

Карагандинский Технический Университет

УДК 553.493 (574.3)

На правах рукописи

КОПОБАЕВА АЙМАН НЫГМЕТОВНА

Исследование закономерностей распределения редких элементов (Be, W, Mo) в горных породах Центрального Казахстана

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты
доктор геолого-минералогических наук,
доцент

В.И. Серых

доктор технических наук,
профессор,
В.С. Портнов

доктор PhD,
А.В. Долгополова
(Лондон)

Республика Казахстан
Караганда, 2020

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
1 КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	10
1.1 Положение Центрального Казахстана в глобальных структурах.....	10
1.2 Тектоническое районирование Центрального Казахстана.....	11
1.2.1 Каледонская складчатая область.....	13
1.2.2 Герцинская складчатая система.....	14
1.2.3 Зоны тектоно-магматической активизации.....	16
2 СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ.....	18
2.1 Прикладные геохимические исследования.....	18
2.2 Специальные геохимические исследования.....	19
2.3 Современное состояние геохимических исследований.....	20
3 ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОХИМИИ ВЕ, МО, W И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	22
3.1 Общие сведения.....	22
3.2 История создания кларковых систем.....	23
3.3 Основные черты методики создания системы породных кларков Центрального Казахстана.....	25
3.4 Геохимия Ве и его распределение в горных породах Центрального Казахстана.....	35
3.4.1 Распределение Ве в магматических горных породах.....	35
3.4.2 Распределение Ве в осадочных и метаморфических горных породах..	40
3.5 Геохимия Мо и его распределение в горных породах Центрального Казахстана.....	44
3.5.1 Распределение Мо в магматических горных породах Центрального Казахстана.....	45
3.5.2 Распределение Мо в осадочных и метаморфических горных породах Центрального Казахстана.....	47
3.6 Геохимия W и его распределение в горных породах.....	50
4 ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (ВЕ, W, МО) В ГОРНЫХ ПОРОДАХ.....	59
4.1 Общие положения.....	59
4.2 Факторы, контролирующие распределение Ве.....	60
4.3 Факторы распределения Мо.....	71
4.4 Условия, определяющие распределение W.....	85
5 ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА.....	89
5.1 Общие положения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана.....	89

5.2 Закономерности размещения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана.....	111
5.2.1 Магматический контроль оруденения.....	113
5.2.1.1 Генетические связи с магматизмом Си-Мо-порфирового оруденения.....	113
5.2.1.2 Генетические связи редкометалльных месторождений с магматизмом.....	113
5.2.2 Распределение оруденения во времени.....	115
5.2.3 Структурный контроль месторождений.....	119
6 О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.....	121
6.1 Методика построения геохимических карт коренных пород.....	121
6.1.1 Моноэлементные геохимические карты в изолиниях содержаний металлов.....	122
6.1.2 Геохимическая карта нового типа – карта в изолиниях кларк-концентраций.....	122
6.2 Литохимические ореолы как главный массовый поисковый признак рудных месторождений.....	123
6.2.1 Основные методические приемы использования литохимических ореолов для целей прогнозирования.....	123
6.2.1.1 Сбор информации о литохимических ореолах.....	124
6.2.1.2 Определение природы литохимических ореолов.....	125
6.3 Методика прогнозирования рудных месторождений.....	125
6.3.1 Краткий обзор рудоконтролирующих факторов.....	125
6.3.2 Процедура прогноза на базе геохимических данных.....	128
6.4 Построение геохимических карт и прогнозирование.....	129
6.4.1 Результаты исследований на площади листа М-43-А.....	131
6.4.1.1 Краткий геолого-металлогенический очерк.....	131
6.4.1.2 Геохимические карты.....	134
6.4.1.3 Результаты прогнозирования.....	139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	141
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	145
ПРИЛОЖЕНИЕ А – Акт внедрения.....	165

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ТМА	– Тектоно-магматическая Активизация
ВПП	– Вулкано-Плутонический Пояс
ГК	– Геологическая Карта
ЦКГУ	– Центрально-Казахстанское Геологическое Управление
ГМК-200	– Геолого-минералогическое картирование масштаба 1:200000
ГДП-200	– Геологическое доизучение площадей масштаба 1:200000
ГГК-200	– Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200000
IONEX	– стандарт файлов по технологии Global Ionospheric Map (концепция прогноза и поисков рудных объектов на основе технологии картирования полей концентрации элементов)
МПФ	– метод подвижных форм
МДЦКН	– Межрегиональный Департамент «ЦентрКазнедра»
СНГ	– Содружество Независимых Государств
ПГО	– Производственное Геологическое Объединение
ЦКПГО	– Центрально-Казахстанское Производственное Геологическое Объединение
ИС	– индекс соответствия
СЭС	– полуколичественная эмиссионная спектрофотометрия
СВ	– северо-восток
СЗ	– северо-запад
РУ	– рудный узел
УМ	– узел минерализации
kk	– кларк концентрации

ВВЕДЕНИЕ

Казахстан – является одной из крупнейших редкометалльных провинций мира, в недрах которой сосредоточены значительные запасы вольфрама, молибдена, бериллия и многих других металлов. Ценность месторождений минерального сырья Казахстана создают не только главные компоненты, но и целый ряд редких и рассеянных элементов, попутное извлечение которых возможно при комплексной переработке руд.

В последние годы повысился спрос на редкие металлы, в связи, с чем возникает необходимость систематизации геологических материалов. Интерес сырьевого рынка к редким металлам, свидетельствует о том, что огромный потенциал Казахстана привлекает внимание недропользователей и он становится востребован. Центральный Казахстан – это уникальная металлогеническая провинция, которая известна в мире своим огромным количеством полезных ископаемых, и в первую очередь, месторождениями редких металлов – W, Mo, Be, Bi, Sn.

По распространенности в земной коре Be, Mo, W имеют низкие, в тоже время, близкие по значению кларковые содержания, характеризующиеся схожим геохимическим поведением и генетически тесно связаны между собой в месторождениях редких металлов штокверкового и грейзенового типа. Металлы, относящиеся к месторождениям редких металлов, образуют как собственные, так и комплексные месторождения.

В Центральном Казахстане имеется ряд крупных редкометалльных месторождений со значительными запасами, таких как Верхнее Кайракты, Коктенколь, Южный Жаур, Жанет, Акчатау и другие, в которых главными рудными элементами являются W, Mo, Be.

Геохимические методы – один из наиболее широко используемых способов поисков полезных ископаемых во всем мире. Это объясняется как их высокой результативностью, так и универсальностью в отношении самых различных геологических обстановок. Практически любое полезное ископаемое сопровождается ореолами основного элемента и элементов-спутников в различных природных средах (геосферах) и может быть обнаружено геохимическими методами поисков. Наиболее объективная информация о первичном оруденении содержится во вторичных литохимических ореолах рассеяния, которые образуются в процессе разрушения месторождений и их первичных ореолов. Магматогенные месторождения редких металлов всегда сопровождаются ореолами главных элементов (Sn, W, F, Be, Bi) как в рудоносных гранитоидах, так и вмещающих породах, что позволяет обнаружить месторождение, даже в том случае, если оно не выходит на уровень эрозионной поверхности. Для грейзеновых и альбититовых месторождений Ta, Be и W характерны первичные ореолы главных (W, Be) и сопутствующих (Li, Rb, Cs, F, Be, Sn, Nb, Pb) элементов. Первичные ореолы на гидротермальных месторождениях фтора образуют сам F и сопутствующие элементы, как Ba, Mo, Pb, Zn, Ag, As, Be, Y, Yb, Sr. Li. На собственно редкометалльных

гидротермальных месторождениях образуются ореолы основных элементов W, Mo, Be, W, Mo, Be, Bi, Sn.

Актуальность диссертационной работы. Одной из главных задач геологических исследований является расширение минерально-сырьевой базы страны, включая редкометалльные месторождения (Be, Mo, W и др.). Восстановление конкурентноспособности редкометалльных месторождений является важнейшей стратегической задачей, в этой связи началось освоение месторождения Сырымбет, проводится ревизия и переоценка ряда других месторождений. В этих новых условиях возрождается научный интерес к геохимии и металлогении редких элементов. Достоверные данные о распределении редких элементов Be, W, Mo в горных породах Центрального Казахстана дадут возможность, в первую очередь, детально изучить закономерности распределения редкометалльных месторождений, которых в регионе насчитывается около сотни, в том числе и уникальных по запасам.

Первый Президент Республики Казахстан Н.А. Назарбаев в своем послании народу Казахстана (от 31 января 2017 года) ставит перед геологией новые большие задачи в области методов прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Министерство экологии, геологии и природных ресурсов РК подготовило и опубликовало концепцию Государственной программы геологической разведки на 2021-2025 годы, целью которой является формирование условий для устойчивого восполнения, развития и поддержки конкурентноспособности минерально-сырьевой базы. Основные задачи Госпрограммы являются:

- обеспечение геологической изученности территории Казахстана;
- восполнение минерально-сырьевой базы (прирост запасов полезных ископаемых);
- научное-исследовательское обеспечение геологического изучения недр;
- автоматизация и цифровизация геологической отрасли.

Одним из путей повышения эффективности поисково-разведочных работ является разработка геохимических критериев и поисковых признаков. В этом аспекте территория Центрального Казахстана является крупным объектом для изучения и проведения различных работ, направленных на поиски новых месторождений. С использованием достоверного прогноза распределения редких элементов Be, W, Mo в горных породах Центрального Казахстана позволяет детально изучить геологические закономерности и найти новые промышленно-значимые месторождения, что является предметом исследований диссертационной работы.

Целью исследований является изучение геохимии Be, Mo, W для разработки методики прогнозирования редкометалльных месторождений с использованием наиболее массовых поисковых признаков – литохимических аномалий.

Идейно-методическая новизна, научная значимость. Существующий ныне метод выявления рудной природы литохимических ореолов это их прямая горно-геологическая оценка. Он и сейчас остается самым надежным, но является дорогостоящим и длительным, при том, что тысячи литохимических

аномалий все ещё ждут своей оценки. Разработанная методика прогнозирования редкометалльных месторождений позволяет, при сравнительно небольших затратах и в короткий срок вовлечь все известные первичные и вторичные геохимические ореолы в проверку с использованием разработанных геохимических карт – карты в абсолютных содержаниях и геохимической карты нового типа – карта в изолиниях кларк-концентраций.

Задачи исследования:

- установить закономерности распределения кларков Be, Mo и W в геологических формациях с целью выявления среди них геохимически специализированных, потенциально рудоносных;
- изучить влияния различных геологических факторов и установить особенности распределения Be, Mo и W в породах Центрального Казахстана;
- разработать методику построения геохимических карт нового типа – изолиний кларк-концентраций;
- разработать методику оценки потенциально рудной и безрудной природы литохимических аномалий и на её основе выявить наиболее перспективные площади.

Начная новизна:

1. Установлены закономерности распределения региональных кларков Be, Mo, W в зависимости от состава горных пород Центрального Казахстана (по 168 видов пород), характеризующиеся корреляционными связями с петрогенными компонентами, что дало возможность выявить геохимически специализированные, потенциально рудоносные породы.

2. Методика построения геохимических карт нового типа – карт изолиний кларк-концентраций элементов в коренных породах, которая позволяет углубить исследования в области геохимии геологических процессов породо- и рудообразования, геохимическом районировании территории и определении геохимической специализации подавляющего большинства геологических тел региона.

3. Методика разделения литохимических аномалий на потенциально рудные и безрудные, позволяющая рекомендовать рудные аномалии для правоведения геолого-разведочных работ на предмет обнаружения рудопроявлений промышленного типа.

Практическая значимость. Методика разбраковки литохимических аномалий на потенциально рудные и безрудные будет использована для проведения прогнозно-поисковых работ на редкометалльные месторождения Центрального Казахстана. Впервые обоснована целесообразность использования региональных кларков для отдельных элементов, в частности для Be, расхождения которого в региональных и мировых кларках составляет в среднем 2-3 г/т, кларки Mo и W Центрального Казахстана превышают значения мировых кларков, что дает возможность более детально разделить и выделить литохимические аномалии на эти элементы.

Конечным результатом исследований являются установленные закономерности распределения элементов (Be, Mo, W) в горных породах Центрального Казахстана и их оценки статистик; результаты апробированной

методики прогнозирования редкометалльных месторождений, которые приведены на листе М-43-А, охватывающие часть территории Центрального Казахстана.

В качестве базы основных поисковых признаков в работе использованы непроверенные литохимические ореолы – зоны преимущественно повышенных содержаний металлов в почвах. Таких ореолов в регионе – тысячи, но далеко не все они имеют рудную природу. Главным инструментом разбраковки литохимических аномалий на перспективные в отношении обнаружения оруденения и безрудные являются геохимические карты коренных пород и, в первую очередь, разработанная геохимическая карта нового типа – карта в изолиниях кларк-концентраций, которая впервые создана в Центральном Казахстане по результатам исследований. В конечном итоге в мировой геохимической практике впервые была создана система региональных породных кларков крупного региона, базирующаяся на результатах исследований 15 000 составных проб, приготовленных из 400 000 первичных проб для 168 видов коренных пород (Глухан И.В. и Серых В.И., 2003).

Личный вклад автора. Состоял в сборе, обработке, систематизации, обобщении и интерпретации фактического материала; в проведении полевых работ с отбором образцов для дальнейших аналитических исследований; в обосновании актуальности научно-исследовательской работы; в изучении геохимии редких элементов; в установлении закономерностей распределения элементов в горных породах; разработке методики прогнозирования редкометалльных месторождений на основе совместного анализа литохимических аномалий, геохимических карт в изолиниях и кларк-концентраций, а также составление прогнозной карты на листе М-43-А.

Защищаемые научные положения

1. Центральный Казахстан является существенно молибденовой провинцией. Повышенными содержаниями Мо по сравнению с кларком земной коры характеризуются подавляющее большинство типов горных пород Центрального Казахстана.

2. Закономерности распределения региональных кларков Be, Mo и W в горных породах Центрального Казахстана, позволившие выделить геохимически специализированные, потенциально рудоносные породы: кварцевые сиениты субщелочные калиевые, щелочные кварцевые сиениты K-Na, субграниты, лейкограниты, щелочно-полевошпатовые лейкограниты, аляскиты лейкогранитовые, щелочные аляскиты.

3. Методика разбраковки литохимических аномалий на потенциально рудные и безрудные на основе геохимических критериев и геохимических карт в изолиниях содержаний и кларк-концентраций.

Апробация. Основные положения диссертационной работы докладывались: на III международной конференции «Науки о Земле: вчера, сегодня, завтра» (Санкт-Петербург, 2017); на XXII Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных (Томск, 2018, 2019); на XXXV Международной конференции «Магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов» (Москва, 2018); на

Международной научной конференции «Актуальные научные исследования в современном мире» (Переяслав-Хмельницкий, 2018); на Международных научно-практических конференциях «Сагиновские чтения» (Караганда 2017, 2018); на республиканской студенческой научной конференции «Вклад молодежной науки в реализацию Стратегии «Казахстан-2050» (Караганда 2019); на Международный научно-практической конференции «Бекжановские чтения» (Алматы 2019).

В период с 7 апреля по 21 апреля 2018 года была пройдена научная стажировка в CERCAMS, Музей Истории Естествознания Отдел Науки о Земле в г. Лондон, Великобритания, под руководством старшего научного сотрудника, доктора PhD Долгополовой А.В. За время прохождения научной стажировки участвовала в научном семинаре ведущих ученых Музея Истории Естествознания. Получен сертификат об успешном прохождении научной стажировки.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 16 научных трудах, 4 из которых, в изданиях, рекомендованных Комитетом по контролю в сфере образования и науки МОН РК, 9 – в трудах казахстанских и зарубежных международных конференций и 3 статьи, входящие в базу Scopus и Clarivate Analytics. Результаты исследования внедрены в практику геологоразведочных организаций МД «Центрказнедра» и ТОО «GeoТес» (Приложение А).

Вместе с этим результаты работы внедрены в учебный процесс для проведения лекционных и практических занятий по дисциплине «Комплексирование современных методов прогнозирования и поисков месторождений» на кафедре «Геология и горное дело», ВКГТУ им. Серикбаева (Приложение А).

Структура и объем диссертации. Диссертация изложена на 164 страницах компьютерного набора и состоит из введения, шести разделов, заключения и списка использованных источников, включающего 286 наименований. Диссертация иллюстрирована 62 рисунками и 19 таблицами.

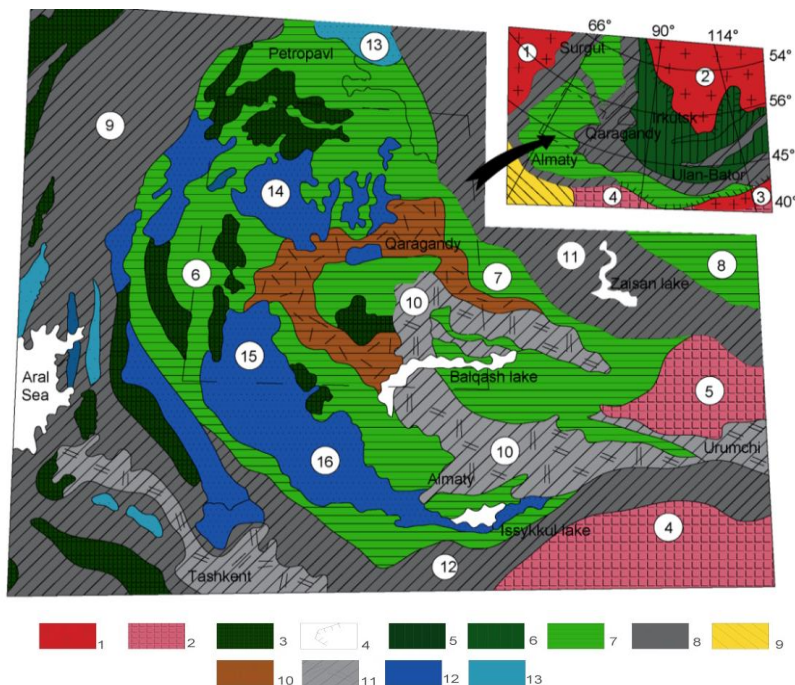
Благодарности. Данная работа была выполнена благодаря рекомендациям научных консультантов: д.г.-м.н. Серых Вячеслава Ивановича и д.т.н., заведующего кафедрой «Геология и разведка МПИ» Портнова Василия Сергеевича, которым диссертант выражает глубокую признательность за продуктивные консультации и рекомендации по выполнению диссертационной работы, а также автор выражает благодарность зарубежному консультанту – доктору PhD, старшему научному сотруднику научного центра CERCAMS, Музея Естественной истории Долгополовой Алле Владимировне за ее консультации и ценные советы во время работы над диссертацией и прохождения стажировки. Кроме того, автор благодарит профессора, доктора PhD, директора CERCAMS Раймара Зелтмана в организации и прохождении научной стажировки, за консультации, идеи и рекомендации при проведении исследовательских работ.

1 КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В геологическом отношении территория Центрального Казахстана включает области каледонской и герцинской консолидации с очень сложной тектонической зональностью и широким распространением магматических пород.

1.1 Положение Центрального Казахстана в глобальных структурах

Центральный Казахстан охватывает западную часть Урало-Монгольского складчатого пояса (самый крупный структурный элемент континентальной коры в пределах Казахстана), который представляет собой палеозойскую геосинклинально-складчатую область, формирование началось с протерозоя на разных возрастных его уровнях в различных секторах пояса (рисунок 1.1.1).



1 – раннедокембрийские платформы; 2 – посткарельские платформенные массивы; 3 – докембрийские массивы, переработанные палеозойскими тектоническими движениями; структуры Урало-Монгольского складчатого пояса: 4 – границы пояса; 5 – байкалиды; 6 – салаириды; 7 – каледониды; 8 – герциниды; 9 – альпиды; вулcano-плутонические пояса: 10 – Центрально-Казахстанский (девонский); 11 – Балхаш-Илийский (позднепалеозойский); 12 – наложенные мульды на складчатом каледонском фундаменте; 13 – наложенные герцинские мульды. Номера на карте: платформы: 1 – Восточно-Европейская; 2 – Сибирская; 3 – Корейско-Китайская; платформенные массивы: 4 – Таримский; 5 – Жунгарский; каледонские складчатые пояса: 6 – Кокчетав-Северо-Тяньшанский; 7 – Чингизский; 8 – Алтае-Саянский; герцинские складчатые пояса: 9 – Уральский; 10 – Жунгаро-Балхашский; 11 – Иртыш-Зайсанский; 12 – Южно-Тяньшанский; впадины: 13 – Тобольская; 14 – Тенизская; 15 – Жезказганская; 16 – Чуйская

Рисунок 1.1.1 – Тектоническая позиция Центрального Казахстана в глобальных структурах – Glukhan, Serykh, 1996

Примечание - Компьютерная обработка Копобаева А.Н., 2018

Центральная часть Урало-Монгольского пояса на территории Казахстана включает большое количество блоков докембрийских пород в виде поднятых или погруженных массивов протяженностью десятки и сотни километров (Улытауский, Атасу-Моинтинский, Сарысу-Тенизский, Ерементауский, Кокшетауский). Предполагают [1, 2] преобладание континентального докембрийского фундамента в палеозоидах.

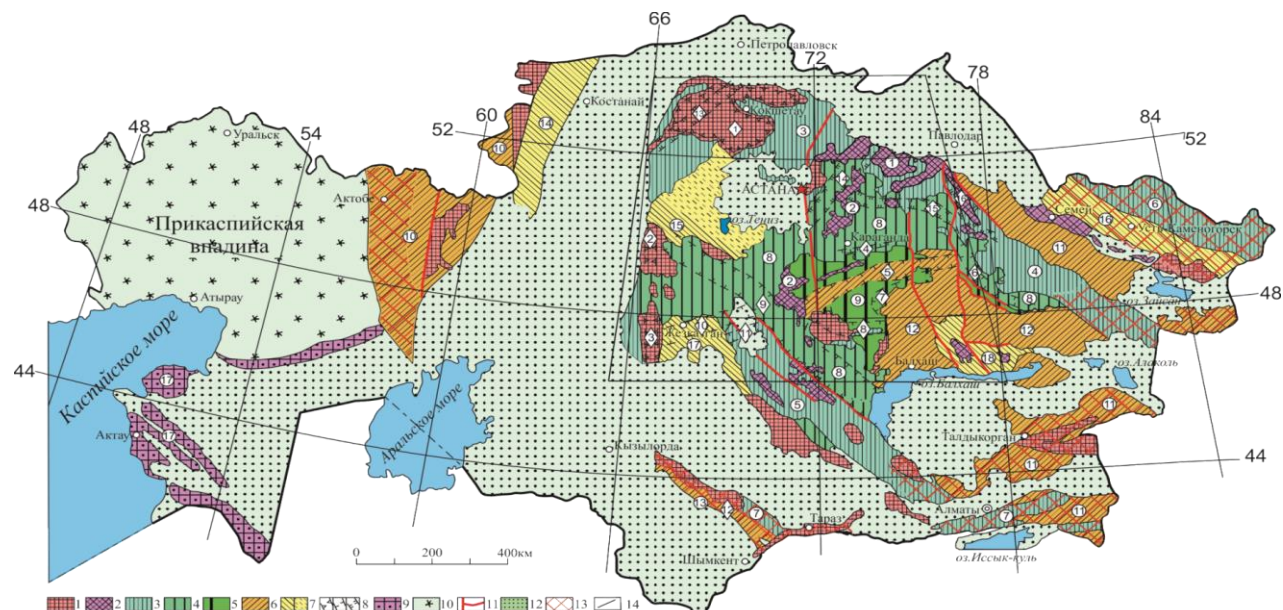
Казахстан и прежде всего, его центральная часть располагается в области перехода от субширотного (в современных координатах) Монголо-Тянь-Шаньского сегмента пояса к меридиональному Уральскому. В генерализованном виде сочетание южных субширотных структур с уходящими к северу субмеридиональными отражает систему планетарных расколов, разделивших рифейскую Пангею на Восточно-Европейскую, Сибирскую и Катазиатскую платформы-материки.

В течение палеозоя и частично в мезозое-кайнозое, происходили горизонтальные смещения: продольно- и поперечно-сдвиговые, надвиговые, последовательно усложнявшие исходное положение подвижных зон и возникавших по ходу развития тектонических структур. Наиболее выразительные наложенные деформации связаны с продольными сдвигами, распространявшимися с востока на запад и принимавшими затем северное направление. Сосредоточение сдвиговых деформаций происходило в Центрально-Казахстанской и Алтае-Саянской областях. Здесь возникли сигмоидальные изгибы, сопровождаемые сдвигами, надвигами, образующими упорядоченную систему разрывных и складчатых нарушений.

В итоге к концу палеозоя-началу мезозоя Центральный Казахстан, как область резкого «перелома» субширотных структур на северо-северо-западные, приобрел тектоническое строение в виде сочетания изменяющих простирание блоков. Подобное строение принято относить к типу "мозаичных" структур.

1.2 Тектоническое районирование Центрального Казахстана

Приведена схема тектонического районирования Центрального Казахстана (рисунок 1.2.1) [3]. На схеме изображены все складчатые системы и зоны ТМА, которые вкратце характеризуются ниже.



1 – выступы докембрийского (карельского) фундамента; 2 – салаирские: Бозшакольская – 1, Ерейментау-Бурубайтальский рифт – 2 и др.; 3 – раннекаледонские: Степнякская – 3, Чингиз-Тарбагатайская – 4, Чу-Балхашская – 5, Алтае-Саянская – 6, Северо-Тянь-Шаньская – 7; 4 – среднекаледонские: Центрально-Казахстанская – 8; 5 – позднекаледонские: Жамансарысуйская – 9; 6 – раннегерцинские: Уральская – 10, Зайсанская – 11, Джунгаро-Балхашская – 12, Каратау-Срединно-Тянь-Шаньская – 13; 7 – позднегерцинские: Валерьяновская – 14, Южно-Тенизская – 15, Калбинская – 16, Жезказганская – 17, Саянская – 18; 8 – резонансные зоны ТМА. *Номера в ромбиках*: каледонские: Кокшетауская – 1, Арганатинская – 2, Улытауская – 3; раннегерцинские: Спасская – 4, Успенская – 5, Южно-Чингизская – 6, Восточно-Жамансарысуйская – 7, Акбастау-Акжальская – 8, Жаильма-Караобинская – 9, Уйтас-Жезказганская – 10, Кенжебай-Жаманайбатская – 11, Каратауская – 12; позднегерцинские: Чаглинская – 13, Койтасская – 14, Баянаульская – 15, Тлеумбетская – 16; 9 – раннекиммерийская складчатая система: Мангышлакская – 17; 10 – Прикаспийская впадина; 11 – главные разломы; 12 – эпигерцинский платформенный чехол; 13 – области альпийской тектонической активизации; 14 – граница Центрального Казахстана

Рисунок 1.2.1 – Схема тектонического районирования Казахстана

Примечание – В схеме использован комплексный системный подход, учитывающий возраст четырех главных реперных событий в развитии складчатых систем – время заложения геосинклинали и возраст главной складчатости, возраст орогенной и посторогенной плутонических серий

1.2.1 Каледонская складчатая область

Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы характеризуются каледонской складчатостью, тогда как Жонгаро-Балхашская складчатая система является результатом герцинской фазы складчатости. Пограничной зоной систем каледонской и герцинской консолидации служит девонский вулканический пояс (тельбесский комплекс) [4, 5].

Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система является самой крупной системой среди других. Система охватывает огромную площадь и протягивается от северных границ описываемого региона до южных. В составе Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньской каледонской системы рассматриваются более пятидесяти отдельных структурно-формационных зон (антиклинориев и синклинориев), стратиграфический разрез которых характеризуется разнообразием и большой сложностью. Поэтому, говоря о стратиграфии структур этой системы, отметим лишь ее отдельные отличительные особенности:

1) в пределах системы довольно часто отмечаются крупные срединные массивы и отдельные блоки докембрийских образований, состоящие из метаморфических пород различного генезиса (рисунок 1.2.1), цифра 1. По возрасту среди них преобладают протерозойские образования при подчиненной роли архейских. В пределах данной системы обособляются два крупных выхода докембрийских срединных массивов в пределах Казахстана – Кокшетауский на севере и Улытау на западном обрамлении выходов системы на поверхность;

2) структуры западной и центральной части системы консолидированы в позднеордовикское время, поэтому они относятся к ранним каледонидам (так называемые, такониды); в этих структурах силурийские отложения отсутствуют;

3) восточные структуры системы относятся к поздним каледонидам, поскольку в этих структурах консолидация континентальной земной коры произошла в позднем силуре;

4) в пределах системы отмечаются структурно-формационные зоны как «эвгеосинклинального», так и «миогесинклинального» характера. Первые характеризуются большой ролью вулканогенных образований в разрезе и интенсивной дислоцированностью слагающих их отложений, тогда как «миогесинклинальные» структуры выделяются отсутствием или подчиненной ролью вулканогенных образований и сравнительно низкой дислоцированностью слагающих их преимущественно осадочных отложений [6];

5) в пределах системы обнажаются, так называемые, «офиолитовые палеозойские зоны» [7];

6) во многих структурах системы девонские образования представлены молассовой формацией, свидетельствующей о наступлении орогенного этапа развития этих структур к данному периоду. Выходы карбон-пермских отложений, как правило, ограничены и слагают обычно небольшие мульды на складчатых ранне-палеозойских образованиях;

7) в пределах системы отмечается ряд крупных прогибов и впадин, запол-

ненных верхнепалеозойско-мезозой-кайнозойскими отложениями (Торгайский прогиб, Чу-Сарысуйская и Тенизская впадины).

Интрузивный магматизм в структурах системы развит широко. Наиболее важными вехами проявления интрузивного магматизма являются кембрийский период (расслоенный перидотит-габбро-норитовый златогорский комплекс, щелочно-ультрамафитовый красномайский комплекс и т.д.), конец ордовика начало силура (крупные массивы гранитов, гранодиоритов и диоритов зерендинского и кырыккудукского комплексов) и девонский период (ишимский и орлиногорский комплексы).

Тектоническое развитие структур системы характеризуется большим разнообразием. Как отмечалось выше, в пределах системы присутствуют структурно-формационные зоны как «эвгеосинклинального», так и «миогеосинклинального» характера. Причем «эвгеосинклинальные» зоны по своей геологической природе четко сопоставляются с офиолитовыми зонами. В целом раннепалеозойские отложения (кембрийские, ордовикские и силурийские образования) смяты в интенсивные складки [7, с. 45].

Чингиз-Тарабагатайская каледонская складчатая система (рисунок 1.2.1, цифра 3 в кружке) в виде сравнительно узкой полосы протягивается от Баянаульских гор с северо-запада на юго-восток до юго-восточной границы республики. Она входит в Центральный Казахстан только своей северо-западной частью и поэтому описывается вкратце. Система на своем юго-западном обрамлении контактирует с каледонидами Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньской системы (на севере) и герцинидами Джунгаро-Балхашской системы (в центральной и юго-западной частях). К восточной и северо-восточной части к ней примыкают структурно-формационные зоны Зайсанской герцинской складчатой системы.

Чингиз-Тарабагатайская складчатая система состоит из нескольких структурно-формационных зон, контактирующих между собой по глубинным разломам. На северо-западном окончании системы выделяются Киндыктинская и Баянаульская структурно-формационные зоны, тогда как в центральных и юго-восточных частях системы обособляются параллельно вытянутые и сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток Акшатауская, Кан-Чингизская, Абралинская и Акбастауская структурно-формационные зоны. Кан-Чингизская зона в своем юго-восточном продолжении сменяется Тарабагатайской зоной [8].

1.2.2 Герцинская складчатая система

Жонгаро-Балхашская складчатая система (рисунок 1.2.1, цифра 11 в кружочке) также рассматривается в составе Казахстанской складчатой области, однако эта система является герцинской структурой, стабилизация которой происходила в конце позднего палеозоя.

Тектонические структуры системы охватывают юг Центрального Казахстана. Система обособляется на геологической карте Казахстана в виде ромба, по середине которого в субширотном направлении протягивается бассейн озера Балхаш. С севера, запада и юга система опоясывается выходами

каледонид Кокшетау-Северо-Тянь-Шанской складчатой системы, с востока и северо-востока она граничит с каледонидами Чингиз-Тарабагатайской системы.

Система объединяет в себе около двух десятков дислоцированных структурно-формационных зон и несколько перекрытых мезозой-кайнозойскими отложениями крупных впадин.

В пределах данной системы разрезы докембрийской континентальной коры на поверхности не обнажаются, хотя присутствие их блоков и массивов на глубоких горизонтах не исключается. Наиболее древними породами в стратиграфическом разрезе системы являются венд-кембрийские отложения, широко развиты также ордовикско-силурийские отложения. Среди разрезов нижнепалеозойских образований выделяются два типа, принципиально различающиеся по составу слагающих их комплексов. Так, первый тип разреза отмечается в пределах относительно стабильных блоков и представлен преимущественно осадочными отложениями при подчиненной роли вулканогенных. Второй тип нижнепалеозойских разрезов свойственен антиклинориям. Нижнепалеозойский разрез этих структурно-формационных зон (Итмурынды-Тюлькуламская и Тектурмасская) характеризуется преимущественно вулканогенным и осадочно-вулканогенным составом и интенсивной дислоцированностью. Девонские отложения в пределах Жонгаро-Балхашской складчатой системы широко распространены. В пределах некоторых структурно-формационных зон нижний девон представлен туфогенно-терригенными отложениями с морской фауной при подчиненной роли вулканитов. В среднем девоне в ряде зон появляются красцветные и пестроцветные осадочные отложения, местами с вулканитами андезито-базальтового состава. Верхнедевонские отложения представлены, как правило, осадочными отложениями – морскими известняками, кремнисто-карбонатными и мергелистыми породами, кремнистыми алевролитами. Карбоновые образования представлены как осадочными, так и чисто вулканогенными породами, причем вулканиты характеризуются большим разнообразием состава (базальт-андезит-дацит-риолитовые и их субщелочные разновидности: трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-трахириодацит-аюлиты).

Тельбесский тектонический комплекс считается пограничным между каледонидами и герцинидами. Вопрос о границе каледонской и герцинской тектонических зон не решается однозначно, так как могут быть использованы разные признаки и событийного, и временного характера. Наиболее выразительным индикатором завершающего этапа тектонической эпохи являются орогенные вулканоплутонические формации, образующиеся после главной складчатости. Таковыми является образования Казахстанского девонского краевого вулканоплутонического пояса. Вместе с тем, краевой вулканический пояс является наложенной тектономагматической зоной и в значительной части заходит в области, подвергшиеся складкообразованию гораздо раньше, местами располагаясь непосредственно на докембрийских массивах. Своеобразно проявление тектонических движений в среднем девоне, обычно выделяемых как тельбесская фаза. Бекжанов Г.Р. и др. (2000) рассматривают формирование девонского ВПП как завершающее событие

каледонской тектонической эпохи [8, с. 86].

1.2.3 Зоны тектоно-магматической активизации

Главным новшеством предлагаемой схемы тектонического районирования Казахстана (рисунок 1.2.1) является системная проработка вопросов тектоно-магматической активизации (ТМА). На схеме изображены различные зоны ТМА – структуры, весьма важные для размещения редкометалльных месторождений (детально рассмотрено в подразделе 5.2).

1) резонансные, как правило, сопряженные со своими складчатыми системами зоны ТМА, среди которых можно выделить:

а) комплексные, в которых имеются как активизационные аналоги известково-щелочных орогенных магматитов, так и аналоги посторогенных субщелочных (каледонские зоны ТМА: Кокшетауская и др.; герцинские: Успенская, Акжал-Аксоранская, Жайлыма-Караобинская, Восточно-Жамансарысуйская и др.);

б) зоны, синхронные посторогенной стадии, включающие субщелочные и щелочные магматиты, распространенные, в основном, на северо-востоке Казахстана (Койтасская, Баянаульская, Тлеумбетская и др.);

2) второй тип зон ТМА на схеме не показан из-за мелкого ее масштаба, поэтому о нем стоит сказать несколько предварительных слов. В 2007 г. было завершено составление геологической карты масштаба 1: 500 000 (ГК-2007 – ред. Серых В.И., составители Глухан И.В., Серых В.И., Гридина Н.М., Кондрашенков И.И.). После нанесения на ГК-2007 инструментально установленных химических составов всех пород и всех надежных радиологических датировок, оказалось:

а) каждый ороген имеет свою собственную посторогенную магматическую серию и возраст ее соответствует возрасту орогенной стадии следующего цикла;

б) выявилось одно закономерное исключение – посторогенный магматизм отсутствует во всех позднегерцинских складчатых системах, завершающих геосинклинальный этап развития региона;

в) знакомство с геологией моноциклических складчатых поясов, показало отсутствие в них посторогенного магматизма.

Уральский складчатый пояс в основной своей части является моноциклическим. Однако следствием его соседства с позднегерцинской Валерьяновской складчатой системой, примыкающей к нему со стороны Казахстана, Уральский пояс на значительном отрезке обретает посторогенную активизационную субщелочную вулcano-плутоническую серию (см. описание степнинского интрузивного комплекса в работе Тевелева А.В. и др., 2006 г.). Этот пример еще раз подтверждает выявленную закономерность: последующий орогенный цикл вызывает зарождение в образованиях предыдущего цикла посторогенной субщелочной активизационной магматической серии [3, с. 15].

Выводы. Из этих данных следует, что посторогенные субщелочные магматические серии формируются за счет энергии геосинклинально-орогенного процесса, могут быть еще одним тектоническим рубежом и в этом

качестве вполне пригодны для целей тектонического районирования территорий, но пригодны к использованию только в полициклических складчатых областях. Именно такой областью является Казахстан.

2 СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Геохимические исследования в Центральном Казахстане проводились всегда широко, начиная с момента организации в 1949 г. ЦКГУ (Центрально-Казахстанского Геологического Управления), проводятся они и до настоящего времени. Огромную роль в их организации и развитии сыграли усилия Орлова И.В. – главного геолога ЦКГУ (1951-1985).

Все геохимические исследования в ЦКГУ были направлены на повышение эффективности поисковых и прогнозных работ, но с некоторой долей условности их все же можно разделить на две большие группы: прикладные и специальные.

2.1 Прикладные геохимические исследования

Геологические съемки масштаба 1:200 000 и 1:50 000, проводились в два этапа: первый – предварительная геофизическая съемка, второй – основные поисково-съемочные работы, поэтому и геохимические исследования выполнялись соответственно в два этапа [9].

На первом этапе, когда проводилась геофизическая съемка, она сопровождалась наземными литогеохимическими поисками по вторичным ореолам. В тех случаях, когда мощность рыхлых образований была велика, наземные литохимические поиски сменялись глубинными.

На втором этапе параллельно с геологической съемкой проводились геохимические исследования, включающие довольно широкий комплекс работ, среди которых наиболее эффективной является геохимическая съемка.

В 1986 г. в Центральном Казахстане была составлена комплексная прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1:500 000 [10]. Она базируется на достаточно глубокой по тому времени проработке тектонических, геологоформационных, рудно-формационных и других вопросов, но имела один очевидный недостаток – слабое использование геохимической информации. Это было обусловлено тем, что обобщение по литохимическим ореолам было закончено лишь в 1986 г. и не могло быть в нужной мере учтено при прогнозах, а сбор и предварительная обработка богатейшей геохимической информации по коренным породам завершены только в конце 1990-х [11].

Применяемый в Центральном Казахстане комплекс геохимических исследований масштаба 1:200 000 позволял решать многие задачи геологического, металлогенического и прогнозного характера. Существенным отличием таких исследований являлся региональный характер решения перечисленных задач.

В результате геохимических исследований масштаба 1:50 000 были выделены геохимические аномалии с повышенным содержанием элементов во вмещающих породах и связанные с ними рудной минерализацией [9, с. 43].

Выполнялись работы по выявлению геохимических аномалий в почвах, которые до сих пор являются одним из важнейших признаков возможного наличия оруденения в коренных породах. Оценка этих аномалий в отношении

их рудной или нерудной природы до конца не выполнена. Таких неоцененных аномалий до сих пор – десятки сотен. Результатом данных работ является карта геохимических аномалий в почвах масштаба 1:500 000 Центрального Казахстана, обобщение выполнено под руководством Ивановой И.А. в 1986 г. [12]. В настоящей работе использованы, главным образом, карты вторичных ореолов рассеяния масштаба 1:500 000, составленные под ее руководством по материалам литохимических съемок м-ба 1:50 000 и крупнее, дополненные с результатами литохимических съемок более поздних годов (раздел 6).

Геохимические исследования при геологической съемке масштаба 1:10 000 проводились в пределах рудных полей и зон. Геохимическое глубинное (объемное) картирование масштаба 1:10 000 решает более узкие задачи, чем картирование масштаба 1:50 000 и проводилось только в пределах основных перспективных рудных полей. Данные работы проводились при детальном поисковых работах в основных перспективных рудных зонах в Прибалхашском, Агадырском, Майкаинском и др. районах.

2.2 Специальные геохимические исследования

К сегодняшнему дню в Центральном Казахстане проведен большой объем специальных геохимических исследований. Одним из инструментов оценки геохимических аномалий в почвах могут быть вычисленные кларки горных пород Центрального Казахстана. Такая система кларков была создана в Казахстане в 1996, 1999-2003 гг. [13-18] и включает средние содержания в 168 видах горных пород. Сравнение кларков коренных пород с геохимическими аномалиями в почвах позволяет подойти вплотную к оценке потенциальной рудоносности последних, что является весьма актуальным для постановки прогнозно-металлогенических исследований, которые только начинаются в Казахстане после длительного перерыва. Геохимические исследования масштаба 1:200 000 [9, с. 43] проводились на интрузивных образованиях в Центральном Казахстане (с ними в регионе связано большое количество месторождений и они являются первоочередными объектами изучения) для выявления потенциальной рудоносности на W, Mo и редкие металлы гранитных интрузивов, поскольку рудоносным оказался не каждый массив. Породы основных интрузивных комплексов получили геохимическую характеристику, была изучена их металлогеническая специализация. Заключение о потенциально рудных и безрудных интрузивах делалось на основании одновременного учета всех признаков и их взаимосвязей. Комплексная интерпретация этих данных решалась также как задача распознавания образов. Серых В.И. занимался геохимией гранитоидов, начиная с составления методики их геохимического изучения до геохимии отдельных элементов. В 1963-1972 гг. были изучены и опубликованы: геохимия меди, никеля, ниобия, гафния, циркония, лития, свинца, бериллия, тантала. В 1970-1980 гг. под руководством Глухана И.В. составлена геохимическая карта коренных пород Центрального Казахстана в масштабе 1: 500 000 [19, 20].

2.3 Современное состояние геохимических исследований

В настоящее время на территории Центрального Казахстана проводятся геолого-съёмочные работы ведущими организациями Карагандинской области: ТОО «Азимут Геология», ТОО «Центргеолсъёмка», АО НК «Казгеология». На стадии ГМК-200 в Каражал-Жайремском районе работает партия ТОО «Азимут Геология»; на стадии ГДП-200, ГМК-200, ГГК-200 работают партии ТОО «Центргеолсъёмка» в Спасской медно-рудной зоне и они же закончили свои работы в Бозшакольском рудном районе. Наряду с геолого-съёмочными работами проводится литохимическая съёмка по вторичным ореолам. Геохимические исследования проводятся преимущественно как опережающие или сопровождающие работы при среднемасштабных геолого-съёмочных работах (ГМК-200, ГДП-200, ГГК-200). Геохимические работы нацелены, главным образом, на прогнозирование полезных ископаемых. В рамках ГМК-200 ведётся региональная литохимическая съёмка по первичным ореолам. Также на данной стадии применяется метод определения подсчета коэффициента концентрации относительно кларка для выяснения геохимической специализации тех или иных комплексов, формаций, интрузивных комплексов, стратифицированных и вулканических толщ. Результаты этих работ являются основными при выявлении, локализации и оценке прогнозных ресурсов полезных ископаемых [21].

ТОО «СП «Тау-Кен Проект» выполняет геологоразведочные работы в пределах Спасской меднорудной зоны в Карагандинской области [22]. Наряду с традиционными методами разведки они применяют геохимическую технологию IONEX. Данная технология ориентирована на прогноз и поиски скрытых рудных объектов, с низким статусом открываемости [23-25]. В Центральном Казахстане аналогичные работы проводились в Жезгазганском рудном районе (2014-2015). Данная технология применяется ограниченно, специализированными организациями. В качестве фазового анализа используется метод подвижных форм (МПФ), определяющий содержание элементов, сорбированных гумусом почв. Технология Ionex основывается на картировании полей концентрации рудных и сопутствующих элементов (геохимических полей) и выделении в них различных геохимических структур, в том числе геохимических систем рудных объектов [26].

В 2018 году под руководством д.г.-м.н., профессора Сеитмуратовой Э.Ю. была проведена большая и трудоемкая работа в направлении геохимии и металлогении палеозойд Казахстана. Группой авторов была выполнена систематизация анализов магматических пород структурно-формационных зон палеозойд Казахстана [27].

Проводимые в Центральном Казахстане геохимические исследования, сопровождающие геологические съёмки разного масштаба, в целом, несомненно, способствуют повышению эффективности геологического изучения региона, проведения прогнозных и поисковых работ. Доказана эффективность и комплексного метода геохимического изучения – геохимического картирования разного масштаба. К сожалению, бытующее до сих пор неверное представление о дороговизне метода, отсутствие

соответствующих нормативов (а это затрудняет финансирование работ) и во многих случаях – слабость лабораторной базы не позволяют ставить геохимическое картирование более широко, хотя оно этого заслуживает. Материалы по геохимическому изучению опорных разрезов метаморфических, осадочных и вулканогенных пород Центрального Казахстана требуют и сейчас систематизации и обобщения. Важной составной частью этой работы надо считать сбор и обобщение данных по расчету средних содержаний химических элементов (старые и новейшие данные местных кларков) в главных типах пород всего региона повсеместно с новыми технологиями. Полученные материалы послужат основой для построения новой мелкомасштабной геохимической карты Центрального Казахстана, которая может быть использована при составлении прогнозно-металлогенической карты [21, с. 133].

3 ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОХИМИИ ВЕ, МО, W И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

3.1 Общие сведения

При решении целого ряда петрологических и геохимических задач, наряду с обычными петрографическими методами исследования, важное, а иногда и решающее значение приобретает изучение характера распределения и поведения рассеянных элементов в различных типах горных пород.

Во всех горных породах, в зависимости от состава, возраста и других особенностей микроэлементы как в количественном отношении, так и по своим ассоциациям имеют различный характер распространения. Для квалифицированного проведения работ по прогнозу и поиску месторождений полезных ископаемых выявление закономерностей распределения микроэлементов в земной коре остается одной из наиболее актуальных задач, разрешение которой возможно лишь при всесторонних исследованиях. Актуальность работы заключается в установлении закономерностей распределения химических элементов в ассоциациях горных пород, что будет необходимым в ближайшем будущем в условиях истощения запасов полезных ископаемых, в том числе и редких металлов, и для перевода «пустых пород» в разряд руд. Эти данные будут нужны и для определения перспектив поисков и разведки крупных месторождений, которые могут экономически выгодно отрабатываться при значительно меньших, чем прежде, средних и бортовых содержаниях полезных компонентов [28-30].

В горных породах в рассеянном виде находятся все химические элементы, где низкое содержание компенсируется неисчерпаемыми запасами вмещающих пород. Суммарные запасы даже наиболее важных известных месторождений металлов (Cu, Zn, Pb, Co, Au и др.) составляет лишь ничтожные доли процента (0.001-0.10) запасов этих же металлов в рассеянном виде. Каждый кубический километр горных пород содержит в рассеянном виде десятки и сотни тысяч тонн различных ценных металлов [31-34]. Из этого также следует, что большое значение изучения характера распределения элементов в породах, которая вытекает из задачи установления потенциальной рудоносности магмы [35-39].

Целью диссертации является анализ современного состояния геохимии Ве, Мо, W, изучение закономерностей их распределения в горных породах, разработка методики прогнозирования редкометалльных месторождений с использованием наиболее массовых поисковых признаков – литохимических аномалий. Изучение закономерностей распределения редких металлов (Ве, Мо, W) в горных породах Центрального Казахстана для выявления моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур и процессов перераспределения и концентрирования элементов, в том числе и рудообразование, приводящих к локальным отклонениям концентраций элементов от фона [40-46]. Анализ распределения элементов выполнен по опубликованным в литературе результатам многих тысяч определений

содержаний химических элементов в горных породах, а также по фондовым материалам МДЦКН.

3.2 История создания кларковых систем

Наиболее фундаментальным многие считали вопрос о среднем химическом составе земной коры, ее слоев и слагающих их горных пород [47-56]. Здесь концентрировалось основное внимание геохимиков. Общеизвестны классические оценки среднего химического состава этих объектов, сделанные Кларком Ф.В., Вернадским В.И., Гольдшмидтом В.М., Виноградовым А.П. и многими другими геохимиками. Они базировались преимущественно на результатах определений среднего химического состава важнейших магматических пород и на представлениях о геохимическом балансе в земной коре [57]. Впоследствии Беус А.А. (1981), McLennan S.M., Taylor S.R. (1988), McLennan S.M., Taylor S.R., Hahn B.C. (2006), Овчинников Л.Н. (1990), Архипова А.А., Найденов И.В. (1997), Ведеполь К.Х. (Wedepohl, 1995), Григорьев Н.А. (2009), Rudnick R.L., Gao S. (2014) [55, p. 1218; 56, p. 215; 58-64] неоднократно дополняли и уточняли данные о среднем содержании химических элементов в земной коре. Причем эти дополнения и уточнения были основаны преимущественно на результатах изучения химического состава всех выделяемых групп горных пород.

Ферсман А.Е. считал, что кларки представляют собой “новую константу мира” [48, с. 30]. Однако более чем полувековые исследования показали, что оценки кларков у разных авторов сильно отличаются для многих элементов [65]. Касимов и др. установили, что по данным [52, с. 556], кларки Mn, Cr, Ni и Cu в 2-5 раз больше, а S, I, Cl, N, Bi и C в 2-16 раз меньше, чем по данным [55, p. 1225]. В свою очередь кларки, по данным работы [63, с. 340], для S в 23, Br и Cd в 7, Cl в 4, Au в 3, B, Ca, Ag, Sn, Sb, Bi в 1,5-2 раза больше, а для I в 3 раза меньше, чем данные из [64, p. 25]. Авторы при создании своих моделей состава земной коры использовали соотношения основных видов горных пород в верхней части земной коры или соотношение верхней коры к средней и нижней частям коры. Например, Виноградов А.П. [52, с. 555] принял соотношение кислых и основных магматических пород 2:1, а Wedepohl К.Н. [55, p. 1218] соотношение осадочного слоя верхней части коры (UCC) к гранитной коре (FLC) до базальтовой коры (MLC) 1:0.6:0.4 [66].

В СНГ для характеристики распространенности элемента, для выявления отрицательной или положительной аномалии и т.д. в основном применяются кларки континентальной коры Беуса А.А. [58, с. 320] и Виноградова А.П. [52, с. 560], за рубежом используют в основном модели Rudnick R.L., Gao S. [64, p. 26], Wedepohl К.Н. [55, p. 1220], McLennan S.M., Taylor S.R. [59, p. 786], и др.

Рекомендуемые Виноградовым А.П. поправки кларков элементов не окажут значительного влияния на главные результаты геохимии (характеристика распространения полезных ископаемых, прежде всего редких элементов; определения геохимических аномалий в верхней части земной коры и установление ее геохимической разнородности и т.д.): применению

завышенных или заниженных величин кларков в геохимии не уделялось должного внимания [67, 68].

Применение различных значений средних содержаний для одних и тех же компонентов создает затруднения для сопоставления полученных результатов о геохимической специализации, характер распределения и контрастности геохимических фонов. Для этого нужно подробно изучить значения кларков состава земной коры. Например, при вычислении распространения компонентов или кларков концентрации с применением высоких (сравнительно значений разных авторов) средних содержаний, скорее всего, будут установлены ошибочные геохимические фоны или весьма занижена их площадь. При низких же средних содержаниях в континентальной коре сравнительно значений других исследователей район и контрастность фонов, напротив, возможно будут в значительной степени завышены. В связи с геотектонической неоднородностью, гетерогенностью земной коры ее химический состав ареально различен и иррегулярное рассеяние элементов в различных оболочках Земли является особенностью ее геохимического строения, что создает проблему количественного отношения разностей [66, с. 43].

С геологической точки зрения, актуальней знать геохимические аномалии, характеристики их распространения в породах районов, что дает возможность установить статистически значительные фоны для выявления их происхождения. Вычисление кларков горных пород конкретных минералогеохимических областей и крупных районов (региональные кларки) имеет большое значение и обоснованнее, чем кларки пород мира. Приводимые в диссертации региональные кларки могут применяться при разных геохимических и металлогенических работах, а также при интерпретации данных геофизических исследований. Принятые значения породных кларков четко коррелируют с мировыми кларками [47, р. 15; 48, с. 49; 49, с. 51; 50, р. 1008; 51, р. 189; 52, с. 569; 53, р. 1283; 54, с. 340; 55, р. 1229; 56, р. 215; 58, с. 330; 59, р. 785; 60, р. 1239; 61, с. 244; 62, с. 126; 63, с. 380; 64, р. 48], при этом показывают особенности химического состава исследуемого района. При анализе различий между кларками в верхней части земной коры и региональных кларков Центрального Казахстана рекомендуется использовать региональные кларки при прогнознопоисковых работах. В диссертации представлено исследование закономерностей распределения редких элементов в горных породах Центрального Казахстана на основе анализа системы породных кларков Центрального Казахстана, созданной Глуханом И.В. и Серых В.И. (2003), в которой выделено значительно больше групп горных пород, чем в других вышеописанных моделях.

Приступая к исследованиям геохимии редких элементов в горных породах Центрального Казахстана, автор считала своей первоочередной задачей выявление закономерностей распределения в них редких элементов, основываясь на имеющемся фактическом материале. Данные исследования необходимы при всех видах работ, направленных на расширение сырьевой базы

редких металлов. Они также нужны при локальных и особенно региональных геологических съемках, при металлогенических, геохимических исследованиях.

3.3 Основные черты методики создания породных кларков Центрального Казахстана

Уникальная в мировой геохимической практике система породных кларков крупного региона, базирующаяся на результатах исследования 15 000 составных проб, приготовленных из 400 000 первичных проб, является работа казахстанских геологов Глухана И.В. и Серых В.И. Пробы проанализированы количественными методами на 40-56 элементов, включая и породообразующие элементы. Эта система кларков была опубликована в книге «Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas» [18, p. 270] и в журнале «Геохимия» [13, с. 989; 14, с. 936; 15, с. 615; 16, с. 150; 17, с. 111].

В связи с тем, что исследование охватывало длительный период времени, было необходимо разработать общие критерии оценки надежности результатов исследований по периодам. Начиная с 1972 года, качество аналитических данных было проконтролировано 14 отраслевыми стандартными образцами химического состава пород, подготовленными в Центральной лаборатории ПГО «Центрказгеология» под руководством Козыревой Е.К. и утвержденных в СССР в 1984 г. в качестве стандарта отрасли «Геология» [11, с. 10]. Кодированные эталонные образцы были помещены во все аналитические заказы, которые были составлены из образцов, близких друг к другу по составу и происхождению (обычно это были образцы одного типа горных пород). До 1993 года кодированные контрольные образцы использовались при химическом анализе 430 раз, при анализе сертифицированных элементов 375 раз; для спектрофотометрии 11530 раз. Упомянутые образцы также анализировались на все другие малые элементы (кроме сертифицированных) для оценки воспроизводимости полученных результатов.

Данные, полученные в результате анализа эталонных образцов [11, с. 15] прошли как текущую, так и окончательную проверку. Текущая проверка состояла в повторном определении элементов, которые существенно отличались от стандартного значения. На заключительном этапе были рассчитаны основные статистические данные (среднее значение, точность его вычисления, стандартное отклонение и коэффициент вариации) для каждого контрольного образца, проанализированного в течение каждых двух последовательных лет (1972-1973 гг. и так до 1992 г.) для выявления возможных колебаний со временем и в течение всего периода исследования (1972-1992). Для более удобного сравнения при обработке результатов был рассчитан индекс соответствия (ИС), который был равен отношению полученного среднего содержания к сертифицированному содержанию. Чем ближе ИС к единице, тем более надежными являются данные. Результаты обработки не выявили существенных зависящих от времени изменений в качестве анализов. В 70% случаев среднее содержание компонентов, полученных химическим анализом (115 средних значений), отклоняется от сертифицированных значений только на 5%, а в 30% случаев точно совпадает с

ними (ИС равен единице).

Используя полуколичественную эмиссионную спектрофотометрию (СЭС), был собран большой объем информации о распределении более 20 химических элементов во всех видах пород. Закон статистического распределения выявлен для 2116 выборок, содержащих от 11 до 200 образцов, среди которых выборки из 16-45 образцов составляли 77%. Было доказано, что нормальное распределение является преобладающим; на него приходится 84% проб базальтов и андезибазальтов, 85% андезитов, 81% дацитов и риодацитов, 84% песчаников и алевролитов, 89% аргиллитов и алевролитов, 75% карбонатных и кремнистых пород. Другие распределения не противоречат логарифмически-нормальному закону и его модификациям [18, р. 260].

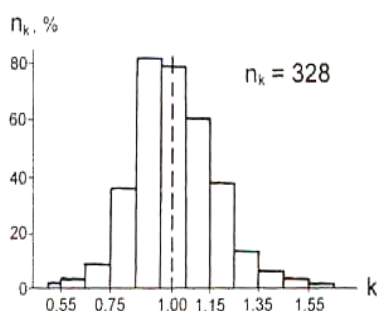


Рисунок 3.3.1 – Распределение индекса соответствия (k) для среднего содержания химических элементов

На рисунке 3.3.1 показано сопоставление полученных 328 кларков с кларковыми содержаниями в стандартах [18, р. 260]. Из рисунка 3.3.1 видно, что 88% всех значений индекса соответствия для химических элементов не выходят за пределы 0.8-1.2, а 91% из них находятся в пределах 0.75-1.25. Отклонение полученных средних на 20-25% от аттестованных значений считаются приемлемыми [18, р. 261], исходя из следующего: 1) геохимически специализированными считаются геологические объекты с содержаниями химических элементов, отклоняющимися от кларков в ту или иную сторону более чем на 50% [58, с. 328; 61, с. 220; 69-73], следовательно принятые отклонения даже при максимальных значениях (25%) не внесут существенных погрешностей; 2) такие допуски отклонений приняты для большинства лабораторий при анализе малых элементов (подробнее в подпункте 6.1.2). Что касается содержаний, полученных количественными методами, то обработка этих данных еще более отчетливо показала, что распределение индекса соответствия для среднего содержания химических элементов подчиняется нормальному закону, также характерному для самих элементов. Этот момент обсуждался в ряде работ, посвященных породам как Центрального Казахстана [74-76], так и многих других регионов [77-80]. Во всех этих работах отмечено, что доля нормального распределения определена в 90% и более.

Статистические параметры оценивались для условий нормального распределения. При этом максимальная вероятностная оценка среднего значения рассчитывается как арифметическое среднее [81], которое остается

довольно эффективным и для других типов распределения, например, для логнормального [82], если коэффициент вариации не превышает 60%. Как правило, коэффициенты вариации, рассчитанные по данным СЭС, ниже этого предела, в среднем на 37% в песчанике и алевролите (366 выборки), 38% в основных и средних вулканитах (316), 37% в габброидах (28), 39% в ультраосновных породах (27), 42% в кислых вулканитах (165), 38% в гранитных породах (74), 52% в кремнистых породах (93), 52% в известняке (80). Каждое вычисляемое среднее арифметическое (собственно кларк) сопровождается статистической оценкой его точности с вероятностью 0.95, а также оценкой дисперсии и коэффициента вариации. Значения кларка рассчитывались с использованием только количественных определений химических элементов в составных образцах [18, р. 270].

Создание кларковой системы по редким элементам сопровождалось обязательным анализом всех составных проб на петрогенные компоненты. При построении системы кларков отбирались пробы только по неизменным породам, эти результаты полностью представлены в таблице 3.3.1 [13, с. 979]. В этой таблице представлены 168 видов горных пород Центрального Казахстана: из них 67 видов магматических пород от ультраосновных до ультракислых, в свою очередь представленные 30 видами вулканических и 37 видами плутонических пород, а также 78 видов осадочных, 23 вида метаморфических пород.

Таблица 3.3.1 – Кларки петрогенных элементов, Be и Mo в горных породах Центрального Казахстана, г/т

Виды пород	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	CO ₂	ппп	Be	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Вулканические породы															
Толеитовый базальт	49.67	1.52	14.67	4.67	6.06	0.20	6.46	9.00	3.01	0.30	0.20	0.57	2.83	0.8	1.6
Базальт	50.44	1.34	16.10	4.77	6.01	0.18	5.32	8.32	3.07	0.82	0.20	0.59	2.90	1.0	1.7
Трахибазальт	50.01	1.42	16.08	5.21	5.49	0.17	5.06	7.34	3.65	1.48	0.38	0.83	3.13	1.1	1.8
Эпилейцитовый базальт	53.59	0.55	19.24	2.57	3.82	0.17	1.64	4.22	2.55	9.38	0.17	0.27	1.80	8.4	1.9
Андезибазальт	55.31	0.99	16.56	3.93	4.38	0.14	4.18	6.50	3.40	1.19	0.26	0.53	2.75	1.1	1.8
Трахиандезибазальт	55.45	1.06	16.64	4.50	3.63	0.14	3.38	5.37	4.45	1.83	0.38	0.69	2.81	1.4	1.9
Латит (трахиандезибазальт K-Na)	55.49	1.14	16.61	4.47	3.44	0.14	3.30	5.32	3.64	3.08	0.42	0.36	2.49	1.8	2.1
Трахиандезибазальт К	54.81	0.72	15.94	4.87	3.29	0.14	3.88	4.86	2.30	4.90	0.26	0.59	3.57	1.7	1.6
Эпилейцитовый фонолит	56.16	0.41	20.64	2.32	2.41	0.11	0.65	1.88	2.12	11.79	0.23	0.21	1.34	5.1	2.0
Андезит	60.27	0.79	16.25	3.33	3.31	0.12	2.73	4.55	3.73	1.95	0.23	0.54	2.34	1.2	1.8
Трахиандезит Na	60.17	0.82	16.34	4.05	2.48	0.10	2.29	3.61	4.73	2.47	0.30	0.78	2.38	1.5	1.8

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Кварцевый латит (трахиандезит K-Na)	61.12	0.71	16.28	3.50	2.33	0.10	2.15	3.82	3.77	3.58	0.23	0.61	1.95	1.6	1.8
Трахиандезит К	60.35	0.79	16.04	3.46	2.51	0.11	2.06	3.54	3.27	4.81	0.31	0.30	1.67	1.8	2.2
Трахит	61.30	0.58	17.43	3.25	1.83	0.11	1.13	2.04	5.09	5.25	0.26	1.70	1.74	2.1	1.7
Плагидациит (дациит Na)	65.49	0.67	15.23	2.72	2.58	0.09	1.62	2.84	4.47	2.04	0.19	0.51	1.80	1.2	1.7
Дациит (K-Na)	65.23	0.52	15.68	2.45	2.26	0.09	1.64	3.10	3.48	3.37	0.14	0.38	1.64	1.5	1.8
Трахидациит Na	65.06	0.66	15.86	2.77	1.97	0.09	1.26	2.06	5.22	3.08	0.22	0.25	1.49	1.5	1.8
Трахидациит K-Na	66.06	0.55	15.65	2.26	1.94	0.08	1.06	2.10	4.26	4.26	0.15	0.26	1.28	1.6	1.8
Трахидациит К	65.64	0.64	15.55	2.24	2.16	0.09	1.10	1.87	3.61	5.06	0.18	0.37	1.51	1.6	1.7
Плагиириодацит (риодацит Na)	70.93	0.41	13.98	1.79	2.05	0.08	0.81	1.47	4.55	2.24	0.11	0.28	1.28	1.1	1.6
Риодацит (риодацит K-Na)	70.94	0.37	14.23	1.56	1.64	0.07	0.63	1.57	3.64	3.56	0.09	0.39	1.25	1.6	1.5
Риодацит К	70.89	0.37	14.24	1.45	1.70	0.05	0.70	1.42	3.07	4.38	0.08	0.17	1.23	1.7	1.5
Трахиириодацит Na	70.42	0.38	14.43	1.66	1.70	0.06	0.54	1.07	5.08	3.48	0.10	0.17	0.77	1.7	1.7
Трахиириодацит K-Na	70.34	0.38	14.65	1.57	1.59	0.06	0.46	1.04	4.33	4.36	0.09	0.14	0.82	1.7	1.8
Трахиириодацит К	70.44	0.40	14.56	1.50	1.51	0.06	0.48	1.12	3.67	5.21	0.08	0.16	0.87	1.9	2.0
Риолит	74.47	0.23	12.99	1.09	1.31	0.05	0.32	0.83	3.28	4.40	0.05	0.21	0.81	2.0	1.4
Щелочнополевошпатовый риолит	75.88	0.18	12.76	0.89	1.40	0.04	0.24	0.36	3.14	4.17	0.04	0.11	0.82	2.4	1.0
Аюлит	75.34	0.18	12.74	1.00	1.33	0.04	0.25	0.31	3.27	4.68	0.04	0.10	0.64	2.1	1.7
Аюриолит	74.81	0.20	12.92	0.87	1.32	0.04	0.27	0.57	3.35	4.67	0.05	0.19	0.70	2.3	1.4
Аюлит ультракалиевый	75.70	0.21	11.90	1.57	1.24	0.03	0.26	0.26	0.90	7.10	0.04	0.16	0.83	2.0	1.6
Плутонические породы															
Перидотит	41.68	0.16	5.11	6.97	4.08	0.28	27.56	6.70	0.23	0.06	0.02	0.32	6.61	0.4	1.4
Сerpентинит апоперидотитовый	39.86	0.09	1.88	6.92	1.72	0.21	35.79	0.69	0.08	0.05	0.03	0.30	12.00	0.5	1.1
Пикриты, апопикритовые серпентиниты	40.16	0.45	4.27	6.21	4.31	0.22	29.81	3.09	0.24	0.13	0.17	0.44	10.30	0.4	1.2
Пироксенит	46.19	0.25	4.72	4.24	5.32	0.29	23.95	9.39	0.29	0.12	0.02	0.20	4.30	0.5	1.6
Щелочной пироксенит	44.10	1.06	4.08	4.03	5.30	0.20	11.72	23.68	0.71	0.62	2.54		1.86	0.7	1.1

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Габбро	48.25	0.96	16.29	2.74	6.67	0.16	7.90	11.60	2.00	0.57	0.16	0.37	2.33	0.7	1.3
Сиеногаббро (субщелочное габбро)	49.26	1.24	17.08	3.86	6.48	0.16	5.62	8.61	3.35	1.75	0.37	0.27	1.88	1.3	1.8
Диорит	55.29	0.84	16.90	2.92	5.23	0.17	4.38	7.41	3.09	1.44	0.20	0.23	1.67	0.9	1.5
Монцонит натровый	55.48	1.01	16.93	2.84	4.98	0.13	3.88	6.33	4.00	2.25	0.38		1.37	1.4	2.1
Монцонит калиевый	54.38	0.64	16.68	2.70	5.08	0.16	3.88	5.05	3.41	5.78	0.42	0.24	1.10	7.5	2.2
Сиенит нефелиновый	54.59	0.43	20.30	2.55	2.50	0.22	0.87	3.87	3.99	10.25	0.12		0.52	21	4.7
Кварцевый диорит	60.86	0.67	16.45	2.22	3.97	0.11	2.74	4.75	3.61	2.34	0.20	0.14	1.31	1.2	1.7
Кварцевый монцодиорит (кв. диорит K-Na)	61.68	0.66	15.79	2.20	3.95	0.10	2.66	4.40	3.26	3.59	0.20	0.10	1.09	1.8	2.0
Кварцевый монцонит Na	60.80	0.72	16.50	2.69	3.08	0.15	2.97	4.39	4.09	2.85	0.24	0.15	1.17	1.4	1.8
Кварцевый монцонит K- Na	61.34	0.74	16.26	2.40	3.62	0.09	2.49	4.38	3.64	3.48	0.23	0.13	0.95	1.7	1.9
Кварцевый монцонит K	60.85	0.99	16.16	2.02	3.78	0.11	2.36	4.13	3.38	4.36	0.33		0.84	1.8	1.5
Плагииграно диорит (гранодиорит Na, тоналит)	65.47	0.53	15.77	1.67	3.18	0.09	1.76	3.71	3.84	2.56	0.16	0.18	0.96	1.1	1.4
Гранодиорит (гранодиорит K-Na)	65.83	0.53	15.45	1.67	2.91	0.07	1.74	3.44	3.42	3.40	0.15	0.20	0.95	1.3	1.4
Монцограно диорит (грано- диорит K)	65.83	0.51	15.26	1.69	2.87	0.07	1.92	3.47	3.20	4.03	0.18	0.55	0.65	2.1	1.9
Граносиенит K	65.81	0.59	15.68	2.00	2.42	0.08	1.46	2.59	4.05	3.96	0.19	0.34	0.90	1.8	1.9
Граносиенит K	66.00	0.54	15.62	1.82	2.38	0.08	1.24	2.49	3.71	4.71	0.19	0.24	0.87	1.6	1.6
Кварцевый сиенит субще- лочной K-Na	66.53	0.56	15.89	1.89	1.67	0.10	0.78	1.54	4.83	5.06	0.17		0.72	1.8	4.6
Кварцевый сиенит субще- лочной K	65.99	0.40	16.11	2.05	1.79	0.08	0.75	1.25	4.43	6.31	0.11	0.10	0.77	5.3	6.5
Щелочной кварцевый сиенит K-Na	65.72	0.42	16.33	1.78	2.43	0.11	0.28	0.79	5.45	5.75	0.08		0.38	2.6	2.3
Плагиигранит (гранит Na)	70.14	0.31	14.81	1.27	2.15	0.06	0.99	2.12	4.49	2.48	0.12	0.32	0.73	1.0	1.4

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Гранит (гранит K-Na)	70.54	0.33	14.52	0.96	2.28	0.06	0.84	1.97	3.73	3.77	0.12	0.11	0.58	1.8	1.5
Монцогранит (гранит K)	70.89	0.32	14.29	1.09	2.09	0.05	0.71	1.81	3.22	4.30	0.11	0.16	0.57	2.1	1.7
Сиеногранит натровый (гра нит субщелоч ной Na)	70.21	0.40	14.85	1.28	1.71	0.06	0.46	1.22	4.89	3.60	0.10		0.80	1.4	1.9
Сиеногранит K-Na (гранит субщелочной K-Na)	71.58	0.35	14.13	1.30	1.57	0.06	0.51	1.21	4.21	4.36	0.10	0.09	0.42	2.1	2.3
Сиеногранит K (гранит суб щелочной K)	70.97	0.35	14.33	1.17	1.75	0.07	0.54	1.16	3.83	5.17	0.09	0.10	0.39	3.0	2.2
Щелочной гранит	71.06	0.43	13.79	2.44	1.38	0.08	0.30	0.59	4.77	4.69	0.06		0.23	4.3	3.0
Субгранит	73.94	0.20	13.50	0.85	1.47	0.05	0.45	1.16	3.37	4.50	0.06	0.10	0.36	2.7	1.4
Лейкогранит	75.20	0.15	13.04	0.63	1.44	0.05	0.23	0.73	3.52	4.66	0.04	0.10	0.24	4.5	2.4
Щелочно- полевошпато вый лейкогранит	75.55	0.12	12.77	0.41	1.00	0.04	0.21	0.41	3.66	4.59	0.04	0.09	0.31	5.2	1.5
Аляскит лей ко грани товый	75.54	0.15	12.75	0.70	1.43	0.03	0.21	0.56	3.64	4.65	0.04	0.09	0.28	3.2	2.3
Аляскит	75.69	0.16	12.78	0.75	1.23	0.04	0.15	0.33	3.89	4.55	0.03	0.16	0.23	3	2
Щелочной аляскит	75.55	0.18	12.56	1.26	1.17	0.07	0.14	0.31	4.27	4.21	0.03	0.08	0.18	3.4	2.2
Осадочные породы															
Песчаные породы															
Петрокластические граувакки:															
Основные Na		1.01	15.57	4.54	5.0	0.18	5.49	7.37	3.52	1.03	0.28	0.88	3.63	0.8	1.4
Основные Na известковис тые	48.22	0.73	13.54	2.87	3.88	0.27	4.01	10.60	3.23	1.13	0.20	8.38	11.1	0.6	1.5
Среднеоснов ные Na	56.12	0.79	16.30	4.04	3.97	0.15	3.67	5.17	4.11	1.31	0.24	0.68	3.59	0.8	1.6
Среднеоснов ные Na извест ковистые	55.53	0.77	14.80	3.31	3.86	0.17	2.63	6.59	3.84	1.06	0.21	4.20	7.25	0.6	1.8
Среднеоснов ные K извест ковистые	55.42	0.67	14.72	2.72	4.00	0.15	2.31	5.96	1.62	3.60	0.20	3.43	3.23	0.8	1.5
Средние Na	60.38	0.76	15.61	3.51	3.26	0.12	2.95	3.86	4.50	1.21	0.21	0.76	3.31	0.9	1.4
Средние Na из вестковистые	60.18	0.67	14.19	2.54	2.64	0.13	2.05	5.20	4.12	1.19	0.18	3.66	6.52	0.6	1.5
Умереннокис лые Na	65.55	0.66	14.75	2.60	2.52	0.10	1.93	2.81	4.51	1.49	0.16	0.65	2.83	0.9	1.4

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Умереннокислые Na известковистые	65.90	0.40	10.89	1.86	1.65	0.12	1.38	6.24	3.72	1.06	0.10	4.42	6.30	0.7	1.3
Умереннокислые К	66.73	0.56	14.14	3.03	1.84	0.07	1.84	1.74	1.58	4.87	0.13	1.16	2.86	1.6	0.8
Кислые Na	70.30	0.50	13.11	2.12	1.92	0.08	1.13	2.10	4.26	1.76	0.12	0.72	2.34	1.0	1.4
Кислые К	70.46	0.49	13.04	2.22	1.55	0.05	1.32	1.40	1.69	4.01	0.12	0.52	2.55	1.7	1.3
Ультракислые Na	75.34	0.38	11.95	1.49	1.50	0.05	0.64	1.00	4.09	1.98	0.09	0.40	1.38	1.2	1.2
Ультракислые К	76.75	0.30	11.13	1.43	1.33	0.04	0.62	0.72	1.35	4.13	0.07	0.61	1.98	1.4	1.4
<i>Литокластические граувакки:</i>															
Среднеосновные Na известковистые	53.69	0.54	11.67	1.91	2.94	0.22	2.64	9.20	1.88	0.91	0.13	4.48	13.0	0.9	1.2
Среднеосновные К известковистые	55.51	0.65	11.26	2.69	3.35	0.08	4.00	9.49	0.70	1.84	0.15	7.58	9.74	0.6	1.4
Средние	60.95	0.78	14.87	2.63	3.90	0.14	2.85	3.58	2.64	1.45	0.19	1.48	5.50	0.9	1.8
Умереннокислые	65.58	0.69	13.07	3.87	2.74	0.13	2.42	2.61	1.90	1.91	0.16	1.31	4.25	3.5	1.6
Кремневые	74.39	0.59	11.70	2.44	2.06	0.07	1.27	1.14	1.39	1.59	0.13	4.48	13.0	0.9	1.6
<i>Полимиктовые граувакки:</i>															
Средние из известковистые	58.42	0.77	13.66	2.45	3.54	0.15	2.34	5.84	2.33	1.83	0.13	0.47	3.13	1.0	1.6
средние	60.27	0.84	14.70	3.16	3.78	0.11	3.65	4.04	3.36	1.82	0.20	5.18	7.57	1.2	1.4
Умереннокислые	65.84	0.72	13.51	2.59	3.11	0.12	2.43	2.61	2.92	2.02	0.21	0.75	3.00	1.0	1.3
Кислые	69.95	0.66	12.19	1.97	2.96	0.09	2.01	2.29	2.65	1.77	0.17	0.88	3.49	1.1	1.1
<i>Аркозы и субаркозы:</i>															
Кислые Na	69.40	0.51	12.41	2.02	1.61	0.08	1.37	3.10	4.01	1.52	0.13	1.66	3.41	1.1	1.4
Кислые К	70.57	0.54	11.78	2.29	1.50	0.07	1.45	2.25	1.97	3.67	0.12	1.74	3.03	1.4	1.5
Ультракислые Na	76.61	0.37	11.17	1.47	1.56	0.04	0.64	1.00	4.02	1.44	0.11	0.43	1.54	1.2	1.4
Ультракислые К	77.35	0.43	10.19	1.74	1.93	0.04	0.84	0.81	1.47	3.22	0.09	0.31	1.68	1.1	1.6
<i>Песчаники:</i>															
Олиго- и мезомиктовые	84.89	0.39	6.88	1.08	1.54	0.03	0.64	0.60	0.44	1.97	0.06	0.26	1.54	0.7	1.8
кварцевые	91.99	0.23	3.54	0.54	1.51	0.02	0.26	0.21	0.08	0.79	0.07	0.17	0.64	0.5	1.8
<i>Алевропесчаные породы</i>															
<i>Алевролиты:</i>															
Основные Na	52.20	0.74	15.72	4.12	4.68	0.21	5.64	5.76	3.86	1.13	0.24	-	4.83	0.8	1.4
Основные Na известковистые	48.30	0.60	11.26	3.04	2.55	0.28	2.65	13.43	2.84	0.94	0.17	10.3	13.4	0.6	1.5
Основные К известковистые	48.41	0.63	12.60	3.33	3.88	0.32	3.46	10.93	1.02	2.88	0.22	8.72	12.0	1.1	1.5

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Среднеосновные Na	56.16	0.88	16.44	3.50	4.17	0.12	3.47	3.76	3.56	1.76	0.26	1.65	5.11	0.7	1.5
Среднеосновные Na известковистые	55.41	0.70	13.44	3.06	2.56	0.17	2.55	7.78	3.52	1.10	0.19	5.61	9.12	0.7	1.7
Среднеосновные K	55.98	0.97	17.23	3.58	3.65	0.09	2.53	2.97	1.57	3.12	0.27	2.13	7.80	1.0	1.5
Среднеосновные K известковистые	55.08	0.66	12.50	3.34	2.03	0.12	3.17	7.96	1.31	3.50	0.15	6.83	9.80	1.2	2.6
Средние натровые	60.88	0.76	15.55	3.38	3.11	0.11	2.85	3.17	3.83	1.73	0.22	1.04	3.88	0.9	1.7
Средние Na известковистые	59.70	0.64	12.99	2.31	2.42	0.19	1.94	6.36	4.21	1.05	0.17	4.97	6.94	0.6	1.5
Средние K	59.81	0.91	16.61	5.14	2.12	0.11	2.82	1.51	1.35	3.46	0.17	0.33	4.35	1.8	2.0
Средние K известковистые	60.55	0.52	13.13	2.51	1.99	0.12	2.74	5.55	2.00	3.25	0.15	4.00	7.24	1.4	1.2
Углистые средние	60.85	0.78	17.61	1.61	4.11	0.09	1.61	1.40	1.69	2.16	0.19	1.42	7.59	1.2	0.8
Умереннокислые Na	65.67	0.68	14.41	2.50	2.94	0.10	2.15	2.56	3.87	1.69	0.18	0.70	2.97	1.0	1.2
Умереннокислые Na известковистые	65.66	0.49	10.63	1.66	1.85	0.15	1.51	6.54	3.29	0.95	0.14	5.59	6.75	0.5	1.5
Умереннокислые K	65.76	0.79	15.26	3.74	2.34	0.08	1.88	1.43	1.26	3.10	0.19	0.32	3.75	1.6	1.6
Кислые Na	70.18	0.56	12.93	2.10	2.15	0.09	1.56	2.02	3.61	1.79	0.15	0.77	2.65	1.0	1.3
Кислые K	70.67	0.64	13.61	3.14	1.64	0.07	1.19	1.26	0.85	3.01	0.12	0.24	3.23	2.0	1.5
Ультракислые Na	75.47	0.35	10.75	1.31	1.72	0.06	0.88	1.91	3.71	1.23	0.08	1.12	2.37	1.0	1.4
Ультракислые K	76.73	0.48	11.06	2.25	1.45	0.04	0.92	0.52	0.98	2.77	0.09	0.11	2.36	1.5	1.3

Пелитовые породы

Аргиллиты:

Основные Na известковистые	50.03	0.91	13.31	2.74	4.62	0.18	3.69	9.06	2.65	1.26	0.27	7.93	10.8	0.9	1.9
Основные K известковистые	46.25	0.77	12.11	2.73	3.52	0.09	4.39	10.40	0.83	2.40	0.14	7.42	15.4	0.9	1.6
Углистые основные	49.47	0.95	18.36	1.56	3.72	0.11	1.43	1.20	0.59	1.68	0.16	1.88	19.7	0.8	1.1
Среднеосновные Na	56.27	0.96	15.80	4.57	4.58	0.15	4.14	4.13	3.22	1.26	0.21	0.27	3.88	0.5	1.6
Среднеосновные Na известковистые	55.11	0.82	15.02	3.89	3.08	0.11	3.97	5.08	2.34	1.80	0.24	3.48	8.12	1.0	2.2

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Среднеосновные К	55.44	1.16	18.19	5.11	2.46	0.12	2.62	1.26	1.26	4.62	0.19	0.10	5.45	2.3	3.0
Среднеосновные К известковистые	55.62	0.80	15.20	3.84	2.78	0.10	3.21	4.87	1.23	2.70	0.17	3.91	8.60	1.4	2.3
Углистые средние	59.20	0.80	17.85	2.25	3.57	0.10	1.72	1.75	1.48	2.34	0.18	1.16	8.22	1.2	1.9
Средние Na	60.40	0.80	15.50	3.23	3.79	0.12	3.11	2.62	3.55	1.73	0.25	1.55	5.57	0.8	1.2
Средние К	60.61	0.86	16.72	4.34	2.63	0.11	2.73	1.43	1.21	3.36	0.19	0.59	4.89	1.8	1.8
Умереннокислые Na	66.45	0.67	14.54	2.63	2.92	0.11	2.06	2.01	4.01	1.67	0.17	0.67	2.77	0.9	1.2
Умереннокислые К	65.09	0.79	15.93	3.31	2.52	0.11	2.13	1.03	1.33	3.29	0.16	0.50	3.82	1.9	1.8
Кислые Na	70.09	0.56	12.98	2.55	2.78	0.09	1.55	1.60	3.74	1.63	0.15	0.08	1.91	0.9	1.6
Кислые К	70.69	0.66	13.42	3.46	2.28	0.10	1.55	0.80	0.58	3.07	0.16	0.10	2.83	1.6	1.6
Ультракислые Na	76.83	0.36	10.04	1.53	2.56	0.07	1.16	1.19	3.50	1.04	0.08	0.32	1.49	0.8	1.4
Ультракислые К	77.27	0.45	10.17	3.09	1.42	0.06	1.03	0.53	0.56	2.58	0.08	0.18	2.38	1.2	1.5
Карбонатные породы															
Известняк	2.35	0.03	0.50	0.20	0.16	0.06	0.46	53.35	0.12	0.09	0.03	41.5	42.2	0.3	1.2
Доломитистый известняк	3.14	0.04	0.65	0.20	0.17	0.06	4.08	48.40	0.18	0.15	0.02	41.6	42.4	0.4	0.4
Алевритистый известняк	23.60	0.16	3.53	0.98	0.99	0.38	1.68	36.31	0.75	0.38	0.11	28.8	30.5	0.6	1.6
Кремнеземистый известняк	14.10	0.04	0.64	0.40	0.26	0.16	0.63	46.01	0.17	0.13	0.05	35.6	36.9	0.4	1.3
Доломит	1.25	0.03	0.29	0.18	0.36	0.04	21.44	29.92	0.11	0.07	0.04	45.7	45.9	0.4	1.0
Известковистый доломит	3.31	0.04	0.40	0.36	0.33	0.10	16.59	33.52	0.15	0.09	0.03	43.7	44.5	0.5	0.9
Алевритистый доломит	16.32	0.16	2.00	1.20	1.24	0.19	14.68	26.33	0.54	0.36	0.09	35.6	36.7	0.5	2.6
Кремнистые породы															
Яшма	95.70	0.06	1.10	0.29	1.65	0.03	0.16	0.23	0.08	0.21	0.04	0.13	0.24	0.5	1.4
Глинистая яшма	90.72	0.15	3.48	1.22	1.80	0.07	0.41	0.30	0.22	0.71	0.05	0.11	0.71	0.7	1.7
Фтанит	94.94	0.08	1.22	0.34	1.43	0.02	0.19	0.28	0.07	0.26	0.05	0.17	0.59	0.6	5.0
Глинистый фтанит	88.53	0.28	4.08	0.79	1.47	0.04	0.49	0.55	0.11	0.93	0.09	0.20	2.24	0.9	5.5
Кремень	93.99	0.08	1.03	0.90	1.45	0.03	0.15	0.33	0.06	0.16	0.03	0.57	1.19	0.6	2.5
Глинистый кремень	88.00	0.22	4.91	0.82	0.72	0.02	0.33	0.96	0.11	0.33	0.05	0.56	2.90	0.8	1.6
Туфосилицит	85.17	0.23	5.60	1.44	2.20	0.11	0.81	0.88	1.53	0.65	0.09	0.21	0.96	0.8	1.0
Метаморфические породы															
Метаосадочные:															
Углеродистые сланцы	49.85	1.51	16.48	6.07	2.83	0.07	3.00	4.68	0.60	2.99	0.18	8.04	9.62	1.9	4.2

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Паракристал- лосланцы средние К	60.18	0.91	17.52	2.36	5.41	0.10	2.76	1.23	1.05	3.80	0.12	0.16	3.60	2.2	1.7
Паракристал- лосланцы- гнейсы уме реннокислые К	65.89	0.68	16.23	2.83	3.71	0.12	2.23	0.71	0.74	3.93	0.10	0.07	3.04	1.8	1.6
Паракристал- лосланцы- гнейсы кислые Na	70.98	0.57	13.63	1.82	2.46	0.08	1.18	1.38	3.86	2.09	0.12	0.20	1.44	1.2	1.8
Паракристал- лосланцы- гнейсы кислые К	70.10	0.57	14.21	1.75	2.95	0.09	1.44	0.80	0.67	3.49	0.09	0.41	3.08	1.9	2.2
Паракристал- лосланцы- гнейсы ульт ракислые Na	76.32	0.38	11.65	1.17	1.96	0.07	0.77	0.69	3.88	1.38	0.08	0.15	1.04	1.0	2.7
Паракристал- лосланцы- гнейсы ульт ракислые К	76.91	0.36	11.41	1.49	1.96	0.06	0.82	0.54	0.68	3.36	0.07	0.28	1.86	1.5	2.1
Кварциты гли ноземистые	89.88	0.29	4.32	0.61	1.67	0.03	0.34	0.23	0.12	1.07	0.04	0.09	0.90	0.7	1.8
Кварциты	95.80	0.09	1.04	0.57	1.64	0.02	0.16	0.25	0.07	0.23	0.03	0.12	0.21	0.9	2.1
<i>Метавулканические:</i>															
Метабазальты	49.07	1.66	14.36	4.88	7.46	0.20	6.65	8.32	2.50	0.58	0.23	0.38	2.70	1.0	1.7
Метатрахи базальты	48.38	1.97	15.48	5.06	7.50	0.19	5.36	6.98	3.57	0.96	0.36	0.21	3.53	1.0	1.4
Метадациты Na	65.82	0.78	14.32	2.51	3.56	0.11	1.77	2.59	3.52	2.39	0.20	0.40	2.12	1.7	1.5
Метаплагиор- иодациты	70.76	0.47	13.90	1.87	2.23	0.07	1.28	1.63	3.98	2.06	0.10	0.15	1.64	1.3	2.0
Метариодаци ты высоко К	71.22	0.39	13.51	1.80	2.15	0.05	0.88	0.95	2.39	4.79	0.12	0.38	1.35	2.6	1.5
Метааюлиты высоко К	76.04	0.23	11.98	1.16	1.66	0.05	0.45	0.38	2.27	4.59	0.05	0.19	0.80	1.9	1.8
<i>Метаматмические:</i>															
Эклогиты	49.84	1.54	14.19	1.95	11.40	0.24	7.19	9.67	1.84	0.47	0.16	0.31	0.62	0.9	1.3
Ортокристал- лосланцы средне- основные Na	55.23	1.33	14.30	3.03	6.88	0.21	5.53	5.11	2.65	1.22	0.22	0.93	3.74	1.2	1.7
Амфиболиты	48.82	1.60	14.19	3.70	8.71	0.21	7.17	9.14	2.60	0.62	0.19	0.28	2.06	1.0	1.7
<i>Метанутоические:</i>															
Метагаббро	48.77	1.37	15.45	2.82	7.83	0.19	7.61	9.78	2.44	0.67	0.17	0.20	2.15	0.9	1.4

Продолжение таблицы 3.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Метаплагито-граниты	74.36	0.30	12.77	1.21	1.90	0.06	0.55	1.67	4.40	1.68	0.08	0.17	0.67	0.8	2.2
Метаграниты рапакиви-подобные	71.55	0.33	13.53	1.05	2.47	0.04	0.60	1.37	2.78	5.06	0.09	0.11	0.75	2.0	1.8
Металейко-граниты рапакиви-подобные	74.47	0.19	12.83	0.57	2.16	0.03	0.23	0.95	2.69	4.97	0.07	0.12	0.50	2.4	2.2
Метаалюси-ты рапакиви-подобные	75.14	0.17	12.92	1.10	1.59	0.03	0.31	0.43	2.85	4.63	0.07	0.11	0.55	2.6	2.3

3.4 Геохимия Be и его распределение в горных породах Центрального Казахстана

3.4.1 Распределение Be в магматических горных породах

Рассмотрим кларки Be земной коры и главных групп магматических пород. Распространение бериллия и его кларки в земной коре рассматривались рядом исследователей (таблица 3.4.1.1).

Таблица 3.4.1.1 – Кларки Be в земной коре

Авторы	Be, г/т	Авторы	Be, г/т
Clarke F.W., Washington H.S. (1924)	10 г/т	Бейс А.А. (1981)	2.5 г/т
Гольдшмит В.М. (1940)	1.8 г/т	McLennan S.M., Taylor S.R. (1988)	3.0 г/т
Ферсман А.Е., с учетом гидросферы (1939)	4.0 г/т	Wedepohl K.H. (1995)	3.1 г/т
Sandell E.B. (1952)	2.0 г/т	Григорьев Н. (2009)	2.4 г/т
Виноградов А.П. (1962)	3.8 г/т	Rudnick R.L., Gao S. (2014)	2.1 г/т
Taylor S.R. (1964)	2.8 г/т	Gaschnig R.M. (2016)	2.0 г/т

Бериллий относится к редким элементам, как следует из данных, приведенных выше, колебания в цифрах разных ученых усложняют общую картину. Во-первых, эти данные были получены для земной коры разных регионов, во-вторых чувствительности проводимого анализа менялись, поэтому те анализы, которые проводились до 50-х годов 20 века не вызывают доверия. Кларки элементов в континентальной земной коре широко используются в качестве эталона для сравнения геохимических систем, для оценки степени концентрации вовлекаемых в процесс формирования месторождений химических элементов, выявления региональной геохимической специализации фоновых пород. Расчет средних концентраций химических элементов для горных пород определенных геохимических провинций и крупных регионов (региональные кларки) является более актуальным и обоснованным, нежели кларков пород мира для использования их при прогнозно-поисковых работах в Центральном Казахстане. Для того чтобы убедиться в этом проведем сравнительный анализ региональных кларков Центрального Казахстана со

средними содержаниями бериллия в различных видах магматических пород других регионов [52, с. 570; 56, р. 215; 58, с. 333; 63, с. 370; 79, с. 180; 83-90].

В таблице 3.4.1.2 приведены данные разных авторов по определению среднего содержания бериллия в различных группах пород. Наряду с кларками Be в земной коре, в этой таблице представлены региональные породные кларки бериллия Центрального Казахстана.

Таблица 3.4.1.2 – Содержание бериллия в магматических горных породах

Ультраосновные породы	Be, г/т	Трахит	Be, г/т
Sandell E.B. (1952)	0.3	Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	2.1
Виноградов А.П. (1962)	0.2	Lebedeva V.A. et al. (2016)	5.2
Глухан И.В. и Серых В.И. (2003)	0.4	<i>Кислые породы, плутонические</i>	
Григорьев Н.А. (2009)	0.2	Sandell E.B. (1952)	3.0
		Виноградов А.П. (1962)	5.5
<i>Базальты и андезибазальты</i>		Беус А.А., Диков Ю.П. (1967)	5.0
Sandell E.B. (1952)	1.0 и >	Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	1.9
Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	1.1	Гусев А.И., Гусев А.А. (2012)	3.0
Григорьев Н.А. (2009)	1.0	<i>Собственно граниты</i>	
Lebedeva V.A. et al. (2016)	1.0		
<i>Диориты и кварцевые диориты</i>		Sandell E.B. (1952)	2.0
Sandell E.B. (1952)	1.6	Беус А.А., Диков Ю.П. (1967)	3.8
Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	1.7	Граниты хр. Восточный Танну-Ола (Тува)	3.2
Григорьев Н.А. (2009)	1.8		2.1
<i>Нефелиновые сиениты</i>		Гусев А.И. (2013)	2.0
Гольдшмидт В.М. (1940)	36	Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	4.5
Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	21	Григорьев Н.А. (2009)	4.2
Григорьев Н.А. (2009)	41	Soloviev S.G. (2018)	
Дубина и др. (2014)	7.2	<i>Ультракислые породы, плутонические</i>	
		Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	3.9
<i>Щелочной базальт</i>		Zaraisky et al. (2009)	5.4
Глухан И.В., Серых В.И. (2003)	8.4	Yan Q. et al. (2017)	3.6
Cucciniello C. et al (2016)	5.0	Abu El-Rus M.A. et al. (2017)	5.5
		Гусев А.И., Гусев А.А. (2012)	4.0
		Soloviev S.G. (2018)	3.5

Для того, чтобы провести, сравнительный анализ было вычислено средневзвешенное значение содержаний бериллия по каждой группе известково-щелочного и субщелочного рядов магматических пород Центрального Казахстана, указанные в таблице 3.3.1. В группу базальтов и андезибазальтов были объединены 7 видов пород из таблицы 3.3.1 (№ кларков: 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8). Для них средневзвешенное содержание бериллия близки по значению и не превышают 1.1 г/т. В группу диориты и кварцевые диориты из таблицы 3.3.1 объединены 8 пород (№ кларков: 38, 39, 40, 42, 43, 44, 45, 46). Расчеты среднего содержания бериллия, выполненные Sandell E.B. (1952), Глуханом И.В., Серых В.И. (2003), Григорьев Н.А. (2009) близки между собой и равны 1.6 г/т, 1.7 г/т и 1.8 г/т соответственно. Для определения среднего содержания бериллия в кислых породах из таблицы 3.3.1 были взяты кларки

13 пород: (№ кларков: 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 55, 56, 57, 58, 59, 60). Полученные значения средневзвешенного содержания Be существенно различаются – от 1.9 г/т [17, с. 82] до 5.5 г/т [52, с. 556]. По гранитам было рассчитано средневзвешенное содержание из 6 видов пород (таблица 3.3.1 номера кларков: 55, 56, 57, 58, 59, 60). Кларк бериллия, в гранитах, меняется от 2.0 г/т [17, с. 82; 56, р. 212] до 4.5 г/т [63, с. 380]. По ультракислым породам было рассчитано средневзвешенное содержание из 4 видов пород (таблица 3.3.1 номера кларков: 62, 63, 64, 65). Значения содержания бериллия по [17, с. 100], близки между собой и равны 3.9 г/т, 3.6 г/т, 5.5 г/т, 5.4 г/т, 4.0 г/т, 3.5 г/т соответственно. Кларк бериллия в щелочных породах высокий, например, в щелочном базальте он составляет 8.4 г/т [17, с. 100] и 5.0 и в нефелиновых сиенитах 7.2 г/т [84, с. 910], 21 г/т [17, с. 101], 36 г/т [49, с. 48] и 41 г/т [63, с. 325].

Из выше проведенного анализа следует, что бериллий накапливается в кислых, ультракислых и щелочных породах. Это объясняется тем, что при формировании земной коры бериллий концентрировался в остаточной магме (ультракислая магма) в процессе ее затвердевания [91, 92]. Поскольку минералом концентратом бериллия является плагиоклаз [93-100], где бериллий замещает кремний, поэтому с повышением SiO_2 в породе, содержание бериллия увеличивается (подробно рассмотрено в подпункте 4.2.1). Такое концентрирование в остаточных магматических расплавах имеет большое значение, поскольку благодаря ему элемент оказывается более доступным, чем можно было бы ожидать учитывая его малую распространенность в земной коре.

Увеличение концентрации бериллия в щелочных породах можно ожидать в процессе перераспределения бериллия в широкомасштабной альбитизации [101]. В щелочных образованиях прослеживается связь бериллия с алюминием, а степень кристаллохимического рассеяния его в породообразующих минералах щелочных пород выше, чем в гранитоидах [56, р. 214; 102-104]. Различное поведение бериллия в кислых и щелочных средах выражает одну из самых характерных черт геохимии бериллия – его амфотерность. Поведение бериллия в природных процессах, в первую очередь, оказывает влияние pH среды. Соответственно с изменением кислотности – щелочности меняются как формы миграции бериллия, так и состав тех соединений – минералов, в виде которых он осаждается [104, с. 25]. Все эти процессы, влияющие на распределение бериллия в породах, подробно рассмотрены в разделе 4.

Из таблица 3.4.1.2 следует, что бериллий достаточно одинаково ведет себя в ультраосновных, основных и средних магматических породах в любом регионе земной коры, его содержания одинаковы, а вот в кислых, ультракислых и щелочных породах его содержание резко меняется, хоть и имеется повышенное содержание по сравнению вышеописанными породами. Из этих данных видно, что во всех кислых, ультракислых и щелочных породах содержание бериллия наиболее низкое в Центральном Казахстане. Это указывает на специфику данного региона, отличающегося от других представленных. Поэтому при прогнозно-поисковых исследованиях

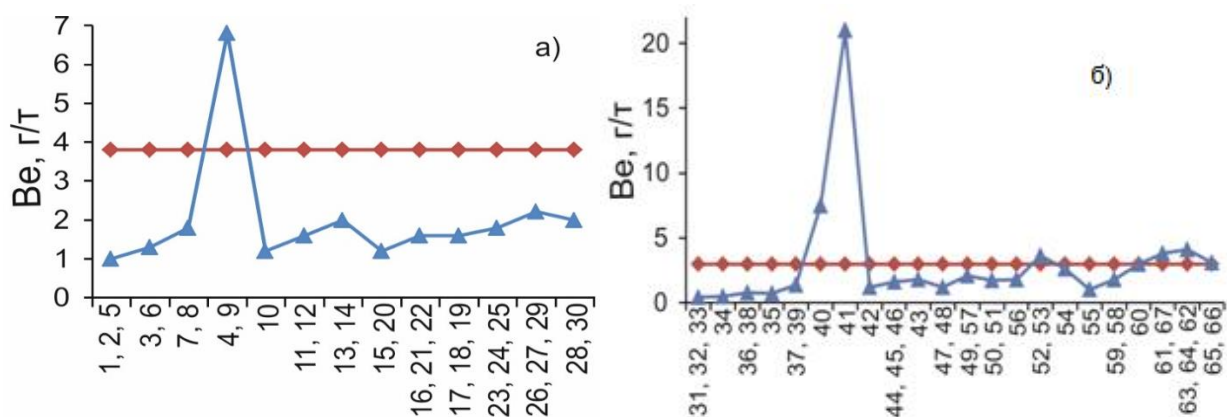
обосновывает использование региональных породных кларков, отражающим геологические, геохимические, петрографические, минералогические, тектонические особенности региона, а также отражает специфику химизма континентальной коры региона.

На рисунке 3.4.1.1 изображены графики распределения кларков бериллия в магматических породах (в вулканических (а) и плутонических (б) породах, объединенные в 35 групп до 67 порядкового номера включительно) Центрального Казахстана. Цифры по оси абсцисс – порядковые номера пород по таблице 3.3.1, ось ординат – средние содержания бериллия. Ниже, в таблице 3.4.1.3 приводятся исходные данные для построения графиков 3.4.1.1а и 3.4.1.1б.

Таблица 3.4.1.3 – Исходные данные для построения графиков распределения Ве

<i>Вулканические породы</i>					
№ кларка по таблице 3.1.1	среднее содержание Ве, г/т	№ кларка по таблице 3.1.1	среднее содержание Ве, г/т	№ кларка по таблице 3.1.1	среднее содержание Ве, г/т
1, 2, 5	1	11, 12	1.6	23, 24, 25	1.8
3, 6	1.3	13, 14	2	26, 27, 29	2.2
7, 8	1.8	15, 20	1.2	28, 30	2
4, 9	6.8	16, 21, 22	1.6		
10	1.2	17, 18, 19	1.6		
<i>Плутонические породы</i>					
31, 32, 33	0.4	44, 45, 46	1.6	55	1
34	0.5	43	1.8	59, 58	1.8
36, 38	0.8	47, 48	1.2	60	3
35	0.7	49, 57	2.1	61, 67	3.8
37, 39	1.4	50, 51	1.7	63, 64, 62	4.1
40	7.5	56	1.8	65, 66	3.1
41	21	52, 53	3.6		
42	1.2	54	2.6		

Как видно из рисунка 3.4.1.1а наиболее высоким средним содержанием (6.8 г/т) среди вулканических пород обладает группа щелочных пород: эпилейцитовый базальт (№ кларка 4) и эпилейцитовый фонолит (№ кларка 9). Минимальное среднее содержание (1 г/т) в группе, включающей: толеитовый базальт, базальт, андезибазальт (№ кларков: 1, 2, 5 соответственно). Также установлено, что бериллий содержится в небольших количествах – не превышая 0.5 г/т в ультраосновных плутонических породах (№ кларков: 31, 32, 33) (ультраосновные вулканические в Казахстане установлены предположительно, по ним данных нет) [17, с. 101]. В них Ве присутствует в количествах во много раз меньших, чем его средний кларк в земной коре [52, с. 560]. Некоторое накопление бериллия, незначительно превышающее его кларк в земной коре, наблюдается в гранитах, сиенитах, лейкогранитах и аляскитах (№ кларков: 41, 53, 61, 63, 64,) (рисунок 3.4.1.1б).



а – в вулканических; б – в плутонических породах

Рисунок 3.4.1.1 – График распределения кларков бериллия в породах Центрального Казахстана

Примечание – Цифры по оси абсцисса – номера кларков по таблице 3.3.1

В основных породах, в частности, в толеитовом базальте и пироксените, щелочном пироксените, габбро (№кларков: 1, 34, 35, 36) среднее содержание бериллия 0.7 г/т и только в субщелочном габбро (№кларка: 37) превышает 1 г/т, а в щелочном эпидейцитовом базальте (№кларка: 4) содержание данного элемента достигает высокого значения, которое равно 8.4 г/т.

В средних породах содержания бериллия по сравнению с основными и ультраосновными увеличиваются и составляют более 1 г/т. Существенно повышенными содержаниями бериллия характеризуются щелочные породы формации нефелиновых сиенитов и эпидейцитовых фонолитов (5.1 г/т) и в субщелочных калиевых монзонитов (7.5 г/т) (№кларка: 41, 9, 40 соответственно). Распространение бериллия в щелочных породах, наиболее полно изучено [105, 106]. Это свидетельствует о сложном распределении бериллия по минералам щелочных пород, а также о явлениях некоторого накопления бериллия в разностях щелочных пород, подвергшихся высокотемпературному позднемагматическому и послемагматическому изменению [107]. Данная закономерность рассматривается детально в подраздел 4.2.

В кислых породах известково-щелочного ряда средневзвешенное содержание бериллия в породах увеличивается и составляет 1.4 г/т. В кислых субщелочных и щелочных породах проявляется повышенное содержание бериллия (№кларков: 53, 54, 60, 61, 67). В плутонических ультракислых породах установлено повышенное содержание бериллия (щелочно-полевошпатовый лейкогранит – 5.2 г/т), (рисунок 3.4.1.1 б, №кларка 64), в отличие от вулканических кислых пород, в которых содержания бериллия не превышают 2.4 г/т (щелочнополевошпатовый риолит №кларка 27). Нужно отметить, что все калиевые разновидности известково-щелочных и субщелочных пород богаче бериллием по сравнению с калинастровыми и натровыми разновидностями тех же видов пород. Накопление бериллия в

интрузивных породах конечных фаз развития бериллиеносных комплексов в большинстве случаев сопровождается накоплением калия. Калиевые магмы благодаря сильным щелочным свойствам калия, повышающим прочность комплексных ионов, наиболее благоприятны для концентрации всех рудных элементов в остаточном эвтектическом расплаве [108, 109].

3.4.2 Распределение Be в осадочных и метаморфических горных породах

Вопросы о накоплении бериллия в осадочных и метаморфических породах изучен крайне слабо и в современной литературе почти не затрагивается. Однако, существует ряд данных, свидетельствующих о нахождении бериллия не только в магматических, но и в осадочных [110-117] и метаморфических породах [117-124].

При вычислении кларков [17, с. 89], выяснилось разнообразие терригенных осадочных пород, спектр составов, которых оказался даже более широким, чем в магматических породах, до этого это были «безликие» «песчаники», «алевролиты», «аргиллиты» и т.п. Отсюда становится понятным и многообразие составов метаморфических пород.

В геохимических процессах бериллий ведет себя как типичный литофильный элемент, что, в первую очередь, подтверждается его распределением в различных горных породах Центрального Казахстана. В таблице 3.3.1 приведены региональные кларки бериллия 77 видов осадочных пород Центрального Казахстана – с 68 по 145 порядковый номер кларка по таблице кларков в [17, с. 85].

В результате анализа данных [13, с. 993; 14, с. 939; 15, с. 619] было выявлено, что средние содержания бериллия в осадочных породах Центрального Казахстана изменяются от 0.3 г/т (известняк) до 3.5 г/т (умереннокислые литокластические граувакки). В различных группах песчаных пород среднее содержание Be изменяется от 0.5 г/т (кварцевые песчаники, № кларка 96) до 3.5 г/т (умереннокислые литокластические граувакки, № кларка 85), в различных группах алевропесчаных пород – от 0.5 г/т (умереннокислые Na известковистые алевролиты, № кларка 110) до 2.0 г/т (кислые K алевролиты, № кларка 113). В группе пелитовых пород среднее содержание Be изменяется от 0.5 (среднеосновные Na аргиллиты, № кларка 119) до 2.3 г/т (среднеосновные K аргиллиты, № кларка 121), породах группы карбонатные среднее содержание Be – низкое, не превышает 0.9 г/т (глинистый фтанит, № кларка 142) [125].

Также в таблице 3.3.1 приведены региональные кларки бериллия 22 видов метаморфических пород Центрального Казахстана, со 146 по 168 порядковый номер, номер кларка по [17, с. 84]. Из анализа данных [16, с. 149; 17, с. 115] следует, что среднее содержание бериллия в метаморфических породах изменяется от 0.8 г/т (метаплагиограниты) до 2.6 г/т (метаалюскиты рапакивиоподобные, метариодациты высококалиевые).

По полученным средним содержаниям Be в осадочных и метаморфических породах [16, с. 142] построены графики распределения бериллия в осадочных и метаморфических породах Центрального Казахстана (рисунки 3.4.2.1а и 3.4.2.1б) соответственно, объединенные в 35 групп с 68 по

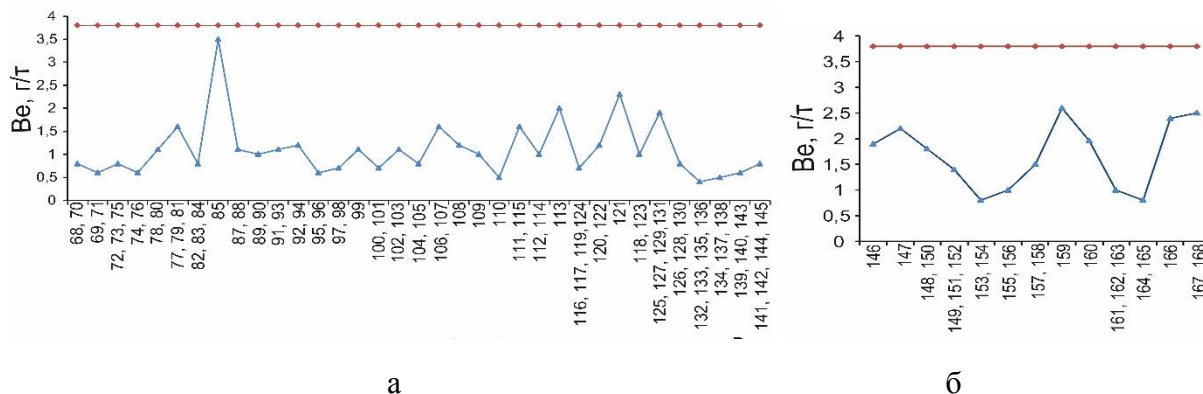
145 (осадочные) и 13 групп с 146 по 168 (метаморфические) порядкового номера включительно. Цифры по оси абсцисс – порядковые номера пород по таблице 3.3.1; по оси ординат – среднее содержание бериллия в породах. Ниже, в таблице 3.4.2.1, приводятся исходные данные для построения графиков 3.4.2.1а, 3.4.2.1б.

Таблица 3.4.2.1 – Исходные данные для расчета графиков распределения бериллия

<i>Метаморфические породы</i>							
№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Be, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Be, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Be, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Be, г/т
146	1.9	153, 154	0.8	160	1.96	167, 168	2.5
147	2.2	155, 156	1	161, 162, 163	1		
148, 150	1.8	157, 158	1.5	164, 165	0.8		
149, 151, 152	1.4	159	2.6	166	2.4		
<i>Осадочные породы</i>							
68, 70	0.8	89, 90	1	106, 107	1.6	121	2.3
69, 71	0.6	91, 93	1.1	108	1.2	118, 123	1
72, 73, 75	0.8	92, 94	1.2	109	1	125, 127, 129	1.8
74, 76	0.6	95, 96	0.6	110	0.5	126, 128, 130, 131	0.8
78, 80	1.1	97, 98	0.7	111, 115	1.6	132, 133, 135, 136	0.4
77, 79, 81	1,6	99	1.1	112, 114	1	134, 137, 138	0.5
82, 83, 84, 86	0.8	100, 101	0.7	113	2	139, 140, 143	0.6
85	3.5	102, 103	1.1	116, 117, 119, 124	0.7	141, 142, 144, 145	0.8
87, 88	1.1	104, 105	0.8	120, 122	1.2		

Как видно из рисунка 3.4.2.1, среднее содержание бериллия в осадочных и метаморфических горных породах Центрального Казахстана является в количествах ниже кларков его в земной коре [52, с. 558]. Среднее содержание бериллия лишь в умереннокислых литокластических граувакках (3.5 г/т) близки к кларку земной коры, во всех остальных породах кларк бериллия равен 2.5 г/т и ниже. Также как и в осадочных, и в метаморфических породах наблюдается та же закономерность – все калиевые разновидности пород данного типа богаче бериллием по сравнению с натровыми и калинатровыми разновидностями тех же видов пород.

Эта закономерность объясняется тем, что щелочи и бериллий выносятся сквозь магматическими (трансмагматическими) растворами из мантии или из нижних частей коры или же выносятся этими растворами только щелочи, а бериллий мобилизуется из метаморфических [96, р. 547], также эта закономерность связана с материнскими – магматическими породами.



◆ кларки Be в земной коре по Виноградову А.П. (1962) ▲ региональные кларки Be по Глухану И.В. и Серых В.И. (2003)

а – в осадочных; б – в метаморфических

Рисунок 3.4.2.1 – Графики распределения кларков бериллия в породах Центрального Казахстана

Примечание – Цифры по оси абсцисса – номера кларков по таблице 3.3.1

На рисунке 3.4.2.1а видно, что породы по кларку Be разделились на несколько групп:

1) группа, состоящая из пород (№ кларков: 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76) – данная группа характеризуется тем, что содержание бериллия в ней пониженное и не превышает 0.9 г/т. Группа состоит из основных, средне-основных, умереннокислых петрокластических граувакк. Все породы, кроме №72, являются натриевыми. Пониженное содержание Be в этих породах связано с тем, что эти породы натрового состава и с пониженным содержанием кремния;

2) группа, состоящая из пород (№ кларков: 77, 78, 80, 79, 81) – это высококремниевые (SiO_2 66.73-76.75%) петрокластические граувакки. С увеличением кремния содержание Be постепенно возрастает;

3) группа, состоящая из пород (№ кларков: 82, 83, 84, 86) – данная группа пород характеризуется тем, что содержание бериллия понижается по сравнению с другими породами. Это объясняется тем, что эта группа состоит из петрокластических граувакк средне-основного, среднего, кремневого состава;

4) группа, состоящая из одной породы (№ кларков: 85), характеризующейся максимальным содержанием бериллия в осадочных породах;

5) группа, состоящая из пород (№ кларков: 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94) средние, умереннокислые, кислые, ультракислые; в этой группе пород распределение Be равномерное, превышающие 1 г/т;

6) группа, состоящая из пород (№ кларков: 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 115, 112, 114, 113, 116, 117, 119,

124, 120, 122, 121, 118, 123, 125, 127, 129, 126, 128, 130, 131) – для данной группы характерна особенность: содержания Be изменяются от содержания в породах K или Na. Данная группа состоит из низкокремниевых и высококремниевых пород. Во всех натровых породах наблюдается пониженное содержание Be, в калиевых – повышенное;

7) группа, состоящая из пород (№ кларков: 132, 133, 135, 136, 134, 137, 138, 139, 140, 143, 141, 142, 144, 145). Для этой группы пород характерно пониженное содержание бериллия, не превышающее 1 г/т.

Из выше перечисленных фактов следует, то, что такое распределение бериллия в этих породах зависит напрямую от тех закономерностей, которые характерны для магматических пород, поскольку данные породы были непосредственно образованы из них. Все повышенные содержания Be в осадочных породах наблюдаются в калиевых и кислых породах, что зависит от распределения элемента в минералах-носителях. На рисунке 3.4.2.1а пиковые содержания на графике характерны для калиевых, кислых и ультракислых пород.

Выводы по подразделу 3.4:

Большинство опубликованных работ по изучаемой проблеме касаются результатов исследования породных кларков земной коры, поэлементно такие работы для пород Казахстана не проводились, поэтому данные, полученные при написании диссертации по характеру распределения бериллия в горных породах изучаемого региона, являются принципиально новыми.

Впервые при изучении характера распределения бериллия в горных породах Центрального Казахстана *установлено:*

1) среднее содержание бериллия в магматических породах Центрального Казахстана увеличивается от ультраосновных к ультракислым породам. Поскольку минералом концентратом бериллия является плагиоклаз, где бериллий замещает кремний, поэтому с повышением SiO_2 в породе, содержание бериллия увеличивается;

2) бериллий достаточно одинаково ведет себя в ультраосновных, основных и средних магматических породах в любом регионе земной коры, его содержания одинаковы, а вот в кислых, ультракислых и щелочных породах его содержание резко меняется, хоть и имеется повышенное содержание по сравнению вышеописанными породами. Из этих данных видно, что во всех кислых, ультракислых и щелочных породах содержание бериллия наиболее низкое в Центральном Казахстане. Это показывает специфику (в отношении бериллия) данного региона отличающегося от других представленных. Поэтому при прогнозно-поисковых исследованиях в Центральном Казахстане обосновывает использование региональных породных кларков, отражающие, геологические, геохимические, петрографические, минералогические, тектонические особенности региона, а также отражает специфику химизма континентальной коры региона;

3) все калиевые разновидности пород Центрального Казахстана, богаче бериллием по сравнению с натровыми и калинатровыми разновидностями тех же видов пород. Данная закономерность зависит от pH среды, в которой

бериллий распределяется по минералам. С изменением кислотности-щелочности меняются как формы миграции бериллия, так и состав тех соединений-минералов, в виде которых он осаждается.

Установленные результаты исследований дают основание *рекомендовать*:

1) доказанная связь повышенных содержаний Be с кислыми, ультракислыми, щелочными и калиевыми породами Центрального Казахстана позволяет подойти к оценке потенциальной рудоносности геохимических аномалий в почвах и обосновать целесообразность дальнейших прогнозных исследований;

2) рекомендуется считать, если содержание бериллия в почве при литогеохимическом опробовании оказалось выше кларка этого элемента в нижележащей породе, то это может свидетельствовать о наличии потенциально рудоносной аномалии в этом месте;

3) в результате сравнительного анализа региональных кларков Центрального Казахстана с кларками бериллия в различных видах магматических пород других регионов [52, с. 569; 58, с. 333; 61, с. 246; 63, с. 381] доказано, что система породных региональных кларков [17, с. 101] наиболее надежна и точна и поэтому рекомендуется их использование для дальнейших прогнозных и поисковых работ на территории Центрального Казахстана. Разработаны методические рекомендации для проведения прогнозно-поисковых работ по установленным закономерностям распределения бериллия в горных породах Центрального Казахстана (раздел 6).

3.5 Геохимия Мо и его распределение в горных породах Центрального Казахстана

Молибден представляет собой геохимически универсальный элемент, поскольку характеризуется сидерофильностью [126-129], халькофильностью [49, с. 42; 130, 131] и литофильностью [132, 133] в зависимости от состава системы (fO_2 , fS_2), температуры и давления. Окислительно-восстановительный потенциал молибдена [82, р. 232; 134-136] играет заметную роль в его геохимическом поведении, потому что его заряд, размер и физические свойства изменяются в зависимости от его степени окисления. Молибден нерастворим в водных растворах при уменьшении до его четырехвалентного состояния, но когда окисляется до шестивалентного состояния, становится растворимым. Эта взаимосвязь между зарядом и растворимостью является ключевым фактором в определении поведения Мо в земной коре и на ее поверхности. Первые достоверные данные о молибдене в горных породах были получены [126, р. 38] для гранитоидов США.

Большое количество опубликованного материала по геохимии Мо в изверженных породах, чего не скажешь об осадочных и метаморфических породах. Играющую роль в изучении геохимии молибдена имеет место его минералогия, которая приводит к более точному пониманию поведения элемента при образовании и дифференциации магмы и образование

молибденовых месторождений в различных тектонических условиях. Эта задача была впервые предпринята [126, р. 37], но с улучшением технологий и методологий, исследователи разных стран [137] расширяют их набор данных. Кларки молибдена в земной коре представлены в моделях разных исследователей: Kuroda P.K. and Sandell E.B. (1954), Виноградов А.П. (1962), Taylor S.R. (1964), Беус А.А. (1981), Taylor S.R., McLennan S.M. (1985), Wedepohl K.H. (1995), Григорьев Н. (2009), Rudnick R.L., Gao S. (2014), Gaschnig R.M. (2016). Кларки Мо в верхней части земной коре варьируют от 1 г/т до 1.56 г/т.

При анализе различий между кларками в верхней части земной коры и региональных кларков Центрального Казахстана предлагается использовать региональные кларки. Как уже было отмечено ранее (подраздел 3.2) основная причина различий между оценками – применение авторами разных моделей соотношения главных типов горных пород в континентальной земной коре (в основном магматических – ультраосновных, основных, средних, кислых) [65, с. 15]. Например, Виноградов А.П. [52, с. 558] принял соотношение кислых и основных магматических пород 2:1, а Wedepohl K.H. [55, р. 1219] соотношение осадочного слоя верхней части коры (UCC) к гранитной коре (FLC) до базальтовой коры (MLC) 1:0.6:0.4 [66, с. 43].

3.5.1 Распределение Мо в магматических горных породах Центрального Казахстана

В таблице 3.3.1 представлены кларки молибдена в магматических горных породах Центрального Казахстана. Установлено, что наиболее высоким средним содержанием среди вулканических пород обладает трахиандезит калиевый (№кларка 13) – 2.2 г/т, а среди плутонических – кварцевый сиенит субщелочной калиевый (№кларка 53) – 6.5 г/т, обе породы принадлежат к группе субщелочных пород. Минимальное среднее содержание молибдена наблюдается в щелочно-полевошпатовом риолите (№кларка 27) – 1.0 г/т, этот показатель ниже его кларка в земной коре 1.1 г/т, а серпентинит апоперидотитовый (№кларка 32) и щелочной пироксенит (№кларка 35) обладают средним содержанием Мо, равным кларку в земной коре [52, с. 560]. Средние содержания молибдена распределены достаточно равномерно в магматических горных породах – в основном не превышая 6.5 г/т (кварцевый сиенит субщелочной калиевый №кларка 53). Все 67 вида магматических пород Центрального Казахстана, кроме трех, которые были упомянуты ранее, обладают значениями выше кларка молибдена в земной коре [52, с. 560]. При этом было установлено, что молибден распределен достаточно равномерно во всех типах магматических пород Центрального Казахстана.

В магматических породах содержание молибдена закономерно возрастает от ультраосновных (1.1 г/т – №кларка 32) до ультракислых (2.4 г/т – №кларка 63); в различных группах субщелочных пород содержание Мо изменяется от 1.5 г/т (кварцевый монцонит калиевый, №кларка 46) до 6.5 г/т (кварцевый сиенит субщелочной калиевый, №кларка 53); в различных группах щелочных пород содержание молибдена изменяется от 1.1 г/т (щелочной пироксенит,

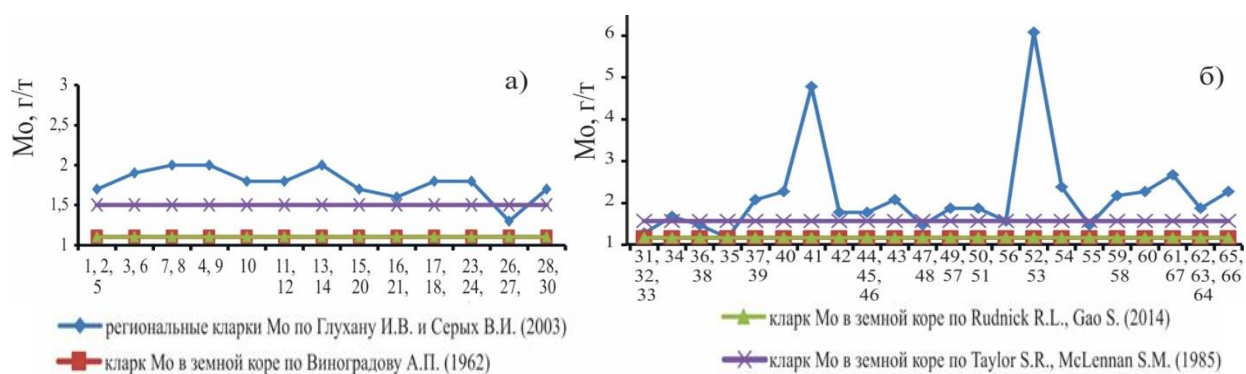
№кларка 35) до 4.7 г/т (сиенит нефелиновый, №кларка 41). Следуя из выше перечисленных фактов, молибден также как и бериллий накапливается в кислых, ультракислых, щелочных породах. Хотя, его распределение и достаточно равномерное, но рост содержания зависит от повышения кремния. Данная закономерность связана с тем, что молибден преимущественно концентрируется в плагиоклазах (подраздел 4.3).

На рисунках 3.5.1.1а и 3.5.1.1б, показаны графики распределения кларков Мо в магматических породах (в вулканических (а) и плутонических (б) породах, объединенные в 35 групп до 67 порядкового номера включительно) Центрального Казахстана. Разделение пород, входящих в одну группу, было произведено по тем же критериям, что и с бериллием. Цифры по оси абсцисс – порядковые номера пород по таблице 3.1.1, ось ординат – среднее содержание Мо. Ниже в таблице 3.5.1.1 приводятся исходные данные для построения графиков 3.5.1.1а и 3.5.1.1б.

Таблица 3.5.1.1 – Исходные данные для построения графиков распределения Мо

Вулканические породы					
№ кларка по табл. 3.1. 1	Среднее содержание Мо, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т
1	2	3	4	5	6
1, 2, 5	1.7	11, 12	1.8	23, 24, 25	1.8
3, 6	1.9	13, 14	2.0	26, 27, 29	1.3
7, 8	2.0	15, 20	1.7	28, 30	1.7
4, 9	2.0	16, 21, 22	1.6		
10	1.8	17, 18, 19	1.8		
Плутонические породы					
31, 32, 33	1.2	44, 45, 46	1.7	55	1.4
34	1.6	43	2.0	59, 58	2.1
36, 38	1.4	47, 48	1.4	60	2.2
35	1.1	49, 57	1.8	61, 67	2.6
37, 39	2.0	50, 51	1.8	62, 63, 64	1.8
40	2.2	56	1.5	65, 66	2.2
41	4.7	52, 53	6.0		
42	1.7	54	2.3		

Из рисунка 3.5.1.1а следует, что в вулканических породах распределение Мо достаточно равномерное, от 1.3 г/т (группа, состоящая из риолита, щелочно-полевошпатового риолита, аюлита, №кларков 26, 27, 28) до 2.0 г/т (группа пород, состоящая из латита, трахиандезибазальта калиевого, №кларков 7, 8; группа пород состоящая из эпилейцитового базальта, эпилейцитового фонолита, №кларков 4, 9; группа пород состоящая из трахиандезита калиевого, трахита, №кларков 13, 14).



а – в вулканических; б – в плутонических

Рисунок 3.5.1.1 – Графики распределения кларков молибдена в породах Центрального Казахстана

Примечание – Цифры по оси абсцисса – номера кларков по таблице 3.3.1

Повышенным содержанием молибдена в вулканических породах обладают щелочные и субщелочные породы, которые были перечислены выше. Из рисунка 3.5.1.1 б видно, что среднее содержание Мо изменяется от 1.1 г/т (щелочной пироксенит – № кларка 35) до 6.0 г/т (группа, состоящая из кварцевого сиенита субщелочного калинатрового и кварцевого сиенита субщелочного калиевого – № кларков 52, 53).

Проведенными исследованиями установлено, что среднее содержание Мо в магматических породах Центрального Казахстана имеет наибольшее среднее значение в ультракислых, кислых, щелочных породах. Изучение характера распределения молибдена в магматических породах Центрального Казахстана показало, что молибден распределяется достаточно равномерно. Проведенными исследованиями установлено, что подавляющее большинство конкретных типов пород Центрального Казахстана характеризуются повышенными содержаниями этого элемента по сравнению с кларками земной коры. Из этого следует, что Центральный Казахстан является молибденовой провинцией.

3.5.2 Распределение Мо в осадочных и метаморфических горных породах Центрального Казахстана

В таблице 3.3.1 приведены региональные кларки молибдена 77 видов осадочных пород Центрального Казахстана – с 68 по 145 порядковый номер кларка по таблице кларков, а также приведены региональные кларки молибдена 22 видов метаморфических пород, со 146 по 168 порядковый номер по [17, с. 86].

Необходимо отметить, что в Центральном Казахстане при большом распространении осадочных пород основное внимание уделялось геохимическому изучению интрузивных образований.

В результате анализа данных [13, с. 989; 14, с. 936; 15, с. 615] было выявлено, что средние содержания молибдена в осадочных породах изменяются от 0.8 г/т (умереннокислые калиевые петрокластические граувакки – № кларка 77) до 5.5 г/т (глинистый фтанит – № кларка 142). В различных

группах песчаных пород среднее содержание Мо изменяется от 0.8 г/т (умереннокислые калиевые петрокластические граувакки) до 1.8 г/т (петрокластические граувакки среднеосновные натровые известковистые – №кларка 71; литокластические граувакки средние – №кларка 84; олиго- и мезомиктовые, кварцевые песчаники – №кларков 95, 96); в различных группах алевропесчаных пород – от 0.8 г/т (углистые средние алевролиты, №кларка 108) до 2.0 г/т (средние калиевые алевролиты); в различных группах пелитовых пород – от 1.1 г/т (углистые основные аргиллиты, №кларка 118) до 3.0 г/т (среднеосновные калиевые аргиллиты, №кларка 121); среди карбонатных пород – от 0.4 г/т (доломитистый известняк, №кларка 133) до 5.5 г/т (глинистый фтанит – №кларка 142).

Также из анализа данных [16, с. 145; 17, с. 89] следует, что среднее содержание Мо в метаморфических породах изменяется от 1.3 г/т (эклогиты, №кларка 161) до 4.2 г/т (метаосадочные углеродистые сланцы, №кларка 146), на повышенное среднее содержание Мо в этой породе могло повлиять – повышенное содержание суммы окислов железа, которое составляет – 8.9% [17, с. 89], такое же повышенное содержание Мо в железистых кварцитах обнаружил [63, с. 210]. Углеродистые сланцы в разных частях мира вмещают крупные месторождения молибдена, изучение геохимии, металлогенической специализации, реконструкция условий формирования углеродистых толщ имеют большое научное и прикладное значение. Позднерифейские породы углеродистых сланцев южной части Ляпинско-Кутимского антиклинория также обогащены молибденом (2.0-8.7 г/т) [138], южной части зоны Уралтау Максютковского комплекса обогащены надкларковыми содержаниями молибдена (1.1-1.4 г/т) [139].

По полученным средним содержаниям Мо в осадочных и метаморфических породах [17, с. 101] построены графики распределения Мо в осадочных и метаморфических породах Центрального Казахстана (рисунки 3.5.2.1а и 3.5.2.1б соответственно). Цифры по оси абсцисс – порядковые номера пород по таблице 3.3.1; по оси ординат – среднее содержание Мо в породах. Ниже, в таблице 3.5.2.1 приводятся исходные данные для построения графиков 3.5.2.1а, 3.5.2.1б.

Таблица 3.5.2.1 – Исходные данные для расчета графиков распределения Мо

<i>Метаморфические породы</i>							
№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т	№ кларка по табл. 3.1.1	Среднее содержание Мо, г/т
1	2	3	4	5	6	7	8
146	4,2	153, 154	2	160	1,8	167, 168	2,3
147	1,7	155, 156	1,6	161, 162, 163	1,6		
148, 150	1,9	157, 158	1,8	164, 165	1,8		

Продолжение таблицы 3.5.2.1

1	2	3	4	5	6	7	8
149, 151, 152	2,2	159	1,5	166	1,8		
<i>Осадочные породы</i>							
68, 70	1,5	89, 90	1,2	106, 107	1,6	121	3
69, 71	1,7	91, 93	1,4	108	0,8	118, 123	1,5
72, 73, 75	1,4	92, 94	1,6	109	1,2	125, 127, 129, 131	1,7
74, 76	1,4	95, 96	1,8	110	1,5	126, 128, 130	1,4
78, 80	1,3	97, 98	1,5	111, 115	1,4	132, 133, 135, 136	1
77, 79, 81	1,2	99	1,5	112, 114	1,4	134, 137, 138	1,7
82, 83, 84	2,2	100, 101	1,6	113	1,5	139, 140, 143	1,9
85,86	1,6	102, 103	2	116, 117, 119, 124	1,6	141, 142	5,3
87, 88	1,5	104, 105	1,6	120, 122	2,3	144,145	1,3

Как показано на рисунках 3.5.2.1а и 3.5.2.1б, если исключить некоторые величины средних содержаний Мо, то можно говорить об относительно равномерном распределении его в осадочных породах. Среднее содержание этого элемента в количествах выше кларкового в земной коре [52, с. 558] только у углистых средних алевролитов (0.8 г/т, №кларка108), доломитистого известняка и доломита (0.7 г/т, №кларков 133, 136) кларк Мо ниже чем в земной коре. Повышенное среднее содержание Мо наблюдается у среднеосновных калиевых аргиллитов (3.0 г/т, №кларка 121), фтаните и глинистом фтаните (5.0 г/т, №кларков 141, 142).

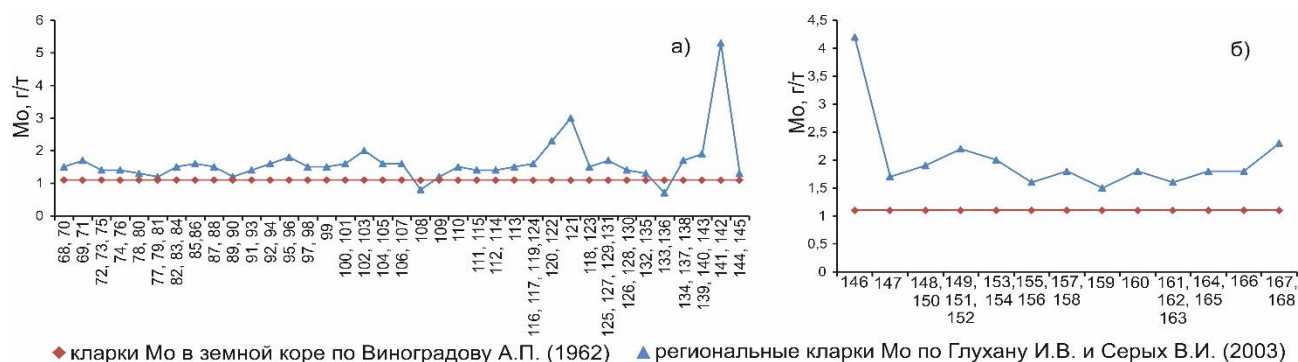


Рисунок 3.5.2.1 – График распределения кларков Мо в породах Центрального Казахстана

Примечание – Цифры – номера кларков по таблице 3.1.1

Как видно из рисунка 3.5.2.1б, молибден накапливается в метаморфических породах и его среднее содержание выше, чем его кларк в земной коре [52, с. 569], а значения распределены относительно равномерно. Следуя данным графика, установлено, что главными носителями Мо в Центральном Казахстане являются метаморфические породы.

Выводы по разделу 3.5:

1. В результате анализа приведенных данных по магматическим породам установлено, что молибден распределен достаточно равномерно во всех типах магматических пород Центрального Казахстана.

2. Установлено, что подавляющее большинство конкретных типов пород Центрального Казахстана характеризуются повышенными содержаниями молибдена в сравнении кларками земной коры. Из этого следует, что Центральный Казахстан является молибденовой геохимической провинцией.

3. Определено, что значения кларка Мо в магматических породах Центрального Казахстана закономерно увеличиваются от ультраосновных к ультракислым породам. Хотя, его распределение и достаточно равномерное, но рост содержания зависит от повышения кремния. Данная закономерность связана с тем, что молибден преимущественно концентрируется в плагиоклазах.

4. Установленная связь повышенных содержаний Мо с кислыми, ультракислыми, щелочными и метаморфическими породами позволяет подойти к оценке потенциальной рудоносности геохимических аномалий в почвах и обосновать целесообразность дальнейших прогнозных исследований. Можно считать, что если содержание элемента в почве при литогеохимическом опробовании оказалось выше его кларка в нижележащей породе, то это может свидетельствовать о наличии рудной аномалии в этом месте.

5. Выявлено, что главными носителями Мо в Центральном Казахстане являются метаморфические породы.

3.6 Геохимия W и его распределение в горных породах

Вольфрам считается в основном умеренно сидерофильным [128, р. 130; 140-145], а также литофильным элементом [146-149]. Кларки W в земной коре представлены в моделях разных исследователей: Виноградов А.П. (1962) – 1.3 г/т; Беус А.А. (1981) – 1.9 г/т; Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) – 2 г/т; Wedepohl K.H. (1995) – 1.4 г/т; Григорьев Н. (2009) – 2.03 г/т; Rudnick R.L., Gao S. (2014) – 1.9 г/т; Puchtel I.S. (2016) – 1.9 г/т [150].

Согласно разным исследователям (таблица 3.6.1), среднее содержание вольфрама в магматических породах варьирует от 0.9 до 3.3 г/т. В кислых оно изменяется от 1.3-2.0 г/т, в ультракислых составляет 2.2 г/т, с последними связаны практически все месторождения этого элемента [87, р. 27; 151-159]. Это еще раз подчеркивает тесную связь редкометалльных месторождений с поздними дифференциатами интрузий указывающие на то, что они являются заключительными постмагматическими продуктами эволюции коровых гранитоидных очагов [160, 161]. Установлено, что среднее содержание вольфрама возрастает от ультраосновных пород, где его кларк равен 0.1-0.8 г/т,

к основным и средним породам, содержащим в среднем 1.0 г/т вольфрама, и далее – к кислым (1.5-2.0 г/т) и ультракислым (2.2 г/т) магматическим породам, в которых кларк вольфрама наиболее велик.

Таблица 3.6.1 – Среднее содержание вольфрама в горных породах и земной коре

Группы пород по содержанию SiO ₂ %	Среднее содержание W (г/т) по данным авторов			
	Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961)	Виноградов А.П. (1962)	Taylor S.R. (1964)	Rudnick, Gao (2003)
Ультраосновные (<44%)	0.8	0.1	-	
Основные (44-53%)	0.7	1.0	1.0	
Средние (53-68%)	1.3	1.0	-	
Кислые (68-73%)	1.3	1.5	2.0	
Ультракислые (73-78%)	2.2	-	-	
Верхняя часть континентальной коры, литературные данные 1961-2003 гг.		1.4	1.5	0.91-3.3

Имеющийся к настоящему времени опубликованный аналитический материал по геохимии вольфрама в различных типах пород [162-187] позволяет получить более полную информацию об особенностях содержания этого элемента в горных породах различных регионов.

В ультраосновных породах содержание вольфрама составляет в среднем 1.4 г/т, при наиболее часто наблюдаемых значениях – 0.1-3.2 г/т (таблица 3.6.2). Исключение составляют ультраосновные включения в щелочных базальтах Сихотэ-Алиня, содержащие в среднем 28.6 г/т вольфрама [151, с. 250; 162, с. 283].

Таблица 3.6.2 – Среднее содержание вольфрама в ультраосновных и основных породах

Порода	Район	Число образцов	Среднее содержание W, г/т
1	2	3	4
<i>Ультраосновные породы</i>			
Ультраосновные включения в щелочных базальтах	Сихотэ-Алинь	5	28.6
	Приморье	4	3.2
Гипербазиты	Сино-Корейский щит	24	1.5
	Дальний Восток	21	0.5
Серпентиниты	Сино-Корейский щит	11	0.7
	Дальний Восток	7	0.9
Анортозиты	Приморье	1	2.4
Дуниты	Канада	6	0.1
Амфиболовые гарцбургиты	Канада	5	0.2
Кимберлиты	Африка	56	1.8
Основные и ультраосновные породы	Индия	78	1.6

Продолжение таблицы 3.6.2

1	2	3	4
Среднее содержание в ультраосновных породах		218	1.4
<i>Основные породы</i>			
Базальты оливиновые	Приморье	104	1.7
Базальты щелочно-оливиновые	Приморье	110	3.6
Щелочные базиты	Памиро-Тянь-Шань	6	41
Диабазы	Приморье	151	1.6
Базальты	Антарктика	10	2.3
Оливиновые горнблендиты	Канада	2	0.1
Базальты	Fennoscandian Shield	16	0.1
Базальты раннегеосинклинальные	Сихотэ-Алинь	92	1.8
Базальты посторогенные оливиновые	Сихотэ-Алинь	30	0.6
Базальты посторогенные щелочные	Сихотэ-Алинь	4	1.7
Габбро	Приморье	14	2.8
Габброиды	Алтай	19	3.6
Амфиболиты	Приморье	7	0.8
Амфиболиты	Восточная Антарктида	10	2.1
Пироксениты	Марокко	1	0.1
Пироксениты	Тянь-Шань	6	1.0
Щелочные пироксениты	Ураинский щит	12	2.6
Амфиболиты	Канада	1	0.4
Клинопироксенит	Северная Африка	1	0.1
Метабазальты-андезиты	Китай	3	9.1
Базальты	Индия	40	1.0
Диабазы	Индия	16	2.3
Основные породы	Индия	7	1.9
Долериты	Уганда	6	6.3
Траппы	Сибирь	6	2.0
Долериты	Руанда	10	9.2
Среднее содержание в основных породах		678	2.2
Примечание – Составлено по источнику [141, р. 65; 142, р. 305; 144, р. 20; 145, р. 230; 149, с. 510; 160, с. 365; 161, с. 20; 162, с. 285; 163, с. 320; 165, с. 230; 166, с. 558; 168, р. 290; 172, р. 532; 173, с. 905; 178, р. 305; 179, р.1952; 183, с.18; 186, р. 685]			

Содержание вольфрама в основных интрузивных (габбро) и эффузивных (базальтах) породах обнаруживает некоторые отличия: габбро содержит больше (2.8-3.6 г/т) вольфрама, чем базальты (0.1-2.3 г/т). Наиболее высоким содержанием вольфрама 2.3 г/т выделяются базальты Антарктиды. Исключение составляют щелочные базиты Памиро-Тянь-Шаня, содержание W – 40-41 г/т [149, с. 510] и долериты Руанды, содержание вольфрама – 9.2 г/т [172, р. 529] и щелочно-оливиновые базальты (Приморье) с содержанием 3.6 г/т. Такое высокое содержание это результат воздействия на включения щелочных расплавов глубинного происхождения свидетельствующий о реальности существования мантийного источника вольфрама [141, р. 64; 142, р. 305; 145, р. 228; 149, с. 508]. Выщелоченный вольфрам мог участвовать в формировании

постмагматических генераций минералов вольфрама. Это подтверждается сведениями о том, что в рудах, связанных с основными породами иногда присутствует шеелит или вольфрамит [188].

В целом основные породы содержат в среднем 2.2 г/т вольфрама (без щелочных базальтов Памиро-Тянь-Шаня), что выше содержания этого элемента в ультраосновных породах, равного 1.4 г/т.

Среднее содержание вольфрама в щелочных породах (4.0 г/т) значительно выше, чем в основных и кислых (таблица 3.6.3). Со многими из них обнаружена генетическая связь с вольфрамовым оруденением [90, р. 320; 149, с. 515; 166, р. 560; 175, р. 505; 181, с. 210].

Таблица 3.6.3 – Среднее содержание вольфрама в щелочных породах

Порода	Район	Число образцов	Содержание W, г/т
Щелочные граниты	Южный Китай	5	7.4
Щелочные сиениты	Приморье	3	3.9
Трахиандезиты		21	3.9
Щелочные базиты	Тянь-Шань	5	1.3
Щелочные базиты	Памир	2	8.4
Умеренно-щелочные лейкограниты	Горный Алтай	4	8.0
Нефелиновые сиениты	Тува	12	2.0
Щелочные сиениты	Монголия	2	1.2
Фонолиты	Уганда	4	3.7
Нефелиниты		2	6.9
Трахит		1	5.8
Сиениты	Южная Америка	3	2.3
Фонолиты		5	3.9
Нефелиниты	Индия	2	0.6
Щелочные породы		16	5.1
Щелочные базальты	Мадагаскар	1	1
Щелочные граниты		1	3.0
Нефелиновый монцонит		2	2.2
Среднее		91	4
Примечание – Составлено по источнику [90, р. 320; 149, с. 515; 161, с. 25; 166, с. 559; 167, с. 110; 168, с. 291; 174, с. 62; 175, с. 505; 181, с. 211; 182, с. 470; 185, с. 455]			

Исследования [151, с. 220] позволили установить, что содержание вольфрама в щелочных породах зависит от их формационной принадлежности (таблица 3.6.4). Самые низкие содержания вольфрама (0.5 г/т) характеризуют породы щелочно-ультраосновной субформации. В щелочных породах щелочно-гранитной формации содержания вольфрама варьируют в зависимости от содержания в них калия и фтора.

Таблица 3.6.4 – Среднее содержание вольфрама в различных субформациях щелочных пород

Субформация	Число образцов	Содержание W, г/т
Щелочно-ультраосновная	6	0.5
Щелочно-гранитоидная	11	1.8
Щелочно-габброидная	12	1.5
Калиевая щелочно-базальтоидная	8	1.5

На Памире породы калий-щелочно-базальтоидной формации характеризуются более высоким содержанием калия по сравнению с щелочными породами других формаций. Соответственно и содержание вольфрама в них (фергуситы, тингуаиты) наиболее значительно – 14.3 г/т (таблица 3.6.5). Самыми низкими содержаниями вольфрама характеризуются породы натрий-щелочно-габброидной формации Памира [170, с. 39].

Таблица 3.6.5 – Среднее содержание вольфрама в щелочных породах различной формационной принадлежности Памира

Формация	Число образцов	Содержание W, г/т
Щелочно-гранитоидная	31	3.3
Натриевая щелочно-габброидная	49	< 0.5
Калиевая щелочно-базальтоидная	82	14.3

В гранитоидах (таблицы 3.6.6) вольфрам распространен довольно равномерно, и его содержание в них составляет в среднем 4.6 г/т при наиболее часто наблюдаемых значениях 1.6-2.0 г/т, несколько отличаясь от кларка, вычисленного Виноградовым А.П. и равного 1.5 г/т.

Таблица 3.6.6 – Среднее содержание вольфрама в кислых и ультракислых породах (гранитоидах) мира

Район	Число образцов	Содержание W, г/т
Восточный Узбекистан, Тянь-Шань	4	4.7
Северная Америка	34	1.6
Япония	63	2.0
Алтай	28	7.3
Пакистан	20	2.1
Индия	147	3.7
Уганда	52	1.4
Монголия	5	2.0
Алтай	37	21.1
Пакистан	20	2.1
Горный Алтай	-	1.9
Восточный Узбекистан, Тянь-Шань	6	5.6
Среднее	416	4.6
Кларк в кислых породах		1.5
Примечание – Составлено по источнику [52, с.; 89, р.; 90, р. 311; 165, с. 8; 166, р. 558; 168, р. 290; 175, р. 500; 183, с. 19; 184, с. 108; 189, р. 643; 190, р. 320]		

В таблице 3.6.7 представлены средние содержания W в гранитоидах Казахстана [191]. Относительная монотонность распределения содержаний вольфрама нарушается при переходе к вольфрамоносным гранитоидам региона. В них эти содержания не только превышают кларковые, но и значительно (в 5-20 раз) отличаются друг от друга.

Таблица 3.6.7 – Среднее содержание вольфрама в гранитах главных фаз массивов Центрального Казахстана

Массив	Число образцов	Среднее содержание W, г/т	Массив	Число образцов	Содержание W, г/т
1	2	3	4	5	6
Субнормальные граниты*			Лейкограниты		
Аршалы, I фаза	5	11.0	Сарыбулак I фаза	10	5.6
Булаттау I фаза	15	2.6	Сарытау II фаза	3	5.0
Булаттау II фаза	8	6	Токантас I фаза	13	3.5
Восточный Коунрад I фаза	11	5.0	Узунбулак I фаза	10	3.0
Восточный Коунрад II фаза	11	8	Узунбулак II фаза	9	3.4
Жаксыкудук I фаза	12	3.8	Ульконды I фаза	13	5.7
Жаманкарабас I фаза	10	3.0	Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	290	12.4
Жаманкарабас II фаза	4	3.5			
Жартас	24	7.2			
Кызылкараган I фаза	15	5.0	Аляскиты лейкогранитовые		
Сарытоганбай I фаза, фация ядра	5	<4.0	Аккаин I фаза	12	3.5
Сарытоганбай I фаза, фация эндоконтакта	2	<4.0	Бегазы I фаза	27	3.5
Сусызкара I фаза	14	<4.0	Бегазы II фаза	13	<4.0
Шалтас I фаза	11	4.4	Койтас I фаза	15	2.6
Шалтас II фаза	9	4.4	Мукур I фаза	7	24.0
Шалтас Западный I фаза	3	<4.0	Обалы I фаза	11	4.3
Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	159	4.5	Сарыоба I фаза	9	<4.0
			Тюлькили	13	<4.0
			Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	107	4.0
Лейкограниты			Щелочнополевошпатовые аляскиты		
Аиртау I фаза	4	5.0	Крегетас I фаза	10	<4.0
Акчатау I фаза	15	12	Кызылтас-1 I фаза	15	<4.0
Акчатау I фаза, фация ядра	14	12	Кызылтас-1 II фаза	7	<4.0
Акчатау II фаза фация ядра	28	26	Улутау	26	2.3

Продолжение таблицы 3.6.7

1	2	3	4	5	6
Балей I фаза	10	2.7	Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	58	3.2
Берикты I фаза	14	4.0			
Жанет I фаза	11	30	Аляскиты		
Караоба I фаза	10	26.3	Кызылрай I фаза	2	<4.0
Караоба II фаза	8	35	Кызылрай II фаза	2	4.0
Каратемир I фаза	13	3.7	Майтас I фаза	5	<4.0
Контенколь I фаза	16	41.0	Майтас II фаза	10	3.2
Куу I фаза	10	9.2	Мамыр I фаза	10	<4.0
Куу II фаза	13	8.6	Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	29	3.7
Куу III фаза	6	14	Щелочные аляскиты		
Кызылеспе Северный II фаза	7	<4.0	Майтас I фаза	5	<4.0
Кызылтау I фаза	7	4.1	Шунак I фаза	10	<4.0
Кызылтау II фаза	13	5.8	Шунак II фаза	10	3.0
Кызылтау III фаза	6	3.7	Средневзвешенное содержание (по количеству проб)	25	3.6
Кызылтау Северный II фаза	14	9.5			
Нуратадды I фаза	5	9.5			
* – по классификации (>74 % SiO ₂) – породы, переходные от ультракислых гранитов к известково-щелочным					

Примером могут служить частные содержания вольфрама в гранитоидах Казахстана (неучтенные при вычислении кларка по региону), которые столь высоки, что несомненно имеют вторичное происхождение, поскольку относятся к рудогенерирующим массивам: 200 г/т в лейкократовых гранитах Узунбулака, 42 г/т – Куу, 225 г/т – Коктенколь, 65 г/т – Караоба, 55 г/т – Акчатау. Все это значительно зависило бы средние значения, приведенные в таблице 3.4.7.

Большая неравномерность содержания вольфрама в гранитоидах Центрального Казахстана наличие в них «ураганных» содержаний элемента позволяют считать, что они обусловлены частично измененностью этих пород.

Сравнение среднего содержания вольфрама в породах различного состава показывает, что наиболее часто высокие содержания вольфрама характерны для щелочных пород: щелочных гранитов, щелочных базальтов, нефелинитов. Высокое содержание вольфрама в щелочных основных породах, иногда в 3-5 раза превышающее таковое в гранитах при одновременном практическом отсутствии в связи с ними месторождений вольфрама, является яркой иллюстрацией того, что высокие содержания вольфрама в породе не отражают ее рудогенерирующей способности, не являются признаком ее «металлоносности». Они, скорее всего, отражают высокую степень

кристаллохимического рассеяния этого элемента [151, с. 210].

Для гранитоидов в поведении вольфрама отмечается, что две наиболее характерные черты: относительно монотонное его содержание в гранитах различных регионов и связь повышенных концентраций вольфрама с гранитами, измененными постмагматическими процессами, в первую очередь, грейзенизацией. Содержание вольфрама в гранитных породах различных регионов варьирует в небольших пределах, составляя в среднем, как правило, 1.5-2.2 г/т. Эти содержания несколько увеличиваются в гранитах вольфрамоносных массивов или регионов, где они составляют более 4.0 г/т (таблицы 3.6.6, 3.6.7).

Вольфрамовая минерализация во всем мире пространственно связана с кислой и ультракислой интрузией [156, р.153; 157, с.150; 159, р.152; 174, р.60], в том числе и с ультракислыми породами Центрального Казахстана (таблице 3.6.7). Особенности этих связей были рассмотрены [154, с.10; 155, с.8; 156, с.155; 159, р.152]. Они образуют большое разнообразие типов оруденения рудных месторождений (жильные, скарновые, альбититовые, грейзеновые), которые также демонстрируют чрезвычайное разнообразие условий образования от магматических до гидротермальных систем. В том числе с повышенными содержаниями вольфрама, на данных месторождениях в значительном количестве содержатся экономически «критические металлы», такие как Sn, Nb, Ta, Be и Li [192-194] которые необходимы для нынешнего и будущего развития промышленности.

Таблица 3.6.8 – Среднее содержание вольфрама в горных породах верхней части континентальной коры, вычислено

Горные породы	W, г/т	Горные породы	W, г/т
Пески и песчаники	1.6	Ультрабазиты	0.3
Глины, глинистые сланцы	2.6	Магматические породы	1.87
Карбонатные породы	1.2	Метапесчаники	2.1
Осадочные породы в целом	2.0	Парагнейсы, сланцы	2.6
Кислые вулканы	1.4	Карбонатные породы	1.7
Средние вулканы	1.4	Параметаморфиты	2.5
Основные вулканы	1.1	Гранито-гнейсы	1.4
Вулканы в целом	1.2	Метабазиты	4.0
Сиениты	0.2	Ортометаморфиты	1.62
Граниты	2.2	Гранито-гнейсовый слой	2.07
Гранодиориты	1.6	Верхняя часть континентальной коры	2.03
Базиты	0.75		

В таблице 3.6.8 представлены данные, взятые за основу при анализе распределения W в горных породах. Из данной таблицы следует, что среднее содержание вольфрама в горных породах изменяется от 0.3 г/т (ультрабазиты) до 4 г/т (метабазиты). Григорьев Н.А. [63, с. 350] утверждает, что вольфрам накапливается в метаморфических породах. В магматических породах значения среднего содержания W изменяются от 0.2 г/т (сиениты) до 2.2 г/т (граниты), в

осадочных породах – от 1.2 (карбонатные породы) до 2.6 г/т (глины и глинистые сланцы).

На рисунке 3.6.1 представлен график распределение вольфрама в горных породах по [63, с. 180]. Из рисунка 3.6.1 видно, что средние значения вольфрама возрастают от ультраосновных магматических пород к метаморфическим породам, что в целом подтверждает его накопление в метаморфических породах.

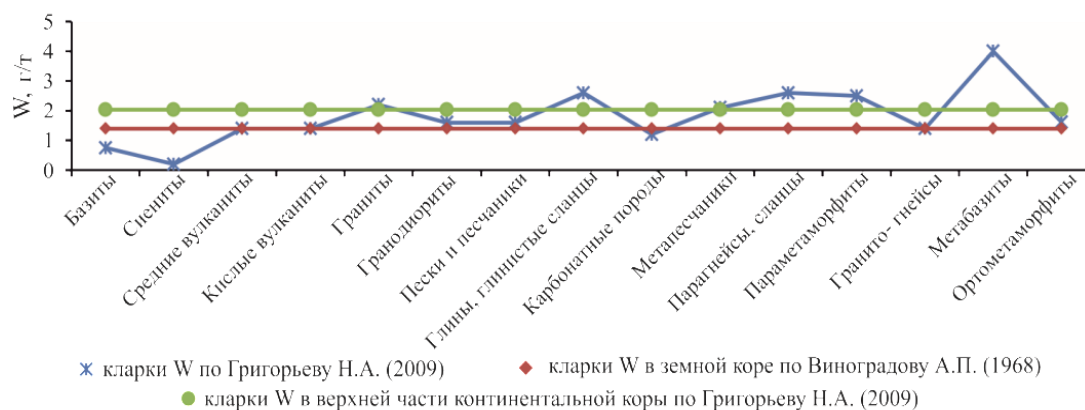


Рисунок 3.6.1 – График распределения вольфрама в горных породах

Выводы по разделу 3.6:

1. Установлено, что вольфрам накапливается в кислых (гранитоиды), ультракислых (лейкократовых аляскитах, лейкогранитах) магматических породах. Аномально высокие содержания вольфрама в этих породах свидетельствует о воздействии постмагматических процессов: мусковитизации, грейзенизации.

2. Определенно, что наиболее низкое среднее содержание вольфрама среди осадочных пород характерно для карбонатных пород (1.2 г/т), а в глинистых породах оно в 2 раза выше – 2.6 г/т.

3. Выявлено, что наиболее высокие средние значения вольфрама в щелочных основных породах, в 3-5 раз превышающее содержание в гранитах, показывает отсутствие месторождений вольфрама в щелочных породах. Это является примером того, что высокие содержания вольфрама в породе не отражают ее рудогенерирующей способности, не являются признаком ее «металлоносности».

4. Установленная связь повышенных содержаний W с ультракислыми магматическими и метаморфическими породами позволяет подойти к оценке потенциальной рудоносности геохимических аномалий в почвах и обосновать целесообразность дальнейших прогнозных исследований. Можно считать, что если содержание элементов в почве при литогеохимическом опробовании оказалось выше кларка этого элемента в нижележащей породе, то это может свидетельствовать о наличии рудной аномалии в этом месте.

4 ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (BE, W, MO) В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

4.1 Общие положения

В настоящее время накоплен значительный опубликованный материал по геохимии редких элементов в различных базальтах и гранитах, значительно меньше информации по закономерностям распределения этих элементов в ультраосновных и щелочных комплексах. При исследовании распределения редких элементов в горных породах Центрального Казахстана было установлено значительное накопление этих элементов в кислых и ультракислых, щелочных, субщелочных, калиевых породах по сравнению с ультраосновными, основными, средними, натровыми магматическими породами, а также в метаморфических породах. Исследования геохимии редких элементов в горных породах различных регионов показали, что эти элементы значительно накапливаются в процессах магматической дифференциации [159, p.75; 160, с.10; 195]. Высокие содержания данных элементов в щелочных породах, как в остаточных продуктах дифференциации, отмечались [69, с.110; 144, p.15; 182, p.470] и во многих других работах [159, p.155; 196]. Аналогичная закономерность была подтверждена и в данной работе.

Установление закономерностей геохимической истории редких элементов при дифференциации и кристаллизации магм, а также закономерности распределения редких элементов в горных породах помимо самостоятельного научного значения, дает возможность подойти к ряду вопросов теории рудообразования и петрогенезиса. В первую очередь это относится к проблеме генетической связи рудных месторождений с интрузией, а также к вопросу об источниках рудного вещества [92, с. 10; 132, p. 356; 197].

При этом особенно важно знание первичного распределения редких и рудных элементов в породах для решения одной из важнейших задач современной геологии – выявления вертикальной зональности оруденения и околорудных измененных пород в рудных месторождениях. Представляется, что эта зональность должна рассматриваться как одна из главных закономерностей и основ при разработке теории новых методов поисков слепых рудных залежей и прогнозов оруденения на глубину.

В настоящее время только правильное сочетание геологического и минералого-петрографического исследований различных интрузивных комплексов с изучением геохимии редких элементов [128, p. 140; 132, p. 355; 137, p. 38] и определением абсолютного возраста входящих в них пород [140, p.401; 142, p. 305] дает возможность достаточно полно и обоснованно решать коренные вопросы связи металлогении с магматизмом. В этом аспекте исследования геохимии редких элементов приобретают большое практическое значение для работ по геологической съемке районов, характеризующихся широким распространением магматических пород [147, с.36; 158, p. 70].

В предыдущем разделе было рассмотрено распределение бериллия, молибдена в горных породах Центрального Казахстана, и вольфрама по имеющимся опубликованным данным. Были подтверждены ранее выявленные

и установлены ряд новых закономерностей. Ниже рассматриваются факторы, обусловившие описанное в третьей главе распределение Be, Mo, W в горных породах Центрального Казахстана.

4.2 Факторы, контролирующие распределение Be

Напомним основные закономерности распределения Be в изверженных породах. В результате анализа данных по магматическим породам Центрального Казахстана установлено (см. подпункт 3.4.1), что бериллий накапливается в кислых, ультракислых и щелочных породах. В магматических породах региона содержание бериллия закономерно возрастает от ультраосновных (0.4 г/т) до ультракислых (5.2 г/т); в различных группах субщелочных пород оно изменяется от 1.1 г/т (трахибазальт) до 5.3 г/т (калиевый субщелочной кварцевый сиенит); в различных группах щелочных пород содержание бериллия изменяется от 0.7 г/т (щелочной пироксенит) до 21 г/т (сиенит нефелиновый).

Существенно повышенными содержаниями бериллия характеризуются щелочные породы формации нефелиновых сиенитов. Распространение бериллия в них, наиболее полно изученное [104, с. 25; 106, с. 246], свидетельствует о сложном распределении бериллия по минералам щелочных пород, а также о явлениях некоторого накопления бериллия в разновидностях щелочных пород, подвергшихся высокотемпературному позднемагматическому и послемагматическому изменению [101, с. 698; 107, р. 178].

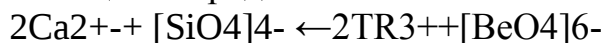
Распределение содержаний бериллия в щелочных породах и гранитоидах хорошо согласуется с логарифмически-нормальным законом [79, с. 125].

Большинство типов природных концентраций бериллия, являются продуктами деятельности послемагматических растворов, связанных с кислыми и ультракислыми породами (в том числе с щелочными и субщелочными гранитоидами).

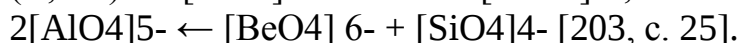
Увеличение среднего содержания бериллия в гранитоидах конкретной геохимической провинции по сравнению со средним значением, свойственным гранитам земной коры [52, с. 560], обычно свидетельствует о широком развитии в пределах этой провинции явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза гранитоидов [198-200]. Подобные провинции (таковой является Центральный Казахстан), как правило, отличаются распространением месторождений грейзеновой формации, несущих концентрации бериллия вольфрама, молибдена и ряда других редких элементов [201-203].

В работах [98, с.100; 100, с.55] установлена важная геохимическая роль плагиоклазов, обусловленная тем, что для большинства гранитоидов они являются и концентратором, и главным носителем бериллия. В двуслюдяных и особенно в мусковитовых гранитах роль концентратора, а иногда и носителя Be, переходит к мусковиту [204-208]. Метасоматический характер последнего свидетельствует о послемагматическом происхождении повышенных концентраций Be в мусковитовых гранитах [93, с. 14; 203, с. 10].

При этом главным поглотителем бериллия из кристаллизующихся магматических расплавов является плагиоклаз [96, р. 547], заключающий не менее 80-85% бериллия, находящегося в рассеянном состоянии в неизмененных послемагматическими процессами интрузивных горных породах. Полагают [203, с. 10], что в полевых шпатах бериллий изоморфно замещает либо кремний с компенсацией зарядов многовалентными катионами по схеме:



(K, Na)⁺ + [SiO₄]⁴⁻ $\leftarrow$ TR³⁺ + [BeO₄]⁶⁻, либо алюминий:



Изучение распределения Be в плагиоклазе разного состава дало возможность установить, что максимальные содержания элемента имеются только в олигоклазе. Судя по этим данным [97, с. 999] наиболее вероятной считать схему изоморфизма в олигоклазах: NaAl $\leftarrow$ CaBe. В кислых плагиоклазах возможно: 2Al³⁺ + Ca²⁺ $\leftarrow$ 3Be²⁺ + 2Na⁺.

Значительное влияние на масштабы вхождения бериллия в плагиоклазы, оказывают кристаллохимические особенности других минералов (амфиболы, пироксены и др.), что подтверждается спецификой распределения бериллия между минералами в гранитоидах различных парагенетических типов. Ранее отмечалось [203, с. 30], что химический состав выделяющихся минералов значительного влияния на распределение бериллия не оказывает, тогда как возрастание в расплаве количества кремнекислоты способствует более резкому разделению бериллия по минералам в процессе кристаллизации. С возрастанием кремнекислотности пород увеличивается содержание и коэффициенты концентрации Be и F в биотитах [209-211], корреляционная связь между содержаниями бериллия и фтора в породах [106, с. 245; 117, р. 26], а также прямая пропорциональная связь содержаний бериллия с количеством SiO₂ [212-214]. Видимо по мере кристаллизации и дифференциации гранитоидных расплавов происходит смещение равновесия между бериллиевокислородными и комплексными фторбериллатными соединениями бериллия в сторону последних. За счет их частичного распада при кристаллизации расплава максимум рассеяния бериллия в минералах смещается к поздним парагенезисам [215] и четче выражена связь содержаний бериллия и фтора. Основным фактором, препятствующим полному изоморфному рассеянию бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов, является отчетливо выраженная связь его с фтором, способствующая накоплению бериллия в остаточных все более кислых эвтектоидных расплавах. Это очевидно ведущий фактор обогащения бериллием остаточных расплавов и флюидной фазы в случае постоянного давления и непроницаемости вмещающих пород отношению летучих. С другой стороны, снижение давления и резкое возрастание проницаемости пород кровли способствует уходу летучих соединений из кристаллизующегося расплава и ведет к обеднению бериллием наиболее кислых разностей пород и появлению обратной связи бериллия с SiO₂ [38, с. 66; 97, с. 998]. Этим создаются благоприятные условия для участия бериллия в гидротермальном рудообразовании.

С этой точки зрения был построен график распределения Be в зависимости от содержания SiO₂ в магматических породах Центрального Казахстана (рисунок 4.2.1) [17, с. 100].

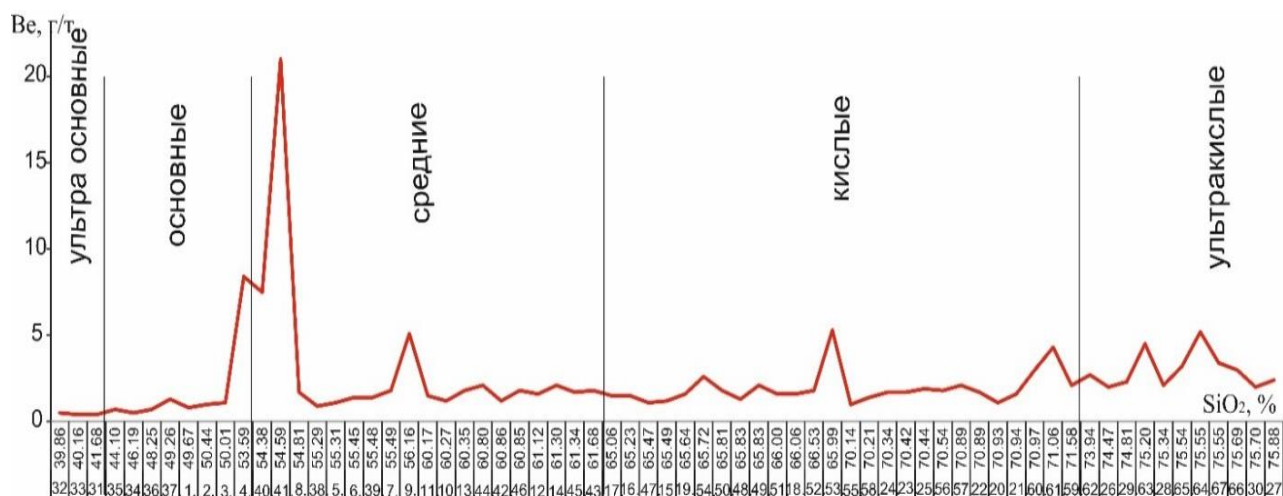


Рисунок 4.2.1 – График распределения Be в магматических породах в зависимости от содержания в них SiO₂

Примечание - Значения по оси абсцисс: цифры вертикальные – содержание SiO₂,%; цифры горизонтальные – номера кларков; по оси ординат – среднее содержание бериллия в породе, г/т

В результате исследования установлено, что Be накапливается в кислых и ультракислых породах Центрального Казахстана. После того, как из общего ранжира по SiO₂ исключены щелочные, субщелочные породы (№ кларков: 4, 40, 41, 9, 60, 61,) и геохимически специализированные в отношении Be лейкограниты (№ кларков: 54, 53, 62, 63, 65, 64, 67) по [13, с. 990], график зависимости содержания Be от SiO₂ (рисунок 4.2.2) описывается уравнением (4.2.1):

$$y=0.04x-0.99 \quad (4.2.1)$$

при $R^2=0.59$, $Sy=f(x)=\pm 0.3$ г/т; где y – содержание Be в породах, г/т; x – содержание в породах SiO₂, %; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного $R=0.77$ (коэффициент корреляции подвергался статистической оценке, проверяется гипотеза действительно ли он отличается от нуля); при $t_{набл} > t_{табл}$, коэф.кор. с заданной вероятностью $\alpha=0,001$ отличен от нуля, наличие корреляции подтверждается. $Sy=f(x)$ – стандартная ошибка определения Be по уравнению.

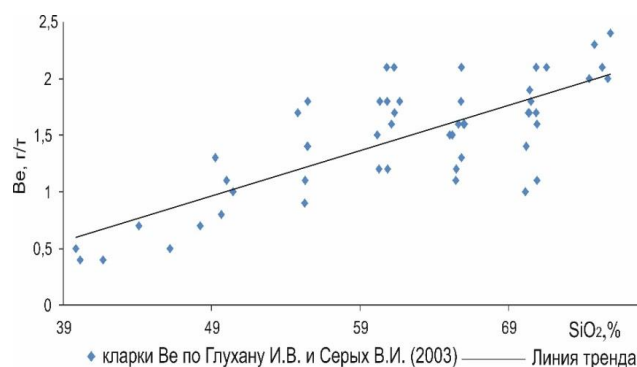


Рисунок 4.2.2 – График распределения Be в известково-щелочных породах в зависимости от содержания в них SiO₂

Как было уже отмечено выше, что концентрирование кислой и ультракислой магмы фтором представляется важнейшим агентом переноса Be из расплава в отделяющийся флюид и последующего образования гидротермальных месторождений этого металла [106, с. 245, 209, с. 920]. Корреляционный анализ распределения Be и F в магматических породах Центрального Казахстана свидетельствует о зависимости бериллия от содержания фтора в породе (рисунок 4.2.3), которая описывается уравнением 4.2.2:

$$y=0.0048x-0.5725 \quad (4.2.2)$$

Статистиками этого уравнения: $R=0.72$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$; $S=\pm 0.25$ г/т, установлено, то что Be имеет зависимость с фтором со всеми магматическими породами Центрального Казахстана, но все повышенные содержания Be в породах конечных стадий кристаллизации, что подтверждает вышеизложенное.

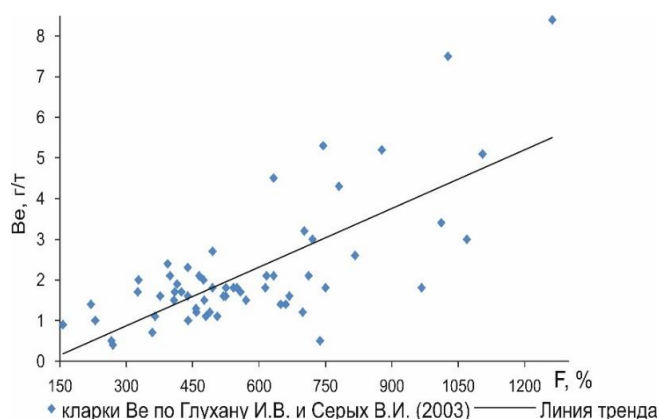


Рисунок 4.2.3 – График распределения Be в магматических породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них F

Из построения исключены нефелиновые сиениты, поскольку данная порода относится к щелочному ряду, которая имеет максимальное содержание Be в породах – 21 г/т. С щелочными породами (несмотря на наличие в них в

ряде случаев повышенных содержаний рассеянного бериллия) связано незначительное количество месторождений бериллиевых минералов, являющихся продуктами деятельности послемагматических растворов. При этом во всех известных месторождениях, связанных со щелочными породами, масштабы концентрации бериллия ограничены [200, с. 36; 203, с. 10; 212, с. 15]. Примерами таких месторождений бериллия на территории Центрального Казахстана являются месторождения Тлеумбетское, Верхнее Эспе. В то же время для ряда минералов щелочных пород, в частности, для минералов нефелиновых сиенитов, характерны повышенные содержания бериллия в виде эндокриптной примеси. Несмотря на повышенное содержание, по сравнению с кларком литосферы, рассеяние бериллия в щелочных породах является характерной за счет своих особенностей типичной морфологии. В щелочных породах наибольшее количества бериллия рассеивается в нефелине и полевых шпатах. Как отметили [89, р. 155; 103, с. 422; 106, с. 250; 212, с. 22], что распределение бериллия в щелочных породах имеет более сложный характер, чем в гранитоидах. Замещение Al_3^{+IV} на Be_2^{+IV} энергетически более выгодно, чем замещение Si_4^{+IV} на Be_2^{+IV} , так как в первом случае меньше разница в зарядах. В щелочных породах более широко, чем в кислых, проявлен алюминий в тетраэдрической координации, так как его координационное число меняется от 6 до 4 по мере увеличения щелочности среды. Поэтому если в гранитах бериллий при кристаллизации минералов почти строго следует за кремнием, то в щелочных образованиях прослеживается связь бериллия с алюминием и степень кристаллохимического рассеяния его в породообразующих минералах щелочных пород выше, чем в гранитоидах [103, с.420]. Последним обстоятельством объясняется повышенное содержание бериллия в щелочных породах по сравнению с кислыми и ультракислыми породами Центрального Казахстана (рисунок 4.2.4). Здесь четко прослеживается корреляционная связь (уравнение 4.2.3) в щелочных породах Центрального Казахстана между Al_2O_3 и Be в пределах от 4 до 21, характеризующаяся статистиками $R=0.92$; $S=\pm 0.8$ г/т.

$$y=0.112x^{1.315} \quad (4.2.3)$$

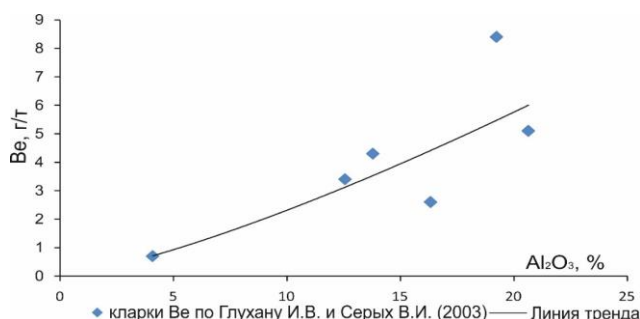


Рисунок 4.2.4 – График распределения Be в щелочных породах в зависимости от содержания в них Al_2O_3

Также наблюдается повышенные содержания Be с повышением K_2O в магматических породах, все калиевые породы богаче бериллием чем

калинатровые и натровые породы. Корреляционная зависимость Ве от содержаний K_2O изображена на рисунке 4.25, с коэф. корреляцией ($R=0.74$, $t_{набл} > t_{табл}$, при $\alpha=0,001$), описываемый уравнением 4.2.4:

$$y=0.5338x+0.1227 \quad (4.2.4)$$

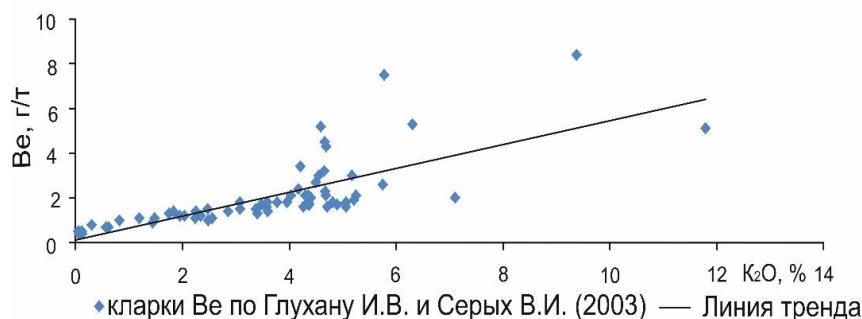


Рисунок 4.2.5 – График распределения Ве в магматических породах в зависимости от содержания в них K_2O

Для изучения закономерностей распределения Ве в осадочных породах построен ранжированный ряд по содержанию SiO_2 (рисунок 4.2.6) из которого видно, что средние содержания бериллия в осадочных породах Центрального Казахстана изменяются от 0.3 г/т (известняк) до 3.5 г/т (умереннокислые литокластические граувакки) [17, с. 85]. Установлена закономерность: все калиевые разновидности осадочных пород богаты бериллием по сравнению с натровыми породами [159, р. 155].

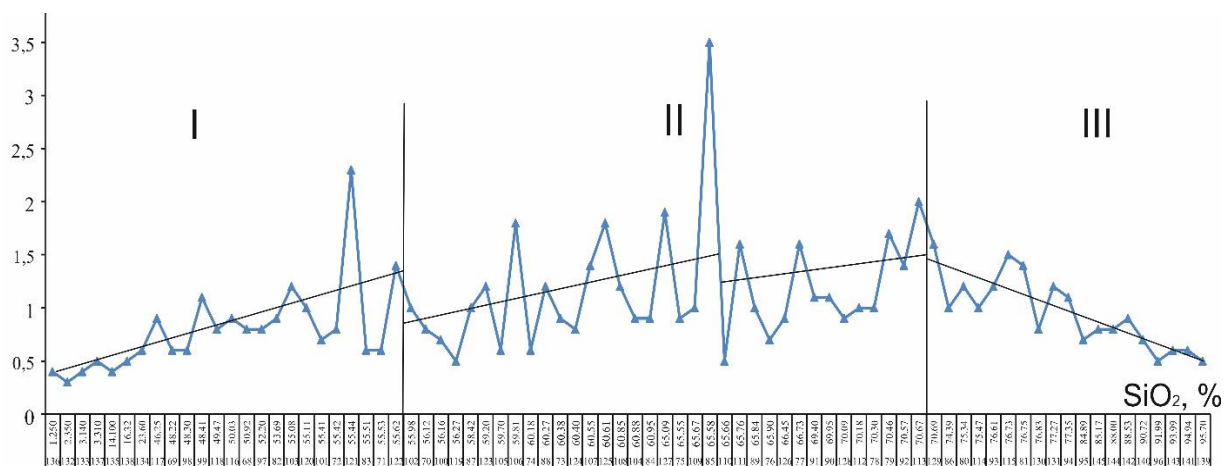


Рисунок 4.2.6 – График распределения Ве в осадочных породах в зависимости от содержания в них SiO_2

Примечание - Значения по оси абсцисс: цифры вертикальные – содержание SiO_2 ,%; цифры горизонтальные – номера кларков; по оси ординат – среднее содержание бериллия в породе, г/т

Резкие и закономерные переходы с пониженного (натровые разновидности пород) содержания к повышенному (все калиевые разновидности) дают

основания разделить на три группы: I – рост Ве с увеличением в породе двуокиси кремния, резкое превышение Ве в среднеосновной калиевой породе (№кларка 121 – 2.3 г/т Ве); II – слабый рост содержания Ве, резкое повышение и понижения содержаний – тут уже наблюдается зависимость от содержания калия, натриевые породы имеют низкое содержание по сравнению с калиевыми; и III группа пород, в которой наблюдается понижение содержания Ве с ростом SiO₂.

Для изучения закономерности распределения Ве в осадочных породах от содержания K₂O построен график зависимости (рисунок 4.2.7). Корреляционная связь между Ве и K₂O, описывается уравнением (4.2.5):

$$y=0.302x+0.4319, \quad (4.2.5)$$

характеризующаяся статистиками $R=0.84$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$; $S=\pm 0.22$ г/т.

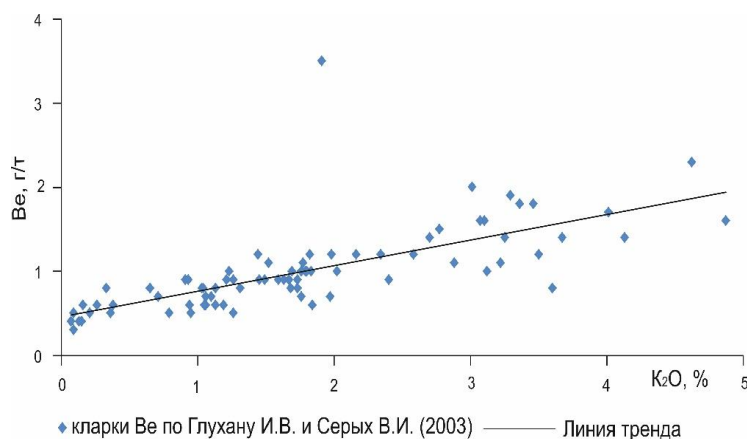


Рисунок 4.2.7 – График распределения Ве в осадочных породах в зависимости от содержания в них K₂O

На рисунке 4.2.8 изображено корреляционное поле распределения Ве в осадочных породах в зависимости от содержания в них SiO₂.

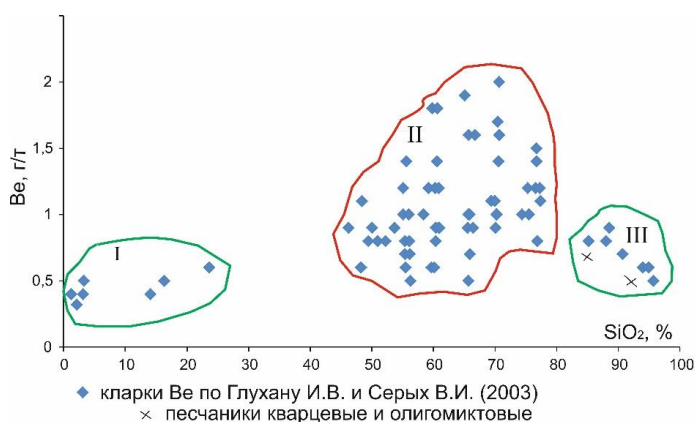


Рисунок 4.2.8 – Корреляционное поле распределения Ве и SiO₂ в осадочных породах

Из рисунка 4.2.8 следует, что средние содержания Ве в химических осадках группируются в виде трех областей распределения: I – известняк, доломит, доломитистый известняк, известковистый доломит, кремнеземистый известняк, алевритистый известняк, алевритистый доломит; III – яшма, глинистая яшма, фтанит, глинистый фтанит, кремнь, глинистый кремнь, туфосилицит – низкое, хотя и имеет тренд роста от известняков (0.3 г/т) к алевритистому известняку (0.6 г/т) в первом облаке и тренд уменьшения от глинистого фтанита (0.9 г/т) до яшмы (0.5 г/т) в третьем облаке, это объясняется тем, что в них не присутствуют минералы носители или концентраторы бериллия. Также в третье облако к хемогенным осадкам по высокому содержанию кремния (84.89-91.99%) попали две терригенные породы: песчаник кварцевый и олиго-мезомиктовый.

Во втором облаке, где содержание Ве повышенное это – терригенные осадки. Для которых установлено повышение среднего содержания Ве с увеличением калия. Это объясняется тем, что терригенные породы являются продуктами механического разрушения ранее образовавшихся магматических горных пород. И все закономерности характерные, для них, сохраняются в продуктах их разрушения, в частности: литокластические граувакки, алевролиты, аргиллиты [159, р. 156].

Исключив из общего ранжирного ряда по SiO_2 хемогенные осадки вместе с песчаниками (по сколько в этих породах содержания Ве низкое), получена зависимость содержания Ве от SiO_2 в осадочных породах (рисунок 4.2.9) и описывается корреляционным уравнением 4.2.5, которое характеризуется статистиками $R=0.4$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$; $S=\pm 0.2$ г/т:

$$y=0.0167x+0.0107 \quad (4.2.6)$$

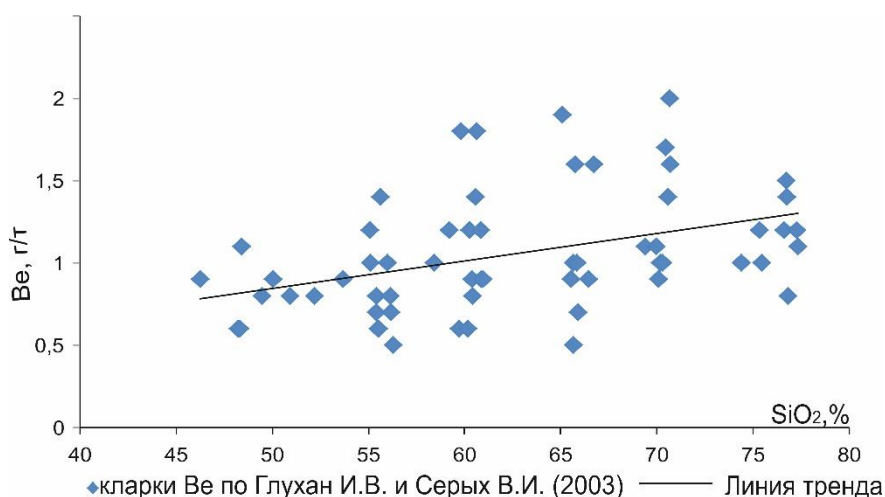


Рисунок 4.2.9 – График распределения Ве в осадочных (терригенных) породах в зависимости от содержания в них SiO_2

Среднее содержание Ве в кислых, ультракислых, щелочных породах – повышенное, однако, в этих горных породах находится всего 16.84% масс Ве [63, с. 300]. Больше половины его массы (59.63%) находится в

метаморфических породах. Распределение Be верхней части континентальной коры практически соответствует геохимическому балансу [63, с. 302]. На рисунке 4.2.10 представлен график распределения Be в метаморфических породах в зависимости от содержания в них SiO_2 .

По характеру распределения бериллия в метаморфических породах можно выделить две группы: равномерное распределение (I) и распределение график, которого имеет экстремум в диапазоне содержаний SiO_2 от 70 до 75%.

Это объясняется тем, что в метаморфических породах Be ведет себя точно так же, как вел себя в материнских породах, это свидетельствует о том, что при региональном изохимическом метаморфизме сохраняется тот же состав, что и был до него. Изменение, которому подверглись исходные породы не происходило химического изменения, т.е. рассеянный Be сохранился в тех же минералах, что и был до этого процесса. Так, например, если содержание элемента низкое в ультраосновных и основных магматических породах, также и здесь, нет повышенного содержания Be в метаплутонических и метавулканических породах ультраосновного и основного состава (№кларков 155, 156, 161, 163, 164) [13, с. 980]. Повышенное содержание Be наблюдается у калиевых метаосадочных (№кларков 147, 148, 150, 152) и метавулканических разновидностях пород (№кларков 159, 160), подтверждая закономерность повышенных содержаний в калиевых разновидностях. Если высокое содержание кремния, но низкое содержание калия, содержание Be будет в ней меньше (метаплагиогранит (№кларка 165) – произошел от изменения материнской породы плагиогранита (гранит Na) среднее содержание Be в нем 0.8 г/т). В рапакивидоподобных метагранитах, металейкогранитах и метаалескитах с повышением кремния содержание Be увеличивается (№кларков 166, 167, 168 соответственно), рисунок 4.2.10.

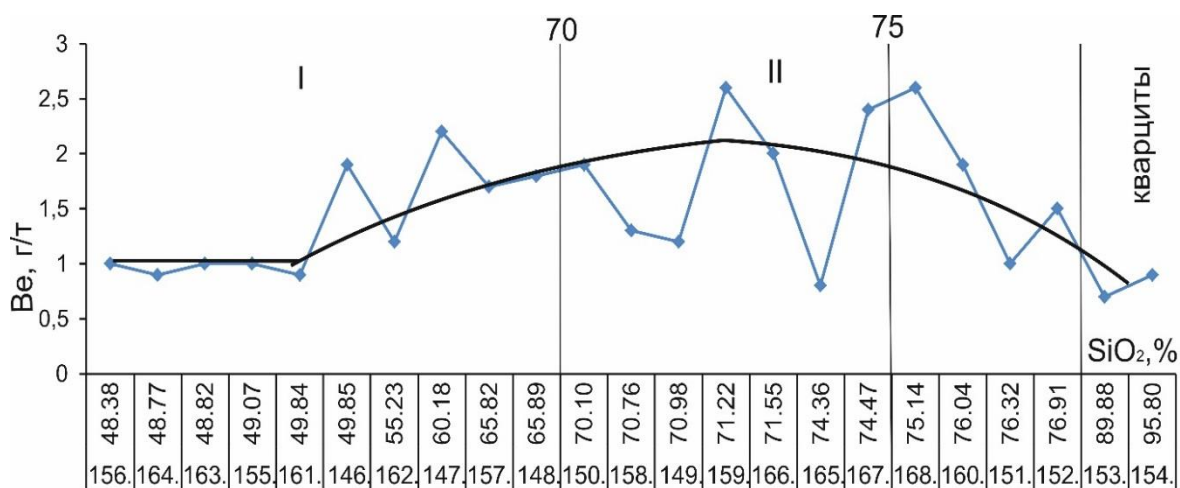


Рисунок 4.2.10 – График распределения Be в метаморфических породах в зависимости от содержания в них SiO_2

Если из общего ранжирного ряда исключить кварциты (кларковые №153, 154) с высоким содержанием SiO_2 , в которых бериллий не накапливается

(содержание Ве в кварцитах 0.7 и 0.9 г/т соответственно), то зависимость содержания Ве от SiO₂ описывается уравнением 4.2.7, рисунок 4.2.11:

$$y=0.0239x+0.0236, \quad (4.2.7)$$

которая характеризуется статистиками $R=0.45$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,05$; $S=\pm 0.2$ г/т.

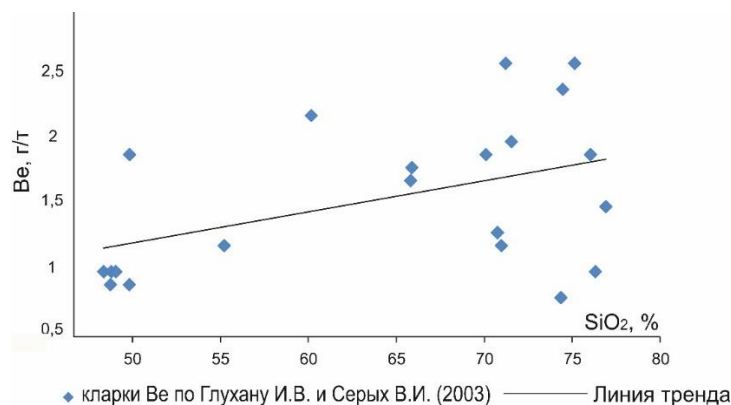


Рисунок 4.2.11 – График распределения Ве в метаморфических породах в зависимости от содержания в них SiO₂

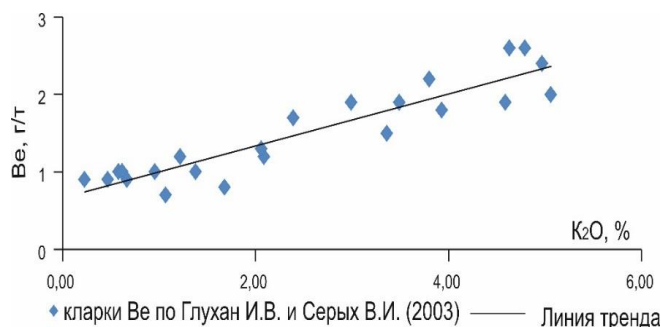


Рисунок 4.2.12 – График распределения Ве в метаморфических породах в зависимости от содержания в них K₂O

На рисунке 4.2.12 изображен график зависимости Ве от K₂O в метаморфических породах. Эта зависимость была установлена для магматических и осадочных пород Центрального Казахстана. Корреляционная связь описывается уравнением 4.2.8:

$$y=0.335x+0.6651 \quad (4.2.8)$$

которая характеризуется статистиками $R=0.9$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$; $S=\pm 0.3$ г/т.

Выводы по разделу 4.2:

1. Установлена общая закономерность увеличения содержаний Ве в породах Центрального Казахстана от содержания в них SiO₂. Это связано с его литофильностью.

2. Для магматических пород Центрального Казахстана установлена корреляционная зависимость Ве и F, описываемая уравнением $y=0.0048x-0.5725$, характеризующаяся статистиками $R=0.72$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$, $S=\pm 0.25$ г/т.

3. Установлена закономерность повышенного содержания Ве в щелочных породах Центрального Казахстана, которая объясняется корреляционной связью бериллия с алюминием, описываемой уравнением: $y=0.112x^{1.315}$, с статистиками $R=0.92$, $S=\pm 0.8$ г/т.

4. Установлены закономерности для горных пород Центрального Казахстана:

– в магматических породах выявлен рост содержания бериллия от ультраосновных (0.4 г/т) до ультракислых (5.2 г/т). Это подтверждает то, что содержания Ве в магматических породах возрастает с повышением SiO_2 . Данная закономерность описывается уравнением: $y=0.04x-0.99$ со статистиками $R=0.77$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$, $S=\pm 0.3$ г/т;

– средние содержания Ве в хемогенных осадках пониженное, а в терригенных породах содержание Ве увеличивается. Для данного типа пород характерно повышение среднего содержания бериллия с увеличением K_2O и SiO_2 , поскольку данные типы пород являются продуктами механического разрушения ранее образовавшихся горных пород. Все закономерности, характерные для магматических пород отслеживаются и в данных породах. Это подтверждается корреляционной связью Ве и SiO_2 , а также Ве и K_2O в терригенных породах Центрального Казахстана и описывается уравнениями соответственно $y=0.0167x+0.0107$, $y=0.302x+0.4319$;

– в метаморфических породах среднее содержание бериллия ведет себя так же как и в материнских породах: в метавулканических и метаосадочных породах с повышением калия среднее содержание Ве увеличивается. В метаплутонических породах с увеличением SiO_2 содержание Ве увеличивается, повторяя ту же закономерность, что и в магматических плутонических породах. Эта закономерность подтверждается корреляционной зависимостью Ве и SiO_2 в метаморфических породах Центрального Казахстана, описывается уравнением $y=0.0239x+0.0236$. Во время регионального изохимического метаморфизма сохранялся тот же состав, что и был до него. Изменение, которому подверглись исходные породы химического изменения не происходило, т.е. рассеянный Ве сохранился в тех же минералах, что и был до этого процесса.

5. Установлено, что все калиевые разновидности пород Центрального Казахстана, богаче бериллием по сравнению с натровыми и калинатровыми разновидностями тех же видов пород. Это подтверждается корреляционными зависимостями для магматических пород $R=0.74$, осадочных $R=0.84$, метаморфических $R=0.92$, для всех $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$.

6. Установлена закономерная связь содержаний Ве в осадочных и метаморфических породах от содержаний Ве в исходных горных породах, что свидетельствует о том, что при образовании первых не происходило изменение химического состава пород.

7. Рекомендуются при прогнозно-поисковых работах на территории Центрального Казахстана использовать региональные кларки Ве, поскольку установленные выше закономерности подтверждают обоснованность использования их, показывая все особенности проявления химизма, магматизма, осадконакопления и метаморфизма изучаемого региона [159, р. 157].

4.3 Факторы распределения Мо

Проведенными исследованиями установлено, что среднее содержание Мо в магматических породах Центрального Казахстана имеет наибольшее среднее значение в ультракислых, кислых, щелочных породах. Изучение характера распределения молибдена в магматических породах Центрального Казахстана показало, что молибден распределяется достаточно равномерно.

Повышение содержания Мо в ультракислых породах Центрального Казахстана, указывает на геохимическую связь молибдена с этим типом ультракислой магмой и на его способность концентрироваться в наиболее кислых породах. Поведение Мо в магматических породах в зависимости от содержания в них содержаний SiO_2 показано на рисунке 4.3.1. Также нужно отметить, что повышенным средним содержанием Мо в магматических породах, в которых наблюдается явное концентрирование этого элемента, отличаются щелочные и субщелочные породы. На данном рисунке можно увидеть, как ведет себя Мо в магматических породах.

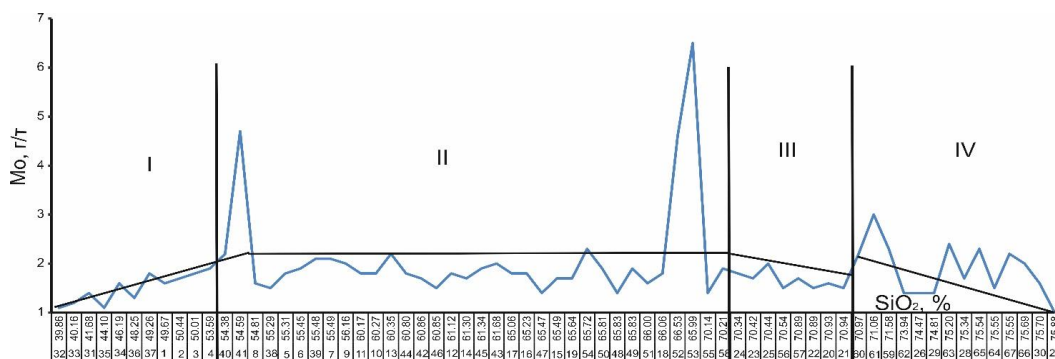


Рисунок 4.3.1 – График распределения Мо в магматических породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них $\text{SiO}_2\%$

Из рисунка 4.3.1 следует, что содержания Мо в магматических породах Центрального Казахстана распределено достаточно равномерно (если не считать некоторые повышенные содержания в субщелочных породах, щелочных и в геохимически специализированных лейкогранитовых породах), но все же выделено 4 группы:

1) в ультраосновных и основных породах с повышением $\text{SiO}_2\%$ увеличивается содержание Мо вплоть до среднего субщелочного калиевого монцонита (№кларка 40) и щелочного нефелинового сиенита (№кларка 41). Это объясняется тем, что Мо кристаллохимически тесно связан с титаном. Данная закономерность подробно описана ниже;

2) в средних и кислых породах до сиеногранита натрового (№кларка 58) содержания Мо достаточно равномерное;

3) в третьей группе видно понижение содержания молибдена с трахириодацита калийнатрового (№кларка 24) до риодацита (№кларка 21). В данной группе расположились в основном вулканические породы (№кларков 24, 23, 25, 20, 21);

4) на рисунке 4.3.1 видно, что содержания Мо постепенно снижаются с повышением кремния в породах с сиеногранита калиевого (№кларка 60) до щелочнополевошпатового риолита (№кларка 27). Это показывает, то, что Мо накапливается в ультракислых плутонических породах (№кларков 60, 61, 59, 62, 63, 65, 67, 66), а в вулканических породах его содержание низкое (№кларков 26, 29, 28, 30, 27).

Особенности распределения молибдена при процессах кристаллизации пород будут накладывать определенный отпечаток и на поведение его при процессах дифференциации магматических расплавов. Молибден относится к элементам, геохимическая судьба которых в магматических горных породах мало связана с каким-либо петрогенным элементом. В связи с этим он не имеет высоких концентраций в пороодообразующих минералах и факторы, обуславливающие его распределение при кристаллизации пород, весьма многообразны.

Молибден кристаллохимически весьма близок к титану. Кристаллохимическая близость четырехвалентного молибдена и титана проявляется прежде всего в высоком содержании молибдена в титановых минералах (сфен, ильменит) и обуславливается сходством их кристаллохимических свойств [133, р. 75; 137, р. 50; 216, 217]. Связь молибдена с титаном приводит к тому, что в породах с повышенным содержанием титана наблюдается некоторое повышение содержания молибдена. На это указывали [137, р. 50; 218, 219], отмечая, что «в меланократовых породах молибден имеет тенденцию изменять свое содержание в зависимости от содержания титана». На рисунке 4.3.2 показано как ведет Мо в ультраосновных и основных породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них TiO_2 .

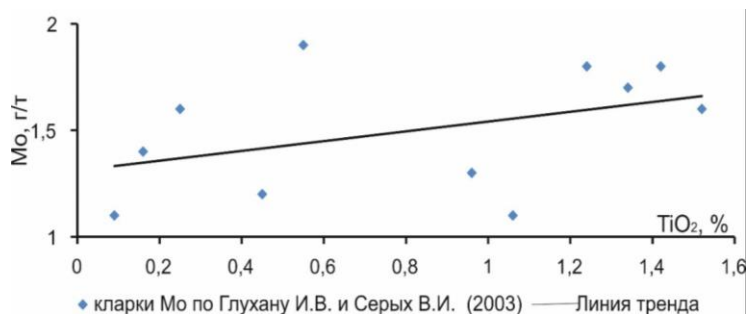


Рисунок 4.3.2 – График распределения Мо в ультраосновных и основных породах Центрального Казахстана в зависимости в них TiO_2

Из рисунка 4.3.2 следует, Мо и TiO_2 в ультраосновных и основных породах Центрального Казахстана имеют корреляционную зависимость и

линию тренда увеличения зависимости, которая описывается уравнением 4.3.1. Данная закономерность в породах Центрального Казахстана подтверждает увеличения содержаний Мо в ультраосновных и основных породах (I группа пород, рисунок 4.3.1).

$$y=0.02294x+1.3115 \quad (4.3.1)$$

при $R^2=0.176$, $Sy=f(x)=\pm 0.13$ г/т; где y – содержания Мо в породах, г/т; x – содержание в породах TiO_2 %; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного $R=0.42$, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,01$; $Sy=f(x)$ – стандартная ошибка определения Мо по уравнению. Устанавливается корреляционная зависимость характеризующаяся статистиками $R=0.42$; $S=\pm 0.13$ г/т.

Отсутствие кристаллохимического родства молибдена с каким-либо из петрогенных элементов должно привести к тому, что в генетически связанных сериях пород молибден будет распределяться более или менее равномерно.

Равномерность распределения молибдена связано с тем, что в кристаллизующихся расплавах оказывается, что Мо кристаллохимически независимый от элементов породообразующих минералов. Это объясняет, то, что распределение Мо достаточно равномерно во II группе пород (рисунок 4.2.1).

Особенности распределения молибдена при процессах кристаллизации гранитоидов лучше всего вскрываются при анализе балансов молибдена по мономинеральным фракциям, которые приводятся в работах [126, р. 36; 137, р. 38; 216, с. 120; 218, с. 115; 220]. Данные этих исследователей показывают, прежде всего, что молибден присутствует во всех породообразующих минералах пород, а также в ряде акцессорных минералов. Наиболее низким содержанием молибдена в неизменных разновидностях пород отличается кварц, с которым обычно связано 3-5% молибдена породы, основная же масса молибдена (60-80%) находится в полевых шпатах. Однако содержание молибдена в полевых шпатах обычно почти такое же, как и общее содержание этого элемента в породах. Содержание молибдена в биотитах чаще несколько выше, чем в полевых шпатах. Высокое содержание молибдена также наблюдается в рудных минералах пород, прежде всего в магнетите и ильмените [137, р. 38; 221]. По данным [218, с. 100], содержание молибдена в магнетитах колеблется от 15 г/т до 37 г/т, а по данным [137, р. 39] – до 10 мкг/г. Повышенное содержание молибдена в магнетитах пород свидетельствует о кристаллохимической связи этого элемента с той частью трехвалентного железа пород, которая идет на постройку этих минералов [216, с. 98]. Еще более высокое содержание молибдена было отмечено в некоторых ильменитах из гранитоидов Забайкалья. Так, ильменит из Алдакачанского порфировидного гранита содержал 104 г/т Мо, а ильменит из Белухинского порфировидного гранита даже 328 г/т Мо. По данным [137, р. 45; 221, с. 15] титанит, ильменит, магнетит и рутил, содержат высокие концентрации Мо (например, до 40 мкг/г в

титаните). Из аксессуарных минералов наиболее высоким содержанием молибдена отличается сфен. В сфенах из Забайкальских гранитоидов [216, с. 115] содержание молибдена колеблется от 34 г/т до 291 г/т, а в гранитах и базальтах Африки и Гавайи до 16 г/т [137, р. 40]. При этом следует заметить, что высоким содержанием молибдена отличаются не только сфены обогащенных молибденом пород, но и минералы тех гранитоидов, в которых общее содержание молибдена составляет 0.5-1.5 г/т. В таблице 4.3.1 представлены средние содержания Мо в минералах по [137, р. 50]. В совокупности эти данные охватывают почти все основные минералы, обнаруженные в распространенных изверженных породах. Большинство фаз были неоднократно проанализированы в нескольких типах пород за исключением колумбита (ниобата, который представлен монокристаллом в фанерозойском граните, проба № 07RMG52 [137, р. 50].

Таблица 4.3.1 – Средние концентрации Мо проанализированных минералах (включая гранитные породы и базальты)

Характеристика	Сфен	Ниобаты	Магнетит	Вулканическое стекло	Ильменит	Сульфиды	Рутил	Гранат	Ортит	Биотит
Мо μg/g	15.9	9.83	5.83	4.83	4.09	1.44	0.95	0.33	0.32	0.15
2σ	27.2	—	17.5	5.58	11.2	4.09	0.86	0.09	0.66	0.85
n	59	1	36	101	53	78	10	12	23	41
Характеристика	Оливин	Мусковит	Кварц	Роговая обманка	КПШ	Авгит	Циркон	Плагиоклаз	Эпидот	Хлорит
Мо μg/g	0.10	0.08	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	≤0.01	≤0.01	≤0.01
2σ	0.15	0.13	0.06	0.10	0.08	0.02	0.03	0.03	0.01	—
n	5	9	25	36	24	5	21	37	19	1
Примечание - 2σ представляет собой двойное стандартное отклонение от среднего значения повторных анализов. Значения анализов сульфидов, кварца, амфибола, К-полевошпата, циркона, плагиоклаза и эпидота были иногда ниже (~ 0.01 мкг/г), поэтому величина 0,01 мкг/г была принята вместо таких анализов при вычислении средних концентраций										

Таусон Л.В. (1961) считал, что равномерность распределения молибдена в генетически связанных сериях пород полностью опровергает вывод ряда исследователей о «химическом сродстве молибдена к кислым гранитным породам» [222, 223], но данное исследование доказывает, что Мо, также как и Ве генетически связан с ультракислыми породами, в частности лейкогранитами. Это подтверждение закономерности, которая выделена как IV группа пород (рисунок 4.3.1) [137, р. 45], где содержания Мо выше в геохимически специализированных породах по сравнению с неспециализированными породами.

В распределении молибдена по минералам изверженных горных пород самым важным является его положение в полевых шпатах. Рассматривая

распределение редких элементов в процессе кристаллизации пород, возникают причины, влекущие такие элементы, как молибден и вольфрам, в лейкократовые минералы и оставляющие их там. Здесь играют роль как раз особенности строения их электронной оболочки, которые («по квантовой химии») таковы, что для Mo^{4+} и W^{4+} требуют шестерной координации в виде тригональной призмы. Именно эту возможность позволяет им осуществить структура плагиоклазов с искаженными кубами для кальция (натрия). Эти кубы легко разделяются на две тригональные призмы, в которых и размещаются молибден и вольфрам. В последствии в зонах окисления они дадут шеелит и повеллит – CaWO_4 и CaMoO_4 с W^{6+} и Mo^{6+} также в необычной координации – сильно уплощенные тетраэдры (близкие к квадрату) по сравнению с почти правильными Si- и Al-тетраэдрами [137, р. 39]. Изоморфные же возможности молибдена в породообразующих силикатах и, прежде всего, в полевых шпатах, по-видимому, будут несколько ограничены. Последнее означает, что некоторая часть молибдена пород может находиться в них в виде микроскопических и субмикроскопических выделений собственных минералов. Одним из показателей возможности нахождения молибдена в изверженных горных породах в виде выделений собственных минералов может являться обнаружение во многих протоловках неизмененных гранитоидов выделений молибденита. Таким образом, одной из минералогических форм этих выделений минералов молибдена могут являться микроскопические и субмикроскопические выделения сульфидов.

Рассматривая распределение молибдена в изверженных породах разного типа, необходимо указать, что наблюдается явное концентрирование Мо в щелочных породах. На эту особенность геохимии молибдена впервые указали [215, с. 210] на основании обнаружения повышенного содержания молибдена в сиенитах и трахитах Западного Техаса. Концентрирование молибдена в щелочных дифференциатах было установлено также при изучении распределения молибдена в некоторых варисских интрузиях Северной Киргизии [221, с. 89], а также при изучении нефелиновых и щелочных сиенитов Украинского щита [89, р. 150] и др. [90, р. 310; 103, с. 420].

После того как из общего ранжира были убраны 6 пород, с повышенным содержанием Мо: нефелиновый сиенит, кварцевый сиенит субщелочной К-Na, кварцевый сиенит субщелочной калиевый, щелочной гранит, лейкогранит, щелочно-полевошпатовый лейкогранит, график выглядит следующим образом и характеризуется трендом содержания редких элементов по отношению к сумме $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$. На рисунке 4.3.3 изображен корреляционный график зависимости молибдена от щелочной среды в магматических породах Центрального Казахстана, характеризующийся коэффициентом корреляции $R=0.53$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$, при уравнении 4.3.2:

$$y=0.00629x+1.2969 \quad (4.3.2)$$

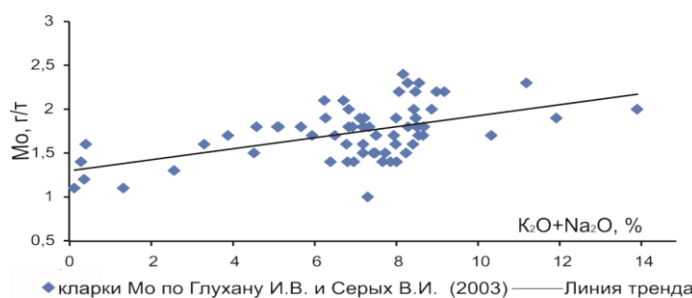


Рисунок 4.3.3 – График распределения Мо в магматических породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них K_2O+Na_2O

На рисунке 4.3.4 изображен корреляционный график зависимости молибдена от апаитности пород, определяемой отношением K_2O+Na_2O/Al_2O_3 в магматических породах Центрального Казахстана, характеризующийся статистиками $R=0.43$, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,001$, $S=\pm 0.28$, определяемый уравнением 4.3.3:

$$y=0.8447x+1.3387 \quad (4.3.3)$$

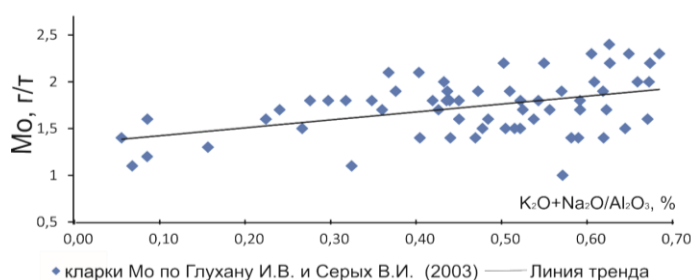


Рисунок 4.3.4 – График распределения Мо в магматических породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них K_2O+Na_2O/Al_2O_3

На рисунке 4.3.5 изображен график распределения молибдена от типа щелочности (калиевости и натровости), определяемой отношением K_2O/Na_2O в магматических породах Центрального Казахстана, характеризующийся статистиками $R=0.1$, $t_{набл}<t_{табл}$, при $\alpha=0,5$ корреляционная связь данных соотношений не подтверждается, $S=\pm 0.18$ при уравнении 4.3.4:

$$y=0.0269x+1.7023 \quad (4.3.4)$$

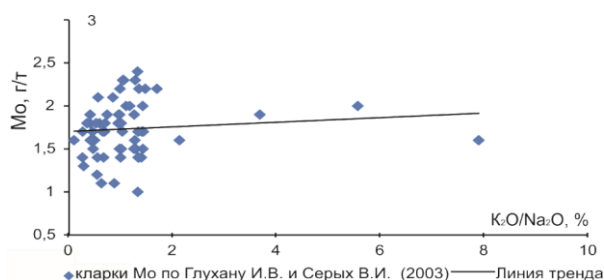


Рисунок 4.3.5 – График распределения Мо в магматических породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них K_2O/Na_2O

Из всех графиков распределения общего ранжира убраны 6 пород, с повышенным содержанием Мо: нефелиновый сиенит, кварцевый сиенит субщелочной К-На, кварцевый сиенит субщелочной калиевый, щелочной гранит, лейкогранит, щелочно-полевошпатовый лейкогранит. На рисунке график выглядит следующим образом и характеризуется трендом содержания редких элементов по отношению SiO_2 (рисунок 4.3.4), описываемый уравнением 4.3.5, с коэф. корреляции $R=0.2$, $t_{\text{набл}} < t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,5$ корреляционная связь данных соотношений не подтверждается. Это еще раз доказывает научный вывод, о том, что Мо достаточно равномерно распределен в магматических породах Центрального Казахстана и не зависит от состава SiO_2 в породе.

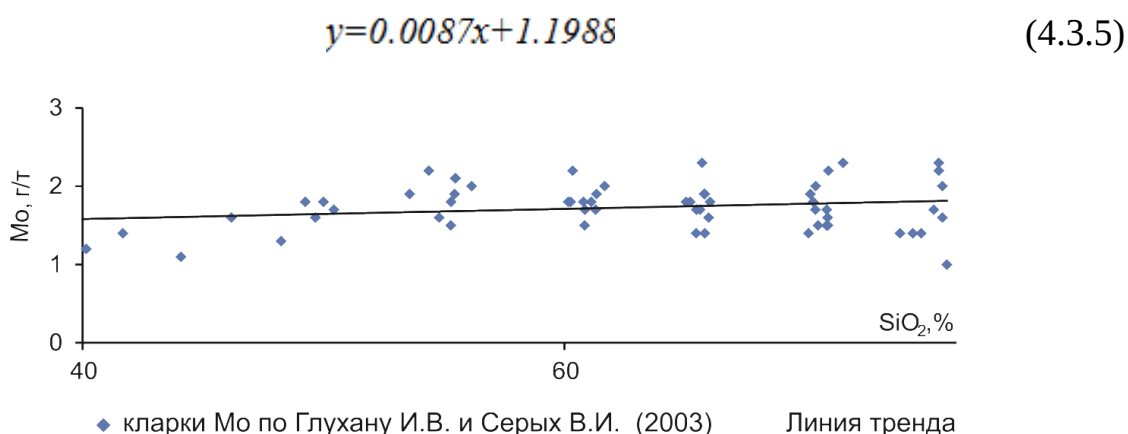


Рисунок 4.3.6 – График распределения Мо в магматических породах в зависимости от содержания в них SiO_2

Очень интересное поведение Мо в осадочных породах Центрального Казахстана, которое показано на рисунке 4.3.7. Здесь представлен график распределения Мо в осадочных породах в зависимости от содержания в них SiO_2 . Как видно из рисунка 4.3.7, среднее содержание Мо в осадочных породах достаточно равномерное. Данный график поделен на 5 групп:

1) в первую группу выделены породы с неравномерным распределением содержания Мо не превышающее 1.2 г/т. Эти породы с низким содержанием кремния – 2.35-3.31%;

2) по сравнению с первой группой в данной группе содержания Мо возрастает, но все таки соблюдается равномерное распределение элемента. Здесь наблюдается то, что содержания элемента увеличиваются с содержанием K_2O в породе 0.13-2.88%, когда в первой группе содержания K_2O варьирует в пределах 0.07-0.15%;

3) в данной группе наблюдаются, резкие высокие содержания сменяющимися низкими, которые показывает как Мо зависит от щелочной среды породы. Если в породе преобладает K_2O над Na_2O содержание элемента возрастает;

4) в данную группу входят породы песчаного, алевропесчаного и пелитового типа. В этих породах достаточно равномерное распределение Мо (0.8 до 2 г/т);

5) в пятую группу пород попали породы кремнистого типа и одна порода песчаного типа – кварцевый песчаник.

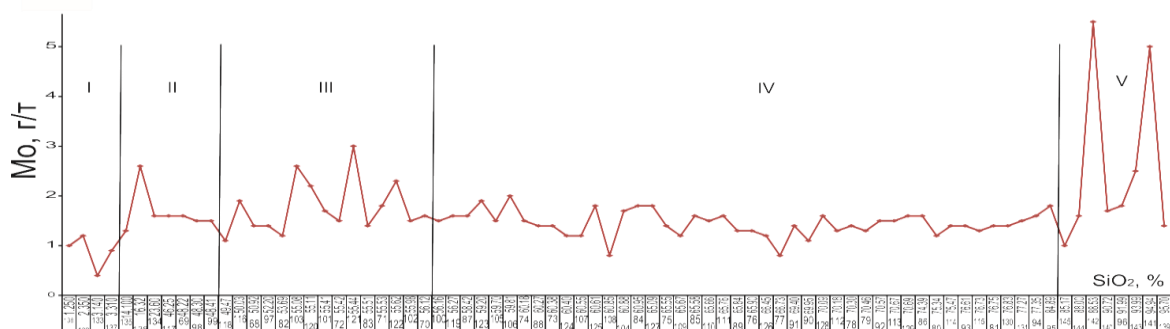


Рисунок 4.3.7 – График распределения Мо в осадочных породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них SiO₂

Примечание - Значения по оси абсцисс: цифры вертикальные – содержание SiO₂,%; цифры горизонтальные – номера кларков по работе Глухан И.В., Серых В.И.; по оси ординат – среднее содержание молибдена в породе г/т

Из рисунка 4.3.7 следует, как содержание Мо изменяется с повышением SiO₂. Повышенное содержание Мо наблюдается у глинистого фтанита и фтанита (5.5 г/т и 5 г/т соответственно). Это объясняется тем, что подвижные соединения молибдена образуются в гипергенных условиях в результате преобразования первичных и вторичных минералов. Сульфиды молибдена (преимущественно молибденит MoS₂) при выветривании окисляются с образованием анионов молибденовой кислоты. Подвижность соединений молибдена определяется окислительно-восстановительными условиями, реакцией среды, химическим и минералогическим составом почвы [82, р. 232; 110, с. 50; 134, р. 1902; 135, р. 6658; 136, р. 403].

Как уже было отмечено – содержания молибдена изменяются от содержания среды в породе. На рисунке 4.3.8 изображен корреляционный график Мо по отношению к типу щелочности. Здесь наблюдается корреляционная зависимость Мо в щелочной среде в осадочных породах Центрального Казахстана. Данная зависимость описывается уравнением 4.3.6.

$$y=0.1938x+1.2996 \quad (4.3.6)$$

при $R^2=0.2283$, $Sy=f(x)=\pm 0.28$ г/т; где у – содержания Мо в породах, г/т; х – содержание в породах K₂O/Na₂O %; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного R=0.48, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,001$; $Sy=f(x)$ – стандартная ошибка определения Мо по уравнению. Устанавливается

корреляционная зависимость характеризующаяся статистиками $R=0.48$; $S=\pm 0.28$ г/т.

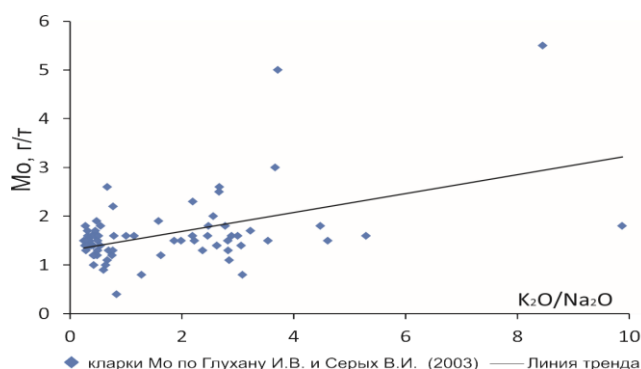


Рисунок 4.3.8 – График распределения Мо в осадочных породах в зависимости от содержания в них K_2O/Na_2O

Подвижный молибден представлен воднорастворимыми и поглощёнными формами. Легкоподвижные анионы молибдена связываются органическими веществами, в частности гуминовыми кислотами, осаждаются катионами Cu, Mn, Ca, Pb, карбонатами кальция. Они адсорбируются водными оксидами Fe, Al, Mn. Молибден, адсорбированный свежоосажденными $Fe(OH)_3$ является легкообменным, однако со временем переходит в менее растворимые формы. Анионы MoO_4^{2-} адсорбируются на поверхности глинистых минералов и могут обмениваться на другие анионы, в том числе фосфатные и оксалатные. Поэтому фактором, увеличивающим подвижность молибдена в почве является наличие анионов OH^- , PO_4^{3-} , COO^- [224-226].

Уменьшают подвижность элемента наличие оксидов и гидроксидов железа, алюминия и марганца. Данная закономерность была прослежена в 3.4.2. Адсорбция ими молибдена является одной из причин пониженной растворимости молибдена в кислых почвах.

Молибден является элементом сильного биологического поглощения, в связи с этим его миграция в почвенном покрове связана с образованием и трансформацией органического вещества. В то же время исследования, в которых изучали взаимодействие молибдена с органическими веществами показали, что он образует непрочные молибден органические соединения. В специальных лабораторных опытах было установлено, что более прочные соединения с органическими веществами образуются лишь в очень кислой среде (pH менее 2.0) (Степанова, 1976). Пейве Я.В. также считал, что гумусовые кислоты, свободные от оксидов железа и алюминия не связывают молибден. Возможно, непрочность связей элемента с органическими веществами позволяет поддерживать определенный уровень его подвижных форм. Так, Митчелл предполагал, что органические комплексы защищают молибден от анионной адсорбции почвенными коллоидами и перевода его в недоступную форму (цит. по Степановой, 1976).

Растворимость соединений молибдена зависит от реакции среды. Подвижность молибдена возрастает в щелочной среде и снижается в кислой.

Уменьшают подвижность микроэлемента наличие оксидов и гидроксидов железа, алюминия и марганца. Адсорбция ими молибдена является одной из причин пониженной растворимости молибдена в кислых почвах. Глинистые минералы также больше адсорбируют молибден в кислой обстановке, при pH более 7,5 элемент ими не поглощается. На поверхности глинистых минералов за счет хемосорбции образуются недоступные молибдаты железа и алюминия (Азаренко, 2008). Из этого и следует, что в породах с повышенным содержанием железа, алюминия и марганца содержания Мо возрастает.

В аргиллитовых породах Центрального Казахстана прослеживаются вышеописанные закономерности. На рисунке 4.3.9 показан корреляционный график, из которого следует, то что с повышением суммы окислов алюминия, железа и марганца содержание Мо в породах возрастает. Это объясняет повышение Мо в породах, данная зависимость описывается уравнением 4.3.7.

$$y=0.0572x+0.527 \quad (4.3.7)$$

при $R^2=0.1643$, $Sy=f(x)=\pm 0.2$ г/т; где y – содержания Мо в породах, г/т; x – содержание в породах суммы окислов Al, Fe, Mn %; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного $R=0.41$, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,05$; $Sy=f(x)$ – стандартная ошибка определения Мо по уравнению. Устанавливается корреляционная зависимость характеризующаяся статистиками $R=0.405$; $S=\pm 0.2$ г/т.

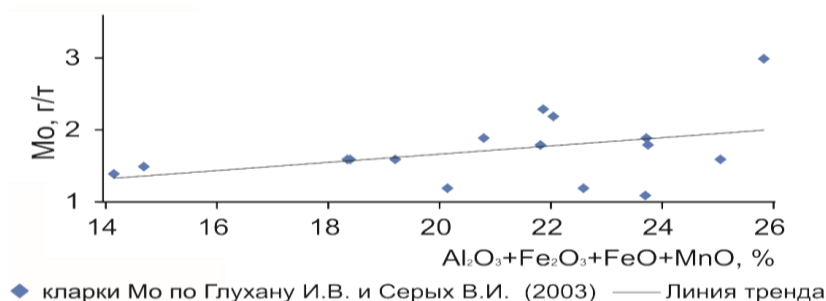


Рисунок 4.3.9 – График распределения Мо в аргиллитовых породах Центрального Казахстана в зависимости от содержания в них суммы окислов Al, Fe, Mn

После того, как из общего ранжира по SiO₂ были убраны 6 пород (глинистый фтанит, фтанит, аргиллит среднеосновной калиевый, аргиллит среднеосновной натровый известковистый, аргиллит среднеосновной калиевый известковистый, кремнь, алевролитистый доломит, среднеосновной калиевый известковистый алевролит – №кларков соответственно: 142, 141, 121, 120, 122, 143, 138, 103), график выглядит следующим образом и характеризуется трендом содержания Мо по отношению SiO₂ (рисунок 4.3.10), описываемый уравнением 4.3.8. Из данного графика следует, что Мо имеет слабую корреляционную связь с кремнием $R=0.23$. Элемент хоть и в малой степени

стремится за SiO_2 , но все таки это доказывает его независимость перед этим петрогенным компонентом, и утверждает о том, что в породах Центрального Казахстана молибден накапливается достаточно равномерно.

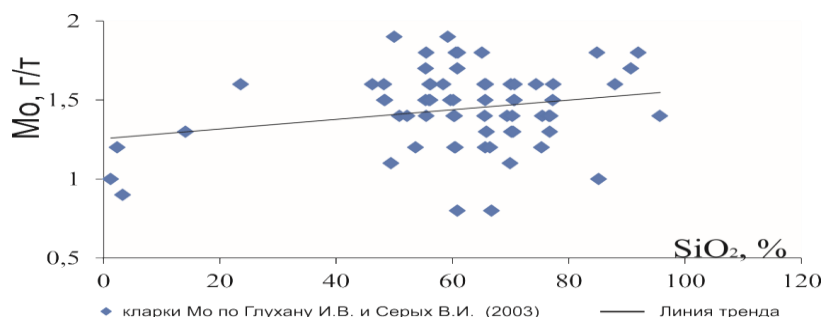


Рисунок 4.3.10 – График распределения Мо в осадочных породах в зависимости от содержания в них SiO_2

$$y = 0.0031x + 1.2551 \quad (4.3.8)$$

при $R^2 = 0.025$, $Sy = f(x) = \pm 0.18$ г/т; где y – содержания Мо в породах, г/т; x – содержание в породах SiO_2 %; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного $R = 0.23$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha = 0.05$; $Sy = f(x)$ – стандартная ошибка определения Мо по уравнению.

На рисунке 4.3.11 представлен график распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них SiO_2 [13, с. 990]. Из рисунка следует, что содержание молибдена распределено достаточно равномерно в метаморфических породах в зависимости от SiO_2 . Наиболее повышенными содержаниями Мо характеризуются углеродистые сланцы - № кларка 146 – 4.2 г/т, у данной породы наблюдается повышение содержаний суммы окислов железа – 8.9%, алюминия – 16.48%. Если сравнивать с другими породами в которых повышенное содержания данных окислов, в них не наблюдается повышение Мо. Поэтому высокое содержания элемента в углеродистых сланцах связано с другими факторами.

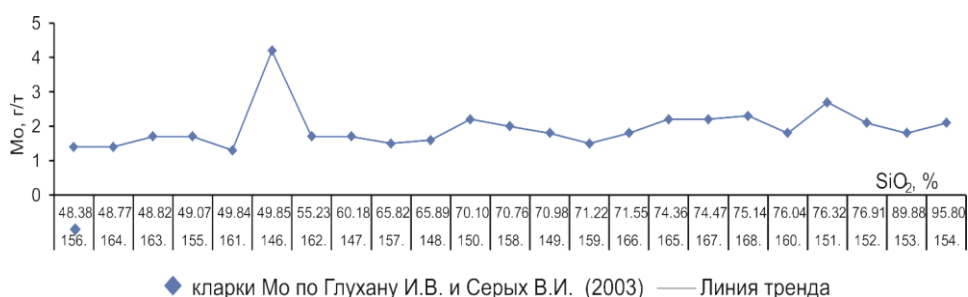


Рисунок 4.3.11 – График распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них SiO_2

Примечание - Значения по оси абсцисс: цифры вертикальные – содержание SiO_2 %; цифры горизонтальные – номера кларков; по оси ординат – среднее содержание молибдена в породе

Установлено, что вода может переносить при высокой температуре

любые компоненты, даже наиболее устойчивые. Галоиды (F, Cl) являются переносчиками кремнезема, глинозема и железа в виде легколетучих соединений хлористого и фтористого кремния, галоидных соединений двух- и трехвалентного железа и алюминия [223, р. 100]. Кроме того, с галоидами становятся летучими вольфрам, олово и молибден. В составе легкоподвижных веществ присутствует также сульфиды металлов. Скорее всего, все эти факторы и повлияли на повышенное содержание Мо в углеродистых сланцах. Этот вопрос остается открытым и имеет место его дальнейшего изучения.

Повышение содержания Мо в железистых кварцитах обнаружил Григорьев Н.А. (2005) и поставил это под сомнение, в кварцитах Центрального Казахстана Мо имеет кларк 1.8 и 2.1 г/т, при среднем содержании в метаморфических породах 1.9 г/т.

На рисунке 4.3.12 изображен корреляционный график Мо с суммой окислов железа в метаосадочных породах. Установлена зависимость, характеризующаяся коэффициентом корреляции $R=0.42$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0.30$ определяющаяся уравнением 4.3.9:

$$y=0.1382x+1.58 \quad (4.3.9)$$

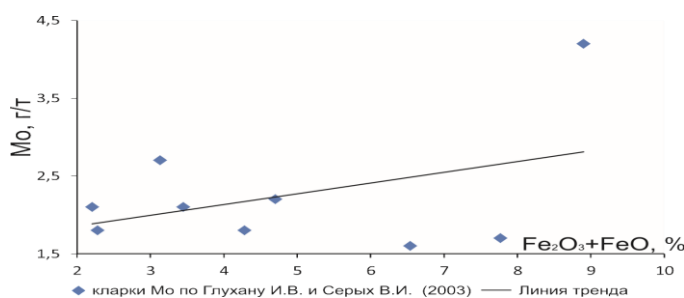


Рисунок 4.3.12 – График распределения Мо в метаосадочных породах в зависимости от содержания в них суммы окислов железа

Для того, чтобы построить корреляционный график и увидеть как себя будет вести Мо в метаморфических породах в зависимости от SiO₂, из общего ранжира убраны углеродистые сланцы (№кларка 146), после этого график выглядит следующим образом (рисунок 4.3.13) и характеризуется коэффициентом корреляции $R=0.61$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0.002$ определяемый уравнением 4.3.10:

$$y=0.0162x+0.7472 \quad (4.3.10)$$

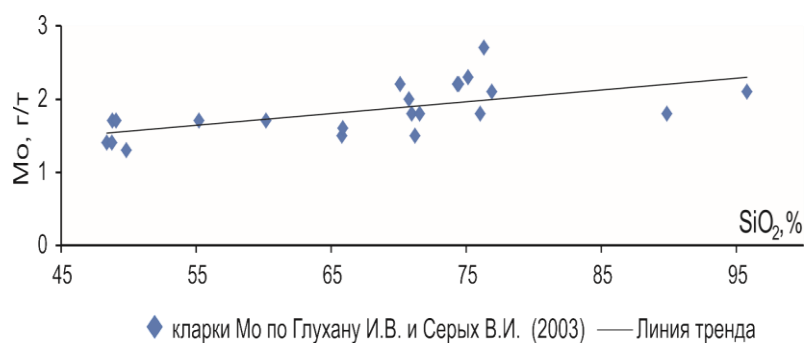


Рисунок 4.3.13 – График распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них $\text{SiO}_2\%$

На рисунке 4.3.14 изображен корреляционный график распределения Мо в зависимости от агпаитности пород (отношение $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$). Устанавливается корреляционная зависимость между содержаниями Мо и агпаитности пород, характеризующаяся статистиками $R=0.66$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$ $S=\pm 0.15$ г/т, определяемые по уравнению 4.3.11:

$$y=1.3019x+1.2337 \quad (4.3.11)$$

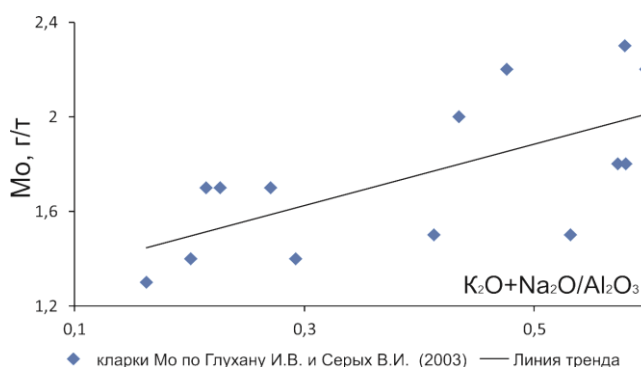


Рисунок 4.3.14 – График распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3\%$

На рисунках 4.3.15 и 4.3.16 изображены графики распределения Мо по отношению уровня ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) и типу щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) метаморфических пород соответственно. Из этих графиков следует, что Мо по уровню и типу щелочности имеет слабые корреляционные зависимости, характеризующиеся коэффициентами корреляции $R=0.21$ и $R=0.13$ соответственно.

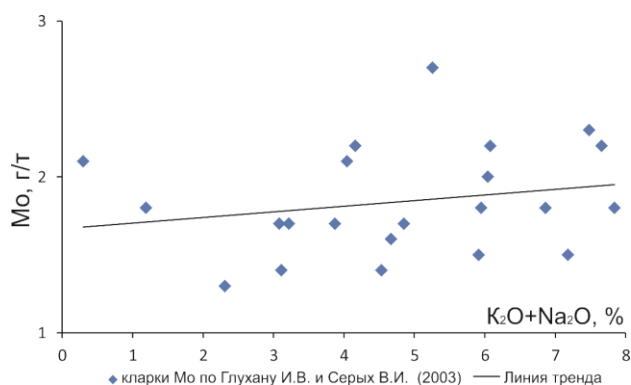


Рисунок 4.3.15 – График распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них K_2O+Na_2O , %

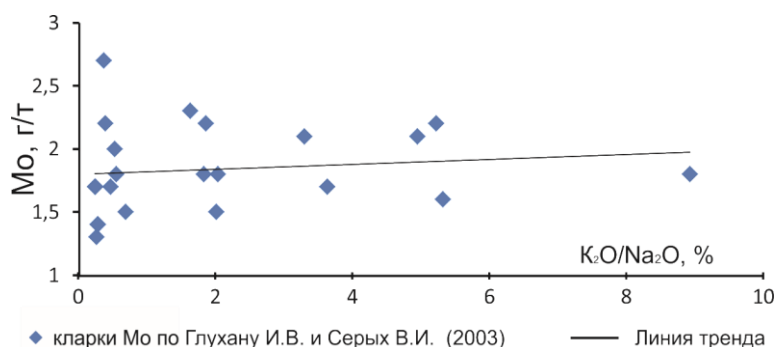


Рисунок 4.3.16 – График распределения Мо в метаморфических породах в зависимости от содержания в них K_2O/Na_2O , %

Выводы по разделу 4.3:

1. Установлено, что содержание Мо в магматических породах Центрального Казахстана имеет наибольшее значение в ультракислых, кислых, щелочных породах. Изучение характера распределения молибдена в магматических породах Центрального Казахстана показало, что молибден распределяется достаточно равномерно, что согласуется с его любой корреляционной связью ($R=0.2$) с SiO_2 , значения содержаний которого варьируют значительно – от 44 до 78%, а также от типа щелочности породы (калиевости или натровости), определяемой отношением K_2O/Na_2O при $R=0.1$, $S=\pm 0.18$ г/т.

2. Установлены другие более сильные корреляционные связи Мо: а) в ультраосновных и основных породах с TiO_2 (в соответствии с уравнением $y=0.0229x+1.3115$, при $R=0.42$ $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,01$ и $S=\pm 0.13$ г/т); б) от уровня щелочности среды, определяемой суммой K_2O+Na_2O при $R=0.53$; в) от аптаитности пород, определяемой отношением K_2O+Na_2O/Al_2O_3 при $R=0.43$, $S=\pm 0.25$ г/т.

3. Установлено, что в осадочных породах Мо распределен также достаточно равномерно, о чем свидетельствует его низкий коэффициент корреляции с SiO_2 – $R=0.23$. С ростом суммы содержаний $Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO$ в аргиллитовых породах содержания Мо возрастает за счет его адсорбционных свойств, данная зависимость описывается уравнением

$y=0.0572x+0.527$, при $R=0.41$, $S=\pm 0.2$ г/т. С повышением типа щелочности породы (отношение K_2O/Na_2O) содержания Мо повышается, о чем свидетельствует коэффициент корреляции $R=0.48$, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,001$.

4. Наиболее высокие содержания Мо отмечены в метаморфических породах, в которых элемент связан корреляционной зависимости с SiO_2 при $R=0.61$ в уравнении $y=0.0162x+0.7472$. Вместе с этим, в метаморфических породах наблюдается корреляционная связь по апаитности, определяемой отношением K_2O+Na_2O/Al_2O_3 с $R=0.66$. Также в метаосадочных породах присутствует корреляционная зависимость от $\sum FeO$ (в соответствии со статистиками, при $R=0.42$ $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,30$ и $S=\pm 0.13$ г/т). По уровню и типу щелочности прослеживаются очень слабые корреляционные связи с $R=0.21$ и 0.13 , которые также не подтверждаются при статистической оценке при проверке гипотезы отличия от нуля коэффициента корреляции.

4.4 Условия, определяющие распределение W

Как следует из материалов третьей главы – среднее содержание вольфрама возрастает от ультраосновных пород (0.1-0.8 г/т), к основным и средним породам (1.0 г/т) и далее – к кислым (1.5 – 2.0 г/т) и ультракислым (2.2 г/т) магматическим породам, в которых кларк вольфрама наиболее велик. Среднее содержание вольфрама в щелочных породах (3.8 г/т) значительно выше, чем в основных и кислых (таблица 3.4.3).

Основными формами нахождения вольфрама в гранитоидах являются изоморфная (рассеянная) и минеральная (концентрированная). Кроме того, существует и форма атомарного рассеяния. Определение форм нахождения вольфрама в гранитоидах хорошо описано в [147, с. 35; 151, с. 25; 157, с. 150; 227].

На распределение вольфрама в гранитоидах вне зависимости от его исходной концентрации в расплаве будут оказывать влияние петрохимические особенности магмы, выражающиеся в различной концентрации тех петрогенных элементов, которые по своим кристаллохимическим особенностям являются наиболее близкими к вольфраму. В этом отношении наибольший интерес представляют Ti^{4+} и Fe^{3+} , имеющие близкие с W^{4+} и W^{6+} размеры ионных радиусов. В силу этого сходства рассеянный в магматическом расплаве вольфрам будет захватываться кристаллизующимися железо- и титаносодержащими минералами и входить в их структуру. Изоморфизм вольфрама в железо- и титаносодержащих минералах будет облегчен и тем, что, судя по величинам электроотрицательностей, в ряду этих элементов вольфрам обладает наиболее кислотными свойствами. Таким образом, минералы железа и титана должны выступать в магматическом процессе в качестве минералов-концентраторов вольфрама [159, р. 155; 227, р. 89; 228].

Это подтверждается фактическими данными по содержанию вольфрама в железо- и титаносодержащих минералах, указывающими на то, что среди сосуществующих минералов магматических пород именно эти минералы характеризуются наиболее высокими его концентрациями [161, с. 15; 172, р. 529; 226, р. 160; 227, р. 89; 228, р. 5]. Однако их доля от общего содержания

вольфрама в граните незначительна – 5-20%. Более существенную роль в общем балансе вольфрама в граните играют кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, в которых, несмотря на низкие содержания, сосредоточено 60-80% вольфрама породы [161, с. 150; 226, р. 150; 228; р. 5; 229, 230]. Большая часть вольфрама также приходится на лейкократовую часть гранитоидов.

Исходя из данных [89, р. 160; 147, с. 35; 157, с. 151; 158, р. 72; 163, с. 322; 181, с. 211] минерального баланса и большой роли кристаллохимического фактора, можно полагать, что наиболее перспективными в отношении вольфрамового оруденения будут лейкократовые граниты, содержащие максимальное количество главного минерала-носителя вольфрама – плагиоклаза.

Весьма интересны те отличия, которое существуют в характере распределения вольфрама между вольфрамоносными и невольфрамоносными гранитами. В полевых шпатах вольфрамоносных интрузивов заключена заметно меньшая доля вольфрама от его валового содержания в породе по сравнению с полевыми шпатами невольфрамоносных интрузивов. По данным [231] породообразующие минералы невольфрамоносных интрузивов содержат 95% вольфрама породы и только 5% вольфрама приходится на акцессорные минералы, среди которых собственные минералы вольфрама, как правило, отсутствуют. В вольфрамоносных же интрузивах на долю породообразующих минералов приходится 60-75% вольфрама породы, а около 20-25% вольфрама сосредоточено в акцессорных минералах, среди которых присутствует и шеелит [232]. Для вольфрамоносных гранитов массива Акчатау Митрофанской С.Н. установлено, что на долю акцессорных минералов приходится 50-70% вольфрама от его общего содержания в породе. В вольфрамоносных массивах Дальнего Востока [233] до 70% вольфрама породы заключено в плагиоклазе и калиевом полевом шпате, 20% – в биотите и по 5% – в амфиболе, кварце и акцессорных минералах. В полевых шпатах вольфрамоносных гранитов связано не более 30% вольфрама породы, в кварце и биотите – по 10%, а остальное количество вольфрама (около 50%) концентрируется в составе собственных акцессорных минералов вольфрама – вольфрамите, шеелите, зейгерите. Резкое возрастание дисперсии содержаний вольфрама и появление разнообразных акцессорных минералов этого элемента в гранитах считается первостепенным минералого-геохимическим признаком его вольфрамоносности [233, с. 105].

В [234] было также показано, что в гранитах нерудоносных интрузий на долю кварца приходится 16% вольфрама породы, а в вольфрамоносных – значительно больше – 36,5%. Таким образом, кварц – минерал поздний по времени выделения – может быть использован наряду с другими признаками в качестве индикатора вольфрамоносности гранитных интрузий. Высокие содержания в нем вольфрама – результат наличия микровключений собственных минералов этого элемента, что отражает способность вольфрама к концентрированию и образованию собственных минералов.

Учитывая наличие фтора в магме и гидротермальных растворах, можно предполагать, что среди комплексных соединений вольфрама важную роль играют его фторвидные комплексы. При наличии значительного количества

фтора происходит частичное замещение кислорода на фтор в ионах WO_4^{2-} . Взаимодействие фтористоводородной кислоты с вольфрамом калия приводит к образованию хорошо растворимых в воде соединений типа $K_2WO_2F_4$.

Для вольфрама связь с серой не характерна, и преобладают его соединения с кислородом. Однако в щелочных условиях при высокой концентрации серы образуются тиосоли типа K_2WS_4 . При подкислении растворов тиосоли вольфрама разлагаются с образованием минерала тунгстенита WS_2 . Поэтому вольфрам иногда ассоциирует с металлами, обладающими сидерофильными (золото) или сульфофильными (медь) свойствами, обнаруживая более тесные связи с породами умеренной кислотности, начиная от нормальных биотитовых гранитов и кончая монцонитами [234, с. 79; 235].

Вольфрам – элемент с ярко выраженными литофильными свойствами [145, р. 230; 146, р. 265; 147, с. 35; 148, с. 630; 149, с. 511]. Его тесная связь с кремнеземом обуславливает накопление вольфрама в кислых дифференциатах (рисунок 4.4.1) гранитных интрузий и его последующую концентрацию в грейзенах и кварцевых жилах. Широкий температурный и пространственный диапазон вольфрамового оруденения связан со значительной растворимостью различных типов его соединений, чем и объясняется перенос его на разных стадиях в различных формах – в виде легко летучих галогенидов, вольфраматов щелочей, кремний-вольфрамовых соединений, а также в виде комплексных соединений с фтором, бором или серой.

На рисунке 4.4.1 представлен график распределения W в магматических породах в зависимости от содержания в них $SiO_2\%$ по таблице 3.4.1. На данном рисунке видно, что среднее содержание вольфрама с увеличением кремнезема увеличивается и имеет линейный тренд, который описывается формулой 4.4.1.

$$y=0.34x+0.24 \quad (4.4.1)$$

при $R^2=0.8187$, $Sy=f(x)=\pm 0.21$ г/т; где y – содержания W в породах, г/т; x – содержание в породах $SiO_2\%$; R^2 – коэффициент детерминации (квадрат коэффициента корреляции, равного $R=0.90$, $t_{набл}>t_{табл}$, при $\alpha=0,001$; $Sy=f(x)$ – стандартная ошибка определения W по уравнению. Устанавливается корреляционная зависимость характеризующаяся статистиками $R=0.90$; $S=\pm 0.21$ г/т.

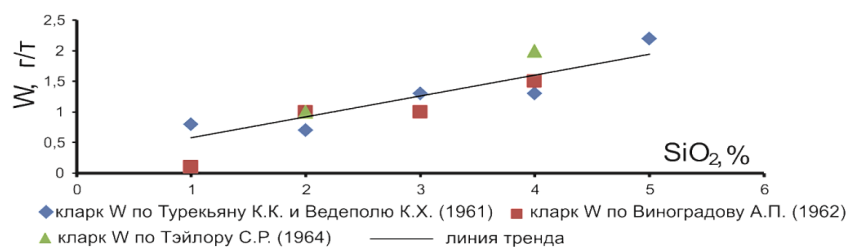


Рисунок 4.4.1 – График распределения W в магматических породах в зависимости от содержания в них $SiO_2\%$

Главный фактор, определяющий поведение вольфрама в процессах магматической кристаллизации – режим кислотности-щелочности. С ростом активности щелочей (особенно калия) в расплавах вольфрам утрачивает возможность рассеиваться в структурах породообразующих минералов и поэтому накапливается в остаточных расплавах-растворах. Это связано с тем, что сильные щелочные свойства калия повышают прочность комплексных соединений вольфрама [227, р. 88], например, таких, как $K(WF_7)$ [236]. Этим и объясняется его повышенное содержание в щелочных породах.

Выводы по разделу 4.4

1. Показано, что среднее содержание вольфрама возрастает от ультраосновных пород (0.1-0.8 г/т) к основным и средним породам (1.0 г/т), и далее – к кислым (1.5-2.0 г/т) и ультракислым (2.2 г/т) магматическим породам, в которых кларк вольфрама наиболее высок. Данная зависимость была представлена графиком с трендом увеличения и коэффициенте корреляции $R=0.90$.

2. Установлено, что повышенные содержания титана и железа в гранитоидах, а также наличие железо- и титаносодержащих минералов в гранитах рекомендуется считать минералого-геохимическими признаками их вольфрамоносности и является прогнозно-поисковыми критериями.

5 ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

5.1 Общие положения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана

Под «редкометалльными месторождениями», о которых идет речь в данной главе, мы будем иметь в виду штокверковые и грейзеновые месторождения W, Mo, Be пространственно и генетически связанные с посторогенной известково-щелочной формацией. По распространенности в земной коре эти металлы имеют низкие и близкие кларковые содержания, они характеризуются сходным геохимическим поведением и, как будет показано ниже генетически тесно связаны между собой в месторождениях рассматриваемого типа.

Казахстан – крупная редкометалльная провинция. В его недрах сосредоточены значительные запасы вольфрама, молибдена и бериллия. Есть перспективы создания собственной минерально-сырьевой базы тантала, ниобия, редких земель. Ценность месторождений различных видов минерального сырья Казахстана создают не только главные компоненты, но и целый ряд редких и рассеянных элементов, попутное извлечение которых возможно при комплексной переработке руд [237, 238].

В последние годы повысился спрос на редкие металлы, в связи, с чем возникает необходимость систематизации материалов по геологии месторождений и их ресурсов. Интерес на рынке к редким металлам, свидетельствует о том, что огромный потенциал Казахстана привлекает внимание недропользователей и он становится востребован. Центральный Казахстан это уникальная металлогеническая провинция, которая известна на весь мир своим огромным количеством полезных ископаемых, и в первую очередь месторождениями редких металлов W, Mo, Be, Bi, Sn [239-243].

В недрах Казахстана сосредоточено более половины мировых запасов вольфрама, по запасам молибдена республика занимает четвертое место в мире и первое среди стран Азии. Из редких металлов в нашей стране наибольшее промышленное значение имеет вольфрам. Основные запасы сосредоточены в 6 крупных и уникальных месторождениях: Верхнее Кайракты, Богуты, Караоба, Северный Катпар, Коктенколь, Баян, Аксоран, а часть балансовых руд в месторождениях: Нураталды, Солнечное, Акмая [237, с. 289; 238, р. 16; 239, с. 193; 240, с. 145; 241, с. 39; 242, с. 49; 243, с. 150]. Мировое потребление редких металлов растет, поэтому всё больший интерес проявляется к разным генетическим типам данным месторождений, и прежде всего, к штокверковым. Отличительной чертой штокверковых месторождений Казахстана является масштабность проявления оруденения и соответственно – значительные запасы.

По запасам молибдена Казахстан занимает четвертое место в мире и первое среди стран Азии. Учтены запасы молибденовых руд по 34 месторождениям – из них 26 месторождений балансовые, остальные забалансовые. Среди них 16 месторождений собственно молибденовых и комплексных молибдено-вольфрамовых: Коктенколь Южный, Шалгия, Жанет,

Батыстау, Караоба, Северный Катпар, Акшатау и др. и 10 комплексных медно-молибденовых (молибдено-медно-порфировых) месторождений: Актогай, Айдарлы, Бозшаколь, Каратас IV, Коксай, Коунрад, Борлы, Саяк, Шатырколь, Жайсан. При этом около 70% запасов молибденовых руд заключено в собственно молибденовых и комплексных молибдено-вольфрамовых месторождениях, из них почти 50% сосредоточено в существенно молибденовом Коктенкольском месторождении (Южный участок). Основным промышленным типом молибденовых месторождений является штокверковый (порфировый). Степень освоенности выявленных ресурсов молибдена низкая. Это обусловлено отсутствием предприятий-потребителей молибдена [237, с. 286; 240, с. 143; 243, с. 10].

Среди месторождений встречаются месторождения-гиганты с запасами, превышающими сотни тысяч тонн [242, с. 17; 244]. Более 87% запасов вольфрама промышленных категорий приходится на долю штокверковых руд в таких месторождениях как Верхнее Кайракты, Коктенколь, Караоба, Северный Катпар [239, с. 192; 241, с. 37; 242, с. 7; 243, с. 12]. Поэтому дальнейшее изучение их генетических связей, структурной приуроченности, морфологии, прогнозных критериев является весьма актуальной задачей в связи с началом разработки отдельных редкометалльных месторождений (Сырымбет). Основную ценность в Казахстане для промышленного освоения представляют комплексные вольфрам-молибденовые месторождения, которые долгое время не разрабатывались из-за низкого качества руд. В связи с повышением цен на вольфрам-молибденовую продукцию в последние годы активизировался приток инвестиций в освоение редкометалльных месторождений. В настоящее время основное количество запасов вольфрам-молибденовых руд вовлечено в недропользование, в том числе крупнейшие месторождения республики – Верхнее Кайракты, Богуты, Караоба и Коктенколь, включающие 2/3 балансовых запасов редких металлов Казахстана [237, с. 286; 243, с. 15].

Как было показано в третьей и четвертой главе настоящей диссертации Ве, Мо, W имеют низкие кларковые содержания в земной коре и в целом породах Центрального Казахстана. На уровне от 1 г/т до 4 г/т (в среднем), обычно не образуют собственных концентраций и при кристаллизации гранитных расплавов рассеиваются в больших массах породообразующих минералов в виде изоморфных, неструктурных или мелких акцессорных примесей. Однако, наряду с этой общей тенденцией рассеивания, в природе, несомненно, имеются и некие механизмы концентрирования редких металлов (которые были рассмотрены в четвертом разделе), поскольку существуют их месторождения и рудопроявления, пространственно и генетически связанные с гранитоидами. При этом подавляющее большинство из огромного числа гранитных массивов земли, в том числе и Центрального Казахстана являются безрудными.

Характерной особенностью большей части редкометалльных месторождений Центрального Казахстана является их генетическая и пространственная связь с интрузиями акчатауского комплекса [154, с. 10; 156, р. 155; 206, с. 107; 238, р. 16; 245].

Генетическая особенность месторождений – связь с лейкократовыми гранитными интрузиями. Наиболее продуктивными оказываются месторождения, сформировавшиеся в надинтрузивных зонах гранитных интрузий; чем глубже залегает интрузия, тем больше вертикальный размах оруденения – от 200-300 м (Южный Жаур), до 2000 м (Верхнее Кайракты) и тем больше практическая значимость объектов [243, с. 75]. Данные месторождения по мнению [245, с. 170] приурочены к апикальным или надинтрузивным зонам пермских гранитных массивов акчатауского комплекса [246].

До начала семидесятых годов к акчатаускому комплексу относились все интрузивы ультракислых гранитоидов: субгранитные (Восточный Коунрад, Жаманкарабас и др.), лейкогранитные (Акчатау, Аиртау и др.), аляскитовых лейкогранитов (Бектауата, Каркаралы и др.), аляскитов и щелочных аляскитов (Майтас, Мамыр и др.). Серых и др. [246, с. 6] пришли к выводам, что: 1) выделявшийся ранее калдырминский комплекс объединяет, с одной стороны, гранитоиды, которые в действительности должны относиться к топарскому комплексу (гранодиориты, адамеллиты, граниты), с другой – собственно кардырминский комплекс (лейкократовые граниты), который ничем, в том числе и рудоносностью, не отличается от акчатауского комплекса и по логике должен быть объединен с последним. По традиции, укоренившийся в сознании геологов за несколько десятков лет, термины «акчатауский» и «рудноносный» превратились в синонимы. Не нарушая этой традиции, оставляем за этим комплексом название «акчатауский»; 2) относившиеся ранее в северной части Токрауской зоны к акчатаускому комплексу интрузии аляскитов и аляскитовых лейкогранитов (Каркаралы, Кент, Мамыр и др.) соответствуют самым кислым, преимущественно безрудным, интрузивам на юге зоны – все они характеризуются специфическим тектоническим положением, возрастом, составом, условиями становления, рудоносностью и другими признаками и должны быть выделены в самостоятельный кызылрайский комплекс [247].

В последнем предлагаемом варианте [247, с. 170] «акчатауский» комплекс объединяет плутоны почти исключительно лейкогранитового состава (лишь I фаза единичных массивов (Жаманкарабас, Жаманкойтас, Кызылкараган, Шалтас) сложена субнормальными гранитами). В своем распространении интрузивы комплекса теснейшим образом связаны в зонах ТМА с интрузивами топарского комплекса, сочетаясь с ними в единых полихронных плутонах, составляя топарско – «акчатаускую» гранитоидную серию калиевого ряда [246, с. 6]. Также как и интрузивы топарского комплекса, «акчатауские» распространены наиболее широко в Успенской, Акбастау-Акжальской и Восточно-Жамансарысуйской зонах ТМА. В Успенской зоне это интрузивы Коктенколь, Калдырма, Каракойтас, Нураталды, Берикты, Катпар, Жамантас, Котыркызылтау, Каратемир, Мурзатай, Белькойтас и др.; в Акбастау-Акжальской – Кызылтау, Аиртау, Жаманкарабас; в Восточно-Жамансарысуйской – Акчатау, Батыстау, Узунбулак, Керегетас, Саран и др. На сочленении Успенской и Акбастау-Акжальской зон находится массив Ортау [156, р. 155; 247, с. 160].

Геологическими исследованиями в Центральном Казахстане (Северное Прибалхашье) установлено, что промышленное вольфрамовое и ассоциирующие с ним молибденовое, висмутовое, бериллиевое и редкоземельное оруденение генетически связаны с определенным типом интрузий – позднекаменноугольным-раннепермскими лейкократовыми и аляскитовыми гранитами [238, р. 16; 248]. В Центральном Казахстане имеется много таких интрузий. В пределах почти всех рудных полей наблюдается сложное сочетание последовательных интрузий, пронизывающих каледонские и герцинские структурные комплексы осадочных и вулканогенных пород. Сами редкометалльные месторождения пространственно тяготеют к массивам позднекаменноугольно-раннепермского «акчатауского» комплекса, располагаясь в надинтрузивных, околоинтрузивных зонах и в пределах самих массивов. С плутонами лейкогранитовой формации в Центральном Казахстане связано наиболее значимое пневматолито-гидротермальное редкометалльно-олово-молибден-вольфрамовое оруденение. В Центральном Казахстане широко распространены плутогенные гидротермально-грейзеновые редкометалльные месторождения W, Mo, Be, Sn, Bi, Ta, Nb (более 60 месторождений). Генетически они связаны с плутонами лейкогранитовой и аляскитовой формаций. Однако рудоносность лейкогранитовых и аляскитовых плутонов резко различна: среди лейкогранитовых плутонов промышленно рудоносен каждый второй плутон (а рудопроявления имеются в связи с каждым плутоном), тогда как среди аляскитовых – только каждый 25-й плутон рудоносен, причем месторождения в этих случаях не крупнее средних [156, р. 154; 238, р. 16; 247, с. 150].

В таблице 5.1.1 приведена систематика редкометалльных месторождений Центрального Казахстана до уровня рудных формаций приуроченных к «акчатаускому» комплексу (классификация по [249]).

Таблица 5.1.1 – Эндогенные формации месторождений W, Mo, Be Центрального Казахстана

Магматические комплексы	Металлогенные формации	Рудные формации	Формы рудных тел	Типовые месторождения
1	2	3	4	5
Акчатауский по Серых В.И. (акчатауский и калдырминский, объединенные)	Орогенная парагеосинклинальная висмутово-бериллиево-молибденово-вольфрамово-редкоземельная	Скарново-карбонатно-грейзеновая халькопирит-висмутин-вистихенит-молибденит-шеелитовая	Кварцево жильные штокверковые зоны	Северный Катпар, Коктенколь, Промежуточный
		Гидротермалитовая калишпат-серицит-пирит-молибденит-шеелитовая	Кварцево жильные штокверковые зоны	Батыстау, Верхнее Кайракты, Южный Жаур, Коктенколь
		Гидротермалитовая кварц-берилл-молибденит-вольфрамитовая	Кварцево жильные грейзеновые зоны	Восточный Коунрад, Акшатау, Молибденовый

Продолжение таблицы 5.1.1

1	2	3	4	5
				участок Караобы
		Гидротермалитовая кварц-мусковит- берилл-молибденит- висмутин- вольфрамитовая	Кварцевожил ьные грейзеноновы е зоны	Байназар, Нураталды, Северный Коньрат

Прежде чем приступить к описанию закономерностей размещения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана, хотелось бы остановиться на их краткой геологической характеристике. В июне 2018 года автор посетила ряд ниже описанных месторождений. Ею были отобраны образцы вмещающих пород и руд.

Верхнее Кайракты. Самый крупный вольфрамовый штокверк Казахстана – месторождение Верхнее Кайракты [241, с. 39; 242, с. 20]. Административно месторождение Верхние Кайракты находится в Шетском районе Карагандинской области, в 35 км от железнодорожной станции Жарык.

По степени практической значимости Верхнее Кайракты считается месторождением гигантом [241, с. 39], запасы, которого превышают 1 млн. т. [244, р. 130; 250].

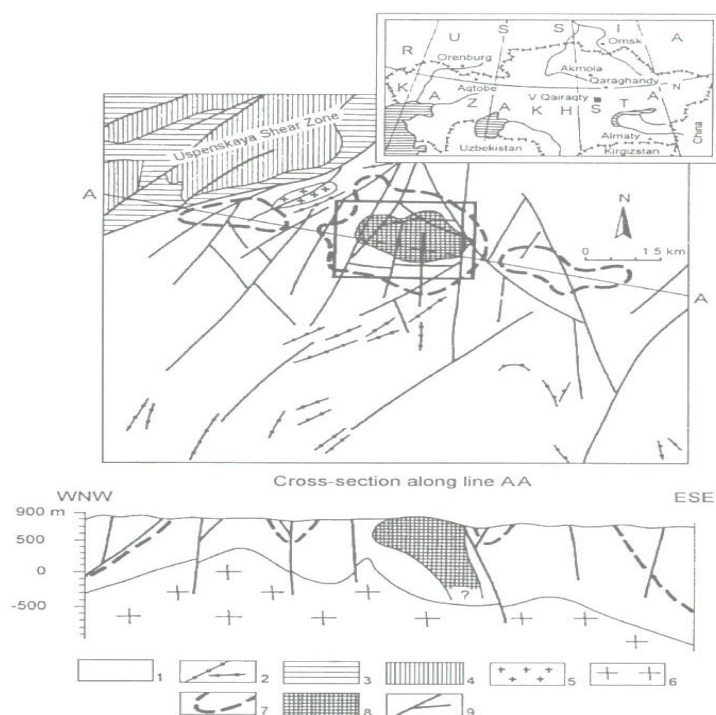
Район месторождения находится в зоне сочленения северо-западной части Жаман-Сарысуйского антиклинория с Успенским синклиниорием (рисунок 5.1.1) [251]. Участок сложен силурийскими сланцами и полимиктовыми песчаниками, перекрытыми девонскими эффузивами кислого, умеренно кислого состава.

По геофизическим данным на площади рудного поля установлен pluton сложной формы размером 17×5 км с верхней границей 2.2 км и нижней 6-7 км на глубине 1000 м, с которым связаны все проявления тектонической и флюидной активности [239, с. 193].

Оруденение концентрируется преимущественно в двух близко расположенных конусовидных штокверках. Общая площадь штокверковой зоны в плане составляет 2300 м², в ее пределах выделены два участка – Западный и Восточный рисунок 5.1.2 [242, с. 29; 251, с. 80; 252].

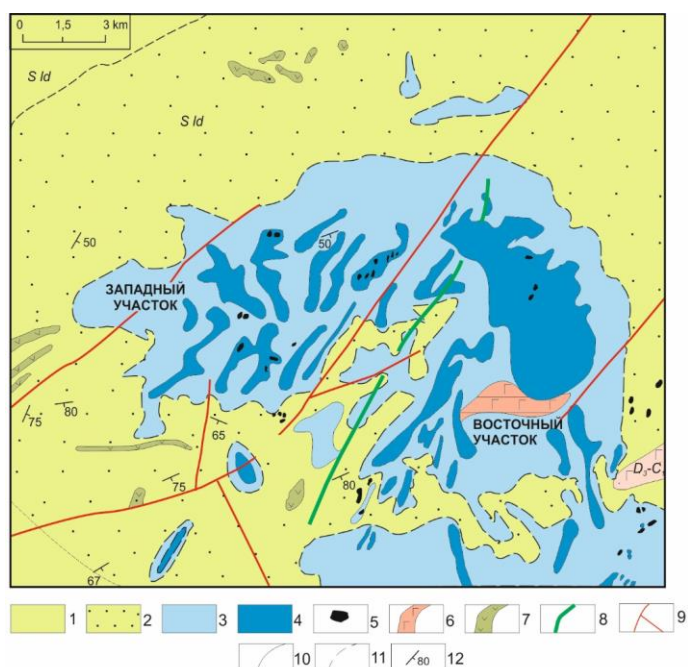
В промышленных контурах штокверк имеет форму седловидной залежи, удлиненное в северо-западном направлении, с крутопогружающимся юго-восточным окончанием. Руда прослеживается на глубине 1100 м от современной поверхности [251, с. 81].

Вольфрамовое оруденение концентрируется преимущественно до глубины 750-800 м шеелит-пирит-кварцевых минеральных ассоциациях, выполняющих главным образом трещины северо-западного простирания. Их мощность меняется от 0,5 до 2-3 см, редко 5-7 см, а насыщенность на 1 п.м. до 20 штук с жильной массой в 6-8 см.



1 – терригенные образования (S_2 - D_2); 2 – дайки диабаз, диорита и гранодиоритового порфира; 3 – дацит (D_{2gv} - D_{3fr}); 4 – риолит (D_{2gv} - D_{3fr}); 5 – гранодиорит (C_1); 6 – лейкогранит (комплекс Акшатау, C_3); 7 – около интрузивных зоны биотит-грейзеновых и скарнопропилитовых изменений, связанных со слепым лейкогранитовым плутоном (C_3); 8 – шеелитовый штокверк Верхнего Кайракты; 9 – разрывные нарушения

Рисунок 5.1.1 – Геологическая карта района месторождения Верхнее Кайракты



1 – песчаники и сланцы силура; 2 – биотит-плагиоклаз-кварцевые роговики; 3 – слабо серицитизированные и окварцованные роговики; 4 – то же сильно; 5 – дорудные жилы и линзы кварца; 6 – габбро-диабазы; 7 – кварцевые порфиры; 8 – послерудные дайки порфиристов; 9 – разломы; 10 – контакты четкие; 11 – нечеткие; 12 – элементы залегания

Рисунок 5.1.2 – Геологическое строение месторождения Верхнее Кайракты

В составе руд установлено более 50 минералов. Руды месторождения преимущественно вольфрамовые с молибденом, бериллием, висмутом. Характерно преобладание шеелита над вольфрамитом. Шеелит – основной минерал руд. Встречается не менее чем в пяти генерациях жил и прожилков. Вольфрамит – второстепенный минерал. Отмечается в трех генерациях в виде самостоятельных кристаллов и гнезд. Молибденит – широко распространен на нижних горизонтах месторождения.

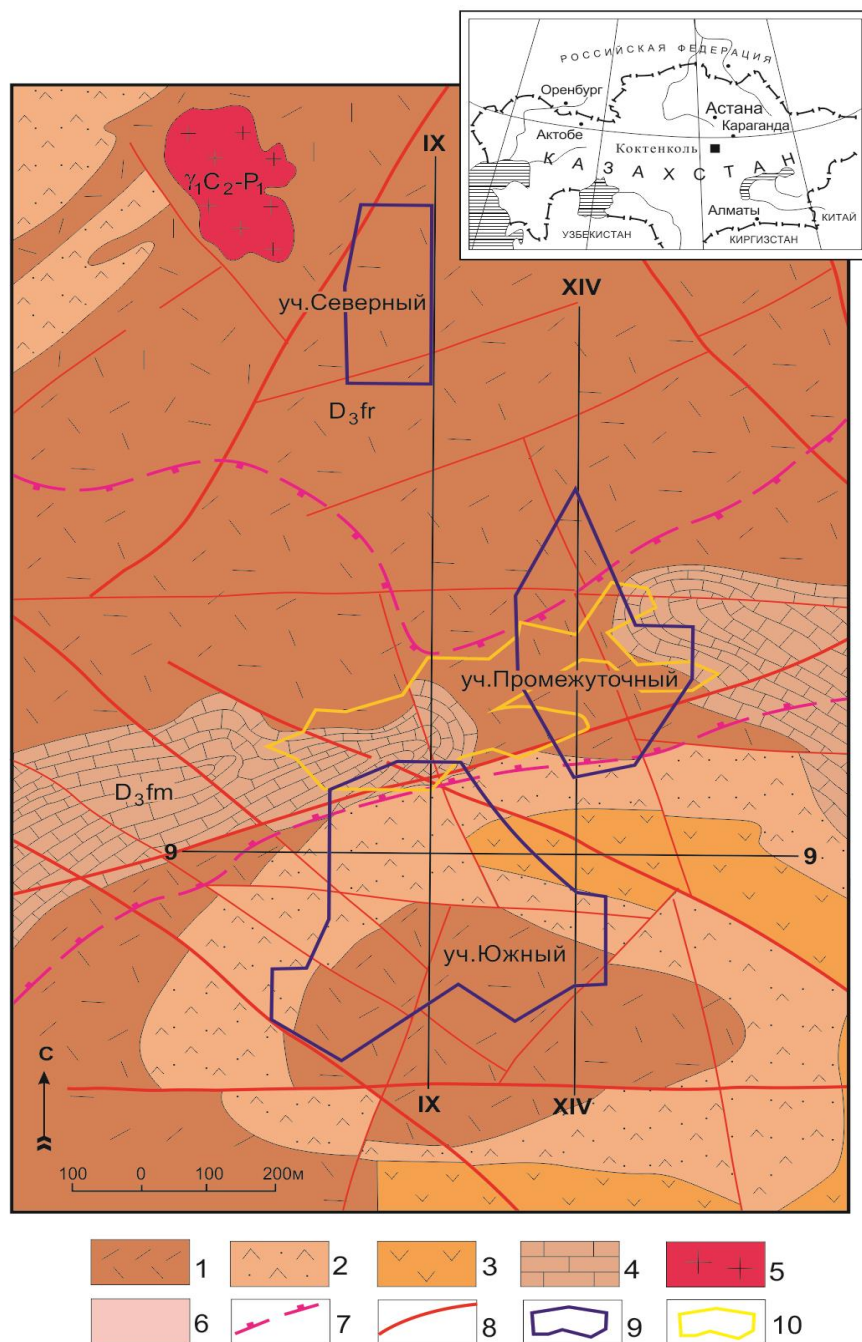
Доказанные запасы месторождения Верхнее Кайракты (за исключением Западного региона) составляют 1.1 млн.т. вольфрама, со средним содержанием WO_3 – 0.128%. Средний сорт сопутствующих компонентов в пределах контуров рудных тел является следующим (в массе Bi – 0.024, Mo – 0.004, S – 2.96, Cu – 0.02, Pb – 0.02-0.1%. Запасы Ag (среднее содержание в руде 0.39 ppm), Se (0.76 ppm) и Te (1.02 ppm) [244, р. 129; 251, с. 79]. Вольфрамовое оруденение в шеелит-пирит-кварцевых ассоциациях концентрируется преимущественно до глубины 750-800 м, молибденовое тяготеет к более глубоким горизонтам. В целом вертикальный размах редкометалльного оруденения составляет около 2 км [243, с. 150; 251, с. 89]. Наиболее благоприятные условия для открытой разработки – до глубины 400-500 м. Месторождение уникальное по запасам, вскрыто эрозией. Подготовлено к освоению. В данный момент ведутся разведочные работы компанией ТОО «Северный Катпар».

Месторождение Коктенколь. Самое крупное молибденовое месторождение штокверкового типа в регионе. Месторождение приурочено к восточному крылу крупной антиклинали, где тяготеет к апикальной части субмеридионального (ортауское направление) гранитного гребня, дугообразно изогнутого на восток. Известные участки месторождения приурочены к интрузивным выступам третьего порядка, осложняющим поверхность гребня. Северный выступ обнажен на дневной поверхности. Промежуточный и Южный вскрыты бурением на глубине, с последним связано редкометалльное оруденение, имеющее практическое значение (месторождение Коктенколь) (рисунок 5.1.3) [243, с. 130].

Южный интрузивный выступ залегает в ядре антиклинали; поверхность его кровли неровная, участками пилообразная, изобилует апофизами гранитов во вмещающие эффузивы. Массив многофазный, в его строении принимают участие гранодиориты топарского ($\gamma\delta C_{2-3}$), биотитовые и лейкократовые граниты акчатауского (γC_3-P) комплексов (рисунок 5.1.4) [253].

Вмещающая эффузивно-осадочная толща подверглась ороговикованию и биотитизации. В этапы послемагматической деятельности граниты и вмещающие их породы в полосе шириной сотни метров были калишпатизированы, альбитизированы, окварцованы и грейнизированы. Площадная грейнезация [245, с. 98; 254-256] охватила граниты апикальной части купола и в меньшей степени роговики надинтрузивной зоны. Интенсивность ее крайне неравномерна. В гранитах обычно наблюдается лишь мусковитизация биотита, значительно реже появляются локальные участки более глубоких изменений в зонах повышенной трещиноватости. Здесь

количество мусковита по биотиту и полевым шпатам составляют 20-30%, а кварца – 50-55%.

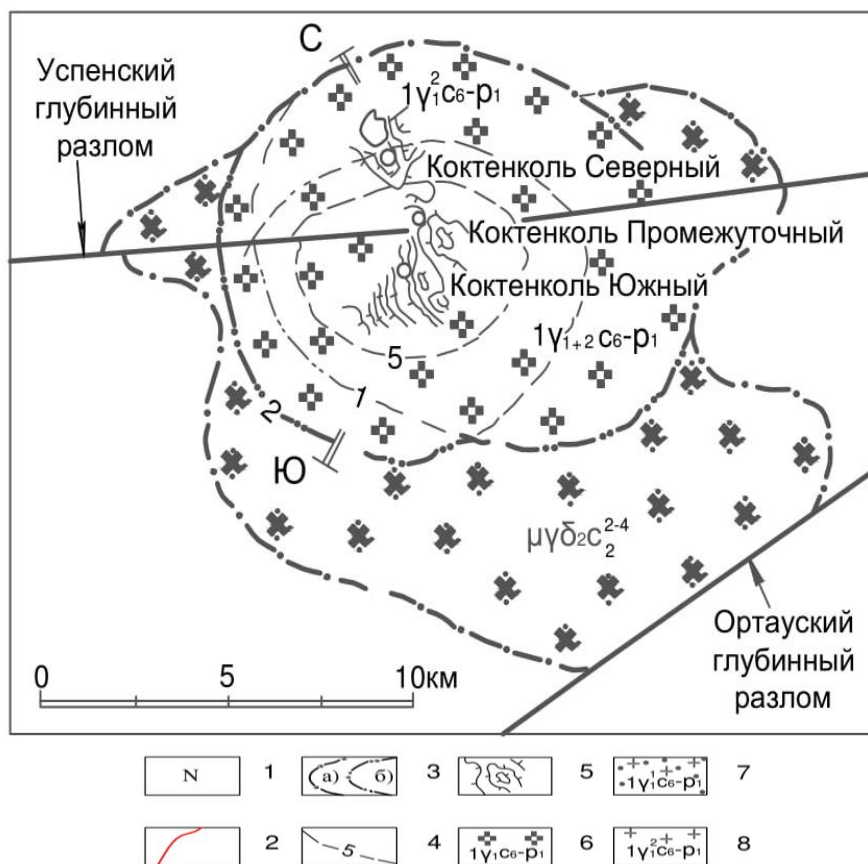


– биотитизированные кристаллотуфы: 1 – риолитов; 2 – дацитов; 3 – андезитов; 4 – мраморизованные известняки; – граниты: 5 – лейкократовые главной фазы; 6 – жильные; 7 – границы коры выветривания; 8 – тектонические нарушения; 9 – контуры балансовых молибденовых руд; 10 – контур вольфрамовых руд коры выветривания

Рисунок 5.1.3 – Геологическая карта месторождения Коктенколь

На месторождение выделяется четыре типа руд: смешанный молибденовый, штокверковый молибденовый, скарново-шеелитовый, вольфрамоносной коры выветривания. Смешанные молибденовые руды

развиты в зоне окисления рудных тел. Состоят из первичных молибденовых руд, молибденовых окислов (6-7%), глинистых минералов и лимонитовых охр. На долю смешанных руд приходится около 2% от общих запасов молибдена месторождения [252, с. 90].



1 – неоген, глины; 2 – границы рудных штокверков; 3 – изоглубины расположения внешней кромки плутона Коктенколь (по геофизическим данным): а) гранодиоритового; б) лейкогранитового (рудноносного); 4 – изогипсы распространения лейкогранитового интрузива на глубину; в км (по геофизическим данным); 5 – изоглубины поверхности гребневидного выступа лейкогранитового интрузива Коктенколь, сечение через 50 м (по данным бурения); 6 – I фаза, главный интрузив: крупнозернистые лейкограниты; 7 – I фаза, дополнительный интрузив: мелко зернистые резко порфировидные лейкограниты; 8 – I фаза, пластообразные тела мелкозернистых аплитовидных лейкогранитов

Рисунок 5.1.4 – Геологическая модель месторождения Коктенколь

Штокверковые молибденовые руды широко распространены на всех трех участках месторождения. Выделяется две разновидности руд: молибденовая и молибден-вольфрам-висмутовая. Молибденовые руды на Южном участке (рисунок 5.1.5б, 5.1.5в) – основная ценность месторождения. Они составляют около 90% общих запасов молибдена месторождения.

Оруденение пространственно совмещено с метасоматитами и заключено в полевошпатовых, кварцево-полевошпатовых, кварц-мусковитовых и кварцевых прожилках субмеридиональной, северо-западной и северо-восточной азимутальной ориентировки (рисунок 5.1.5а).



а



б



в



г

а – измененные граниты; б, в – молибденовые руды; г – прожилки кварца с молибденитом

Рисунок 5.1.5 – Образцы с участка Южный, месторождение Коктенколь

По данным большинства исследователей [245, с. 160; 255, с. 48; 256, с. 328] месторождение сформировалось в несколько этапов послемагматической деятельности:

- 1) молибденоворудный;
- 2) вольфрамворудный;

3) сульфидный.

Продукты первого этапа составляют промышленную ценность месторождения.

Молибденоворудный этап начался с калишпатизации и образования калишпатовых прожилков с относительно редкими кварцем, магнетитом, карбонатом, гипсом, флюоритом, эпидотом, хлоритом, ангидритом, цеолитом [206, с. 109]. В зальбандах прожилков отмечаются зоны сплошной калишпатизации, где от вмещающих пород сохранились лишь редкие остатки. Далее, в сторону неизмененных пород, следуют зоны пятнистой калишпатизации (избирательно по плагиоклазам) и хлоритизации (по цветным минералам). Вслед за проявлением калишпатизации формировались прожилки кварца с молибденитом (рисунок 5.1.5г), которые в значительной мере развиты по калишпатовым образованиям, чем обусловлено наличие широко распространенных прожилков смешанного калишпат-кварцевого состава. Наиболее четко выделяются две генерации кварц-молибденитовых прожилков:

- 1) метасоматические с тонкорассеянным молибденитом;
- 2) прожилки выполнения с мелкочешуйчатым молибденитом, образующим скопления в зальбандах (выдержанные оторочки) или в массе кварца (размешены хаотически).

Рудные прожилки калишпат-кварцевого этапа составляют 35-40% от числа всех рудоносных (данные Паркадзе Г.А.). Молибденит в них откладывался в кварцевую стадию. Кварц тонко-, реже мелкозернистый, молибденит – тонкий, равномерно рассеян или образует сгущения в тонких продольных просечках, придающих прожилкам полосчатый вид. В участках уменьшения мощности прожилков количество молибденита возрастает (часто он составляет до 90-95% от жильной массы).

Среднее содержание полезных компонентов в рудах (%): Мо – 0.07, WO_3 – 0.022, Вi – 0.0046, Cu – 0.046, BeO – 0.01, CaF – 0.5, Ba – 0.1, Zn – 0.04, Au – 0.03 г/т, Ag – 1.5 г/т, Re – 0.153 г/т, Се – 0.582 г/т, Те – 0.142 г/т. Молибден на 93% представлен молибденитом; триоксид вольфрама на 76.5% вольфрамитом и гюбнеритом, на 23.5% шеелитом; медь – на 70.2% халькопиритом, на 25.5% халькозином, 5% связано с сульфосолями висмута [252, с. 110]. В данный момент ведутся разведочные работы компанией ТОО «Dala Mining».

Месторождение Акчатау. Молибденово-вольфрамовое месторождение Акчатау одно из крупных в Казахстане объектов берилл-молибденово-вольфрамовых руд кварцево-жильно-грейзенового типа, находится в Центральном Казахстане, в 150 км северо-западнее г. Балхаш. Это широко известное и хорошо изученное месторождение обладает всеми типичными чертами, присущими грейзеновой формации и не усложнено какими-либо посторонними, более ранними или поздними геологическими процессами [255, с. 48; 256, с. 330; 257-261]. На нем отчетливо проявлена генетическая связь грейзенов и руд с вмещающими нижнепермскими лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, являющимися рудогенерирующими во всем Центральном Казахстане и по названию месторождения именующимися как выше было подчеркнуто «акчатаускими».

Акчатауский рудный район расположен на стыке крупных герцинских структур – Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауского синклинория. Он сложен зеленокаменной толщей силурийских полимиктовых песчаников и сланцев, перекрытых на востоке преимущественно девонскими и нижнекарбоновыми кислыми эффузивами и пирокластами. Интрузии района представлены карбоновыми и пермскими габброидами и гранитоидами. Рудное поле связано с крупным плутоном гранитоидов, прослеженным, по геофизическим данным, в субширотном направлении [258, р. 55] на 12 км при ширине 3-4 км. Оруденение отмечается в западной половине плутона, где по геофизическим данным зафиксирован относительно пологий валикоподобный дугообразный выступ в кровле, выпуклостью обращенный на юг согласно с контурами Каргалинской кальдеры. Месторождения и рудопроявления приурочены к куполовидным осложнениям поверхности дугообразного выступа: с запада на восток это Акшатауский, Аксайский и Карашинский. Два первых вскрыты эрозией или разведочными работами (Аксай), третий предполагается по геофизическим данным [259, р. 507]. Акчатауский интрузивный купол обнажен на дневной поверхности в двух близко расположенных выходах, известных под названиями Главного и Юго-восточного массивов [245, с. 165; 260, р. 58; 261, с. 55].

Месторождение локализовано в купольной части крупного Акчатауского массива лейкократовых и аляскитовых (гранитов 5.1.6). По гравиметрическим данным плутон имеет форму несколько уплощенного лакколита, вытянутого в субширотном направлении на 28 км при ширине 12-16 км и мощности до 7-8 км в центральной части [206, с. 115; 251, с. 100; 261, с. 55].

Большая часть гранитного тела скрыта на глубине под терригенными отложениями верхнего силура кислыми и средними эффузивами карбона. Диаметр обнаженного купола составляет около 4 км (рисунок 5.1.6). Предполагается, что Акчатауский плутон сложен в основном крупнозернистыми порфировидными гранитами I фазы внедрения (рисунок 5.1.6) [254, р. 26].

Плитообразные тела среднезернистых гранитов II фазы (рисунок 5.1.7а) тяготеют к куполам и апикальным выступам массива. Мелкозернистые граниты III фазы образуют мелкие штоки, дайки и более сложные тела лестничного типа в гранитах I и II фаз [254, р. 27].

По химическому и минеральному составу граниты всех трех фаз близки и относятся к промежуточному типу между известково-щелочными и субщелочными гранитами с преобладанием калия над натрием [206, с. 108; 257, с. 100; 258, р. 55; 260, р. 58]. Мелкие тела камерных пегматитов и маломощные дайки жильных гранитов и аплитов играют в составе массива незначительную роль. Вмещающие породы вокруг Акчатауского массива ороговикованы на расстоянии до 800-1000 м.

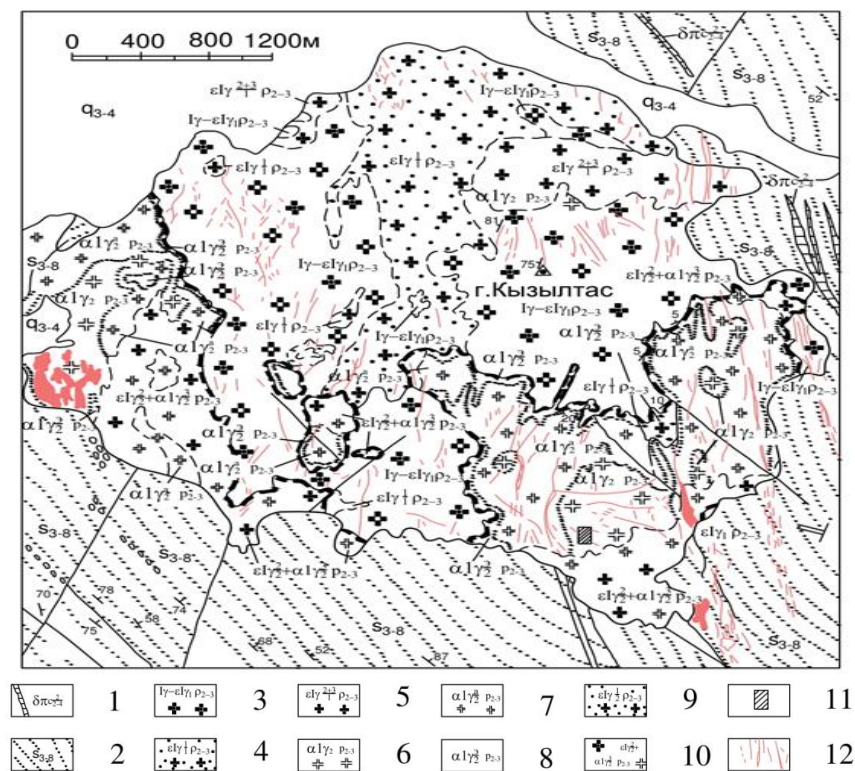


Рисунок 5.1.6 – Геологическая модель месторождения Акчатау

Мелкие жильно-грейзеновые тела общим количеством около 300 распространены по всему обнаженному гранитному куполу, но преимущественно концентрируются на его периферии [152, с. 280; 206, с. 108; 261, с. 45]. Все мелкие тела приурочены к верхней приконтактовой части массива и распространяются на глубину не более чем на 40-60 м, а по простиранию – на десятки и первые сотни метров при мощности до 3 м. Их промышленное значение невелико.



а



б

а – главный интрузив II фазы; б - аляскитовый лейкогранит апикальной фации II фазы

Рисунок 5.1.7 – Гранит

В рудном поле выявлено более 300 жильных и грейзеново-жильных тел мощностью 15-20 м, редко 50-60 м, протяженность по вертикали 100-500 м. По минеральному составу, околорудным изменениям, морфологии, строению выделяются: кварц-полевошпатовые пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы с молибденитом (рисунок 5.1.8а), грейзеновые тела кварцевого (рисунок 5.1.8б), кварц-топазового (рисунок 5.1.8в), реже кварц-турмалинового состава, в которых заключены основные запасы руд, кварц-слюдяно-редкометалльные жилы с грейзенами, жилы гребенчатого кварца с флюоритом. Рудные тела представлены линейными, ветвящимися пучками кварцево-жильно-грейзеновых образований, жилами, штокверками. Основные концентраторы промышленного оруденения – крутопадающие кварцевые, кварц-топазовые, кварц-грейзеновые жилы и линейные ветвящиеся кварцево-жильно-грейзеновые образования (рисунок 5.1.9) [252, с. 110].



а

а - кварц-полевошпатовая жила с молибденитом

Рисунок 5.1.8 – Выходы на поверхность кварцевых и грейзеновых жил месторождение Акчатау, лист 1



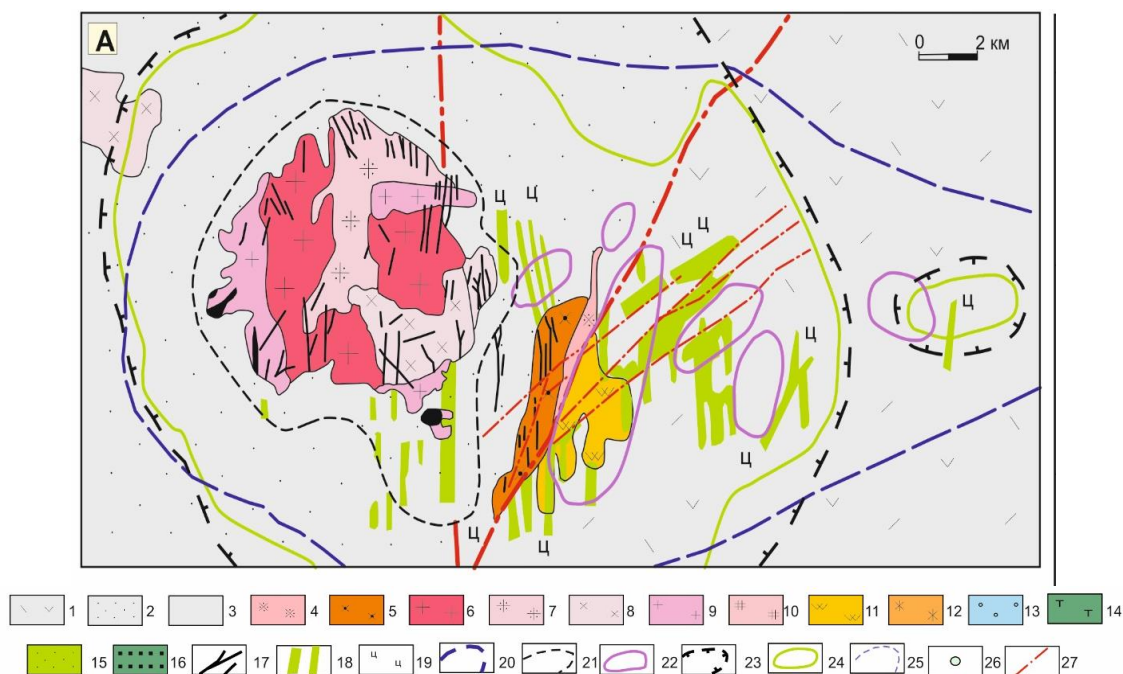
а



б

б – грейзеновые тела кварцевого; в – кварц-топазового состава

Рисунок 5.1.8, лист 2



1 – нижнекаменноугольные вулканы; 2 – верхнесилурийские песчано-сланцевые отложения; 3 – породы надинтрузивной зоны нерасчлененные; 4 – каменноугольные субвулканические гранодиорит-порфиры; 5 – каменноугольные адамелиты и гранодиориты; – пермский Акшатауский интрузивный комплекс: 6 – крупнозернистые порфировидные граниты I фазы; 7 – разнотиповидные мелкозернистые граниты дополнительной интрузии I фазы; 8 – среднезернистые граниты II фазы; 9 – мелкозернистые лейкократовые граниты II фазы; 10 – граниты Акшатауского комплекса нерасчлененные; 11 – вторичные кварциты; – грейзены: 12 – кварцевые пористые; 13 – кварцевые плотные; 14 – кварц-топазовые; 15 – кварц-мусковитовые; 16 – мусковито-кварцевые пористые; 17 – кварцево-жильно-грейзеновые тела в гранитах и адамелитах; 18 – зоны штокверковой грейзенизации в породах экзоконтакта; 19 – цеолитизация; 20 – контур Акшатауского плутона на глубине 2,5-3 км; 21 – контур плутона 450 м; 22 – проекция на поверхность скрытых гранитных куполов; 23 – контур ороговикования пород; 24 – граница распространения грейзенов; 25 – граница раздела высоко- и низкотемпературных роговиков; 26 – редкометалльные месторождения; 27 – тектонические нарушения

Рисунок 5.1.9 – Геологическая модель месторождения Акчатау

Среднее содержание в жилах, %: вольфрама – 0.7, молибдена – 0.03, бериллия – 0.02, висмута – 0.02; в штокверках соответственно 0.12, 0.01, 0.01, 0.01. В вольфрамитах жил тантала – 13 г/т, ниобия – 36 г/т [252, с. 19].

Месторождение Нураталды. Находится в Карагандинской области, в 60 км от железнодорожной станции Дарья. Месторождение Нураталды расположено в силурийской песчано-сланцевой толще, сохранившейся в виде крупного грабенообразного останца в кровле гранитоидного батолита. Останец площадью 36х8 км вытянут согласно с общей структурой на северо-восток и сложен монотонной толщей кварц-слюдистых, слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев и песчаников [262]. Местами породы ороговикованы и превращены в пятнистые сланцы и роговики с андалузитом, эпидотом и хлоритом. Окружающие останец гранитоиды представлены верхнекарбовыми крупнозернистыми грубопорфировидными биотитовыми гранитами калдырминского комплекса (рисунок 5.1.10) и средне-верхнекарбовыми среднезернистыми гранодиоритами топарского комплекса.

Нураталдинское месторождение связано с щелочно-полевошпатовыми лейкогранитами, которые не выходят на поверхность, они были обнаружены по структурной скважине [263]. Структурная скважина бурилась в центре аномалии (гравиметрия: лейкограниты и аляскиты дают отрицательные аномалии) рисунок 5.1.11 в. По данным бурения на глубине 564 м обнаруживается главная фаза – среднезернистые щелочнополевошпатовые лейкограниты и до 627 м глубины прослеживаются породы главной фазы.



а

а – крупнозернистые грубопорфировидные биотитовые граниты калдырминского комплекса

Рисунок 5.1.10 – Выходы гранитоидного батолита Байгуль (главная фаза, среднезернистая), лист 1



б

б – лейкограниты калдырминского комплекса

Рисунок 5.1.10, лист 2

С глубины 216 м до 564 м постепенными переходами в главную фазу – фацию ядра прослеживаются неравномернозернистые, мелкозернистые лейкограниты фации ядра апикального выступа.

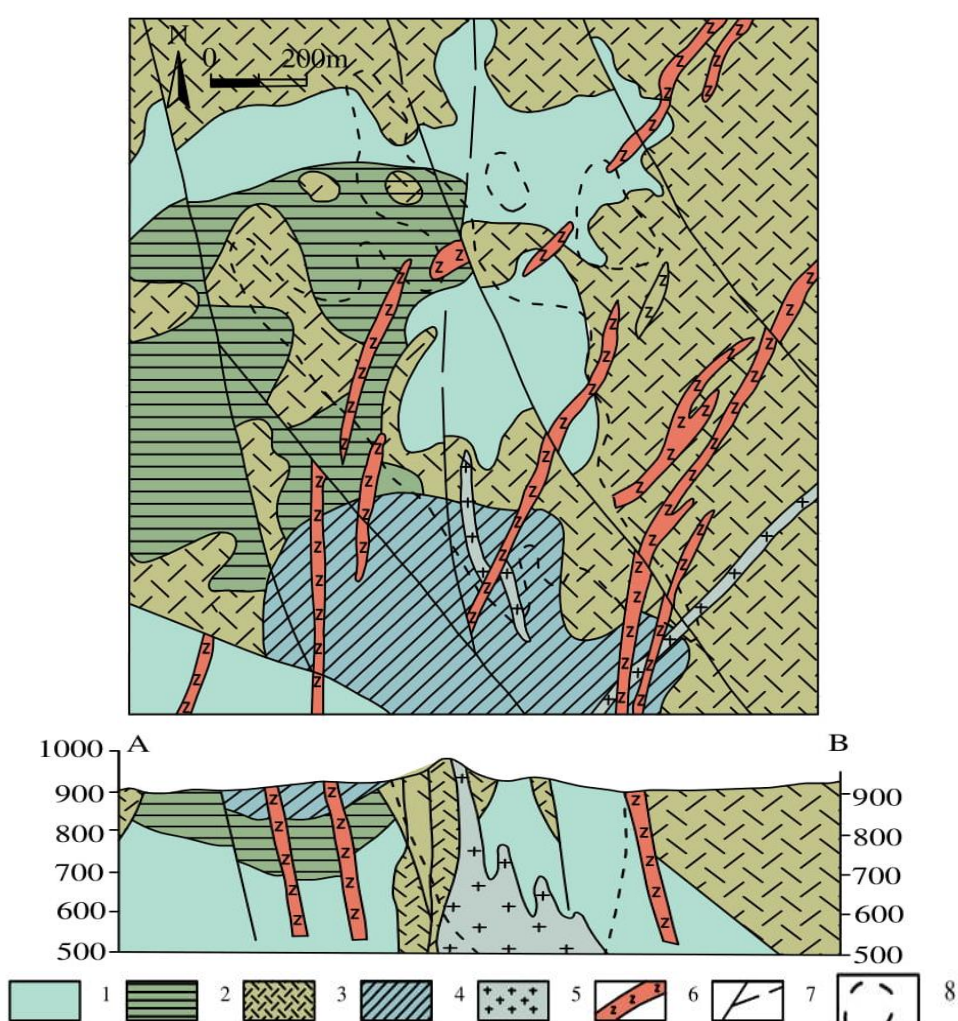
В районе месторождения развиты дайки сиеногранодиоритов, граносиенитов, субщелочных гранит-порфиров, фельзит-порфиров. Оруденение представлено кварцевожильно-грейзеновым, кварцевожильным и кварц-баритовым типами [243, с. 150; 249, с. 150; 262, с. 90].

Рудное поле находится в юго-западной части останца: участок сложен часто чередующимися кварцево-слюдистыми песчаниками. В северной части рудного поля преобладают песчаники, в южной – сланцы. Сланцы – породы зеленовато-серой, серой окраски отчетливо выраженной сланцеватостью, полосчатостью, пльчатостью [243, с. 125].

В рудном поле выделены три участка: Северный, Центральный и Южный, отстоящие друг от друга на 1-1,5 км. Редкометалльная минерализация заключена в относительно маломощных протяженных кварцевых жилах и прожилках, а также в гранитах, вскрытых скважинами пока лишь на Центральном участке.

Кварцевые жилы разделены на простые и сложные. Простые на 95-98% представлены массивным молочно-белым и светло-серым кварцем, остальное занято мусковитом, топазом, пиритом, бериллом, вольфрамитом, молибденитом, приуроченным в основном к зальбандам жил. Топаз и флюорит образуют друзы и прожилки в центральных частях последних. Для жил сложного строения характерны секущие кварцевые прожилки с флюоритом, топазом, мусковитом. Кварц в них часто раздроблен и сцементирован агрегатом топаза, мусковита, флюорита, берилла, вольфрамита и др. Большинство мощных жил на глубине имеют подобную брекчевидную структуру, включая и те, которые на верхних горизонтах обладают простым строением [243, с. 123; 249, с. 12].

Месторождение Байназар. Байназарское рудное поле расположено в Жаман-Сарысуйском антиклинории, в западном борту Байназарской грабен-синклинали. Участок поля приурочен к узлу пересечения нескольких глубинных разломов скрытого типа (северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального простирания). Сложен он песчаниками, алевролитами и сланцами лудлоу, повсеместно ороговикованными, конгломератами и песчаниками нижнего карбона, алевролитами, лавами, туфами риолитового состава и дайкообразными субвулканическими телами риолитовых порфиров и фельзитов визе-намюра. Все они прорваны интрузиями двух комплексов: акчатауского (нормальные биотитовые и лейкократовые – аляскитовые граниты) и байназарского (малые интрузии и дайки габбро-монцонит-граносиенитовой формации) (рисунок 5.1.12) [243, р. 230].



1 – алевролиты и песчаники, S_2 ; 2 – конгломераты, песчаники C_{1t} ; 3 – субвулканические риолиты, C_2 ; 4 – серия Керегетас: лавы, кластолавы и туф-риолиты, C_{2-3} ; 5 – лейкограниты Акчатауского комплекса, C_3 ; 6 – дайковые тела субщелочного гранитопорфирита и монцодиориты комплекса Байназар, P_1 ; 7 – разрывные нарушения; 8 – пределы рудоносности

Рисунок 5.1.12 – Геологическое строение месторождения Байназар

Граниты рудоносного акчатауского комплекса, по геофизическим данным, слагают вытянутый на северо-восток Байназарский куполообразный массив, вскрытый на глубине скважинами лишь в апикальной части. Вершина купола штокообразная, с горизонтальным сечением 90×60 м вытянутым на северо-запад. Шток осложнен резко удлиненными дайкообразными апофизами широтного, субмеридионального и северо-западного простирания, обнаженными на современной поверхности (рисунок 5.1.13). По данным бурения, их морфология остается неизменной на протяжении нескольких сотен метров, вплоть до сопряжения с поверхностью купола [243, с. 180].



а

б

а – субвулканическая дайка; б – разведочные каналы вблизи субвулканической дайки

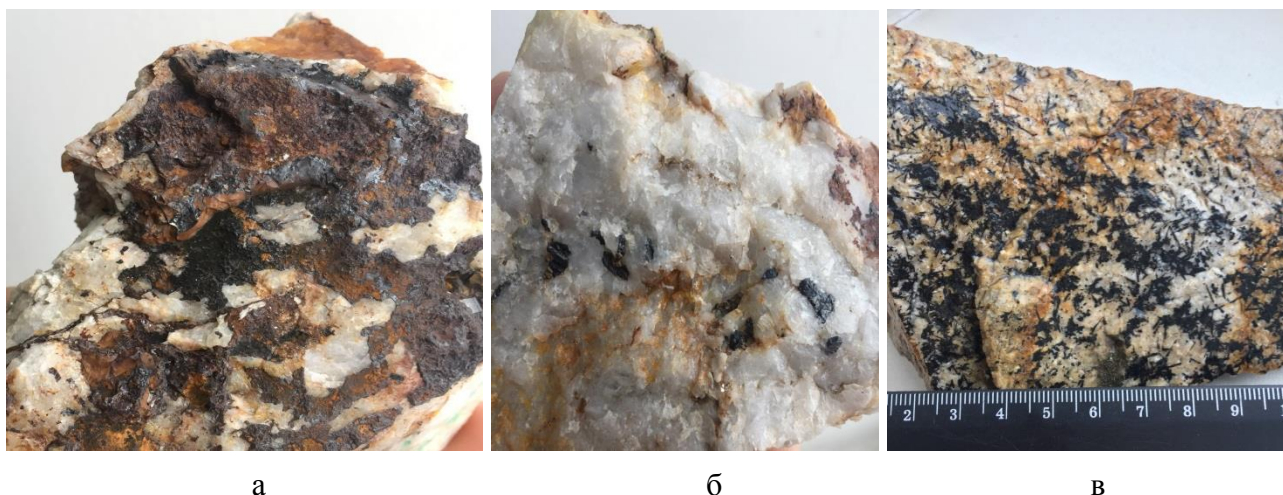
Рисунок 5.1.13 – Выходы субвулканических даек на дневную поверхность месторождение Байназар

Байназарский массив сложен породами двух разностей: светло-серыми гранит-порфирами и розовыми мелкозернистыми порфировидными гранитами. Состав их близкий, ультракислый-кислый. Мелкозернистые граниты окварцованы, мусковитизированы, микроклинизированы, содержат пирит, топаз, флюорит. Порфиры расположены по периферии купола и менее подвержены изменениям. В них частично мусковитизирован биотит, серицитизированы плагиоклазы, реже встречаются флюорит и пирит. В отличие от мелкозернистых гранитов здесь отмечается альбитизация. Основная масса порфиров мелкозернистая аплитовидная, вкрапленники (размером до 5-6 мм) кварца, калиевого шпата и биотита составляют 10-20%. Мелкозернистая порфировидная разность Байназара – типичные граниты II фазы акчатауского комплекса. Рудные кварцевые жилы и прожилки находятся в основном в надинтрузивной зоне, в ороговикованных песчаниках и сланцах лудлоу, меньше в гранитах и наложены на субвулканические тела риолитов.

Распределены они неравномерно: составляют три сближенные в пространстве линейные зоны (штокверкового типа) северо-западного и субмеридионального простирания. Наиболее крупная рудная зона западная, в ее центральной части размещается иглообразный шток мелкозернистых лейкократовых гранитов. Зона прослеживается на глубину до основного тела гранитов, глубже она не оконтурена. Грейзеновый этап минерализации проявлен на месторождении очень широко. Наиболее интенсивно выщелачиванию подверглись мелкозернистые аляскитовые граниты. В ороговикованных песчаниках и липаритах кварц-флюорит-слюдавые (кварц-слюдавые, слюдяные) грейзены распространены меньше.

В грейзенах всех типов наблюдается очень редкая, тонкая вкрапленность вольфрамит, молибденита, касситерита. Рудоносные прожилки месторождения формировались группами, близкими по времени образования и минералогическому составу. Ранняя из них представлена кварцево-полевошпатовыми, развитыми в основном на глубоких горизонтах рудного штокверка, в зоне эндо- и экзоконтакта гранитного массива.

Состав жильного выполнения: кварц полевой шпат, топаз, мусковит, флюорит, редко кальцит. Рудная минерализация незначительна (молибденит, меньше вольфрамит, пирит и шеелит). Более поздние кварцевые прожилки и жилы выявлены в средних и верхних горизонтах месторождения и содержат основную массу вольфрама, молибдена, висмута и бериллия; они сопровождаются грейзенизацией пород в зальбандах (рисунок 5.1.14). В этой группе большое значение имеют жилы и прожилки с существенно вольфрамовым оруденением. На поверхности зафиксированы несколько десятков таких жил, круто падающих на северо-восток. Кроме вольфрамит в них наблюдаются среднечешуйчатый молибденит, пирит, флюорит [243, с. 185].



а – вольфрамитовая жила; б – кварц с прожилками вольфрамит; в – вольфрамит в гранитах

Рисунок 5.1.14 – Вольфрамовая минерализация на месторождении Байназар

Промышленное оруденение концентрируется в трех линейных зонах, в

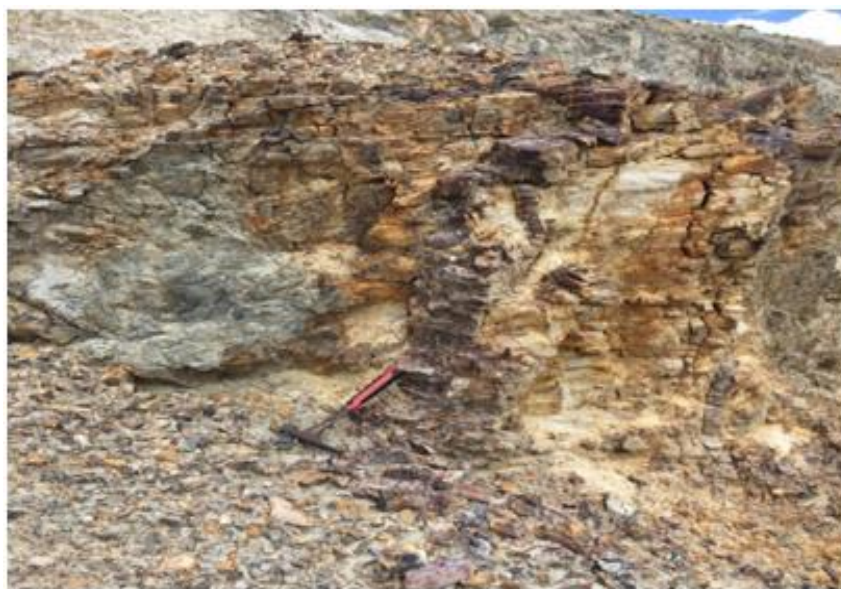
которых выделяются рудные тела с параметрами: длина – 400-900 м, мощность 50-100 м, с вертикальным размахом оруденения – 200-350 м. Рудные кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом (рисунок 5.1.14а, 5.1.14б) находятся в основном в надинтрузивной зоне, в ороговикованных песчаниках, туффитах и сланцах лудлоу, меньше в гранитах (рисунок 5.1.14в) и наложены на субвулканические тела риолитов. Распределены они неравномерно: составляют три сближенные в пространстве линейные зоны (штокверкового типа) северо-западного и субмеридионального простирания. Наиболее крупная рудная зона западная, в ее центральной части размещается иглообразный штокверк мелкозернистых лейкократовых гранитов. Зона прослеживается на глубину до основного тела гранитов, глубже она не оконтурена. Грейзеновый этап минерализации проявлен на месторождении очень широко. В грейзенах всех типов наблюдается очень редкая тонкая вкрапленность вольфрамита, молибденита (рисунок 5.1.15).



а



б



в

– рудные кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом: а – в ороговикованные песчаники; б – онгониты; в – измененные граниты.

Рисунок 5.1.15 – Измененные породы месторождения Байназар

Среднее содержание WO_3 на месторождении – 0.2%, Mo – 0.07%, Bi – 0.019%, Sc – 2.27%. Вольфрамиты содержат трехокись скандия – 0.02-0.13%, пятиокись ниобия – 0,23%. Месторождение среднее, недоразведано [243, с. 168].

По проведенным исследованиям установлено, что редкометалльные месторождения генетически и пространственно связаны с ультракислыми гранитоидами. Но как уже отмечалось выше не каждый гранитный массив является руданосным. Из вышеописанных месторождений видно, что они все связаны с гранитоидными интрузиями. В их геологическом окружении есть и по несколько интрузий, но само оруденение связано только с одним.

В качестве наиболее надежного показателя фракционирования и рудоперспективности редкометалльных гранитов [87, р. 30] предлагает использовать цирконий-гафниевый геохимический индикатор, представляющий собой величину весового отношения Zr/Hf в гранитных породах. Эмпирически установлено [87, р. 35], что при фракционной кристаллизации гранитной магмы по схеме гранодиорит биотитовый гранит лейкогранит литий-фтористый гранит Zr/Hf отношение в гранитах уменьшается. Причиной является более высокое сродство к гранитному расплаву гафния, чем циркония. Это подтверждено проведенными экспериментами по распределению Zr и Hf между гранитным расплавом и кристаллами Hf-содержащего циркона ($T=800^\circ C$, $P=1$ кбар). Для обнаружения грейзеновых месторождений W, Mo, Be перспективны граниты, имеющие Zr/Hf отношение менее 25, а для возможности образования месторождений Ta необходимо Zr/Hf отношение ниже 5.

По мере кристаллизационной дифференциации Zr/Hf отношение в гранитах понижается от 35-40 до 12 (рисунок 5.1.16) [87, р. 29].

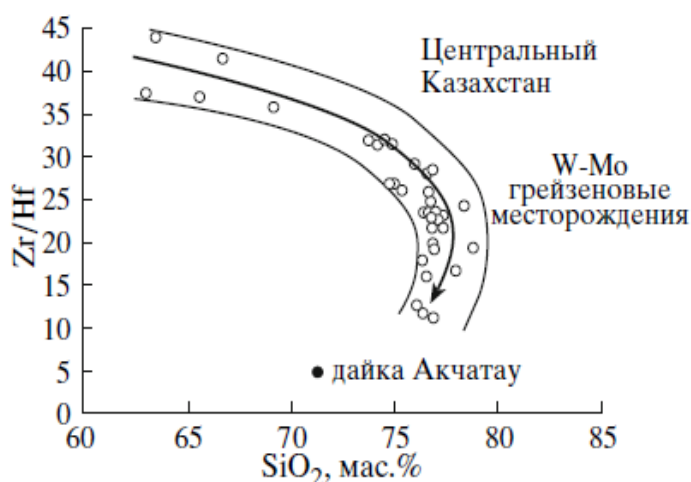


Рисунок 5.1.16 – Тренд дифференциации редкометалльных гранитоидов Центрального Казахстана на диаграмме $Zr/Hf-SiO_2$

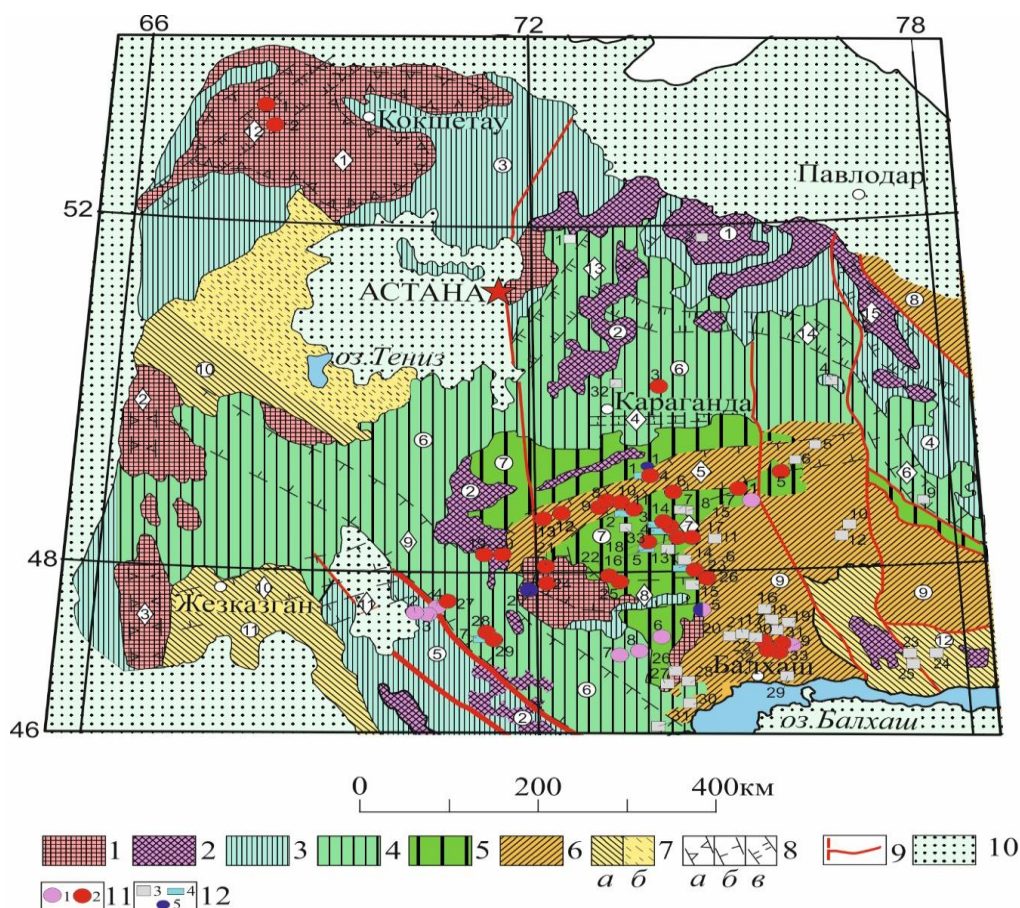
Максимальные концентрации W в гранитах и образования W-Мо грейзеновых месторождений отвечают уровню наиболее кремнекислых лейкогранитов, имеющих Zr/Hf индекс от 30 до 20 (Акчатау, Нураталды,

Байназар и тд.) Таким образом тренд дифференциации акчатауского комплекса Казахстана – стандартные лейкограниты, имеющие небольшой уклон в сторону субщелочных гранитов. Но признаки проявления более глубокой дифференциации все же имеются. На пример, на Акчатау обнаружены поздние гранитные дайки протолитионит-микроклин-альбитового состава с магматическим топазом, которые имеют Zr/Hf индекс около 7. Содержание Nb в них достигает 180, Ta – 16, W – 40ppm. Положение пород на диаграмме показано залитым кружком («дайка Акчатау» [87, р. 37].

5.2 Закономерности размещения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана

В этой части раздела рассмотрены закономерности размещения вышеописанных грейзеново-кварцевожильных вольфрамовых, молибденовых и бериллиевых месторождений. Поскольку из названных металлов в настоящее время в регионе добываются только молибден в процессе освоения медно-молибден-порфировых месторождений, то в проведенный анализ вовлечена совокупность месторождений и этого типа.

В сумме эти типы месторождений составляют подавляющее большинство всех редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. За рамками выполненного анализа остались единичные месторождения олова, ниобия, тантала, циркония. Все это – мелкие месторождения (редко – до средних), а часто – крупные рудопоявления, переведенные в разряд мелких месторождений на перспективу. Совокупность рассмотренных месторождений отображена на рисунке 5.2.1.



1 – выступы докембрийского фундамента; палеозойские складчатые области (цифры в кружочках): 2 – салаирские (Бозшаольская - 1, Ерейментау-Бурубайтальский рифт - 2 и др.); 3 – раннекаледонские (Степнякская - 3, Чингиз-Тарбагатайская - 4, Чу-Балхашская - 5); 4 – среднекаледонские (Центрально-Казахстанская - 6); 5 – позднекаледонские (Жамансарысуйская - 7); 6 – раннегерцинские (Зайсанская - 8, Джунгар-Балхашская - 9); 7 – позднегерцинские (Южно-Тенизская - 10, Жезказганская - 11, Саякская - 12); 8 – зоны тектоно-магматической активизации (цифры в ромбиках): а) каледонские (Кокшетауская - 1, Арганатанская - 2, Улытауская - 3); б) раннегерцинские (Спасская - 4, Успенская - 5, Южно-Чингизская - 6, Восточно-Жамансарысуйская - 7, Акбастау-Акжалская - 8, Жайлыма-Караобинская - 9, Уйтас-Жезказганская - 10, Кенжебай-Жаманайбатская - 11); в) позднегерцинские (Чаглинская - 12, Койтасская - 13, Баянаульская - 14, Тлеумбетская - 15); 9 – главные разломы; 10 – платформенный чехол; 11 – месторождения: а) молибденовые; б) вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, комплексные; 12-3 – медно-молибденовые, 12-4 – россыпи, 12-5 – бериллиевые

Рисунок 5.2.1 – Схема размещения редкометалльных месторождений
Центрального Казахстана

Примечание – Составлено по источнику [3, с. 15; 240, с. 148]

Рассмотрение закономерностей размещения месторождений осуществлено, в основном, с трех позиций:

- 1) магматический контроль;
- 2) распределение во времени;
- 3) структурная приуроченность месторождений.

5.2.1 Магматический контроль оруденения

Как будет показано ниже, в каждой складчатой системе сначала формируются Cu-Мо-порфировые месторождения (собственно орогенная стадия), а вслед за ними – редкометалльные месторождения (позднеорогенная подстадия). В таком порядке и рассмотрим их.

5.2.1.1 Генетические связи с магматизмом Cu-Мо-порфирового оруденения

На основании изучения около 40 Cu-Мо-порфировых объектов этот вопрос рассмотрен ранее [264]. Было установлено, что Cu-Мо-порфировое оруденение генетически связано с орогенными известково-щелочными гранитоидами преимущественно натрового ряда ($K_2O/Na_2O < 0.85$), реже – с калинатровыми гранитоидами ($K_2O/Na_2O = 0.85-1.15$). Эти связи устанавливаются не с самими гранитоидами, а со специфическими дифференциатами второй, гранодиоритовой, фазы интрузивных массивов – резко порфировидными породами дополнительных интрузивов, завершающих вторую фазу и именуемых в литературе обычно «порфирами». В действительности, эти рудоносные породы порфирами можно называть только условно из-за их достаточной раскристаллизованности. Так, например, размер зерен в породах Коунрадского рудоносного штока составляет 0.02-0.10 мм, а Байского – даже 0.05-0.20 мм. Это конечно, не вулканические и не субвулканические порфиры. Если же за ними и оставлять название «порфиры», то только с добавлением определения «плутонические порфиры». Это подтверждается геологическими соотношениями (оруденение пересекается пострудными жилами аплитов), одинаковым абсолютным возрастом рудогенерирующего интрузивного комплекса и оруденелых порфировых пород, одним и тем же их петрохимическим типом (натровые гранодиориты – натровые «порфиры», калинатровые гранодиориты – калинатровые «порфиры»), наибольшей «обводненностью» гранодиоритовых магм [247, с. 150], широким развитием процессов кислотного выщелачивания в тех и других типах пород и другими общими признаками.

В работе Серых В.И., Егорычев Л.Г. предполагалась возможность связи еденичных Cu-Мо-порфировых проявлений с субщелочными гранитоидами, однако, дальнейшее уточнение состава таких пород и их связей с Cu-Мо-порфировыми рудами не подтвердило эти предположения.

5.2.1.2 Генетические связи редкометалльных месторождений с магматизмом

Со временем выхода в свет фундаментальной работы [152, с. 270] и радиологических датировок по молибдену [265-267] установилось достаточно устойчивое мнение о том, что герцинские редкометалльные месторождения связаны генетически с ультракислыми интрузивами ($SiO_2 > 73\%$) – в принятой номенклатуре это субграниты, лейкограниты, щелочно-полевошпатовые лейкограниты (таблица 5.2.1) [18, р. 270].

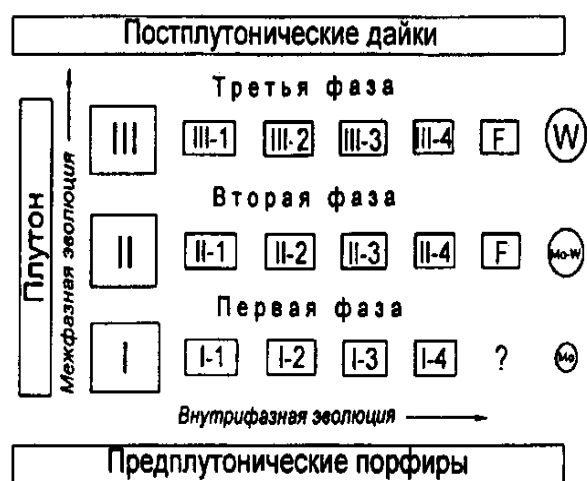
Таблица 5.2.1 – Средний химический состав пород лейкогранитового семейства, вес %

Породы	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	CO ₂	Ппп
Орогенные гранитоиды*													
Диориты	55.29	0.84	16.90	2.92	5.23	0,17	4,38	7,41	3,09	1,44	0,20	0,23	1,67
Кв. диориты	60.86	0.67	16,45	2.22	3.97	0,11	2,74	4,75	3,61	2,34	0,20	0,14	1,31
Грано диориты	65.47	0.53	15.77	1.67	3,18	0,09	1,76	3,71	3,84	2,56	0,16	0,18	0,96
Плагิโอ граниты	70.14	0.31	14.81	1.27	2,15	0,06	0,99	2,12	4,49	2,48	0,12	0,32	0,73
Граниты	70.54	0.33	14.52	0.96	2,28	0,06	0,84	1,97	3,73	3,77	0,12	0,11	0,58
Позднеорогенные гранитоиды													
Субграниты *	73.94	0.20	13.50	0.85	1,47	0,05	0,45	1,16	3,37	4,50	0,06	0,10	0,36
Лейко граниты	75.20	0.15	13.04	0.63	1,44	0,05	0,23	0,73	3,52	4,66	0,04	0,10	0,24
*Субграниты – породы промежуточные между гранитами и лейкогранитами													

Таблица 5.2.2 – Средний химический состав гранитоидов резонансных зон ТМА, вес %

Породы	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	CO ₂	Ппп
Гранитоиды, синхронные орогенной стадии													
Диориты	55,29	0,84	16,90	2,92	5,23	0,17	4,38	7,41	3,09	1,44	0,20	0,23	1,67
Кв. Монцо диориты	61,68	0,66	15,79	2,20	3,95	0,10	2,66	4,40	3,26	3,59	0,20	0,10	1,09
Монцограно диориты	65,83	0,51	15,26	1,69	2,83	0,07	1,92	3,47	3,20	4,03	0,18	0,55	0,65
Монцо граниты	70,89	0,32	14,29	1,09	2,09	0,05	0,71	1,81	3,22	4,30	0,11	0,16	0,57
Гранитоиды, синхронные позднеорогенной стадии													
Лейкограниты	75,20	0,15	13,04	0,63	1,44	0,05	0,23	0,73	3,52	4,66	0,04	0,10	0,24
Щелочно-полевошпатовый лейкогранит	75,55	0,12	12,77	0,41	1,00	0,04	0,21	0,41	3,66	4,59	0,04	0,09	0,31

Со временем это мнение лишь укрепилось и подтвердилось фактами. Было установлено, что оруденение связано с каждой интрузивной фазой лейкогранитовых комплексов, т.е. оно фактически «попало» внутрь интрузивного комплекса и его связь с комплексом стала очевидной. Соотношение интрузивных фаз и редкометалльного оруденения изображено схематически на рисунок 5.2.2 [258].



I, II, III – главные интрузивы; I-1, II-1, III-1 – дополнительные интрузивы; I-2÷4, II-2÷4, III-2÷4 – пластообразные тела, дайки и жилы аплитовидных лейкогранитов и аплитов; F – дайки флюидонасыщенных гранит-порфиров и микроклин-альбитовых гранитов; Mo, W – рудные месторождения

Рисунок 5.2.2 – Общая последовательность формирования лейкогранитовых плутонов

Подавляющее большинство достаточно вскрытых эрозией лейкогранитовых плутонов являются двухфазными, в последние десятилетие XX в. закартировано несколько трехфазных плутонов – Кызылтау, Караоба, Куу [152, с. 180]. Специалист редкометалльных месторождений Казахстана Щерба Г.Н. вначале считал рудоносной только II-ю фазу, но позже он и его сотрудники пришли к выводу о возможности двукратного проявления постмагматического процесса: в плутонах Акчатау и Жанет были выделены кварцевые жилы и прожилки с молибденитом, завершающие I-ю фазу, но главная рудогенерирующая способность оставлена была ими за II-ой фазой. Установленные соотношения руд с главными интрузивными фазами свидетельствуют о том, что рудоносной может быть каждая фаза. С I-ой фазой связано действительно существенно молибденовое оруденение. В частности, молибденовое оруденение в плутоне Караоба (Молибденовый участок) и Куу (рудопроявление Комсомольское) пересекается аплитовыми дайками II-ой фазы. С интрузивами II-ой фазы связаны комплексные редкометалльные месторождения (в плутоне Куу главная жила месторождения Куу пересекается интрузивом II фазы и ее жильными дифференциатами - аплитами). С III-ей фазой плутонов Кызылтау, Караоба, Куу связаны существенно вольфрамовые месторождения. В благоприятных условиях (над выступами мантии) к этим редким металлам добавляется олово.

5.2.2 Распределение оруденения во времени

Накопление информации о возрасте редкометалльных месторождений и рудоносных интрузий по количеству редкометалльных объектов герцинский цикл оказался наиболее обильным (> 65% от общего их количества).

В таблице 5.2.2 приведено циклическое распределение редкометалльных месторождений Центрального Казахстана с указанием рудоносных комплексов и примеров типичных месторождений (по [268], с некоторыми дополнениями и уточнениями).

Таблица 5.2.2 – Периодичность проявления медно-порфировых и редкометалльных месторождений в полициклической складчатой области Центрального Казахстана

Мегацикл	Цикл	Орогенная стадия		Синорогенная активизация консолидированной рамы	
		собственно орогенная стадия	позднеорогенная подстадия	синхронная с орогенной стадией	синхронная с поздне орогенной подстадией
		Рудоносный интрузивный комплекс (кв. диориты, На-гранодиориты, плагиограниты), возраст; <i>Си-Мо-порфировые м-ния (возраст)</i>	Редкометалльный интрузивный комплекс (субграниты, лейкограниты), возраст; <i>Редкометалльные м-ния (возраст)</i>	Рудоносный интрузивный комплекс (кв. монцодиориты, К-На и К-гранодиориты, К-граниты), возраст; <i>Си-Мо-порфировые м-ния (возраст)</i>	Редкометалльный интрузивный комплекс (лейкограниты, щелочно-полево-шпатовые лейкограниты), возраст; <i>Редкометалльные м-ния (возраст)</i>
1	2	3	4	5	6
Каледонский	Начальный (салаирский)	Бозщакольский, ϵ_3 ; <i>Бозшаколь (ϵ_3)</i>	?	?	?
	Раннекаледонский (таконский)	Крыккудукский, O_3 ; <i>Коктасжал, Кызылту (O_3)</i>	Карабулакский (жаманкойтасский), S_1 ; <i>Р-ния – W, Mo, Bi (S_1)</i>	Зерендинский, O_3-S_1 ; <i>Си-Мо р-ния в Шатском антиклинории (S_1)</i>	Золотоношский, S_2 ; <i>Баян – W, Mo, Sn, Сырымбет – Sn, W, Bi (S_2)</i>
	Среднекаледонский (эрийский)	Карамендинский, четский (S_2-D_1); <i>Нурказган (S_2)</i>	Кылчинский, корнеевский, D_2 ; <i>Шалгия, Бугуль – Mo, Ульяновское – W, Mo; и др. (D_2)</i>	-	-
	Позднекаледонский (бретонский, тельбесский)	Жангельдинский, D_3 ; <i>Шетиоко (D_3)</i>	Кызылеспинский, D_3 ; <i>Р-ния – Mo, Sn, Bi (D_3)</i>	-	-

Продолжение таблицы 5.2.2

1	2	3	4	5	6
Герцинский	Раннегерцинский (саурский)	Балхашский, C ₁ ; <i>Конырат, Борлы, Бесшоки и др. (C₁)</i>	Восточно-коунрадский, C ₂₋₃ ; <i>Вост. Коунрад – Мо, Сев. Коунрад – Ве, Мо, Жанет, Каратас-IV – Мо (C₃)</i>	Топарский, C ₁₋₂ ; <i>Алмалы, Байское, Озерное – Си-Мо (C₂)</i>	Калдырминский, куинский, C ₃ -P ₁ ; <i>Верх. Кайракты – W, Катпар – W, Мо, Коктенколь – Мо, W, Караоба – W, Sn, Bi, Ве; и др. (P₁)</i>
	Позднегерцинский (саякский)	Кунгейсаякский, C ₂₋₃ ; <i>Беркара Ю. (C₃)</i>	Бесобинский, P ₁ ; <i>Р-ние Архарлы – W, Мо (P₁)</i>	-	-
Примечание – Составлено по источнику [240, с. 145]					

А в таблице 5.2.3 помещен полный список месторождений, рассмотренных в настоящей работе, с указанием их масштаба и конкретного возраста. Возраст месторождений определен непосредственно радиологическими данными оруденения, но чаще всего – по геологическим и радиологическим данным для рудоносных интрузивов, характер связи редкометалльного оруденения с которыми описан в разделе 5.2.1.

Таблица 5.2.3 – Список редкометалльных месторождений по

№ на схеме	Название – категория месторождения	Главные (сопутствующие компоненты)	Возраст	№ на схеме	Название – категория месторождения	Главные (сопутствующие) компоненты	Возраст
1	2	3	4	5	6	7	8
Медно-молибденовые порфировые				32	Вольфрамовые сопки – М	Мо, W	C ₃
8	Алмалы – С*	Cu (Mo, Bi, Au)	C ₂	20	Высотное – М	W (Bi, Be, Mo)	C ₃ -P ₁
14	Алтуайт – М	Cu, Mo (Pb, Zn, Bi, Ag)	C ₂	19	Долинное (Сарыбюрат) – М	W (Mo, Be, Bi)	C ₃ -P ₁
26	Аномалия – 6 (Каратас-6 С) – М	Cu (Zn Mo Au)	C ₁ ?	29	Караоба – К	W (Mo, Sn, Be)	C ₃ -P ₁
16	Ауызбакы – М	Cu, Mo	C ₂	8	Катпар С и СВ – К	W, Mo (Bi, Cu, Be)	C ₃ -P ₁
6	Байское – С	Cu, Mo	C ₂	9	Катпар С (остаточное) – М	W	P ₂
23	Беркара – М	Cu, Mo (W, Bi)	C ₃				
12	Бесшоки – М	Cu, Mo (Pb)	C ₂	12	Коктенколь Ю., С. и Промежуточный – К	Mo, W (Bi, Be, Cu)	C ₃ -P ₁

Продолжение таблицы 5.2.3

1	2	3	4	5	6	7	8
2	Бозшаколь – К	Cu (Mo, Au, Ag, Co)	Є ₃	13	Коктенколь Промежуточный (в коре выветривания) – К	W (Bi, Cu)	P ₂
20	Борлы 3. – К	Cu (Mo)	C ₂	30	Коунрад С. – С	Be, Mo (W, Bi)	C ₃
21	Борлы – С	Cu (Mo, Ag, Au, Re)	C ₂	33	Коунрад Ю. – М	Mo, W	C ₃
25	Жамбас Ц. – М	Cu (Mo, Au)	C ₃	27	Куу – М	W	C ₃ -P ₁
15	Жекедуан – М	Cu (Mo, Ag, Au)	C ₂	21	Кызылтау СЗ – М	W (Mo, Bi)	C ₃ -P ₁
9	Западное – М	Cu, Mo	C ₂	24	Кызылтау ЮВ – М	W, Mo (Be, Bi, Mo)	C ₃ -P ₁
27	Каратас-1,2 - М	Cu, Mo (Fe)	C ₁ ?	4	Нураталды – М	W (Bi)	C ₃ -P ₁
28	Каратас- 4 – С	Mo (Cu)	C ₃	7	Саран – С	W, Mo (Bi)	C ₃ -P ₁
19	Каскырмазган – М	Cu, Mo (Au)	C ₂	18	Селтей – М	Mo (W, Bi)	C ₃ -P ₁
18	Кенкудук – М	Cu, Mo (W)	C ₂	31	Скорпион – М	W, Be (Mo, Bi)	C ₃
17	Кепшам – М	Cu, Mo	C ₂	28	Солнечное – М	W (Be, Bi, Mo, Sn, f)	C ₃ -P ₁
4	Коктасжал – С	Cu (Mo, Au)	O ₃	1	Сырымбет – К	Sn (Ta, Nb, Zn, Cu, Bi, W)	D ₃
				5	Тайшек – С	Bi (W, Be, Mo)	P ₁
11	Коргантас – М	Cu, Mo (Pb, Ag, Au)	C ₂	17	Узынбулак – М	Mo, W (Bi)	C ₃ -P ₁
22	Коунрад – К	Cu (Mo, Au, Re, Se, Te)	C ₂	3	Ульяновское – С	W, Mo (Bi)	D ₂
1	Кызылту – М	Cu, Au (Mo, W)	O ₃	15	Юж. Жаур – С	W (Mo)	C ₃ -P ₁
24	Молдыбай – М	Cu (Co, Mo)	P ₂	Россыпи			
32	Нурказган – К	Cu, Mo (Ag, Hg)	D ₁ -S ₂	6	Акчатауская – М	W	
5	Озерное – С	Cu (Mo, Bi, Ag)	C ₂	3	Байназарская – М	W	Q ₁₋₄
7	Ольгинское – М	Cu (Mo, Bi)	C ₂	2	Верх. Кайрактинская – С	W	Q ₂₋₄
29	Прибрежное – С	Cu, Mo (Au, Re)	C ₂	7	Караобинская – М	Sn, W	Q ₃₋₄
31	Сарышаган – С	Cu	D ₁	1	Нураталдинская – М	W	Q ₃₋₄
30	Сокуркой медное – М	Cu, Mo (Zn, Pb, Au)	C ₂	5	Селтейская – М	W	Q ₃₋₄
13	Толагай – М	Cu, Mo	C ₃ -P ₁	4	Юж. Жаур – М	W (Mo)	Q ₁₋₂
10	Шатырша – М	Cu, Mo	C ₂	Молибденовые			
33	Шетшоки – М	Cu, Mo	D ₃	7	Аккудук В. – М	Mo (Cu, W)	P ₁
Существенно вольфрамовые, вольфрамово-молибденовые, комплексные				8	Аккудук 3. – М	Mo (Cu, W)	P ₁
22	Акбиик – С	W (Bi, Mo)	C ₃ -P ₁	6	Бирюк Молибденовое – М	Mo (Cu, Pb, Zn)	P ₁
10	Акмая – С	W (Bi, Mo)	C ₃ -P ₁	2	Бугуль – С	Mo	D ₂

Продолжение таблицы 5.2.3

1	2	3	4	5	6	7	8
25	Аксарлы – М	W (Be, Bi, Mo)	C ₃ -P ₁	5	Жанет – К	Mo, Be (W, Bi, fl, TR)	C ₂
23	Акчатау – С	W (Mo, Be)	P ₁	1	Июльское – М	Mo (W, Cu, Pb, Ag)	C ₃ -P ₁
26	Акчатау ЮВ – М	W (Mo, Be, Sc, Li)	P ₁	9	Коунрад В. – К	Mo	C ₃
14	Байназар – С	W (Mo, Bi)	C ₃ -P ₁	3	Сарытас – М	Mo	D ₂
16	Батыстау – К	W, Mo (Be, Sn)	C ₃ -P ₁	4	Шалгия – М	Mo	D ₂
2	Баян	W, Bi, (Mo, Cu, Ag)	D ₁	Существенно бериллиевые			
6	Белькойтас – М	W (Bi, Be)	C ₃ -P ₁	2	Дарат – М	Be (W, Mo)	C ₃ -P ₁
11	Верх. Кайракты – К	W (Bi, Mo, Be)	C ₃ -P ₁	1	Нураталды – К	Be (Mo, Bi, W)	C ₃ -P ₁
Примечания: 1 К – крупное; 2 С – среднее; 3 М – мелкое; 4 – Составлено по источнику [240, с. 148]							

5.2.3 Структурный контроль месторождений

Тектоническая приуроченность медно-молибден-порфировых месторождений полностью определяется их магматическим контролем – генетической связью исключительно с орогенной гранодиоритовой формацией (раздел 5.2.1). Эта формация связана с формированием каждой складчатой системы, что повторялось в истории геологического развития региона шесть раз (таблица 5.2.2).

Коренные редкометалльные месторождения находятся в двух тектонических позициях – в связи с позднеорогенными ультракислыми гранитоидами и – в зонах ТМА.

Структурная приуроченность существенно молибденовых месторождений определяется их связью с лейкогранитовой формацией позднеорогенной подстадии. Эта формация известна в 5 тектонических циклах (таблица 5.2.2). Существенно молибденовые месторождения имеются в двух циклах – среднекаледонском (месторождения Шалгия, Бугуль, Сарытас и др.) и раннегерцинском (месторождения Вост. Коунрад, Жанет, Зап. и Вост. Аккудук и др.). В остальных трех циклах – раннекаледонском, позднекаледонском, позднегерцинском – имеются только рудопроявления.

Структурный контроль размещения редкометалльных месторождений. Подавляющее большинство редкометалльных месторождений и, в первую очередь, существенно вольфрамовых и комплексных (W, Mo, Be, Bi) связаны с синорогенными зонами ТМА. Такие зоны ТМА проявлены в двух случаях и связаны с началом мегациклов – каледонского и герцинского, когда в результате деструкции карельской платформы, а затем – деструкции эпикаледонской платформы наиболее глубоко вскрывались недра платформ и

происходило максимальное высвобождение эндогенной энергии. В результате сформировались каледонские и герцинские зоны ТМА (рисунок 5.2.1). Каледонские месторождения Баян и Сырымбет пространственно приурочены к Чаглинской зоне ТМА, расположенной в пределах докембрийского Кокчетавского выступа. Однако, возраст этих месторождений требует дальнейшего уточнения.

В раннегерцинских зонах ТМА размещается большинство месторождений: в Успенской зоне ТМА – Белькойтас, Верх. Кайракты, СВ Катпар, Коктенколь, Нураталды, Саран, Тайшек, Долинное, Высотное; в Вост. Жамансарысуйской зоне ТМА – Акчатау, Байназар, Батыстау, Селтей, Узынбулак, Юж. Жаур, Июльское; в Акбастау-Акжальской зоне ТМА – Аксарлы, СЗ Кызылтау, СВ Кызылтау, Дарат; в Жаильма-Караобинской зоне ТМА – Караоба, Солнечное, Куу.

Выводы

Редкометалльные месторождения Центрального Казахстана находятся в трех тектонических позициях:

- 1) орогенные (Cu-Mo-порфировые) – в связи с орогенной гранодиоритовой формацией;
- 2) позднеорогенные (существенно молибденовые) – в связи с ультракислыми гранитами позднеорогенной подстадии;
- 3) активизационные (существенно вольфрамовые, комплексные, существенно бериллиевые) – в связи с ультракислыми гранитами синорогенных раннегерцинских зон ТМА:

1. Максимальное количество коренных, собственно редкометалльных месторождений, сосредоточено в синорогенных раннегерцинских зонах ТМА (около 70% от числа известных), что обусловлено максимально благоприятным сочетанием в этих зонах ТМА всех рудоконтролирующих факторов – магматического, структурного и фактора вмещающей среды [152, с. 182-197].

2. Дальнейшие прогнозные и поисковые работы, направленные на расширения сырьевых ресурсов в Центральном Казахстане должны проводиться в пределах зон ТМА, в первую очередь, в синорогенных раннегерцинских [240, с. 149].

6 О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Эти возможности рассмотрены в данной заключительной главе на примере листа М-43-А с использованием геохимических карт для коренных пород района – карты в изолиниях содержаний и геохимической карты нового типа (карты в изолиниях кларк-концентраций). Эти карты дают возможность раздифференцировать непроверенные литохимические ореолы на потенциально рудоносные и безрудные.

Геохимическая карта нового типа – карта изокларк-концентраций открывает новые возможности в геохимическом анализе процессов породо- и рудообразования, геохимическом районировании территории и определении геохимической специализации подавляющего большинства геологических тел региона. На основе совместного анализа почвенных аномалий и вышеуказанных геохимических карт – геохимической карты в изолиниях содержаний металлов, карты изокларковых концентраций – разработана методика разбраковки почвенных аномалий на рудогенные и аномалии, имеющие иную природу.

К настоящему времени в Центральном Казахстане (и за его пределами) приобретен достаточно большой опыт по составлению геохимических карт нескольких типов [269-278]: в изолиниях абсолютных содержаний, в виде аномальных зон над местным геохимическим фоном, в форме статистически взаимосвязанных геохимических ассоциаций с указанием их уровня над кларками земной коры и др.

В Центральном Казахстане имеется необходимая геохимическая база, и система региональных породных кларков, характеризующая 168 видов пород. Изучаемый район является одним из наиболее геохимически изученных регионов мира, а новизна и актуальность созданной геохимической карты нового типа – очевидны. Во-первых, она имеет большое научное и методическое значение в деле углубления исследований в области геохимии геологических процессов, а во-вторых, она должна стать новейшим инструментом для дифференциации литохимических аномалий на перспективно рудоносные и безрудные.

6.1 Методика построения геохимических карт коренных пород

Конечной задачей исследований является построение геохимической карты нового типа – карты изокларк-концентраций – и выявление с ее помощью литохимических ореолов рудогенной природы. Однако, исследованием предусматривалось использование для этой цели также ряд других геохимических карт. Методика составления геохимических карт коренных пород описаны ниже.

6.1.1 Моноэлементные геохимические карты в изолиниях содержаний металлов

Эти карты предназначены для детализации карт геохимических ассоциаций, поскольку конкретные данные по каждому металлу с последних не всегда считаются. Совместное использование карт позволяет провести первичную дифференциацию литохимических ореолов на «породные» и предположительно имеющие рудную природу.

Входе данных исследований были построены карты М-43-А для Ве, Мо в программе Surfer. Это минимально необходимая для прогнозирования совокупность химических элементов, характерные для молибден-меднопорфировых и редкометалльных месторождений.

6.1.2 Геохимическая карта нового типа – карта в изолиниях кларк-концентраций

При создании данной карты нужно соблюдение двух условий:

- 1) наличие системы региональных кларков;
- 2) высокая геохимическая опробованность картируемой территории.

Содержания химических элементов были преобразованы в кларк-концентрации в соответствии с формулой (6.1.2.1):

$$kk = \frac{c}{K}, \quad (6.1.2.1)$$

где kk – кларк-концентрация;

c – содержание химических элементов в конкретной пробе, отобраной из данного вида пород;

K – региональный кларк данного химического элемента в данном виде пород.

Карта кларк-концентраций призвана выявить реальную геохимическую специализацию конкретных геологических тел – интрузивов, отдельных интрузивных фаз, однородных блоков вулканических и метаморфических и осадочных пород. Рассмотренная выше карта геохимических ассоциаций решает аналогичную задачу по отношению содержания химического элемента к кларку этого химического элемента в земной коре в целом. Однако, конкретные геологические тела («геохимические блоки»), специализированные по отношению к кларку земной коры, вполне могут быть не специализированными относительно других, аналогичных по составу тел (раздел 3, 4, 5), а именно эта специализация наиболее интересна для целей прогнозирования.

Выявление реальной геохимической специализации геологических однопородных тел достигается сравнением наблюдаемых в них содержаний с региональным кларком для данной породы: содержание в перидотитах делится на региональный кларк перидотитов, в лейкогранитах – на региональный кларк лейкогранитов, в известняках – на региональный кларк известняков и т.д. Получаемые значения имеют общепринятое название – кларк-концентрации

(kk). Карты в изолиниях kk строятся компьютерным способом в программе Surfer аналогично картам в изолиниях содержаний химических элементов. Положительно геохимически специализированными считаются геологические тела с $kk > 2.0-2.5$ [58, с. 258; 61, с. 232; 69, с. 275; 70, с. 268; 71, с. 158; 72, с. 95; 73, с. 8; 279].

6.2 Литохимические ореолы как главный массовый поисковый признак рудных месторождений

Прогнозирование рудных месторождений базируется на прогнозных критериях и поисковых признаках. Критерии представляют собой группу факторов, сочетание которых указывает на возможность обнаружения на той или иной территории оруденения определенного типа. Поисковые признаки свидетельствуют уже непосредственно о наличии оруденения, поэтому являются ведущим фактором как при прогнозной оценке территории, так и при поисках. Из всего, в целом весьма ограниченного, комплекса поисковых признаков литохимические аномалии рудной природы, выявляемые посредством комплексного анализа результатов литохимических съемок, являются наиболее универсальным и представительным признаком при прогнозировании. Это обусловлено тем, что литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния являются обязательной составляющей средне- и крупномасштабных съемочных, геофизических и поисковых работ. К настоящему времени литохимическими съемками покрыта практически вся территория Центрального Казахстана, включая площади, перекрытые чехлом рыхлых отложений мощностью более 10 м, где при проведении ГГК-50 литохимическое опробование кернa скважин картировочного бурения также обязательно. Результаты литохимических съемок разного масштаба являются, таким образом, базовым фактическим материалом при прогнозировании рудных месторождений.

6.2.1 Основные методические приемы использования литохимических ореолов для целей прогнозирования

Прогнозная часть базируется на систематическом использовании геохимической информации – литохимических ореолов (геохимических аномалий в почвах) в качестве главного поискового признака и различных геохимических карт коренных пород в качестве инструментов оценки перспективности литохимических ореолов.

Краткую характеристику основных методических принципов целесообразно привести по основным стадиям прогнозных работ, которых можно выделить три:

- 1) сбор информации о литохимических ореолах и выделение среди них до сих пор непроверенных;
- 2) оценка природы непроверенных литохимических ореолов с помощью геохимических карт коренных пород;
- 3) геолого-структурный и рудно-формационный анализ литохимических ореолов рудной природы.

6.2.1.1 Сбор информации о литохимических ореолах

Сбор данных о литохимических ореолах включает два вида работ: сбор обобщенных данных в основном масштаба 1: 500 000 и сбор результатов новейших литохимических съемок масштаба 1: 50 000.

Собранная информация суммарно изображается на картах масштаба 1:1000 000 по группам металлов, которых было до пяти: металлы группы железа (Mn, Co, Ni, Cr, V), меди и др. (Cu, P, Sr, Ge), полиметаллы (Pb, Zn, Ba, Cd), редкие металлы (Mo, W, Sn, Be, Bi, Li), редкие земли и др. (La, Y, Yb, Nb, Zr, As, Sb). Такую промежуточную карту приводим для примера только по листу М-43-А (Mo, W, Sn, Be, Bi, Li, Nb, Zr) (рисунок 6.2.1.1).

Дальнейшее обобщение информации о литохимических ореолах состояло в выделении ореольных групп, подлежащих дальнейшей оценке в отношении их возможной рудогенной природы (рисунок 6.2.1.2). По поводу выделения среди них совокупности литохимических ореолов, подлежащих дальнейшей оценке необходимо выделить, то что данная карта для Центрального Казахстана полистно в масштабе 1:1 000 000 была создана входе работ [280], а ниже лишь опишем два небольших руководства из методики создания этих карт:

1) из карты исключаются все литохимические ореолы, проверенные ко времени исследований в процессе поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ. Составленная в рамках исследования [280, с. 98] полистная схема размещения площадей, на которых проведены все эти виды работ, даст возможность выявить все непроверенные литохимические ореолы;

2) в Центральном Казахстане была составлена карта размещения РУ-УМ в масштабе 1:500 000 [10, с. 988] на основе этой карты из дальнейшего анализа были исключены также другая категория проверенных вторичных ореолов – ореолы, локализованные в пределах известных РУ и УМ.

После проведенной отбраковки оставшиеся вторичные ореолы формируются в группы ореолов, подлежащих оценке. Группа ореолов – это совокупность рядовых (исходных) вторичных ореолов какого-либо химического элемента или нескольких химических элементов. В последнем случае контур группы ореолов охватывает равные моноэлементные ореолы, совпадающие в пространстве и в совокупности характеризующие какой-либо определенный генетический тип оруденения (например, редкометалльный).

В принципе, группа ореолов какого-либо генетически обоснованного типа по масштабу и смысловому содержанию должна соответствовать либо области размещения пород со специфическим набором химических элементов, либо РУ или УМ. Все это, однако, не может означать, что на проверенных площадях больше нечего искать. Несомненно, сырьевые резервы этих площадей еще не исчерпаны, но для их выявления требуются крупномасштабные исследования с иными методическими подходами, чем запланированные в данной работе. В Центральном Казахстане до сих пор не проведен критический анализ результатов многочисленных работ. Такой анализ необходим, но это должна быть отдельная крупная работа.

6.2.1.2 Определение природы литохимических ореолов

Установление природы литохимических ореолов (рудная, породная) и перспективности осуществляется с помощью геохимических карт, составленных ранее [280, с. 98] и составляемых в процессе исследований для коренных пород Центрального Казахстана (М-43-А). Этот подход является принципиально новым. Работы по геохимической отбраковке ореолов, имеющие конечной целью выявление и отбраковку породных аномалий, проводятся путем последовательного сравнения полученных групп вторичных ореолов (и рядовых ореолов в составе этих групп) с геохимическими картами: 1) картой абсолютных значений содержаний химических элементов в коренных породах; 2) картой изокларк-концентраций элементов. Этот сравнительный геохимический анализ рассмотрен подробнее в разделе 6.3.2.

Перспективные литохимические ореолы проанализированы с точки зрения благоприятности рудоконтролирующих факторов – магматического, структурного, фактора вмещающей среды на основе анализа схемы основных структур (рисунок 6.2.1.2.1).

6.3 Методика прогнозирования рудных месторождений

Выявление аномалий рудной природы еще не полностью решает проблему их перспективности. Конечно, сами характеристики рудогенной аномалии (ее размеры, интенсивность, элементный состав) дают некоторую косвенную информацию о составе и масштабах оруденения, но более уверенно судить о возможности присутствия на прогнозной площади перспективного для региона рудно-формационного типа месторождений можно по рудоконтролирующим факторам. В связи с этим, ниже, до описания процедуры прогноза, дается краткий обзор состояния изученности металлогенических факторов в Центральном Казахстане.

6.3.1 Краткий обзор рудоконтролирующих факторов

Промышленно-интересные типы месторождений образуют в Центральном Казахстане Fe, Mn, Au, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Bi, Be, Ta, Zr, Ti [281]. Для региона характерны также U месторождения, возможно будут иметь промышленное значение кобальт-никелевые силикатные руды в корах выветривания ультрабазитов. Этот круг металлов, промышленные месторождения которых на нынешнем этапе можно прогнозировать в регионе (их ореолы выделены на карте литохимических аномалий). В ходе исследований оценивались ореолы только тех металлов, которые рассматриваются в диссертации.

Главные прогнозируемые в данной работе рудные формации и рудогенные плутонические формации по [10, с. 98; 258, р. 55; 281, с. 15; 282, 283] показаны в таблице 6.3.1.

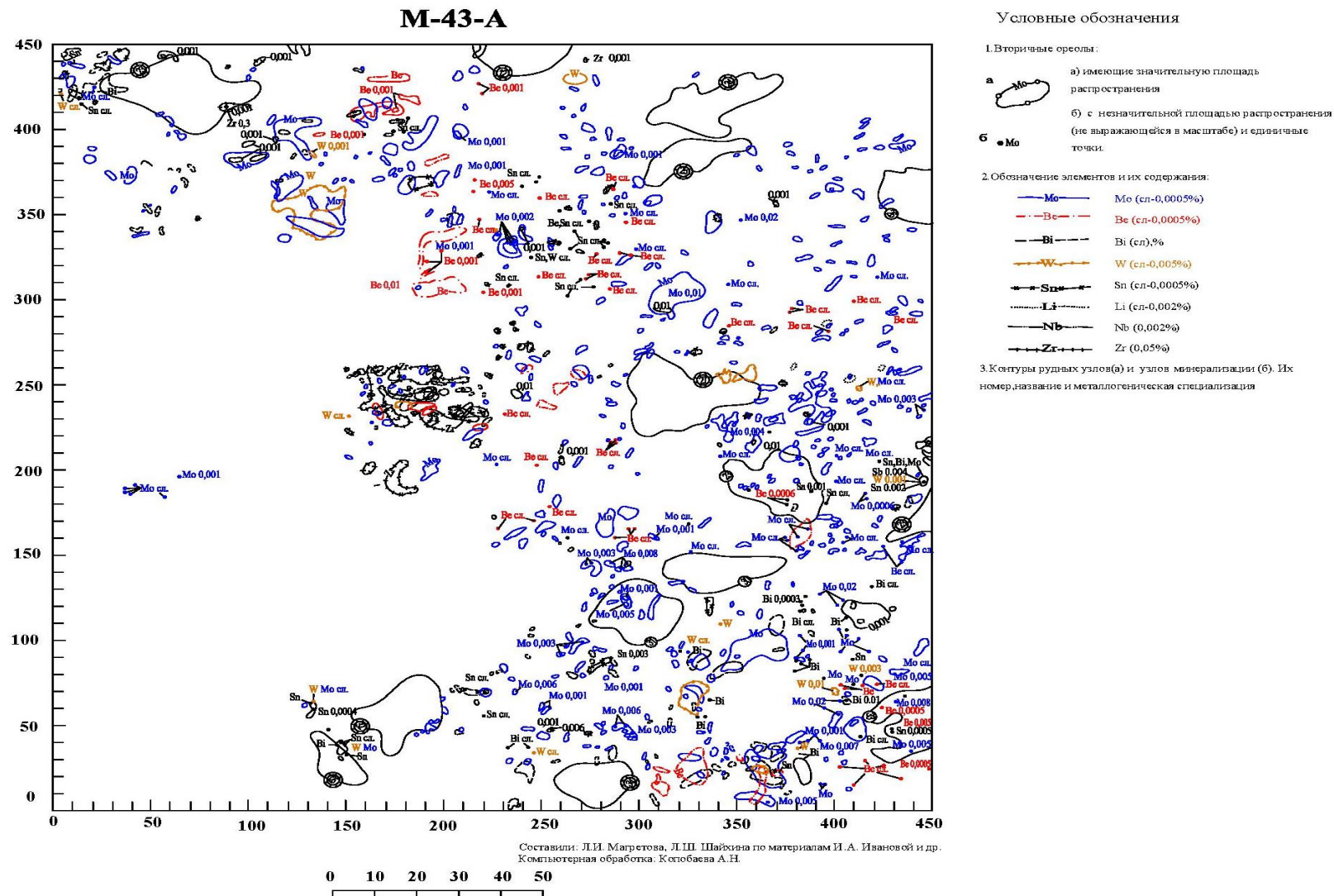


Рисунок 6.1.2.1 – Карта вторичных ореолов рассеяния Mo, Be, W, Sn, Li, Nb, Zr

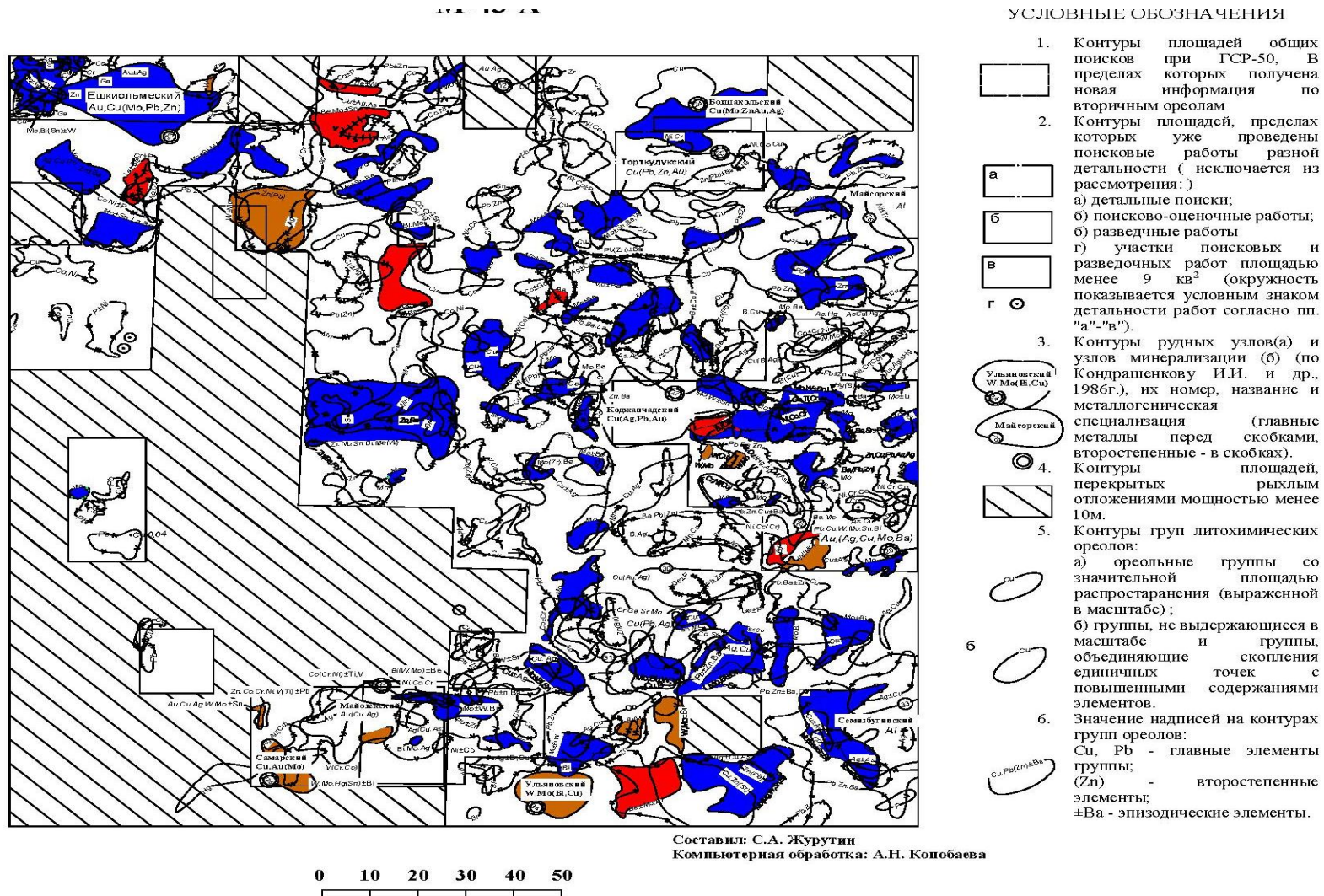


Рисунок 6.1.2.2 – Карта групп вторичных ореолов, подлежащих оценке, М-43-А

Таблица 6.3.1 – Главные прогнозируемые рудные формации и рудогенные плутонические формации в пределах листа М-43-А

Металлы	Рудно-формационный тип	Рудоносная плутоническая формация (субформация)	Возраст
Mo, Be, W	Редкометалльно-молибден-вольфрам-бериллиевый кварцевожильно-грейзеновый	Лейкогранитовая (преимущественно активизационная)	D ₂
Mo	Молибден-порфировый	Гранодиоритовая	D ₁
Be	Связанный с аляскитами и аляскит-порфирами (υπ)	Аляскитовая (активизационная)	P ₁

Из данных таблицы 6.3.1 следует, что перспективными структурами будут вулcano-плутонические пояса складчатых систем (на рассматриваемой территории находятся фрагменты салаирид, ранних, средних каледонид, ранних герцинид), а также герцинские тектоно-магматические активизации.

6.3.2 Процедура прогноза на базе геохимических данных

Согласно разработанной методике, главная часть процедуры прогноза состоит в оценке природы литохимических аномалий – в выяснении с помощью геохимической информации по коренным породам, является ли эта аномалия рудогенной или ее появление в почве обусловлено какими-то иными причинами. Далее площади литохимических аномалий рудогенной природы подвергаются общему структурно-формационному анализу с целью установления возможности проявления в данной геолого-геохимической ситуации характерных для региона промышленных рудно-формационных типов месторождений (раздел 6.3.1).

Во всей использованной процедуре можно выделить следующие стадии:

1) совместное рассмотрение карты групп вторичных ореолов (литохимических аномалий), подлежащих оценке, и геохимической карты в изолиниях содержаний металлов:

а) такое рассмотрение позволяет быстро и определенно в данном случае решить вопрос о том, выделяется ли рассматриваемая аномалия среди соседних аномалий повышенными содержаниями металлов, установленных в оцениваемой аномалии. Если выделяется, то породная природа аномалии более вероятна, чем рудная, если же нет – наоборот;

2) совместное рассмотрение карты групп вторичных ореолов (литохимических аномалий), подлежащих оценке, и геохимической карты в изокларк-концентрациях:

а) геохимическая карта нового типа решает вопрос о том, над каким геологическим телом располагается оцениваемая аномалия – над геохимически специализированным или ординарным. Как уже говорилось выше, большинство геохимиков, положительно геохимически специализированными геологические тела считают при $kk > 1.5$, некоторые – при $kk > 2.5$. Поскольку региональные кларки иногда вычислены с погрешностью $> 25\%$ (таковы средние

значения, полученные по количеству проб $< 15-20$ штук) (раздел 3), для повышения надежности выводов, поднимаем этот порог до $kk > 2.0$.

Таким образом, геохимическая карта в изолиниях kk позволяет выявить группы ореолов, возникших над истинно геохимически специализированными потенциально-рудноносными геологическими телами. Понятно, что все это имеет смысл для случаев, когда наборы металлов в аномалии и потенциально-рудноносном теле совпадают. Кроме того, эта карта дает возможность проконтролировать все решения, принятые с помощью геохимической карты в изолиниях для случаев совпадения набора металлов литохимической аномалии с их набором в коренных породах.

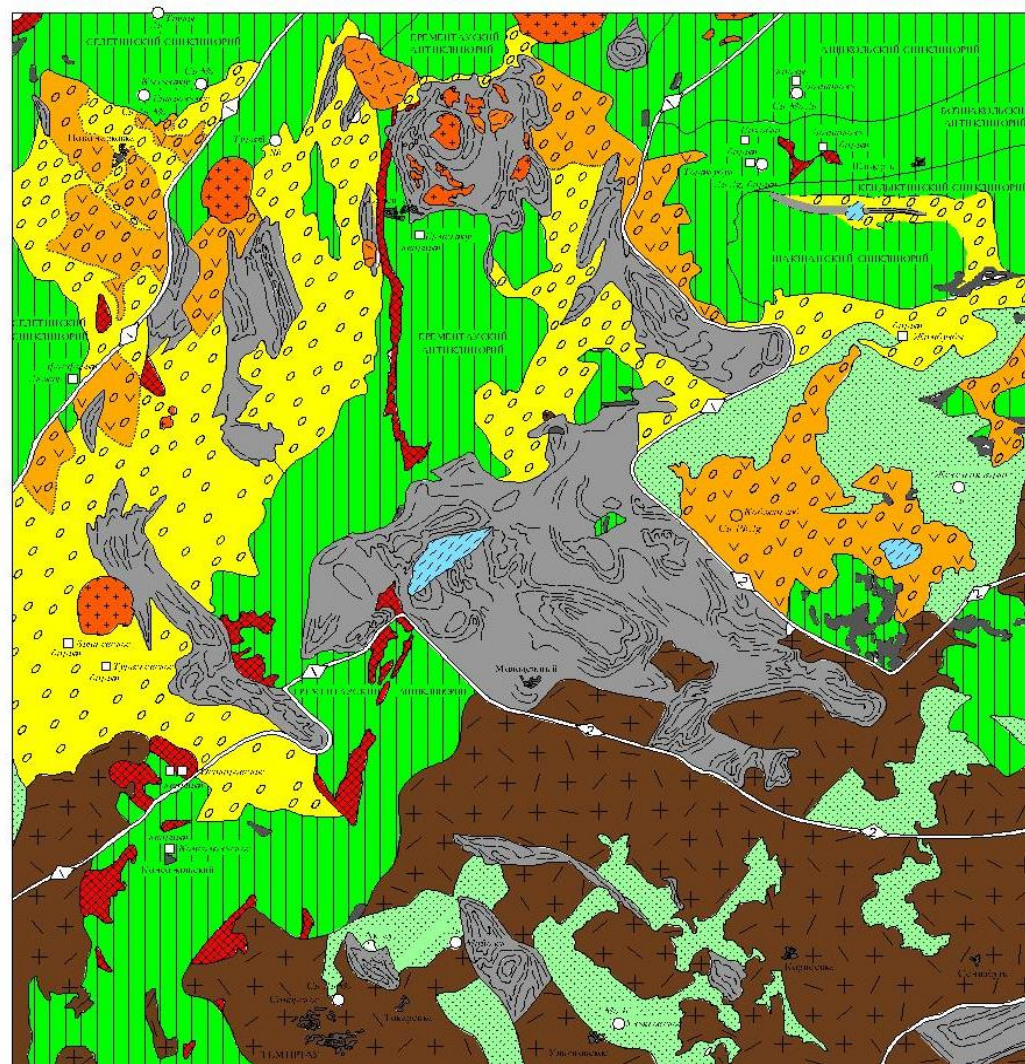
3) в заключительную стадию литохимические аномалии, для которых рудогенная природа оказывается наиболее вероятной, анализируются с точки зрения возможности проявления в соответствующих им геологических блоках промышленно-интересных рудно-формационных типов месторождений. При этом в основном руководствуемся металлогеническими закономерностями, освещенными кратко в подразделе 6.3.1.

При составлении схемы основных структур (рисунок 6.2.1.2.1) использовались [279, с. 25]: схема тектонического районирования Центрального Казахстана [258, р. 59], геологическая карта м-ба 1:500 000 (Караганда, ЦКПГО, 1991), структурно-формационная основа металлогенической карты м-ба 1:500 000 [10, с. 758], карта комагматичности вулканических и плутонических комплексов северной части позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса [282, с. 130].

Геологические тела или их крупные блоки, для которых установлены рудогенная природа литохимических аномалий и присутствие рудоносных формаций, выносятся как перспективные площади на карту прогнозов. В пределах каждой такой площади вероятно нахождение рудного узла или, по крайней мере, одного промышленно интересного рудного поля.

6.4 Построение геохимических карт и прогнозирование

Результаты прогнозирования освещаются на примере листа М-43-А (масштаб 1: 1 000 000). Выбор этого листа в качестве показательного при реализации разработанной методики прогноза обусловлен целым рядом причин. Главными из них являются наиболее высокая геохимическая изученность коренных пород (1050 составных проб) и сравнительно полный охват территории листа литохимическими съемками. Немаловажно и то обстоятельство, что сравнительно недавно в девонском вулканоплутоническом поясе, именно на площади листа М-43-А, было выявлено редкометальное Мо-Ульяновское месторождение и в самое последнее время – медно-порфировое месторождение Нурказган. Ранее эти типы месторождений в девоне не были известны. Другими благоприятными чертами листа М-43-А являются: хорошая обнаженность большей части его территории, широкий диапазон геологических образований (PR-J), разнообразие геодинамических обстановок, достаточно широкий спектр металлических полезных ископаемых.



Масштаб 1:1 000 000

Составили: В.И. Серых, И.В. Глухан
Редактировала: А.Н. Копобаева

Условные обозначения

Докаледонские и раннекаледонские структуры

- Фрагменты докаледонских структур (P_{1-4}^V)
- Фрагменты поясов альпинотипных гипербазитов
- Область раннекаледонской стабилизации

Область среднекаледонской стабилизации

- Преимущественно флишеидные отложения (S_7) Семизбугинского синклинория
- Субширотное звено девонского орогенного вулканоплутонического пояса
- Посторогенные молассовые впадины (D_{2-3}):
 - а) выполненные преимущественно грубообломочными отложениями;
 - б) с широким распространением субщелочных вулканитов

Зоны герцинской активизации

- Границы зон: 1) Койтасской; 2) Баянаульской
- Наложенные эпикаледонские мулдьы и прогибы с карбонатно-терригенными разрезами ($D_{3fm}-C_4 \chi_{12}$)
- Герцинские магматические образования (P'):
 - а) вулканические и субвулканические;
 - б) plutonic

Плиоформенные структуры

- Наложенные углоновые мулдьы (I)
- Месторождения: а) рудные; б) нерудного сырья

Рисунок 6.2.1.2.1 – Схема основных структур М-43-А

6.4.1 Результаты исследований на площади листа М-43-А

6.4.1.1 Краткий геолого-металлогенический очерк

Геологическая история рассматриваемой территории начинается с раннего протерозоя. Сформированные к настоящему времени геологические образования относятся к пяти типам тектонических структур (рисунок 1.1): реликтам докембрийской платформы, областям ранне- и среднекаледонской стабилизации, герцинским зонам тектоно-магматической активизации и эпипалеозойскому платформенному чехлу.

Фрагменты докаледонских структур достаточно широко распространены в западной части листа (рисунок 6.2.1.2.1). Среди них обычно выделяют два типа: 1) сложенные раннепротерозойскими слюдяно-плагиоклазовыми сланцами, плагиогнейсами, мраморами (осакаровская и шингаревская свиты); 2) представленные рифей-вендскими кварцито-песчаниками и серицито-кварцевыми сланцами. Первые рассматриваются как блоки докембрийской платформы, вторые – в качестве платформенного чехла. В наиболее крупном раннепротерозойском блоке в районе пос. Осакаровка установлены [155, с. 120] рапакивиоподобные граниты, формация которых выделена во многих срединных массивах и выступах докембрия Центрального Казахстана. Такие граниты являются реперными в истории развития земной коры, что позволяет рассматривать раннепротерозойские фрагменты как обломки карелид.

Какая-либо металлогеническая нагрузка в связи с докембрийскими образованиями листа не известна.

Фрагменты гипербазитовых поясов. Вопросы геологической позиции, возраста, характера соотношений с ассоциирующими базальтами и кремнистыми породами в регионе до сих пор не решены с достаточной надежностью. В данной работе придерживаемся трактовки всех этих проблем, принятой составителями геологической карты М-43-А м-ба 1:500 000 в 1991 г. (Евсеев Р.Д., Гранкин М.С., Степанец В.Г. и др.). Согласно их данным, ассоциация пород, рассматриваемая как офиолитовая, датируется интервалом ϵ - O_1 , причем наиболее древними считаются гипербазиты (ϵ_1).

С гипербазитовыми массивами связано непромышленное хромитовое (Караулчеку) и хризотил-асбестовое (Аже, Майсор, мелкие тела на юге Ишкеольмесского антиклинория) оруденение, а также мелкие проявления гидросиликатного никеля и кобальта. В последние годы установлены перспективы некоторых массивов Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового пояса на поиски алмазов и платиноидов. Кроме этого, платиновая минерализация выявлена в маломощных прослоях пикритов среди вулканитов ϵ_{1-2} на юге Селетинского синклинория.

Область раннекаледонской стабилизации имеет сложное мозаичное строение и геотектоническая идентификация ее многочисленных структурных блоков затруднена. Особенно это характерно для северо-восточного угла планшета. Здесь, а также севернее и восточнее, выявлен ряд геологических образований (Бозшакольский гранитоидный плутон, сходный с орогенными интрузивами, с возрастными оценками от ϵ_2 до O_3 ; субщелочные, предположительно до O_3 , посторогенного типа гранитоиды и др.),

свидетельствующие о возможности проявления салаирского орогенеза (наряду с раннекаледонским, таконским).

С зонами салаирской и раннекаледонской стабилизации связаны медно-порфировые месторождения двух возрастных уровней (Бозшаколь – наиболее вероятный возраст O_1 , Кызылту – O_3).

Область среднекаледонской стабилизации подразделена на три пространственно-временных комплекса:

- 1) комплекс основания – существенно флишоидный Семизбугинский синклиний;
- 2) девонский орогенный вулcano-плутонический пояс;
- 3) посторогенные молассовые впадины.

В том или ином варианте эти подразделения выделялись и раньше. Здесь внесены существенные изменения в их трактовку:

1. В непосредственной генетической связи с флишоидными толщами в Центральном Казахстане полезные ископаемые не известны. В то же время показано [10, с. 735, 155, с. 196] что флиш (наряду с карбонатными разрезами) является наиболее благоприятной вмещающей средой для генерации и размещения плутоногенных гидротермальных месторождений. При этом флиш тем более предпочтителен для рудообразования этого типа, чем более основной состав он имеет.

2. Уже само название девонского пояса предполагает в нем наличие комагматичных вулканических и плутонических образований. До определенного времени принималась следующая схема формирования плутонических комплексов: а) карамендинский (D_1) комплекс известково-щелочных гранитоидов; б) коккудуктюбинский (D_2) комплекс субщелочных гранитоидов; в) корнеевский (D_{2-3} или D_3) комплекс лейкогранитов. На основании взаимоотношений интрузий между собой и с датированными отложениями, радиологических датировок Серых В.И. была доказана иная последовательность этих комплексов и уточнена совокупность комплексов в целом [10, с. 855, 155, с. 296]: а) карамендинский (D_1); б) корнеевский (D_2); в) коккудуктюбинский (D_{2-3}); г) D_3 комплекс аляскитов, лейкогранитовых и щелочных аляскитов (шунакский комплекс в юго-западном звене пояса и комплекс без названия в его субширотном звене), к принципиально аналогичной схеме последовательности плутонических комплексов пришли также Гранкин М.С., Курчавов А.М., Мальченко Е.Г. и др. [284, 285].

В 1989 г. была составлена карта комагматичности северной части позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса [282, с. 135]. В последние годы по этой, уже апробированной методике, исследована проблема комагматизма в юго-западном, северо-западном и субширотном звеньях девонского вулcano-плутонического пояса. Все выделенные плутонические комплексы имеют предшествующие комагматичные вулканические комплексы с аналогичной последовательностью формирования все более кремнекислых пород. Выделенный в этом районе впервые D_3 аляскитовый комплекс имеет комагматичный вулканический комплекс

близкого возраста и состава. Вулканические аналоги аляскитов предложено выделять в особый вид вулканитов – аюлиты [155, с. 135].

Как уже отмечалось выше, с интрузиями пояса генетически связаны медно-порфировое месторождение Нурказган и редкометальное – Ульяновское.

3. В северо-западной половине листа М-43-А широко распространены молассовые мульды и прогибы, выполненные грубозернистыми осадками D_{2-3} возраста. В этих же районах широко распространены сходные отложения, включающие мощные вулканические толщи. Последние обычно относят к жарсорской свите D_1 возраста. Однако, для такого решения данные практически отсутствуют. Здесь для данного типа отложений приняты S_2-D_1 возраст.

Известная металлогеническая специализация субщелочного интрузивного D_1 комплекса ограничена Коджанчадским меденосным рудным узлом с его мелкими непромышленными месторождениями и рудопроявлениями. На основе многочисленных оценочных и разведочных работ и металлогенического анализа этот тип оруденения признан неперспективным [10, с. 325]. Выявленная теперь его связь с нерудоносным в целом субщелочным магматизмом еще раз подтверждает правильность этого вывода.

Зоны герцинской активизации впервые были выделены в Центральном Казахстане Яценко Н.Я. и Серых В.И. в 1975 г. [286], позже уточнялось их положение и последовательность в них формирования геологических тел [10, с. 455].

В пределах листа М-43-А расположена большая часть Койтасской зоны и западная часть Баянаульской. На современной поверхности зоны активизации выражены геологическими образованиями двух типов: 1) мульдами и прогибами, выполненными карбонат-терригенными отложениями $D_{3fm}-C_{1v2}$; 2) пермскими вулканическими и плутоническими образованиями.

1. Анализ фаций фаменских отложений по Центральному Казахстану показал [10, с. 421], что в пределах листа М-43-А большинство мульд может быть отнесено к квазиплатформенной стадии. И только Акжар-Борлинский прогиб Баянаульской зоны обнаруживает черты, приближающие его к рифтогенным активизационным структурам типа Жаильминской, Успенской и др. Наличие в разрезах баритовых скоплений является еще одной чертой сходства этих структур и возможной близости их металлогенических специализаций.

2. Магматическая составляющая зон тектоно-магматической активизации представлена плутонами вишневого (P_1 , монцониты, кварцевые монцониты, граносиениты, сиенограниты), беркутинского (P_1 , нефелиновые сиениты) к койтасского (P_2 , аляскиты, щелочные аляскиты) интрузивных комплексов, а также лавами и субвулканическими телами аюлитов. Последние по возрасту ранее относились к триасу (T_{1-2}). Однако полное отсутствие триасовых датировок и петро-геохимическая идентичность аюлитов Коржункольской структуры и P_2 аляскитов Б. Койтаса позволяют принять для аюлитов позднепермский возраст.

Перечисленные магматиты являются активизационными аналогами посторогенной вулcano-плутонической серии ранних герцинид. Как и в герцинидах, они имеют четкую редкометалльно-редкоземельную металлогеническую специализацию (рудопроявления и точки минерализации). Аналогов орогенной серии на современном эрозионном срезе не обнаружено, но на глубине присутствие плутонов серии не исключено. Вероятно с такими интрузиями связано телетермальное сурьмяное месторождение Тургай [279, с. 22].

В целом перспективы расширения сырьевой базы на территории листа М-43-А, следует связывать:

- 1) с возможностью обнаружения вольфрам-молибденовых месторождений в девонском вулcano-плутоническом поясе;
- 2) с зонами герцинской тектоно-магматической активизации, в пределах которых металлогенические критерии и прямые поисковые признаки указывают на возможность обнаружения редкометалльных месторождений связанных с пермскими интрузиями;
- 3) с посторогенными молассовыми впадинами (D_{2-3}) и структурами $D_3fm-C_1v_2$ зон тектоно-магматической активизации, где вполне возможно обнаружение новых месторождений редких металлов.

6.4.1.2 Геохимические карты

Карта литохимических ореолов. Выполненные исследования по листу М-43-А показаны на карте вторичных ореолов редких металлов (рисунок 6.4.1.2.1). Ореолы, подлежащие дальнейшей оценке (еще непроверенные и расположенные за пределами рудных узлов), сведены в виде ореольных групп на (рисунок 6.1.2.1). Выделенные ореольные группы в целом подчеркивают металлогеническую специализацию геологических образований: редкометалльные (Мо) – к девонскому вулcano-плутоническому поясу, редкометалльные (Ве) – к герцинским зонам тектоно-магматической активизации.

Геохимические карты в изолиниях содержаний металлов. По листу М-43-А входе данных исследований в программе Surfer отстроены такие карты для Мо и Ве (рисунки 6.4.1.2.1, 6.4.1.2.2). Анализ показывает, что выявленные положительные аномалии этих элементов в основном подчеркивают отмеченную выше металлогеническую специализацию и комплексные геохимические особенности геологических образований рассматриваемой площади.

Геохимические карты в изолиниях кларк-концентраций построены для того же набора химических элементов, что и предыдущие (рисунки 6.4.1.2.3, 6.4.1.2.4). Основные особенности выявленной геохимической специализации заключаются в следующем. Мо образует не более десятка геохимически специализированных зон. Часть из них связана с известными рудными полями (Бозшаколь, Жангабул, Нурказган, Ешкеолмес, Селенты), основная масса остальных приурочена к налаженным мульдам зон тектоно-магматической активизации.

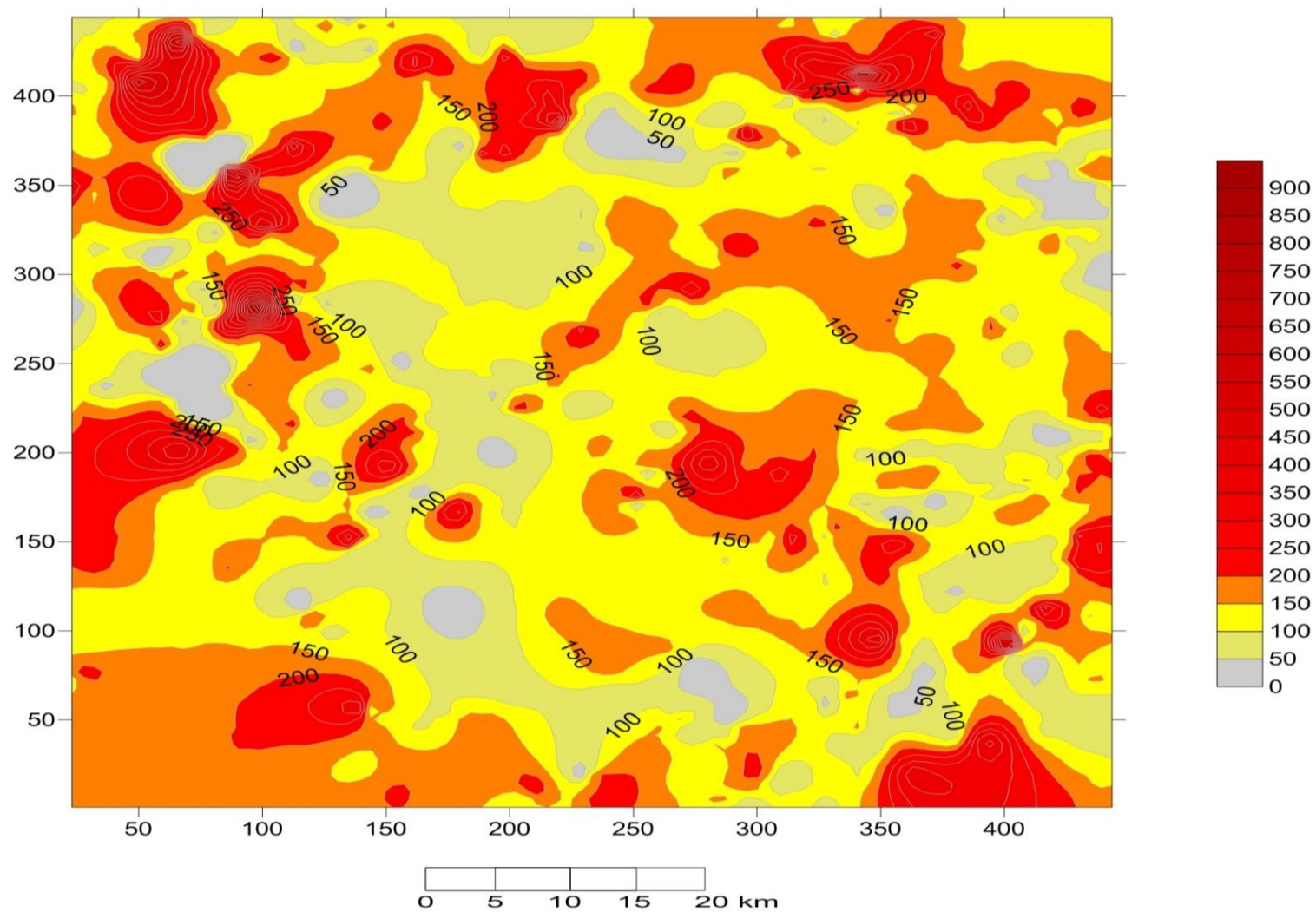


Рисунок 6.4.1.2.1 – Геохимическая карта (Mo , ppm*100) в изолиниях содержаний. М-43-А

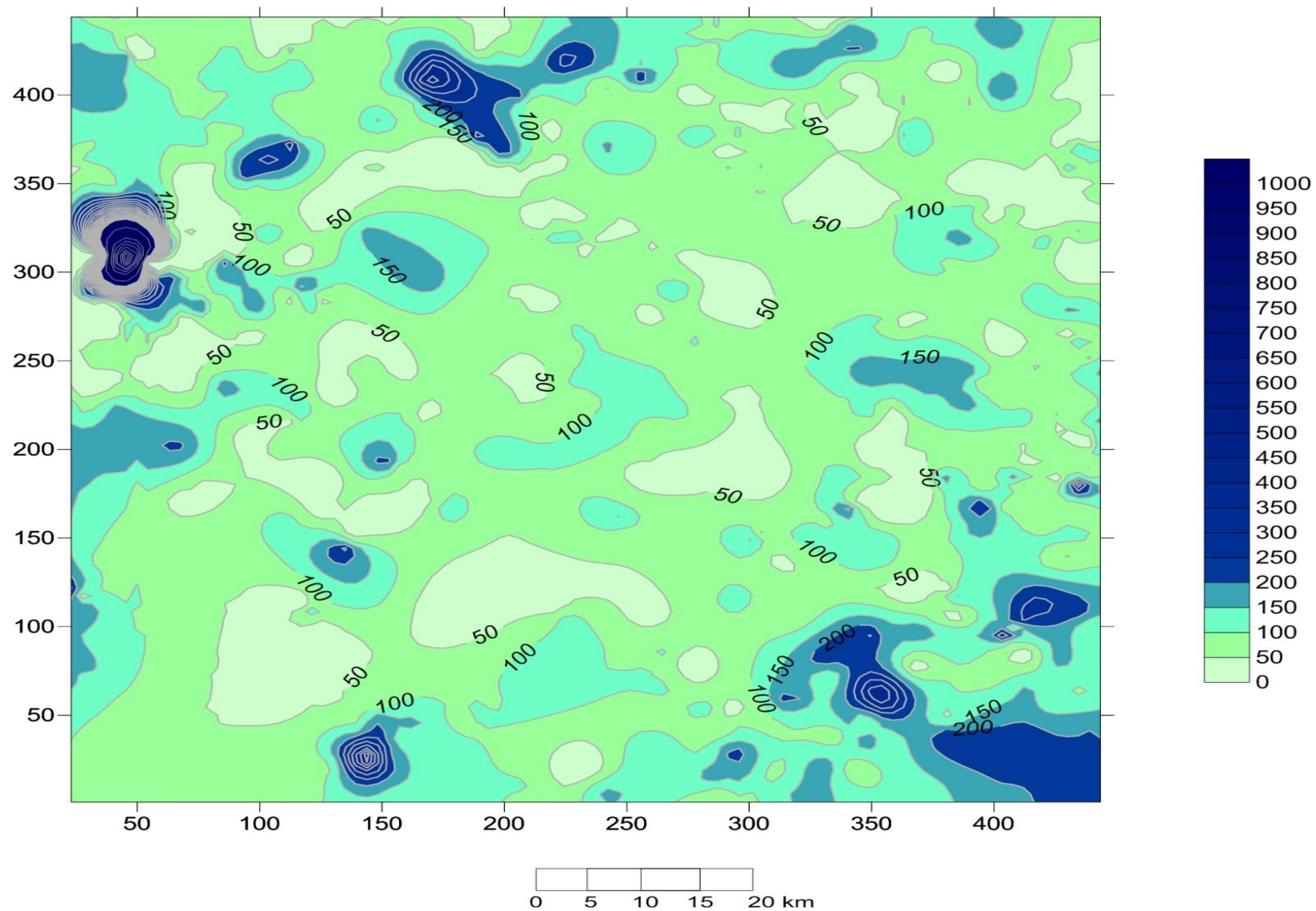


Рисунок 6.4.1.2.2 – Геохимическая карта (Ve, ppm*100) в изолиниях кларк-концентраций. М-43-А

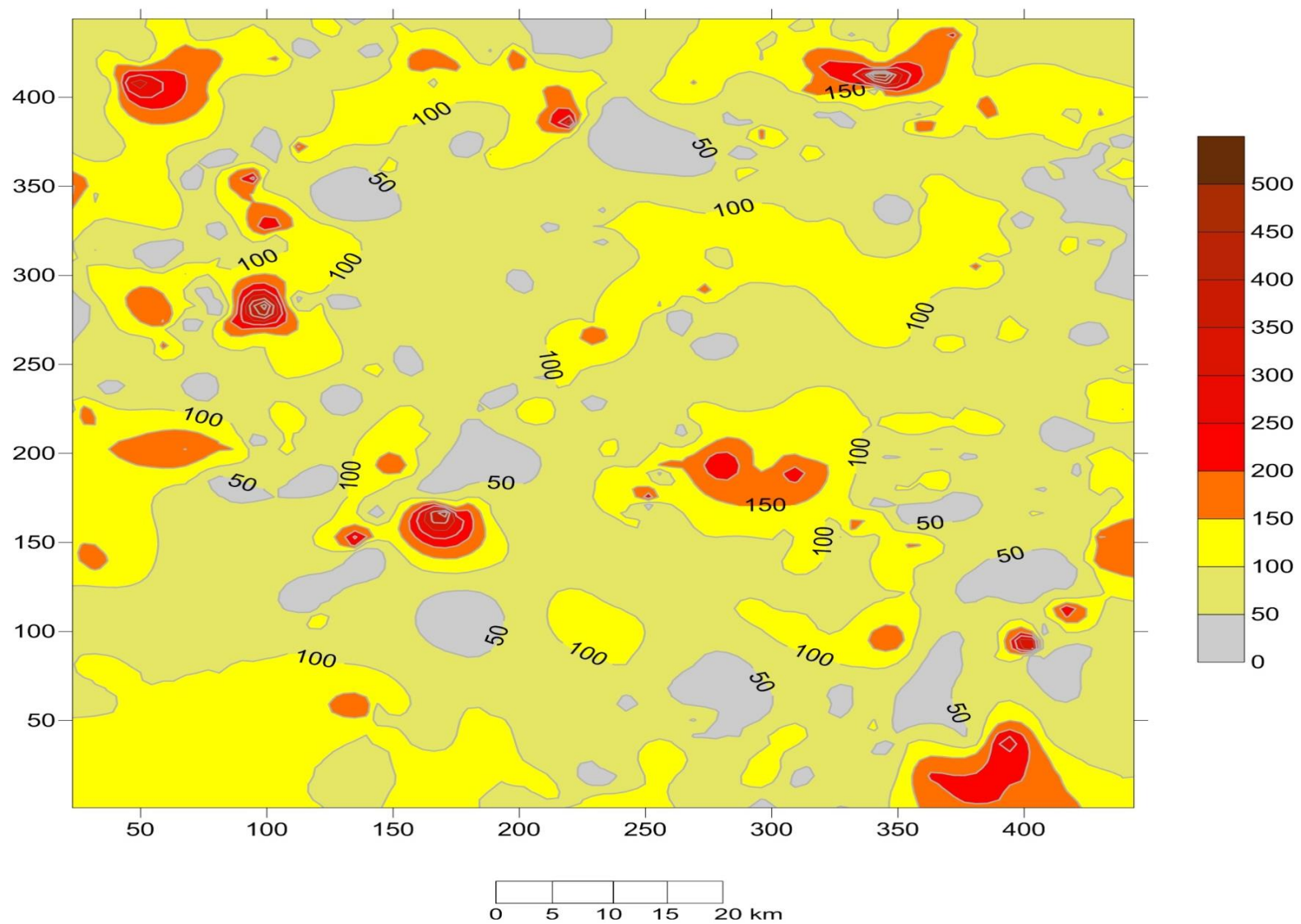


Рисунок 6.4.1.2.3 – Геохимическая карта ($Mo \text{ } kg \cdot 100$) в изолиниях кларк-концентраций. М-43-А

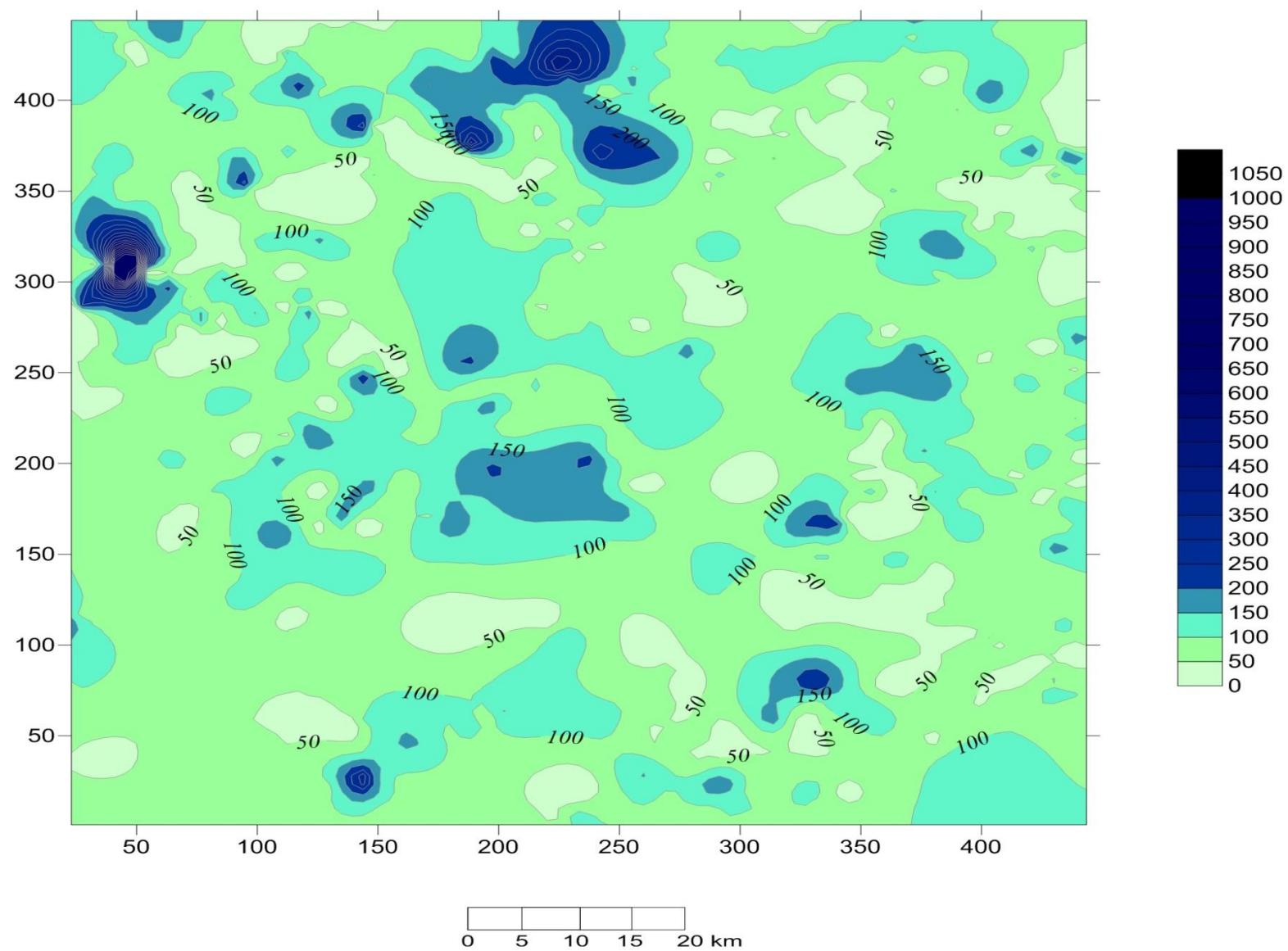
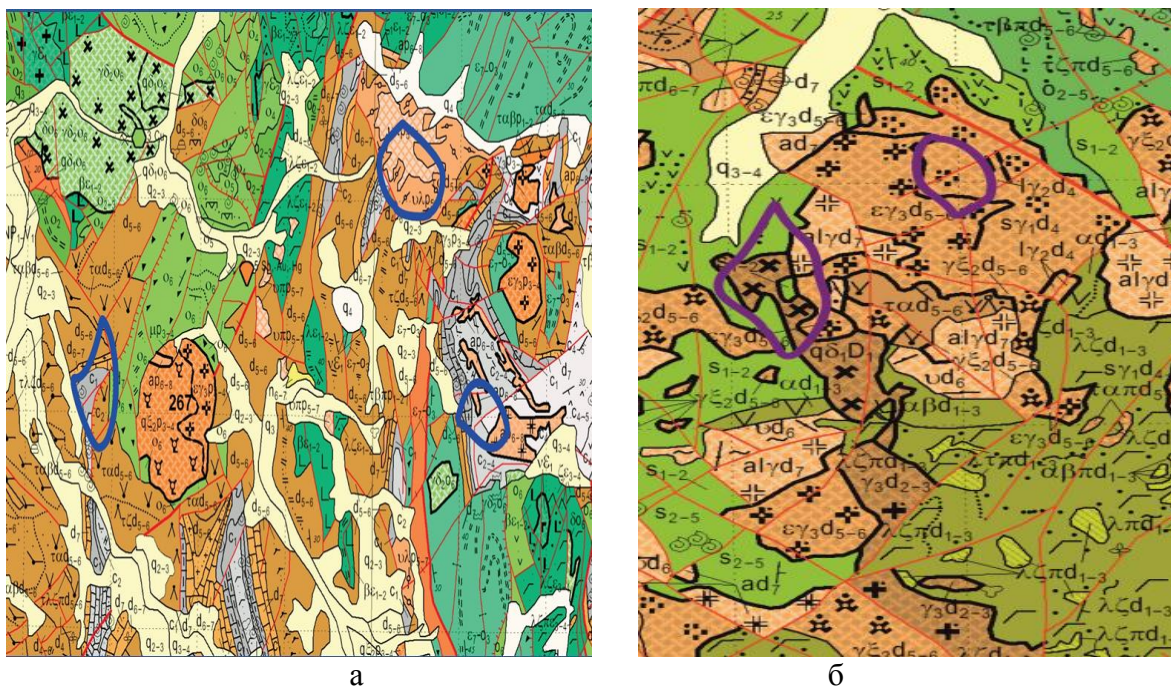


Рисунок 6.4.1.2.4 – Геохимическая карта ($Be\text{ }kk \cdot 100$) в изолиниях кларк-концентраций. М-43-А

Обращает на себя внимание неспециализированность гранитоидов средних каледонид и, в первую очередь, лейкогранитов корнеевского комплекса в отношении Ве (рисунок 6.4.1.2.4), для которых часто $kk*100 < 200$. Большинство участков с $kk*100 > 200$ относится к D_3-C_1 , мульдам и D_2-3 молассовым впадинам.

6.4.1.3 Результаты прогнозирования

Выделено 5 прогнозных площадей перспективных в отношении обнаружения редкометалльных месторождений (рисунки 6.4.1.3.1, 6.4.1.3.2). К перспективным отнесены площади, в пределах которых присутствуют хотя бы один положительный прогнозный признак: геохимическое поле (геохимические признаки) как почв, так, и коренных пород, геолого-структурные особенности благоприятствуют проявлению оруденения. Из перспективных площадей на Ве (№1, 2, 3) наибольший интерес представляет площадь, возможно фиксирующая надинтрузивную зону пермского аляскитового плутона. На данном листе (М-43-А) дан прогноз только на редкие элементы (Ве, Мо, W), которые являются предметом исследований данной диссертационной работы, поэтому изучения на наличие аномалий других металлов на данном листе не проводились. Рекомендуются продолжить исследования по изучению аномалий других элементов на данном листе для их прогноза.



а – на Ве; б – на Мо

Рисунок 6.4.1.3.1 – Прогнозные участки

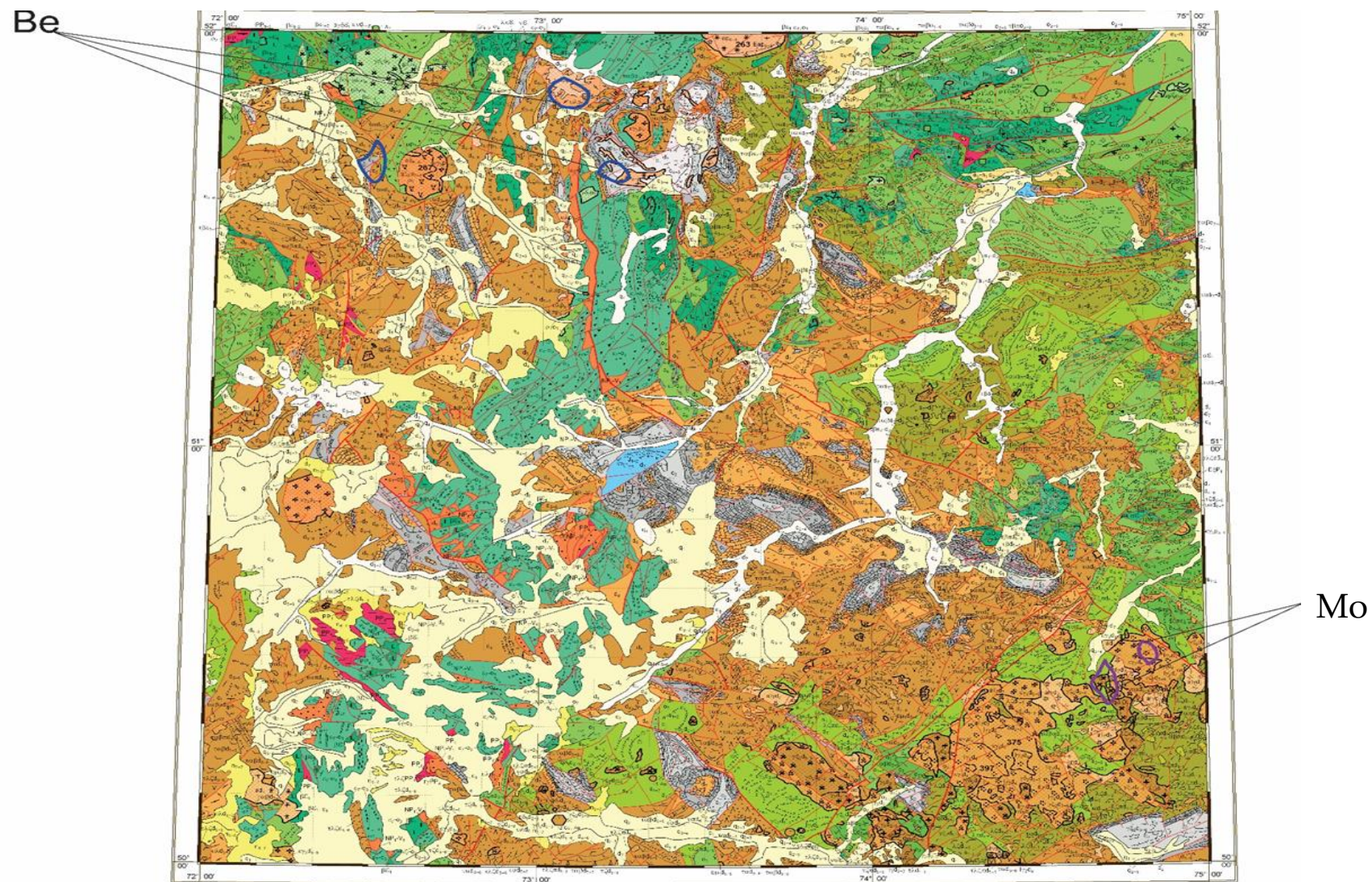


Рисунок 6.4.1.3.2 – Геологическая карта М-43-А (масштаб 1: 1 000 000) с прогнозными участками на редкие металлы (Be, Mo, W)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе обобщения обширного фактического материала и его тщательного анализа получено множество выводов различного уровня и значимости. В настоящее заключение вынесены наиболее важные **выводы**:

Молибден. Подавляющее большинство конкретных типов пород Центрального Казахстана характеризуются повышенными содержаниями этого элемента по сравнению с кларками земной коры. Из этого следует, что *Центральный Казахстан является молибденовой провинцией*. Исходя из этого, становится логичным и понятным постоянное присутствие Мо в большинстве промышленных рудных месторождений региона: медно-порфировых – Бозщаколь, Нурказган, Конырат, колчеданных с полиметаллами – Майкаин, Космурын (юго-восточная ветвь девонского пояса в ордовике); редкометалльных: существенно вольфрамовых – Верхнее Кайракты, Байназар, Южный Жаур, Акчатау; комплексных – Коктенколь, Караоба; собственно молибденовых – Восточный Конырат, Шалгия, Каратас-4; существенно бериллиевых – Нураталды, Северный Конырат; палеозойские урановые месторождения Кокчетавшины; медитыстые песчаники – Жезказган, Кийма, Алтынтобе; месторождения Саякской группы (Саяк-1 и др.).

В магматических породах Центрального Казахстана Мо распределен более или менее равномерно, что согласуется с его любой корреляционной связью ($R=0.2$) с SiO_2 , значения содержаний которого варьируют значительно – от 44 до 78%, а также от типа щелочности породы (калиевости или натровости), определяемой отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ при $R=0.1$, $S=\pm 0.18$ г/т. Между тем, установлены другие более сильные корреляционные связи Мо: а) в ультраосновных и основных породах – с TiO_2 (в соответствии с уравнением $y=0.0229x+1.3115$, при $R=0.42$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,01$ и $S=\pm 0.13$ г/т); б) от уровня щелочности среды, определяемой суммой $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ при $R=0.53$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$; в) от агпаитности (преобладание щелочей (K+Na) над алюминием) пород, определяемой отношением $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ при $R=0.43$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$, $S=\pm 0.25$ г/т.

В осадочных породах Мо распределен также достаточно равномерно, о чем свидетельствует его низкий коэффициент корреляции с SiO_2 – $R=0.23$. С ростом суммы содержаний $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}$ в аргиллитовых породах, содержания Мо возрастает за счет его адсорбционных свойств, данная зависимость описывается уравнением $y=0.0572x+0.527$, $R=0.41$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,05$, $S=\pm 0.2$ г/т. С повышением типа щелочности породы (отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) содержания Мо повышается, о чем свидетельствует коэффициент корреляции $R=0.48$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$.

Наиболее высокие содержания Мо отмечены в метаморфических породах, в которых он связан корреляционной зависимостью с SiO_2 при $R=0.61$ в уравнении $y=0.0162x+0.7472$. Вместе с этим, в метаморфических породах наблюдается корреляционная связь по агпаитности, определяемая отношением $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ с $R=0.66$. Также в метаосадочных породах присутствует слабая корреляционная связь с $\sum \text{FeO}$ (в соответствии со статистиками, при

$R=0.42$ $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,30$ и $S=\pm 0.13$ г/т). По уровню и типу щелочности прослеживаются очень слабые корреляционные связи с $R=0.21$ и 0.13 соответственно, которые также не подтверждаются при статистической оценке при проверке гипотезы отличия от нуля коэффициента корреляции.

Бериллий. Установлено, что средние содержания литофильного элемента бериллия возрастает от ультраосновных (0.4 г/т) к ультракислым (5.2 г/т), в которых вместе с этим растет содержания SiO_2 . Эта закономерность описывается уравнением $y=0.04x-0.99$ при $R=0.77$, для всех $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$, $S=\pm 0.3$ г/т, в котором отражается изменения концентрации Ве содержащих минералов этих пород ранжированных по SiO_2 , следует отметить, что существует отсутствие изоморфной связи Ве и SiO_2 в минералах этих пород.

Наиболее существенна связь Ве и F, описываемая уравнением $y=0.0048x-0.5725$, обусловленная ковалентной связью этих двух элементов при дифференциации магматического расплава, происходящего при высоких температурах. Эта связь известна в виде нескольких модификаций по структуре похожих на модификации двуокисикремния.

В щелочных породах установленная связь Ве с Al, описывается уравнением $y=0.112x^{1.36}$, с коэффициентом корреляции $R=0.92$ что объясняется их изоморфной связью.

Среди осадочных пород выделены две основные группы пород, различающихся по содержанию Ве – хемогенные осадки и терригенные. В первой группе содержания Ве пониженные, поскольку в них отсутствуют минералы-концентраторы и минералы-носители Ве, а терригенные осадки являются результатом механического разрушения, в основном, магматических пород, и в них в той или иной мере повторяются все закономерности, характерные для магматических пород. Эта закономерность описывается уравнением $y=0.0167x+0.0101$, где x – это SiO_2 , y – содержания Ве.

Установлено, что все калиевые разновидности пород богаче бериллием по сравнению с натровыми и калинатровыми разновидностями пород с аналогичным содержанием SiO_2 . Это подтверждается корреляционными зависимостями с $R=0.73$ – для магматических пород, $R=0.69$ – для осадочных и $R=0.92$ – для метаморфических пород для всех $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$.

В метаморфических породах закономерности распределения Ве такие же, что в исходных породах, поскольку, что свидетельствует о том, что региональный метаморфизм реализуется в них в изохимических условиях.

Вольфрам. Установлен ряд закономерностей распределения W из них главные:

1. Среднее содержание вольфрама в магматических породах возрастает от ультраосновных пород (0.1-0.8 г/т) к основным и средним породам (1.0 г/т) и далее – к кислым (1.5-2.0 г/т) и ультракислым (2.2 г/т), в которых кларк вольфрама наиболее высок. Данная закономерность описывается уравнением $y=0.34x+0.24$ с коэффициентом корреляции $R=0.90$, $t_{\text{набл}} > t_{\text{табл}}$, при $\alpha=0,001$.

2. Вольфрам накапливается в кислых и ультракислых (лейкогранитовых аляскитах, лейкогранитах) магматических породах. Аномально высокие

содержания вольфрама в этих породах свидетельствуют о воздействии на них постмагматических процессов: мусковитизации, грейзенизации.

3. Среди осадочных пород наиболее низкое среднее содержание вольфрама характерно для карбонатных пород (1.2 г/т), в которых нет минералов-носителей вольфрама, а в глинистых породах оно в 2 раза выше – 2.6 г/т, что свидетельствует о наличии минералов-носителей элемента в этих породах, которое обусловлено продуктами разрушения кислых и ультракислых магматических пород.

Практические рекомендации

1. Результаты сравнительного анализа региональных кларков Центрального Казахстана с кларками бериллия в различных видах магматических пород других регионов, доказано, что система породных региональных кларков наиболее надежна и в этой связи рекомендовано их использование для дальнейших прогнозных и поисковых работ на территории Центрального Казахстана на основе разработанных методических рекомендаций для проведения прогнозно-поисковых работ по установленным закономерностям распределения элементов в горных породах Центрального Казахстана.

2. Доказанная связь повышенных содержаний Ве, Мо с кислыми, ультракислыми, щелочными и калиевыми породами и связь повышенных содержаний W с лейкогранитами Центрального Казахстана позволяет подойти к оценке потенциальной рудоносности геохимических аномалий в почвах и обосновать целесообразность дальнейших прогнозных исследований.

3. Рекомендуются считать, если содержание бериллия, молибдена и вольфрама в почве при литогеохимическом опробовании выше кларка этого элемента в нижележащей породе, при условиях, что геохимически специализированными считаются геологические объекты с содержаниями химических элементов, отклоняющимися от кларков в ту или иную сторону более чем на 50%, следовательно принятые отклонения даже при максимальных значениях (25%) не внесут существенных погрешностей, т.е. геологические тела с $kk > 2.0$, то это свидетельствует о наличии потенциально рудоносной аномалии в этом месте.

4. Дальнейшие прогнозные и поисковые работы, направленные на расширения сырьевых ресурсов в Центральном Казахстане должны проводиться в пределах зон ТМА, в первую очередь, в синорогенных раннегерцинских.

5. Рекомендуются использовать геохимические карты для коренных пород района – карты в изолиниях содержаний и геохимической карты нового типа (карты в изолиниях кларк-концентраций). Эти карты дают возможность разделить непроверенные литохимические ореолы на потенциально рудоносные и безрудные по вышеизложенной методике.

6. По листу М-43-А выделено 5 прогнозных площадей перспективных в отношении возможного обнаружения редкометалльных месторождений. К перспективным отнесены площади, в пределах которых присутствуют хотя бы один положительный прогнозный признак: геохимическое поле (геохимические

признаки) как почв, так и коренных пород, геолого-структурные особенности благоприятствуют проявлению оруденения. На данном листе сделан прогноз только на редкие элементы (Be, Mo, W), которые являются предметом исследований данной диссертационной работы, поэтому изучение на наличие аномалий других металлов не проводилось. Рекомендуется продолжить исследования по изучению аномалий других элементов для их прогноза.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. – 396 с.
- 2 Геология СССР. Центральный Казахстан. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. – Т. 20, кн. 2. – 380 с.
- 3 Серых В.И. Региональная геология геотектоника Казахстана: учебное пособие. – Караганда: КарГТУ, 2017. – 140 с.
- 4 Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. – 1959. – Т. 34, вып. 1. – С. 3-38.
- 5 Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюллетень МОИП. – 1965. – Т. 40, вып. 6. – С. 8-42.
- 6 Сеитов Н., Сеитова Ш.Н. Особенности земной коры территории Казахстана // Известия Национальной Академии Наук РК. Серия геологии и технических наук. – 2013. – №1. – С. 3-7.
- 7 Абдуллин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: Ғылым, 1994. – 397 с.
- 8 Копобаева А.Н., Амангелдіқызы А., Аскаровой Н.С., Макат Д.К. Тектоническое районирование Центрального Казахстана // Труды Университета. – 2018. – №3. – С. 82-87.
- 9 Казмин В.Н., Орлов И.В., Серых В.И. и др. Геохимические исследования при геологической съемке в центральном Казахстане // Советская геология. – 1973. – №9. – С. 42-57.
- 10 Кондрашенков И.И., Серых В.И., Синев О.А. и др. Прогностно-металлогеническая карта Центрального Казахстана масштаба 1:500 000: геологический отчет. – Караганда, 1986. – №377. – 1000 с.
- 11 Глухан И.В., Серых В.И. Региональные кларки пород Центрального Казахстана: геологический отчет. – Караганда, 1994. – 48 с.
- 12 Иванова И.А. Обобщение результатов геохимических работ по Центральному Казахстану: геологический отчет. – Караганда, 1971. – №142. – 160 с.
- 13 Глухан И.В., Серых В.И. Кларки песчаных пород Центрального Казахстана // Геохимия. – 1999. – №9. – С. 976-993.
- 14 Глухан И.В., Серых В.И. Кларки алевролитов и аргиллитов Центрального Казахстана // Геохимия. – 2000. – №9. – С. 922-940.
- 15 Глухан И.В., Серых В.И. Средние содержания химических элементов в карбонатных и кремнистых породах Центрального Казахстана // Геохимия. – 2001. – №6. – С. 607-620.
- 16 Глухан И.В., Серых В.И. Средние содержания химических элементов в метаморфических породах Центрального Казахстана // Геохимия. – 2002. – №2. – С. 142-155.
- 17 Глухан И.В., Серых В.И. Кларки горных пород Центрального Казахстана // Известия АН РК. Серия геологическая. – 2003. – №3. – С. 81-116.

18 Glukhan I.V., Serykh V.I. The Mean Chemical Compositions (Regional Clarkes) of Igneous Rocks of Central Kazakhstan // In book: Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas / ed. by V. Shatov, R. Seltman et al. – SPb., 1996. – P. 269-286.

19 Глухан И.В. Составление геохимической карты восточной части Центрального Казахстана как основы для составления металлогенической карты и геохимического районирования региона масштаба 1:500 000: геологический отчет. – Караганда, 1983. – №407. – 262 с.

20 Глухан И.В. и др. Составление геохимической карты западной части Центрального Казахстана как основы для составления металлогенической карты и геохимического районирования региона масштаба 1 : 500 000: геологический отчет. – Караганда, 1986. – №458. – 170 с.

21 Копобаева А.Н. О современном состоянии геохимических исследований в Центральном Казахстане // Проблемы геологии и освоения недр: тр. 22-го междунар. симпозиума им. академика М.А. Усова студентов и молодых учёных. – Томск, 2018. – С. 131-133.

22 Дегенбаев М.С., Ижанов А.Б., Лось В.Л. и др. Применение инновационных методов геохимических поисков при проведении геологоразведочных работ на Спасской меднорудной зоне // Инновационные перспективные технологии геологоразведочных работ в Казахстане: тр. междунар. науч.-практ. конф. – Алматы, 2017. – С. 58-62.

23 Лось В.Л., Гольдберг И.С. Геохимические поиски скрытых рудных объектов: базовая модель, технология, организация // Поисковая геохимия: теоретические основы, технологии, результаты: сб. науч. тр. – Алматы, 2004. – С. 45-55.

24 Goldberg I.S., Abramson G.J., Haslam C.O., Los V.L. Geoelectrochemical Exploration: Principles, Practice and Performance // Recourcing the 21st Century. – Ballarat, 1997. – P. 193-199.

25 Goldberg I.S., Ambramson G. Ya., Los V.L. Depletion and enrichment of primary haloes hteir importance in the genesisox and exploration for mineral deposits // Geochemistry Exploration, Environantment Analysis. – 2003. – Vol. 3. – P. 281-293.

26 Лось В.Л., Дегенбаева М.С. Новые представления о металлогении и перспективах Жезгазганского рудного региона // Геология и охрана недр. – 2016. – №1(58). – С. 18–36.

27 Сеитмуратова Э.Ю. и др. Каталог химических анализов магматических пород структурно-формационных зон палеозойд Казахстана. – Алматы, 2018. – 459 с.

28 Макарчева А.А., Гуськов О.И. Оценка количественных показателей изменчивости параметров штокверковых месторождений // Известия вузов. Геология и разведка. – 2016. – №3. – С. 65-73.

29 Рекомендации к составу и правилам оформления представляемых на государственную экспертизу по технико-экономическому обоснованию кондиций и подсчёту запасов твёрдых полезных ископаемых с использованием блочного моделирования на месторождениях различного морфологического типа / ФГУ ГКЗ. – М., 2014. – 85 с.

30 Краснов О.С., Салихов В.А., Краснов О.С. Оценка перспектив извлечения ценных цветных и редких металлов из золошлаковых отвалов энергетических предприятий Кемеровской области // Записки Горного института: сб. науч. тр. – СПб., 2013. – Т. 201. – С. 191-195.

31 Кушнарев П.И., Демченко Н.Н. Вопросы сопоставления результатов подсчета запасов традиционным методом с данными блочного моделирования (на примере золоторудных месторождений Куранахского рудного поля) // Недропользование XXI век. – 2016. – №3. – С. 114-123.

32 Coombs J. The Art and Science of Resource Estimation: A Practical Guide for Geologists and Engineers. – Perth: Coombes Capability, 2008. – 246 p.

33 Шакиров А.А., Романько Е.А. Подсчет Запасов Рудного Тела №19 Месторождения Осеннее ОАО «Гайский Гок» с применением программного комплекса Credo Топоплан // Проблемы разработки месторождений углеводородных и рудных полезных ископаемых: тез. докл. 5-й всеросс. конф. – Пермь: ПНИПУ, 2012. – С. 125-128.

34 Каменев Е.А. Использование корреляционных связей между основными компонентами апатито-нефелиновых руд и редкими металлами для подсчёта запасов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2012. – №9. – С. 164-166.

35 Breiter K., Forster H.-J., Seltnann R. Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovsky les Metallogenic Province // Mineralium Deposita. – 1999. – Vol. 34, №5-6. – P. 505-521.

36 Полтавец Ю.А., Полтавец З.И. Валерьяновский вулканоплутонический пояс: проблемы связи магматизма и рудообразования // Петрология. – 2003. – Т. 11, №2. – С. 179-195.

37 Фатьянов И.И., Хомич В.Г. К проблеме специализации гранитоидных флюидномагматических систем на золото или олово (на примере Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, №3. – С. 3-13.

38 Гусев А.И. Петрогеохимия и потенциальная рудоносность интрузий Айского комплекса Горного Алтая // Отечественная геология. – 2012. – №1. – С. 63-70.

39 Shnyukov S.E. et al. Geochemical modeling in the evaluation of ore-forming potential of magmatic-hydrothermal systems // Вестник Карагандинского университета. Серия физика. – Караганда, 2016. – №4. – С. 51-58.

40 Ворошилов В.Г. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – 104 с.

41 Ляпунов М.Ю. Закономерности распределения химических элементов в почвах золоторудного месторождения «Пионер» Амурской области // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 325, №1. – С. 57-68.

42 Кураева И.В., Сачук А.И., Яковенко А.В. и др. Закономерности распределения токсичных элементов в зоне аэрации горловского химического завода // Мінералогічний журнал. – 2010. – Т. 32, №2(164). – С. 85-93.

43 Ахвердян Г.Г., Геворкян Р.Г. Закономерности распределения редких элементов в Чибухлинском месторождении меди (Армения) // Геология в развивающемся мире: матер. 5-й междунар. науч.-практ. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2012. – С. 68-70.

44 Иванов А.Ю. Закономерности распределения химических элементов в вертикальном профиле донных отложений слабопроточных водоемов Томского района // Известия Томского Политехнического Университета. – 2016. – Т. 327, №2. – С. 88-101.

45 Толстой М.И., Костенко Н.В., Гасанов Ю.Л. Основные закономерности распределения химических элементов в гранитоидах формации рапакиви Украинского и Балтийского щитов и особенности условий их образования // Геологічний журнал. – 2011. – №1. – С. 59-65.

46 Пинхейро М.А.П., Леонов Ф.П., Суита М.Т.Ф., Королюк В.Н. Закономерности распределения никеля и других элементов-примесей в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (южное обрамление кратона Сан-Франциско // Записки Российского минералогического общества. – 2016. – Т. 145, №5. – С. 57-70.

47 Clarke F.W., Washington H.S. The Composition of the Earth's Crust. – Washington: Government printing office, 1924. – 117 p.

48 Ферсман А.Е. Природа и техника // В кн.: Геохимия. – Л., 1933. – Т. 1. – С. 25-51.

49 Гольдшмидт В.М. Геохимия // Сборник статей по геохимии редких элементов / пер. с нем., англ. – М.; Л., 1938. – С. 25-51.

50 Nockolds S.R. Average Chemical Composition of some Igneous Rocks // Bull. Geol. Soc. Am. – 1954. – Vol. 65. – P. 1007–1032.

51 Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Am. – 1961. – Vol. 72, №2. – P. 175-192.

52 Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной // Геохимия. – 1962. – №7. – С. 555-571.

53 Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1964. – Vol. 28. – P. 1273-1285.

54 Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. – М.: Наука, 1965. – 348 с.

55 Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geoch. et Cosmoch. Acta. – 1995. – Vol. 59, №7. – P. 1217-1232.

56 Sandell E.B. The beryllium content of igneous rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1952. – Vol. 2. – P. 211-216.

57 Копобаева А.Н., Amangeldykyzy A. The history of the clarke systems' creation // Науки о Земле: вчера, сегодня, завтра: матер. 3-й междунар. науч. конф. – СПб., 2017. – С. 15-17.

58 Беус А.А. Геохимия Литосферы. – М.: Недра, 1981. – 335 с.

59 McLennan S.M., Taylor S.R. Crustal evolution: Comments on "The Archean-Proterozoic transition: Evidence from the geochemistry of metasedimentary

rocks from Guyana and Montana // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – Vol. 52, Issue 5. – P. 785-787.

60 McLennan S.M., Taylor S.R., Hahn B.C. Crustal evolution on the terrestrial planets: Contrasts in style, timing and composition // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70, Issue 18. – P. 1235-1255.

61 Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

62 Архипова А.А., Найденов И.В. Региональные кларки петрогенных и микроэлементов в породах кристаллического фундамента Беларуси и его средний химический состав // *Літасфера*. – 1997. – №7. – С. 125-134.

63 Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. – Екатеринбург, 2009. – 383 с.

64 Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. – 2014. – Vol. 4. – P. 1-51.

65 Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // *Вестн. Моск. Ун-та*. – 2015. – №2. – С. 7-17.

66 Портнов В.С., Копобаева А.Н. Распределение Мо в магматических породах Центрального Казахстана // *Промышленность Казахстана*. – 2018. – №3. – С. 40-44.

67 Ярошевский А.А. Распространенность химических элементов в земной коре // *Геохимия*. – 2006. – №1. – С. 54-62.

68 Касимов Н.С., Власов Д.В. Технофильность химических элементов в начале XXI века // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. – 2012. – №1. – С. 15-22.

69 Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1967. – 280 с.

70 Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.

71 Скляр Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

72 Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия ниже-рифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // *Тихоокеан. геология*. – 2007. – №6. – С. 93-110.

73 Пуляев Н.А. Прогнозная оценка территорий, сложенных глубококоматаморфизованными комплексами, на основе геохимических данных: на примере сутамского блока Алдано-Станового Щита // *Вестник СВФУ. Серия «Науки о земле»*. – 2017. – №3. – С. 5-16.

74 Серых В.И., Розен О.М. О миграции химических элементов в земной коре при формировании гранита: на примере Северного Казахстана // *Геохимия*. – 1969. – №9. – С. 1066-1081.

75 Думлер Ф.Л. Геохимическое исследование крупномасштабной геологической разведкой. – Л.: Недра, 1975. – 36 с.

76 Бондаренко В.Н. Функции распределения элементов в вулканогенных породах и применение математической статистики к вулканологии // В кн: *Вулканизм и глубокая структура земной коры*. – М.: Наука, 1966. – С. 115-119.

77 Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гольцман Ю.В. и др. Фиагдонский эффузивно-силловый комплекс (республика Северная Осетия-Алания, Россия): Геохимия, геодинамическая обстановка формирования, проблемы рудоносности // Вестник Владикавказского научного центра. – 2014. – Т. 14, №2. – С. 21-34.

78 Михалицына Т.И. Литология и геохимия верхнепермских пород юго-западного фланга Аян-Юрхского антиклинория на примере разреза по руч. Тихоня (Магаданская область) // Вестник северо-восточного научного центра ДВО РАН. – 2014. – № 4. – С. 17-28.

79 Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. – М.: Недра, 1967. – 180 с.

80 Иванов М.А. Результаты сравнения земных и венерианских вулканитов с помощью дискриминантного и факторного анализов // Геохимия. – 2016. – №1. – С. 56-77.

81 Родионов Д.А. Статистические решения в геологии. – М.: Недра, 1981. – 232 с.

82 Pearce C.R., Cohen A.S., Coe A.L., Burton K.W. Molybdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the Early Jurassic // *Geology*. – 2008. – Vol. 36(3). – P. 231-234.

83 Portnov V.S., Kopobayeva A.N., Amangeldykyzy A., Askarova N.S. Distribution of Be in magmatics rock of Central Kazakhstan // *News of Academic of Sciences of the Republic of Kazakhstan*. – 2019. – Vol. 2. – P. 150-158.

84 Дубина А.В., Кривдик С.Г., Шарыгин В.В. Геохимия нефелиновых и щелочных сиенитов Украинского щита (по данным Icp Ms) // Геохимия. – 2014. – №10. – С. 907-923.

85 Yan Q., Chen Zh., Shia X. A Middle Triassic Extensional Event in the Hainan Island: Geochronologic and Geochemical Evidence from Igneous Rocks from Dazhou Island // *Geochemistry International*. – 2017. – Vol. 55, №12. – P. 1066–1078.

86 Abu El-Rus M.A., Mohameda M.A., Lindh A. Mueilha rare metals granite, Eastern Desert of Egypt: An example of a magmatic-hydrothermal system in the Arabian-Nubian Shield // *Lithos*. – 2017. – Vol. 294. – P. 362-382.

87 Zarausky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N. et al. The Zr/Hf Ratio as a Fractionation Indicator of Rare-Metal Granites // *Petrology*. – 2009. – Vol. 17, №1. – P. 25-45.

88 Гусев А.И., Гусева А.А. Шошонитовые гранитоиды тигирекского массива Алтая: геохимия, петрология и рудоносность // Успехи современного естествознания. – 2012. – №2. – С. 40-44.

89 Soloviev S., Kryazhev S. Magmatic-hydrothermal evolution at the Lyangar redox-intermediate tungsten-molybdenum skarn deposit, western Uzbekistan, Tien Shan: Insights from igneous petrology, hydrothermal alteration, and fluid inclusion study // *Lithos*. – 2018. – Vol. 316(317). – P. 154-177.

90 Cucciniello C., Tucker R.D., Jourdan F., Melluso L., Morra V. The age and petrogenesis of alkaline magmatism in the Ampasindava Peninsula and Nosy Be

archipelago, northern Madagascar // *Mineralogy and Petrology*. – 2016. – Vol. 110. – P. 309-331.

91 Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Возраст, состав и источники рудоносного магматизма Оротского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье, Россия // *Геология рудных месторождений*. – 2004. – Т. 46, №2. – С. 128-146.

92 Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Седова Е.В. и др. Редкометалльные граниты Украинского щита: петрология, геохимия, геофизика и рудоносность. – Донецк: Ноулидж, 2014. – 250 с.

93 Бажин Е.А., Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Геология, петрогеохимия и рудоносность гранитоидных массивов Башкирского мегантиклинория и зоны Уралтау. – Уфа; СПб.: Свое издательство, 2015. – 208 с.

94 Гордиенко И.В., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Республики Бурятия: Геологическое строение, минерогения, геодинамика, перспективы развития // *Известия Сибирского отделения РАН*. – 2018. – Т. 41, №1(62). – С. 9-37.

95 Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // *Петрология*. – 2004. – Т. 12, №5. – С. 467-494.

96 Cheilletz A., Sabot B., Marchand P. et al. Emerald deposits in Madagascar: two different types for one mineralizing event. *European Union of Geosciences // Journal of Conference Abstracts*. – 2001. – №6. – P. 547-550.

97 Косалс Я.А., Недашковский П.Г., Петров Л.Л., Серых В.И. Закономерности распределения бериллия в плагиоклазах гранитоидов // *Геохимия*. – 1973. – №7. – С. 998-1013.

98 Серых В.И., Иванов О.В., Козырева Е.К. Поведение бериллия в процессе кристаллизации и метасоматического преобразования гранитов и вопросы геохимической специализации позднегерцинских интрузий // *Геология Центрального Казахстана*. – Алма-Ата: Наука, 1969. – С. 96-112.

99 Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. – М., 1972. – 200 с.

100 Попов М.П. Минералогические признаки на редкометалльное и самоцветное оруденение на территории Мурзинско-Адуйской бериллиевой (самоцветной) субпровинции // *Известия Уральского государственного горного университета*. – 2016. – №3(43). – С. 54-58.

101 Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков В.А. и др. Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы // *Геохимия*. – 2006. – №7. – С. 692-711.

102 Григорьев Н.А. Бериллий в экзогенном цикле. – М., 1978. – 163 с.

103 Куш Л.В., Макрыгина В.А. Сравнительная характеристика щелочных приразломных метасоматитов и гранитоидов зон региональных разломов в интервале 2.1-1.6 млрд. лет в южном обрамлении Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55, №3. – С. 417-431.

- 104 Гинзбург А.И. и др. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. – М.: Недра, 1977. – 230 с.
- 105 Герасимовский В.И. Геохимия бериллия в нефелиновых сиенитах // Геохимия. – 1965. – №5. – С. 46-59.
- 106 Рейф Ф.Г. Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-бертрандитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. – 2008. – №3. – С. 243-263.
- 107 Fiorentini M.L., LaFlamme C., Denyszyn S. et al. Post-collisional alkaline magmatism as gateway for metal and sulfur enrichment of the continental lower crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2018. – Vol. 223. – P. 175-197.
- 108 Когарко Л.Н., Асавин А.М. Калиевый магматизм Мирового океана (на примере Атлантики) // Геохимия. – 2009. – №9. – С. 899-909.
- 109 Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б. и др. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. – 2014. – Т. 56, №4. – С. 272-290.
- 110 Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. – М.: АН СССР, 1950. – 279 с.
- 111 Петров В.П., Лизунов Н.В. Содержание микроэлементов в уральских огнеупорных глинах и каолинах // В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. – М.: АН СССР, 1946. – С. 18-29.
- 112 Протасова Н.А. Редкие и рассеянные элементы (Mn, Cr, V, Ni, Cu, Zn, Co, Mo, Be, Ti, Zr, Ga, Sr, Ba, I, B) в почвообразующих породах Центрального Черноземья // Вестник ВГУ. Серия: Химия. Биология. – 2003. – №2. – С. 164-171.
- 113 You C.F., Morris J.D., Gieskes J.M. et al. Mobilization of beryllium in the sedimentary column at convergent margins // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 58. – P. 4887-4897.
- 114 Šujan M., Braucher R., Kováč M. et al. Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ dating method to Late Miocene–Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments // *Global and Planetary Change*. – 2016. – Vol. 137. – P. 35-53.
- 115 Eskenazy G.M. Geochemistry of beryllium in Bulgarian coals // *International Journal of Coal Geology*. – 2006. – Vol. 66. – P. 305-315.
- 116 Borovec Z. Partitioning of silver, beryllium and molybdenum among chemical fractions in the sediments from the Labe (Elbe) river in Central Bohemia, Czech Rep. // *GeoJournal*. – 1993. – Vol. 29. – P. 359-364.
- 117 Barton M., Young S. Non-pegmatitic Deposits of Beryllium: Mineralogy, Geology, Phase Equilibria and Origin // In book: *Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*. – 2002. – Vol. 50, №14. – P. 591-692.
- 118 Franz C., Grundmann G., Ackermann D. Rock forming beryl from a regional metamorphic terrain (Tauern Window, Austria): Parageneses and crystal chemistry // *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*. – 1986. – Vol. 35. – P. 167-192.

- 119 Schilling J., Bingen B., Skår Ø., Wenzel Th., Markl G. Formation and evolution of the Høgtuva beryllium deposit, Norway // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2015. – Vol. 38. – P. 170-210.
- 120 Horst R. Marschall, Altherr R. et al. Partitioning and budget of Li, Be and B in high-pressure metamorphic rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70. – P. 4750-4769.
- 121 Bebout G.E, Ryan J.G., Leeman W.P. Be systematics in subduction-related metamorphic rocks: Characterization of the subducted component // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 2227-2237.
- 122 Grundmann G., Morteani G. Emerald mineralization during regional metamorphism: the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits // *Econ. Geol.* – 1989. – Vol. 84. – P. 1835-1849.
- 123 Rupasinghe M.S., Banerjee A., Pense J., Dissanayake C.B. The geochemistry of beryllium and fluorine in the gem fields of Sri Lanka // *Mineral Dep.* – 1984. – Vol. 19. – P. 86-93.
- 124 Dissanayake C.B., Rupasinghe M.S. Classification of gem deposits of Sri Lanka // *Geologie en Mijnbouw*. – 1995. – Vol. 74. – P. 79-88.
- 125 Копобаева А.Н. Распределение Be в осадочных породах Центрального Казахстана // *Вестник ВКГТУ*. – 2018. – №4. – С. 20-27.
- 126 Kuroda P.K., Sandell E.B. Geochemistry of molybdenum // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1954. – Vol. 6. – P. 35-63.
- 127 Lodders K., Palme H. On the chalcophile character of molybdenum; determination of sulfide/silicate partition coefficients of Mo and W, Earth Planet // *Sci. Lett.* – 1991. – Vol. 103. – P. 311-324.
- 128 Walker R.J. Siderophile elements in tracing planetary formation and evolution // *Geochem. Perspect.* – 2016. – Vol. 5, №1. – P. 1-143.
- 129 Wille M., Nebel O., Pettke Th. et al. Molybdenum isotope variations in calc-alkaline lavas from the Banda arc, Indonesia: Assessing the effect of crystal fractionation in creating isotopically heavy continental crust // *Chemical Geology*. – 2018. – Vol. 485. – P. 1-13.
- 130 Helz R.T., Taggart J.E. Whole-rock analyses of core samples from the 1988 drilling of Kilauea Iki Lava Lake, Hawaii: Open-File Report 2010-1093. – Virginia: U.S. Geological Survey, 2010. – 51 p.
- 131 Gregory D.D. et al. Trace element content of sedimentary pyrite in black shales // *Econ. Geol.* – 2015. – Vol. 110. – P. 1389-1410.
- 132 Newsom H.E., Palme H. The depletion of siderophile element sin the Earth's mantle: new evidence from molybdenum and tungsten // *Earth Planet Sci. Lett.* – 1984. – Vol. 69. – P. 354-364.
- 133 Greaney A.T., Rudnick R.L., Helz R.T. et al. The behavior of chalcophile elements during magmatic differentiation as observed in Kilauea Iki Lava Lake, Hawaii // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2017. – Vol. 210. – P. 71-96.
- 134 Anbar A.D. et al. A whiff of oxygen before the great oxidation event // *Science*. – 2007. – Vol. 317. – P. 1903-1906.

- 135 Duan Y. et al. Molybdenum isotope evidence for mild environmental oxygenation before the Great Oxidation Event // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2010. – Vol. 74(23). – P. 6655-6668.
- 136 Lehmann B. et al. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater // *Geology.* – 2007. – Vol. 35(5). – P. 403-406.
- 137 Greaney A.T., Rudnick R.L., Gaschnig R.M. et al. Geochemistry of Molybdenum in the Continental Crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2018. – Vol. 238. – P. 36-54.
- 138 Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. Первые данные о распределении редких и рассеянных элементов в черносланцевых отложениях рифея Ляпинско-Кутимского антиклинория // *Ежегодник-2015. Тр. ИГГ УрО РАН.* – 2016. – Вып. 163. – С. 113-118.
- 139 Сначёв В.И. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южной части зоны Уралтау // *Вестник Академии наук РБ.* – 2016. – №21. – С. 65-72.
- 140 Dale C.W., Kruijer T.S., Burton K.W. Highly siderophile element and ^{182}W evidence for a partial late veneer in the source of 3.8 Ga rocks from Isua, Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2017. – Vol. 458. – P. 394-404.
- 141 Touboul M., Liu J.G., O'Neil J. et al. New insights into the Hadean mantle revealed by W-182 and highly siderophile element abundances of supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Quebec, Canada // *Chem. Geol.* – 2014. – Vol. 383. – P. 63-75.
- 142 Liu J., Pearson G.D., Chacko Th., Luo Y. A reconnaissance view of tungsten reservoirs in some crustal and mantle rocks: Implications for interpreting W isotopic compositions and crust-mantle W cycling // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2018. – Vol. 223. – P. 300-318.
- 143 Mundl A., Walker R.J., Reimink J.R. et al. Tungsten-182 in the upper continental crust: Evidence from glacial diamictites // *Chemical Geology.* – 2018. – Vol. 494. – P. 144-152.
- 144 Liu J., Touboul M., Ishikawa A. et al. Widespread tungsten isotope anomalies and W mobility in crustal and mantle rocks of the Eoarchean Saglek Block, northern Labrador, Canada: Implications for early Earth processes and W recycling // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2016. – Vol. 448. – P. 13-23.
- 145 Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2016. – Vol. 180. – P. 227-255.
- 146 Shi C., Yan M., Chi Q. Abundances of chemical elements in granitoids of different geological ages and their characteristics in China // *Geoscience Frontiers.* – 2011. – Vol. 2, Issue 2. – P. 261-275.
- 147 Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Состав и эволюция акцессорной минерализации литий-фтористых гранитов Дальнего Востока как индикаторы их рудоносности // *Записки Российского минералогического общества.* – 2014. – №6. – С. 33-49.

- 148 Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. и др. Вулкано-плутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометальных рудных узлов Забайкалья: Геохимия пород и расплавов, возраст, Р-Т условия кристаллизации // Петрология. – 2012. – Т. 20, №6. – С. 622-648.
- 149 Лутков В.С., Могаровский В.В., Луткова В.Я. Геохимические аномалии в мантии Памира и Тянь-Шаня: к проблеме глубинных источников рудного вещества // Геохимия. – 2007. – №55. – С. 507-521.
- 150 Копобаева А.Н., Амангельдыкызы А., Аскарова Н. Геохимия W и распределение его в горных породах // Вестник Инженерной Академии РК. – 2018. – №4. – С. 73-80.
- 151 Ляхович В.В. Вольфраманосные граниты. – М.: Наука, 1989. – 256 с.
- 152 Щерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1960. – 381 с.
- 153 Серых В.И., Рыбалтовский Е.В. Особенности вещественного состава, радиогеохронология, возрастное соотношение и закономерности размещения интрузивов ультракислых гранитоидов Северного Прибалхашья // Тез. докл. II Каз. петрограф. совещ. – Алма-Ата: Наука, 1974. – С. 3-7.
- 154 Серых В.И. Палеозойские гранитоидные комплексы и серии Прибалхашья // Изв. АН Каз.ССР. – 1977. – №3. – С. 8-17.
- 155 Серых В.И. Геология, петрология и металлогения ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. – Караганда, 2009. – 318 с.
- 156 Kopybayeva A.N. Rare Metal Deposits (W, Mo, Be) of Central Kazakhstan and their Connection with Intrusive rocks. Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits // Proceed. of XXXV internat. conf. – M., 2018. – P. 153-154.
- 157 Алексеев В.И., Суханова К.Г., Гембицкая И.М. Эволюция минеральных форм накопления редких элементов в рудоносных гранитах и метасоматитах Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье) // Записки Горного института. – 2017. – Т. 224. – С. 149-155.
- 158 Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // Tectonophysics. – 2000. – Vol. 328. – P. 69-87.
- 159 Portnov V.S., Kopybayeva A.N., Amangeldikyzy A., Askarova N.S. Patterns of beryllium distribution in rocks of Central Kazakhstan // News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Series of Geology and Technical Sciences. – 2019. – Vol. 2(434). – P. 150-158.
- 160 Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 380 с.
- 161 Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. – М: Недра, 1974. – 272 с.
- 162 Козырев В.В., Ёжков Ю.Б. Геохимическая специализация интрузивных комплексов и вопросы прогнозно-металлогенических построений // В кн.: Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1972. – С. 281-289.

- 163 Кривдик С.Г. Геохимические особенности ильменитов из щелочных комплексов Украинского Щита (по данным LAICP MS) // Геохимия. – 2014. – №4. – С. 319-328.
- 164 Недашковский П.Г. Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980. – 201 с.
- 165 Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. – М.: Наука, 1977. – 249 с.
- 166 Dekate Y.G. Tungsten occurrences in India and their genesis // Econ. Geol. – 1967. – Vol. 62, №4. – P. 556-561.
- 167 Левашов Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. – М.: Наука, 1978. – 140 с.
- 168 Jeffery P.G. The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda Protectorate // Geochemistry cosmochim. Acta. – 1959. – Vol. 16, №4. – P. 287-295.
- 169 Студникова З.В., Павленко Л.И. О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Восточной Тувы и Северного Кавказа // Геохимия. – 1960. – №7. – С. 59-60.
- 170 Бородин Л.С., Осокин Е.Д. Редкие элементы и вопросы формационного деления щелочных пород // Науч. об. ИМГРЭ. – 1971. – Вып. 5. – С. 37-42.
- 171 Могаровский В.В., Давыдова З.М., Дмитриев Э.А. К геохимии вольфрама в щелочных породах Южного Памира // Докл. АН ТаджССР. – 1984. – Т. 27, №1. – С. 41-44.
- 172 Lehmann B., Halder S., Munana R.J., Ngizimana J., Biryabarema M. The geochemical signature of rare-metal pegmatites in Central Africa: Magmatic rocks in the Gatumba tin–tantalum mining district, Rwanda // Journal of Geochemical Exploration. – 2014. – Vol. 144. – P. 528-538.
- 173 Маслов В.А. Геохимия вулcano-плутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида): состав, генезис, структурно-формационная принадлежность // Геохимия. – 2011. – №9. – С. 899-918.
- 174 Harlaux M., Mercadier J., Marignac C. et al. Tracing metal sources in peribatholithic hydrothermal W deposits based on the chemical composition of wolframite: The example of the Variscan French Massif Central // Chemical Geology. – 2018. – Vol. 479. – P. 58-85.
- 175 Antipin V.S., Odgerel D. Abdar-Khoshutula Intrusive-Dike Series: Evolution and origin of Granitoids in Early Mesozoic Magmatic Area (Central Mongolia) // Petrology. – 2016. – Vol. 24, №5. – P. 497-511.
- 176 Kili A., Inceöz M. Mineralogical, Geochemical and Isotopic Effect of Silica in Ultramaphic Systems, Eastern Anatolian Turkey // Geochemistry International. – 2015. – Vol. 53, №4. – P. 369-382.
- 177 Srinivasaiah C., Vasudev V.N., Chalapathi N.V. Tungsten, Barium and Base Metal Mineralization in a Layer of Amphibolite in Mesoarchean Ghattihosahalli Belt, Western Dharwar Craton, Karnataka, India // Journal Geological Society Of India. – 2015. – Vol. 86. – P. 648-656.

178 Srinivasaiah C. Occurrence of scheelite with anomalous content of base metals in high Ba-bearing amphibolite of Ghattihoshalli schist belt, Karnataka // Jour. Geol. Soc. India. – 2013. – Vol. 81. – P. 291-305.

179 Su H.M., Jiang S-Y. A comparison study of tungsten-bearing granite and related mineralization in the northern Jiangxi-southern Anhui provinces and southern Jiangxi Province in South China // Science China Earth Science. – 2017. – Vol. 60, №11. – P. 1942-1958.

180 Zahid M., Arif M., Moon C.J. Mineralogy and geochemistry of leucogranite from Miniki Gol (Chitral), northern Pakistan: implications for petrogenesis and mineralization // Arab J Geosci. – 2015. – №8. – P. 6121-6135.

181 Гусев А.И. Петрология и оруденение гранитоидов Осокинского штока Горного Алтая // Успехи современного естествознания. – 2015. – №1. – С. 209-214.

182 Figueiredo R., Santos T., Tonetto E. Petrology, geochemistry and U-Pb zircon and baddeleyite ages of the alkaline rocks from the central-southern Guyana Shield, northern Amazonian Craton // Journal of South American Earth Sciences. – 2018. – Vol. 86. – P. 461-474.

183 Табакаева Е.М. Рудоносность гранитоидов Белокурихинского комплекса Алтая // Разведка и охрана недр. – 2010. – №6. – С. 16-20.

184 Гусев А.И., Гусев Н.И. Гиперсольвусные и трансольвусные анорогенные гранитоиды Солонешенского рудного района Горного Алтая // Современные наукоемкие технологии. – 2013. – №5. – С. 105-110.

185 Wang X., Ren M. Constraints of hydrothermal and magmatic zircon on the origin of the Yaogangxian tungsten deposit, southern China // Ore Geology Reviews. – 2018. – №101. – P. 453-467.

186 Lee M., Lee J., Kim T., Lee J., Nagao K. Age, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of alkali volcanic rocks from Mt. Melbourne and the western Ross Sea, Antarctica // Geosciences Journal. – 2015. – Vol. 19, №4. – P. 681-695.

187 Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: сб. ст. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – С. 122-275.

188 Тойт А.Д. Геология Южной Африки. – М.: Изд-во иностр. литературы, 1957. – 490 с.

189 Sandell E.B. Abundance of tungsten in igneous rocks // Amer. J. Sci. – 1946. – Vol. 244. – P. 643-648.

190 Kuroda R. Geochemical investigations in the granitic rocks. V. Distributions of tungsten in the granitic rocks of Japan // Nippon Kagaku Zasshi. – 1956. – Vol. 77. – P. 317-322.

191 Серых В.И., Габов Ю.А., Новичков А.П. и др. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 192 с.

192 Černý P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // Can. Mineral. – 2005. – Vol. 43. – P. 2005-2025.

193 Černý P., Blevin, P.L., Cuney, M., London D., Granite-related Ore Deposits // In book: Economic Geology. – Littleton, 2005. – Vol. 100. – P. 337-370.

- 194 Linnen R.L., Van Lichtenvelde M., Černý P. Granitic pegmatites as sources of strategic metals // *Elements*. – 2012. – Vol. 8. – P. 275-280.
- 195 Гавриленко В.В., Сахоненок В.В. Основы геохимии редких литофильных металлов. – Л.: Изд-во Ленингр. университета, 1986. – 172 с.
- 196 Ярошевский А.А., Пчелинцева Н.Ф. Геохимическая структура Кивакского расслоенного оливинит-норит-габброноритового интрузива (Северная Карелия): распределение халькофильных элементов // *Геохимия*. – 2010. – №7. – С. 708-722.
- 197 Куш Л.В. Геохимия и условия формирования редкометалльных метасоматитов в зонах Бирюсинского и Даванского разломов (юг Сибирской платформы): автореф. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.09. – Иркутск, 2010. – 25 с.
- 198 Бескин С.М. Металлогеническое районирование областей гранитоидного плутонизма. – М.: ИМГРЭ, 2007. – 108 с.
- 199 Павленко Ю.В. Пришилкинская минерагеническая зона: Генетические критерии рудоносности // *Вестник ЗабГУ*. – 2015. – №4(119). – С. 37-58.
- 200 Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Скоробогатова Н.В. Коллекции руд и минералов бериллия ВИМСа – основа разработки поисково-оценочных критериев и изучения генезиса бериллиевых месторождений // *Разведка и охрана недр*. – 2009. – №1. – С. 31-37.
- 201 Arif M., Fallick A.E., Moon A.E. The genesis of emeralds and their host rocks from Swat, northwestern Pakistan: a stable-isotope investigation // *Mineralium Deposita*. – 1996. – №31. – P. 255-268.
- 202 Дамдинова Л.Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б.Б. Условия формирования богатых бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян) // *Геология рудных месторождений*. – 2015. – Т. 57, №6. – С. 501-512.
- 203 Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. – М.: Изд-в АН СССР, 1960. – 329 с.
- 204 Webster J.D., Duffield W.A. Extreme halogen abundances in tin-rich magma of the Taylor Creek rhyolite, New Mexico // *Econ. Geol.* – 1994. – Vol. 89. – P. 840-850.
- 205 Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Ануфриева С.И. Бериллиевые руды России: минерально-сырьевая база, технологические и экологические проблемы: монография. – М.: Изд-во ВИМС, 2005. – 68 с.
- 206 Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // *Основные проблемы геологии и минерагении: Смирновский сб.* – М., 2004. – С. 105-192.
- 207 Lindsey D.A., Ganow H., Mountjoy W. Hydrothermal alteration associated with beryllium deposits at Spor Mountain, Utah. – Washington, 1973. – 26 p.
- 208 Markl G., Schumacher J.C. Beryl stability in local hydrothermal and chemical environments in a mineralized granite // *Am. Mineral.* – 1997. – Vol. 82. – P. 194-202.
- 209 Reyf F.G., Seltnann R., Zaraisky G.P. The role of magmatic processes in

the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Microthermometric evidence // *Canad. Mineral.* – 2000. – Vol. 38. – P. 915-936.

210 Reyf F.G. Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F–Be deposit, Transbaikalia, Russia // *Chem. Geol.* – 2004. – Vol. 210. – P. 49-71.

211 Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl , F , S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // *Петрология.* – 2000. – Т. 8, №6. – С. 586-619.

212 Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л.: Недра, 1972. – 189 с.

213 Беус А.А. Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов // *Геохимия.* – 1956. – №1. – С. 44-55.

214 Галецький Л.С., Романюк Л.С. Відкриття Пержанського родовища берилію за допомогою комплексних геохімічних методів пошуків // *Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка.* – 2011. – №52. – С. 39-41.

215 Виноградов А.П. Введение в геохимию Океана. – М., 1967. – 216 с.

216 Рабинович А.В., Муравьева А.Н. и Жданова М.В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья // *Геохимия.* – 1958. – №2. – С. 118-128.

217 Jenner F.E., O'Neill H.S. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2012. – №13(1). – P. 1-11.

218 Студеникова З.В., Глинкина М.И. и Павленко Л.И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах // *Геохимия.* – 1957. – №2. – С. 113-120.

219 Bezard R., Fischer-Godde M., Hamelin C., Brennecke G.A., Kleine T. The effects of magmatic processes and crustal recycling on the molybdenum stable isotopic composition of Mid-Ocean Ridge Basalts // *Earth Planet Sci. Lett.* – 2016. – Vol. 453. – P. 171-181.

220 Колесникова Н.Б., Борисов В.Н., Раков Л.Т. Особенности генезиса сульфидной и вольфрам-молибденовой минерализации на одном из рудопроявлений Приморья // *Разведка и охрана недр.* – 2016. – №4. – С. 3-9.

221 Таусон Л.В. Редкие металлы в гранитоидах. – М., 1961. – 160 с.

222 Виноградов А.П., Вайнштейн Э.Е., Павленко Л.И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама) // *Геохимия.* – 1958. – №5. – С.497-509.

223 Sandell E.B., Go1dich S.S. The rarer metallic constitution of some American igneous rocks // *J. Geology.* – 1943. – Vol. 51, №2. – P. 99-115.

224 Пейве Я.В. Микроэлементы и их значения в сельском хозяйстве. – М.: Сельхозгиз, 1961. – 63 с.

225 Азаренко Ю.А. Закономерности содержания, распределения, взаимосвязей микроэлементов в системе почва-растение в условиях юга Западной Сибири. – Омск, 2013. – 232 с.

226 Wood S.A., Samson I.M. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, pH, and mNaCl // *Econ. Geol.* – 2000. – Vol. 95. – P. 143-182.

227 Che X.D., Linnen R.L., Wang R.C. et al. Tungsten solubility in evolved granitic melts: An evaluation of magmatic wolframite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2013. – Vol. 106. – P. 84-98.

228 Marin Yu.B. Accessory minerals of granitoid series in tin and molybdenum provinces // *Zap. Ross. Mineral. O-va.* – 2004. – №6. – P. 1-7.

229 Candela P.A. Controls on ore metal ratios in granite related ore systems: an experimental and computational approach // *Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.* – 1992. – Vol. 83. – P. 317-326.

230 Hulsbosch N., Boiron M.-Ch., Dewaele S., Muchez Ph. Fluid fractionation of tungsten during granite–pegmatite differentiation and the metal source of peribatholithic W quartz veins: Evidence from the Karagwe-Ankole Belt (Rwanda) // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2016. – Vol. 175. – P. 299-318.

231 Митрофанская С.Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометальных гранитов массива Акчатау: автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. – Алма-Ата, 1970. – 19 с.

232 Liu D., Yang L., Deng X. et al. Re-Os isotopic data for molybdenum from Hejiangkou tungsten and tin polymetallic deposit in Chenzhou and its geological significance // *J. Cent. South Univ.* – 2016. – Vol. 23. – P. 1071-1084.

233 Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашов Г.Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов: симпозиум. – Иркутск, 1970. – Ч. 1. – С. 48-82.

234 Студенникова З.В., Глинкина М.И., Корнилова К.И. К геохимии вольфрама и молибдена // 21-й междунар. геол. конгр.: докл. сов. геологов. – М., 1960. – С. 77-85.

235 Chen W. et al. Study on the Dushiling tungsten-copper deposit in the Miao'ershan-Yuechengling area, Northern Guangxi, China: Implications for variations in the mineralization of multi-aged composite granite plutons // *Science China Earth Sciences.* – 2016. – Vol. 59, №11. – P. 2121-2141.

236 Летников Ф.А. Факторы, влияющие на рудоносность гранитных интрузий // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов: симпозиум. – Иркутск, 1971. – Ч. 2. – С. 60-65.

237 Копобаева А.Н. О минерально-сырьевой базе редкометальных меторождений Казахстана // Сагиновские чтения: матер. междунар. науч.-практ. конф. – Караганда, 2017. – №9. – С. 286-288.

238 Копобайева A.N. Rare Metal Deposits (W, Mo, Be) of Central Kazakhstan and their connection with Intrusive Rocks // *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: proceed. of XXXV internat. conf.* – М.: GEOKHI RAS, 2018. – P. 15-17.

239 Копобаева А.Н. Верхнее Кайракты – самый крупный вольф-рамовый штокверк в Центральном Казахстане» // Сагиновские чтения-10: матер. междунар. науч.-практ. конф. – Караганда, 2018. – С. 192-194.

240 Serykh V.I., Kopobayeva A.N. Patterns of distribution of rare metal deposits in Central Kazakhstan // Известия Национальной Академии Наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. – 2019. – Т. 1, №433. – С. 143-150.

241 Бекжанов Г.Р., Иванов Л.Б. Редкие металлы Казахстана. Вольфрам // Геология и охрана недр. – 2006. – №3. – С. 37-43.

242 Губайдулин Ф.Г., Лаумулин Т.М., Кузовенко А.И. Вольфрамовые месторождения Казахстана: состояние и перспективы // Известия НАН РК. Серия геологическая. – 2008. – №4. – С. 17-53.

243 Ужкенов Б.С., Бекжанов Г.Р., Иванов Л.В. Редкие металлы и редкие земли Казахстана. – Алматы, 2011. – 277 с.

244 Lehmann B., Seltsmann R. Rare metal granites and associated mineralization of Central Kazakhstan // Erzmetall. – 1995. – Vol. 48, №3. – P. 128-132.

245 Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1960. – 381 с.

246 Серых В.И., Рыбалтовский Е.В. Особенности вещественного состава, радиогеохронология, возрастное соотношение и закономерности размещения интрузивов ультракислых гранитоидов Северного Прибалхашья // Тез. докл. 2-го каз. петрограф. совещ. – Алма-Ата: Наука, 1974. – С. 5-10.

247 Серых В.И. Геология, петрология и металлогения ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. – Караганда, 2009. – 318 с.

248 Серых В.И., Иванов О.В. Некоторые петрографические и минералогическо-геохимические признаки для поисков вольфрамовых месторождений в Центральном Казахстане // Тез. докл. 2-го всес. совещ. по минералогии, геохимии и генезису вольфрамовых месторожд. – Л.: ЛГУ, 1968. – С. 15-17.

249 Иванов Л.Б. О классификации гидротермалитовых редкометалльные месторождений Казахстана // В кн.: Цветные и благородные металлы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1975. – 170 с.

250 Russkikh S.S., Shatov V.V. The Verkhnee Qairaqty Scheelite Stockwork Deposit in Central Kazakhstan // Granite-Related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. – SPb., 1996. – P. 167-180.

251 Лаумулин Т.М., Губайдулин Ф.Г., Шептура В.Н. и др. Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана: справочник. – Алматы, 1998. – 136 с.

252 Беспаяев Х.А., Мирошниченко Л.А. Атлас моделей МПИ Республики Казахстана. – Алматы, 2004. – 140 с.

253 Mazurov A.K. The Koktenkol Stockwork W-Mo Deposit, Central Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. – SPb.: Glagol Publishing House, 1996. – P. 155-166.

254 Serykh V.I. Granitic rocks of Central Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas: collected papers. – SPb.: Glagol Publishing House, 1996. – P. 25-54.

255 Дорошенко Ю.П., Павлунь Н.Н. Физико-химические особенности генезиса месторождение Акчатау // Минерал: сб. – 1981. – №2. – С. 44-51.

- 256 Матвеева С.С. Эволюция процесса рудообразования на грейзеновом месторождении Акчатау по данным геохимических индикаторов // Петрология. – 1997. – №3. – С. 326-336.
- 257 Бузкова Н.Г. Изучение редкометалльных гранитоидов и геологические методы поисков связанных с ними месторождений. – Л.: Недра, 1986. – 144 с.
- 258 Serykh V.I. Rare Metal Granites and Associated Mineralization of Central Kazakhstan. – SPb.: Glagol Publishing House, 1994. – 565 p.
- 259 Zارايسкий G.P., Dubinina E.O. On duration of the magmatic and hydrothermal processes at Akchatau greisen W-Mo deposit in Central Kazakhstan // Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century: proceed. of Sixth SGA-SEG Meeting. – Begin, 2001. – P. 505-508.
- 260 Heinhorst J., Lehmann B., Settmann R. New geochemical data on granitic rocks of Central Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas: collected papers. – SPb.: Glagol Publishing House, 1996. – P. 55-65.
- 261 Боголепов В.Г. Основы новых генетических представлений для поисков редкометалльного оруденения в Казахстане // Проблемы геологии месторождений полезных ископаемых Казахстана: сб. ст. – Алма-Ата: КазИМС, 1979. – С. 41-71.
- 262 Копобаева А.Н., Кузенбаева А.Г. Бериллиевые месторождения Центрального Казахстана // Актуальные научные исследования в современном мире: сб. науч. труд. междунар. науч. конф. – Пряяслав-Хмельницкий, 2018. – Вып. 2(34). – С. 89-92.
- 263 Серых В.И. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. – Алма-Ата, 1976. – 194 с.
- 264 Серых В.И., Егорычев Л.Г. Генетические связи медно-порфирового оруденения в Прибалхашье // Геология рудных месторождений. – 1978. – Т. 20, №6. – С. 251-260.
- 265 Shen P., Pand H., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E. Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models // Gondwana Research. – 2018. – Vol. 58. – P. 161-194.
- 266 Shen P., Pand H., Xiaoa W. et al. Two geodynamic–metallogenic events in the Balkhash (Kazakhstan) and the West Junggar (China): Carboniferous porphyry Cu and Permian greisen W-Mo mineralization // International Geology Review. – 2013. – Vol. 55, №13. – P. 1660-1687.
- 267 Chen X., Qu W., Han Sh. et al. Re-Os geochronology of Cu and W-Mo deposits in the Balkhash metallogenic belt, Kazakhstan and its geological significance // Geoscience Frontiers. – 2010. – Vol. 1. – P. 115-124.
- 268 Серых В.И. Орогенный магматизм и металлогения // Смирновский сборник – 2012. – М.: ВИНТИ, 2012. – С. 167-202.
- 269 Казмин В.Н., Орлов И.В. К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке // Сов. геология. – 1966. – №6. – С. 90-100.

270 Петров О.В., Морозов А.Ф., Беляев Г.М. и др. Геохимическая карта России – принципы составления и металло-геохимические следствия // Региональная геология и металлогения. – 2013. – №55. – С. 55-66.

271 Казмин В.Н., Глухан И.В., Евдокимов И.В. Система геохимических исследований и составление геохимических карт крупных регионов: на примере Центрального Казахстана // В кн.: Принципы и методы составления геохимических карт. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. – С. 50-62.

272 Головин А.А., Килипко В.А., Ведяева И.В., Чекунчикова В.В. Геолого-геохимические модели разноранговых рудных объектов как основа составления прогнозно-геохимических карт (на примере Рудного Алтая) // Разведка и охрана недр. – 2012. – №2. – С. 43.

273 Межеловский А.Д., Шайроко Ю.А. Методика создания геохимических карт Российской Федерации // Природные системы и экономика Центрально-Азиатского региона: фундаментальные проблемы и перспективы рационального использования: матер. 3-й всеросс. молодежной школы-конф. с междунар. участием. – Тува, 2017. – С. 82-89.

274 McKinley J.M., Hron K., Grunsky E.C. et al. The single component geochemical map: Fact or fiction? // Journal of Geochemical Exploration. – 2016. – Vol. 162. – P. 16-28.

275 Reimann C., Birke M., Demetriades A., Filzmoser P., O'connor P. Chemistry of Europe's Agricultural Soils. – Stuttgart, 2014. – Н. 102. – 523 p.

276 Caritat P., Cooper M. National geochemical survey of Australia: the geochemical atlas of Australia. – Canberra: Geoscience Australia Record, 2011. – Vol. 2. – 557 p.

277 Reimann C., Matschullat J., Birke M., Salminen R. Antimony in the environment – lessons from geochemical mapping // Appl. Geochem. – 2010. – Vol. 25. – P. 175-198.

278 Fiannacca P., Ortolano G., Pagano M. et al. IG-Mapper: A new ArcGIS® toolbox for the geostatistics-based automated geochemical mapping of igneous rocks // Chemical Geology. – 2017. – Vol. 470. – P. 75-92.

279 Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Кларки концентрации элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах рифея Учуро-Майского региона и Енисейского края // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, №5. – С. 23-43.

280 Геохимическая карта – основа прогнозирования рудных и нерудных месторождений Центрального Казахстана: отчет о НИР / испол. Серых В.И. и др. – Караганда, 1999. – 100 с.

281 Орлов И.В. Основные особенности геологической истории и металлогенеза Центрального Казахстана // В кн.: Геология СССР. – М.: Недра, 1989. – Т. 20. – С. 9-134.

282 Глухан И.В., Серых В.И., Близнюченко Л.М. и др. Карта комагматических вулканических и плутонических комплексов северной части Балхаш-Илийского вулкано-плутонического орогенного пояса в м-бе 1: 500 000: геологический отчет. – Караганда, 1989. – №507. – 150 с.

283 Серых В.И. Физико-химические условия формирования и

металлогения гранитоидов Центрального Казахстана // В кн.: Магматизм и рудоносность Казахстана. – Алма-Ата: Ғылым, 1991. – С. 233-245.

284 Гранкин М.С., Курчавов А.М., Мальченко Е.Г. и др. Геодинамическая обстановка формирования девонского вулканоплутонического пояса северо-востока Центрального Казахстана и медно-порфировых месторождений в его пределах // Геология и разведка недр Казахстана. – 1996. – №4. – С. 2-8.

285 Мальченко Е.Г., Гранкин М.С. Возрастное положение интрузивных комплексов девонского вулканоплутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. – 1996. – №1. – С. 7-10.

286 Ященко Н.Я., Серых В.И. Геохимические и металлогенические особенности интрузивного магматизма позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана // В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1975. – Т. 11. – С. 251-260.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акт внедрения

**МИНИСТЕРСТВО ИНДУСТРИИ И
ИНФРАСТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
КОМИТЕТ ГЕОЛОГИИ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ
Республиканское государственное учреждение
«Центрально-Казахстанский межрегиональный департамент
геологии и недропользования «Центрказнедра» в городе Караганде»**

г.Караганда

«9» апреля 2019г.

АКТ

о внедрении результатов научно-исследовательских работ

Копобаевой Айман Ныгметовны

Присутствовали: *(Маукулов Н.У., и.о. руководителя департамента), (Тусупов А.А., зам. руководителя департамента, Кенжебаева Г.Б. руководитель отдела изучения состояния минерально-сырьевой базы);* составили настоящий акт о том, что результаты диссертационной работы **«Исследование закономерностей распределения редких элементов (Be, Mo, W) в горных породах Центрального Казахстана»**, выполняемого под руководством заведующего кафедрой Геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, профессора, доктора технических наук Портнова В.С. и доктора геолого-минералогических наук, доцента кафедры Геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Серых В.И., представленной на соискание ученой степени доктора PhD внедряются в организацию для использования научных результатов при эффективности проведения прогнозно-поисковых работ на редкометалльные месторождения в Центрально-Казахстанском регионе в виде: **разработанной методики прогнозирования редкометалльных месторождений, на основе геохимических карт – абсолютных содержаний и карты нового типа – карта в изолиниях кларк-концентраций.**

Полученные результаты состоят в установлении закономерностей соотношения геохимических аномалий Be, Mo, W с геологическими формациями по изокларковым геохимическим картам. Научно-технический эффект состоит в том, что прогнозируется выделение новых перспективных участков в регионе. Научные выводы обладают актуальностью и представляют практический интерес.

Данный акт не является документом для предъявления каких-либо финансовых претензий по факту внедрения научных результатов диссертационной работы Копобаевой А.Н.



Маукулов Н.У.

Тусупов А.А.

Портнов В.С.

Кенжебаева Г.Б.

«Geotek» ЖШС
БИН 110240006503
ИИК KZ49914398411BC03222
ДБ АО «СберБанк»
БИК SABRKZKA
Караганды қ., Сатпаев көш. 17
тел.: 8 (7212) 42-42-04



ТОО «Geotek»
БИН 110240006503
ИИК KZ49914398411BC03222
ДБ АО «СберБанк»
БИК SABRKZKA
г.Караганда, ул. Сатпаева, 17
тел.: 8 (7212) 42-42-04



СОГЛАСОВАНО
Проректор по науке
Ожигин С.Г.
«27» марта 2019 г.



УТВЕРЖДАЮ
Директор ТОО «Geotek»
Мынбаев М.Б.
«27» марта 2019 г.

Акт

о внедрении результатов научно-исследовательских работ

Настоящим подтверждаем, что результаты диссертационного исследования Копобаевой А.Н. по теме: «Исследование закономерностей распределения редких элементов (Be, Mo, W) в горных породах Центрального Казахстана», выполненного в Карагандинском государственном техническом университете, обладают актуальностью, новизной и представляют практический интерес.

Стоимостью Без стоимости.

Внедрены в ТОО «Geotek».

1. Вид внедренных результатов: методика разбраковки литохимических аномалий на потенциально рудные и безрудные.

2. Характеристики масштаба внедрения: Единичное.

3. Форма внедрения: Техническая документация.

4. Новизна результатов научно-исследовательских работ заключается в разработанной методике разбраковки литохимических аномалий на потенциально рудные и безрудные;

5. Внедрены

- в промышленное производство: для эффективности проведения геологоразведочных работах;

- в проектные работы: для использования информации.

6. Социально и научно-технический эффект: выделение перспективных участков.

От ВУЗа:

зав. кафедрой ГРМПИ,

д.т.н Портнов В.С.

Докторант КарГТУ

Копобаева А.Н.



от Предприятия

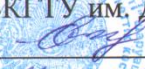
Директор

ТОО «Geotek»

Мынбаев М.Б.

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по НРиИ
ВКГТУ им. Д. Серикбаева

О.Д. Гавриленко
«25» 03 2019 г.

УТВЕРЖДАЮ
И.о. проректора по УМР
ВКГТУ им. Д. Серикбаева

Ж. Т. Конурбаева
«23» 03 2019 г.

АКТ

об использовании научных исследований по теме:
«Исследование закономерностей распределения редких элементов (Be, Mo, W) в горных породах Центрального Казахстана» в учебном процессе университета

Мы, нижеподписавшиеся,
Начальник управления по АД
Начальник управления НИР и ИД
Заведующая кафедрой «Геология и горное дело»
Председатель методической
комиссии ФНОЗ

Тажибаева Г.Б.
Окасов Д.Е.
Амралинова Б.Б.
Матайбаева И.Е.

составили настоящий акт в том, что результаты научно-исследовательских работ Копобаевой Айман Ныгметовны внедрены в учебный процесс кафедры «Геология и горное дело» в 2018 году.

Результаты научных исследований (2017-2018) по теме **«Исследование закономерностей распределения редких элементов (Be, Mo, W) в горных породах Центрального Казахстана»** используются при проведении лекционных и практических занятий для бакалавров группы 16-ГР-1. Эти данные отражены в силлабусе и лекционном курсе по указанной дисциплине.

На лекционных занятиях по дисциплине «Комплексирование современных методов прогнозирования и поисков месторождений» рассматриваются основные черты методики создания породных кларков Центрального Казахстана, распределение **Be, Mo, W** в магматических, осадочных и метаморфических горных породах Центрального Казахстана, а также закономерности распределения и факторы влияния на данные закономерности. В рабочей модульной учебной программе и силлабусе по дисциплине «Комплексирование современных методов прогнозирования и поисков месторождений» включены в модуле 1, стр. 6: установить закономерности распределения редких элементов в магматических породах. Установить факторы влияния на распределения редких элементов в горных породах.

В целом результаты исследований в течении двух лет были использованы для подготовки и публикации статей в журналах, входящих базу ККСОН (Вестник ВКГТУ, Труды Университета, Вестник Инженерной Академии РК, Промышленность Казахстана), материалов к XXII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и

молодых учёных, Томск, 2018; Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits, Proceedings of XXXV International conference, Moscow, 2018; международной научной конференции «Актуальные научные исследования в современном мире», Переяслав-Хмельницкий, Выпуск 2(34), 2018; международная научно-практическая конференция Сагиновские чтения, №10, 2018.

Начальник управления по АД

Тажибаева Г.Б.

Начальник управления НИР и ИД

Окасов Д.Е.

Заведующая кафедрой
«Геология и горное дело»

Амралинова Б.Б.

Председатель методической
комиссии ФНОЗ

Матайбаева И.Е.