

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего  
образования

**«Российский университет дружбы народов имени Патриса Лумумбы»  
(РУДН)**

На правах рукописи



**Ибрахим Мохаммед Абдалла Альшариф**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ СКАРНОВОЙ  
МИНЕРАЛИЗАЦИИ, СВЯЗАННОЙ С МАССИВОМ СЫРОСТАН  
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (МИАССКИЙ РАЙОН, РФ)**

Специальность: 1.6.10 - Геология, поиски и разведка твердых полезных  
ископаемых.

**ДИССЕРТАЦИЯ  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель:

к.г.-м.н., доцент Котельников А. Е.

**Москва – 2024**

## АННОТАЦИЯ

Диссертационная работа посвящена изучению Сыростанской перспективной площади на редкометалльно-редкоземельные элементы (РЗЭ), расположенной в 15 км на запад от г. Миасс на южном Урале в зоне Главного Уральского глубинного разлома (шва). Это проявление РЗЭ тяготеет к скарнам, на границе апикальной части крупного гранитоидного Сыростанского массива и вышележащих мраморов. Несмотря на явную перспективность объекта, предыдущие исследования носили крайне полезный, но фрагментарный характер. Причина этого скорее была связана с неготовностью металлургов перерабатывать такие сложные комплексные руды. На сегодня при возникших больших потребностях IT - промышленности и других отраслей в редких металлах это становится вызовом, а задача геологов состоит в максимальном исследовании подобных редкометалльных руд.

Практическим примером может служить крупнейшее в мире месторождение РЗЭ в «карбонатитах» Баян-Обо (Bayan-Obo) спорного генезиса в северном Китае (Внутренняя Монголия), после освоения которого Китай стал крупнейшим в мире экспортёром редких металлов, при этом обеспечив себя полностью РЗЭ (Liang et al. 2024; Yang et al. 2024; He et al. 2024; Song et al. 2018; Li et al. 2023).

На изучаемом объекте отсутствует разведочное бурение и подсчёт запасов РЗЭ, т.е. состояние поисково-оценочной стадии ГРП. Работа носит научно-прикладной прогнозный характер, нацеленный на результат.

Задачей настоящего исследования является установление геохимических и структурных рудоконтролирующих признаков редкометалльного оруденения на основе современных общегеологических и лабораторно-аналитических методов. Акцент делается на характеристике геохимических особенностей и петрогенезиса гранитоидов Сыростанского массива и в целом скарновой минерализации.

Основной целью данного исследования является раскрытие геохимических и петрогенетических особенностей вмещающих гранитоидов, а также геохимических и минералогических характеристик скарновой минерализации с целью прогноза масштабов рудного поля. Собранные образцы из района исследований проанализированы с применением ICP-MS и рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, шлифы и аншлифы под микроскопом Altami. Использовался также электронный микронзонд микроанализа JXA 8100 для определения минерального состава гранитоидов и скарновой минерализации. Кроме того, получены дифрактограммы межплоскостных расстояний решётки минералов на приборе ДРОН-4. Изучен изотопный состав углерода и кислорода местных мраморов.

В Сыростанских скарнах установлены две разновременные генерации гранатов, важные для выделения рудного процесса.

Изученная редкоземельная минеральная ассоциация и её химические особенности позволяют определить характерную Nb-Ta-Ti-Y-РЗЭ-Th-U-Zr – специализацию скарнов Сыростанского массива с перспективой на Au.

В результате описан скарно-рудообразующий процесс и даются практические рекомендации по перспективам площадного развития руд РЗЭ.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>4</b>
<b>1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК .....</b>	<b>10</b>
<b>2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА .....</b>	<b>16</b>
2.1. История геологического изучения территории.....	16
2.2. Стратиграфия .....	17
2.3. Интрузивный магматизм.....	30
2.4. Тектоническое районирование .....	40
2.5. Метаморфизм .....	46
<b>3. СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД .....</b>	<b>50</b>
3.1. Опробование изучаемой площади .....	50
3.2. Минеральный и химический состав вмещающих пород.....	51
3.3. Генетическая классификация Сыростанского гранита .....	65
<b>4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РЗЭ-СКАРНОВ .....</b>	<b>73</b>
4.1. Минеральный и химический состав РЗЭ-скарнов.....	73
4.2. Стадийность минералообразования .....	74
4.3. Метасоматическая зональность .....	76
4.4. Минералы-концентраты РЗЭ.....	80
<b>5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЗЭ-СКАРНОВ.....</b>	<b>94</b>
5.1. Процесс формирования РЗЭ-скарнов .....	94
5.2. Исследования биотита и гранатов .....	94
5.3. Физико-химические условия скарнообразования .....	105
<b>6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ СКАРНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СЫРОСТАНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ (Практические рекомендации).....</b>	<b>110</b>
6.1. Природа трещиноватости пород.....	110
6.2. Геологические факторы контроля РЗЭ-минерализации .....	112
6.3. Прогнозная схема перспектив Сыростанской площади.....	113
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>116</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>118</b>

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность работы.**

Исследование касается известной скарновой перспективной площади «Сыростан» на южном Урале в районе г. Миас РФ. Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем. Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой в практике геологов. Придерживаемся принятой терминологии предыдущих авторов на этом объекте.

Скарновые месторождения являются источником важных металлов во всем мире и играют огромную роль в устойчивом развитии промышленности (Case et al., 2022; Meinert, 1992; Yildirim et al., 2019; Z. Zhang et al., 2022).

Термин «скарн» (от швед. – пустая горная порода, отброс) введён для обозначения жильных «пустых» пород, сопровождающих руду на руднике Персберг, состоящих преимущественно из граната и пироксена с примесью амфибола и хлорита (Геол. словарь, 1973). Это понятие не имеет общепризнанного значения. Часто используют понятие, как контактово-метасоматические изменения. В советско-российской литературе под скарнами понимают метасоматические породы, образовавшиеся в контактах карбонатных и силикатных пород под действием горячих гидротермальных растворов.

Несмотря на сложное строение Сыростанских скарнов, по ранним исследованиям, они богаты на РЗЭ. При этом «редкие элементы» составляют условное название большой группы элементов (более 60): литий, бериллий, галлий, индий и др. Они разделены на лёгкие, тугоплавкие, рассеянные и редкоземельные. В совокупности для упрощения объединяем их как «РЗЭ». Для всего Сыростанского массива, по ранней оценке, прогнозных ресурсов составляют: пятиокиси ниобия — 5500 т, пятиокиси тантала — 500 т, редкоземельных металлов иттриевой группы — 5500 т.

Получение новых данных о полезных ископаемых и расширение минерально-сырьевой базы района Урала являются актуальными задачами, поскольку Урал один из ключевых регионов концентрации рудных полезных ископаемых и источник их добычи. Важную геологическую роль играют гранитные массивы на Урале, которые генетически связаны с многочисленными месторождениями полезных ископаемых. Один из таких гранитных массивов – Сыростанский – расположен в зоне влияния главного Уральского глубинного разлома (шва) на Ю-З Урала. К его апикальной части тяготеет месторождение мрамора «Тёмное царство» с минерализацией РЗЭ.

Изучение геохимии и петрогенезиса гранитов, а также геохимии и минералогии скарнового оруденения в Сыростанском массиве существенно расширит знания о

месторождениях полезных ископаемых на Урале и будет способствовать их эффективным поискам и разработке в будущем.

Полученные в данной работе результаты послужат критериями для расширения минерально-сырьевой базы Сыростанской перспективной площади и возможного перевода этого объекта в месторождение.

#### **Цели и задачи работы.**

Раскрытие структурных, геохимических и петрогенетических особенностей гранитоидов Сыростанского массива, а также геохимических и минералогических характеристик связанной с ним скарновой минерализации с целью оценки сырьевой базы Сыростанского объекта.

Для решения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Детальное изучение геологических особенностей территории Миасского района на основе полевых наблюдений и петрографического анализа. Выявление петролого-геохимических характеристик пород Сыростанского массива с целью лучшего понимания его петрогенеза, тектонической обстановки формирования, эволюции при магматическом фракционировании и возможного потенциала минерализации.

2. Изучение гранатов и биотита, слагающие скарны, которые обладают специфическими условиями образования.

3. Определение структурного фактора рудоконтроля Сыростанской скарновой перспективной площади с позиции новых данных.

4. Установление комплекса поисковых и оценочных факторов скарнового рудообразования потенциальных рудных минералов и оценка перспектив промышленного РЗЭ оруденения на объекте.

#### **Фактический материал и методика исследований.**

Фактический материал собирался автором во время полевых работ на геологическом учебном полигоне РУДН в ходе практик и стажировок в Миасском районе Южного Урала. Отобрано более 200 образцов вмещающих магматических пород и скарнов для петрографических, минералогических и геохимических исследований. В процессе исследования автором изучено 100 шлифов и аншлифов с использованием оптического микроскопа (Altami Polar).

Детальное микронзондовое изучение минералов проведено на 24 образцах гранитоидов и 12 образцах скарнов использовался электронный микронзондовый микроанализатор JXA 8100 (ВИМС, Москва). Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) проводился в Центре коллективного пользования ИГЕМ РАН в Москве (РФ). Содержание микроэлементов и

редкоземельных элементов (РЗЭ) было измерено с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на 22 гранитных и 7 диоритовых образцах и 10 скарнах образцов представляющих скарновую минерализацию в лаборатории «ИМГРЭ» (Москва). Проведена лазерная абляция по определению редкоземельных элементов на гранатах (андрадит и гроссуляр) в скарновой минерализации. Получены дифрактограммы межплоскостных расстояний решётки минералов на приборе ДРОН-4. Проведены изотопные определения С и О в мраморе объекта.

#### **Практическое значение и научная новизна работ.**

В результате выполненных исследований даётся новое понимание структурного фактора, петрогенеза, тектонической обстановки, эволюции магматического фракционирования и потенциала минерализации гранитоидов рудоконтролирующего массива. Полученные данные объясняют геохимию гранитов Сыростана, а также процессы магматической эволюции. Получена информация о геохимических свойствах скарновой минерализации, минералогии и потенциальных концентраторах РЗЭ; обосновывается прогноз промышленных их скоплений. При этом:

1. На основании изучения изотопов углерода и кислорода мраморов месторождения «Тёмное царство» установлено их первично-осадочное происхождение, а не карбонатитов. Впервые обосновано наименование вмещающих пород оруденения на объекте как скарны. Дана новая позиция по локализации скарнового оруденения в рудном поле Сыростанской перспективной площади;

2. Впервые на современном аналитическом уровне получены новые данные по содержаниям редких и рассеянных элементов по более чем 50 элементам, а также минеральной химии в гранитоидных и скарновых породах Сыростанского массива. Определён процесс вхождения РЗЭ в минералы скарнов как объёмная абсорбция без химических реакций. Проанализирован и определён минералогический состав и последовательность минералообразования в скарнах с выявлением преобладающих минералов и условий их образования. Изучены распределения концентраций тантала, олова, вольфрама, РЗЭ на территории массива;

3. Установлены две генерации гранатов из скарна на объекте, варьирующие от почти чистого гроссуляра ( $\text{Adr}_0\text{Grs}_{69.99}$ ) до андрадита ( $\text{Adr}_{77.89}\text{Grs}_{13.35}$ ) с переменным количеством спессартина, альмандина и следами пироба. При этом гроссуляр соответствует высокотемпературной магматической стадии, а андрадит – гидротермальной с более холодными флюидами. Использование минеральной химии, в частности биотита и граната, имеет потенциал для распознавания особенностей металлических элементных ассоциаций

в апикальной части массива Сыростан. Установлено, что биотит и гранат являются важными индикаторными минералами для понимания рудного процесса;

4. На основании выдвинутых структурных и геохимических особенностей скарновой минерализации и геологической позиции гранитного Сыростанского массива предложена перспективная территория для расширения работ на РЗЭ-скарны.

#### **Личный вклад автора.**

Включает проведение полевых исследований, отбор проб, выполнение петрографических описаний пород и минерализации. Геохимия, петрохимическая классификация магматических пород, определение геотектонической обстановки магматических пород; интерпретация геохимических результатов; изучение изотопного состава углерода мраморов месторождения: обработка данных с использованием компьютерных программ: MS Excel; MS Word; GCDkit через язык R; SASPlanet; Origin2023.

#### **Апробация результатов исследований.**

Основные положения диссертации были опубликованы в 5 статьях и доложены автором на научных конференциях: XXVI Международный научный симпозиум студентов и молодых ученых имени академика М. А. Усова, «Проблемы геологии освоения недр», 2022 г. (г. Томск, Россия); на VII Международной молодежной научной конференции, 2023 (Казань); на XIX Международном форуме-конкурсе студентов и молодых ученых «Актуальные проблемы недропользования», 2023 г. (Санкт-Петербург).

#### **Благодарности.**

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю, **к.г.-м.н., заведующему кафедры «Недропользования и нефтегазового дела» (РУДН) Александру Евгеньевичу Котельникову** за ценную поддержку и помощь во время написания диссертации. Его профессиональное руководство и наставничество были неоценимыми во время этого общения.

Диссертант выражает также свою искреннюю благодарность **Алексею Федоровичу Георгиевскому д.г.-м.н., доценту кафедры «Недропользования и нефтегазового дела» (РУДН)** за ценный научный вклад и консультации во время полевых работ и подготовки диссертации. Его экспертное мнение и научные советы помогли преодолеть трудности и достичь успеха в исследованиях.

Диссертант хотел бы выразить искреннюю благодарность **коллективу кафедры «Недропользования и нефтегазового дела» (РУДН)** за ценную научную и практическую помощь в написании диссертации. Советы сотрудников кафедры помогли преодолеть трудности и достичь успеха в исследованиях.

Также, автор хотел бы выразить свою благодарность **своей семье** за её поддержку и понимание во время работы над диссертацией. Без её моральной поддержки было бы невозможно достичь каких бы то ни было результатов.

### **Объём и структура работы.**

Диссертация состоит из введения, шести разделов и заключения, списка использованных источников из 176 наименований. Текст работы представлен на 130 страницах, включая 9 таблиц и 57 рисунков.

**Во введении** обосновывается постановка проблемы; представлен краткий обзор анализа предыдущих исследований на месторождении.

**В первом разделе** освещается физико-географический очерк территории в целом.

**Во втором разделе** рассмотрена общая стратиграфия и региональная геология Миасского района Южного Урала. Рассмотрены интрузивный магматизм, тектоника и полезные ископаемые района.

**В третьем разделе** на основе анализа изотопного состава мрамора обосновывается его первично-осадочное происхождение. Рассматриваются результаты петрографических и геохимических исследований автором вмещающих пород, последовательность минералообразования, распределение минерализации РЗЭ. Приводятся результаты микрозондового определения минерального состава гранитных пород Сыростана.

**В четвёртом разделе** рассмотрена природа проявления РЗЭ в скарновых минералах. Показано, что РЗЭ накапливались в минералах-концентраторах благодаря гидротермальным флюидам. Подтверждают такой процесс и увеличение концентраций во вмещающих породах также: W, Sn, Mo, Ta, Nb и Au .

**В пятом разделе подробно** рассмотрены две генерации гранатов и биотит. Первая генерация представлена гроссуляром, обогащенным алюминием, вторая соответствует железистому андрадиту. Показано, что эти генерации гранатов отвечают различным условиям образования. Результаты изучения биотитовых минералов и андрадита позволили точнее выделить этап рудной минерализации.

**В шестом разделе,** в качестве рекомендаций, на основе полученных личных наблюдений обосновывается прогнозная площадная оценка перспектив скарновой рудоносности Сыростанского массива по расширению минерально-сырьевой базы.

### **Защищаемые научные положения.**

**Тезис 1.** Идентифицированные на объекте скарны носят щелочной характер. В этой связи жильный комплекс гранитоидов Сыростанской интрузии варьировал от метаалюминистых до слабо глиноземистых и относится к высококалийевой известково-щелочной серии.

**Тезис 2.** Минералы скарнов абсорбировали целую группу РЗЭ при обогащении магматическими флюидами. При этом РЗЭ накапливались в минералах-концентраторах: гранатах, эпидоте, биотите, амфиболах, пироксенах, алланите и др. Подтверждают такой процесс и увеличение концентраций во вмещающих породах: W, Sn, Mo, Ta, Nb и Au.

**Тезис 3.** В Сыростанских скарнах выделяются две генерации гранатов. Первая-ранняя на магматической стадии представлена гроссуляром, обогащенным алюминием, вторая-поздняя генерация на гидротермальной стадии соответствует железистому андрадиту. Если гроссуляр формировался в высокотемпературной среде, то биотит и андрадит образовались в более холодных флюидах в рудную стадию.

**Практические рекомендации.** Скарновое редкометальное оруденение тяготеет к залеченным постмагматическим трещинам (в основном С-3) поздней интрузивной фазы Сыростанских гранитов, которая наряду с гидротермальной активностью инициировала метаморфизм и метасоматоз вмещающих пород. В результате эти процессы привели к формированию скарновой редкометальной минерализации в пограничных зонах между магматическими поздними интрузиями и карбонатными породами. Учитывая личные наблюдения, опробование скарнов и структурные особенности объекта, перспективы скарнового оруденения составляют более 6 кв.км по площади, вытянутой в С-З направлении.

Все защищаемые положения соответствуют паспорту специальности 1.6.10 в области исследования 1 – Условия образования месторождений твердых полезных ископаемых: рудообразующие системы и их генетические модели: магматические, пегматитовые, карбонатитовые, скарновые, грейзеновые, гидротермальные (порфировые, колчеданные, эпитеpmальные).

## 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Административно-территориальное устройство

Сыростанское комплексное редкометальное месторождение расположено в Златоусто-Миасском районе в Челябинской области. Это крупнейший промышленный и горно-добычный центр Южного Урала, а также территория, где располагается знаменитый Ильменский государственный минералогический заповедник (Рис.1.1).



Рис. 1.1. Карта рельефа Миасского района масштаба 1:100000.

На карте показаны залежи мрамора «Тёмного царства».

Месторождение редкометально-редкоземельных элементов (РЗЭ) Сыростан расположено к западу в 15 км от г. Миасс, который является ближайшим крупным промышленным центром. В центре массива Сыростан расположено известное месторождение мрамора «Тёмное царство».

Расположение исследуемого района на картах РФ приведено на Рис.1.2.

Координаты пос. Сыростан: 55°04' 03" с. ш., 59°54'25" в. д., (географические координаты) высота 357 м.

### География и геоморфология.

Площадь входит в низкогорный Южный Урал шириной в среднем от 100 - 150 до 210 км на широте городов Аша и Миасс, который состоит из многочисленных хребтов и отдельно стоящих гор с максимальными отметками 800 – 1400 м до 1640 м (гора Ямантау)

и 1582 м (гора Иремель). К западу и востоку от горного сооружения рельеф постепенно выравнивается. К востоку горный кряж через увалистые и увалисто-хребтовые предгорья довольно резко сменяется Зауральским пенепленом с абсолютными отметками 300–500 м, который далее к востоку постепенно переходит в Западно-Сибирскую низменность (абсолютная отметка 100–200 м). На крайнем Ю-В располагается Тургайское плато (абсолютная отметка 300–390 м). Основные реки региона: Белая, Урал, Тобол и их притоки Уфа, Сакмара, Уй, Миасс, истоки которых, кроме Тобола, находятся здесь же. В Зауралье расположены многочисленные озера (пресные, соленые и горько-соленые) достигающие размера 50–70 км<sup>2</sup> (Иртяш, Увельды, Айдыкуль, Чебаркуль и др.).

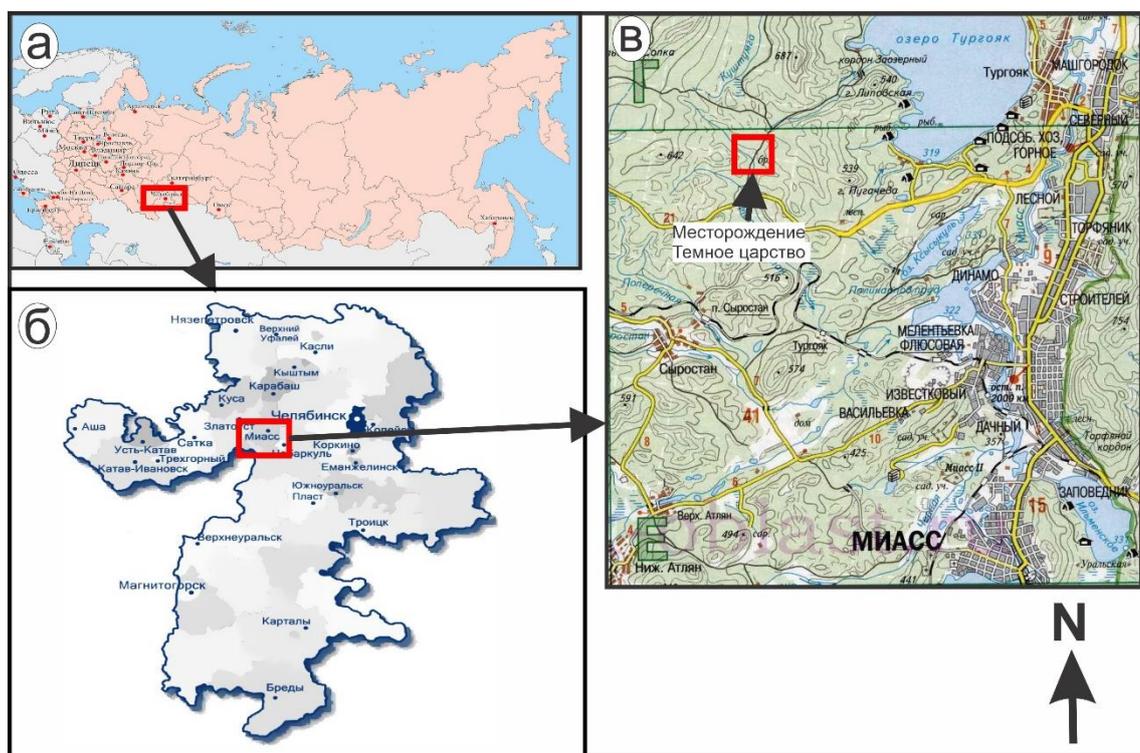


Рис 1.2. Расположение исследуемого района на карте РФ.

Обнаженность территории в целом слабая. Фрагментарно обнажены водораздельные части возвышений, особенно в гольцовой зоне, денудационные уступы на склонах хребтов и уступы цокольных террас. Обнаженность равнинного рельефа крайне слабая.

Рассматриваемая площадь, расположена в трех основных геоморфологических областях: Русская равнина (восточная часть), Уральское горное сооружение, Западно-Сибирская равнина.

Приподнятая денудационная равнина Уфимского плато – обширная платообразная поверхность, развитая на известняках артинского яруса. Воздымание произошло в кайнозойский неотектонический этап и в равнину врезаны узкие каньонообразные речные долины.

Денудационная равнина Общего Сырта гипсометрически мало отличается от прилегающих районов денудационной равнины. Денудационная равнина Общего Сырта сложена породами верхней перми, в которых имеется большое количество сульфидно-карстовых впадин, заполненных мезозойскими, палеогеновыми и, в меньшей мере, неоген-четвертичными отложениями.

Уральское горное сооружение делится на две зоны: кряжа и пенеплена. Зона кряжа включает в себя приподнятые горные массивы Южного Урала и районы остаточных гор западного склона Урала, осевой части Среднего Урала и восточного склона Урала.

Район приподнятых горных массивов Южного Урала представлен среднегорьем, высота наибольших вершин которого превышает 1000 м (гора Ямантау – 1640 м, гора Ирмель – 1582 м, хр. Нугуш – 1406 м). Перепады высот в среднем 500 м, местами достигают более 1000 м. Водораздельный хребет имеет сильно сглаженную поверхность, абсолютная высота которой редко превышает 400 м.

Формы рельефа связаны с послепалеозойским периодом развития Урала и характеризуется неоднократной перестройкой речной сети. Выделены раннемезозойская, позднемезозойская, олигоценовая и плиоцен–четвертичная эпохи заложения и развития речной сети. Первые две запечатлены тектоническими и эрозионно-структурными депрессиями. Техногенные формы рельефа связаны с хозяйственной и горнодобывающей деятельностью человека. К ним относятся карьеры и их отвалы, терриконы, ирригационные дамбы и плотины, насыпи шоссейных и железных дорог.

Топография района представлена среднегорьем с хребтами, ориентированными в северо-восточном направлении, разделёнными межгорными впадинами с более низкими участками. Месторождение мрамора "Тёмное царство" находится в одной из таких межгорных впадин, простирающейся на 5 км в субмеридиональном направлении и ограниченной с запада восточным склоном Малого Уральского хребта, а с востока – отрогами Таловского хребта. Данная впадина характеризуется типично среднехолмистым ландшафтом, в котором преобладают изолированные возвышенности и горные формации. Отдельный сегмент месторождения "Тёмное царство" расположен на восточном склоне одной из этих гор. Этот участок мягко спускается к Ю-З в долину реки М. Сыростан, представляя собой уникальное геологическое образование. На Рис.1.1 наблюдаем, что абсолютные высоты рельефа в районе месторождения колеблется около 500–600 м.

### **Почвенный покров и леса**

Почвы в Челябинской области расположены зонально в четырёх природных зонах: горно-таёжной, лесной, лесостепной и степной.

В горно-таёжной и лесной зоне распространены тёмно-серые лесные оподзоленные, серые оподзоленные и светло-серые оподзоленные почвы. В лесостепной преобладают чернозёмы и светло-серые лесные оподзоленные почвы. На севере и востоке основное место занимают чернозёмы, солонцы и солончаки. В степной зоне преобладают чернозёмы, часто тучные с высоким содержанием гумуса.

Растительность горно-лесной включает смешанные хвойно-широколиственные леса, подгольцевые луга и редколесья, гольцы. В Челябинской области на месте Южного Урала уникально находится контакт трёх ботанико-географических областей: Европейской, Сибирской и Туранской (Среднеазиатской).

В Челябинской области заповедники и национальные парки занимают площадь около 200 тыс га, охотничьи и ботанические заказники – свыше 500 тыс. га. Всего охраняемые территории занимают около 1 млн. га. Практически рядом с объектом (на С-В), в озере Тургояк (памятник природы) находится чистейшая вода как в озере Байкал.

#### **Климат района**

Географическое положение Южного Урала и примыкающих областей обуславливает резко континентальный климат с длительным периодом отрицательных температур, суровой зимой и большими суточными колебаниями температур. В прямой связи с рельефом и внутриконтинентальным положением территории находится количество выпадаемых атмосферных осадков. Западный склон Южного Урала получает от преобладающих западных ветров осадков на 200–250 мм больше, чем восточный; максимальное количество осадков приходится на центральную возвышенную часть (650–750 мм). К особенностям климата следует отнести частые засухи и суховеи, особенно в восточном Зауралье. Климат в районе умеренно-континентальный, характеризующийся коротким летом и долгой зимой. Максимальная температура в июле достигает +37,9°C, в то время как минимальная температура в январе опускается до -50°C. Глубина промерзания почвы зимой варьируется от 60 до 90 см. Преобладающее направление ветров изменяется в течение года: в январе доминирует Ю-В направление, тогда как в июле - С-З.

#### **Экономическая инфраструктура района**

Экономика региона хорошо развита. Ведущее место занимают нефте- и горнодобывающие, нефтехимическая и металлургическая отрасли промышленности, развиты машиностроение и металлообработка, химическая, легкая и пищевая, лесная и деревообрабатывающая отрасли, производство строительных материалов. Интенсивно развиваются зерновое, овощное и мясомолочные отрасли сельского хозяйства, транспортное, энергетическое и трубопроводное хозяйства.

### Полезные ископаемые и промышленность

Челябинский район славится своим богатым разнообразием минеральных ресурсов, которые имеют как экономический, так и геологический интерес. В регионе распространены месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых. Среди металлических минералов выделяются медь, цинк и свинец, встречающиеся в сернистых рудах, порой сопровождаемые благородными металлами, такими как золото и серебро. Челябинская область также знаменита своими залежами хрома, необходимого для производства нержавеющей стали, и никеля, используемого при изготовлении коррозионностойких сплавов. Область богата на месторождения асбеста, талька и магнезита, а также строительного камня.

В г. Миассе, расположенный в 15 км восточнее изучаемого объекта находятся: производство Уральского автомобильного завода (УралАЗ); завод медицинского оборудования; керамический завод (МКЗ); завод ёмкостного оборудования; конвеерный завод. В 1941 г. в г. Миасс перенесли из Москвы производство автомобилей ЗИС. На 2023г. количество жителей в городе составляло 147 447 человек.

Тургоякский карьер флюсового известняка ( $D_1 - D_3$ ). Карьерная разработка месторождения ведется с сороковых годов прошлого века, а добытый известняк поставляется металлургическим комбинатам Урала, Центральной и Западной России. Глубина карьера 140м, протяженность 3км, ширина 120 – 800м.

Сыростанский гранитный массив богат месторождениями строительного камня (Поперечное месторождение гранитов и диоритов, Сыростанское месторождение талька, Хребетское месторождение камня). В настоящее время Сыростанское и Хребетское разрабатываются, Поперечное находится в госрезерве. В начале 2000-х гг. на госбалансе числилось 57,2 млн м<sup>3</sup> запасов категорий А+В+С<sub>1</sub> и 10,9 млн м<sup>3</sup> — категории С<sub>2</sub>. Перспективы прироста запасов не ограничены как по площади, так и в глубину.

Месторождение мрамора «Тёмное царство» в пределах объекта отрабатывается сравнительно давно. Название пришло из-за названия местного лесного кордона. Горная разработка его объединяет два практически выработанных карьера (верхнего и нижнего).

В «Тёмном» карьере отмечены три типа комплекса горных пород: метаморфические, изверженные и жильные.

### Экология

Развитие промышленности соответственно привело и к антропогенной нагрузке на регион. Перерабатывающей промышленности непосредственно в районе не много. Неподалёку находится «Ильменский государственный природный заповедник». В целом в

районе работ преобладают карьерные добычные работы что создаёт существенные искажения первичного рельефа.

### **ВЫВОДЫ**

1. Гранитный Сыростанский массив расположен к западу от г. Миасс Челябинской области РФ в зоне влияния главного Уральского глубинного разлома среди различных метабазитов и сланцев. Этот массив находится на пересечении меридиональных и широтных тектонических структур. Включает в себя несколько месторождений строительного камня, талька и мрамора.

2. В центральной и северной части массива в основном развиты биотитовые граниты и гранодиориты. Благодаря разработке мраморов на месторождении «Тёмное царство» гранитоидный массив стал широко известным.

3. Несмотря на многолетнюю историю изучения объекта, изучение редкоземельно-редкометальной трещинной минерализации Сыростанского массива оказалось фрагментарным на основе старой аналитики. Исследованы отдельные жилы и пегматиты, что не даёт цельной картины размещения редкометальной минерализации.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Изучаемая площадь располагается на территории листа N-40 (41) – Уфа Государственной геологической карты масштаба 1: 200 000, который охватывает почти полностью Республику Башкортостан и частично Республики Казахстан, Татарстан, Челябинскую, Оренбургскую и Курганскую области (Рис.2.1).

### 2.1. История геологического изучения территории

Начало геологического изучения района связано с развитием в 30-х годах XVIII века горного дела в России, когда происходит промышленное освоение минерально-сырьевых ресурсов Урала. Первые сведения по геологии Южного Урала можно найти в работах П.А. Рычкова, И. И. Лепехина, П. С. Палласа, И. П. Фалька, Г. П. Гельмерсена и др. К середине и большей части второй половины XIX века относятся работы Р.И. Мурчисона, А. Кайзерлинга, Н.Г. Меглицкого, А. И. Антипина, Э. И. Гофмана, И. В. Мушкетова, А. П. Карпинского и др. Однако, все эти работы сегодня имеют больше исторический интерес.

В 80-е годы XIX века по 50-е годы XX века явились периодом накопления фактического материала по геологии докембрийских и фанерозойских отложений рассматриваемого региона и первых его обобщений. Особенно интенсивное изучение геологии здесь началось с первых пятилеток, когда развернулось планомерное геологическое картирование и поиски полезных ископаемых (и особенно на Южном Урале) в масштабе 1:200 000, а с 1932 г. – 1:50 000, реже 1:100 000. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 (новая серия) лист N-40 (41)–Уфа завершена к 2001 г.

В результате этих работ были составлены стратиграфические схемы отдельных регионов, установлены общие закономерности в строении допалеозойских и фанерозойских отложений и условий локализации полезных ископаемых (Рис.2.1).

Уже к началу 40-х годов накопилось значительное количество сведений по стратиграфии и магматизму территории. Установлено, что в геологическом строении принимают участие не только фанерозойские, но и протерозойские образования. Сложились представления, что Урал сформировался в результате нескольких циклов и фаз орогенических движений. К середине 40-х годов съемками крупного и среднего масштабов, была покрыта большая часть территории листа "Уфа". Большое распространение в эти годы получили специализированные палеонтолого-стратиграфические работы. Стратиграфией силура и девона занимались С.М. Домрачев, А. А. Рождественская, А. П. Тяжева, Д. В. Хмелевская; расчленением отложений карбона и перми – А. Я. Виссарионова, З. А. Сеницына, Л. П. Гроздилова, Н.М. Кочеткова; мезозойскими отложениями восточного склона – Н.И. Архангельский; четвертичных отложений – Э.И. Раевский, В.Л. Яхимович.

Н.С. Шатский (1945), основываясь на общих историко-геологических данных и анализе последовательности осадочных формаций, слагающих древние немые свиты Южного Урала, показал своеобразие последних и установил, что составляющий их формационный ряд отвечает законченному мегациклу осадконакопления, соответствующему эре или группе, которую он назвал рифейской (по греческому названию Уральского хребта). Под рифеем он понимал все древние свиты от айской до ашинской включительно. В качестве стратотипа рифейской группы им был предложен типовой разрез древних немых свит горной Башкирии.

Последовательность выделенных в рифее стратиграфических подразделений подтверждена геологическим картированием, геофизическими исследованиями и буровыми работами, а также многочисленными находками микрофоссилий, строматолитов, микрофитолитов, бесскелетных животных и следов их жизнедеятельности, радиологическими датами по циркону, глаукониту и породам (Rb-Sr, U-Pb, K-Ar и Pb-Pb методы). В Общей стратиграфической шкале докембрия России рифей является стратотипом верхнего протерозоя.

## 2.2. Стратиграфия

Стратиграфия района работ приводится сжато, дискретно. Территория геологической карты листа «Уфа» 1:200 000 характеризуется довольно четкой линейной преимущественно близмеридиональной тектонической зональностью и расположена на стыке южной части Уральской складчатой области и восточного края Восточно-Европейской платформы (Рис.2.2) и (Рис.2.3).

В Общей стратиграфической шкале докембрия России (бывшего СССР) обособлены архейская и протерозойская акротемы (возрастной рубеж между ними  $2500 \pm 50$  млн. лет), в каждой из которых выделены нижняя и верхняя эонотемы с рубежами  $3150 \pm 50$  и  $1650 \pm 50$  млн. лет (соответственно для архея и протерозоя). В составе верхнего протерозоя выделены рифей и венд с рубежом  $650 \pm 50$  млн. лет.

В сводном стратиграфическом разрезе представленной карты выделяются архейские, раннепротерозойские, рифейские, вендские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

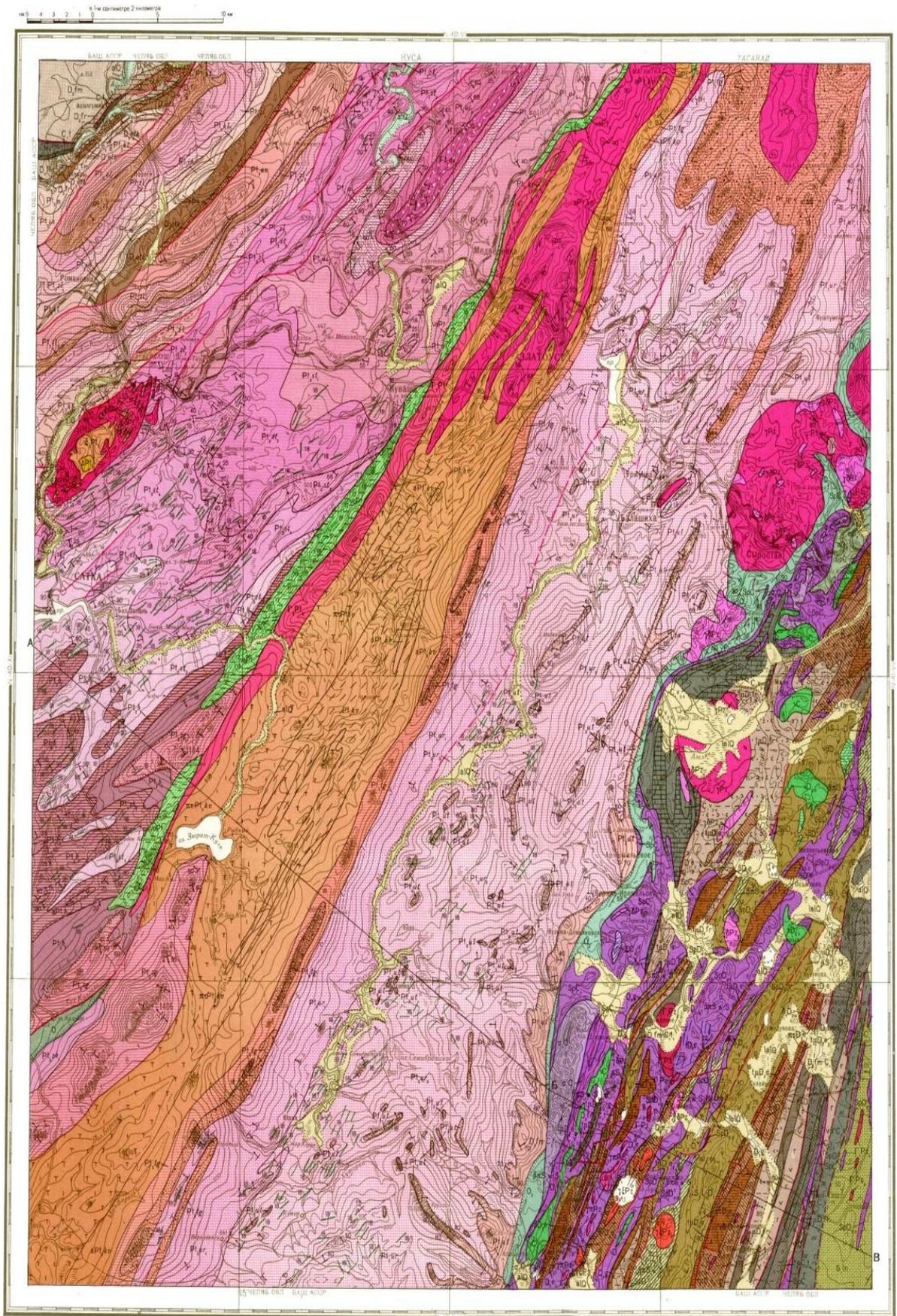
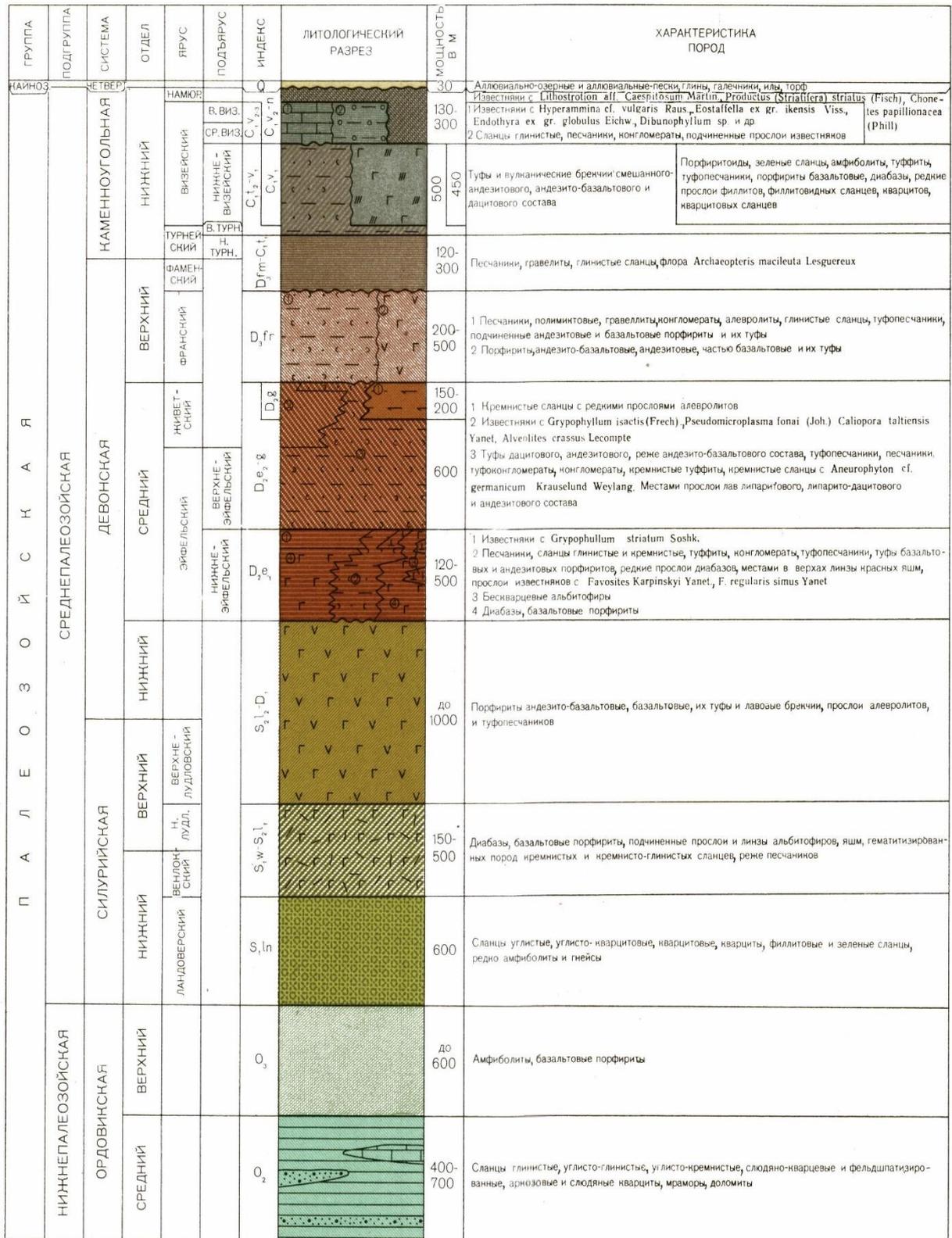


Рис. 2.1. Государственная геологическая карта территории листа N-40 (41) – Уфа.  
Масштаб 1:200 000

ГРУППА	ПОДГРУППА	СИСТЕМА	СЕРИЯ	СВИТА	ПОДСВИТА	ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ В М	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД												
П Р О Т О Р О З О Й С К А Я	ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ	ЮРМАТИНСКАЯ	НАВАШСКАЯ (МАШАНСКАЯ)	УЙТАШСКАЯ (ЗИЛЬМЕРДАШСКАЯ)	НИЖНЕУРЕНЬГИНСКАЯ	Pt <sub>2</sub> kv		1000-1500	1 Амфиболиты, сланцы амфиболовые и зеленые эпидото-хлоритовые 2 Кварцевые альбитофиры и порфириды, переслаивающиеся со слюдяно-кварцевыми сланцами 3 Сланцы слюдяно-кварцевые, кварциты, гнейсы												
										ТАГАНАЙСКАЯ (ЗИГАЛЫГИНСКАЯ)	НИЖНЕУРЕНЬГИНСКАЯ	Pt <sub>2</sub> tg		800	Кварциты и подчиненные слюдяные, слюдяно-гранатовые, слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы и графитизированные филлиты, Переслаивание кварцитов с кварцево-слюдяными и слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами и графитизированными филлитами						
																УРЕНЬГИНСКАЯ	НИЖНЕУРЕНЬГИНСКАЯ	Pt <sub>2</sub> ur <sub>1</sub>		500-1000	Сланцы слюдяно-гранатовые, слюдяно-ставролитовые, слюдяно-кварцевые и графитизированные филлиты (зигазино-номаровская свита)
																НАРАТА-УСЧАЯ	УЙТАШСКАЯ (ЗИЛЬМЕРДАШСКАЯ)	Pt <sub>2</sub> ut		100-400	Кварциты, аркозовые кварциты с прослоями рудных кварцитов, конгломератов
НАИНОЗ	ЧЕТВЕРТ	0		30	Глины, пески, галечники																

Рис. 2.2. Стратиграфическая колонка к Карте территории листа N-40 (41) – Уфа. (Проторозойская группа). Масштаб 1:30 000



К. Закаву 05064. Турниж 200 экз.

Рис. 2.3. Стратиграфическая колонка к Карте территории листа N-40 (41) – Уфа. (Палеозойская группа). Масштаб 1:30 000

### Акротема Архей, AR

Древнейшие на Урале супракрустальные образования впервые были выделены в 1938г. М.И. Гаранем в тараташский комплекс.

**Тараташский комплекс (AR<sub>tr</sub>)** описан М.И. Гаранем в составе шигирской и бельдишской свит, затем он был детально изучен до глубины 1500 м В. И. Петровым, В.И. Ленных и др. (1975). Комплекс расчленен на четыре подкомплекса (кварцитогнейсы, магнетит-биотитовые кварциты, гранат-биотитовые, графитсодержащие гнейсы). В соответствии с общеуральской схемой к архею условно отнесена селянкинская свита (AR? *sl*). Общая мощность комплекса 4800 м.

### Акротема Протерозой, PR

#### Нижний протерозой, PR<sub>1</sub>

К нижнему протерозою отнесены гнейс-амфиболитовые образования выступов докембрийского фундамента. Выделены: уфалейский комплекс (**PR<sub>1uf</sub>**); мощностью 4000–4200 м; ильменогорский комплекс (**PR<sub>1il</sub>**) мощностью 3900 м; александровский комплекс (**PR<sub>1al</sub>**), мощностью 2500–2900 м; ерёмкинская толща (**PR<sub>1er</sub>**), мощностью 2200 м; городской комплекс (**PR<sub>1g</sub>**), мощностью 1500 м; мариинская свита (**PR<sub>1mr</sub>**), мощностью около 1500 м.

#### Верхний протерозой, PR<sub>2</sub>

В Общей шкале докембрия России в составе верхнего протерозоя выделены **рифей** и **венд** (от 1615 до 570 млн. лет).

### Рифей, R

Рифей Башкирского мегантиклинория разделен на нижний (бурзяний), средний (юрматиний) и верхний (каратавий), мощность более 8000 м.

#### Нижний рифей (бурзяний), R<sub>1</sub>

Отложения бурзяния характеризуются редкими находками микрофоссилий и строматолитов *Kussiella kussiensis* Kryl в алевролитах и глинистых сланцах айской (1700–2500 м), саткинской (от 2000 до 3500 м) и бакальской свит (до 1400 м).

#### Средний рифей (юрматиний), R<sub>2</sub>

Юрматинская серия сложена преимущественно алевролитами и песчаниками кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, доломитами, известняками, отмечаются прослой и пачки глинистых и углеродисто-глинистых алевролитов общей мощностью более 8000 м.

**Уреньгинская свита (R<sub>2ur</sub>)** выделена М.И. Гаранем и прослеживается вдоль восточного склона хр. Уреньга от оз. Зюраткуль на С-В полосой шириной от 2–3 до 10–12 км.

Она сложена сланцами мусковит (двуслюдяно)-кварцевыми, графитовыми и хлоритоидными разностями их, местами содержащими плагиоклаз, реже гранат и ставролит, переслаивающимися с мраморами и доломитами, отмечаются пачки кристаллического магнетита, представлена верхней сланцево-карбонатной толщей. В её составе отчетливо выделяются слюдяно-кварцевые сланцы и прослои мраморов. Породы этой толщи являются кровлей гранитной интрузии и протягиваются полосой разобъённых ксенолитов мраморов и гнейсов Ю-В простирания через весь массив. В общих чертах распространение пород уреньгинской свиты совпадает с направлением долины речки Малый Сыростан. В южной части в составе толщи появляются слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями карбонатных пород, которыми слагается гора с отметкой 516 м. В районе лесного кордона "Тёмное" наблюдается концентрация крупных ксенолитов мрамора, которые, образуя изолированные линзообразные структуры и мелкие объёмы в гранитном массиве. С подстилающей таганайской свитой она связана постепенным переходом, мощность ее около 2000 м.

Уйташская свита трансгрессивно залегают на карбонатно-сланцевой толще уреньгинской свиты. М.И.Гарань (1959) указывает на угловое несогласие между ними. Специально взаимоотношения между указанными толщами не изучались. Уйташская свита сложена преимущественно аркозовыми кварцитами и кварцитопесчаниками, слюдяно-кварцевыми и фельдшпатизированными сланцами. Непосредственно в контакте с гранитами в составе свиты отмечаются биотитовые гнейсы.

### **Верхний рифей (каратавий), R<sub>3</sub>**

Породы характеризуются переменным терригенно-карбонатным составом с описанными строматолитами и микрофитолитами (мощность более 3000 м).

### **Венд, V**

В Общей шкале докембрия России стратотипическими для венда приняты разрезы западной части Московской синеклизы, а аналогом вендских отложений на Южном Урале – ашинская серия. Слагается в основном неравномернозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми песчаниками и алевролитами, содержащими примесь гравийно-галечного материала и подчиненные прослои аргиллитов. Общая мощность более 4000 м.

### **Палеозойская эратема, PZ**

#### **Кембрийская система, €**

#### **Нижний отдел, €<sub>1</sub>**

**Санарская свита (€<sub>1sn</sub>)** выделена на р. Санарка западнее г. Троицк, представлена песчаниками полимиктовыми и аркозовыми, алевролитами, сланцами глинистыми,

глинисто-кремнистыми, иногда туфогенными, с прослоями известняков и мергелей, базальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Мощность 1500–2000 м.

### **Ордовикская система, O**

#### **Нижний отдел, O<sub>1</sub>**

Переслаивающиеся конгломератобрекчии, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, характерные для тремадокского яруса, граптолиты для аренигского яруса. Нижнеордовикские отложения залегают с размывом на подстилающих образованиях и имеют мощность около 500 м.

#### **Нижний-средний отделы, O<sub>1</sub> – O<sub>2</sub>**

Сложены поляковской свитой (O<sub>1-2pl</sub>) (около 1500 м) и маячной свитой (O<sub>1-2m</sub>) (мощность 350 м). Сложены кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, филлитовидными и кремнистыми сланцами с прослоями глинистых известняков, гравелитами и порфиоровыми базальтами.

#### **Средний–верхний отделы, O<sub>2</sub> – O<sub>3</sub>**

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего отделов (O<sub>2-3</sub>) широко распространены в Уфимском амфитеатре, Башкирском мегантиклинории, Зилаирском синклинории, в северной части Магнитогорского мегасинклинория и в Восточно-Уральском поднятии. Представлены туфогенно-осадочной толщей и переслаиванием кварцевых песчаников, базальтов и андезибазальтов, общей мощностью более 3000 м.

### **Ордовикская – силурийская системы, O - S**

Объединенные отложения ордовика-силура (O-S) выделены в Западно-Уральской мегазоне внешней складчатости, в Тирлянской синклинали и на западном крыле Зилаирского синклинория. Сложены алевритистыми доломитами и известняками с фауной брахиопод и сланцами глинистыми с граптолитами силура. Мощность силурийских отложений от 6 до 480 м.

### **Силурийская система, S**

Силурийские отложения распространены в Уфимском амфитеатре, Зилаирском синклинории, на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, в Восточно-Уральском поднятии, в Зауралье и расчленены на нижний и верхний отделы.

#### **Нижний отдел, S<sub>1</sub>**

Представлены песчанистыми известняками, полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами и имеют мощность около 200 м.

К нижнесилурийским отложениям в Восточно-Уральском поднятии отнесены однородные вулканогенные комплексы базальтового, реже андезибазальтового состава, представленные афировыми и микропорфировыми разностями толеитового типа, слагающими нижнюю часть разрезов. Для них характерны шаровые и подушечные отдельности, изредка в разрезах присутствуют вулканокластические мелкообломочные туфы и туффиты. Общая мощность нижнего силура в данной зоне 1500–2000 м.

#### **Верхний отдел, S<sub>2</sub>**

Отложения представлены доломитами и известняками иногда с прослоями кварцевых песчаников, глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Возраст их устанавливается по находкам раннелудловских граптолитов. Общая мощность лудловских отложений здесь 250–300 м.

На северном окончании Сакмарского поднятия силурийские отложения представлены базальтами и кремнистыми сланцами мощностью около 200 м.

#### **Силурийская – девонская системы, S - D**

Нерасчлененные отложения верхнего силура – нижнего девона (S<sub>2</sub>–D<sub>1</sub>) выделены в Уфимском амфитеатре и в Восточно-Уральском поднятии. В первом районе они представлены туфами, туфопесчаниками, туффитами, кремнистыми сланцами, туфобрекчиями, трахибазальтами мощностью около 200 м [187], юго-восточнее в Кувашском районе эти отложения сложены известняками и доломитами мощностью 100–200 м.

#### **Девонская система, D**

Отложения девонской системы широко распространены и достаточно полно изучены по всем зонам листа «Уфа». По биостратиграфическим данным здесь выделены нижний, средний и верхний отделы, которые в свою очередь расчленены до горизонтов в Башкирском мегантиклинории, внешней зоне складчатости, на западном крыле Зилаирского синклинория и в Магнитогорском мегасинклинории. Эти отложения вскрываются скважинами в западной части листа на востоке Русской плиты.

#### **Нижний отдел, D<sub>1</sub>**

Нижнедевонские отложения нерасчлененные (D<sub>1</sub>) представлены серыми и светло-серыми массивными известняками с многочисленной фауной брахиопод, криноидей и строматопор нижнего девона. Нижняя граница их неизвестна, мощность около 250 м. Известняки содержат кораллы, брахиоподы и криноидеи. Мощность нижнедевонских отложений здесь изменяется от 115 до 165 м.

В Магнитогорском мегасинклинии нижнедевонские отложения развиты фрагментарно в меланжевой зоне Главного Уральского разлома среди серпентинитов и представлены разобщенными блоками терригенных пород мощностью 200–300 м. Взаимоотношения их с силурийскими отложениями не ясны.

Выделяются две толщи. Первая представлена метабазами в лавовых фациях. Мощность её более 700 м. Вторая связана с появлением в разрезе кислых вулканитов в переслаивании с метабазами, метаандезибазами, метаандезитами в основном в пирокластических фациях. Мощность толщи до 500 м.

#### **Нижний – средний отделы, D<sub>1-2</sub>**

Нерасчлененные отложения этих же ярусов в Магнитогорском мегасинклинии распространены фрагментарно и слагают большей частью крупные тектонические блоки в зонах Главного Уральского, Западно-Ирендыкского, Кизильского, Кацбахского и др. разломов. Эти отложения представлены терригенно-карбонатно-кремнистыми породами, мощность которых колеблется от 300 до 500 м. Местами они содержат конодонты, растительные микрофоссилии, брахиоподы, кораллы.

В Миасском районе к нижнему девону условно отнесены приисковская и козловская толщи, сложенные трахибазами, трахиандезитами, их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами суммарной мощностью 200–450 м.

Эти отложения в Восточно-Уральском поднятии представлены терригенными, вулканомиктовыми, эффузивными и карбонатными породами. Наиболее представительный разрез их установлен в бассейнах рек Средний и Нижний Тогузак, где распространена терригенно-вулканогенная тогузакская толща (В. В. Бабкин и др., 1988). Она сложена микропорфировыми базами с прослоями углеродисто-кремнистых и кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, андезибазальтов и их туфов. В верхней части разреза появляются прослои известняков с остатками кораллов и брахиопод. Мощность 1200–1500 м.

#### **Средний отдел, D<sub>2</sub>**

Наиболее широко среднедевонские отложения развиты в Магнитогорском мегасинклинии и представлены вулканогенно-осадочными отложениями карамалыташской свиты, существенно кремнистыми осадками бугулыгырской и ярлыкаповской толщ и их аналогами.

Карамалыташская свита (D<sub>2kr</sub>) выделена Ф. И. Ковалевым (1940 г.) из состава ирендыкской свиты на западном крыле Магнитогорского мегасинклиния, где слагает

Карамалыташскую, Сибайскую, Бакр-Узякскую, Юлдашевскую и Учалинскую вулканотектонические структуры и является рудовмещающей. Мощность её более 1000 м.

На восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория аналоги карамалыташской свиты представлены вулканогенно-осадочными отложениями до широты пос. Бриент. Мощность отложений до 3000 м.

### **Средний–верхний отделы, D<sub>2-3</sub>**

Объединенные отложения живетского–фаменского ярусов (D<sub>2+3</sub>) слагают ядра небольших брахиантиклиналей среди раннекаменноугольных отложений Каратауской синклинали одноименного антиклинория. Они представлены известняками, доломитами, мергелями, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с разнообразной фауной, позволяющей выделять здесь осадки живетского яруса, ниже- и верхнефранского подъяруса и фаменского яруса. Имеют малую мощность.

Улутауская свита (D<sub>2-3ul</sub>) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г. и прослеживается почти непрерывной полосой на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория от широтного течения р. Урал до с. Поляковка. Она представлена преимущественно вулканогенно-терригенными (андезибазальты и их туфы, кремнистые туффиты, туфопесчаники) живет-франскими отложениями мощностью около 2000 м.

На восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория аналоги улутауской свиты представлены преимущественно вулканогенными толщами андезибазальтового состава с подчиненными вулканогенно-осадочными образованиями (1000–1500 м).

### **Верхний отдел, D<sub>3</sub>**

В составе отложений выделены карбонатно-терригенные и вулканогенные образования франского (мукасовская толща, колтубанская свита) и фаменского (зилаирская свита) ярусов.

В Магнитогорском мегасинклинории зилаирская свита представлена граувакковыми песчано-сланцевыми толщами. Восточнее хр. Ирндык свита заполняет крупные синклинальные структуры. Свита охарактеризована миоспорами и конодонтами зоны *triangularis* частях. Граница с франскими отложениями согласная, мощность свиты 500–600 м.

Верхнедевонские нерасчлененные отложения (D<sub>3</sub>) развиты в Восточно-Уральском поднятии не повсеместно и в основном представлены базальтами, андезибазальтами и их туфами. Для вулканитов характерен калиево-натриевый состав и крупнопорфировые сложения с фенокристаллами плагиоклаза и пироксена. Залегают согласно на среднем

девоне или с угловым и азимутальным несогласием на более древних отложениях. Мощность достигает 1000–1500 м.

#### **Нижний–верхний отделы, D<sub>1-3</sub>**

Объединенные отложения (D<sub>1</sub>+D<sub>3f</sub>) представлены терригенно-карбонатными отложениями, почти повсеместно связанными с подстилающими силурийскими постепенным переходом.

Нижний, средний и верхний отделы объединенные (D<sub>1+3</sub>) представлены терригенно-карбонатными отложениями, которые по богатой и разнообразной фауне расчленены на лоховский, пражский, эмский, эйфельский, живетский, франский и фаменский ярусы.

#### **Каменноугольная система, C**

Отложения этой системы накапливались в тех же формационных зонах, что и девонские и связаны с ними постепенным переходом. Они сравнительно широко распространены в Магнитогорском мегасинклинории, в Западно-Уральской внешней зоне складчатости, в Зилаирском синклинории и в Восточно-Уральском поднятии.

#### **Нижний отдел, C<sub>1</sub>**

В нижнекаменноугольных отложениях Магнитогорского мегасинклинория по палеонтологическим данным выделены турнейский, визейский и серпуховский ярусы, расчлененные на подъярусы и горизонты.

Турнейско–визейские отложения (C<sub>1t-v</sub>) имеют карбонатный, карбонатно-терригенный, вулканогенный и вулканогенно-осадочный типы разрезов. Общая мощность до 2600 м.

#### **Средний отдел, C<sub>2</sub>**

Средний отдел каменноугольной системы подразделяется на башкирский и московский ярусы. Нижняя граница отдела и соответственно башкирского яруса отвечает основанию аммоидной генозоны *Homoceras-Hudsonoceras*. Общая мощность до 900 м.

В Восточно-Уральском поднятии и особенно в Зауралье объединенные отложения среднего и верхнего отделов перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями и изучены по скважинам. Представлены они крупногалечными и валунными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, залегающими несогласно на подстилающих разновозрастных образованиях. Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки рифогенных известняков, metabазальтов и риолитов, мощность отложений 200–300 м.

Серпуховский ярус здесь включает карбонатные отложения тарусского, стешевского и протвинского горизонтов и имеет значительные площади распространения. Мощность протвинского горизонта изменяется от 30 до 150 м, увеличиваясь в восточном направлении.

### **Пермская система, P**

Впервые установлена в 1841 г. Р.И. Мурчисоном на территории Приуралья. С нею связаны нефть, газ, медь, строительные материалы и другие полезные ископаемые. Особый интерес исследователей привлекали нижнепермские рифовые массивы.

Нижняя граница пермской системы на большей части территории листа проходит по подошве ассельского яруса внутри толщи известняков в основании фузулинидовой зоны *Schwagerina fusiformis*. В нижней части яруса отмечаются конгломератобрекчии мощностью от 0,3 до 10 м. Верхняя граница системы проводится в основании толщи красноцветных песчаноглинистых пород с остатками филлипод и лабиритодонтов. Отложения системы характеризуются резкой фациальной изменчивостью.

#### **Нижний отдел, P<sub>1</sub>**

Нижнепермские отложения распространены в западной части территории листа, наблюдаются в естественных обнажениях по рекам и оврагам, вскрыты многочисленными скважинами и представлены ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским ярусами.

Кунгурский ярус (P<sub>1k</sub>) на поверхность выходит преимущественно в Предуральском прогибе и на Башкирском своде; на востоке Русской плиты он вскрыт бурением.

#### **Верхний отдел, P<sub>2</sub>**

Верхний отдел пермской системы представлен карбонатно-терригенными и сульфатными отложениями уфимского, казанского и татарского ярусов, распространенными на западе Башкирии. Они обнажаются по берегам рек Уфа, Белая, Бирь, Б. Ик и др. и слагают водораздельные пространства.

### **Мезозойская эратема, MZ**

#### **Триасовая система, T**

Триасовые отложения в Приуралье распространены ограниченно и преимущественно в бассейнах рек, где они показаны полосой близмеридионального простирания. В Зауралье они слагают прогибы или эрозионно-тектонические впадины. По флоре система расчленена на нижний, средний и верхний отделы.

#### **Юрская система, J**

Отложения юрской системы имеют локальное распространение на юге территории и приурочены к приразломным впадинам, грабенам и эрозионно-тектоническим депрессиям. По фауне они расчленяются на нижний, средний и верхний отделы. Из-за мелкого масштаба

карты и малой мощности эти отложения в Приуралье показаны объединенными, а в Магнитогорском мегасинклинии выделены только отложения среднего отдела. Общая мощность в Челябинском грабене составляет до 3000 м.

#### **Меловая система, К**

Отложения меловой системы в Приуралье выделяются на небольших площадях и залегают несогласно на отложениях верхней перми. Они сложены преимущественно морскими отложениями позднемелового возраста, хотя существуют предположения о наличии нижнемеловых отложений. В Зауралье эти отложения имеют широкое распространение в восточной части карты и представлены нижним и верхним отделами. Мощность свит до 100 м.

#### **Кайнозойская эратема, KZ**

##### **Палеогеновая система, P**

Палеогеновые отложения широко развиты на равнинной, восточной части Южного Урала и в Зауралье, где выделяются породы нижнего, среднего и верхнего отделов. Представлены гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами с прослоями мелкозернистых глауконит-кварцевых песчаников и алевроитов, содержащих стяжения сидерита и марказита. Залегают несогласно на породах верхнего мела или палеозоя. Мощность её колеблется от 2–6 м на восточном склоне Южного Урала до 30 м – в Зауралье.

##### **Неогеновая система, N**

К неогеновым отложениям относится угленосная серия осадков Южноуральского бурогоугольного бассейна, подразделяющаяся на тюльганскую, куюргазинскую, ворошиловскую и ушкатлинскую свиты (В. Л. Яхимович, 1964, 1992). Возраст серии определяется её стратиграфическим положением между олигоценовыми отложениями, на которых она залегают и ниже–среднеплиоценовой кинельской свитой, глубоко врезанной в нее, а также наличием в ней тургайской флоры миоценового возраста. Мощность свиты 15–90 м.

Куюргазинская свита ( $N_{1kr}$ ) залегают на тюльганской в центральных частях впадин согласно, а на периферии впадин – на более древних отложениях с размывом и представлена вязкими, жирными, местами углистыми глинами и бурыми углями. Эта свита является основной угленосной для Южноуральского бассейна. Мощность угольных залежей меняется от 8 до 120 м (в среднем 20–40 м). Редкие отпечатки растений и богатые спорово-пыльцевые спектры в куюргазинской свите характеризуют флору этого времени как тургайскую широколиственную листопадную.

### **Четвертичная система, Q**

Четвертичные отложения имеют широкое распространение на территории листа. Они представлены элювиальными, делювиальными, коллювиальными, гляциальными, аллювиальными, озерными, биогенными, эоловыми, техногенными, а также элювиально-делювиальными, делювиально-коллювиальными, озерно-аллювиальными и озерно-биогенными отложениями. В речных долинах и межгорных впадинах мощность четвертичных осадков достигает 80-100 м, на горных сооружениях и эрозионных участках склоновых поверхностей мощности рыхлого покрова не превышают 1-3 м. На биостратиграфической и палеоклиматической основе четвертичные отложения стратифицированы с детальностью до горизонта.

### **2.3. Интрузивный магматизм**

Приводимая краткая характеристика интрузивных комплексов основана на результатах геологосъемочных и тематических исследований А. А. Алексеева, Б. К. Львова, Е.П. Шулькина, В.П. Муркина, Н.С. Кузнецова, Г.Б. Ферштатера, Н.С. Бородиной, М.С. Рапопорта, В.Я. Левина, Г.И. Самаркина, Е.Б. Самаркиной, И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Д.Н. Салихова, Г.А. Кейльмана, К.К. Золоева, В.В. Шалагинова, А.А. Макушина. Интрузивные образования на Южном Урале практически непрерывны с архея и до триаса включительно, очень пёстрые и многофазные по составу, и условиям залегания. Часто встречаются в локальных местах. Возраст нередко примерный, настолько их много.

#### **Позднеархейские интрузии**

Диоритогнейсы часто слагают ядро пологой одноименной синклинали и залегают в форме силла мощностью до 1000 м. По данным А. А. Краснобаева, цирконы 1-ой разновидности из диоритогнейсов, обогащенные редкими и радиоактивными элементами, по термоизохронам имеют возраст 2830 млн. лет. Породы подверглись гранулитовому метаморфизму, который имеет возраст 2600 млн. лет.

#### **Раннепротерозойские интрузии**

Плагиоклаз-оливиновые клинопироксениты и амфиболиты распространены там же, где и позднеархейские диоритогнейсы. Амфиболиты по химизму близки к толеитовым базальтам с повышенным содержанием железа. Раннепротерозойский магматизм региона завершается формированием в тараташском комплексе послемигматитовых даек лейкократовых долеритов, для них известны К-Аг датировки от 1660 до 2200 млн. лет.

#### **Раннерифейские интрузии**

Юшинский комплекс габбродолеритовый ( $v\beta R_1 j\delta$ ) объединяет интрузивные тела недифференцированных меланократовых габброидов, широко распространенных на площади развития нижнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория в виде даек мощностью до 100 м, реже силлов и иногда небольших массивов.

### Среднерифейские интрузии

Интрузии ультрамафитов нерасчлененные условно среднерифейского возраста имеют ограниченное распространение в Ильменских и Вишневых горах, где известны тела нерасчлененных метаультрамафитов сайтовского офиолитового комплекса. Ультрамафиты представлены многочисленными маломощными (до 20-40 м) линзовидными и пластообразными телами протяженностью до 250 м, залегающими в целом согласно с амфиболитами и плагиосланцами одноименного метавулканогенно-осадочного комплекса, породы которого смяты в сложные складки. В краевых частях тел на контактах с вмещающими породами почти постоянно отмечается будинирование и рассланцевание ультрамафитов, свидетельствующие о тектонической природе контактов.

К повальненскому комплексу габбродолеритов ( $v\beta R_2 p\nu$ ), видимо, относится и “Главная” дайка Бакальского рудного поля. Для комплекса типичны крутопадающие жилы и дайки мощностью от долей метра до 30–50, иногда 100 и более метров при протяженности до нескольких километров.

Рябиновский комплекс гранитный ( $\gamma R_2 r$ ) сложен микропегматитовыми гранитами и плагиогранитами. Он протягивается узкой полосой северо-восточного направления на 55 км при ширине 0,5–1,5 км. Падение массива юго-восточное, угол 70–80°. Плагиограниты тяготеют к лежащему боку интрузии. В гранитной серии выделяются граниты, гранит-порфиры, гнейсограниты. Жильная серия массива представлена аплитовидными гранитами, дайками, жилами гранит порфиров.

### Позднерифейские интрузии

Мазаринский силловый ( $v\beta R_3 mz$ ) и его аналог семибратский дайково-силловый комплексы метадолеритовые приурочены к зоне сочленения Уфалейско-Уралтауского и Башкирского мегантиклинорий от г. Златоуст до г. Белорецк. Семибратский комплекс прорывает отложения среднего и верхнего, а мазаринский – мазаринской и арвякской свит верхнего рифея хр. Уралтау. Размеры интрузий этих комплексов не превышают по мощности 75 м и по протяженности 1000 м, слагающие их породы обычно зеленокаменно изменены и редко сохраняют реликты магматических клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита.

### Вендские интрузии

Криволукский комплекс умеренно-щелочных габбродолеритов ( $\epsilon v\beta Vkl$ ) имеет локальное развитие в восточной части Башкирского мегантиклинория в урочище Кривая Лука по р. Белая и представлен межпластовыми залежами в отложениях криволукской свиты. Максимальные мощности силлов не превышают 60 м, они сложены средне- и

крупнозернистыми пойкилоофитовыми габбродолеритами, замещенными вторичными минералами. Для пород этого комплекса получена Rb-Sr датировка в 660 млн. лет.

В Башкирском мегантиклинории щелочные габброиды образуют две родственные серии пород: калий-натриевых умеренно-щелочных долеритов–эссексит-долеритов и калиевых, натрий-калиевых меланократовых сиенитов–монцонитов–эссексит-долеритов. Для них характерны повышенные титанистость (до 6%  $TiO_2$ ), железистость, окисленность и щелочность, повышенные содержания фосфора, рубидия, циркония.

Лысогорский комплекс пикрит-пикродолеритовый ( $\omega\beta V?ls$ ) объединяет около десятка пологозалегающих секущих заметно дифференцированных тел в тараташском метаморфическом комплексе и в нижнерифейских толщах его обрамления. Пластообразные тела по данным бурения имеют мощности от 6 до 58 м при установленной протяженности по падению и простиранию соответственно до 1 и 2 км. Породы отличаются повышенными содержаниями титана (около 2 %  $TiO_2$ ), магнезии (16–17 %  $MgO$ ) и щелочей (около 2 %  $K_2O+Na_2O$ ).

#### **Венд-кембрийские интрузии**

Венд-кембрийские апограниты ( $\gamma V-?$ ) выделены в северном замыкании Тараташского антиклинория в районе Козлиных гор, слагающий пластовое тело среди сланцев венда, прослеженное на 2600 м при ширине от 100 до 400 м; падение его восточное 20-30°. Апограниты подверглись интенсивной альбитизации, флюоритизации и окварцеванию.

#### **Позднекембрийско–раннеордовикские интрузии**

Багрушинский комплекс риолитов ( $\lambda?_3-O_1bg$ ) распространен в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория в виде маломощных даек и жильных тел в Кусинско-Златоустовском районе и покровов лав, кластолав и туфов восточнее г. Нязепетровск. Породы комплекса близки к кислым породам нормальной и несколько повышенной щелочности.

#### **Ранне–среднеордовикские интрузии**

Ранний-средний ордовик – это время максимального растяжения земной коры в связи с заложением Уральской палеозойской геосинклинали и наиболее вероятное время формирования альпинотипных гипербазитов. Нерасчлененные ультрамафиты раннего–среднего ордовика ( $\Sigma O_{1-2}$ ), в том числе и спартаковского комплекса ( $\Sigma O_{1-2sp}$ ). Другим, наиболее крупным массивом описываемого комплекса является Нуралинский, который расположен в зоне Главного Уральского разлома, занимая площадь около 100 км<sup>2</sup>.

#### **Среднеордовикские интрузии**

Вознесенский комплекс габбро, габбродиоритов, диоритов и плагио-гранитов ( $\delta O_2vn$ ) слагает ряд небольших массивов, расположенных к юго-востоку от Челябинского плутона.

Типовым является вытянутый в меридиональном направлении Вознесенский массив, имеющий длину 12 км и ширину около 2,5 км. Ореол контактовых изменений достигает 1000 м.

#### **Позднеордовикские интрузии**

Ильменогорский комплекс миасцитов и карбонатитов ( $\epsilon O_3i$ ) представлен Ильменогорским и Вишневогорским массивами. Ильменогорский массив сложен среднезернистыми гнейсовидными биотитовыми нефелиновыми сиенитами – миаскитами, главные породообразующие минералы которых представлены пертитовым полевым шпатом, нефелином, плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и лепидомеланом (5–8%), из аксессуарных отмечаются: магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, пироксид и флюорит.

В составе массива среди нефелиновых сиенитов присутствуют небольшие согласные и жилкообразные тела карбонатитов. Основу их составляет кальцит в ассоциации с высокожелезистым буро-зеленым биотитом, калиево-натриевыми полевыми шпатами и нефелином, характерные аксессуарные минералы представлены ильменитом, сфеном, сульфидами, пироксидом, ортитом. Имеющиеся Rb-Sr и U-Pb датировки позволили определить возраст щелочных пород Ильменских и Вишневых гор в 430–445 млн. лет.

#### **Раннепалеозойские интрузии**

Ташлинский комплекс серпентинитов ( $\Psi PZ_{1t\check{s}}$ ) объединяет многочисленные тела антигоритовых серпентинитов среди метаморфических пород максютовского комплекса Уралтауского антиклинория. Морфология массивов весьма различна – от межпластовой, линзовидной, близкой к изометричной до сложной неправильной конфигурации. Размеры их изменяются от нескольких десятков метров до 1–3 км<sup>2</sup>. Возможно они связаны с ранними стадиями развития палеозойского Урала.

#### **Позднеордовикско–раннедевонские интрузии**

Суоямский комплекс дунит-клинопироксенитовый ( $\sigma O_3-D_{1sr}$ ) представлен одноименным массивом овальной формы размером 7x4 км, расположенным в 10 км южнее г. Нязепетровск в поле развития осадочно-вулканогенных отложений бардымской свиты. Массив имеет зональное строение. Ядро его размером 7x2 км сложено флогопитовыми пироксенитами с апатитом и титаномагнетитом.

#### **Силурийские интрузии**

Бирсинский комплекс серпентинизированных ультрабазитов ( $\Psi S_{?br}$ ) развит в северной части Уралтауского антиклинория. Здесь среди пород суваянского комплекса в районе с. Кирябинское на расстоянии около 20 км известно несколько линзовидно-вытянутых массивов серпентинитов; наиболее крупным из них является Бирсинский массив размером около 5x1,8 км. Структурно серпентиниты бирсинского и габброиды

кирябинского комплекса приурочены к мобильной зоне между Уралтауским и Башкирским мегантиклинориями, которая на востоке смыкается с Главным Уральским разломом.

### **Позднесилурийские–раннедевонские интрузии**

Сиениты, кварцевые сиениты ( $\xi S_2-D_1$ ) представлены в массивах краснокаменского комплекса, развитых западнее Большаковского габбрового массива. Комплекс включает Краснокаменский, Соколовский массивы и ряд более мелких безымянных тел. Вмещающие осадочно-вулканогенные породы силура–нижнего девона вблизи массива ороговикованы.

Габбро ( $vS_2-D_1$ ) в Восточно-Уральском поднятии слагают Большаковский массив и ряд более мелких тел. Массив интрузирует базальты и кремнистые сланцы лландоверийско–лудловского возраста и сформирован в три фазы.

### **Силурийские – раннедевонские интрузии.**

Наиболее крупные массивы комплекса Нуралинский (около 9 км<sup>2</sup>) и Ложбай (1 км<sup>2</sup>) слагаются роговообманковыми габбро, нередко здесь же присутствуют горнblendиты и габбродиориты, обладающие постепенными переходами к габбро. Приконтактные зоны сложены порфиroidными разностями роговообманковых габбро. Время формирования пород нурали-миндякского комплекса оценивается по геологическим данным условно как силурийско–раннедевонское.

### **Раннедевонские интрузии.**

Белокаменский комплекс сиенитов и нефелиновых сиенитов ( $\xi D_1 bk$ ) залегает в жилах и жильных штокверках среди туфов верхов бардымской свиты, а также в ультрамафитах Суроямского и габброидах Церковского массивов. Размеры тел щелочных пород достигают 600 м по протяженности и 200 м по мощности. Комплекс включает серию щелочных пород от сиенитов до нефелиновых сиенитов, для них имеется К-Аг датировка в 378 млн. лет.

### **Среднедевонские субвулканические и интрузивные образования**

Выделяют раннеэйфельскую, раннеживетскую, позднеживетскую и живетскую вулкано-плутонические группы, объединенные в комплексы: андезитов и андезибазальтов ( $\alpha\beta D_2$ ), диоритов ( $\delta D_2$ ), риолитов, риодацитов, дацитов ( $\lambda D_2$ ), андезириодацитов ( $\alpha\zeta\lambda D_2$ ), плагиогранитов, тоналитов, плагиогранит-порфиров ( $\rho\gamma D_2$ ). Эти комплексы генетически связаны с вулканическими постройками центрального типа. По составу среди них преобладают габбродолериты и существенно плагиоклазовые гранитоиды (тоналиты и плагиограниты).

Смолинский комплекс диоритов и кварцевых диоритов ( $\delta D_{2sm}$ ) слагает Ю-В часть полихронного Челябинского плутона. Эти породы характеризуются неустойчивым составом.

Габбродолериты и долериты ( $v\beta D_2$ ) – субвулканические, малоглубинные тела интродуцируют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижнего и верхнего силура, низы среднего девона. Субвулканические породы по структуре варьируют от долеритов до габбродолеритов и очень редко – до габбро, по составу это пироксен-амфибол-плагиоклазовые породы.

### **Средне–позднедевонские интрузии**

Сахаринский комплекс ( $D_{2-3sr}$ ) включает габбро ( $v$ ) и габбродолериты ( $v\beta$ ), мощные дайки или небольшие пластовые тела ультрабазитовых интрузий ( $\Sigma$ ) и слагает Сахаринский массив ( $75 \text{ км}^2$ ), расположенный в 20–30 км западнее д. Джабык. Они представляют собой сближенные штокообразные тела. В целом габброиды и гипербазиты сахаринского комплекса могут быть отнесены к габбро-дунит-клинопироксенитовой формации, аналогом которой является дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала.

Краснинский комплекс ( $\gamma\delta D_{2-3kr}$ ) диоритов, габбродиоритов ( $v\delta$ ), гранодиоритов и гранитов ( $\gamma$ ). Этот комплекс сложен породами двух петрохимических серий — плагиогранитоидной, представленной главным образом диоритами, и гранодиорит-калишпатплагиогранитной.

### **Позднедевонские интрузии**

Погорельский комплекс габбро ( $vD_{3p}$ ) и диоритов ( $\delta D_{3p}$ ) в Верхнеуральском районе слагает одноименный массив ( $30 \text{ км}^2$ ), имеющий дугообразную форму, слабо вытянутую в меридиональном направлении. Он состоит из нескольких штокообразных и вытянутых дугообразных тел, сложенных габбродиоритами, прорванными трещинными интрузиями кварцевых монцодиоритов и граномонцодиоритов. Здесь широко развиты дайки имеющие преимущественно С-З и С-В простирания.

### **Позднедевонско – раннекаменноугольные интрузии**

Кособродский комплекс диоритов и плагиогранитов ( $\delta D_3-C_1kb$ ) приурочен к массивам плагиоклазовых гранитоидов близмеридионального Кособродского пояса располагаются в центральной части Брединской зоны, к востоку от главных массивов Кочкарского ареала.

Сходство петрографического состава, характера и степени постмагматических изменений плагиогранитов Кособродского массива и сопровождающих их жильных дериватов с плагиогранитами Пластовского плутона, присутствие в них таких

специфических образований как “табашки”, проявление золото-мышьякового оруденения все эти признаки свидетельствуют в пользу их одновозрастности.

### **Среднепалеозойские интрузии**

Ишлинский комплекс пикритовый ( $\omega PZ_2 i\check{s}$ ) представлен единственным небольшим (40 x 100 м) массивом субвулканической фации на южной окраине пос. Ишля. Массив имеет четко выраженное зональное строение: эндоконтактовая зона сложена закалённой фацией мелкозернистых пикритов с повышенной вкрапленностью и шпировидными выделениями сульфидов, постепенно сменяющихся к центру среднезернистыми пикритами.

### **Раннекаменноугольные интрузии**

В Магнитогорском мегасинклинии и смежных структурах Центрально-Уральского поднятия выделяются утыкташский комплекс габбро, габбродиоритов, кварцевых диоритов ( $v-\sigma\delta C_{1ut}$ ); худолазовский комплекс габброидов ( $vC_{1h}$ ), черкасинский комплекс габбро, габбродолеритов ( $vC_{1cr}$ ) плагиогранитов и гранодиоритов ( $\rho\gamma C_{1cr}$ ); амамбайский комплекс сиенитов, сиенодиоритов, граносиенитов ( $\xi\delta C_{1am}$ ) и монцогаббро, монцонитов ( $\mu C_{1am}$ ).

Породы петропавловского комплекса являются наиболее ранними среди гранитоидов Ахуново-Карагайского ареала. Согласно данным Rb-Sr определений их возраст близок к 350 млн лет, т.е. отвечает раннему карбону.

Магнитогорский полиформационный комплекс ( $C_{1m}$ ), в котором выделяются комплексы гранитов ( $\gamma$ ), лейкогранитов ( $l\gamma$ ), гранодиоритов ( $\gamma\delta$ ), гранит-гранодиоритов ( $\gamma-\gamma\delta$ ), риолитов ( $\lambda$ ), граносиенитов ( $\gamma\xi$ ), сиеногранодиорит-порфиров ( $\xi\gamma\delta\pi$ ), умеренно-щелочных диоритов ( $\xi\delta$ ), монцодиоритов ( $\mu$ ), диоритов ( $v\delta$ ), габбро и габбродолеритов ( $v, v\beta$ ).

### **Среднекаменноугольные интрузии**

**Сыростанский комплекс гранитов и гранодиоритов ( $\gamma\delta C_{2sr}$ )**, включает *Атлянский, Сыростанский и Тургоякский массивы*. Эти массивы достаточно разнородны. В их составе преобладают биотитовые граниты, присутствуют гранодиориты, диориты и др., резко подчиненное значение имеют мелкие тела и дайки мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, гранитных пегматитов и аплитов. Видимо, к этому же комплексу относятся дайки гранит-порфиров, известные в докембрийских толщах Златоустовского района, в том числе дайки мощностью до 15–60 метров, вскрытые на Семибратском магнезитовом и Кузьма-Демьяновском железорудном месторождениях. Среднекаменноугольный возраст гранитоидов комплекса определяется тем, что они прорывают докембрийские толщи

Башкирского мегантиклинория и верхнедевонские толщи Магнитогорского мегасинклинория, а также К-Аг датировками биотита (314 млн. лет, В.С. Попов и др., 1996).

### **Средне-позднекаменноугольные интрузии**

Гранодиориты, тоналиты, граниты слагают крупные массивы и ряд более мелких тел Челябинско-Суундукской ветви Главного гранитного пояса Урала. Эти плутоны – полихронные, полиформационные, однако гранитоиды играют в них ведущую роль, слагая от 65 до 75% массивов. По химическому составу это известково-щелочные, калиево-натриевые гранитоиды с содержанием  $K_2O$  2,20–2,75% и преобладанием натрия над калием. Цифры возраста, полученные К-Аг методом по содержащимся в гранито-гнейсах слюдам, лежат в интервале 245–268 млн. лет.

### **Позднекаменноугольные интрузии**

Гумбейский комплекс гранитов, граносиенитов, монцодиоритов, монцонитов и сиенитов ( $\epsilon\gamma C_3g$ ). Породами данного комплекса сложено несколько небольших массивов (Балканский и др.), расположенных к юго-востоку от Магнитогорского ареала. Данные изотопных определений возраста (калий-аргоновый метод) варьируют в интервале от 290 до 320 млн лет.

### **Позднекаменноугольно-раннепермские субвулканические и интрузивные образования**

Урукульский гипабиссальный комплекс риолитов, риодацитов, трахидацитов, гранит-порфиров ( $\lambda C_3-P_{1ur}$ ) развит в районе оз. Урукуль и в северном экзоконтакте Челябинского плутона, где отмечаются силлы, дайки и трещинные интрузии. Все породы урукульского комплекса характеризуются повышенной общей щелочностью (сумма щелочных окислов достигает 8%), пересыщенностью глиноземом, низкой степенью окисления железа, вышекларковыми содержаниями бария, циркона, лития, рубидия и цезия. Породы комплекса геохимически специализированы на молибден.

### **Раннепермские интрузии**

Степнинский комплекс монцодиоритов, граносиенитов, кварцевых монцодиоритов, монцонитов, гранитов ( $\xi\delta P_{1st}$ ), слагающий одноименный овальной формы массив (14 x 20 км) со сложным кольцевым внутренним строением. В экзоконтактной зоне развиты роговики и скарны, в том числе магнетитовые. Сформировался он в три фазы в гомодромной последовательности.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах накапливаются литий, рубидий, ниобий, бериллий, фтор. Рассмотренные граниты – главные пегматитоносные граниты Урала, с ними генетически связаны редкометальные пегматитовые жилы (Ta и Nb).

### Позднепермские интрузии

Кременкульский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов ( $\gamma P_2k$ ) на данной территории представлен только в Кременкульском штоке внутри Челябинского полихронного и полиформационного плутона, где эти граниты прорывает более ранние образования. Наблюдается существенное обогащение розовых гранитов редкоземельными и редкометальными минералами – ильменорутилом, эвксенитом, торитом, иногда уранинитом и молибденитом. Лейкограниты и аляскиты кременкульского комплекса – известково-щелочные породы с уклоном к умеренно-щелочным. Им свойственны повышенные (против кларковых) содержания тория, урана, олова и ниобия.

### Триасовые интрузии

Колымбаевский комплекс ( $\xi Tko$ ) получил развитие в пределах Восточно-Магнитогорской мегазоны. Комплекс объединяет дайки лампроитов и лампрофиров. Лампрофиры отвечают субщелочному и известково-щелочному ряду.

По геохронологическим данным (K-Ar и Rb-Sr методы) возраст лампроитов определяется средним триасом-ранней юрой в диапазоне 198–240 млн. лет.

**В районе исследований** регион в целом богат магматическими породами, минералогия их пород колеблется от ультраосновных до гранитных, включая дайковый комплекс. Ультраосновные породы, слагают Кимперсайский (Халиловский) пояс. Породы этого пояса располагаются вдоль восточной границы района, где они представлены интенсивно тальковатыми и часто лиственитизированными серпентинитами. По всему поясу породы габбро-диоритового, реже плагиогранитного состава закартированы узкими тектоническими блоками в тесной ассоциации с серпентинизированными ультраосновными породами, образуя местами крупные массивы.

Выходы серпентинитов резко увеличиваются в районе *пос. Сыростан*, где они объединяются в крупный (4 x 8 км) *Сыростанский ультраосновной массив*. Серпентинизированные гарцбургиты Кимперсайского пояса интенсивно катаклазированы и образуют сложную мозаичную структуру, похожую на меланжевые зоны Атланской тектонической зоны шириной до 4 км, расположенной к Ю-В от Сыростанского гипербазитового массива. Считается, что серпентинитам 81 миллион лет.

В районе Тургояка они делают меридиональный поворот и входят в обширный Таловский массив на широте северного побережья озера.

Куштумгинская свита пород состоит из З-С-З тектонического сочленения *Сыростанского гипербазитового массива*, известняков на Ю-З и вулканических образований на Ю-В.

Атлянский массив габбро имеет площадь один кв. км. В его состав входят габбро-амфиболиты и амфиболизированные габбро. Повсюду есть тектонические контакты. Из массива закартировано большое количество даек габбро- и габбро-диоритового состава.

Кысыкульский массив имеет эллиптическую форму и вытянутую северо-восточную ось, проходящую строго параллельно простиранию ультраосновной полосы. Большая часть массива находится под поверхностью озера Кысыкуль. Вскрытие и изучение контактов с вмещающими породами не завершено.

Кислые породы района сформировали *Сыростанско-Тургоякская* группу гранитоидных массивов и сопровождающих их даек. Массивы протянулись на 34 км в меридиональном направлении. Они приурочены к северному району Карабашско-Вознесенской структурно-фациальной зоны.

На объекте, например, плагиограниты – это горные породы, образованные в результате частичного переплавления гранитных пород. Обычно они встречаются в северной части «Тёмного» карьера и состоят из микрогранитов и кварцевых жил. Часто встречаются угловатые ксенолиты габброидов в гранитоидном матриксе (Рис.2.4).



*Рис. 2.4. Угловатые ксенолиты габброидов в гранитоидном матриксе.*

Мощность кварцевых жил в северной части карьера колеблется от 10 см до 1 м. На фоне мраморов хорошо видна минерализация. Активное выщелачивание наблюдалось в средней части стенки с образованием полостей, заполненных железистой охрой. Согласно предыдущим исследованиям (Georgievskiy et al., 2021), железистая охра содержит молибден в концентрации 0,1% - уровень промышленной концентрации. Рентгено-флуоресцентный анализ позволил выявить наличие золота до 5–10 г/т. Золото оптически прозрачно. Скорее всего, оно заключено в кристаллы сульфидов, сохраняющие кубические контуры выщелачивания.

## 2.4. Тектоническое районирование

Геологические особенности района в значительной степени обусловлены своеобразием его тектонического положения, а именно приуроченностью к границе Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория, которые разделены зоной Главного Уральского глубинного разлома с телами офиолитов и серпентинитового меланжа.

Сыростанский гранитный массив расположен к С-З от г. Миасс в зоне главного Уральского глубинного разлома (шва), среди различных метабазисов и сланцев, а также фрагментов метаморфизованной океанической коры и пород пассивной окраины Уральского палеоокеана. Он сформировал полифазную структуру в течение нижнего каменноугольного периода. Первыми фазами являются гранодиорит и кварцевый диорит, затем образовались двойной полевой шпат и плагиогранит и, наконец, жильный комплекс (Bea et al., 2005; Georgievskiy et al., 2021).

Миасский массив, простирающийся на восток, зонирован в соответствии с Уральским структурно-тектоническим каркасом. Сыростанско-Тургорская группа расположена в одном из самых узких участков Уральского шовного мегаблока с корой океанического типа (Scarrow et al., 2002; Stadlander et al., 1999; Svyazhina et al., 2008).

В пределах исследуемой территории выделены три структурные зоны: Уфалейско-Златоустовская, Магнитогорская и Вышнегорско-Ильменогорская. Уфалейско-Златоустовская зона расположена в С-З части района и ограничена с востока крупным Нуралинским разломом. Его строение сложено верхнепротерозойскими метаморфизованными породами и кембрийско-ордовикскими отложениями. Его расположение сходно с антиклинорием Уралтау. Все породы этой зоны сильно метаморфизованные и складчатые. По характеру вулканизма, осадконакопления и тектоники выделяются четыре структурно-фациальные зоны (с запада на восток): Карабаш-Вознесенская, Миасс-Сибайская, Центральная и Восточная (Salikhov et al., 2020). Их возраст колеблется от нижнего силура до верхнего карбона.

Складчато-блоковое строение зоны чрезвычайно сложное. Вышнегорско-Ильменогорская зона расположена к востоку от района исследований и ограничена с запада крупным Миасским разломом. Мраморный участок "Тёмное царство" геологически находится в зоне, где сходятся Уралтауский антиклинорий и Магнитогорский синклинорий. Эти структуры представляют собой элементы второго порядка, относительно крупных структурных образований, таких как Центрально-Уральское поднятие и Тагило-

Магнитогорский прогиб (Рис. 2.5). Изучаемый район расположен в Ю-В углу приведённой тектонической зональности.

Анализ тектонического районирования имеет важное значение для понимания геологической эволюции региона. Так, структурно-формационное деление, представленное на карте (Рис. 2.6), выделяет ключевые зоны палеозойской эры, каждая из которых содержит уникальный набор геологических особенностей и свидетельствует о сложных и длительных процессах, происходивших в недрах Земли. Районирование позволяет детально проследить взаимодействие между различными тектоническими структурами, такими как Уралтауский антиклинорий и Магнитогорский синклиний. В частности, присутствие таких зон, как Бельско-Ешелкашская и Сакмаро-Лемвинская, указывает на многовековую историю тектонической активности, которая сформировала нынешнее строение региона.

#### СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

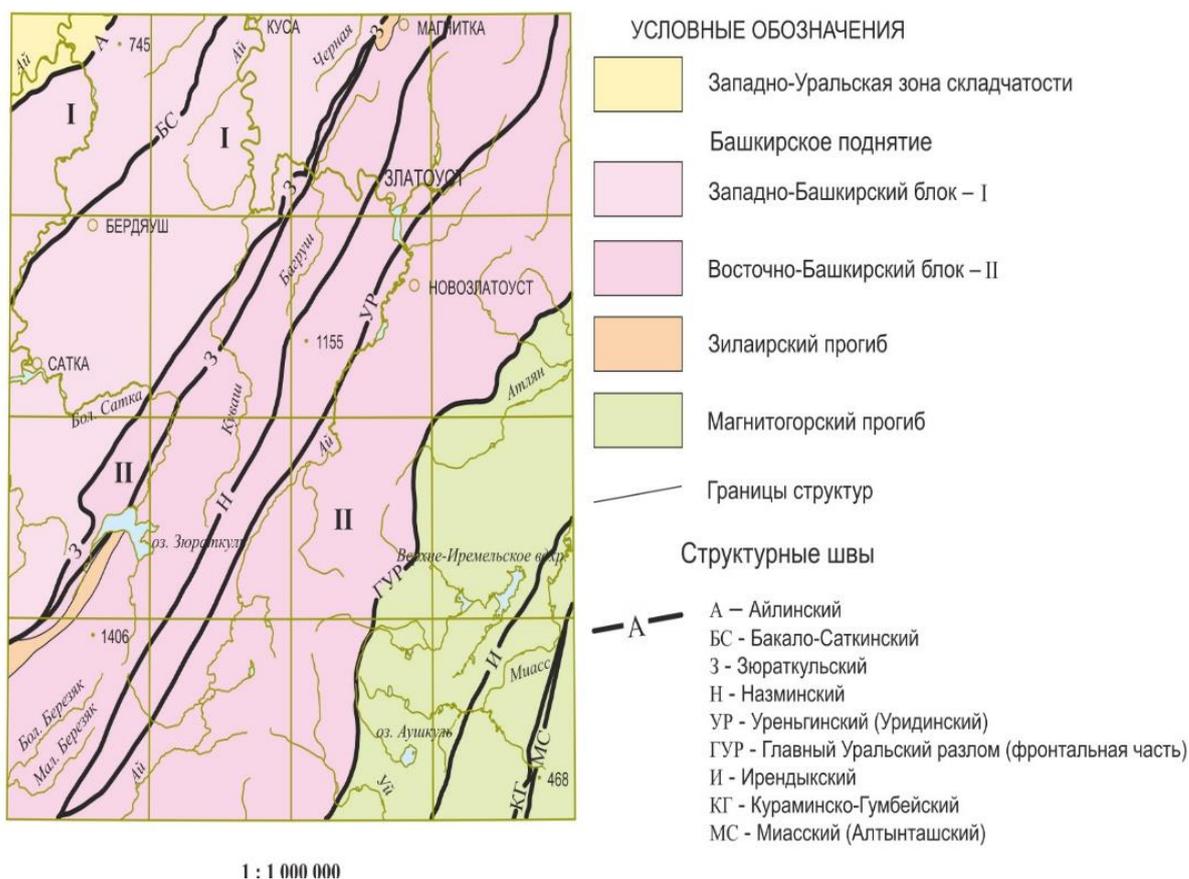
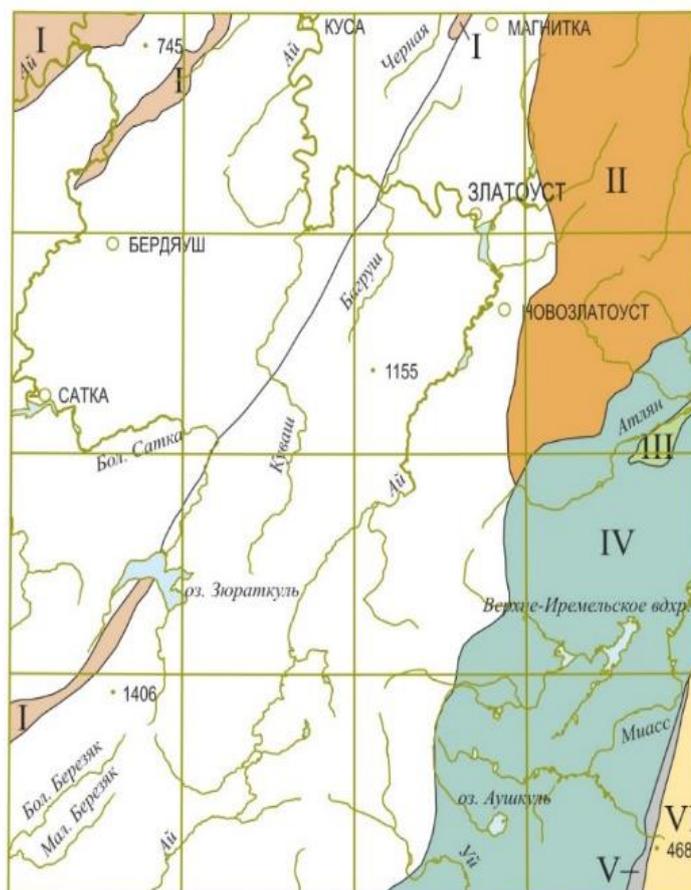


Рис. 2.5. Генеральная тектоническая зональность Южного Урала.

На Рис. 2.6 приведена схема структурно-формационного районирования района работ.

СХЕМА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО РАЙОНИРОВАНИЯ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ



1 : 1 000 000

<p><b>I</b></p> <p>Бельско-Елецкая зона. Иргизлинско-Карская подзона. Ункурданский район</p>	<p><b>V</b></p> <p>Восточно-Магнитогорская зона. Гумбейская подзона</p>
<p><b>II</b></p> <p>Сакмаро-Лемвинская зона. Зилаирская подзона. Киалимо-Сыростанский район</p>	<p><b>VI</b></p> <p>Уйско-Новооренбургская зона. Восточно-Уйская подзона</p>
<p><b>III</b></p> <p>Восточно-Тагильская зона</p>	<p>Палеозойские отложения отсутствуют</p>
<p><b>IV</b></p> <p>Западно-Магнитогорская зона</p>	

Рис. 2.6. Схема структурно-формационного районирования района работ.

На Рис. 2.7. приводятся геодинамические докайнозойские комплексы и формации.

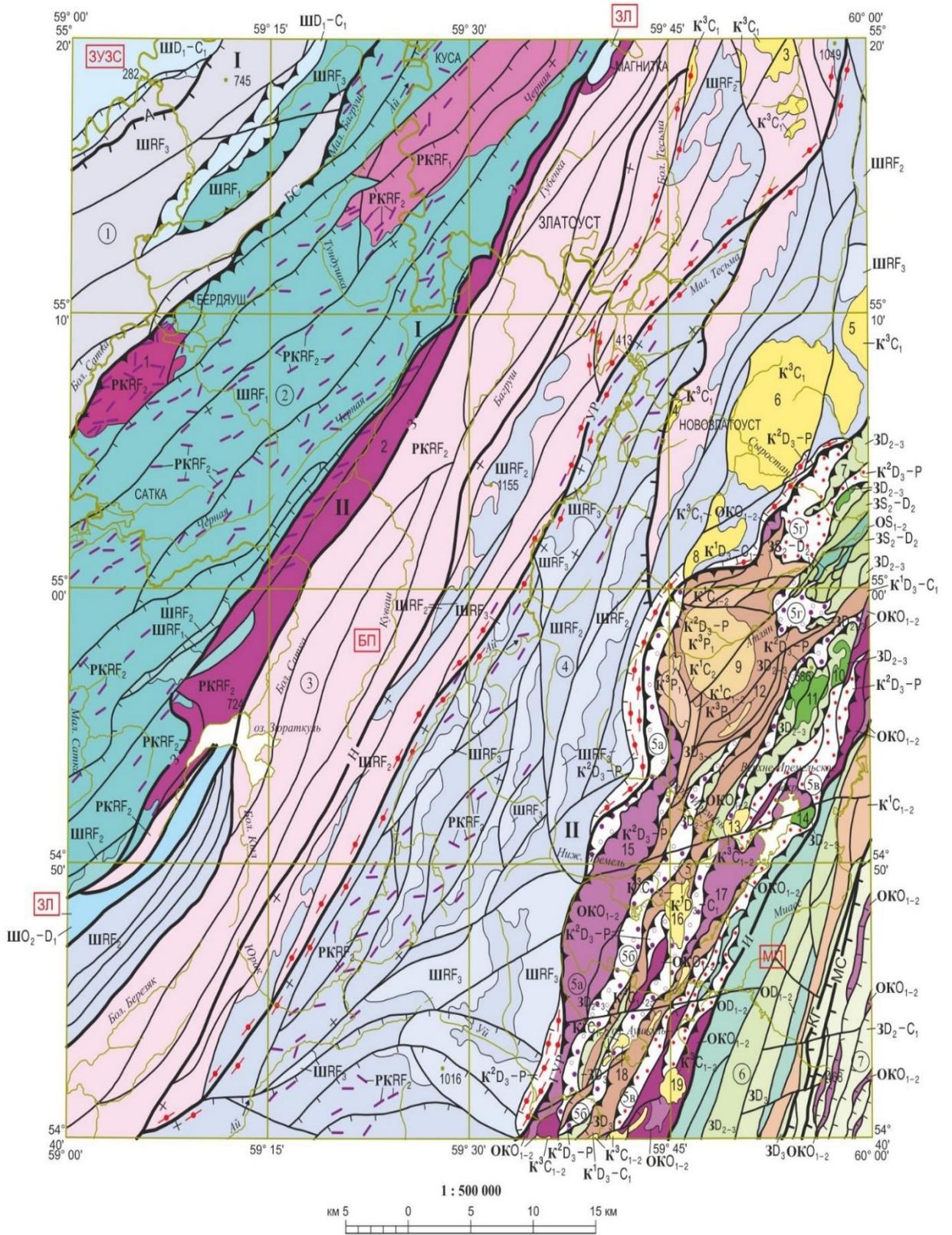


Рис. 2.7. Геодинамические докайнозойские комплексы и формации.

Геодинамические комплексы  Структурные этажи (возраст формаций)	Коллизии			Метаморфиты комплекса основания  КО
	Краевые прогибы	Динамометаморфиты	Плутонические пояса	
	К <sup>1</sup>	К <sup>2</sup>	К <sup>3</sup>	
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ	К <sup>1</sup> С <sub>2</sub>	молассовая  бластомилониты (объекты площадные, линейные) а К <sup>2</sup> Д <sub>3</sub> -Р <sup>*</sup> б К <sup>2</sup> Д <sub>3</sub> -Р	К <sup>3</sup> РZ <sub>3</sub> * гранитная	К <sup>3</sup> Р <sub>1</sub> гранит-лейкогранитовая  К <sup>3</sup> С <sub>1-2</sub> монцодиорит-сиенит-лейкогранитовая  К <sup>3</sup> С <sub>1</sub> габбро-гранодиорит-гранитовая
			К <sup>1</sup> С <sub>1-2</sub> карбонатная, карбонатно-терригенная	
			К <sup>1</sup> Д <sub>3</sub> -С <sub>1</sub> флишеидная, олистостромосодержащая	

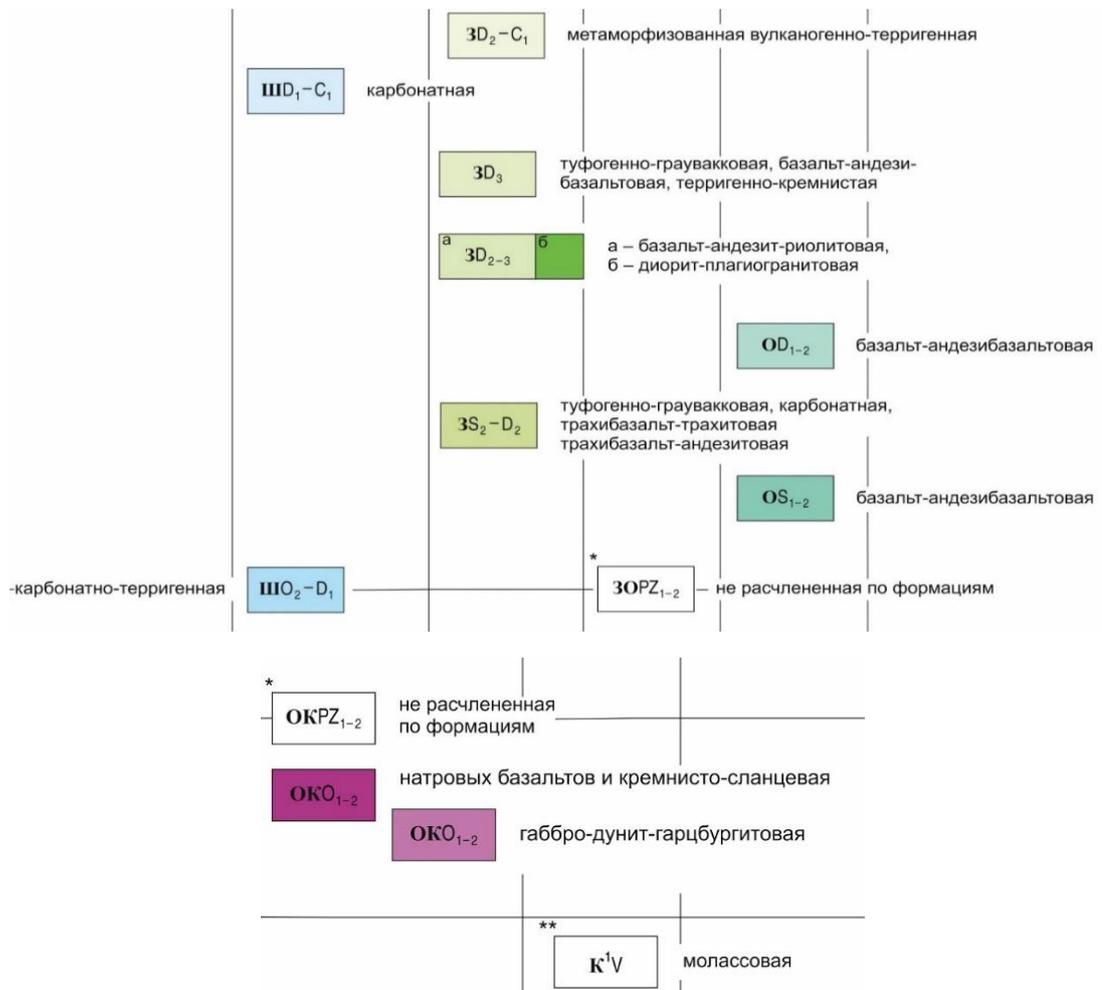
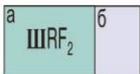


Рис. 2.8. Условные обозначения к Карте геодинамических докайнозойских комплексов (позднепалеозойский, среднепалеозойский, и раннепалеозойский)

		а – терригенная, терригенно-карбонатная б – метаморфизованная терригенная
		а – терригенная, карбонатно-терригенная б – метаморфизованная терригенная, карбонатно-терригенная и карбонатная
		а – клинопироксенит-габбро-гранитовая б – габбро-гранит рапакиви-сиенитовая в – габбро-долеритовая, пикритовая метаморфизованная вулканогенно-терригенная трахириолит-базальтовая
		а – карбонатная, карбонатно-терригенная б – метаморфизованная карбонатная, карбонатно-терригенная вулканогенно-терригенная трахибазальтовая

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

### ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ НОМЕРА

**ЗУС** - Западно-Уральская зона складчатости

**БП** - Башкирское поднятие

**I** – Западно - Башкирский блок

Тектонические зоны:

① Инзерская

② Тараташко-Саткинская

**II** – Восточно-Башкирский блок

Тектонические зоны:

③ Кувашская

④ Златоустовская

**ЗП** Зилаирский прогиб (фрагмент)

**МП** Магнитогорский прогиб

Тектонические зоны:

⑤ Вознесенско-Присакмарская

Пакеты тектонических пластин:

⑤а) Нуралинский

⑤б) Аушкульский

⑤в) Поляковский

⑤г) Горбатовский

⑥ Шартымская

⑦ Алтынташская

### ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ШВЫ

Надвиги: А – Айлинский, КГ – Кураминско-Гумбейский, МС – Миасский (Алтынташский)

Шарьяжи: БС – Бакало-Саткинский, ГУР – Главный Уральский разлом (фронтальная часть)

Взбросы: Н – Назминский, УР – Уреньгинский (Уридинский)

Сложной кинематики: З – Зюраткульский, И – Ирендыкский

### ПРОЧИЕ РАЗЛОМЫ

Надвиги

Шарьяжи

Взбросы

Неустановленной морфологии

Границы комплексов

### ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ И ИХ НОМЕРА

1 – Бердяшский	11 – Круглогорский
2 – Кусинско-Копанский	12 – Тележинский
3 – Киалимский	13 – Краснинский
4 – Уржумский	14 – Кучуковский
5 – Тургоякский	15 – Нуралинский
6 – Сыростанский	16 – Шерамбаевский
7 – Массив г. Известной	17 – Узынкырский
8 – Валежинский	18 – Аушкульский
9 – Атлянский	19 – Константиновский
10 – Жмаевский	

Рис. 2.9. Условные обозначения к Карте геодинамических докайнозойских комплексов (Позднепротерозойский и главные структуры).

## 2.5. Метаморфизм

Эволюция метаморфизма в этом районе характеризуется сложной последовательностью событий, которые привели к преобразованию первичных осадочных и вулканических пород под влиянием глубинных флюидов, высоких температур и давления. Согласно схеме метаморфизма (Рис. 2.10), в Южном Урале выделяются несколько метаморфических зон, каждая из которых демонстрирует различные степени метаморфических преобразований.

Зоны варьируются от субфаций гранатовой до ставролитовой метаморфизации, отражая разнообразие геологических условий в различных частях региона.

Протерозойский период был отмечен началом значительных метаморфических событий, которые продолжались и усиливались в палеозое, кульминируя в тектонически активных периодах, приведших к формированию современного строения Уральской орогенной зоны. Отметим особый вклад учёных В.С. Коптева-Дворникова и Е.С. Доброхотовой в исследование метаморфизма протерозойских пород уреньгинской свиты.

Рис. 2.10. сопровождается размещением комплексов метаморфизма.

Метаморфизм сопровождался множественными тектоническими движениями, усложнением складчатости и формированием разрывных структур.

Исследования сланцев и мраморов верхней карбонатной подсвиты позволили дать наиболее полное описание метаморфических явлений в этой области. В дополнение к метаморфическим событиям Южный Урал характеризуется значительной интрузивной активностью, что подтверждается наличием многочисленных даек, аплитов и сиенитов, пронизывающих мраморные образования и способствующих метаморфическим преобразованиям.

Магматические массы, проникшие в вышележащие горизонты по системам крупных разломов, стали катализаторами обширных метаморфических изменений в кровле интрузии. Эродированные останцы кровли, состоящие из слюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов и мраморных блоков, демонстрируют интенсивность процессов перекристаллизации. Причиной столь глубоких процессов преобразования карбонатов стали индуцированные пневматолитические растворы. Это привело к проявлениям фельдшпатизации, грейзенизации и березитизации, сопровождаемым новообразованием биотита, тремолита, мусковита, андалузита, ставролита и ортоклаза.

Тектонически активные зоны, представленные участками залегания мраморов и их контактами с другими породами, обусловили развитие зон смятия и рассланцевания.

Мраморы "Темного царства", подвергшиеся интенсивному механическому воздействию, демонстрируют высокую степень трещиноватости и интенсивного бутинирования.

СХЕМА МЕТАМОРФИЗМА

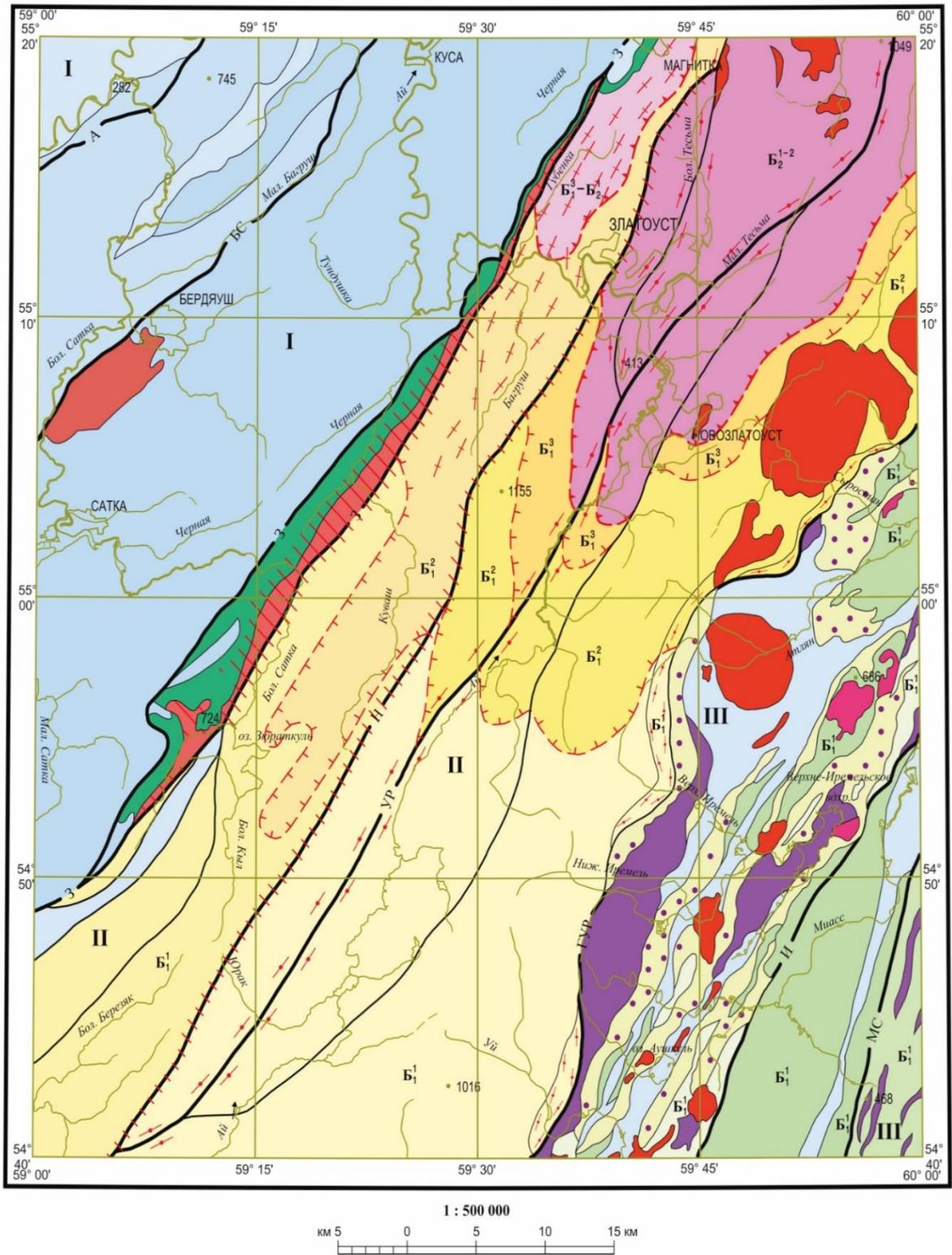


Рис. 2.10. Размещение комплексов метаморфизма.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Зоны метаморфизма			Западная – I		Центральная – II		Восточная – III	
Стадии	Тектонические структуры		Западно-Уральская зона складчатости	Башкирское поднятие				Магнитогорский прогиб
	Фации	Суб-фации		Западно-Башкирский блок		Восточно-Башкирский блок		
				Инзерская зона	Тараташско-Саткинская зона	Кувашская зона	Златоустовская зона	
Региональный метаморфизм *	Ставролитовая	Ставролит-хлорит-хлоритоидная					Б <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>	
	Зеленосланцевая	Гранатовая				Б <sub>1</sub> <sup>3</sup> -Б <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Б <sub>1</sub> <sup>3</sup>	
		Биотитовая				Б <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Б <sub>1</sub> <sup>2</sup>	
		Хлоритовая Эпидот-актинолитовая Эпидот-хлоритовая				Б <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Б <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
Катагенез – начальный ** метаморфизм (катагенез)	Мусковит-хлоритовая (пренит-пумпеллитовая)						Б <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
	Гидрослю-дистохлоритовая (цеолитовая)						Б <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
Диагенез								

Фации метаморфизма даны по:  
 \* С.П. Кориковскому, 1973 г.  
 \*\* А.Г. Косовской, В.Д. Шутову, 1971 г.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Средне-позднепалеозойские

-  Сыростанский, балбукский, атлянский комплексы: гранитоиды, монцодиориты, диориты, сиениты
-  Салаватский комплекс: диориты, габбро

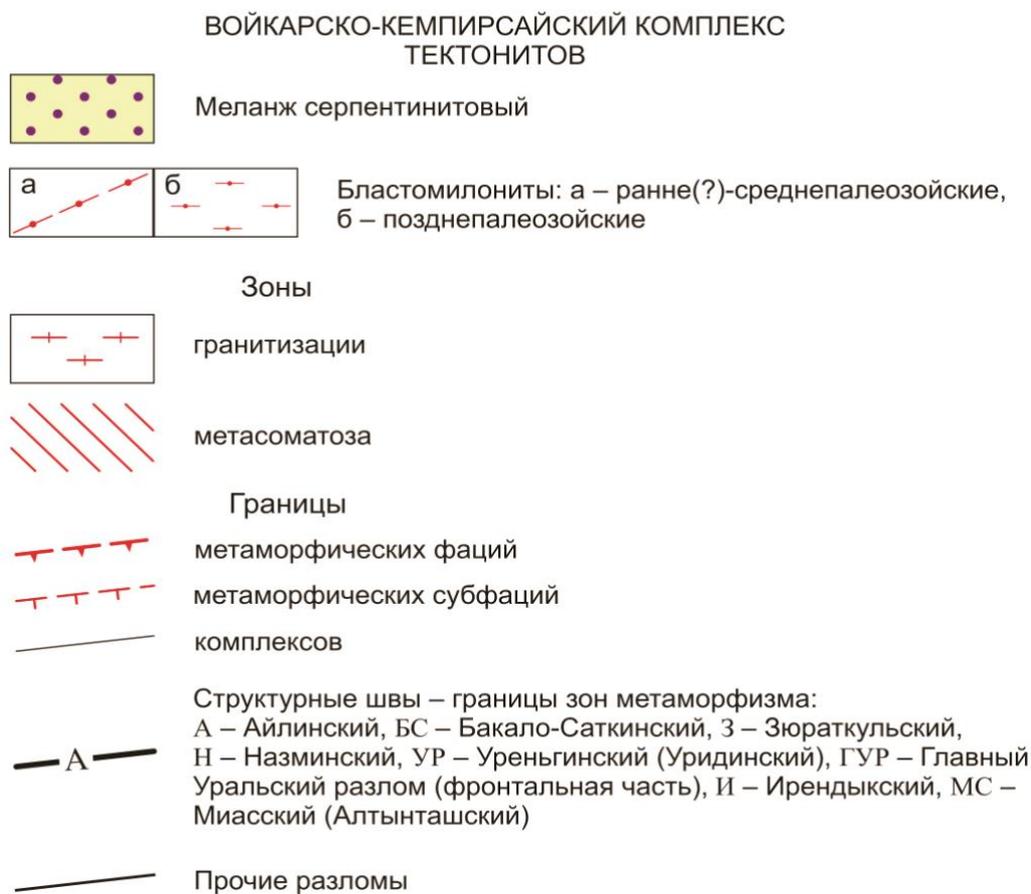
Раннепалеозойские

-  Сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый нерасчлененный: гарцбургиты, серпентиниты апогарцбургитовые и аполерцолитовые, дуниты, аподунитовые серпентиниты, габбро

Среднерифейские

-  Бердяшский комплекс габбро-гранит рапакиви-сиенитовый: монцодиориты, монцогаббро, граниты рапакиви, сиениты
-  Кусинско-Копанский комплекс пироксенит-габбро-гранитовый: габброиды, горнблендиты, клинопироксениты
-  граниты

Рис. 2.11. Условные обозначения к Карте схемы метаморфизма (фации метаморфизма и интрузивные комплексы).



*Рис. 2.12. Условные обозначения к Карте схемы метаморфизма (войкарское-кемпирсайский комплекс тектонитов).*

В заключительных фазах геологической истории региона произошли низкотемпературные гидротермальные процессы, которые способствовали окварцеванию мраморов в зонах милонитизации. В результате образовались кварцевые жилы, часто встречающиеся в приконтактных участках мраморов и гранитов. Вдоль плоскостей сланцеватости мраморов развиты мусковит и пирит.

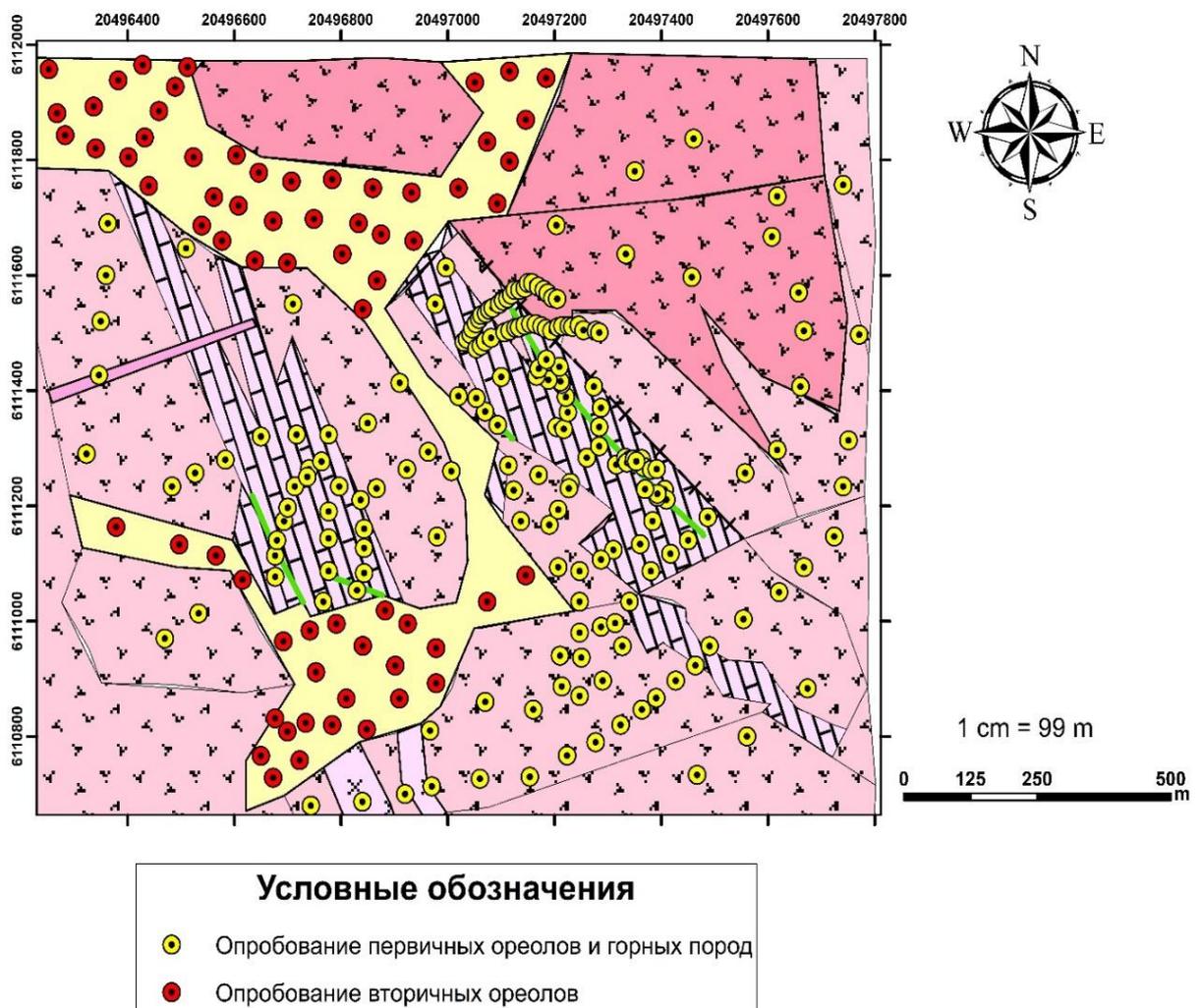
### **ВЫВОДЫ**

1. В регионе по времени образования представлен широкий спектр пород от архея до современных составляющих Уральскую горную систему.
2. Интрузивный процесс в регионе продолжался с древнейших времён по триас включительно. При этом состав пород варьирует от ультраосновных до кислых, щелочных и карбонатитов. Часто породы имеют переменный-промежуточный состав и ксенолиты.
3. Тектоническая позиция подчинена развитию Главного Уральского разлома (шва) с меридиональной ориентацией.
4. Метаморфизм исходных пород проявился в самых широких формах с системой различных метасоматических изменений на его завершении.

### 3. СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

#### 3.1. Опробование изучаемой площади

С целью выяснения минеральных и геохимических особенностей перспективной площади было проведено площадное опробование и объёмных (навесок) проб. Всего около 200 проб. На Рис. 3.1 приведена карта фактического материала на основе мест опробования и взятия образцов. Неравномерность сети опробования объясняется объективными причинами и локализацией скарновой минерализации. При этом опробовались отдельно первичные ореолы в горных породах, а также вторичные ореолы в осадочных отложениях. Последние в итоге показали невысокие результаты.



*Рис. 3.1. Карта фактического материала на исследуемой территории.*

*Условные обозначения на Рис.6.2.*

Отобранные образцы в итоге были систематизированы и приняты в камеральную работу.

### 3.2. Минеральный и химический состав вмещающих пород

На Рис. 3.2 показана геологическая карта сложного гранитного массива Сыростан, который включает и месторождение мрамора «Тёмное царство». На относительно небольшой площади здесь закартированы следующие породы: гнейсы, слюдяные кварцевые сланцы, кварциты, сланцы, мраморы, углеродистые сланцы, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, порфиоровые биотитовые граниты, розовые порфиоровые биотитовые граниты, мелкозернистые граниты и плагиограниты, пегматиты, серпентиниты и четвертичные отложения. Также отмечены места отбора проб на ниобий.

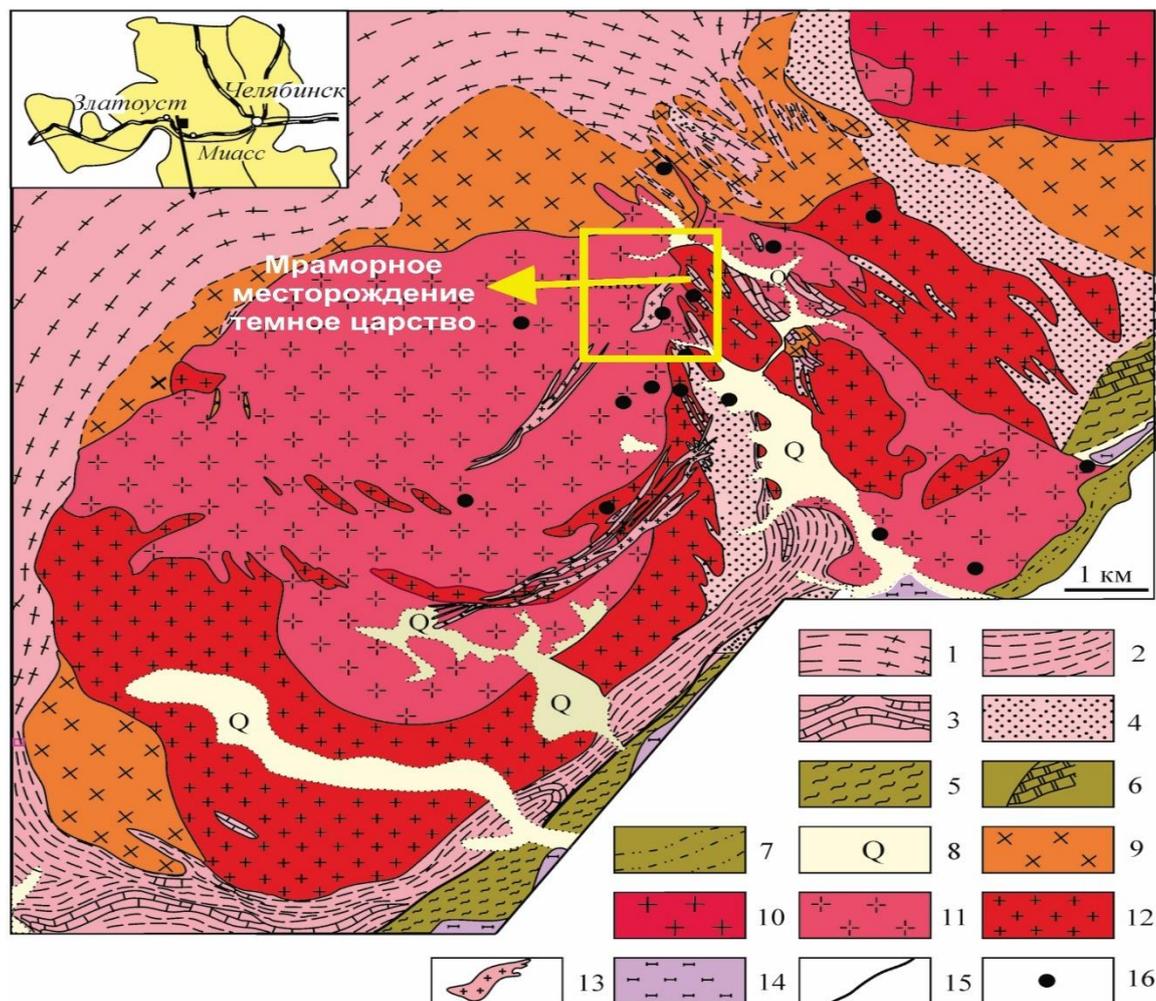


Рис. 3.2. Геологическая карта гранитного массива Сыростан, включающего мраморное месторождение «Тёмное царство» (Макагонов, Муфтахов, 2015 с изменениями).

Условные обозначения: 1 - гнейсы, 2 - слюдяные кварцевые сланцы, 3 - мраморизованный известняк, 4 - кварциты, 5 - сланцы, 6 - мраморы, 7 - углеродистые сланцы, 8 - четвертичные отложения, 9 - гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, 10 - порфиоровые биотитовые граниты, 11 - розовые порфиоровые биотитовые граниты, 12 - мелкозернистые граниты и плагиограниты, 13 - пегматиты, 14 - серпентиниты, 15 - тектонические разломы, 16 - проявления ниобия.

Особо отметим на Рис. 3.2 пёстрый состав пород на сравнительно небольшом поле объекта и определения ниобия в основном в центральной части гранитного массива.

На Рис. 3.3 приведён схематический субширотный геологический разрез через Сыроостанский гранитный массив и месторождение мрамора «Тёмное царство».

На Рис. 3.4 показан борт мраморного карьера, где выделены сверху-вниз кварцевые диориты, мрамора и граниты. Для всего Сыроостанского массива выделяются магматическая интрузивная фаза и поздняя фаза жильных пород. Интрузивная фаза представлена главной интрузивной фацией и фацией эндоконтакта. Породы главной интрузивной фации занимают большую часть массива и представлены в основном среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. Гранитоиды в целом переменного состава (гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, роговообманковые и биотитовые граниты) концентрируются по периферии массива и на участках прогиба его кровли, представляя фацию эндоконтакта среднезернистых биотитовых гранитов.



#### Положение мраморных линз на Сыроостанской гранитной интрузии

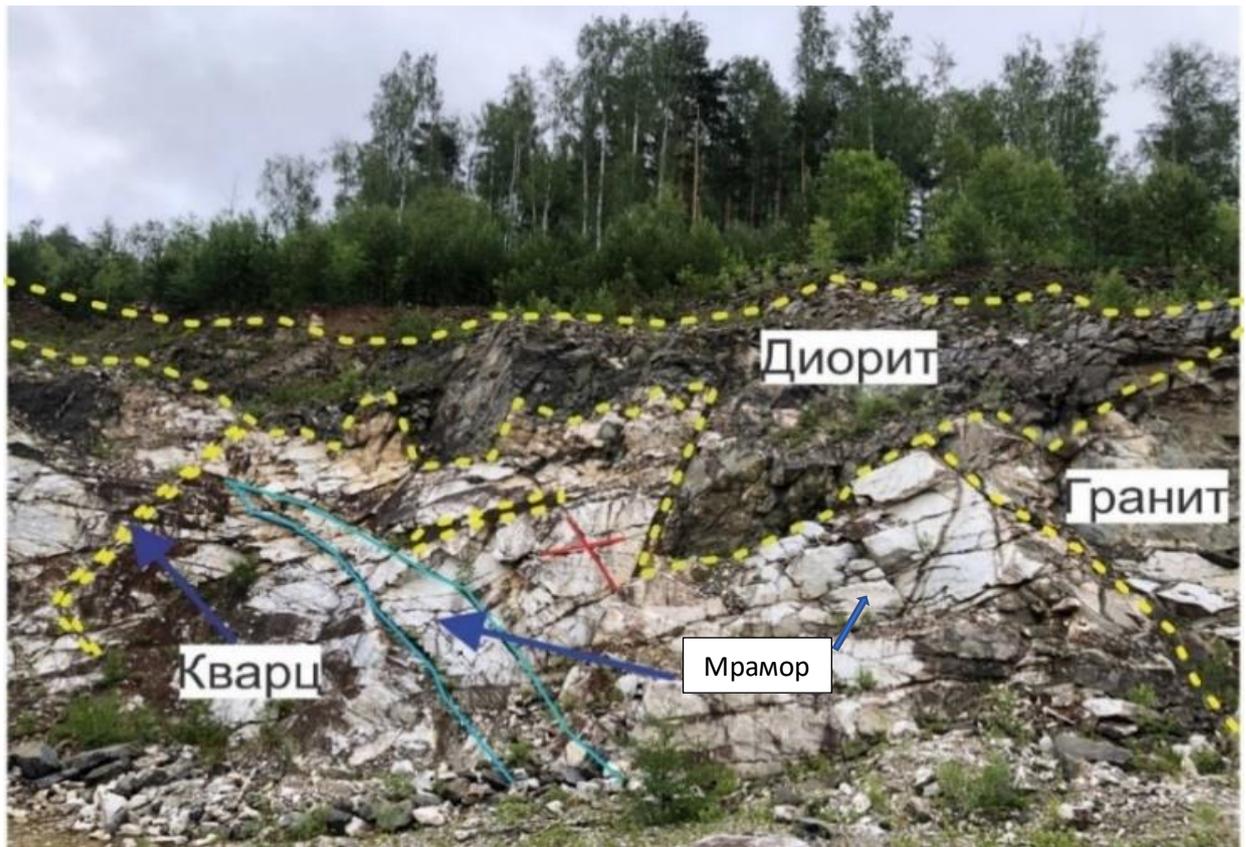


Рис. 3.3. Схематический субширотный геологический разрез через Сыроостанский гранитный массив и месторождение мрамора «Тёмное царство».

Кроме того, в теле гранитоидов часто отмечается масса слабоизменённых тёмных ксенолитов габброидов.

**Сыроостанский мрамор** представляет собой метаморфическую породу карьера (Рис. 3.5), который на сегодня является основным полезным ископаемым.

Мрамора уреньгинской свиты ( $R_{2ur}$ ) Сыроостанского района отрабатываются карьерами много лет. Отличаются повышенной прочностью и светлыми ровными тонами.



*Рис. 3.4. Характер пород и трещиноватости в борту мраморного карьера Сыростанского массива.*



*Рис. 3.5. Мрамор из карьера "Тёмное царство".*

Макроскопически мрамора представляют собой афировые чаше белого цвета массивные, равномернoзернистые породы с относительно крупными кристаллами кальцита (2 – 5 мм), которые вскипают в соляной кислоте. Плотность мрамора составила 2,70 г/см<sup>3</sup> по гидростатическому методу.

Для проверки предположения о карбонатитах на объекте были сделаны аналитические работы. Так, в лаборатории ИГЕМ РАН, г. Москва (аналитик, чл.-кор. АН

РФ, Дубинина Е.О.) проведено измерение изотопного состава С и О в карбонатах Сыростана и для сравнения в органических известняках Домодедовского карьера МО с применением метода масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия (GF IRMS) на масс-спектрометре Delta V+, снабженном опцией GasBenchII (Thermo, Германия).

Карбонаты разлагали в ортофосфорной кислоте при 70° С в течение 1 часа. Ошибка определений величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составила  $\pm 0.1$  и  $\pm 0.2\text{‰}$  (2  $\sigma$ ), соответственно. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  представлены в международных шкалах VPDB и VSMOW соответственно, для калибровки измерений в эти международные шкалы использованы два международных стандарта NBS19 и NBS18. Измерения каждого образца проведены дважды, чтобы проверить их гомогенность. Результаты представлены в Табл. 3.1.

Таблица 3.1 - Изотопный состав карбонатов Сыростана и Домодедовского карьера.

Образец	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	Происхождение, как вывод
1.Сыростан, карьер, мрамор, R <sub>219</sub> .	18.24	1.95	Типичный осадочный карбонат со следами постседиментационного, или метаморфизма с участием небольшого количества водного флюида.
	19.24	1.96	
2.Домодедово, МО, карьер, известняк, С <sub>2</sub> мс.	28.89	1.57	Типичный осадочный карбонат.
	28.94	1.48	

Вывод: оба образца имеют осадочное происхождение, о чем говорит их близкий изотопный состав углерода ( $\approx +1.5\dots+1.95\text{‰}$ ). Это величины, характерные для морских осадочных карбонатов. При этом, морское осадочное происхождение Домодедовского органического известняка не вызывает сомнений. Сыростанский образец имеет следы более позднего флюидного воздействия, что характерно либо для метаморфизованных карбонатов, либо карбонатов со следами постседиментационного взаимодействия с водным флюидом. Кроме того, этот образец также имеет характерную неоднородность именно по изотопному составу кислорода, что также подтверждает более позднее изменение данного карбоната. Таким образом, все последующие изменения Сыростанских мраморов, после процесса метаморфизма осадочных известняков, связаны определённо с воздействием гидротермальных флюидов (Дубинина Е.О., 2024).

Сравним похожий внешне мрамор из крупнейшего в мире месторождения РЗЭ Баян-Обо (Китай), массивный без видимой осадочной слоистости, минералы кальцита-доломита

в основном мелкозернистые, редко до 2 мм в диаметре (Liang et al. 2024; Yang et al. 2024; He et al. 2024; Song et al. 2018; Li et al. 2023). Отметим, что на месторождении Баян-Обо установлено магматическое происхождение лишь магния ( $\delta^{26}\text{Mg}$  имеет среднее значение - 0,3‰), который метасоматически образовал доломиты. Поэтому, карбонатитами называть месторождение Баян-Обо преждевременно. Авторы сами пришли к выводу, что первоначально карбонаты были осадочные, а затем метасоматически преобразовались в доломиты за счёт мантийного Mg. Магний под действием горячих гидротермальных растворов заместил кальций и вся карбонатная порода превратилась в доломит. В нашем случае доломитизированные мрамора массово не обнаружены.

Поскольку мрамора имеют первично-осадочную природу, тогда идентифицируем рудный процесс РЗЭ на объекте как скарновый.

Ранее установлено, что максимальные концентрации ниобия, иттрия, редкоземельных и радиоактивных элементов приурочены к породам жильной фации – дайкам и пегматитам в закартованных зонах скарнирования, которые приурочены к линейным трещинным зонам. Время формирования заключительных интрузивных фаз Сыростанского массива датируется концом карбона–началом перми.

Зоны скарнирования связаны с проявлением РЗЭ минерализации. Скарновые изменения наблюдались на контакте гранитоидов и мраморов месторождения «Тёмное царство» и диоритов (Сыростанский массив) (Рис. 3.1). Пробы были отобраны также из изменённых вмещающих карбонатных пород (скарнификация) на границе с гранитоидами. Полевые исследования показывают, что в скарновых изменениях преобладают эпидот, гранат и пироксен.

Граница между мраморами и диоритами носит непостоянный характер. В других случаях граница гладкая и прямая и совпадает со сдвиговыми швами, что указывает на то, что сами границы носят тектоническое происхождение. Дайково-жильный комплекс тесно связан с обнаруженными в них диоритами и мраморами. Они вырастают в узкие ободки размером от миллиметров до сантиметров. В некоторых случаях скарны формируются в тектонически нарушенных мраморах в виде гнезд и карманов мощностью от 1 до 2 м. Скарны внешне выделяются своей зелёной окраской за счёт скаполита. Трещины в гранитоидах часто выполнены скарновой минерализацией с гранатом, диопсидом и эпидотом.

Для всего Сыростанского массива выделяются магматическая интрузивная фаза и поздняя фаза жильных пород. Интрузивная фаза представлена главной интрузивной фацией и фацией эндоконтакта. Породы главной интрузивной фации занимают большую часть

массива и представлены в основном среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами.

Гранитоиды в целом переменного состава (гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, роговообманковые и биотитовые граниты) концентрируются по периферии массива и на участках прогиба его кровли, представляя фацию эндоконтакта среднезернистых биотитовых гранитов. Кроме того, отмечается масса слабоизменённых тёмных ксенолитов габброидов.

Сыростанский массив представляет собой изометрическое тело, сложенное в основном гранодиоритом. Его корневая зона предполагается в южной части массива, сформировавшаяся на глубине более 20 км и сложенной мигматизированными габброидами и анатектическими гранодиоритами. Центральная и северная части массива сложены гранодиоритами и гранитами. Кроме того, в 5 – 6 км к С-В сформировался Тургоякский гранитоидный массив (Montero et al., 2000; Udoratina et al., 2021).

Район исследований сложен метаморфическим комплексом, мраморным телом в виде линз и диоритами. Кроме того, магматический комплекс обнажается в С-З разрезе мраморного карьера. В комплексе присутствуют кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты, лейкограниты (Georgievskiy et al., 2021). Скарновая минерализация образовалась при взаимодействии карбонат-содержащих вмещающих пород с магматическими гидротермальными флюидами.

**Граниты** сложены крупными телами, приуроченными к центральной части массива, а также дайками и жилами различного состава и размера. Граниты представлены биотитовыми, двуслюдяными и микроклиновыми (розовыми) разновидностями. Гранит обычно имеет серый или розовый цвет. Розовые граниты имеют мелко- и среднезернистую гранитную структуру, иногда порфировую (с развитием мегакристаллов калиевого полевого шпата среди основной массы плагиоклаз-кварц-калишпат-биотитового состава). Изученный гранит богат кремнезёмом, концентрация  $\text{SiO}_2$  колеблется от 59,54 до 76,14 мас. %.

Заметим, что гранитная коровая магма легче окружающей её среды и поэтому стремится подняться «вверх». Во время складкообразования она выжимается и в виде жидкой массы интродуцирует вверх в охваченный складкообразованием пояс. Ранее Эскола образно отметил, что «гранитную магму можно уподобить поту, который сочится из Матери-Земли при орогенических конвульсиях». Гранитизация в целом характерна для позднеорогенной и заключительной стадий эволюции орогенического пояса.

При полной гранитизации в граниты переходят различные типы пород. При этом породы, по составу близкие к гранитам, такие, как аркозы и метаграувакки,

гранитизируются легко, тогда как известняки и кварциты, состав которых значительно отличается от гранитного, устойчивы к гранитизации и в виде реликтов встречаются в гранитизированных областях. В этой связи можно объяснить устойчивость строматолитовых известняков-мраморов, находящихся в апикальной части массива.

Из постмагматических (метасоматических) преобразований гранитов широко развиты процессы микроклинизации, серицитизации и эпидотизации плагиоклазов, альбитизации полевых шпатов, грейзенизации и карбонатизации по зонам интенсивной трещиноватости.

Глубина интрузии гранитов на исследуемой территории может быть оценена на основе рассчитанных давлений кристаллизации ( $P$ ) по уравнению:  $P = \rho gh$ , где  $P$  - давление кристаллизации (GPa),  $\rho$  - плотность континентальной коры (2,73 кг/м),  $g$  - сила тяжести (около 10,0 м/с<sup>2</sup>),  $h$  - глубина (км). Т.о, глубина интрузии Сыростанского гранита во время внедрения магмы массива составляет до 3,5–6,4 км.

В результате исследований выяснилось, что главным фактором рудного контроля является Сыростанский массив гранитоидов, включая и кварцевые диориты, которые макроскопически практически не различаются. Кроме того, мрамора проявили себя в метасоматическом процессе как геохимический барьер. При этом скарнообразование телескопировалось по вертикали затрагивая апикальную часть гранитоидного массива и вышележащие мрамора.

**Микрогранит** сложен в основном микроклином (20–50%), плагиоклазом (20–50%), кварцем (15–25%) и биотитом (5–10 %). Плагиоклаз образует сдвоенные зональные гипидиоморфные до идиоморфных зёрен и располагается в виде пертитов в калиевых полевых шпатах (Рис. 3.6). Зёрна интенсивно изменены в центральной части. Обильно развит мирмекит.



Рис. 3.6. Внешний вид Сыростанского микрогранита.

Антипертиты и включения апатита встречаются редко. По плагиоклазу обнаружены серицит и мусковит. Плагиоклаз проявляет серицитизацию и эпидотизацию в результате гидротермальной деятельности. Зональность плагиоклаза показывает эпидот и серицит от ядра к краю, а также биотит (5–10%) и имеет среднезернистую или крупнозернистую текстуру. Перекристаллизованный кварц имеет две генерации. Кроме того, хлорит, эпидот и кальцит являются вторичными минералами. Акцессорные минералы включают непрозрачные минералы, такие как циркон и апатит.

Основные, второстепенные и акцессорные минералы, обнаруженные в микрограните, показаны на Рис. 3.7, а-г.

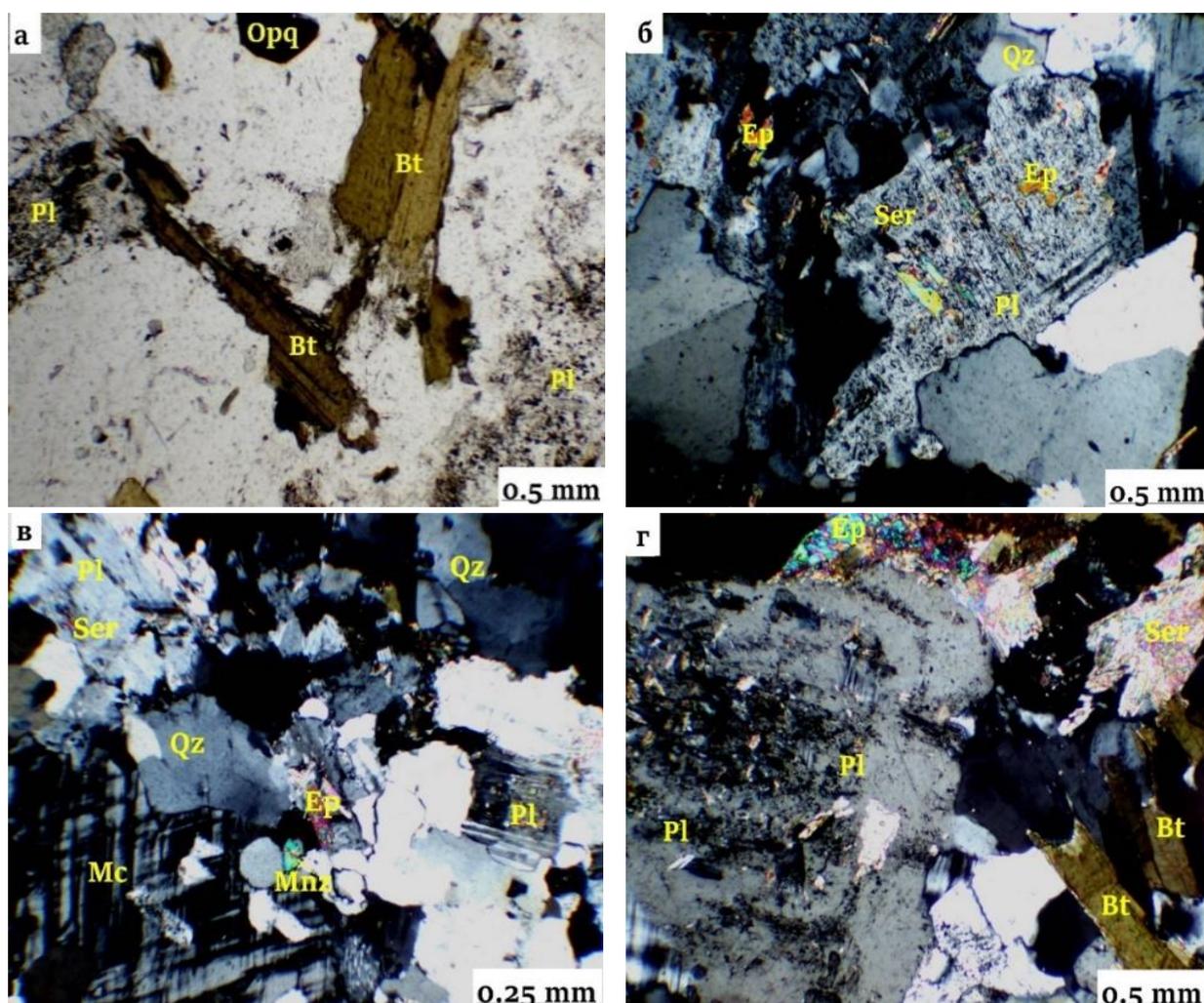


Рис. 3.7. Микроскопическое исследование микрогранита:

(а) гранитные породы с плагиоклазом, биотитом и непрозрачным минералом (без анализатора); (б) зерно плагиоклаза, частично замещённое серицитовым агрегатом, эпидотом и кварцем (с анализатором); (в) минералы монацит, серицит, эпидот, микроклин и плагиоклаз (с анализатором); (г) плагиоклаз, биотит, серицит и эпидот (с анализатором). Сокращения минералов: Qz- кварц; Pl - плагиоклаз; Mc -микроклин; Bt - биотит; Ep -эпидот; Ser - серицит; Mnz - монацит.

**Диорит** представлен породой грязно-серого цвета, с мелко-среднезернистой структурой и реже массивной текстурой (Рис. 3.8). Диориты представляют собой разновидности лейкогранита, состоящие в основном из щелочного полевого шпата.



*Рис. 3.8. Вид диорита в обнажении.*

Гранодиориты представлены в окраинах массива биотитовыми, амфибол-биотитовыми, очень редко двуслюдяными, деформированными и недеформированными разновидностями. Из-за появления мегакристаллов калиевого полевого шпата они часто имеют порфировидную структуру, гнейсовидную, реже массивную текстуру. Породы обычно тёмно-серые, но могут быть и розоватыми. Состоят из следующих минералов: плагиоклаза (40-60%), калиевого полевого шпата (15-40%), кварца (10-15%), биотита (0-10%), амфибола (0-5%) и мусковита (0-5%). Акцессорными минералами являются апатит, сфен, эпидот, ортит и циркон. Кварцевые диориты пользуются подчиненным развитием в районе Сыростанского массива. Они образуют жильные тела и ореолы вокруг ксенолитов основного состава при ассимиляции последних более кислыми растворами. Породы мелко- и среднезернистые, практически всегда гнейсованные. Плагиоклаз встречается в виде зональных идиоморфных, либо гипидиоморфных зёрен. Зональность в зернах прямая, в некоторых случаях некоторые зоны сосюртитизированы и серицитизированы.

В диорите встречены ксенолиты чёрного цвета габброидов. Контакты между мраморами и диоритами контрастные.

**Лейкогранит** представлен светлой равномернозернистой породой (Рис. 3.9). Отличается деформированной пластинкой плагиоклаза, большая часть плагиоклаза изменена. В породе присутствует биотит и микроклин. Биотит содержит циркон в виде включений. Также можно определить графическую текстуру кварца и щелочного полевого шпата, минеральный состав лейкогранита приведён на Рис. 3.10 а-г.

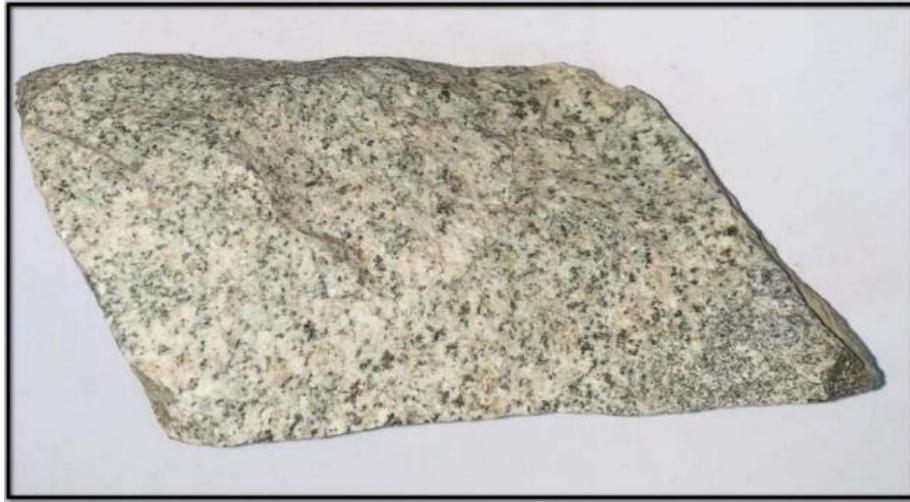


Рис. 3.9. Внешний вид лейкогранита.

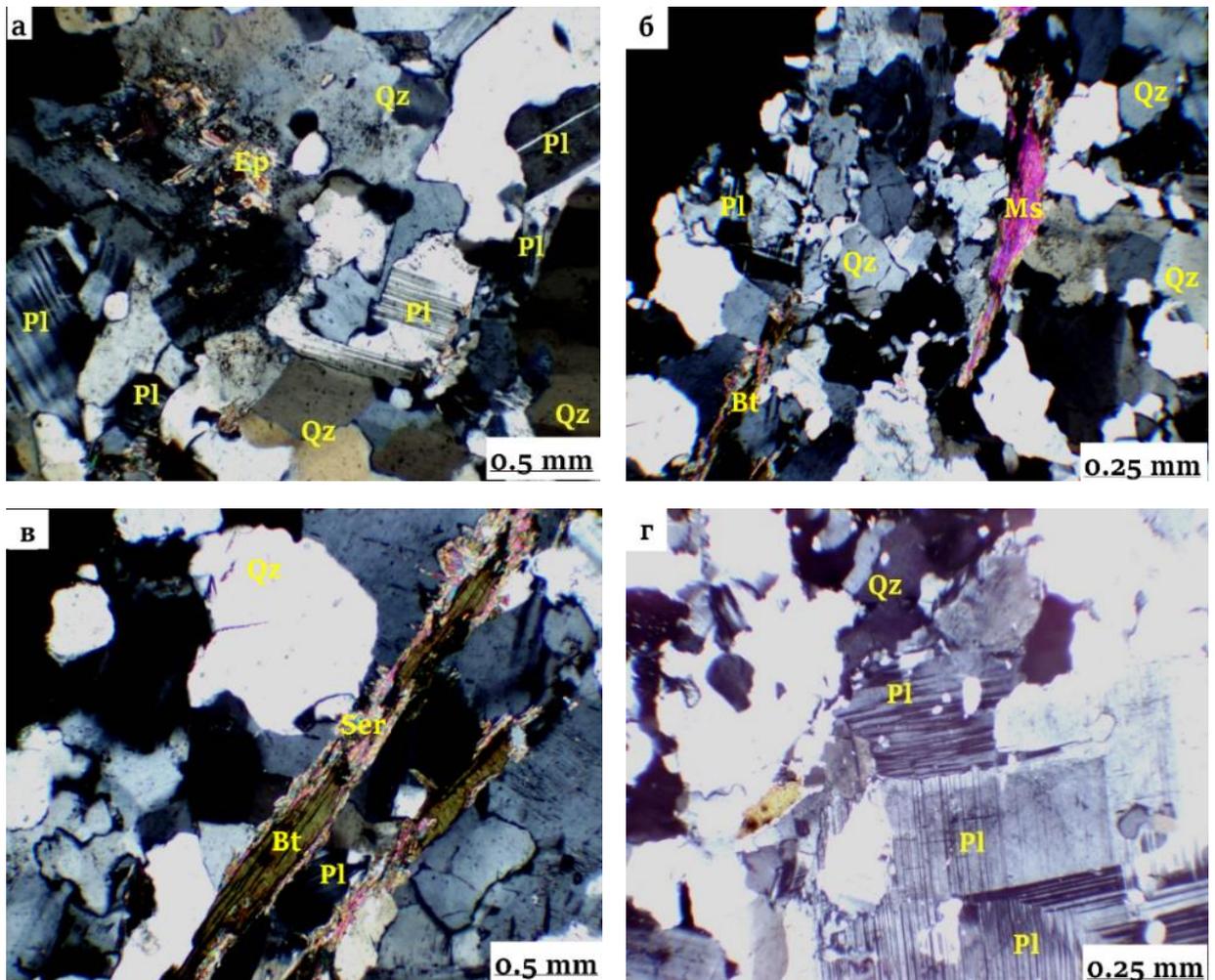


Рис.3.10. Микроскопическое исследование лейкогранита:

(а) - плагиоклаз, кварц и эпидот (с анализатором), (б) - плагиоклаз, кварц, несколько минералов биотита и мусковита (с анализатором), (в) - плагиоклаз, кварц и серицит (с анализатором), г) - плагиоклаз и кварц (с анализатором). Сокращения минералов: Qz - кварц; Pl - плагиоклаз; Bt - биотит; Ep - эпидот; Ser - серицит; Ms - мусковит.

**Биотитовые граниты** состоят из кварца (15–20%), плагиоклаза (35–55%), микроклина (15–35%) и биотита (5–15%). Внешний вид биотитового микрогранита приведён на Рис.3.11.



*Рис.3.11. Биотитовый микрогранит.*

Характерны серицит, эпидот и кальцит с плагиоклазовой зональностью. Порода сильно эпидотизирована. Апатит и монацит — акцессорные минералы. Основные, второстепенные и акцессорные минералы, обнаруженные в биотитовом микрограните показаны на Рис. 3.12, а-з.

Плагиоклаз встречается в калиевых полевых шпатах в виде зональных идиоморфных, реже гипидиоморфных зерен, а также пертитов и идиоморфных кристаллов. Присутствуют включения антипертитов и апатита. Зональность зёрен прямая, с сосюритизированными и серицитизированными ядрами и зонами. Зёрна часто двойниковые. Калиевый полевой шпат встречается различных размеров, чаще всего в виде ксеноморфных зерен с речной структурой, содержащих пертиты.

В порфировых вкрапленниках гранодиоритов обнаружены биотит, идиоморфный зональный плагиоклаз и веретеновидные вроски пертита. Биотит, а также включения амфибола и калиевого полевого шпата. Биотит содержит апатит, магнетит, циркон, включения сфена и ортита; часто сростается с идиоморфным эпидотом или содержит его в виде включений; редко образует сростки с мусковитом. Плеохроизм от светло-коричневого до темно-зелёновато-коричневого и чёрного, с отдельными крупными деформированными зёрнами. Гранодиориты с роговой обманкой в Сыростанском массиве редки, и представлены гипидиоморфными кристаллами, иногда образующими скопления и сростки с биотитом; наблюдаются близнецы.

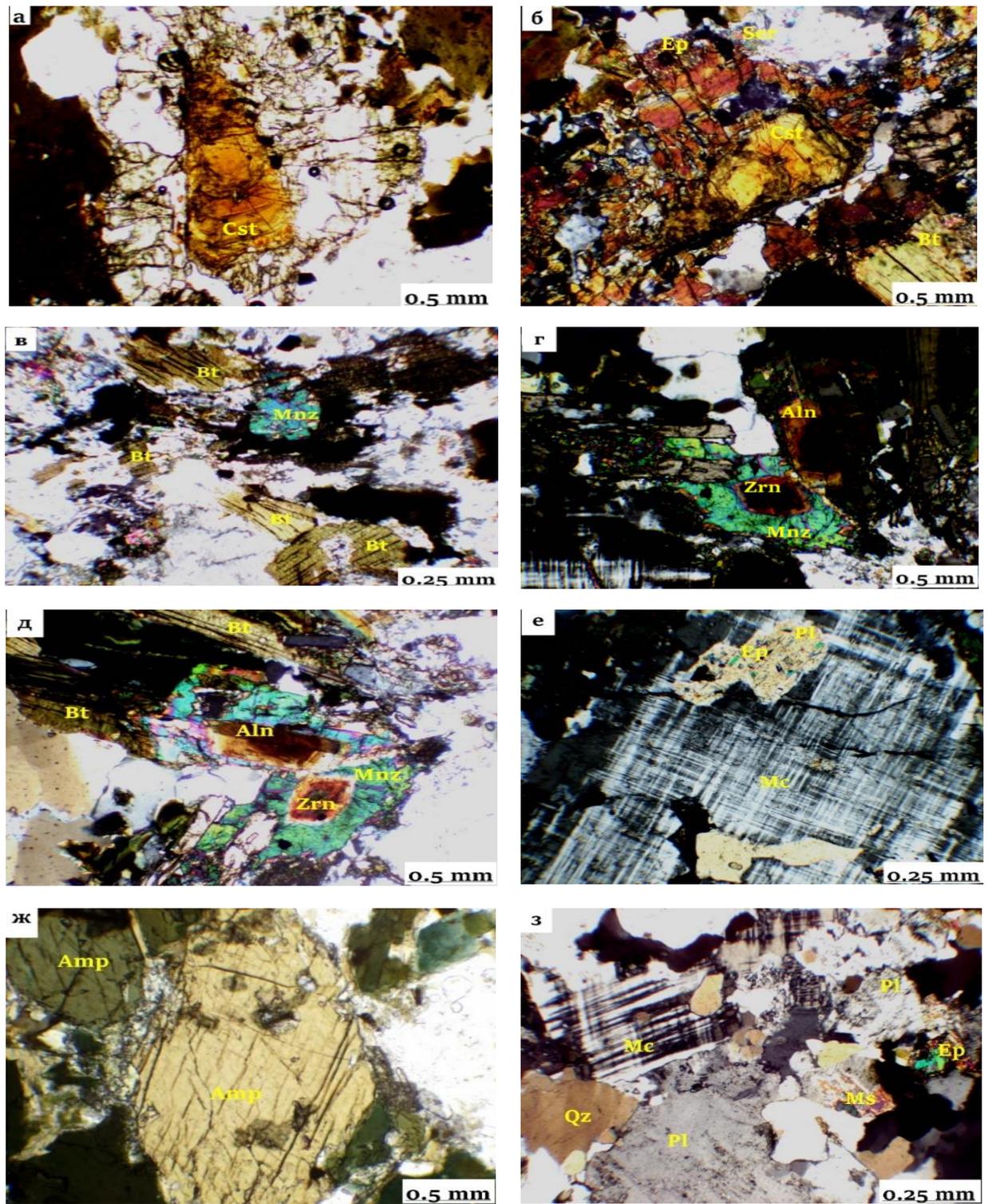


Рис. 3.12. Микроскопическое исследование биотитового гранита: (а и б) минералы касситерита в биотитовом граните (с анализатором); (в) биотита и монацита (с анализатором); (г и д) показывает обилие акцессорных минералов монацита, алланита и циркона с биотит (с анализатором); (е) измененный плагиоклаз с серицитом, эпидотом и крупным кристаллом микроклина; (ж) амфиболовый минерал с двумя наборами спайности в биотитовом граните (без анализатора); (з) плагиоклаз, перекристаллизованный кварц, микроклин, мусковит и эпидот (с анализатором). Сокращения минералов: Qz- кварц; Pl - плагиоклаз; Mc - микроклин; Bt - биотит; Amp - амфибол; Ep - эпидот; Сер - серицит; Mnz - монацит; Aln - алланит; Zrn - циркон; Cst - касситерит.

В виде включений встречается биотит, апатит, магнетит, в редких случаях плагиоклаз.

По сравнению с вторичным мусковитом (II) мусковит первой генерации (I) образует более крупные и идиоморфные лейсты с включениями циркона. Биотит и идиоморфный эпидот образуют сростки с мусковитом (I). Мусковит (II) встречается в виде сноповидных и сферолитовидных скоплений, реже в виде тонких отдельных листьев. Образуется после биотита, мусковита (I) и плагиоклаза.

Кварц представлен светло-серыми ксеноморфными гранулами с волнистыми мозаичными выцветаниями.

Апатит почти бесцветен, прозрачен и имеет часто округлые грани. Встречается в виде включений практически во всех значимых минералах или в межзерновой области. Апатит в массиве Сыростана присутствует и развивается в основных минералах, образующих гранит, и относится к магматическому этапу. Апатит является основным источником фтора во всех типах горных пород.

Эпидот характеризуется идиоморфными и ксеноморфными зернами, которые часто связаны с зернами биотита и могут содержать ортит в ядре минерала. Цвет эпидота варьируется от бесцветного до бледно-фисташкового. Циркон встречается в виде включений длинно- и среднепризматических кристаллы в биотите, роговой обманке и межзерновом пространстве светло-коричневого цвета.

Пегматитовые жилы относительно тонкие, с максимальной мощностью до 10 см. Микрогранитные жилы проходят чаще по ослабленным зонам на границе диорит-мрамор-гранодиорит и частично проникают в диоритовый комплекс и мрамор.

Вторичные минералы включают хлорит, эпидот и серицит. Акцессорные минералы: сфен (до 1–3%), апатит, эпидот, алланит, циркон, рудные минералы (магнетит). Структура породы мелкозернистая, гипидиоморфная. На Рис. 3.13 изображены различные микрофотографии гранитов и диоритов.

Процессы гранитизации наблюдаются на микрогранитах и проявляются в развитии появления крупночешуйчатого мусковита до 1 см, что приводит к превращению микрогранитов в крупнозернистые породы.

В порфировых вкрапленниках гранодиоритов обнаружены биотит, идиоморфный зональный плагиоклаз и веретенovidные вроски пертита. Биотит, а также включения амфибола и калиевого полевого шпата. Биотит содержит апатит, магнетит, циркон, включения сфена и ортита; часто срастается с идиоморфным эпидотом или содержит его в виде включений; редко образует сростки с мусковитом.

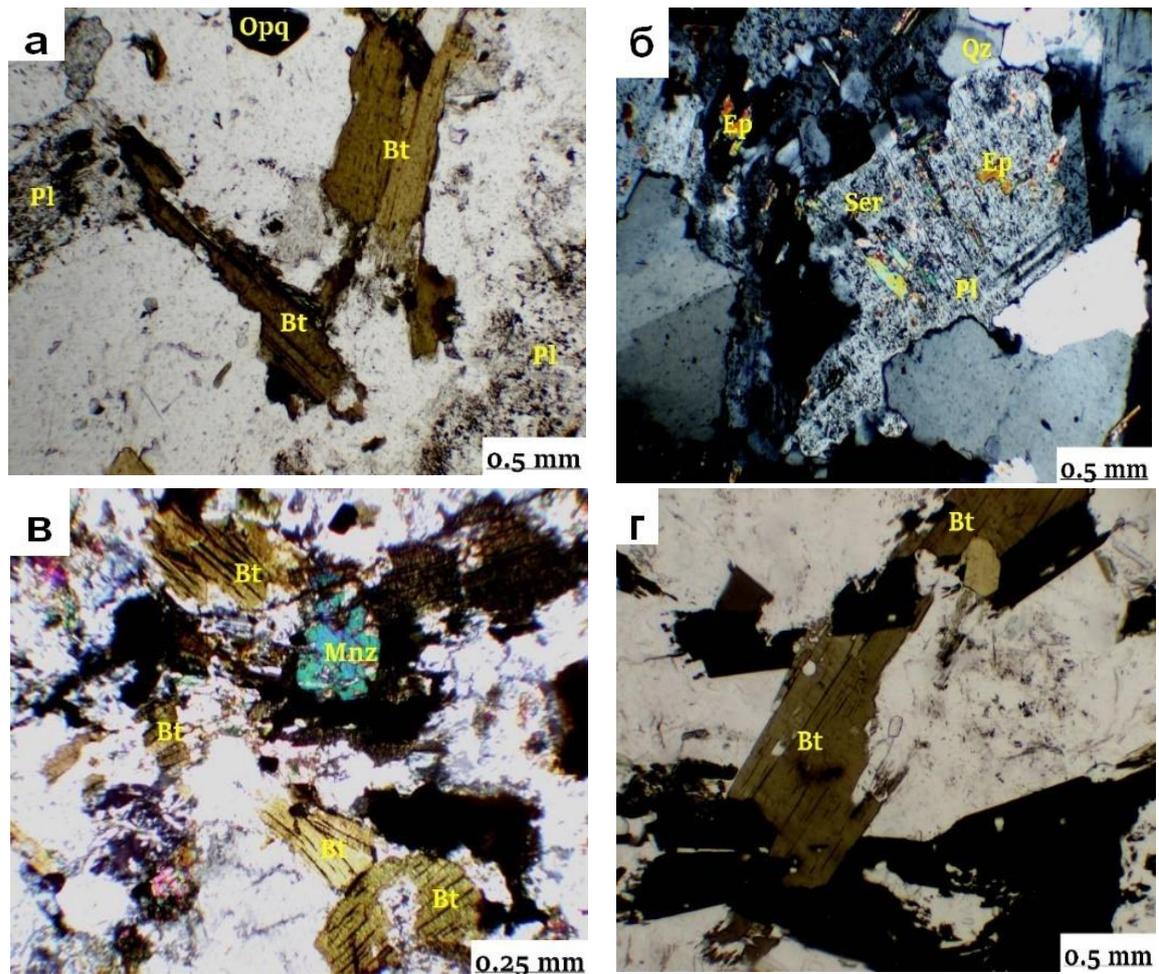


Рис. 3.13. Микрофотографии гранитов и диоритов:

- а) гранит, сложенный кварцем, плагиоклазом и биотитом (без анализатора); б) зерна плагиоклаза, частично замещенные серицитовым агрегатом (с анализатором); в) выделения монацита (с анализатором); г) выделения биотита в диорите (без анализатора). Сокращения названия минералов: Qz - кварц; Pl - плагиоклаз; Mc - микроклин; Vi - биотит; Ep - эпидот; Ser - серицит; Mnz - монацит.

Плеохроизм от светло-коричневого до темно-зелёновато-коричневого и чёрного, с отдельными крупными деформированными зёрнами. Гранодиориты с роговой обманкой в Сыростанском массиве редки и представлены гипидиоморфными кристаллами, иногда образующими скопления и сростки с биотитом. В виде включений встречается биотит, апатит, магнетит, в редких случаях плагиоклаз.

Апатит почти бесцветен, прозрачен и имеет часто округлые грани и является основным источником фтора во всех типах горных пород. Встречается в виде включений практически во всех значимых минералах или в межзерновой области. В Табл. 3.2 приведены показательные составы основных оксидов гранитоидных пород и диорита, как небольшая часть полученной аналитики.

Исходя из высокой суммарной величины щелочности (7–10%), изученные гранитные комплексы Южного Урала относятся к известково-щелочной и высоко калиевой известково-щелочной серий.

Ещё одна особенность Сыростанских гранитов привлекает к себе внимание. Это отрицательная связь ранее рассмотренных мафических породообразующих оксидов с  $\text{SiO}_2$ , при чёткой тенденции к нелинейному разбросу и слабой корреляции с этим компонентом  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Такую особенность химизма пород можно расценивать как признак кристаллизационного фракционирования магмы при её становлении и эволюции в магматической камере (Li et al. 2020; Sekitarnya and Selatan 2021).

### 3.3. Генетическая классификация Сыростанского гранита

Преимущество генетической классификации состоит в том, что она поможет как выявить тектонический контекст, так и отразить особенности источника магмы.

Основные компоненты гранитных пород, как правило, составляют низшую точку эвтектики после значительной фракционной кристаллизации, что делает невозможным выделение протолитов, что затрудняет описание генетического типа высокоразвитых гранитов (X. H. Li et al., 2007). В результате петролого-геохимической характеристики образцов можно сделать вывод, что гранит Сыростанского массива является фракционированным гранитом I типа (Рис. 3.14).

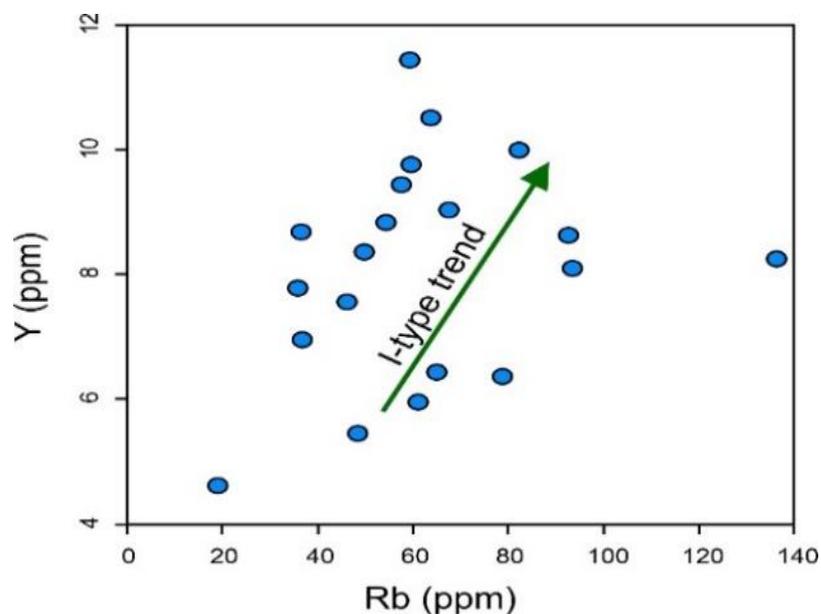


Рис. 3.14. График зависимости  $Y$  от  $Rb$ , показывающий тенденцию увеличения  $Y$  с ростом  $Rb$ .

Таблица 3.2 - Составы основных оксидов и элементов гранитоидных пород.

Породы	BG1	BG2	BG3	BG4	BG5	BG6	BG7	BG8	LG1	LG2	LG3	LG4	LG5	LG6	LG7	MG1	MG2	MG3	MG4	MG5
<b>Основные элементы wt.%</b>																				
SiO <sub>2</sub>	69.52	68.35	59.54	68.72	68.62	67.43	66.55	65.98	73.43	76.17	74.62	73.92	75.23	75.48	75.89	70.64	70.45	69.85	70.68	70.82
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.36	0.66	0.48	0.57	0.44	0.73	0.59	0.02	0.03	0.02	0.19	0.24	0.08	0.06	0.23	0.22	0.21	0.37	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.38	13.85	17.3	15.3	15.79	15.93	16.11	16.88	12.71	12.89	13.84	13.29	12.89	13.98	12.88	14.62	15.17	14.82	15.45	15.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.51	2.03	5.02	2.78	2.83	2.87	3.42	3.06	0.28	0.52	0.36	1.29	1.37	0.33	0.5	1.93	1.82	1.98	1.87	1.49
MnO	0.033	0.063	0.093	0.053	0.041	0.064	0.072	0.044	0.015	0.022	0.007	0.033	0.059	0.093	0.049	0.043	0.037	0.038	0.048	0.03
MgO	0.82	0.84	1.65	0.89	1.2	1.34	1.43	1.77	0.19	0.1	0.08	0.42	0.49	0.18	0.15	0.53	0.46	0.75	0.79	1.04
CaO	2.23	1.45	4.81	2.24	2.75	2.87	3.49	3.64	2.77	0.95	0.53	1.28	1.33	1.48	1.8	2.06	1.81	1.99	2.46	3.26
Na <sub>2</sub> O	4.42	4.98	5.33	4.85	4.59	4.68	5	4.65	5.98	5.84	5.63	5.42	3.98	5.46	4.24	5.29	4.89	4.94	4.97	4.97
K <sub>2</sub> O	3.67	2.82	3.5	3.62	2.44	2.69	2.07	1.87	2.44	2.47	3.61	2.69	3.88	2.3	3.82	3.47	3.43	3.45	2.67	1.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.08	0.28	0.25	0.23	0.29	0.28	0.32	0.01	0.02	0.02	0.11	0.08	0.02	0.01	0.09	0.07	0.07	0.15	0.2
A/NK	0.95	0.99	0.93	0.87	1.41	1.27	1.56	1.94	0.87	0.89	0.68	0.91	0.83	1.11	0.80	0.80	0.90	0.87	1.16	2.16
A/CNK	0.43	0.68	0.19	0.39	0.51	0.44	0.45	0.53	0.31	0.94	1.28	0.71	0.63	0.75	0.44	0.39	0.50	0.44	0.47	0.66
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.83	0.57	0.66	0.75	0.53	0.57	0.41	0.40	0.41	0.42	0.64	0.50	0.97	0.42	0.90	0.66	0.70	0.70	0.54	0.30
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.20	1.77	1.52	1.34	1.88	1.74	2.42	2.49	2.45	2.36	1.56	2.01	1.03	2.37	1.11	1.52	1.43	1.43	1.86	3.36
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	8.09	7.8	8.83	8.47	7.03	7.37	7.07	6.52	8.42	8.31	9.24	8.11	7.86	7.76	8.06	8.76	8.32	8.39	7.64	6.45
<b>Микроэлементы (ppm)</b>																				
K	38103	35682	37545	36850	32456	36982	38801	34564	20671	20420	19857	20198	20654	20654	20542	29248	29104	29006	29356	29325
Ti	2812	2645	2987	2687	2785	2860	2354	2598	130	89	125	116	108	121	128	1278	1154	1230	1068	1250
Rb	82	78	59.25	56.78	63.47	59.41	54.23	35.62	36	60.24	135.94	19.79	92.43	48.16	93.17	68	45.4	63.97	49.58	36.11
Cs	1.5	1.38	1.15	0.74	0.85	1.69	0.79	0.85	0.33	0.62	3.89	0.35	1.5	1.07	1.32	1.1	0.63	0.96	1.45	0.7
Be	2.6	2.71	1.74	2.19	1.74	1.89	2.48	1.58	3.1	2.06	2.69	1.49	2.35	4.85	2.72	1.4	1.16	2.07	1.89	2.21
Sr	720	756	878	789	757	1135	949	1228	183	548	287	689	322	499	108	757	789	659	968	1229
Ba	1150	698	1768	1449	1203	1307	893	1644	211	1124	674	782	930	129	238	1130	2292	1003	1179	801
Sc	3.4	2.3	3.7	2.34	4.76	4.39	8.49	6.74	0.47	0.72	3.36	1.26	2.35	1.44	0.97	1.8	2.04	2.19	2.98	1.19
V	39	33.95	35.43	29.69	42.95	37.98	62.86	52.08	3.7	9.56	6.78	17.72	11.96	3.76	2.43	18	17.53	13.87	21.83	44.75
Cr	6.8	5.86	5.83	7.48	5.49	6.64	6.87	7.74	2.34	1.1	0.77	1.25	2.62	2.81	4.07	3.2	4.06	6.71	4.42	1.5

Продолжение таблицы 3.2

Co	5.2	4.9	5.56	4.08	5.08	7.59	5.35	0.89	0.64	0.78	0.98	1.05	0.89	0.78	0.39	2.5	2.4	2.03	3.03	4.54
Ni	5.9	4.07	3.44	2.24	5.36	4.93	5.84	5.72	2	1.77	1.89	3.76	2.5	3.05	1.65	2.7	2.94	2.5	2.85	3
Cu	27	27.43	14.08	11.88	10.65	9.89	7.85	25.67	19	13.75	15.74	17.42	18	17.12	15.45	13	14.2	11.24	12.45	13.01
Zn	53	54.14	47.81	50.29	36.23	45.23	45.07	54.66	3.6	5.46	4.98	7.74	2.3	6.5	2.94	43	42.89	43.38	46.88	43.54
Ga	24	19.12	20.65	22.23	19.87	20.87	21.19	22.9	12	13.65	14.58	13.48	12.76	15.19	14.58	21	18.45	19.78	20.58	20.79
As	18	15	12	16	14	12	17	15	6	5	5	6	7	4	6	9	7	9	6	7
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	10	6.42	11.45	9.42	10.53	9.77	8.85	7.8	7	6	8.2	4.64	8.57	5.52	8.17	9	7.61	6.45	8.31	8.75
Nb	15	14.69	15.84	12.54	12.74	14.78	16.24	13.09	13	9.58	13.96	12.1	13.58	12.36	13.82	9	8.07	9.89	7.34	6.89
Ta	1.7	1.56	1.68	0.82	1.54	1.26	1.32	1.23	2.4	2.4	2.94	1.33	1.28	1.78	1.42	1.3	1.14	0.88	0.96	1.44
Zr	65	64.99	62.4	63.8	69.6	64.4	67.6	64	65	62.25	65.5	63.6	64	67.6	62.5	103	123	143.52	148.7	111.4
Hf	1.7	1.43	1.23	1.52	1.65	1.67	1.58	1.56	1.45	1.62	1.57	1.32	1.56	1.41	1.36	2.4	2.36	2.44	2.13	2.29
W	0.1	0.9	0.9	0.11	0.8	0.7	0.1	0.1	0.11	0.13	0.1	0.12	0.9	0.9	0.1	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08	<0.08
Mo	9	8.19	9.21	9.1	7.15	8.11	9.26	9.38	11	10.12	11.02	9.11	10.12	10	10.02	7	7.08	7.21	7.15	6.14
Ag	0.41	0.39	0.36	0.43	0.31	0.35	0.32	0.36	0.16	0.17	0.11	0.14	0.16	0.13	0.17	0	0	0	0	0
Sn	3.7	3.02	3.89	3.25	3.4	2.38	3.16	2.98	3.3	3.19	3.06	3.18	3.22	2.82	2.42	2.7	2.19	2.05	2.45	2.6
Sb	0.17	0.17	0.15	0.18	0.17	0.16	0.14	0.16	0.17	0.14	0.13	0.15	0.12	0.13	0.14	0.12	0.14	0.9	0.11	0.14
Tl	0.41	0.38	0.42	0.37	0.39	0.47	0.41	0.46	0.14	0.19	0.11	0.17	0.15	0.18	0.14	0.28	0.29	0.27	0.26	0.21
Pb	19	17.93	18.56	15.89	19.59	18.23	17.28	19.99	9	8.54	8.38	8.78	9.07	8.11	9.86	16	18.01	14.76	16.08	15.58
Bi	0.033	0.033	0.035	0.033	0.36	0.031	0.034	0.032	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
U	1.7	1.43	1.56	1.89	1.36	1.44	1.78	1.68	0.7	0.72	0.76	0.74	0.69	0.61	1.01	1.2	1.08	1.03	1.01	0.98
Th	6.2	6.82	6.06	6.55	6.23	6.04	8.58	6.5	7	7.32	7.94	6.96	7.35	6.96	6.87	6.5	6.6	6.8	6.5	6
<b>REE (ppm)</b>																				
La	24	25.23	23.19	25.75	24.45	24.34	25.87	23.18	24.64	22.42	21.65	24.6	22.14	21.55	23.87	21	20.78	19.98	20.74	20.24
Ce	43	48.09	46.28	41.47	43.19	45.85	42.72	43.64	43.25	42.19	41.45	42.29	43.48	42.96	39.24	39	35.74	38.79	37.29	36.66
Pr	5.22	5.45	5.82	5.36	5.69	6.26	5.05	5.89	1.74	1.65	1.21	1.03	1.13	1.48	1.59	4.13	4.04	4.87	4.76	5.85
Nd	18	18.65	17.83	17.46	20.48	20.56	18.43	17.59	5.52	5.63	4.48	6.42	7.74	6.74	5.33	14	16.5	13.06	12.99	13.49
Sm	3.1	3.04	3.02	3.06	3.06	3.22	2.94	2.84	1.4	1.6	1.2	1.05	1.33	1.34	1.37	2.42	2	2.45	2.06	2.47

Окончание таблицы 3.2

Eu	0.9	0.93	1.01	0.81	0.79	0.96	1.09	1.11	0.26	0.46	0.45	0.43	0.56	0.19	0.28	0.8	0.6	0.4	0.4	0.5
Gd	2.72	2.74	2.78	2.79	2.38	2.48	2.22	2.89	1.41	1.25	1.54	1.24	1.56	1.39	1.35	2	2.28	2.54	2.63	2.58
Tb	0.44	0.42	0.71	0.46	0.52	0.49	0.57	0.69	0.21	0.18	0.39	0.19	0.37	0.09	0.26	0.31	0.29	0.21	0.3	0.2
Dy	2.1	2.04	4.4	1.87	3.04	2.62	3.5	3.54	1.4	0.97	2.25	0.79	2.19	0.54	1.63	1.6	0.79	1.4	1.65	0.91
Ho	0.39	0.22	0.83	0.36	0.59	0.55	0.57	0.75	0.26	0.22	0.46	0.16	0.42	0.14	0.37	0.32	0.19	0.33	0.37	0.19
Er	1.1	0.59	2.15	0.96	1.56	1.46	1.55	1.77	0.7	0.6	1.33	0.36	1.24	0.42	1.12	0.9	0.36	0.9	0.84	0.48
Tm	0.14	0.08	0.29	0.16	0.24	0.21	0.24	0.26	0.14	0.09	0.3	0.07	0.19	0.08	0.19	0.13	0.06	0.15	0.12	0.09
Yb	1.1	0.56	1.82	0.92	1.37	1.36	1.47	1.68	0.9	0.49	1.28	0.43	1.08	0.54	1.08	0.9	0.36	0.9	0.78	0.59
Lu	0.15	0.08	0.27	0.14	0.21	0.19	0.23	0.26	0.14	0.09	0.19	0.08	0.19	0.09	0.14	0.13	0.08	0.14	0.13	0.09
Rb/Ba	0.07	0.11	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.02	0.17	0.05	0.20	0.03	0.10	0.37	0.39	0.06	0.02	0.06	0.04	0.05
Rb/Sr	0.11	0.10	0.07	0.07	0.08	0.05	0.06	0.03	0.20	0.11	0.47	0.03	0.29	0.10	0.86	0.09	0.06	0.10	0.05	0.03
Nb/Ta	8.82	9.42	9.43	15.29	8.27	11.73	12.30	10.64	5.42	3.99	4.75	9.10	10.61	6.94	9.73	6.92	7.08	11.24	7.65	4.78
Nb/La	0.63	0.58	0.68	0.49	0.52	0.61	0.63	0.56	0.53	0.43	0.64	0.49	0.61	0.57	0.58	0.43	0.39	0.49	0.35	0.34
Nb/Ce	0.35	0.31	0.34	0.30	0.29	0.32	0.38	0.30	0.30	0.23	0.34	0.29	0.31	0.29	0.35	0.23	0.23	0.25	0.20	0.19
Th/Ta	3.65	4.37	3.61	7.99	4.05	4.79	6.50	5.28	2.92	3.05	2.70	5.23	5.74	3.91	4.84	5.00	5.79	7.73	6.77	4.17
Zr/Hf	38.24	45.45	50.73	41.97	42.18	38.56	42.78	41.03	44.83	38.43	41.72	48.18	41.03	47.94	45.96	42.92	52.12	58.82	69.81	48.65

Таблица 3.3 - Составы основных оксидов и элементов диорита.

Породы	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7
<b>Основные элементы wt. %</b>							
SiO <sub>2</sub>	52.89	52.42	56.46	58.44	57.61	60.1	55.72
TiO <sub>2</sub>	1.18	1.52	1.07	1.11	0.93	0.88	1.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.95	15.49	15.65	15.28	15.45	15.82	16.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	8.93	7.21	6.96	6.62	6.26	6.67
MnO	0.096	0.143	0.11	0.1	0.08	0.07	0.08
MgO	3.95	6.86	4.12	4.08	3.96	3.88	3.59
CaO	6.37	7.05	6.28	6.45	6.33	5.33	5.59
Na <sub>2</sub> O	5.34	4.27	4.2	4.34	4.8	4.42	4.26
K <sub>2</sub> O	2	2.21	2.65	2	2.01	2.07	2.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.37	0.45	0.29	0.3	0.42	0.29
<b>Микроэлементы (ppm)</b>							
K	18391	17898	16987	17564	18546	18452	17698
Ti	735	698	785	725	642	753	658
Rb	58	49	64.65	45.59	47.54	57.00	60.69
Cs	1.3	0.9	1.24	0.83	0.93	1.48	1.17
Be	2	1.8	1.65	1.44	1.93	1.69	2.08
Sr	1307	1254	1291	1263	1244	1200	1231
Ba	862	783	868	836	900	893	790
Sc	10	12	12.47	11.73	10.33	10.46	12.28
V	115	104	110.92	144.30	97.26	86.84	102
Cr	149	153	117	121	122	97	132
Co	24	19	20	22	13	19	17
Ni	56	63	66	59	61	54	60
Cu	123	116	113	118	125	114	111
Zn	93	78	94	99	83	93	86
Ga	24	21	21	20	21	22	21
As	28	23	22	25	27	23	19
Se	31	27	29	26	23	34	33
Y	19	17	22	22	16	17	19
Nb	21	20	25	18	17	19	22
Ta	1.3	1.6	1.6	1.5	1.9	1.8	1.2
Zr	105	102	101	103	106	110	109
Hf	2	2.2	2.84	2.80	2.14	2.21	3.20
W	0.09	0.1	0.07	0.12	0.08	0.19	0.10
Mo	7	7	4	5	3	6	5
Ag	0.73	0.69	0.65	0.78	0.70	0.43	0.59
Sn	5	7	4.31	5.00	6.86	5.55	6.75
Sb	0.12	0.12	0.90	0.11	0.13	0.18	0.88
Tl	0.32	0.29	0.38	0.25	0.35	0.29	0.32
Pb	10	11	10.62	9.84	9.00	8.93	12.18
Bi	0.035	0.033	0.045	0.033	0.043	0.060	0.038
U	1.7	1.2	1.8	1.2	1.9	1.1	1.3
Th	11	9	9.44	12.00	10	12.52	10.56
<b>Микроэлементы (ppm)</b>							
La	82	75	79	72	84	80	99
Ce	144	125	129	152	124	134	147
Pr	16	13	14	16	12	15	16
Nd	51	49	39	47	42	48	44
Sm	8	9	7	7.50	8.97	7.54	8
Eu	2.1	2.3	2.5	2.4	2.3	2.6	2

Окончание таблицы 3.3

Gd	6	8	7	6	6.50	7.9	6.8
Tb	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	0.6	0.5
Dy	4	4	4.2	4.5	3.8	3.9	4.18
Ho	0.8	0.6	0.80	0.89	0.55	0.54	0.42
Er	2	1.8	2.09	2.15	1.70	1.90	1.11
Tm	0.26	0.23	0.34	0.31	0.20	0.19	0.17
Yb	1.7	1.4	2.30	1.81	1.18	1.16	0.96
Lu	0.25	0.23	0.30	0.26	0.18	0.17	0.16
Rb/Ba	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.08
Rb/Sr	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Nb/Ta	16.15	12.50	15.63	12.00	8.95	10.33	18.33
Nb/La	0.26	0.27	0.32	0.25	0.20	0.24	0.22
Nb/Ce	0.15	0.16	0.19	0.12	0.14	0.14	0.15
Th/Ta	8.46	5.63	5.90	8.00	5.26	6.80	8.80
Zr/Hf	52.50	46.36	35.56	36.79	49.53	49.77	34.06

С увеличением содержания кремнезема концентрации  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  уменьшаются, тогда как  $Na_2O$  и  $K_2O$  имеют тенденцию к нелинейному разбросу и слабой корреляции с  $SiO_2$ . Эти результаты предполагают, что эволюция магмы контролировалась фракционной кристаллизацией (С. Li et al., 2020; Sekitarnya & Selatan, 2021).

#### Предположение об источнике магмы

Три основных механизма были предположены предыдущими исследователями для формирования гранитных магм I-типа: (1) частичное плавление основных-промежуточных метамагматических пород с/без поступления магматических компонентов мантийного происхождения; 2) переработка осадочного материала мантийными магмами; (3) кристаллическое фракционирование базальтовых исходных магм (В. Li et al., 2016). Известково-щелочные гранитные магмы I-типа, от промежуточных до кислых, часто образуются либо путем фракционной кристаллизации мантийных базальтовых магм, которые имеют более высокие значения  $Hf(t)$  и  $Nd(t)$  и значительные компоненты базальтового расплава, либо путем переплавления основных магматических пород в промежуточные магматические материалы.

Для сравнения, массивные граниты Сыростан обладают свойствами от метаглиноземистых до слабоперглиноземистых (молярное отношение  $A/CNK = 0,73-1,01$ ), что указывает на то, что основная магма не инжектировалась в гранитную магму. В результате можно исключить образование массивных гранитов Сыростана из мантийных магм. Низкое содержание  $Ni$  (2–6 г/т),  $Cr$  (3-7 г/т) и  $MgO$  (0,08-1,65 мас. %), сходное с содержаниями во пракрустальных адакитовых породах и metabазальтовых

экспериментальных расплавах (B. Li et al., 2016), и низкие значения A/CNK указывают на то, что эти гранитные магмы происходят из области нижней коры (H. W. Cao et al., 2019).

### Фракционная кристаллизация

Геохимические характеристики, такие как чрезвычайное обеднение Ti, P и Eu, предполагают фракционную кристаллизацию при формировании гранитов в Сыростанском массиве. Кроме того, эти граниты показывают систематическую корреляцию между SiO<sub>2</sub> и некоторыми основными оксидами с тенденцией к увеличению K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O и тенденцией к снижению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> с увеличением SiO<sub>2</sub>, что также является результатом фракционной кристаллизации некоторыми минералами.

Одним из геохимических индикаторов, используемых для идентификации фракционной кристаллизации, является отношение La/Sm. Кроме того, отношение Zr/Nb к La/Sm показывают, что на химический состав гранита Сыростан, скорее всего, повлияли различные степени фракционной кристаллизации и частичного плавления (Allègre & Minster, 1978). Высокое значение La/Sm указывает на то, что порода образовалась при более высоких температурах и кристаллизовалась в начале процесса фракционирования, тогда как низкое значение указывает на то, что порода образовалась при более низких температурах и кристаллизовалась позже. Это позволяет реконструировать историю магмы или лавы и получить информацию об условиях, при которых она образовалась.

Таким образом, гранитоиды Сыростанской интрузии по составу от метаалюминистых до слабо глиноземистых и относятся к высококалийевой слабо известково-щелочной сериям и на основании базовых геохимических показателей гранитоиды классифицируются как граниты I-типа (Рис. 3.15).

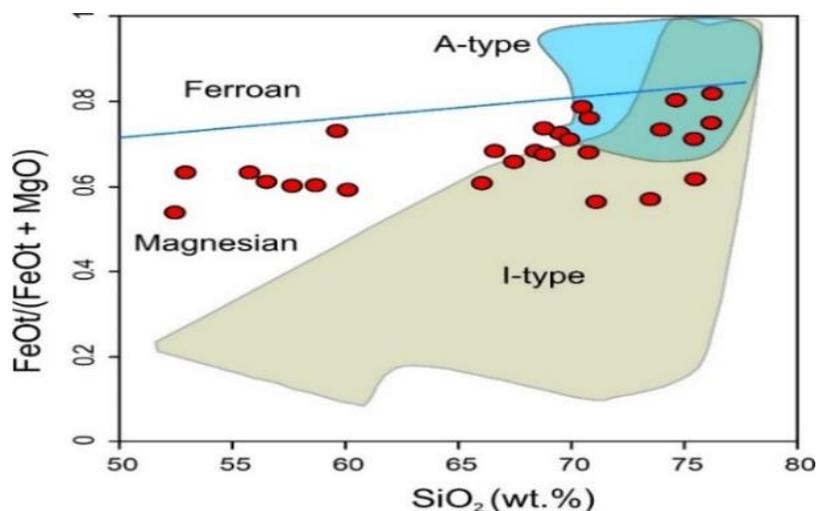


Рис.3.15. Графики и классификация основных окислов мьясского гранитоида в виде диаграммы SiO<sub>2</sub> vs FeOt/(FeOt + MgO).

Система общего содержания щелочного кремнезема (TAS) и модальная классификационная система классифицируют гранитоидные породы в основном как гранит и диорит (сиенодиорит) (Сох et al., 1979), в то время как классификационная диаграмма Middlemost 1994 года общего содержания щелочи и кремнезема классифицирует образцы породы как гранит, монцодиорит и монцонит (Middlemost, 1994). Гранит содержит высокую концентрацию кремнезема с концентрацией  $\text{SiO}_2$  в диапазоне от 76,14 до 59,54 мас. %.

### **ВЫВОДЫ**

1. В целом метасоматический скарновый процесс сопровождался привнесением больших количеств щелочей. Т. е. носил щелочной характер, который соответственно изменялся в процессе стадийности метасоматоза.

2. Жильный комплекс гранитоидов Сыростанской интрузии варьировал от метаалюминистых до слабо глиноземистых и относится к высококалиевой до известково-щелочной серии.

3. Сыростанский мрамор имеет первично-осадочное морское происхождение, что означает на объекте скарновый процесс.

Таким образом, изложенные выше результаты исследований рассматриваются нами в качестве аргументов, доказывающих *первое защищаемое положение*:

**Идентифицированные на объекте скарны носят щелочной характер. В этой связи жильный комплекс гранитоидов Сыростанской интрузии варьировал от метаалюминистых до слабо глиноземистых и относится к высококалиевой известково-щелочной серии.**

#### 4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РЗЭ-СКАРНОВ

Ранее минерализация в Миасском районе Южного Урала изучалась (Fershtater et al., 2007, 2018; Kholodnov et al., 2021; Makagonov & Muftahov, 2015). Рассматривались также возможные связи между скарновой минерализацией и гранитоидными интрузиями на «Тёмном» участке мраморного месторождения (Georgievskiy et al., 2021).

##### 4.1. Минеральный и химический состав РЗЭ-скарнов

Магматизм сформировал полифазную структуру в течение нижнего-среднего каменноугольного периода. Первыми фазами являются гранодиорит и кварцевый диорит, затем двойной полевой шпат и плагиогранит и, наконец, жильный комплекс (Bea et al., 2005; Georgievskiy et al., 2021).

На Рис. 4.1 приведено фотография трещины выполненной скарновой минерализацией с гранатом, скаполитом и эпидотом.



*Рис. 4.1. Трещина в гранитоидах выполнена скарновой минерализацией с гранатом, скаполитом, диопсидом и эпидотом.*

На Рис. 4.2 показаны полевые фотографии скарновой минерализации с минеральными изменениями в гранитоидах на контакте с мраморами, скарн, обогащенный гранатовым минералом и контакт мрамора в изменённых метасоматических породах.



*Рис. 4.2. На полевых фотографиях скарновой минерализации:  
 (а) минеральные изменения в гранитоидах на контакте с мраморами; (б) скарн,  
 обогащенный гранатовым минералом; (в) контакт мрамора в измененных  
 метасоматических породах. Составлено автором.*

#### **4.2. Стадийность минералообразования**

На Рис. 4.3 изображена совмещённая схема стадийности и последовательности минералообразования в скарновой минерализации Сыростанского объекта.

В целом выявленная стадийность минералообразования предполагает четыре последовательные стадии: прогрессивную, ретроградную раннюю и ретроградно позднюю, а также низкотемпературную. Иначе – в процессе минералообразования наблюдается: магматический этап; затем постмагматический этап (включает раннюю щелочную стадию

минералообразования, далее кислотную и позднюю (щелочную); наконец гипергенный этап (нами не рассматривается).

Стадия \ Минерал	Прогрессивная стадия	Ретроградная стадия (ранняя)	Ретроградная стадия (поздняя)	Низкотемпературная стадия
Гранат (гроссуляр)	—————			
Гранат (андрадит)		—————		
Пироксен	—————			
Скаполит	—————	—————		
Эпидот		—————		
Биотит		—————		
Актинолит		—————	—————	
Магнетит		—————	-----	
Пирит		—————		
Халькопирит		—————		
Кальцит			—————	—————
Кварц			—————	—————
Хлорит			—————	—————
Глинистые минералы				—————
РЗЭ, Nb/Ta - минералы		-----	-----	

*Рис.4.3. Схема стадийности минералообразования в скарновых рудах Сыростанского объекта.*

Химический состав перечисленных минералов отражает постепенное изменение валентности железа с двухвалентного до трёхвалентного. При этом каждый более поздний минерал замещает предыдущий с образованием псевдоморфоз по ранним минералам.

Образование РЗЭ -минерализации относим целиком к ретроградной стадии (ранней и поздней). Скарновая минерализация хорошо отмечается и макроскопически. Так, выделения гранатов и скаполита чётко видны невооружённым глазом.

Золотое оруденение на исследуемой территории описано ранее (Georgievskiy et al., 2021), которое также надо отнести к ретроградной стадии.

#### **4.3. Метасоматическая зональность**

В процессе метаморфизма выделяем биметаллическую стадию, затем прогрессирующую метасоматическую и ретроградную метасоматическую стадию, которая включает рудообразующую подстадию.

##### **Метаморфическая биметасоматическая стадия**

Под действием теплового потока интрузия образовала изохимический метаморфизованные породы в почти однородных слоях и биметасоматизированные (скарноиды-роговик) в интеркаляциях богатых глинами карбонатов. В результате метаморфических процессов мраморы перекристаллизовались, развивая равновесные мозаичные текстуры. Однако в богатых глиной интеркаляциях (клинопироксен) были развиты (скарноиды-роговики; пироксен-содержащие мраморы). На этой стадии образовалось большое количество непрозрачных минералов (оксидов или сульфидов).

##### **Прогрессирующая метасоматическая стадия**

Внедрение магмы и начало кристаллизации связаны с развитием фазы, богатой летучими веществами. Этот под этап начался с началом консолидации и кристаллизации Сыростанский гранитной магмы. Во время этого процесса жидкая фаза в магме постепенно насыщается и растворяется в виде отдельной фазы. По мере прогрессирования перекристаллизации объем образующегося и эволюционирующего гидротермального флюида увеличивался во всё еще неуплотнённой Сыростанский интрузии. Проникновение растворенных флюидов в горные породы приводит к превращению элементов и равновесным реакциям.

Свидетельством метасоматического изменения, произошедшего на этом этапе, является серия постепенно меняющих форму Al-граната на богатые Fe безводные кальций-силикатные минералы (от гроссуляра до андрадита) (Рис. 4.4). Замена огромных количеств мрамора гранатом может убедительно свидетельствовать о том, что значительные количества растворенных компонентов, таких как Fe, SiO<sub>2</sub> и Mg, были перенесены в систему скарнов метасоматизирующими гидротермальными флюидами. Гранаты имеют высокие модельные содержания по сравнению с пироксеном в минерализации скарнов. Хотя композиционные вариации батолита и протолита оказывают сильное влияние на минералогию скарнов (Sieber et al., 2020), высокое соотношение граната и пироксена может быть связано с высокой степенью окисления непосредственно интрузива и гидротермальных флюидов. На первой рудообразующей подстадии относительно

низкотемпературные гидротермальные флюиды и процессы, такие как гидролиз, карбонизация и сульфидизация, привели к образованию безводных кальций-силикатных минералов, которые были сформированы на стадии прогресса и сменились скоплением гидратных кальций-силикатных минералов (эпидот и актинолит), оксидов (магнетит), сульфидов (пирит и халькопирит) и карбоната (кальцит), главным образом, вдоль разломов (М. Mokhtari, 2012; М. А. А. Mokhtari et al., 2019). В течение этой подстадии гранат замещается актинолитом, кальцитом, рудными минералами, а эпидот является наиболее распространенным минералом изменений.

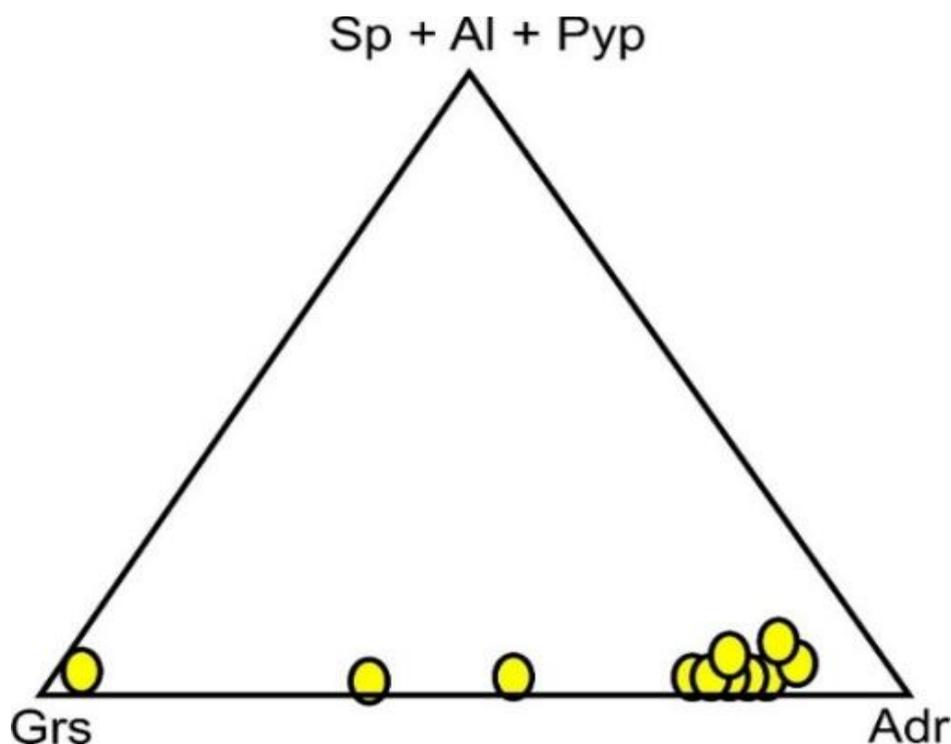


Рис. 4.4. Состав кристалла граната из скарновой минерализации на тройной диаграмме Grs-Adr- (Sp + Al + Pyp). Сокращения минералов: Grs -гроссуляр; Adr - андрадит; Sp - спессартин; Al- альмандин; Pyp- пироп. Составлено автором.

Местное увеличение фугитивности кислорода, возможно, сыграло важную роль в образовании эпидота, а гранат может быть замещен кварцем + кальцитом + магнетитом во время ранней ретроградной под стадии (рудообразующей под стадии) (М. Li et al., 2020). Наличие кристаллов магнетита в гранате и клинопироксенах вместе с эпидотом, кальцитом и кварцем в минерализации скарна свидетельствует о том, что магнетит образовался после граната и клинопироксена на ранней ретроградной подстадии. Замещение магнетита сульфидами (пиритом и халькопиритом) (Рис. 4.5, а и б) и наличие включений магнетита в пирите показывают, что сульфиды образовались позже магнетита.

На низкотемпературной подстадии в результате притока низкотемпературных гидротермальных флюидов безводные и гидрослюдистые кальций-силикаты, развившиеся на предыдущих стадиях, были изменены до мелкозернистых агрегатов глинистых минералов, хлорита, кальцита и кварца. Высвобожденные Ca и Si из кальций-силикатных минералов образовали поздний кварц и кальцит.

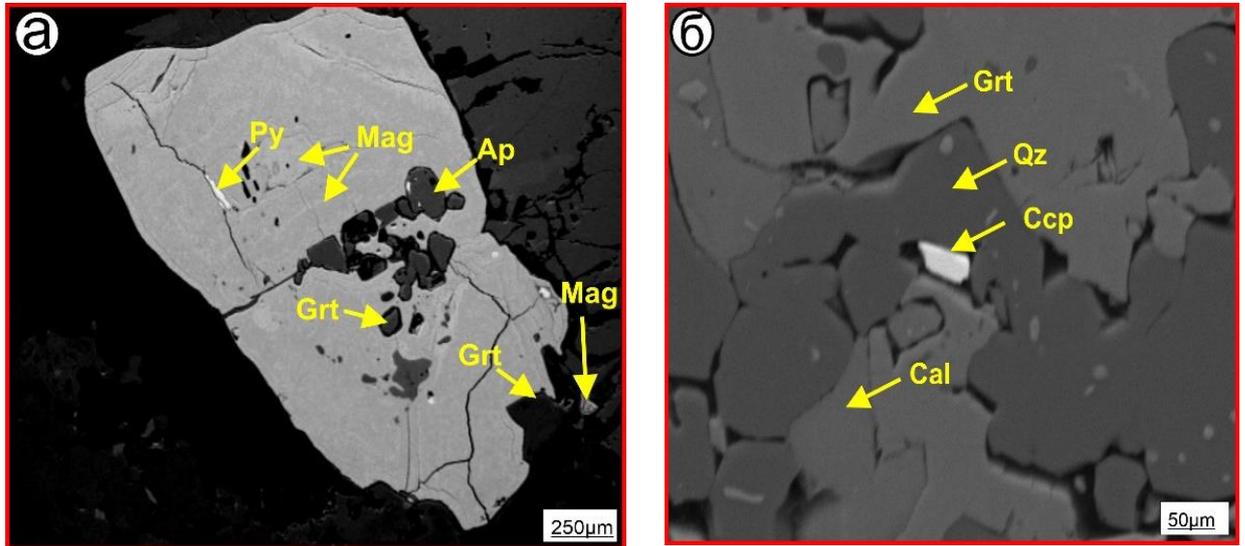


Рис. 4.5. Изображения BSE показывают:

а) магнетит образовался после граната во время ранней ретроградной подстадии; также видны взаимоотношения магнетита с пиритом, б) вторичные изменения в виде кварца, кальцита и халькопирита. Сокращение: Py - пирит; Mag - магнетит; Grt - гранат; Ap - апатит; Qz - кварц; Cal - кальцит; Ccp - халькопирит.

Прогрессивные метасоматические процессы, вероятно, начались после возникновения метаморфических и биметасоматических процессов в результате проникновения высвободившихся горячих гидротермальных флюидов из интрузии, через трещины в мрамор и скарновые зоны. Флюиды содержали Fe, Si и Mg и находились в окислительных условиях, вызывая реакции декарбонации и развитие богатых Fe, безводных кальций-силикатов, таких как гранат и пироксен.

Флюиды, которые уравнивали интрузию, могли находиться в равновесии с безводными кальций-силикатными сообществами до температуры около 430°C, и, вероятно, ретроградное изменение началось при температуре менее 430°C. С понижением температуры и увеличением  $fO_2$  гранат изменялся до эпидота, кварца, пирита и карбонатных сообществ, клинопироксен - до тремолит-актинолита, кварца, пирита и кальцита (Рис. 4.6). При температурах более 430 °C, даже при высокой степени сульфидизация, андрадит стабилен. Однако при температурах менее 430°C флюиды уравнивались с интрузией и с относительно высокой летучестью серы  $fS_2$  и не находились в равновесии с андрадитом.

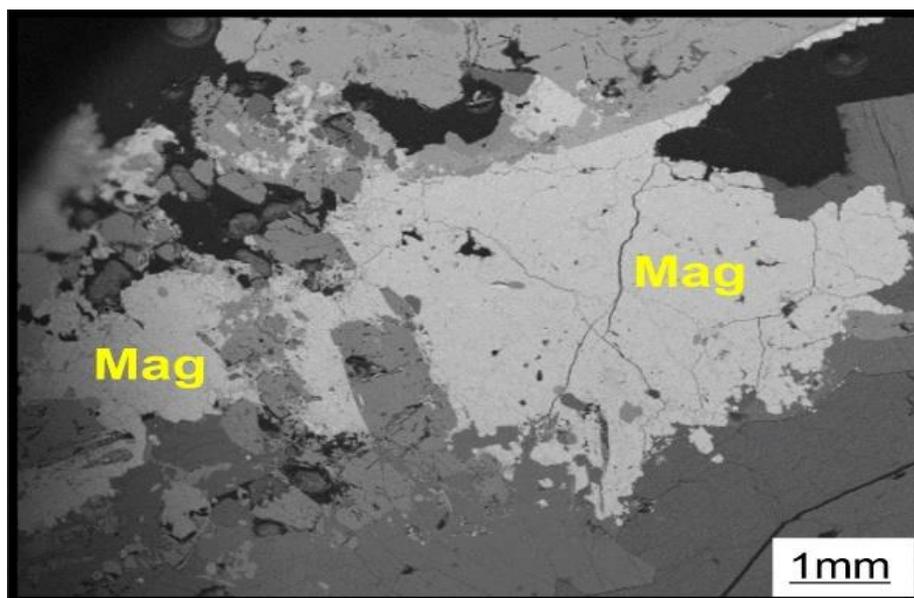


Рис. 4.6. Изображение BSE, показывающее образование магнетита в скарне.

Процессы скарнирования и их эволюционные тенденции можно разделить на две дискретные стадии, включая: 1) изохимическую (метаморфическую - биметасоматическую); 2) метасоматическую ретроградную. Прогрессивная стадия началась вскоре после проникновения гранитной магмы в карбонатные породы.

Изохимическое изменение прогрессировало под воздействием теплового потока из плутона в окружающие углеродистые породы. Чистые карбонатные породы перекристаллизовались, образовав кальцевый мрамор, а слои нечистых карбонатов биметасоматизировались, образовав скарноиды. Некоторые безводные кальций-силикаты были развиты биметасоматическими процессами из богатых глиной карбонатных прослоев на этом этапе. Развитие этих кальций-силикатов сопровождалось реакциями декарбонатизации, которые вызвали уменьшение объема и последующее образование трещин в породах. Консолидация и кристаллизация гранитной магмы вызвали выделение высокотемпературной водной фазы. Инфильтрация таких флюидов через трещины привела к поступлению Fe, Si и Mg в мраморизованные и скарноидную зоны. Привнесение этих элементов вызвало образование крупнозернистых безводных Fe-богатых кальций-силикатов. Гранаты, образовавшиеся на этой стадии, были в основном андрадит-гроссулярного состава, а клинопироксен имел диопсидовый состав. Магнетит, пирит и халькопирит образовались во время ретроградной метасоматической стадии.

Отсутствие текстур замещения между клинопироксеном и гранатом предполагает, что температура и условия  $fO_2$  варьировались в пределах 430–550°C, предваряя стадию прогрессирующего метасоматоза. При температуре более 460°C кальций-силикаты оставались стабильными. Однако при температуре менее 430°C флюид не находился в

равновесии с безводным кальций-силикатом и происходило ретроградное изменение. На этом этапе в систему скарнов были добавлены Fe и Cu, а также H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>, что вызвало реакции гидролиза, сульфидирования и карбонизации в безводных кальций-силикатах. В результате на смену ранним безводным кальций-силикатам пришли гидратные кальций-силикаты (эпидот и актинолит), оксиды (магнетит), сульфиды (пирит и халькопирит) и карбонаты (кальцит). Магнетит – самый распространенный рудный минерал, образовавшийся на этой стадии.

#### 4.4. Минералы-концентраторы РЗЭ

Основными минералами-концентраторами редкометалльных элементов на объекте являются фергусонит, эвксенит, поликраз, ильменит, ильменорутит, колумбит, самарскит, циртолит, циркон, магнетит. Наиболее ранними из акцессорных минералов пегматитов являются магнетит, циркон, ильменит, гематит, алланит-(Ce). Позднее кристаллизовались спессартин, циртолит, фергусонит; затем эвксенит, поликраз, самарскит и на конечных стадиях – алланит-(Ce), рутит, магнетит. Содержание ниобия в процессе формирования пегматитов уменьшается: минералы ниобия замещаются и сменяются минералами титана. Безусловно, все перечисленные минералы явились абсорбционными концентраторами РЗЭ без сопровождения химической реакции.

Наибольшие содержания ниобия приурочены к блоковой кварц-полевошпатовой зоне – от 20 до 1200 г/т. Основной редкометалльный минерал в пегматите – фергусонит. Он встречается в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем, спессартином, поликразом, эвксенитом, самарскитом и циртолитом. В валовых составах главных фаз интрузивных пород и акцессорных минералов Сыростанского массива ранее было определено, что наибольший вклад в баланс РЗЭ вносят алланит и титанит (Попов и др., 2001). Для основных и кислых поздних интрузивных пород отмечалось обогащение Ba, Sr, Zr и легкими РЗЭ. На Рис. 4.7 показано распределение редкоземельных элементов в скарновых гранатах. На примере граната отчетливо прослеживается характер истощения флюидов в направлении от проксимальных к дистальным скарнам.

Активное замещение вмещающих мраморов гранатами убедительно свидетельствует, что значительные количества растворенных компонентов, таких как Fe, SiO<sub>2</sub> и Mg были привнесены в систему скарнов метасоматизирующими гидротермальными флюидами. В рудообразующую подстадию относительно низкотемпературные гидротермальные флюиды привели к гидролизу, карбонатизации и сульфидизации вмещающих пород. При этом гранат андрадит заместил гроссуляр.

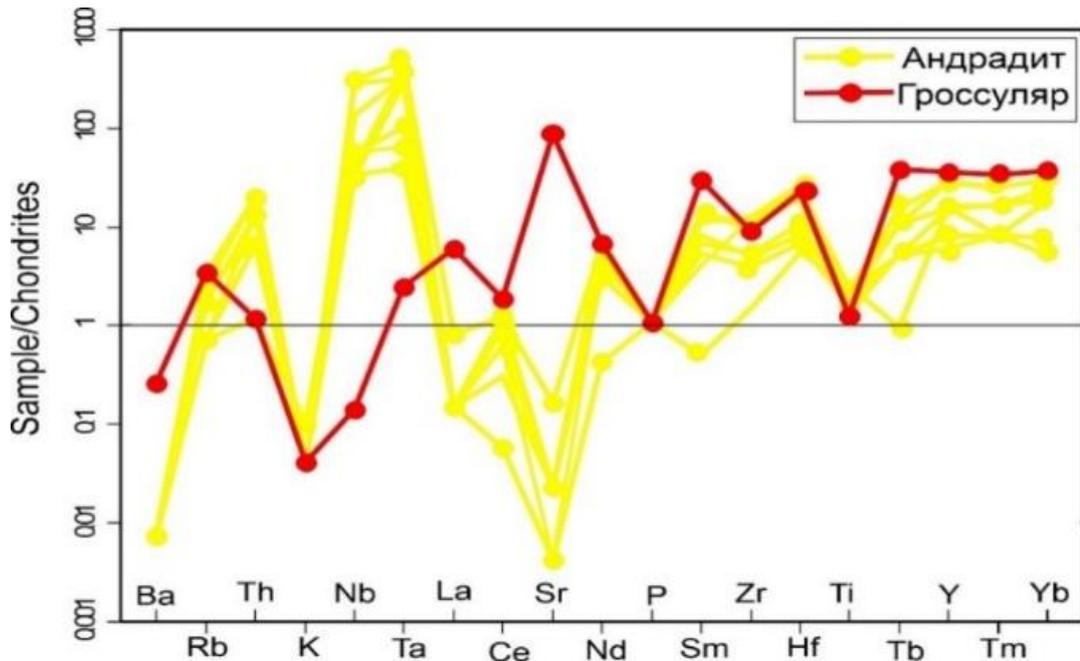


Рис. 4.7. Спайдер-диаграмма. Распределения редкоземельных элементов в гранатах (данные состава РЗЭ нормированы на хондрит). Составлено автором.

На Рис. 4.8, изображены отношения РЗЭ по отношению к  $\text{SiO}_2$  в виде бинарных графиков, практически по обратной зависимости, что отражает карбонатный характер метасоматоза.

Минералогия и химический состав вмещающих пород, степень их метаморфизма, а также состав и температура флюидов — это лишь некоторые из переменных, влияющих на поведение микроэлементов и редкоземельных элементов (РЗЭ) при скарновой минерализации.

### Содержания микроэлементов

Тантало-ниобиевые минералы в Сыростанском массиве открыты ещё в 1964 г. когда аналитическая база была ещё патриархальная. В 1964–1967 гг. на его площади проведены поисково-разведочные работы отрядом Челябинской геолого-съёмочной экспедиции под руководством Н. Г. Климова, во время которых была произведена оценка редкометальных руд одной из пегматитовых жил участка «Тёмное царство». В это же время в Уралмеханобре были проведены первичные исследования минерального состава руды на материале технологической пробы, отобранной из отвалов мраморного карьера. Материалы исследований по редким металлам содержатся в отчёте о ГРР, проведённых в 1966–1967 гг. в Центральной части Сыростанского гранитного массива. При этом было установлено, что редкометальная и редкоземельная минерализация приурочена к породам поздней жильной фации – гранитным дайкам и пегматитам.

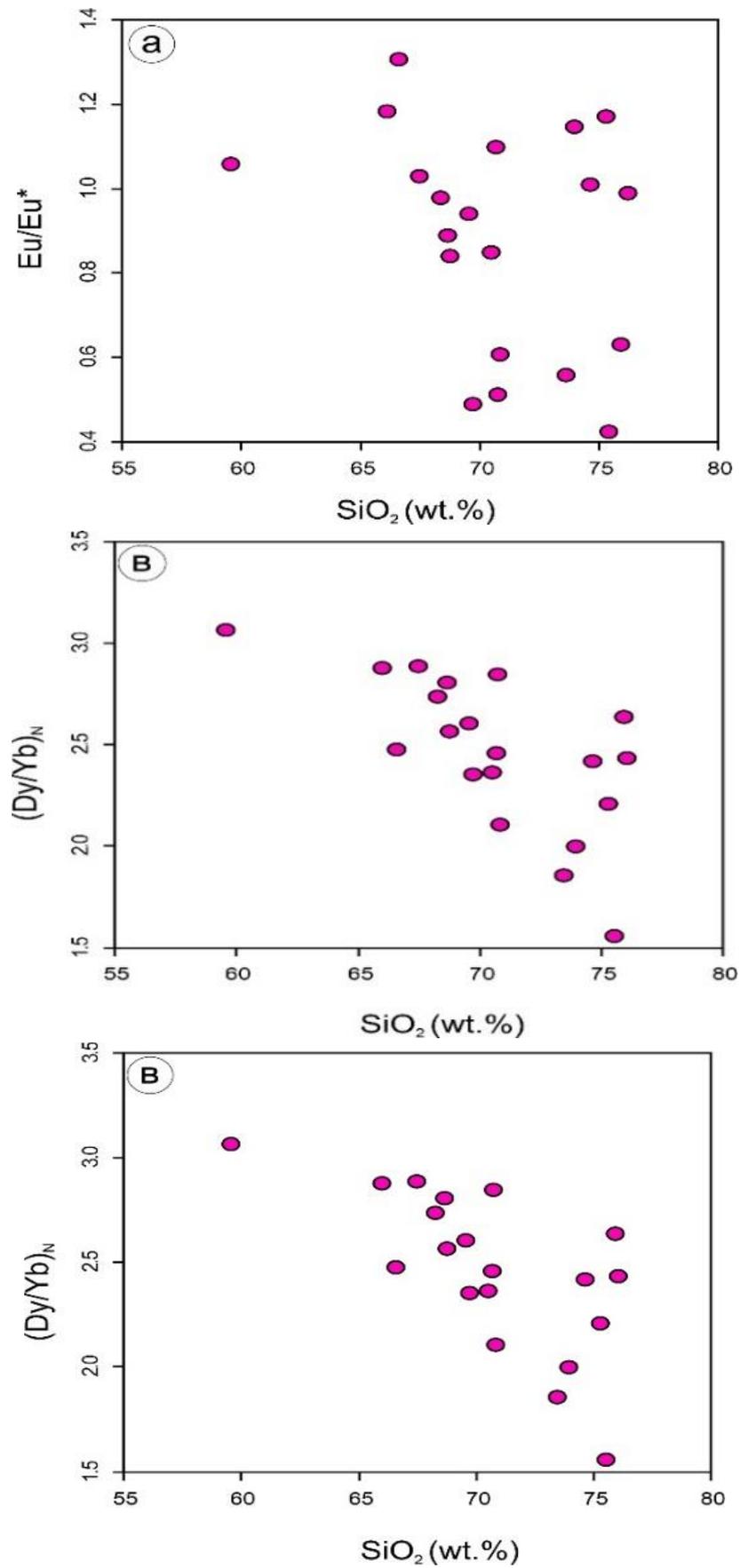


Рис. 4.8. Бинарные графики: а)  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  vs.  $\text{SiO}_2$ ; б)  $\text{Rb}/\text{Sr}$  vs.  $\text{SiO}_2$ ; в)  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{SiO}_2$

Минералы скарна в шлифе характеризуется в основном гранатом, эпидотом, пироксеном и амфиболом (Рис. 4.9, а-е). Изучение петрографии показывает взаимопрорастание граната и эпидота. Также присутствуют, мусковит, клинозиозит, плагиоклаз, кварц и кальцит. Минерализация иногда содержит непрозрачные минералы.

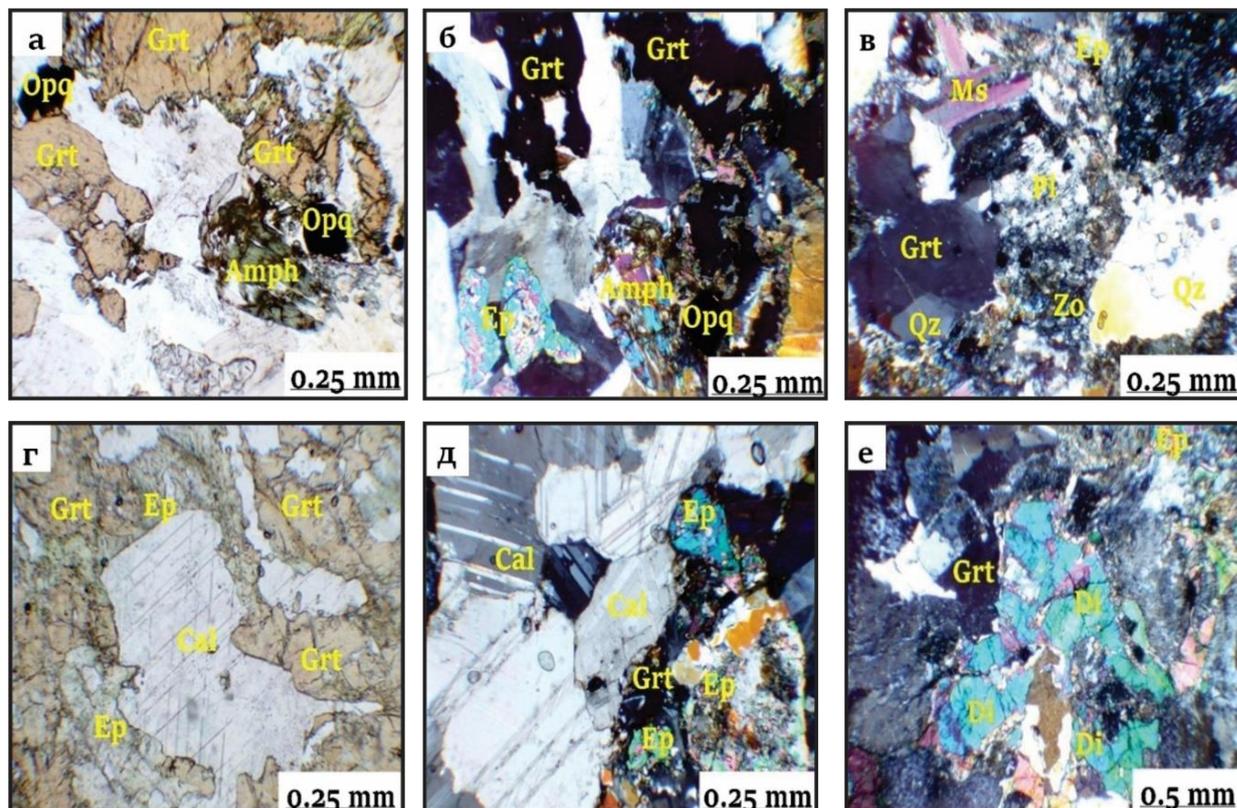


Рис. 4.9. Микрофотографии скарна:

(а) в скарновой минерализации видны амфибол, гранат и непрозрачные минералы (без анализатора); (б) присутствуют гранат и амфибол (с анализатором); (в) обнаружены кварц, плагиоклаз, мусковит, клинозиозит и гранат (с анализатором); (г) скарн состоит главным образом из граната, эпидота и кальцита (без анализатора); (д) показан контакт между мрамором и скарновыми минералами, мрамор представлен кристаллами кальцита, а скарн - эпидотом и гранатом (с анализатором); (е) преобладают минералы диопсид, эпидот, гранат (с анализатором). Сокращения названий минералов: Qz – кварц; Pl – плагиоклаз; Ms – мусковит; Cal – кальцит; Amph – амфибол; Ep – эпидот; Di – диопсид; Cst – касситерит; Zo – клинозиозит; Opq – непрозрачный минерал. Составлено автором.

Необходимо отметить, что ранее на массиве Сыростан ранее проведено несколько исследований по изучению его петрогенеза и геохронологии (Montero et al., 2000; Ферштатер, 2013; Makagonov and Muftahov, 2015; Паламарчук, Степанов, Берзин, 2018).

Мощность кварцевых жил в северной части верхнего «Тёмного» карьера колеблется от 10 см до 1 м. На фоне мраморов хорошо видна минерализация скарнов. Активное выщелачивание наблюдалось с образованием полостей, заполненных железистой охрой. Согласно предыдущим исследованиям (Georgievskiy et al., 2021), железистая охра содержит

молибден в концентрации 0,1% - уровень промышленной концентрации. Рентгено-флуоресцентный анализ позволил выявить наличие золота до 5– 10 г/т.

Состав редких земель в минералах разных стадий скарна в основном сходен – преобладают средние лантаноиды: европий, гадолиний, диспрозий и иттербий. Изученная редкоземельная минеральная ассоциация и ее химические особенности позволяют выделить характерную Nb-Ta-Ti-Y-PЗЭ-Th-U-Zr-Au - специализацию скарнов Сыростанского массива.

Скарновая минерализация принимает различные формы. Так, экзоскарны образуются во вмещающих породах при внедрении магматических расплавов. Экзоскарновые образования обычно богаты ионами металлов, таких как Fe, Cu и Zn, а минеральные ассоциации, образованные в этих породах, включают гранат, диопсид, везувиан и волластонит. Эндоскарны формируются внутри интрузии в приконтактной её зоне с окружающими породами. Комплексы эндоскарновых минералов обычно связаны с медной минерализацией и обычно включают гранат и эпидот.

Сыростанский массив относится к монцодиорит-гранитной формации. Среди массивов этой формации он выделяется повышенным содержанием стронция (Ферштатер и др., 2000). Также Г.Б. Ферштатер с коллегами отмечают чёткие аномалии Nb и Ti . Содержание стронция в гранитоидах Сыростанского массива показано в Табл. 4.1, где выделяются кварцевые диориты в сторону увеличения концентраций до 1,300 г/т.

Таблица 4.1- Содержания стронция в гранитоидах Сыростанского массива.

Содержания стронция	Породы			
	микрограниты	лейкограниты	биотитовые граниты	кварцевые диориты
г/т	0,880	0,376	0,901	1,300

Концентрации Zr колеблются от 62 до 148 ppm, а Hf — от 1,2 до 2,7 ppm. Концентрации **Rb** в породах колеблются от 19 до 135 ppm. Кроме того, отношения выявленных в пробах элементов варьируют следующим образом: **Rb/Ba** (0,02–0,39); **Rb/Sr** (0,03–0,86); **Nb/Ta** (4–16); **Nb/La** (0,6-0,3); **Nb/Ce** (0,4- 0,2); **Th/Ta** (2,7–8,5) и **Zr/Hf** (38–70).

Особенности редкоземельных элементов проб показаны на (Рис. 4.10). Как видно из представленной спайдер-диаграммы (Рис. 3.19, а) (Anders and Grevesse, 1989), наблюдается обогащение пород легкими РЗЭ относительно тяжелых, с отношениями **(La/Sm)N** в диапазоне от 4,7 до 14,5 и **(Gd/Yb)N**: от 1 до 5.

Судя по (Рис. 4.10, б), в составах гранитоидов, нормированных к компонентам мантии, наблюдаются отрицательные аномалии Cs, Nb, Pr, Zr, Ti и частично Ba, и Се, которые могут быть унаследованы от исходной магмы (McDonough and Sun 1995).

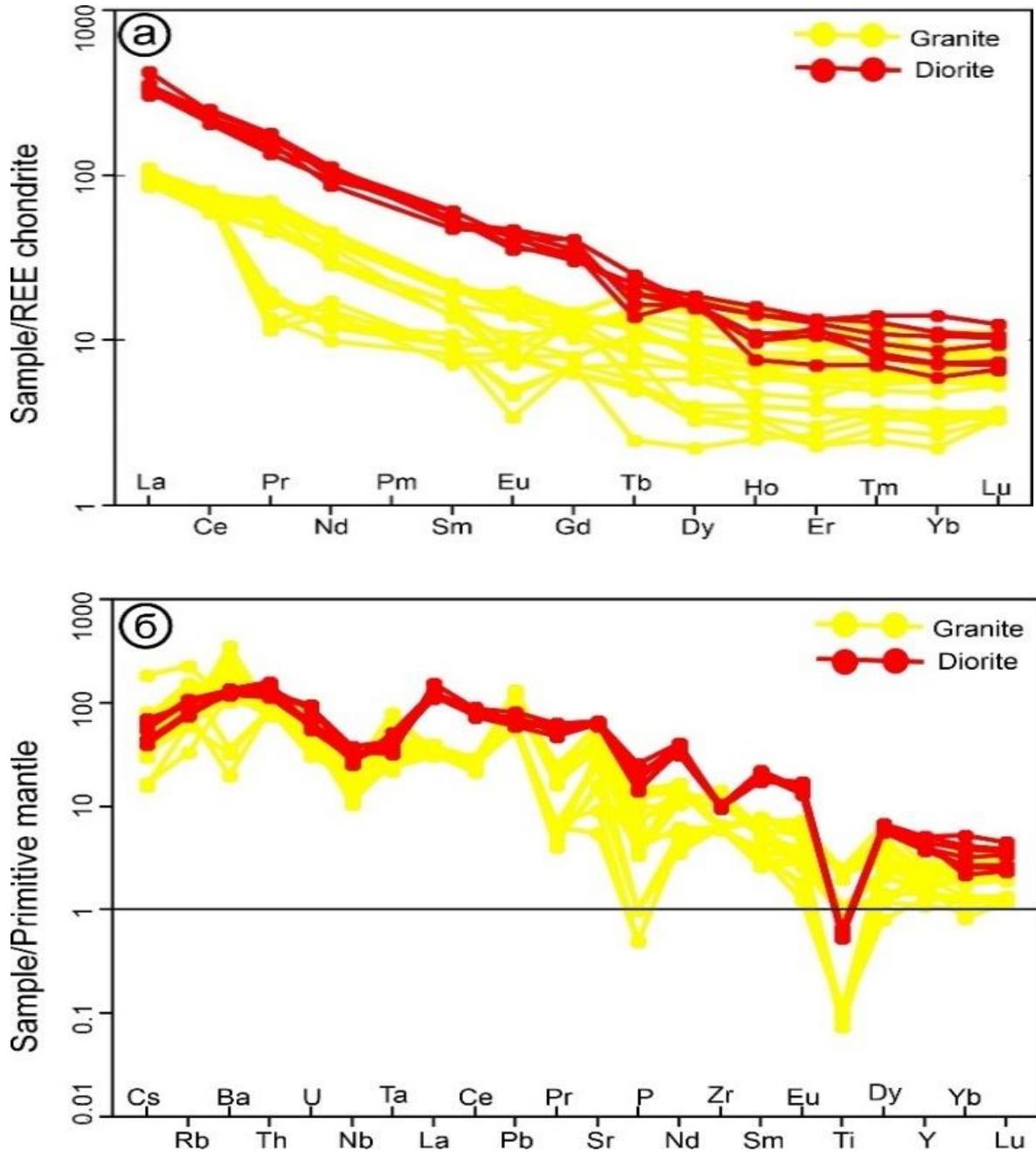


Рис. 4.10. Спайдер-диаграммы:

(а) распределения редкоземельных элементов в миасских гранитоидах (данные состава РЗЭ пород нормированы на хондрит) (Anders and Grevesse, 1989); (б) диаграммы состава микропримесей тех же пород, нормированных на состав примитивной мантии (McDonough and Sun 1995). Условные обозначения: BG - биотитовый гранит; LG - лейкогранит; MG - микрогранит; D – кварцевый диорит. Составлено автором.

Отметим, что на Рис. 4.10 следует заметное систематическое увеличение содержания РЗЭ в кварцевых диоритах.

В Табл. 4.2 приведены концентрация элементов в образцах скарнов.

Таблица 4.2 - Концентрации элементов в скарнах.

Образец	SKT1	SKT2	SKT3	SKT4	SKT5	SKT6	SKT7	SKT8	SKT9	SKT10
Микроэлементы (ppm) и REE (ppm)										
K	438	399	425	432	430	389	399	395	429	411
Ti	3234	3114	3254	3215	3224	2985	3111	3201	3014	3247
Be	1.1	0.9	0.9	1.04	0.8	0.7	0.9	0.87	0.7	1.25
Sc	5.7	4.9	5.4	5.2	4.7	5.6	5.5	5.8	4.8	5.1
V	299	278	268	295	291	301	288	275	246	272
Cr	8	6	5	7	5	8	7	5	5	7
Co	5.6	5.4	5.3	4.9	4.7	5.1	5.2	5.6	4.8	5.4
Ni	15	12	11	14	15	13.8	12.9	14.75	13.56	13.4
Cu	15	12	14	11	16	15	14	13	12	14
Zn	39	38	37	35	36	38	37	37	23	28
Ga	30	2828	29	27	32	25	26	27	28	26
As	16	15	17	15	14	13	16	14	12	15
Se	8	8	8	6	7	9	6	5	6	7
Rb	0.7	0.6	0.7	0.5	0.7	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6
Sr	268	256	259	267	263	259	257	249	258	239
Y	34	31	32	34	30	34	29	28	32	31
Nb	27	29	33	26	27	29	28	28	27	29
Mo	5.7	5.6	5.4	5.6	5.8	5.8	5.6	5.3	5.5	5.4
Ag	0.35	0.29	0.28	0.31	0.33	0.34	0.32	0.28	0.31	0.32
Cd	1.5	1.4	1.6	1.3	1.4	1.5	1.5	0.9	1.2	1.3
Sn	6.6	6.7	7	6.4	6.5	5.9	6.4	6.3	6.8	6.2
Sb	0.17	0.15	0.14	0.13	0.16	0.14	0.12	0.13	0.21	0.18
Cs	0.05	0.06	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04
Ba	57	54	53	52	56	49	48	50	51	45
La	15	16	14	13	14	15	11	12	14	15
Ce	25	24	26	23	25	22	21	23	24	20
Pr	2.9	2.6	2.4	2.5	2.3	2.8	2.5	1.9	2.6	2.7
Nd	11	9	12	10	13	12	11	14	12	10
Sm	3.2	3.1	3	2.9	2.8	3.3	3.4	2.8	2.7	2.7
Eu	1	0.9	0.8	0.9	0.7	1	1.2	1.3	1.2	1.1
Gd	4.3	4.1	4	4.1	3.9	3.8	4	3.7	4.4	4.1
Tb	0.8	0.7	0.8	0.9	0.7	0.8	0.6	0.7	0.8	1
Dy	4.5	4.3	4.2	4.1	4	3.9	4.4	4.3	4.1	3.8
Ho	1	1.1	0.9	1	0.9	0.7	0.6	0.8	1	0.9
Er	3.2	3	2.9	2.8	2.7	3	3.3	3.2	2.8	2.9
Tm	0.49	0.45	0.47	0.43	0.47	0.5	0.41	0.46	0.49	0.47
Yb	3.4	3.2	3.1	3.4	2.9	3.1	3.7	3.6	3.2	3.1

Окончание таблицы 4.2

Lu	0.55	0.54	0.52	0.53	0.52	0.54	0.55	0.52	0.53	0.49
Hf	2.7	2.4	2.5	2.7	2.8	2.6	2.2	2.6	2.5	2.4
Ta	3.4	3.2	3.4	2.4	2.8	3.5	3.2	2.8	2.7	3.1
W	0.37	0.33	0.34	0.35	0.37	0.36	0.41	0.53	0.45	0.42
Pb	5.7	5	5.8	5.6	4.9	5.3	5.8	5.4	5.5	5.1
Bi	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.2	0.4
Th	5.5	5.4	5.3	5.2	5.1	5.5	5.7	5.4	4.9	5.7
U	3	4	2	3	2	1	3	3	3	2
Zr	58	60	65	55	62	57	54	61	59	62

### Геохимическая характеристика скарновой минерализации

По сравнению с относительно высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  в гранитных породах, скарн имеет пониженное содержание  $\text{SiO}_2$  в диапазоне от 47,71 до 45,85 мас.%. Высокое содержание  $\text{CaO}$  в скарнах отражает карбонатный характер метасоматоза. В отличие от гранита, обогащенного кремнеземом с содержанием  $\text{SiO}_2$  в диапазоне от 76,14 до 59,54 мас.%, диорит имеет промежуточный химический состав  $\text{SiO}_2$  (52,89 мас.%).

В исследованных образцах скарнов концентрация **Ta** составляет 2,4 и 3,5 г/т, а концентрация **Hf** в скарне на 2,2 и 2,8 г/т соответственно выше, чем концентрации этих элементов в гранитоидах.

Концентрация **Nb** в скарновой минерализации колеблется от 26 до 33 г/т, тогда как диорит имеет концентрацию около 21 г/т, а гранитные породы имеют концентрацию 7–16 г/т, что указывает на наличие аномалий с повышенным содержанием **Nb** в скарнах.

Элементы **Sr**, **K**, **Rb** и **Ba** имеют низкие концентрации в скарнах по сравнению с магматическими породами, что указывает на высокую подвижность этих элементов при взаимодействии флюид-порода и осаждении минералов.

Концентрации **W** в исследованных образцах скарнов варьируют от 0,33 до 0,53 г/т, а концентрации **Sn** – от 5,9 до 7 г/т. Таким образом, скарны демонстрируют повышенные концентрации **W** и **Sn** по сравнению с гранитоидами. Эти результаты указывают на возможность присутствия в скарновом оруденении промышленных скоплений **W** и **Sn** (Goryachev et al., 2018b).

На Рис. 4.11 приведена дифрактограмма межплоскостных расстояний решёток минералов скарна на приборе ДРОН-4 с определением химического и минерального состава скарна (Георгиевский А.А., 2024).

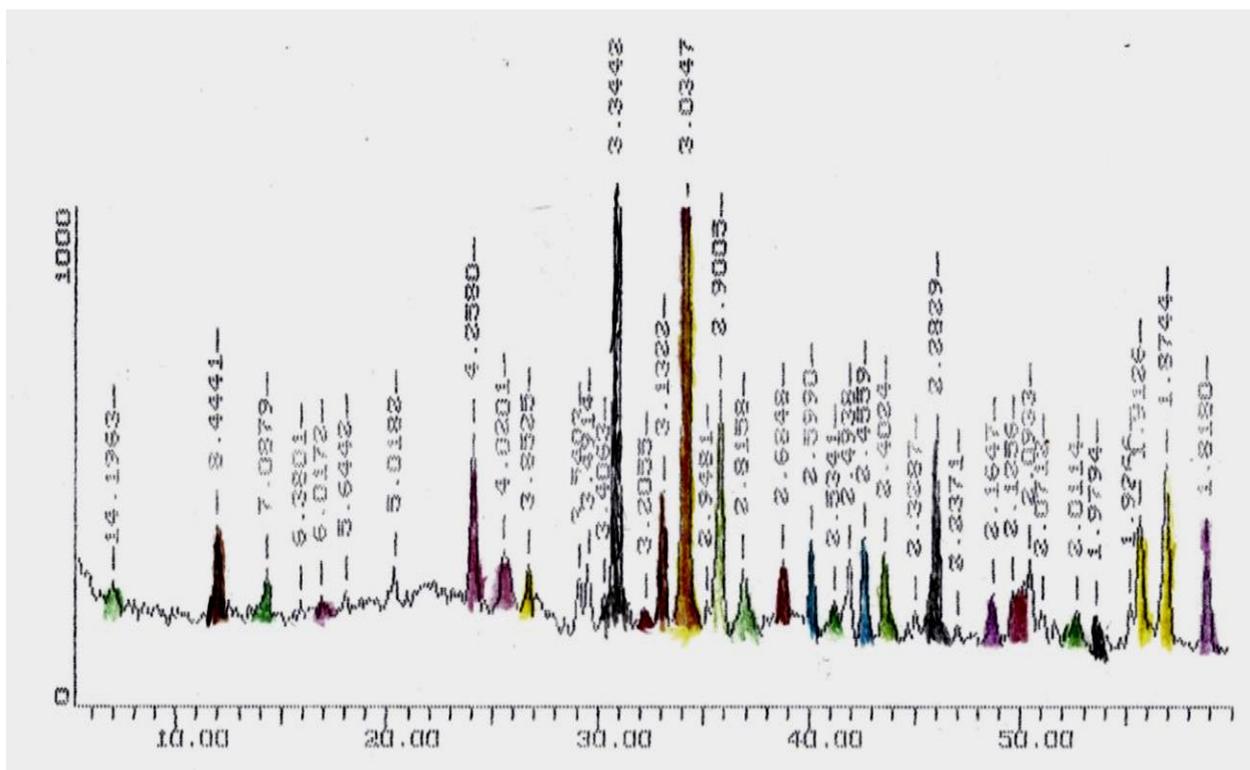


Рис.4.11. Дифрактограмма межплоскостных расстояний решёток минералов скарна на приборе ДРОН-4 (по Георгиевскому А.А., 2024).

Химический состав: Fe- 3.27%; Mn-0.43%; Ca-6.19%; K-2,24%; Ti-0.28% (%).

V- 30 ; Ga -11 ; Cr -450; Ni -145; Sr-59; Zr-6; Zn-52; W-8; Ta-100 (ppm).

Минеральный состав: эпидот (2.90; 2.81; 2.53; 2.40 Å), кальцит (3.85; 3.03; 1.91; 1.87 Å), кварц (3.34; 2.28; 1.98 Å), амфибол (8.44; 3.13 Å), хлорит (14.2; 7.08; 2.01 Å), везувиан (2.59; 2.45 Å), волластонит (2.16; 1.82 Å), гранат (12.03). + к.п.ш. (4.25; 4.02 Å), скаполит (мариалит) (3.03(10), 2.68(9) ; 2.28 Å).

Как видим, данный скарн состоит из: эпидота, кальцита, кварца, амфибола, хлорита, везувиана, волластонита, граната, кпш и скаполита. В образце отмечены также: Ti, V, Ga, Sr, W и Ta.

Считается, что гранитоиды магнетитовой серии происходят из глубоких источников (верхний мантий или нижняя кора), в то время как гранитоиды ильменитовой серии имеют менее глубокие источники (средняя до нижней континентальной коры).

Значение MF (моль Mg / (Mg + Fe + Mn)) биотита также является важным индикатором для определения источника магмы. Значение MF биотита в мантийных породах составляет более 0,45, в корковых породах – менее 0,45 (R. Cao et al., 2022). Значения MF биотита из гранита Сыростан превышают 0,45, как в биотитах мантийных пород. Изученный биотит демонстрирует разнообразие источников по значениям MF и типу ильменитовой серии. Содержание MgO и FeO в биотите также может определять

магматический источник. Используя диаграмму  $\text{MgO}$  против  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  (Y. Sun et al., 2022), подтверждается смешанный источник коры и мантии для изученных пород (Рис. 4.12).

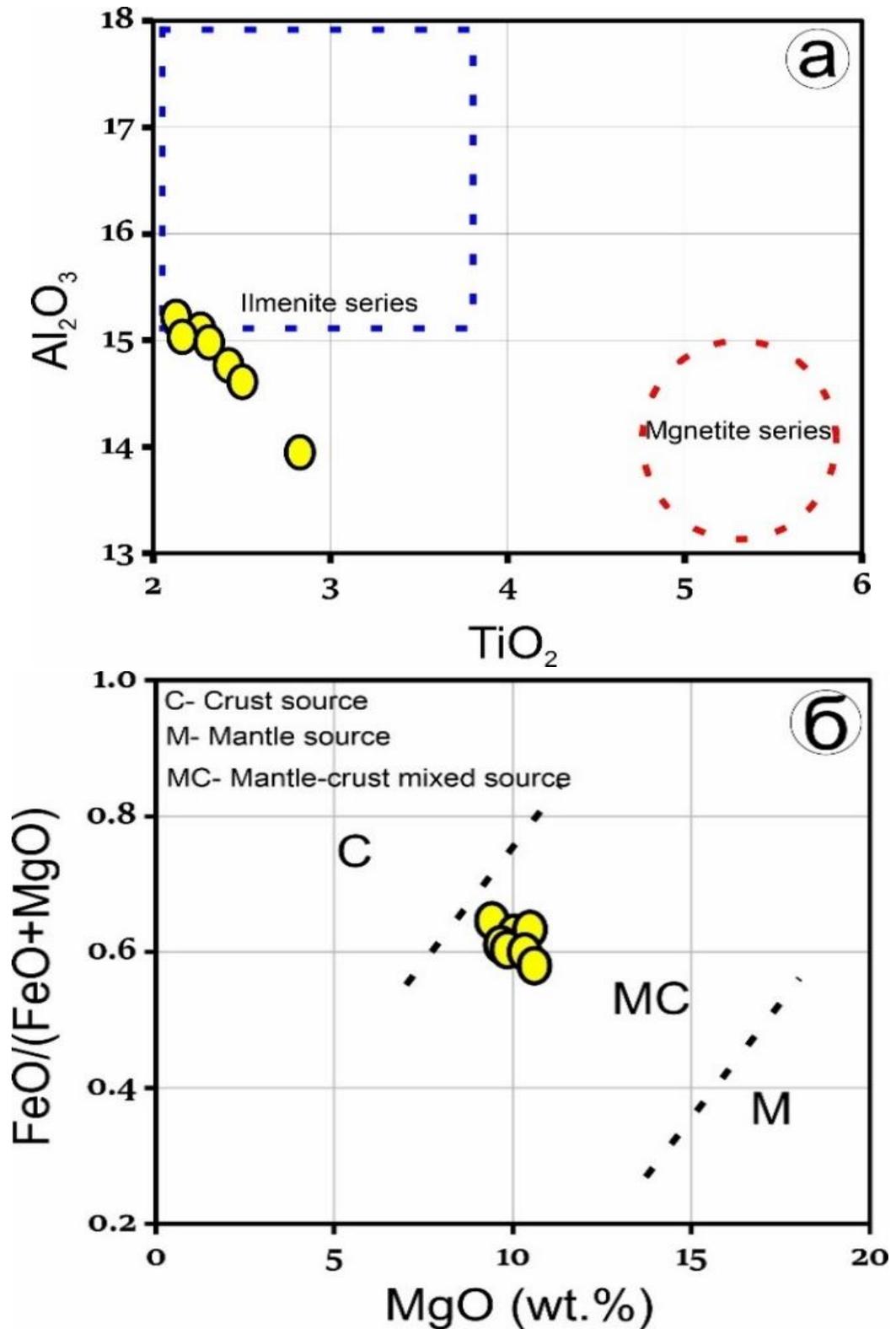


Рис. 4.12. а) Дискриминационная диаграмма  $\text{TiO}_2$  против  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; б) диаграмма  $\text{MgO}$  против  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  по (Y. Sun et al., 2022).

Химический состав минералов биотита может быть использован для определения как физико-химической среды, так и экономического потенциала минерализации (Namur et al., 2016; Taghavi et al., 2022). Высокая летучесть кислорода ( $fO_2$ ) является одним из важных причинных факторов, контролирующих формирование порфировых месторождений меди и эпitherмальных месторождений (W. Sun et al., 2015).

Биотит из района исследования кристаллизуется в условиях высокой летучести кислорода. Гидротермальные флюиды, происходящие из этой магмы и обладающие высокой летучестью кислорода, могли повысить содержание руды во вмещающей породе. Биотит из гранитов Сыростана относится к кальциево-щелочным. Гранитоиды I-типа, которые были окислены и фракционированы, являются наиболее благоприятными вмещающими породами для Cu-Mo-Au, согласно обзорам рудных месторождений (Mazhari et al., 2017; Pan & Wang, 2022).

Состав биотита содержит умеренную концентрацию MgO ((9,42–10,35 мас. %), с Mg/Mg+Fe в диапазоне от 0,5 до 0,52. Концентрация FeO низкая - 15–16,9 мас. %, с Fe/Fe+Mg (0,45–0,5). На основании диаграммы дискриминации ( $Al_{IV} + Fe_3 + Ti$ ), Mg и Fe<sup>2+</sup> Mn биотит классифицируется как Mg-биотит. Оценка температуры по диаграмме Ti vs. Mg/(Mg+Fe) показала, что биотит кристаллизовался при температуре от 600 до 675 °C. Давление, необходимое для кристаллизации Сыростанского гранита, ограничено 0,95–1,75 ( $\pm 0,33$ ), а глубина интрузии оценивается от 3,5 до 6,4 км. Все исследованные биотиты указывают на высокие условия фугитивности кислорода при кристаллизации, и такое высоко окисленное состояние биотита может повысить потенциал минерализации. Биотит из Сыростанских гранитов имеет значения MF более 0,45, что аналогично биотиту из мантийных пород. Большинство изученных биотитов связано с полем минерализации Cu-Fe, Sn. Помимо основных минералов, которые были определены с помощью микрозондового анализа, в биотитовом граните обнаружены акцессорные и рудные минералы, такие как апатит, алланит и окислы железа.

Рудные минералы Сыростанского массива представлены магнетитом. Состав магнетита приведён в Табл. 4.3.

Таблица 4.3 - Химический состав магнетита по данным микрозондового анализа.

Mg	Al	Si	P	K	Ca	V	Fe	Co	Ni	Zn	O	Total
0.06	0.08	0.09	0.02	0.03	0.06	0.02	70.3	0.99	0.17	0	20.75	92.59
0	0	0.17	0.02	0	0	0.04	70.78	0.59	0.07	0.1	20.73	92.5

Алланит встречается в гранитных породах массива Сыростан; минералы алланита богаты LREE.

На Рис. 4.13 приведены графики редких элементов в образцах скарнов и гранитов, где в образцах показывает различное содержание K и Sr, Hf и Ta, распределение РЗЭ.

Рост гранатов отражает взаимодействие нагрева и инфильтрации флюидов во вмещающие породы. Крупнозернистые гранаты в минерализации скарнов обычно образуются на периферии соответствующих интрузивных тел. Однако (Kaatz et al., 2022) предположил, что размер зерен граната больше связан со скоростью потока флюидов и состоянием равновесия между потоком флюидов и стенообразованием. Так, относительно высокая скорость потока флюидов приводит к перенасыщению таких элементов как Fe, Mg, Al и Ca. В магматических гидротермальных средах, расположенных дистальные интрузивных тел, движение флюидов относительно ограничено и, следовательно, степень перенасыщения ограничена. В таких условиях кристаллы растут медленно и образуют мелкозернистые кристаллы. Присутствие крупнозернистых кристаллов граната в скарновом месторождении Fe-минерализации можно объяснить близостью скарнового ореола к интрузиву и высокой скоростью потока флюидов.

Поскольку РЗЭ более предпочтительно включаются в определенные минералы во время метаморфизма в скарнах по сравнению с окружающими породами. Например, РЗЭ во вмещающих породах часто недостаточны и часто концентрируются в гранате, эпидоте и других скарновых минералах. Химия флюидов, которая имеет тенденцию переносить РЗЭ в скарны, где они интегрируются в новые минералы, в основном определяет это поведение.

В результате детальных петрографических исследований скарновой минерализации, сформировавшейся в зоне контакта магматических и карбонатных пород, было установлено, что основными минералами в данной зоне являются гранат, эпидот, амфибол и пироксен. Это отражает типичную минералогическую ассоциацию для таких контактовых зон и свидетельствует о специфических условиях образования данных скарнов, и наличии источника, обогащенного РЗЭ. Также было установлено, что скарновая минерализация характеризуется повышенными концентрациями таких элементов, как Mo, W, Sn, Ta и Nb.

Таким образом, с одной стороны имеем факт наличия РЗЭ в скарнах, а с другой стороны установленный факт минералов –концентраторов. Поэтому возникает версия, что группа минералов-концентраторов абсорбировали целую группу РЗЭ, которая проявилась в самопроизвольном процессе при объёмном поглощении без сопровождения химической реакции.

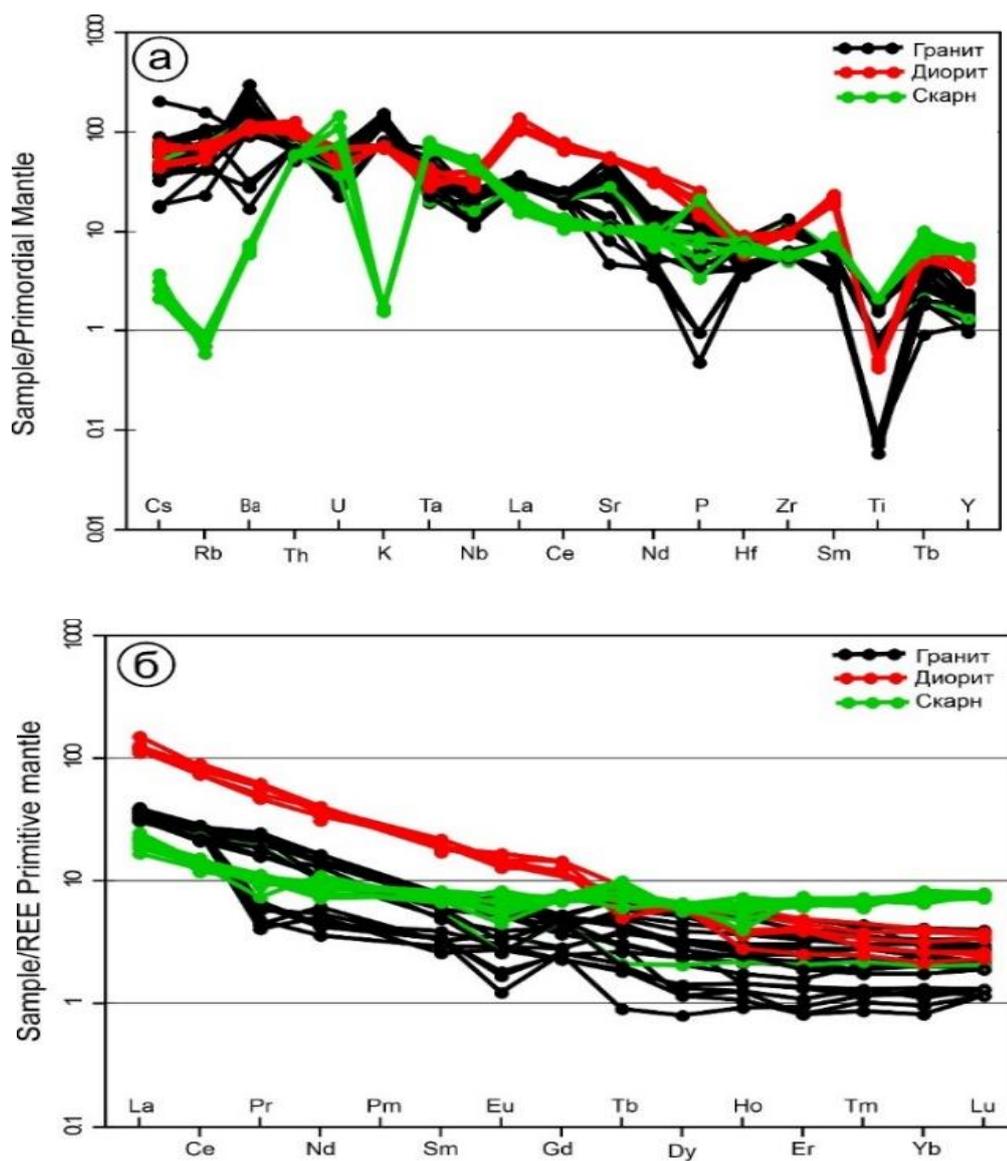


Рис. 4.13. Графики редких элементов в образцах скарнов и гранитов:  
 а) Спайдер график показывает различное содержание К и Sr; Hf и Ta; б) Спайдер график примитивной мантии РЗЭ демонстрирует концентрацию тяжелых и легких РЗЭ в граниты и скарновая минерализация (McDonough & Sun, 1995);

## ВЫВОДЫ

1. Скарны образовались в результате локального обогащения магматическими флюидами на границе мраморов и различных гранитов.
2. Изученная редкоземельная минеральная ассоциация и ее химические особенности позволяют выделить характерную Nb-Ta-Ti-Y-РЗЭ-Th-U-Zr-Au - специализацию скарнов Сыроостанского массива.
3. Широкая группа минералов-концентраторов абсорбировали целую группу РЗЭ, которая проявилась в самопроизвольном процессе при объемном поглощении без сопровождения химической реакции.

Таким образом, изложенные выше результаты исследований рассматриваются нами в качестве аргументов, доказывающих *второе защищаемое положение*:

**Минералы** **скарнов** **абсорбировали** **целую** **группу** **РЗЭ** **при** **обогащении** **магматическими** **флюидами**. **При** **этом** **РЗЭ** **накапливались** **в** **минералах-** **концентраторах:** **гранатах,** **эпидоте,** **биотите,** **амфиболах,** **пироксенах,** **алланите** **и** **др.** **Подтверждают** **такой** **процесс** **и** **увеличение** **концентраций** **во** **вмещающих** **породах** **также:** **W,** **Sn,** **Mo,** **Ta** **,** **Nb** **и** **Au** .

## 5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЗЭ-СКАРНОВ

Скарновая минерализация модифицирует вмещающие породы, а гидротермальные флюиды образуют новые минеральные ассоциации, которые часто содержат биотит и гранат. При этом, как выяснилось они могут служить репером рудного скарнового процесса. Микрозондовыми исследованиями скарновых минералов нами также установлено, что последние обогащены оксидом железа. В качестве индикаторных минералов скарнового процесса выбраны биотит, магнетит и гранаты.

### 5.1. Процесс формирования РЗЭ-скарнов

Порядок формирования скарнов во многом совпадает с выделенными ранее стадиями минералообразования (Рис. 4.3), при постепенном переходе процессов раннего метаморфизма в этапы метасоматоза. Результаты изучения скарнов на объекте указывают на значительный потенциал минерализации оксида железа (в форме магнетита) в глубоких горизонтах скарнового оруденения в приконтактной зоне с интрузивными породами. Согласно многим исследованиям, месторождения магнетита локализуются в карбонатных породах и формируются во время становления в скарнах гранат-магнетит-эпидот-кварцевой фазы. Присутствие такой минеральной фазы в образцах подтверждается нашими данными петрографического и микрозондового анализов, с помощью которых установлены гранат, эпидот и кварц.

Резкое уменьшение содержания Sr после 70% SiO<sub>2</sub> соответствует интенсивному фракционированию полевых шпатов. Увеличение содержания Be в наиболее кислых породах, скорее всего, связано с его поступлением из ассимилированных пород. Снижение содержания Rb в гранитах, скорее всего, связано с фракционированием роговой обманки. Уменьшение содержания La, Ce, Nd и Y с SiO<sub>2</sub> от диорита к граниту, скорее всего, связано с фракционированием монацита, что указывает на то, что минералы монацита богаты легкими РЗЭ.

### 5.2. Исследования биотита и гранатов

Общие характеристики минерала биотит: температура кристаллизации биотита составляет 400 - 600°C, при давлении 5 кбар. Слюды калий-магний-железо-алюминий-содержащие (Mg, Fe)<sub>3</sub>(OH,F)<sub>2</sub>[AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] обычно предшествует мусковиту, который характерен для пород с пониженной кислотностью.

На Рис. 5.1 приведена крупная трещина-пегматитовая полость в мраморах, заполненная биотитовым сланцем. Как известно, биотит часто сопровождает пегматитовые образования, когда температура гидротерм снижается на завершении магматического этапа. При этом видим, как факт метаморфического преобразования бывшего метабиотита

в сланцевую породу, что говорит о соответствующих километровых глубинах метасоматического процесса.

В магматических породах кристаллы биотита образуются из магмы по мере её охлаждения и затвердевания. Биотит — один из минералов, который кристаллизуется на ранней стадии процесса охлаждения из-за его относительно низкой температуры плавления по сравнению с другими минералами, такими как кварц и полевой шпат. Т. е. образуется после выделения кварца и полевого шпата при снижении температуры флюидов.



*Рис. 5.1. Заполнение крупной трещины-пегматитовой полости в мраморе биотитовым сланцем*

При метаморфизме биотит может образовываться в ходе регионального или контактного метаморфизма. В этом процессе ранее существовавшие минералы подвергаются рекристаллизации и переориентации минеральных зерен в условиях высокой температуры и давления. Биотит может расти и заменять другие минералы во время метаморфизма, что приводит к его широкому присутствию в различных метаморфических породах. В граниты входит как главный минерал (более 5%).

Проведены электронно-микронзондовые работы (EMPA) биотита из массива Сыростан (Табл. 5.1). На этом основании рассчитали структурную формулу биотита на основе  $24(O, OH, Cl, F) \cdot H_2O$ , FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны по электронной таблице Microsoft Excel, предложенной (X. Li et al., 2020).

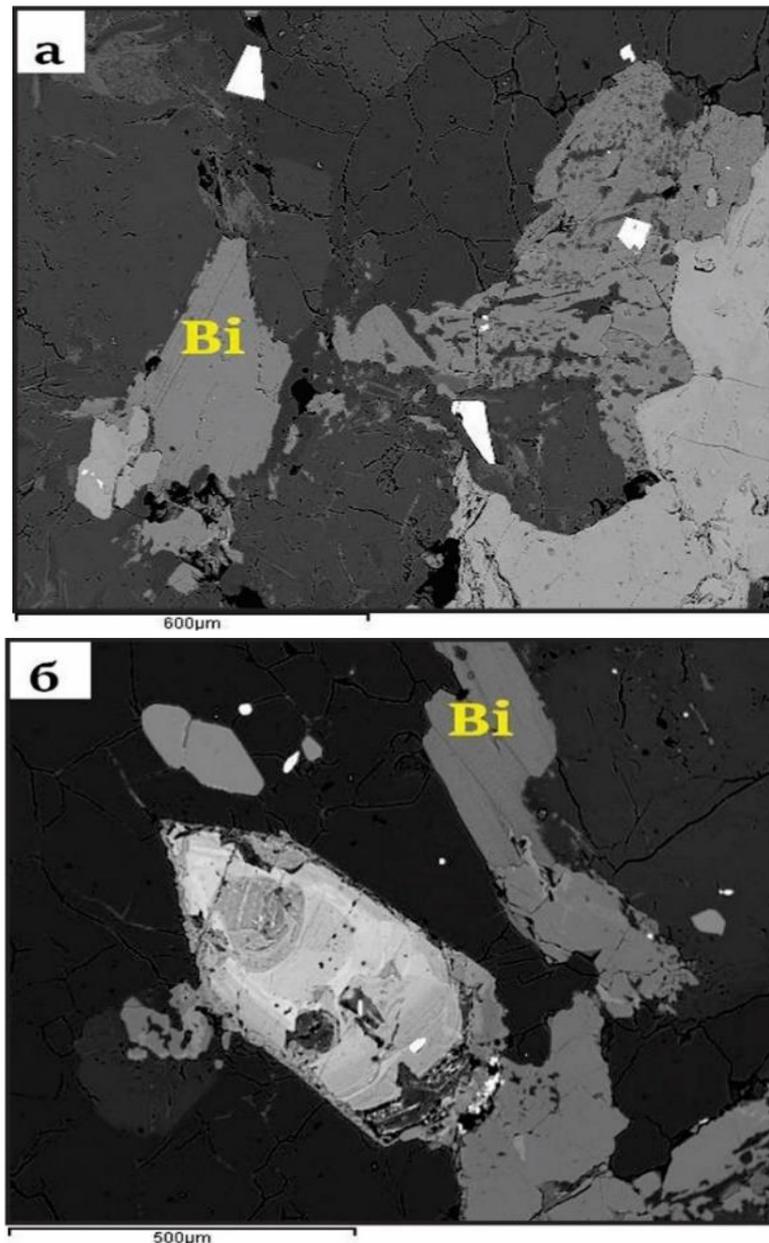
Таблица 5.1 - Данные по основным (масс. %) элементам биотитов массива Сыростан.

Образец	14	3с	5	6	7	7с	8
SiO <sub>2</sub>	36.88	37.22	36.67	37.93	37.89	37.71	36.79
TiO <sub>2</sub>	2.47	2.29	2.17	2.17	2.4	1.78	2.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.59	14.93	15.15	15.23	14.74	15.83	13.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0.03	0.07	0	0	0
FeO*	16.93	16.59	16.39	16.4	15.4	16.33	16.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.76	4.06	3.93	4	3.94	3.77	3.92
MnO	0.22	0.36	0.28	0.44	0.51	0.49	0.24
MgO	9.42	9.6	10.07	9.97	10.36	10.12	10.03
CaO	0.21	0.15	0	0.08	0.03	0.03	0.17
Na <sub>2</sub> O	0	0.26	0.38	0.09	0.27	0	0.18
K <sub>2</sub> O	9.3	9.58	10	9.73	9.83	9.62	9.91
H <sub>2</sub> O*	3.1	3.1	3.19	3.22	3.1	3.36	3.04
Total	96.88	98.14	98.26	99.33	98.47	99.04	97.62
Структурная формула биотита была рассчитана на основе 24 (O, OH, Cl, F)							
Si	5.565	5.551	5.469	5.566	5.602	5.528	5.543
Al <sup>IV</sup>	2.435	2.449	2.531	2.434	2.398	2.472	2.457
Al <sup>VI</sup>	0.158	0.173	0.13	0.198	0.168	0.261	0.011
Ti	0.28	0.257	0.243	0.24	0.267	0.196	0.312
Fe <sup>3</sup>	0.427	0.455	0.441	0.441	0.438	0.415	0.444
Fe <sup>2</sup>	2.137	2.069	2.044	2.013	1.904	2.002	2.102
Cr	0	0	0.004	0.008	0	0	0
Mn	0.028	0.045	0.035	0.055	0.064	0.061	0.031
Mg	2.119	2.134	2.239	2.181	2.283	2.212	2.253
Ca	0.034	0.024	0	0.013	0.005	0.005	0.027
Na	0	0.075	0.11	0.026	0.077	0	0.053
K	1.79	1.823	1.903	1.822	1.854	1.799	1.905
Катионы	14.973	15.055	15.149	14.997	15.06	14.951	15.138
Fe_FeMg	0.5	0.49	0.48	0.48	0.45	0.48	0.48
Mg_FeMg	0.5	0.51	0.52	0.52	0.55	0.52	0.52

Состав биотита содержит умеренные концентрации MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в диапазоне (9,42–10,35 мас. %) и (13,91–15,83 мас. %) соответственно, с Mg/Mg+Fe в диапазоне от 0,5 до 0,52. Концентрация FeO также низкая в диапазоне от 15 до 16,9, с Fe/Fe+Mg (0,45–0,5).

На Рис. 5.2. приведены изображения BSE, где идентифицируется минерал биотит гранитного образца в результате микрозондового анализа.

Используя диаграмму Al<sup>IV</sup> vs Fe/Fe+Mg, все предполагаемые биотиты на Рис. 5.3а были классифицированы как биотит. (Foster, 1960) рекомендовал диаграмму дискриминации на основе (Al<sup>IV</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti), Mg и Fe<sup>2+</sup>Mn. Биотит, согласно его диаграмме, классифицируется как сидерофиллиты, Fe-биотиты, Mg-биотиты и флогопиты. На основании этой классификации биотит располагается в поле Mg-биотита (Рис. 5.3,б).



*Рис. 5.2. Изображения BSE: а и б идентифицируют минерал биотит  $Bi$  гранитного образца в результате микрозондового анализа.*

Расчетные параметры минеральных формул для биотита были нанесены на диаграмму  $Ti$  vs.  $Mg / (Mg + Fe)$ , предложенную (Henry et al., 2005), где большинство проанализированных биотитов попадают между температурными контурами 600 и 675°C (рис. 5.4а). (Uchida et al., 2007) (Рис. 5.4б).

Предыдущие исследования показали, что атомы  $Fe_{2+}$ ,  $Fe_{3+}$  и  $Mg_{2+}$  в биотит-магнетит-К-полевошпатовой ассоциации могут быть использованы для расчета летучести кислорода (Barrière & Cotten, 1979; De Albuquerque, 1973; Noyes et al., 1983; Wones & Eugster, 1965). Микроскопически биотит в Сыростанском граните встречается в составе К-полевошпат-магнетита и кварца, отсюда можно рассчитать фугитивность кислорода.

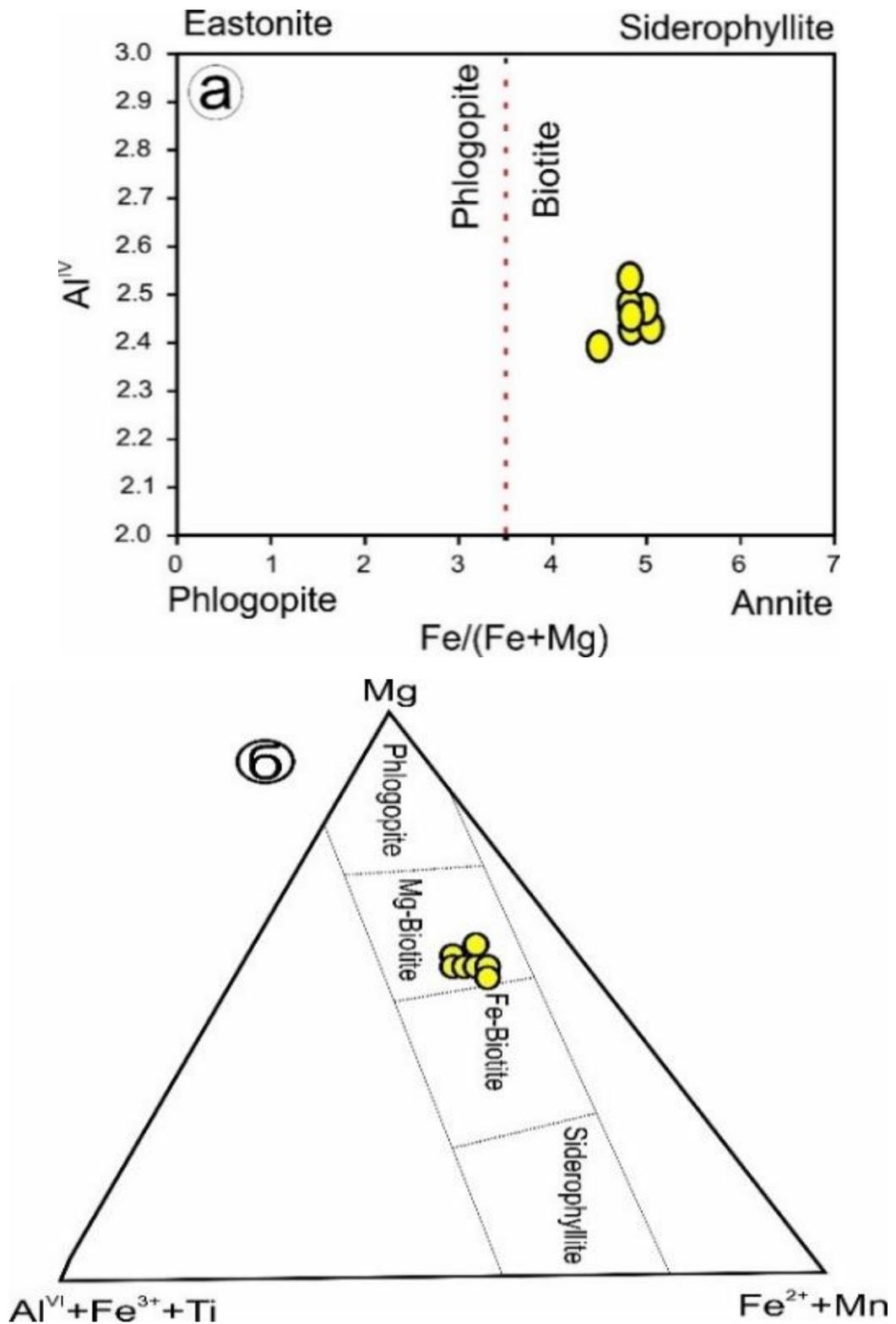


Рис. 5.3. Показаны: а) диаграмма  $Al^{IV}$  vs  $Fe/Fe+Mg$  классификации биотита, б) построение графиков  $(Mg + Fe^{3+} + Ti)$ ,  $Mg$  и  $Fe^{2+} + Mn$  (Foster, 1960).

На диаграмме  $Fe^{3+}$ - $Fe^{2+}$ - $Mg$  (рис. 5.4а), предложенной (Wones & Eugster, 1965), все проанализированные биотиты попали между буферами  $Ni-NiO$  и  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$

(Рис. 5.4б), что указывает на то, что они кристаллизовались в условиях высокой летучести кислорода (Wones, 1989).

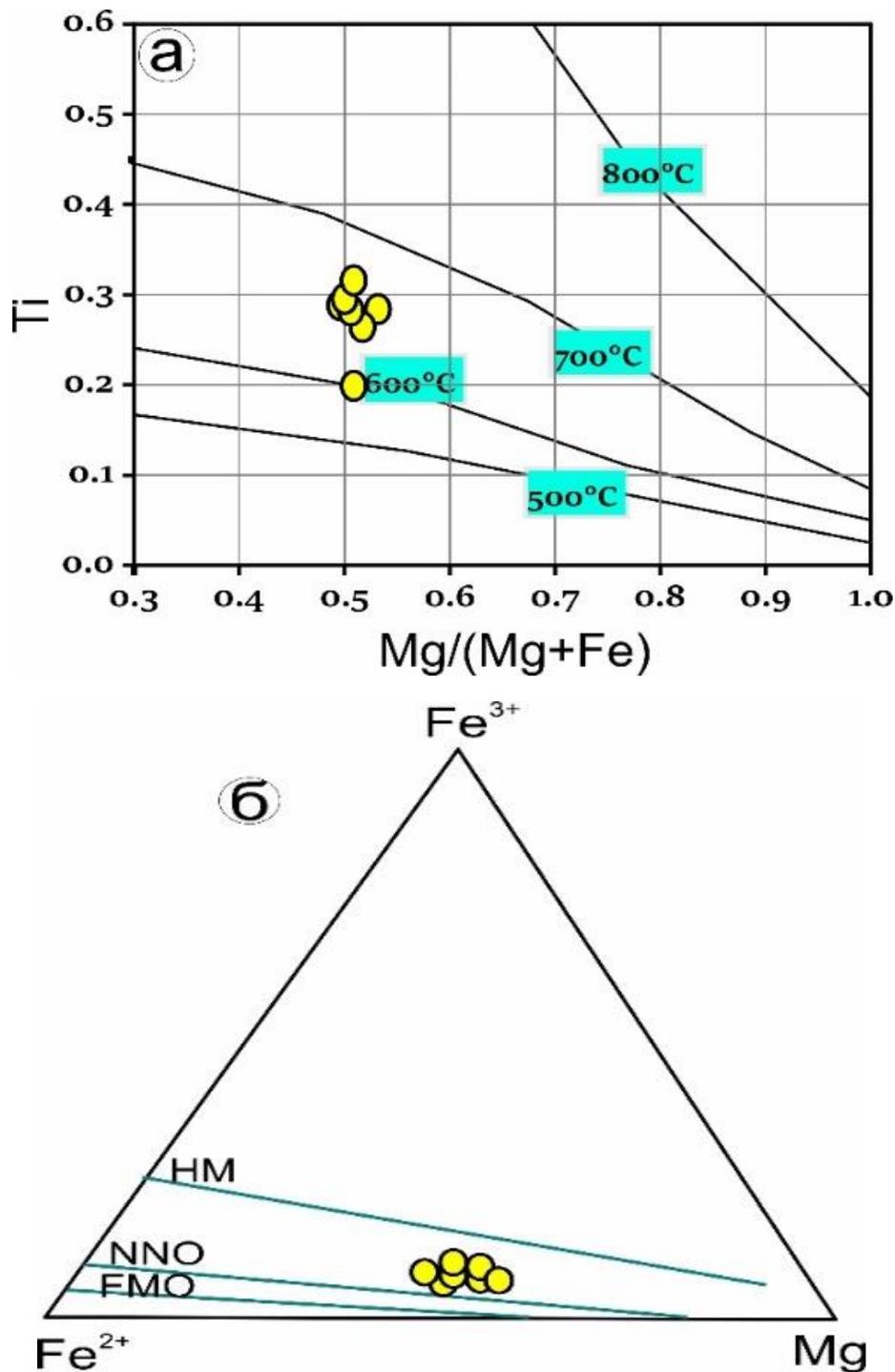
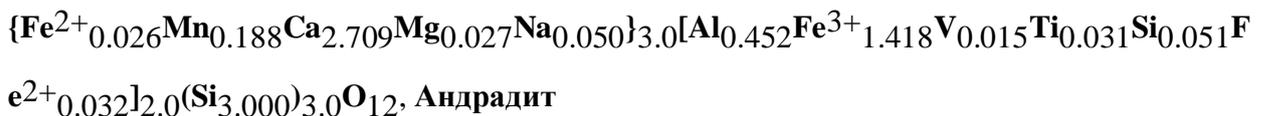
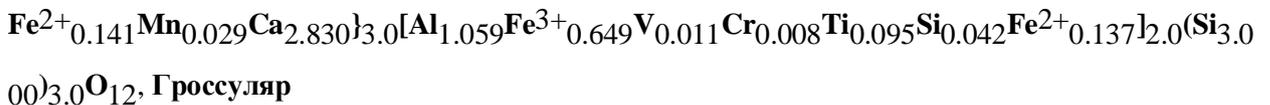


Рис. 5.4. Показано: а) Ti против Mg/(Mg + Fe) для определения температуры кристаллизации (Henry et al., 2005); б) диаграмма Fe<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>-Mg, определяющая условия летучести кислорода (Wones & Eugster, 1965).

Отдельно рассмотрены гранаты. Всего детально проанализировано 27 точек на зёрнах гранатов. В целом, гранаты имеют андрадит-гроссулярный состав. Для них характерен узкий композиционный диапазон вдоль краевых линий роста с андрадитовым составом.

Различия условий при формировании минерала граната приводят к отличиям в составе редкоземельных элементов (РЗЭ), которые заметно различаются по концентрации между андрадитом и гроссуляром. В частности, в андрадите концентрации ниобия (Nb) и тантала (Ta) выше, чем в гроссуляре. Это различие подчеркивает отличия между двумя поколениями граната внутри скарна, отражая их уникальные геохимические условия и процессы. Эти различия в концентрациях РЗЭ подчеркивают сложную геохимическую эволюцию минералов граната в скарнах.

Гранаты богаты Fe и имеют высокие отношения Fe/ (Fe + Al) (0,49–0,9). Поэтому вероятность присутствия других типов гранатов, таких как альмандин, пироп и уваровит крайне незначительна. Химические формулы гранатов различаются и выглядят следующим образом:

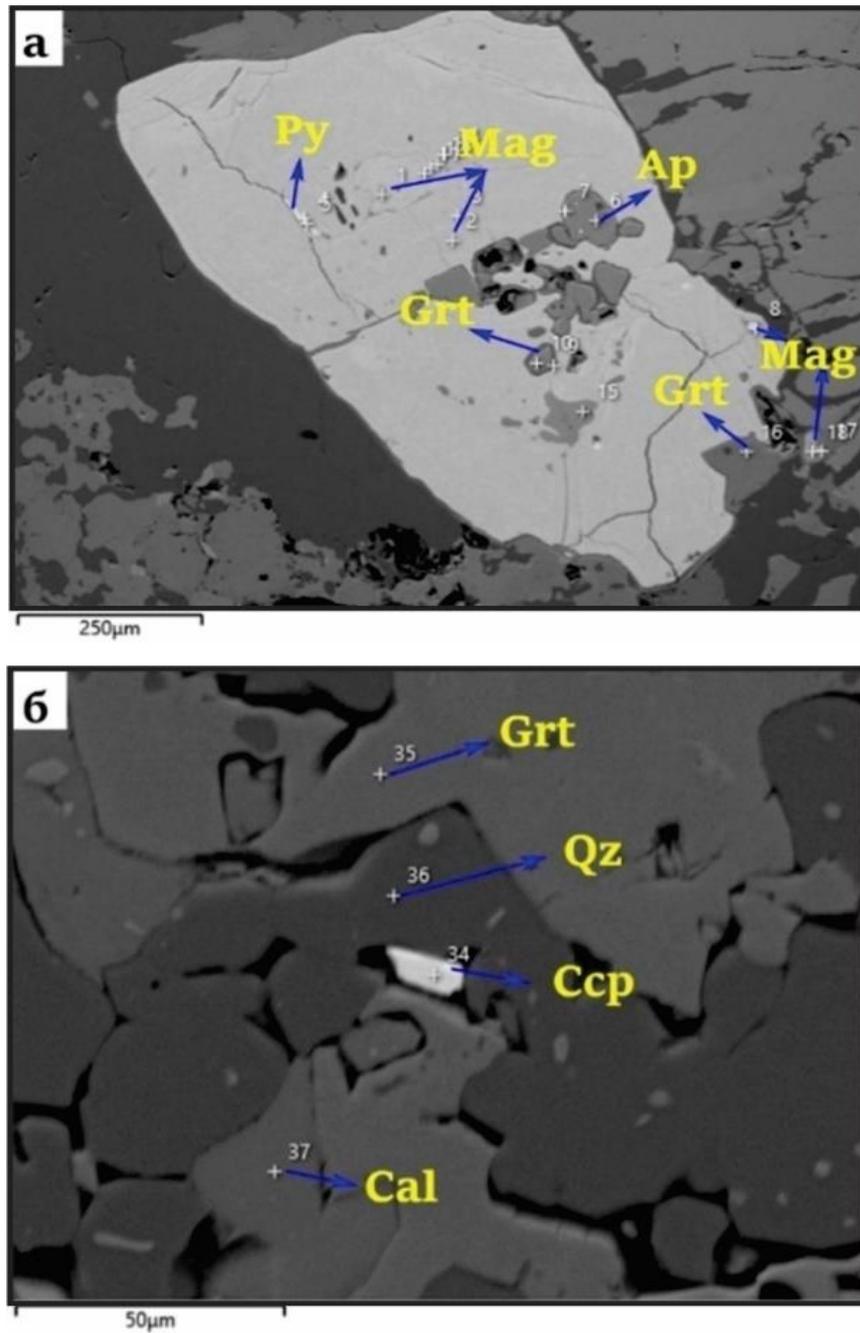


Наличие в гранате и клинопироксенах включений магнетита, в тесном прорастании с эпидотом, кальцитом и кварцем, свидетельствует о том, что магнетит образовался после граната и клинопироксена на ранней ретроградной подстадии (Рис. 5.5). Пересечение магнетита сульфидами (пиритом и халькопиритом) (Рис. 5.5 а и б), а также присутствие включений магнетита в пирите показывают, что сульфиды образовались позже магнетита.

Во время конечной низкотемпературной подстадии, в результате притока низкотемпературных гидротермальных флюидов, безводные и гидрослюдистые кальций-силикаты, развившиеся на предыдущих стадиях, были изменены до мелкозернистых агрегатов глинистых минералов, хлорита, кальцита и кварца. Высвобожденные Ca и Si из кальций-силикатных минералов присутствуют в виде позднего кварца и кальцита.

При температуре более 460 °С кальций-силикаты оставались стабильными. Однако при температуре меньше 430°С флюид не находился в равновесии с безводным кальций-силикатом, и происходило ретроградное изменение. На этом этапе в систему скарнов были добавлены Fe и Cu, а также H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>, что вызвало реакции гидролиза, сульфидирования и карбонизации в безводных кальций-силикатах. В результате на смену ранним безводным кальций-силикатам пришли гидратные кальций-силикаты (эпидот и актинолит), оксиды (магнетит), сульфиды (пирит и халькопирит) и карбонаты (кальцит). Магнетит - самый распространенный рудный минерал, образовавшийся на этой стадии. Так, в Табл. 5.2

приведены результаты электронно-микронного анализа оксида железа в скарновой минерализации.



*Рис. 5.5. Изображения BSE показывают:*  
 а) магнетит образовался после граната во время ранней ретроградной подстадии, также видны взаимоотношения магнетита с пиритом; б) вторичные изменения в виде кварца, кальцита и халькопирита. Сокращения: Py - пирит; Mag - магнетит; Grt - гранат; Ap - апатит; Qz - кварц; Cal - кальцит; Ccp - халькопирит.

Таблица 5.2 - Электронно-микронзондовой анализ оксида железа из скарновой минерализации.

Na	0.31	0	0.19	0.12	0	0.09	0.08	0.19	0.23
Mg	0.24	0.19	0.09	0.09	0.08	0.04	0	0.11	0
Al	0.18	0.12	0.6	0.04	0.02	0.07	0	0.26	0.07
Si	1.79	1.68	6.8	1.42	1.81	1.92	1.95	0.07	1.83
P	0.19	0.2	0.1	0	0	0.07	0.06	0.07	0.21
K	0	0.02	0.09	0.02	0	0.02	0	0.05	0
Ca	0.47	0.34	0.87	0.41	0.41	0.51	0.5	1.06	0.55
Ti	0	0	0	0	0.05	0.11	0	2.42	0
V	0.03	0.08	0	0	0.02	0	0.03	0.52	0
Cr	0.03	0.02	0.04	0.07	0.02	0	0	0	0
Mn	0.03	0	0.07	0.06	0.05	0.12	0.19	0.11	0.05
Fe	57.72	56.4	47.11	54.74	55.79	55.73	54.28	61.66	58.15
Co	0.75	0.59	0.4	0.44	0.63	0.43	0.65	0.73	0.4
Ni	0.23	0.17	0	0.1	0.16	0.17	0	0.13	0.11
Cu	0	0	0.15	0.13	0.07	0	0	0.16	0
Zn	0	0	0.25	0.28	0	0.09	0.09	0.11	0.23
O	19.75	18.98	22.65	17.9	18.59	18.86	18.35	21	19.58
Total	81.72	78.79	79.42	75.82	77.7	78.23	76.18	88.65	81.4

Очевидно, прогрессивные метасоматические процессы, вероятно, начались после возникновения метаморфических и биметасоматических процессов в результате проникновения горячих гидротермальных флюидов от интрузии, через трещины в мраморах и скарновых зонах. Флюиды содержали Fe, Si и Mg и вызывали реакции декарбонатизации и развитие богатых Fe безводных кальций-силикатов, таких как гранат и пироксен.

Рост гранатов отражает взаимодействие нагрева среды и инфильтрации флюидов во вмещающие породы. Крупнозернистые гранаты в минерализации скарнов обычно образуются на периферии интрузивных тел. Однако (Kaatz et al., 2022) предположил, что размер зёрен граната больше связан со скоростью потока флюидов и состоянием равновесия между потоком флюидов и скарнообразованием. Относительно высокая скорость потока флюидов приводит к перенасыщению таких элементов, как Fe, Mg, Al и Ca. В магматических гидротермальных средах, расположенных удаленно от интрузивных тел, движение флюидов ограничено и, следовательно, степень их перенасыщения незначительна. В таких условиях кристаллы образуют мелкозернистые агрегаты.

Присутствие крупнозернистых кристаллов граната в Fe-скарнах можно объяснить близостью скарнового ореола к интрузиву и высокой скоростью потока флюидов. Флюиды, которые уравновешивали интрузию, могли находиться в равновесии с безводными



## Окончание таблицы 5.3

	Ti	0.095	0.031	0.027	0.002	0.014	0.008	0	0.044
	V	0.011	0.015	0.02	0	0	0.019	0.012	0.011
	Cr	0.008	0	0.002	0.006	0	0.002	0	0
	Fe <sup>2+</sup>	0.137	0.032	0.081	0	0	0.078	0.11	0.054
	Fe <sup>3+</sup>	0.649	1.418	1.385	0	0	1.009	1.44	1.59
X	Na	0	0.05	0	0.013	0.031	0	0.013	0.019
	Mg	0	0.027	0	0	0	0.008	0.012	0
	Ca	2.83	2.709	2.699	1.996	1.965	2.627	2.735	2.769
	Mn <sup>2+</sup>	0.029	0.188	0.191	0.023	0.029	0.135	0.177	0.163
	Fe <sup>2+</sup>	0.141	0.026	0.11	0.925	0.814	0.23	0.063	0.049
	OH	12	12	12	12	12	12	12	12
Mineral	Prp	0	0.916	0	0	0	0.271	0.395	0
	Alm	8.865	1.941	6.182	31.434	28.986	9.981	5.594	3.387
	Sps	0.914	6.315	6.213	0.772	1.017	4.383	5.726	5.365
	Adr	34.116	68.855	66.715	0	0	47.142	72.457	77.894
	Grs	55.693	21.973	20.793	67.589	69.997	38.134	15.828	13.354
	Uv	0.412	0	0.097	0.205	0	0.089	0	0
modules	F	Infinity	96.318	Infinity	Infinity	Infinity	280.857	234.9	Infinity
	XFe	96.999	87.251	89.165	97.604	96.611	90.182	89.483	91.227
	XMn	0.009	0.063	0.062	0.008	0.01	0.044	0.057	0.054
	XMg	0	0.009	0	0	0	0.003	0.004	0
	XCa	0.902	0.908	0.876	0.678	0.7	0.854	0.883	0.912
	ModMg	0	0.009	0	0	0	0.003	0.004	0
Parameter	RI	1.144	0.546	0.586	1.761	1.762	0.927	0.487	0.39
	a0	7.728	3.667	3.899	11.723	11.754	6.21	3.231	2.596

На Рис. 5.6 приведено изображение BSE, показывающее коррозионную зону на краевой границе роста андрадита за счёт гроссуляра.

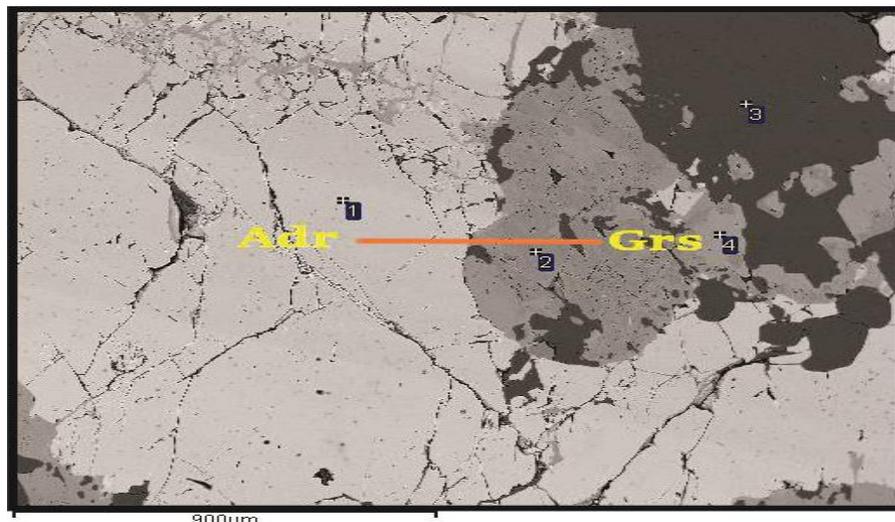


Рис. 5.6. Изображение BSE, показывающее зону и краевую границу роста андрадита за счёт гроссуляра.  
Сокращения минералов: Grs - гроссуляр; Adr - андрадит.

В большинстве кристаллов граната наблюдается отчётливое изменение состава от ядра к периферии. Содержание FeO увеличивается, а содержание  $Al_2O_3$  уменьшается от ядра к периферии минерального зерна (Рис. 5.7).

Рост гранатов отражает инфильтрацию и взаимодействие флюидов во вмещающие породы. Крупнозернистые гранаты в минерализации скарнов обычно образуются на периферии соответствующих интрузивных тел. Однако (Kaatz et al., 2022) предположил, что размер зерен граната больше связан со скоростью потока флюидов и состоянием равновесия между потоком флюидов и минерализацией. Относительно высокая скорость потока флюидов приводит к перенасыщению таких элементов, как Fe, Mg, Al и Ca. В магматических гидротермальных средах, расположенных вдалеке от интрузивных тел, движение флюидов относительно ограничено и, следовательно, степень перенасыщения ограничена. В таких условиях кристаллы растут медленно и образуют мелкозернистые кристаллы. Присутствие крупнозернистых кристаллов граната в скарновом месторождении Fe-минерализации можно объяснить близостью скарнового ореола к флюидам от интрузива.

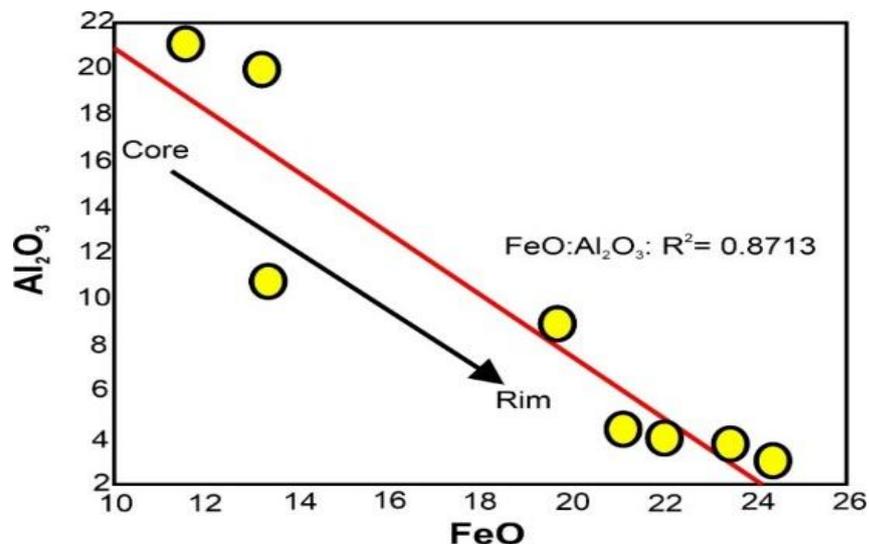


Рис. 5.7. Композиционные вариации FeO- $Al_2O_3$  от ядра к границам кристаллов граната в скарновой минерализации в Сыростанском массиве. Составлено автором.

### 5.3. Физико-химические условия скарнообразования

Флюиды, которые уравнивали интрузию, могли находиться в равновесии с безводными кальций-силикатными сообществами до температуры около  $430^\circ C$ , и, вероятно, ретроградное изменение началось при температуре менее  $430^\circ C$ . При температурах более  $430^\circ C$ , даже при высокой степени сульфидизации, андрадит стабилен.

Однако при температурах менее  $430^\circ C$  флюиды уравнивались с интрузией и не находились в равновесии с андрадитом. Это привело к образованию изменений кварца,

кальцита и пирита. С уменьшением серы в растворах такие флюиды могли образовывать скопления магнетита (Рис. 5.8).

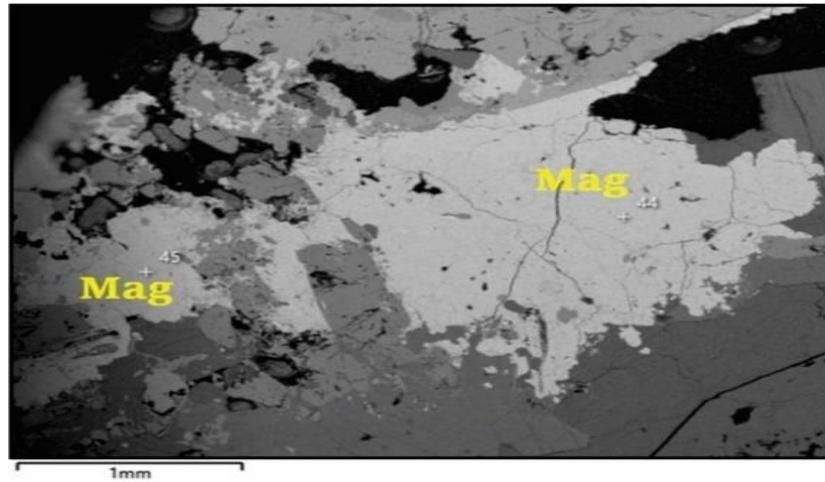


Рис. 5.8. Изображение BSE, показывающее образование магнетита.

(Heimann et al., 2009) предположил, что состав граната является индикатором состояния источника флюидов во время процессов скарнирования. Он предложил диаграмму  $Fe/Ti$  vs  $Al/(Al + Fe + Mn)$  для распознавания источника флюидов. Исходя из этой диаграммы, большинство гранатов скарна образовалось из смешанных магмато-гидротермальных флюидов (20–80% магматического флюида) (Рис. 5.9).

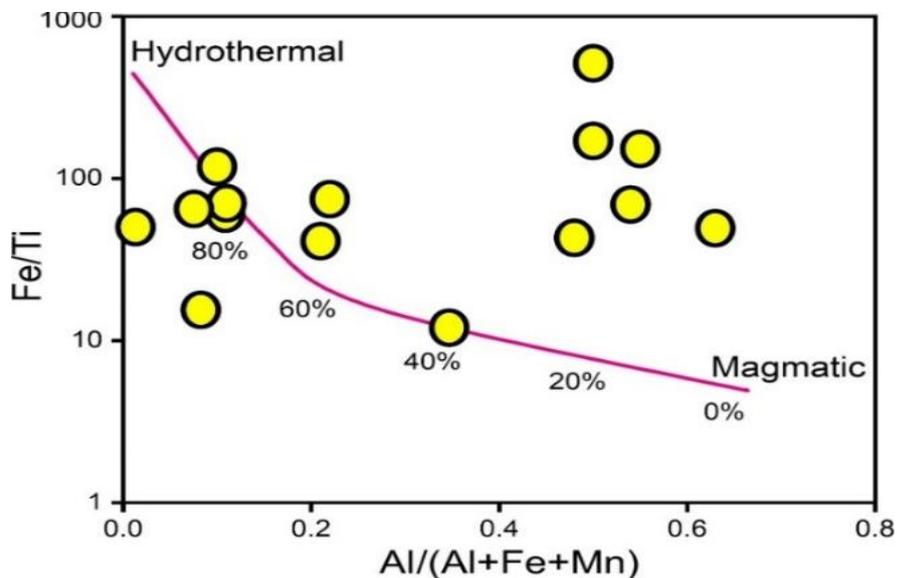


Рис. 5.9. Соотношение магматических и гидротермальных флюидов, участвующих в формировании скарна, на основе диаграммы  $Fe/Ti$  vs  $Al/(Al + Fe + Mn)$ , (Heimann et al., 2009).

Гранаты имеют узкий композиционный диапазон вдоль краевых линий роста с андрадитом составом (Рис. 5.6). Гранат в минералогии скарна богат Fe и имеет высокие отношения  $Fe/(Fe + Al)$  (0,49–0,9). Другие типы гранатов, такие как альмандин, пироп и уваровит, незначительны.

### Развитая зона скарна и прогноз рудообразующей минерализации

Состав конечных членов граната может использоваться в качестве индикатора типа рудной минерализации в скарне (Fei et al., 2019; Sepidbar et al., 2017; Zuo et al., 2015). Гранаты из скарна в Миасском районе имеют две генерации и демонстрируют составы, варьирующие от почти чистого гроссуляра ( $Adr_0 Grs_{69.99}$ ) до андрадита ( $Adr_{77.89} Grs_{13.35}$ ) с переменным количеством спессартина и альмандина и следами пироба. Различные типы граната демонстрируют различные составы основных элементов, соответствующие различным текстурным и оптическим характеристикам. Вариации состава граната свидетельствуют о том, что состояние окисления перешло от восстановленной среды раннего гроссуляра к относительно окисленной среде позднего андрадита (Рис. 5.10 и 5.11).

Различия в составе граната двух типов генерации позволяют предположить, что система скарнов развивалась от восстановленных закрытых условий постепенно к более окисленным, открытым условиям с трещиноватостью.

На Рис. 5.12 приведена тройная диаграмма, суммирующая составы гранатов в минерализации скарнов. Желтая область показывает диапазоны состава гранатов для скарновых месторождений Sn по всему миру, серая область показывает диапазоны состава гранатов для скарновых месторождений W, а бледно-оранжевая область показывает диапазоны для скарновых месторождений Fe, (Fei et al., 2019).

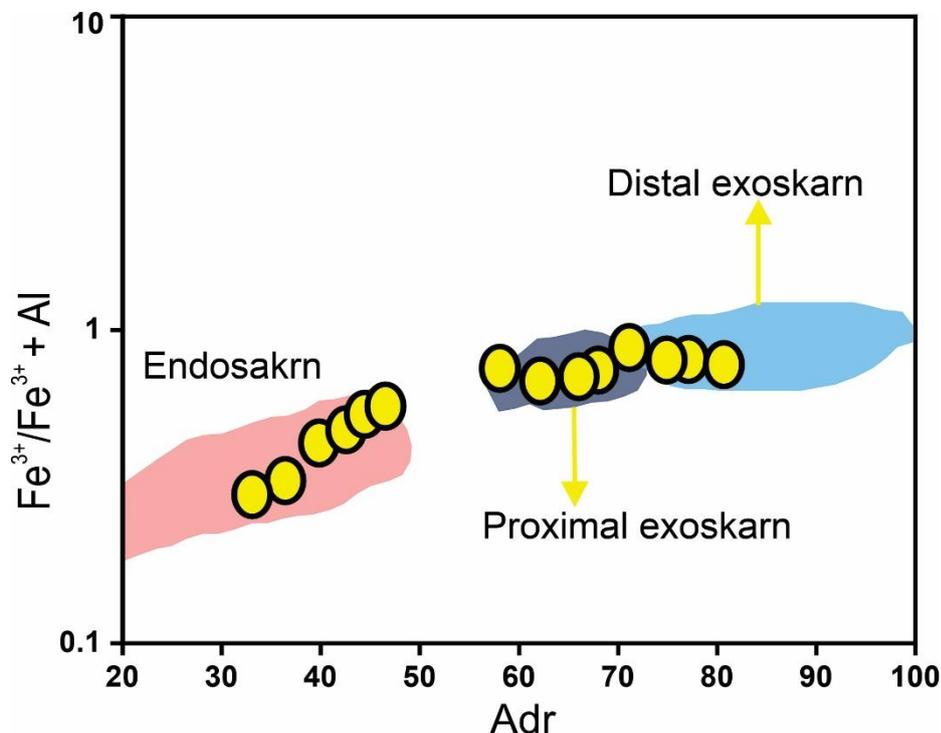


Рис 5.10. Химическая изменчивость гранатов, представленная в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$  и содержания  $Adr$ , различает эндоскарн и экзоскарн. Данные показывают переход от эндоскарновых гранатов с низким содержанием  $Adr$  к проксимальным и дистальным экзоскарнам с увеличением содержания  $Adr$  и обогащением  $Fe^{3+}$ .

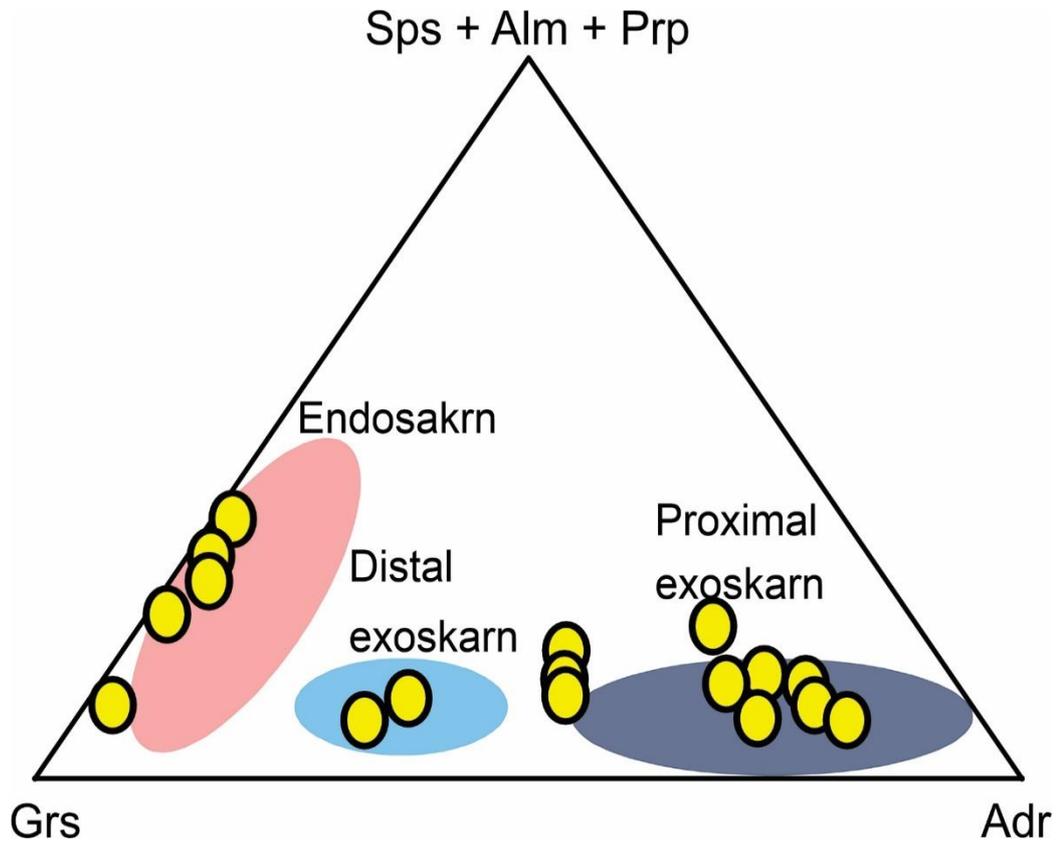


Рис 5.11. Треугольная диаграмма ( $Grs-Sps + Alm + Prp-Adr$ ) составов гранатов, выделяющая различия между эндоскарном и экзоскарном. Данные о гранатах демонстрируют чёткую прогрессию от гроссулярово-богатого эндоскарна к андрадитово-богатым проксимальным и дистальным экзоскарнам.

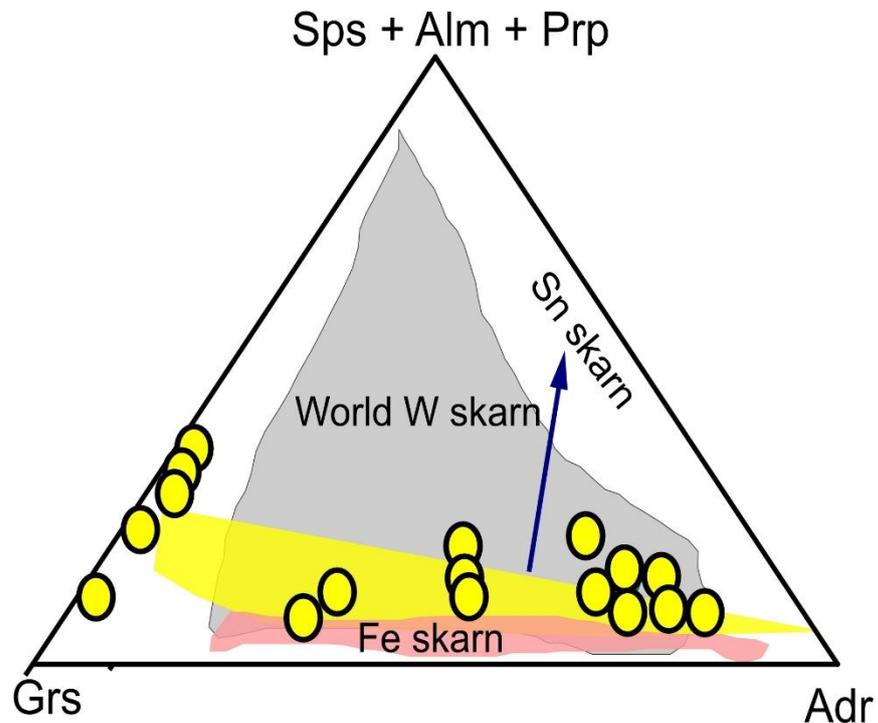


Рис. 5.12. Диаграмма, суммирующая составы гранатов в минерализации скарнов. Сокращения:  $Adr$ - андрадит;  $Grs$ - гроссуляр;  $Prp$ - пироп;  $Sps$ - спессартин;  $Alm$ - альмандин.

Исходя из приведённого материала можно сделать следующие выводы:

1. Биотиты образуются в условиях затухания гидротермального процесса, при охлаждении флюидов. Это совпадает с рудным скарновым процессом и осаждением РЗЭ-минерализации. Иначе биотиты являются индикаторами начала рудного процесса РЗЭ.

2. Гранаты из скарна в Миасском районе имеют две генерации и демонстрируют составы, варьирующие от почти чистого гроссуляра ( $\text{Adr}_0\text{Grs}_{69.99}$ ) до андрадита ( $\text{Adr}_{77.89}\text{Grs}_{13.35}$ ) с переменным количеством спессартина, альмандина и следами пирропа. При этом гроссуляр соответствует высокотемпературной магматической стадии, а андрадит – гидротермальной с более холодными флюидами.

3. Активное замещение вмещающих мраморов гранатами убедительно свидетельствует, что значительные количества растворённых компонентов, таких как Fe,  $\text{SiO}_2$  и Mg были привнесены в систему скарнов метасоматизирующими гидротермальными флюидами. На примере граната отчётливо прослеживается характер истощения флюидов в направлении от проксимальных к дистальным скарнам.

4. В рудообразующую подстадию относительно низкотемпературные гидротермальные флюиды привели к гидролизу, карбонатизации и сульфидизации вмещающих пород. При этом гранат андрадит заместил гроссуляр, а РЗЭ перешли в неподвижную абсорбированную минеральную форму.

Таким образом, изложенные выше результаты исследований рассматриваются нами в качестве аргументов, доказывающих *третье защищаемое положение*:

**В Сыростанских скарнах выделяются две генерации гранатов. Первая-ранняя на магматической стадии представлена гроссуляром, обогащенным алюминием, вторая-поздняя генерация на гидротермальной стадии соответствует железистому андрадиту. Если гроссуляр формировался в высокотемпературной среде, то биотит и андрадит образовались в более холодных флюидах в рудную стадию.**

## **6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ СКАРНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СЫРОСТАНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ (Практические рекомендации)**

В результате исследований на Сыростанской площади накопились материалы, позволяющие выделить и систематизировать прогнозно-поисковые признаки объекта в качестве практических рекомендаций. С одной стороны это проясняет перспективы изучаемой площади, с другой стороны, помогает оценить её экономическую ценность.

### **6.1. Природа трещиноватости**

Безусловно, для проникновения магматических флюидов в вышележащие породы потребовались пути перемещения флюидов, которыми послужила многочисленная густая сеть тектонических и постмагматических трещин и разрывов, которые практически создали штокверковый тип оруденения состоящего из густой сети различно ориентированных трещинок. По морфологии возможно отнести это к площадному штокверку, местами переходящий в линейный. Для создания этой сети трещин потребовались гигантские тектонические усилия как вертикального направления, так и горизонтального. При этом, решающая роль отводилась Главному Уральскому разлому (шву), а также субширотные пересечения дизъюнктивов. Оказанное давление с востока со стороны тектонических плит Западной Сибири в конце протерозоя проявилось в образовании надвиговых систем.

На Рис. 3.4 отмечаем густую сеть трещиноватости пород практически ортогональной ориентации, равно секущих все вмещающие породы, а также мощные кварцевые жилы. Что говорит о позднем характере проявления тектонических усилий.

Типичными можно наблюдать «сетчатые» до «ящичных» трещины, например, в мраморном блоке с прожилками пегматита. Так, на Рис. 6.1 изображена ящично - сетчатая трещиноватость в мраморном блоке, выполненная пегматитовыми прожилками дайка гранитов в мраморе, что подтверждает высказанное предположение о штокверковой рудной минерализации.

Естественно, в отступающем массиве гранитоидов из-за уменьшения его объёма за счёт флюидов образовались постмагматические трещины. Это вызвало появление растягивающих напряжений, которое компенсируется образованием трещин в интрузивном теле. Этот процесс образования первичных трещин связан с т.н. прототектоникой интрузива при его отступании. Они относительно прямые, с грубыми шероховатыми поверхностями и в отличие от дизъюнктивов не имеют зеркал скольжения, рваных и неровных стенок, а также следов перемещения блоков. Естественно предположить, что часть этих трещин телескопировались вверх по разрезу в вышележащие породы, что важно

для объяснения путей прогибновения более поздних гидротермальных растворов. В целом отмечается высокая нетектоническая трещиноватость как гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов так и мраморов. Эта трещиноватость часто не совпадает с генеральным направлением структур Урала, т.е. С-В направлением. Отмечаем как сухие трещины, так и открытые минерализованные.



*Рис. 6.1. Ящично - сетчатая трещиноватость в мраморном блоке, выполненная пегматитовыми прожилками.*

**Ориентировка трещин.** Замеренные элементы залегания даек составляют Аз.пад 210 - 290 L80 – 50. Сам карьер ориентирован по азимуту около 280°. Элементы сланцеватости комплекса имеют азимут 240° при угле падения 35°. Элементы залегания силикатных пород составляют Аз.пад. 320 L45. Ориентация микрогранитных жильных тел различна, часто смещаясь от вертикали к азимуту 170-260° при углах падения 15 - 85°. Диоритовый комплекс в мраморном карьере имеет азимут около 230°. Ориентация элементов залегания тектонических трещин: Аз.пад. 270 L70. Видимые выходы систем жильных комплексов диоритов достигают 6 м. Таким образом, генеральная картина ориентировки трещиноватости тяготеет к азимутам 170 - 320° в основном тяготея к ориентировкам 240 - 320°. Выявленная скарновая минерализация с поверхности ориентирована также в основном в направлениях 240 - 320°. Т.о. в целом получается генеральное направление ориентации всевозможных трещин в направлении 240 - 320°.

Поздние жилы гранитов, микрогранитов, плагиогранит-порфиров образуют сеть параллельных и кулисообразных систем также С-З и С-В простирания, косо секущих тела пород предшествующих фаз. Помимо интрузивных образований на описываемой площади широко распространены кварцевые жилы, часть из которых содержит флюорит, берилл,

молибденит, золото. Повышенное количество жил отмечается в С-З и северной частях массива.

Наблюдениями устанавливается неоднократное приоткрывание трещин. Первичные тонкие трещины часто выполнялись биотитом, ильменитом, гематитом и магнетитом. При следующем приоткрывании трещин на этих минералах и на поверхности полевого шпата нарастали друзовые агрегаты буровато-красного спессартина совместно с выделениями циртолита, тантало-ниобатов, мусковита и магнетита. В дальнейшем происходила цементация ранних минеральных ассоциаций полевыми шпатами и кварцем минералов, а также рутила, алланита, магнетита. В поздние стадии остаточные пустоты выполнялись выделениями пирита. В зоне выветривания сульфиды выщелочены и породы имеют ноздреватый облик и жёлто-коричневый цвет.

По зонам интенсивной трещиноватости постмагматических преобразований гранитов широко развиты процессы микроклинизации, серицитизации и эпидотизации плагиоклазов, альбитизации полевых шпатов, грейзенизации и карбонатизации. Повышенное количество жил отмечается в С-З и северной частях массива. Характерной особенностью минерализации поздних жильных тел является специализация на ниобий, тантал, иттрий, титан, РЗЭ, цирконий и золото.

## **6.2. Геологические факторы контроля РЗЭ-минерализации**

Главным контролирующим фактором РЗЭ-минерализации является Сыростанский гранитный массив в виде пластообразного тела с магматическим питающим каналом. По геофизическим данным предполагается лакколитообразная форма массива. На поверхности его строение концентрически-зональное. По периферии развиты габброиды, монцониты, монцодиориты, гранодиориты, кварцевые диориты. Ширина этой краевой зоны от 50 до 2000 м. Ближе к центру с южной стороны располагается зона мелкозернистых биотитовых гранитов и плагиогранитов шириной до 2,5 км. Эта зона продолжается с восточной стороны, дугообразно огибая центральную часть массива.

Перечислим основные рудоконтролирующие факторы, полученные в этой работе:

1. Зоны взаимопересекающихся крупных тектонических разрывных структур;
2. Наличие гранитоидов, включая кварцевые диориты и мрамора, а также признаки многофазности магматического процесса;
3. Многочисленная трещиноватость в С-З направлении, как сухих трещин, так и минерализованных жил и пегматитов;
4. Обнаружение проявлений зеленоватых ярких скарнов и следов щелочных флюидов, зелёного скаполита, биотита и граната андрадита в составе вмещающих пород;

5. Выявление группы минералов-концентраторов;
6. Проявления вторичного выветривания рудной минерализации.

### 6.3. Прогнозная схема перспектив Сыростанской площади

В итоге, предлагается прогнозная потенциальная площадь развития скарнов в Сыростанском массиве в пределах геологической карты объекта (Рис. 6.2).

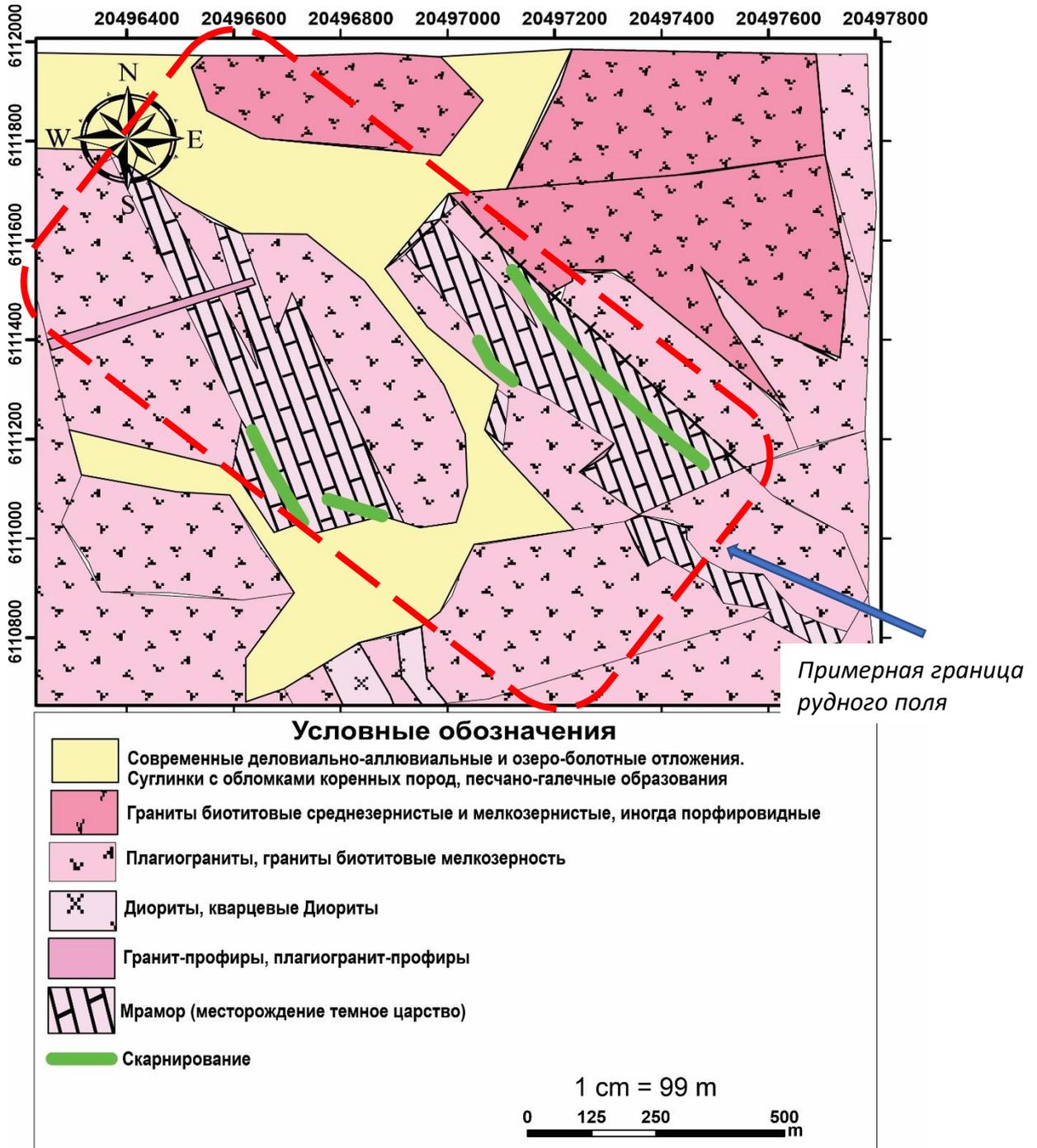


Рис. 6.2. Прогнозная потенциальная площадь развития скарнов в Сыростанском массиве в пределах геологической карты объекта.

Общие черты структурного строения и понимание геохимии метасоматического скарнового процесса позволяют предположить в перспективе самый общий контур развития скарновых руд РЗЭ. В итоге работы выделена перспективная площадь на РЗЭ скарны площадью более 6 кв.км вытянутой в С-З направлении.

Сами редкометальные руды внешне имеют чёткие макроиндикаторы проявленности скарнового метасоматического процесса. Конечная оценка перспектив РЗЭ на стадии поисково-оценочных ГРП осложняется отсутствием кондиционной площадной поисковой работы с поверхности по маршрутной сети, а также разведки бурением. С другой стороны, чрезвычайно сложная морфология скарновых руд затрудняет дать точный прогноз распространения этих руд. Кроме того, большая часть гранитного массива перекрыта современными отложениями и отсутствие местами верхних пород интрузива из-за поздней эрозии.

Кроме этого, проведена геометризирзация предполагаемого развития поля скарнов Сыростана на космоснимке Googl (Рис. 6.3).

Т.о., общие черты структурного строения и понимание геохимии метасоматического скарнового процесса позволяют предположить в перспективе самый общий контур развития скарновых руд РЗЭ.



*Рис. 6.3. Предполагаемое геометризованное развитие поля скарнов Сыростана на космоснимке Googl.*

## ВЫВОДЫ

Обобщая вышесказанное, отметим:

1. Вмещающие породы в районе Сырастанской интрузии сопровождаются интенсивной трещиноватостью как прототектонического, так и тектонического происхождения.
2. Практически все открытые трещины залечены поздними фазами внедрения гранитоидов, которые сопровождалось воздействием гидротерм сопровождаемые метасоматическими преобразованиями вмещающих пород в виде микроклинизации, серицитизации и эпидотизации плагиоклазов, альбитизации полевых шпатов, грейзенизации и карбонатизации.
3. По данным исследований наиболее перспективны на РЗЭ центральные участки Сырастанского массива разбитые лейкократовыми жильными гранитами и пегматитами. Ориентировка рудного поля приурочена к трещинам С-З направлений по азимуту около 240–320°. Указанные метасоматические процессы привнесли скарновую редкометальную минерализацию в основном в открытые поперечные Q-трещины.
4. С учётом закартированных скарновых проявлений в целом выведены основные рудоконтролирующие факторы, которые с большой вероятностью позволяют отрисовать перспективную площадь не менее 6 кв. км, вытянутой в С-З направлении.
5. Оценка площадных преспектив скарнового оруденения на Сырастанской гранитной структуре осложнена объективными причинами в силу слабой разведанности объекта.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гранитный Сыростанский массив расположен в 15 км к С-З от г. Миасс Челябинской области РФ в зоне влияния Главного Уральского глубинного разлома среди различных метабазитов и сланцев. Этот массив находится на пересечении меридиональных и широтных тектонических структур, что сопровождалось его интенсивной трещиноватостью.

2. В целом метасоматический скарновый процесс идентифицирован как скарновый, поскольку Сыростанский мрамор имеет первично-осадочное морское происхождение, что не подпадает под карбонатиты. Жильный комплекс гранитоидов Сыростанской интрузии варьировал от метаалюминистых до слабо глиноземистых и относится к высококаалиевой до известково-щелочной серии и сопровождался привнесением больших количеств щелочей. Т. е. носил щелочной характер, который соответственно изменялся в процессе стадийности метасоматоза.

3. Скарны на объекте образовались в результате локального обогащения магматическими флюидами на границе мраморов и различных гранитов. Изученная РЗЭ минеральная ассоциация и её химические особенности позволяют выделить характерную Nb-Ta-Ti-Y-РЗЭ-Th-U-Zr-Au – специализацию скарнов Сыростанского массива. При этом, широкая группа минералов-концентраторов абсорбировали целую группу РЗЭ, которая проявилась в самопроизвольном процессе при объёмном поглощении без сопровождения химической реакции.

4. Биотиты образовались в условиях затухания гидротермального процесса, при охлаждении флюидов. Это совпадает с рудным скарновым процессом и осаждением РЗЭ-минерализации. Гранаты из скарна на объекте имеют две генерации и демонстрируют составы, варьирующие от почти чистого гроссуляра ( $\text{Adr}_0\text{Grs}_{69.99}$ ) до андрадита ( $\text{Adr}_{77.89}\text{Grs}_{13.35}$ ) с переменным количеством спессартина, альмандина и следами пирропа. При этом гроссуляр соответствует высокотемпературной магматической стадии, а андрадит – гидротермальной с более холодными флюидами. Активное замещение вмещающих мраморов гранатами убедительно свидетельствует, что значительные количества растворённых компонентов, таких как Fe,  $\text{SiO}_2$  и Mg были привнесены в систему скарнов метасоматизирующими гидротермальными флюидами. На примере граната отчётливо прослеживается характер истощения флюидов. В целом биотит и андрадит являются индикаторами рудного процесса РЗЭ.

5. В рудообразующую подстадию относительно низкотемпературные гидротермальные флюиды привели к гидролизу, карбонатизации и сульфидизации

вмещающих пород. При этом гранат андрадит заместил гроссуляр, а РЗЭ перешли в неподвижную абсорбированную минеральную форму.

6. По сравнению с вмещающими магматическими породами (гранитом и диоритом), скарны показали обогащение элементами РЗЭ и более высокие концентрации Мо, W, Sn, Та, Nb и Au, чем в породах, образующих сам массив.

7. В качестве рекомендаций отметим:

а) вмещающие породы в районе Сырастанской интрузии сопровождаются интенсивной трещиноватостью как прототектонического, так и тектонического происхождения;

б) практически все открытые трещины залечены поздними фазами внедрения гранитоидов, которые сопровождалось воздействием гидротерм сопровождаемые метасоматическими преобразованиями вмещающих пород;

в) наиболее перспективны на РЗЭ центральные участки Сырастанского массива разбитые лейкократовыми жильными гранитами и пегматитами;

г) ориентировка рудного поля приурочена к трещинам С-З направлений по азимуту около 240–320°. Указанные метасоматические процессы привнесли скарновую РЗЭ минерализацию в основном в открытые поперечные Q-трещины;

д) с учётом закартированных скарновых проявлений в целом выведены основные рудоконтролирующие факторы, которые с большой вероятностью позволяют отрисовать перспективную площадь не менее 6 кв. км, вытянутой в С-З направлении;

е) оценка площадных перспектив скарнового оруденения на Сырастанской гранитной структуре осложнена объективными причинами в силу слабой разведанности объекта.

8. В результате работы получены прогнозные основные рудоконтролирующие факторы и выделена перспективная площадь развития редкометальных скарнов на Сырастанском гранитном массиве.

9. Для оценки объекта и более полной и точной характеристики минерализации РЗЭ и определения его границ и глубины оруденения рекомендуется провести кондиционную площадную съёмку региона с применением современных методов полевой и скважинной геофизики, а также бурение скважин с керном.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С. М. Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах. М., Наука, 1990, 334 с.
2. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 256 с.
3. Геологический словарь. М., Недра, 1973, в двух томах.
4. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1982, 103 с.
5. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970, 464 с.
6. Плющев Е.В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гиротермально-метасоматических образований. Л., Недра, 1985, 247 с.
7. Сергеевич Ш. Е. Петрология и геохимия пород Сыростанско-Тургожской группы гранитоидных массивов (Южный Урал). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Российская Академия Наук Уральское отделение, 2002, 21 с.
8. Abdelrahman, A. F. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525–541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>.
9. Abu-Fatima, M., Marignac, C., Cathelineau, M., & Boiron, M. C. (2021). Metallogeny of a Pan-African oceanic arc: VHMS and gold deposits in the Ariab-Arbaat belt, Haya terrane, Red Sea Hills (Sudan). *Gondwana Research*, 98, 76–106. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.06.001>.
10. Ahnaf, J. S., Patonah, A., & Permana, H. (2019). Petrogenesis of Volcanic Arc Granites from Bayah Complex, Banten, Indonesia Engineering, Environment, and Technology Petrogenesis of Volcanic Arc Granites from Bayah Complex, Banten, Indonesia. June. <https://doi.org/10.25299/jgeet.2019.4.2.3171>.
11. Alaminia, Z., Tadayon, M., Finger, F., Lentz, D. R., & Waitzinger, M. (2020). Analysis of the in fi ltrative metasomatic relationships controlling skarn mineralization at the Abbas-Abad Fe-Cu Deposit, Isfahan, north Zefreh Fault, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 117(November 2018), 103321. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103321>
12. Allègre, C. J., & Minster, J. F. (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Developments in Petrology*, 5(C), 1–25. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41658-2.50006-7>
13. Altenberger, F., Raith, J. G., Bakker, R. J., & Zarasvandi, A. (2022). The Chah-Mesi epithermal Cu-Pb-Zn-(Ag-Au) deposit and its link to the Meiduk porphyry copper deposit, SE Iran: Evidence from sulfosalt chemistry and fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 142(August 2021), 104732. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104732>.
14. Anders, E., & Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X).
15. Aslennikov, V. V. M., Aslennikova, S. P. M., Arge, R. R. L., & Anyushevsky, L. V. D. (2009). Study of Trace Element Zonation in Vent Chimneys from the Silurian Yaman-Kasy Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit (Southern Urals, Russia) Using Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS). *Economic Geology*, 1111–1141. <http://www.epa.gov/glnpo/atlas/gl-fact1.html>.
16. Barker, F. (1979). Trondhjemite: Definition, environment, and hypotheses of origin. In *Developments in Petrology* (Vol. 6, Issue C). ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X>.

17. Barrière, M., & Cotten, J. (1979). Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(2), 183–192. <https://doi.org/10.1007/BF00374447>.
18. Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4), 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
19. Bea, F., Fershtater, G. B., Montero, P., Smirnov, V. N., & Molina, J. F. (2005). Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, 81(1–4), 209–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.10.004>.
20. Belkovsky, A. I., & Nesterov, A. R. (2018). Mineralogy of manganese skarns, genetically related to alkaline granites (on the example of the Ufa mine, Southern Urals). *Litosfera*, 18(1), 127–132. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-127-132>.
21. Belogub, E. V., Melekestseva, I. Y., Novoselov, K. A., Zabolotina, M. V., Tret'yakov, G. A., Zaykov, V. V., & Yuminov, A. M. (2017). Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): A review. *Ore Geology Reviews*, 85, 247–270. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.008>.
22. Brusnitsyn, A. I., & Zhukov, I. G. (2012). Manganese deposits of the Devonian Magnitogorsk palaeovolcanic belt (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews*, 47, 42–58. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.01.003>.
23. Cao, H. W., Zhang, Y. H., Santosh, M., Li, G. M., Hollis, S. P., Zhang, L. K., Pei, Q. M., Tang, L., & Duan, Z. M. (2019). Petrogenesis and metallogenic implications of Cretaceous magmatism in Central Lhasa, Tibetan Plateau: A case study from the Lunggar Fe skarn deposit and perspective review. *Geological Journal*, 54(4), 2323–2346. <https://doi.org/10.1002/gj.3299>.
24. Cao, R., Chen, D. F., Gu, H. D., Chen, B., & Yan, S. C. (2022). Mineralogical Characteristics of Biotite and Chlorite in Zuluhong Polymetallic Deposit: Implications for Petrogenesis and Paragenesis Mechanisms of the Tungsten and Copper. *Minerals*, 12(10). <https://doi.org/10.3390/min12101280>.
25. Case, G. N. D., Graham, G. E., Marsh, E. E., Taylor, R. D., Green, C. J., Brown, P. J., & Labay, K. A. (2022). Tungsten skarn potential of the Yukon-Tanana Upland, eastern Alaska, USA—A mineral resource assessment. *Journal of Geochemical Exploration*, 232(November 2020), 106700. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106700>.
26. Černý, P., & Ercit, T. S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43(6), 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>.
27. Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3), 535–551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3)
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., & Wyborn, D. (2012). Lithos Peraluminous I-type granites. *LITHOS*, 153, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>.
28. Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 272, 1–26. <https://doi.org/10.1130/SPE272-pl>.
29. Chappell, B. W., & White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.

30. Chen, L., & Zhao, Z. F. (2017). Origin of continental arc andesites: The composition of source rocks is the key. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145(April), 217–232. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.04.012>.
31. Clemens, J. D., Darbyshire, D. P. F., & Flinders, J. (2009). Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: The Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112(3–4), 524–542. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.026>.
32. Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). Quaternary systems. *The Interpretation of Igneous Rocks*, 197–221. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1_8).
33. Cumming, W. (2016). Geophysics and resource conceptual models in geothermal exploration and development. In *Geothermal Power Generation: Developments and Innovation*. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100337-4.00003-6>.
34. De Albuquerque, C. A. R. (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7), 1779–1802. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90163-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90163-4).
35. De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4), 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0.29](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0.29).
36. Gangdese, W. (n.d.). Geological, Geochemical, and Mineralogical Constraints on the Genesis of the Polymetallic Pb-Zn-Rich Nuocang Skarn Deposit, Western Gangdese, Tibet.
37. Dong, P., Dong, G., Santosh, M., Mo, X., Sun, Z., Ketchaya, Y. B., Pan, Y., & Lemdjou, Y. B. (2022). Eocene magmatism in the western Tengchong Block: Implications for crust-mantle interaction associated with the slab rollback of the Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 106, 259–280. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.01.018>.
38. Eskandari, A., Deevsalar, R., De Rosa, R., Shinjo, R., Donato, P., & Neill, I. (2020). Geochemical and isotopic constraints on the evolution of magma plumbing system at Damavand Volcano, N Iran. *Lithos*, 354–355, 105274. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105274>.
39. Eyal, M., Litvinovsky, B., Jahn, B. M., Zangvilovich, A., & Katzir, Y. (2010). Origin and evolution of post-collisional magmatism: Coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula. *Chemical Geology*, 269(3–4), 153–179. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.09.010>.
40. Fadaeian, M., Jahangiri, A., Ao, S., Kamali, A. A., & Xiao, W. (2022). Geochemistry and Petrogenesis of Shoshonitic Dyke Swarm in the Northeast of Meshkinshahr, NW Iran. *Minerals*, 12(3), 1–27. <https://doi.org/10.3390/min12030309>.
41. Fei, X., Zhang, Z., Cheng, Z., & Santosh, M. (2019). Factors controlling the crystal morphology and chemistry of garnet in skarn deposits: A case study from the Cuihongshan polymetallic deposit, Lesser Xing'an Range, NE China. *American Mineralogist*, 104(10), 1455–1468. <https://doi.org/10.2138/am-2019-6968>.
42. Fershtater, G. B. (2013). Paleozoic Intrusive Magmatism of the Middle and South Urals.
43. Fershtater, G. B., Borodina, N. S., Bea, F., & Pilar, M. (2018). Model of mantle-crust interaction and magma generation in the suprasubduction orogen (Paleozoic of the Urals). *Litosfera*, 18(2), 177–207. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207>.
44. Fershtater, G. B., Krasnobaev, A. A., Bea, F., Montero, P., & Borodina, N. S. (2007). Geodynamic settings and history of the Paleozoic intrusive magmatism of the central and southern

- Urals: Results of zircon dating. *Geotectonics*, 41(6), 465–486. <https://doi.org/10.1134/S0016852107060039>.
45. Fershtater, G. B., Krasnobaev, A. A., Bea, F., Montero, P., & Borodina, N. S. (2009). Intrusive magmatism during early evolutionary stages of the Ural epiocenic orogen: U-Pb geochronology (LA ICP MS, NORDSIM, and SHRIMP II), geochemistry, and evolutionary tendencies. *Geochemistry International*, 47(2), 143–162. <https://doi.org/10.1134/S0016702909020037>.
46. Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. USGS Prof. Paper, 354, 11–48.
47. Gao, L., Liu, S., Sun, G., Hu, Y., Guo, R., Fu, J., Wang, M., & Hu, F. (2019). Neoproterozoic crust-mantle interactions in the Yishui Terrane, south-eastern margin of the North China Craton: Constraints from geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes of metavolcanic rocks and high-K granitoids. *Gondwana Research*, 65, 97–124. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.002>.
48. Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D., & Moretti, R. (2008). REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(1), 185–205. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.09.033>.
49. Georgievskiy, A. F., Bugina, V. M., Kotelnikov, A. E., Georgievskiy, A. A., Mahinja, E., & Gamil'ton, Z. A. (2021). Vein-rock in the Dark kingdom Marble Deposit (South Ural) and their Possible Connection with Gold Ore Mineralization. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 666(2). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/666/2/022024>.
50. Ghasemi Siani, M., Lentz, D. R., & Nazarian, M. (2020). Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: An analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization. *Ore Geology Reviews*, 126(September), 103753. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103753>.
51. Ghoneim, M. F., Abdel-Karim, A. A. M., Abu Anbar, M. M., Nageib, A., & El-Shafei, S. A. (2022). Petrogenesis of Postcollisional High-K Calc-Alkaline and Alkaline Magmatism in Southern Sinai, Egypt: The Role of Crustal Anatexis Combined with Convective Diffusion. *Journal of Geology*, 130(2), 111–132. <https://doi.org/10.1086/718832>.
52. Gillespie, M. R., Kendall, R. S., Leslie, A. G., Millar, I. L., Dodd, T. J. H., Kearsley, T. I., Bide, T. P., Goodenough, K. M., Dobbs, M. R., Lee, M. K. W., & Chiam, K. (2019). The igneous rocks of Singapore: New insights to Palaeozoic and Mesozoic assembly of the Sukhothai Arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, 183(February), 103940. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103940>.
53. Goryachev, N. A., Shpikerman, V. I., Church, S. E., & Gvozdev, V. I. (2018a). Calcic skarn ore deposits of the North-East Russia. *Ore Geology Reviews*, 103(March), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.024>.
54. Goryachev, N. A., Shpikerman, V. I., Church, S. E., & Gvozdev, V. I. (2018b). Calcic skarn ore deposits of the North-East Russia. *Ore Geology Reviews*, 103(May 2016), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.024>.
55. Groves, D. I., Santosh, M., & Zhang, L. (2020). A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach. *Geoscience Frontiers*, 11(3), 719–738. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.007>.
56. Guo, X., Jia, Q., Lü, X., Li, J., Kong, H., & Yao, X. (2020). The Permian Sn metallogenic event and its geodynamic setting in East Kunlun, NW China: Evidence from zircon and cassiterite geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of the Xiaowolong skarn Sn deposit. *Ore Geology Reviews*, 118(January), 103370. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103370>.

57. Han, J., & Kamber, M. (2006). Mining Stream, Time-Series and Sequence Data. In *Data Mining: Concepts and Techniques* (Vol. 54).
58. Harris, N. B. W., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19(October 2007), 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>.
59. Hassanpour, S., & Rajabpour, S. (2020). Magmatic – hydrothermal evolution of the Anjerd Cu skarn deposit, NW Iran : Perspectives on mineral chemistry , fluid inclusions and stable isotopes. *Ore Geology Reviews*, 117(July 2019), 103269. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103269>.
60. He, Lanfang, Liang Li, Yun Liu, Zhanfeng Yang, Yonggang Zhao, Kuifang Yang, Rujun Chen, and Hongrui Fan. 2024. “Audio Magnetotelluric View of the Giant Carbonatite-Hosted Bayan Obo REE Deposit, Inner Mongolia, Northern China.” *Ore Geology Reviews* 172 (September): 106208. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106208>.
61. He, X., Tan, S., Liu, Z., Bai, Z., Wang, X., Wang, Y., & Zhong, H. (2020). Petrogenesis of the early cretaceous aolunhua adakitic monzogranite porphyries, Southern Great Xing’an Range, NE China: Implication for geodynamic setting of mo mineralization. *Minerals*, 10(4). <https://doi.org/10.3390/min10040332>.
62. Heimann, A., Spry, P. G., Teale, G. S., H.H., C., Conor, Leyh, & R., and W. (2009). Geochemistry of Garnet-Rich Rocks in the Southern Curnamona Province, Australia, and Their Genetic Relationship to Broken Hill-Type Pb-Zn-Ag Mineralization \*. 687–712.
63. Helmy, H. M., Kaindl, R., & Shibata, T. (2014). Genetically related Mo – Bi – Ag and U – F mineralization in A-type granite, Gabal Gattar, Eastern Desert, Egypt. *Ore Geology Reviews*, 62, 181–190. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.008>.
64. Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3), 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.
65. Herrington, R. J., Plotinskaya, O. Y., Maslennikov, V. V., & Tesselina, S. G. (2017). An overview of mineral deposits in the Urals: A special issue of *Ore Geology Reviews*. *Ore Geology Reviews*, 85, 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.016>.
66. Ibrahim, M. A. E., & Kotelnikov, A. E. (2022). Geological and geochemical exploration methods for mineral resources (skarn deposits and rare earth elements). *Науки о Земле Earth sciences*, 2(2), 7–15. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2022-2-7-15>.
67. Ibrahim, M., Kotelnikov, A., Podolko, P., & Kotelnikova, E. (2021). Remote sensing data for Geological mapping and gold prospecting of Inteet area, northern Sudan. *E3S Web of Conferences*, 258, 03009. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202125803009>.
68. Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
69. Jacob, J. B., Moyen, J. F., Fiannacca, P., Laurent, O., Bachmann, O., Janoušek, V., Farina, F., & Villaros, A. (2021). Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 2, Attempting to quantify mantle and crustal contributions in granitoids. *Lithos*, 402–403(June). <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106292>.
70. Kaatz, L., Reynes, J., Hermann, J., & John, T. (2022). How fluid infiltrates dry crustal rocks during progressive eclogitization and shear zone formation: insights from - H 2 O contents in nominally anhydrous minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(7), 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01938-1>.

71. Karimzadeh Somarin, A., & Moayyed, M. (2002). Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3–4), 127–138. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00068-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00068-9).
72. Kholodnov, V. V., Shardakova, G. Y., Puchkov, V. N., Petrov, G. A., Shagalov, E. S., Salikhov, D. N., Korovko, A. V., Pribavkin, S. V., Rakhimov, I. R., & Borodina, N. S. (2021). Paleozoic granitoid magmatism of the urals: The reflection of the stages of the geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynamics and Tectonophysics*, 12(2), 225–245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522>.
73. Kumah, A. (2006). Sustainability and gold mining in the developing world. *Journal of Cleaner Production*, 14(3–4), 315–323. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2004.08.007>.
74. Kumar, P. J. S., Jegathambal, P., & James, E. J. (2011). Multivariate and Geostatistical Analysis of Groundwater Quality in Palar River Basin. *International Journal of Geology*, 5(4), 108–119.
75. Lee, S. G., Asahara, Y., Tanaka, T., Lee, S. R., & Lee, T. (2013). Geochemical significance of the Rb-Sr, La-Ce and Sm-Nd isotope systems in A-type rocks with REE tetrad patterns and negative Eu and Ce anomalies: The Cretaceous Muamsa and Weolaksan granites, South Korea. *Chemie Der Erde*, 73(1), 75–88. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.11.008>.
76. Lemièrè, B. (2018). A review of pXRF (field portable X-ray fluorescence) applications for applied geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 188(August 2017), 350–363. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.006>.
77. Lemièrè, B., & Uvarova, Y. A. (2020). New developments in field-portable geochemical techniques and on-site technologies and their place in mineral exploration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 20(2), 205–216. <https://doi.org/10.1144/geochem2019-044>.
78. Li, B., Jiang, S. Y., Zhang, Q., Zhao, H. X., & Zhao, K. D. (2016). Geochemistry, geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions of Middle to Late Jurassic syenite-granodiorites-dacite in South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Gondwana Research*, 35, 217–237. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.006>.
79. Li, C., Yan, J., Yang, C., Song, C. Z., Wang, A. G., & Zhang, D. Y. (2020). Generation of leucogranites via fractional crystallization: A case study of the Jurassic Bengbu granite in the southeastern North China Craton. *Lithos*, 352–353, 105271. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105271>.
80. Li, H., & Xi, X. S. (2015). Sedimentary fans: A new genetic model for sedimentary exhalative ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 65(P1), 375–389. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.001>.
81. Li, M., Zheng, Y., Feng, Q., Xu, J., Wu, S., & Sun, G. (2020). Ore genesis of skarn mineralization in continental collision orogens: A case study from the Pusangguo Co-bearing Cu – Pb – Zn deposit in Tibet. *Ore Geology Reviews*, 122(April), 103523. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103523>.
82. Liang, Pei, Wang Junyi, Bicheng Li, Yuling Xie, Jinsheng Han, and Jiaming Xia. 2024. “Multi-Stage REE Mineralization in the Bayan Obo Fe-REE-Nb Deposit: Constraints from Biotite and Apatite Geochemistry.” *Ore Geology Reviews*, 106312. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106312>.
83. Li, S., Cao, Y., Song, Z., & Xiao, D. (2021). Zircon U-Pb and Pyrite Re-Os Isotope Geochemistry of ‘Skarn-Type’ Fe-Cu Mineralization at the Shuikoushan Polymetallic Deposit,

- South China: Implications for an Early Cretaceous Mineralization Event in the Nanling Range. *Minerals*, 11(5), 480. <https://doi.org/10.3390/min11050480>.
84. Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G., & Qi, C. (2007). U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1–2), 186–204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.018>.
85. Li, X., Zhang, C., Behrens, H., & Holtz, F. (2020). Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos*, 356–357, 105371. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>.
86. Liu, D., Zhao, Z., Yan, J., & Shi, Q. (2017). The Sangri highly fractionated I-type granites in southern Gangdese: Petrogenesis and dynamic implication. September.
87. Li, Yi ke, Chang hui Ke, Hong quan She, Deng hong Wang, Cheng Xu, An jian Wang, Rui ping Li, et al. 2023. “Geology and Mineralization of the Bayan Obo Supergiant Carbonatite-Type REE-Nb-Fe Deposit in Inner Mongolia, China: A Review.” *China Geology* 6 (4): 716–50. <https://doi.org/10.31035/cg2023082>.
88. Maghraoui, M. El, Joron, J. L., Raimbault, L., & Treuil, M. (2002). Element mobility during metasomatism of granitic rocks in the Saint-Chély d’Apcher area (Lozère, France). *Environment International*, 28(5), 349–357. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00036-3](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00036-3).
89. Makagonov, E. P., & Muftahov, V. A. (2015). Rare-earth and rare-metal mineralization in late granite of Syrostan massif (Southern Urals). *Litosfera*, 68(2), 121–132.
90. Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Geological Society of America Bulletin Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635).
91. Manuel, R., Brito, M. da G., Chichorro, M., & Rosa, C. (2017). Remote sensing for mineral exploration in central Portugal. *Minerals*, 7(10), 1–30. <https://doi.org/10.3390/min7100184>.
92. Martin, H. (1999). Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411–429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0).
93. Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., Lackey, J. S., Farmer, G. L., & Karimpour, M. H. (2017). Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran. *Ore Geology Reviews*, 84, 116–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.003>.
94. McDonough, W. F., & Sun, S. s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
95. Meinert, L. D. (1992). Skarns and skarn deposits. In *Geoscience Canada* (Vol. 19, Issue 4, pp. 145–162).
96. Meinert, L. D. (2003). Formation of Anhydrous and Hydrous Skarn in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids. *Economic Geology*, 98(1), 147–156. <https://doi.org/10.2113/98.1.147>.
97. Meinert, L. D., Dipple, G. M., & Nicolescu, S. (2019). World Skarn Deposits. *One Hundredth Anniversary Volume*, 299–336. <https://doi.org/10.5382/av100.11>.
98. Meng, L. T., Chen, B. L., Zhao, N. N., Wu, Y., Zhang, W. G., He, J. T., Wang, B., & Han, M. M. (2017). The distribution, geochronology, and geochemistry of early Paleozoic granitoid plutons in the North Altun orogenic belt, NW China: Implications for the petrogenesis and tectonic evolution. *Lithos*, 268–271, 399–417. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.022>.
99. Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

100. Mohammadi, N., Lentz, D. R., McFarlane, C. R. M., & Yang, X. M. (2021). Biotite composition as a tool for exploration: An example from Sn-W-Mo-bearing Mount Douglas Granite, New Brunswick, Canada. *Lithos*, 382–383, 105926. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105926>.
101. Mokhtari, M. (2012). The mineralogy and petrology of the Pahnavar Fe skarn, In the Eastern Azarbaijan, NW Iran. *Open Geosciences*, 4(4), 578–591. <https://doi.org/10.2478/s13533-012-0106-y>
102. Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H., & Gholizadeh, K. (2019). Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(21). <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4814-1>.
103. Montero, P., Bea, F., Gerdes, A., Fershtater, G., Zin’Kova, E., Borodina, N., Osipova, T., & Smirnov, V. (2000). Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, 317(1–2), 93–108. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00270-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00270-X).
104. Müller, D., Rock, N. M. S., & Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259–289. <https://doi.org/10.1007/BF01173568>.
105. Munteanu, M., Yao, Y., Wilson, A. H., Chunnett, G., Luo, Y., He, H., Cioacă, M., & Wen, M. (2013). Panxi region (South-West China): Tectonics, magmatism and metallogenesis. A review. *Tectonophysics*, 608, 51–71. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.008>.
106. Namur, O., Charlier, B., Holtz, F., Cartier, C., & McCammon, C. (2016). Sulfur solubility in reduced mafic silicate melts: Implications for the speciation and distribution of sulfur on Mercury. *Earth and Planetary Science Letters*, 448, 102–114. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.024>.
107. Naumov, V. B., Girnis, A. V., Dorofeeva, V. A., & Kovalenker, V. A. (2022). Volatile, Trace, and Ore Elements in Magmatic Melts and Natural Fluids: Evidence from Mineral-Hosted Inclusions. II. Effect of Crystallization Differentiation on the Concentrations of Ore Elements. *Geochemistry International*, 60(6), 537–550. <https://doi.org/10.1134/S0016702922060040>.
108. Niu, X., Shu, Q., Xing, K., Yuan, S., Wei, L., Zhang, Y., Yu, F., Zeng, Q., & Ma, S. (2022). Evaluating Sn mineralization potential at the Haobugao skarn Zn–Pb deposit (NE China) using whole-rock and zircon geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 234(May 2021), 106938. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106938>.
109. Noyes, H. J., Wones, D. R., & Frey, F. A. (1983). A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, 91(4), 353–379. <https://doi.org/10.1086/628784>.
110. Nude, P. M., Asigri, J. M., Yidana, S. M., Arhin, E., Foli, G., & Kutu, J. M. (2012). Identifying Pathfinder Elements for Gold in Multi-Element Soil Geochemical Data from the Wa-Lawra Belt, Northwest Ghana: A Multivariate Statistical Approach. *International Journal of Geosciences*, 03(01), 62–70. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.31008>.
111. Pan, Y., & Wang, P. (2022). Geochemical characteristics of biotite and apatite from the Zhongdian porphyry Cu deposit belt in northwest Yunnan, China: An indicator of halogen fugacity and mineralization. 1–20.
112. Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

113. Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
114. Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*.
115. Przybyło, A., Pietranik, A., & Zieliński, G. (2022). Cerium and Yttrium in apatite as records of magmatic processes: Insight into fractional crystallization, magma mingling and fluid saturation. *Geochemistry*, 82(2). <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2022.125864>.
116. Reif, D., Grasemann, B., & Faber, R. H. (2011). Quantitative structural analysis using remote sensing data: Kurdistan, northeast Iraq. *AAPG Bulletin*, 95(6), 941–956. <https://doi.org/10.1306/11151010112>.
117. Reimann, C., Filzmoser, P., & Garrett, R. G. (2002). Factor analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, 17(3), 185–206. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00066-X).
118. Richards, M. J. (2019). Realising the potential of portable XRF for the geochemical classification of volcanic rock types. *Journal of Archaeological Science*, 105(March), 31–45. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2019.03.004>.
119. Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B., Dobak, P. J., Mcewan, C., Rowe, R. R., & Zhou, X. (2007). *Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types*. February, 691–711.
120. Roberts, M. P., & Clemens, J. D. (1993). Origin of high-potassium, talc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9), 825. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021.<0825: oohpta>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021.<0825: oohpta>2.3.co;2).
121. Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. In (Vol. 4, Issue 1).
122. Roonwal, G. S. (2018). Remote sensing in mineral exploration. In *Springer Geology*. [https://doi.org/10.1007/978-981-10-5604-8\\_4](https://doi.org/10.1007/978-981-10-5604-8_4).
123. Ruan, C., Yu, X., Su, S., Santosh, M., & Qin, L. (2022). Anatomy of Garnet from the Nanminghe Skarn Iron Deposit, China: Implications for Ore Genesis.
124. Rücker, C., Günther, T., & Wagner, F. M. (2017). pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. *Computers and Geosciences*, 109(July), 106–123. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.011>.
125. Sadeghi, M., Billay, A., & Carranza, E. J. M. (2015). Analysis and mapping of soil geochemical anomalies: Implications for bedrock mapping and gold exploration in Giyani area, South Africa. *Journal of Geochemical Exploration*, 154, 180–193. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.11.018>.
126. Sakr, S. M., Bamousa, A. O., & Gad, A. (2022). Nb-Zr enrichment in Jabal Al Bayda A-type granites, western Arabian Shield, Saudi Arabia: interplay of magmatic and hydrothermal processes. *Journal of Taibah University for Science*, 16(1), 505–524. <https://doi.org/10.1080/16583655.2022.2077615>.
127. Salikhov, D. N., Kholodnov, V. V., Puchkov, V. N., & Rakhimov, I. R. (2020). Volcanism and intrusive magmatism of the magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the east european continent. *Lithosphere (Russian Federation)*, 20(5), 630–651. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-630-651>.
128. Santosh, M., Hu, C. N., He, X. F., Li, S. S., Tsunogae, T., Shaji, E., & Indu, G. (2017). Neoproterozoic arc magmatism in the southern Madurai Block, India: Subduction, relamination,

- continental outbuilding, and the growth of Gondwana. *Gondwana Research*, 45, 1–42. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.009>.
129. Scaillet, B., France-Lanord, C., & Le Fort, P. (1990). Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1–2), 163–188. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90017-A](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90017-A).
130. Scarrow, J. H., Ayala, C., & Kimbell, G. S. (2002). Insights into orogenesis: Getting to the root of a continent-ocean-continent collision, Southern Urals, Russia. *Journal of the Geological Society*, 159(6), 659–671. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-147>.
131. Schwindinger, M., & Weinberg, R. F. (2017). A felsic MASH zone of crustal magmas — Feedback between granite magma intrusion and in situ crustal anatexis. *Lithos*, 284–285, 109–132. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.030>.
133. Sekitarnya, T. D. A. N., & Selatan, K. O. K. U. (2021). KARAKTERISTIK BATUAN GRANITOID FORMASI GRANIT GARBA DAERAH. September 2020, 0–12.
134. Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J. W., & Ma, C. (2017). Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 91(May 2018), 660–681. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.029>.
135. Shan, H., Zhai, M., & Lu, X. (2022). Petrogenesis delineation of the felsic intrusive rocks in the eastern North China Craton: Implications for crustal evolution and geodynamic regimes. *Lithos*, 422–423(August 2021), 106728. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106728>.
136. Sieber, M. J., Brink, F. J., Leys, C., King, P. L., & Henley, R. W. (2020). Prograde and retrograde metasomatic reactions in mineralised magnesium-silicate skarn in the Cu-Au Ertsberg East Skarn System, Ertsberg, Papua Province, Indonesia. *Ore Geology Reviews*, 125(April), 103697. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103697>.
137. Sipahi, F., Gücer, M. A., & Saydam Eker, Ç. (2020). Geochemical composition of magnetite from different iron skarn mineralizations in NE Turkey: implication for source of ore-forming fluids. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(2). <https://doi.org/10.1007/s12517-019-5052-2>.
138. Soloviev, S. G., Kryazhev, S. G., Dvurechenskaya, S. S., Kryazhev, V. S., Emkuzhev, M. S., & Bortnikov, N. S. (2021). The superlarge Tyrnyauz skarn W-Mo and stockwork Mo(-W) to Au (-Mo, W, Bi, Te) deposit in the Northern Caucasus, Russia: Geology, geochemistry, mineralization, and fluid inclusion characteristics. *Ore Geology Reviews*, 138(March), 104384. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104384>.
139. Soloviev, S. G., Kryazhev, S. G., Dvurechenskaya, S. S., & Uyutov, V. I. (2019). Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia. *Ore Geology Reviews*, 112(May), 103039. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103039>.
140. Song, S., Mao, J., Xie, G., Su, Q., Jian, W., & Ouyang, Y. (2022). Deciphering deep-seated, highly fractionated, and reduced granitic magma systems associated with world-class scheelite skarn ores: A case study of the Zhuxi deposit, South China. *Ore Geology Reviews*, 149(April), 105084. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105084>.
141. Song, Wenlei, Cheng Xu, Martin P. Smith, Anton R. Chakhmouradian, Marco Brenna, Jindřich Kynický, Wei Chen, Yueheng Yang, Miao Deng, and Haiyan Tang. 2018. “Genesis of the World’s Largest Rare Earth Element Deposit, Bayan Obo, China: Protracted Mineralization Evolution over ~1 b.Y.” *Geology* 46 (4): 323–26. <https://doi.org/10.1130/G39801.1>.

142. Stadtlander, R., Mechie, J., & Schulze, A. (1999). Deep structure of the southern Ural Mountains as derived from wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International*, 137(2), 501–515. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00794.x>.
143. Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B., & Hofmann, A. W. (1996). Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24(7), 587–590. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0587:FAMREI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0587:FAMREI>2.3.CO;2).
144. Sun, K., Chen, B., & Deng, J. (2019). Biotite in highly evolved granites from the Shimensi W–Cu–Mo polymetallic ore deposit, China: Insights into magma source and evolution. *Lithos*, 350–351, 105245. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105245>.
145. Sun, W., Huang, R. fang, Li, H., Hu, Y. bin, Zhang, C. chan, Sun, S. jun, Zhang, L. peng, Ding, X., Li, C. ying, Zartman, R. E., & Ling, M. xing. (2015). Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(P1), 97–131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>.
146. Sun, Y., Li, B., Li, P., Li, Z., Shi, Y., & Yu, R. (2022). Geochronology, geochemistry, Hf isotope, and electron probe analysis of the diorite in the Jianhei Mountain, East Kunlun Orogenic Belt, China, and their geological significance. *Geosciences Journal*, 26(6), 685–701. <https://doi.org/10.1007/s12303-022-0013-2>
147. Svyazhina, I. A., Petrov, G. A., & Slobodchikov, E. A. (2008). PALEOMAGNETISM, TECTONICS AND GEODYNAMICS OF PALEOZOIC SERIES OF THE MIDDLE URALIAN FRAGMENT OF EAST-URALIAN MEGAZONE. 24.
148. Taghavi, A., Maanijou, M., Lentz, D. R., Sepahi-Gerow, A. A., Maruoka, T., Fujisaki, W., & Suzuki, K. (2022). Biotite compositions and geochemistry of porphyry-related systems from the central Urumieh Dokhtar Magmatic Belt, western Yazd, Iran: Insights into mineralization potential. *Lithos*, 412–413(August 2021), 106593. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106593>.
149. Uchida, E., Endo, S., & Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1), 47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>.
150. Uchida, E., Nagano, S., Niki, S., Yonezu, K., Saitoh, Y., Shin, K. C., & Hirata, T. (2022). Geochemical and radiogenic isotopic signatures of granitic rocks in Chanthaburi and Chachoengsao provinces, southeastern Thailand: Implications for origin and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences: X*, 8(January), 100111. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100111>.
151. Udoratina, O. V., Kulikova, K. V., Shuyskiy, A. S., Soboleva, A. A., Andreichev, V. L., Golubeva, I. I., & Kapitanova, V. A. (2021). Granitoid magmatism in the North of the Urals: U–Pb age, evolution, sources. *Geodynamics and Tectonophysics*, 12(2), 287–309. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0525>.
152. Wang, C., Li, J., Wang, K., Yu, Q., & Liu, G. (2018). Geology, fluid inclusion, and stable isotope study of the skarn-related Pb–Zn (Cu–Fe–Sn) polymetallic deposits in the southern Great Xing’an Range, China: implications for deposit type and metallogenesis. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(5). <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3417-6>.
153. Wang, G., Li, R., Carranza, E. J. M., Zhang, S., Yan, C., Zhu, Y., Qu, J., Hong, D., Song, Y., Han, J., Ma, Z., Zhang, H., & Yang, F. (2015). 3D geological modeling for prediction of subsurface Mo targets in the Luanchuan district, China. *Ore Geology Reviews*, 71(March 2015), 592–610. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.002>.
154. Wang, G., Ma, Z., Li, R., Song, Y., Qu, J., Zhang, S., Yan, C., & Han, J. (2017). Integration of multi-source and multi-scale datasets for 3D structural modeling for subsurface exploration

- targeting, Luanchuan Mo-polymetallic district, China. *Journal of Applied Geophysics*, 139, 269–290. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.02.027>.
155. Wang, L., Wu, X., Zhang, B., Li, X., Huang, A., Meng, F., & Dai, P. (2019). Recognition of Significant Surface Soil Geochemical Anomalies Via Weighted 3D Shortest-Distance Field of Subsurface Orebodies: A Case Study in the Hongtoushan Copper Mine, NE China. *Natural Resources Research*, 28(3), 587–607. <https://doi.org/10.1007/s11053-018-9410-7>.
156. Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.
157. Wiley, A. J. (2003). Principal Components and Factor Analysis. In *Data Handling in Science and Technology* (Vol. 2, Issue C). [https://doi.org/10.1016/S0922-3487\(08\)70234-X](https://doi.org/10.1016/S0922-3487(08)70234-X).
158. Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7–8), 744–749.
159. Wones, D. R., & Eugster, H. P. (1965). Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *The American Mineralogist*, 50, 1228–1272.
160. Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C., & Sun, D. Y. (2003). Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3–4), 191–204. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00015-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00015-X).
161. Wu, F. Y., Liu, X. C., Ji, W. Q., Wang, J. M., & Yang, L. (2017). Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60(7), 1201–1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>.
162. Xiao, X., Zhou, T., White, N. C., Zhang, L., Fan, Y., Wang, F., & Chen, X. (2018). NU SC. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.023>.
163. Yang, Q., Ren, Y. sheng, Hao, Y. jie, Wang, B., Sun, Z. ming, & Li, J. mou. (2019). Ore fluid, geochronology, and tectonic setting of mesothermal gold metallogeny in southeastern Jilin Province, Northeast China: A case study of the Shajingou gold deposit. *Ore Geology Reviews*, 109(April), 229–252. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.008>.
164. Yang, Jinkun, Wenlei Song, Yan Liu, Xuefeng Zhu, Jindrich Kynicky, and Qian Chen. 2024. “Mineralogy and Element Geochemistry of the Bayan Obo (China) Carbonatite Dykes: Implications for REE Mineralization.” *Ore Geology Reviews* 165 (November 2023): 105873. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105873>.
165. Yang, Xue Ming, and Michael J. Le Bas. 2004. “Chemical Compositions of Carbonate Minerals from Bayan Obo, Inner Mongolia, China: Implications for Petrogenesis.” *Lithos* 72 (1–2): 97–116. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.09.002>.
166. Yin, J., Chen, W., Xiao, W., Yuan, C., Windley, B. F., Yu, S., & Cai, K. (2017). Late Silurian–early Devonian adakitic granodiorite, A-type and I-type granites in NW Junggar, NW China: Partial melting of mafic lower crust and implications for slab roll-back. *Gondwana Research*, 43, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.06.016>.
167. Yıldırım, E., Yıldırım, N., Dönmez, C., Koh, S. M., & Günay, K. (2019). Mineralogy, rare earth elements geochemistry and genesis of the Keban-West Euphrates (Cu-Mo)-Pb-Zn skarn deposit (Eastern Taurus metallogenic belt, E Turkey). *Ore Geology Reviews*, 114(August), 103102. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103102>.
168. Yu, Y., Sun, M., Long, X., Li, P., Zhao, G., Kröner, A., Broussolle, A., & Yang, J. (2017). Whole-rock Nd–Hf isotopic study of I-type and peraluminous granitic rocks from the Chinese

- Altai: Constraints on the nature of the lower crust and tectonic setting. *Gondwana Research*, 47, 131–141. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.07.003>.
169. Zahedi, A., Boomeri, M., Nakashima, K., Mackizadeh, M. A., Ban, M., & Lentz, D. R. (2014). Geochemical characteristics, origin, and evolution of ore-forming fluids of the Khut Copper Skarn deposit, west of Yazd in Central Iran. *Resource Geology*, 64(3), 209–232. <https://doi.org/10.1111/rge.12037>.
170. Zaykov, V. V., Melekestseva, I. Y., Zaykova, E. V., Kotlyarov, V. A., & Kraynev, Y. D. (2017). Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. *Ore Geology Reviews*, 85, 299–320. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.001>.
171. Zhang, W., Jiang, S. Y., Gao, T., Ouyang, Y., & Zhang, D. (2020). The effect of magma differentiation and degassing on ore metal enrichment during the formation of the world-class Zhuxi W-Cu skarn deposit: Evidence from U-Pb ages, Hf isotopes and trace elements of zircon, and whole-rock geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 127(April), 103801. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103801>.
172. Zhang, Z., Xie, G., & Thompson, J. (2022). Skarn mineralogy and in-situ LA-ICP-MS U-Pb geochronology of wolframite for the Caojiaba tungsten deposit, southern China: Implications for a reduced tungsten skarn deposit. *Ore Geology Reviews*, 147(June), 104981. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104981>.
173. Zheng, J., Mao, J., Yang, F., Liu, F., & Zhu, Y. (2015). The post-collisional Cihai iron skarn deposit, eastern Tianshan, Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, 67, 244–254. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.12.006>.
174. Zhu, R. Z., Lai, S. C., Qin, J. F., & Zhao, S. W. (2015). Early Cretaceous highly fractionated I-type granites from the northern Tengchong block, western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 145–163. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.014>.
175. Znamenskii, S. E., Ankusheva, N. N., Velivetskaya, T. A., & Shanina, S. N. (2017). Composition and sources of mineral-forming fluids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals). *Russian Geology and Geophysics*, 58(9), 1070–1079. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.08.003>.
176. Zuo, P., Liu, X., Hao, J., Wang, Y., Zhao, R., & Ge, S. (2015). Chemical compositions of garnet and clinopyroxene and their genetic significances in Yemaquan skarn iron-copper-zinc deposit, Qimantagh, eastern Kunlun. *Journal of Geochemical Exploration*, 158, 143–154. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.07.011>