалтайской континентальной окраине пермские гранитоидные пояса и ареалы обрамляют Рудноалтайско-Ашалинскую зону. Наиболее крупный Калба-Нарымский редкометалльный пояс разместился в головной части тектоно-магматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай (рисунок 2). Главные редкометалльные пегматитовые поля и месторождения (Ta, Nb, Be, Cs, Sn и др.) здесь сконцентрированы в

Центрально-Калбинском блоке повышенной тектонической активности. Пегматитовые месторождения Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и другие разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом. Кроме того, в гранитоидном поясе известны многие месторождения и рудопроявления олова и вольфрама грейзенового и кварцевожильного типов (Каинды, Палатцы, Чердож и др.) [6].

В зонах внутриплитной тектоно-магматической активизации (на границе Рудного и Горного Алтая, в Китайском Алтае) сформировался Урьль-Коктогайский пояс нормальных и субщелочных гранитов с пегматитовыми Та-Nb-Be-Li и грейзеново-кварцевожильными, гидротермальными W-Mo-Be месторождениями (Коктогай, Калгуты, Кокколь, Чиндагатуй и др.) и проявлениями редких земель. На юго-восточном продолжении рассматриваемого гранитоидного пояса в Западной Монголии размещаются грейзеново-кварцевожильные и гидротермальные вольфрамовые месторождения (Ценгел, Кызылтау, Саксай и др.).

В Казахстанской континентальной окраине (на границе каледонид Чингиз-Тарбагатая и герцинид Жарма-Саура) образовались Окпекты-Тлеумбетский и Акбиик-Акжайляуский пояса (гранитов, лейкогранитов, граносиенитов и щелочных гранитов), производных более глубоких очагов магматизма в ЗК и специализированных на редкометалльно-редкоземельное оруденение (Zr, Nb, TR, Mo). С гранитоидами повышенной щелочности генетически связана формация редкоземельных пегматитов, а в апикальных частях ряда массивов развиты кварц-альбитовые, рибекит-альбитовые и астрофиллит-эгириновые метасоматиты с пироклор-цирконовой минерализацией (месторождение Верхнее Эспе).

В осевой части региона на границе Казахстанской и Горноалтайской континентальных окраин (вблизи Зайсанской сутурной зоны) сформировался Семипалатинско-Буран-Бургынский прерывистый пояс гранитоидов повышенной щелочности с Ti-Zr геохимической специализацией. Развитые здесь расслоенные массивы монцонит-сиенит-граносиенитового состава перспективны для поиска циркон-ильменитовых месторождений в мезозойских корях выветривания (тип Караоткеля).

Киммерийский цикл (T_2 -Pg²₂). Киммерийские формации образовались в режиме континентального рифтогенеза и имели автономное развитие. Представлены Семейтауской вулcano - плутонической ассоциацией (T_1) контрастного состава и повышенной щелочности (трахибазальт-трахириолиты и их субвулканические аналоги), трапповой формацией J_2 (луговской комплекс). К этому же возрасту условно отнесены северо-восточные пояса даек пестрого состава: от габбро-диабазов до кварцевых порфиров (миролюбовкий, бугазский комплексы). В наложенных мульдах (Кендырлыкской, Жеменейской, Абаевской и др.). Сформировались молассовые угленосные толщи (T_3 - J_1 , J_2). На завершении тектонического цикла в режиме стабилизации эпигерцинской плиты на обширной площади накопились алевроит-глинистые пестроцветные гематит-каолиновые отложения K_2 -Pg²₂ мощностью около 200 м (северо-зайсанская свита).

В условиях влажного субтропического климата по палеозойским и более древним породам сформировались коры выветривания разных типов. В Чарско-Горностаевском поясе по серпентинизированным гипербазитам образовались Ni-Co и ртутоносные коры выветривания нонtronитового типа, а также золотосодержащие коры по коренным золотосодержащим породам и рудам (Семипалатинское Прииртышье). В Западно-Калбинском поясе по субщелочным гранитам развиты Zr-Ti коры выветривания каолинового типа. Киммерийский цикл имел в целом деструктивный характер. Огромные массы рыхлого материала вместе с рассеянным рудным веществом были снесены в Кулундинскую и Зайсанскую впадины, Западно-Сибирскую низменность и более мелкие межгорные депрессии, что способствовало образованию россыпей золота, касситерита, вольфрамитов, монацита и других минералов.

Альпийский цикл (Pg³₂-Q). В альпийский цикл рассматриваемый регион представлял собой область интенсивной денудации с выносом продуктов разрушения в Западно-Сибирскую низменность, крупные впадины и образованием континентальных осадочных формаций (палеогена-неогена-четвертичного периода). Они широко развиты в Зайсанской впадине, Семипалатинском Прииртышье, межгорных депрессиях и озерных котловинах, отличаясь некоторыми литологическими особенностями пород и мощностями отложений. Среди них, по В.С. Ерофееву, В.М. Мацую и Ю.Г. Цеховскому, различаются следующие формации: разнообломочная углисто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная Pg²₂-Pg₃ (турангинская и ашутасская свиты), глинистая зеленоцветная сульфатно-карбонатная N₁ (акжарская свита), гравелит-песчано-глинистая красноцветно-карбонатная N₂ (вторушинская и павлодарская свиты) и разнообломочная сероцветная (кулундинская, красноярская и рорская свиты). В осадочном чехле сформировались также россыпи устойчивых рудных минералов (золото, ильменит, танталит, касситерит, шеелит, монцанит и др.), которые по генезису подразделяются на аллювиальные, делювиальные и пролювиальные. Многие из них обрабатывались.

2.2 Особенности глубинного строения

По комплексу новых геолого-геофизических данных (грави-, магниторазведочных съемок, сейсморазведочных и электроразведочных работ) определяется многослойность литосферы на основе построения моделей глубинного строения геолого-структурных зон, анализа типов разрезов ЗК и характеристики верхней мантии [6,21,22,23,24,25]. Глубинное строение региона резко неоднородное, отражающее линейно-блоковый характер геологических структур Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы и Жарма-Саура. С позиций мобилизма они представляют собой неоднородные блоки земной коры (возможно террейны), спаянные в процессе герцинской коллизии и разделенные системой глубинных разломов или сутурными зонами. Последние рассматриваются также как зоны апвеллинга и поступления в ЗК мантийного материала и рудоносных флюидотоков [7,26,27,28].

Современное глубинное строение региона характеризуется многослойной земной корой (мощностью до 50-55 км) с гетерогенными линейно-мозаичными блоками. Положение глубинных слоев ЗК и верхней мантии отражено на геолого-геофизическом разрезе, выполненном по Алейскому геотраверсу (В.Н. Любецкий, М.Ш. Омирсериков и др.), рисунок 3.

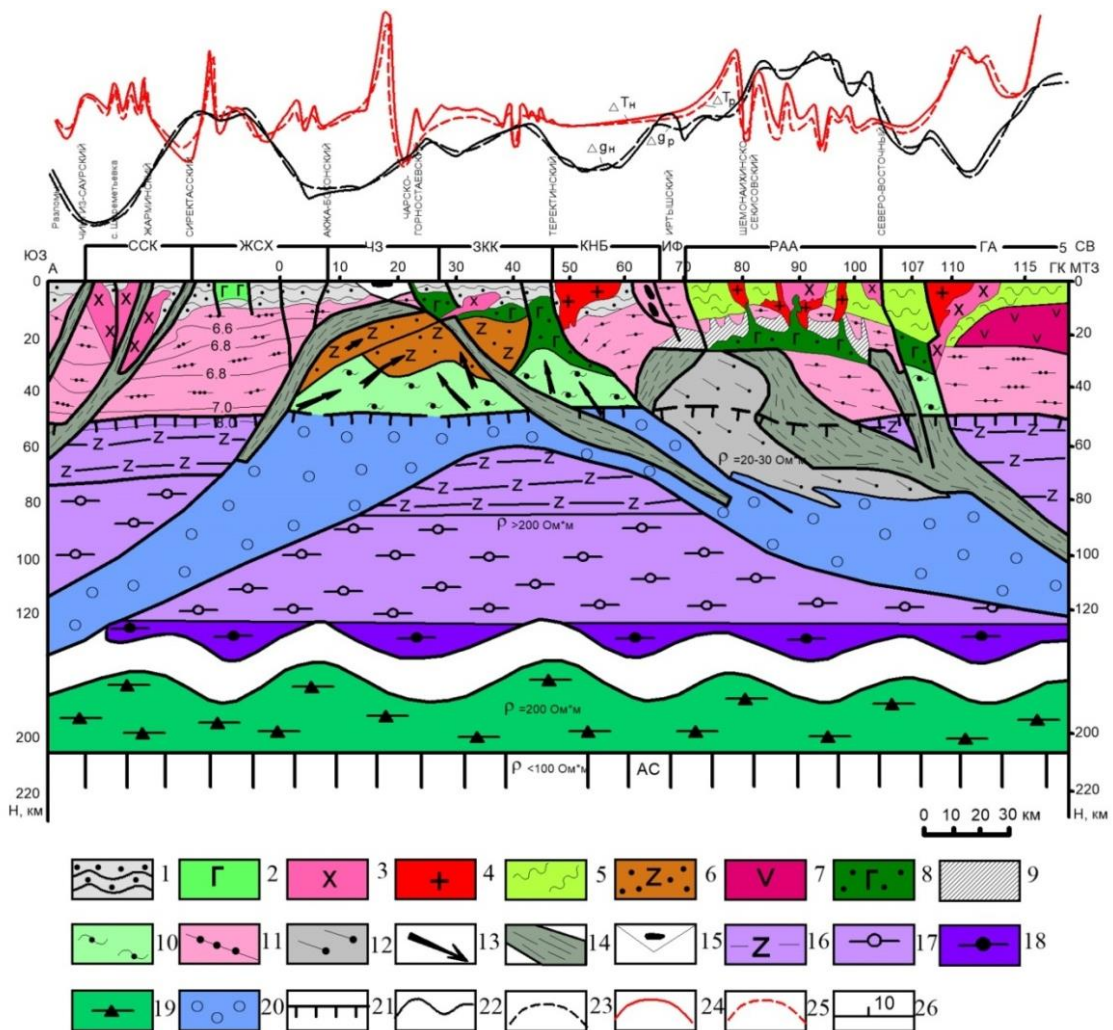
В верхней части разреза выделяется *вулканогенно-осадочный слой*, сложенный осадочными, вулканогенными и интрузивными формациями герцинского возраста в тектонических зонах Большого Алтая и каледонскими образованиями в бортовых структурах Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая.

Нижележащий *гранитно-метаморфический слой*, объединяющий метагранитный и метадиоритовый слои континентальной коры, представлен метаморфическими породами докембрийского и палеозойского возраста, глубинными телами габброидов, реститами коровых очагов плавления и реликтами древних массивов сиалического типа.

Метабазальтовый слой ЗК, расположенный от поверхности Конрада до верхней мантии, включает глубокометаморфизованные породы архей-протерозойского возраста (гранулиты, метасоматиты, амфиболиты), тектонические фрагменты метаморфитов и метаофиолитов.

Верхняя мантия, выделяющаяся на глубинах 50-100 км и более характеризуется неоднородным строением, залегает на глубинах 38-55 км, имеет расчлененный рельеф. В ее составе различаются неистощенная мантия (пиролитовая) и истощенная, включающая шпинельсодержащие дуниты и гарцбургиты, гранатовые эклогиты и альпинотипные гипербазиты [6,23]. На разрезе в Зайсанской сутурной зоне четко выделяется валообразное поднятие истощенной ВМ с поступлением мантийного материала и рудоносных флюидпотоков по системе глубинных разломов шатрового типа с северо-восточным и юго-западным падением. Расслоенные астеносферные зоны ВМ, очевидно, оказали решающую роль в металлогенической специализации геологических структур Большого Алтая. Глубинное строение и геодинамика развития отдельных рудных районов, вмещающих крупные месторождения, рассмотрены в работах Г.Н. Щербы, Г. П. Нахтигалья, Х.А. Беспяева, В. Н. Любецкого, Л.Д. Любецкой и других исследователей [18,21,29,30,31].

Таким образом, современное глубинное строение Большого Алтая характеризуется многослойной ЗК с гетерогенными линейно-мозаичными тектоническими блоками, осложненными складчатыми и разрывными деформациями при ритмичном растяжении и сжатии литосферы и значительных горизонтальных межслоевых перемещениях.



Седиментный слой: 1 – вулканогенно-осадочные и терригенные отложения (D_1-C_1); 2 – габброидные; 3 – гранодиорит-плаггиогранитовые и 4 – гранитные массивы, выходящие на поверхность. *Гранитно-метаморфический слой:* 5 – зеленосланцевая толща PZ_1 ; 6 – метасоматиты, развитые по габброидам и более кислым магматическим образованиям; 7 – тоналиты, диориты допалеозойского возраста; 8 – габброиды глубинные; 9 – реститы коровых очагов плавления. *Метабазальтовый слой:* 10 – метасоматиты с амфиболитами; 11 – архей-протерозойские гранулиты; 12 – метаморфиты по углеродсодержащим породам; 13 – пути движения мантийных флюидов; 14 – зоны апвеллинга; 15 – аккреционная призма с фрагментами метаморфитов и метаофиолитов. *Верхняя мантия:* 16 – верхняя мантия истощенная (альпинотипные гипербазиты); 17 – шпинельсодержащие дуниты и 18 – мантийные гранатовые эклогиты; 19 – горизонты алмазосодержащих эклогитов среди гранатовых перидотитов; 20 – верхняя неистощенная мантия; 21 – палеоповерхность М; 22 – 23 кривые поля силы тяжести (22 - Δg_n – наблюдаемого, 23 - Δg_p – рассчитанного); 24 – 25 – кривые поля аномального магнитного поля (24 - ΔT_n – наблюдаемого, 25 - ΔT_p – рассчитанного); 26 – номера точек МТЗ по линии геотраверса.

Металлогенические зоны: ССК – Сиректас-Сарсазан-Кобукская; ЖСХ – Жарма-Саур-Харатунгская; ЧЗ – Чарско-Зимунайская; ЗКК – Западно-Калбинско-Коксентауская; КНБ – Калба-Нарым-Бурчумская; ИФ – Иртыш-Фуюнская; РАА – Рудноалтайско-Ашалинская, ГА – Горный Алтай.

Рисунок 3 – Геолого-геофизический разрез литосферы Большого Алтая по Алейскому геотраверсу [32]

2.3 Структурные этажи

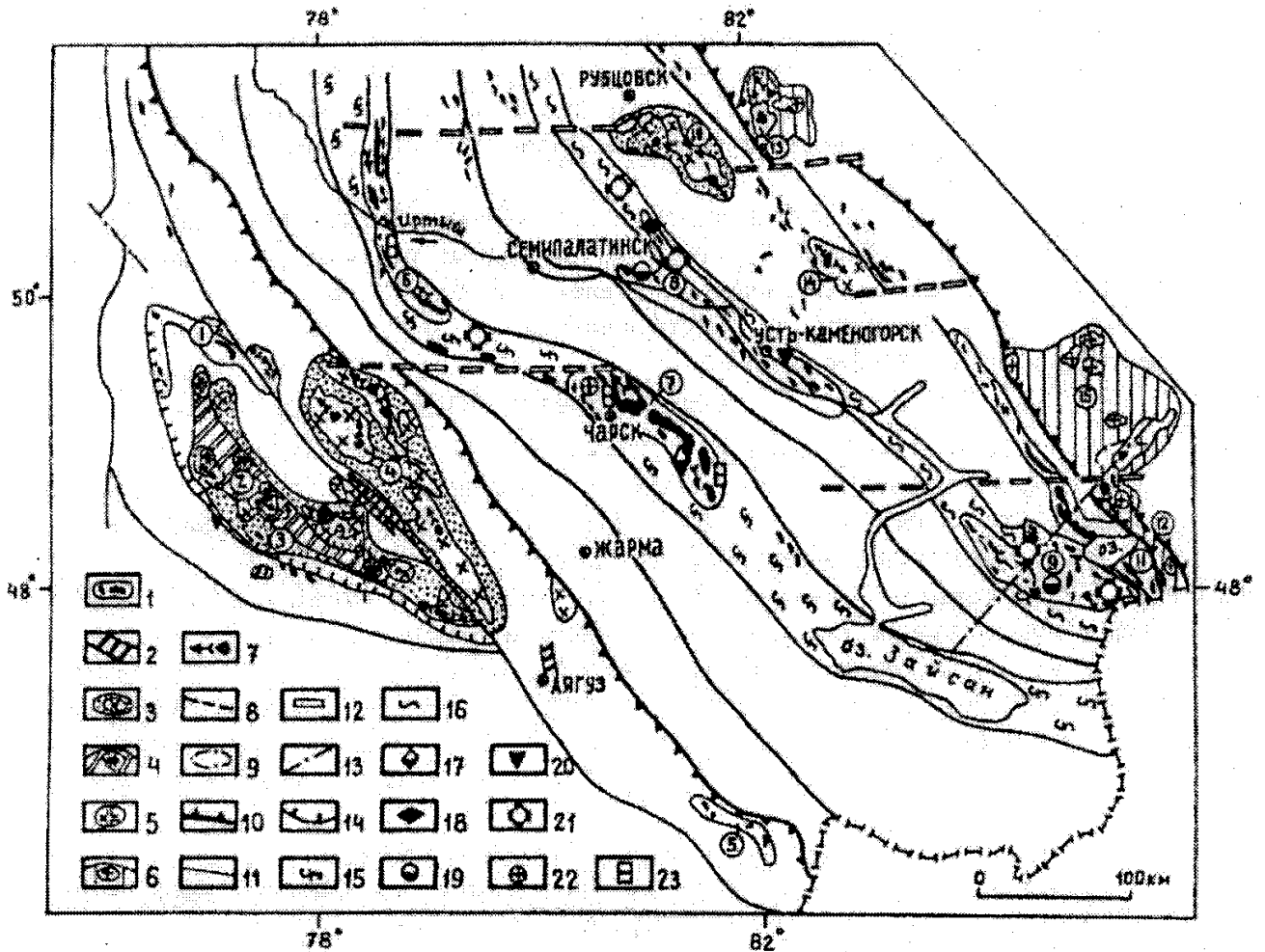
Сформированная колонна преобразования ЗК, объединяющая геологические формации и складчато-разрывные структуры определенных тектоно-магматических циклов, в пределах территории Восточного Казахстана, подразделяется на структурные этажи и ярусы, которые отделяются поверхностями регионального несогласия и отличаются по степени метаморфизма[33].

Докембрийский этаж, объединяет условно позднепротерозойские отложения с протрузиями древних гипербазитов. Залегает на глубинах 13-18 км, нижняя его граница имеет глубины 22-26 км и пространственно совпадает с поверхностью К. Отдельные реликты протерозоя зафиксированы на дневной поверхности. Имеющиеся данные свидетельствуют о сложном составе и длительности развития докембрийского фундамента, многоэтапности его метаморфизма.

В Рудном Алтае древние метаморфиты выделяются в Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия, Алейском и Синюшинском антиклинориях, где реликты протерозоя приближены к дневной поверхности [18]. Иртышская зона смятия представляет крупную полосу динамометаморфитов (серпентинизированные гипербазиты, амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы), круто погружающихся под структуры Рудноалтайско-Ашалинской зоны (рисунок 4). Гнейсы образовались на прогрессивном этапе метаморфизма при $T=700-750^{\circ}$ и $P>8$ кбар. Наиболее изучена метаморфическая толща Курчум-Кальджирского поднятия (рисунок 4). Метаморфические толщи докембрия более широко проявлены в Китайском Алтае (Сицихэское, Чинхэское поднятия).

В Горном Алтае метаморфиты позднего протерозоя в Теректинском горсте. Они представлены серицит-хлорит-кварцевыми, кварц-альбит-хлоритовыми, актинолит-хлорит-альбитовыми и другими сланцами, линзами мраморов и небольшими телами гипербазитов.

В Жарма-Сауре древнее основание фиксируется в Чарском и Горностаевском поднятиях (рисунок 4), объединяет цепочки протрузивных гипербазитов, амфиболитов, полосы кристаллических глаукофановых сланцев. Приурочены к зонам чешуйчатых надвигов с фронтальным меланжем и олитостронами, выжимание и надвигание которых возникало несколько раз от протерозоя до раннего карбона. В Чингиз-Тарбагатае блоки высокометаморфизованных пород известны в Муржинском, Акчатауском и Главном Чингизском поднятиях (рисунок 4). Они сложены эпидот-хлорит-кварцевыми, эпидот-актинолитовыми, хлорит-серицитовыми и другими сланцами с прослоями микрокварцитов и линз мраморов, иногда в ассоциации с офиолитами.



1-докембрийские пояса гипербазитов (с базитовыми интрузиями); 2-6-каледонские формации (2-габбро-плагиогранитовая ранней, рифтогенной стадии; 3-габбро-диорит-гранодиоритовая Чингиз-Тарбагатая и гранодиорит-плагиогранитовая Рудного Алтая средней, коллизионной стадии; 4-граносиенитовая; 5-гранит-лейкогранитовая и 6-гранодиорит-гранитовая поздней постколлизионной стадии); 7-главные магмоводы центрального типа и 8-второстепенные трещинного типа; 9-контуры скрытых интрузий по геолого-геофизическим данным; 10-границы Большого Алтая и 11-тектонических зон; 12, 13-разломы; 14-Жауыртагинский надвиг; 15-Чарско-Зимунайская зона; 16-Иртышская зона смятия.

Месторождения: 17-хромитовые, 18-железорудные, 19-медно-пирротиновые, 20-скарновые вольфрамовые, 21-золоторудные, 22-золото-ртутные, 23-никель-кобальтовые в корях выветривания.

Ареалы магматитов (цифры в кружках): 1-Муржик-Жауыртагинский, 2-Кайнарский, 3-Сарыкольский, 4-Восточно-Чингизский, 5-Тарбагатый, 6-Горностаевский, 7-Чарский, 8-Иртышский, 9-Курчум-Кальджирский, 10-Алейский, 11-Сарымсактинский, 12-Маркакольский, 13-Кольванский, 14-Синюхинский, 15-Горно-Алтайский.

Рисунок 4 - Ареалы докембрийских и каледонских магматических образований и месторождений Большого Алтая

Каледонский этаж. Каледонские образования широко развиты в Чингиз-Тарбагатае, а в Жарма-Сауре и Рудном Алтае они представлены фрагментарно

(рисунок 4). В Чингиз-Тарбагатае этаж сложен каледонскими формациями (?₁-D₃) и подразделяется на три структурных яруса. Нижний ярус (?₁-O₃) объединяет вулканогенные и терригенные формации ранней стадии, развиты в главных структурах - антиклинориях и синклинориях; отличается большой мощностью (более 6-7 км), повышенным метаморфизмом пород и сложной складчатостью. Средний ярус (O₃-D₁) представлен вулканогенными и терригенными молассами в межгорных и остаточных прогибах, а также крупными массивами гранитоидов. Верхний ярус (D₁-D₃) фиксируется вулканическими дугами в приразломных прогибах и вулканотектонических депрессиях, отдельными гранитными массивами; интенсивно денудирован и представлен фрагментарными выходами.

В Жарма-Сауре каледонский этаж сопоставляется с метагранитным слоем, залегающих под герцинидами на глубинах 0-9 км. Продольные валообразные поднятия (на глубинах 3-4 км) зафиксированы в центре структуры и на границе с Чингиз-Тарбагатаем; обнажаются поднятия Кайракты и Карабуга (рисунок 4).

В Рудном Алтае каледонский фундамент обнажается в Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия, в Алейском и Синюхинском поднятиях. Имеет мощность до 7-12 км, во многих местах интенсивно денудирован и расчленен. Для нижнего яруса характерны кварц-серицитовые актинолит-хлоритовые и другие сланцы (?-O?). Средний ярус представлен гранитоидными и возможно габбро-диабазовыми интрузиями, а также вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями. В верхнем ярусе локализовались девонские гранитные массивы на границе с Горным Алтаем. Рудный Алтай выделяется приподнятостью каледонского основания (глубины от 0 до 4-6 км), которое к началу герцинид было денудировано на 3-5 км [18]. Таким образом, мощная догерцинская деструкция и денудации каледонского этажа проявлена во многих структурах региона.

Герцинский этаж сформирован на неоднородном деструктированном каледонском основании и фрагментарных блоках протерозоя, характеризуется сложным складчато-пластинчатым строением.

В Рудном Алтае мощность этажа от 6,3 до 11,2 км, а средняя - 8,4 км. Нижний ярус мощностью 5,2-8,9 км объединяет вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные отложения (D₁-C₁), слагающие многие прогибы и поднятия (рисунок 4). Средний ярус образован складчатыми структурами зон смятия, интрузивными массивами, реже молассами в прогибах-мульдах; интрузивные породы (58%) преобладают над осадочными (35%) и вулканогенными (7%). Мощность яруса - 2-3 км. Верхний ярус сложен в основном гранитоидами, мощность его изменяется от 0,5 до 4,5 км.

В Жарма-Сауре герцинский этаж подразделяется на три яруса [31]. Нижний ярус (D₁-C₁) с первоначальной мощностью от 3,5 до 10,2 км наиболее распространенный. Объединяет два подъяруса: 1) девонских вулканогенных поднятий и 2) раннекаменноугольных вулканогенно-осадочных прогибов. Средний ярус (C₁-C₃) образован молассами и угленосными отложениями наложенных прогибов и мульд, интрузивными формациями; его средняя

мощность 2,5-3 км. Верхний ярус (С₃-Т₁) мощностью 2,5-7,5 км сложен угленосными молассами в прогибах, гранитоидными массивами и поздними дайковыми поясами; большая часть его сденудирована.

В Чингиз-Тарбагатае герциниды имеют ограниченное развитие. После интенсивной денудации сохранились отдельные мульды и прогибы, выполненные осадочными и вулканогенными отложениями (D3-C1), массивы гранитоидов на сочленении с Жарма-Сауром и в глубинных разломах (Главном Чингизском и Чингиз-Балхашском). Мощность этажа около 1,5 км.

Киммерийский этаж. Каледонский цикл сопровождался мощными деструкциями и денудацией герцинского орогена с накоплением отложений в Западной и Кулундинской впадинах. На поверхности фиксируется вулканогенными образованиями (Семейтауская мульда), угленосными формациями (Семипалатинское Прииртышье, Кендырлыкская мульда), корами выветривания и другими отложениями с общей мощностью до 4,5-7 км. Большая часть этажа сденудирована.

Альпийский этаж. В альпийский цикл (деструктивный) формировались континентальные молассы, несогласно перекрывающие киммерийскую поверхность выравнивая. Этаж образован рыхлыми отложениями палеогена, неогена и четвертичного возраста, выполняющими межгорные прогибы, озерные котловины, денудационные равнины и впадины. Максимальные накопления в Зайсанской впадине (до 200-1700 м), Кулундинской и Абаевской (до 200-500 м).

Таким образом, геоструктуры Большого Алтая (пояса и тектонические зоны) в результате сложного геодинамического развития (от докембрия до четвертичного времени) приобрели свою, специфическую колонку преобразования ЗК и верхней мантии, включающей более древнее докембрийское основание, каледонские, герцинские и киммерийско-альпийские структурные этажи и ярусы.

2.4 Геотектоническое и металлогеническое районирование

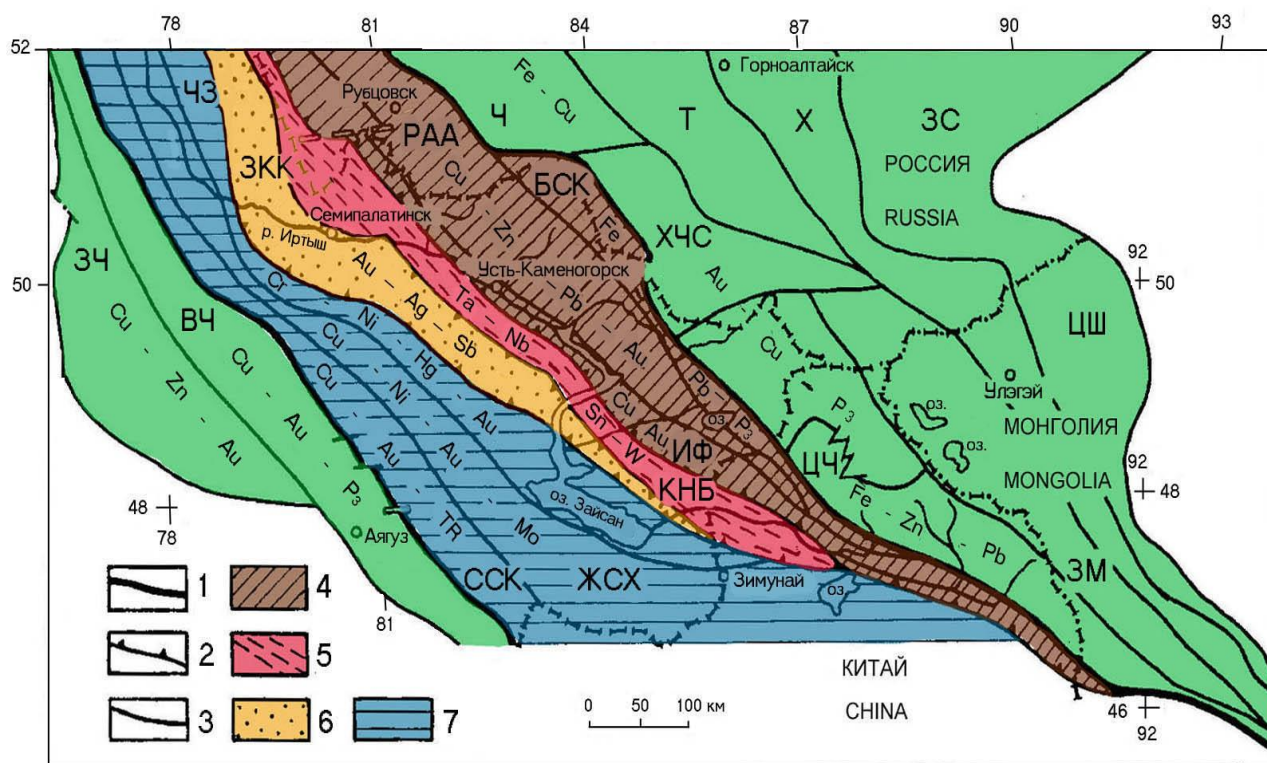
За основу принято районирование, разработанное в предыдущих работах по Большому Алтаю [6,7,30,34], с некоторыми дополнениями и уточнениями с позиций террейнов тектоники [20,35,50]. В результате исследований (с учетом работ Е.Т.Шаталова, Д.В. Рундквиста, Г.Н. Щербы, А.К. Каюпова и др.) устанавливается полное соответствие геотектонического и металлогенического районирования с выделением следующих рудоносных структур: рудный пояс, металлогеническая зона (подзона), рудный район, рудная зона, рудный узел и рудное поле. Как отмечалось выше, по геотектоническому районированию геоструктура Большого Алтая, входит в состав Центрально-Азиатского (Казахстано-Охотского) подвижного пояса и расположена на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны дугообразной формы.

Территория Большого Алтая охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы, Жарма-Саура и прилегающие районы России и Китая (рисунок 5). Границами являются северо-западные глубинные разломы: на северо-востоке Локтевско-Караиртышский разлом

отделяет структуру БА от Горного и Китайского Алтая, на юго-западе по Чингиз-Саурскому разлому она граничит с Чингиз-Тарбагатаем. Общая протяженность геологических структур более 1000км при средней ширине 300км.

По новому районированию, с учетом прилегающей территории России и Китая, Большой Алтай подразделяется на два крупных субрегиона: 1) Юго-Западный Алтай-Синьцзян, сформированный в активной окраине Сибирской платформы (на северо-востоке) и 2) Жарма-Саур-Баганур, расположенный в борту Казахского микроконтинента (на юго-западе).

Граница между субрегионами проводится по Чарско-Зимунайскому глубинному разлому или сутурному шву. Область сочленения указанных структур соответствует Зайсанской сутурной зоне [10,36,50] или Иртыш-Зайсанской [37] и Обь-Зайсанской (Л.Н. Мочалкина, 2010).



1 – границы Большого Алтая, 2 – рудных поясов и 3 – металлогенических зон; 4 – Рудноалтайский, 5 – Калба-Нарымский, 6 – Западно-Калбинский и 7 – Жарма-Саурский рудные пояса.

Рисунок 5 – Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий [6].

Субрегион Юго-Западный Алтай-Синьцзян объединяет геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарымской зоны и Западной Калбы. В Рудном Алтае выделяются три тектонические зоны (с северо-востока на юго-запад): Белоубинско-Сарымсакты-Куртинская, Рудноалтайско-Ашалинская и Иртыш-Фуюнская, к которым на казахстанской стороне отвечают Белоубинско-

Сарымсактинская, Рудноалтайская и Иртышская зоны. Последняя, с позиций террейновой тектоники соответствует сутурной зоне, разделяющей разнородные тектонические блоки (террейны) Рудного Алтая и Калба-Нарыма.

Субрегион Жарма-Саур-Баганур подразделяется на три тектонические зоны: Сиректас-Сарсазан-Кобукская, Жарма-Саур-Харатунгская и Чарско-Зимунайская. Соответственно на территории Восточного Казахстана это Сиректас-Сарсазанская, Жарма-Саурская и Чарская зоны.

Чингиз-Тарбагатайский пояс, граничащий на юго-западе с БА, включает две тектонические зоны: Западно-Чингизскую и Восточно-Чингизскую. На северо-востоке в Горном Алтае к Большому Алтаю примыкают Чарышская, Холзун-Чуйско-Сицихэская и Цунху-Чинхэнская зоны [14].

По металлогеническому районированию внутри Большого Алтая выделяются четыре рудных пояса:

1. Рудноалтайский медно-полиметаллический (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.).
2. Калба-Нарымский редкометалльный (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W) .
3. Западно-Калбинский золоторудный (Au, Ag, As, Sb) .
4. Жарма-Саурский многометалльный (Cr, Ni, Co, Cu, Au, Hg, Mo, W, TR).

Характеристика геологического строения и полезные ископаемые указанных рудных поясов приведена в работах [7-9,29,34,38].

Рассматриваемый регион характеризуется разнообразием типов полезных ископаемых, различающихся по генезису, возрасту, масштабности и другим признакам. Рудный Алтай уникален по богатству месторождений цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Au и др.), составляющих главную сырьевую базу для горно-промышленного комплекса Восточного Казахстана. В Калба-Нарымском поясе ведущими являются редкометалльные пегматитовые месторождения (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn и др.). В Западно-Калбинском поясе сосредоточены преимущественно золоторудные месторождения (Бакырчик, Кулуджун и др.). Жарма-Саур и Чингиз-Тарбагатай отличаются многометалльным профилем оруденения (Fe, Cr, Ni, Cu, Zn, Au, Hg, TR и др.).

3 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

На современном уровне геологических исследований с теоретических позиций мобилизма особое значение придается палеогеодинамическим реконструкциям области сочленения литосферных плит с континентальным или океаническим типом строения земной коры. В Восточном Казахстане примером является геологическая структура Большого Алтая, сформированная в герцинский цикл тектогенеза в процессе глобального взаимодействия Казахстанского и Сибирского континентальных массивов, разделявшихся в девоне-раннем карбоне Иртыш-Зайсанским палеобассейном [6,7]. Непосредственно сдвиг и сочленение указанных субконтинентов произошло в стадию коллизии Казахской и Горноалтайской континентальных окраин с образованием крупной тектонической зоны сжатия или Зайсанской сутурной зоны (ЗСЗ). В последние годы с позиций террейновой тектоники большой интерес проявляется к изучению условий формирования, геологического строения и металлогении сутурных зон, разграничивающих крупные блоки ЗК [20,36,37,39].

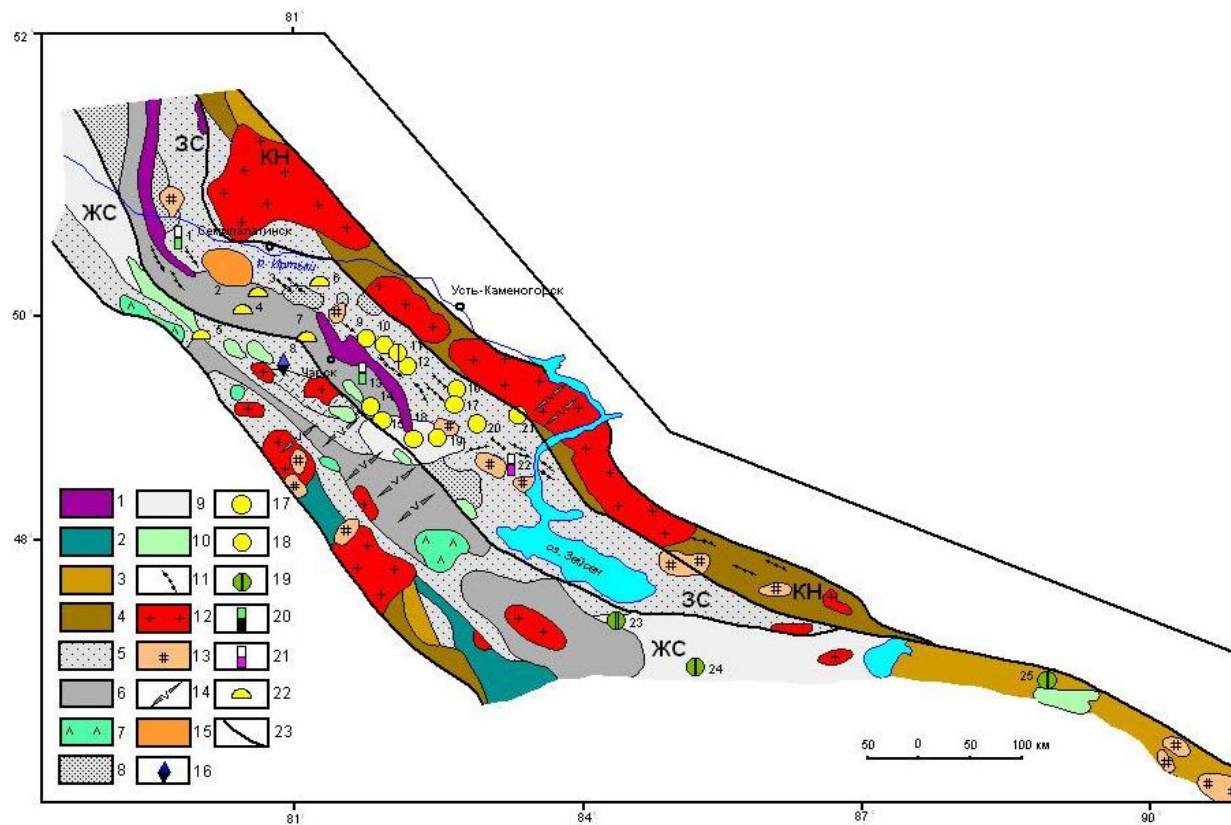
3.1 Геологическое строение

Зайсанская сутурная зона сформировалась в центральной части БА и ориентирована в направлении оз. Зайсан - г. Семипалатинск (рисунок 6).

В современном виде эта структура представлена Чарской и Западно-Калбинской структурно-формационными зонами, ограниченными глубинными разломами. На северо-востоке по Теректинско-Улунгурскому глубинному разлому она граничит с Калба-Нарымским террейном, а на юго-западе от Жарма-Саурского террейна отделяется Байгузин-Булакским разломом. В ее осевой части прослеживается Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс дугообразной формы, фиксирующий зону мантийного глубинного разлома (надвига) или сутурный тектонический шов. Новые тектонические построения показывают, что его Горностаевская ветвь вдоль Знаменского субширотного глубинного разлома (сбросо-сдвига) смещена к западу с амплитудой 25 км. Сутурная зона имеет общее северо-западное простирание, но вблизи долины р. Иртыш испытала резкий поворот на меридиональное направление.

На юго-восточном продолжении в Китае она резко сужается в районе оз. Улунгур и вновь продолжается северо-восточнее Джунгарского массива в пределах Алтае-Алашаньской зоны.

Геодинамическое развитие Зайсанской сутурной зоны с учетом палинспатических реконструкций геологических структур Большого Алтая представляется в следующей последовательности.



Бакырчик, 11 - Бижан, 12 - Казан-Чункур, 13 - Белогорское, 14 - Акжал, 15 - Васильевское, 16 - Сенташ, 17 - Хамитовское, 18 - Даубай, 19 - Баладжал, 20 - Жумба, 21 - Богатырь, 22 - Караоткель, 23 - Кызыл-Каин, 24 - Кенсай, 25 - Сарыбулак

ЖС – Жарма-Саурский и КН – Калба-Нарымский террейны; ЗС – Зайсанская сутура

1-16 - геологические формации: 1 - гипербазитовая метафиолитовая, докембрийская, 2 - известняково-терригенная каледонид; 3-15 – формации герцинид: 3 - базальт-андезит-риолитовая известкисто-кремнисто-терригенная (D_{1-3}), 4- углеродисто-терригенная (D_3-C_1), 5 - грувакковая (C_1), 6 - андезитовидная (D_3-C_1), 7- габбро-диорит-гранодиоритовая (C_1), 8 - молассовая (C_2), 9 - молассовая вулканогенная (C_{2-3}), 10 - габбродиорит-диабазовая (C_{2-3}), 11 - гранодиорит-плаггиогранитовая (C_1, C_{2-3}), 12 - гранитовая (P_1), 13 - щелочногранитовая (P_1-T_1), 14 - габбро-диабаз-гранит-порфировая (P_2-T_1), 15 - трахидацит-трахириолитовая (T_1); 16-22 – рудные формации: 16 - медно-никелевая, 17 - кварцевожильная золотая, 18 - золото-мышьяковистая углеродистая, 19 - молибденово-медная, 20 - остаточная кобальт-никелевая, 21 - остаточная цирконий-титановая, 22 - остаточная золотая, 23 - границы террейна.

Месторождения: 1 - Горностаевское, 2 - Мираж, 3 - Жерек, 4 - Суздальское, 5 - Жанан, 6 - Кедей, 7 - Жайма, 8 - Южный Максут, 9 - Эспе, 10 -

Рисунок 6 – Схема размещения Зайсанской сутурной зоны Большого Алтая

В докембрийский цикл в условиях океанического рифтогенеза и деструкции древней литосферной плиты Восточной Гондваны отколовшиеся малые континентальные массивы были разбиты глубинными разломами, залеченными гипербазитами и базальт-толеитовыми вулканитами. Синхронно происходило накопление осадочных пелитовых пород. Первичные магматические и осадочные породы были превращены в эклогиты, амфиболиты и кристаллические сланцы. Приразломные тела ультрабазитов относятся к гипербазитовой формации (чарский комплекс, PR?).

В каледонский цикл в раннюю стадию (Є-О₂) в пределах всей Иртыш-Зайсанской палеозоны предполагается обстановка разноглубинного ложа океана, где накапливались пелагические осадки и проявлялся базальтоидный вулканизм спредингового типа во фронтальных частях погруженных континентальных окраин [6]. В Чарско-Зимунайском раздвиге обломки каледонских пород (рифовые известняки, кремнистые алевролиты, вулканиты и др.) встречаются в протрузивном серпентинизированном меланже и датированы ордовиком [40,41,42]. Соответственно первый формационный ряд включает глубоководные спилит-диабазовые кремнисто-яшмовые толщи (с алевролитами и известняками) среднего ордовика (беркутинская и каракойтасская свиты). Второй ряд объединяет преимущественно кремнистые, яшмовые и известковистые тонкообломочные отложения с участием пелитоморфных известняков (S₁₋₂), образовавшихся в островодужной геодинамической обстановке. К третьему ряду отнесены органогенные известняки, имеющие уже девонский возраст (D_{1l-p}).

В герцинский цикл в срединной части Иртыш-Зайсанского океанического бассейна началась деструкция субконтинентальной ЗК с заложением системы рифтогенных глубинных разломов и раздвижением каледонских массивов Казахстана и Алтае-Синьцзяна. В Западно-Калбинской зоне в раннюю стадию, начиная с D₁, вероятно, накапливались полифациальные карбонатно-терригенные и терригенные отложения. Наиболее ранняя из известных представлена *алевролитовой аспидной формацией* (D₃fm₁₋₂), соответствующей игоревской свите по В.И. Тихоненко (1992). Позднее в островодужной геодинамической обстановке образовались формации вулканических дуг и междуговых прогибов: *базальтовая известняково-терригенно-кремнистая* D₃fm₃-C_{1t} (карабайская свита), *известняково-песчаниково-алевролитовая* C_{1v} и *флишоидная углеродисто-известковисто-терригенная* C_{1v2-3} (аркалыкская, черниговская свиты). В серпуховское время Калбинский архипелаговый бассейн начал замыкаться вследствие сдвижения Алтае-Синьцзянского и Казахстанского массивов, знаменующего предколлизийную геодинамическую обстановку. Индикатором является *граувакковая алевролитопесчаниковая* формация C_{1s} (аганактинская свита), осадки которой накапливались в условиях мелководного остаточного бассейна.

В Чарско-Зимунайской зоне, ограниченной Байгузин-Булакским и Чарско-Зимунайским разломами, все раннегерцинские геологические формации досерпуховского уровня фиксируются в виде фрагментов в тектонических

блоках, меланжево-покровных и покровных морфоструктурах, что подтверждается новыми работами ГДП-200 по геологическому строению площади масштаба 1:200000 (О.В.Навозов, В.П. Соляник, Н.В. Стасенко, Н.А. Клепиков и др.).

Зайсанская сутура сформирована на существенно базитовом фундаменте, который фиксируется цепочкой пластин серпентинитового меланжа в Чарско-Горностаевском поясе офиолитов, имеющем протяженность более 800 км при ширине от 10-15 до 70 км. Второй краевой офиолитовый пояс по геофизическим данным выделяется на северо-западном фланге Теректинско-Улунгурского глубинного разлома. Третий офиолитовый пояс контролируется Байгузин-Булакским глубинным разломом. В структурном плане указанные пояса или сутурные швы оформились в раннем -среднем карбоне и представляют собой сложный линейный ансамбль относительно жестких олистостромовых блоков, пластин и чешуй различного размера, состава и возраста, спаянных пластичным серпентинитовым меланжем. В составе меланжа различаются метаморфиты высоких давлений (эклогиты, гранатовые амфиболиты), метаморфизованные лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, нориты и продукты их химического выветривания – бирбириты [6,31,40,43].

Комплекс олистостромовых образований представлен различными породами от ордовика до позднего визе. По фаціальным признакам и геодинамическим условиям эти породы разделяются на три группы: 1) базальтоиды в парагенезисе с глинисто-кремнистыми осадками и яшмами на активизированных участках шельфа; 2) глинистые алевролиты, яшмы, кварциты, принадлежащие пассивному шельфу; 3) органогенные и рифовые известняки, возникающие в пределах прогретых, насыщенных углекислотой участках морского дна [6].

В конце серпухова внедрились небольшие интрузии габбродиорит-гранодиоритовой формации (C_1). Позднее меланжевые комплексы были несогласно перекрыты лимнической (C_2), морской (C_2) и базальт-андезитовой наземной (C_{2-3}) молассовыми формациями, которым синхронны интрузии и дайки габбронорит-диорит-диабазовой формации (C_{2-3}). В конце средней стадии проявлена вулканоплутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация пород, включающая гипабиссальные малые интрузии плагиогранит-гранодиоритового состава и их дайковые производные, специализированные на золотое оруденение (кунушский комплекс C_3 и его аналоги).

Позднегерцинская постколлизийная активизация фиксируется пермскими гранитоидами нормальной и повышенной щелочности (P_2), а также поясом габбродиабаз-гранитпорфировых малых интрузий и даек (P_2-T_1). Породы формации (монзониты, сиениты, субщелочные граниты и граносиениты) геохимически специализированы на Ti, Zr, TR, а с нормальными гранитами и лейкогранитами связаны сульфидно-касситеритовые и другие месторождения (Дельбегетейский массив).

Киммерийский цикл. Раннекиммерийский этап характеризуется проявлением плюмтектоники в виде вспышки локального щелочного

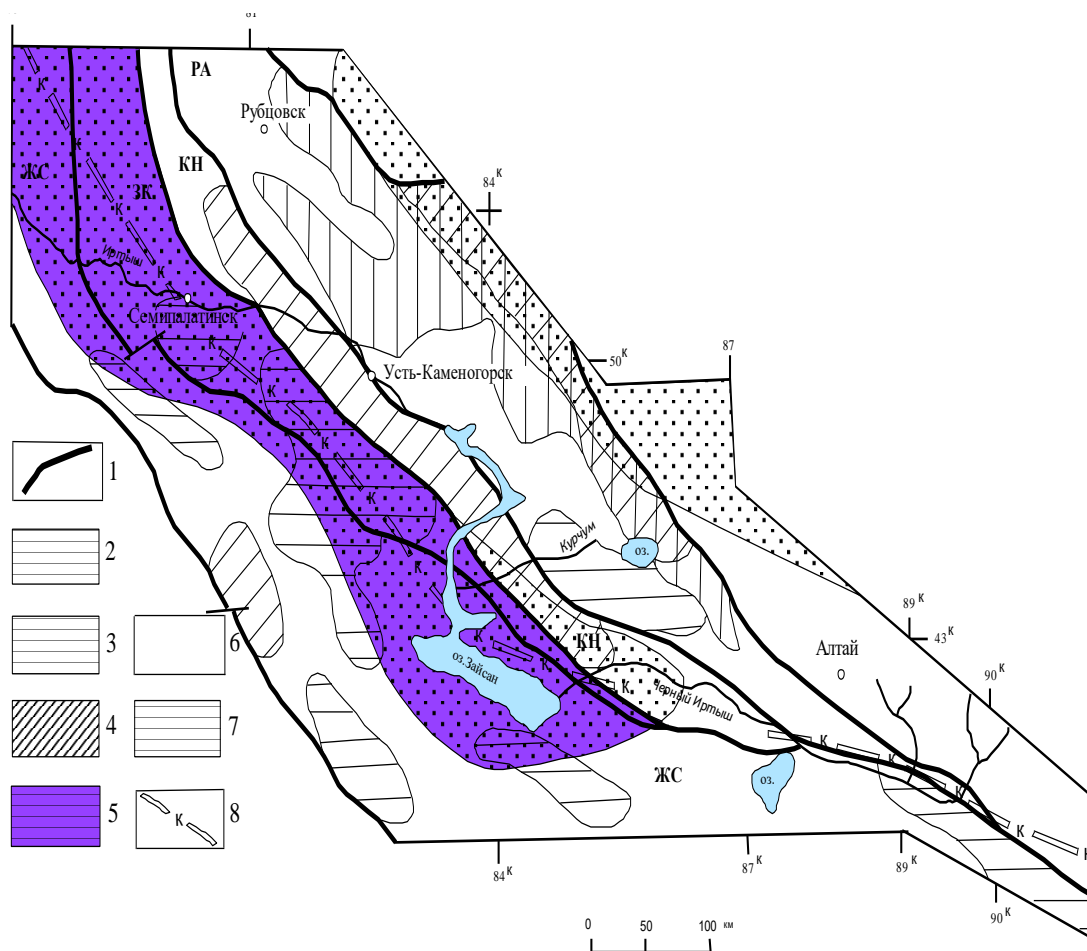
магматизма (трахибазальт-трахириолитовая вулcano-плутоническая формация, район Семейтау), а в позднекиммерийское время в условиях континентального рифтогенеза образовались месторождения кор выветривания Ni-Co, Ti-Zr, Au (Белогорское, Караоткель, Жанан и др.).

Альпийский цикл. На заключительном альпийском этапе развития сутурная зона представляла собой крупную аккумуляционную структуру с накоплением мощных рыхлых осадков в Зайсанской и Кулундинской впадинах. В речных долинах здесь образовались кластогенные россыпи ильменита и золота (Сатпаевская, Большая Буконьи др.).

Изложенное показывает, что Зайсанская СЗ сформировалась на сочленении двух континентальных окраин Казахстанского и Сибирского блоков земной коры (казахстанского и алтайского типов), характеризуется сложным геодинамическим и геологическим развитием от докембрия до четвертичного времени.

3.2 Особенности глубинного строения

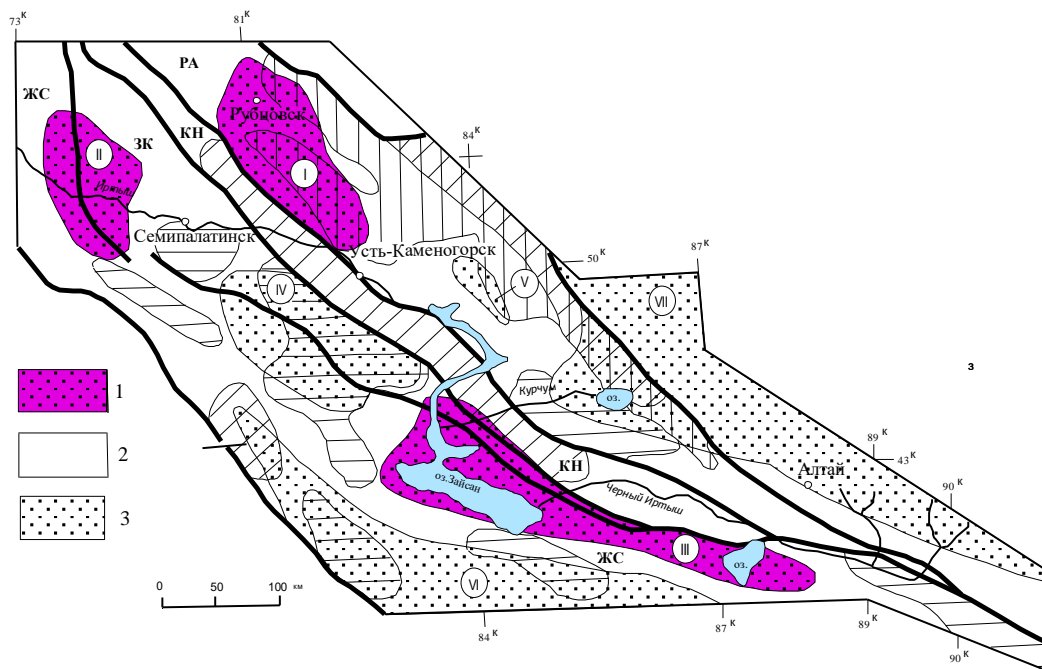
Зайсанская сутурная зона сформировалась на гетерогенной ЗК субокеанического типа (утоненная ЗК до 32 км, сокращенные мощности всех глубинных слоев, прогибы фундамента). Глубинное строение зоны по данным МОВЗ характеризуется валообразным поднятием верхней мантии (до глубины 40-60 км). По комплексу геолого-геофизических данных (с использованием материалов М.Ш. Омирсерикова, В.Н.Любецкого, Г.П.Нахтигалья, Г.Н. Щербы и других исследователей) приводится схема рельефа поверхности астеносферного слоя в целом для геологической структуры Большого Алтая [6,24]. На этой схеме выделены рудные пояса и показано положение рельефа астеносферы в виде поднятий, склонов поднятий и прогибов. Наиболее крупное поднятие астеносферного слоя (Семипалатинско-Зайсанское) северо-западного направления приурочено к Зайсанской сутурной зоне, то есть к области коллизии Казахстанской и Горноалтайской окраин (рисунок 7). Поднятия поверхности Мохоровичича (М) фиксируются на северо-западном фланге сутурной зоны (Горностаевское) и на ее юго-восточном продолжении (Зайсанское), рисунок 8. Мощность metabазальтового слоя составляет 20-24 км и достигает 28км на гребневидных утолщениях северо-западного направления (рисунок 9). В этой же полосе сохраняются линейно вытянутые современные тепловые аномалии. Глубинные разломы (Чарско-Зимунайский, Теректинский и Байгузин-Булакский, Сиректасский), падающие в противоположных направлениях, проникают в верхнюю мантию и создают структуры шатрового типа.



1 – границы региона; оруденение герцинского цикла: 2 – ранняя стадия, 3 – средняя стадия, 4 – поздняя стадия; 5–8 рельеф астеносферы: 5 – поднятие, 6 – склоны поднятия, 7 – прогиб, 8 – ось поднятия

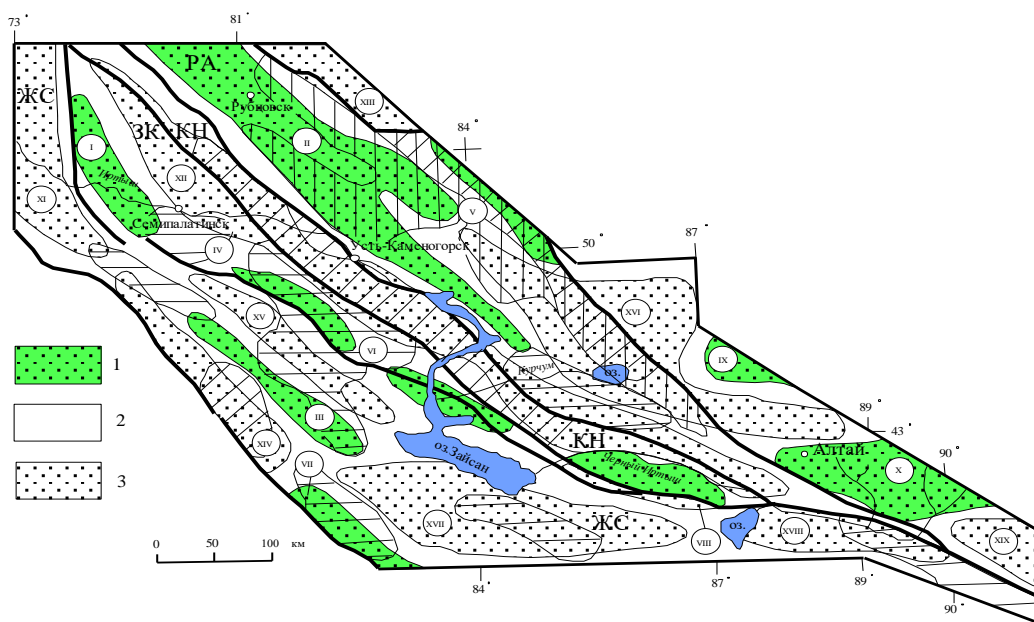
Рисунок 7 – Большой Алтай, рудные пояса и рельеф поверхности астеносферы

Метадиоритовый слой представлен глубоко метаморфизованными породами (средняя плотность $2,8\text{г/см}^3$, скорость волн $6,4\text{-}6,6\text{км/с}$). Наибольшая его мощность (12-16км) отмечается в Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской и Сиректас-Сарзанской зонах. В Зайсанской сутуре она небольшая и варьирует от 4 до 12 км. По Г.П.Нахтигалю, в метадиоритовом слое локализуются нижние кромки наиболее магнитоактивных объектов и корневые части крупных гранитоидных плутонов [31].



1–3 рельеф поверхности: 1 – поднятия, 2 – склоны поднятий, 3 – прогибы. Поднятия: I-Рубцовское, II-Горностаевское, III-Зайсанское; прогибы: IV-Калбинский, V-Бухтарминский, VI-Саур-Манракский, VII-Горноалтайский

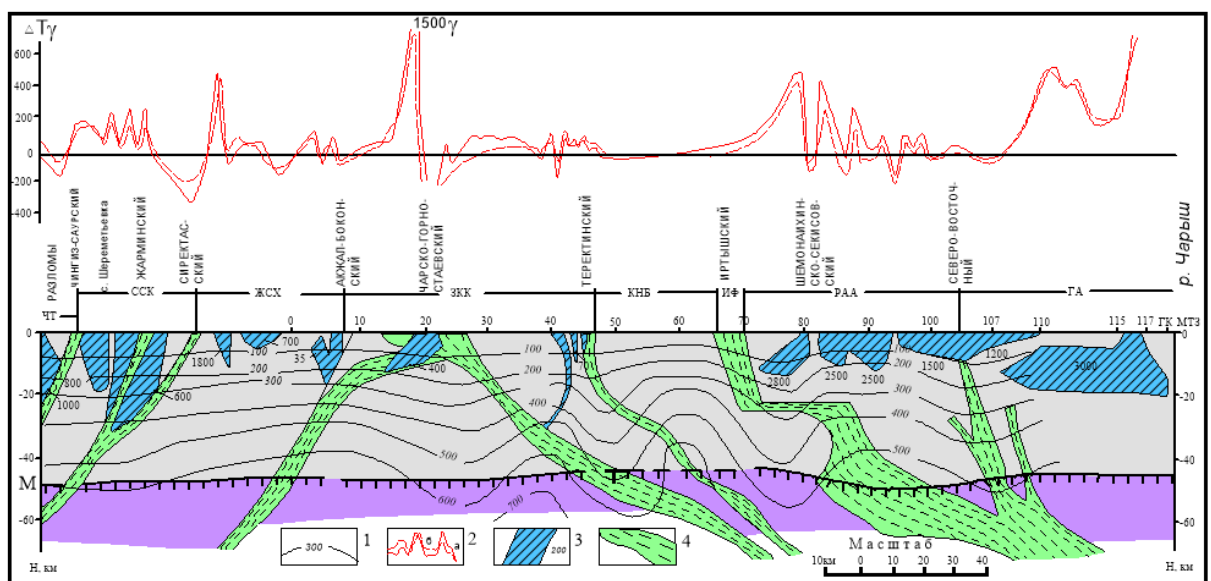
Рисунок 8 – Большой Алтай, рудные пояса и рельеф поверхности М



1–3 рельеф поверхности К: 1 – поднятия, 2 – склоны поднятий, 3 – впадины. Поднятия: I-Горностаевское, II-Рудноалтайское, III-Терсайрыкское, IV-Чарское, V-Горноалтайское, VI-Призайсанское, VII-Аркалыкское, VIII-Зайсанское, IX-Южноалтайское, X-Абагунское; прогибы: XI-Чинрауский, XII-Калба-Нарымский, XIII-Семеновский, XIV-Сиректасский, XV-Баладжальский, XVI-Белоубинский, XVII-Саурский, XVIII-Улунгурский, XIX-Чинхэский

Рисунок 9 – Большой Алтай, рудные пояса и рельеф поверхности К

Внутри Зайсанской сутурной зоны проявляется поперечная неоднородность глубинного строения в разных ее частях. Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс имеет сложное строение и представляет собой аллохтонную надвиговую структуру шовного типа. Подчеркивается положительной магнитной аномалией интенсивностью до 2000 гамм, вытянутой в северо-западном направлении (рис. 10). Остаточное гравитационное поле фиксируется прерывистой полосой положительных аномалий на расстоянии более 270 км. В офиолитовом поясе выделяется несколько пакетов, сложенных хаотическим серпентинитовым меланжем. В составе меланжа различаются метагабброиды, metabазальтоиды, плагиогранитоиды, метаморфиты высоких давлений (эклогиты, гранатовые амфиболиты) и другие породы [6,24].



1 — линии равных температур ЗК, °С; 2 — графики аномального магнитного поля: а — ΔT_n — наблюдаемого, б — ΔT_p — рассчитанного; 3 — аномально-намагниченные тела в ЗК цифры соответствуют рассчитанной магнитной восприимчивости (в $\text{п} \cdot 10^{-6}$ ед. СИ); 4 — структурно-формационные зоны: ЧТ — Чингиз-Тарбагатайский, ССК — Сиректас-Сарсазан-Кобукская; ЖСХ — Жарма-Саур-Харатунгская; ЧЗ — Чарско-Зимунайская; ЗКК — Западно-Калбинско-Коксентауская; КНБ — Калба-Нарым-Бурчумская; ИФ — Иртыш-Фуюнская; РАА — Рудноалтайско-Ашалинская, ГА — Горный Алтай.

Рисунок 10 - Комплексная геотермическая магнитная модель разреза земной коры Большого Алтая по Алейскому геотраверсу. (Составили Ю.А. Калашников, А.Т. Урдабаев)

Чарско-Зимунайский глубинный разлом на поверхности представляет собой систему субпараллельных разрывов, падающих на северо-восток под углами 75-80°. По данным сейсморазведки МОВ и метода МТЗ «корневое тело» офиолитов прослеживается до глубины 50-80 км, падает к востоку под углом 45°. На юго-западе Чарская меланжево-покровная структура надвинута к юго-западу на Знаменско-Георгиевский синклиний с амплитудой до 8 км [6].

В целом Чарско-Зимунайская структура испытала наиболее интенсивные тектонические преобразования надвигово-меланжевого типа, которые, судя по составу обломков в серпентинитовом меланже и неодинаковой степени метаморфизма, осуществлялись неоднокартно в стадию коллизии (C_1-C_3).

В осевой части Рудного Алтая по материалам Г.П. Нахтигалия поверхность К приподнята (на глубинах 22-24 км), ограничена Калба-Нарымским (26-28 км) и Белоубинско-Сарымсактинским (28-30 км) краевыми прогибами [18,31]. Поднятия метабазальтового слоя отмечаются также в стержневых зонах Жарма-Саурского и Чингиз-Тарбагатайского региона. На геофизических схемах гребневидные утолщения метабазальтового слоя имеют северо-западное направление и подчеркиваются инейно вытянутыми современными тепловыми аномалиями (до 1000-10 000 нТл) фиксируется Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс.

Высокое аномальное магнитное поле характерно для Рудного Алтая и Сиректас-Сарсазанской зоны Жарма-Саура, а в Калба-Нарымской зоне магнитоактивные тела практически не проявлены (рисунок 10). Глубинные разломы (Чарско-Зимунайский, Теректинский и Байгузин-Булакский, Сиректасский), падающие в противоположных направлениях, проникают в верхнюю мантию и создают структуры шатрового типа.

Западно-Калбинская зона, представляющая восточную часть Зайсанской сутуры, сформировалась во фронтальной части погруженной окраины Алтае-Синьцзянского массива. Это линейная структура дугообразной формы, выпуклой стороной обращенная к юго-западу. На северо-западе зона испытала субмеридиональный подворот и перекрыта рыхлым чехлом Кулундинской впадины, а на юго-востоке она прослеживается к оз. Улунгур (в Китае) и далее продолжается в системе Центрально-Азиатского пояса. Главным элементом структуры является крупный терригенный прогиб, выполненный преимущественно флишoidalными карбонатно-терригенными отложениями (C_{1V2-3}), граувакками серпухова и осложненный в бортах островодужными поднятиями (Карабайское, Миялы-Самарское). Последние, вероятно, представляют собой вулканические гряды, сложенные вулканотектоническими образованиями (D_3-C_{1t}). Общая мощность герцинского вулканогенно-осадочного слоя достигает 6-7,5 км. Внутреннее строение Западно-Калбинского прогиба неоднородное. Его структуры северо-восточного борта (со стороны Калба-Нарыма) погружаются к юго-западу до Западно-Калбинского глубинного разлома. Далее по мере приближения к Чарско-Зимунайскому разлому (в полосе шириной 10-20 км) геологические структуры усложняются шарьяжами и надвигами с выступами чешуй и пластин более раннего возраста ($D_{3fm}-C_{1V1}$) и усилением роли вулканитов, кремнистых пород и рифовых известняков в вулканогенно-осадочном разрезе. Складчатые структуры более сжаты, осложнены флексурными изгибами, поперечной складчатостью, зонами расланцевания, смятия и надвигами. Выявленный структурный парагенезис в сочетании с активизацией глубинных разломов (Западно-Калбинского, Кызыловского, Знаменского и других) отражает общую тектоническую

нарушенность Западно-Калбинской сутуры в процессе коллизионного сжатия. Однако степень интенсивности развития коллизионно-покровных и меланжевых структур здесь слабее, чем в прилегающей Чарско-Зимунайской сутуре. Это, возможно, объясняется наличием здесь более жесткого упора в фундаменте Казахстанского континентального массива.

По геолого-геофизическим данным, мощность земной коры основания Западно-Калбинской зоны 32,5 км, метагранитного слоя 7 км, метадиорита – 8 км и metabазальта – 18,5 км. Мощность современной ЗК – 44 км. Поверхность М расположена на глубине 40-45 км и образует поднятие северо-западного направления, на глубинах более 90-110 км имеет несколько границ. В целом зона характеризуется уменьшенной мощностью ЗК и метагранита, приподнятостью поверхности К и расслоенностью верхней мантии. Рассчитанные коэффициенты гранитизации ($K_r=0,21$), дифференцированности ($K_{df}=0,81$) и базальтоидности ($K_b=0,57$) указывают на повышенную фемичность разреза ЗК по сравнению, например, с Калба-Нарымской зоной [18,31].

Гравитационные аномалии отражают поднятия и прогибы поверхности metabазальта, а остаточные гравитационные поля отвечают палеопрогибам, положительные – палеоподнятиям. Островодужные (Миялы-Самарское, Карабайское) палеоподнятия фиксируются локальными аномалиями высоких сопротивлений, а прогибы имеют более низкие значения. Геофизическими методами (гравиметрия, сейсморазведка) фиксируются также субширотные и меридиональные нарушения древнего заложения (в каледонском и докембрийском фундаменте), активизированные в более поздние тектонические стадии и эпохи. В целом Западно-Калбинская структура сформировалась в юго-западной окраине Алтае-Синьцзянского массива на меланократовом (базитовом) фундаменте, имеет неоднородное глубинное строение и рассматривается как северо-восточное крыло общей Зайсанской сутурной зоны.

3.3 Геологические формации

Зайсанская сутурная зона включает разновозрастные геологические образования, сформированные в различных геодинамических обстановках от докембрийского цикла до мезозой-кайнозойской стабилизации. Докембрийские формации фиксируются фрагментарно в надвигово-меланжевых структурах Чарско-Зимунайской зоны. Каледонские формации в основном перекрыты герцинским структурным этажом. Их выделение в формационном ряду произведено условно по общим геодинамическим реконструкциям и геолого-геофизическим данным. Герцинские образования доминируют на изученной территории и по времени формирования относятся к ранней, средней и поздней стадиям развития [6,36].

Докембрийский цикл. Докембрийские образования в Чарско-Зимунайской зоне представлены отдельными глыбами, фрагментами, покровными пластинами и обломками в протрузивном серпентинитовом меланже.

Эклогит-амфиболитовая формация $PR_1(?)$ докембрийского структурного этажа первоначально была представлена осадочными и магматическими

породами эвгеосинклинального типа, преобразованными в процессе метаморфизма в амфиболиты, кристаллические сланцы, эклогиты. Исходная мощность накоплений не менее 15 км. В последующем эти метаморфиты были преобразованы при диафторезе в гранатовые амфиболиты, эпидот-хлорит-мусковитовые, гранат-эпидот-актинолитовые и глаукофановые сланцы. Метаморфиты обнаружены в Чарском серпентинитовом полимиктовом меланже в виде глыб, тектонических пластин и линзовидных тел небольших размеров (первые метры – сотни метров в поперечнике). Более детально они описаны в ряде публикаций [6,31,40,42].

Метагипербазитовая формация PR_1 (чарский комплекс) наиболее широко проявлена в Чарско-Зимунайской зоне, образуя Чарский, Горностаевский и Байгузин-Булакский офиолитовые пояса северо-западного и меридионального простирания (рисунок 13). В Западно-Калбинской зоне фрагменты гипербазитов выделяются по геофизическим данным на северо-западном фланге Теректинско-Улунгурского глубинного разлома (по материалам В.Н. Любецкого, Г.П. Нахтигаля). В изучение гипербазитов Чарского пояса большой вклад внесли Н.Л. Добрецов, Е.А. Флеров, Е.Д. Василевский, А.П. Казак, И.А. Ротараш, Н.В. Полянский, П.В.Ермолов, И.Ю. Сафонова и другие). Возраст гипербазитов условно считается протерозойским, на дневной поверхности они отмечаются в виде серпентинитовых брекчий и протрузий. Обломки серпентинитов часто встречаются в разновозрастных осадочных породах (известняках, кремнистых фациях, яшмокварцитах), начиная от раннего палеозоя до визе включительно. Это свидетельствует о неоднократном перемещении протрузий гипербазитов в вышележащие этажи (каледонский и герцинский).

В наиболее изученном Чарском поясе развиты серпентинизированные гипербазиты, габброиды, листвениты и бирбириты, образующие отдельные массивы площадью до 10-12 км². Среди гипербазитов, по данным А.Г. Гокоева, И.К. Синдина, А.Я. Ипатова, Н.А. Севрюгина и других исследователей [44], различаются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты. По химическому составу ультрабазиты близки к лерцолитам и дунитам. В них повышены содержания Cr, V, As. С гипербазитовой формацией генетически связаны месторождения хромитов и хризотил-асбеста, метаморфогенно-гидротермальные измененные их разности сопровождаются золотым и золото-ртутным оруденением, а в мезозойских корах выветривания проявлены месторождения гидросиликатного никеля [6,44].

Каледонский цикл. Как уже отмечалось, формации ранней стадии развития определяются лишь по отдельным фрагментам в меланжевых структурах Чарско-Зимунайской зоны. В условиях разноглубинного ложа океанического бассейна они были приурочены к вулканическим поднятиям и междуговым прогибам. К наиболее ранним из известных относятся *базальтовая кремнисто-алевролитовая и спилит-диабазовая кремнистая формации* (O_2) вулканических дуг, которые по составу и геодинамической обстановке можно сопоставить со спилит-диабазовой формацией (C_{1-2}) Чингиз-

Тарбагатая. Аналогичные вулканогенно-осадочные образования предполагаются и в Западно-Калбинской зоне, учитывая сходство субокеанической земной коры, выделяемой по геолого-геофизическим данным для всей Зайсанской сутурной зоны.

Карбонатно-кремнисто-алевролитовая (S_{1-2}) и кремнисто-известняково-алевролитовая (D_{1l-p}) формации образовались, вероятно, на континентальном склоне и островодужных поднятиях. В их составе преобладают глинисто-кремнистые алевролиты и серые, темно-серые известняки. Все породы находятся в аллохтонном залегании. В Западно-Калбинской зоне аналогичные отложения выделяются в карбонатно-кремнисто-терригенную формацию $O_3-D_{1l-p}(?)$, которой могут соответствовать терригенно-известняково-кремнистые отложения континентального шельфа.

Герцинский цикл в раннюю стадию сопровождался деструкцией каледонского основания и активизацией рифтогенных глубинных разломов. В раздвиговых зонах и подвижных вулканических дугах проявились базальт-андезитовая карбонатно-терригенная (D_{1-2}) и базальт-андезитовая известняково-кремнисто-терригенная (D_{2-3}) формации, которые в Чарско-Зимунайской зоне фиксируются в виде отдельных тектонических блоков, пластин и чешуй. В их составе различаются диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, кремнистые алевролиты, пелитоморфные и рифовые известняки. Эти вулканогенно-осадочные толщи сопоставляются с морской кремнисто-карбонатно-диабазовой формацией D_{1-3} по М.Г. Хисамутдинову и др. (1972). На заключительной стадии рифтогенеза в относительно глубоководных условиях образовались полифациальные терригенные комплексы, индикатором которых в Западно-Калбинской зоне является *алевролитовая аспидная* формация D_3fm_{1-2} (игоревская свита). По условиям осадконакопления она близка к такырской свите Калба-Нарымской зоны, но отличается появлением в ее составе вулканитов, известняков и кремней за счет размыва отложений Чарской палеозоны (В.И. Тихоненко, 1993). Процесс рифтогенеза завершился региональным перерывом в осадконакоплении, так как вышележащие нижнекаменноугольные отложения несогласно перекрывают девонские толщи.

На границе девона и карбона в результате начавшегося сдвижения Казахстанского и Алтае-Синьцзянского массивов в Зайсанской сутурной зоне образовалась серия геологических формаций островодужного типа. В Чарско-Зимунайской зоне это известняково-терригенная ($C_{1t_1-v_1}$) и базальт-андезитовая известняково-терригенная ($C_{1v_{2-3}}$) формации. Последняя представлена в нижней части разреза андезитами, диабазами и базальтовыми порфиритами, туфоконгломератами и туфопесчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, рифогенными известняками. Для верхней части разреза более характерны глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники и известняки при подчиненной роли андезитовых и диабазовых порфиритов. Характерна приуроченность осадочно-вулканогенных образований к островодужным поднятиям в краевых частях Чарско-Зимунайской зоны, в которых также широко проявлены субвулканические дайкообразные тела

габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов. В центральной части зоны в междуговом прогибе преимущественно развиты кремнисто-известняково-терригенные отложения при подчиненной роли вулканитов.

Близкие по возрасту и вещественному составу формации островодужного типа проявились и в Западно-Калбинской зоне.

Базальтовая известняково-терригенно-кремнистая формация $D_3fm_3-C_1t$ (карабайская свита) фиксируется в Причарской (Карабайской) вулканической дуге. По данным В.И. Тихоненко, в ее составе различаются базальты и андезитово-базальты, агглютинаты и туфы. Базальты относятся к толеитовой и известково-щелочной серии нормального и субщелочного ряда; на петрохимических диаграммах они находятся в полях океанических базальтов и толеитов островных дуг. В разрезе отмечаются также прослойки фтанитов, яшмы, туффиты, пелитоморфные известняки и известковистые пелитолиты.

Известняково-песчаниково-алевролитовая формация (C_1v_1) надстраивает вулканические поднятия и представлена преимущественно пелитоморфными и детритовыми известняками в переслаивании с алевролитами и песчаниками. Фрагменты аналогичных пород визейского возраста обнаружены и в Чарско-Зимунайской зоне.

В среднем и позднем визе продолжалось дифференцированное развитие структур островодужного типа, которые на палеоподнятиях в Чарско-Зимунайской зоне представлены *базальт-андезитовой, известняково-терригенной* формацией C_1v_{2-3} (аркалыкская свита). Последняя прослеживается вдоль Чарско-Горностаевского офиолитового пояса в виде отдельных тектонических пластин и блоков и характеризуется пестрым составом: андезитовые, диабазовые и базальтовые порфириты, их лавобрекчии и туфы, туфоконгломераты, гравелиты, алевролиты, песчаники и известняки (пелитоморфные и органогенно-детритовые). В Западно-Калбинской зоне синхронные по возрасту отложения представлены флишоидной углеродисто-известняково-терригенной формацией C_1v_{2-3} (аркалыкская, бурабайская свиты), которая по фаціальным признакам образовалась в шельфовых условиях [6]. Эти отложения наиболее широко развиты в осевой части зоны, в пределах Казаншункур-Курчумского междугового прогиба.

Граувакковая алевролитово-песчаниковая формация C_1s (аганактинская свита) образовалась на завершении ранней стадии в предколлизийной геодинамической обстановке при сдвиге Казахстана и Алтае-Синьцзянского массивов. В ее составе преобладают полимиктовые и граувакковые песчаники массивного облика, содержащие пачки глинистых и углито-глинистых алевролитов; подчиненное значение имеют прослойки гравелитов и известняков. Осадконакопление происходило в мелководных условиях в процессе деградации и замыкания Иртыш-Зайсанского архипелагового бассейна. В составе формации часто встречается олистостромовый комплекс пород в виде отдельных обломков и глыб разного состава (вулканиты, габброиды, серпентиниты, яшмы, кремнистые алевролиты и др.), отражающий фрагменты покровов при тектоническом сжатии.

Средняя стадия (C_1 - C_3) характеризуется развитием серии коллизионных геологических формаций, связанных с проявлением складчато-надвиговых деформаций, активизацией разрывных нарушений и усилением интрузивной деятельности. Среди них преобладает молассовая группа формаций (C_2 и C_{2-3}) и сложные вулканоплутонические ассоциации средне-основного (C_{2-3}) и кислого (C_3) составов.

Габбродиорит-гранодиоритовая формация C_1 (николаевский комплекс) локально проявлена в Чарском аллохтонном покрове [42]. Нижнекаменноугольный возраст пород принят условно по аналогии с саурским комплексом. Формация объединяет диориты, габбронориты, проявленные в чешуях серпентинитового меланжа, а также дайки гранитов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

Молассовая лимническая угленосная формация C_2 - C_{2-3} (буконьская, кокпектинская свиты и их аналоги) выполняет приразломные прогибы северо-западного и субширотного простирания (Дельбегетейский, Саржальско-Даубайский, Турангинский и др.), возникшие в процессе активизации диагональной системы разломов после проявления саурской фазы складчатости (C_1) и поворота всей системы континентальных блоков [6,20]. Буконьская свита сложена грубыми валунно-галечными конгломератами, плохо сортированными песчаниками, углистыми алевролитами с линзами угля, залегающими несогласно на отложениях раннего карбона. Возраст этой свиты датируется средним карбоном. Выделяемая рядом авторов бакырчикская рудовмещающая толща (C_{2-3}) на месторождении Бакырчик, насыщенная органическими остатками и конкрециями пирита, развита на небольшой площади и возможно является фациальной разновидностью буконьской свиты, что согласуется с представлениями В.А. Нарсеева с соавторами [45]. В этой связи вся буконьская свита может соответствовать возрасту C_{2-3} .

В позднеколлизионную стадию активизации в Зайсанской сутурной зоне локализовались две серии вулканоплутонических образований: 1) базальт-андезитовая и габбро-диабазовая (C_{2-3}) и 2) риодацитовая и плагиогранит-гранодиоритовая (C_3). Пространственное их размещение контролируется разрывными нарушениями и вулканотектоническими депрессиями. Выделяются следующие геологические формации (таблица 2).

Молассовая базальт-андезитовая наземная формация C_{2-3} (майтюбинская, даубайская свиты) развита в Чарской сутуре на восточном продолжении Саржальско-Даубайского прогиба, залегая резко несогласно на подстилающих толщах более раннего возраста. Формация сложена преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их лавобрекчиями и туфами, при подчиненном значении дацитов.

Габбронорит-диорит-диабазовая формация C_{2-3} по возрасту и вещественному составу сопоставляется с максутским, катойским и карабирюкским комплексами других тектонических зон [6,31]. В Западно-Калбинской зоне она представлена небольшим Бижанским массивом габброноритов и Джерекским поясом даек диабазовых порфиритов,

габбродиабазов, диоритовых порфиритов и плагиогранит-порфиров. Последние образуют крупный прерывистый дайковый пояс северо-западного простирания, прослеживающийся от г. Семейтау к Преображенскому гранитоидному массиву. Измененные дайки сопровождаются золотосульфидно-кварцевой минерализацией.

Вулкано-плутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация (С₃), объединяет вулканиты Актобинской, Калгутинской мульды и малые интрузии и дайки кунушского комплекса [32,46]. Вулканогенные породы сохранились фрагментарно в наложенных мульдах, а гипабиссальные малые интрузии и дайки плагиогранит-гранодиоритового состава развиты в зонах Чарско-Зимунайского, Западно-Калбинского, Мукурского и Теректинско-Улунгурского глубинных разломов и на других участках. В Западно-Калбинской зоне они образуют протяженные кулисообразные цепочки северо-западного простирания с линейно-узловым распределением магматитов. По форме выделяются небольшие штоки и дайкообразные тела гранодиоритов и плагиогранитов (массивы Саратовский, Филипповский, Скак, Лесть, Зеленовский и др.) с проявлением березитизации, окварцевания и альбитизации. Дайки различного состава (диоритовые порфириты, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.) образуют прерывистые пояса северо-западного простирания и часто подвержены процессам березитизации и окварцевания. Кунушский комплекс специализирован на золото и сопровождается многими золоторудными месторождениями и рудопроявлениями (Бакырчик, Суздальское, Кулуджун и др.). Генетическая связь золотого оруденения с кунушским комплексом обосновывается в ряде работ [6,18,40,42 и др.].

Поздняя стадия. Зайсанская сутурная зона в позднюю стадию (Р₁-Т₁) также испытала тектоно-магматическую активизацию, но интрузивный магматизм здесь проявился в ослабленном виде. Гранитоидные массивы преимущественно центрального типа локализовались в приграничных глубинных разломах (Байгузин-Булакский, Чарско-Зимунайский) или в узлах пересечения разломов разных направлений (Дельбегетейский массив и др.). Основные геологические формации – *гранитовая* (Р₁), *гранит-лейкогранитовая* (Р₂) и *гранит-граносиенитовая* (Р₂), представленные жарминским, дельбегетейским и буранским (преображенским, тастауским) комплексами и их аналогами.

К *жарминскому* комплексу относятся граниты массива Койтас, расположенного на границе Чарско-Зимунайской и Жарма-Саурской зон. В Чарско-Зимунайской сутуре по геолого-геофизическим данным выделяются еще скрытые гранитоидные массивы (Георгиевский, Кокпектинский, Большевик и др.). В позднепермское время при ослаблении сжатия по разломам северо-западного простирания сформировалась крупная Семипалатинско-Буран-Бургынская цепочка массивов субщелочных гранитоидов, занимающая косую позицию относительно алтайских структур и проникающая на юго-восточном фланге в Китай; общая протяженность ее более 1000 км. Основными

являются Дельбегетейский, Тастауский, Преображенский, Северо-Зайсанский и Буранский массивы овальной и округлой формы, площадь каждого из них 150-250 км². На северо-западном фланге проявлена Семипалатинская группа более мелких массивов (Кульский, Жайма, Балактыколь и др.).

Буранский комплекс объединяет монцонит-граносиенитовую группу, представлен аллохтонными многофазными интрузиями с непостоянным составом пород. Первая фаза сложена преимущественно монцонитами краевых частей массивов. Вторая фаза представлена сиенитами внутренних зон массивов, отличается меньшим содержанием темноцветных. К третьей фазе отнесены субщелочные мелко-среднезернистые граниты и граносиениты, образующие небольшие трещинные тела. Жильные породы отмечаются редко (аплитовидные граниты, аплит-пегматиты, графические пегматиты). По составу породы характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,61\%$) и алкаитностью ($\text{Ka}=0,8-1,2$); геохимически специализированы на Ti, Zr, бедны редкими элементами. Сопоставляются с палингенными гранитоидами щелочного ряда высокотемпературных «сухих» магм. Потенциально рудоносны на Ti, Zr в остаточных корках выветривания (месторождение Караоткель).

Дельбегетейский комплекс также сложен тремя интрузивными фазами. Граносиениты I фазы развиты в западном эндоконтакте массива (гора Консар). Граниты II фазы объединяют несколько разновидностей (нормальные и субщелочные биотитовые граниты, гранит-порфиры и миароловые граниты главной фации, мелкозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты дополнительной субфазы). Миароловые гнезда гранитов включают идиоморфные кристаллы мориона, турмалина, мироклина, топаза и берилла. Крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты III фазы размещаются в восточном и северном эндоконтактах Дельбегетейского массива. Эти граниты обогащены летучими (F, B, H₂O) и геохимически специализированы на Sn, Be, Ta, Li; с ними связано олово-бериллиевое оруденение грейзеново-кварцевожильного типа (рудопроявления Изумрудное, Кызылжал и др.).

Киммерийский цикл. В мезозое в процессе континентального рифтогенеза сформировалась Семейтауская вулcano-тектоническая постройка на пересечении глубинных разломов под влиянием локального магматического очага (плюма). В ее строении участвуют две группы пород – вулcanoгенная трахибазальт-трахириолитовая (семейтауская свита T₁) и субвулканическая габбромонцонит-сиенит-гранитовая (семейтауский комплекс T₁).

Трахибазальт-трахириолитовая ассоциация (семейтауская свита) объединяет три толщи: нижнюю игнимбрито-экструзивно-лавовую (кварцевые порфиры, трахиты, базальты); среднюю осадочно-туфогенную (с эруптивными брекчиями и туффитами); верхнюю игнимбрито-экструзивно-лавовую (риолитовые игнимбриты, лавы трахириолитов и трахиандезитов).

Семейтауский комплекс составляют две возрастные группы – габбромонцонит-сиенитовая и граносиенит-гранитовая. Субвулканические тела представлены внизу габброидами, в средней части – анортотлазитами и монцонитами, а в верхней – субщелочными гранитами и граносиенитами.

Габбромонцонит-сиенитовые интрузии первой группы выполняют жерла вулканических аппаратов в центре Семейтауской постройки. Граносиенит-гранитовые интрузии второй группы прорывают трахириолиты и окаймляют с периферии Семейтаускую структуру. По составу магматиты относятся к щелочноземельному ряду с высокой калиевой щелочностью. Они пересыщены кремнеземом, богаты летучими (F) и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. В граносиенитах и субщелочных гранитах несколько повышены содержания Cu, Pb, Zn, Zr, Yb, Y. В генетической связи с породами Семейтауской вулкано-тектонической постройки рудная минерализация пока не обнаружена.

В результате последующей деструкции и континентального осадконакопления на флангах Зайсанской сутурной зоны образовались крупные прогибы (Зайсанский и Кулундинский), выполненные мезозойскими отложениями. Именно формирование таких прогибов в центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы может быть связано с их заложением предпочтительно в тектонически ослабленной Зайсанской сутурной зоне. В альпийский цикл здесь же образовалось озеро Зайсан, а в Китае – озеро Улунгур. С мезозой-кайнозойскими континентальными формациями Зайсанской и Кулундинской впадин связаны многие месторождения нерудных полезных ископаемых (Большой Алтай, 2003).

3.4 Характеристика металлогении

Рассматриваемая территория является важнейшим регионом Казахстана, в котором сосредоточены многие месторождения цветных, благородных и редких металлов. Геологические структуры относятся к Иртыш-Зайсанской складчатой системе [25,34] или по новому районированию входят в состав Большого Алтая [10-13]. Здесь создана крупная минерально-сырьевая база, укрепление которой является актуальной задачей.

В процессе обобщения материалов по золоторудной металлогении изучаемого региона выделены основные типы геологических и рудных формаций, образовавшихся в различных геодинамических обстановках (таблица 1).

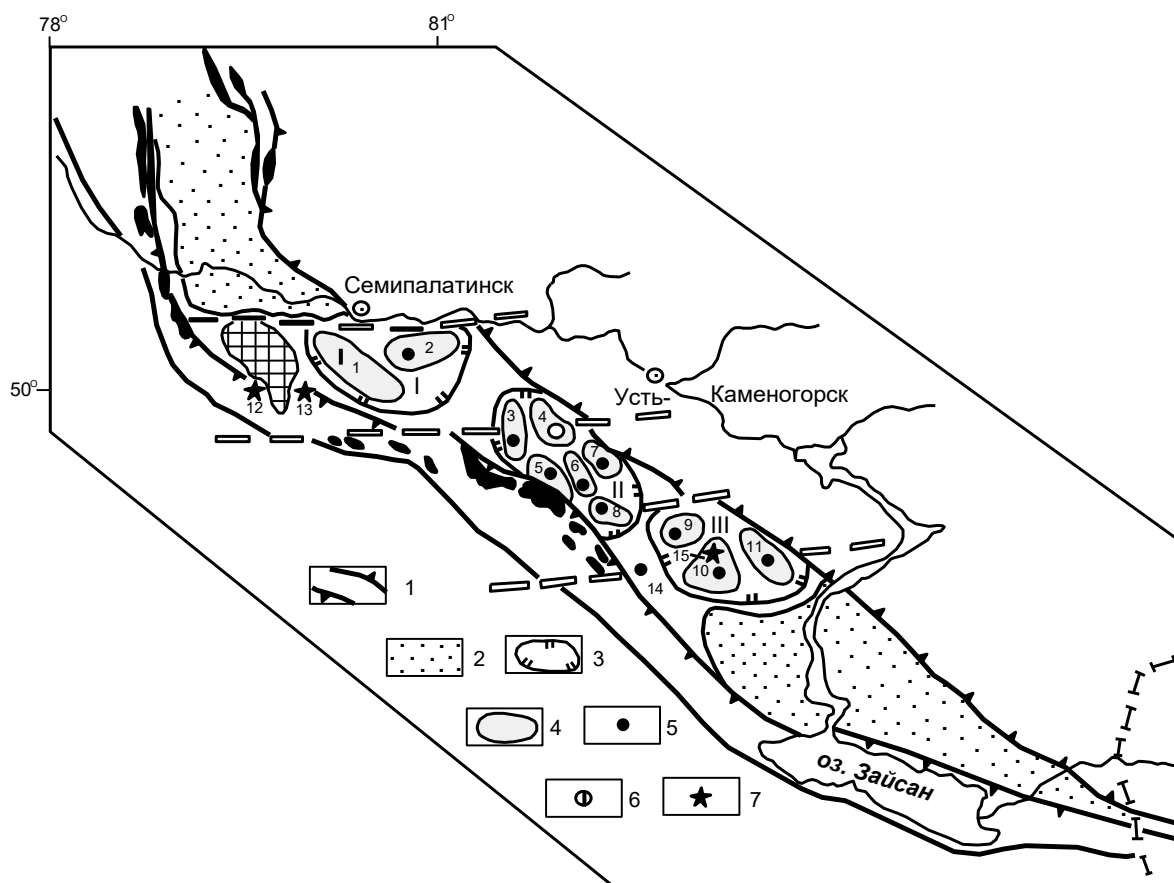
В Рудном Алтае главный геолого-промышленный тип – золотосодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения, образованные в рифтогенной и островодужной обстановках (Риддер-Сокольное, Малеевское и др.). Золото является сопутствующим компонентом и занимает ведущее место по его добычи в Казахстане. Собственно золоторудные месторождения сформировались в коллизионной обстановке, преимущественно в Зайсанской и Иртышской сутурных зонах (Суздальское, Бакырчик, Манка и др.).

В фокальных частях Рудноалтайской и Жарма-Саурской зон сформировались крупные ареалы магматитов (базальт-андезитового и габбро-диорит-гранодиоритового состава), продуктивные на золотосодержащие медно-

порфировые, сульфидные медно-никелевые и золото-медные месторождения (Кызыл-Каин, Максут, Секисовское и др.)

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза образовались месторождения остаточных кор выветривания нонtronитового (Ni, Co), каолинового (Ti, Zr) и каолинит-гидрослюдистого (Au) профилей [1,47]. В платформенном кайнозойском чехле в Калбе, Жарма-Сауре и на Южном Алтае известны многие россыпи золота, в основном отработанные.

Металлогеническое районирование проведено по вещественно-генетическим принципам, пространственно-временной сближенности и сходству структурно-геологической позиции рудоносных структур и месторождений. Собственно в Зайсанской сuture выделяются Чарско-Зимунайская и Западно-Калбинская металлогенические зоны, включающие рудные районы, рудные зоны, рудные узлы, рудные поля, месторождения и рудопроявления (таблица 2) (рисунок 11).



1-граница золоторудного пояса; 2-рыхлый четвертичный покров; 3-граница рудного района и 4-рудного узла; 5-7-рудные формации (5-золото-кварцевая, 6-золото-мышьяково-углеродистая, 7-золотосульфидно-кварцевая апокарбонатная).

Рудные районы: I-Мукурский, II-Бакырчикский, III-Кулуджунский. *Рудные узлы:* 1-Мукурский, 2-Кедейский, 3-Эспе, 4-Бакырчикский, 5-Сарытау, 6-Казан-Чункур, 7-Канайка, 8-Жантас, 9-Сентас, 10-Джумба, 11-Кулуджун. *Рудные объекты:* 12-Мираж, 13-Суздальский, 14-Баладжал, 15-Байбура.

Рисунок 11 – Районирование Западно-Калбинского золоторудного пояса

Таблица 1 - Типы геологических и рудных формаций

Геодинамическая обстановка	Рудообразующая геологическая формация	Рудная формация	Рудные минералы	Примеры месторождений
Океанический рифтогенез PR	Гипербазитовая амфиболито-гнейсовая PR(?)	Золото-ртутная, золото-лиственитовая	Золото, киноварь, пирит, магнетит, антимонит, арсенопирит	Чарская группа, Маралиха
Рифтогенная, островодужная D ₁ -D ₃	Группа базальт-андезит-риолитовых формаций D ₁₋₂ -D _{3f}	Группа колчеданных формаций	Халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, пирротин, золото	Риддер-Сокольное, Малеевское
Раннеколлизийная C ₁	Габбро-диорит-гранодиоритовая C ₁	Медно-порфировая, золото-медная кварцевожильная	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит, золото	Кызыл-Каин, Бугазская группа
Позднеколлизийная C ₂ -C ₃	Габбронорит-диорит-диабазовая C ₂₋₃	Магматическая медно-никелевая	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, золото	Максут
	Габбро-диорит-гранодиоритовая C ₂₋₃	Золото-теллуридная	Арсенопирит, блеклые руды, пирит, галенит, сфалерит, золото	Секисовское
	Плагиогранит-гранодиоритовая C ₃	Золотосульфидно-кварцевая апокарбонатная, золото-мышьяково-углеродистая	Золото, пирит, арсенопирит, антимонит, блеклые руды, пирротин	Суздальское, Бакырчик
Континентальный рифтогенез K ₂ -Pg ₂	Золотоносные формации C ₁ -C ₃	Золотоносных кор выветривания Никеленозные коры выветривания	Золото, кварц, гидрослюда, каолин Нонтронит, бирбирит	Жанан, Суздальское, Мукур Белогорское
Альпийская неотектоника	Золоторудные россыпеобразующие формации	Золото-россыпная	Золото, ильменит, касситерит, шеелит	Долина Курчума, Б. Буконь

3.4.1 Золотоносные структуры Чарской металлогенической зоны

Размещается в юго-западной части Зайсанской сутуры и ограничена Чарско-Зимунайским и Байгузин-Булакским глубинными разломами общего северо-западного направления. В плане это узкая извилистая структура с раздувами и пережимами, разбитая разломами широтного, северо-восточного и других направлений (рисунок 11). Характеризуется сложной и длительной историей развития, объединяет 5 рудных зон и 4 рудных узла (таблица 2).

Горностаевская рудная зона прослеживается от гор Семейтау на юго-востоке к пос. Известковому и далее в субмеридиональном направлении за пределы Восточного Казахстана, где перекрывается рыхлым покровом Кулундинской впадины. Кобальт-никелевое оруденение известно на четырех участках (Правобережный I, Левобережный I, II, III). В рудной зоне отмечаются рудопроявления и точки минерализации ртути, отдельные шлиховые ореолы и точки киновари. Предполагается также выявление золото-сурмяно-ртутного оруденения.

Кемпирская рудная зона. Здесь системой Жананского и Байгузин-Булакского региональных разломов СЗ простирания ($300-320^{\circ}$) контролируются линейно вытянутые рудоносные зоны минерализации, характеризующиеся прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным оруденением разной формационной принадлежности.

Среди проявлений золота к наиболее значительным относятся рудопроявления Кемпир, Болдыколь, Восточное, Мышьяковое и Сурмяное с золото-мышьяковым и сурмяным оруденением жананского типа. Северо-восточная часть площади представлена золотоносными зонами минерализации аполиственитового типа среди «золотоматеринской» олистостромовой кремнисто-карбонатно-терригенной формации S_{1V2-3} , включающей протрузии серпентинизированных ультрабазитов (месторождение Мираж).

Чарская рудная зона прослеживается от района пос. Байбура (на юго-востоке) к Георгиевке, Чарску, Ново-Таубинке и далее продолжается в северо-западном направлении, где она срезается Семипалатинско-Лениногорским широтным разломом. Общая длина зоны более 170 км при ширине 7-20 км. В ее пределах известны месторождения, рудопроявления и точки минерализации хрома, никеля, кобальта, меди и ртути, образующие Белогорское, Кызыл-Каиндинское рудные поля и узлы, а также многочисленные шлиховые ореолы хромшпинелидов (знаки – 100 г/м^3), киновари (знаки – 10 г/м^3), золота (знаки) и металлометрические ореолы Cu, Ni, Co.

Наиболее древние руды (Cr, Ni, Co) здесь связаны с гипербазитовой формацией докембрия (чарский комплекс, PR?) и фиксируются в протрузиях серпентинизированных гипербазитов в надвиго-меланжевых структурах. Первичные руды относятся к гистеромагматической хромовой формации (Андреевское, Суукбулак), магматически ликвационной и гидротермальной медь-кобальт-никелевой формации [31,50].

В стадию герцинской коллизии проявлено Au-Hg оруденение, пространственно связанное с лиственитизированными гипербазитами, порфиритами, бирбиритами и кварцево-карбонатными жилами с золотом (Кызыл-Чар, Тиес, Веро-Чар) [7,36,44,48,50].

Пространственная приуроченность указанных рудопоявлений к зоне Чарского глубинного разлома и преимущественная локализация оруденения в измененных ультрабазитах и порфиритах свидетельствует, очевидно, о метаморфогенно-гидротермальной природе золото-ртутной минерализации, связанной с коллизионной геодинамической обстановкой Чарско-Зимунайской

металлогенической зоны в целом. В мезозое сформировались кобальт-никелевые коры выветривания по серпентинитам (остаточные), среди них практическое значение имеют нонтронитовые образования. Известные месторождения (Белогорское, Северное, Букорское и др.) по запасам силикатных кобальт-никелевых руд мелкие (Н.В.Суспицин, 1965). Кроме того, развита ртутоносная кора выветривания линейно-трещинного типа. Нерудные полезные ископаемые представлены магнезитом, тальком и асбестом.

Таблица 2 – Металлогеническое районирование Зайсанской сутуры

Чарско-Зимунайская металлогеническая зона					
Рудная зона	Рудный узел	Рудное поле	Металлогения	Примеры месторождений	
Горностаевская			Ni, Co, Hg, Au	Горностаевское	
Кемпирская			Au	Кемпир	
		Суздальское	Au, As	Суздальское, Майчеку	
Чарская			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Белогорское	
Аркалык			Cr, Ni, Co, Hg, Au	Кондарсай, Жайма	
	Акжал-Боко		Au, As	Акжал, Боко, Васильевское	
	Ашалы		Au, As	Южные Ашалы	
	Койгас		W, Sn, Au, Sb	Суурлы	
Преображенская	Караоткель		Ti, Zr, TR	Караоткель, россыпь Сатпаевская	
Западно-Калбинская металлогеническая зона					
Рудный район	Рудный узел	Рудное поле	Металлогения	Примеры месторождений	
Мукурский	Семейтау	Жерек	Au, As, Sb	Жерек	
	Кедей	Кедей	Au, Ag, As	Кедей, Центральный Мукур	
Бакырчикский	Байгоринский		Au, As	БайгораI	
		Миялы	Au, Ag, As	Миялы	
	Эспе		Au, Ag	Эспе	
	Сарытау		Au	Сарытау, Дымовка	
	Бакырчик	Бакырчик	Au, Ag, As, Sb	Бакырчик, Большевик	
	Канайский		Au, As	Канайка	
	Казанчункур		Au, Ag, As	Казанчункур	
Жанатас		Au, As	Жанатас		
Кулуджунский	Сенташ		Au	Сенташ	
	Хамитовский		Au	Жилы Хамитовские	
	Джумба	Джумба	Au, As	Джумба, Занинское	
	Кулуджун	Теректы		Au, As	Теректы
		Кучеку		Au	Кучеку
		Кулуджун		Au, As, Sb, Hg, Te, W	Кулуджун
Лайлы		Au, As, W	Лайлы		
Баладжальский	Баладжал		Au, As	Баладжал, Мариновское	
	Дельбегетей		Sn, Be	Юбилейный Октябрь	
	Торткалмак		Sn, W	Торткалмак II	

Суздальское рудное поле контролируется Чарским глубинным разломом, сформировалось на сочленении Чарско-Зимунайской и Западно-Калбинской металлогенических зон. Для этого месторождения рудовмещающими являются морские терригенно-карбонатные или суспензионные турбидитные отложения повышенной углеродистостивизейского яруса раннего карбона, накопленные в гидродинамически активной обстановке. Золотое оруденение представлено первичными золотосульфидно-кварцевыми рудами и вторичными золотоносными корами выветривания. Месторождение по ряду признаков сопоставляется с «карлинским типом» золотого оруденения и имеет промышленное значение [23,36,49].

Аркалыкская рудная зона прослеживается в виде узкой полосы (2-5км) от южного окончания Семейтауской мульды на юго-восток на 120км, где срезается Койтасским гранитным массивом[23,36,49,50].

Наибольший интерес имеет группа золоторудных проявлений Жайма, развитых в вулканогенно-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных отложениях, в значительной степени меланжированных. Большой вклад в изучение золотопроявлений Жайма-1, Жайма-2, Логовое, Жетык и др. внесли В.П. Кадач, Д.Я. Кудрявцев, А.Е. Степанов, В.Н.Майоров и др. (1977-1995). Рудная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа (пирит, арсенопирит, антимонит, золото) приурочена к олистостромовой толще (аркалыкская свита, $C_{1V_{2-3}}$). Отмечаются также золотоносные джаспероиды по известнякам, что сближает эти рудопроявления с суздальским типом месторождений апокарбонатного типа.

На юго-восточном фланге Чарско-Зимунайской металлогенической зоны выделяются еще рудные узлы, контролируемые Байгузин-Булакским глубинным разломом и его опережающими разрывными нарушениями.

Акжал-Боконский рудный узел сохраняет значение одного из важнейших золоторудных районов Восточного Казахстана. *Акжал-Васильевская* площадь прогнозируется на границе Чарской и Жарма-Саурской металлогенических зон и контролируется системой Байгузин-Булакского глубинного разлома северо-западного направления. Рассматриваемая площадь характеризуется сложным геологическим строением, интенсивным проявлением разрывной тектоники и разновозрастных интрузивно-дайковых образований (C_{2-3} и C_3). Прогнозно-сырьевую базу здесь составляют месторождения Акжал, Токум и Васильевское, представленные кварцево-жильными и штокверковыми зонами.

Рудный узел Ашалы. Главными золотоносными объектами являются месторождения Ашалы Южное, Ашалы Северное, Даубай, жилы Родниковые и рудоносные зоны участков Белая Горка, Красная Горка, Горелая Сопка и др. Прогнозные ресурсы рудного узла могут быть увеличены за счет доразведки месторождений Ашалы Южное и Ашалы Северное.

Койтасский рудный узел размещается на юго-восточном фланге Аркалыкской рудной зоны, охватывая эндо - и экзоконтактовые зоны одноименного гранитоидного массива. В структурном плане участок приурочен к узлу пересечения разнонаправленных глубинных разломов: меридионального

Ново-Таубинского, северо-западного Байгузин-Булакского и северо-восточного Бакырчикского. С экзоконтактовой и надинтрузивной зонами гранитоидного массива связаны проявления вольфрама и сурьмы, развитые в вулканокarbonатно-терригенной формации (аркалыкская свита). Известные здесь раньше вольфрамоносные скарны по работам съемщиков (Р.Я. Ипатов, В.В. Давыденко, 1964 г.) в 1970 г. ревизовались В.Ф. Кашеевым и В.И. Масловым, которыми были выявлены новые проявления сурьмы, флюорита и расширены площади на золото-сурьяноеоруденение (Суурлы, Койтас, Флюоритовое, Карабала и др.). При рудно-формационном анализе здесь выделены две рудные формации: скарновая (вольфрамовая субформация) и гидротермальная сурьянная формация типа минерализованных зон (кварц-карбонат-антимонитовый минеральный тип); подчиненное значение имеет гидротермальная (кварцево-прожилковая) золоторудная формация в березитах [48,50].

Преображенская рудная зона. К новому генетическому типу относятся экзогенные цирконий-титановые коры выветривания мезозойского возраста, развитые в субщелочных гранитах буранского или преображенского комплексов P_2 [48,50]. Рудная зона вытянута в северо-западном направлении на расстояние более 100км при ширине 10-15км. В ее пределах пока выделяется один рудный узел Караоткель с циркон-ильменитовыми корами выветривания и Сатпаевская россыпь ильменита, которая разрабатывается для Усть-Каменогорского титано-магниевого комбината. Учитывая широкое развитие потенциально рудоносных субщелочных гранитоидных массивов (Преображенский, Северо-Зайсанский, Буранский) и закрытость территории чехлом рыхлых отложений, перспективы рудной зоны могут быть значительно расширены [48,50].

3.4.2 Золотоносные структуры Западно-Калбинской металлогенической зоны

Данная зона является главной золотоносной структурой Восточного Казахстана, в которой известно порядка 450 месторождений и рудопроявлений золота, некоторые из них крупные и суперкрупные. Основные золоторудные месторождения сформировались в коллизионную стадию развития Зайсанской сутурной зоны, объединяются в четыре рудных района (таблица 2) [48,50].

Мукурский рудный район характеризуется многими проявлениями первичного и остаточного золота, из которых наиболее значимыми являются месторождения Жерек, Восточный Семейтау, Центральный Мукур, Тас-Кудук, Восточный Мукур (рисунок 11). Они сосредоточены в Мукурской золоторудной зоне среди углеродисто-терригенных отложений C_1-C_{2-3} в многочисленных зонах надвигов и сопровождающих их разрывов преимущественно северо-западного и близширотного простирания ($280-330^\circ$). Общая протяженность зоны более 60 км при ширине 9-12 км, размер перспективной площади составляет порядка 600 км².

Бакырчикский рудный район. Расположен на листе М-44-XXIIк юго-востоку от Мукурского рудного района. Северо-западная его граница проходит в экзоконтактовой части Дельбегетейского гранитоидного массива. Протяженность рудного района 100км, ширина от 45км в северо-западной половине до 15-20км на юго-востоке[48,50]. В его пределах уточнены порядка 123 проявлений золота, в том числе крупнейшие в Восточном Казахстане золото-мышьяково-углеродистой формации (Глубокий Лог, Бакырчик, Большевик и др.). Кроме того, в рудном районе объединяются кварцевожильныезолотопроявления, многие из которых подвергались рудничной и старательской отработке[48,50,51].

Основные рудные узлы и рудные поля приведены в таблице 4. Среди них интерес представляет пространственно обособленное Миялинское рудное поле, расположенное в его северной части. Поле вытянуто в северо-западном направлении на 10км при ширине 4км. Вмещает два мелких месторождения-Миялы и Восточное Миялы золото-мышьяково-углеродистой рудной формации, которые заслуживают дополнительного изучения[48,50].

Кулуджунский рудный район представлен морскими малоуглеродистыми граувакковыми отложениями междуговых прогибов (аганактинская свита, C_{1s}), в которых развиты многие мелкие месторождения и рудопроявления золото-кварцевого и золотосульфидно-кварцевого типов [48,50].

По А.М. Мыснику, жильные поля размещены в надинтрузивной части гранитоидного массива (на глубине 2-3 км) и контролируемыми крупными разрывами. Кварцевожильные поля двух типов: в зонах надвиговых нарушений (Ретивенское) и в зонах сколовых разрывов оперения, взбросов (Сомнительное, Нагорное, Центральный Кулуджун).

Баладжальский рудный район выделяется на юго-западной части Западно-Калбинской зоны. Описание производится по материалам геологоразведочных работ (В.И. Наливаев и др.). Рудоконтролирующей структурой является зона тектонического срыва, сформированная на контакте меланжированных базальт-кремнисто-терригенных образований аркалыкской свиты (C_{1v2-3}) и грауваккойвоймолассоидной формации (аганактинская свита, C_{1s}). Золотое оруденение ассоциирует с гипабиссальной габбро-диоритовой интрузией (бижанский комплекс, C_{2-3}) и представлено золотосульфидо-кварцевым типом в листовниках и березитах, а также золотокварцевыми жилами. Месторождение Баладжал разрабатывается [48,50].

Наряду с золотоносными, в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны расчленяются два рудных узла с редкометалльным оруденением (Торткалмак и Дельбегетейский).

Дельбегетейский рудный узел находится между Мукурским и Бакырчикским рудными районами. Охватывает эндо-и экзоконтактовую часть Дельбегетейского гранитного массива. Узел вытянут в северо-западном направлении в длину на 22км при ширине 16км. Объединяет 15 проявлений гидротермальной кварцевожильной оловянной, грейзеново-кварцевожильной оловянной и бериллий-оловянной, эпимагматической тантал-ниобий-оловянной

рудных формаций, пространственно и генетически связанных с гранит-лейкогранитами Дельбегетейского комплекса P_2 [48,50].

Представителями гидротермальной группы формаций являются рудопроявления Юбилейный Октябрь, Дельбегетейское, Южно-Дельбегетейское и др. Грейзеново-кварцево-жильная оловянная формация представлена проявлениями Кызылжал, Кара-Чоко, Изумрудное и др. Рудные тела этих проявлений относятся к кварц-топаз-касситеритовому и кварц-топаз-турмалин-берилловому минеральным типам.

Объекты по запасам мелкие, разрабатывались на олово еще древними «чудскими» племенами. В последние годы на Изумрудном рудопроявлении старательской артелью эпизодически добывались драгоценные камни (изумруды).

Рудный узел Торткалмак размещается на юго-восточном фланге Западно-Калбинской зоны (лист М-45-В). Узел линейно растянут в меридиональном направлении на 10-11 км при ширине 5-5,5 км и объединяют проявления кварцево-жильной и олово-вольфрамовой формации. Из них наиболее значительными являются мелкое месторождение Торткалмак II (W, Sn) и россыпь касситерита (Торткалмак) [48,50].

Таким образом, Зайсанская сутурная зона характеризуется преимущественно золоторудным и золото-ртутным профилем металлогении при подчиненном значении Cr-Ni-Co и редкометалльной минерализации.

4 РУДОНОСНОСТЬ ЧАРСКО - ГОРНОСТАЕВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

4.1 Особенности геологического строения и металлогении

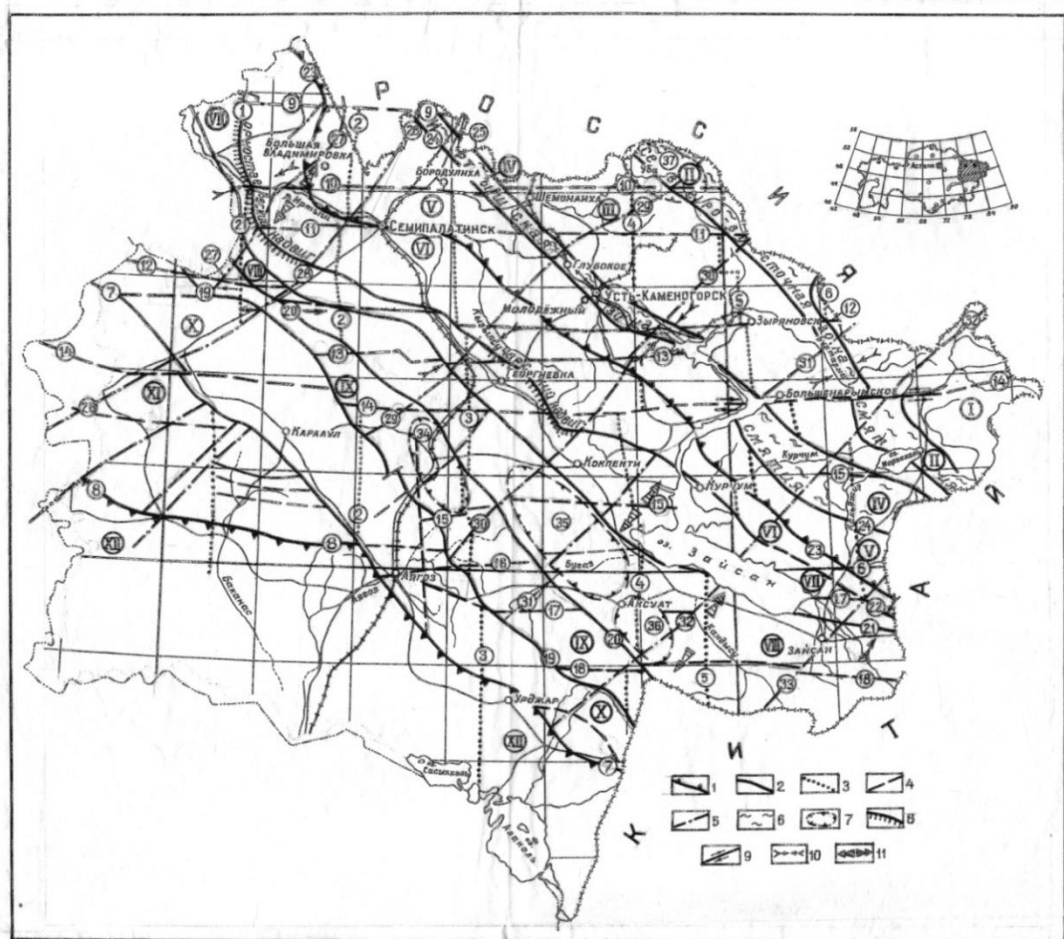
На современном уровне геологических исследований с теоретических позиций мобилизма особое значение придается палеогеодинамическим реконструкциям области сочленения литосферных плит с континентальным или океаническим типом строения земной коры. В Восточном Казахстане примером является геологическая структура Большого Алтая, сформированная в герцинский цикл тектогенеза в процессе глобального взаимодействия Казахстанского и Сибирского континентальных массивов, разделявшихся в девоне-раннем карбоне Иртыш-Зайсанским палеобассейном. Непосредственно сдвигение и сочленение указанных субконтинентов произошло в стадию коллизии Казахстанской и Горноалтайской континентальных окраин с образованием крупной тектонической зоны сжатия или Зайсанской сутурной зоны.

Эта структура представлена Чарской и Западно-Калбинской структурно-формационными зонами, ограниченными глубинными разломами. На северо-востоке по Теректинско-Улунгурскому глубинному разлому она граничит с Калба-Нарымским террейном, а на юго-западе от Жарма-Саурского террейна отделяется Байгузин-Булакским разломом. В ее осевой части прослеживается Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс дугообразной формы, фиксирующий зону мантийного глубинного разлома (надвига) или сутурный тектонический шов.

Геодинамическое развитие Зайсанской сутурной зоны с учетом палинспатических реконструкций геологических структур Большого Алтая представляется в следующей последовательности.

Вдокембрийский цикл в условиях океанического рифтогенеза и деструкции древней литосферной плиты Восточной Гондваны отколовшиеся малые континентальные массивы дрейфовали в Палеоазиатском океане, часть из них причленилась к Сибирскому *кратону*, другие при сучивании образовали Казахстанский микроконтинент. В результате сложных тектонических движений отторженцы древних палеоконтинентов были разбиты глубинными разломами и залечены гипербазитами и базальт-толеитовыми вулканитами. Поэтому первичные ультрабазитовые интрузии достаточно древние и в регионе относятся к гипербазитовой формаций (чарский комплекс, PR?) [6].

Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс оформился в стадию герцинской коллизии и представляет собой сложный ансамбль олистостромовых блоков, пластин и чешуй, спаянных серпентинитовым меланжем. Это крупная тектоническая структура (сутурный шов) дугообразной формы, региональной или планетарной ранговости, четко фиксируемый Горностаевским и Чарским надвигами (рисунок 12).



1 – глубинные продольные разломы, ограничивающие тектоноструктуры и 2 – их структурно-формационные зоны; 3, 4 – регматическая система долготно-широтных разломов догерцинского залегания; 5 – поперечные глубинные разломы герцинской активизации; 6 – зоны смятия; 7 – кольцевые структуры; 8 – надвиги; 9 – сбросо-сдвиги; 10 – направление преобладающего тектонического сжатия и 11 – растяжения.

Структурные зоны (римские цифры в кружках): I – Горный Алтай (Чарышская, Холзунско-Чуйская), II – Белоубинско-Сарымсактинская (Северовосточная зона смятия), III – Рудноалтайская, IV – Иртышская (Иртышская зона смятия), V – Калба-Нарымская, VI – Западно-Калбинская, VII – Чарская, VIII – Жарма-Саурская, IX – Сиректасская, X, XI – Чингиз-Тарбагатайская, XII – Прибалхашская.

Разломы (арабские цифры в кружках): 1 – Горностаевский, 2 – Белокаменский, 3 – Ново-Таубинский, 4 – Кумкольский, 5 – Курчумский, 6 – Катон-Карагайский, 9 – Рубцовский, 10 – Алейский, 11 – Лениногорско-Семипалатинский, 12 – Знаменский-Муржинский, 13 – Георгиевский, 14 – Чингиз-Нарымский, 15 – Абралинский, 16 – Зайсанский, 17 – Буранский, 18 – Чиликтинский, 19 – Чингиз-Саурский, 20 – Сиректасский, 21 – Байгузин-Булакский, 22 – Чарско-Зимунайский, 23 – Теректинско-Улунгурский, 24 – Калба-Нарымский, 25 – Иртышско-Маркакольский, 26 – Крайний Северо-Восточный (Локтевско-Караиртышский), 7 – Главный Чингизский, 8 – Чингиз-Балхашский, 27 – Аламбайский, 28 – Вознесенский, 29 – Дунгалинский, 30 – Кандыгатайский, 31 – Бугазский, 32 – Акжар-Чингизский, 33 – Каратальский.

Кольцевые структуры: 34 – Ашисуйская, 35 – Бугазская, 36 – Базарская, 37 – Тигерекская.

Рисунок 12 - Схема геотектонического районирования структур Восточного региона (по Дьячкову Б.А. с дополнением)

Пояс прослеживается в длину более чем на 500 км от Кулундинской впадины (на северо-западе) до оз. Зайсан (на юго-востоке) и далее продолжается в Китай. На северо-западном фланге (южнее г. Семипалатинска) устанавливается сбросо-сдвиговое смещение пояса по Знаменскому субширотному глубинному разлому с амплитудой 25-30 км (левый сдвиг) и разделение его здесь на две ветви – Горностаевскую (меридиональную) и Чарскую (северо-западную).

В изучение гипербазитов горностаевской ветви большой вклад внесли Н.В. Суспицын, 1965), Ю.П. Попович (1968г.), которые здесь выделили антигоритовые, хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые и другие разновидности апогарцбургитовых серпентинитов. В расслоенных телах гипербазитов и базитов проявлено первичное медно-никелевое оруденение, а в мезозое по ним образовались коры выветривания площадного, трещинно-линейного и контактово-карстового типов [44].

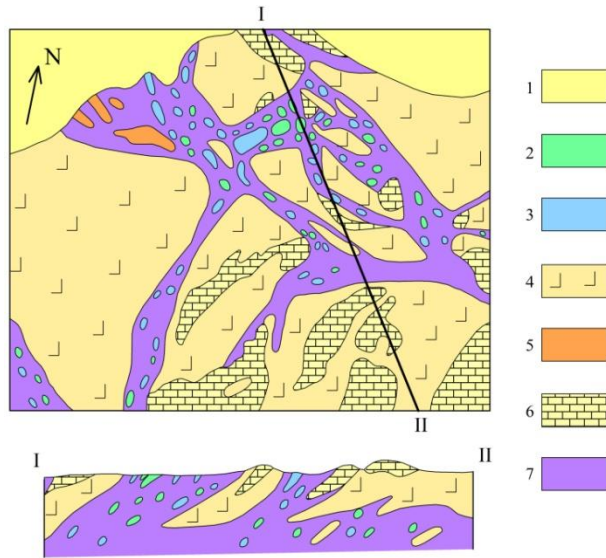
Чарская ветвь объединяет линзовидные и дайкообразные тела серпентинизированных гипербазитов, лиственитов, бирбиритов и габброидов. Площадь отдельных массивов достигает первые км². Наиболее крупный раздув гипербазитов отмечается в полосе ст. Шар-пос. Перятинка и контролируется Белогорским широтным разломом. Именно здесь образовались наиболее значительные в регионе никель-кобальтовые коры выветривания (мелкие месторождения Белогорское, Северное, Букорское и рудопроявления).

Среди гипербазитов, по данным А.Г. Гокоева, И. К. Синдина, А.Я. Ипатова, выделяются дуниты, пироксениты, гарцбургиты и лерцолиты, которые в результате метаморфизма превращены в серпентинитовые породы (талк-карбонат-серпентинитовые и хризотил-антигоритовые). Лиственитизированные их разновидности обогащены Ni (0,24%), Co (0,072 %), характеризуются повышенными содержаниями Cr, Cu, Zn, Mn, As и сопровождаются месторождениями хромитов, хризотил-асбеста и гидросиликатного никеля.

В составе серпентинитового меланжа различаются блоки и линзы различных размеров, сложенные преимущественно амфиболитами, кристаллическими сланцами и другими породами. В их изучение большой вклад внесли Н.Л. Добрецов, Е.А. Флеров, Е.Д. Василевская, А.П. Казак, И.А. Ротараш, Н.В. Полянский, П.В. Ермолов и другие исследователи [17,37,67]. Большое внимание уделялось изучению состава и возраста пород полимиктового меланжа, в котором фиксируются обломки глубокометаморфизованных пород (эклогиты, амфиболиты, глаукофановые сланцы) и менее измененные породы (порфириты, песчаники, известняки и др.) Первичные метаморфические породы позднее подвергались диафторезу с образованием гранатовых амфиболитов и различных сланцев. По данным предыдущих исследователей, исходные породы докембрийского фундамента соответствовали, очевидно, трем формациям: гипербазитовой, базальт-толеитовой и морской пелитовой [31].

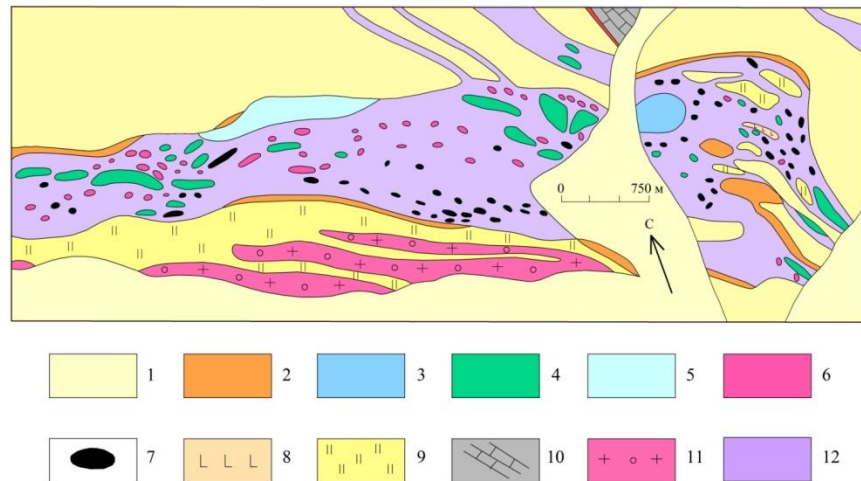
В последнее время вещественный состав и возраст офиолитовых поясов Казахстана детально рассмотрен в монографии П.В. Ермолова [40]. По его

данным, в составе меланжа Чарского пояса к комплексу высоких давлений относятся эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-амфиболитовые сланцы и кварциты, развитые в районе фермы Буршабулак (рисунок 13).



1 - рыхлые отложения; 2 - метаморфические породы высоких давлений; 3 - то же, умеренных давлений; 4 - щелочные офиолитовые базальты с включениями красных яшм; 5 - кремнистые породы и яшмоиды D_{1-3} ; 6 - известняки рифового типа D_{1-2} и C_1 не расчлененные; 7 - серпентинитовые сланцы.

Рисунок 13- Типичный меланж первого типа в районе фермы Буршабулак [40]



1 - рыхлые отложения; 2 - листвениты; 3 - реликтовый выход меланжа первого типа с эклогитами, гранатовыми амфиболитами; 4 - плагиоклаз-содержащие амфиболиты, частично мигматизированные с малыми телами тоналитов и плагиогранитов; 5 - зеленые сланцы; 6 - тоналиты и плагиограниты; 7 - габброиды и базальты объединенные; 8 - базальты O_1 с прослоями фтанитов; 9 - микрокварциты D_2 ; 10 - известняки C_1 ; 11 - дайки гранит-порфиров предположительно C_{2-3} ; 12 - серпентинитовые сланцы.

Рисунок 14- Меланж второго типа в окрестностях деревни Батурипка [40]

По радиологическим данным наиболее ранний ордовикский возраст офиолитов определен по цирконам из гранат-амфиболитовых сланцев- 486,2-456,7 Мл. Средневзвешенный возраст циркона (по 16 определениям) из амфиболитов низкобарического комплекса соответствует раннему силуру-436,5 Мл. По геологическим данным присутствие в меланжевых зонах девонских яшмо-базальтовых комплексов, окатанных габброидов и плагиогранитов может свидетельствовать о нескольких стадиях коллизий и «экзгумаций» от ордовика до раннего карбона [40]. В целом все полученные в последние годы датировки метаморфических пород соответствуют каледонскому циклу развития Чарского офиолитового пояса.

Докембрийский цикл характеризуется проявлением первичного оруденения (Cr, Ni, Co, Cu), представленного мелкими месторождениями и рудопроявлениями (Андреевское, Суук-Булак и др.). Они фиксируются будинированными блоками и линзами хромитов (размером до 8×4×5 м) и вкрапленными рудами, развитыми в серпентинитовом меланже. На рудных объектах преобладают низкосортные руды ($Cr_2O_3 < 40\%$), которые еще слабо изучены.

Каледонский цикл. В Чарской зоне каледонские образования, как отмечалось выше, фиксируются в виде фрагментов, блоков и покровных пластин в протрузивном серпентинитовом меланже. Известны возрастные датировки рифовых известняков от ордовика до позднего визе и метаморфических пород ордовик-ранний силур [6,40]. Предыдущими исследователями здесь выделяются три фациальные зоны: 1) разноглубинное ложе и вулканические дуги, сложенные спилит-диабазовой кремнисто-яшмовой толщей – среднего ордовика (беркутинская и каракойтаская свиты), 2) депрессионные участки окраинных морей, представленные кремнисто-яшмовыми и известковыми отложениями (от силура до визе включительно) и 3) подводные вулканические поднятия, барьерные рифы и органогенные группы пород находятся в автохтонном залегании [6]. В связи с перекрытостью каледонского этажа герцинскими структурами, рудные объекты здесь пока не обнаружены.

Герцинский цикл. Большая часть образований раннегерцинской стадии представлена отложениями параавтохтонной базальт-андезитовой, известково-алевролитовой формации (аркалыкская свита C_{1V2-3}). После перерывов и размывов они были перекрыты молассовой граувакковой олистостромовой (аганактинская C_{1S}), а в среднюю стадию - лимнической формацией (C_2 или C_{2-3}). С саурской фазой складчатости связывается внедрение небольших интрузий габбродиорит-гранодиоритовой формации (николаевский комплекс C_1). Позднее образовались малые интрузии и дайки габбродиорито-диабазовой формации (аргимбайский комплекс C_{2-3}), синхронные наземной базальт-андезитовой формации (даубайская свита). В конце средней стадии локализовалась вулкано-плутоническая риолит-гранодиоритовая ассоциация (салдырминский комплекс C_3) [6].

Оруденение герцинского цикла характеризуется золото-лиственитовой формацией, представленной мелкими месторождениями и рудопроявлениями золото-киноварной минерализации. Пространственно они контролируются разрывными нарушениями и фиксируются в зонах брекчирования серпентинитов и порфиритов, превращенных в листвениты и метасоматические кварциты (бирбириты). По формационной принадлежности известные объекты (Кызыл-Чар, Веро-Чар и др.) относятся к золото-ртутной кварц-карбонатной формации [44]. Рудообразующей представляется гипербазитовая формация (PR?), подверженная метаморфогенно-гидротермальным преобразованиям в стадию герцинской коллизии с наложением оруденения на листвениты, бирбириты, кварциты и порфириты (C₁V₂₋₃). К рудным минералам относятся киноварь, пирит, гематит, антимонит, золото, нерудные - кварц и карбонат. Учитывая структурно-морфологические и общегеологические генетические критерии ртутной минерализации по В.И. Васильеву (2004) и пространственную приуроченность золото-ртутных объектов преимущественно к аркалыкской свите (C₁V₂₋₃) и серпентинизированным гипербазитам, можно предположить, что образование их происходило в коллизионной геодинамической обстановке (C₁-C₃).

Киммерийский цикл. Раннекиммерийский этап характеризуется проявлением плюмтектоники в виде вспышки локального щелочного магматизма (трахибазальт-трахириолитовая вулканоплутоническая формация, район Семейтау), а в позднекиммерийское в условиях континентального рифтогенеза образовались месторождения кор выветривания Ni-Co, Ti-Zr, Au (Белогорское, Караоткель, Жанан и др.).

Кобальт-никелевая формация коры выветривания серпентинитов проявлена в Чарско-Горностаевском поясе гипербазитов. В Чарской ветви главный тип (Белогорский) объединяет преимущественно трещинно-линейные коры выветривания серпентинитов, лиственитов нонтронитового типа, мезозойского возраста. Они содержат основные запасы Co-Ni руд с содержанием NiO 0,5-6,7% и Co до 0,2%. Объекты мелкие, имеют потенциальные перспективы на легированные руды (Co, Ni, Fe), огнеупоры, удобрения и естественные краски.

4.2 Главные структуры мезозоя

В Восточно-Казахстанском регионе, охватывающем геологические структуры Большого Алтая и прилегающие районы Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатай [Большой Алтай, 2003], значительная часть территории с поверхности или под маломощным чехлом несцементированных рыхлых отложений занята образованиями кор выветривания мезозойского и кайнозойского циклов гипергенеза, которые получили наибольшее развитие в Присемипалатинском Прииртышье и Зайсанской впадине.

Анализ обширного геологического материала по геологии и полезным ископаемым выявляет зависимость развития структур мезо-кайнозоя от позднегерцинских структур БА. Зайсанский и Семипалатинский прогибы

сформировались на флангах позднегерцинского орогена и являются краевыми частями крупных седиментных бассейнов – Джунгарского (на юго-востоке) и Западно-Сибирского (на северо-западе). На современной поверхности они разделены Калбинской перемычкой палеозойского возраста [1].

Главные структуры мезозоя и кайнозоя Центральной Азии связаны с деструкцией единого Евразийского континента, охватившей киммерийский (мезозойский) и кайнозойский (позднеальпийский неотектонический) циклы. Развитие внутриконтинентального рифтогенеза происходило в перикратонный тафрогенный этап (Т-Ж, 100 Мл) при горизонтальном расползании верхней коры по Е.Е. Милановскому [1]. В этот период произошло заложение рифтоподобных впадин (Зайсанской, Алакольской, Илийской и других) по юго-восточной периферии Казахского щита. Корреляция геологических формаций мезозоя приведена на рисунок 15.

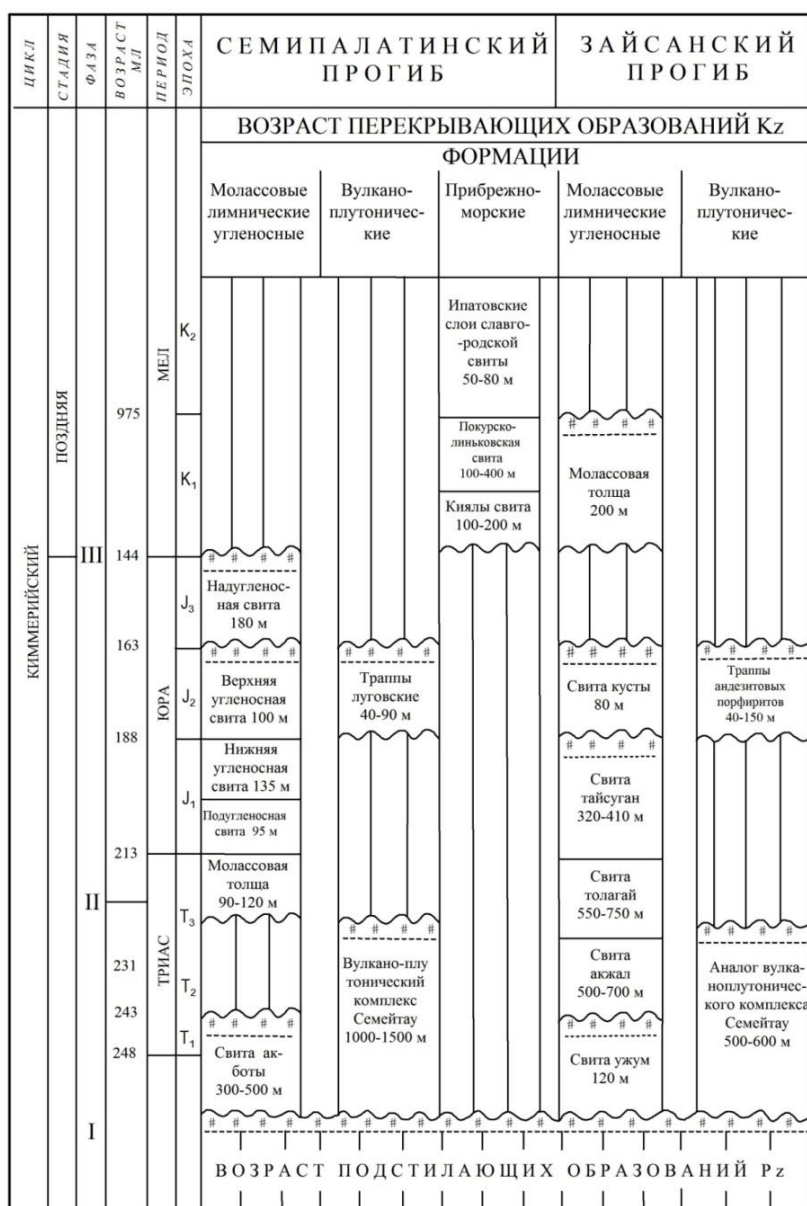


Рисунок 15– Корреляция формаций мезозоя (мощность, м)

В Семипалатинском прогибе на подстилающих образованиях палеозоя образовались преимущественно молассовые лимнические угленосные формации (T_1 -J) с общей мощностью осадков до 900-1100 м. Синхронно с осадконакоплением сформировался вулканоплутонический комплекс Семейтау (1000-1500 м) и локализовались трапповые образования луговского комплекса J_2 (40-90 м). Вулканоплутонические очаги формировались на пересечении глубинных разломов (Горностаевский надвиг, Знаменский сбросо-сдвиг и др.). Семипалатинский прогиб по долине р. Иртыш разделен на две части: 1) левобережную континентальную с локальным осадконакоплением в грабенах и авлакогенах, 2) правобережную с морскими и прибрежно-континентальными фациями (В.С. Ерофеев, Ю.Г.Цеховский, 1982).

Зайсанский прогиб ограничен северо-западными, широтными и северо-восточными глубинными разломами, на юге соединяется с Джунгарским осадочным бассейном. Пространственно приурочен к Зайсанской сутурной зоне. Характеризуется накоплением молассовых лимнических отложений T_1 - J_2 и K_1 возраста, представленных ужумской, акжальской, тологайской и других свит с общей мощностью 1770-2260 м. В незначительном объеме проявлены вулканоплутонические образования (аналоги комплекса Семейтау) и траппы андезитовых порфиритов. По периферии прогиба локализовались локальные приразломные структуры: грабены (Кендырлык, Джеменей, Шиликты, Присайканский, Приманракский) и горсты Манрака, Саура, Южного Алтая и Восточного Тарбагатай (Большой Алтай, 2003).

Синеклизный этап (К- E_2 , 106 Мл) на всей территории ознаменовался ослаблением рифтогенеза, перерывами в осадконакопении, формированием региональных поверхностей выравнивания и остаточных кор выветривания. Именно с этим этапом развития региона связано образование многих месторождений в корах выветривания, в том числе золота (рудноносные зоны рудных полей Суздальское, Жанан, Мукур, Мираж, Кедей, Кемпир и др.); кобальта, никеля в Чарско-Горностаевском поясе гипербазитов (месторождения Горностаевское, Белогорское и др.); титана, циркония (месторождения Сатпаевское, Караоткель и др.); редких земель на проявлении Басколь; бентонитов месторождений Таганского, Манракской группы; кварцевых песков в Северном Призайсанье и другие. Перспективными на платиноносность представляются нонtronитовые коры выветривания, развитые в Иртышской зоне смятия (участки Масьяновский, Балтийский).

В Алтайском отделе Института геологических наук в 2003г. выполнены работы по составлению сводной карты выветривания Восточного Казахстана на 17 листах в пределах Западно-Калбинской, Калба-Нарымской и Жарма-Саурской структурно-формационных зон. В результате этих исследований выделены перспективные площади и участки на золотое и кобальт-никелевое оруденение, редкоземельные элементы, титановое сырье и нерудные полезные ископаемые (бентонитовые глины, тугоплавкие и огнеупорные глины, цеолиты и другие виды минерального сырья). Поэтому научные исследования по изучению кор выветривания мезозой-кайнозойского чехла и определение их

нетрадиционного минерально-сырьевого потенциала для Восточно-Казахстанского региона представляются весьма актуальными.

4.3 Типы месторождений кор выветривания Восточного Казахстана

В научном плане разработана генетическая классификация кор выветривания, с учетом ведущих природных факторов, регулирующих формирование типов и профилей кор разного химического и минерального состава (Мысник А.М. и др., 2003). При систематике учитывались такие признаки: особенности палеоклимата и его изменения; палеогеографические, геоморфологические и тектонические условия эпох корообразования, их продолжительность и динамика развития; кислотно-щелочной режим и гидрохимические особенности профиля выветривания; состав, агрегатное состояние и проницаемость литокомплексов исходных пород в зоне выветривания; продолжительность и стационарность первичных и наложенных экзогенных преобразований исходных пород. При этом, коры выветривания рассматриваются как производные регрессивного метаморфизма, при котором минералы и исходные горные породы в приповерхностных горизонтах разрушаются в новых физико-химических условиях и преобразуются в динамические равновесные системы.

По происхождению выделены три группы кор выветривания:

- 1) остаточная элювиальная;
- 2) переотложенная и
- 3) наложенная гипергенная.


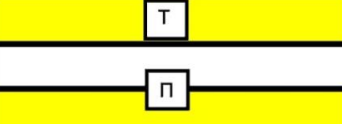
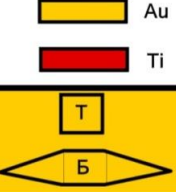



В систематике также отражается возрастное положение и геотектонический режим формирования кор выветривания и россыпей, их рудоносность и приводятся примеры месторождений (рисунок 16).

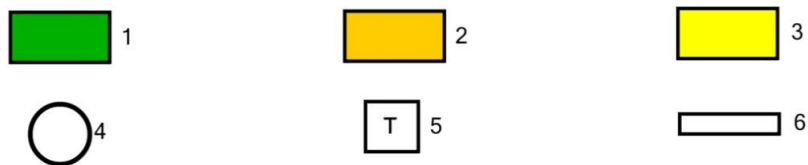
Остаточные элювиальные золотоносные, никеленосные коры выветривания Семипалатинского Прииртышья, Чарского пояса ультрабазитов, Калбы, Чингиз-Тарбагатай, а также зоны окисления колчеданных месторождений цветных металлов, формируются только по первично рудоносным зонам и, в большей части, принадлежат линейно-трещинному морфотипу. За контурами рудных зон ареалы развития площадных кор выветривания обычно безрудные. Гипергенезом регулируется только перераспределение рудных элементов и перевод их в новые минеральные формы, перемещение и концентрация металлов в пределах близповерхностной колонки аэрации и воздействия агрессивных метеорных вод с возможным накоплением рудных компонентов в зоне цементации и вторичного обогащения. Использование малозатратных технологий переработки сырья золотоносных объектов кор выветривания методом кучного выщелачивания (месторождения Жанан, Суздальское, Жерек, Мукур и другие) делает их эксплуатацию экономически выгодной (Киселев А.Л., 2000). Они являются крупными и средними золоторудными объектами с разведанными суммарными запасами металла 58 т и прогнозируемыми ресурсами до 140 т.

Изучение кор выветривания нонтронитового профиля началось после

установления в 1959 г. никелености Чарско-Горностаевского ультрабазитового пояса протяженностью около 350 км. Ученные запасы никеля и кобальта месторождений Горностаевское, Белогорское и др. составляют соответственно 130 и 140 тыс. т [1,34].

На известном оловорудном рудопроявлении Дельбегетей процессы корообразования способствуют физической дезинтеграции и ослаблению вмещающих пород, содержащих ювелирные изумруды (в миароловых гнездах гранитов, зонах минерализации). Ограничены в распространении карстовый и каустобиолитовый генетические профили кор выветривания.

Система	Эпоха	Геотектонический режим	Коры выветривания Россыпи	Месторождения
Q	N ₂ -Q	ОРОГЕНИЧЕСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ		Веселый Ключ Егиндыбулак Кашама Курчум Песчанка
				Митрофановское Куйган
E	E ₁ -E ₃	СТАБИЛИЗАЦИОННЫЙ		Жанасемей Семиярское и др. Таганское и др.
				Жанама Сатпаевское
K	K ₂ -E ₁	ПАССИВНЫЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ		Суздаль, Жанан Караоткель I Горностаевское Белогорское Кызыл - Чар
				Аркалык
J	ДЕЙТЕРО-ОРОГЕНЕЗ			



1 – остаточные элювиальные, 2 – переотложенные и 3 – наложенные гипергенные, 4 – 6 (4 – рудные, 5 – глины: Т – тугоплавкие, Б – бентонитовые, П – рески, 6 – россыпи)

Рисунок 16– Генетические типы кор выветривания [47]

Переотложенные коры выветривания являются непосредственными минерально-сырьевыми объектами типа бентонитовых, бентонитоподобных керамзитовых, гидротехнических, керамических, огнеупорных, тугоплавких, легкоплавких глин, минеральных пигментов (месторождения Семиярское, Жанасемей, Бакланий Мыс, Жанадаур, Киин-Кериш, Калмакпай и др.). Следует отметить, что освоение высококачественных бентонитов с возможностью многопрофильного их использования (бентопорошки, буровые растворы, нефтепереработка, захоронение радиоактивных отходов производства, добавки в строительные вяжущие материалы, формакопоя, медицинские препараты, пищевые добавки и др.) только начинается.

Особую группу полезных ископаемых составляют элювиально-делювиальные проявления устойчивых к выветриванию минералов: касситерита, танталит-колумбита, вольфрамита, монацита, ильменита, циркона, золота, кварцевого, кварц-полевошпатового песка, образующих россыпи (месторождения Сатпаевское, Караоткель, Жулдыз и др.).

Наложённая гипергенная группа характеризуется образованием уникальных мономинеральных («дистиллированных») щелочных, щелочноземельных, водородных монтмориллонитоидов на Таганском (Е.М. Сапаргалиев, М.М. Кравченко, 1999) и, вероятно, на других месторождениях переотложенных бентонитов Манракской и Алакольской групп. Такие месторождения возможны и в типах каолинитовых, палыгорскитовых, гидрослюдистых и смешанных глин.

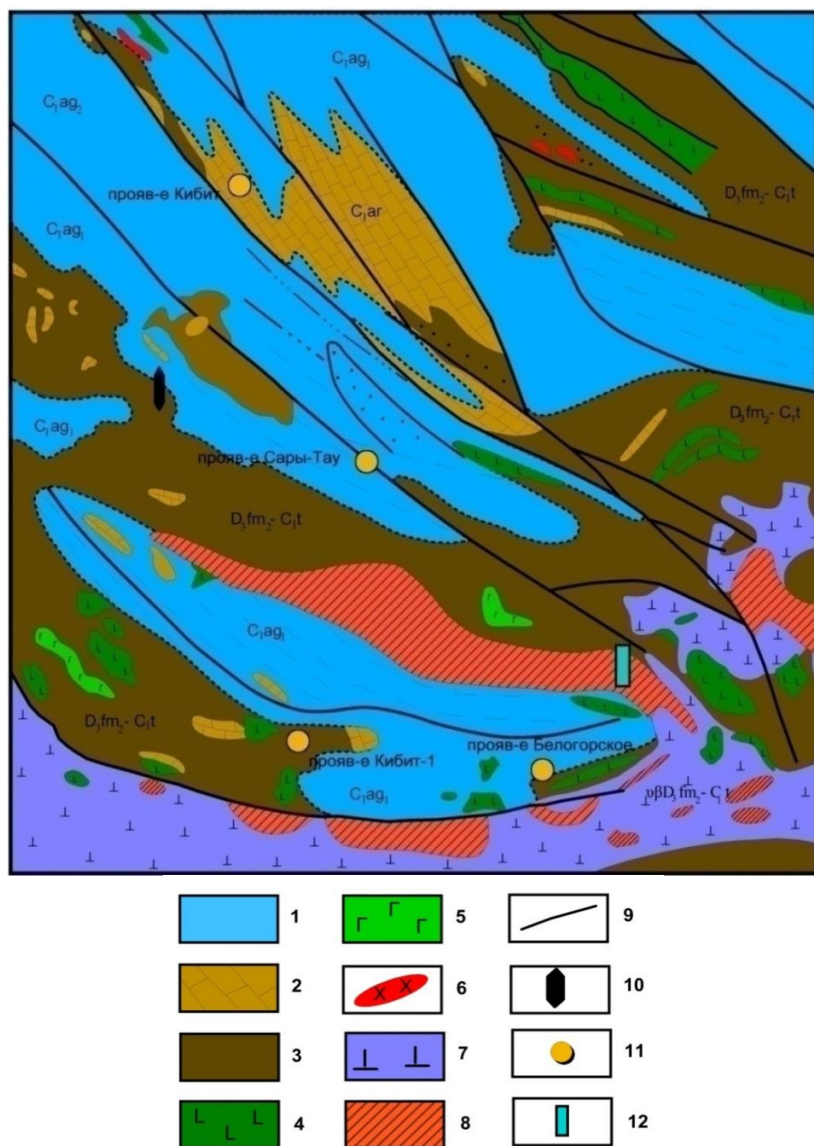
Инфильтрационные коры данной группы изучены крайне слабо. В магнезитовом типе на Масьяновском месторождении, на тектоническом контакте протерозойских гнейсов с интрузией основных и ультраосновных пород в Иртышской зоне смятия, развиты крутопадающие тела вкрапленно-прожилкового магнезита с графитом, прослеженные на глубину 100-150 м. В расслоенных дунитах повышена концентрация платиноидов в нанодисперсной форме. На выходах крутопадающие тела перекрыты горизонтально залегающей несогласной залежью нонтронита с фарфоровидным магнезитом. Многостадийные замещения опалом преобразуют влажные песчано-глинистые нонтрониты в сухарно-кремнисто-каркасные бирбириты и магнезиты, в опал-магнезиты со вторично переотложенными на них и брекчиях дунита почковидными агрегатами графита.

С сидерит-каолинитовым инфильтрационным типом на месторождении Басколь связано проявление редкоземельных элементов (Ce, Gd, Er, La и др.).

Доступность объектов кор выветривания с поверхности, возможность применения экономичных новейших технологий переработки минерального сырья делает объекты все более привлекательными для промышленного освоения. Главная задача дальнейших исследований заключается в более детальном изучении вещественного состава продуктивных геохронологических уровней кор выветривания в разрезе мезозой-кайнозойских отложений и постановке поисково-оценочных работ на конкретных перспективных участках.

4.3.1 Месторождения силикатных никель-кобальтовых руд

В геолого-структурном отношении Белогорскоерудное поле размещается в наиболее мобильном тектоническом блоке Чарской сутуры, в котором протрузии гипербазитов подверглись интенсивным преобразованиям при активизации широтного глубинного разлома, что явилось благоприятным фактором для образования здесь мезозойских кор выветривания (рисунок 17).



1 - алевролиты, песчаники, олистолиты аганактинской свиты C_{1s} ; 2-пелиты с прослоями известняков, известняки аркалыкской свиты C_{1v2-3} ; 3-вулканогенно-кремнистые отложения, базальты, туфы, силициты карабайской свиты $D_{3fm2-C1t}$; 4 - базальты, базальтовые порфириты; 5- габбронориты, диориты, диабазы аргимбайского комплекса C_{2-3} ; 6- гранодиориты николаевского комплекса C_1 ; 7- метагипербазитовый чарский комплекс, PR(?); 8 - кора выветривания ультрабазитов; 9 - разрывные нарушения; 10-12- месторождения (10 - хрома 11- золота, 12 - Co-Ni;)

Рисунок 17- Схема геологического строения района Белогорского месторождения (по материалам Пермитина Л.Б, Юрченкова Е.М.)

Метагипербазитовый чарский комплекс PR (?) является рудообразующей формацией. Надвиговые и взбросовые перемещения вывели на поверхность пластины и блоки докембрийских пород. Покровообразование началось в визе-серпухове и продолжалось позднее. Пластины и блоки представляют собой серпентинитовый меланж, в котором заключены метагабброиды, метабазальтоиды, метаморфиты высоких давлений (эклогиты по дунитам), гранатовые амфиболиты. Гипербазиты чарского комплекса значительно подверглись гипергенным процессам (действию воды, углекислоты и атмосферного кислорода), что явилось результатом вторичной концентраций Co, Ni, Cr, содержание которых в эндогенных породах были в десятых и тысячных долях процента.

Базальт-андезитовый островной вулканизм проявлен с синхронным накоплением фашиально однородных тонкослоистых фтанитов, яшм, силицитов и пелитоморфных известняков при подчиненной роли туфогенных пород карабайской свиты мощностью 700-900 м и соответствует морским условиям. Карабайская свита $D_3fm_3-C_1t$ обнаруживается в районе отдельными выходами покровов миндалекаменных базальтов, реже андезито-базальтов, переслаивающихся с агглютинаками и туфами, пачками тонкослоистых фтанитов, яшм, известковистых пелитолитов и сахаровидных пелитоморфных известняков, туффитов [10]. По составу базальты толеитовой и известково-щелочной серии нормального и субщелочного ряда, умеренно и высокоглиноземистые, натриевой щелочности и представляют собой слабо дифференцированную субщелочную ассоциацию от натриевой до натриево-калиевой (таблица 3).

Аркалыкская свита C_{1V2-3} образует гряду пелитов и известняков (шириной 700-1500 и длиной до 4000 м), вытянутых в северо-западном направлении. Они представляют отдельный тектонический блок с большим количеством дизъюнктивных нарушений. Это однообразные светло-серые пелитоморфные и детритовые известняки (крупные биостромы и биогермы), переслаивающиеся с алевролитами и пелитолитами повышенной известковистости (Ca до 2,52%) и кремнистости (SiO_2 -64.27%). Пелитоморфные известняки вероятно находятся в автохтонном залегании. В состав свиты входят также алевролиты, глинистые, глинисто-сланцевые сланцы, зеленовато-серые, разнозернистые полимиктовые и известковистые песчаники.

Таблица 3- Состав базальтов карабайской свиты

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	K ₂ O+Na ₂ O	кМк	K ₂ O/Na ₂ O	серия
1(2)	45,58	2,20	13,90	3,10	8,40	0,16	9,72	6,95	1,88	0,30	0,34	2,18	2,44	0,14	ТЛ
2(3)	48,25	1,30	15,36	5,29	8,26	0,22	4,33	8,79	3,71	0,12	0,13	3,83	3,43	0,03	СЩ
3(3)	48,14	1,53	19,46	3,40	4,68	0,13	4,18	9,43	2,99	0,53	0,23	3,52	3,39	0,15	СЩ
4(5)	46,59	2,67	14,03	4,48	8,42	0,17	5,72	7,15	3,95	0,64	0,39	4,59	2,89	0,14	СЩ
5(3)	45,18	2,33	15,94	5,35	3,61	0,14	3,02	11,31	4,47	1,17	0,20	5,64	2,298	0,21	СЩ
6(11)	51,91	2,50	14,89	2,42	8,11	0,18	4,79	4,88	4,35	1,03	0,47	5,38	4,784	0,19	СЩ
7(11)	48,75	1,96	14,81	5,03	7,33	0,15	4,11	4,69	3,87	2,22	0,61	6,09	3,617	0,36	СЩ
8(13)	53,39	1,38	16,24	1,82	2,16	0,08	1,13	6,27	4,40	6,25	0,16	10,65	5,331	0,55	СЩ
<p>ПРИМЕЧАНИЕ- 1-7-базальты, 8-андезито-базальты; ТЛ-толеитовая, СЩ-субщелочные ассоциации; кМК (критерий Макдональда – Кука) = 0,3694 SiO₂ - 14,3917(кМК ≤7.92); анализы Н.В. Полянского, 1998г.</p>															

Формирование происходило в морских условиях в обстановке базальт - андезитового вулканизма и синхронного рифообразования, накопления глинисто-кремнисто-известковых алевролитов (пелитов) при широком проявлении косослоистых серий, оползневых явлениях, турбидитном характере литогенеза и перемещением накопленных толщ. Общая мощность свиты 750-1200 м. Фоновая золотоносность 2,65-2,98 мг/т. В разрезе свиты известны многие золото-сульфидные проявления.

Аганактинская свита C_{1s} подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную преимущественно массивными полимиктовыми песчаниками голубовато-серого цвета (мощностью более 1000 м) и верхнюю, существенно алевролитовую (мощность до 400 м.). Породы свиты при невысоком содержании углистого вещества (углерода 0,3-0,5%) характеризуются повышенной золотоносностью с фоновым содержанием золота 4 мг/т. В районе месторождения свита картируется небольшими по размеру синклиналями; нижняя подсвита представлена олистромовыми фациями. Последние объединяют ксеноблоки олистромовых известняков, кварцитов, кремнистых алевролитов, яшмоидов, андезитовых порфиритов и алевролитопесчаниковый "мусорный" матрикс. По особенностям седиментогенеза и деструкций отложения аганактинской свиты относятся к морскому и прибрежно-морскому осадочному терригенному предколлизийному геодинамическому этапу (C_{1s}). Свита является рудовмещающей для месторождений золота кварцево-жильного типа.

Интрузивные образования имеют ограниченное распространение. Аргимбайский комплекс C_{2-3} представлен габбро-диабазами, пироксенроговообманковыми габброидами и габброноритами в виде отдельных тел размером 300-500 м и реже жильными диабазовыми и диоритовыми порфиритами, микродиоритами и габбро-сиенитами. В экзоконтактах с вмещающими отложениями отмечаются кварц-плагиоклазовые роговики и альбит-гранат-пироксеновые скарны. Породы отличаются натровой щелочностью, глиноземистостью и повышенным содержанием TiO_2 (2,55%), P_2O_5 (0,94%). Геохимически в них несколько повышены значения Co, Cu, Zn, Pb, Zr, Ti (1,1-1,6 кларка). Комплекс сопровождается медно-никелевой, полиметаллической и железной минерализацией.

Николаевский комплекс объединяет небольшие выходы гранодиоритов (размером 100x250 м), заключенных в аллохтонном покрове. Тела рассланцованы и будинированы. Содержание в них SiO_2 60-61%, Na_2O 5,1%, K_2O 2,0%. Геохимически обогащены Cu, Co, Mo, Zn. Распространенные акцессории – магнетит, ильменит, циркон и апатит.

Никеленосные коры выветривания сформировались по серпентинизированным ультраосновным породам. Их выходы перекрываются нижнеюрскими отложениями, датированными по флоре и фауне, что указывает на развитие кор в раннемезозойское время, обусловленное геологоструктурными и геоморфологическими факторами. Крупные тектонические нарушения, рассекающие тела массивов, а также проходящие по их контактам с

вмещающими породами, являлись благоприятными участками для формирования кор выветривания в узколокальных зонах.

В тектонически перемятых массивах серпентинитов процессы разложения проявлены сильнее, кора выветривания образуется более мощной.

Никеленосные коры характеризуются зональным строением, в вертикальном разрезе представлены следующими зонами (снизу вверх).

1. Зона выщелоченных серпентинитов (нижняя). Это зона вторично минерализованных серпентинитов, сопровождающаяся выносом и привносом минерального вещества с образованием нескольких разновидностей выщелоченных серпентинитов (нонтронитизированные, минерализованные кремнеземом, гидросиликатами магния и никеля, с карбонатами кальция и магнезитом).

2. Зона нонтронитовых образований (средняя) объединяет продукты глубокого и коренного изменения серпентинитов – нонтрониты нескольких разновидностей (сильно нонтронитизированные серпентиниты, собственно нонтрониты и обохренные нонтронитовые образования). На Белогорском месторождении нонтрониты - это фишашково-зеленые породы, воскоподобные образования, при высыхании растрескиваются, утрачивают вязкость и рассыпаются на мелкие кусочки, но при увлажнении восстанавливаются. Обохренные нонтрониты возникают при разрушении собственно нонтронитов и являются переходной разностью к зоне охр. Породы пористые и менее вязкие, с зеленым оттенком на фоне краснокоричневого цвета. Образования средней зоны несут высокие концентрации никеля и кобальта и являются рудами на эти металлы.

3. Зона охристых и охристо-кремнистых образований (верхняя) завершает профиль коры выветривания. Здесь продукты пористые, легкие и представлены гидроокислами железа желто-бурого цвета. Присутствие гидроокислов марганца придают им черную окраску. На некоторых участках проявлены охристо-кремнистые бирбириты ячеистой структуры, включающие опал, халцедон, кварц, окислы железа. При выветривании лимонита в них остается кремнистый каркас.

По классификации никеленосных кор выветривания (И.И. Гинзбург) коры Чарского пояса относятся к трещинно-линейным с керолито-нонтронито-охристым профилем. Они развиваются на контакте с листовниками и наблюдаются как в висячем, так и лежащем крыльях, продукты гипергенного разложения серпентинитов проникают до глубины 180 м. Морфологически тела выветрелых серпентинитов фиксируются в виде клиньев, острые обращены вниз. На Белогорском месторождении они образуют полосы длиной 2700 м, а ширина их выхода в верхней части достигает 350 м.

По петрохимическим данным в процессе гипергенеза происходило уменьшение MgO , SiO_2 при резком увеличении Fe_2O_3 . В конечном итоге возникли новообразования, состоящие в основном из окислов и гидроокислов железа, в которых содержание увеличено в 4-5 раз против исходного а кобальта в 3,5-4 раза.

Белогорское месторождение расположено в северо-восточном контакте крупного тела ультрабазитов, приуроченного к широкому глубинному разлому. Открыто Е.Г. Новиковым в 1955 году.

Основные рудные залежи сосредоточены в трещинно-линейном типе коры выветривания (рисунок 18) серпентинитов, листовенитов и метасоматических кварцитов. В настоящее время известно 11 месторождений и рудопроявлений Ni-Co руд – Белогорское, Северное, Букорское, Кзылтырское, Синие глины, Жангизтобе, Караултобе, Александровское, Андреевское, Батуриновское и Перятинское (таблица 4). Все они расположены в средней части Чарского пояса, по правобережью р. Шар, между п. Перятинка и ст. Шар (рисунок 19). Здесь отмечается наибольший прогиб Чарского горст-антиклинория и вследствие этого минимальный денудационный срез ультрабазитового пояса в верхнепалеозойское время, а позже и его коры выветривания.



Рисунок 18 – Никеленосные коры выветривания Белогорского месторождения

Таблица 4– Список месторождений и рудопроявлений кор выветривания

№	Название	Рудная формация	Масштабность объекта	Оруденение
1	2	3	4	5
1	Кызыл-Чар	Ртутоносная коры выветривания	Рудопроявление	Hg
2	Тиес	Лиственитовая ртутная	Рудопроявление	Hg
3	Суук-Булак	Магматическая ртутная (?)	Рудопроявление	Hg(Mg)
4	Жангиз-Тобе	Ртутоносная коры выветривания	Рудопроявление	Hg
5	Жиланды	Контактово-метасоматическая ртутная	Рудопроявление	Hg
6	Северное	Никель-кобальтовая коры выветривания	Мелкое месторождение	Ni, Co
7	Букорское	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Мелкое месторождение	Ni, Co
8	Перятинское	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Рудопроявление	Ni, Co

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4	5
9	Белогорское	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Мелкое месторождение	Ni, Co
10	Караул-Тобе	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Рудопроявление	Ni, Co
11	Батуриное	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Рудопроявление	Ni, Co
12	Чалобайское I, II	Магматическая никель-кобальтовая	Рудопроявление	Ni, Co
13	Андреевское I, II	Магматическая никель-кобальтовая		Cr
14	Синяя Глина	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Рудопроявление	Ni, Co
15	Александровское	Никель-кобальтовая остаточных кор выветривания	Рудопроявление	Ni, Co

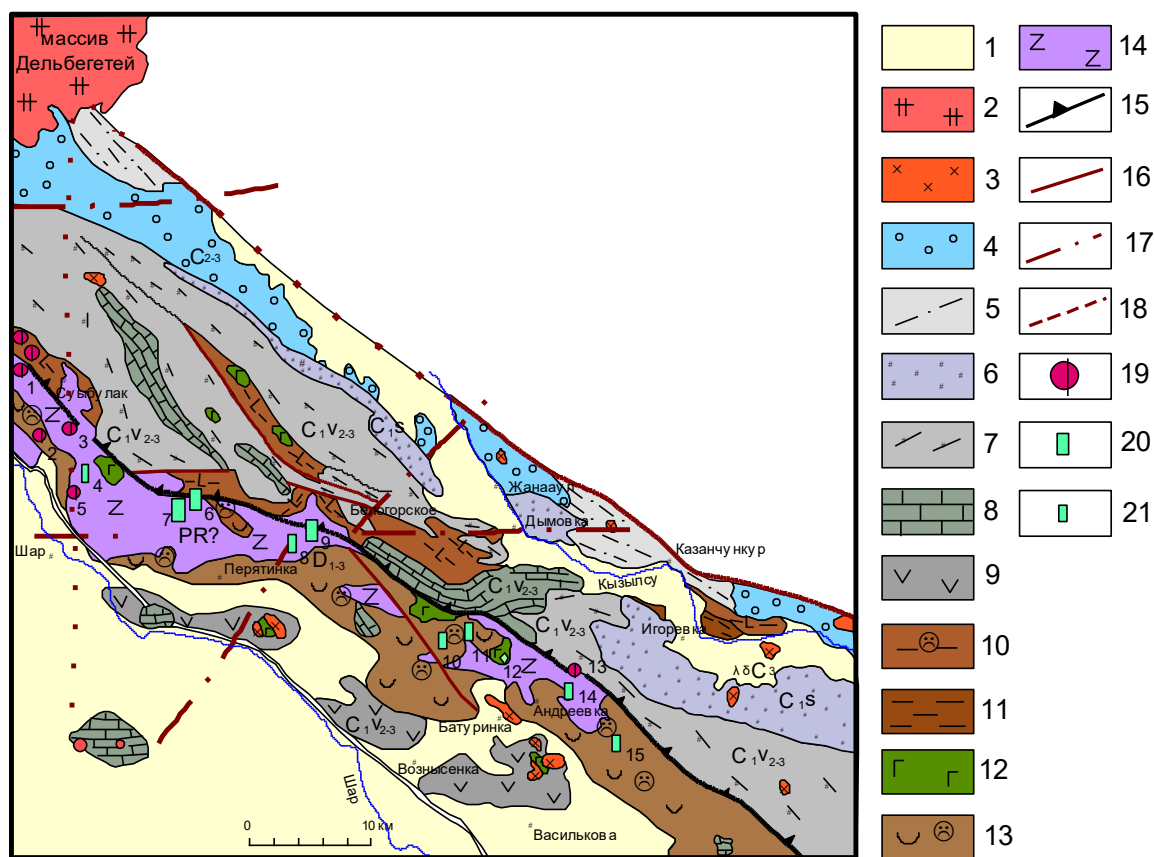
Основные залежи Ni-Co руд на Белогорском месторождении приурочены к краевой части выхода ультрабазитов, среди которых в его западной части наблюдаются мелкие тела габброидов, с резкими контактами между ними и другими породами (рисунок 20). В рудном поле широко развиты вулканогенные карбонатно-кремнисто-терригенные формации девона-нижнего карбона, а также проявлены алевролитовая аспидная и граувакковая алевролитово-песчаниковая формации, в меньшем объеме представлены интрузивные образования. Непосредственно на месторождении вмещающими породами являются известняки и кремнистые сланцы аркалыкской свиты, имеющие господствующее северо-западное простирание ($300-320^{\circ}$) и северо-восточное падение под углами от 50° до 60° (рисунок 20).

Данные о составе всего ряда от начальных до конечных стадий разложения серпентинитов приведены в таблице 13. Из анализов видно, что при выветривании серпентинитов происходил вынос кремнезема, окиси магния и резко увеличилось содержание Fe_2O_3 . В конечном итоге новообразованная порода состоит из гидроокислов железа и кремнезема.

При серпентинизации гипербазитов никель остается малоподвижным и не выносится из пород, а переходит из одной силикатной формы в другую. Напротив, при гидротермальных превращениях ультрабазитов в тальковые, тальк-карбонатные породы и листвениты никель становится весьма подвижным компонентом, интенсивно мигрирует из пород, в результате метасоматиты сильно обеднены и не могут служить источником сколько-нибудь заметных концентраций никеля.

На месторождении выявлены и оконтурены 3 раздробленные залежи Ni-Co руд, причем более богатые из них приурочены к горизонтам нонтронитов. Руды большей частью силикатного типа, но имеется также сульфидная никелевая минерализация непромышленного характера, связанная пространственно и, вероятно, генетически с лиственитами. В результате

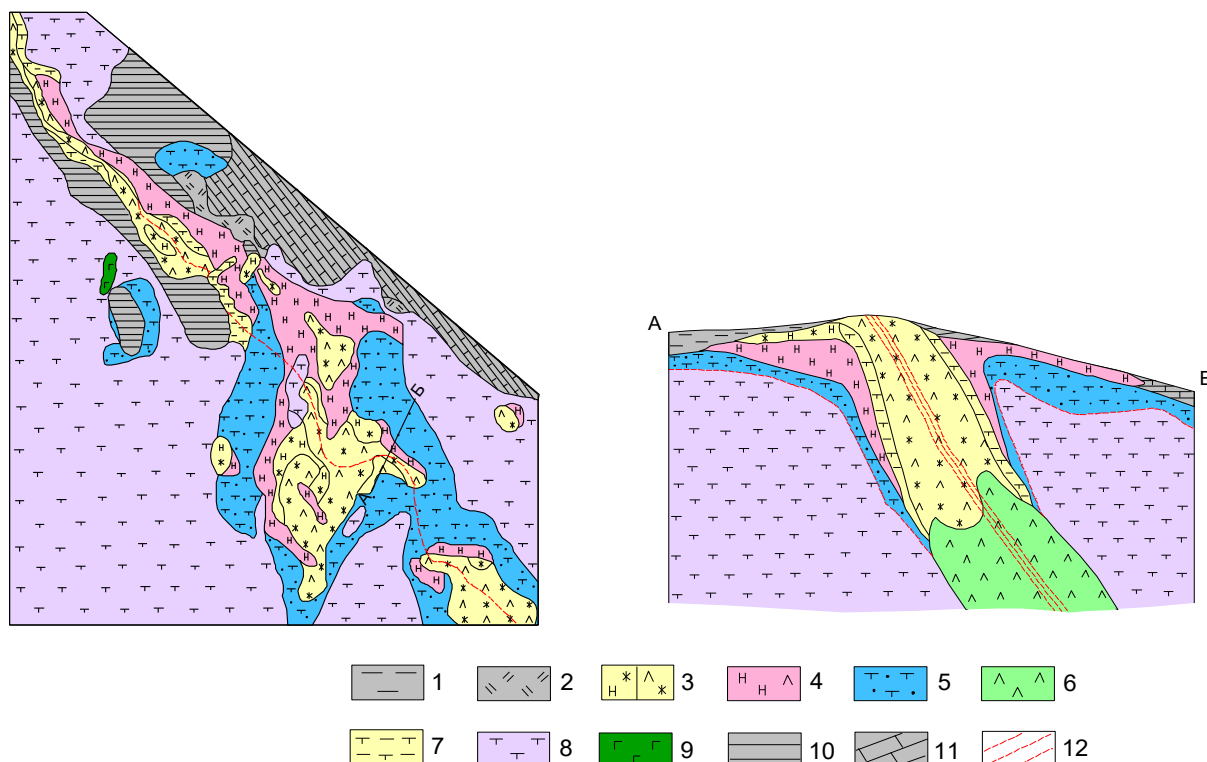
проведенных геолого-разведочных работ Н.В. Суспицыным были подсчитаны запасы по категориям В + С₁: Ni 67,4 тыс.т. (среднее содержание 1,05% и Со 3,2 тыс.т 0,04%).



1 – четвертичные отложения; 2 – 13 – геологические формации: 2 – гранит-лейкогранитовая (P₂); 3 – плагиогранит-гранодиоритовая, С₃; 4 – молассовая лимническая углеродистая, С₂₋₃; 5,6 – граувакковая алевролитно-песчаниковая, С_{1S}; (5 – верхняя песчаниково-алевролитовая и 6 – нижняя песчаниковая подформации); 7 – вулканокarbonатно-терригенная, С_{1V2-3} (6 – флишоидная углеродисто-терригенная, 8 – известняковая и 9 – базальт-андезитовая терригенная подформации); 10 – базальтовая известняково-терригенно-кремнистая, D_{3fm3}-C¹t; 11 – алевролитовая аспидная, D_{3fm1-2}; 12 – габбро-диабазовая, D₃; 13 – базальт-андезитовая, известково-кремнисто-терригенная (D₁₋₃); 14 – метагипербазитовая (PR?); 15 – 18 – разломы (15 – Чарско-Зимунайский гранитный, 16 – Западно-Калбинский глубинный, 17 – по геолого-геофизическим данным, 18 – мелкие оперяющие); 19 -21 – рудные формации: 19 – ртутоносная коры выветривания, 20, 21 – никель-кобальтовая коры выветривания (мелкие месторождения и рудопроявления).

Рудные объекты: 1 – Кызыл-Чар, 2 – Тиес, 3 – Суук-Булак, 4 – Жангиз-тобе, 5 – Жиланды, 6 – Северное, 7 – Букорское, 8 – Перятинское, 9 – Белогорское, 10 – Караул-Тобе, 11 – Батуринское, 12 – Чалобайское I, II, 13 – Андреевское I, II, 14 – Синяя Глина, 15 – Александровское.

Рисунок 19- Схема размещения никель-кобальтовых и ртутных месторождений и рудопроявлений в Чарском поясе офиолитов



1 - покровные неоген-четвертичные отложения; 2 - карстовые алевроиты; 3 - охры по серпентинитам (а), охристо-кремнистые образования (бирбириты) по листовенитам (б); 4 - нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты; 5 - выщелоченные серпентиниты; 6 - листовениты; 7 - оталькованные серпентиниты; 8 - плотные серпентиниты; 9 - габбро; 10 - кремнистые сланцы; 11 - известняки; 12 - тектонические нарушения.

Рисунок 20 - Схематическая геологическая карта и разрез Белогорского месторождения (по Н. В. Суспицыну)

Таблица 5– Химический состав пород Белогорского месторождения

оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	31,82	26,45	14,12	70,17	83,91
TiO ₂	0,05	0,03	0,04	-	-
Al ₂ O ₃	2,89	1,27	2,89	2,65	2,26
Fe ₂ O ₃	32,39	45,91	62,47	15,85	9,41
Cr ₂ O ₃	0,96	3,08	1,19	0,45	0,30
FeO	1,54	1,24	0,15	-	-
MgO	12,08	4,83	2,90	1,22	0,75
CaO	1,06	0,74	0,58	0,55	0,75
MnO	0,38	1,35	0,76	0,29	0,095
Ni	1,38	1,77	0,95	0,44	0,86
Co	0,055	0,088	0,096	0,097	0,23
Na ₂ O+ K ₂ O	0,19	1,023	0,48	0,28	0,046
H ₂ O ⁻	10,52	6,67	2,30	3,15	0,43
ПРИМЕЧАНИЕ- 1-нонтрониты зеленой и 2 – темно-бурой окраски, 3 – охристые и 4 – охристо-кремнистые образования [44].					

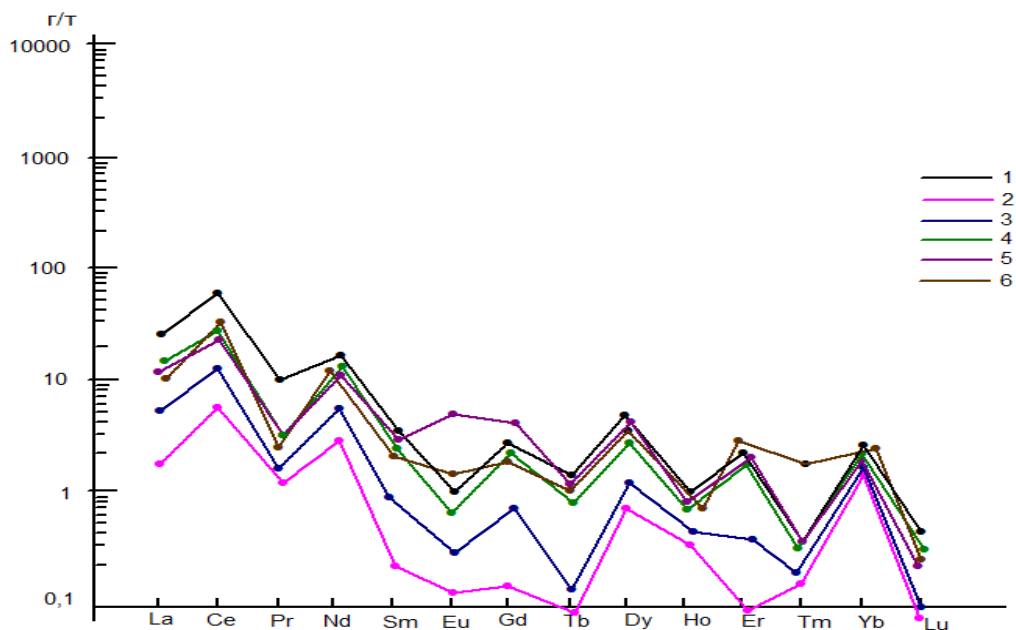
Автором производилось обследование Белогорского Ni-Co месторождения с отбором проб и образцов из обнажений и горных выработок. Пробы отбирались в основном из выщелоченных серпентинитов, зоны охристых и охристо-кремнистых образований, а также из вмещающих пород (амфиболиты, алевриты, роговики) и жильного кварца.

Анализы выполнялись в лаборатории «ИГЕТАС» ВКГУ на масс-спектрометре ICP-MS и растровом электронном микроскопе ISM-6390. Коры выветривания характеризуются большим разнообразием минералов – каолинит, кварц, опал, халцедон, гётит, псиломелан, кальцит и др. Рентгено-структурным анализом, выполненным в лаборатории Музея Естественной Истории (Великобритания, Лондон), определены еще магнезит, битовнит, клинохлор, хлорит, клиноэнстатит и другие минералы.

Зона выщелоченных серпентинитов представлена в основном серпентинизированными ультрабазитами, лиственитами и серпентинитами, редко встречаются бирбириты и нонтрониты. Наиболее повышенные содержания Ni (1083-2482 г/т) и Co (до 50-72 г/т) установлены в серпентинитах, лиственитах и бирбиритах. Эти образования выделяются также аномальными значениями Mg (до 22%), Fe (до 5-8,4%) и Cr (232,6-448,1 г/т), отражающими новообразование в этой зоне гидросиликатов магнезия, никеля и карбонатов. Характерны несколько повышенные содержания халькофильных компонентов (г/т): Cu (до 750,9), Pb (до 159,2) и Zn (до 161,5).

Метасоматически изменные разности серпентинитов сопровождалась привнесением As (до 90,5 г/т) и Sb (до 74,15 г/т), а содержание благородных металлов в них достигает Au (0,059 г/т) и Ag (0,736 г/т); относительно других пород повышены значения U (до 4,66 г/т). Содержания платины, рассеянных и редкоземельных элементов в этих образованиях невысокие. Среди РЗЭ преобладает легкая группа элементов с максимумами Ce и Nd (рисунок 21). В целом результаты электронной микроскопии показывают, что в зоне выщелоченных серпентинитов, наряду с типоморфными компонентами неизменных ультрабазитов (Mg, Fe, Ca, Cr) произошла концентрация Ni и Co в лиственитах и бирбиритах, а также установлено повышение содержания Cu, Pb, Zn и As, Sb, типичных элементов-спутников для золоторудных месторождений изучаемого региона (рисунок 22). В этой связи при оценке никеленосных кор выветривания необходимо попутно изучать их золотоносность.

На растровом микроскопе в окварцованных лиственитах обнаружены микровключения пирита, ильменита, рутила, барита, монацита и других минералов. Для кварца характерна примесь самородной ртути (Hg от 1 до 2%). Также выявлено микрозерно, вероятно сросток, никелевого минерала (гарниерита?) и хромита (рисунок 23). Обращается внимание на обнаружение иридиевого минерала, содержащего примесь Y (13,07%), Dy (2,33%), точная формула которого пока не определена (рисунок 24).



1-ультрабазиты; 2- серпентиниты; 3- бирбириты; 4- кора выветривания кремнисто-охристая, 5- брекчированная и 6- рыхлая глинисто-песчаная.

Рисунок 21 – Диаграмма распределения редкоземельных элементов Белогорского месторождения (г/т)

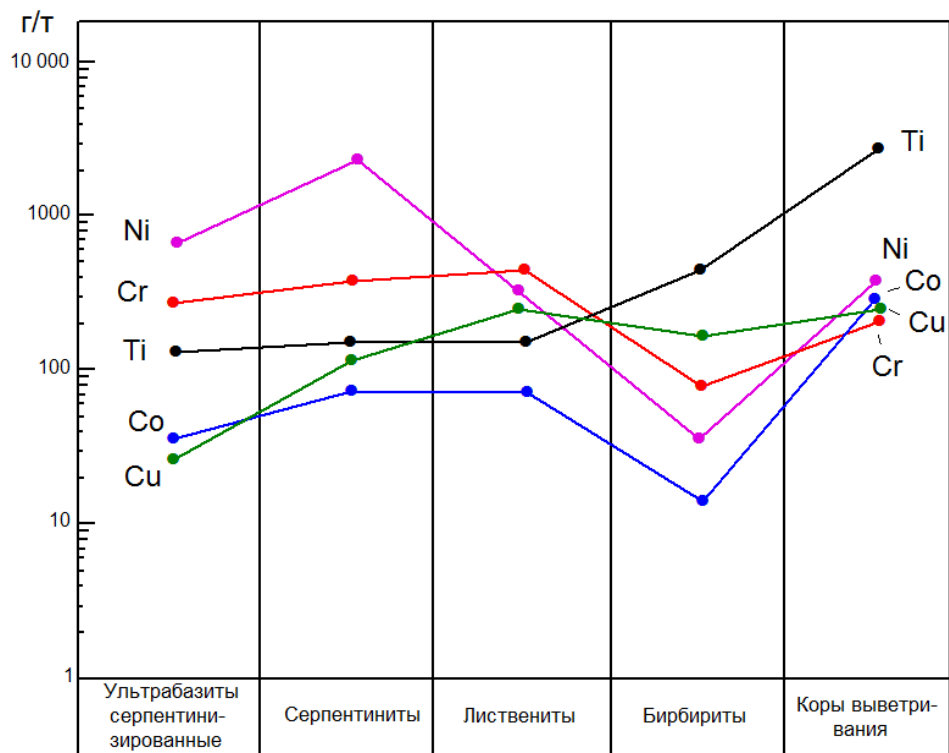


Рисунок 22- Диаграмма распределения рудных элементов в метасоматически измененных породах Белогорского месторождения по результатам электронной микроскопии (ICP-MS).

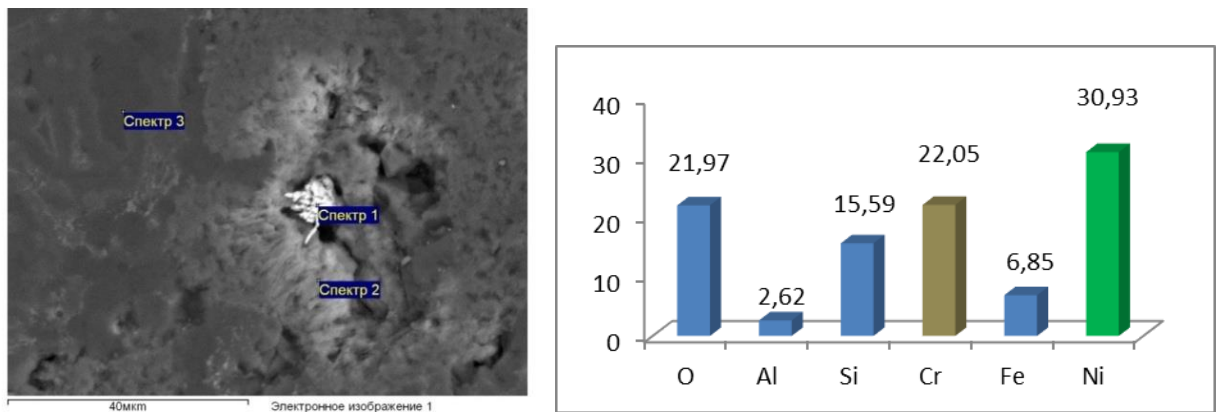


Рисунок 23– Зерно гарниерита в ассоциации с лимонитом в коре выветривания лиственитов Белогорского месторождения

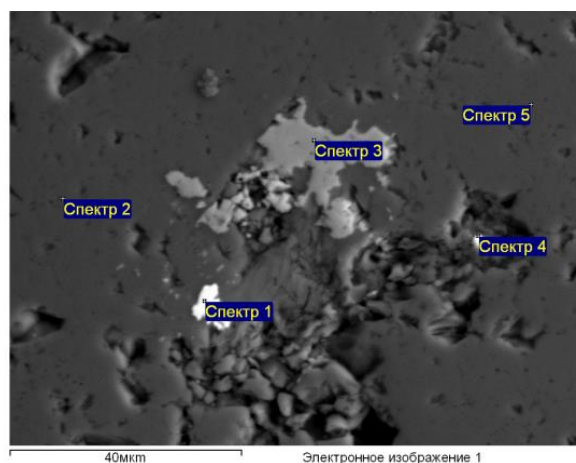


Рисунок 24–Микровключения иридиского минерала с примесью иттрия

Нонтронитовые образования являются основными кобальт-никелевыми рудами Белогорского месторождения, характеристика которых приводится по работе [50]. Мощность этой зоны варьирует от 1 до 26 м (средняя 8,6 м). Нонтрониты представляют собой мелкие или сыпучие породы различных окрасок (от зеленой до коричневой и черной). В их составе главными минералами являются (в %): нонтронит (60), керолит исерпентин (10), кварц, опал и халцедон (15), марганцевые минералы – псиломелан и асболан (1-2), магнезит (до 5). Содержание никеля изменяется в широких пределах от 0,5 до 6,76%, кобальта – сотые доли и железа (до 20-35%). По литературным данным такие содержания металлов характерны для остаточных силикатно-никелевых месторождений Урала, Индонезии, Кубы и других стран [50].



Рисунок 25–Брекчированная порода Белогорского месторождения



Рисунок 26–Охристо-кремнистая кора выветривания

Зона охристых и охристо-кремнистых образований сохранилась фрагментарно на отдельных участках месторождения. Представлена корами выветривания пестрой окраски, состоящими в основном из кварца, халцедона, лимонита, гидроокислов железа и марганца (рисунок 25,27), карбонатов и сохранившихся гнезд лиственитизированных серпентинитов. Порода

характеризуется брекчиевой текстурой с пустотками выщелачивания, гнездами и прожилками псиломелана (рисунок 26, 27).

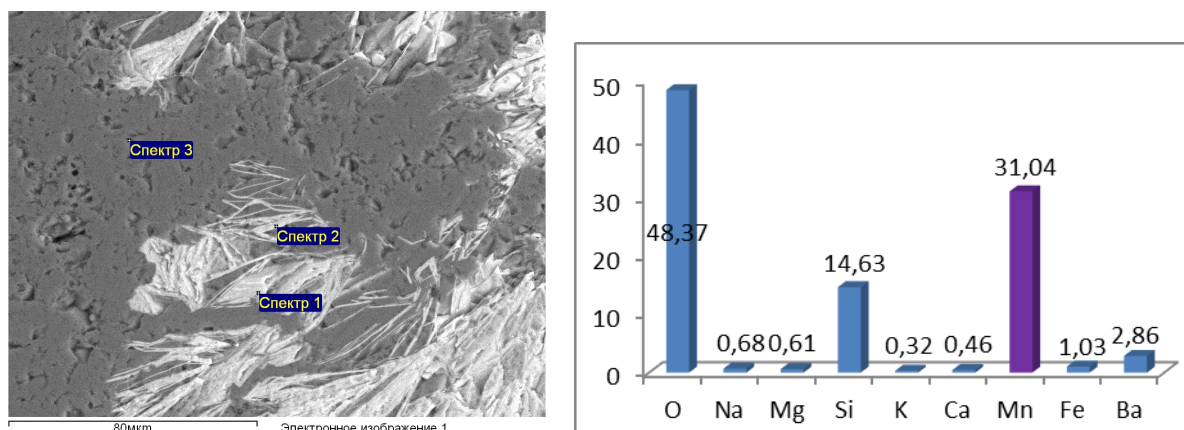


Рисунок 27- Лейсты марганцевого минерала в брекчированной коре выветривания Белогорского месторождения

Образование коры выветривания здесь, по сравнению с зоной выщелоченных серпентинитов, сопровождалось привнесением петрогенных элементов (Al, P, Ca, Mn), щелочей (Na, K) и выносом Mg и Fe. Брежированные разности коры с гидроокислами марганца, с кварцем и лимонитом обогащены Mn (более 2-3%), в них повышены содержания (в г/т): Ni (до 319,6) и Co (до 282,8), Ti (до 1989) и Cr (224,9). Кроме того, в корях выявлены аномальные содержания золота и сопутствующих элементов (г/т): Au (1,09-1,29), Ag (до 4,6), Sb (до 44,3) и весовые содержания Pt, Pd, Nd, Hf (таблица 6). Самородное золото прожилковой формы в коры выветривания зафиксировано также на РЭМ-изображении (рисунок 28).

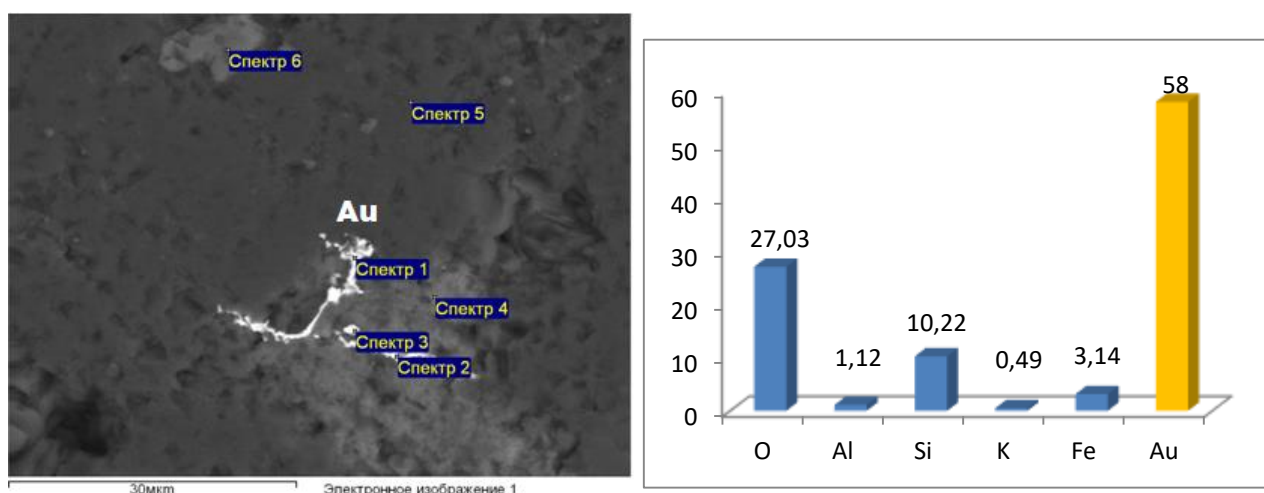


Рисунок 28– Золото трещинно-прожилковой формы на границе зерен кварца и гетита

Таблица 6 – Содержание халькофильных и сопутствующих элементов в коре выветривания Белогорского месторождения (г/т)

Наименование породы	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Cd	Sb	U	Th
D-1 Брекчированная кора выветривания с черными минералами	105,60	33,81	189,40	1,096	2,345	17,50	44,33	1,660	1,264
D-2 Кора выветривания брекчированная с кварцем, лимонитом	139,60	31,07	159,40	1,295	4,066	4,72	30,14	2,095	2,386
D-3 Кора выветривания лиственитизированная	85,60	26,82	109,00	0,432	3,525	0,69	6,82	2,473	6,691
D-4 Кора выветривания с халцедоном и кварцем	92,80	60,16	58,30	0,498	3,443	0,60	14,56	1,953	1,102
D-5 Кора выветривания, брекчия	127,30	20,31	48,30	0,465	2,459	0,69	6,60	4,290	1,809
D-6 Кора лиственитизированная с гнездами лимонита	148,20	55,47	110,10	0,397	3,213	1,03	11,37	2,242	5,156
D-7 Кора выветривания с зелеными минералами	66,00	28,71	63,90	0,731	3,181	1,46	5,01	2,273	9,736
D-8 Кора лиственитизированная	90,50	37,14	156,00	0,332	2,886	0,77	6,14	2,808	5,895
D-9 Кора обохренная, бурая	212,90	64,88	217,20	0,464	8,824	4,98	20,83	11,20	1,239
D-10 Кора обохренная, бурая	61,80	32,75	88,60	0,531	2,689	1,72	12,35	4,733	0,799
Среднее	113,03	39,112	120,02	0,6241	3,6631	3,416	15,815	3,5727	3,6077

Таблица 7 – Распределение сидерофильных элементов в корах выветривания (г/т)

№ пробы	Характеристика породы	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Sr
D-1	Брекчированная кора выветривания с черными минералами	34130	152	60,96	224,90	21160	282,80	319,60	979,2
D-2	Кора выветривания брекчированная с кварцем, лимонитом	40990	1989	121,30	158,40	33140	244,60	193,30	483,6
D-3	Кора выветривания лиственитизированная	44590	3185	132,10	157,30	964	17,26	99,60	185,9
D-4	Кора выветривания с халцедоном и кварцем	26380	373	23,75	180,00	259	7,08	80,65	332,3
D-5	Кора выветривания, брекчия	28360	909	44,06	89,27	355	12,38	92,29	181
D-6	Кора лиственитизированная с гнездами лимонита	30630	2188	104,10	121,20	125	13,97	99,19	170,5
D-7	Кора выветривания с зелеными минералами	31940	3044	124,90	141,30	375	14,35	105,30	239,2
D-8	Кора лиственитизированная	37960	3004	105,30	123,80	148	11,83	84,44	406,1
D-9	Кора обохренная, бурая	137900	835	100,70	176,80	1020	51,42	341,50	250,5
D-10	Кора обохренная, бурая	104200	376	45,83	135,40	752	34,85	259,50	254,2
Б-48	Каолиновая кора выветривания (желтая)	104900	5236	254,4	105,6	2092	201,8	200,6	266,5
Б-49	Каолиновая кора выветривания (желтая)	81100	4191	190,8	104,9	12300	107,3	130,5	160,2
Б-50	Каолиновая кора выветривания (светло-желтая)	60920	4500	174,2	86,9	439	25,9	90,7	310
Б-51	Каолиновая кора выветривания (желтая)	119600	3057	160,4	95,3	1124	38,4	191,9	445,3
М-3	Лимонит	50090	202,9	11,57	90,7	525,2	5,7	47,05	52,08
Среднее		62246	2216,13	110,29	132,78	4985,21	71,31	155,74	314,44

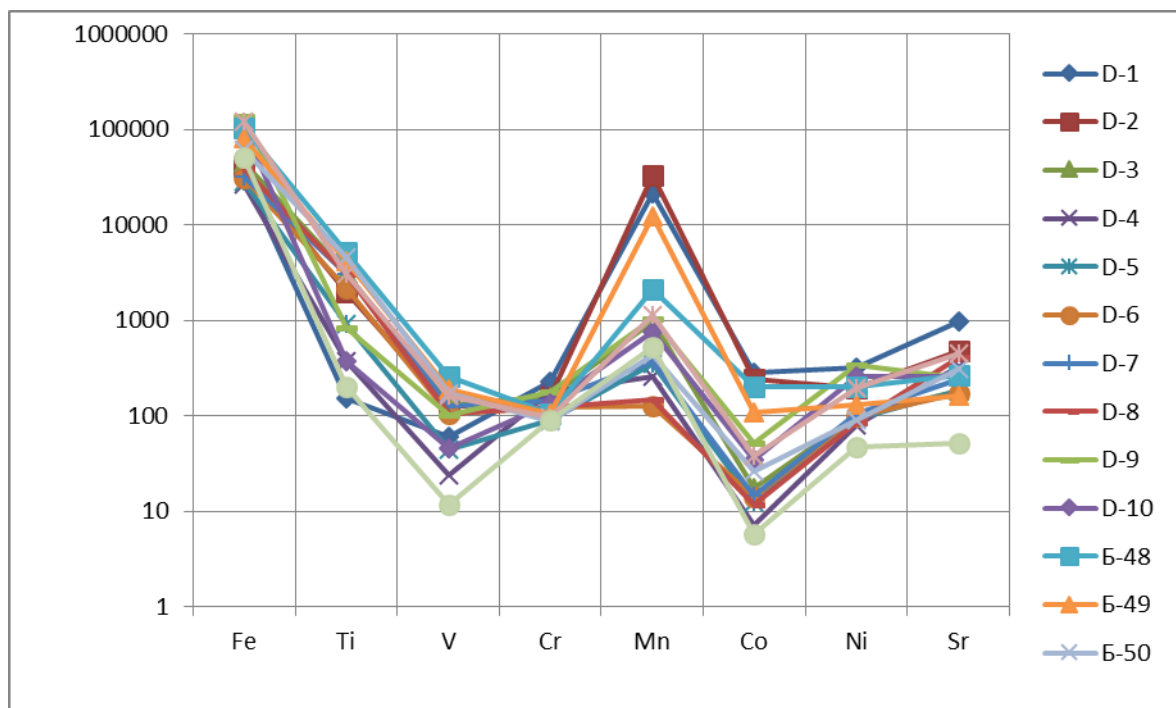


Рисунок 29 – Средние содержания сидерофильных элементов в корках выветривания Белогорского месторождения (г/т)

В отдельных пробах максимальные значения Ni достигают 2265 г/т (таблица 8).

Таблица 8 –Содержание сидерофильных элементов в листовенитах (г/т)

№ пробы	Характеристика породы	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Sr
С-14-1	Лиственит	68820	146,4	15,90	448,1	342,1	63,06	2203	31,54
С-14-2	Лиственит	65170	145,3	20,25	484,5	480,6	63,56	2238	168,40
С-14-3	Лиственит	61130	176,9	5,02	308,7	589,1	70,60	2265	25,54
С-15	Лиственити зированная порода	36940	139,3	3,19	232,6	536,3	50,21	1567	38,05
С-17.1	Окварц. известк. листовенит	28250	193,6	4,41	141,6	297,0	29,17	841,4	84,94
С-17.2	Окварц. известк. листовенит	27720	141,4	2,68	140,6	304,7	28,77	827,3	87,28
Среднее		48005	157,2	8,58	292,7	425,0	50,90	1657	72,63

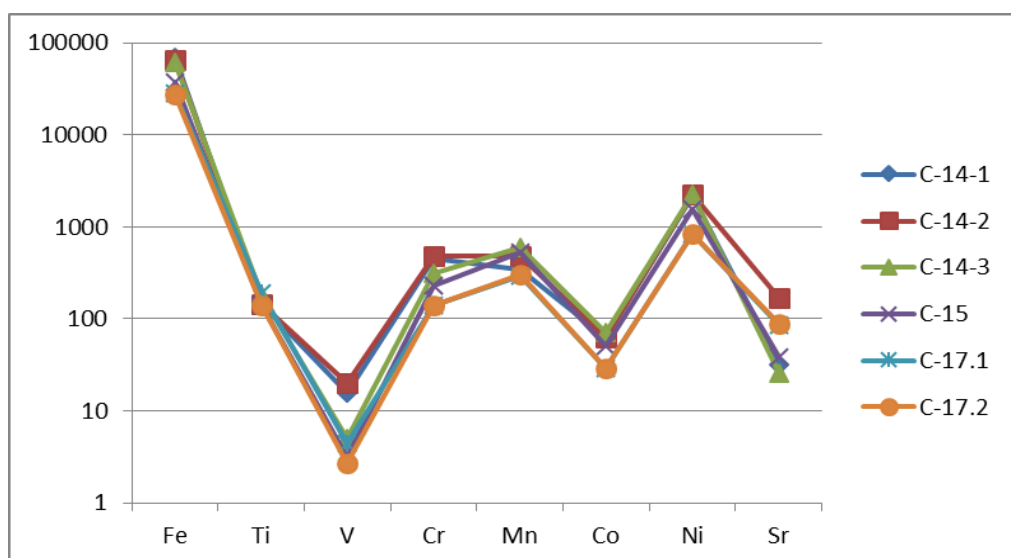


Рисунок 30- Диаграмма распределения сидерофильных элементов в лиственитах (г/т)

Листвениты характеризуются в основном повышенными содержаниями Fe, Ti, Мпн по сравнению с неизменными ультрабазитами (рис. 30, таблица 8) обогащены никелем до 2265 г/т (рис.31, таблица 9).

Таблица 9 –Содержание сидерофильных элементов в ультрабазитах (г/т)

№ пробы	Характеристика породы	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Sr
Б-33	Ультрабазит	58600	5196	290,8	102,8	884	22	73	343,6
Б-34	Ультрабазит	71900	6775	372,5	125,8	1053	27,5	72,4	421
Среднее		65250	5985,5	331,65	114,3	968,5	24,75	72,7	382,3

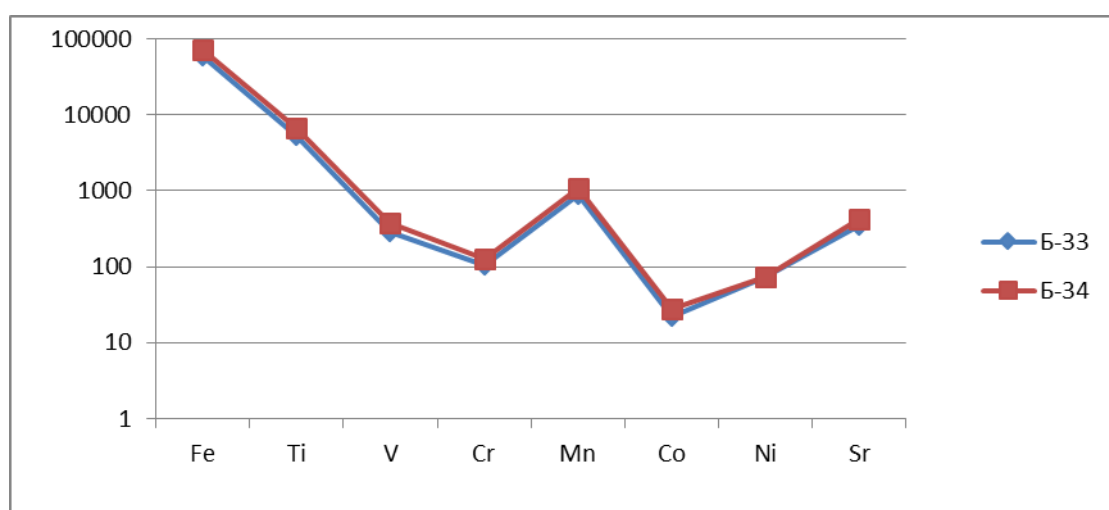


Рисунок 31- Диаграмма распределения сидерофильных элементов в ультрабазитах (г/т)

Таблица 10 –Содержание сидерофильных элементов в лиственитизированных серпентинитах (г/т)

№ пробы	Характеристика породы	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Sr
Б-35	Лиственитизированный серпентит	15530	560,8	66,94	80,2	1234	42,2	31,5	264,4
Б-36	Лиственитизированный серпентит	15480	483,4	18,78	73,7	195	0,9	36,6	81,6
Среднее		15505	522,1	42,86	76,95	714,5	21,55	34,05	173

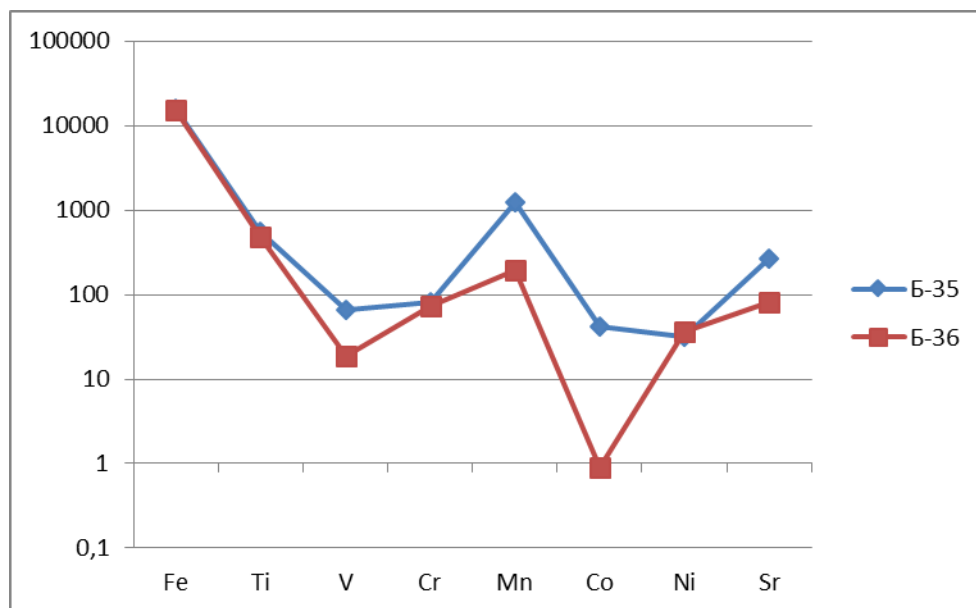


Рисунок 32 - Диаграмма распределения сидерофильных элементов в лиственитизированных серпентинитах (г/т)

Лиственитизация серпентинитов сопровождалась выносом Fe, Cr, Ni, Co и увеличением содержаний Ti, V (табл. 10, рис. 32).

Особый интерес представляют брекчированная кора выветривания, в которых обломки кремнистых пород и серпентинитов сцементированных марганцевыми минералами в виде гнезд сплошной массы и прожилков (рис. 24), в которых аномальные содержания редких металлов достигают (г/т): Ta (64,25), Nb (2666), Sn (17, 40) и W (31,40), таблица 11, рисунок 33.

На РЭМ –изображении фиксируются микровключения оловоносного минерала (Sn 38,91 – 51,80 вес. %) и монацита. В отдельных пробах отмечаются аномальные содержания Mn, Co (до 486, 6 г/т) и Sr (до 1144 г/т), таблица таблица 11, рисунок 33). Среди редких земель легкая группа элементов в 5,68 раз превышает над тяжелой (табл. 13). Полученные результаты свидетельствуют о тектонической нарушенности кор выветривания и их гидротермально-метасоматические преобразования с наложением редкометалльной и золотоносной минерализации.

Таблица 11 – Содержание редких элементов в брекчиях Белогорского месторождения (г/т)

№ Пробы	Характеристика породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
Б-39	Брекчия с халцедном, кварце-коричневого цвета	12,36	5,0	0,24	38,20	10,62	0,55	11,74	7,97	
Б-40	Брекчия сцементированная марганцевым минералом	64,25	2666,0	2,24	21,80	16,37	1,91	12,07	31,40	
Б-44	Брекчированная кора с зеленым минералом	6,59	5,4	0,55	22,63	12,91	0,75	16,54	6,43	
Б-45	Брекчированная кора с зеленым минералом	12,86	12,5	0,51	17,54	17,75	0,86	6,60	5,35	
Б-46	Брекчия бурого железняка с гнездами Mn-минерала	5,76	4,6	1,58	16,33	6,72	0,50	17,40	5,47	
М-8	Брекчия	0,45	0,723	0,72	1,79	7,21	1,026	2,04	0,38	1,190
Б-41	Брекчия с пиролюзитом	48,37	13	1,49	16,15	8,49	0,58	3,89	9,21	
Среднее		21,52	386,75	1,05	19,21	11,44	0,88	10,04	9,46	1,19

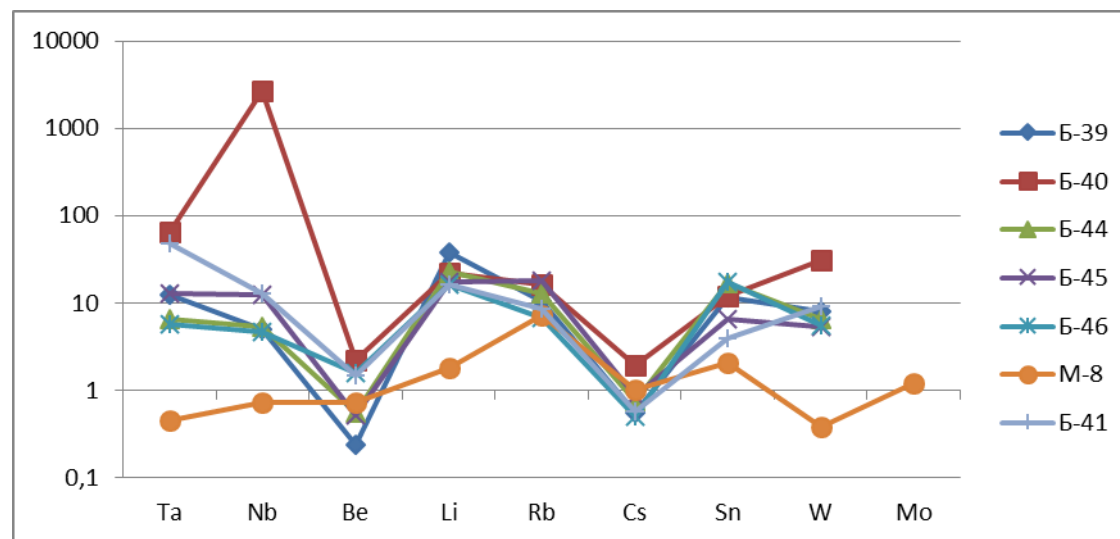


Рисунок 33- Диаграмма распределения халькофильных элементов в брекчиях (г/т)

Таблица 12 –Содержание сидерофильных элементов в брекчиях Белогорского месторождения (г/т)

№ пробы	Характеристика породы	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Sr
Б-39	Брекчия с халцедном, кварце-коричневого цвета	29580	465,7	22,13	167,8	1279	10,8	79,3	65,1
Б-40	Брекчия сцементированная марганцевым минералом	21590	781,3	130,90	36,51	425600	486,6	419,1	1144,0
Б-44	Брекчированная кора с зеленым минералом	69610	620,2	36,68	61,10	408	15,2	109,5	105,2
Б-45	Брекчированная кора с зеленым минералом	71700	999,0	41,46	71,00	453	19,7	106,5	105,6
Б-46	Брекчия бурого железняка с гнездами Mn-минерала	15560	161,1	128,40	28,53	564000	710,0	581,3	1532,0
М-8	Брекчия	58080	202,5	12,14	79,5	109,7	5,20	42,94	1,14
Б-41	Брекчия с пиролюзитом	30110	212,1	49,25	65	129000	127,3	213,1	429,4
Среднее		42318,6	491,7	60,14	72,78	160121,4	196,4	221,68	483,21

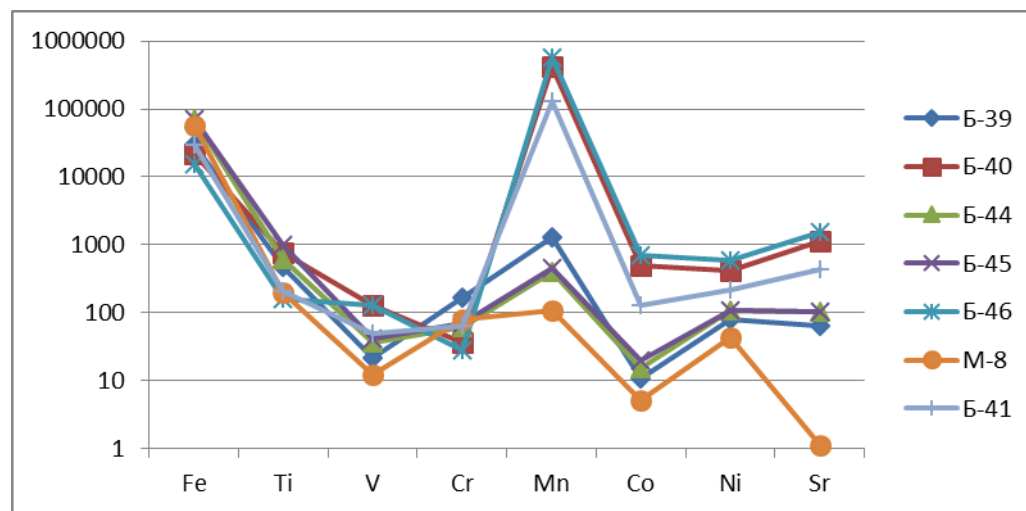


Рисунок 34 - Диаграмма распределения сидерофильных элементов в брекчиях (г/т)

Таблица 13 – Содержание редких земель в корях выветривания Белогорского месторождения (г/т)

№ Про бы	Характеристика породы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑TR	Сумма легких	Сумма тяж.	Лег. /тяж.
D-1	Брекчир.кора вывет. с чер.минер.	8,69	12,52	2,02	4,21	0,86	6,25	1,28	0,12	0,45	0,10	0,25	0,02	0,28	0,04	37,09	28,3	8,79	3,22
D-2	Кора выветр.брекчир. с кварцем, лимонитом	17,89	33,43	4,90	19,35	5,18	2,58	6,41	2,26	6,78	1,29	3,32	0,51	2,76	0,39	107,05	80,75	26,3	3,07
D-3	Кора выветривания лиственитизированная	20,76	43,70	5,08	17,40	3,22	0,82	3,18	1,27	3,61	0,73	2,22	0,32	2,33	0,30	104,94	90,16	14,78	6,1
D-4	Кора выветривания с халцедоном и кварцем	4,17	5,61	0,82	2,57	0,36	0,10	0,33	0,09	0,34	0,04	0,08	0,03	0,23	0,03	14,8	13,53	1,27	10,65
D-5	Кора выветривания, брекчия	26,73	31,66	6,31	25,10	5,15	1,47	6,46	1,64	5,18	0,96	3,07	0,48	2,87	0,34	117,42	94,95	22,47	4,23
D-6	Кора лиственитизир. с гнездами лимонита	17,74	36,49	3,61	14,45	2,11	0,47	2,49	0,53	1,60	0,34	1,42	0,21	1,63	0,17	83,26	74,4	8,86	8,4
D-7	Кора выветривания с зелеными минералами	25,45	42,51	4,03	17,20	2,54	0,69	2,23	0,83	1,42	0,52	1,72	0,26	1,60	0,26	101,26	91,73	9,53	9,63
D-8	Кора лиственитизированная	22,24	49,30	4,99	17,24	2,59	0,65	2,97	0,64	1,89	0,40	1,42	0,26	1,80	0,24	106,63	96,36	10,27	9,38
D-9	Кора обохренная, бурая	9,01	10,02	1,67	7,03	1,61	0,44	2,05	0,53	2,14	0,68	2,12	0,27	2,11	0,30	39,98	29,34	10,64	2,76
D-10	Кора обохренная, бурая	7,96	7,97	1,56	7,39	1,52	0,35	1,69	0,46	1,91	0,56	1,89	0,32	2,02	0,27	35,87	26,4	9,47	2,79
Б-48	Каолиновая кора выветривания (желтая)	21,9	43,64	3,43	15,02	2,14	1,45	2,15	1,31	4,23	0,83	2,51	0,39	2,69	0,29	101,98	86,13	15,85	5,43
Б-49	Каолиновая кора выветривания (желтая)	10,32	27,28	2,94	7,45	1,61	0,99	1,58	0,94	2,59	0,62	2,1	0,36	2,11	0,26	61,15	49,6	11,55	4,29
Б-50	Каолиновая кора выветр. (св-желтая)	12,22	26,66	3,63	13,56	2,53	1,39	2,92	1,48	3,83	0,84	2,76	0,36	1,91	0,24	74,33	58,6	15,73	3,73
Б-51	Каолиновая кора выветривания (желтая)	16,65	37,43	3,58	11,74	2,23	1,27	2,77	1,48	4,37	0,95	3,27	6,12	2,84	0,31	95,01	71,63	23,38	3,06
М-3	Лимонит	9,35	15,48	2,01	6,68	0,64	0,19	0,68	0,11	0,93	0,37	0,35	0,18	1,17	0,05	38,19	34,16	4,03	8,48
Среднее		15,41	28,25	3,37	12,43	2,29	1,27	2,61	0,91	2,75	0,61	1,9	0,67	1,89	0,23	74,60	61,74	12,86	5,68

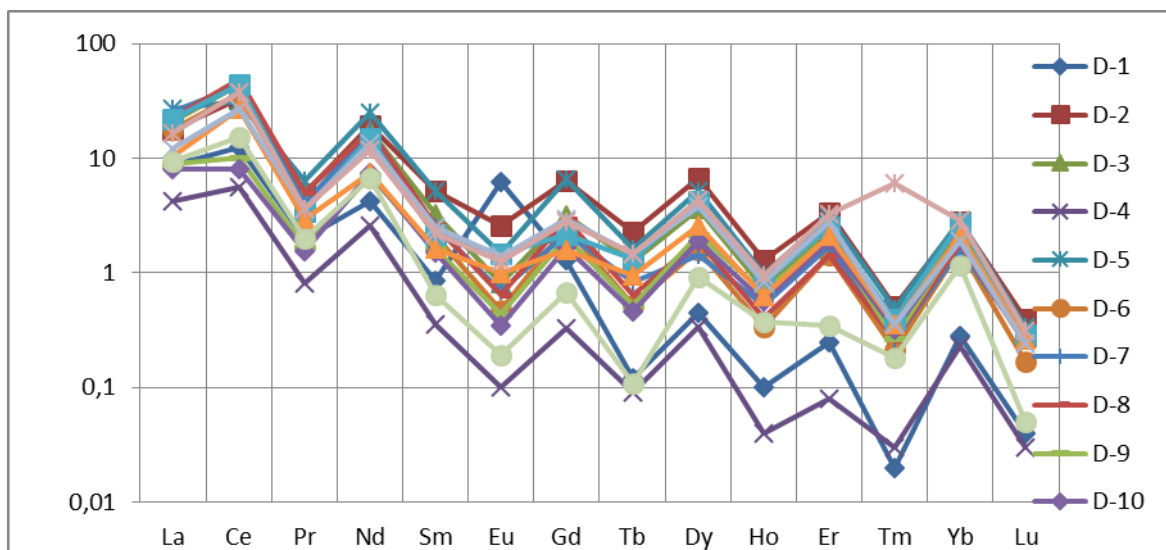


Рисунок 35 - Диаграмма распределения редкоземельных элементов в корах выветривания Белогорского месторождения (г/т)

По результатам масс-спектрометрии в корах выветривания повышены содержания редких земель легкой группы (La, Ce, Nd), соотношение которых значительно превышает тяжелые элементы (табл. 13, рис.34). По сравнению с листовитами в них более высокие содержания Ni (1657г/т) и Co (50,9), а также Cu, Zn и Pb и низкие значения редких элементов (табл.17, рис.39).

Анализ распределения средних содержаний в породах Белогорского месторождения показывает, что ультрабазиты содержат в основном Fe, Ti и Mn при невысоком содержании Ni и Co (табл.15, рис.36). В серпентинитах выявлены содержания Sb-316, 29 г/т. Листвениты характеризуются повышенными значениями Cu, Zn и весовые значения Ag, Au (табл.16, рис. 37), а среди редкометалльной группы элементов – Ta, Nb, Sn.

Таблица 14 - Средние содержания редкоземельных элементов в породах Белогорского месторождения, г/т

Породы	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Dy	Er	Yb
Ультрабазиты	41,19	81,49	13,28	23,95	1,45	5,84	3,23	3,21
Серпентиниты	5,2	9,74	1,16	5	0,33	0,69	0,54	0,48
Листвениты	24,43	47,32	5,66	25,23	0,52	1,6	0,53	1,1
Брекчии	13,49	21,71	2,73	11,04	1,29	2,48	1,42	1,19
Кора выветривания	15,41	28,25	3,37	12,43	1,27	2,75	1,9	1,89

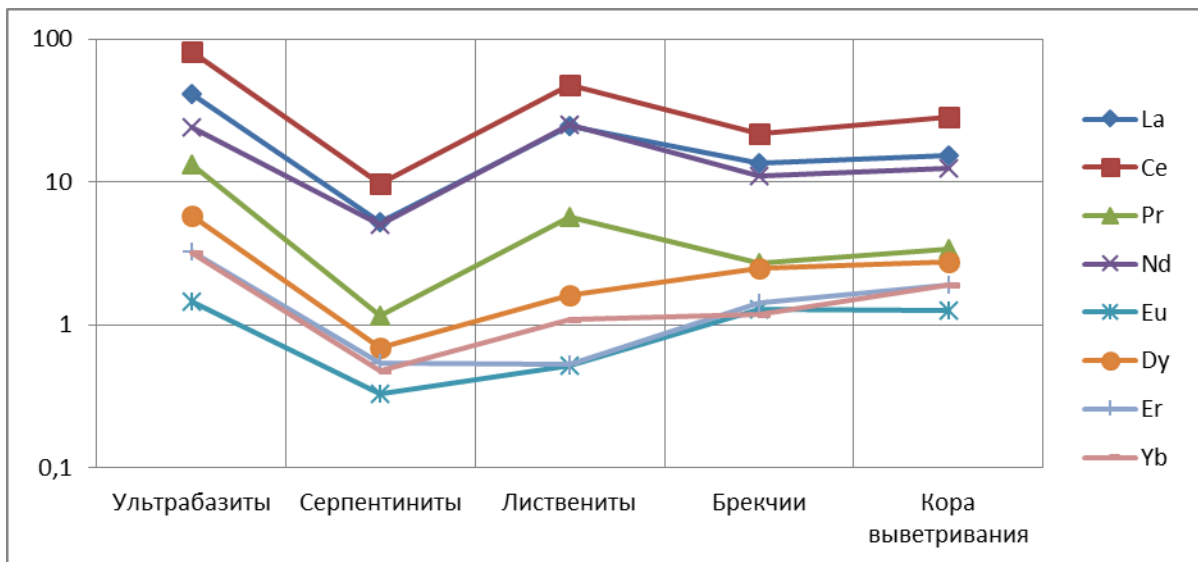


Рисунок 36 - Распределение редкоземельных элементов в породах г/т

Таблица 15 - Средние содержания сидерофильных элементов, г/т

Породы	Fe	Ti	Mn	Co	Ni	Sr
Ультрабазиты	65250	5985,5	968,5	24,75	72,7	382,3
Серпентиниты	15505	522,1	714,5	21,55	34,05	173
Листвениты	48005	157,2	425	50,9	1657	72,63
Брекчии	42318,6	491,7	160121	196,4	221,68	483,21
Кора выветривания	62246	2216,13	4985,21	71,31	155,74	314,44

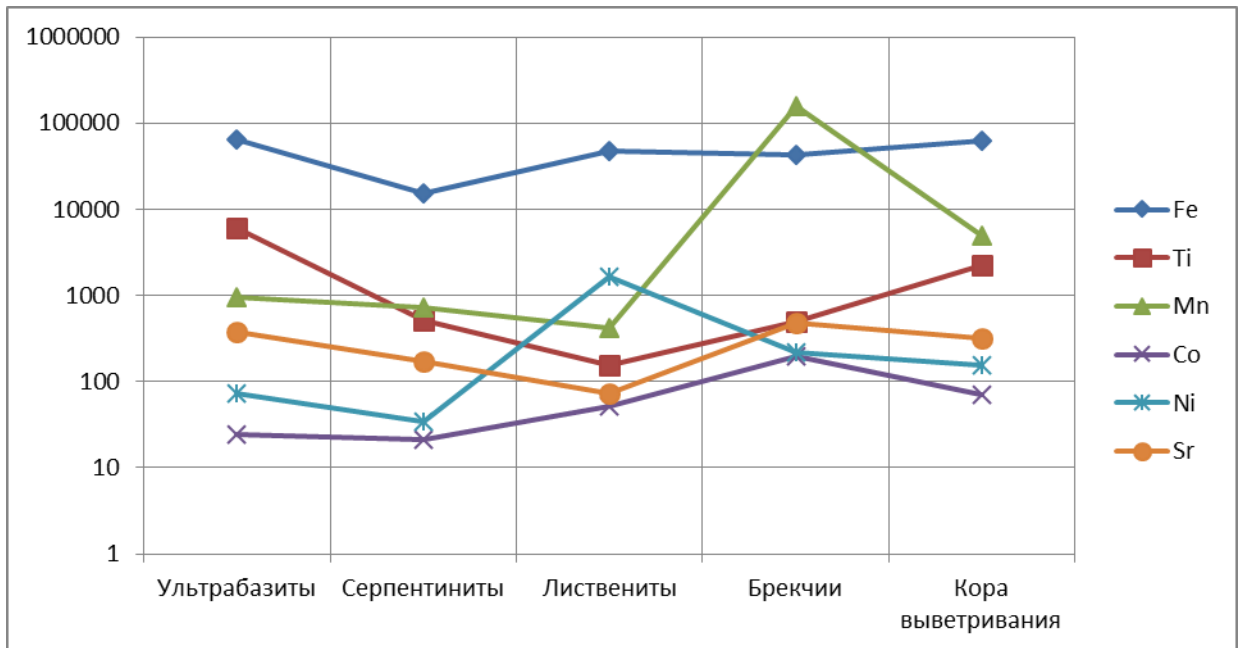


Рисунок 37 - Распределение сидерофильных элементов в породах г/т

Таблица 16 - Средние содержания халькофильных элементов в породах и корах выветривания Белогорского месторождения, г/т

Породы	Cu	Zn	Pb	Sb	Ag	Au
Ультрабазиты	51,05	82,84	22,53	0,8	0,78	0,19
Серпентиниты	94,7	70,4	49,27	316,29	1,83	0,22
Листвениты	240,9	115,8	89,03	6,37	0,49	0,05
Брекчии	118,66	180,33	48,43	20,06	1,06	0,4
Кора выветривания	136,79	144,94	43,48	13,32	159	0,5

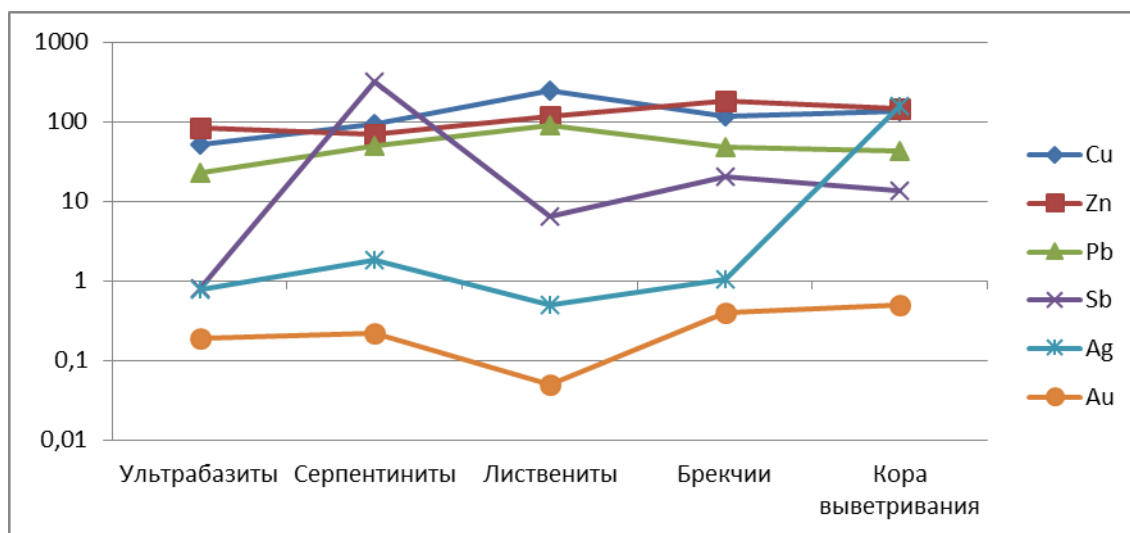


Рисунок 38 - Распределение халькофильных элементов в породах и корах выветривания г/т

Таблица 17 - Средние содержания редких элементов месторождения Белогорское

Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	Mo
Ультрабазиты	41,26	28,9	0,61	37,45	89,64	1,75	6,89	6,95
Серпентиниты	106,5	81,8	0,41	26,145	20,115	1,05	161,75	12,015
Листвениты	0,42	0,312	0,51	0,74	5,75	0,982	2,28	0,31
Брекчии	21,52	386,75	1,05	19,21	11,44	0,88	10,04	9,46
Кора выветривания	6,06	5,98	6,55	14,1	53,47	2,48	38,44	13,83

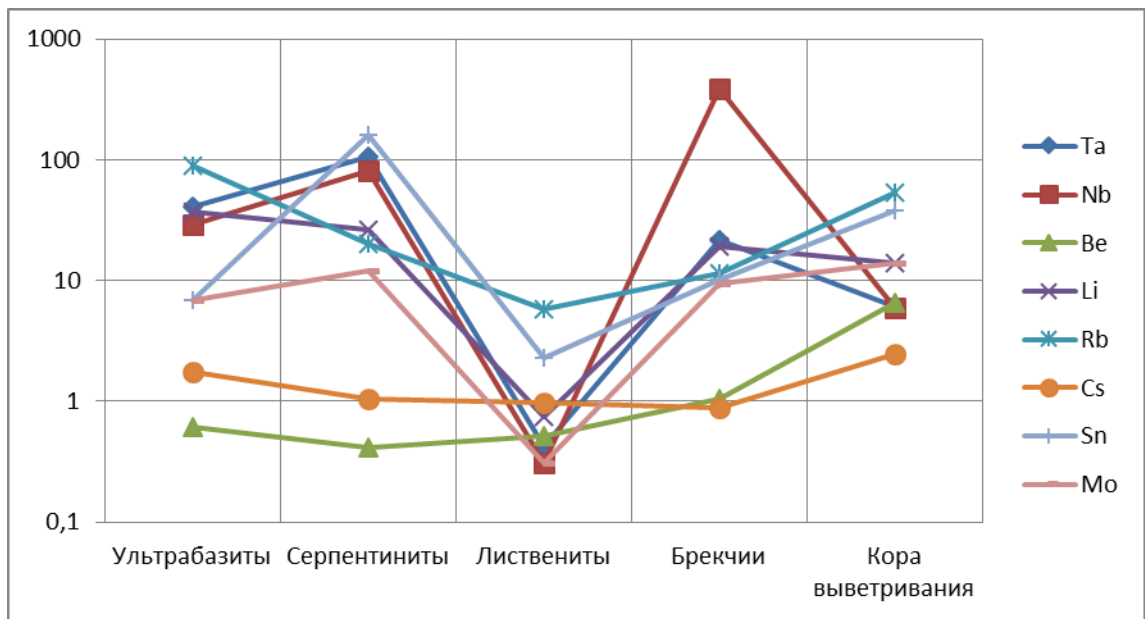
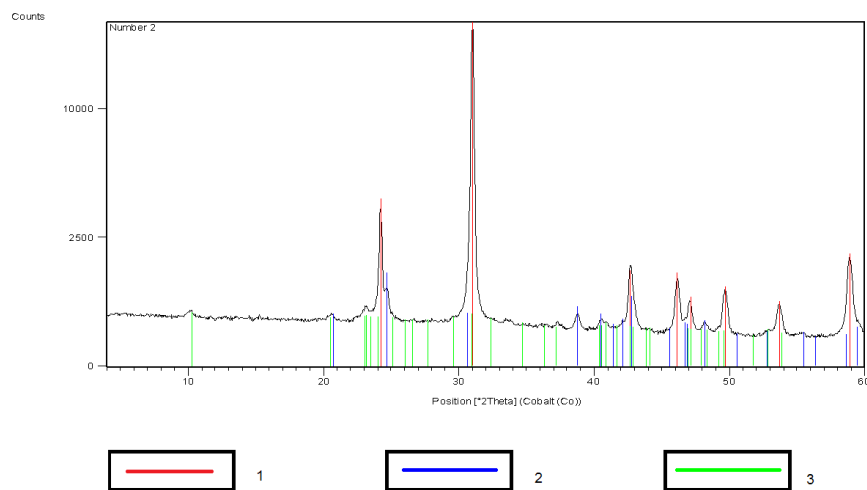


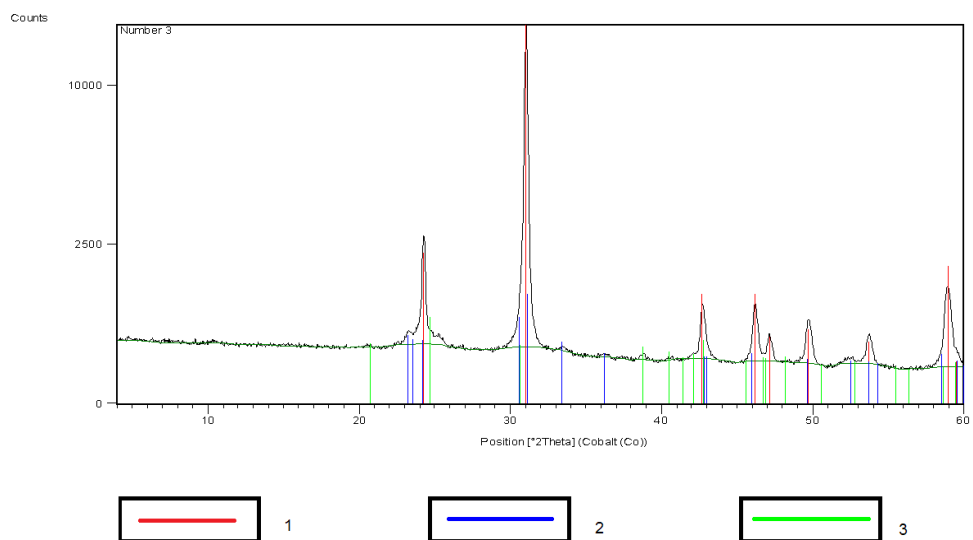
Рисунок 39 - Распределение редких элементов в породах и корах выветривания г/т

Проводились анализы на рентгено - структурном дифрактометре (Gatan X-ray Ultra Microscope for nano - СТ, лаборатория Музея Естественной Истории) пород и кор выветривания Белогорского месторождения. По результатам анализов в бирбиритах ведущими минералами являются кварц, гетит и мусковит (рис. 40). В охристой коре кроме кварца и гетита, зафиксирован редковстречающийся могоанит, а также отмечаются нонтронит и лизардит (рис. 41,42,43).



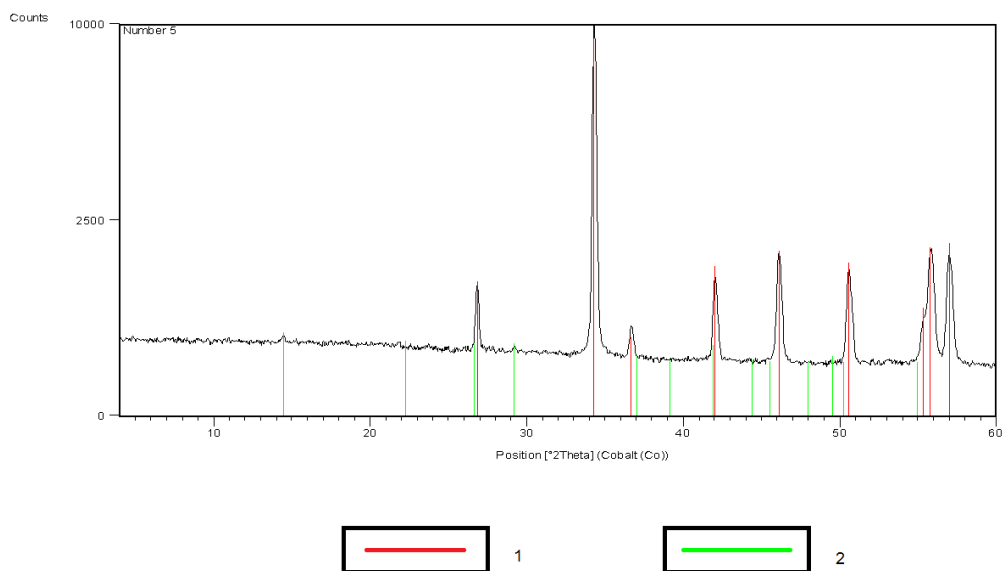
1-кварц, 2- гетит, 3-мусковит

Рисунок 40–График распределения минералов в бирбиритах Белогорского месторождения



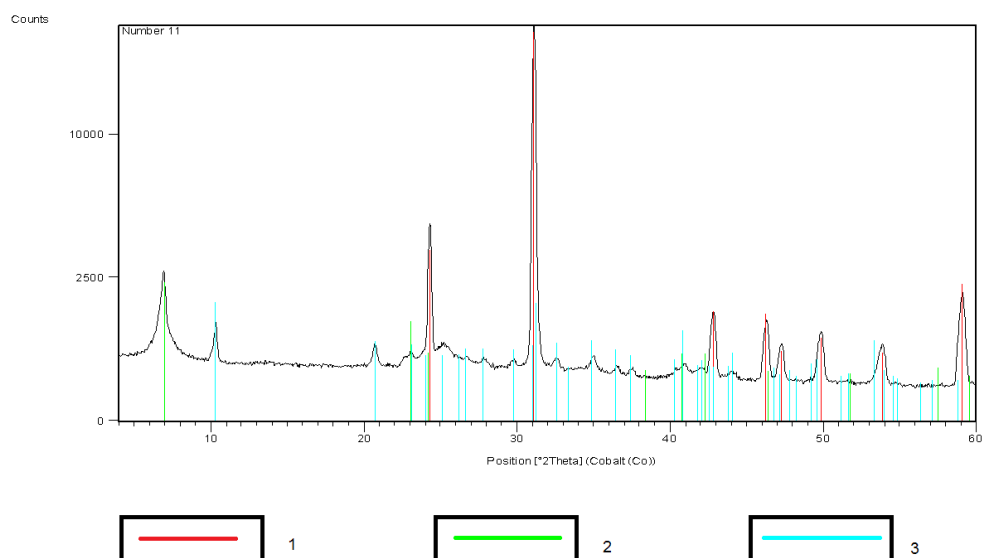
1-кварц, 2- моганит, 3-гетит

Рисунок 41– Диаграмма распределения минералов в охристых корках выветривания



1-кварц, 2- лизардит

Рисунок 42– Диаграмма распределения минералов в корках выветривания Белогорского месторождения



1-кварц, 2- нонтронит, 3-мусковит

Рисунок 43– Диаграмма распределения минералов в корях выветривания

4.3.2 Результаты анализов на растровом микроскопе

Кроме золота, в аншлифах фиксируются барит, англезит, минералы никеля и редких земель (рисунки 44,45). В прожилковом лимонитизированном кварце коры выветривания установлены агрегатные скопления целестина (SrSO_4), обрамляющие углеродистое вещество (рисунок 46).

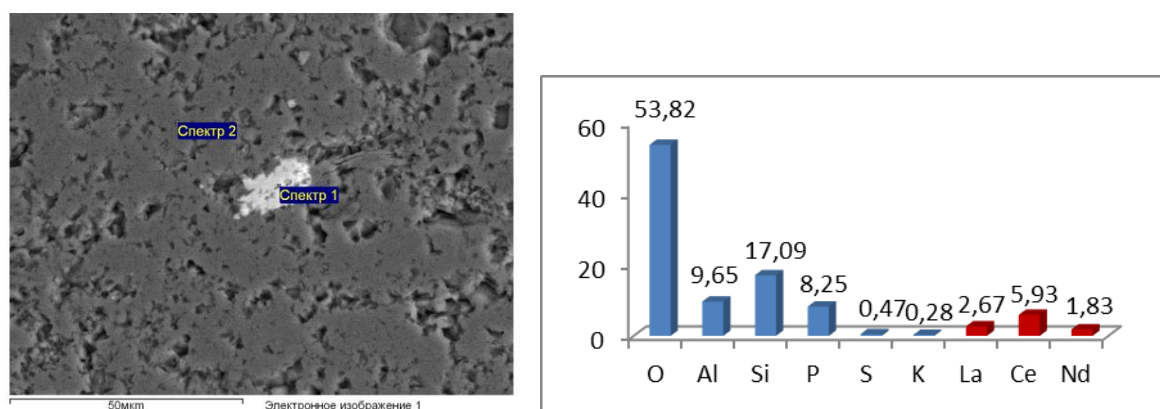


Рисунок 44– Зерно монацита неправильной формы в брекчированной коре выветривания Белогорского месторождения

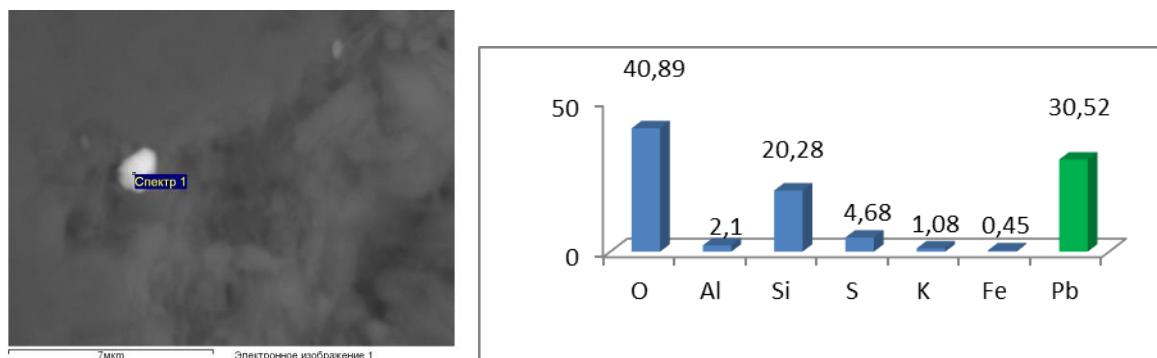


Рисунок 45- Тонкодисперсное включение англезита в кварце, кора выветривания Белогорского месторождения

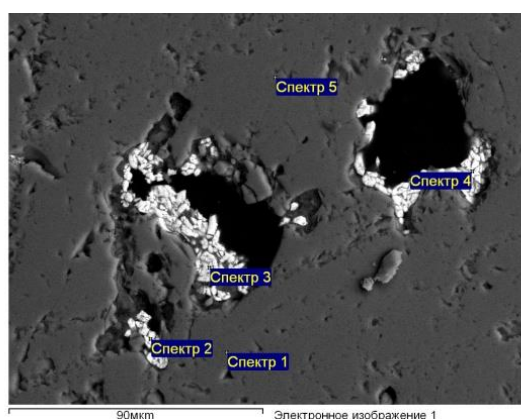


Рисунок 46- Микровключения целестина (светлое) на границе кварца (черное) и углистого вещества (серое) в коре выветривания Белогорского месторождения

В охристых корках выветривания ведущие минералы представлены кварцами лимонитом. Среди никеленосных минералов выявлены микровключения гарниерита (рис. 50). В дайке, развитой в районе Белогорского месторождения фиксируется микровключение циркона (рис. 49). Для кор выветривания характерны также микровключения англезита и барита (рис. 45, 51).

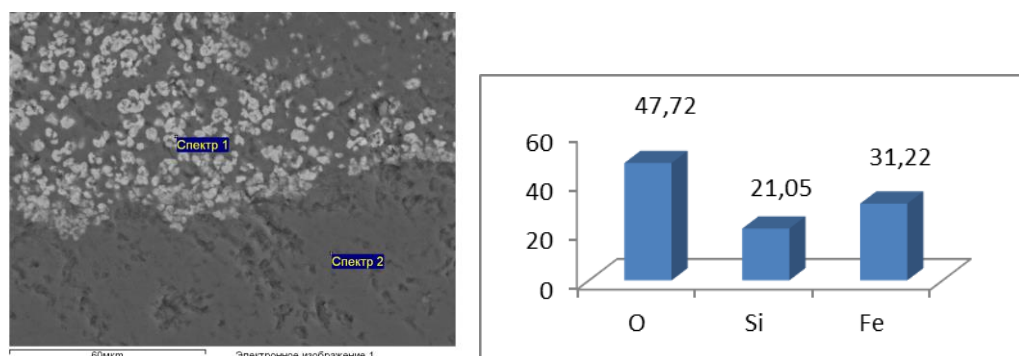


Рисунок 47- Микровключения лимонита в охристо-кремнистых образованиях

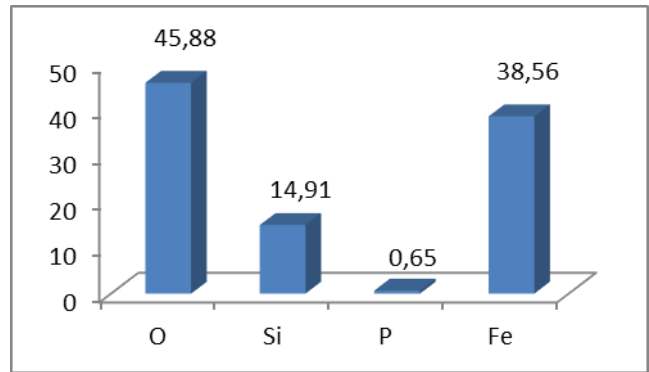
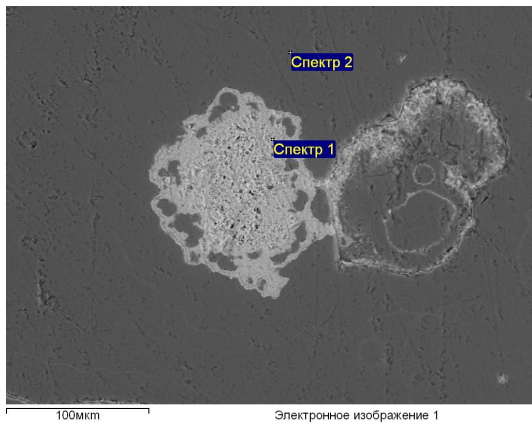


Рисунок 48- Гидроокислы железа кружевной структуры в корях выветривания Белогорского месторождения

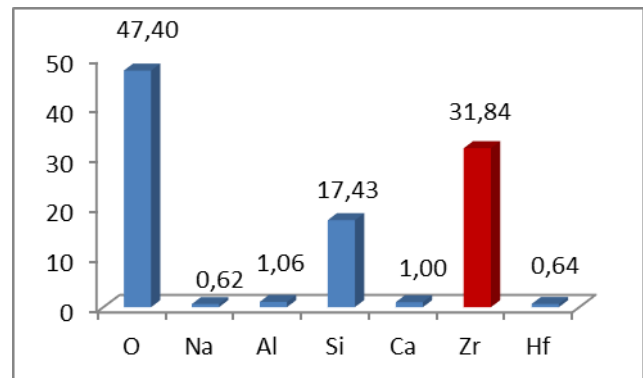
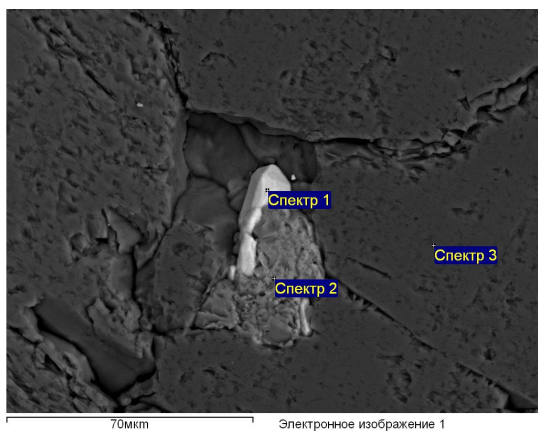


Рисунок 49-Микровключения циркона в гранитоидной дайке Белогорского рудного поля

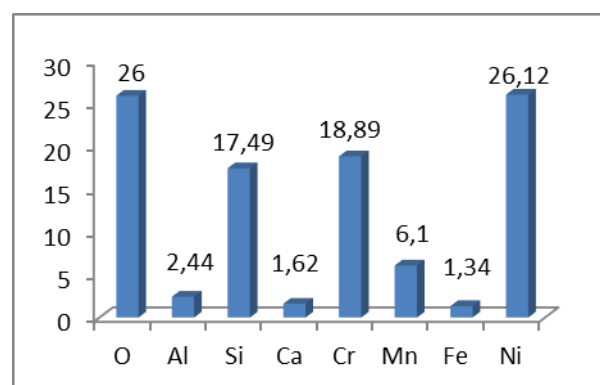
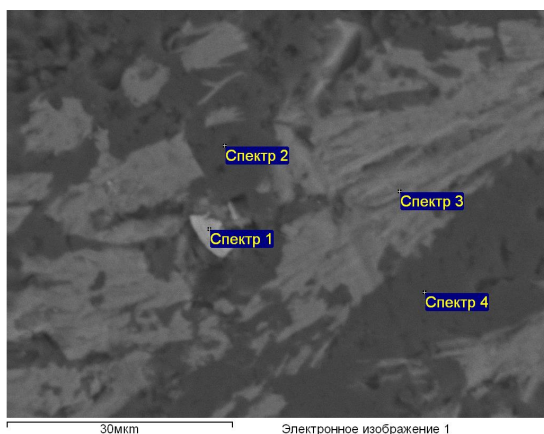


Рисунок 50– Зерно гарниерита в брекчированной коре выветривания

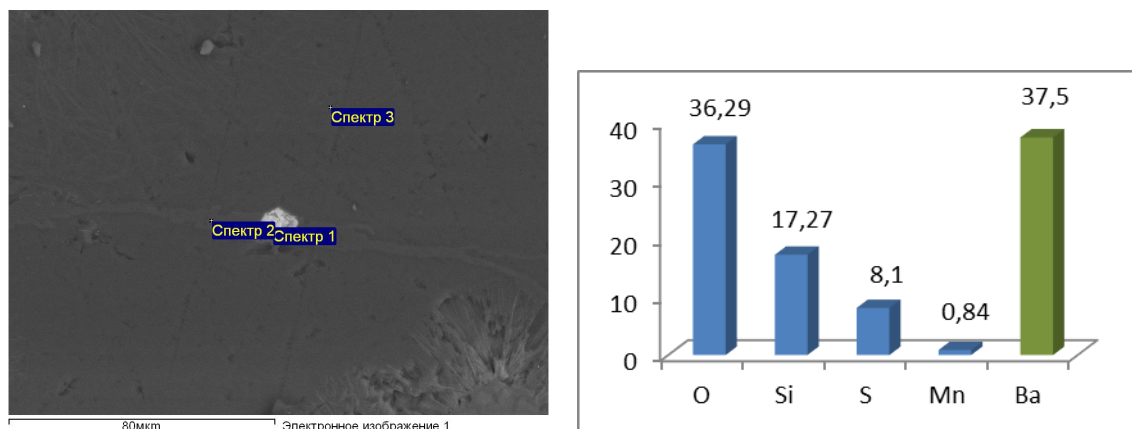


Рисунок 51- Включение барита в кварце, кора выветривания (спектры 1,3)

На основе выполненных исследований с использованием электронной микроскопии получена новая информация о составе и характере распределения химических элементов и уточнена геохимическая специализация различных типов кор выветривания Белогорского месторождения, что может иметь прогнозно-поисковое значение. Выявленные повышенные значения золота, серебра и сурьмы свидетельствуют о потенциальной золотоносности изучаемых никеленосных кор выветривания и повышают перспективность месторождения с возможной отработкой здесь комплексных руд (Ni, Co, Au) [64,72].

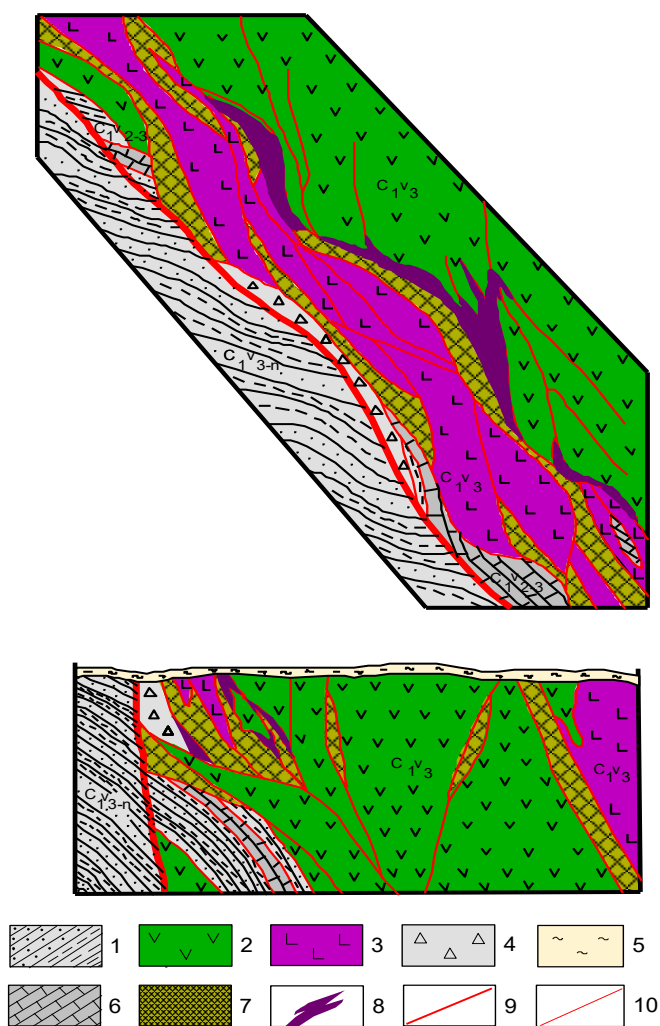
4.3.3 Золото-ртутные месторождения

В Чарско-Горностаевском поясе, наряду с хромом, никелем и кобальтом, широко проявлена также ртутная и золото-ртутная минерализация. Известные рудопроявления ртути (Кызыл-Чар, Терентьевское, Тиес, Киланды и др.) пространственно размещаются в трех рудных зонах – Горностаевской кобальт-никель-ртутной, Чарской хром-никель-ртутной и Аркалыкской медь-никель-ртутной [31]. Ртутоносность изучаемого региона изучена крайне недостаточно. В открытии и изучении ртутных рудопоявлений Чарской зоны большой вклад внесли Е.А. Флеров, Н.В. Суспицын, Н.И. Новиков, Ю.Б. Генкин и др. Общие сечения о ртутоносности Чарско-Горностаевского пояса приведены в 41 томе «Геология СССР», 1974 г. [44].

Анализ имеющихся материалов показывает, что все известные рудопроявления пространственно приурочены к зоне Чарского глубинного разлома и его опреямищим разрывным структурам. Рудные тела представлены листовенитами, бирбиритами, метасоматическими кварцитами и кварц-карбонатными жилами, сформированными преимущественно на контакте серпентинизированных гипербазитов с известняками и порфиридами аркалыкской свиты. Рудообразующими являются протрузии гипербазитовой формации (PR₃), подвергшиеся брекчированию, смятию и гидротермально-метасоматическим изменениям позднее, в стадию герцинской коллизии с образованием трещинных жил сложной формы и зон минерализации. По рудно-формационной систематике выделяется золото-ртутная кварц-карбонатная

формация, объединяющая кварц-карбонат-киноварный и золото-киноварный лиственитовый минеральные типы. К главным минералам относятся киноварь, пирит, гематит, антимонит, золото, кварц и карбонат, элементы-примеси – As, Sb, Ni, Cr. Типичными представителями являются рудопроявления Кызыл-Чар и Веро-Чар, которые разрабатывались.

Месторождение Кызыл-Чар расположено севернее ст. Шар, вблизи пос. Суыкбулак (рисунок 53). По Ю.Б. Генкину [44], месторождение сложено серпентинизированными гипербазами, диабазовыми порфиритами, известняками аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) и алевролитопесчаниковыми отложениями аганактинской свиты (C_{1S}). Широко проявлены мелкие разрывные нарушения сложной криволинейной формы.



1 - песчано-сланцевые отложения кокпектинской свиты; 2 - покровные порфириты верхневизейского возраста; 3 - ультрабазиты верхневизейского возраста; 4 - зона брекчирования; 5 - кремнистые сланцы; 6 - известняки аркалыкской свиты; 7 - зона лиственитизации и листвениты; 8 - зоны с ртутной минерализацией; 9, 10 - разломы.

Рисунок 53- Схема геологического строения и разрез рудного участка Кызыл-Чар

Рудные тела представлены брекчированными гидротермально измененными лиственитами, расположенными вдоль тектонического контакта гипербазитов и порфириров. Рудоносные листвениты прослеживаются в длину на 1 км при мощности до 30 м, имеют общее северо-западное простирание и объединяют четыре рудных тела. Последние представлены трещинными зонами сложной формы, с раздувами и пережимами, локализованными в оперяющих трещинах меридионального направления. Мощность рудных тел варьирует от первых сантиметров до первых метров, длина их до 100 м, а по падению до 40 м. Содержание ртути в них изменяется от 0,1 до 0,4 %.

Главные рудные минералы – киноварь, пирит и гематит, к второстепенным относятся антимонит, арсенопирит, нерудные минералы – кварц, кальцит и брейнерит. Редко встречаются блеклая руда, галенит, кобальтин, золото, серебро, сфалерит и др. Распространенные элементы-примеси: Sb, As, Zn, Pb, Cu, Ag, Sn и др. По результатам работ месторождение считается недоразведанным, перспективы его связывают с доизучением северо-западного фланга по склонению рудоносной зоны.

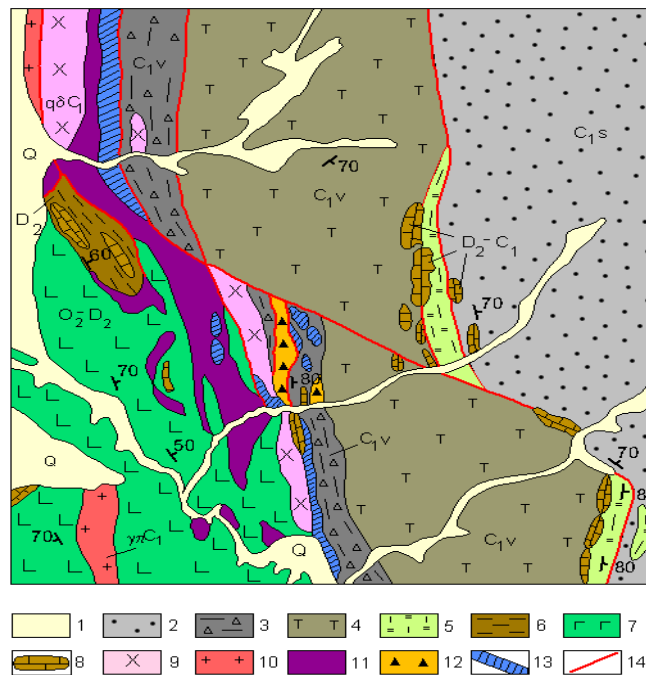
Месторождение Веро-Чар расположено в Восточно-Казахстанской области к юго-востоку от г. Семипалатинска, в 20 км к северу от станции Шар. По данным Н.В. Полянского, участок месторождения сложен главным образом вулканогенно-осадочными породами аркалыкской (верочарской) свиты, которые прорываются дайкообразными телами кварцевых диоритов и гранит-порфиоров николаевского комплекса (С₁). В разломах проявлен серпентинитовый меланж (по ультрабазитам), а также фиксируются зоны лиственитизации (рисунок 54).

Нижняя часть разреза свиты представлена порфиритами основного и среднего состава с подчиненными прослоями и линзами яшмовидных кремнистых сланцев. В ее верхней части залегают кремнистые сланцы и алевролиты с маломощными прослоями известняков, туфопесчаники и туфы. Преобладающее падение пород северо-восточное под углами от 60 до 80°, но отмечается также и более пологое залегание пород с падением в разные стороны под углом от 12 до 50°.

Нижняя часть разреза свиты представлена порфиритами основного и среднего состава с подчиненными прослоями и линзами яшмовидных кремнистых сланцев. В ее верхней части залегают кремнистые сланцы и алевролиты с маломощными прослоями известняков, туфопесчаники и туфы. Преобладающее падение пород северо-восточное под углами от 60 до 80°, но отмечается также и более пологое залегание пород с падением в разные стороны под углом от 12 до 50°.

Золотое оруденение контролируется Чарским, Баладжальским и Даубай-Аганактинским разломами и оперяющими их более мелкими дизъюнктивными нарушениями. К первым двум приурочены выходы лиственитов, развитым по известнякам и серпентинитам. Рудные тела представлены золотоносными кварцевыми жилами, секущими диориты, дайки плагиогранит-порфиоров, серпентиниты и туфы. Простирание жил северо-западное (310-350°), падение

на северо-восток под углами 35-65°. Мощность жил от 0,2 до 1,7м, длина по простиранию от 50 до 1000 м. Жильный кварц обычно белого до серого цвета, обохрен гидроокислами железа. Большинство кварцевых жил сопровождается зонами гидротермальных изменений, мощностью до 5 м, несущих вкрапленность сульфидов (пирита и арсенопирита). В кварцевых жилах встречаются пирит, блеклые руды, галенит. Содержание золота в жилах порядка 7-8 г/т. По результатам электронной микроскопии в рудном кварце, наряду с самородным золотом, выявлен широкий спектр сульфидных и других минералов (пирит, халькопирит, галенит, монацит и др.). Отмечаются окисные и карбонатные минералы Fe и Mn (сидерит, родохрозит), которые вместе с кварцем и кальцитом образуют природную матрицу.



1 – рыхлые отложения; 2 – флишoidный комплекс, C₁; 3-4 – отложения верочарской свиты, C_{1v} (3 – осадочные и 4 – осадочно-вулканогенные); 5 – блоки глинисто-кремнистых пород проблематичного возраста; 6 – известково-глинисто-кремнистые отложения живетского яруса, D₂; 7 – беркутинский спилит-диабазовый комплекс, O₂-D₂; 8 – известняки, D₂-C₁; 9 – кварцевые диориты и 10 – дайки гранит-порфиров николаевского комплекса; 11 – серпентинитовый меланж; 12 – офикластиты; 13 – листвениты; 14 – разломы

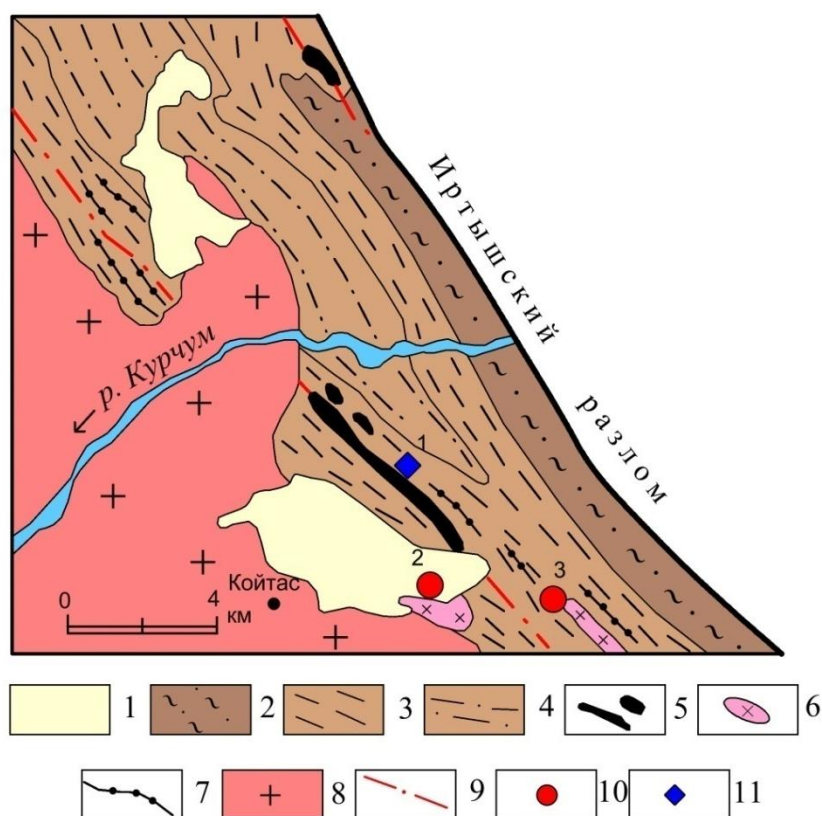
Рисунок 54 – Схематическая геологическая карта участка месторождения Веро-Чар (по Н.В. Полянскому)

Запасы золота около 250 кг при содержании 2-3,8 г/т. Сложная тектоника, разбившая рудные тела на ряд блоков и значительный приток воды, не позволяют сейчас проводить здесь эксплуатационные работы.

Курчумское месторождение находится в нарыме вблизи с границей Иртышской зоны, к северо-западу от Кыстав-Курчумского золоторудного

объекта, в 60 км на СВ от с. Курчум. Характеристика месторождения приводится по материалам [51].

Рудовмещающими породами являются два тела серпентинизированных гипербазитов, в которых проявлена тальк-магнезитовая (брейнеритовая) минерализация (рисунок 55). Ультрабазиты размещаются в блоке древних метаморфических сланцев (PR₃), имеющие тектонические контакты с тонко-слоистыми песчаниково-алевролитовыми отложениями такырской свиты (D₃). Серпентиниты содержат реликты неизмененных ультрабазитов, ксенолиты кристаллических сланцев и осадочных пород такырской свиты. Внешне - это породы пестрой коричнево-серой окраски, жирные на ощупь (рисунок 56).



1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – углеродисто-известкисто-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}); 3 – преимущественно углисто-глинистые отложения и 4 – пачка переслаивания алевролитов и песчаников такырской свиты (D₃); 5 – серпентинизированные гипербазиты (PR_?); 6 – плагиограниты и 7 – плагиогранит-порфиры кунушского комплекса (C₃); 8 – гранитоиды калбинского комплекса (P₁); 9 – разлом; 10 – грейзеново-кварцевожилвные рудопроявления (Sn, W); 11 – тальк-брейнеритовое месторождение. Рудные объекты: 1 – Курчумское, 2 – Мысык-Тас; 3 – Новая Точка. По В. П. Солянику с точнениями авторов.

Рисунок 55– Схема размещения Курчумского тальк-брейнеритового месторождения на Южном Алтае



Рисунок 56 – Серпентиниты месторождения Курчум

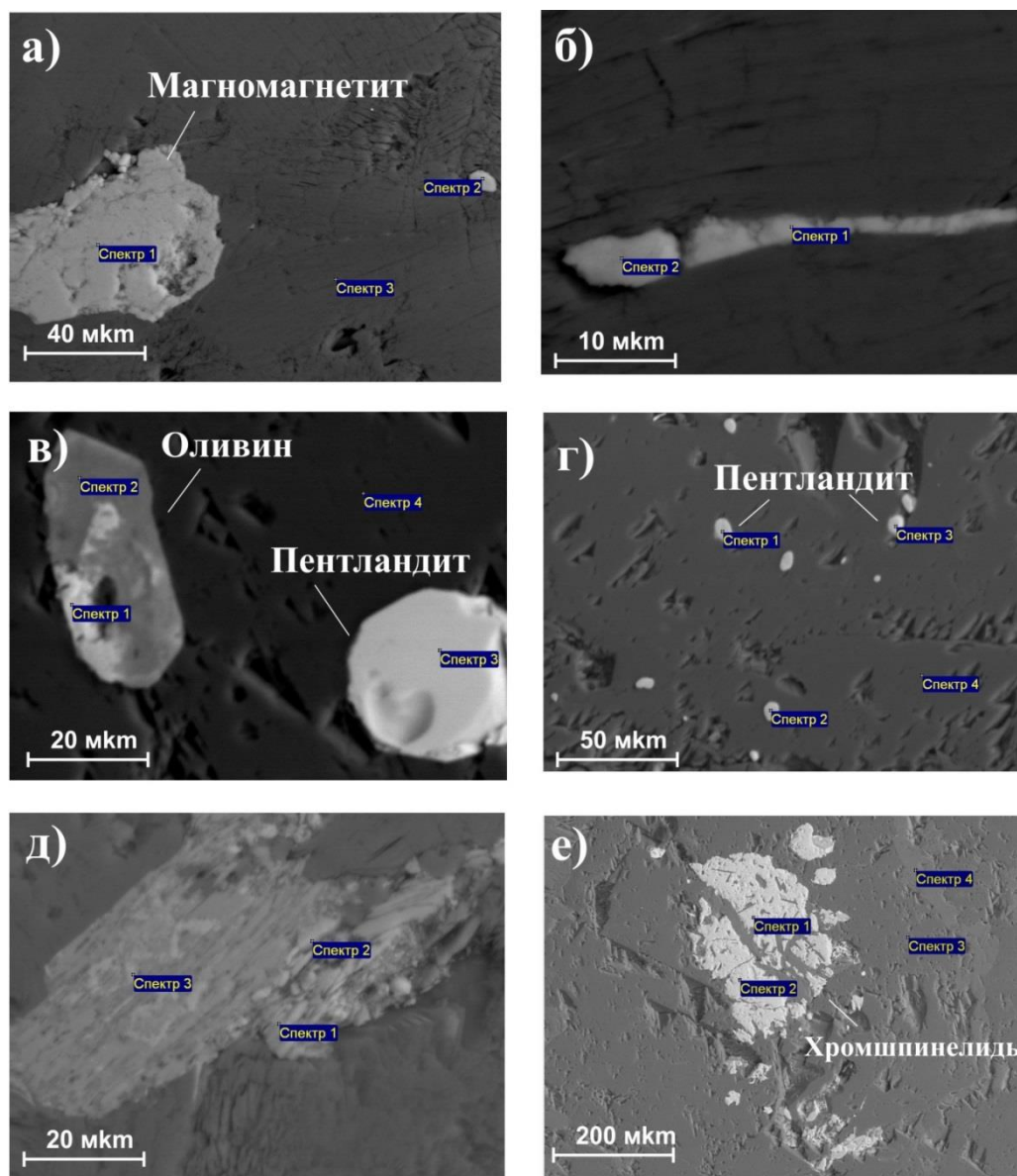
Тела тальк-магнезитовых руд имеют значительные размеры: длина варьирует от 2 до 6 км, мощность изменяется от 20 до 110 км, по падению они прослежены на глубину до 100-250 м, падение на СВ под углами 60-80°. Они состоят в основном (мас. %) из серпентина (40-60), талька (20-40) и магнезита (20-40). Второстепенные минералы – оливин, тремолит, хромит, магнетит и апатит. Среди тальк-магнезитов выделяется несколько разновидностей: тальк-хлориты, тальк-тремолиты и талькиты. Последние образуют тела длиной до 100 м и мощностью 5-7 м с содержанием талька 95-97 % и хлорита - 3-5 %.

При исследовании шлифов в серпентинитах выявлены первичные акцессорные минералы исходных ультраосновных пород. К наиболее распространенным минералам относится магномагнетит, содержащий (мас. %) Ni (4,03), As (1,18) и Br (0,88), рисунок 57 а, б. Отмечены также микровключения оливина (рисунок 57в) и микрозерна никелевого минерала в сульфидной и окисленной форме (рисунок 57 г, д). Наблюдается разъедание зерен хромшпинелидов прожилками серпентина (рисунок 57е).

Среди редкоземельных минералов отмечаются относительно крупные зерна монацита прожилковой и комковидной формы размером более 50 мкм (рисунок 58а, б), а также иридиеносный минерал иттриевой группы неправильных очертаний (Ir – 25,27 и Y – 13,24 мас.%), рисунок 58в, спектр 1. В дефектах и микротрещинах породной матрицы, выполненных метасоматическим кварцем, фиксируются микровключения окисленного сфалерита (Zn – 36,47 мас. %) и антимонита (Sb – 13,24-19,79), рисунок 58 г,д. Вторичные процессы характеризуются замещением никеленосного магномагнетита магнезитом (рисунок 58е).

По результатам масс-спектрометрии в серпентинитах преобладают петрогенные компоненты – Mg, Fe, Ca, Al при невысоком содержании Na (471 г/т) и K (138 г/т). В халькофильной группе распространенные элементы (г/т): Cu (55,82), Zn (67,9), Pb (31,55), повышены значения As (до 54,92), отмечаются весовые содержания Sb (1,87), Ag (0,55), Au (0,01), Pt (0,001). Подчеркивается геохимическая специализация этих пород на Cr (2068), Ni (1789) и Co (104,1),

что согласуется с составом серпентинитов в месторождениях Чарской сутуры. Содержание редких земель низкое (общая сумма 9,58 г/т), а среди редких элементов повышено значение только Nb (до 96,84 г/т).

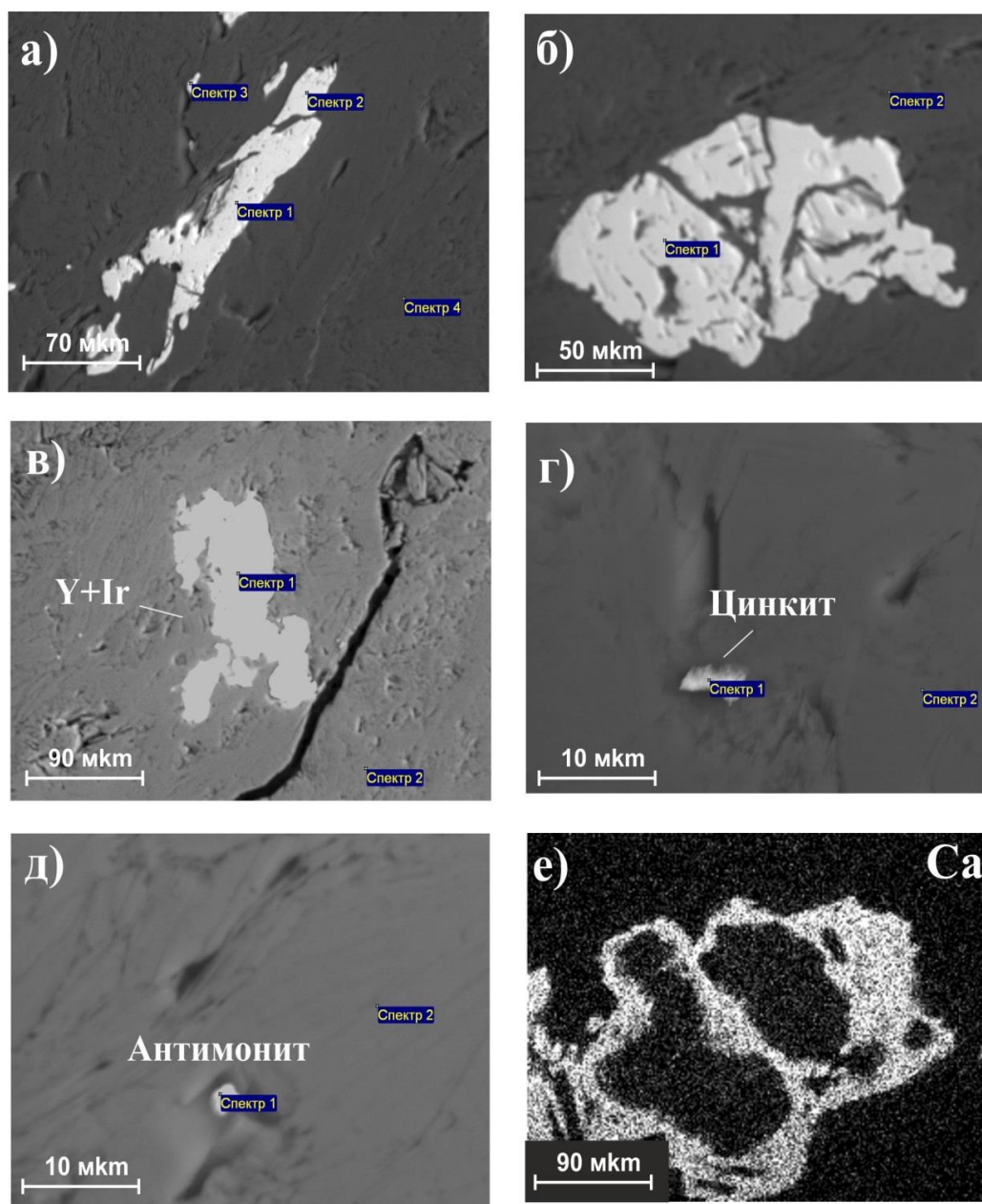


а - магномагнетит никеленосный комковидной формы; б - то же, комковидной формы; в - идиоморфные зерна оливина (спектр 2) и пентландита (спектр 3); г - гнездовидное скопление окисного минерала никеля (предположительно ревенскита); е) микрочастицы хромшпинелидов, разбросанные серпентином

Рисунок 57 – Микровключения акцессорных минералов в серпентинитах Курчумского месторождения. РЭМ-изображение. Аналитик А. В. Русакова

Изложенные данные выявляют сходство по минеральному составу серпентинитов Курчумского месторождения с аналогичными образованиями Чарско-Горностаевского офиолитового пояса (месторождение Белогорское и

др.), что подчеркивает близкую геотектоническую позицию протрузий ультрабазитов в Зайсанской сuture зоне [1,13].



а, б - монацит; в - иридиеносный редкоземельный минерал; г - окисленный сфалерит (цинкит); д - вкрапленность антимонита в кварце; е - магнезит (светлое)

Рисунок 58 – Микровключения редкоземельных и других минералов в лиственитизированных серпентинитах Курчумского месторождения. РЭМ-изображение. Аналитик А. В. Русакова

Тальк-магнезитовые тела имеют зональное строение, залегают во внутренних частях ультрабазитов и на контакте с ороговикованными и альбитизированными породами такырской свиты. Их происхождение связывается с гидротермально-метасоматическим преобразованием протрузий гипербазитов в стадию герцинской коллизии (С₁-С₃), в процессе тектонического

сжатия и активизации разрывной тектоники, с последующим воздействием гранитов калбинского комплекса и гипергенным изменениям при корообразовании в киммерийский цикл гипергенеза.

Такие явления зафиксированы на ряде месторождений Чарско-Горностаевского офиолитового пояса (Горностаевское, Белогорское, Веро-Чар и др.) и в Иртышской зоне смятия (Масьяновское месторождение) и на других участках. Кроме талька и магнезита, в корах выветривания гипербазитов, как отмечалось выше, сформировались остаточные месторождения силикатного никеля и кобальта (Горностаевское, Белогорское, Перятино, Суукбулак и др.).

Технологические исследования тальк-магнезитов показали возможность получения талькового концентрата для использования в резинотехническом производстве и магнезиального концентрата для применения в металлургии и получения огнеупоров. Запасы тальк-магнезитового сырья по категориям C_1+C_2 составляют 340 млн. т [26,52].

Изучение Курчумского месторождения показывает, что даже в небольшой пластине серпентинизированных гипербазитов сформировалось промышленное месторождение талька и магнезита. По этой аналогии, можно предположить, что в Чарско-Горностаевском офиолитовом поясе скрытые блоки и чешуи гипербазитов, выделяемые по геофизическим данным, могут содержать Co-Ni оруденение в промышленных масштабах. Эти данные дополнительно подтверждают о потенциальной рудоносности гипербазитовой формации на комплексное оруденение Ni, Co, Au, Ag, тальк и магнезит.

5 ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

При оценке перспектив территории учитывались обобщающие прогнозно-металлогенические работы прошлых лет и методические руководства [48,53,54,55,56,57 и др.], а также новые металлогенические реконструкции, факторы и критерии, благоприятные для прогноза и поиска золоторудных месторождений [1,6-9,12,30,34, 38,58-60, 61,62, и др.].

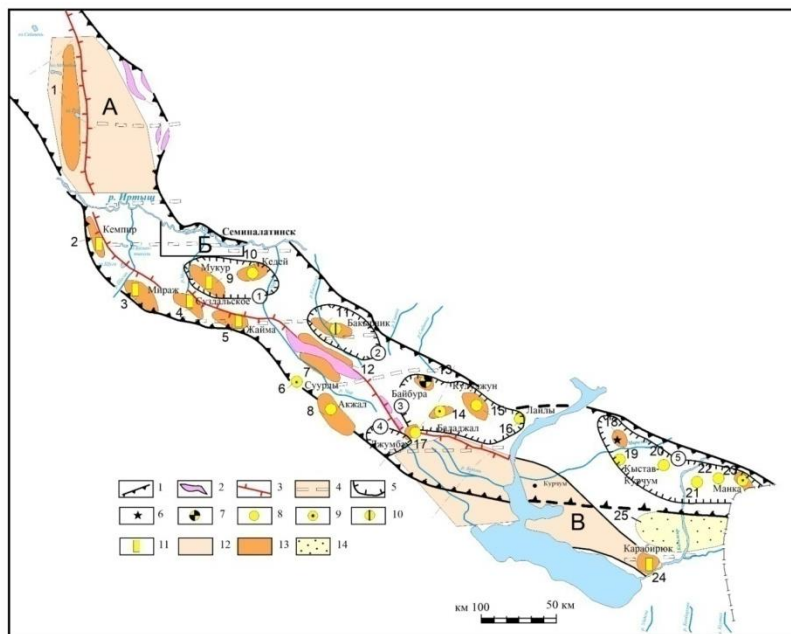
Основные рудоносные структуры сформировались в осевой части Большого Алтая в Зайсанской сутурной зоне, образованной в результате герцинской коллизии и состыковки Казахской и Горноалтайской континентальных окраин. Сутурная зона характеризуется сложным геодинамическим развитием и полиметалльной металлогенией (Cr, Ni, Co, Au, Hg, Ti, Zr). По металлогеническому районированию на Казахской территории ЗСЗ объединяет Западно-Калбинскую и Чарскую зоны.

В Западно-Калбинской зоне известно более 450 месторождений и проявлений золота. Основные рудные районы – Мукурский, Бакырчикский, Кулуджунский и Баладжальский. Ведущие геолого-промышленные типы оруденения: золотосульфидно-кварцевый апокарбонатного островодужного типа (суздальский или карлинский) и золото-мышьяково-углеродистый (бакырчикский), связанный с молассовой формацией «черносланцевого типа». Выделяются также золото-кварцевый (кулуджунский) тип, ассоциирующий с морскими малоуглеродистыми граувакковыми отложениями (C_{1s}) и золото-кластогенный (россыпной). На прилегающей территории Жарма-Саура, в Чарской металлогенической зоне, промышленное значение имеет жананский тип золото-мышьяковых месторождений, который отличается от бакырчикского локализацией оруденения не только в черносланцевых толщах, но и в магматических формациях наложенных прогибов (базальт-андезит-молассовая C₂₋₃, дацит-гранодиоритовая C₃). В Семипалатинском Прииртышье на ряде золоторудных объектов (Суздаль, Жанан, Мукурская группа и др.) в мезозое сформировались золотоносные коры выветривания, которые в настоящее время рентабельно разрабатываются по методу кучного выщелачивания [1,47,63]. В серпентинизированных гипербазитах Чарского комплекса образовались никеленосные коры выветривания (Чарская, горностаевская группы месторождений).

При оценке перспектив учитывались материалы предыдущих исследователей, а также результаты работ по доизучению масштаба 1:200 000 (2006-2010 гг.) на листах М-44-XIV, М-44-XXII, сводной карты кор выветривания Восточного Казахстана м-ба 1:200 000 (А.М. Мысник и др., 2003г.), научно-исследовательские и поисковые работы, выполненные в последние годы в ТОО «ГРК «Топаз», Алтайском геолого-экологическом институте (АО «АГЭИ») и Восточно-Казахстанском государственном техническом университете им. Д. Серикбаева. Оценка прогнозных ресурсов по категориям P₁, P₂, P₃ производится на основании Методических указаний в недропользовании о стадийности геологоразведочных работ.

В результате исследований по общей проблеме Большой Алтай (геология и металлогения) получен ряд новых представлений по генезису и закономерностям распределения оруденения, зональности рудных поясов и металлогенических зон, геотектоническому районированию и геолого-промышленной типизации месторождений (коренных и в корах выветривания) [55-57 и др.]. Важное значение приобретает разработка технологии прогнозно-поисковых работ, направленных на усиление глубинности изучения перспективных рудоносных структур и месторождений. Установление регионального поясового размещения рудных объектов в рудных поясах и металлогенических зонах раскрывает новые возможности для прогнозирования и поиска новых месторождений, включая скрытые и погребенные под чехлом рыхлых отложений.

В связи с тем, что по геолого-геофизическим данным золотоносные структуры и месторождения практически облекают Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс и пространственно ассоциируют с вулканогенно-карбонатно-терригенной формацией островодужного типа (аркалыкская свита C_{1v2-3}) и молласовыми лимническими отложениями буконьской свиты (C_{2-3}) в диссертации оценка перспектив территории приводится на золотое и силикатное кобаль-никелевое оруденение с использованием материалов предшествующих работ [64,68]. Основные перспективные площади и участки приведены на рисунке 59.



1 – границы золоторудного пояса; 2 – Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс; 3 – сутурный шов; 4 – рудоконтролирующие широтные разломы; 5 – граница рудного района; 6 – 11 – рудные формации (6 – золото-лиственитовая, 7 – золото-сульфидная, 8 – золото-кварцевая, 9 – золото-березитовая, 10 – золото-сульфидно-углеродистая, 11 – золотоносных кор выветривания); 12 – перспективные площади для глубинного геологического картирования – ГГК-50 (А – Семипалатинская, Б- Ново-Шульбинская, В -Северо-Зайсанская); 13 – поисковых работ и 14 – поиска погребенных россыпей.

Рудные районы (цифры в кружках): 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Джумбинский, 5 – Южно-Алтайский. Перспективные площади и объекты: 1 – Горностаевская; 2 – Кемпир; 3 – Мираж; 4 – Суздальская; 5 – Аркалыкская; 6 – Суурлы; 7 – Георгиевская; 8 – Акжал; 9 – Мукур; 10 – Кедей; 11 – Бакырчикская; 12 – Причарская; 13 – Байбура; 14 – Баладжал; 15 – Кулуджун; 16 – Лайлы; 17 – Джумба; 18 – Маралиха; 19 – Кыстав-Курчум; 20 – Майкапчагай; 21 – Батпак-Булак; 22 – Алкабек; 23 – Манка; 24 – Карабирюк; 25 – Ашалинская.

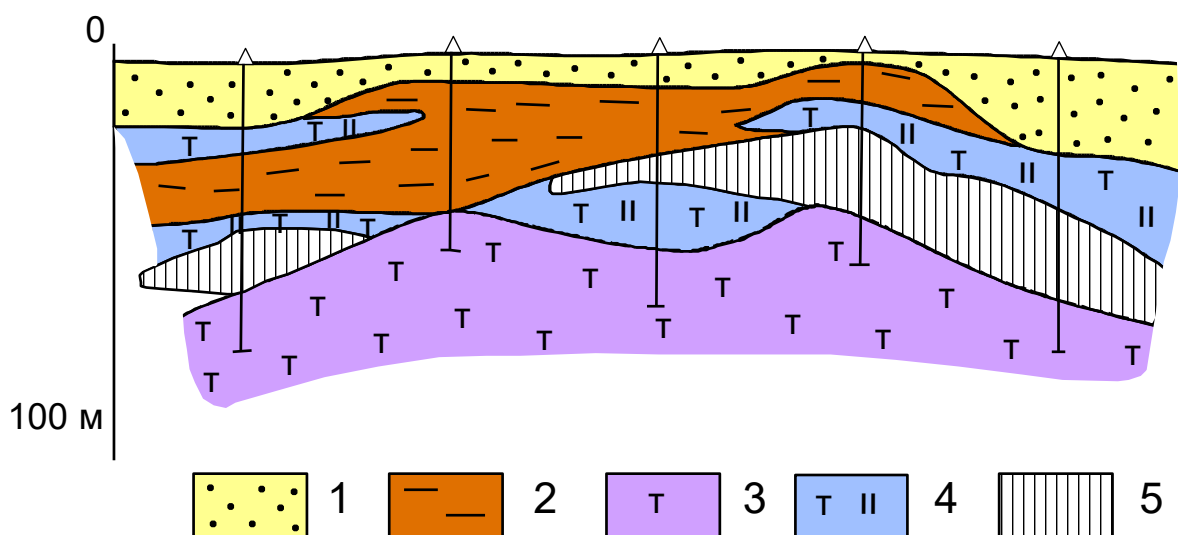
Рисунок 59-Прогнозная схема Восточно-Казахстанского золоторудного пояса.
(Б.А. Дьячков, Т.А. Ойцева, Б.Б. Амралинова)

5.1 Оценка перспектив на никель-кобальтовое оруденение

Горностаевская площадь охватывает выходы отложений аркалыкской свиты, которые фрагментарно прослеживаются в меридиональном направлении вдоль Горностаевского офиолитового пояса. Включает узкую и протяженную (2,5-3 км × 80 км) полосу меланжированных породolistромовой формации $C_{1V_{2-3}}$ с многочисленными линейными протрузиями ультрабазитов в зоне влияния Горностаевского глубинного разлома. В ее пределах отмечаются зоны и поля лиственитизации с золото-сульфидной минерализацией, в том числе Au-Sb рудопроявление Сарымбет. Золоторесурсы определяются экспертно, по категории P_3 при среднем содержании Au 2 г/т. Прогнозные ресурсы золота составляют порядка 3-5 т. Ожидается обнаружение золоторудного объекта, сходного с Суздальским месторождением. Рекомендуются проведение ГДП-50 с детализационными глубинными поисками в золотоносных корах выветривания.

Горностаевская площадь также перспективна на выявление никеленосных кор выветривания в пределах северо-западной ветви Чарско-Горностаевского офиолитового пояса. В процессе изменения серпентинитов образовались коры выветривания площадного, трещинно-линейного, контактово-карстового и переотложенного типа. Здесь известно Горностаевское месторождение силикатных кобальт-никелевых руд, которое рекой Иртыш разделяется на две части – Правобережную и Левобережную (рисунки 60,61).

Горностаевское месторождение силикатных кобальт-никелевых руд расположено на северо-западном фланге Чарско-Горностаевского офиолитового пояса, в пределах его Горностаевской ветви.



1 – пески, 2 – железисто-кремнистые породы, 3- серпентиниты, 4 – выщелоченные серпентиниты, 5 – контуры рудных тел с бортовым содержанием никеля 0,5-0,6%.

Рисунок 60– Схематический геологический разрез Горностаевского месторождения (по материалам Горностаевской ГРП)

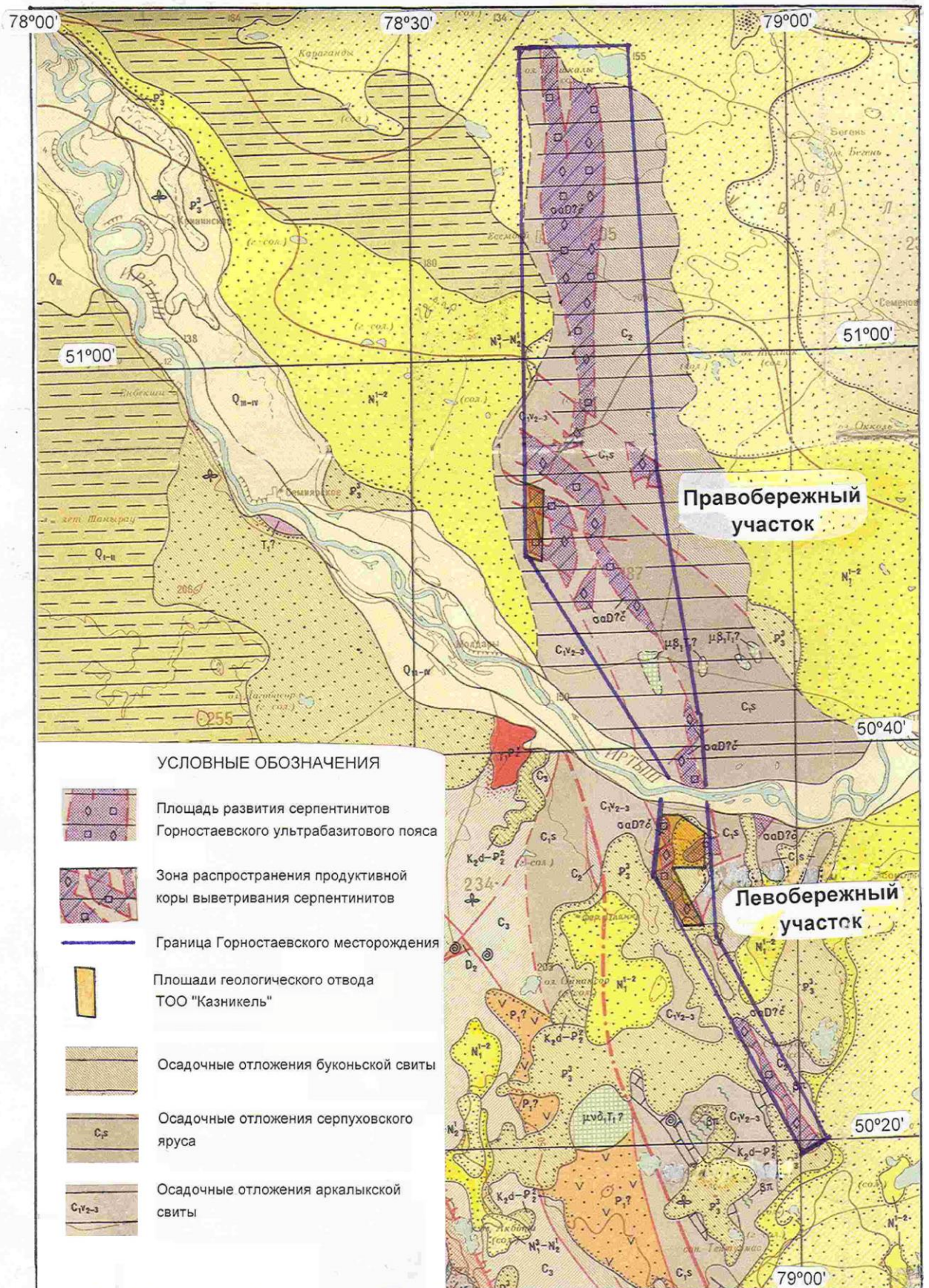


Рисунок 61 – Схема размещения Горностаевского кобальт-никелевого месторождения. Масштаб 1:500 000 (по материалам геологоразведочных работ)

По геолого-геофизическим данным пояс прослеживается в северо-западном и меридиональном направлении более чем на 200 км (при ширине 1-1,5 км), при этом глубина распространения гипербазитов достигает 1,7-2 км [31]. Большая часть массивов представлена серпентинизированными ультрабазитами и серпентинитами, среди которых выделяются антигоритовые, хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые и другие разновидности (Н.В. Суспицын, 1965 г.; Ю.П. Попович, 1968 г.). По вещественному составу преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, характерные элементы-примеси – Cr, Pb, Zn, Ti, Sc (рисунок 60).

В Правобережной части зона продуктивной коры выветривания прослежена на 8 км (К.С. Ахметов и др., 1968). Площадная кора выветривания здесь развита на контакте серпентинитов и известняков аркалыкской свиты (средняя мощность 10-15 м). Верхняя зона охр фиксируется только отдельными фрагментарными выходами. Основные запасы никеля и кобальта сосредоточены в нонtronитовой зоне, которая разведана по редкой сети (200-400×1600м) до глубины 150 м. Всего выделено 4 рудных тела длиной 500-2200 м, мощностью 5-17, прослеженные по падению на 100-300 м. Среднее содержание Ni от 0,52 до 0,80%, Co от 0,04 до 0,48%. Прогнозные ресурсы Ni по категории P₁ определены в 600 000 т. (Э.В. Окунев и др., 1999 г.).

Левобережная часть наиболее изучена и перспективна на выявление промышленного оруденения. В результате проведенных поисковых и поисково-оценочных работ Горностаевской ГРП (при участии Алтайской геофизической экспедиции) в 1960-1968 гг. здесь в зоне выщелоченных серпентинитов выделены рудные тела пластообразной формы (рисунок 60). Длина рудных залежей составляет 200-4050 м, ширина 200-2000 м, мощность варьирует от 0,8 до 15 м (средняя 4,2 м). Содержание Ni 0,7-2,3%, Cu 0,05-0,37%. Запасы утверждены в ГКЗ РК по категории C₂: никеля 173182 т, Co 11983 т. Прогнозные ресурсы Ni оценены по категории P₁ в 427700 т. Общие запасы никеля Горностаевского месторождения могут быть увеличены за счет доразведки его Правобережной части, и поиска новых объектов.

Прогнозные ресурсы никеля Горностаевского месторождения могут быть увеличены за счет доразведки его Правобережной части и поиска новых рудных тел на глубине. В целом на изучаемой площади рекомендуется постановка глубинного геологического картирования со значительными объемами геофизических, геохимических и буровых работ. Таким образом, в регионе имеются перспективы укрепления минерально-сырьевой базы для промышленного производства никеля.

Чарская площадь прогнозируется на листе М-44-XXII, контролируемой Белогорским глубинным разломом (рисунки 62,63).

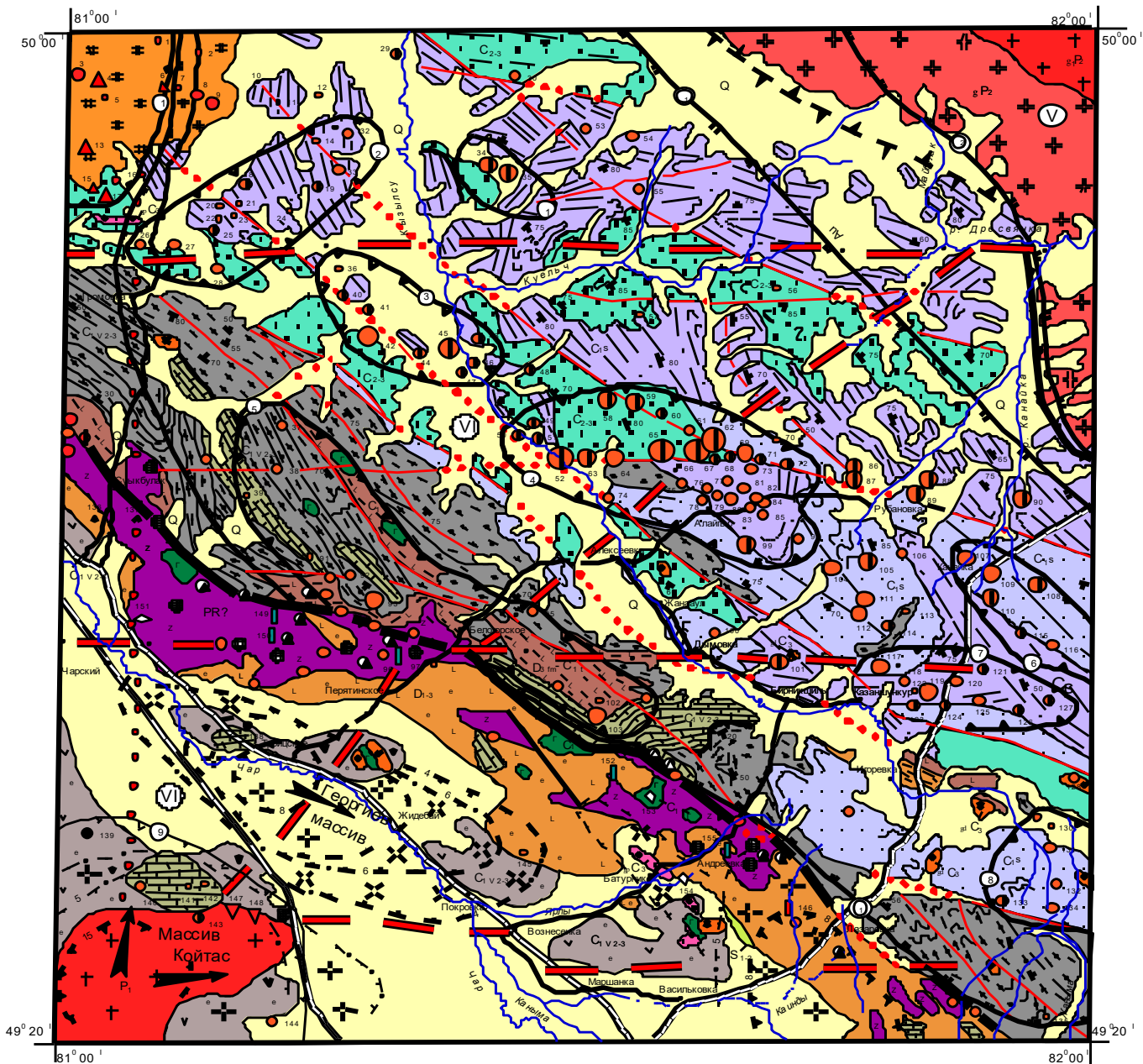


Рисунок 62 - Металлогеническая карта Западно-Калбинской и Чарско-Зимунайской зон (лист М44-XXII) (на формационной основе) с использованием материалов Ипатова А.Я., Давиденко В.В. с добавлениями и уточнениями [74]

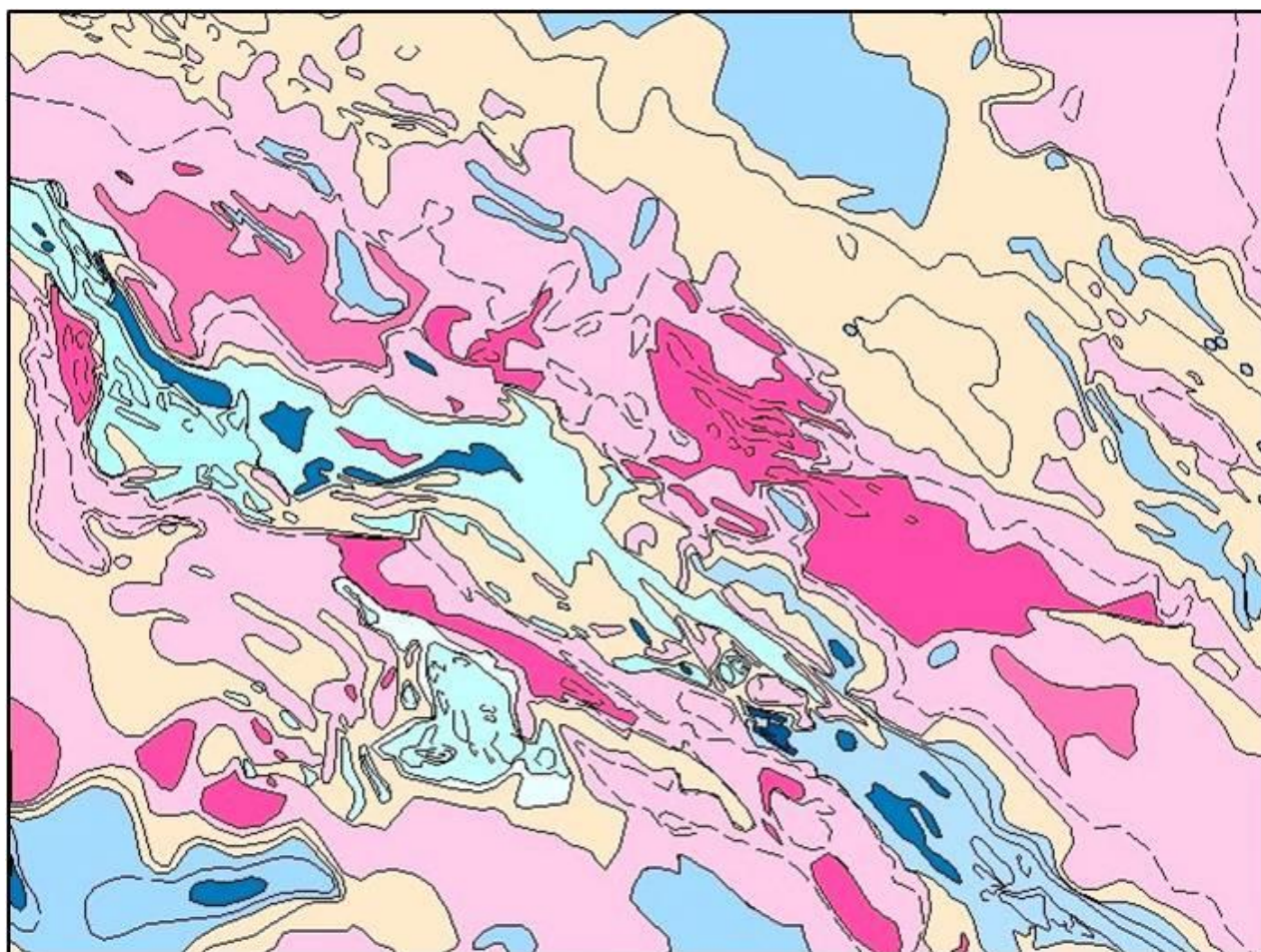


Рисунок 63 – Условные обозначения к металлогенической карте Западно-Калбинской и Чарско-Зимунайской зон (на формационной основе) с использованием материалов Ипатова А.Я., Давиденко В.В., с добавлениями и уточнениями [74]

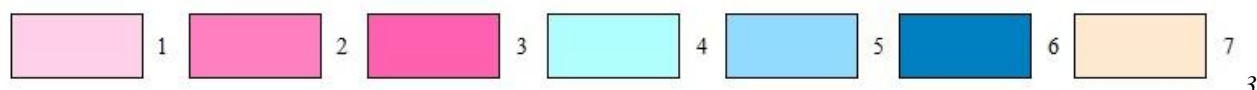
Положение офиолитовых пластин на поверхности и на глубине четко фиксируется положительными магнитными аномалиями (рисунок 64).

Перспективность площади также подтверждается геохимическими аномалиями Ni, Co, Hg, As, Ag, Au и других элементов, шлиховыми ореолами хромита, киновари, антимонита, золота, фиксируемые вдоль офиолитового пояса (рисунки 65,66).

Поэтому в пределах всей цепочки офиолитов, включая их скрытые тела на флангах и глубоких горизонтах по геолого-геофизическим данным рекомендуется постановка глубинного геологического картирования с оценкой территории на комплекс полезных ископаемых (Cr, Ni, Co, Au, Ag, Pt) (рисунок 67), [48.50].



Шкала интенсивности магнитного поля



Магнитометрические аномалии: 1-3- отрицательные, 4-6- положительные, 7 – нулевые

Рисунок 64 – Схема размещения магнитных аномалий листа М-44-XXII (по материалам Н.М. Пятова, 1977г.)

На основе выполненных исследований с использованием электронной микроскопии получена новая информация о составе и характере распределения химических элементов на микроуровне, уточнить геохимическую специализацию различных типов кор выветривания Белогорского месторождения, что может иметь прогнозно-поисковое значение. Выявленные повышенные значения золота, серебра и сурьмы свидетельствуют о потенциальной золотоносности изучаемых никеленосных кор выветривания и повышают перспективность месторождения с возможной отработкой здесь комплексных руд (Ni, Co, Au).

По результатам геологоразведочных работ Н.В. Суспицыным были подсчитаны запасы по категориям В+С₁: Ni 67,4 тыс.т (среднее содержание

1,05%) и Co 3,2 тыс.т (0,04%) [44]. Имеются перспективы увеличения ресурсов за счет доизучения закрытой части территории и скрытых тел серпентинитовых гипербазитов, выделяемых по геолого-геофизическим данным. Учитывая, что площадь скрытых тел серпентинизированных гипербазитов по геофизическим данным существенно превышает их выходы на поверхность, прогнозные ресурсы никеля и кобальта могут быть увеличены в 2-3 раза и составить по категории P₃: Ni – 200-300 т, Co – 6-9 т.

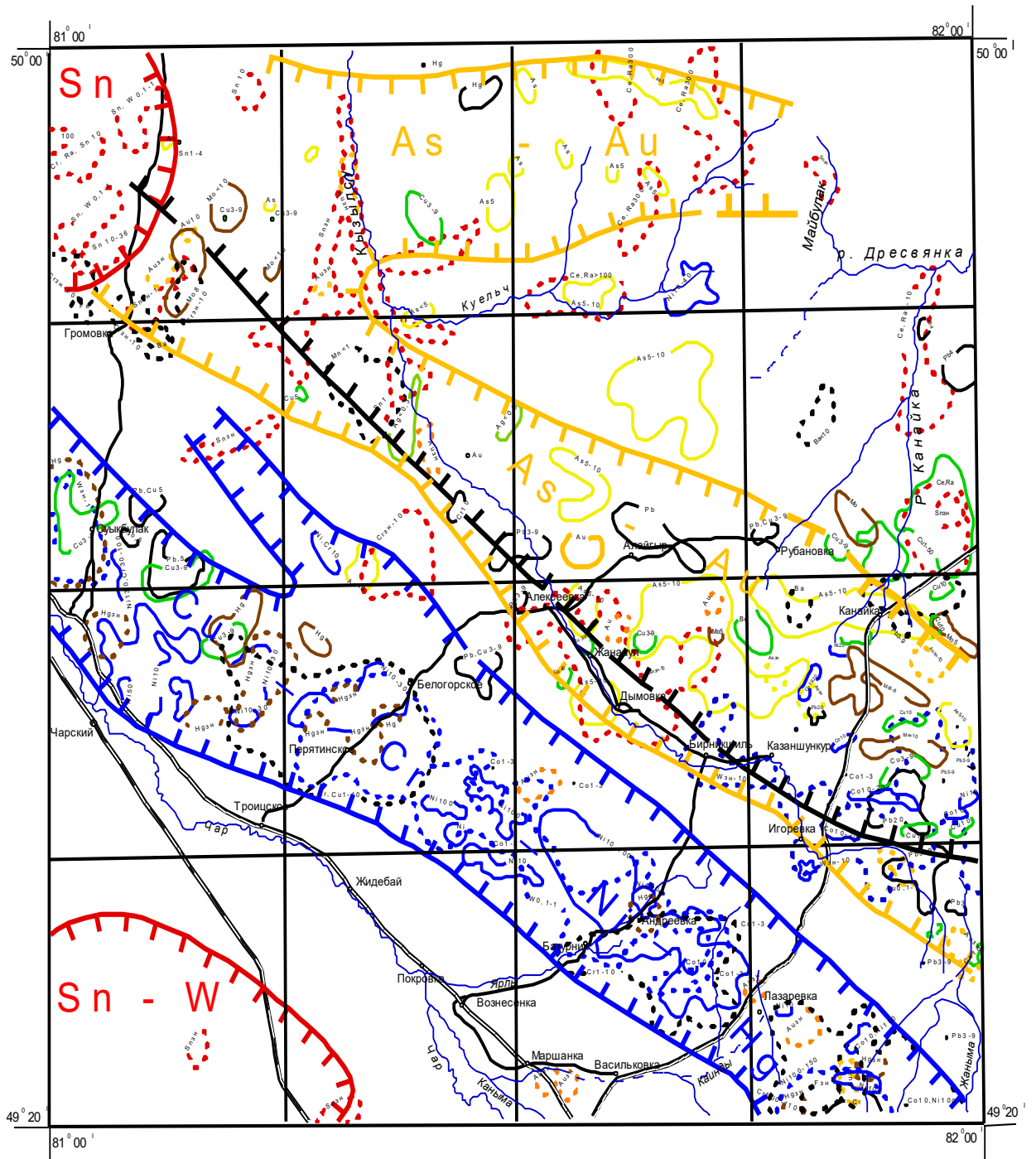


Рисунок 65 - Схема размещения шлиховых и геохимических ореолов, по материалам геолого-съёмочных работ «Востказнедра» листа М -44 –XXII [74]

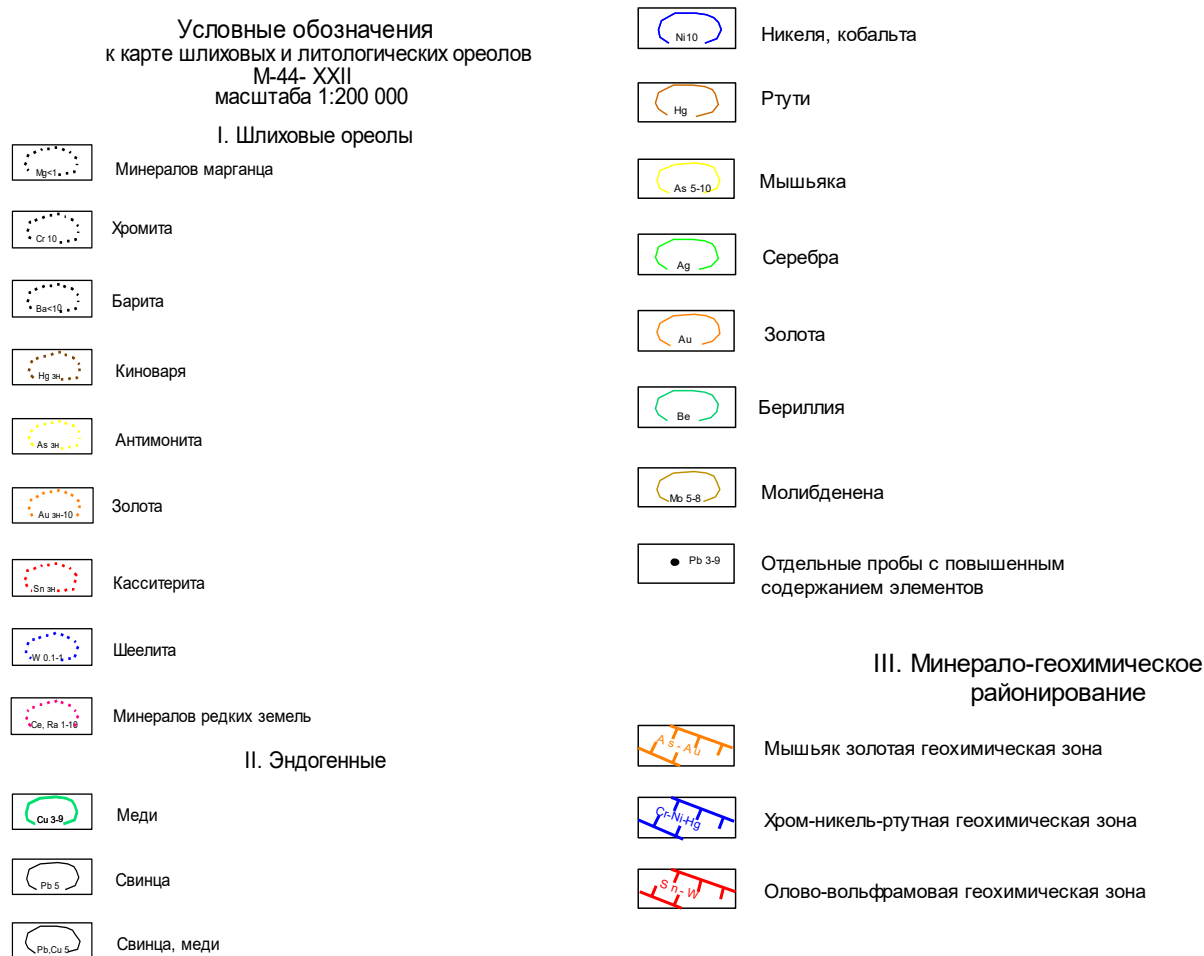
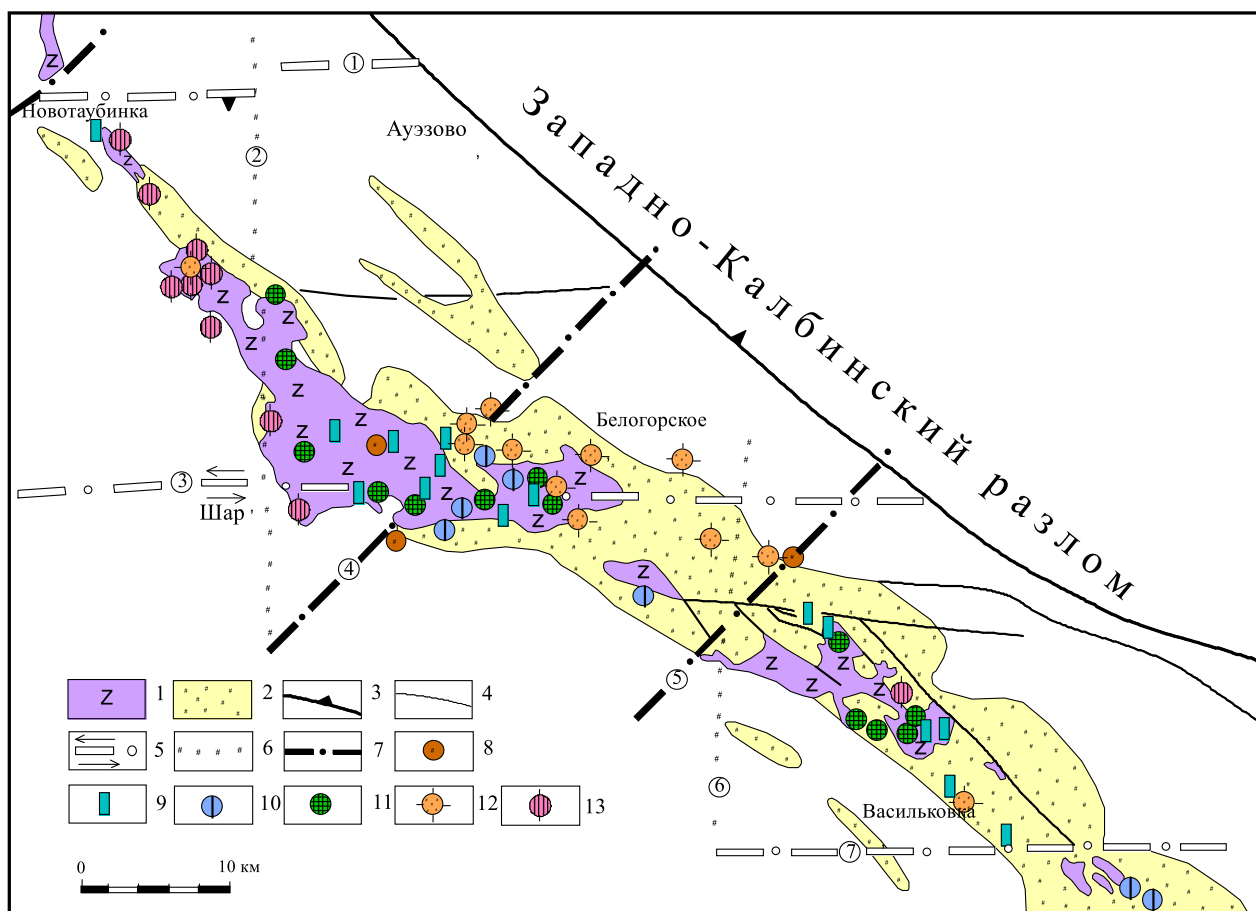


Рисунок 66 – Условные обозначения к схеме размещения шлиховых и геохимических ореолов

Технологические исследования руд проводились на Павлодарском тракторном заводе и в Институте «ГИПРОНИКЕЛЬ», результаты работ положительные. Основная масса никеля и кобальта связана с нонтронитом, гидроокислами железа и марганцевыми образованиями, а наиболее рациональной схемой переработки силикатных кобальт-никелевых руд является электроплавка на ферроникель (с извлечением Ni более 90%, Co – 35%). Рациональные методы переработки никелевых руд приводятся в работе (А.В. Резниченко и др., 2012 г.).

Таким образом, на основании обобщения и анализа материалов уточнены особенности геологического строения и металлогении Чарско-Горностаевского офиолитового пояса. В тектоническом плане это сутурный шов региональной ранговости, отражающий область сочленения Казахской и Сибирской литосферных плит и фиксируемый протрузиями серпентинизированных гипербазитов, зонами лиственитов, бирбиритов и надвигово-меланжевыми структурами. Характеризуется полициклической металлогенией с образованием в гипербазитах первичных руд (Cr, Ni, Co, Cu), а в стадию герцинской коллизии – золото-ртутного оруденения метаморфогенно-гидротермального типа [7].



1 – протрузии гипербазитов чарского комплекса (PR?), выходящие на поверхность и 2 – предполагаемые по геолого-геофизическим данным; 3 – разломы глубинные и 4 – более мелкого порядка, установленные; 5 – 7 – разломы по геолого-геофизическим данным, широтные, меридиональные и северо-восточного направления; 8 – 13 – рудопроявления (8 – железорудные, 9 – никель-кобальтовые коры выветривания, 10 – полиметаллические, 11 – медные, 12 – золоторудные, 13 – золото-ртутные и ртутные). Разлом: 1 – Миялинский, 2 – Новотаубинский, 3 – Белогорский, 4 – Суурлы, 5 – Покровский, 6 – Батуринский, 7 – Васильковский.

Рисунок 67 - Схема размещения рудных объектов и прогнозные площади в центральной части Чарского офиолитового пояса (по материалам И.А.

Ипатова, В.В. Давиденко и геолого-геофизических исследований Н.М. Пятова [50,65,68])

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза сформировались остаточные месторождения силикатных никель-кобальтовых руд (Горностаевское, Белогорское и др.). Определена рудоконтролирующая роль Белогорского широтного глубинного разлома в формировании и размещении Чарской группы Ni-Co и золото-ртутных месторождений, что является важнейшим поисковым критерием в последующих прогнозно-металлогенических работах. Известные месторождения силикатных никель-кобальтовых руд изучены в основном на небольшую глубину. В связи с тем, что в ближайшие годы намечается строительство завода по переработке

никель-кобальтовых руд в корах выветривания, важнейшая задача заключается в оценке новых перспективных площадей и участков под чехлом рыхлых отложений, выделяемых по геолого-геофизическим данным. В целях укрепления минерально-сырьевой базы изучаемого региона (на Ni, Co, Au, Hg и другие элементы) целесообразно продолжить проведение научно-исследовательских и прогнозно-поисковых работ в Чарско-Горностаевском поясе на современном научно-техническом уровне, с широким применением геофизических и геохимических методов и постановкой глубинного геологического картирования.

Представленные материалы показывают, что в Чарском районе известные месторождения и рудопроявления силикатных никель-кобальтовых руд изучены в основном с поверхности или на небольшую глубину (первые десятки метров) и пока не имеют практического значения. Ученные запасы силикатных никелевых руд небольшие. Возникает задача прогнозирования и оценка новых рудоносных площадей под чехлом рыхлых отложений и более глубоких горизонтах. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов по Чарской зоне показывает, что перспективы открытия новых месторождений имеются.

В связи с тем, что в ближайшие годы планируется строительство завода по переработке никель-кобальтовых руд в корах выветривания, дальнейшие научно-исследовательские и геологоразведочные работы в Чарско-Горностаевском поясе представляются весьма актуальными.

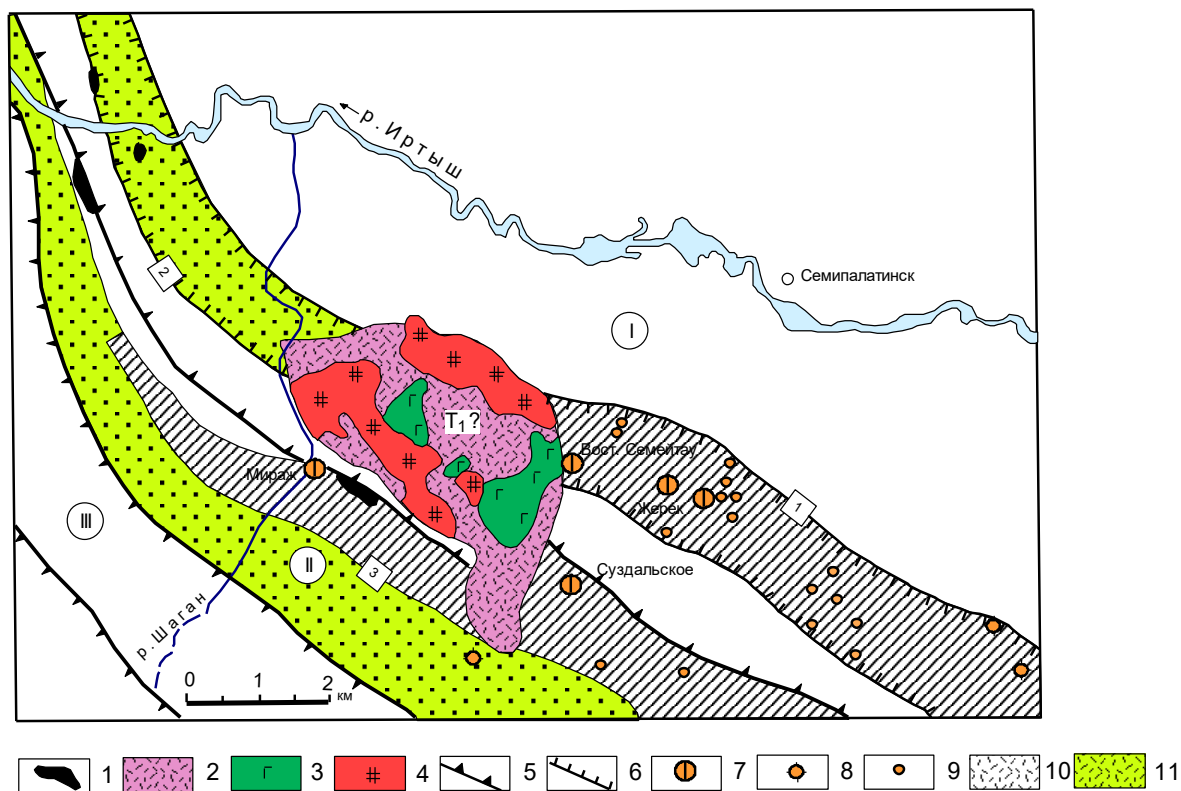
5.2 Оценка перспектив на золотое оруденение

5.2.1 Чарская металлогеническая зона

В результате обобщения материалов по Чарской зоне установлено, что эта структура и прилегающая территория характеризуются совмещением сидерофилов докембрия (Fe, Cr, Ni, Co) с сидеро-халькофильным оруденением каледонид (Fe, Mn, Pb, Zn), халькофильной рудоносностью герцинид (Au, Ag, As, Sb, Hg) и проявлением Co-Ni и золотого оруденения в мезозойских в корах выветривания. Ниже приводятся основные перспективные площади и участки, рекомендуемые для дальнейшей оценки, распределение которых приведено на рисунке 59.

Семипалатинская площадь. Выделяется на северо-западном фланге Восточно-Казахстанского золоторудного пояса по общим геологическим предпосылкам. На основании палеометаллогенических реконструкций прогнозируется продолжение Мукурской и Мираж-Суздальской золоторудных зон к северо-западу от Семейтауской вулкано-тектонической постройки, которые перекрыты чехлом рыхлых отложений Кулундинской впадины (рисунок 68). Перспективные площади также подтверждаются российскими геологами, выделившими при ГДП-200 на смежной территории по данным бурения «крупные по площади геохимические поля золота», сопоставимые с геохимическими полями западной калбы [8].

На данной площади рекомендуется постановка глубинного геологического картирования масштаба 1:200 000 (ГГК-200). Методика геологического картирования будет заключаться в составлении геологических карт нового поколения на современной геодинамической основе с более углубленным изучением вещественного состава геологических формаций и использованием высокоточных аналитических методов и изотопных исследований, внедрением современных методов дистанционного зондирования (геофизических, геохимических, космических и др.) и информационных технологий.



1-гипербазитовая формация докембрия; 2-4 вулканоплутоническая трахибазальт-трахириолитовая формация Т₁? (2- трахибазальт-трахириолитовая, 3-габбро-монцонитовая, 4- граносиенит-гранит- порфировая субформации, семейтауская серия); 5- граница металлогенических зон (I- Западно-Калбинская, II- Чарская, III- Жарма-Саурская); 6- граница рудных зон (1-Мукурская, 2-Шаганская, 3-Мираж-Суздальская); 7-9 золоторудные объекты (7- месторождения, 8-рудопроявления, 9- точки минерализации); 10-11 перспективные площади (10-высокой степени перспективности, 11- неясной степени перспективности)

Рисунок 68 - Прогнозно-металлогеническая схема Семипалатинского Прииртышья [65]

На рассматриваемой площади ожидается обнаружение золото-сульфидного оруденения суздальского типа, золотоносных кор выветривания (жананского и мукурского типов), а также силикатного Co-Ni оруденения остаточных кор выветривания серпентинизированных гипербазитов. Кроме того, возможно выявление золото-сульфидно-углеродистой минерализации

(бақырчикского типа), что обосновывается развитием здесь скрытых глубинных разломов северо-западного и широтного простирания и обнаружением обильной сульфидной минерализации в черносланцевых толщах при бурении скважин под строительство Шульбинской ГЭС (по материалам геологосъемочных работ ПГО «Возкаждедра»). По аналогии с Суздальским месторождением здесь предполагается обнаружение промышленного месторождения с прогнзными ресурсами золота по категории Р₃- порядка 50 тонн.

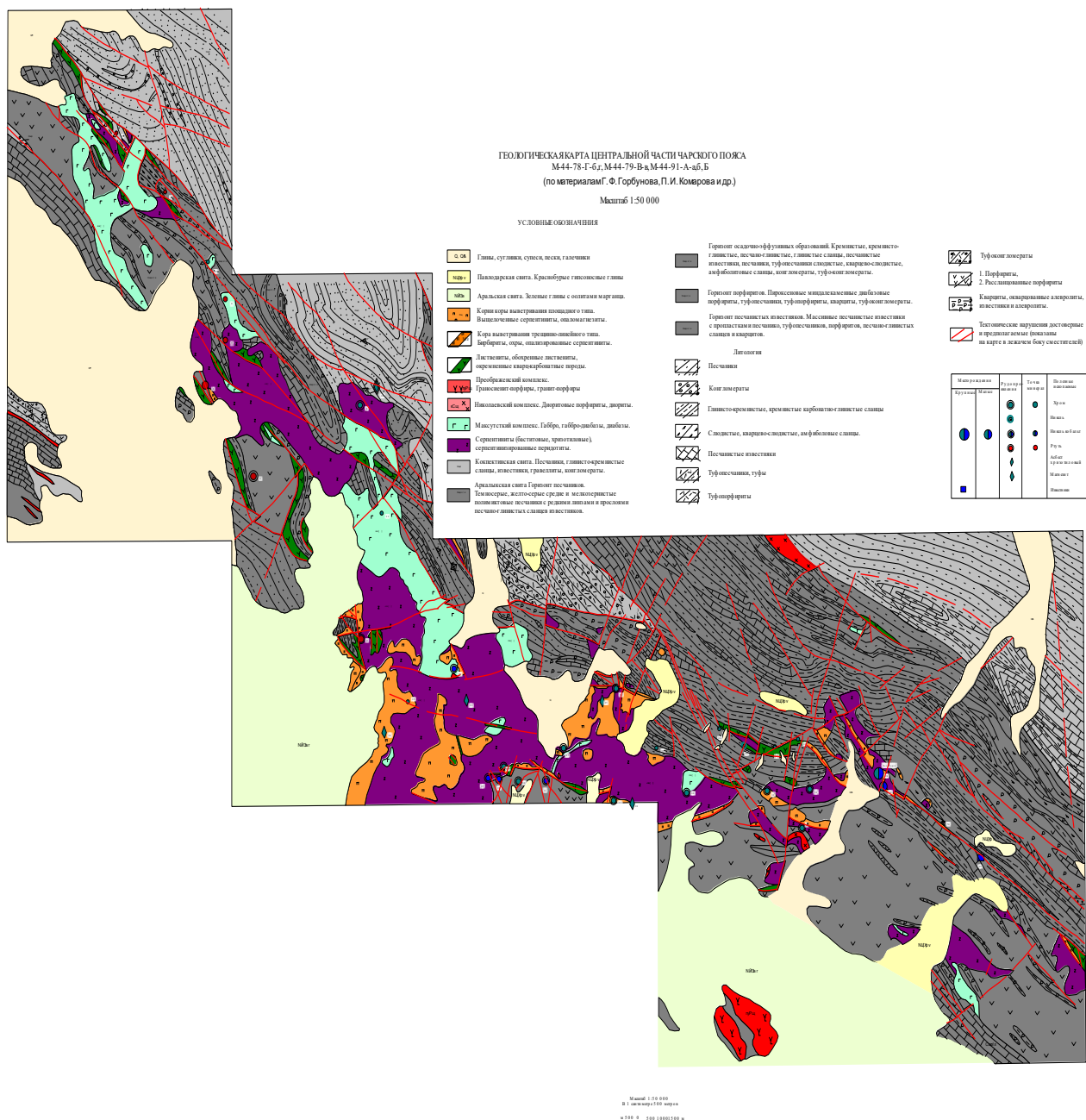


Рисунок 69 – Геологическая карта центральной зоны Чарского офиолитового пояса по материалам поисковых работ ЮКГУ, Е.А. Флеров и др. [74]

Чарская площадь прогнозируется вдоль юго-западной окраины Чарского офиолитового пояса, вытянута в северо-западном направлении на 20 км при

ширине от 1 до 4 км (рисунок 69). Объединяет гидротермальные золотопроявления среди аркалыкской свиты (мелкое месторождение Сары-Тау, Дымовка, проявления Китаб I, Междуреченское и др.). По геолого-геофизическим данным на глубине выделяется гранитоидный массив и фиксируются скрытые тела ультрабазитов на флангах Белогорского рудного поля (рисунок 64). Перспективы этой площади связываются с возможностью выявления золото-сульфидного оруденения, подобного Суздальскому месторождению. Рекомендуются поисковые работы с проведением геофизических и геохимических методов исследования. Детальные перспективные участки приведены на (рисунке 70).

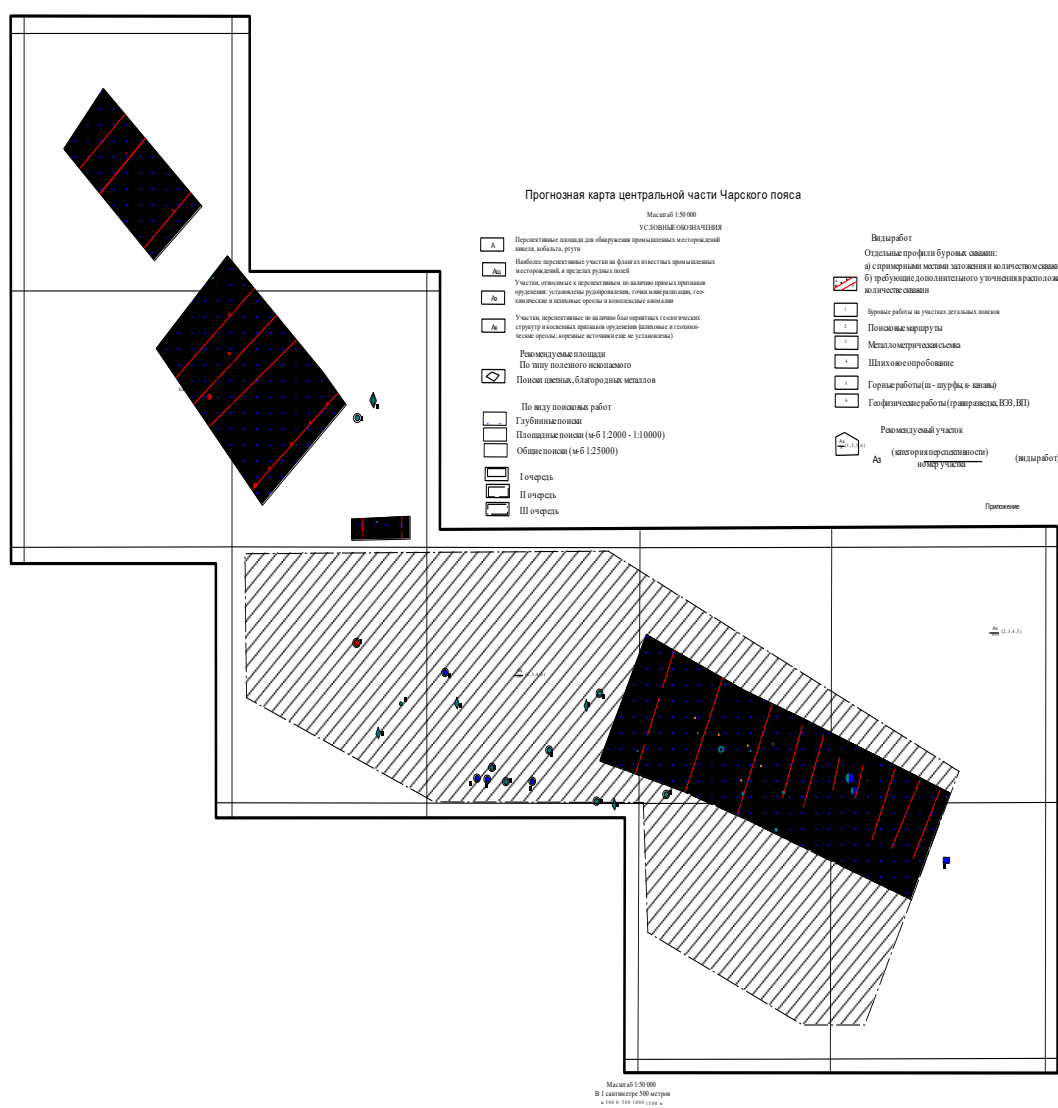
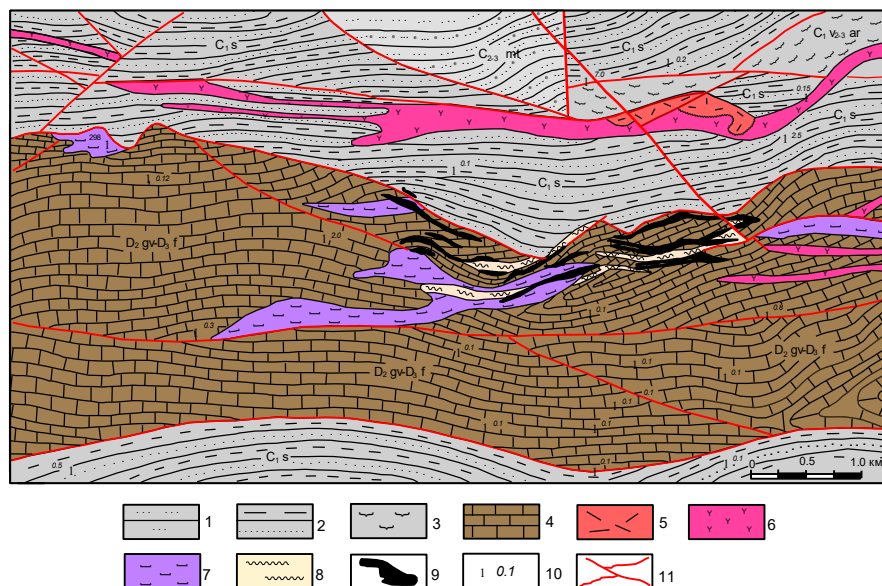


Рисунок 70 – Прогнозная схема центральной части Чарского пояса на золотое оруденение [74]

Площадь Мираж прогнозируется юго-западнее Семейтауской вулканотектонической постройки. Охватывает фланги одноименного месторождения, расположенного в карбонатно-терригенных отложениях аркалыкской свиты, включающей крупные олистоплаковые пластины известняков и линзообразные

тела серпентинизированных гипербазитов (рисунок 71). Перспективны зоны тектонического брекчирования и рассланцевания пород протяженностью до 4 км и шириной выхода до 200 м. Поисково-оценочными работами с поверхности до 40-60 м установлены линейно-трещинные коры выветривания по гидротермально измененным породам аполиственитового типа с вкрапленной окисленной минерализацией пирита, арсенопирита, антимонита, киновари и золота. Зоны фиксируются также вторичными ореолами As, Sb, Hg. Известны семь золотоносных участков с содержаниями металла до 5-73 г/т. Геологическая ситуация и характер минерализации указывает на принадлежность оруденения к суздальскому типу [36,48]. По новым представлениям месторождение Мираж возможно является северо-западным фрагментом единого Суздальского рудного поля, разорванного вулканитами Семейтаусской постройки, что повышает перспективность рассматриваемой площади.



1– песчаники, гравелиты, туфы среднего состава майтюбинской свиты (C₂₋₃); 2 – алевропесчаники, песчаники, алевролиты, известняки серпуховского яруса (C_{1s}); 3 – известняки с прослоями алевролитов и туфопесчаников аркалыкской свиты (C_{1v2-3ar}); 4 – известняки с прослоями битуминозных разностей и алевролитов (D_{2gv} – D_{3f}); 5 – дайки риолитоидов (T₁); 6 – кварцевые сиениты (T₁); 7 – серпентиниты, бирбириты (PR₁); 8 – вторичные кварциты; 9 – золоторудные зоны; 10 – рудные точки с содержанием золота (г/т); 11 – тектонические нарушения

Рисунок 71– Схематическая геологическая карта месторождения Мираж (с использованием материалов Е.М.Сухоруковой)

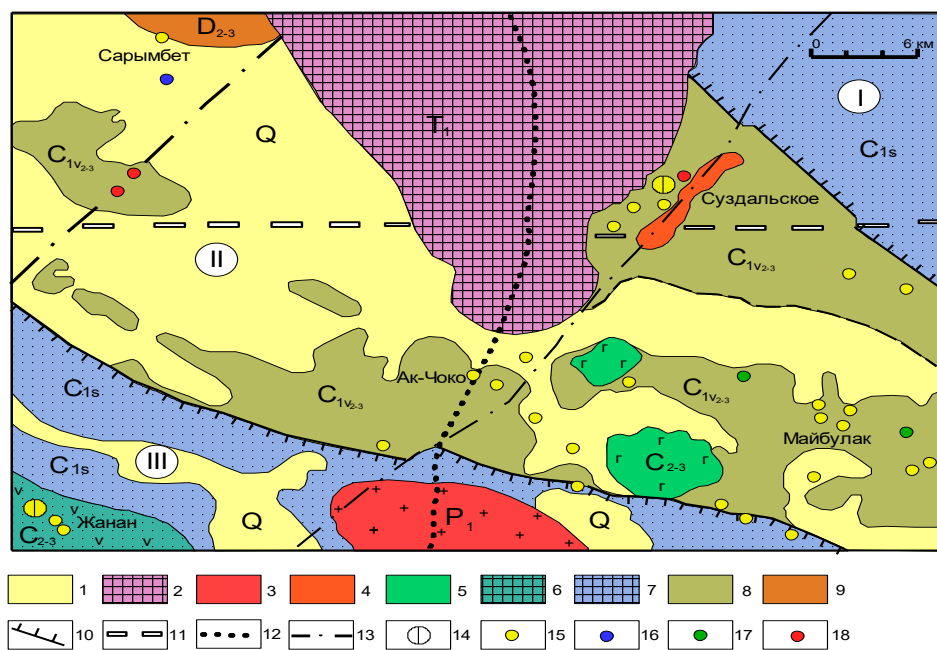
На месторождении учтены запасы категории C₂: руда – 490 тыс. т., золото – 695 кг (при среднем содержании 1,4 г/т) [48,67]. По А.А. Малыгину (1995 г.) прогнозные ресурсы золота категории P₁ до глубины 500 м оцениваются в 5 т. По аналогии с объектами Семипалатинского Прииртышья (Суздальское, Мукурская группа, Жанан и др.) здесь возможна рентабельная отработка золотоносных кор выветривания. Месторождение и его фланги на площади

около 100 км² рекомендуются для проведения поисковых работ масштаба 1:10 000 [48,67].

Площадь Кемпир выделяется к северо-западу от участка *Мираж*. Приурочена к зоне сочленения Жананской зоны смятия северо-западного простирания с Кызыл-Адырским меридиональным глубинным разломом и входит в состав Жанан-Боко-Зайсанской золоторудной зоны [31]. Охватывает выходы базальт-андезитовой известково-терригенной формации островодужного типа (C₁V₂₋₃), благоприятной для локализации золотого оруденения. Известны также большие выходы березитизированных гранодиоритов, прорывающих черносланцевую толщу бақырчикского типа (C₂₋₃). Характеризуется прямыми признаками оруденения и аномальными значениями спутников золота – As (0,1-0,5%), Sb (0,08-0,1%), а также ореолами Ni, Cr, Be. В шлихах встречаются знаки золота и киновари. Системой Жананского и Байгузин-Булакского разломов СЗ простирания (300-320°) контролируются линейно вытянутые рудоносные зоны минерализации с прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным оруденением разной формационной принадлежности. Известны многие проявления золота, из которых наиболее значительные Кемпир, Болдыколь, Восточное, Мышьяковое и Сурьянное с золото-мышьяковым и сурьянным оруденением жананского типа. Выделяются также золотоносные зоны минерализации аполиственитового типа среди «золотоматеринской» формации (C₁V₂₋₃) с протрузиями ультрабазитов Горностаевского пояса. Характер минерализации аналогичен суздальскому типу. Прогнозные ресурсы соответствуют среднему месторождению, а характеристики рудоносных зон в корях выветривания и содержания металла сопоставимы с разрабатываемыми месторождениями Жанан, Центральный Мукур и Суздальское.

В зоне окисления фиксируются линейные коры выветривания протяженностью до 6-8 км и шириной до 80-120 м при среднем содержании золота 1,5 г/т. В первичных рудах по скважинам колонкового бурения содержание золота достигает 2-11,6 г/т на мощность от 1 до 3,7 м. Прогнозные ресурсы золота по категории P₂ составляют 10 т, что соответствует среднему месторождению [34]. Геолого-экономическая оценка площади положительная. Ожидается увеличение прогнозных ресурсов золота за счет доизучения флангов и на глубину известных золотопроявлений и минерализованных зон. Соответственно на всей Кедейской площади рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1:10 000.

Аркалыкская площадь охватывает одноименную рудную зону северо-западного направления, ограниченную Байгузин-Булакским и Горностаевским глубинными разломами. На этой площади широко развит олистостромовый комплекс вулканогенно-карбонатно-терригенных пород (C₁V₂₋₃), который по А.М. Мыснику определяется как золотоматеринский [34]. Аркалыкская рудная зона объединяет месторождения и рудопроявления золота Майбулак (Северный Аркалык, Молакудук, Ак-Чоко, Жайма и ряд проявлений, более детально рассмотренных в работе [36,50] (рисунок 72).



1-Четвертичные отложения; 2-вулканогенные образования семейтауской свиты (T_1); 3- граниты жарминского комплекса (P_1); 4-гранит-порфиры кунушского комплекса ($C_3?$); 5- габброиды аргимбайского комплекса (C_{2-3}); 6-моладсовая базальт-андезитовая (C_{2-3}); 7- граувакковая ($C_1 s$); 8-вулcano-карбонатно-терригенная (C_{1V2-3}) и 9- карбонатно-терригенная (D_{2-3}) формации; 10-границы металлогенических зон (I-Западно-Калбинская, II –Чарско-Зимунайская, III- Жарма-Саурская); 11-региональные разломы широтного, 12- меридионального и 13- северо-восточного направления; 14-месторождения золотосульфидно - кварцевой формации; 15-рудопроявления золота, 16-сурьмы, 17-меди и 18-ртути. Использованы материалы И.В. Бегаева, Н.А. Стасенко.

Рисунок 72 - Схема геологического строения Аркалыкской рудной зоны

Месторождение Майбулак выявлено при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 (Веренцов и др., 1971), в дальнейшем изучалось Алтайской ГГЭ (Кудинов и др., 1978), Семипалатинской ГРЭ (Бегаев и др., 1994), ТОО «Чаралтын» (Степанов и др., 2004) и ТОО «ГРК «Топаз» (Соляник, Навозов, 2008). На месторождении развиты вулканогенно-осадочные отложения аркалыкской свиты (C_{1V2-3}), алевролитово-песчаниковые отложения аганактинской свиты (C_{1S}) и дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров салдырминского комплекса (C_3). Золоторудная минерализация представлена кварцевожильным, золото-березитовым и апокарбонатными типами и контролируется зонами разломов в андезитово-базальтах, известняках и дайках гранитоидов. По рудной линзе № 1 запасы золота до глубины 50 м составили 1140 кг при среднем содержании 4,48 г/т (Степанов и др., 2003). Прогнозные ресурсы всего месторождения оцениваются в 3 т.

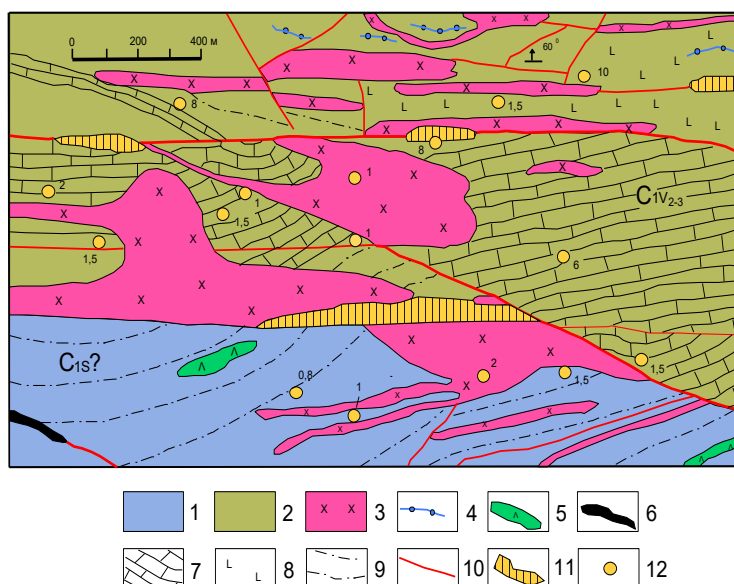
Суздальская площадь выделяется на флангах одноименного золотосульфидно-кварцевого месторождения промышленного значения (эталонного объекта карлинского типа). Рудовмещающими являются морскиетерригенно-карбонатные отложения повышенной углеродистости раннего карбона, накопленные в активной тектонической обстановке. Золотое

оруденение представлено первичными и вторичными (остаточными) рудами в коре выветривания [34,48,50,54].

По данным разведочных работ рудоносные зоны прослеживаются на глубину более 500 м при содержании золота 9 г/т. На месторождении окисленные руды в зоне окисления отработаны по методу кучного выщелачивания. В настоящее время отрабатываются коренные золото-сульфидные руды на основе бактериального выщелачивания. Общие прогнозные ресурсы площади значительные и по данным геологоразведочных работ оцениваются в 40-50 тонн [48,50,54].

Участок Молакудук расположен к юго-востоку от месторождения Майбулак, имеет протяженность около 20 км при ширине 1,5- 4 км и непосредственно примыкает к зоне Байгузин-Булакского глубинного разлома, фиксируемого протрузиями серпентинизированных гипербазитов. Сложен алевролитопесчаниковыми отложениями (аганактинская свита C_{1s}), среди которых отмечаются олистолиты известняков, кремнистых пород и яшмоидов аркалыкской свиты (C_{1v2-3}). Отмечаются также малые интрузии и дайки гранитоидов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров салдыринского комплекса (C_3) (рисунок 73). Минерализация приурочена к линейно-трещинным корам выветривания, развитым на контакте кислых даек с известняками и алевропесчаниками. Оруденение связано с кварцевыми жилами и березитизированными метасоматитами, содержание золота в которых варьирует от 0,1 до 2,5 г/т, редко достигает 40 г/т. Наибольший практический интерес имеют две линзы протяженностью 30-65 м и мощностью 1,8-4,3 м (среднее содержание золота 5,7 г/т) с общими запасами по категории C_2 порядка 240 кг (Князев, 1981) [34,48,50,54].

Анализ материалов по участку Молакудук выявляет рудоконтролирующую роль разрывных нарушений, проявленных на сопряжении Байгузин-Булакского и Знаменского разломов (левосторонние сдвиги по А.Е. Степанову, 1997г.), генетическую связь золоторудной минерализации с дайками средне - основного и умеренно кислого состава. Для золоторудной минерализации благоприятны контакты разнородных осадочных пород, особенно контактовые зоны известняков и гранитоидных даек, фиксируемые кварцитоподобными породами (джаспероидами) с тонкой вкрапленностью пирита. Протяженность оруденения на глубину довольно значительная (более 100м). В связи с плохой обнаженностью изученность участка еще недостаточная. Поэтому участок Молакудук рекомендуется для дальнейшего изучения на стадии поисково-оценочных работ с применением комплекса горных работ (канавы, шурфы, траншеи), поисковых скважин глубиной до 200-300м, геофизических и геохимических методов. Прогнозные ресурсы золота по аналогии с месторождением Жайма только в зоне окисления оцениваются по категории P_2 -2 тонны.



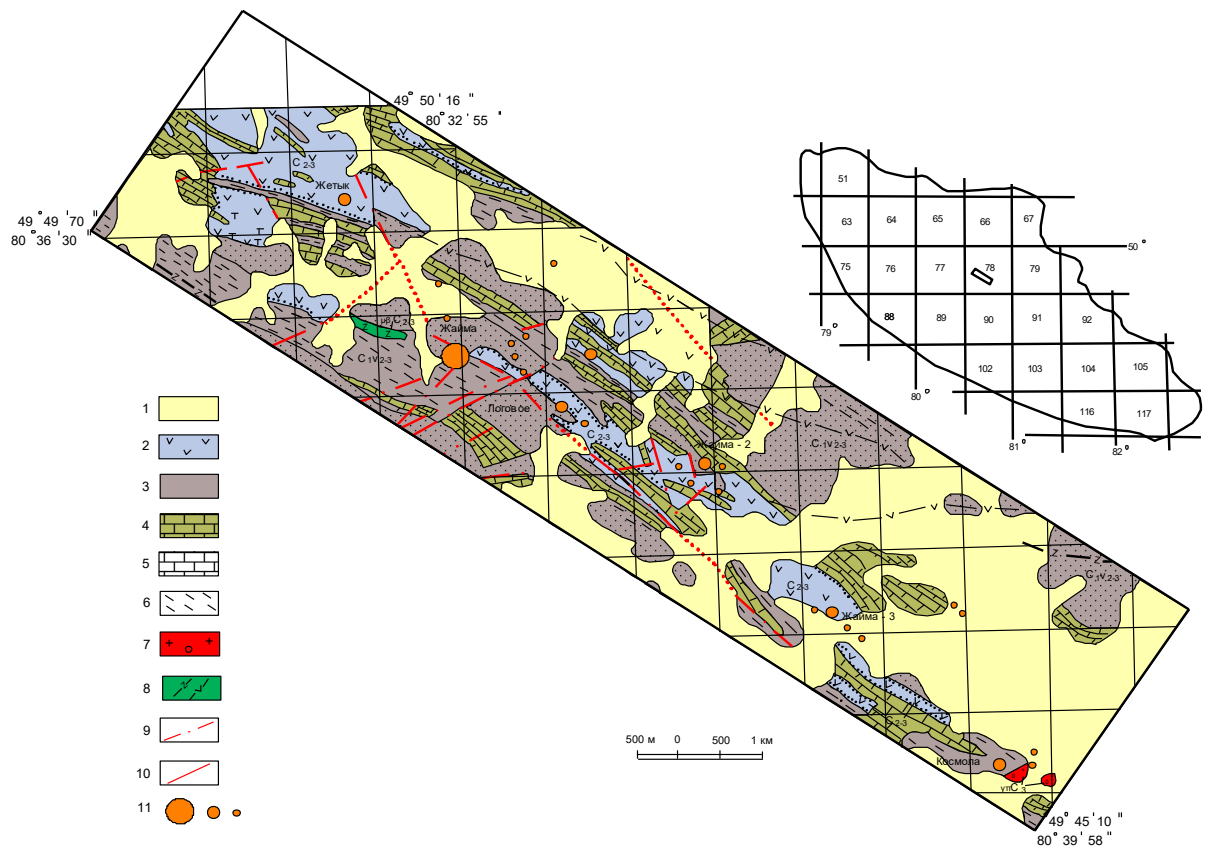
1-граувакковая алеврוליито-песчаниковая (аганактинская свита C_{1s}) и 2- вулканок-карбонатно-терригенная (аркалыкская свита $C_{1V_{2-3}}$) формации; 3-малые интрузии гранитоидов и 4- дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров салдырминского комплекса (C_3); 5-диоритовые порфиры аргимбайского комплекса ($C_{2-3?}$); 6- протрузия гипербазитов докембрийского возраста -; 7- известняки; 8- порфиры; 9- структурные линии; 10 -разломы; 11- зоны сульфидной минерализации; 12 - пробы с аномальным содержанием

золота в скважинах гидротранспорта (г/т). (По материалам И.Г. Тверянкина с уточнениями).

Рисунок 73 – Схематическая геологическая карта рудопроявления Молакудук [50,54]

Месторождение Жайма расположено в 60км к юго-востоку отг. Семипалатинска и в 30км к северо-западу от станции Шар. Выявлено в 1978 году при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50000 (В.П.Кадач и др.), изучалось Д. Я. Кудрявцевым, В.И. Товченко, А.Е. Степановым, В.Н. Майоровым и др. Характеристика месторождения приведена в работе [50,69].

В структурно-тектоническом плане месторождение находится в северо-западной части Зайсанской сутуры, в центральной части субширотного Кызыловско-Серебрянского трансформного разлома, на участке его пересечения с Чарско-Горностаевским разломом. Локализуется в одной из оперяющих разрывных структур. В геологическом строении района принимают участие вулканогенно-осадочные отложения (D_3-C_1), прорванные дайками диабазовых порфиров и субвулканическими телами основного состава (рисунок 74). На поверхности широко развиты площадные коры выветривания, преимущественно каолинит-гидрослюдистого состава переменной мощности (от 1 до 100 и более метров) (рисунки 75,76).



1 – современный отдел, пески, илы, суглинки с дресью (Q); 2 – андезит-базальтовые порфиры и их туфы (С₂₋₃); 3 – нижний отдел, визейский ярус, 4 – известняки, 5 – средне-мелкозернистые песчаники, 6 – алевролиты (С_{1V2-3}); 7 – гранит-порфиры (γтС₃); 8 – дайки среднего и основного состава (μβС₂₋₃); 9-10 – разрывные нарушения (9 – по дешифрованию, 10 – достоверные); 11 – месторождения, рудопроявления и точки минерализации золота

Рисунок 74 – Геологическая карта рудного поля Жайма (по Кудрявцеву Д.Я., Товченко В.И.) [48,50,54]



Рисунок 75– Карьер месторождения Жайма 1 (размер примерно 450×200 метров)



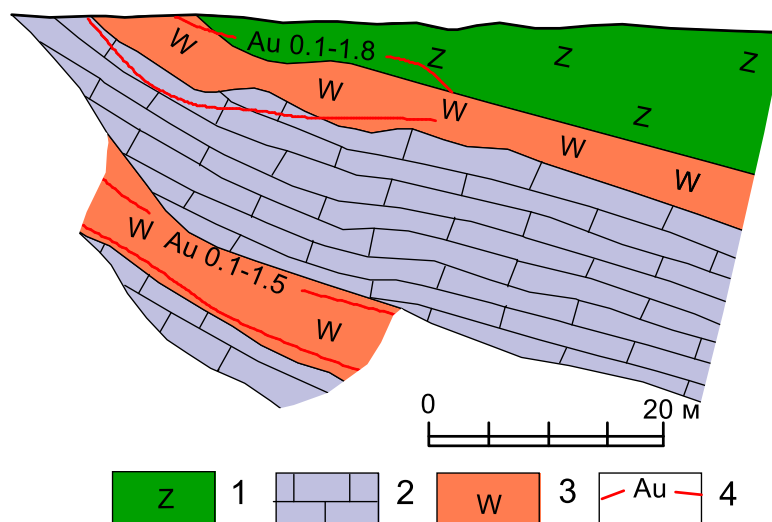
Рисунок 76 – Золотоносные коры выветривания месторождения Жайма

Отмечается меланжированность рудовмещающих отложений, выраженная интенсивным дроблением, брекчированием и будинированием различных горных пород в реликтовых складчатых блоках. Большая часть золоторудной минерализации локализуется в разломах субширотного направления[50,54].

Благоприятные факторы для рудолокализации определяются развитием на месторождении известняков и повышенной карбонатностью вмещающих песчаников и алевролитов, а также горизонтов углисто-глинистых алевролитов аркалыкской свиты. Рудные тела размещаются также в тектонически нарушенной приконтактной части диабазовых порфиритов (рисунок77) [34,50,54].

По морфологическим особенностям рудные тела относятся к минерализованным зонам с весьма неравномерным распределением золота. Практическое значение имеют окисленные золотосодержащие руды в каолинит-гидрослюдистых корах выветривания с содержанием золота от 0,1-1 до 9-24 г/т.

Рудное поле объединяет рудопроявления Жайма-1, Жайма-2, Игл и Логовое. На рудопроявлении Жайма-2 золоторудная минерализация проявлена в 9 рудных линзах кулисообразного распределения. Рудные тела локализованы в кварц-слюдисто-карбонатных метасоматитах, оруденение вкрапленного и прожилкового типа. Золотое оруденение сосредоточено также в олистостромовом комплексе, включающем блоки калькаренитов и базальтов. Зона окисления прослеживается до глубины 50-60м, где проявляются окисленные и смешанные руды. На месторождении практическое значение имеют два типа руд: первичные золото-сульфидные и золотоносные коры выветривания[50,54].



1- диабазовые порфириты, 2 - известняки, 3 -золотоносные джаспероиды, 4 - ореолы золота по данным пневмо-ударного бурения.

Рисунок 77 - Развитие золотоносных джаспероидов на контакте известняков аркалыкской свиты (C_{1V2-3}) и диабазовых порфиритов месторождения Жайма (По В. А. Денисенко, Д. Я. Кудрявцеву, В. Н. Майорову) [50,54]

Первичные золото-сульфидные руды характеризуются прожилково-вкрапленным и массивным обликом, состоят в основном из пирита и арсенопирита (рисунок 78), к нерудным относятся кварц, карбонаты, барит, серицит и другие минералы. На растровом электронном микроскопе в них обнаружены микровключения ильменита, антимонита, сфалерита, монацита и других второстепенных минералов. Золото концентрируется преимущественно в мышьяковистом пирите и арсенопирите, а также возможны его субмикроскопические выделения в свободной форме.



Рисунок 78 – Окварцованный известняк с сульфидными минералами

Выявляется обогащенность измененных известняков и березитизированных даек рудными минералами на макро- и микроуровне; наиболее распространенными являются пирит, арсенопирит, галенит, ильменит, фтор-апатит, пиролюзит и монацит.

Интерес представляют кварц-карбонат-марганцовистые метасоматиты, в которых фиксируются самородное серебро, арсенопирит, монацит, шеелит, манганотанталит и проявлена олово-сурьмяная минерализация (рисунки 79-82). Такое разнообразие сульфидных и редкометалльных минералов отражает, вероятно, стадийность рудообразования и заслуживает более детального изучения вещественного состава руд при доразведке месторождения.

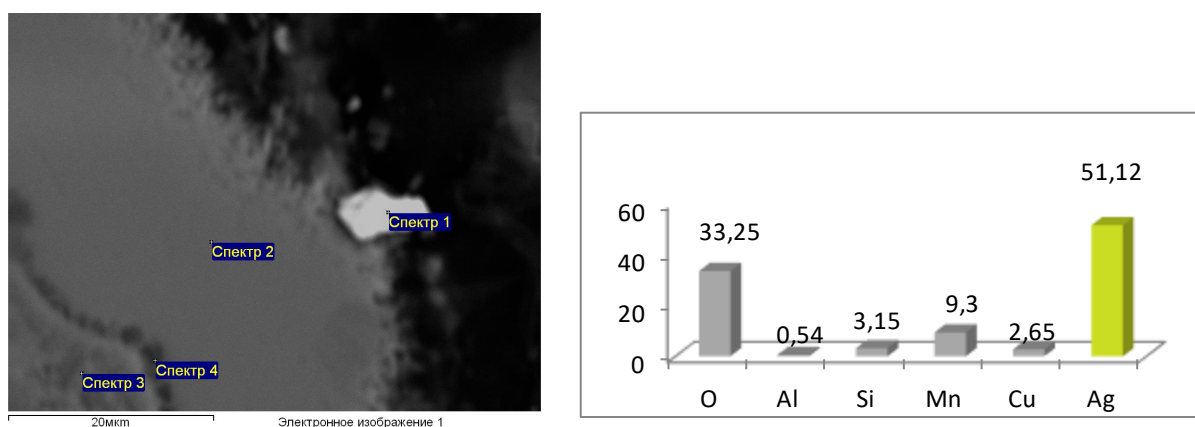


Рисунок 79- Микровключение серебра на границе зерен пиролюзита и кварца. Месторождение Жайма [50,54]

Золотоносные коры выветривания линейно-трещинного типа сформировались по первичным рудоносным породам и имеют общую протяженность более 900 м при ширине 20-80 м. По составу это марганцовистые лимонит-каолиновые образования пестроцветной окраски, содержащие свободное золото (рисунок 83). По данным геолого-разведочных работ среднее содержание Au 1,62 г/т (В.И. Маймин). Кора выветривания обрабатывалась старателями до глубины 17-23 м, а ТОО «Чаралтын» карьерным способом добыто порядка 300 кг золота. Перспективы рудного поля могут быть увеличены за счет доразведки юго-восточного фланга и изучения первичных рудных тел на глубину. По аналогии с другими золоторудными объектами Западной Калбы золоторесурсы Жайминского рудного поля могут составить 3-5 тонн.

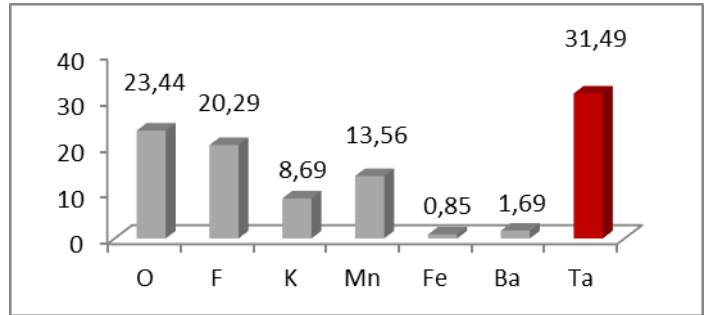
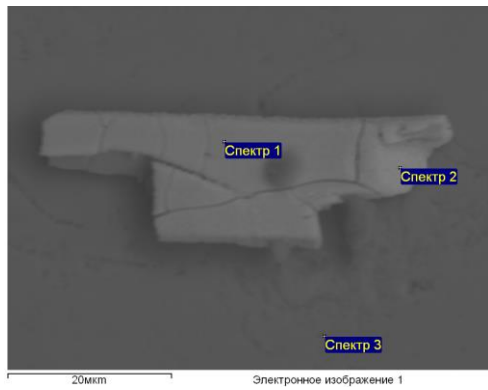


Рисунок 80 – Микровключение фтористого манганотанталита таблитчатой формы в марганцевистой матрице

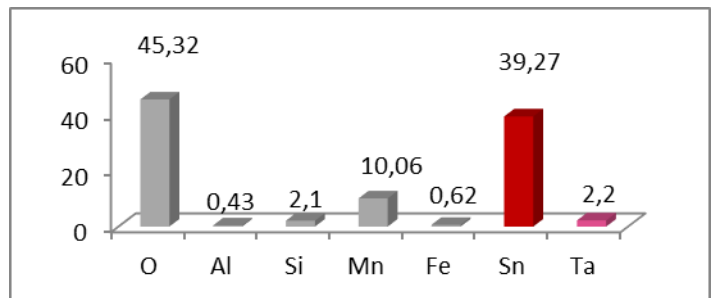
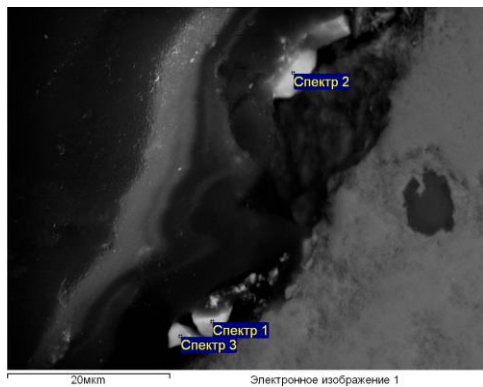


Рисунок 81 – Микровключения танталоносного касситерита в кварцевом прожилке

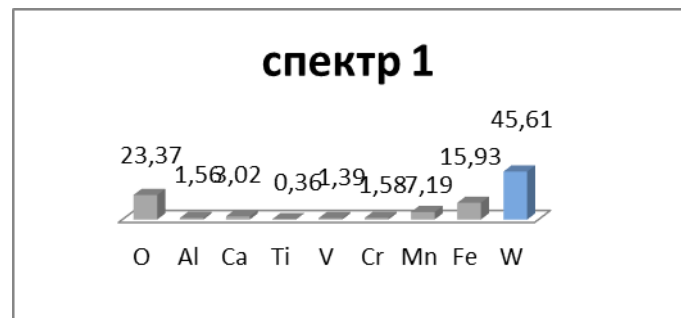
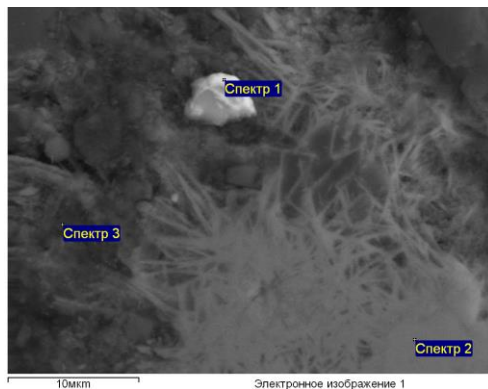
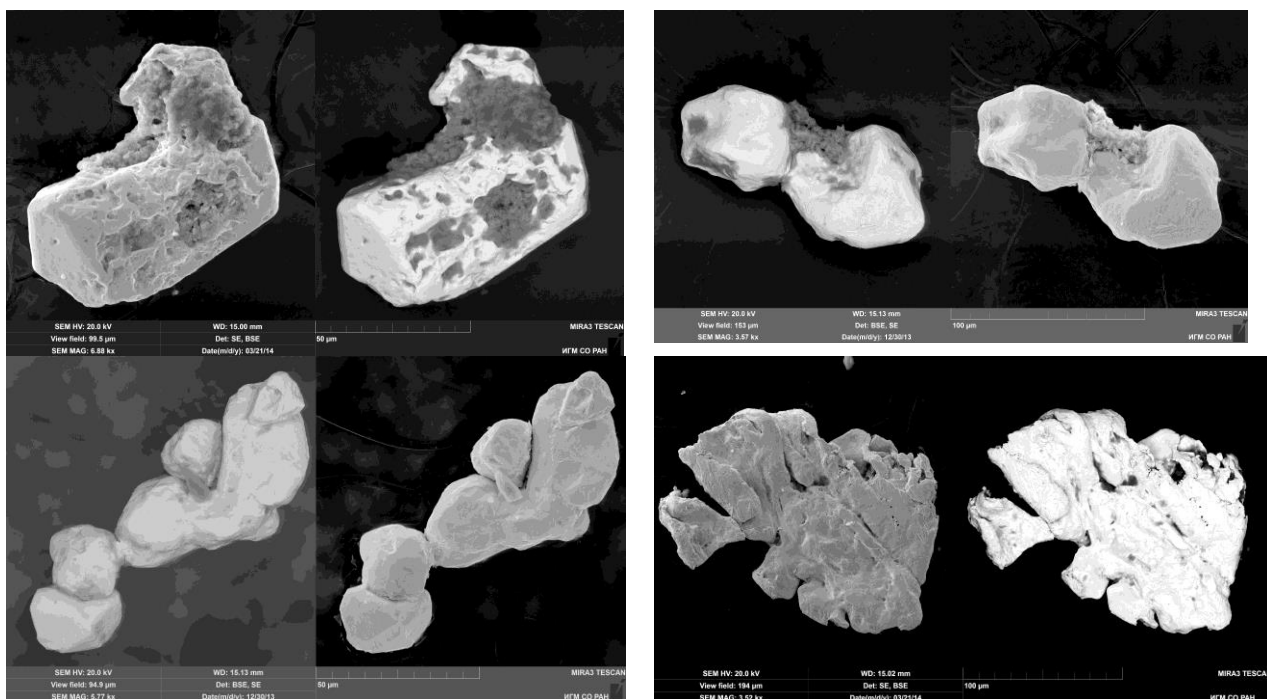


Рисунок 82 – Микровключение шеелита в кварц-псиломелановой матрице



а - призматический кристалл золота; б - октаэдрические кристаллы золота; в - сростки октаэдрических кристаллов золота; в - плоский дендритовидный агрегат золота

Рисунок 83- Микроморфология золота коры выветривания месторождения Жайма. Снято на сканирующем электронном микроскопе в режимах BSE и SE [31]

Северо-Зайсанская площадь прогнозируется на юго-восточном продолжении Западно-Калбинской и Чарской металлогенических зон и в значительной части перекрыта чехлом рыхлых отложений Зайсанской впадины. В металлогеническом плане охватывает фланги Жанан-Боко-Зайсанской золоторудной зоны и по ряду благоприятных признаков является потенциально перспективной на выявление скрытых и погребенных месторождений золота кварцево-жильного и золото-сульфидного типов, в корах выветривания и золото-россыпных. Перспективность площади определяется развитием здесь золотоносных малых интрузий и даек карабирюкского (C_{2-3}), салдырминского и кунушского комплексов, наложенных прогибов и мульд, выполненных терригенными и вулканогенно-осадочными молассами и вулканитами (C_2 и C_{2-3}), обнаружением по геофизическим данным скрытых гранитоидных массивов, активно проявленной разрывной тектоники и прямыми признаками оруденения (Куйган, Актюбе, Карабирюк, Среднее течение р. Курчум и др.). Ожидается обнаружение 1-2 средних месторождений золота с прогнозными ресурсами категории P_3 – 30 тонн. Рекомендуется проведение глубинного минерагенического картирования масштаба 1:50 000.

5.2.2 Западно-Калбинская металлогеническая зона

С учетом изложенных прогнозно-поисковых критериев произведена разбраковка территории Западной Калбы по степени перспективности на

золотое оруденение с использованием материалов предыдущих исследований. Известные здесь золоторудные районы (Мукурский, Бакырчикский, Кулуджунский и Джумбинский) обрамляют с северо-востока Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс, в пределах которых выделяются площади и участки разной степени перспективности [50,54].

Бакырчикская площадь прогнозируется в одноименном рудном районе, который объединяет месторождения Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог, Промежуточное и характеризуется высоким золоторудным потенциалом [70]. По Бакырчикскому рудному полю, оценка прогнозных ресурсов выполнялась разными авторами неоднократно (В.А. Нарсеев, А.М. Мысник, М.С. Рафаилович, Ю.А. Антонов и др.) [34,48,50,54]. Учитывая геолого-геофизические данные о вероятном продолжении оруденения без существенных его изменений до глубины 1000-1500 м, рядом исследователей прогнозные ресурсы золота Бакырчика и Большевика оцениваются до 500 т и более. На месторождении Бакырчик в настоящее время оконтурены только богатые руды со средними содержаниями золота 7-9 г/т. Предполагается, что при понижении средних содержаний до 1,5-2,5 г/т запасы золота могут быть резко увеличены до уровня месторождений Мурунтау и Сухого Лога. Такие представления существенно повышают перспективность рудного поля, однако требуют глубокого технико-экономического обоснования возможности рентабельной отработки бедных труднообогатимых руд.

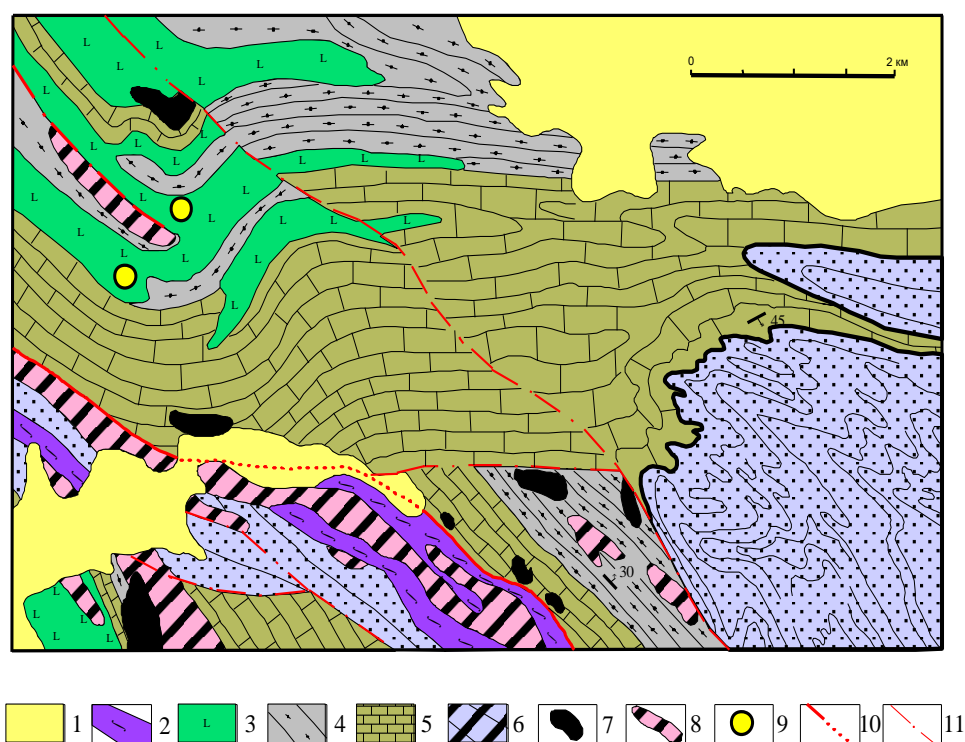
Минерально-сырьевую базу Бакырчикского района составляют, (кроме месторождений Большевик и Бакырчик), составляют фланги Кызыловской зоны, группа месторождений Костобе, Глубокий Лог, Кармен, Сарбас, зона Параллельная и другие. Все эти объекты представлены золотоносными минерализованными зонами бакырчикского типа с золото-мышьяково-углеродистым характером оруденения. Здесь выделяется перспективная площадь с прогнозными ресурсами золота категории P_1 – 115 т [50,70]. Таким образом, общие прогнозные ресурсы золота Бакырчикского рудного района по категории P_1 оцениваются в 420 тонн.

Мукурский рудный район характеризуется многими проявлениями первичного и остаточного золота, из которых наиболее значимыми являются месторождения Жерек, Восточный Семейтау, Центральный Мукур, Тас-Кудук, Восточный Мукур. Они сосредоточены в Мукурской золоторудной зоне среди углеродисто-терригенных отложений C_1 - C_{2-3} в многочисленных зонах надвигов и сопровождающих их разрывов преимущественно северо-западного и близширотного простирания (280 - 330°). Общая протяженность зоны более 60 км при ширине 9-12 км.

В этом районе в прошлые годы выполнен большой объем наземных геолого-геофизических и поисково-оценочных работ с проходкой канав и шурфов, бурением малоглубинных колонковых и пневмоударных скважин, выявлено более 70 рудных тел, которые обрабатываются карьерным способом. Перспективы увеличения золото-ресурсов связываются с опосредованным ранее выявленными, но недостаточно изученными золотоносными зонами. По материалам

геологоразведочных работ прогнозные ресурсы золота в Мукурском рудном районе составляют 48 тонн по категории P_2 , что достаточно обосновано фактическими данными [48,50].

Причарская площадь прогнозируется в юго-западной части Западно-Калбинского пояса, примыкающая к зоне Чарского сутурного шва. Представлена меланжевыми структурами с блоками серпентинитов, базальтовых порфириров и широкими выходами известняков аркалыкской свиты, подверженных гидротермально-метасоматическим изменениям с отдельными рудопроявлениями золота. Площадь вытянута в северо-западном направлении вдоль Чарского глубинного разлома на длину 20 км при ширине от 1 до 4 км. Включает кварцево-жильные проявления золота и ряд минерализованных зон, сформированных на контакте серпентинитов и известняков (рисунок 84).



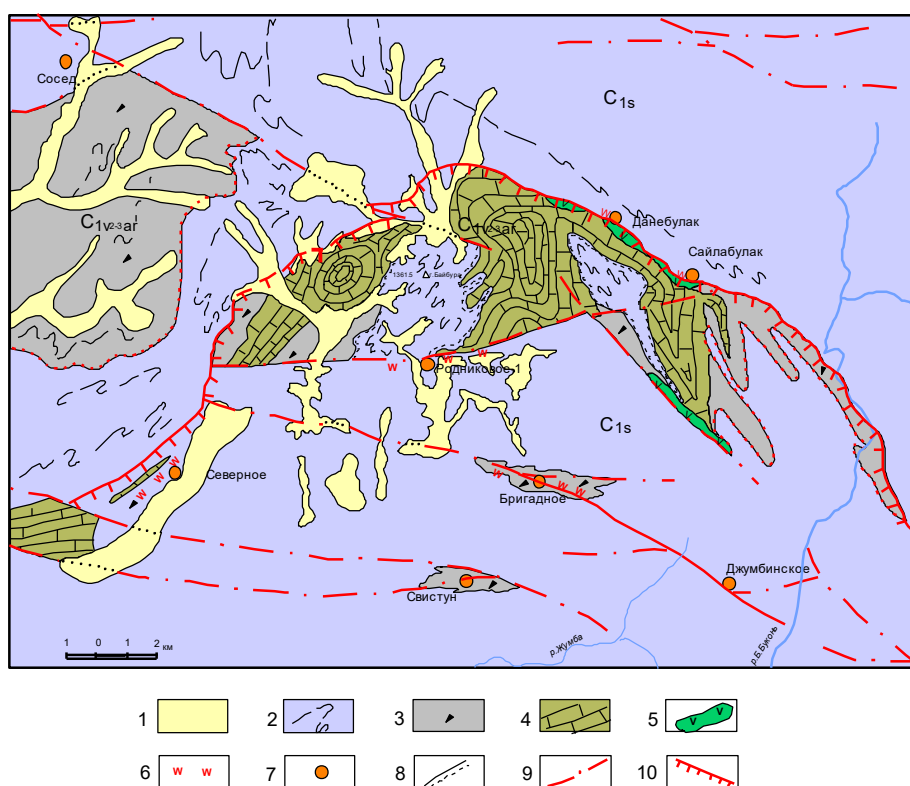
1- рыхлые четвертичные отложения; 2- протрузии серпентинизированных гипербазитов (PR); 3-5 - базальт-андезитовая известняково-терригенная формация C_{1V2-3} (3 - андезитово-базальты, 4 - углисто-глинистые, кремнистые сланцы, 5 - известняки); 6 - граувакковая олистостромовая формация (C_{1S}); 7 - малые интрузии диоритовых порфириров, гранодиорит-порфириров; 8 - зоны гидротермально-измененных пород; 9 - золотопроявления; 10 - глубинный разлом; 11 - мелкие разрывы. Использованы материалы ТУ «Востказгеология»

Рисунок 84 - Геологическое строение Причарской площади

Прогнозные ресурсы золота по аналогии с рудопроявлением Байбура по категории P_2 составляют порядка 5 т. Рекомендуются поисковые работы для оценки зон гидротермально-измененных пород в комплексе геологических, геофизических и геохимических методов. Необходимо составление серии

детальных геологических разрезов с тщательным опробованием брекчированных и окварцованных известняков, известковистых углисто-глинистых сланцев, особенно в контактах с дайками интрузивных пород. Для установления содержаний золота необходимо выполнение современных методов аналитических исследований на микро - и наноуровне.

Площадь Байбура расположен в верховьях р. Б.Букони, в 37 км на юго-восток от с. Базанбай (листы М-44-106-А-В). Пространственно размещается в Кулуджунском рудном районе и приурочена к надвиговой структуре дугообразной формы, сложенной преимущественно известняками аркалыкской свиты (рисунок 85). Рудное поле объединяет ряд рудопроявлений золота (Байбура, Бригадное, Свистун, Данебулак, Сайлабулак, Северное) и марганца (Марганцевый участок).

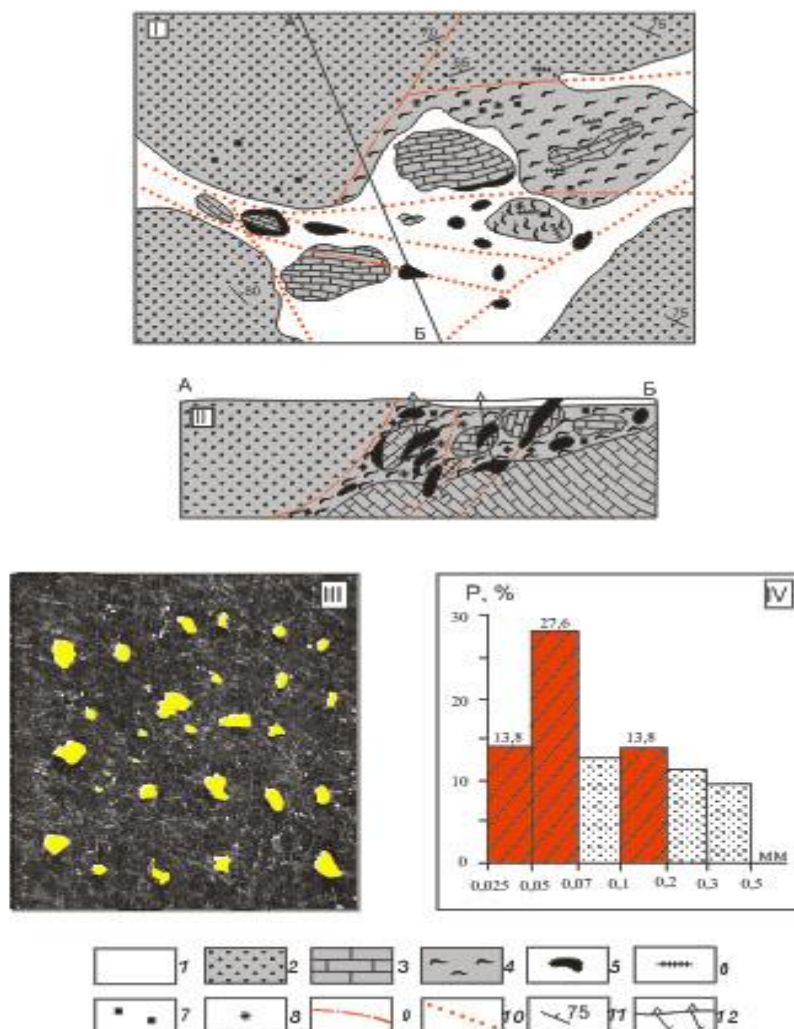


1- четвертичные отложения (Q); 2- гравуаковая алевролитно-песчаниковая формация (аганактинская свита C_{1s}); 3-4 флишиодная углеродисто-известковисто-терригенная формации(аркалыкская свита $C_{1v2-3ar}$): 3- углеродисто-терригенная, 4-; 5-дайки габбро-диабазов; 6- зоны минерализации; 7- рудопроявления золота; 8- граница несогласного залегания; 9- 10 разрывные нарушения : 9- разломы установленные, 10-зона надвига.

Рисунок 85 - Обзорная схема размещения золоторудных объектов на участке Байбура (по В.Н. Майорову, Б.А.Дьячкову)

Рудопроявление *Байбура* относится к нетрадиционному апокарбонатному (джаспероидному) типу золотого оруденения, связанного с гидротермально-метасоматически измененных известняками и по ряду признаков сопоставляются с промышленным Суздальским месторождением [70]. В региональном плане участок Байбура пространственно приурочен к Сенташ-

Курчумскому островодужному поднятию, примыкающему к Теректинскому глубинному разлому. По геолого-геофизическим данным размещается в надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива, что является благоприятным прогнозно-поисковым критерием на выявление золотого оруденения [48,72].



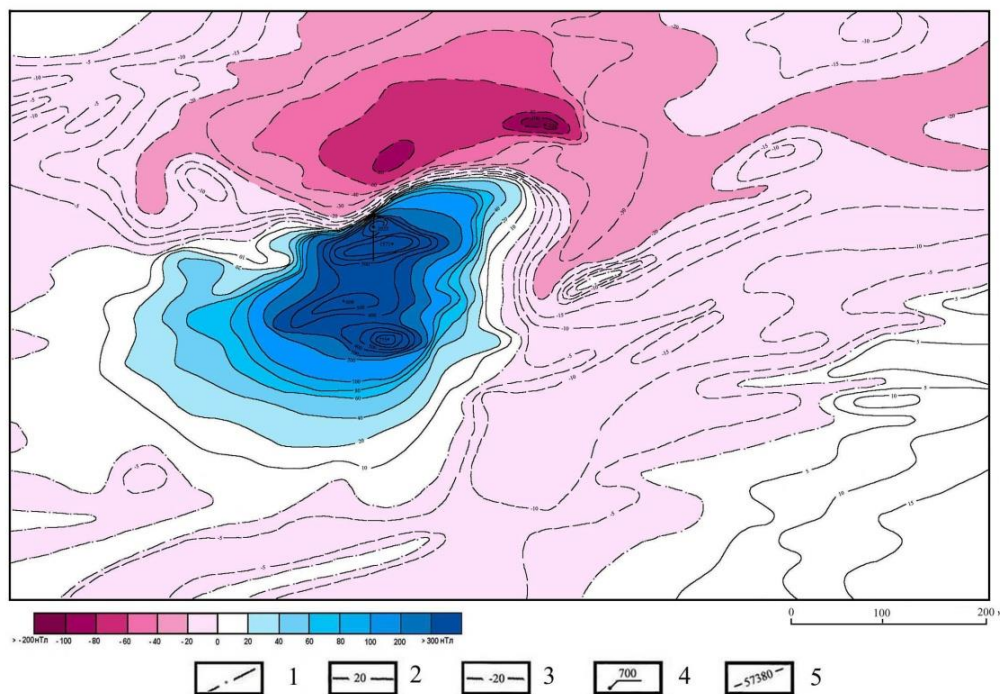
I- схема геологического строения, II - геологический разрез по линии А-Б, III- форма и IV- размерность золотин в протолочках из бурых железняков, (по Б.А. Дьячкову и др., 2009). 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – песчаники аганактинской свиты (C_{1s}); 3-4 – породы аркалыкской свиты (C_{1v2-3}): 3 – известняки, 4 – углисто-глинистые и кремнистые алевролиты; 5 – фрагментарные выходы золотоносных джаспероидов и кварцитоподобных метасоматитов; 6 – кварцевые прожилки; 7 – пиритизация; 8 – обохренность; 9-10 – разломы: 9 – достоверные, 10 – предполагаемые под рыхлыми отложениями; 11 – элементы залегания пород; 12 – скважины

Рисунок 86 - Участок Байбура

Рудовмещающими являются карбонатно-терригенные отложения аркалыкской свиты C_{1v2-3} (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы и известняки), которые в виду плохой обнаженности фиксируются отдельными фрагментарными выходами среди пород аганактинской свиты C_{1s} (массивные

полимиктовые и вулканические песчаники с редкими прослоями известняков). Большая часть площади перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями мощностью от первых метров до десятков метров. Рудоконтролирующие структуры представлены разрывными нарушениями северо-восточного простирания (брекчирование, дробление, окварцевание). В ряде зон проявлены гидротермально-метасоматические изменения пород с образованием золото-карбонатно-сульфидных метасоматитов (рисунок 86).

На участке выполнена высокоточная магниторазведка по сети 100x200 м с детализацией 50x10-5 м (Г.П. Нахтигаль, В.А. Натрусин, В.Н. Казанцев, 1995г.). По результатам этих работ выделена аномальная зона простирания СВ 50-60° (длиной более 1 км и шириной до 250 м), в центральной части которой локализуются аномалии высокой интенсивности 775-2250 нТл, отвечающие зонам гидротермально-измененных пород с повышенной золотоносностью и магнетитовой минерализацией (рисунок 87).

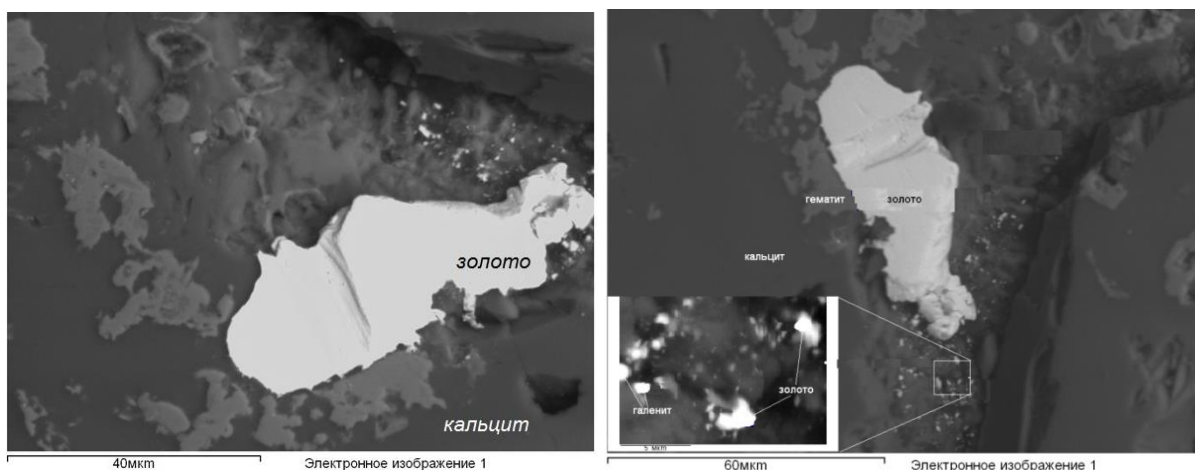


1-3 – изолинии аномального магнитного поля (1 – нулевые, 2 – положительные, 3 – отрицательные); 4 – экстремальные значения магнитного поля; 5 – линии нормального магнитного поля

Рисунок 87 – Карта магнитных аномалий участка Родниковый

Золотоносными являются выходы бурых железняков, скарноидов и кварцитоподобных метасоматитов, обогащенных сульфидными минералами. Они имеют пеструю окраску (бурые, красные, черные и серые в участках окварцевания), содержат большое количество гнезд и прожилков окисленных сульфидов (пирита, магнетита, гематита и др.) и тонких кварцевых прожилков с гнездами лимонита. Отмечаются также пирит-серицит-кварцевые и кварцитоподобные метасоматиты с пустотками выщелачивания сульфидов,

среди которых обнаружено самородное золото, видимое и установленное на растровом микроскопе (рисунок 88).



На врезке показан увеличенный участок рудной минерализации

Рисунок 88 - РЭМ-изображения самородного золота в рудах рудопроявления Байбура. (Обр. Т. А. Ойцевой, аналитик А.В. Русакова)

В рудах отмечаются также микрозерна других минералов (самородное серебро, арсенопирит, антимонит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, вольфрамит и др.).

По результатам опробования золото имеет крайне неравномерное распределение (0,1935,5 г/т), и легко обогащается гравитационными и флотационными методами. На данном участке ожидается выявление промышленного золоторудного объекта с легко обогатимыми рудами, которые по аналогии с известными месторождениями (Суздальское, Жайма, Долоносай и др.) могут рентабельно обрабатываться. Оценка прогнозных ресурсов золота до глубины 100 м и в среднем содержании 3г/т составляет по категории P_2 порядка 5 тонн. Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ.

Рассматриваемые рудопроявления сопоставляются с другими золоторудными объектами Западной Калбы (Жайма, Мариновское, Свистун, Байбура, многие зоны минерализации), пространственно приуроченные к гидротермально-метасоматически измененным вулкано-карбонатно-терригенным отложениям аркалыкской свиты островодужного типа. Последняя представляет собой базовую рудовмещающую формацию изучаемого региона с весьма значительными золоторесурсами. Указанные объекты относятся к перспективному суздальскому типу золотого оруденения (в зонах брекчирования, меланжирования и надвигов), практически еще слабо изучены и рекомендуются для дальнейшей оценки. По аналогии с Суздальским месторождением, перспективной Мариновской площадью и участком Байбура здесь ожидается обнаружение золоторудного объекта с прогнозными ресурсами золота по категории P_2 до 10 тонн.

Кулуджунская площадь характеризуется золото-кварцевым типом оруденения, представленного золотоносными зонами минерализации в

тектонически нарушенных алевролитопесчаных отложениях аганактинской свиты (C_{1s}). Переоценка перспектив Кулуджунского месторождения произведена ПГО «Востказгеология» (1988 г.) с оценкой прогнозных ресурсов золота по категории P₂ до глубины 300-350 м-15 т. Наиболее перспективными являются фланги Ретивенской и Александровской тектонических зон, на которые рекомендуется постановка детальных поисково-оценочных работ [34,50].

Джумбинская площадь по данным предыдущих работ [34,48,50] рекомендуется для переоценки золоторудных кварцевых жил и зон с золото-арсенопирит-пиритовой минерализацией, локализованных в надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива (зоны Южные). Соответственно в Джумбинском рудном поле ресурсы золота оценены до глубины 300 м (при среднем содержании 6,5 г/т) и составляют по категории P₂ -15 т.

Акжал-Боконьская площадь прогнозируется в центральной части Жана-Боко-Зайсанской золоторудной зоны, на юго-восточном продолжении Восточно-Казахстанского золоторудного пояса. Пространственно размещается на границе Чарской и Жарма-Саурской металлогенических зон и контролируется Байгузин-Булакским глубинным разломом. Объединяет известные месторождения Акжал, Токум и Васильевское с кварцево-жильным оруденением и типа штокверковых зон. Перспективы связываются с оценкой кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного оруденения на флангах и глубоких горизонтах известных рудных полей, с учетом работ Г.П. Харьковской (1988 г.), В.В. Масленикова и др. (1988 г.). Прогнозные ресурсы золота оценены по категории P₁-45 т (при среднем содержании 5,5 г/т) и категории P₂ – 30 т (при среднем содержании 5,5 г/т). Рассматриваемая площадь представляется одной из наиболее перспективных Восточного Казахстана и рекомендуется для постановки поисково-оценочных работ I очереди.

Изложенные материалы показывают, что в Чарско-Горностаевском поясе, кроме Co-Ni оруденения, широко проявлена ртутная и золото-ртутная минерализация в виде мелких месторождений, рудопроявлений, точек минерализации и геохимических ореолов, в изучении которых большой вклад внес Ю.Б. Генкин. Известные рудные объекты (Кызыл-Чар, Веро-Чар, Тиес и др.) контролируются системой разрывных нарушений Чарско-Горностаевского глубинного разлома и пространственно размещаются в тектонически нарушенных серпентинитах, порфиритах и известняках аркалыкской свиты [72,74]. Месторождения и рудопроявления изучены в основном с поверхности или на небольшую глубину (первые десятки метров) и пока не имеют практического значения. Однако, в связи с новыми данными о перспективности сутурных и шовных зон в других регионах Казахстана и зарубежных стран, целесообразно продолжить оценку рудоносности Чарско-Горностаевского сутурного шва на стадии глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000. В результате этих работ ожидается переоценка перспектив Чарской зоны на Cr, Cu, Ni, Co (Pt) и золото – ртутное [72,74].

Таким образом, на основе анализа закономерностей формирования и размещения геологических и рудоносных структур Восточно-Казахстанского региона определяется рудоконцентрирующая роль Зайсанской коллизионной зоны сочленения Казахской и Сибирской литосферных плит, в которой сосредоточены главные геолого-промышленные типы золоторудных месторождений и локализован Чарско-Горностаевский сутурный шов серпентинизированных гипербазитов с кобальт-никелевыми объектами в остаточных корках выветривания мезозойского цикла тектогенеза. Отмечается сходная региональная северо-западная позиция указанных рудных поясов и металлогенических зон, подчеркивается их пространственная сближенность и значительная протяженность, что является ведущим региональным фактором контроля кобальт-никелевых и золоторудных месторождений и рекомендуется учитывать при постановке глубинного геологического картирования (ГГК-200) и поисковых работ на территории Семипалатинского Прииртышья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В соответствии с современными теоретическими представлениями о саморазвитии Земли от гадейского времени (4,5 млрд.лет) и палеогеодинамическими реконструкциями [6,7,33,72], восстанавливаются циклично-направленное развитие геологических структур Восточного Казахстана, сформированных в различных геодинамических режимах и обстановках от докембрийского цикла до четвертичного времени включительно. Основные геологические структуры региона (Рудный Алтай, Калба, Жарма-Саур и другие) размещаются в Центрально-Азиатском подвижном поясе и сформировались в герцинский цикл в процессе коллизии Казахской и Сибирской континентальных литосферных плит и деградации Иртыш-Зайсанского палеобассейна (части палеоазиатского океана) [6-9,33,65,72]. Область сочленения Континентальных окраин соответствует Зайсанской сутурной зоне, объединяющей в современном виде Чарскую и Западно-Калбинскую тектонические зоны.

2. Уточнены особенности геологического строения и металлогении Чарско-Горностаевского офиолитового пояса, развитого в осевой части Зайсанской сутурной зоны. В тектоническом плане – это сутурный шов, фиксируемый протрузиями серпентинизированных гипербазитов Чарского комплекса (PR?), зонами лиственитов, бирбиритов и надвигово-меланжевыми структурами. Характеризуется полициклической металлогенией с образованием в гипербазитах первичных руд (Cr, Ni, Co, Cu), с последующим проявлением в стадию герцинской коллизии золото-лиственитового и золото-ртутного оруденения метаморфогенно-гидротермального типа (месторождение Веро-Чар и др.), а в киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза образованием остаточных месторождений силикатных кобальт-никелевых руд (Горностаевское, Белогорское и др.).

На основе анализа региональных геолого-геофизических материалов (с использованием данных Г.П. Нахтигала) выполнена реконструкция офиолитового пояса в постколлизивной (орогенной) геодинамической обстановке, отражающая горизонтальное смещение Горностаевской ветви к западу (с амплитудой до 25 км) по Семипалатинско-Лениногорскому широтному глубинному разлому и ее подворот в меридиональном направлении. Симметричный подворот имеет и северо-западный фланг Теректинского глубинного разлома с протрузиями гипербазитов, что вероятно, объясняется воздействием надвига со стороны Иртышской зоны смятия. Указанные офиолитовые пояса в зонах Чарско-Горностаевского и Теректинского глубинных разломов фиксируют общее северо-западное направление геологических структур Большого Алтая.

3. Уточнены геологические условия формирования месторождений никеленосных кор выветривания Семипалатинского Прииртышья, которые образовались в киммерийский цикл тектогенеза по тектонически нарушенным серпентинизированным ультраосновным породам в благоприятных

геоморфологических условиях. Определена рудоконтролирующая роль Белогорского широтного разлома в размещении Чарской группы силикатных кобальт-никелевых месторождений (Букорское, Северное, Чарское и др.). Никеленосные коры пространственно приурочены к первичным рудоносным зонам, контролируются разрывной тектоникой и по морфологии относятся преимущественно к линейно-трещинному типу. В вертикальной зональной колонне кор выветривания наиболее продуктивной является нонтронитовая зона (средняя мощность 8,6 м), в составе которой главными рудными минералами являются нонтронит, керолит, псиломелан, асболан и магнезит, при содержании Ni от 0,5 до 6,76 %, Co – сотые доли процента. По этим показателям месторождения Восточного Казахстана сближаются с подобными объектами других стран (Урал, Индонезия, Куба и др.).

4. По результатам масс-спектрометрического анализа (на 72 элемента) впервые получена новая информация о составе и характере распределения химических элементов в различных типах кор выветривания и вмещающих породах Белогорского месторождения. Установлено преобладание во всех породах редких земель легкой группы. Особое значение имеет выявление в охристо-кремнистой коры повышенных содержаний Au, Ag, Sb и весовых значений Pt, Pd, Hf. Самородное золото зафиксировано также на растровом электронном микроскопе. Выявленные повышенные содержания благородных и сопутствующих элементов свидетельствуют о потенциальной золотоносности изучаемых кор выветривания и повышают перспективность месторождений с возможностью попутного извлечения золота и серебра.

5. В металлогеническом плане по комплексу геолого-геофизических данных обосновывается пространственная совмещенность Чарско-Горностаевского никеленосного пояса и Восточно-казахстанского золоторудного пояса на основании размещения известных золотоносных структур и месторождений (Мукурской, Суздальской, Бакырчикской, Жанан-Боко-Зайсанской и других) на юго-западном и северо-восточном обрамлении офиолитового пояса, вдоль его простирания. Учитывая, что на ряде золоторудных месторождений (Мираж, Маралиха и др.) отмечаются пластины серпентинизированных гипербазитов, выявленная закономерность рассматривается в качестве поискового признака на золотое оруденение и рекомендуется учитывать при постановке глубинного геологического картирования и поисковых работ на северо-западном фланге Чарско-Горностаевского пояса.

6. На основе разработанных прогнозно-поисковых признаков и критериев существенно расширяются перспективы Чарско-Горностаевского пояса на выявление новых месторождений силикатных Co-Ni месторождений в корах выветривания и сопутствующих золоторудных объектов бакырчикского, суздальского и других типов на основе разработанных научно-практических рекомендаций на проведение глубинного геологического картирования резервных полузакрытых и закрытых территорий (ГГК-200), доизучения флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей и месторождений и

комплексного использования минерального сырья при разработке месторождений. Практическая реализация рекомендаций будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы для планируемого завода по переработке кобальт-никелевых руд и улучшению экономики республики Казахстан.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Составление сводной карты кор выветривания Восточного Казахстана с проявлениями полезных ископаемых в них масштаба 1: 200 000 (Восточно-Казахстанская область)/ Фонды ТОО «АГЭИ»: рук. Мысник А.М.; исполн.: Бочкова О.И., Кравченко М.М., Евтушенко О.П.- Усть-Каменогорск, 2003.- 225 с.
- 2 Тажибаева П.Т., Пономарев Д.В. Кора выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. - Алма-Ата: Наука, 1980.-203с.
- 3 Киселев А.Л. Золотоносные коры выветривания Казахстана. – Алматы, 2000. – 113 с.
- 4 Закономерности формирования, металлогения, прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан). // Отчет закл. Исполнители: Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Амралинова Б.Б. 2015.
- 5 Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А. Никеленосные коры выветривания Чарско-Горностаевского офиолитового пояса Восточного Казахстана. // Материалы XV Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь, 2015 г
- 6 Большой Алтай (геология и металлогения). Кн.1. Геологическое строение. – Алматы. Ғылым, 1998.-304с.
- 7 Большой Алтай (геология и металлогения). Кн.2. Металлогения. – Алматы. РИО ВАК РК, 2000.-400с.
- 8 Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конф. – Усть-Каменогорск, 2010.-254с.
- 9 Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: - Алма – Ата.- 407стр.
- 10 Дьячков Б.А., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. и др. Геология и металлогения сутурных зон Большого Алтая и оценка их перспектив // Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: матер. межд. конф. – Усть-Каменогорск, - 2010. - С.30-31.
- 11 Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Матер. Российско-Казахстанского научн. Совещ.) Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012.-85 с.
- 12 Сапаргалиев Е.М., Дьячков Б.А., Полянский Н.В. и др. Геодинамические обстановки и эволюция рудообразования в рудных поясах Большого Алтая // Рудогенез. Матер. междун. конф. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, - 2008. - С.267-270.
- 13 Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Я. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геол. И геофиз. - 1994. - № 7-8. - С.8-29.

14 Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая: (в пределах территории Казахстана и Китая).- Алматы: Ғылым, 1997-288 с.

15 Геодинамика формирования подвижных поясов Земли // Материалы межд. Науч. Конф. - Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2007. - 402с.

16 Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование // Отв. Ред. Н.П.Юшкин, В.Н. Сазонов: Сборник научных трудов. - Екатеринбург: ИГТ УРО РАН, 2007.-949с.

17 Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Металлогеническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией // Геол. и геофиз. - 1994. - № 7-8. - С.252-269.

18 ЩербаГ.Н., ДьячковБ.А., НахтигальГ.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984.- 240 с.

19 Chekalin V.M., Dyachkov B.A. Rudny Altai base-metal belt: localization of massive sulfide mineralization // Geology of Ore Deposits, 2013, Vol. 55. No 6. Pp/ 438-454.

20 Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Майорова Н.П., Усыпенко О.Н. Металлогения и прогнозная оценка сутурной зоны Большого Алтая // Современные проблемы металлогении. Материалы науч. конф., посвященной 90-летию академика Абдулаева Х.М. – Ташкент: Фан, 2002. - С.138-139.

21 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Глубинное строение золоторудных поясов, вмещающих суперкрупные месторождения (Западно-Калбинский пояс, Казахстан) // Мат. межд. конф. «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых». Узбекистан, Ташкент, 1-4 ноября. Ташкент, - 2006. - С.69-75.

22 Рафаилович М.С., Шевкунов А.Г., Колоскова С.М., Ежков Ю.Б. Вольфрам как индикатор крупных месторождений золота в черносланцевых толщах.

23 Рафаилович М.С., Дьячков Б.А. Геолого-структурная позиция, прогнозно-поисковая модель месторождения золота Суздальское (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. Геологии и технических наук, 2012. №6. С.45-61.

24 Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Черненко З.И., Матайбаева И.Е.//Закономерности формирования рудоносных структур Большого Алтая (Восточный Казахстан) // Материалы третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения» 29 марта-1 апреля 2016, г. Новосибирск, Россия. С. 73-75.

25 Беспаяев Х.А., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Мукаева А.Е. Особенности металлогении Западно-Калбинского золоторудного пояса//Изв. НАН РК. Серия геологии и технических наук.-2013.-№5 -С. 13-20.

26 Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М. ГЕОС, 2000. С. 204-224.

27 Жаутиков Т.М. Металлогения и эволюционная направленность рудного процесса на месторождениях золота Казахстана // Матер. всерос. конф. «Самородное золото, типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. - 2010. Том I. - С.193-195.

28 Майоров В.Н., Дьячков Б.А. К вопросу геолого-структурных особенностей золотого оруденения Южного Алтая/Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: материалы междунар. конф. – Усть-Каменогорск, 2010.- С.190-191.

29 Беспяев Х.А., Любецкий В.Д., Любецкая Л.Д., Ужкенов Б.С. Золоторудные пояса Казахстана. Глубинное строение, геодинамика развития, глубинные факторы локализации оруденения). - Алматы, 2008. – 284с.

30 Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М. и др. Глубинное строение, металлогения и оценка минеральных ресурсов Восточного Казахстана // Известия НАН РК, Сер. Геол. - 2007. №3. - С.28-40.

31 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоген. Алма-Ата: Наука, - 1976.-200с.

32 Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., Недра, 1972. – 212 с.

33 Dyachkov V.A., Kuzmina O.N., Zimanovskaya N.A., Amralinova V.B. Ni – weathering crust of East Kazakhstan./ Materials of International Scientific and Practical Conference “Green economy is the future of humanity” 24, 25th of May 2014. ISBN 978-601-208-369-9. Ust-Kamenogorsk. Part V. p. 1331-1343.

34 Выявление закономерностей рудообразования в рудных поясах Восточного Казахстана с выделением продуктивных минералогических уровней и структур, перспективных на обнаружение месторождений цветных, благородных, редких металлов и нерудных полезных ископаемых. Отчет по теме. Кн.1-184 с., Кн. 2-280 с. Усть-Каменогорск-Алматы, 2008. Фонды ТОО «АГЭИ».

35 Дьячков Б.А., Майорова Н.П. Черненко З.И. Золотоносные структуры Восточного Казахстана // Золото северного обрамления Пацифика. II Междунар. Горно-геологический форум. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, - 2011. - С.94-95.

36 Дьячков Б.А., Черненко З.И., Майорова Н.П., Мизерная М.А., Кузьмина О.Н. Геологические условия формирования и размещения золоторудных месторождений апокарбонатного типа Восточного Казахстана. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2011.-136 с.

37 Ужкенов Б.С., Федоренко О.А., Смирнов А.В. и др. Сутурные зоны и крупные месторождения Центральной Евразии: геологическая позиция, металлогеническая специализация, критерии прогноза и поисков // рудные провинции Центральной Азии. Алматы: «КазГЕО», - 2008.-371с.

38 Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений, 2009, том 51, №3. - С.222-238.

39 Огородников В.Н., Сазанов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Науч. Издание / Отв. ред. Каратеев В.А. – Екатеринбург: Изд. ИГиГ УРО РАН-УГГУ, 2007. – 187 с.

40 Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана: Монография – Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013. – 206 с.

41 Майоров В.Н., Майорова Н.П. Некоторые аспекты Чарского офиолитового пояса // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Матер. межд. конф. XII чтения памяти А.Н.Заварицкого. Екатеринбург, - 2006. - С.48-50.

42 Офиолиты (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука, 1981. – 180 с.

43 Сеитов Н.С. Геодинамическая модель формирования палеозойских офиолитовых зон Казахстана/ Науки о Земле в Казахстане. Алматы «КазГЕО», 2008. С.65-72.

44 Геология СССР.М, 1967, 1974.т.41 Восточный Казахстан. Ч.1 и 2. 467и 396 с.

45 Бакырчик (Геология, геохимия, оруденение): отв. ред. Нарсеев В.А. - М.: ЦНИИГРИ, 2001.-174с.

46 Конников Э.Г. Лопатников В.В., Дьячков Б.А. Верхнепалеозойская вулcano-плутоническая формация Южного Алтая и связь с ней золотого оруденения / Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. ОНТИ КазИМС. Алма-Ата, 1969. С. 54-57.

47 Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н., Бочкова О.И., Кравченко М. М. Типы месторождений кор выветривания Восточного Казахстана// Вестник ВКГТУ, 2005, № 4. С.- 6-12.

48 Металлогенические системы Казахстана: предпосылки образования, пространственная структура, процессы формирования и закономерности размещения рудных объектов/ Мыслик А.М., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Отчет по теме. Усть-Каменогорск-Алматы, 2002.-552 с. Фонды ТОО «АГЭИ».

49 Золоторудные месторождения типа карлин – критерии их выявления/ Справочники «Металл, руда, золотоносные месторождения». – 8 с.

50 Кузьмина О.Н. Геология, минералогия и условия формирования золото-сульфидного оруденения Восточного Казахстана (на примере байбуринского и жайминского рудных полей): дис. ... к.г.-м.н.: 25.00.11.- Новосибирск: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН). (PhD 2015).

51 Щерба Г.Н. Курчумское месторождение талька и брейнерита//Вестн. АН Каз ССР. -1959. -№9.-С.50-52.

52 Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования) Екатеринбург, 1993 – 620 с.

53 Металлогения и перспективные оценки минеральных ресурсов Большого Алтая в свете геолого-генетических моделей /Дьячков Б.А., Мысник А.М., Стучевский Н.И. и др. –Усть-Каменогорск, 2000.-94с. Фонды ТОО «АГЭИ».

54 Металлогенический анализ рудоносных структур и перспективная оценка минеральных ресурсов Восточного Казахстана / Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М. и др. Отчет по теме (заключительный). Усть-Каменогорск-Алматы, 2005. Фонды ТОО «АГЭИ».

55 Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Казахстан. Кокшетау, 2002.

56 Обобщение и анализ материалов по редкометалльному оруденению Калбы и пограничной части Жарма-Саурской зоны для уточнения направления работ. Отчет по теме за 1978-1981 гг./ Дьячков Б.А., Воронцов И.Н., Майорова Н.П., Бочкова О.И. _ Усть-Каменогорск, 1981.-299с. Фонды АО ИГН.

57 Перспективы золотоносности Калбы и Северного Призайсая с целью разработки рекомендаций по ускоренной оценке и вовлечению в эксплуатацию коренных и россыпных проявлений золота/ Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Хохлов П.И., Бочкова О.И. и др. Отчет по теме. –Усть-Каменогорск, 1997.-153 с. Фонды АО ИГН.

58 Акылбеков С.А., Ужкенов Б.С., Щелчков Е.М. Резервы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Казахстана, // Геология Казахстана. - Алматы, 2008. - С.121-125.

59 Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов. Монография-Алматы, КазНТУ. 2014.-452 с.

60 Байбатша А.Б., Кулкашев Н.Т., Дюсембаева К.Ш., Бекботаева А.А. О моделях образования и промышленных типах месторождений золота/ Вестник КазНТУ. 2011.

61 Дьячков Б.А., Мизерная М.А. Майорова Н.П. Металлогения геологических структур Восточного Казахстана в системе Центрально-Азиатского подвижного пояса // Вестник ВКГТУ, 2009,- №2. - С.31-38. Бегетнев С.В. Золотоносные джаспероиды Ауэрбаховского рудного узла и их поисковое значение. Автореферат дисс. Канд. Геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1999. – 9 с.

62 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. К проблеме поиска и оценки нового нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана // Руды и металлы, 2009. - №3. - С.11-21.

63 Суспицын Н.В. Ахметов К.С. Сульфидное медно-никелевое оруденение Горностаевского массива ультраосновных пород. В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата. 1968.

64 P.V. Yermolov. Geodynamic model of the Chara mélange. Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. МГК -34. Книга «Доклады геологов стран Центральной Азии»– Алматы: Казахстанское общество «КазГео», 2012.

65 Дьячков Б.А., Черненко З.И., Кузьмина О.Н., Мизерная М.А., Зимановская Н.А., Амралинова Б.Б. //Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана//Монография. ББК 33.33 ISBN978-601-208-380-4, ВКГТУ. - Усть-Каменогорск, 2015. - 204 с.

66 P.V. Yermolov. Geodynamic model of Ertis shear zone: evidence from isotopic geology. Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. МГК -34. Книга «Доклады геологов стран Центральной Азии» – Алматы: Казахстанское общество «КазГео», 2012.

67 Малыгин А.А., Дьячков Б.А. Золоторудные пояса Восточного Казахстана и их прогнозная оценка // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета. Усть-Каменогорск: Изд-во ВКГТУ, - 2000г. №3. - С.6-10.

68 Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А. Геолого-геофизические критерии прогноза рудоносных структур Восточного Казахстана. // Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» 20–23 апреля 2016 г., г. Томск, Россия. С. 19-22.

69 Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А. и др. Золото-сульфидное месторождение Жайма (Восточный Казахстан): геологическое строение и генетические особенности оруденения // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. – Новосибирск, Россия. Новосибирск, Изд-во СОРАН, 2014. С.79-81.

70 Нарсеев В.А., Рафаилович В.С., Дьячков Б.А. Золоторудный потенциал Казахстана // Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана (Материалы Международного Симпозиума). – Алматы, 2014. С. 10-22.

71 Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. Основные критерии и предпосылки для поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2013. № 6. С.54-64.

72 Dyachkov B, Amralinova B et al. // Laws of Formation and Criteria for Predicting Nickel Content In Weathering Crusts of East Kazakhstan// Journal of the Geological Society of India. Volume 89, Issue 5, May, 2017. P. 605-609.

73 Никелевые руды/ Золото Урала. uralgold.ru/wiki. 2012.-4с.

74 Провести научное обоснование региональных и локальных критериев прогноза и поиска новых золоторудных месторождений апокарбонатного типа в рудоносных структурах Западной Калбы и Чарской зоны (заключительный) / Фонды ТОО «АГЭИ»: рук. Дьячков Б.А. - Усть-Каменогорск, 2011. - 146 с.