Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

ДЕВЯТИЯРОВА Анна Сергеевна

КОЧУМДЕКСКИЙ КОНТАКТОВЫЙ ОРЕОЛ СПУРРИТ-МЕРВИНИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ

25.00.05 - «минералогия, кристаллография»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель Доктор геолого-минералогических наук Сокол Эллина Владимировна

НОВОСИБИРСК – 2022

Введение								
Глава 1. Краткий очерк геологического строения района работ 15								
1.1. Общие сведения о районе работ16								
1.2. Краткий очерк стратиграфии палеозойских отложений 18								
1.3. Палеогеографическая обстановка нижнесилурийского осадочного								
бассейна Восточной Сибири и режим седиментации 20								
1.4. Краткая характеристика ранне- и среднетриасовых интрузий и связанных								
с ними ореолов (западный борт Тунгусской синеклизы) 24								
1.5. Кочумдекский контактовый ореол 30								
1.5.1. История изучения ореола 30								
1.5.2. Строение и зональность ореола								
Глава 2. Материалы и методы исследования 39								
2.1. Фактический материал и пробоподготовка 39								
2.2. Аналитические методы 42								
Глава 3. Характеристика пород Кочумдекского контактового ореола 49								
3.1. Общие сведения о породах Кочумдекского ореола 49								
3.2. Петрохимические особенности пород Кочумдекского ореола 55								
3.3. Особенности микроэлементного состава пород Кочумдекского ореола. 60								
3.3.1. Элементы переменной валентности 60								
3.3.2. Редкоземельные элементы 63								
3.3.3. Высокозарядные элементы 66								
Глава 4. Минералогия пород Кочумдекского контактового ореола								
4.1. Габброиды								
4.1.1. Породообразующие минералы 74								
4.1.2. Акцессорные минералы								
4.2. Мраморизованные мергелистые известняки								

оглавление

4.2.1. Породообразующие минералы
4.2.2. Акцессорные минералы
4.3. Мраморы 103
4.3.1. Породообразующие минералы 103
4.3.2. Акцессорные минералы 128
4.3.3. Минералогическая продуктивность мраморов Кочумдекского
ореола 154
Глава 5. Обсуждение результатов 160
5.1. Режим прогрессивного метаморфизма в Кочумдекском ореоле:
реконструкции на базе особенностей породообразующих минералов 162
5.2. Режим регрессивного этапа метаморфизма в Кочумдекском ореоле:
реконструкции на базе особенностей симплектитовых структур 174
5.3. Сульфиды в ассоциациях высокоградиентных контактово-
метаморфических мраморов: применимость для реконструкции истории
ореола 176
5.4. U-Pb геохронологические исследования перовскита и возраст
метаморфического события184
5.5. Изохимичность процесса метаморфизма в Кочумдекском ореоле: синтез
геохимических данных
5.6. Геологические предпосылки изохимического контактового метаморфизма
на реке Кочумдек 191
Заключение 195
список литературы 201
Приложение А

введение

Актуальность исследования

Достаточно простая (зачастую одноактная и кратковременная) термическая история высокотемпературных контактовых ореолов (в сравнении с комплексами ультравысоких давлений и регионального метаморфизма) и, как правило, известный протолит, делает их предпочтительными объектами для решения целого ряда фундаментальных задач метаморфической петрологии [Ревердатто, 1970; Перцев; 1977; Kerrick, 1991; Grapes, 2011; Ревердатто и др., 2017]. К их числу относятся: оценка пиковых параметров метаморфизма; реконструкция режима теплообмена между магматическими телами и вмещающими осадками; оценка длительности прогрессивного И ретроградного этапов контактового метаморфизма; реконструкция стадийности фазовых превращений и эволюции состава минералов; определение масштабов и интенсивности обменных реакций (включая изотопный обмен и фракционирование), а также степени подвижности макро- и микроэлементов.

Спуррит-мервинитовый метаморфизм представляет собой специфический и редко реализующийся В природе случай высокотемпературного И низкобарического термометаморфизма (Р до 1.0-1.5 кбар, Т до 1000 °С), который не сопровождается существенным транзитом вещества через зону контакта. считать, что метаморфизм Принято ЭТОГО типа реализуется в условиях стационарного прогрева осадков со стороны магматического тела при ограниченном флюидопотоке. В модельном варианте такой метаморфизм осуществляется на участках внедрения сухих высокотемпературных магм в карбонатные толщи, экранирующие флюидопотоки [Ревердатто, 1970; Tracy, Frost, 1991].

Пик исследовательского интереса к контактовым ореолам спурритмервинитовой фации пришелся на 20-70 гг. XX столетия [Tilley, 1929; 1947; 1951; Tilley, Vincent, 1948; Соболев, 1935; 1964; Bowen, 1940; McConnell, 1954; Roy, 1958; Hentschel, 1964; Маракушев, 1965; 1968; Bridge, 1965; Ревердатто, 1964; 1965; 1970; Перцев, Шмулович, 1972; Перцев, 1977]. Именно тогда был создан совокупный портрет пород данной фации и определены их геологическая позиция и типы метаморфической зональности; обнаружены и охарактеризованы (главным образом методами оптической микроскопии, мокрой химии и рентгеновского анализа) индекс-минералы этой фации; определены закономерности смены главных минеральных парагенезисов при изменении температуры и соотношения H_2O/CO_2 BO флюиде. Тогда же были осуществлены многочисленные экспериментальные исследования и выполнены термодинамические расчеты для нескольких петрологически важных систем, что позволило определить положение линий главных минеральных равновесий в координатах Р-Т и Т-[С] (химический потенциал) и, в итоге, оконтурить РТ-поле метаморфизма этой фации. За последние 30 лет список охарактеризованных объектов спуррит-мервинитового метаморфизма пополнили: Кристмас Маунтинс, США [Kerrick, 1991]; Долина Цербойя, Румыния [Pascal et al., 2001]; контакты траппов Норильского района [Туровцев, 2002]; Фука, Япония [Satish-Kumar et al., 2004]; Лакарги, Северный Кавказ [Galuskin et al., 2008; 2011; 2012]; объекты Кельского плато, Кавказ [Газеев и др., 2012]; Бирхинский ореол, Забайкалье [Lazic et al., 2011; Sklyarov et al., 2013].

Проявления спуррит-мервинитового метаморфизма обычно связаны с интрузиями основного состава, приурочены к подводящим каналам – дайкам, жерлам, неккам или узким межинтрузивным интервалам, либо представляют собой ксенолиты в габброидах, щелочных базальтоидах, игнимбритах и других породах. Высокотемпературные породы в таких ореолах, как правило, слагают узкие зоны, примыкающие к интрузивному телу. Большинство алюмосиликатных пород спуррит-мервинитовой фации характеризуется малым числом минералов и крайним однообразием ассоциаций, что затрудняет реконструкцию термической истории становления таких ореолов [Ревердатто, 1970; Bergen, Barton, 1984; Schreyer et al., 1990; Kerrick, 1991; Туровцев, 2002; Heinrich et al., 2004, Газеев и др., 2006, 2012; Galuskin et al., 2008, 2012; Galuskina et al., 2010; Grapes, 2011; Chukanov et al., 2012]. В отличие от метапелитовых ассоциаций, метакарбонатные породы

спуррит-мервинитового уровня метаморфизма содержат многочисленные минералы-индикаторы, среди которых преобладают природные аналоги фаз, слагающих цементные клинкеры [Gross, 1977; Kolodny, 1979; Чесноков, Щербакова, 1991; Taylor, 1997; Sokol et al., 2014; 2019; Khoury et al., 2015; 2016]. Это исключительно благоприятное обстоятельство для детальной реконструкции условий прогрессивной и регрессивной ветвей метаморфического процесса [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Kerrick, 1991].

Многие из этих минералов были охарактеризованы комплексом современных аналитических методов совсем недавно, и главным образом, на материале пирогенных пород. К их числу относятся хатрурит, высокотемпературные модификации Ca_2SiO_4 , псевдоволластонит, ранкинит, минералы псевдобинарной серии перовскит-браунмилерит, геленит, а также минералы надгрупп майенита, набимусаита и апатита [Чесноков, Щербакова, 1991; Чесноков, 1997; 1999; Sokol et al., 2014; 2015; 2019; Seryotkin et al., 2012; Sharygin et al., 2008 a; 2013; Kokh et al., 2015; Galuskin et al., 2015-2018; Galuskina et al., 2017; Krüger et al., 2018; Irran et al., 1997; Juroszek et al., 2018].

Новый импульс к развитию детальных минералогических исследований и петрологических реконструкций, выполненных для пород спуррит-мервинитовой фации, дало обнаружение сотен разнообразных ксенолитов осадочных пород в позднекайнозойских базальтах провинции Эйфель (ФРГ) [Hentschel et al., 1980; Worner et al., 1982; Abraham et al., 1983; Schreyer et al., 1990]. Это позволило пополнить минералогический банк данных сведениями о минералах группы миларита [Armbruster, Oberhansli, 1988; Audibert et al., 1995] и привело к открытию серии новых минералов, принадлежащих к надгруппе майенита [Galuskin et al., 2015; Sharygin, 2015]. Существенный вклад в развитие петрологии контактового метаморфизма внесла реконструкция механизмов частичного плавления метапелитов [Grapes, 1986; 2006; 2011].

Тем не менее, до сих пор информация о многих минералах-эндемиках из парагенезисов спуррит-мервинитовой фации остается фрагментарной. Не охарактеризованы с надлежащей полнотой кристаллохимические особенности и даже диапазоны составов твердых растворов многих породообразующих минералов. Нет систематической информации об их геохимической специализации и фракционировании редких, рассеянных и примесных элементов при РТпараметрах спуррит-мервинитовой фации. Вместе с тем, эта информация принципиально важна для оценки параметров метаморфизма и реконструкции температурно-временных трендов.

В этой связи актуальным представляется выявление и характеристика объектов, где геологическая ситуация и литология протолитов благоприятны для образования полиминеральных парагенезисов. Наряду с получением новой собственно минералогической информации, породы таких комплексов наиболее информативны для решения актуальных задач метаморфической петрологии – реконструкции РТ-параметров метаморфизма, оценки температурных градиентов, кинетики остывания интрузива и прогрева вмещающих пород, источников вещества, подвижности отдельных элементов и их соединений в процессе контактовых взаимодействий. Изложенные выше аргументы (геологические, петрологические и минералогические) сообща определяют актуальность исследования Кочумдекского контактового ореола.

Объектом исследований в рамках данной кандидатской диссертации Кочумдекского полизонального являются породы контактового ореола (р. Кочумдек, среднее течение р. Подкаменная Тунгуска), генетически связанного с Восточно-Сибирскими траппами. Ореол был обнаружен в ходе геологической съемки 1957 г. [Малич, Григорьев, 1960], дважды посещался и был кратко описан как объект спуррит-мервинитового метаморфизма В.В. Ревердатто [1964] и Н.Н. Перцевым [1977]. Однако до сих пор слагающие его породы не были обладает охарактеризованы систематически. Ореол исключительно благоприятным сочетанием геологических и вещественных характеристик, необходимых для выполнения тонких минералогических исследований и петрогенетических реконструкций, базирующихся на этих данных. В пределах ореола прослеживаются переходы от пород протолита к высокотемпературным мраморам, доступны для опробования исходные осадки и магматические породы,

обнаружены локальные участки развития метасоматитов. Метаморфические породы отличает исключительно высокая степень сохранности первичных парагенезисов, отвечающих пику метаморфизма, которые не были существенно преобразованы или «стерты» ретроградными процессами. Свежесть мраморов и крупные размеры минеральных индивидов (что является редкостью для пород контактового метаморфизма) позволили детально охарактеризовать слагающие их полиминеральные ассоциации, а также изучить морфологические особенности и химический состав не только породообразующих минералов, но и разнообразных акцессорных фаз.

Цель работы – минералогическая и петро-геохимическая характеристика пород Кочумдекского контактового ореола спуррит-мервинитового метаморфизма (р. Кочумдек, Восточная Сибирь) и реконструкция на базе этих данных термической истории ореола.

Задачи исследования

1. Комплексная характеристика минералов, слагающих главные типы пород Кочумдекского контактового ореола (габброиды, мраморы и их осадочные протолиты): онтогенический анализ, определение макро- и микроэлементного состава минералов, анализ химической зональности минеральных индивидов.

2. Детальное исследование химического состава и выявление кристаллохимических особенностей минералов, слагающих высокотемпературные мраморы; выявление трендов фракционирования макро- и микроэлементов при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма.

3. Парагенетический анализ и реконструкция зональности ореола.

 Характеристика петро- и геохимических особенностей пород ореола (габброидов, мраморов и их осадочных протолитов): анализ поведения петрогенных, редких и рассеянных элементов в зоне горячего контакта мергелистых известняков и траппового тела; реконструкция источников вещества.
Реконструкция РТ-параметров метаморфизма и термической истории контактового ореола на р. Кочумдек.

Фактический материал и личный вклад автора

Исследования осуществлены автором диссертации на материале коллекций, собранных к.г.-м.н. В.Ю. Колобовым в 1981 г. и сотрудниками лаб. №440 ИГМ СО РАН в 2017 г. в ходе полевых работ на р. Кочумдек и р. Столбовая. Коллекция включает 78 образцов: 14 образцов магматических пород (Кочумдекский трапп), 20 образцов спурритовых и 9 тиллеит-волластонитовых мраморов, 25 образцов мергелистых известняков, а также 10 образцов метасоматически преобразованных пород. Все образцы были исследованы лично автором по единой схеме с комплекса аналитических методов на базе лабораторий использованием Аналитического Центра ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Южно-Уральского Федерального Научного Центра Минералогии и Геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс).

Автором работы был осуществлен полный цикл пробоподготовки образцов и освоены методики минералогического, петрографического и геохимического систематизация обработка, анализа. Получение, И интерпретация всех аналитических данных была выполнена лично автором в период с 2016 г по 2022 г. С использованием методов сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), рентгеноспектрального микроанализа (РМА), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) и Рамановской спектроскопии автором диссертации была выполнена идентификация и детальная характеристика породообразующих (20 мин. видов) и акцессорных минералов (28 мин. видов) из всех типов пород Кочумдекского контактового ореола. На основании КР-спектров высокого разрешения (25 штук) была выполнена диагностика редких минеральных видов (джерфишерит, бартонит) и определены полиморфные модификации сульфидов Zn и Mn: (Zn,Fe,Mn)S_{куб}, (Zn,Mn,Fe)S_{гекс}, (Mn,Fe)S_{кvб}. Был создан каталог снимков (~2000 штук), иллюстрирующих особенности морфологии и взаимоотношений минералов (фото образцов, оптические фото петрографических шлифов в проходящем и отраженном свете, а также изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) и характеристическом

излучении элементов). С использованием программ Excel и Access автором диссертации создана взаимосогласованная база аналитических данных, в которой суммированы полученные петрохимические, геохимические и минералогические данные, характеризующие породы Кочумдекского контактового ореола. База включает следующие автономные блоки:

(1) таблицы макро-, микроэлементного и фазового состава мергелистых известняков, мраморов и габброидов;

(2) таблицы макрокомпонентного состава и кристаллохимических формул породообразующих и акцессорных минералов из всех типов пород;

(3) таблицы микроэлементного состава сульфидов и оксидов (данные анализа ЛА-ИСП-МС);

(4) таблица изотопного состава S пирротинов, извлеченных из мраморов, мергелистых известняков и габброидов;

(5) КР-спектры сульфидов из спурритовых мраморов – джерфишерита, бартонита, алабандина, вюртцита и Fe-сфалерита.

Научная новизна

1. Впервые охарактеризован минеральный и химический состав мраморов Кочумдекского контактового ореола. Определены особенности морфологии, зональности минералов-индикаторов химического состава И спурритмервинитового метаморфизма. Установлено, что составы всех силикатокарбонатов и силикатов Са близки к идеальным. Силикаты Са и Мg (бредигит, мервинит, монтичеллит) образуют ограниченные серии твердых растворов с замещением $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+}$ и зачастую гомогенны. В отличии от них минералы группы мелилита обладают отчетливой ростовой зональностью и представляют собой многокомпонентные твердые растворы: Ca₂Al₂SiO₇ - $Ca_2Fe^{3+}AlSiO_7 - Ca_2MgSi_2O_7 - Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7 - NaCaAlSi_2O_7$.

2. Установлено, что Кочумдекский контактовый ореол является полизональным. Мощность метаморфических зон последовательно растет от 0.3 м вблизи контакта с траппом до более 1.0 м на удалении от него. Ассоциации

минералов-индикаторов позволяют выделить 3 зоны: (1) мервинит, спуррит, мелилит (Gh₆₀₋₈₀) (± ранкинит, бредигит) – T \ge 925 °C (до 0.5 м от контакта); (2) спуррит, мелилит (Gh₅₀₋₆₅) в ассоциации с монтичеллит-спурритовыми симплектитами и реликтами мервинита– T \ge 875 °C (1.0-1.5 м); (3) тиллеит, волластонит, мелилит (Gh_{<45}) – T \ge 725 °C (1.5-2.7 м).

3. Установлена высокая степень сохранности первичных метаморфических парагенезисов Кочумдекских мраморов. Главными свидетельствами ретроградных изменений являются монтичеллит-спурритовые и монтичеллит-куспидиновые симплектиты, заместившие мервинит. Реакция разложения мервинита не зависит от P_{CO2} и указывает на сохранение высокотемпературных условий на начальной стадии ретроградного преобразования мраморов (T \approx 820 °C).

4. Установлено, монтичеллит-спурритовые что симплектиты являются маркерами ограниченного массопереноса при участии флюидов, обогащенных Fe, Mg и бедных H₂O. Процесс образования монтичеллит-спурритовых Mn. симплектитов характерен для ранней стадии остывания мраморов; осуществлялся за счет собственного ресурса карбонатных пород, а масштаб его проявления ограничивался сетью проницаемых межзерновых границ. Редкие монтичеллиткуспидиновые симплектиты, напротив, являются индикаторами более позднего метасоматического воздействия, ограниченного связанного с привносом дополнительных компонентов (в частности, F⁻) из траппа в зону реакции.

5. Впервые охарактеризована сульфидная минерализация, возникшая при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма. Установлено, что при пиковых температурах (T > 900 °C) в ассоциации с пирротином максимальное количество Fe входит в структуру сфалерита ($Zn_{0.55-0.57}Fe_{0.32-0.35}Mn_{0.07-0.10}$)S, промежуточное – в структуру вюртцита ($Zn_{0.39-0.46}Fe_{0.19-0.31}Mn_{0.28-0.30}$)S и минимальное – в структуру алабандина ($Mn_{0.76-0.89}Fe_{0.12-0.25}$)S. Диапазоны составов твердых растворов ($Zn_{r}Fe_{r}Mn$)S_{куб}, ($Zn_{r}Mn_{r}Fe$)S_{гекс}, ($Mn_{r}Fe$)S_{куб} сопоставимы с таковыми в сульфидах из метеоритов.

6. Впервые установлено, что спуррит-мервинитовый метаморфизм карбонатного протолита способствует эффективному кристаллохимическому

11

фракционированию микроэлементов и их накоплению акцессорными фазами. Сульфиды наряду с халькофильными элементами (Ni, Cu, Co, Zn, Mn, Cd, Tl, Hg, In, Se) аккумулируют ряд некогерентных (крупноионных) элементов – Rb, Cs, Ba. Оксиды (перовскит и багдадит) концентрируют высокозарядные элементы – Ti, Zr, Nb, Hf, U, Th и REE.

7. На примере мраморов Кочумдекского ореола впервые обоснована эффективность использования сульфидов для реконструкции режима контактового метаморфизма.

8. халькофильных, Охарактеризовано распределение петрогенных, породах Кочумдекского редкоземельных и высокозарядных элементов в ореола. Установлено, контактового что петрохимические характеристики мраморов и мергелистых известняков идентичны и отвечают тренду смешения пелитового материала и биогенно-осадочного CaCO₃. На базе геологических, петро- и геохимических, и минералогических данных доказано, что в высокотемпературный (T = 725-925 °C) контактовый Кочумдекском ореоле метаморфизм был близок к изохимическому.

Практическая значимость работы. Результаты данной диссертационной работы дополнят базы минералогической информации новыми данными о минералах-индикаторах метаморфизма спуррит-мервинитовой фации. Алгоритм взаимосогласованных минералогических и изотопно-геохимических подходов, протестированный на примере метакарбонатных пород Кочумдекского ореола, может быть использован для реконструкции истории становления контактовых ореолов. Минералогическая и изотопно-геохимическая информация, характеризующая породы Кочумдекского контактового ореола, может быть применена при разработке современных учебно-методических пособий и подготовке лекционных курсов для студентов геологических специальностей.

Основные защищаемые положения

1. Кочумдекский ореол спуррит-мервинитового метаморфизма был сформирован при однократном термическом воздействии траппа кузьмовского

комплекса (v β T₁kz) на мергелистые известняки (S₁ln). Возраст термического события – 248.0 ± 7.2 млн. лет. При Р_{общ} ≈ 0.2 кбар и Р_{CO2} ≥ 0.3-0.4 Р_{общ} температура прогрева метаосадков в зоне контакта превышала 925 °C и снижалась до 725 °C на расстоянии 3 м. Термический градиент достигал ~ 135 °C/м.

2. В Кочумдекском ореоле сульфиды являются независимыми индикаторами вещества И режима метаморфизма. Твердые источников растворы $(Zn_{0.6}Fe_{0.3}Mn_{0.1})S_{\text{куб}}$, $(Zn_{0.4}Mn_{0.3}Fe_{0.3})S_{\text{гекс}}$ и $(Mn_{0.8}Fe_{0.2})S_{\text{куб}}$ аномально широкого диапазона составов сформировались в мраморах при пиковой температуре метаморфизма ~ 900 °C. Источником серы метаморфогенных сульфидов ($\delta^{34}S = 25.4 \div -15.1 \text{ % CDT}$) был исходный осадок. На ретроградном этапе (T = 650-400 °C) соединения Fe-K-S(±Cl), образование и локализацию возникли которых контролировал ограниченный флюидопоток из остывающего траппа.

3. Петро- и геохимические характеристики мраморов были унаследованы от нижнесилурийских мергелистых известняков и отвечают тренду смешения пелитового материала и биогенно-осадочного CaCO₃. Высокотемпературный контактовый метаморфизм в Кочумдекском ореоле не сопровождался заметным транспортом вещества из габброидов в термически преобразованные осадки. Только в ретроградных акцессорных минералах мраморов были обнаружены Ni, Co, Cu, Sc, Cl – геохимические «метки» габброидов.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 14 работ, из них 7 статей в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные положения работы представлены в ходе очного участия на российских и международных конференциях: 55 и 57-ая Международная научная студенческая конференция – МНСК (Россия, г. Новосибирск, 2017 и 2019 гг.), XXIII и XXVI Молодежная научная школа «Металлогения древних и современных океанов» (Россия, г. Миасс, 2017 и 2020 гг.), IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле (Россия, г. Новосибирск, 2018), Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии» (Россия, г. Иркутск, 2018),

XIX Международное совещание по кристаллохимии, рентгенографии и спектроскопии минералов (Россия, г. Апатиты, 2019), VI Международная конференция «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» (Россия, г. Томск, 2021), XIII Съезд Российского минералогического общества (Россия, г. Санкт-Петербург, 2021).

Структура работы

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения общим объемом 231 страницы. В ней содержится 49 рисунков, 37 таблиц и 1 приложение. Список литературы включает 203 наименования.

Благодарности

Работа выполнена в лаборатории метаморфизма и метасоматоза (№440) под руководством д.г.-м.н. Сокол Э.В. Автор выражает искреннюю благодарность и глубокую признательность своему научному руководителю за многолетнее плодотворное сотрудничество и активное участие в становлении автора как Отдельную благодарность автор выражает специалиста. академику РАН Ревердатто В.В., инициировавшему изучение Кочумдекского контактового ореола, за его содействие и неизменный интерес к проводимым исследованиям. Автор выражает благодарность к.г.-м.н Колобову В.Ю. за предоставленную коллекцию образцов и участие в дискуссиях. Значительную консультационную помощь и поддержку оказали к.г.-м.н. Кох С.Н. и д.г.-м.н. Полянский О.П. Автор благодарен сотрудникам аналитического центра ИГМ СО РАН (к.г.-м.н Нигматулиной Е.Н., Хлестову М.В., к.г.-м.н Горяйнову С.В.), сотрудникам аналитического центра ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (к.г.-м.н. Хворову П.В., к.г.-м.н. Филипповой К.А., к.г.-м.н. Артемьева Д.А.), а также Козьменко О.А., д.г.-м.н. Реутскому В.Н., профессору Каменецкому В.С. и доктору Аберштейнеру А. за их большой вклад в получении высокоточных современных аналитических данных. Автор сердечно благодарит своих родных и близких людей за всестороннюю помощь и поддержку. Данная работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (20-05-00216 и 20-35-90008) и базового проекта ИГМ СО РАН.

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА РАБОТ

Тунгусская синеклиза является классическим регионом развития ореолов контактового метаморфизма [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Соболев, 1986; Kerrick, 1991; Туровцев, 2002; Grapes, 2011]. Ее осадочный чехол слагают толщи позднепротерозойских-палеозойских вулканогенно-осадочных пород (PR₂-P₂) суммарной мощностью 3-7 км. На площади около 330 тыс. км² эти осадки переслаиваются с силлами основного состава и перекрыты покровными базальтами пермо-триассового комплекса Сибирских траппов, главный объем которых сосредоточен в толщах ордовика, силура и девона [Соболев, 1986; Золотухин, Альмухамедов, 1991; Туровцев, 2002; Прусская, 2008; Egorova, Latypov, 2013]. Внедрение траппов повсеместно сопровождалось термальным и метасоматическим изменением осадков. На контактах с дифференцированными интрузиями, обладавшими высокой флюидонасыщенностью, преобладают метасоматиты, в частности, скарны. Со слабо дифференцированными силлами обычно связаны метаморфические преобразования уровня пироксеновых И амфиболовых роговиков. Проявления спуррит-мервинитового метаморфизма (Т до 900 °C), к числу которых принадлежит Кочумдекский ореол, исключительно редки [Ревердатто, 1964; 1970; Перцев, 1977; Туровцев, 2002; Алексеенко и др., 2010].

Цели данной главы: (1) характеристика геологической позиции района работ (краткая характеристика палеозойских отложений и ранне-среднетриасовых данным; (2) интрузий) по литературным анализ литературных данных проблеме реконструкции области применительно к петрофонда сноса осадков (седиментационная обстановка нижнесилурийских И особенности петрофонда); (3) характеристика строения и метаморфической зональности контактового ореола спуррит-мервинитового метаморфизма на р. Кочумдек (правом притоке р. Подкаменная Тунгуска), основанная на оригинальных данных.

1.1. Общие сведения о районе работ

Геологическое строение правобережья р. Подкаменная Тунгуска в среднем ее течении (включая бассейн р. Кочумдек) охарактеризовано в Объяснительных записках к Государственным геологическим картам СССР (М 1:200 000) серия Туруханская, лист Р-46-XIV [Лунгерсгаузен и др., 1959; Порядин и др., 1977] и Государственной геологической карте Российской Федерации (М 1:1 000 000) серия Ангаро-Енисейская, лист Р-46 Северо-Енисейский [Алексеенко и др., 2010].

Территория расположена в юго-западной части Сибирской платформы и входит в состав Байкитского района Красноярского края. Это типичная горнотаежная область с глубоко врезанными долинами рек и сравнительно выровненными плоскими водоразделами. Река Подкаменная Тунгуска является основной водной магистралью района, а р. Кочумдек – ее правым притоком, устье которого расположено примерно в 150 км от места впадения Подкаменной Тунгуски в Енисей. Территория района сложена, главным образом, палеозойскими осадочными породами (O-P), раннетриасовыми траппами кузьмовского комплекса (T₁) и четвертичными ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями.

Палеозойские отложения залегают моноклинально и полого падают (под углами, измеряющимися минутами) на северо-восток по направлению к центральной части Тунгусской синеклизы. Характерной особенностью краевой зоны является широкое развитие разломов, ориентированных преимущественно в север-западном и северо-восточном направлениях. Большинство крупных разрывных нарушений и связанных с ними зон дробления сосредоточено в наиболее прогнутой северо-восточной части района. Наиболее крупная из них охватывает бассейны р. Танимакит, Биробчана и Кочумдек.

Контактовый ореол, характеристике пород которого посвящена данная работа, расположен в нижнем течении р. Кочумдек (Рис. 1.1) (в 16-17 км от ее устья). Координаты $62^{\circ}27'54.59''$ СШ, $91^{\circ}55'42.99''$ ВД, высота над уровнем моря – 107 м. Контактовый метаморфизм вызван термическим воздействием траппов кузьмовского комплекса ($\nu\beta T_1kz$) на вышележащую толщу морских карбонатных осадков лландовери (S₁*ln*) [Малич, Григорьев, 1960; Ревердатто, 1964; 1970; Перцев,

16



Рисунок 1.1. Область распределения Сибирских траппов [Еgorova, Latypov, 2013] и схема геологического строения района работ. Составлена на основе государственной геологической карты СССР. Масштаб 1:200 000. Туруханская серия. Р-46-XIV [Порядин и др., 1977]. Легенда: 1-4 – четвертичные осадки (аллювий, флювиогляциальные и моренные отложения); 5 – раннетриасовые интрузии Кузьмовского комплекса; 6-15 – осадочные толщи: 6 – пеляткинская свита (пермь); 7 – кондроминская свита (карбон); 8 – юктинская свита (девон); 9 – тынепская свита (девон); 10 – нимская свита (девон); 11 – нижний и верхний отделы силура (объединенные); 12 – кочумдекская, кулинная, развилкинская свиты нижнего силура (объединенные); 13 – долборская свита (ордовик); 14 – устьстолбовая и мангазейская свиты объединенные (ордовик); 15 – байкитская свита (ордовик); 16. А – роговики; Б – скарнированные породы; 17. А – метасоматические породы; Б – сульфидизация; 18. А – данные 1981 г.; Б – данные 2017 г. Четвертичные отложения: 19 – озерно-болотные; 20. А – водно-ледниковые; Б – ледниковые. Тектонические контакты: 21. А –достоверные; Б – предполагаемые; В – достоверные, с указанием направления падения поверхности сместителя. Красная звезда и белый квадрат – район работ. Индексы – соответствуют легенде Государственной Геологической Карты РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), Ангаро-Енисейская серия, лист Р-46, 2010 г.

Шмулович, 1972; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019 а; 2022].

1.2. Краткий очерк стратиграфии палеозойских отложений

В современной стратиграфической колонке Тунгусской синеклизы осадки нижнего отдела силура на территории листа P-46-XIV подразделяются на кочумдекскую, кулинную и развилкинскую свиты (объединенные) ($S_1k\check{c} + rs$), суммарная мощность которых достигает 140 м [Алексеенко и др., 2010]. Однако анализ стратиграфических единиц силурийского седиментационного бассейна Восточной Сибири позволил Ю.И. Тесакову [Тесаков, 2014] настаивать на сохранении таксона «кочумдекская свита» в его первоначальном объеме. В данной главе этот термин будет использован в исходном значении. Стратотип кочумдекской свиты расположен близ устья р. Кочумдек. Толщу слагают серые известняки комковатые, массивные, органогенные и строматолитовые, а также мергели и аргиллиты; в основании встречаются прослои песчаников и гравелитов.

В районе работ осадки лландовери подразделяются на две толщи. Нижняя, существенно карбонатная толща (мощностью 62-64 м) представлена известняками с тонкими (0.1-0.5 см) прослоями алевролитов или глинистого вещества с сульфидной вкрапленностью. Верхняя карбонатно-терригенная толща (мощностью 56-66 м) представлена алевролитами и известняками [Порядин и др., 1977]. Для нее характерны интервалы (до 8.0 м) ритмичного переслаивания известняков, обогащенных обедненных мергелистыми В И прослоями. низах свиты маркирующим является горизонт крепких доломитистых известняков с видимыми сульфидами и прослоями битуминозных аргиллитов [Алексеенко и др., 2010]. В нижней части нижнекочумдекской подсвиты (рудданский ярус) располагается еще один маркирующий горизонт мергелистых известняков с ритмичным чередованием волнистых прослоев пелитового материала в карбонатном матриксе. Наличие таких горизонтов облегчает реконструкцию протолита в случае их контактово-метаморфических изменений.

В карбонатных породах кочумдекской свиты присутствует от 7 % до 47 % глинистого материала (главным образом, каолинита при подчиненной роли

гидрослюд и незначительном содержании монтмориллонита) и <1 % песчаной фракции [Тесаков, 2014]. В легкой фракции присутствуют халцедон, опал, кварц, полевые шпаты и малые количества хлорита, биотита, мусковита, глауконита. Тяжелая фракция составляет доли процента (редко – первые проценты) и представлена аутигенными пиритом, халькопиритом, пирротином, лимонитом и терригенными ильменитом, лейкоксеном, гранатом, рутилом, цирконом, турмалином, эпидотом, брукитом, анатазом, амфиболами и пироксенами [Порядин и др., 1977].

Полный разрез более молодых палеозойских осадков $(S_1w - P_2pl)$ сохранился на данной территории только в пределах сравнительно небольшого опущенного блока на северо-востоке листа. Нас, прежде всего, интересует суммарная мощность средне-верхнепалеозойского осадочного разреза, поскольку именно она определяет максимальное давление нагрузки на момент внедрения траппов и, следовательно, позволяет оценить общее лавление при контактовом метаморфизме. Нерасчлененная терригенно-карбонатная толща венлокского и лудловского ярусов (S₁w-S₂ld) имеет суммарную мощность 70 м и согласно залегает на отложениях лландоверского яруса. Отложения девона $(D_1 z b - D_2 j k)$ сохранились только в бассейнах рек Дулькумы, Танимакита и Биробчаны, где они формируют непрерывную стратиграфическую последовательность. Зубовская свита (D_1zb) красноцветных аргиллитов согласно залегает на силурийских осадках, мощность свиты 30-40 м и, в свою очередь, перекрывается пестроцветными тынепской свиты (D₂tn), состоящей из песчаников, осадками мергелей, алевролитов и аргиллитов (суммарная мощность 109 м). Юктинская свита ($D_2 i k$) обнажается только по р. Биробчана, где ее видимая мощность достигает 14 м.

Нижнекаменноугольные отложения кондроминской свиты (C₁kn) ограниченно распространены в северной части района, где слагают верхние части склонов и водораздельные пространства между реками Дулькумой, Танимакитом, Биробчаной и Кочумдеком. Коренных обнажений они не образуют, и, как правило, создают на склонах развалы и курумники. Отложения этого возраста представлены

монотонной толщей кварцевых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов (суммарная мощность 150 м).

Нерасчлененные отложения верхнепермского возраста (суммарной мощностью 200-250 м) обнажаются на отдельных площадях в пределах Биробчанского грабена. Толща не имеет крупных коренных обнажений, тем не менее, установлено, что ее состав закономерным образом меняется вверх по разрезу от песчаников через туфопесчаники к туфам.

Таким образом, суммарная мощность палеозойских осадков, залегавших над известняками лландовери в момент внедрения в них раннетриасовых траппов, была не менее 525 м (Рис. 1.2). Внедрение силлов происходило как внутри ландоверской толщи, так и на уровне ее нижней границы с подстилающими осадками ордовика, поэтому мощность осадков $S_1 ln$ (до 140 м) также должна учитываться при расчете веса нагрузки и суммарного давления при контактовом метаморфизме.

1.3. Палеогеографическая обстановка нижнесилурийского осадочного бассейна Восточной Сибири и режим седиментации

Силурийский бассейн Восточной Сибири развивался на жесткой кратонной основе. В конце ордовика вся территория Восточной Сибири претерпела значительное поднятие, в результате чего бассейн сократился до остаточного. В время) позднеордовикскую эпоху (бурское открытый на северо-запад регрессивный бассейн стал полузамкнутым, а его глубины не превышали 40 м. Наибольшее воздымание испытали территории, расположенные на северо-востоке и юго-западе Сибирской платформы, где ордовикские осадки вышли на дневную поверхность. В итоге на значительных пространствах по обнаженным породам сформировалась кора верхнего ордовика выветривания. Ha территории Кочумдекского района ашгильско-карадокские отложения (Оза-с) претерпели подводный размыв (Рис. 1.3) [Тесаков, 2015]. Начало силура знаменуется резким опусканием всей территории Восточной Сибири и одновременным ростом уровня мирового океана. В результате бассейн значительно расширился, а отложения нижнего силура перекрыли с угловыми несогласиями размытые и часто

Система	Отдел	Apyc	Индекс		Мощность (м)	Характеристика пород						
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ		P ₂ ?		200-250	Серые, желтовато-серые песчаники полимиктовые, полевошпатово - кварцевые, туфопесчаники, туфы, прослои темно-серых углистых алевролитов и аргиллитов, в основании линзы конгломератов						
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	нижний		C ₁ kn?		150	Кондроминская (?) свита. Светло-серые, белые кварцевые песчаники, прослои гравелитов и конгломератов в основании						
д	жив	ВЕТСКИЙ	D₂jk		14	Юктинская свита. Светло- и темно-серые известняки						
BOHCKA	средний		D ₂ tn		109	Тынепская свита. Светло-серые кварцевые, полевошпатово- кварцевые средне- и мелкозернистые песчаники, красно-бурые и зелено- серые мергели, глинистые известняки, алевролиты и аргиллиты						
ДЕ	HUX.		D ₁ zb		30-40	30-40 Зубовская свита. Красноцветные аргиллиты известково-глин массивные с маломощными прослоями зелено-серых мергелей						
СКАЯ	BEPX. Hườ	REAL RAND	Sw-ld		70	Темно-серые, зелено-серые, желтые известняки, глинистые известняки, мергели и аалевролиты						
СИЛУРИЙ	нижний			120	Темно-серые, серые известняки, зелено-серые алевролиты и мергели, в подошве песчаники и гравелиты кварцевые							
	BEPX- HMŇ	долбор- СКИЙ	O ₃ dl		40-57	Зеленые, зелено-серые, серые алевролиты, аргиллиты, песчаники и известняки						
Б	ред- НИЙ	MAHFA- JEЙCKUŃ	O ₂ mn		40-60	Зеленые, зелено-серые аргиллиты, алевролиты, известняки						
A	KPVE	зопицкий	O ₂ kr	01000000000000	12	Зеленые, вишнево-красные, темно-серые алевролиты, аргиллиты,						
CK	ž		O ₁ bk	·	60	Песчаники, гравелиты, прослои известняков Байкитская свита. Красно-бурые, светло-серые песчаники кварцевые, прослои аперропитов и гравелитов						
ВИК		НСКИЙ	O ₁ cn ₂		60	Верхняя подсвита. Бурые, серые, зелено-серые песчаники, алевролиты, доломиты песчаные и глинистые						
ОРДС	НΧИ	чУ	O ₁ cn ₁		97	о Же Нижняя подсвита. Пестроцветные доломиты, строматолитовые и солитовые доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, Э доломитовые брекчии и конгломераты						
		УСТЬ-КУТ- СКИЙ	O ₁ pr		72	Пролетарская свита. Темно-серые, зелено-серые доломиты, строматолитовые и оолитовые доломиты, аргиллиты, песчаники, конгломерато-брекчии						

Рисунок 1.2. Стратиграфическая колонка палеозойских отложений (О-Р) территории листа P-46-XIV (государственная геологическая карты СССР. Масштаб 1:200 000. Туруханская серия) [Порядин и др., 1977].



Рисунок 1.3. Палеогеографическая схема нижнесилурийского бассейна седиментации Восточной Сибири (ранний руддан, S₁rhu₁²) по [Тесаков, 2015]. Легенда: 1 – суша; 2-8 – палеогеографические обстановки и соответствующие им типы осадочных формаций и биоценозов: 2 – прибрежная зона, сероцветная гравийная формация; 3 – береговые троги, сероцветная известняково-глыбово-брекчиевая формация; 4 – прибрежная равнина, пестро- и сероцветная акантодово-песчаная формация; 5 – верхняя часть мелкого шельфа, сероцветная обрахиоподово-кораллово-глинисто-известковая формация; 7 – нижняя часть мелкого шельфа, сероцветная брахиоподово-кораллово-глинисто-известковая формация; 8 – верхняя часть келкого шельфа, черноцветная цефалоподово-брахиоподово-известковая формация; 8 – верхняя часть глубокого шельфа, черноцветная граптолитово-глинистая формация; 9 – граница бассейна; 10 – изопахиты мощности осадков, м; 11 – области подводного размыва отложений верхнего ордовика; 12 – Заангарский район Енисейского кряжа; 13 – направление сноса материала в бассейн седиментации; 14 – Кочумдекский контактово-метаморфический ореол (вне масштаба); 15 – границы стратиграфических районов силурийской системы Восточной Сибири; 16 – стратиграфические районы: 1 – Балгуринский, 2 – Илимский, 3 – Вороговский, 4 – Кочумдекский, 5 – Нюйско-Березовский, 6 – Вилюйский, 7 – Моркокинский, 8 – Мойеронский, 9 – Норильский, 10 – Туруханский.

выветрелые отложения верхнего ордовика. В начале силурийской трансгрессии (ранний руддан, S₁rhu₁²) территория Кочумдекского района располагалась на югозападной окраине бассейна (Рис. 1.3). Здесь в условиях теплого влажного климата в море нормальной солености шло формирование сероцветных известняковых и глинисто-известковых фаций мелкого шельфа (глубины до 20 м) [Алексеенко и др., 2010; Тесаков, 2009; 2015].

Стратотипические разрезы нижнего силура на реках Кочумдек и Столбовая представляют собой типичные для силурийских бассейнов осадки мелкого шельфа (см. пункт 1.2.), где биогенная и хемогенная карбонатная седиментация преобладала над сносом тонкообломочного материала с палеоводосборных площадей [Тесаков, 2015]. Главной областью его сноса в Кочумдекский район нижнесилурийского бассейна были породные комплексы Заангарья Енисейского кряжа, сочетающие архейские, раннепротерозойские, рифейские и вендские толщи [Миронов, Ножкин, 1972; Маслов и др., 2008; 2009; Сокол и др., 2022].

В современном эрозионном срезе заангарской части Енисейского кряжа наибольшие площади занимают рифейские толщи суммарной мощностью более 10-13 км. Они преимущественно сложены терригенными И терригеннокарбонатными осадками и продуктами их метаморфизма, геохимические характеристики которых отвечают таковым наиболее зрелой континентальной коры позднего палеопротерозоя. Повышенные содержания в них Cr, Ni, Co интерпретируются как следствие размыва более древних примитивных мафических субстратов [Миронов, Ножкин, 1972; Маслов и др., 2008; 2009]. В состав рифейских толщ Заангарья также входят многочисленные горизонты разнообразных вулканитов и метавулканитов: метабазальты, метариолиты, метатуфы (кординская свита, R₁kd); метатуфиты, метатуфы риолитов и дацитов, метабазальты (кутукасская серия, R₁₋₂uk, R₁₋₂ks); толеитовые и известковощелочные метабазальты (фирсовская толща, $R_{1-2}fr$); туфы и лавы риолитов, базальты (верхневороговская серия, R_3kv , R_3bs , R_3lg). Нижневендские толщи (чапская серия, V₁sv) наряду с карбонатными и пелитовыми осадками содержат туфы пикрито-базальтов [Миронов, Ножкин, 1972; Алексеенко и др., 2010].

1.4. Краткая характеристика ранне- и среднетриасовых интрузий и связанных с ними ореолов (западный борт Тунгусской синеклизы)

Ранне- и среднетриасовые интрузии на территории листа Р-46 занимают площади сопоставимые с осадочными толщами (суммарно около 13 % площади территории). Они представлены гипабиссальными интрузивными образованиями ряда позднепалеозойской-раннемезозойской основных пород нормального формации Сибирской платформы. Возраст интрузий толлеит-долеритовой принимается как раннетриасовый на основе того, что они прорывают нижнетриасовые вулканогенные толщи, а юрские и меловые отложения залегают на размытой поверхности долеритов и не несут следов контактовых изменений. На сегодня методами K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюд, плагиоклазов и валовых проб лав, а также U-Pb (SHRIMP) датирования циркона и бадделеита установлено, что магматическая активность, обусловленная деятельностью Сибирского суперплюма, длилась в общей сложности около 20 млн. лет. Ее главные пики пришлись на интервалы (254) 251-248, 245-235 и ~229 млн. лет, а извержения основного объема магм произошли на границе перми и триаса (~252 млн. лет по U-Pb методу и ~ 249 млн. лет по K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar методам) [Гусев и др., 2019].

Интрузии юго-западной окраины Тунгусской синеклизы разделены на тымерский, катангский $(\beta T_1 kt,$ габбро-долериты недифференцированные), кузьмовский (vβT₁kz, габбро-долериты дифференцированные) и суриндинский (βvT₁sr, габбро-долериты слабо дифференцированные) комплексы. Основаниями для их разделения являются химический и петрографический состав пород, реконструированные глубины внутрикамерной дифференциаций, возраст их изменений становления, характер контактовых И металлогеническая специализация [Альмухамедов и др., 1992; Туровцев, 2002; Прусская, 2008; Алексеенко и др., 2010; Egorova, Latypov, 2013].

На обширной территории Тунгусской синеклизы с трапповыми интрузиями, имеющими различную формационную принадлежность, связаны разнообразные контактово-метасоматические ореолы. Масштабы их развития, зональность, состав и рудоносность были ранее проанализированы в фундаментальной монографии

[Туровцев, 2002]. Автор пришел к заключению, что для интрузивов Норильского района наиболее характерны полифациальные приконтактовые комплексы с высокой долей метасоматитов. Наиболее мощные околоинтрузивные ореолы связаны с дифференцированными интрузиями норильско-талнахского типа. Их мощность достигает многих сотен метров, часто сопоставима с мощностью интрузивов, а для рудоносных интрузий может превышать таковую в 3-5 раз (Табл. 1.1). Метасоматические породы И поздние гидротермалиты, сосредоточенные в ореолах интрузивов норильско-талнахского типа, наиболее разнообразны. Они включают скарны; щелочные, анальцим-скаполитовые, цеолитовые, пренитовые метасоматиты; эпидозиты; грейзены. Для них характерно проявление борной (датолит, турмалин), фтористой (апофиллит, куспидин, флюорит), сульфидной (пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит) минерализации.

Для интрузивов норильско-талнахского типа также характерна высокая степень контаминации материалом вмещающих осадков, что очевидно должно было приводить к заметному снижению температуры расплава. Вероятно, поэтому в контактах с ними преобладают породы уровня пироксен-роговиковой и/или амфибол-роговиковой фаций. Несмотря на доскональную изученность сотен контактово-метаморфических комплексов этой территории, находки среди них пород уровня спуррит-мервинитовой фации, оказались исключительно редки и главным образом сделаны в Талнахском и Норильском рудных районах (интрузивы Талнахский, Хараелахский, Восточно-Тальминский, Норильск-1, Тукаландинский, Томулахский). В мраморах были обнаружены спуррит, мервинит, тиллеит, мелилит, а в метапелитовых ассоциациях – тридимит, муллит, санидин, кислое стекло [Туровцев, 2002]. Такие уровни прогрева осадков достигались только локально – либо непосредственно на контакте с интрузией, либо в ксенолитах. Как значимый элемент полифациального метаморфо-метасоматического комплекса породы спуррит-мервинитовой фации отмечены в контакте Норильской интрузии. Прослой среднезернистых мервинит-геленитовых мраморов (до 45 и 40 об. % Мw и Gh, соответственно), мощностью 3 м, был обнаружен в межинтрузивном

25

Таблица 1.1. Распространённость метаморфических и метасоматических формаций и фаций в контактово-метаморфических ореолах гипербазит-базитовых интрузивов северо-западной части Сибирской платформы, по данным [Туровцев 2002] и автора работы.

			Норильский рудный район Западный борт Тунгусской синеклизы												
			Типы интрузивов												
Формации и фации контактово- метаморфических образований			Болгохтохский	Далдыканский	Моронговский;	Норильский	Зубовский	Круглогорский	Нижнеталнахский	Кузьмовский	Кочумдекский**	Курейский	Катангский	Тымерский	
аки	Сг	уррит-мервинитовая фация	_	-	_	+	_	_	-	+	+	+	-	-	
OBLIC	Мели	лит-монтичеллитовая субфация*	_	+/-	_	+	+/-	_	-	+	+	+	-	_	
гактс ы и р	П	ироксен-роговиковая фация	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	
Кон	A	мфибол-роговиковая фация	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	
Mpa	M	усковит-роговиковая фация	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	
Ги	бридны	е породы, контаминаты	+/-	—	_	+	+	—	+	+/-	-	—		-	
		периклазовые	—	—	_	+	—	—	_	—	-	—		—	
Магнезиальные скарны		монтичеллитовые	—	—	—	+	—	—	-	—	-	+	-	-	
		форстеритовые	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	
		флогопитовые	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	—	
Известковые скарны		пироксен-волластонитовые	-	+/-	-	+	-	-	-	+	-	+/-	-	—	
		везувиан-гранатовые	+	+	—	+	+	+	+	+	—	+	_	—	
		эпидот-гранатовые	+	+	+	+	+	+	+	+	_	+	-	-	

Таблица 1.1. Окончание.

		Норильский рудный район Западный борт Тунгусской синеклизы											
		Типы интрузивов											
Формации и фации контактово- метаморфических образований			Далдыканский	Моронговский;	Норильский	Зубовский	Круглогорский	Нижнеталнахский	Кузьмовский	Кочумдекский**	Курейский	Катангский	Тымерский
Щелочные	альбититы	+	+	+	+	+	+	+	+	_	+	+	+
метасоматиты	калишпатиты	+	+	+/-	+	+	+/-	+	+	_	+	+	—
	амфиболовые	+	+/-	+	+	_	_	+	+/-	_	+	_	—
	эпидот-пренитовые	+	+	+	+	+	+	+	+	_	+	+	—
Постскарновые	гидрогранат-серпентиновые	+	+	+	+	+	+	+	+	_	+	_	—
метасоматиты	бруситовые	—	+	+/-	+	+	+/-	+	+	_	+	_	—
	цеолит-кальцитовые	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+
	анальцим-скаполитовые	+	-	_	_	—	-	-	+	+	+	+	+

Примечание: ** – Кочумдекский трапп в составе Кузьмовского интрузивного комплекса; * – по В.В. Ревердатто [Ревердатто, 1970]; по Д.М. Туровцеву [Туровцев, 2002] данное подразделение имеет статус фации.

+	установлены	+/-	возможно присутствие	_	отсутствуют
---	-------------	-----	----------------------	---	-------------

интервале Тальминского массива. Двусторонний прогрев клина осадочных пород, вероятно, и обеспечил в данном случае уникальные условия термометаморфизма. Двухметровый интервал мраморов (частично замещенных фассаитовыми скарнами) со спурритом, тиллеитом, мервинитом и геленитом был вскрыт скважиной, в ореоле, созданном тремя маломощными сближенными телами габбродолеритов на р. Тукаланда. Размер зоны высокотемпературного прогрева оказался в данном случае неожиданно велик в сравнении с мощностью интрузивного апофиза (2.2 м), вскрытого в скважине [Туровцев, 2002].

На западной окраине Тунгусской синеклизы (в пределах листа P-46-XIV) единичные проявления спуррит-мервинитового метаморфизма (на р. Кочумдек и р. Подкаменная Тунгуска [Малич, Григорьев, 1960; Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019 а]) связаны с мощными многоярусными силлами, отнесенными к кузьмовскому комплексу траппов ($\nu\beta T_1kz$) [Алексеенко и др., 2010; Egorova, Latypov, 2013]. Для этой территории в целом характерно морфологическое разнообразие интрузивных тел: маломощные слабо дифференцированные пластовые, пологопадающие и многоярусные интрузии, куполообразные, штокообразные и кольцевые тела, а также дайки и жилы сложной конфигурации. Дайки обычно субвертикальные, реже крутопадающие, мощность их колеблется от нескольких метров до 260 м, при протяженности от 500 м до 5 км [Лунгерсгаузен и др., 1959]. Общим для интрузивных тел является их приуроченность к крупным разломам северо-западного и субширотного направлений. Дайки, прорывающие всю толщу осадочных пород палеозоя, являются подводящими каналами для силлов. Силлы имеют достаточно простой петрографический состав И представлены одним или двумя дифференциатами нормального ряда. В мощных интрузиях, напротив, встречается широкий набор пород различного петрографического состава. Наличие частых взаимопереходов между силлами и секущими интрузиями позволяет, тем не менее, относить их к единому интрузивному комплексу.

Наиболее распространенной группой интрузивных пород кузьмовского комплекса являются троктолитовые долериты. Долериты нормального ряда

обычны для силлов и секущих интрузий. Оливиновые долериты и габбро-долериты характерны для приподошвенных и средних частей интрузий. Трахитоидные долериты и феррогаббро тесно связаны между собой пространственно и взаимными переходами и приурочены к наиболее дифференцированным средним и верхним частям интрузивов. Наблюдаются их переходы к рудным габбро, которые в отдельных линзах могут содержать до 45 % магнетита. Особую группу в наиболее дифференцированных интрузиях представляет серия траппов кислого и среднего состава (кварцевые долериты, пегматоидные долериты и гранофиры), кристаллизовавшихся из остаточной магмы.

Внедрение и становление интрузий кузьмовского комплекса сопровождалось метаморфизмом, термальным метасоматическим И гидротермальным преобразованием вмещающих пород. Маломощные силлы и секущие тела вызывают только незначительное ороговикование, окварцевание и отбеливание пород В экзоконтакте, a также образование толеитовых долеритов И микродолеритов в эндоконтакте. С дифференцированными интрузивами связаны значительные изменения вмещающих осадочных пород, вызванные главным образом метасоматическими процессами (прежде всего скарнированием) [Порядин и др., 1977; Туровцев, 2002; Алексеенко и др., 2010].

Метасоматиты на площади листа P-46-XIV образуют крупные тела, суммарная площадь которых оценивается в 400 км². Вдоль крупных интрузивов полос метасоматитов может достигать 0.8-1.2 км. Они также мощность располагаются в зонах тектонических нарушений без видимой связи с траппами. По песчаникам локально развиваются роговики и, редко, скарны; по терригеннокарбонатным породам верхнего-среднего ордовика и силура образуются обширные поля метасоматически измененных (скарнированных) пород, пироксеновых, пироксен-гранатовых, амфиболовых и эпидотовых роговиков, а также мраморов. Наиболее широко распространены гранат-везувиановые, гранат-диопсидволластонитовые, эпидот-амфиболовые и магнетитовые скарны. По протолиту доломитовых пород развиваются специфические мраморы и кальцифиры с серпентином и реликтами магнезита, реже – с хлоритом, бруситом (по периклазу)

29

и везувианом [Перцев, 1977], а также форстерит-шпинелевые и флогопитовые разности [Туровцев, 2002].

Наиболее контактово-метаморфические преобразования интенсивные осадков связаны с мощными дифференцированными интрузиями. Метапелитовые породы подвергаются в этих случаях плавлению и представляют собой бухиты с обильным стеклом, в котором находятся кристаллиты битовнита, пижонита, тридимита, муллита, кордиерита, а также графит [Алексеенко и др., 2010]. Породы этого уровня преобразований должны быть отнесены к спуррит-мервинитовой фации [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977]. Наличие стекла, тридимита и муллита позволяет оценить температуру в контактовой зоне не ниже 870 °C. Значительно более широким развитием в контактовых ореолах этого района пользуются метаморфизованные среднетемпературные породы, условиях фации В пироксеновых и роговообманковых роговиков. Их мощности варьируют от нескольких метров до нескольких десятков метров.

1.5. Кочумдекский контактовый ореол

1.5.1. История изучения ореола

Контактово-метаморфический ореол был обнаружен [Малич, Григорьев, 1960] на правом берегу р. Кочумдек, примерно в 17 км выше ее устья (Рис. 1.1). После посещения этой территории В.В. Ревердатто в 1960 г., обнаружения спуррита в слагающих его мраморах и доказательства изохимичности метаморфических преобразований [Ревердатто, 1964], объект приобретает статус классического. Однако его доскональному изучению долго препятствовали труднодоступность местности и ее климатические особенности: позднее таяние наледей и высокий уровень воды в р. Кочумдек на протяжении короткого теплого времени. Вследствие этого непосредственный контакт траппов и известняков, вскрытый руслом реки, либо закрыт наледями, либо затоплен и обнажается на очень малое время. В 1970 и 1973 гг. Н.Н. Перцеву удалось взять образцы из развалов спурритовых мраморов в русле реки, а также расчистить и опробовать небольшой участок в зоне верхнего контакта мраморов и траппов. Им были обнаружены мервинит и спуррит-монтичеллитовые симплектиты, которые Н.Н. Перцев проинтерпретировал как продукты распада мервинита в процессе ретроградной карбонатизации [Перцев, Шмулович, 1972; Перцев, 1977]. Самой эффективной оказалась экспедиция В.Ю. Колобова в 1981 г., когда при низком уровне воды высокотемпературная зона контакта мергелистых известняков лландовери и траппов (протяженностью около 150 м) оказалась обнажена в береговом уступе вблизи уреза воды. В этой экспедиции была отобрана изученная диссертации автором коллекция спуррит-мервинитовых мраморов. При обследовании ореола в августе 2017 г. уровень воды в реке превышал таковой 1981 года на 0.8-1.0 м, что воспрепятствовало обследованию непосредственной зоны контакта. Тем не менее, участникам этой экспедиции удалось детально задокументировать и опробовать мраморы из относительно низкотемпературных зон контактового ореола, а также породы протолита – мергелисто-карбонатные осадки кочумдекской свиты ($S_1 ln$) в разрезах на р. Кочумдек и р. Столбовой.

1.5.2. Строение и зональность ореола

В нижнем течении (на отрезке 17 км) русло р. Кочумдек выработано до траппового тела, расположенного на высоте около 100 м. Непосредственно над силлом в крутых бортах долины вскрыт разрез ордовикских пелитовых осадков (100-200 м) и мергелистых известняков лландовери (200-320 м). Выше (в разрезе и гипсометрически) расположены еще два трапповых тела. Верхний силл занимает гипсометрический уровень 410-360 м и формирует водораздельное пространство между р. Кочумдек и р. Эгстакан. Еще один силл расположен в интервале высот 320-280 м (Рис. 1.1).

Севернее правого притока р. Кочумдек – р. Янгорокты – речная долина пересекает опущенный блок, ограниченный разломами субширотного и ЮЗ-СВ простираний. На отрезке около 2 км (до устья р. Майгучар) в днище долины р. Кочумдек вскрыты ордовикские пелитовые осадки. Выше (на протяжении 8 км) в русле и по берегам реки Кочумдек чередуются выходы габброидов и нижнесилурийских известняков (как неизмененных, так и метаморфизованных). В.В. Ревердатто [Ревердатто, 1964] и Н.Н. Перцев [Перцев, 1977] квалифицируют интрузив, с которым связана зона высокотемпературного метаморфизма, как пологопадающий на север (под углом 10-15°) дайку мощностью 70-90 м. Высокотемпературный ореол приурочен к висячему крылу (северное обнажение), а ореол умеренных температур – к лежачему крылу дайки (южное обнажение) (Рис. 1.4).

По наблюдениям 2017 г. на крутых, сильно эродированных и задернованных речных склонах траппы главным образом находятся в развалах и образуют курумы (Рис. 1.4 и 1.5). Наряду с пологозалегающими телами габброидов р. Кочумдек пропиливает здесь субвертикальную базитовую дайку (мощностью порядка 80 м), окруженную крупноглыбовыми развалами, что помешало обследованию ее контактов с осадками. Анализ ситуации дополнительно осложняет обилие перемещенного глыбового и более мелкого материала (включая материал морен).

На отрезке ~ 16-17 км от устья русло р. Кочумдек выработано до отпрепарированного коренника траппов. Непосредственно над ним вблизи правобережной береговой ЛИНИИ И на низкой террасе располагаются крупноглыбовые мраморизованных развалы мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты (Рис. 1.4). Большинство блоков мраморов сохраняют здесь субгоризонтальную ориентировку слоистости, т.е. находятся в автохтонном залегании. Опрокинутые глыбы встречаются реже, главным образом, вблизи уреза воды. Острые или слабо сточенные ребра блоков мраморов указывают на то, что они были вскрыты эрозией совсем недавно. На уровне речной террасы распространены породы слабо или умеренно метаморфизованные, содержащие тремолит и/или диопсид, реже – волластонит и гроссуляр. В южной части ореола только отдельные образцы, взятые у уреза воды, непосредственно в зоне горячего контакта с траппом, содержат тиллеит с включениями (реликтами?) спуррита. Спуррит-мервинитовые мраморы были обнаружены вблизи северного контакта; их образцы были взяты в 1981 г. в русле реки непосредственно из зоны горячего контакта кровли траппового тела и карбонато-мергелистого горизонта низов нижнекочумдекской подсвиты. Контакт на этом участке имел горизонтальную



Рисунок 1.4. Крупномасштабная схема района работ (А) и фото обнажений в районе южного обнажения (Б-Д) на правом берегу р. Кочумдек (2017 г.). Б – рельеф поверхности выветрелых мраморов; В – развалы тиллеитовых и волластонитовых мраморов у края берегового уступа р. Кочумдек; Г – панорама поймы р. Кочумдек (с юга на север); развалы мраморизованных известняков и низкотемпературных мраморов южного обнажения. На заднем плане пороги на р. Кочумдек, сложенные габброидами (Д). Легенда: 1 – кочумдекский силл; 2 – секущая дайка; 3 – мергелистые известняки нижнекочумдекской подсвиты; 4 – зона контактово-метаморфических преобразований (крупные и мелкие круги – высоко- и низкотемпературные мраморы, соответственно); 5 – глыбовые развалы; 6 – тайга. Разрезы по линиям А–Б и В–Г см. на рис. 1.6.



Рисунок 1.5. Панорама северного участка ореола (с севера на юг) (А) и фото обнажений на правом берегу р. Кочумдек (2017 г.) (Б-Д). Б – развалы габброидов с северной стороны дайки; В – цеолит-скаполитовые метасоматиты, локализованные вблизи северного контакта дайки; Г – глыбы тиллеитовых мраморов в пойме р. Кочумдек; Д – развалы мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты.

ориентировку и не был разрушен. Тем не менее, породы утратили сплошность вследствие сезонного промерзания и были разбиты на отдельные мелкие (до 10 см) блоки. С высокой вероятностью развалы мраморов и мраморизованных известняков на р. Кочумдек представляют собой реликты некогда более крупного ореола, сохранившиеся от эрозии в пологих провесах кровли пластообразного траппового тела. На это указывают: (1) развитие зоны мраморизации известняков над магматическим телом практически по всей длине его выхода; (2) субгоризонтальная ориентировка наблюдаемого контакта; (3) отчетливая минералогическая зональность вертикальная ореола, которая отражает температурный градиент. Ниже (по данным [Перцев, 1977; Сокол и др., 2019 а]) дана краткая характеристика минералогической и температурной зональности Кочумдекского ореола (Рис. 1.6).

В верхнем контакте интрузива и известняков присутствует тонкая (1-3 см) зона пироксен-гранатового скарна с кальцитом (*зона 1*), за которой следуют собственно метаморфические породы [Перцев, 1977].

Зона 2 (T ≥ 900 °C). Спуррит-мервинит-мелилитовый мрамор с акцессорными перовскитом и пирротином (± ранкинит, бредигит, куспидин, магнетит).

Зона 3 (T ≥ 750 °C). Спуррит-монтичеллит-мелилитовый мрамор с перовскитом (± мервинит).

Зона 4 (T ≤ 700 °C). Тиллеитовый мрамор с волластонитом и мелилитом. Блоки таких мраморов мощностью около 1.0 м были обнаружены в развалах на высоте 1.5-2.7 м от контакта.

Зона 5 (T \leq 450-500 °C). Мраморизованные известняки с частично сохранившейся, но перекристаллизованной фауной и пелитовыми прослоями, замещенными микрозернитым агрегатом диопсида, калишпата и плагиоклаза (\pm актинолит, гроссуляр). Распространены на высоте \geq 3.0 м от контакта. Данная минеральная ассоциация позволяет оценить температуру прогрева осадков не более чем в 450-500 °C [Heinrich, Cottschalk, 1994].



Рисунок 1.6. Схематические разрезы Кочумдекского контактового ореола по линиям А–Б (А) и В–Г (Б) (условные обозначения см. на рис. 1.4). А – температуры преобразования карбонатно-мергелистых осадков в различных зонах, реконструированные по полиминеральным ассоциациям [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019 а] при условии, что P_{CO2} = 0.2 P_{общ}, согласно оценкам [Перцев, 1977]. Штриховкой выделены участки пробоотбора. Левая вертикальная ось – мощность метаморфических зон (м); Б – упрощенный профиль кровли кочумдекского траппа. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Grt – гранат, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Px – пироксен, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.
Внедрение в раннем триасе базитовой магмы с исходной температурой не менее 1200 °C в осадочный чехол Тунгусской синеклизы инициировало реакции дегидратации, декарбонизации и обменные карбонат-силикатные взаимодействия в нижнесилурийских мергелистых известняках. На р. Кочумдек метаморфизм спуррит-мервинитового уровня (T = 750-900 °C) проявился в узкой зоне (≤ 3.0 м от контакта) и не сопровождался появлением жильной минерализации, выраженными явлениями скарнирования или автометасоматическим изменением габброидов [Сокол и др., 2019 а; Sokol et al., 2021]. В целом геологические характеристики Кочумдекского ореола указывают на то, что он развивался в режиме ультравысокотемпературного термального метаморфизма близкого к модели изохимических превращений.

Изохимический контактовый метаморфизм в природе достаточно редок, поскольку его реализация требует соблюдения целого ряда достаточно жестких условий. Такие метаморфические породы формируются в гипабиссальных условиях в ответ на быстрое внедрение высокотемпературного сухого расплава (зачастую базитового) в мощные карбонатные толщи. Ореолы данного типа непосредственно приурочены контакту к с интрузивом, локальны, высокоградиентны (сотни градусов С / метр) и обладают отчетливой зональностью. Изохимический метаморфизм чаще всего реализуется при внедрении крупных базитовых силлов в карбонатные осадки чехла [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Yardley, 1977; Ревердатто и др., 2017; Barton et al., 1991; Kerrick, 1991; Grapes, 2011]. Эта особенность была, в частности, отмечена Д.М. Туровцевым [Туровцев, 2002], как характерная для «сухих» контактов разновозрастных траппов западного борта Тунгусской синеклизы (кузьмовский, катангский и тымерский комплексы) и, в меньшей мере, Норильского района (норильский и талнахский комплексы).

В случае Кочумдекского ореола изохимичность контактовометаморфических преобразований обеспечили следующие факторы: (1) одноактное внедрение сухого базитового расплава в мощные диагенетически зрелые карбонатные толщи, исходно обладавшие свойствами флюидоупора; (2) внедрение траппа вдоль механически разупрочненной зоны, что минимизировало хрупкие деформации в осадках; (3) литологические особенности мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты, обеспечившие дополнительную сжимаемость толщи; (4) «мгновенное» в геологическом масштабе времен формирование фактически непроницаемого экрана из мраморов на контакте с траппом; (5) расположение ореола в верхнем контакте траппового тела [Сокол и др., 2022].

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Фактический материал и пробоподготовка

Данная работа выполнена на материале двух коллекций, которые были отобраны в ходе полевых работ на р. Кочумдек к.г.-м.н. В.Ю. Колобовым в 1981 г. и сотрудниками лаб. № 440 ИГМ СО РАН в 2017 г. В экспедиции 1981 г. была опробована высокотемпературная зона контакта мергелистых известняков лландовери и траппов (протяженностью около 150 м). Именно здесь из коренных обнажений и развалов были отобраны образцы спуррит-мервинитовых, спуррит-монтичеллитовых, тиллеит-волластонитовых мраморов, скарноидов и габброидов из кровли траппового тела (Рис. 1.6).

В ходе экспедиции 2017 г. были детально задокументированы и опробованы мраморы из низкотемпературных ЗОН Кочумдекского ореола (тиллеитволластонитовые мраморы), породы протолита – мергелисто-карбонатные осадки кочумдекской свиты, габброиды И скаполит-цеолитовые метасоматиты. Дополнительно образцы мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты (тот же стратиграфический горизонт, что и в пределах Кочумдекского ореола), тиллеит-волластонитовых мраморов и габброидов были отобраны еще на трех участках: (1) в устье р. Майгучар, (2) ниже по течению р. Кочумдек (в 4-5 км от Кочумдекского ореола) и (3) в нижнем течении р. Столбовая (Рис. 2.1).

В совокупности коллекция с четырех участков включает 78 образцов: 14 образцов магматических пород (Кочумдекский трапп), 20 спурритовых и 9 тиллеит-волластонитовых мраморов, 25 образцов мергелистых известняков различных степеней перекристаллизации, а также 10 образцов метасоматически преобразованных пород (Табл. 2.1).

Обе коллекции были изучены в период с августа 2016 г. по март 2022 г. с использованием комплекса методов высокого разрешения на базе лабораторий «Центра коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Южно-



Рисунок 2.1. Топографическая карта района работ, лист P-45-052-D (р. Кочумдек, район Большой Петли в среднем течении р. Подкаменная Тунгуска). Черными квадратами отмечены участки пробоотбора: 1 – Кочумдекский контактовый ореол; 2 – устье р. Майгучар; 3 – прижим на р. Кочумдек. Красные точки – основные пункты наблюдения и точки отбора образцов.

Место пробоотбора		Кочумдекский ореол		Устье р. Майгучар	Прижим на р. Кочумдек	Нижнее течение р. Столбовая	
Координаты		62°28'20.3" N		62°27'59.6" N	62°26'27.8" N	60°12'50" N	
		91°55'59.9" E		91°55'46.1" E	91°57'44.3" E	90°11'13" E	
Год экспедиции		1981	2017	2017	2017	2017	
	Количество образцов						
Типы пород	Spu-Mw мраморы	15	_	_	_	_	
	Spu-Mtc мраморы	5	_	_	_	_	
	Tly-Wo мраморы	2	4	_	3	_	
	Габброиды	5	4	_	3	2	
	Мергелистые известняки	_	17	1	3	4	
	Метасоматиты	4	4	_	2	_	

Таблица 2.1. Сводная таблица отбора образцов в пределах Кочумдекского контактового ореола и на соседних участках.

Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Уральского Федерального Научного Центра Минералогии и Геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Сначала была проведена визуальная селекция и отбор наиболее свежих образцов (с минимальной степенью ретроградных изменений), для которых выполнен полный цикл пробоподготовки для дальнейших минералогических и геохимических исследований. Первичная пробоподготовка включала измельчение, квартование и истирание валовых проб пород. Для выполнения рентгенофазового анализа и определения петрохимического и микроэлементного состава пород издробленные пробы усреднялись, затем навески 2-5 г истирались со спиртом в агатовой ступке. Из дубликатов этих же образцов были изготовлены шлифы, шашки и двусторонне полированные петрографические пластины, предназначенные для проведения оптических, рамановских, СЭМ, РМА и ЛА-ИСП-МС исследований. Перед работой со шлифами проводилась их тщательная полировка на синтетических алмазных пастах, предварительный просмотр под оптическим микроскопом и разметка с указанием наиболее важных/информативных участков породы и/или отдельных минеральных фаз.

2.2. Аналитические методы

Петрографические наблюдения, анализ взаимоотношений минеральных фаз и оценка их количественных соотношений выполнены с использованием петрографических микроскопов исследовательского класса OLYMPUS BX 51 и бинокулярного стереомикроскопа OLYMPUS SZ 51 с осветительным прибором OLYMPUS KL 300 LED.

Количественный рентгенофазовый анализ был выполнен в Южно-Уральском Федеральном Научном Центре Минералогии и Геоэкологии УрО РАН (г. Миасс), аналитик к.г.-м.н. П.В. Хворов. Данный метод предусматривает идентификацию всех кристаллических фаз, содержание которых превышает 1 %. Анализ образцов был выполнен на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 с использованием Cu анода и графитового монохроматора. Расчет количества кристаллических фаз был проведен методом Ритвельда с использованием программного пакета SIROQUANT V4 без учета содержания рентгеноаморфной составляющей. В итоге были получены данные о количественном соотношении породообразующих минералов и ряда акцессорных фаз, содержание которых превышает 1 об. % (Табл. A1-A3).

Макроэлементный состав пород был определен методом атомной эмиссии на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой IRIS Advantage (производство США) (ИГМ СО РАН). Содержания в породах Fe^{2+} и Fe^{3+} , а также H₂O, CO₂, S, SO₃, F, Cl определены методом «мокрой химии» (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

Микроэлементный состав (редкие и редкоземельные элементы - всего 52) представительных образцов каждого типа вышеназванных пород был определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на спектрометре Agilent 7700х (производство США) в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитик к.г.-м.н. К.А. Филиппова). Процедура анализа детально описана в работе [Sokol et al., 2020].

Для получения информации о микроэлементных особенностях карбонатной составляющей осадков и их метаморфических эквивалентов образцы известняков и мраморов были растворены в 3.4 М CH₃COOH при нормальных условиях. Далее методом ИСП-МС анализировались полученные таким образом выщелочки. Из рассмотрения в дальнейшем были исключены микроэлементы, концентрация которых в анализируемых материалах была ниже пределов их обнаружения методом ИСП-МС: Ge (<0.20 ppm), Ag (<0.10 ppm), W (<0.08 ppm), Hg (<0.04 ppm), Sn (<0.02 ppm); Be, Bi, Te, Tl (<0.01 ppm).

Сканирующая электронная микроскопия использовалась в качестве базового метода для кристалломорфологического и онтогенического анализа минеральных фаз. Она также позволила осуществлять диагностику минералов и определить химический состав породообразующих и акцессорных минералов. Определение химического состава проводилось на плоскополированных препаратах, напыленных углеродом. Параметры съемки: ускоряющее напряжение 10 кВ, ток пучка 2 нА, глубина вакуума в камере ~ 0.01 Па. Диаметр пучка при этих параметрах составлял 1-2 мкм. Время набора спектра обычно составляло ~ 20 с. Исследования были выполнены с использованием сканирующего электронного

микроскопа MIRA3-LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системой микроанализа AZtec Energy Xmax-50+ в Аналитическом Центре ИГМ СО РАН (аналитик M.B. Хлестов). Вся последующая обработка и систематизация аналитических данных выполнены лично автором.

Исследование химического состава минералов методом рентгеноспектрального (PMA) было микроанализа выполнено на микроанализаторах Camebax-Micro JXA-8100 и JXA-8230 производства фирмы JEOL, Япония (аналитик к.г.-м.н. Е.Н. Нигматулина). Микрозондовый анализ всех изученных минералов был выполнен на препаратах, представляющих собой двусторонне полированные прозрачные шлифы на эпоксидной смоле толщиной 0.04 см, напыленные углеродом (толщина слоя 15-25 нм). Оптимальные параметры съемки безводных фаз были следующими: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток поглощенных электронов – 20 нА, время счета 10 с на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2 мкм при глубине вакуума в камере ≤0.001 Па. Стандартами служили однородные природные и синтетические фазы (Табл. 2.2). Погрешность определений всех компонентов находилась в пределах 2 отн. %. При определении концентрации примесей достоверными считались концентрации ≥ 3 *б*. Пределы обнаружения компонентов составляют 0.02-0.32 мас. % (3 σ). Все исследования и расчет кристаллохимических формул минералов выполнены лично автором.

Элементы-примеси в сульфидах (пирротине, сфалерите, расвумите) были определены методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ЛА-ИСП-МС) Agilent 7700х с лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (лазер Nd:YAG, длина волны излучения 213 нм, энергия пучка – 2.5-3.5 Дж/см², диаметр пятна абляции – 30-100 мкм, несущий газ – Не) (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик к.г.-м.н. Д.А. Артемьев). Для ЛА-ИСП-МС исследований были выбраны крупные зерна без включений. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась на калибровочных мультиэлементных растворах и эталонном материале NIST SRM-612. Внешние калибровочные стандарты для сульфидов (USGS MASS-1 и USGS GSD-1g) анализировались через каждые 10-15 точек для

Аналитическая линия	Стандарт	Предел обнаружения, мас. % (3 о)	Кристалл анализатор			
Породообразующие минералы (силикаты и карбонато-силикаты)						
Ρ _{Kα}	F-апатит	0.02	ТАР			
Ρ _{Kα}	Cl-апатит	0.04	PET			
Si _{Ka}	Диопсид	0.03	ТАР			
Si _{Ka}	Волластонит	0.03	ТАР			
Al _{Kα}	Ортоклаз «359-1»	0.03	ТАР			
Ca _{Ka}	Диопсид	0.03	PET			
Ca _{Ka}	Волластонит	0.03	PET			
Κ _{Kα}	Ортоклаз «359-1»	0.03	PET			
Ti _{Kα}	Ильменит «IL GF-55»	0.03	PET			
Mg _{Kα}	Диопсид	0.04	ТАР			
Mg _{Kα}	Гранат «О-145»	0.05	ТАР			
Fe _{Kα}	Гранат «О-145»	0.06	LIF			
Mn _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.06	LIF			
Na _{Kα}	Альбит	0.06	MIS8			
F _{Kα}	Флогопит	0.32	MIS8			
Сульфиды						
Κ _{Kα}	Ортоклаз «359-1»	0.02	PETJ			
Na _{Kα}	Альбит	0.03	ТАР			
Ca _{Ka}	Диопсид «B.D.»	0.03	РЕТЈ			
Ni _{Ka}	FeNiCo	0.03	LIFH			
Co _{Ka}	FeNiCo	0.03	LIFH			
Cu _{Ka}	CuFeS ₂	0.04	LIFH			
Mn _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.04	LIF			
$Cl_{K\alpha}$	Cl-апатит	0.04	РЕТЈ			
$Rb_{L\alpha}$	RbNbWO ₄	0.04	ТАР			

Таблица 2.2. Условия выполнения рентгеноспектрального микроанализа породообразующих и акцессорных минералов из пород Кочумдекского ореола.

Аналитическая линия	Стандарт	Предел обнаружения, мас. % (3 о)	Кристалл анализатор			
Sr _{Lα}	Стекло «Gl-10»	0.05	ТАР			
S _{Ka}	FeS	0.05	PETJ			
Fe _{Kα}	FeS	0.05	LIF			
Zn _{Ka}	ZnS	0.05	LIF			
Cs _{La}	CsPrMoO ₄	0.08	РЕТЈ			
Ba _{Lα}	Стекло «Gl-11Ba»	0.08	РЕТЈ			
Перовскит и багдадит						
Ti _{Kα}	Ильменит «IL GF-55»	0.03	PETJ			
Mg _{Kα}	Диопсид «В.D.»	0.03	ТАР			
Ca _{Ka}	Волластонит	0.03	PETJ			
Mn _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.03	LIFH			
Fe _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.03	LIFH			
Nb _{Lα}	LiNbO ₃	0.06	PETJ			
Na _{Kα}	NaLaMoO ₄	0.06	ТАР			
La _{La}	NaLaMoO ₄	0.06	LIF			
Ce _{La}	LiCeWO ₄	0.06	LIF			
Υ _{Lα}	Y ₃ Al ₅ O ₁₂	0.06	РЕТЈ			
Al _{Ka}	Y ₃ Al ₅ O ₁₂	0.06	ТАР			
U _{Ma}	UO ₂	0.06	PETJ			
V _{KB}	V ₂ O ₅	0.06	LIF			
Sr _{Lα}	Стекло «Gl-10»	0.06	PETJ			
Si _{Ka}	Волластонит	0.06	ТАР			
Th _{Mα}	ThO ₂	0.06	PETJ			
Τα _{Lα}	Ta ₂ O ₅	0.06	LIFH			
Pr _{La}	CsPrMoO ₄	0.12	LIFH			
Nd _{Lα}	RbNbWO ₄	0.12	LIFH			
Zr _{La}	ZrSiO ₄	0.21	PETJ			

учета дрейфа лазера и масс-спектрометра. Обработка данных проводилась с использованием пакета программ Iolite. В качестве внутреннего стандарта для пирротина и расвумита использовался ⁵⁷Fe; для сфалерита – ⁶⁶Zn и ⁵⁷Fe. Все массовые доли для USGS MASS-1 и USGS GSD-1g были взяты из базы референсных значений GeoReM. Детали методики изложены в работах [Sokol et al., 2020, 2021].

Для U-Pb датирования были выбраны образцы PT-117 и PT-122 с крупными (50-150 мкм) зернами перовскита, содержащими U ($X_{cp.} = 361$ и 40 ppm, соответственно) и Th ($X_{cp.} = 646$ и 403 ppm, соответственно). Определения содержаний ⁵⁶Fe, ⁹⁰Zr, ¹⁴⁰Ce, ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U и геохронологические U-Pb исследования 60 зерен перовскитов были выполнены методом ЛА-ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 4500 в Центральной научной лаборатории Университета Тасмании (г. Хобарт, Австралия). Методические детали даны в работе [Potter et al., 2018].

Рамановская спектроскопия использовалась для экспресс-диагностики полиморфных модификаций ZnS и MnS (без привлечения монокристального рентгеновского анализа), а также идентификации джерфишерита. Рамановские спектры регистрировали на спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с детектором на основе LN/CCD с разрешением 1024 пикселя с использованием линии излучения 532 нм Nd-лазера. Спектры регистрировались при различной (неизменно низкой) мощности пучка (1.5-0.05 мВт) на поверхности образца. Время накопления сигнала для спектрального диапазона 0-1000 см⁻¹ варьировало от 7 мин (при 1.5 мВт) до 0.5-1 часа (при 0.05 мВт). Экспериментальные спектры были сопоставлены с теоретическими спектрами, рассчитанными в программном пакете LADY, со спектрами из минералогических баз данных RUFF, а также со спектрами синтетических фаз. Сьемка и обработка спектров были выполнены лично автором под руководством к.г.-м.н. С.В. Горяйнова.

Изотопный состав серы сульфидов (отобранные вручную монофракции пирротина, выделенные из мраморов, известняков и габброидов) был определен в режиме двойного напуска на масс-спектрометре Finnigan-MAT Delta (ИГМ СО

РАН). Воспроизводилось результатов не хуже 0.2 ‰ (2σ). Для части проб измерения изотопного состава S выполнены в Центральной научной лаборатории Университета Тасмании (г. Хобарт, Австралия) методом масс-спектрометрии мгновенного сжигания вещества на масс-спектрометре Isoprime100. Значения δ³⁴S определены по стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3, IAEA-SO5, NBS 123 и NBS 127 относительно стандарта CDT.

В общей сложности автором работы был освоен полный цикл пробоподготовки образцов и использовано 8 различных аналитических методов минерального вещества. Был произведен исследования анализ валового химического и микроэлементного состава пород контактового ореола. При помощи обширная база методов получена фотографий, разных аналитических иллюстрирующих особенности морфологии и взаимоотношений минералов, а также база химических анализов породообразующих и акцессорных минералов. Была определена принадлежность редких сульфидов Mn, Zn, Fe и K к определенным структурным типам. С использованием программ Excel и Access автором диссертации созданы взаимосогласованные базы, в которых суммированы полученные петрохимические, геохимические и минералогические данные, характеризующие породы Кочумдекского ореола.

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОЧУМДЕКСКОГО КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА

Зональный контактовый ореол на р. Кочумдек является уникальным геологическим объектом, где в контакте с трапповым телом проявлен высокоградиентный метаморфизм спуррит-мервинитовой фации. уровня Слагающие его породы отличает высокая степень сохранности первичных ассоциаций. отсутствие метасоматических изменений (скарнирования), необычайно крупная зернистость. Это позволило, с применением широкого аналитических минералогическую спектра методов, дать детальную И геохимическую характеристику как собственно метаморфических пород (главным образом спурритовых мраморов), так и их протолитов (мергелистых известняков), а также габброидов.

Цели данной (1)характеристика главы: текстурно-структурных особенностей И фазового состава представительной коллекции пород Кочумдекского контактового ореола, (2) анализ поведения петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма.

3.1. Общие сведения о породах Кочумдекского ореола

Кровлю Кочумдекского траппа слагают свежие средне-крупнозернистые (0.5-8.0 мм) *габбро-долериты*. Текстуры изменяются от габбровой до габброофитовой (Рис. 3.1 З-К). В кровле силла зона закалки отсутствует, появляются крупнозернистые шлиры с размерами зерен до 2 см.

Петрохимические особенности габброидов кочумдекского силла типичны для внутриплитных базальтов и близки к характеристикам габброидов из кровли Кузьмовского силла (в мас. %): SiO₂ = 47.43-50.06, TiO₂ = 1.13-2.03, Al₂O₃ = 8.33-16.22, FeO = 10.13-13.45, MgO = 5.04-9.97, CaO = 10.20-16.37. Концентрации щелочей умеренные (в мас. %): Na₂O = 1.49-3.12, K₂O = 0.39-1.37; марганца (<0.30 мас. % MnO), серы (<0.14 мас. % SO₃) и хлора (<0.051 мас. % Cl) – низкие



Рисунок 3.1. Облик и минералогия типичных образцов мраморизованных мергелистых известняков (А-Г), спурритовых мраморов (Д-Ж) и габброидов (З-К) Кочумдекского контактового ореола. Мраморизованные мергелистые известняки: А – типичная выветренная поверхность известняка; Б, В – распределение карбонатных и пелитовых прослоев в известняке; Г – мергелистый известняк с частично перекристаллизованной фауной. Спурритовые мраморы: Д – типичный образец спурритового мрамора; Е – распределение и соотношение силикатных и карбонатных прослоев в мраморе; Ж – минеральная ассоциация силикатного прослоя: кальцит + спуррит + мервинит + мелилит. Габброиды: З – типичный образец габбро из кровли Кочумдекского траппового тела; И, К – крупные зерна клинопироксена и оливина с интерстициальным плагиоклазом. В, Г, Е, Ж, И, К – оптические фотографии в проходящем поляризованном свете; Е, Ж, И, К – николи скрещены. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Срх – клинопироксен, Мll – мелилит, Мtc – монтичеллит, Мw – мервинит, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Spu – спуррит [Sokol et al., 2021].

(Табл. А4). Габброиды дайки, разделяющей Кочумдекский ореол на северное и южное обнажение, отличаются высокими содержаниями $TiO_2 = 2.46-4.07$ мас. % и FeO = 15.22-19.13 мас. %, и низким магния (MgO = 3.93-4.21 мас. %, Mg# = 26.82-33.04 мол. %).

Габброиды из кровли Кочумдекского траппа состоят из авгита (En_{23.2-45.6}Fs_{13.6-38.5}Wo_{27.5-44.4}); пижонита (En_{25.1-26.8}Fs_{62.4-66.6}Wo_{7.1-10.8}), ортопироксена (En₄₇Fs₄₉Wo₃) (в сумме ~ 22-58 %), основного плагиоклаза (An₅₁₋₈₂Ab₁₇₋₄₆Or_{0.5-2.7}) (~ 32-69 %), оливина (Fo₃₁₋₃₄ и Fo₅₆₋₅₇) (\leq 6 %) и биотита (2-9 %) (Табл. А3). Роговая обманка (1-5 %) и хлорит (1-4 %), замещающие пироксены, содержат до 1.63 мас. % и до 0.54 мас. % Cl, соответственно. Калиевый полевой шпат (Or₈₅₋₁₀₀Ab₀₋₁₄An_{0-1.5}) образует антипертиты в плагиоклазе и микрозерна в интерстициях. Биотиты обогащены (в мас. %): FeO до 39.10, TiO₂ до 4.12, V₂O₃ до 1.25 и Cl до 4.50. Главные акцессории – титаномагнетит, ильменит, пирротин, халькопирит и апатит (F до 3.81 мас. %; Cl до 2.85 мас. %); второстепенные – титанит, бадделеит, циркон, алланит-(Ce, La, Y), цирконолит, пентландит, сфалерит и кобальтин (Табл. 3.1).

Мраморы из ореола на р. Кочумдек плотные, свежие, в минимальной степени затронуты процессами вторичной гидратации. Они характеризуется большим числом минералов И разнообразием ассоциаций (Табл. 3.1). Спурритмервинитовые и спуррит-монтичеллитовые мраморы (зоны 2 и 3) отличаются необычно крупными для контактово-метаморфических образований размерами 5.0 мм. Волластонит-тиллеитовые минеральных индивидов, достигающими мраморы (зона 4) внешне подобны мервинитовым, но более мелкозернисты. Мраморы имеют светло-серую до темно-серой окраску и грубополосчатую текстуру. Характер окраски подчеркивает полосчатость породы, заданную первичной неоднородностью осадка и проявляющейся в чередовании прослоев (0.1-2.0 см) с резкими границами – светло-серых (преимущественно кальцитовых) и более темных (силикатных) (Рис. 3.1 Д, Е). Соотношение между ними колеблется от 1:5 до 1:1 (в среднем 1:3).

Таблица 3.1. Минеральные ассоциации мраморизованных мергелистых известняков, мраморов и габброидов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгенофазового анализа, электроннозондового и рентгеноспектрального микроанализов).

	Пополоблогионию	Bropoctanauuu	Акцессорные минералы	
Тип породы	минералы	минералы	Оксиды, силикаты и фосфаты	Сульфиды
Мергелистые известняки n=25	Кальцит	Клинопироксен (En ₃₆₋₄₂), Плагиоклаз (An ₇₂₋₈₈), Калиевый полевой шпат (Ort ₈₀₋₉₈), Амфибол, Гроссуляр, Биотит, Хлорит, Кварц	Фторапатит (F = 2.9-7.4 мас. %, Cl = 0.1-0.9 мас. %), Циркон, Титанит	Пирротин*, Троилит*, Расвумит, Джерфишерит, Халькопирит, Бартонит, Галенит, Пирит, Арсенопирит
Мраморы, Зона 4 n=9	Кальцит, Мелилит, Тиллеит, Волластонит	Кальсилит, Куспидин	Перовскит, Гидроксилфторапатит (F = 0.8-5.3 мас. %, Cl = 0.2 мас. %)	Пирротин*, Троилит*, Расвумит, Джерфишерит, Бартонит, Алабандин, Галенит, Акантит
Мраморы, Зона 3 n=6	Кальцит, Мелилит, Спуррит, Спуррит (симпл.), Монтичеллит (симпл.)	Мервинит, Бредигит, Куспидин	Перовскит, Магнетит	Пирротин*, Троилит*, Расвумит, Джерфишерит, Алабандин, Сфалерит, Вюртцит, Галенит, Акантит,
Мраморы, Зона 2 n=14	Кальцит, Мелилит, Спуррит, Спуррит (симпл.), Мервинит	Монтичеллит (симпл.), Ранкинит, Бредигит, Куспидин	Перовскит, Магнетит, Багдадит, Гидроксилапатит (SiO ₂ = 6.0 мас. %, SO ₃ = 2.5 мас. %), <i>Sc-гранат</i> (Sc ₂ O ₃ = 7.7-9.4 мас. %)	Пирротин*, Троилит*, Расвумит, Джерфишерит, Алабандин, Сфалерит, Вюртцит, Галенит, Акантит,
Габброиды n=14	Плагиоклаз (An ₁₋₈₂), Клинопироксен (En ₂₃₋₄₃)	Оливин (Fo ₃₁₋₃₄), Ортопироксен (En ₄₇), Калиевый полевой шпат (Ort ₇₅₋₁₀₀), Биотит (Cl = 0.1-4.5 мас. %), Амфибол (Cl = 0.4-1.6 мас. %), Хлорит (Cl = 0.1-0.5 мас. %)	Ті-магнетит, Ильменит, Фторхлорапатит (F = 1.3-3.8 мас. %, Cl = 0.5-2.8 мас. %), Титанит, Бадделеит, Циркон, Алланит-(Се, La, Y), Цирконолит	Пирротин, Халькопирит, Троилит, Пентландит, Сфалерит, Кобальтин, Пирит

Примечание: породообразующие фазы (> 10 об. %), второстепенные фазы (3-10 об. %) и акцессорные (< 3 об. %): **жирным** выделены главные фазы, *курсивом* – редкие фазы; * – в составе структур распада; n – количество образцов. Спуррит – крупнозернистый, ранняя генерация; Спуррит (симпл.); Монтичеллит (симпл.) – поздние генерации из симплектитовых структур. Содержания F и Cl во фторапатите и хлорапатите; SiO₂ и SO₃ в гидроксиапатите; Cl в биотите, амфиболе и хлорите; и Sc₂O₃ в гранате определены методами электронно-зондового и рентгеноспектрального микроанализа.

Мраморы возникли по осадкам одного карбонато-мергелистого горизонта низов нижнекочумдекской подсвиты, вследствие чего однотипны по химическому составу. Разброс содержаний компонентов в мраморах одного уровня преобразований задается соотношением силикатных и карбонатных прослоев. В спурритовых мраморах (зоны 2 и 3) наиболее вариативны (в мас. %): CaO = 51.46-53.67, SiO₂ = 7.62-17.58, Al₂O₃ = 2.45-5.65, Fe₂O_{3общ} = 1.29-2.67, MgO = 1.17-2.22 и CO₂ = 17.20-28.47. Прочие компоненты являются примесными (в мас. %): MnO, $Na_2O, K_2O, P_2O_5 -$ до 0.20; TiO₂ до 0.35 (Табл. A4). Волластонит-тиллеитовые мраморы (зона 4) отличаются более высокими содержаниями Na₂O и K₂O (до 0.45) мас. %). При этом концентрация серы в этих мраморах оказалась неожиданно высокой (SO₃ = 0.49-1.70 мас. %). При более высокой доле силикатного материала анализируемых образцах содержания петрогенных компонентов В ряда повышаются (в мас. %): SiO₂ = 18.86-23.26, Al₂O₃ = 5.69-7.29, Fe₂O_{3обш} = 2.83-3.45, и SO₃ = 1.57-1.99. Прочие компоненты MgO = 2.23 - 2.63также остаются примесными.

Кальцитовые прослои мраморов содержат мелкий мелилит и перовскит, а доля кальцита достигает 67 % в спурритовых мраморах (зона 2 и 3) и 87 % в волластонитовых (зона 4). Силикатные прослои спурритовых мраморов состоят из спуррита (6-49 %) и Ca-Mg силикатов: мелилит (~ 8-22 %), мервинит (~ 1-17 %) и монтичеллит (~ 3-8 %). Мельчайшие зерна ранкинита и бредигита единичны. Силикатные прослои мраморов зоны 4 состоят из мелилита (~ 4-37 %), волластонита (~ 4-20 %) и/или тиллеита (~ 4 %), изредка в них отмечается гроссуляр (~ 3-4 %) (Табл. 3.1; А2). В составе акцессорной минерализации мраморов преобладают пирротин и перовскит; реже встречается магнетит. Багдадит, гидроксилфторапатит и Sc-гранат – представлены единичными зернами. Сульфидная минерализация – наиболее разнообразна (фазы Fe, K, Zn, Mn, Pb и Ag).

Мраморизованные мергелистые известняки представляют собой слоистые породы с ритмичным чередованием карбонатных (до 1.0 см) и тонких пелитовых (1.0-3.0 мм) прослоев (Рис. 3.1 А-В). Мергелистые известняки, отобранные в пределах Кочумдекского ореола, демонстрируют широкие вариации концентраций

петрогенных компонентов (в мас. %): CaO = 41.31-47.44, SiO₂ = 10.42-16.88, $Al_2O_3 = 3.33-6.05$, Fe₂O₃ = 1.44-3.58, MgO = 1.34-2.07, зависящие от исходного количества пелитового материала в исследуемом образце. Содержания прочих компонентов низкие и варьируют незначительно (в мас. %): SO₃ и K₂O <1.50, Na₂O и TiO₂<0.40, P₂O₅ и MnO <0.20 (Табл. A4).

Мергелистые известняки, отобранные в нижнем течении р. Столбовая (основание кочумдекской свиты), незначительно отличаются от известняков Кочумдекского ореола. В целом для них характерно более высокое содержание кальция (CaO = 45.72-53.51 мас. %) и низкие содержания прочих компонентов (в мас. %): SiO₂ = 3.06-12.42, Al₂O₃ = 0.80-3.14, Fe₂O₃ = 0.84-1.76, MgO = 0.7-1.52, SO₃ <1.20, K₂O <1.00, MnO <0.40, Na₂O и TiO₂<0.30 и P₂O₅ <0.20 (Taбл. A4).

При термическом воздействии со стороны траппового тела мергелистые известняки претерпели неравномерные изменения. В карбонатных прослоях отмечено укрупнение кальцита и перекристаллизация фауны. Они на 93-100 % состоят из кальцита и иногда содержат до 6 % диопсида и до 1 % плагиоклаза. Пелитовые прослои преобразованы в микрозернистый агрегат, состоящий из клинопироксена ($En_{36-42}Fs_{7-12}Wo_{48-52}$) (до 40 %), кальцита (до 30 %), основного плагиоклаза ($An_{72-89}Ab_{11-27}Ort_{0-7}$) (до 64 %) и калиевого полевого шпата ($Ort_{80-98}An_{0-14}Ab_{2-6}$) (до 18 %). Также в них присутствуют актинолит (до 18 %) и гроссуляр (до 4 %) (Табл. 3.1; A1). Валовые пробы мергелистых известняков содержат: кальцит (58-84 %), диопсид (6-17 %), калиевый полевой шпат (5-14 %), плагиоклаз (3-9 %), актинолит (1-8 %), биотит (до 4 %), гроссуляр (до 2 %) и хлорит (до 1 %). Актинолит, биотит и хлорит не содержат Cl. Среди акцессорных минералов доминирует пирротин, частично замещенный расвумитом и джерфишеритом (или очень редко бартонитом). В виде единичных зерен встречается халькопирит, фрамбоидальный пирит, галенит и арсенопирит.

Непосредственно на контакте с силлом, присутствует тонкая (1.0-3.0 см) прерывистая зона *скарнов*. Их состав варьирует в следующих пределах: (в мас. %): $SiO_2 = 6.89-14.66$, $Al_2O_3 = 1.57-2.60$, $Fe_2O_{306\mu} = 1.10-1.44$, MgO = 1.31-2.17, CaO = 49.48-51.17, SO_3 = 0.86-1.02, п.п.п. = 28.30-35.89. Прочие компоненты являются примесными (в мас. %): Na₂O до 0.25, K₂O до 0.20, TiO₂ до 0.15, MnO и $P_2O_5 < 0.10$ (Табл. A4). В отличие от мраморов эти породы обладают пятнистой текстурой и наряду с кальцитом (63-80 %), мелилитом (10-15 %) и волластонитом (7-17 %) содержат диопсид (7-9 %) и гранат гроссуляр-андрадитового ряда (до 8 %) (Табл. A3).

Маломощные (до 2 см) *скаполитовые жилы* были обнаружены только вблизи долеритовой дайки. Валовый состав этих пород варьирует в следующих пределах: (в мас. %): SiO₂ = 48.99-50.36, Al₂O₃ = 14.44-15.05, Fe₂O_{3общ} = 1.72-2.52, MgO = 3.77-4.15, CaO = 10.89-14.29, Na₂O = 4.10-5.58, K₂O = 0.97-1.92, Cl = 1.16-1.37 (Табл. А4). Прочие компоненты являются примесными (в мас. %): TiO₂ до 0.80, P₂O₅ до 0.40, SO₃ до 0.25 и MnO <0.10. Скаполитовые породы состоят из: мейонита – Ca₄[Al₂Si₂O₈]₃CO₃ (41-49 %), клинопироксена (26-38 %), шабазита – (Ca₃K₂,Na₂,Sr)[Al₂Si₄O₈]×6H₂O (7-14 %), кальцита (10-13 %), анальцима – Na[AlSi₂O₆]×H₂O (5-8 %) и амфибола (2-3 %) (Табл. А3).

3.2. Петрохимические особенности пород Кочумдекского ореола

Поскольку геохимические особенности мраморов в значительной мере определяет состав протолита, особое внимание уделим характеристике осадков. Мергелистые известняки р. Кочумдек в среднем содержат 73 мас. % кальцита, а битуминозные известняки из низовьев р. Столбовой \geq 80 мас. % (Табл. А1). Вследствие декарбонатизации протолита и образования силикатов Са и Са-Мg среднее содержание кальцита в спурритовых мраморах снижается до 55 мас. % (Рис. 3.2 А, Б). Средняя величина ППП (с преобладающим вкладом CO₂ = 85-99 %), составляет для битуминозных известняков \approx 37 %; для мергелистых – 32 %; в волластонитовых и спурритовых мраморах она снижается до 29 и 27 мас. %, соответственно. Во всех сопоставляемых породах концентрации Fe₂O_{3общ} не превышают 3.6 мас. %, MgO \leq 2.3 мас. % и K₂O \leq 1.0 мас. %; содержания Na₂O \leq 0.4 мас. %, MnO и P₂O₅ \leq 0.2 мас. %. Все образцы содержат рассеянную сульфидную минерализацию и до 0.8 мас. % серы (в пересчете на S). Таким образом, главными компонентами изученных карбонатных и метакарбонатных



Рисунок 3.2. Вариационные диаграммы (мас. %) валовых составов мраморов, мергелистых известняков и метасоматитов Кочумдекского контактового ореола. Точки среднего состава постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) и постархейского морского известняка (CA) по данным [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Gao et al., 1998], соответственно. Условные обозначения: 1 – мергелистые известняки; 2-3 – волластонитовые мраморы: 2 – с гранатом; 3 – без граната; 4 – спуррит-монтичеллитовые мраморы; 5 – спуррит-мервинитовые мраморы; 6 – скарны; 7 – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков [Сокол и др., 2022].

пород являются CaO, SiO₂ и Al₂O₃, содержания которых определяет соотношение между кальцитом и (мета)пелитовым материалом в конкретном образце.

В координатах $CaO-Al_2O_3$ И CaO–MgO составы известняков, волластонитовых и спурритовых мраморов образуют веер из трех линий, пересекающихся с осью абсцисс вблизи точки, отвечающей содержанию СаО в (56 мас. %). Угол наклона кальците этих прямых определяет степень декарбонатизации пород (Рис. 3.2 А, Б). На бинарных диаграммах SiO₂-Al₂O₃, TiO₂-MgO, MgO-Al₂O₃, Fe₂O_{3обш}-MgO точки составов всех карбонатных пород, независимо от степени их термических преобразований, образуют единые линейные тренды (R² от 0.77 до 0.80) (Рис. 3.2 В-Е). На этом фоне составы волластонитовых мраморов могут демонстрировать самостоятельные тренды, наиболее четкие для зависимостей $SiO_2-Al_2O_3$ и $Fe_2O_{306m}-MgO$ ($R^2 = 0.79$ и $R^2 = 0.97$, соответственно). Близость отношений SiO₂:Al₂O₃:MgO в известняках и мраморах указывает на единый источник силикатного материала, которым, очевидно, была пелитовая составляющая осадка. Высокие значения коэффициентов корреляции в парах SiO₂-Al₂O₃, MgO-Al₂O₃, умеренное содержание K₂O в известняках и величина алюмокремниевого модуля (AM, $Al_2O_3/SiO_2 = 0.31-0.38$) указывают на преобладание гидрослюд и хлоритов в составе силитокластической компоненты осадка (Рис. 3.3 А). Средняя величина гидролизатного модуля (ГМ, (Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO)/SiO₂) составляет 0.50 для известняков и спурритовых мраморов и 0.43 – для волластонитовых мраморов. Эти характеристики соответствуют таковым зрелого глинистого материала [Маслов и др., 2008], перемещенного в бассейн седиментации с ближайшей водосборной площади – территории Заангарья Енисейского кряжа (Рис. 1.3).

Диапазон вариаций титанового модуля (TM, $TiO_2/Al_2O_3 = 0.052-0.067$; $X_{cp.} = 0.059$; n = 14) в известняках указывает на высокую степень механической сортировки песчаного и алевритового материала, характерную для прибрежно-морских обстановок, а также на преобладающую связь Тi с ультраустойчивыми минералами (рутил, ильменит) [Скляров и др., 2001]. Наибольшей средней величиной и вариативностью TM характеризуются богатые перовскитом



Рисунок 3.3. Вариации средних величин петрохимических генетических модулей (А) и индикаторных отношений халькофильных элементов (Б) в разрезе Кочумдекского контактового ореола. Для сравнения приведены соответствующие средние величины петрохимических модулей для алюмосиликокластических пород рифея (звезда) (Заангарье Енисейского кряжа по данным [Маслов и др., 2008]) и габброидов из кровли Кочумдекского траппа (треугольник). Петрохимические генетические модули: АМ – алюмокремниевый (Al₂O₃/SiO₂); ГМ – гидролизатный ((Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO)/SiO₂); ТМ – титановый (TiO₂/Al₂O₃); КМ – калиевый (K₂O/Al₂O₃) и ЩМ – щелочной (K₂O/Na₂O) [Сокол и др., 2022]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtс – монтичеллит, Мw – мервинит, Spu – спуррит, Wo – волластонит.

спурритовые мраморы (ТМ = 0.050-0.098; X_{ср.} = 0.064; n = 17), протолиты которых располагались в основании нижнекочумдекской толщи (Рис. 3.3 А). Их обогащение залегавшими выше протолитами песчаным материалом В сравнении с волластонитовых мраморов (TM = 0.044-0.064; $X_{cp} = 0.056$; n = 9) и известняками закономерно, поскольку ЭТОТ горизонт начинал трансгрессивный цикл силурийской седиментации [Тесаков, 2015].

Мергелистые известняки характеризуются значениями калиевого модуля $(KM, K_2O/Al_2O_3) \le 0.25 (X_{cp.} = 0.22);$ отношение K_2O/Na_2O (щелочной модуль, ЩМ) варьирует от 2.28 до 5.86 (X_{ср.} = 4.07). Обе эти характеристики, по существу, совпадают со средними значениями $K_2O/Al_2O_3 = 0.21$ и $K_2O/Na_2O = 4.30$ в породах области сноса – рифейских глинистых сланцах Енисейского кряжа [Маслов и др., 2008] (Рис. 3.3 А). При этом в волластонитовых мраморах величина КМ снижается до 0.08, а в спурритовых – до 0.01; средняя величина K_2O/Na_2O падает до 1.0 и 0.5, существенную соответственно. Оба показателя выявляют потерю калия известняками в процессе контактового метаморфизма. Однако на фоне резкого падения общего содержания калия в силикатных прослоях мраморов появляется (KAlSiO₄), (KFe_2S_3) джерфишерита зерна кальсилита расвумита И (K₆(Fe,Cu,Ni)₂₅S₂₆Cl) [Golovin et al., 2017; Sokol et al., 2021].

В целом петрохимические характеристики мергелисто-карбонатных осадков нижнего силура и продуктов их метаморфизма из разрезов на р. Кочумдек соответствуют таковым в осадках мелководного шельфа [Летникова, 2002; Маслов и др., 2018]. Их (мета)пелитовая компонента отвечает зрелому рециклированному материалу с исходным преобладанием иллит-смектитов и хлорита. Эти осадки бедны песчаным материалом, что закономерно, поскольку район седиментации был удален от ближайшей береговой линии примерно на 200 км (Рис. 1.3). При этом вариации величин ТМ и характер распределения в мраморах перовскита и багдадита выявляют обогащение базального горизонта нижнекочумдекских известняков устойчивыми минералами тяжелой фракции.

На тройной диаграмме (CaO+MgO) – (SiO₂+TiO₂+P₂O₅) – (Al₂O₃+Fe₂O₃) поля составов мергелистых известняков и мраморов целиком перекрываются, образуя

единый узкий тренд. Он четко соответствует линии, соединяющей точку состава постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) с составом кальцита (Рис. 3.2 Ж). Выявленный тренд соответствует смешению пелитового материала и биогенно-осадочного CaCO₃ и, тем самым, доказывает отсутствие заметного метасоматизирующего воздействия траппового тела на вмещающие карбонатные Петрохимические характеристики мраморов образом толщи. главным унаследованы от пород протолита. Контаминацию габброидов из кровли Кочумдекского траппа материалом известняков также обнаружить не удалось. Фигуративные точки составов скарнов и волластонитовых мраморов с гранатом пределах общих трендов. Только располагаются В скаполитовые жилы демонстрируют характеристики промежуточные между карбонатными осадками и габбро (Рис. 3.4), что выявляет их гибридную природу.

3.3. Особенности микроэлементного состава пород Кочумдекского ореола

3.3.1. Элементы переменной валентности

Габброиды из кровли Кочумдекского траппа обогащены V (до 532 ppm) и Cu (до 241 ppm), обладают умеренными содержаниями Zn (до 263 ppm), Ni (до 107 ppm) и Co (до 57.1 ppm) и бедны серой (S_{сульф} ≤ 0.04 мас. %) (Табл. А4).

Мергелистые известняки бедны халькофильными элементами (в ppm): Си до 27.7, Ni до 25.9, Co до 21.6, V до 59.3, Mo до 0.90 и Se <0.20, а также Cr (до 32.3) и U (до 1.55), аккумуляции которых благоприятствуют восстановительные условия захоронения осадка (Табл. A4). Мышьяк в этих породах распределен неравномерно (от \leq 1.00 до 221 ppm), а всплески его содержаний приходятся на те пелитовые прослои, где присутствуют сульфиды Fe (\pm микроиндивиды арсенопирита или леллингита). Суммарное количество As, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb и Zn варьирует от 28.0 до 453 ppm и определяется, главным образом, цинком (3.50-415 ppm). В нижнекочумдекских известняках присутствует рассеянная аутигенная сульфидная минерализации (As пирит, сфалерит, \pm арсенопирит). Ее количество лимитировал ресурс сернистых керогенов, резко ограниченный в осадках из обстановок низкой биопродуктивности [Тесаков, 2009; 2015; Sokol et al., 2017, 2020].



Рисунок 3.4. Вариационные диаграммы (в мас. % (А-В) и ppm (Г)) валовых составов мраморов, мергелистых известняков, метасоматитов и габброидов Кочумдекского контактового ореола и прилегающих территорий. Условные обозначения: 1 – мергелистые известняки; 2-3 – волластонитовые мраморы: 2 – с гранатом; 3 – без граната; 4 – спуррит-монтичеллитовые мраморы; 5 – спуррит-мервинитовые мраморы; 6 – скарны; 7 – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков; 8 – скаполитовые породы; 9-11 – габброиды: 9 – Кочумдекский ореол; 10 – нижнее течение р. Кочумдек и р. Столбовая; 11 – породы дайки [Сокол и др., 2022].

Индикаторные отношения Ni/Co, V/Cr, Cu/Zn, U/Th для большинства образцов известняков варьируют в узких пределах: Ni/Co $(1.1-2.7; X_{cp.} = 2.11) < 5$, V/Cr (1.1-1.6; $X_{cp.} = 1.26$) < 2, Cu/Zn (0.1-1.34; $X_{cp.} = 0.53$) < 1, U/Th (0.5-0.8; $X_{cp.} = 0.68$) < 1.25, указывая на преобладание окислительных обстановок в ходе аккумуляции и раннего диагенеза осадков нижнекочумдекской подсвиты (Рис. 3.3 Б). Только отношения V/(V+Ni) = 0.3-0.7 попадают в интервал, характерный для умеренно окислительных обстановок (0.45-1.0) [Gazi et al., 2017]. При диагенезе слоистой карбонато-пелитовой толщи существовали значимые вариации Eh между литологически различными прослоями. В мелководном карбонатном осадке условия для консервации керогенов и аутигенных сульфидов были в целом неблагоприятными [Raucsik et al., 1998]. Однако, в пелитовых прослоях поровые обладали более низкими Eh, что обеспечило перераспределение воды халькофильных элементов в эти горизонты. Связь элементов переменной пелитовой валентности именно с компонентой известняков наряду с минералогическими наблюдениями подтверждают высокие корреляции в парах Ga-Ni ($R^2 = 0.60$), Ga-V ($R^2 = 0.93$), Rb-V ($R^2 = 0.90$).

В отношении элементов переменной валентности *мраморы* сохраняют специфику пород протолита. Концентрации в них большинства названных элементов существенно не отличаются от таковых в известняках (в ppm): Cu до 58.3, Cr до 37.8, As до 30.5, V до 28.7, Ni до 26.6, Co до 12.5, Mo до 2.0 (в большинстве проб ≤ 0.1), U до 1.84, Se до 0.2 (Табл. A4). Наиболее вариативны количества Zn (6.53-806 ppm; $X_{cp.} = 121$ ppm); в образцах с его высокими концентрациями присутствуют фазы (Zn,Fe,Mn)S [Sokol et al., 2021]. В спурритовых мраморах, контактирующих с траппом, средние величины индикаторных отношений Ni/Co ($X_{cp.} = 2.25$), V/Cr ($X_{cp.} = 0.65$), Cu/Zn ($X_{cp.} = 0.43$), V/(V+Ni) ($X_{cp.} = 0.44$) и U/Th ($X_{cp.} = 0.63$) остаются в пределах диапазона, свойственного известнякам, и существенно отличаются от таковых в габбро: Ni/Co ($X_{cp.} = 1.52$), V/Cr ($X_{cp.} = 5.28$), Cu/Zn ($X_{cp.} = 1.67$), V/(V+Ni) ($X_{cp.} = 0.85$) и U/Th ($X_{cp.} = 0.42$) (Рис. 3.3 Б).

Доминирование пирротина над прочими сульфидами как в известняках, так и в мраморах задает единый тренд зависимости S–Fe (Puc. 3.4 Г). Относительно невысокий коэффициент корреляции S–Fe ($R^2 = 0.51$) определяется достаточно широким разбросом точек составов мраморов, где наряду с акцессорным пирротином присутствуют Fe-содержащие силикаты – монтичеллит, мервинит, мелилит [Девятиярова, 2018 а, б; Девятиярова и др., 2021].

3.3.2. Редкоземельные элементы

Редкоземельные элементы и Ү являются одними из наименее подвижных в большинстве геологических процессов, низкотемпературный включая метаморфизм. Разнообразие спектров REE+Y постархейских осадочных пород определяется соотношением главных источников поступления вещества в бассейны седиментации: снос с суши, гальмиролиз, вулканогенный, биогенный и хемогенный источники. Поэтому спектры REE+Y осадочных и метаосадочных пород широко используются для распознавания породных комплексов, расположенных в областях питания морских бассейнов, а также для реконструкции протолитов метаморфических пород [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Скляров и др., 2001; Маслов и др., 2010; 2018].

ΣREE Средние содержания мергелистых В известняках нижнекочумдекской подсвиты и спурритовых мраморах совпадают (51.4 и 56.1 ppm); волластонитовые мраморы несколько беднее $\Sigma REE_{cp.} = 42.5$ ppm. Эти величины в 3.3-4.6 раз ниже таковых в PAAS, что соответствует доле (мета)пелитового материала в изученных карбонатных породах (Табл. А5). Спектры (REE+Y)_{SN} (в нормировке на PAAS) мергелистых известняков слабо дифференцированы, тем не менее, они обладают всеми характерными особенностями спектров морской воды, которые в данном случае «размыты» вследствие разбавления карбонатного материала пелитовым. Для них характерно обогащение HREE ((La/Yb)_{SN} $X_{cp.} = 0.69$); отрицательная Ce/Ce* ($X_{cp.} = 0.87$) и положительная Eu/Eu* аномалии ($X_{cp.} = 1.30$), Y/Y* аномалия не выражена (X_{ср.} = 1.06). Мраморы наследуют эти же индикаторные характеристики, что

подтверждает их родство с мергелистыми известняками (средние величины): $(La/Yb)_{SN} = 0.70$; Ce/Ce* = 0.84; Eu/Eu* = 1.16; иттриевая аномалия становится более отчетливой Y/Y* = 1.22. В силикатных прослоях мраморов Σ REE достигает половины таковой в PAAS (66.2-100 ppm), главным образом, за счет роста содержания LREE. Вследствие этого их (REE+Y)_{SN} спектры выполаживаются ((La/Yb)_{SN} до 0.93) (Рис. 3.5 A, B, Д).

Габброиды из кровли Кочумдекского траппа содержат $\Sigma \text{REE}_{cp.} = 83.3 \text{ ppm};$ резко дифференцированы ((La/Yb)_{SN} $X_{cp.} = 0.19$); обладают положительной Eu/Eu* аномалией ($X_{cp.} = 1.32$), тогда как Ce/Ce* ($X_{cp.} = 0.91$) выражена слабо, а Y/Y* ($X_{cp.} = 1.04$) отсутствует (для удобства прямого сопоставления с составами карбонатных пород приведены средние величины в нормировке на PAAS) (Рис. 3.5 3, Табл. А5). Скаполитовые породы обогащены $\Sigma \text{REE}_{cp.} = 107$ ppm, главным образом за счет HREE ((La/Yb)_{SN} $X_{cp.} = 0.51$); Ce/Ce* аномалия в них отсутствует ($X_{cp.} = 1.0$), а Y/Y* выражена слабо ($X_{cp.} = 0.90$). Это единственная группа пород Кочумдекского ореола, обладающая промежуточными (REE+Y)_{SN} характеристиками между карбонатными осадками и габброидами.

Характер распределения REE+Y в карбонатной составляющей известняков и мраморов характеризуют выщелочки из валовых проб (Рис. 3.5 Б, Г, Е). Все они резко обеднены $\Sigma REE_{cp.}$ (18.8 ppm и 20.0 ppm – известняки и мраморы, соответственно), что составляет ≈ 0.1 от соответствующей величины в PAAS. Спектры (REE+Y)_{SN} выщелочек из известняков и спурритовых мраморов однотипны и, в сравнении с валовыми пробами, демонстрируют более явные характеристики морской воды: обогащение HREE ((La/Yb)_{SN} $X_{cp.} = 0.70$ для известняков и 0.33 – для мраморов); отрицательная Ce/Ce* аномалия ($X_{cp.} = 1.21$ в известняках и 0.74 – в мраморах); слабая положительная Y/Y* аномалия ($X_{cp.} = 1.21$ в известняках и 1.12 – в мраморах). Таким образом, мы вправе сделать вывод, что (REE+Y)_{SN} характеристики, присущие морским карбонатам [Bolhar et al., 2004], сохраняются при метаморфизме спуррит-мервинитового уровня (T = 750-900 °C). Спектры (REE+Y)_{SN} выщелочек из волластонитовых мраморов подразделяются на две группы (Рис. 3.5 Е). Одна из них также обладает соотношением (La/Yb)_{SN}





Рисунок 3.5. Графики распределения REE и Y в породах Кочумдекского контактового ореола (A, B, Д, Ж, 3) и выщелочках из них (Б, Г, Е), нормированные на состав постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. А, Б – мергелистые известняки (А) и выщелочки из них (Б); В, Г – спурритовые мраморы (В) и выщелочки из них (Г); Д, Е – волластонитовые мраморы (Д) и выщелочки из них (Е); Ж – метасоматические породы; З – габброиды; * – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков [Сокол и др., 2022]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtc - монтичеллит, Mw - мервинит, Spu - спуррит, Wo - волластонит.

1 Α

0.1

 $(X_{cp.} = 0.41)$, типичным для морских карбонатов, тогда как вторая обогащена LREE $((La/Yb)_{SN} X_{cp.} = 1.71)$. С высокой вероятностью вариативность этих спектров обусловлена присутствием в мраморах фазы, селективно концентрирующей HREE, что нарушает исходное соотношение LREE/HREE, присущее карбонатам протолита. Таким минералом является Ti-(Zr,Sc) гранат ряда андрадит-шорломит, который в изученной коллекции был обнаружен только в единичных образцах волластонитовых мраморов.

3.3.3. Высокозарядные элементы

Для реконструкции породного состава областей сноса и обстановок седиментации карбонатных осадков рекомендуют ограничиваться рассмотрением поведения немобильных высокозарядных элементов (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sc) и, в меньшей мере Cr, Ni, Co [Скляров и др., 2001; Likhanov, Reverdatto, 2008]. Содержания всех этих элементов в нижнекочумдекских мергелистых известняках ниже, чем в PAAS (Puc. 3.6; Taбл. A4), а индикаторные отношения широко варьируют: Zr/Hf (21-60), Zr/Nb (7-43), Zr/U (19-123), Th/Sc (0.06-0.6), Th/Co (0.1-0.4), La/Sc (0.5-3) и Cr/Th (6-23). Это указывает на различные источники поступления названных элементов в осадок и различные пропорции их смешения в бассейне седиментации.

Основываясь на методологии авторов работ [Маслов и др., 2009; Descourvieres et al., 2011], рассмотрим геохимические следствия из диаграмм Hf-La/Th, La/Sc-Th/Co, Cr/Th-Th/Sc. На диаграмме Hf-La/Th (Рис. 3.7 A) все фигуративные точки составов нижнекочумдекских осадков сосредоточены в узком поле, примыкающем к оси La/Th. Его положение определяет низкое содержание Hf ($X_{cp.} = 1.30$ ppm), обусловленное «разбавлением» пелитового материала карбонатным, и широкий диапазон величин La/Th. Поле вытянуто вдоль тренда смешения алюмосиликокластического (фельзитовый источник) и базитового материала, что указывает на существенную роль вулканитов основного и среднего состава среди пород области сноса. Фигуративные точки составов мраморов образуют поле сходной конфигурации (Рис. 3.7 A).



Рисунок 3.6. Графики распределения микроэлементов в породах Кочумдекского контактового ореола, нормированные на состав постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) (A-B) и на средний состав мергелистого известняка нижнекочумдекской подсвиты (Г) [Сокол и др., 2022].



Рисунок 3.7. Положение фигуративных точек составов пород Кочумдекского контактового ореола на диаграммах Hf–La/Th (A) и La/Sc–Th/Co (Б). Для сравнения приведены поля составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород рифея (Енисейский кряж), кислых и основных пород по [Маслов и др., 2008]. CA – постархейский морской известняк по [Gao et al., 1998]. PAAS – постархейский австралийский глинистый сланец по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Условные обозначения: 1 – мергелистые известняки; 2-3 – волластонитовые мраморы: 2 – с гранатом; 3 – без граната; 4 – спуррит-монтичеллитовые мраморы; 5 – спуррит-мервинитовые мраморы; 6 – скарны; 7-9 – габброиды: 7 – Кочумдекский ореол; 8 – прижим на р. Кочумдек и р. Столбовая; 9 – дайка. А – пунктиром обозначена область составов мраморов Кочумдекского ореола [Сокол и др., 2022].

Следовательно, отношения между тремя индикаторными элементами – Hf, La и Th, присущие осадкам, не были заметно искажены при параметрах спурритмервинитового метаморфизма. Аналогичные выводы можно сделать и из положения точек составов известняков и мраморов на диаграмме La/Sc-Th/Co (Рис. 3.7 Б). Низкие величины и узкий диапазон отношений Th/Co ~ 0.1-0.4 выявляют «смешанную» природу алюмосиликокластики, сосредоточенной в карбонатных осадках. Около ¼ фигуративных точек составов известняков и мраморов из Кочумдекского ореола проецируются в нижнюю часть поля составов рифейских глинистых сланцев и аргиллитов Енисейского кряжа. Эти факты указывают на существенный вклад в состав морских осадков раннего руддана базитовых пород, располагавшихся в области сноса этого материала – Заангарье Енисейского кряжа.

Положение поля фигуративных точек составов габброидов Кочумдекского ореола относительно оси Th/Co точно соответствует таковому типичных основных пород, но заметно смещено в область низких значений La/Sc (Рис. 3.7 Б), что обусловлено обогащением габброидов Кочумдекского траппа скандием $(X_{cp.} = 67 \text{ ppm}; X_{makc.} = 117 \text{ ppm})$ (Табл. А4). Полное перекрытие полей составов известняков и мраморов выявляет сохранность La/Sc и Th/Co отношений, свойственных протолитам, и в метаморфических породах. Анализ отношений Cr/Th и Th/Sc выявил контрастность характеристик нижнекочумдекских осадков в пределах узкого стратиграфического интервала. В послойно опробованном разрезе мергелистых известняков мощностью около 1.0 м точки индивидуальных анализов, демонстрируют предельную вариативность этих отношений (Рис. 3.8). Согласно [Маслов и др., 2008; 2009], такие особенности осадков указывают не только на разнообразие петрофонда в области сноса, но и на отсутствие эффективного усреднения тонкой силитокластики на путях ее транспорта в бассейн седиментации. При этом на графике Cr/Th-Th/Sc фигуративные точки средних составов пород из разных стратиграфических горизонтов расположены рядом.

Распределение Zr/Hf в мраморах и известняках является отчетливо двухвершинным (экстремумы ≈ 28 и ≈ 59), что указывает на присутствие в



Рисунок 3.8. Положение фигуративных точек составов пород Кочумдекского контактового ореола на диаграмме Th/Sc–Cr/Th. CA – постархейский морской известняк по [Gao et al., 1998]; PAAS – постархейский австралийский глинистый сланец по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Условные обозначения: 1 – мергелистые известняки; 2-3 – волластонитовые мраморы: 2 – с гранатом; 3 – без граната; 4 – спуррит-монтичеллитовые мраморы; 5 – спуррит-мервинитовые мраморы. Звездой отмечены средние составы, соответствующих групп пород [Сокол и др., 2022].

рассматриваемых осадках цирконов различного генезиса. Величины $Zr/Hf \approx 20-30$ типичны для цирконов из гранитоидов, а > 40 – для сиенитов [Когарко, 2019; Hoskin, Schaltegger, 2003]. Существенное влияние на распределение Zr, Hf, U, Th, Nb и Ta в осадках также оказывает наличие наряду с цирконом иных фазконцентраторов этих элементов – бадделеита, апатита, титанита и танталониобатов [Schaltegger, Davies, 2017]. Специфика акцессорной минерализации кочумдекских мраморов (обильный Zr-, U-, Th-, Nb-, LREE-содержащий перовскит и редкий Nb- и Hf-содержащий багдадит) и неравномерность ее распределения подтверждают присутствие в протолите нескольких фаз концентраторов Ti, Zr, Hf, U, Th, Nb и REE. Особенностью нижнекочумдекских известняков также является высокое содержание Sc ($X_{cp.} = 8.0$ ppm). Отношения Zr/Sc в индивидуальных образцах варьируют от 4.7 до 8.8, указывая на различные источники поступления этих элементов в осадок. Наличие высоких положительных корреляций в парах Sc-Zr ($R^2 = 0.94$), Sc-Y и Sc-U ($R^2 = 0.90$), а также Sc-Th ($R^2 = 0.78$) указывают на вхождение Sc в ультраустойчивые Zr минералы, генетически связанные со щелочным магматизмом. Выявленные особенности микроэлементного состава нижнесилурийских осадков позволяют предполагать наличие в сносимом с кратона пелитовом материале продуктов выветривания не только гранитоидов и гнейсов, но и пород щелочных комплексов, достаточно распространенных на Енисейском кряже [Ножкин и др., 2008; Романова и др., 2012].

Детальный петро-И геохимический анализ пород кочумдекского контактового ореола позволил получить комплекс новых данных, принципиально важных для реконструкции источников вещества, степени (наличия или отсутствия) метасоматических изменений и детализации истории развития метаморфических Определены концентрации пород. И охарактеризовано распределение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов в мергелистых известняках, мраморах и габброидах. Петрохимические характеристики мраморов и мергелистых известняков идентичны и отвечают материала биогенно-осадочного CaCO₃ тренду смешения пелитового И

Большинство петрохимических характеристик мергелистых известняков обусловлены петрофондом области сноса пелитового материала (Заангарье Енисейского кряжа) и режимом раннесилурийской седиментации. Содержания Си, Ni, Co, V, Mo, Se, Cr и U в мергелистых известняках и мраморах соответствуют морским осадкам окислительных обстановок низкой продуктивности. В спурритовых мраморах, контактирующих с траппом, средние величины индикаторных отношений Ni/Co, V/Cr, Cu/Zn, V/(V+Ni) и U/Th остаются в пределах диапазона, свойственного известнякам, и существенно отличаются от таковых в габбро, обогащенных V и Cu на фоне умеренных содержаний Zn, Ni и Со. Характер спектров REE+Y и средние содержания ΣREE в мергелистых известняках нижнекочумдекской подсвиты и спурритовых мраморах совпадают.
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД КОЧУМДЕКСКОГО КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА

Метакарбонатные породы спуррит-мервинитовой фации отличаются разнообразием минералов-эндемиков, среди которых преобладают природные аналоги фаз цементных клинкеров [Gross, 1977; Чесноков, Щербакова, 1991; Taylor, 1997; Irran et al., 1997; Sharygin et al., 2008 a, 2013; Sokol et al., 2014; 2019; Galuskin et al., 2015; Khoury et al., 2015; 2016; Juroszek et al., 2018]. Это обстоятельство исключительно благоприятно для детальной реконструкции условий как прогрессивной, так и регрессивной ветвей метаморфического процесса. Однако, информация о многих минералах-индикаторах этой фации остается фрагментарной, несмотря на изучение целого ряда новых проявлений метаморфизма этого типа: Кристмас Маунтинс, США [Kerrick, 1991], Долина Цербойя, Румыния [Pascal et al., 2001], Фука, Япония [Satish-Kumar et al., 2004]; Лакарги (Северный Кавказ) [Galuskin et al., 2008; 2011; 2012], объекты Кельского плато (Кавказ) [Газеев и др., 2012], ореол Бирхинского массива (Западное Прибайкалье) [Савельева и др., 1992; Lazic et al., 2011; Galuskin et al., 2012; Sklyarov et al., 2013]. Детальному изучению минералогии этих пород препятствуют малые размеры индивидов, обилие в них пойкилитовых включений и вторичные изменения. На сегодня с надлежащей полнотой не охарактеризованы даже кристаллохимические особенности породообразующих минералов, которые принципиально важны для оценки параметров метаморфизма и реконструкции трендов изменения температуры в контактовом ореоле.

Спурритовые мраморы кочумдекского контактового ореола содержат широкий набор разнообразных минералов – силикатов, силикато-карбонатов, оксидов и сульфидов. Большая часть породообразующих минералов относится к редким минералам-индикаторам метаморфизма уровня спуррит-мервинитовой фации. Свежесть кочумдекских мраморов и крупные размеры минеральных индивидов (что является редкостью для пород контактового метаморфизма) дали возможность детально охарактеризовать слагающие их полиминеральные ассоциации, а также изучить морфологические особенности и химический состав силикатов и силикато-карбонатов Са, сложных силикатов Са и Mg, а также ряда акцессорных фаз.

В данной главе диссертационной работы суммированы оригинальные авторские результаты комплексной минералого-кристаллохимической характеристики породообразующих и акцессорных минералов всех типов пород Кочумдекского контактового ореола.

4.1. Габброиды

В кровле кочумдекского траппа преобладают средне-крупнозернистые (0.5-8.0 мм) габбро, текстуры которых изменяются от габбровой до габбро-офитовой (Рис. 4.1). В кровле зона закалки отсутствует и обнаружены крупнозернистые шлиры с размерами минеральных индивидов до 2 см. Минеральный состав пород: клинопироксен (~ 22-56 %), плагиоклаз (~ 32-69 %), немногочисленные зерна оливина (≤ 6 %), биотита (2-9 %) и ортопироксена (Табл. А3; 3.1). Роговая обманка (1-5 %) и хлорит (1-4 %) развиваются по пироксенам. Главные акцессорные минералы – титаномагнетит, ильменит, пирротин, халькопирит и фторхлорапатит. Второстепенные – титанит, бадделеит, циркон, алланит-(Се, La, Y), цирконолит, пентландит, сфалерит и кобальтин.

4.1.1. Породообразующие минералы

В габброидах кровли ИЗ кочумдекского траппа доминируют клинопироксены. Обычно они образуют крупные (0.5-5.0 мм) зерна неправильной формы часто сдвойникованные. Клинопироксены зачастую образуют сростки с Так плагиоклазом И оливином. же характерны пойкило-кристаллы клинопироксенов с включениями мелких лейст плагиоклаза и многочисленных зерен сульфидов и оксидов. Иногда на периферии зерен клинопироксенов возникают тончайшие каймы замещения, сложенные Cl-содержащими амфиболом, хлоритом и, редко, биотитом. Ортопироксены образуют мелкие единичные зерна в интерстициях. Составы клинопироксенов широко варьируют даже в пределах



Рисунок 4.1. Разнообразие текстур и структур габброидов кочумдекского траппа. Породы дайки (А) с крупными индивидами клинопироксена, лейстами плагиоклаза и зернами оливина в интерстициях. Породы кровли кочумдекского траппа (Б-Г): Б-В – крупные зерна клинопироксена и оливина с интерстициальным плагиоклазом; Г – крупнозернистый клинопироксен с подчиненным количеством оливина и плагиоклаза. Проходящий поляризованный свет, николи скрещены. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Срх – клинопироксен, Ol – оливин, Pl – плагиоклаза [Сокол и др., 2019 а].

одного образца. Преобладают незональные авгиты с низким содержанием TiO_2 (до 1.0 мас. %) и широкими диапазонами содержаний CaO, FeO и MgO ($En_{23.2-45.6}Fs_{13.6-38.5}Wo_{27.5-44.4}$). Изредка присутствуют пижониты, составы которых образуют 2 дискретные группы: $En_{25.1-26.8}Fs_{62.4-66.6}Wo_{7.1-10.8}$ и $En_{56.5-59.1}Fs_{30.3-36.8}Wo_{6.6-10.6}$. Ортопироксены отличаются значительной вариативностью составов ($En_{39.7-63.7}Fs_{32.4-56.9}Wo_{1.9-4.4}$), однако среди них преобладают энстатиты (Табл. 4.1; Рис. 4.2).

<u>Плагиоклазы</u> образуют многочисленные полисинтетически двойникованные лейсты (0.2-5.0 мм), главным образом сосредоточенные в интерстициях. Реже минерал присутствует в виде отдельных зерен и/или в качестве включений в клинопироксенах. Индивиды плагиоклаза неизменно обладают отчетливой зональностью: доля анортитового минала снижается от ядер к каймам. Характерные составы мелких (<0.5 мм) лейст: ядра – An_{55.23-82.16}Ab_{17.0-42.51}Or_{0.54-2.65}, каймы – An_{51.15-63.85}Ab_{35.86-46.18}Or_{1.15-2.73}. Крупные лейсты более контрастны по составу: ядра – An_{46.91-68.85}Ab_{30.02-52.33}Or_{1.53-2.76}, каймы – An_{1.00-19.13}Ab_{79.45-96.87}Or_{0.00-3.87}. <u>Калиевый полевой шпат</u> крайне редок, образует мельчайшие вростки в плагиоклазе (антипертиты) или единичные самостоятельные зерна в интерстициях, где он ассоциирует с Cl-содержащим апатитом. Калиевый полевой шпат периодически содержит примеси Na₂O (0.25-2.70 мас. %) и CaO (до 0.80 мас. %), но в целом близок к ортоклазу (Or_{73.78-100.0}Ab_{0.0-24.88}An_{0.0-4.04}) (Табл. 4.2).

<u>Оливины</u> образуют мелкие (до 0.5 мм) зерна неправильной формы. Они локализованы в интерстициях, а также образуют включения в клинопироксенах. В редких случаях зерна оливина обрамляют тончайшие оторочки серпентина. Оливины незональны, их составы достаточно четко подразделяются на фаялитовые (Fo_{31.18-33.81}Fa_{64.80-67.58}Tep_{1.24-1.50}) и форстеритовые (Fo_{52.34-64.36}Fa_{34.83-46.71}Tep_{0.73-1.02}). Общий диапазон вариаций FeO = 30.7-53.0 мас. % и MgO = 13.8-31.9 мас. %. Постоянной примесью является MnO (до 1.0 мас. %) (Табл. 4.3).

<u>Слюды</u> образуют мелкие зерна неправильной формы и, реже, лейсты (до 1.0 мм) в интерстициях. Слюды из габброидов кочумдекского траппа принадлежат к ряду <u>аннит</u> (в мас. %: MgO = 0.99-8.32; FeO = 25.53-37.24) – <u>Мд-биотит</u> (в мас. %: MgO = 9.08-17.44; FeO = 13.09-23.99), и только единичные составы попадают в

Минерал		A	ug		Pg	t-1	Pg	t-2	E	n	Fs
Образец	PT-95	PT-96	PT-101	PT-114	PT-114	PT-114	PT-95	PT-101	PT-101	PT-114	PT-96
SiO ₂	51.09	52.16	52.33	51.82	48.35	48.66	52.74	53.31	51.92	52.20	50.91
TiO ₂	0.47	< 0.03	< 0.03	0.62	0.14	0.15	0.34	0.47	< 0.03	0.38	< 0.03
FeO	22.76	13.10	17.51	17.75	38.58	37.68	22.68	19.33	30.19	23.73	33.15
MnO	0.41	0.30	0.39	0.62	0.85	0.96	0.56	0.51	0.65	0.57	0.39
MgO	7.68	12.04	10.61	11.66	8.24	8.37	19.55	20.41	16.40	20.13	13.15
CaO	17.70	21.48	19.73	17.45	4.09	3.13	3.20	5.06	1.47	2.13	1.56
Na ₂ O	0.65	0.06	< 0.06	0.26	< 0.06	0.10	0.06	0.08	< 0.06	< 0.06	< 0.06
Сумма	100.76	99.14	100.57	100.18	100.26	99.05	99.06	99.16	100.63	99.14	99.16
		Форму	льные ко	ээффици	енты, ра	ассчитан	ные на 6	атомов	0		
Si	2.000	2.001	2.006	1.999	1.989	2.003	1.992	1.993	2.002	1.982	2.001
Ti	0.014	0.000	0.000	0.018	0.004	0.005	0.010	0.013	0.000	0.011	0.000
Fe	0.744	0.415	0.561	0.570	1.320	1.296	0.716	0.601	0.973	0.753	1.094
Mn	0.014	0.010	0.013	0.020	0.030	0.033	0.018	0.016	0.021	0.018	0.013
Mg	0.448	0.679	0.605	0.667	0.502	0.513	1.100	1.130	0.941	1.115	0.773
Ca	0.742	0.871	0.810	0.718	0.179	0.138	0.130	0.202	0.061	0.087	0.066
Na	0.049	0.000	0.000	0.019	0.000	0.008	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
				M	іналы (м	ол. %)					
Mg ₂ [Si ₂ O ₆]	23.14	34.55	30.63	34.11	25.09	26.34	56.53	58.48	47.67	57.05	39.99
Fe ₂ [Si ₂ O ₆]	38.49	21.10	28.37	29.15	65.94	66.57	36.81	31.09	49.25	38.51	56.59
Ca ₂ [Si ₂ O ₆]	38.38	44.35	40.99	36.74	8.96	7.09	6.66	10.43	3.07	4.43	3.41

Таблица 4.1. Представительные анализы пироксенов из габброидов кочумдекского траппа (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).

Примечание: Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Aug – авгит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Pgt – пижонит.



Рисунок 4.2. Составы пироксенов из габброидов кочумдекского траппа в координатах Mg₂[Si₂O₆] – Ca₂[Si₂O₆] – Fe₂[Si₂O₆] (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа.

Мингород	ерал Калиевый полевой шпат Крупци					Плагиоклаз					
минерал		шпат			Крупны	е лейсты	ſ		Мелкие	лейсты	
Ofmanay	DT 05	DT 06	PT-	РТ	-95	PT	-101	PT	-96	PT-	114
Ооразец	P1-95	P1-90	101	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма
SiO ₂	64.91	64.47	64.58	55.08	66.83	53.56	65.74	49.39	51.85	49.87	53.60
Al ₂ O ₃	18.88	18.65	18.75	28.18	20.92	29.01	21.56	31.36	30.48	31.52	29.28
CaO	< 0.03	< 0.03	0.30	10.83	1.64	12.09	2.48	16.04	13.88	15.16	12.21
Na ₂ O	< 0.06	0.53	1.90	4.68	10.78	4.28	10.12	2.56	3.37	2.75	4.39
K ₂ O	15.60	15.42	13.48	0.39	< 0.03	0.25	0.31	0.11	0.20	0.13	0.34
Сумма	99.39	99.07	99.01	99.16	100.17	99.19	100.21	99.46	99.78	99.43	99.82
		Форм	ульные н	соэффиц	иенты, р	ассчитан	ные на 8	атомов	0		
Si	2.999	2.994	2.985	2.498	2.924	2.439	2.885	2.271	2.359	2.287	2.429
Al	1.013	1.001	1.002	1.507	1.079	1.557	1.115	1.700	1.634	1.704	1.564
Ca	0.000	0.000	0.015	0.526	0.077	0.590	0.117	0.790	0.676	0.745	0.593
Na	0.000	0.048	0.171	0.412	0.916	0.378	0.862	0.229	0.298	0.245	0.386
К	0.935	0.934	0.815	0.023	0.000	0.015	0.017	0.007	0.012	0.008	0.020
				Миналы (мол. %)							
Or	100.00	95.03	81.11	2.36	0.00	1.48	1.74	0.65	1.19	0.77	1.97
Ab	0.00	4.97	17.39	42.88	92.26	38.50	86.55	22.29	30.19	24.55	38.67
An	0.00	0.00	1.50	54.76	7.74	60.01	11.70	77.06	68.62	74.68	59.35

Таблица 4.2. Представительные анализы полевых шпатов из габброидов кочумдекского траппа (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).

Примечание: Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ab – альбит, An – анортит, Or – ортоклаз.

Образец	PT-114	PT-114	PT-114	PT-101	PT-101	PT-95	PT-95	PT-96	PT-96	PT-96
SiO ₂	32.52	32.44	32.38	32.50	32.47	35.35	35.37	35.39	35.56	35.55
FeO	52.93	52.78	52.14	51.54	51.05	38.70	36.45	36.89	36.33	36.31
MnO	0.96	0.89	0.91	0.93	0.92	0.58	0.53	0.56	0.55	0.56
MgO	13.71	13.73	13.86	14.12	14.95	24.45	26.95	26.99	27.52	27.53
Сумма	100.12	99.84	99.29	99.09	99.39	99.08	99.30	99.83	99.96	99.95
		Форму	льные ко	эффицие	нты, расс	читанные	е на 4 ато	ма О		
Si	0.997	0.997	0.998	1.001	0.994	1.011	0.998	0.995	0.995	0.995
Fe	1.356	1.355	1.343	1.326	1.306	0.924	0.859	0.867	0.850	0.849
Mn	0.025	0.023	0.024	0.024	0.024	0.014	0.013	0.013	0.013	0.013
Mg	0.626	0.628	0.636	0.647	0.682	1.041	1.132	1.130	1.147	1.147
				Мина	алы (мол.	%)				
Mg ₂ [SiO ₄]	31.18	31.30	31.76	32.40	33.88	52.58	56.49	56.22	57.07	57.08
Fe ₂ [SiO ₄]	67.58	67.55	67.06	66.38	64.94	46.71	42.88	43.13	42.29	42.26
Mn ₂ [SiO ₄]	1.24	1.15	1.18	1.22	1.18	0.71	0.63	0.66	0.65	0.66

Таблица 4.3. Представительные анализы оливинов из габброидов кочумдекского траппа (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).

поле <u>флогопита</u> (в мас. %: MgO = 18.35-20.71; FeO = 11.05-15.11) (Рис. 4.3). Все слюды содержат TiO₂ (в мас. %): флогопит – 0.40-2.94; Mg-биотит – 2.63-6.04; аннит – 0.31-4.32. Для аннита и Mg-биотита характерно постоянное присутствие примесей V₂O₃ (до 0.80 и 0.50 мас. %, соответственно) и Cl (0.58-4.46 мас. % и 1.98-2.22 мас. %, соответственно). Было обнаружено синхронное обогащение слюд Fe и Cl. Хлор характерен для поздних (OH)-содержащих минералов – <u>хлоритов</u> (0.10-0.54 мас. %) и <u>амфиболов</u> (0.41-1.63 мас. %), которые образуют тонкие оторочки вокруг зерен клинопироксена.

4.1.2. Акцессорные минералы

Главными акцессорными минералами в габброидах кочумдекского контактового ореола являются оксиды Fe и Ti, прежде всего, <u>титаномагнетит</u> и <u>ильменит</u>. Они образуют типичные структуры распада высоко-Ti магнетитов (Рис. 4.4 Б, В). Ильменит нередко образует и самостоятельные зерна неправильной формы, размером от 25-70 до 100-300 мкм. Более крупные зерна ильменита обрастают мощными каймами титаномагнетита (150-200 и до 400 мкм в ширину) (Рис. 4.4 А). Отдельные зерна титаномагнетита (до 25 мкм), напротив, редки. Титаномагнетит и ильменит часто образуют сложные сростки с бадделеитом, фторхлорапатитом, реже – с сульфидами и цирконолитом.

Ильменит обладает составом, близким к стехиометрии соединения FeTiO₃ (в мас. %): FeO = 44.83-47.32 и Ti₂O = 50.69-52.24, и постоянно содержит примеси (в МпО до 3.00, MgO до 1.70 мас. %): и V₂O₃ до 0.90. Обобщенная кристаллохимическая формула ильменита: (Fe²⁺0.88-0.98Fe³⁺0.02-0.08Mn_{0.01-0.06}Mg_{0.0-} 0.06) 51.01-1.03 (Ті0.95-0.99 V0.0-0.02) 50.97-0.99 Оз.0 (n=25) (Табл. 4.4). Титаномагнетит, напротив, отличается достаточно широкими вариациями состава: (Fe²⁺_{1.15-1.47}Fe³⁺_{0.94-1.68}Ti_{0.15-} содержание FeO = 70.80-84.83 $_{0.50}V_{0.0-0.08}Mn_{0.0-0.05})_{53.0}O_{4.0}$ (n=30); мас. %: Ti₂O = 5.04-16.56 мас. % (Табл. 4.4). Для титаномагнетитов характерно регулярное присутствие примесей (в мас. %): $V_2O_3 = 0.57-2.41$ и MnO = 0.32-1.34; изредка были отмечены Cr₂O₃ до 2.00 мас. % и MgO до 0.50 мас. %.



Рисунок 4.3. Классификационная диаграмма для минералов группы слюд в координатах (Mg-Li) – (Fe_{tot}+Mn+Ti–Al^{VI}) (в формульных единицах), согласно [Yavuz, 2003]. Серые маркеры – составы слюд из габброидов кочумдекского траппа (данные рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа).



Рисунок 4.4. Разнообразие и морфологические особенности акцессорных фаз из габброидов Кочумдекского контактового ореола (фото в обратно-рассеянных электронах (BSE)). А – титаномагнетитовая кайма обрастания по ильмениту; Б, В – закономерные структуры распада, сложенные ильменитом и титаномагнетитом (тонкие (<5 мкм) и широкие (до 50-75 мкм) ламели, пересекающиеся под углом в 90 °); Γ – сложные многофазные сростки акцессорных фаз (ильменит, титаномагнетит и пирротин); Е – крупные (E₁) и мелкие отдельные кристаллы (E₂₋₃) фторхлорапатита; мелкие отдельные кристаллы бадделеита (Ж) и алланита-(Се, La, Y) (3); И – зерно цирконолита неправильной формы в сростке с мелким бадделеитом (точки анализа соответствуют таблице 4.5). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Aln-Ce,La,Y – алланит-(Се, La, Y), Amp – амфибол, Ann – аннит, Aug – авгит, Bdy – бадделеит, Bt – биотит, Chl – хлорит, F-Cl-Ap – фторхлорапатит, Ilm – ильменит, Kfsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Po – пирротин, Ti-Mag – титаномагнетит, Ttn – титанит, Zrc – цирконолит, Zrn – циркон.

Минерал		TiO ₂	FeO*	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	V ₂ O ₃	ZrO ₂	HfO ₂	Сумма
	Среднее	51.58	44.31	2.45	1.07	0.54	0.49	< 0.30	< 0.30	100.44
Ильменит	S	0.39	1.07	0.97	0.69	0.57	0.22	_	_	_
n=25	Мин	50.69	42.10	0.99	0.36	<0.30	< 0.30	_	_	_
	Макс	52.24	46.29	4.53	3.01	1.64	0.87	_	_	_
	Среднее	12.53	42.85	42.13	0.71	0.30	1.14	< 0.30	< 0.30	99.66
Титаномагнетит	S	3.39	2.69	7.45	0.48	0.14	0.73	_	_	_
n=30	Мин	5.04	34.50	30.92	<0.30	<0.30	<0.30	_	_	_
	Макс	16.56	44.04	55.94	1.34	0.45	2.41	_	_	_
	Среднее	0.72	_	1.16	< 0.30	<0.30	< 0.30	97.02	0.97	99.87
Бадделеит n=15	S	0.45	_	0.88	_	_	_	1.36	1.34	_
	Мин	<0.30	_	<0.30	_	_	_	94.92	0.00	_
	Макс	1.17	_	2.89	_	_	_	100.00	3.89	_

Таблица 4.4. Средний химический состав ильменита, титаномагнетита и бадделеита из габброидов Кочумдекского контактового ореола (по данным электронно-зондового анализа, мас. %).

Примечание: n – число анализов; *S* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание; * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии.

<u>Бадделеит</u> – редкий акцессорный минерал, образующий мельчайшие кристаллы (от < 10 мкм до 50 мкм) в сростках с ильменитом и, редко, с цирконолитом (Рис. 4.4 Д, Ж, И; 4.5). Бадделеит также был обнаружен в структурах распада титаномагнетита. Для минерала характерны примеси (в мас. %): HfO₂ до 3.90, Fe₂O₃ до 2.90 и TiO₂ до 1.20; его обобщенная формула – (Zr_{0.94-1.00}Fe³⁺_{0.0-0.04}Ti_{0.0-0.02}Hf_{0.0-0.02})_{Σ 1.0}O_{2.0} (n=15) (Табл. 4.4).

<u>Фторхлорапатит</u> образует единичные кристаллы (50-150 мкм) и удлиненные зерна (до 250-300 мкм) в интерстициях либо включения в плагиоклазе и пироксенах (Рис. 4.4 E_{1-3}); обычен в сростках с ильменитом. Количества фтора и хлора в апатите (F = 2.10-3.41 мас. %, Cl = 0.51-2.82 мас. %) суммарно обеспечивают полное заселение соответствующей позиции: (Ca_{4.91-4.98}Sr_{0.0-0.06}Fe_{0.0-0.04})_{Σ 4.98-5.0}[(P_{3.0-3.02}O₁₂](F_{0.57-0.92}Cl_{0.07-0.41})_{Σ 0.98-1.0} (n=10). Постоянными примесями в апатите являются SrO (до 1.12 мас. %) и FeO (до 0.57 мас. %), в единичных анализах зафиксирован SiO₂ (до 1.03 мас. %).

<u>Титанит</u> – очень редкий минерал в габброидах кочумдекского траппа. Он обычен в виде мелких зерен неправильной формы (до 50 мкм), реже образует тонкие (< 5 мкм) ламели в структурах распада высокотитанового магнетита (Рис. 4.4 Д). Состав минерала близок к теоретическому CaTiSiO₅; главной примесью является FeO (до 0.80 мас. %).

Единичные (до 100 мкм) зерна <u>цирконолита</u> обнаружены в габброидах в сростках с халькопиритом, бадделеитом и ильменитом (Рис. 4.4 И; 4.5). Минерал имеет сложный состав: $(Ca_{0.32-0.60}Y_{0.19-0.41}REE_{0.14-0.32}Th_{0.0-0.06}U_{0.0-0.03})_{\Sigma 0.98-1.0}Zr_{1.00-1.02}(Ti_{1.46-1.54}Fe_{0.46-0.51}Nb_{0.0-0.06})_{\Sigma 1.99-2.02}O_{7.0}$ (n=10) (Табл. 4.5). Главными примесями являются Y_2O_3 (5.80-11.70 мас. %) и REE₂O₃ (суммарно - 5.99-14.07 мас. %; Nd > Ce > Dy > Gd > E r> Sm > La); постоянно присутствует (в мас. %): FeO = 8.23-9.22; ThO₂ до 4.26; UO₂ до 1.84 и Nb₂O₅ до 1.96.

<u>Алланит-(Ce, La, Y)</u> и <u>циркон</u> обнаружены только в виде единичных мелких зерен (20-50 мкм) (Рис. 4.4 З, Е₁). Из-за мелких размеров была выполнена только их качественная диагностика, количественно охарактеризовать составы не удалось.



Рисунок 4.5. Типичный полифазный сросток акцессорных минералов (халькопирита с цирконолитом, бадделеитом и ильменитом) в габброидах Кочумдекского контактового ореола. Фото в обратнорассеянных электронах (BSE) и в характеристическом излучении элементов: S, Cu, Zr, Ti, Fe, Nb, Y, Ce. Образец РТ-114. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Bdy – бадделеит, Bt – биотит, Сср – халькопирит, Ilm – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Zrc – цирконолит.

Таблица 4.5. Представительные анализы цирконолита из габброидов Кочумдекского контактового ореола (по данным электронно-зондового анализа, мас. %).

Точки анализа	TiO ₂	FeO*	Fe ₂ O ₃ *	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	29.54	4.51	5.10	31.17	1.19	4.57	11.70	1.48	3.38	1.16	2.01	1.76	1.31	0.68	99.56
2	30.18	2.29	7.48	32.16	1.59	6.74	9.79	1.56	2.66	0.74	1.20	1.25	0.66	0.76	99.06
3	30.56	4.47	5.28	31.49	< 0.30	5.15	10.17	2.06	2.06	0.92	0.84	1.40	4.26	1.84	100.50
4	31.26	0.04	9.69	32.88	1.96	8.83	5.80	2.60	3.57	1.06	1.20	0.92	< 0.30	< 0.30	99.81
5	29.82	3.91	5.24	30.91	1.26	5.27	9.87	1.55	2.33	0.97	1.41	2.16	1.13	1.04	99.37

Примечание: * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии; точки анализа соответствуют рисунку 4.4 И.

Габброиды из кровли кочумдекского траппа содержат достаточно скудную сульфидную минерализацию. Тем не менее, нами здесь было обнаружено 7 сульфидов Fe, Cu, Ni, Co и Zn, из которых главным является <u>пирротин</u> (Рис. 4.6; Табл. 3.1). Он образует отдельные крупные зерна неправильной формы (>150 мкм), включения в породообразующих минералах габброидов и, реже, зерна в интерстициях (Рис. 4.7 А, Б). Иногда пирротин встречается в составе сложных (150-400 мкм) с халькопиритом (Рис. 4.7 А, В) сростков И, реже, титаномагнетитом и ильменитом (Рис. 4.7 Г, Д). Пирротин часто содержит тонкие ламели пентландита (до 5 мкм в ширину) (Рис. 4.8 А, Б), а также мелкие (до 10 мкм) единичные включения кобальтина и сфалерита (Рис. 4.7 В). Иногда сфалерит располагается на периферии крупных сростков (100-150 мкм) пирротина с халькопиритом (Рис. 4.8 В, Г). <u>Троилит</u> встречается редко в виде мелких отдельных зерен (50-150 мкм) внутри породообразующих минералов габброидов. Для него характерно наличие мелких (до 25 мкм) единичных включений пирита (Рис. 4.7 Е).

Среди сульфидов габброидов Кочумдекского траппа только состав <u>халькопирита</u> приближается к идеальному – $Cu_{0.94-1.03}Fe_{0.97-1.06}S_2$ (n=35) (Табл. 4.6). Тогда как прочие минералы представляют собой серии твердых растворов. <u>Пирит</u> (Fe_{0.98-1.0}S₂, n=10) содержит примеси Ni (до 1.14 мас. %) и Co (до 0.20 мас. %). <u>Пентландит</u> (Fe_{3.71-4.92}Ni_{2.79-4.33}Co_{0.49-1.71}S₈, n=12) характеризуется широкими вариациями содержаний (в мас. %): Fe = 27.10-37.32, Ni = 21.92-32.84 и Co = 3.78-13.16. <u>Сфалерит</u> (Zn_{0.68-0.78}Fe_{0.18-0.32}S, n=10) обладает умеренной железистостью (10.63-12.40 мас. % Fe), а суммарное содержание в нем примесей Ni, Co и Cu не превышает 2.00 мас. % (Табл. 4.6). <u>Троилит</u> содержит только примесь Ni до 1.17 мас. %, характеризующее его отношение (Fe+Ni)/S изменяется в диапазоне 0.96-0.99 (n=14) (Табл. 4.7).

В <u>пирротине</u> методами рентгеноспектрального микроанализа и электроннозондового анализа было выявлено постоянное присутствие примесей Ni (до 0.81 мас. %), Co (до 0.66 мас. %) и Cu (до 0.16 мас. %) (Табл. 4.7). Отношение (Fe+Ni+Co+Cu)/S изменяется в диапазоне 0.85-0.90 (n=82). ЛА-ИСП-МС анализ крупных зерен пирротина (n=16) подтвердил высокие уровни содержания в



Рисунок 4.6. Фазовое разнообразие сульфидной минерализации в мраморах, мергелистых известняках и габброидах Кочумдекского контактового ореола. Данные рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа. * – мелкие единичные зерна.



Рисунок 4.7. Морфологические особенности пирротина (Fe_{1-x}S) и троилита (FeS) из габброидов Кочумдекского контактового ореола. А, Б – отдельное зерно пирротина; В – сросток халькопирита с пирротином, содержащим мелкие включения кобальтина и сфалерита; Г, Д – типичные сростки акцессорных фаз (титаномагнетита и ильменита) с халькопиритом и пирротином; Е – отдельное мелкое зерно троилита с включениями пирита. А, Г – оптические фотографии; Б, В, Д, Е – фото в обратнорассеянных электронах (BSE). Образцы: А-В – РК-17-17-4; Г-Е – РК-17-4-8. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ап – анортит, Вt – биотит, Cbl – кобальтин, Сср – халькопирит, Chl – хлорит, Ilm – ильменит, Маg – магнетит, Ру – пирит, Ро – пирротин, Sp – сфалерит, Tro – троилит.



Рисунок 4.8. Типичные многофазовые сростки сульфидов Fe-Cu-Ni-Zn в габброидах Кочумдекского контактового ореола. А, В – оптические фотографии; Б, Г – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Образцы: А, Б – PK-17-17-2; В, Г – PK-17-4-8. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ап – анортит, Вt – биотит, Сср – халькопирит, En – энстатит, Pn – пентландит, Po – пирротин, Sp – сфалерит.

Минер	ал	Fe	Ni	Со	Cu	Zn	S	Сумма
	Среднее	30.79	< 0.03	< 0.04	34.01	0.06	34.97	99.83
Халькопирит	S	0.29	_	_	0.26	0.09	0.21	—
n=35	Мин	30.24	_	_	33.38	< 0.05	34.50	—
	Макс	31.42	_	_	34.43	0.41	35.43	_
Пирит n=10	Среднее	46.13	0.34	0.13	< 0.04	< 0.05	52.88	99.49
Пирит n=10	S	0.67	0.42	0.03	_	_	0.35	_
n=10	Мин	45.01	0.05	0.07	_	_	52.55	_
	Макс	46.78	1.14	0.20	_	_	53.53	_
	Среднее	31.54	28.58	5.60	< 0.04	< 0.05	33.85	99.57
Пентландит	S	3.25	3.64	2.51	_	_	0.52	_
n=12	Мин	27.10	21.92	3.78	_	_	33.14	—
	Макс	37.32	32.84	13.16	_	_	35.01	—
Сфалерит n=10	Среднее	11.76	0.13	0.23	0.49	53.15	34.02	99.78
	S	0.54	0.20	0.06	0.37	0.66	0.13	—
	Мин	10.63	0.05	0.16	0.15	52.23	33.87	_
	Макс	12.40	0.57	0.33	1.18	54.40	34.25	_

Таблица 4.6. Средний химический состав сульфидов Fe-Cu-Ni-Zn из габброидов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).

Примечание: n – число анализов; *S* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

Таблица 4.7.	Представительные	е анализы и сред	ний состав п	ирротина (Fe	1-хS) и троилита	(FeS) из	габброидов,	мергелистых	известняков	и мраморов
Кочумдекског	о контактового оре	еола (по данным ј	ентгеноспект	грального мик	роанализа, мас.	%).				

		Габбро											
Минерал			Пирро	отин					Трои	ЛИТ			
Образец	PK-4-8	PK-4-8	Среднее n=82	S	Мин	Макс	PT-95	PT-95	Среднее n=14	S	Мин	Макс	
Fe	59.59	61.15	59.79	0.57	58.70	61.15	62.59	61.89	62.95	0.58	61.89	63.82	
Ni	0.43	0.15	0.33	0.23	0.07	0.81	1.17	0.47	0.19	0.34	0.08	1.17	
Со	0.48	0.15	0.23	0.20	0.04	0.66	< 0.03	< 0.03	_	_	_	_	
Cu	0.16	0.05	0.04	0.04	< 0.04	0.16	< 0.04	< 0.04	_	_	_	—	
S	40.11	39.10	39.61	0.29	38.75	40.26	36.76	37.47	36.80	0.49	35.99	37.73	
Сумма	100.96	100.60	99.97	_	_	_	100.52	99.94	99.94	_	_	_	
(Fe+Ni+Co+Cu)/S*	0.87	0.90	0.87	_	_	_	0.99	0.96	0.98	_	_	_	
					Мер	гелисты	е извест	няки					
Минерал			Пирро	ОТИН					Трои	ЛИТ			
Образец	РК-3-3	PK-4-1	Среднее n=11	S	Мин	Макс	PK-3-3	РК-3-3	Среднее n=8	S	Мин	Макс	
Fe	61.03	61.53	61.48	0.28	61.03	61.89	62.36	63.80	63.18	0.78	62.24	64.28	
S	38.83	39.07	38.69	0.25	38.33	39.07	37.80	36.24	36.89	0.87	36.05	38.27	
Сумма	99.86	100.60	100.17	_	_	_	100.16	100.04	100.07	_	_	_	
Fe/S*	0.90	0.90	0.91	_	_	_	0.95	1.01	0.98	_	_	_	

94

Таблица 4.7 Окончание.

						Mpa	моры					
Минерал			Пирро	отин					Трои	ЛИТ		
Образец	PT-97	PT-122	Среднее n=83	S	Мин	Макс	PT-93	PK-16- 3	Среднее n=53	S	Мин	Макс
Fe	61.27	60.87	61.27	0.51	60.07	62.43	63.09	62.91	63.11	0.51	62.06	64.35
Со	0.12	0.14	0.13	0.01	0.12	0.15	0.09	0.11	0.10	0.01	0.09	0.11
S	37.95	39.11	38.56	0.49	37.53	39.51	36.80	36.51	36.78	0.38	36.00	37.82
Сумма	99.34	100.12	99.96	_	_	_	99.98	99.53	99.99	_	_	_
(Fe+Co)/S*	0.93	0.89	0.91	_	_	_	0.98	0.99	0.99	_	_	_

Примечание: * – отношение ∑Ме/S рассчитано в формульных единицах (расчет выполнен на 1 атом S); n – число анализов; *S* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

этом минерале Со (3643-5260 ppm) и Ni (3027-9230 ppm) на фоне низкого содержания Сu (до 159 ppm). В пирротине также были обнаружены микроколичества Mn и Se (средние содержания: 15.8 и 136 ppm, соответственно) (Табл. 4.8). Концентрации прочих халькофильных элементов незначительны: Ag, V, As, Pb, Hg, Ge, Mo и Zn (1.49-6.83 ppm); Os, Ru, Tl, Pd, Bi, Te, Ga и Sn (0.20-0.69 ppm).

Пирротины из габброидов характеризуются значениями изотопного состава серы в диапазоне от +2.7 до +13.1 ‰ CDT (δ^{34} S) (Рис. 4.9). Такие значения характерны для сульфидов магматического происхождения (δ^{34} S около 0.0 ‰ CDT), в разной степени загрязненных изотопно-тяжелым сульфатом морской воды (δ^{34} S около + 20 ‰ CDT) [Faure, 1986; Rickard, 2012].

Детальный петро-геохимический (см. главу 3) и минералогический анализ габброидов из кровли кочумдекского траппа позволил выделить комплекс индивидуальных геохимических и минералогических «меток» габброидов, принципиально важных для оценки масштабов и характера массообмена в приконтактовой зоне, и степени изохимичности метаморфизма (см. главу 5, раздел 5.5).

Петрохимические, геохимические и минералогические особенности характеризуют габброиды р. Кочумдек как типичные внутриплитные базальты и в целом они подобны породам верхней части слабо дифференцированного кузьмовского силла [Egorova, Latypov, 2013], но при этом имеют ряд специфических отличий. На фоне вариативности составов габброиды обогащены Fe, Ti, V и Sc; содержат средние концентрации Cr, Ni, Co и Cu; обеднены (низкие концентрации) S, Mn и Zn.

Эти особенности четко отражаются на минералогии пород. Для большинства породообразующих минералов характерно высокое содержание железа. Составы пироксенов, оливинов и слюд тяготеют к железистым миналам: пироксены содержат до 56.9 мол. % ферросилитового минала (Fs), оливины – до 67.6 мол. %

Ni Тип пород Элементы Mn Co Cu Zn Se Mo Ag Среднее 15.8 4422 6051 41.7 6.44 136 6.39 1.71 S 15.2 447 1850 49.6 5.15 16.4 5.20 1.93 Габбро n=16 3.20 3643 3027 1.67 2.19 121 1.57 0.21 Мин 64.9 5260 9230 159 17.9 192 20.7 6.40 Макс Среднее 151 485 655 1.72 1.56 6.81 0.49 0.12 Мергелистые S 65.6 14.5 159 1.00 0.63 5.47 0.18 0.18 известняки Мин 61.0 465 343 1.02 0.99 2.10 0.23 < 0.01 n=17 517 808 4.10 3.09 23.1 0.97 0.75 Макс 263 342 345 909 50.9 9.60 3.35 0.02 0.14 Среднее Tly-Wo S 235 101 523 41.9 11.1 1.61 0.02 0.14 мраморы (Зона 4) 72.4 186 0.01 0.02 Мин 180 2.35 1.38 3.10 n=10 Макс 733 569 1751 116 34.6 4.40 0.05 0.39 258 410 242 15.3 17.2 4.96 < 0.01 0.08 Среднее Spu-Mtc S 99.4 72.6 276 10.9 12.5 0.07 2.63 мраморы (Зона 3) Мин 135 278 16.7 1.67 0.98 3.70 < 0.01 n=18 Макс 509 515 913 32.1 35.9 6.50 0.22 Среднее 182 349 7.63 < 0.02 1.02 6.00 < 0.01 0.04 Spu-Mw S 67.2 0.54 61.4 2.68 2.86 мраморы (Зона 2) 297 Мин 112 4.57 0.83 3.20 0.04 n=4246 417 9.56 1.22 9.90 Макс 0.04

Таблица 4.8. Средний микроэлементный состав пирротина из габброидов в сопоставлении с составом пирротина из мергелистых известняков и мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm).

Примечание: n – число анализов; *S* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание. Пирротин <u>из мергелистых известняков</u> содержит 0.72 ppm Hg, 0.29 ppm Tl; <u>из</u> <u>Tly-Wo мраморов</u> содержит 0.13 ppm In, 0.11 ppm Cd и Tl; <u>из Spu-Mtc мраморов</u> содержит 1.41 ppm Cd; <u>из</u> <u>габброидов</u> содержит 6.23 ppm Hg, 0.62 ppm Tl. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.



Рисунок 4.9. Изотопный состав серы сульфидов (преимущественно пирротина) из мраморизованных мергелистых известняков, мраморов и габброидов Кочумдекского контактового ореола. Для сравнения приведены значения δ^{34} S (CDT, ‰) сульфидов из стратотипа мергелистых известняков Кочумдекской формации (оранжевая звезда) и серы из различных источников: серосодержащей органики [Faure, 1986], мантии [Seal et al., 2006] и кембрийских эвапоритов [Claypool et al., 1980].

фаялитового минала (Fa), среди слюд доминирует аннит (FeO = 25.53-37.24 мас. %). Для габброидов характерна скудная сульфидная минерализация с Fe-Cu-Ni-Co специализацией. Абсолютно преобладает пирротин, обогащенный примесями Ni (до 9230 ppm), Co (до 5260 ppm) и Se (до 192 ppm); и содержащий незначительное количество Mn (до 64.9 ppm), Mo (до 20.7 ppm) и Ag (до 6.40 ppm). Величина изотопного состава сульфидной серы пирротинов габброидов варьирует в диапазоне $\delta^{34}S = +2.7 \% \div +13.1 \%$ CDT. Минералогия остальных акцессориев определяется этими же особенностями, а также окислительно-восстановительным режимом остывания базитовой магмы. Обычный для этих пород магнетит обогащен Ті и V (TiO₂ = 5.04-16.56 мас. %, V₂O₃ до 2.41 мас. %), и сопровождается ильменитом. Минералы группы апатита и поздние минералы в габброидах (слюды, хлориты, амфиболы) содержат существенные количества хлора (Cl, в мас. %): слюды – до 4.46; апатиты – до 2.82; амфиболы – до 1.63 и хлориты –до 0.54. Фторхлорапатит не содержат сульфатной серы, что является показателем низкой фугитивности кислорода в расплаве в момент его кристаллизации [Parat et al., 2002]. Отсутствие зоны закалки, крупная зернистость, широкие вариации валовых составов пород и индивидуальных минералов позволяют предполагать, что породы кровли кочумдекского силла сформировались в результате длительной (а не одномоментной) кристаллизации. В сценарии метасоматического проникновения флюидов из траппа во вмещающие толщи по мере остывания магматического тела, их геохимические метки: Cr, Ni, Co, Cu, V, Sc, and Cl, а также изотопно-тяжелая S непременно должны были оставить свой след в мраморах.

4.2. Мраморизованные мергелистые известняки

На высоте более 2.5 м от контакта с траппом (Рис. 1.6 А) мраморы обнаружены не были. Здесь преобладают мраморизованные мергелистые известняки, которые условно можно выделить в 5-ю зону. Это слоистые породы с ритмичным чередованием карбонатных (до 1.0 см) и пелитовых (1.0-3.0 мм) прослоев (Рис. 3.1 А-В). В валовых пробах мергелистых известняков методом порошковой рентгеновской дифрактометрии диагностированы следующие

количества главных минералов: кальцит (58-84 %), диопсид (6-17 %), калиевый полевой шпат (5-14 %), плагиоклаз (3-9 %), в единичных пробах были также обнаружены гроссуляр (до 2 %), актинолит (до 8 %), биотит (до 4 %) и хлорит (до 1 %) (Табл. А1). Среди акцессорных минералов доминирует пирротин, частично замещенный Fe-K сульфидами. Кроме него обнаружены единичные зерна халькопирита, фрамбоидальный пирит, галенит, арсенопирит, фторапатит, циркон и титанит (Табл. 3.1).

4.2.1. Породообразующие минералы

Карбонатные прослои на 93-100 % состоят из <u>кальцита</u> и иногда содержат до 6 % <u>диопсида</u> и до 1 % <u>плагиоклаза</u>. Кальцит близок к чистому CaCO₃ с эпизодическими примесями MgO (0.15-1.25 мас. %) и FeO (0.24-0.58 мас. %).

Пелитовые прослои преобразованы в микрозернистый агрегат из клинопироксена, кальцита, основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата (Табл. 3.1; А1). Состав клинопироксена варьирует незначительно (в мас. %): СаО (23.98-26.11), MgO (12.80-15.24), FeO (5.03-7.04), MnO (0.21-0.41) и соответствует диопсиду. Общая формула – En_{36.1-41.8}Fs_{7.7-12.0}Wo_{48.8-51.7} (n=20).

<u>Плагиоклаз</u> встречается в виде мелких зерен неправильной формы (до 100 мкм) в основном в сростках с кальцитом, диопсидом и калиевым полевым шпатом. Преобладает анортит (An_{72.4-88.7}Ab_{11.2-26.2}Or_{0.0-6.3}, n=10) и только отдельные зерна отвечают по составу олигоклазу –An_{13.7}Ab_{81.7}Or_{4.5}.

<u>Калиевый полевой шпат</u> также образует зерна неправильной формы (до 100 мкм), по составу близок к ортоклазу (Or_{80.8-97.3}An_{0.0-13.7}Ab_{2.0-5.5}, n=17), суммарное содержание Na₂O и CaO не превышает 3.25 мас. %.

4.2.2. Акцессорные минералы

В метапелитовых прослоях мраморизованных мергелистых известняков обнаружено в общей сложности 9 сульфидов (Табл. 3.1; Рис. 4.6). Абсолютно преобладает <u>пирротин</u>, который образует сростки крупных кристаллов и кластеры ксеноморфных зерен (размером 300-700 мкм) с характерной пористой/губчатой структурой, указывающей на его образование в ходе собирательной

рекристаллизации (Рис. 4.10 А, Б). В большинстве зерен пирротина отчетливо видны структуры распада – чередование тонких ламелей (1-10 мкм) пирротина и троилита (Fe_{1-x}S / FeS), с соотношением Fe/S в диапазоне от 0.90 до 1.01 (Табл. 4.7; Рис. 4.10 В). Пирротин замещается К-Fe сульфидами (<u>расвумитом</u>, и редко <u>бартонитом</u>), а также <u>джерфишеритом</u>. К-Fe сульфиды совместно образуют маломощные (до 25 мкм) каймы замещения вокруг пирротина и развиваются в нем по трещинам (Рис. 4.10 Б, В). <u>Халькопирит</u> (вростки до 250 мкм), <u>галенит</u> (до 25 мкм) и <u>арсенопирит</u> (10-30 мкм) были обнаружены только как мелкие единичные включения в пирротине (Рис. 4.11 А-Г). Арсенопирит редко образует самостоятельные зерна, размером до 100 мкм (Рис. 4.11 Д). <u>Фрамбоидальный пирит</u>, типичный для исходных осадков, сохраняется в этих породах крайне редко (Рис. 4.11 Е).

Халькопирит (CuFeS₂, n=5), пирит (FeS₂, n=8), арсенопирит (FeAsS, n=7) и расвумит (K_{0.95-0.97}Fe_{1.93-1.97}S₃, n=10) отвечают теоретическим составам. Состав галенита охарактеризовать не удалось из-за мелких размеров индивидов. Для поздних сульфидов К и Fe характерно отсутствие Со и низкие содержания Ni и Cu. <u>Джерфишерит</u> содержит 1.69-2.00 мас. % Ni, общая формула – K_{6.04-6.11}Fe_{23.05-} 23.73Ni_{0.0-0.83}S₂₆Cl_{0.74-0.90} (n=15). Бартонит содержит 0.37-0.48 мас. % Ni и 0.46-0.71 мас. % Си – К_{5.96-6.03}Fe_{20.35-20.92}Cu_{0.17-0.25}Ni_{0.0-0.19}S₂₇ (n=5). По данным ЛА-ИСП-МС анализа крупные зерна пирротина однородны и постоянно содержат примеси Мп (61.0-263 ppm), Со (465-517 ppm) и Ni (343-808 ppm). Концентрации Ge, V, Mo, Pb. Zn, Cu и Se \leq 7.03 ppm в них низкие; содержания прочих микроэлементов (Ag, Sn, Sb, Ga и Bi) не превышает 0.75 ppm, а в единичных точках были отмечены Tl (до 0.18 ppm), Hg (до 0.72 ppm) и Те (до 0.94 ppm) (Табл. 4.8). Пирротины мраморизованных мергелистых известняков обладают резко облегченным изотопным составом серы $\delta^{34}S = -28.7 \div -23.3$ ‰ CDT (Рис. 4.9). Такие значения δ^{34} S характерны для серосодержащего органического вещества морских осадков [Faure, 1986].

Прочие акцессорные фазы крайне редки (Табл. 3.1). <u>Фторапатит</u> и <u>циркон</u> встречаются в виде мелких единичных кристаллов (5-20 мкм) (Рис. 4.11 Ж, 3);



Рисунок 4.10. Характер распределения и морфологические особенности пирротина в мергелистых известняках (А-В) и в мраморах (Г-Е) Кочумдекского контактового ореола. Мергелистые известняки: А – распределение сульфидов (главным образом пирротина) в силикатном прослое; Б – типичное ксеноморфное зерно пирротина с губчатой/пористой структурой, частично замещенное расвумитом и джерфишеритом; В, Е – структуры распада, сложенные тонкими ламелями пирротина (Fe_{1-x}S) и троилита (FeS). Мраморы: Г – сульфиды матрикса (в основном пирротин), равномерно распределенные в силикатном прослое; Д – типичное неограненное зерно пирротина с тонкой расвумитой каймой. Фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Djr – джерфишерит, Mll – мелилит, Ро – пирротин, Rsv – расвумит, Spu – спуррит, Tro – троилит.



Рисунок 4.11. Особенности морфологии и состава акцессорных фаз из мраморизованных мергелистых известняков Кочумдекского контактового ореола. А-Г – крупные «губчатые» зерна пирротина с включениями: А – халькопирита; Б – галенита; В-Г – арсенопирита; Д – зерно арсенопирита; Е – фрамбоидальный пирит; Ж – мелкие кристаллы фторапатита в ассоциации с пирротином; З – зерно циркона; И – мелкое зерно титанита в сростке с пирротином. Фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ару – арсенопирит, Cal – кальцит, Сср – халькопирит, Срх – клинопироксен, F-Ар – фторапатит, Gn – галенит, Gth – гетит, Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Po – пирротин, Ру – пирит, Rsv – расвумит, Ttn – титанит, Zrn – циркон.

<u>титанит</u> отмечен в виде мелких зерен (15-20 мкм) в сростках с пирротином (Рис. 4.11 И). <u>Фторапатит</u> содержит F (2.43-4.20 мас. %) и Cl (до 0.90 мас. %); в ряде анализов отмечаются примеси SrO (до 0.70 мас. %), Ce₂O₃ (до 0.60 мас. %) и La₂O₃ (до 0.40 мас. %). В <u>цирконе</u> удалось обнаружить только HfO (до 1.50 мас. %), а в <u>титаните</u> – FeO (до 1.20 мас. %) (Рис. 4.11 Ж-И).

4.3. Мраморы

Мраморы из ореола на р. Кочумдек плотные, свежие, в минимальной степени затронуты процессами вторичной гидратации. Они характеризуется большим числом минералов и разнообразием ассоциаций. В общей сложности в их составе было диагностировано 24 высокотемпературных первичных минерала, в числе которых породообразующие карбонаты, силикаты, алюмосиликаты, полианионные соединения, а также ряд второстепенных и акцессорных фаз (оксиды и сульфиды) (Табл. 3.1; А2).

4.3.1. Породообразующие минералы

Карбонаты, силикаты Са, силикаты Са с дополнительными анионными

группировками

<u>Кальцит</u> главный породообразующий минерал мраморов, где его количество варьирует от 19 до 81 % (Табл. 3.1; А2). Он слагает практически мономинеральные прослои (мощностью до 3.0 см) с отдельными зернами мелилита, спуррита и перовскита, и, редко, мервинита и других силикатов (Рис. 3.1 Д-Ж). Кальцит образует гипидиоморфные зерна белого и светло-серого цвета размером до 4.0 мм. Иногда присутствует в виде включений (до 100 мкм) в пойкилитовых кристаллах мервинита и/или спуррита. Состав кальцита близок к идеальному CaCO₃. Эпизодически в нем присутствуют примеси MgO, Na₂O и SrO (до 0.1 мас. %). Содержания FeO, MnO, BaO – ниже пределов их обнаружения.

<u>Спуррит</u> наряду с кальцитом является главным минералом мраморов из зон 2 и 3, где его количество достигает 50 % (Табл. 3.1; А2). Он сосредоточен в силикатных прослоях (Рис. 3.1 Д-Ж), образует сплошные зернистые массы (размер зерен 0.5-4.0 мм), содержит многочисленные включения перовскита, мелилита, и, реже, сульфидов. В кочумдекских мраморах обнаружены две генерации спуррита: <u>ранний</u>, который образует индивидуальные крупные зерна и сростки с другими высокотемпературными минералами и <u>поздний</u>, формирующий совместно с монтичеллитом симплектитовые агрегаты по мервиниту (Рис. 4.12 А-В). Состав спуррита близок к теоретическому Ca_{4.9-5.0}Na_{0-0.1}[Si_{1.9-2.0}P_{0-0.1}O₈](CO₃). Для него характерно постоянное присутствие примесей Na₂O (до 0.50 мас. %) и P₂O₅ (до 0.95 мас. %). Статистически значимых отличий между составами крупнозернистого спуррита и его индивидами из симплектитов не обнаружено (Табл. 4.9).

<u>Тиллеит</u> один из основных породообразующих минералов в мраморах зоны 4 (Табл. 3.1). Он образует агрегаты индивидов неправильной формы с кальцитом и мелилитом (Na-Mll_{9.1-20.8}). Для тиллеита характерно наличие единичных мелких округлых включений волластонита (размером до 30 мкм) (Рис. 4.12 Д) и, в меньшей степени, перовскита. Редко тиллеит образует оторочки вокруг крупных зерен мелилита. Состав тиллеита близок к теоретическому Ca₅Si₂O₇(CO₃)₂. Содержания главных компонентов (мас. %): SiO₂ = 24.19-25.78 и CaO = 56.12-58.28 (Табл. 4.10). Количество примесей P₂O₅, Na₂O, MgO и FeO не превышает 0.50 мас. %.

<u>Волластонит</u> – типичный минерал в мраморах зоны 4, встречается в ассоциации с тиллеитом и мелилитом (Na-Mll_{9.1-20.8}) (Табл. 3.1). Волластонит обычно образует удлиненные лейсты (от 30 мкм до >200 мкм), реже – мелкие реликтовые включения в тиллеите (Рис. 4.12 Г, Д). По составу волластонит отвечает стехиометрии Ca₃Si₃O₉ (мас. %): SiO₂ = 50.47-52.40, CaO = 47.36-48.79 (Табл. 4.11). Содержания примесей FeO, MnO, MgO, TiO₂ не превышают 0.70 мас. %.

<u>Ранкинит</u> – типичный минерал наиболее высокотемпературных парагенезисов контактовых ореолов [Ревердатто, 1970; Grapes, 2011] – в мраморах кочумдекского ореола очень редок (Табл. 3.1). Его единичные зерна были найдены только в мраморах приконтактовой зоны (зона 2). Ранкинит образует удлиненные ксеноморфные зерна в сростках с монтичеллитом (до 50 мкм), заключенные внутри крупных индивидов мервинита (Рис. 4.12 Е). Состав ранкинита близок к теоретическому – Ca₃[Si₂O₇], содержания главных компонентов (мас. %):



Рисунок 4.12. Морфологические особенности спуррита, тиллеита, волластонита, ранкинита и куспидина из мраморов Кочумдекского ореола. А – ранний спуррит, в виде крупных отдельных зерен и агрегатов неправильной формы; Б, В – поздний спуррит в составе Mtc-Spu симплектитов; Б – частичное замещение крупного ксеноморфного зерна мервинита Mtc-Spu симплектитом. На фронте замещения размеры индивидов минимальны (~ 5-7 мкм); на границе с кальцитом спуррит укрупняется и образует сегрегации; В – полная псевдоморфоза Мtc-Spu симплектитов по мервиниту. На контакте с кальцитом спуррит укрупняется (до 40 мкм) и образует индивиды с полисинтетическими двойниками; Г – лейсты волластонита, локализованные по периферии крупного зерна мелилита; Д – пойкилитовый кристалл тиллеита с включениями кальцита, волластонита и перовскита; Е – ранкинит-монтичеллитовый сросток, заключенный в мервините, в ассоциации с перовскитом, расвумитом, джерфишеритом; Ж – частичное замещение ксеноморфного зерна мервинита Mtc-Csp симплектитом. Граница между мервинитом и продуктами его замещения является классической коррозионной, для нее характерен зазубренный край, «заливы» и разная глубина распространения внутрь замещаемой фазы; 3 – ксеноморфное зерно мервинита с полисинтетическими двойниками, окруженное тонкой куспидиной каймой обрастания; И – сростки зерен куспидина в ассоциации с волластонитом и мелилитом. А – оптическое фото, скрещенные николи; Б-Ифото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ар - апатит, Cal - кальцит, Csp - куспидин, Djr - джерфишерит, Mll - мелилит, Mtc - монтичеллит, Mw мервинит, Po – пирротин, Prv – перовскит, Rnk – ранкинит, Rsv – расвумит, Spu – спуррит, Symp – симплектит, Tly-тиллеит, Wo-волластонит.

Таблица 4.9. Средний химический состав спуррита из	мраморов Кочумдекского контактового ор	реола (по данным рентгеноспектрал	љного микроанализа и
электронно-зондового анализа, в мас. %).			

		Зона 3 Индивидуальные зерна (n=61) Мtc-Spu симплектиты										301	на 2			
	Индивид	уальны	е зерна	(n=61)	Mtc-Spu	симпле	ектиты (n=21)	Индивид	уальны	е зерна	(n=93)	Mtc-Spu	симпле	ектиты (n=41)
Элемент	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс
SiO ₂	26.87	0.24	26.21	27.29	27.02	0.15	26.72	27.28	26.89	0.26	26.24	27.35	26.99	0.30	26.21	27.34
CaO	62.88	0.26	62.25	63.41	62.99	0.37	62.19	63.71	62.91	0.28	62.25	63.50	62.88	0.32	62.17	63.60
Na ₂ O	0.29	0.09	0.19	0.50	0.16	0.04	0.14	0.19	0.27	0.07	0.13	0.40	0.24	0.06	0.18	0.39
P ₂ O ₅	0.42	0.20	0.03	0.94	0.36	0.12	0.23	0.53	0.43	0.20	0.05	0.95	0.40	0.29	0.05	0.92
Сумма	90.45	_	_	_	90.53	_	_	_	90.51	_	_	_	90.51	_	_	_
					Формульнь	ле коэф	фициен	гы, рассч	итанные на	17 кати	онов					
Si	1.977	_	_	-	1.988	_	_	-	1.978	—	-	_	1.985	_	_	_
Ca	4.956	_	_	-	4.966	_	_	-	4.957	_	-	_	4.956	_	_	_
Na	0.041	_	-	-	0.023	-	-	-	0.039	_	_	_	0.034	_	_	_
Р	0.026	_	-	_	0.022	_	-	_	0.027	_	_	_	0.025	_	_	_

Примечание: п – число анализов; S – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание [Девятиярова и др., 2021].

Образец	PT-88	PT-88	PT-88	РК- 12-1	РК- 12-1	Среднее (n=35)	S	Мин	Макс
SiO ₂	24.93	24.19	24.20	24.58	24.45	24.51	0.45	24.19	25.78
CaO	57.97	56.52	56.53	57.28	56.94	56.97	0.62	56.12	58.28
FeO	< 0.06	0.10	0.08	< 0.06	0.11	0.09	0.02	0.06	0.11
MgO	< 0.04	< 0.04	< 0.04	0.05	< 0.04	0.06	0.01	0.05	0.09
Na ₂ O	0.08	< 0.07	< 0.07	< 0.07	0.08	0.08	0.01	0.07	0.10
P ₂ O ₅	< 0.02	0.15	0.09	< 0.04	< 0.04	0.12	0.03	0.06	0.15
Сумма	82.98	80.96	80.89	81.91	81.57	81.84	_	_	_
	Фо	ормульнь	ле коэфф	ициенты,	, рассчита	анные на 7	катионов	5	
Si	2.001	1.993	1.995	2.000	1.997	1.996	_	_	_
Ca	4.986	4.989	4.994	4.994	4.984	4.969	_	_	_
Fe	0.000	0.007	0.005	0.000	0.007	0.006	_	_	_
Mg	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.008	_	_	_
Na	0.013	0.000	0.000	0.000	0.012	0.013	_	_	_
Р	0.000	0.011	0.006	0.000	0.000	0.008	_	_	_

Таблица 4.10. Представительные анализы и средний химический состав тиллеита из мраморов кочумдекского контактового ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).

Примечание: n – число анализов; *S* – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

Минерал	Волластонит				Ранкинит			Куспидин			
Образец	лейсты		включения					зерна		симплектиты	
	PT-89	PT-89	PT-88	PK-11- 1	PT-104	PT-104	PT-109	PT-86	PT-86	PT-104	PT-117
SiO ₂	51.22	51.26	51.18	51.26	41.55	41.26	41.36	32.52	32.66	32.55	32.58
TiO ₂	0.09	0.10	0.09	0.11	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	0.04	0.08
FeO	0.06	0.11	0.09	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	0.19
MnO	0.06	< 0.04	< 0.04	0.11	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04
MgO	< 0.04	< 0.04	< 0.04	0.08	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	0.17	< 0.04	0.12
CaO	47.87	47.98	47.95	48.27	58.33	57.84	57.70	60.58	60.46	60.70	60.21
Na ₂ O	< 0.07	< 0.07	< 0.07	< 0.07	< 0.07	< 0.07	< 0.07	< 0.07	0.09	< 0.07	< 0.07
F	_	_	_	_	_	_	_	10.30	10.34	10.29	10.29
-O = (F,Cl)	_	_	_	_	_	_	_	4.34	4.35	4.33	4.33
Сумма	99.31	99.45	99.31	100.19	99.88	99.10	99.06	99.06	99.36	99.25	99.14
Формульные коэффициенты	рассчитаны на 3 атома О				рассчитаны на 7 атомов О			рассчитаны на 4 катиона			
Si	0.998	0.997	0.997	0.997	1.998	1.999	2.003	2.002	2.002	2.000	2.006
TI	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004
Fe	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Mn	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.011
Ca	0.999	1.000	1.001	0.999	3.005	3.002	2.994	4.000	3.974	3.999	3.976
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000
F	_	_	_	_	_	_	_	2.006	2.004	1.999	2.004

Таблица 4.11. Представительные анализы волластонита, ранкинита и куспидина из мраморов кочумдекского контактового ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %).
SiO₂ = 41.26-41.55, CaO = 57.70-58.33 (Табл. 4.11).

<u>Куспидин</u> встречается в небольших количествах во всех ассоциациях изученных мраморов (Табл. 3.1). Главным образом он присутствует в составе монтичеллит-куспидиновых симплектитов, замещающих зерна мервинита. В редких случаях куспидин образует каймы обрастания вокруг мервинита. Сростки зерен куспидина (размером до 200 мкм) очень редки и были обнаружены только в тиллеит-волластонитовых мраморах (зона 4) (Рис. 4.12 Ж-И). Состав куспидина близок к теоретическому – Ca₄Si₂O₇F₂, содержания главных компонентов (мас. %): SiO₂ = 32.30-33.52, CaO = 59.18-60.75, F = 9.45-10.70 (Табл. 4.11). Содержания примесей низкие (в мас. %): TiO₂, MgO, FeO, P₂O₅ до 0.20 и Na₂O до 0.11.

Силикаты Са и Mg, Al-содержащие силикаты Са, алюмосиликаты

<u>Бредигит</u> – редкий минерал в спурритовых мраморах р. Кочумдек (Табл. 3.1). Он был обнаружен в двух образцах (мраморы зон 2 и 3) в виде мелких единичных (5-10 мкм) изометричных включений в спуррите и в виде ксеноморфных сростков с мервинитом (до 40 мкм). Состав бредигита близок к теоретическому – (Ca_{6.91}. _{6.98}Na_{0.05-0.07})(Mg_{0.85-0.91}Fe_{0.08-0.13}Mn_{0.03-0.06})[Si_{4.01}O₁₆] (Табл. 4.12). Кроме отмеченных ранее в литературе [Lee et al., 2012], характерных примесей MnO (до 0.61 мас. %) и Na₂O (до 0.30 мас. %), в составе бредигита из кочумдекских мраморов обнаружено также и FeO (0.86-1.38 мас. %). Это свидетельствует о реализации ограниченных изоморфных замещений: Mg \rightarrow Fe (до 0.13 ф.е.) и Fe \rightarrow Mn (до 0.06 ф.е.).

<u>Мервинит</u> – типичный минерал мраморов 2 и 3 метаморфических зон, его общее количество достигает 17 % (Табл. 3.1; А2). В мраморах зоны 2 мервинит образует крупные изометричные и груботаблитчатые пойкилитовые зерна (до 600 мкм) часто с полисинтетическими двойниками по {110} (угол пересечения индивидов 43°) (Рис. 4.13 А-Д). Границы мервинита с зернами спуррита, кальцита или геленита обычно ровные, без признаков реакционных взаимодействий (Рис. 4.13 А-В). Мервинит и кальцит регулярно находятся в непосредственном контакте, реже их разделяют тонкие (5-15 мкм) спурритовые оторочки (Рис. 4.13 Д). Ксеноморфные зерна мервинита, располагающиеся между идиоморфными индивидами прочих минералов, обычно целиком замещены монтичеллит-

BSE-изображение	Образец	PT-97	PT-97	PT-109	PT-109
	SiO ₂	35.49	35.39	35.37	35.37
	FeO	1.38	0.86	0.99	0.96
PT-97	MnO	0.61	0.32	0.29	0.28
Sour Sour	MgO	5.07	5.39	5.02	5.01
A Popul	CaO	57.12	57.22	57.42	57.39
/ Mw	Na ₂ O	0.26	0.23	0.30	0.27
1	Сумма	99.93	99.41	99.38	99.28
	pacc	Формульн читанные	ые коэффі на 16 атом	ициенты, ов кислор	ода
Bdi	Si	4.009	4.007	4.011	4.014
	Fe	0.130	0.081	0.093	0.091
	Mn	0.058	0.031	0.027	0.027
	Mg	0.853	0.909	0.848	0.846
20 мкм	Ca	6.913	6.941	6.977	6.978
	Na	0.057	0.051	0.066	0.059
	#Mg	0.82	0.89	0.88	0.88

Таблица 4.12. Представительные анализы бредигита из мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Примечание: #Mg = Mg/(Mg+Fe+Mn). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Bdi – бредигит, Mw – мервинит, Spu – спуррит.



Рисунок 4.13. Особенности морфологии (А-3) и состава (Е) мервинита из спурритовых мраморов Кочумдекского ореола. А-В – пойкилитовое зерно свежего мервинита, окруженное плотной спурритовой каймой обрастания; Г – крупное пойкилитовое зерно мервинита с двумя системами полисинтетических двойников; Д – крупный пойкилитовый кристалл мервинита с тонкой каймой спуррита; Е – профиль распределения MgO, FeO и MnO (в мас. %) в мервините; числа соответствуют содержанию геленитового минала в точке анализа; Ж – мелкие включения мервинита в спуррите; З – полное замещение ксеноморфного зерна мервинита равномернозернистым Mtc-Spu симплектитом; А, Г-3 – фото в обратнорассеянных электронах (BSE) и Б, В – фото в характеристическом излучении элементов: Mg, Si. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Po – пирротин, Prv – перовскит, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит.

спурритовыми симплектитами (Рис. 4.12 В; 4.13 З). В тех образцах, где мервинит окружают плотные спурритовые, магнетитовые или куспидиновые каймы обрастания, симплектиты отсутствуют (Рис. 4.12 З; 4.13 А-В, Д). Для мраморов зоны 3 характерны полные псевдоморфозы монтичеллит-спурритовых симплектитов по мервиниту. Однако в этих же образцах мервинит сохраняется в виде включений (до 300 мкм) в спуррите или, редко, в кальците, а также в составе неполных псевдоморфоз (Рис. 4.12 Б; 4.13 Е, Ж).

Состав мервинита Ca₃(Mg_{0.80-0.92}Fe_{0.07-0.17}Mn_{0.01-0.03})[Si₂O₈] (n=151) варьирует в узких пределах (в мас. %): SiO₂ = 35.14-37.22, CaO = 48.96-51.25, MgO = 9.68-11.19, FeO = 1.42-3.72, MnO = 0.21-0.62, Na₂O до 0.66; P₂O₅ – до 0.39 (Табл. 4.13). Общий диапазон магнезиальности (#Mg = Mg/(Mg+Fe+Mn)) мервинитов в зоне 3 составляет 0.82-0.91 (#Mg_{cp.} = 0.87; n=29). В зоне 2 мервинит характеризуется близкой величиной #Mg_{cp.} = 0.85; общий диапазон #Mg = 0.81-0.92; n=122. Зональность выражена слабо, в сравнении с каймами, ядра богаче FeO + MnO на 0.50-1.80 мас. % (Рис. 4.13 Е). Преобладают зерна с прогрессивным типом зональности (\approx 80 %).

<u>Монтичеллит</u> является породообразующим минералом в мраморах зон 2 и 3, где его общее количество может достигать 10 % (Табл. 3.1; А2). Он практически целиком локализован в составе симплектитовых структур распада мервинита, что выявляет его позднюю природу. В кочумдекских мраморах обнаружены два типа симплектитовых структур. <u>Монтичеллит-спурритовые симплектиты</u> развиваются по крупным зернам мервинита (от 100 мкм в диаметре и до 400-600 мкм) и полностью ограничены их пределами (Рис. 4.12 Б, В; 4.13 З). <u>Монтичеллиткуспидиновые симплектиты</u> гораздо более редки, в отличие от монтичеллитспурритовых симплектитов, и замещают зерна мервинита лишь частично (Рис. 4.12 Ж). Находки мелких включений монтичеллита вне очевидной связи с симплектитами, единичны, - это его сростки с ранкинитом внутри свежего мервинита без признаков распада (Рис. 4.13 Г).

Среди Ca-Mg силикатов монтичеллит обладает наиболее вариативным составом – Ca(Mg_{0.63-0.92}Fe_{0.04-0.27}Mn_{0.02-0.09})[SiO₄] (n=113) (Рис. 4.14).

Ofmanar		Spu-I	Mtc мрамор	ы (зона 3, 1	n=29)			Spu-N	иw мрамори	ы (зона 2, г	n=122)	
Ооразец	PT-97	PT-97	Среднее	S	Мин	Макс	PT-109	PT-122	Среднее	S	Мин	Макс
SiO ₂	36.14	35.94	36.26	0.36	35.71	36.90	36.19	36.01	36.25	0.33	35.14	37.22
CaO	50.27	50.18	50.39	0.63	49.21	51.25	49.52	49.59	50.30	0.50	48.96	51.24
MgO	10.33	10.27	10.53	0.34	9.87	11.19	9.94	10.54	10.27	0.34	9.68	11.14
FeO	2.38	2.61	2.30	0.50	1.44	3.72	2.85	2.44	2.71	0.48	1.42	3.65
MnO	0.58	0.58	0.45	0.12	0.21	0.62	0.51	0.46	0.43	0.08	0.21	0.58
Na ₂ O	0.16	0.27	0.22	0.05	0.16	0.37	0.21	0.46	0.22	0.10	0.10	0.66
Сумма	100.00	99.85	100.20		_	_	99.39	99.62	100.33	_	_	_
			Форму	ульные коэ	ффициенти	ы, рассчита	нные на 8 а	атомов кис.	лорода			
Si	2.001	1.999	2.003	_	_	_	2.016	2.001	2.002	_	_	_
Ca	2.983	2.990	2.982	_	_	_	2.955	2.952	2.977	_	_	_
Mg	0.852	0.850	0.866	_	_	-	0.825	0.872	0.844	_	_	_
Fe	0.110	0.121	0.106		_	_	0.133	0.113	0.125	_	_	_
Mn	0.027	0.027	0.021	_	_	_	0.024	0.022	0.020	_	_	_
Na	0.017	0.029	0.023		_	_	0.022	0.050	0.024	_	_	_
#Mg	0.86	0.85	0.87	0.02	0.82	0.91	0.84	0.87	0.85	0.02	0.81	0.92

Таблица 4.13. Представительные анализы и средний химический состав мервинита из мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа, в мас. %).

Примечание: #Mg = Mg/(Mg+Fe+Mn), n – число анализов, *S* – стандартное отклонение, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание [Девятиярова и др., 2021]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит.

Его редкие самостоятельные зерна и включения однородны, содержат (в мас. %): MgO = 15.19-23.27; FeO = 1.69-11.49 и MnO = 1.10-3.98. В мраморах 3 зоны такой монтичеллит характеризуется величиной $\#Mg_{cp.} = 0.71$ (#Mg = 0.65-0.82; n=10); индивиды из симплектитов в среднем беднее Fe и Mn ($\#Mg_{cp.} = 0.75$; #Mg = 0.69-0.82; n=36) (Табл. 4.14). Во второй зоне величины $\#Mg_{cp.} = 0.77$ одинаковы для зерен монтичеллита и его индивидов из симплектитов, при этом диапазон #Mg индивидуальных зерен шире (#Mg = 0.68-0.94; n=7 и #Mg = 0.70-0.83; n=60, соответственно).

<u>Мелилит</u> является сквозным породообразующим минералом в Кочумдекских мраморах всех метаморфических зон (Табл. 3.1; А2). Он главным образом сосредоточен в центральных частях силикатных прослоев, тогда как в кальцитовых прослоях образует только разрозненные мелкие округлые зерна и единичные кристаллы. Общий диапазон составов мелилитов из кочумдекских мраморов очень широк: Gh_{6.8-77.4}Fe-Gh_{0.0-13.5}Ak_{9.9-67.7}Fe-Ak_{0.0-18.5}Na-Mll_{0.0-25.6} (n=800) и выходит за пределы поля метаморфических мелилитов [Melluso et al., 2003; Девятиярова, 2018 б; Сокол и др., 2019 а] (Рис. 4.15). При этом мелилиты из каждой конкретной минеральной ассоциации характеризуются достаточно узким диапазоном составов. Ввиду высокой генетической информативности этого минерала и потенциальной возможности его использования для реконструкций режима метаморфизма [Grapes, 2011], изучению его состава и зональности в данной работе было уделено особое внимание.

<u>Мелилиты из ассоциаций с мервинитом</u> (зона 2) часто образуют мелкие (<100 мкм) ограненные кристаллы и округлые зерна, заключенные в мервините и спуррите (Рис. 4.12 А; 4.13 А-Ж). Крупные индивиды мелилита (до 500 мкм) в этих ассоциациях обычно не огранены и образуют сростки с крупными зернами мервинита и спуррита (Рис. 4.16 А). Зерна мелилитов зачастую трещиноваты и содержат единичные мелкие включения (спуррит и/или сульфиды, размером до 25 мкм). Мелкие кристаллы-включения и крупные ксеноморфные индивиды значимо различаются по химическому составу. Мелилиты из мервинитовых парагенезисов наиболее богаты геленитовым миналом (Gh) и бедны натровым:



Рисунок 4.14. Составы монтичеллита из мраморов Кочумдекского контактового ореола в координатах CaMgSiO₄ – CaMnSiO₄ – CaFeSiO₄ (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа и электроннозондового анализа. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Csp – куспидин, Mtc – монтичеллит, Spu – спуррит [Девятиярова и др., 2021].

Таблица 4.14. Средний химический состав монтичеллита из мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа, в мас. %).

		Spu-Мtс мраморы (зона 3)									Spu-	Mw мра	моры (зона	2)		
Элемент	Включен	ния в ме	рвините	(n=10)	Mtc-Sp	и симпл	ектиты (n=36)	Включе	ния в ме	ервините	(n=7)	Mtc-Sp	и симпл	ектиты (n=60)
	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс
SiO ₂	36.24	0.47	35.80	37.36	36.60	0.36	35.94	37.16	37.01	0.49	36.48	37.87	36.80	0.39	35.81	37.72
CaO	34.19	0.28	33.84	34.70	34.50	0.38	33.85	35.35	34.62	0.53	33.81	35.29	34.41	0.29	33.11	34.94
MgO	16.69	1.37	15.19	19.75	18.04	1.21	16.26	19.91	19.38	2.35	16.35	23.27	18.50	0.90	16.49	20.63
FeO	9.79	1.77	5.54	11.49	8.31	1.67	5.63	11.49	6.72	2.73	1.69	9.40	8.13	1.04	5.78	10.45
MnO	2.63	0.36	2.05	3.14	2.30	0.61	1.29	3.44	2.03	1.03	1.10	3.98	1.92	0.46	1.11	3.19
Сумма	99.55	_	_	_	99.74	_	_	_	99.77	_	_	_	99.76	_	_	_
	·			Φ	ормульные	коэффи	циенты,	рассчита	анные на 4	атома ки	ислорода					
Si	1.001	_	_	_	1.002	_	_	_	1.006	_	_	_	1.006	_	_	_
Ca	1.010	_	_	_	1.010	_	_	_	1.006	_	_	_	1.006	_	_	_
Mg	0.702	_	_	_	0.743	_	_	_	0.783	_	_	_	0.752	_	_	_
Fe	0.225	_	_	_	0.190	_	_	_	0.152	_	_	_	0.185	_	_	_
Mn	0.061	_	_	_	0.053	_	_	_	0.047	_	_	_	0.044	_	_	_
#Mg	0.71	0.05	0.65	0.82	0.75	0.04	0.69	0.82	0.78	0.08	0.68	0.94	0.77	0.03	0.70	0.83

Примечание: #Mg = Mg/(Mg+Fe+Mn), n – число анализов, *S* – стандартное отклонение, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание [Девятиярова и др., 2021]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит.



Рисунок. 4.15. Составы мелилитов из мраморов трех метаморфических зон Кочумдекского контактового ореола в координатах Ca₂MgSi₂O₇ + Ca₂FeSi₂O₇ – Ca₂Al₂SiO₇ – CaNaAlSi2O7 (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа. Поле составов метаморфических мелилитов по данным [Melluso et. al., 2003]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo –волластонит.



Рисунок. 4.16. Профили состава (миналы, в мол. %) крупных зерен мелилита из спуррит-мервинитовых (зона 2, А) и спуррит-монтичеллитовых (зона 3, Б) мраморов Кочумдекского контактового ореола. Фотов обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Po – пирротин, Spu – спуррит, Sym – симплектит.

Gh_{42.3-77.4}Fe-Gh_{0.2-13.4}Ak_{9.9-38.8}Fe-Ak_{0.0-11.2}Na-Mll_{0.0-8.5} (n=440). Максимальные количества геленитового минала (до 80 мол. %) характерны для мелких зеренвключений. Эти зерна слабо зональны: ядра – Gh_{60.1-77.4}Fe-Gh_{0.5-13.0}Ak_{13.3-27.8}Fe-Ak_{0.0-11.2}Na-Mll_{0.0-6.3}; каймы – Gh_{52.4-70.5}Fe-Gh_{0.5-13.4}Ak_{15.8-32.5}Fe-Ak_{0.0-8.7}Na-Mll_{2.9-7.10} (n=65) (Рис. 4.17 Б). Крупные зерна, напротив, обладают отчетливой регрессивной химической зональностью (Табл. 4.15; Рис. 4.16 A; 4.17 A): ядра – Gh_{50.7-71.8}Fe-Gh_{0.3-11.7}Ak_{14.9-31.2}Fe-Ak_{0.3-11.2}Na-Mll_{0.0-6.4}; каймы обогащены акерманитовым миналом – Gh_{47.4-70.4}Fe-Gh_{0.3-12.0}Ak_{16.5-36.7}Fe-Ak_{0.3-10.2}Na-Mll_{0.0-6.9} (n=40). Составы ядер крупных зерен и мелких зерен-включений близки, что указывает на синхронность начала процесса кристаллизации мелилита при пиковых температурах метаморфизма, как это было ранее отмечено [Grapes, 2011].

<u>Мелилиты из тиллеит-волластонитовых мраморов</u> (зона 4) обладают характеристиками, контрастными по отношению к рассмотренным выше. В этой зоне мелилит образует крупные, неограненные зерна (200-500 мкм и более) в сростках с тиллеитом либо с волластонитом (Рис. 4.12 Г, Д). Такие мелилиты наиболее богаты натровым и акерманитовым миналами, тогда как содержание в них геленитового минала может снижаться до 7 мол. %. В целом диапазон их составов очень широк: $Gh_{6.8-46.8}Fe-Gh_{0.0-11.7}Ak_{25.8-67.7}Fe-Ak_{2.2-18.5}Na-Mll_{9.1-25.68}$ (n=220). В этой ассоциации большинство крупных зерен мелилита обладают прогрессивной химической зональностью. Наиболее контрастно она проявлена в зернах из парагенезиса с волластонитом (ядра – $Gh_{1.4.6-41.5}Fe-Gh_{1.3-5.7}Ak_{29.8-46.8}Fe-Ak_{9.6-16.1}Na-Mll_{15.2-20.8}$ и каймы – $Gh_{26.9-42.7}Fe-Gh_{0.3-5.7}Ak_{29.2-40.1}Fe-Ak_{7.3-15.8}Na-Mll_{14.9-20.1}$, n=15), и менее отчетлива в парагенезисе с тиллеитом (ядра – $Gh_{6.8-40.9}Fe-Gh_{1.2-11.7}Ak_{3.2-67.7}Fe-Ak_{2.9-15.2}Na-Mll_{9.2-17.2}$ и каймы – $Gh_{23.4-43.6}Fe-Gh_{0.0-9.9}Ak_{28.0-48.4}Fe-Ak_{2.2-17.4}Na-Mll_{9.1-17.6}$, n=40) (Табл. 4.16; Рис. 4.17 В).

<u>Мелилиты из ассоциации со спурритом и монтичеллитом</u> (зона 3) образуют зерна неправильной формы, часто удлиненные (Рис. 4.16 Б). Его мелкие зерна (до 250 мкм) обычны в виде включений в спуррите и кальците. Крупные зерна мелилита (>300-500 мкм) образуют сростки со спурритом и часто окружены спуррит-монтичеллитовыми симплектитами (Рис. 4.18). Такие мелилиты

120



Рисунок 4.17. Тренды зональности мелилитов из спуррит-мервинитовых (зона 2, А-Б) и тиллеитволластонитовых (зона 4, В) мраморов Кочумдекского контактового ореола. Диаграммы составов в координатах Ca₂MgSi₂O₇ + Ca₂FeSi₂O₇ – Ca₂Al₂SiO₇ – CaNaAlSi₂O₇ (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

05	Вк	лючения	(<100 мн	см)		K	рупные	кристалл	Ы	
Ооразец	PT-	104	PT-	109	PT-	104	PT-	·104	PT-	109
Элемент	ц	к	ц	к	ц	к	Ц	к	ц	к
SiO ₂	27.24	28.76	27.92	29.22	29.61	29.63	27.05	26.73	26.92	31.44
Al ₂ O ₃	25.69	24.67	25.68	24.00	23.51	22.68	26.84	27.04	26.61	20.09
*Fe ₂ O ₃	3.01	1.95	2.67	2.05	1.23	1.62	1.78	2.53	3.15	2.43
*FeO	0.66	1.68	0.24	0.75	2.02	1.98	0.16	0.57	0.05	0.21
MgO	2.61	3.07	2.92	3.49	3.51	3.76	2.79	2.52	2.51	4.94
MnO	0.15	0.14	0.14	0.16	0.16	0.16	н.п.о.	0.08	0.12	0.18
CaO	39.68	39.61	40.46	40.27	39.53	39.29	40.12	40.36	40.55	40.30
Na ₂ O	0.41	0.48	0.41	0.48	0.47	0.45	0.40	0.22	0.35	0.55
Сумма	99.46	100.35	100.44	100.42	100.04	99.57	99.19	100.05	100.22	100.16
	4	Оормульн	ые коэфо	фициенть	ы, рассчи	танные н	а 7 атомо	ов О		
Si	1.264	1.321	1.279	1.337	1.363	0.000	1.249	1.231	1.238	1.441
Al	1.405	1.336	1.387	1.294	1.276	1.236	1.460	1.468	1.442	1.085
Fe ³⁺	0.105	0.068	0.092	0.071	0.043	0.057	0.062	0.088	0.109	0.084
Fe ²⁺	0.026	0.064	0.009	0.029	0.078	0.077	0.006	0.022	0.002	0.008
Mg	0.180	0.210	0.200	0.238	0.241	0.259	0.192	0.173	0.172	0.337
Mn	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.002	0.003	0.005	0.007
Ca	1.973	1.950	1.987	1.975	1.950	1.947	1.985	1.992	1.999	1.979
Na	0.037	0.043	0.036	0.043	0.042	0.041	0.036	0.020	0.032	0.049
				Минали	ы (мол. %)				
NaCaAlSi ₂ O ₇	3.96	4.59	3.95	4.66	4.43	4.40	3.77	2.10	3.36	5.54
Ca ₂ Fe ³⁺ AlSiO ₇	10.70	6.75	9.59	7.32	4.24	5.63	6.35	9.02	11.41	8.75
Ca ₂ FeSi ₂ O ₇	3.20	6.94	1.48	3.58	8.33	8.21	0.82	2.55	0.30	1.59
Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	18.25	20.91	20.51	24.33	23.95	25.67	19.66	17.54	17.78	34.98
Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	63.89	60.80	64.48	60.11	59.04	56.09	69.41	68.80	67.14	49.15

Таблица. 4.15. Представительные анализы мелилитов из спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2) Кочумдекского ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %).

Примечание: * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии; точки анализа: ц – центр зерна, к – край зерна.

Минерал спутник			волла	стонит			тиллеит					
Образец	PT	-89	PT	-89	PT	-89	PK-	12-1	PK-	16-3		
Элемент	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к		
SiO ₂	35.90	35.13	40.00	36.37	38.19	35.57	36.53	36.20	35.29	36.04		
Al ₂ O ₃	16.23	16.80	9.31	14.48	11.85	16.87	12.77	13.14	13.83	13.74		
*Fe ₂ O ₃	0.46	0.98	0.87	1.28	1.25	0.08	1.02	1.27	2.45	1.06		
*FeO	2.86	2.49	3.80	2.84	3.07	3.41	2.65	2.13	0.76	1.91		
MgO	5.16	4.73	6.74	5.44	6.22	4.67	6.38	6.36	6.30	6.46		
MnO	0.32	0.20	0.32	0.22	0.26	0.20	0.38	0.38	0.27	0.27		
CaO	35.88	37.80	37.17	37.91	37.56	37.90	38.48	38.72	39.18	39.29		
Na ₂ O	1.91	1.59	1.88	1.57	1.75	1.55	0.96	0.91	0.92	0.81		
K ₂ O	0.45	0.38	0.50	0.35	0.41	0.37	0.45	0.48	0.43	0.43		
Сумма	99.17	100.11	100.59	100.47	100.56	100.62	99.62	99.58	99.42	100.00		
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 7 атомов О												
Si	1.673	1.610	1.831	1.665	1.746	1.623	1.690	1.675	1.634	1.658		
Al	0.837	0.908	0.502	0.781	0.639	0.907	0.696	0.716	0.755	0.745		
Fe ³⁺	0.016	0.034	0.030	0.044	0.043	0.003	0.036	0.044	0.085	0.037		
Fe ²⁺	0.111	0.096	0.145	0.109	0.117	0.130	0.103	0.082	0.029	0.073		
Mg	0.358	0.323	0.460	0.371	0.424	0.317	0.440	0.438	0.435	0.443		
Mn	0.013	0.008	0.013	0.008	0.010	0.008	0.015	0.015	0.010	0.010		
Ca	1.792	1.857	1.823	1.859	1.840	1.852	1.908	1.919	1.944	1.936		
Na	0.173	0.142	0.166	0.140	0.155	0.137	0.086	0.082	0.083	0.073		
K	0.027	0.022	0.029	0.021	0.024	0.021	0.027	0.028	0.025	0.025		
				Минали	ы (мол. %)						
NaCaAlSi ₂ O ₇	20.03	16.23	19.38	15.86	17.75	15.78	11.16	10.83	10.52	9.59		
Ca ₂ Fe ³⁺ AlSiO ₇	1.58	3.54	3.09	4.56	4.49	0.36	3.65	4.55	9.01	3.82		
Ca ₂ FeSi ₂ O ₇	12.31	10.55	16.09	11.92	13.00	13.92	11.98	10.01	4.19	8.68		
Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	35.54	32.98	46.85	37.87	43.18	32.10	44.91	45.16	45.83	45.83		
Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	30.55	36.69	14.59	29.78	21.58	37.84	28.31	29.46	30.44	32.08		

Таблица 4.16. Представительные анализы мелилитов из тиллеит-волластонитовых мраморов (зона 4) Кочумдекского ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %).

Примечание: * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии; точки анализа: ц – центр зерна, к – край зерна.

трещиноваты и содержат обильные включения сульфидов, главным образом пирротина. На треугольнике Gh – (Ak + Fe-Ak) – Na-Mll (Рис. 4.15) точки составов мелилитов из зоны 3 образуют протяженное поле, связывающее поля составов мелилитов из зон 2 и 4. Крупные зерна характеризуются регрессивной зональностью: (ядра – Gh_{49,2-66,1}Fe-Gh_{0,6-5,9}Ak_{22,41-34,34}Fe-Ak_{3,3-8,8}Na-Mll_{3,6-7,7} и каймы – Gh_{50,1-65,7}Fe-Gh_{0,4-6,9}Ak_{21,5-44,2}Fe-Ak_{2,4-9,5}Na-Mll_{3,9-7,1}, n=40) (Табл. 4.17; Рис. 4.16 Б). Мелкие зерна обычно однородны либо, редко, слабо зональны. Общий диапазон составов: Gh_{40,6-66,4}Fe-Gh_{0,3-11,7}Ak_{20,8-36,7}Fe-Ak_{0,1-10,7}Na-Mll_{2,9-9,5} (n=140).

<u>Кальсилит</u> редкий минерал, был обнаружен только в тиллеитволластонитовых мраморах (зона 4) Кочумдекского контактового ореола (Табл. 3.1; см. Рис. 4.20 Д). Он образует крупные зерна неправильной формы (350-500 мкм и больше) в сростках с кальцитом, волластонитом и/или тиллеитом. Зерна кальсилита рассечены трещинами, заполненными поздними К-Fe сульфидами. Состав минерала близок к теоретическому KAlSiO₄. Содержания главных компонентов (мас. %): SiO₂ = 37.89-40.19, Al₂O₃ = 30.64-32.17, K₂O = 24.11-29.76. Среди примесей отмечается только FeO до 0.50 мас. %.

Ассоциации ретроградного этапа метаморфизма

Мраморы Кочумдекского контактового ореола отличает исключительно высокая степень сохранности первичных парагенезисов, фактическое отсутствие скарнов и поздних жил. Главными свидетельствами ретроградных изменений этих пород являются монтичеллит-спурритовые и (реже) монтичеллит-куспидиновые симплектиты, образующие псевдоморфозы по мервиниту [Перцев, 1977; Девятиярова, 2018 а; Сокол и др., 2019 а; Девятиярова и др., 2021]. При этом породы не испытали низкотемпературных изменений, в них отсутствуют иные псевдоморфозы или секущие прожилки.

В мраморах 2 зоны монтичеллит-спурритовые симплектиты обычно целиком замещают ксеноморфный мервинит. Этот процесс наиболее характерен для самых высокотемпературных парагенезисов (с ранкинитом и бредигитом) из зоны непосредственного контакта с траппом. В этих же породах обнаружены редкие



Рисунок 4.18. Распределение минералов в силикатном прослое высокотемпературного мрамора: крупные зерна мелилита в сростках со спурритом, реликтами мервинита и обильными спуррит-монтичеллитовыми симплектитами. Фото в обратно-рассеянных электронах (BSE) и в характеристическом излучении элементов: Si, Ca, Al, Mg, Fe. Образец РТ-97. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Po – пирротин, Spu – спуррит, Symp – симплектит.

05	Вк	лючения	(<100 мн	см)		K	рупные	кристалл	Ы	
Ооразец	PT	-93	PT	-97	PT	-99	РТ	-97	PT	-97
Элемент	ц	к	ц	к	ц	к	Ц	к	ц	к
SiO ₂	29.63	30.21	29.19	29.19	29.61	30.89	29.82	30.57	28.55	30.11
Al ₂ O ₃	23.48	22.89	25.11	24.01	23.49	22.01	24.22	22.14	24.62	21.62
*Fe ₂ O ₃	1.23	0.54	0.06	0.55	2.68	3.05	0.64	1.20	1.51	2.77
*FeO	1.54	1.42	2.02	1.55	0.38	0.15	1.01	0.43	0.62	0.29
MgO	3.86	4.27	3.28	3.45	3.83	4.20	4.11	4.69	3.17	4.07
MnO	0.10	0.07	0.11	0.11	0.25	< 0.04	< 0.04	< 0.04	0.16	0.18
CaO	39.39	39.43	39.75	39.65	39.31	40.30	39.53	39.71	40.27	39.48
Na ₂ O	0.54	0.56	0.40	0.63	0.62	0.50	0.61	0.62	0.42	0.65
Сумма	99.77	99.40	99.92	99.13	100.17	100.59	99.39	99.36	99.32	99.17
	4	Оормульн	ые коэфо	рициентн	ы, рассчи	танные н	а 7 атомо	ов О		
Si	1.362 1.389 1.339 1.3		1.353	1.332	1.398	1.363	1.407	1.320	1.395	
Al	1.272	1.241	1.357	1.311	1.299	1.174	1.305	1.201	1.342	1.181
Fe ³⁺	0.043	0.019	0.002	0.019	0.091	0.104	0.022	0.042	0.053	0.097
Fe ²⁺	0.059	0.055	0.077	0.060	0.014	0.002	0.039	0.017	0.024	0.011
Mg	0.264	0.293	0.224	0.238	0.257	0.294	0.280	0.322	0.218	0.281
Mn	0.004	0.003	0.004	0.004	0.010	0.000	0.000	0.000	0.006	0.007
Ca	1.940	1.943	1.953	1.969	1.943	1.955	1.937	1.958	1.995	1.960
Na	0.048	0.050	0.036	0.038	0.054	0.061	0.054	0.055	0.037	0.058
				Минали	ы (мол. %)				
NaCaAlSi ₂ O ₇ 5.19 5.36 4.08 4.2					5.42	7.36	5.43	5.50	4.90	6.69
Ca ₂ Fe ³⁺ AlSiO ₇	4.22	1.87	0.29	2.06	9.04	10.69	2.17	4.21	6.55	9.95
Ca ₂ FeSi ₂ O ₇	6.26	5.71	8.14	6.52	2.38	0.11	3.82	1.68	4.13	1.89
Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	26.22	29.15	22.29	24.08	25.62	30.31	27.75	32.58	23.63	28.91
Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	58.11	57.91	65.20	63.10	57.54	51.64	60.83	56.03	60.79	52.56

Таблица 4.17. Представительные анализы мелилитов из монтичеллит-спурритовых мраморов (зона 3) Кочумдекского ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %).

Примечание: * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии; точки анализа: ц – центр зерна, к – край зерна.

монтичеллит-куспидиновые симплектиты, замещающие мервинит лишь частично (Рис. 4.12 Ж; 4.13 З; 4.19 А, Б). В мраморах З зоны мервинит обычно полностью преобразован в монтичеллит-спурритовые симплектиты и обычно сохраняется в виде включений (до 300 мкм) в спуррите или, редко, в кальците. Неполные псевдоморфозы по мервиниту редки (Рис. 4.12 Б; 4.19 В-Д).

Границы между симплектитами и контактирующими с ними минералами ровные, без признаков коррозии. Ориентировка индивидов монтичеллита и спуррита в симплектитах подчиняется правилу «нормальности» [Obata, 2011], что позволяет определить исходное положение фронта замещения. Индивиды ориентированы перпендикулярно к фазовой границе, на которой началась реакция (или вдоль направления фронта замещения). Во всех случаях разрастание монтичеллит-спурритовых симплектитов шло от контактов мервинита с кальцитом спурритом. В зернах сложной конфигурации, целиком замещенных ИЛИ монтичеллит-спурритовыми симплектитами, выделяются блоки с различной ориентировкой субиндивидов (Рис. 4.19 Б). В одних блоках индивиды ориентированы перпендикулярно к видимым контактам с кальцитом; в других плоскость шлифа сечет эти индивиды поперек, что указывает на расположение исходного фронта замещения выше или ниже наблюдаемого среза. Индивиды, слагающие монтичеллит-спурритовые симплектиты, неизменно «утыкаются» в кристаллы мелилита или субпараллельны их границам.

В большинстве монтичеллит-спурритовых и монтичеллит-куспидиновых симплектитов интервал λ , характеризующий пространственную периодичность чередования ламелей [Gaidies et al., 2017], непостоянен. Минимальный шаг периодичности ($\lambda \approx 3-5$ мкм) зафиксирован на фронте замещения мервинита монтичеллит-куспидиновыми симплектитами; в тылу фронта замещения величина λ достигает $\approx 10-15$ мкм (Рис. 4.12 Ж). В неполных монтичеллит-спурритовых псевдоморфозах ламели минимальной толщины ($\lambda \approx 5-10$ мкм) располагаются на границе замещения мервинита симплектитовым агрегатом (на закаленном фронте замещения). Максимальной толщины (≈ 20 мкм) они достигают на границе с кальцитом, от которой стартовал фронт замещения (Рис. 4.12 Б). В мраморах зоны



Рисунок 4.19. Симплектитовые структуры из спурритовых мраморов Кочумдекского ореола. А – полное замещение мервинита грубозернистым Mtc-Spu симплектитом с крупными сегрегациями спуррита и монтичеллита; Б – блочный Mtc-Spu симплектит: I – равномернозернистый, с единичными сегрегациями спуррита на контакте с кальцитом (поперечное сечение). II – грубозернистый, с крупными сегрегациями спуррита (продольное сечение); III – грубозернистый, с крупными сегрегациями монтичеллита (продольное сечение); B-Д – реликты мервинита в грубозернистом Mtc-Spu симплектите с укрупнением индивидов спуррита и монтичеллита на периферии. Куспидин располагается на границе зерен мервинита и монтичеллита; E-3 – полное замещение ксеноморфного зерна мервинита Mtc-Spu симплектитом. На контакте с кальцитом формируются спурритовые оторочки, в центральной части симплектита - монтичеллитовые сегрегации. А, Б, В, Е – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE); Г, Д, Ж, 3 – фото в характеристическом излучении элементов: Mg и Fe. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Csp – куспидин, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Po – пирротин, Spu – спуррит.

3 большинство симплектитов в результате собирательной перекристаллизации приобретают грубозернистую структуру. В наиболее грубых агрегатах исчезает закономерный рисунок расположения ламелей, нарушается и затем исчезает периодичность их чередования и искажаются исходные пропорции между фазами. Сегрегации монтичеллита, размер которых достигает 100х40 мкм, тяготеют к центру псевдоморфоз или к контактам с мелилитом. Спуррит образует мономинеральные участки (до 100х30 мкм) на контакте симплектитов с кальцитом, где его индивиды достигают размера 40х15 мкм. Их расположение перестает быть упорядоченным, что наглядно выявляют направления полисинтетических двойников (Рис. 4.12 В; 4.19 Е-3).

Составы породообразующих минералов из кочумдекских мраморов приведены в таблицах 4.9 (спуррит), 4.13 (мервинит) и 4.14 (монтичеллит). Валовые содержания Fe и Mn в проанализированных симплектитовых агрегатах превышают их концентрации в исходном мервините, тогда как концентрация Mg ниже, чем в протофазе (Табл. 4.18). В анализах регулярных монтичеллитспурритовых агрегатов дефицит суммы, обусловленный наличием (CO₃)-групп в спуррите, составил \approx 5.4 мас. % (среднее по 13 определениям). С учетом плотностей спуррита (3.03 г/см³) и монтичеллита состава Ca(Mg_{0.8}Fe_{0.2})[SiO₄] (3.26 г/см³), объемные отношения спуррита и монтичеллита (Spu:Mtc) в агрегате составляют 1.03:1.0 [Девятиярова и др., 2021].

4.3.2. Акцессорные минералы

В мраморах Кочумдекского контактового ореола впервые был обнаружен специфический комплекс сульфидов Fe, Zn, K, Mn, Pb и Ag (Puc. 4.6). Их редкая равномерно распределенная вкрапленность (отдельные зерна достигают 500 мкм) преимущественно сосредоточена в силикатных прослоях или на их границах с карбонатными (Рис. 4.10 Г-Д). Общее содержание сульфидов во всех изученных образцах мраморов не превышает 1 %, тем не менее, нами было диагностировано 10 фаз (Рис. 4.6). Согласно критериям [Brown et al., 2014] сульфиды мраморов были подразделены на ранние, локализованные во включениях и матриксе пород и

Таблица 4.18. Химический состав мервинита, валовые составы монтичеллит-спурритовых симплектитов и индивидов монтичеллита из них (мраморы контактового ореола на р. Кочумдек) (по данным электроннозондового анализа).

BSE-изображение	Химический состав (мас. %)								
Образец РТ-97 (зона 3)									
Spu	Фаза	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма		
3	Mw (1)	35.92	50.71	10.07	2.68	0.61	99.99		
4	Mtc (2)	36.75	35.04	19.01	7.10	2.05	99.95		
MI	Sym (3)	33.66	48.06	9.09	2.65	0.97	94.43		
Cal	Sym (4)	33.80	48.61	9.52	3.18	1.05	96.16		
Mu Mtc Spu	Sym (5)	33.71	48.33	8.92	3.83	1.07	95.86		
100-мкм	Sym среднее	33.72	48.33	9.18	3.22	1.03	95.48		
Образец РТ-104 (зона 2)									
2	Фаза	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма		
Spu Spu	Mw*	36.43	49.32	10.30	2.79	0.40	99.24		
	Mtc (1)	37.27	34.81	19.09	7.04	1.79	100.00		
Mtc 3	Sym (2)	33.11	47.18	9.18	3.76	0.79	94.02		
Mil A	Sym (3)	32.86	47.41	9.35	3.43	0.68	93.73		
Cal	Sym (4)	32.78	46.46	8.95	4.44	1.20	93.83		
150 мкм	Sym среднее	32.92	47.02	9.16	3.88	0.89	93.86		
Образец РТ-106 (зона 2)									
Spu	Фаза	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма		
	Mw*	35.49	50.08	10.30	3.00	0.48	99.35		
$\frac{4}{3}$ Mtc	Mtc (1)	37.39	34.71	20.45	6.33	1.11	99.99		
	Sym (2)	33.91	48.23	10.43	3.27	0.56	96.40		
	Sym (3)	33.24	48.25	10.15	3.07	0.56	95.27		
	Sym (4)	34.15	47.91	9.88	3.32	0.66	95.92		
50 мкм	Sym среднее	33.77	48.13	10.15	3.22	0.59	95.86		

Примечание: * – представительные анализы мервинита из соответствующих образцов. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Sym – симплектит [Девятиярова и др., 2021].

поздние, образующие каймы замещения и заполняющие трещины (Табл. 4.19).

Среди сульфидов матрикса доминирует <u>пирротин</u>. Он является сквозным сульфидом в мраморах всех метаморфических зон, образует крупные зерна (100-500 мкм), локализованные на границах между породообразующими минералами (спуррит, мелилит, тиллеит и/или кальцит). Большинство зерен пирротина представляют собой структуры распада – чередование тонких ламелей (до 10-20 мкм) пирротина и троилита (Fe_{1-x}S / FeS) (Рис. 4.10 Е). Пирротин часто содержит мелкие округлые включения (10-30 мкм) сульфидов Mn, Zn и Fe. Крупные зерна пирротина подвержены частичному замещению поздними Fe-K сульфидами, которые образуют тонкие каймы (5-30 мкм) и развиваются по трещинам в пирротине (Рис 4.20 Б-Е). Для пирротинов из наиболее высокотемпературных спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2) характерны магнетитовые каймы обрастания (мощностью 10-50 мкм, редко до 100-200 мкм). Обычно их внешняя и внутренняя границы параллельны и в целом повторяют контур исходных зерен пирротина (см. Рис. 4.22 А, Г).

Пирротин из спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2; $T \ge 900$ °C) отличается наиболее чистым составом. За исключением Со (до 0.15 мас. %) (Табл. 4.7), содержания в нем всех прочих микроэлементов очень низкие (в ppm): Mn до 246; Ni и Se до 10.0; Zn до 1.50 (Табл. 4.8). Пирротин из спуррит-монтичеллитовых мраморов (зона 3; $T \ge 750$ °C) при сопоставимых содержаниях Со (до 515 ppm), Se (3.70-6.50 ppm) и Ag (до 0.22 ppm) богаче Ni и Mn (до 913 ppm и 509 ppm, соответственно). Концентрации в нем Zn (до 36 ppm) и Cu (до 32 ppm) на порядок выше, чем в пирротинах из мраморов зоны 2 (Табл. 4.8). Пирротин из тиллеитволластонитовых мраморов (зона 4; $T \ge 700$ °C) периодически демонстрирует высокие содержания Ni (до 1751 ppm), Mn (до 733 ppm) и Co (до 569 ppm), тогда как концентрации прочих микроэлементов низкие (в ppm): Cu до 116, Zn до 35, Se до 4.40, Ag до 0.40 и Mo до 0.05 (Табл. 4.8). Все пирротины из мраморов обладают легким изотопным составом серы δ^{34} S = -25.4 ÷ -15.1 ‰ CDT (Рис. 4.9).

<u>Алабандин</u> обычно образует мелкие идиоморфные включения (10-15 мкм) в краевых частях крупных зерен пирротина (Рис. 4.22 А, Б). Он не подвержен

Тип пород	Локализация	Po*	Tro*	Abd	Sp	Wur	Gn	Aca	Rsv	Djr	Btn
моры,	Матрикс			•	●				●		
1w мрал Зона 2	Включения						•	•			
Spu-N	Каймы / трещины									•	
раморы, а 3	Матрикс			•	•						
Atc мрам Зона 3	Включения						•	•			
Spu-N	Каймы / трещины									•	
topы,	Матрикс			•							
Vo мрам Зона 4	Включения										
Tly-V	Каймы / трещины									•	

Таблица 4.19. Ассоциации сульфидов в мраморах зонального Кочумдекского контактового ореола.

Примечание: ▲ – главные фазы, ● – второстепенные фазы, □ – редкие фазы, * – фаза в составе структур распада. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Abd – алабандин, Aca – акантит, Btn – бартонит, Djr – джерфишерит, Gn – галенит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Po – пирротин, Rsv – расвумит, Sp – сфалерит, Spu – спуррит, Tro – троилит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит, Wur – вюртцит.



Рисунок 4.20. Морфология К-Fe сульфидов (расвумита и джерфишерита) из мраморов Кочумдекского контактового ореола. А – расвумитовая кайма обрастания вокруг зерна пирротина; Б-Д – типичные двухслойные расвумит-джерфишеритовые каймы замещения пирротина; джерфишерит, заполняющий трещины в пирротине (В), спуррите (Б) и кальсилите (Д); Е – микрокристаллы расвумита в свободном пространстве трещины, возникшей на контакте пирротина с кальцитом и тиллеитом; Ж, З – крупные зерна раннего расвумита с совершенной спайностью и включениями вюртцита, перовскита и магнетита. И – пирротин, полностью замещенный агрегатом нитевидного расвумита; включения галенита и сфалерита сохранились в нем неизмененными. Фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Саl – кальцит, СSH – гидросиликаты Са, Djr – джерфишерит, Gn – галенит, Kls – кальсилит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Po – пирротин, Prv – перовскит, Rsv – расвумит, Sp – сфалерит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Tro – троилит, Wur – вюртцит.

замещению поздними сульфидами (Рис. 4.21 A). Редко алабандин образует тонкие вростки (мощностью 2-15 мкм) в крупных зернах пирротина (Рис. 4.22 В). Минерал (модификация α-MnS) диагностирован по наличию в КР-спектрах линий ~ 228 и ~ 342 см⁻¹, отвечающих эталонному α-MnS [Gerasimova et al., 2017]. Зерна алабандина гомогенны, но диапазон отношений MnS/FeS достаточно широкий (общая формула Mn_{0.76-0.89}Fe_{0.12-0.25}S, n=25) (Табл. 4.20). Максимальный разброс содержаний Fe (7.53-15.68 мас. %) характерен для алабандина из мраморов зоны 4. С ростом температуры метаморфизма диапазон твердых растворов (Mn,Fe)S сужается. В мраморах зоны 2 алабандин содержит 8.24-11.53 мас. % Fe; в мраморах 3 зоны – 7.49-9.99 мас. % Fe (Табл. 4.20; Рис. 4.22 Ж). Минерал лишен примесей Mg, Cr и V, которые обычны для высокотемпературных алабандинов из метеоритов [Lin, Goresy, 2002].

Среди модификаций (Zn,Fe,Mn)S преобладает <u>сфалерит</u>, образующий зерна (80-100 мкм) в сростках с крупными корродированными зернами пирротина (Рис. 4.22 Д, Е). Сфалерит обогащен Fe (17.92-21.87 мас. %) и Mn (4.01-7.43 мас. %), отвечает общей формуле $Zn_{0.55-0.57}Fe_{0.32-0.35}Mn_{0.07-0.10}S$ (n=17) (Табл. 4.21). Немногочисленные ЛА-ИСП-МС анализы крупных зерен сфалерита показали, что помимо Fe (170400-171100 ppm) и Mn (41400-53160 ppm), он постоянно содержит Cd (4170-5000 ppm) и умеренное количество Co (181-293 ppm). В единичных анализах были отмечены Hg (до 50.0 ppm), In (до 23 ppm), Cu (до 18 ppm) и Se (до 5.7 ppm). Концентрации Ni, Tl, Ge, Mo, Ga, Ag, Au, As, Sb ниже пределов их обнаружения.

<u>Вюртцит</u> очень редок, образует включения (3-20 мкм) в крупных зернах пирротина и редко в зернах расвумита (Рис. 4.20 Ж; 4.22 Г). Относительно сфалерита вюртцит беднее Fe (7.86-19.06 мас. %), но существенно богаче Mn (16.00-18.25 мас. %) – Zn_{0.39-0.46}Fe_{0.19-0.31}Mn_{0.28-0.30}S (n=7) (Табл. 4.21; Рис. 4.22 Ж).

Охарактеризовать его микроэлементный состав методом ЛА-ИСП-МС не позволили мелкие размеры индивидов. Модификации (Zn,Fe,Mn)S диагностированы на основании их КР-спектров: сфалерит – линии 301 и 330 см⁻¹ (эталон Zn_{0.84}Fe_{0.16}S_{куб} – 300 и 331 см⁻¹ [Osadchii, Gorbaty, 2010]); вюртцит –



Рисунок 4.21. Зерна пирротина, частично замещенные расвумитом и джерфишеритом. Фото в обратнорассеянных электронах (BSE) и в характеристическом излучении элементов: O, S, Fe, K, Mn, Ni. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Abd – алабандин, Cal – кальцит, Djr – джерфишерит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Po – пирротин, Spu – спуррит.



Рисунок 4.22. Особенности морфологии (A-E) и состава (Ж) сульфидов Mn, Zn, Fe из мраморов Кочумдекского контактового ореола. А-B – мелкие идиоморфные включения (A, Б) и тонкий вросток (B) алабандина в пирротине; Г – мелкое включение вюртцита в пирротине; Д-E – сростки зерен сфалерита с крупным корродированным пирротином. Ж - составы сульфидов Mn, Zn, Fe в координатах Zn-Fe-Mn (мас. %). Данные электронно-зондового анализа. Фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Кристаллические системы: α – кубическая, β – гексагональная. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Abd – алабандин, Cal – кальцит, Djr – джерфишерит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Po – пирротин, Rsv – расвумит, Sp – сфалерит, Spu – спуррит, Tro – троилит, Wur – вюртцит.

Тип пород	Spu- мрам 30н	-Мw юры, на 2	Spu- мрам зон	-Mtc юры, иа 3	Тly- мрам зон	-Wo юры, иа 4	Среднее n=25	S	Мин	Макс
Образец	P1-102	P1-107	P1-97	P1-97	P1-00	PK-10				
Fe	10.54	8.24	9.15	7.49	12.19	15.68	10.24	2.28	7.49	15.68
Mn	52.95	56.61	54.01	56.22	50.45	47.18	53.03	2.51	47.18	56.22
S	35.80	36.10	36.84	36.78	36.97	36.31	36.60	0.28	35.80	36.97
Сумма	99.29	100.95	100.00	100.49	99.61	99.17	99.87	_	_	_
		Форму.	льные ко	ээффици	енты, ра	ассчитан	иные на 1 а	том S		
Fe	0.169	0.131	0.143	0.117	0.189	0.248	0.161	_	_	_
Mn	0.863	0.915	0.856	0.892	0.796	0.758	0.849	—	_	_
∑Me	1.032	1.046	0.998	1.009	0.986	1.006	1.010	_	_	_

Таблица 4.20. Представительные анализы и средний состав алабандина из мраморов Кочумдекского ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Примечание: n – число анализов, *S* – стандартное отклонение, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Таблица 4.21. Представительные анализы и средние составы сфалерита и вюртцита из мраморов Кочумдекского ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Минерал				Сфалер	рит (n=17)							Вюрт	цит (n=7)			
Образец	PT-97	PT-97	PT-97	PT-97	Среднее	S	Мин	Макс	PT-93	PT-97	PT-97	PT-104	Среднее	S	Мин	Макс
Fe	18.26	21.87	19.07	20.65	19.82	1.11	17.92	21.87	10.52	19.06	12.03	8.86	12.37	4.78	7.86	19.06
Mn	4.50	5.26	5.87	4.01	5.06	0.90	4.01	7.43	17.74	16.84	18.25	16.30	16.96	0.94	16.00	18.25
Zn	41.68	37.18	39.40	40.03	39.47	1.12	37.18	41.68	36.68	28.48	33.33	39.35	34.66	4.69	28.48	39.35
Cd	0.54	0.47	0.64	0.38	0.44	0.08	0.31	0.64	< 0.30	< 0.30	< 0.30	< 0.30	_	_	-	_
S	34.17	34.34	34.52	34.27	34.46	0.38	34.11	35.74	34.69	35.48	35.54	35.32	35.07	0.51	34.57	35.54
Сумма	99.15	99.12	99.50	99.34	99.25	_	-	_	99.13	99.86	99.15	99.83	99.06	_	-	—
					Формульн	ые коэф	официен	ты, расо	считанн	ые на 1	атом S					
Fe	0.307	0.366	0.317	0.346	0.330	_	-	-	0.174	0.308	0.194	0.144	0.202	_	-	_
Mn	0.077	0.089	0.099	0.068	0.086	_	-	-	0.290	0.277	0.300	0.279	0.282	_	-	_
Zn	0.598	0.531	0.560	0.573	0.562	_	-	-	0.519	0.394	0.500	0.566	0.500	_	-	_
Cd	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004	_	_	_	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	_	_	_
∑Me	0.986	0.990	0.981	0.990	0.981	_	_	_	0.983	0.979	0.994	0.989	0.984	_	_	_

Примечание: n – число анализов, *S* – стандартное отклонение, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание.

линии 348, 419 и 628 см⁻¹ (эталон ZnS_{гекс} – 350, 418 и 630 см⁻¹ [Scocioreanu et al., 2012]).

В высокотемпературных спуррит-мервинитовых мраморах (зона 2) к сульфидам матрикса, кроме пирротина, относятся также единичные крупные зерна расвумита (до 400 мкм), обладающие частичной огранкой и отчетливой совершенной спайностью. Такие зерна содержат мелкие включения сульфидов Zn, Fe, Mn (10-20 мкм), перовскита и редко галенита (Рис. 4.20 Ж).

Поздние (ретроградные) сульфиды в мраморах (всех метаморфических зон) Кочумдекского ореола представлены К-Fe сульфидами (расвумитом, редко бартонитом) и K-Fe (± Cu,Ni) сульфидо-хлоридами (джерфишеритом) (Табл. 4.19). Расвумит наиболее обычен в каймах замещения пирротина. В этом случае граница между двумя минералами является коррозионной с типичным неровным профилем (Рис. 4.20 Б-Е). Мощность расвумитовых кайм зависит от того, с каким из породообразующих минералов контактировал пирротин. Тонкие каймы (до 15 мкм) развиваются на контакте пирротина с мелилитом и монтичеллитом, тогда как более мощные каймы (50-70 мкм) характерны для границ со спурритом. Часто такие каймы бывают двухслойными: внутреннюю зону (прилегающую к пирротину) слагает расвумит, а внешнюю (обычно тонкую и прерывистую) зону образует замещающий его джерфишерит (Рис. 4.20 Б, В). Микрокристаллы расвумита очень редки, их удалось наблюдать только в открытой трещине (Рис. 4.20 Е). Полному замещению расвумитом (± джерфишерит) подвержены только мелкие включения пирротина. При этом включения галенита, алабандина, модификаций (Zn,Fe,Mn)S и акантита остаются сохранными (Рис. 4.20 И; 4.21 А). Очень редко расвумит не замещает, а обрастает пирротин, в этом случае границы между ними ровные, без признаков коррозии, а мощность таких кайм достигает 85 мкм (Рис. 4.20 А).

Расвумит отвечает теоретическому составу KFe_2S_3 (Табл. 4.22). ЛА-ИСП-МС анализ его крупных зерен выявил присутствие (в ppm): Rb (559-815), Ba (224-858), Na (149-293), Cs (31.9-69.0), Tl (3.64-19.8), характерных для расвумита из щелочных магматических и метасоматических пород [Jamtveit et al., 1997; Chakhmouradian et

al., 2001; 2007; Sharygin et al., 2008 b; Добровольская, 2018]. Содержания Mn, Zn и Cd в расвумите широко варьирует (104-5130 ppm Mn, 22.1-1280 ppm Zn, 0.48-12.1 ppm Cd), и их максимальные концентрации, вероятнее всего, связаны с микровключениями (Mn,Fe)S и (Zn,Fe,Mn)S [Сокол и др., 2019 б]. Содержания прочих микроэлементов низкие (в ppm): Se (11.6-19.5), Ga (4.62-16.9), до 1.40 Те и до 0.16 Ag. Малая ширина расвумитовых кайм замещения пирротина не позволила определить его микроэлементный состав. Однако суммы его анализов, близкие к 100 % не оставляют сомнения в том, что минерал небогат примесями (Табл. 4.22). При этом замещающий его джерфишерит постоянно содержит значимые количества Ni (0.50-11.01 мас. %) и Cu (0.25-5.22 мас. %) (Табл. 4.23). Элементное картирование (с помощью ЭДС) расвумитовых кайм выявило постоянное присутствие в них кислорода. Таким образом, поздний расвумит не только замещается джерфишеритом, но и претерпевает частичное окисление (Рис. 4.21 Б).

Джерфишерит помимо кайм замещения пирротина, выполняет тонкие трещины в нем, а также в породообразующих минералах: спуррите, мелилите и кальсилите (Рис. 4.20 Б, Д). Идентификация джерфишерита основана на комплексе аналитических данных (оптическая и сканирирующая электронная микроскопия, и рамановская спектроскопия). Основные интенсивные ЛИНИИ КР-спектров джерфишерита из кочумдекских мраморов (98, 118-135, 178, 269, 321 см⁻¹) совпадают с таковыми для синтетического K₆Fe₂₄S₂₆Cl_{куб} (95, 121-137, 179, 270, 323 см⁻¹) [Golovin et al., 2017]. Для джерфишерита из кочумдекских мраморов характерны постоянные содержания К (8.93-9.90 мас. %), Cl (1.08-1.57 мас. %) и S (32.75-34.89 мас. %) и существенные вариации содержания Fe (42.85-53.51 мас. %), а также Ni, Cu и Co (Табл. 4.23; Рис. 4.23). Была выявлена пространственная зависимость в распределении примесей в составе джерфишеритов. Максимальное содержание Ni (до 11.01 мас. %) и Со (до 1.00 мас. %) было обнаружено в джерфишеритах из мраморов приконтактовой зоны (зона 2): К_{5.81-5.95}(Fe_{18.64-} 22.57 Ni_{0.41-4.55}Cu_{0.35-0.64}Co_{0.0-0.43})S₂₆Cl_{0.95-1.07} (n=35). Однако уже в 1.5 м от контакта (зона 4) джерфишерит близок к Fe-конечному члену: K_{6.0}(Fe_{22.46-23.72}Ni_{0.20-0.83}Mn_{0.0-} 0.69Cu_{0.0-0.52})S₂₆Cl_{0.86-1.08} (n=20) (< 2.00 мас. % Ni и < 0.03 мас. % Co).

Таблица 4.22. Представительные анализы и средние составы расвумита из мраморов Кочумдекского ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Тип породы	Spu- мрам зон	-Mw юры, 1а 2		-	Spu-	Мtс мрам зона 3	юры,			Tly-Wo мраморы, зона 4	Среднее	S	Мин	Макс
Образец	PT-104	PT-104	PT-91	PT-93	PT-93	PT-93	PT-94	PT-97	PT-97	PK-16	II-30			
К	15.22	16.04	15.76	15.27	16.36	16.14	15.42	15.31	15.63	15.52	15.54	0.32	15.15	16.36
Fe	45.11	45.46	44.92	45.20	45.16	45.11	45.57	45.32	44.84	45.08	44.98	0.37	44.34	45.62
S	38.88	37.50	38.80	38.90	38.26	37.95	38.86	38.97	38.76	38.68	38.84	0.56	37.50	39.71
Сумма	99.21	99.01	99.48	99.37	99.78	99.20	99.85	99.60	99.23	99.28	99.36	_	_	_
				Форм	иульные в	соэффици	енты, рас	считаннь	ые на 3 ат	ома S				
K	0.963	1.052	0.999	0.966	1.052	1.047	0.976	0.966	0.992	0.987	0.984	_	_	_
Fe	1.998	2.088	1.994	2.001	2.033	2.047	2.020	2.003	1.992	2.007	1.994	_	_	_

Примечание: Образец РТ-104 (зона 2) – крупные зерна расвумита (ранний), остальные анализы – поздний расвумит в составе кайм замещения пирротина. п – число анализов, *S* – стандартное отклонение, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Тип пород		Spu-Mw 30H	мраморы, на 2		Spu-Mtc 30H	мраморы, на 3				Tly-Wo M 30f	мраморы, на 4			
Минерал					Джерф	ишерит	1					Барт	онит	
Образец	PT-104	PT-107	PT-107	PT-107	PT-97	PT-97	PT-89	PT-89	PK-16	PK-16	PT-88	PT-88	PT-88	PT-88
K	9.52	9.57	8.93	9.39	9.62	9.45	9.86	9.50	9.39	9.58	10.10	10.38	10.19	10.33
Fe	51.84	42.85	44.67	46.42	47.04	51.42	52.52	51.35	52.59	51.47	47.04	47.12	46.31	45.30
Ni	0.99	11.01	9.19	6.37	2.54	1.13	0.50	1.92	1.77	1.97	2.45	2.48	3.03	3.33
Со	< 0.03	0.66	1.00	0.35	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	< 0.03	0.53	0.52	0.50	0.49
Cu	0.94	0.94	1.60	1.67	5.22	1.04	< 0.04	1.32	< 0.04	< 0.04	1.43	1.68	1.68	1.69
Mn	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04	1.39	1.55	< 0.04	< 0.04	< 0.04	< 0.04
S	34.27	34.30	32.75	34.14	34.00	34.58	34.89	33.53	33.08	33.80	37.56	38.03	37.57	38.11
Cl	1.55	1.47	1.33	1.43	1.47	1.43	1.49	1.55	1.22	1.30	_	_	_	_
Сумма	99.11	100.80	99.47	99.77	99.89	99.05	99.26	99.17	99.44	99.67	99.11	100.21	99.28	99.25
Формульные коэффициенты		·	·	pac	считаны н	а 26 атом	ob S				pac	считаны н	а 27 атом	ob S
К	5.923	5.948	5.813	5.864	6.032	5.826	6.025	6.040	6.052	6.043	5.953	6.043	6.005	6.001
Fe	22.578	18.646	20.358	20.295	20.650	22.194	22.468	22.858	23.729	22.729	19.414	19.205	19.106	18.424
Ni	0.410	4.558	3.985	2.650	1.061	0.464	0.204	0.813	0.760	0.828	0.962	0.962	1.188	1.289
Со	0.000	0.272	0.432	0.145	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.207	0.201	0.195	0.189
Cu	0.360	0.359	0.641	0.642	2.014	0.395	0.000	0.516	0.000	0.000	0.519	0.602	0.609	0.604
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.638	0.698	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	1.063 1.008 0.955 0.985 1.017 0.9						1.004	1.087	0.867	0.904	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ Me	23.348	23.836	25.416	23.731	23.725	23.053	22.671	24.188	25.126	24.252	21.100	20.969	21.100	20.506

Таблица 4.23. Представительные анализы джерфишерита и бартонита из мраморов Кочумдекского ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %).

 $Примечание: \sum Me = Fe + Ni + Co + Cu + Mn. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.$





Рисунок 4.23. Составы джерфишеритов из земных пород различного генезиса и метеоритов в координатах Fe–Ni–Cu. Модифицированная версия диаграммы [Sokol et al., 2021], построенной по данным: мантийные ксенолиты [Добровольская и др., 1975; Distler et al., 1987; Spetsius et al., 1987; Bulanova et al., 1990; Sharygin et al., 2007; Шарыгин и др., 2012], кимберлиты [Sharygin et al., 2007; 2008 b; Sharygin et al., 2011; Abersteiner et al., 2019], щелочные породы [Henderson et al., 1999; Zaccarini et al., 2007; Clay et al., 2014], скарны [Takechi et al., 2000], метеориты [Fuchs, 1966; Lin, Goresy, 2002; Clay et al., 2014]. Поле составов джерфишеритов из спурритовых мраморов нанесено по данным автора.

Пространственных закономерностей в распределение Си в джерфишерите не выявлено.

Третий ретроградный К-Fe сульфид – <u>бартонит</u> – тетрагональный аналог джерфишерита с переменным содержанием Cl и S, в предельном случае Cl в его составе может отсутствовать [Makovicky, 2006; Barkov et al., 2015; Добровольская, 2018]. В породах Кочумдекского ореола бартонит был встречен в тиллеитволластонитовых мраморах (зона 4), где он совместно с расвумитом и джерфишеритом замещает пирротин. Бартонит имеет достаточно выдержанный состав (в мас. %): К (10.10-10.38), Fe (45.30-51.45), Ni (0.37-3.60), Cu (0.46-1.83), Co (0.45-0.53) и S (37.35-38.11) – K_{5.82-6.08}Fe_{18.42-21.50}Ni_{0.0-1.45}Cu_{0.0-0.69}Co_{0.0-0.21}S₂₇ (n=10) (Табл. 4.23). Тем не менее, диагностика бартонита в достаточной мере условна, изза мелких размеров индивидов и сложных сростков этой фазы с другими K-Fe сульфидами.

Несмотря на разнообразие и обилие сульфидов, главным (и сквозным) акцессорным минералом мраморов Кочумдекского ореола является <u>перовскит</u> (Табл. 3.1). Он образует в мраморах неравномерную вкрапленность изометричных зерен, псевооктаэдрических и псевдокубических кристаллов (размером от 5-10 до 40-50 мкм) (Рис. 4.24 А-Б). Минерал зачастую приурочен к границам породообразующих минералов и ассоциирует с сульфидами, багдадитом и магнетитом (Рис. 4.24 В-Г). Реже он образует включения в мелилите, мервините, кальците, спуррите и волластоните. В мраморах вблизи контакта с траппом кристаллы перовскита укрупняются (до 150-200 мкм), становясь пойкилитовыми с включениями кальцита, спуррита и мелилита (Рис. 4.24 В-Е).

Состав кочумдекских перовскитов близок к теоретическому (97.1-99.8 мол. % CaTiO₃, n = 520) и характеризуется ограниченным изовалентным $Ti^{4+} \rightarrow Zr^{4+}$ (ряд CaTiO₃-CaZrO₃) и гетеровалентным $Ca^{2+}Ti^{4+} \rightarrow REE^{3+}Fe^{3+}$ (ряд CaTiO₃-REEFeO₃) замещениями (Рис. 4.24 Ж). Методами электронно-зондового и рентгеноспектрального микроанализа установлено, что минимальные содержания примесей присущи перовскитам из <u>тиллеит-волластонитовых мраморов</u> (98.7-99.8 мол. % CaTiO₃). Они лишь изредка содержат Cr₂O₃ до 1.04 мас. %, ZrO₂ до 0.40



Рисунок 4.24. Особенности морфологии (А-Е) и состава (Ж) перовскитов из мраморов Кочумдекского контактового ореола. А-В – скопления отдельных мелких псевдооктаэдрических кристаллов перовскита; Г – кристаллы перовскита в ассоциации с К-Fe-сульфидами; Д – кристаллы перовскита в ассоциации с мелкими зернами багдадита; Е – пойкилитовый кристалл перовскита с включениями сульфидов; Ж – составы перовскитов в координатах CaTiO₃-REEFeO₃-CaZrO₃ (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа. В – оптическое фото; А, Б, Г-Е – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Abd – алабандин, Bgd – багдадит, Cal – кальцит, CSH's – гидросиликаты Ca; Djr – джерфишерит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Мw – мервинит, Ро – пирротин, Prv – перовскит, Rnk – ранкинит, Rsv – расвумит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.
мас. % и Nb₂O₅ до 0.30 мас. %; количество (La+Ce+Nd+Pr)₂O₃ < 1.33 мас. %. В единичных зернах обнаружен ThO₂ (до 0.25 мас. %). Концентрации UO₂ неизменно ниже предела его обнаружения (< 0.06 мас. %) (Табл. 4.24; Рис. 4.24 Ж). Для перовскитов из спуррит-монтичеллитовых ассоциаций (97.1-99.7 мол. % CaTiO₃) характерно постоянное присутствие ZrO₂ (0.12-2.16 мас. %) и содержание $(La+Ce+Nd+Pr)_2O_3 < 0.85$ мас. %. Примеси Nb₂O₅ и ThO₂ (до 0.20 мас. %), а также Y₂O₃ (до 0.12 мас. %) отмечается редко. Концентрации Pr₂O₃ (< 0.12 мас. %) и UO₂ (< 0.06 мас. %) не превышают пределов их обнаружения. Перовскиты из спуррит-(97.6-99.7 мол. % CaTiO₃) мервинитовых мраморов иногла обладают повышенными концентрациями (в мас. %): (La+Ce+Nd+Pr)₂O₃ (до 2.05), ZrO₂ (до 1.70), ThO₂ (до 0.99), Nb₂O₅ (до 0.91) и UO₂ (до 0.39). В них доли миналов CaZrO₃ (до 2.50 мол. %) и REEFeO₃ (до 1.76 мол. %) максимальны (Табл. 4.24; Рис. 4.24 Ж). Крупные зерна перовскитов обычно однородны, лишь изредка на BSE-снимках их ядра выглядят более светлыми, выявляя присутствие тяжелых элементов (REE, U, Th). При этом даже на площади одного шлифа отдельные группы зерен перовскитов могут значимо различаться по содержанию элементов-примесей.

Для ЛА-ИСП-МС анализа перовскита были выбраны два образца спурритмервинитовых мраморов (РТ-117 и РТ-122) с крупными его (50-150 мкм) зернами. Перовскит из обр. РТ-117 (98.5-98.7 мол. % CaTiO₃) отличает стабильно высокий уровень содержаний (в ppm): Fe (8449-11482, $X_{cp.} = 9934$; n = 13); Zr (837-1769; $X_{cp.} = 1201$); Ce (6172-8206; $X_{cp.} = 7095$) и U (327-417; $X_{cp.} = 361$) на фоне низкого содержания Pb_{total} (21.8-39.7; $X_{cp.} = 27.5$). Такое соотношение между U и Pb в минерале рассматривается [Chakhmouradian et al., 2013; Mitchell et al., 2017; Potter et al., 2018] как благоприятное для его изотопного датирования. Концентрации Th в индивидуальных зернах перовскита разнятся в \approx 5 раз (368-1367 ppm; $X_{cp.} = 646$ ppm). Среднее Th/U отношение достаточно низкое – 1.84 (диапазон – 0.77-3.33). Перовскиты из обр. РТ-122 в целом беднее примесями (98.7-99.5 мол. % CaTiO₃). Микроэлементный состав отдельных зерен (и их кластеров) при этом существенно разнится (в ppm): Fe (4320-13146, $X_{cp.} = 9365$; n = 47); Zr (84.0-5099; $X_{cp.} = 785$); Ce (984-8817; $X_{cp.} = 3577$), U (9.09-254; $X_{cp.} = 40.3$) и Pb_{total} (3.90-27.5;

Тип	Spu-	Mw мрам	юры	Spu-	Mtc мрам	иоры	Tly-Wo мраморы				
пород	ŗ	$\Gamma \ge 900 \circ C$	C	r -	$\Gamma \ge 750 \circ C$	C	r -	$\Gamma \leq 700 ^{\circ}\mathrm{C}$	C		
Образец	PT-100	PT-100	PT-102	PT-94	PT-97	PT-105	PT-88	PT-88	PT-89		
SiO ₂	0.08	< 0.06	0.16	< 0.06	0.45	0.16	0.35	0.12	0.19		
TiO ₂	54.86	55.07	55.74	56.39	55.18	54.24	56.63	55.55	55.72		
Al ₂ O ₃	0.32	0.27	0.20	0.18	0.21	0.22	0.28	0.29	0.34		
Fe ₂ O ₃	1.31	1.42	1.46	0.88	1.32	1.40	0.42	1.06	1.24		
V ₂ O ₃	< 0.06	< 0.06	< 0.06	0.15	0.10	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06		
CaO	40.87	40.90	41.30	41.17	41.17 41.38 40.63		41.19	40.38	40.74		
La ₂ O ₃	0.24	0.38	0.08	0.11	0.16 0.10		0.07	0.33	0.11		
Ce ₂ O ₃	0.64	0.76	0.19	0.25	0.23 0.18		0.18	0.69	0.23		
Pr ₂ O ₃	0.16	0.15	< 0.12	< 0.12	< 0.12	< 0.12	< 0.12	< 0.12	< 0.12		
Nd ₂ O ₃	0.40	0.41	< 0.12	< 0.12	< 0.12	0.14	< 0.12	0.32	0.21		
$\sum REE_2O_3$	1.44	1.70	0.27	0.36	0.39	0.42	0.25	1.33	0.55		
ThO ₂	0.57	0.26	0.14	0.07	0.15	< 0.06	< 0.06	0.10	< 0.06		
UO ₂	0.34	0.39	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06		
Nb ₂ O ₅	0.42	0.29	< 0.07	0.15	0.08	< 0.07	0.16	0.10	0.09		
ZrO ₂	< 0.09	< 0.09	1.70	0.34	1.18	2.08	0.11	0.12	0.39		
Сумма	100.22	100.29	100.96	99.68	100.45	99.15	99.38	99.06	99.26		
	Миналы (мол. %)										
CaTiO ₃	98.75	98.53	97.84	99.30	98.30	97.14	99.67	98.71	98.97		
REEFeO ₃	1.25	1.47	0.23	0.31	0.34	0.45	0.21	1.15	0.57		
CaZrO ₃	0.00	0.00	1.93	0.38	1.36	2.41	0.12	0.14	0.45		

Таблица 4.24. Представительные анализы перовскитов из мраморов Кочумдекского ореола (по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %).

Примечание: Сокращения названий минералов согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

 $X_{cp.} = 12.0$), количество Th варьирует в 16 раз (92.9-1522 ppm; $X_{cp.} = 403$ ppm). Среднее Th/U отношение для перовскитов из этого образца высокое – 14.6 (диапазон – 1.04-35.2) (Табл. 4.25). Коэффициенты накопления Th, U и Ti, рассчитанные по формуле $K_{El} = [El_{\text{минерал}}/El_{\text{порода}}]$, составляют: $K_{Th} = 514-870$, $K_{U} = 374$ (только для спуррит-мервинитовых мраморов), $K_{Ti} = 178-267$; для Zr и REE соответствующие коэффициенты на порядок ниже: $K_{Zr} = 41-79$; $K_{REE} = 35-78$ (Табл. 4.26).

В сравнении с перовскитами из комплексов щелочных пород, их метасоматических производных и скарнов [Uher et al., 2011; Chakhmouradian et al., 2013; Mitchell et al., 2017; Potter et al., 2018; Sklyarov et al., 2019] перовскит из спуррит-мервинитовых мраморов обладает рядом индивидуальных особенностей. Минерал представлен одной генерацией, имеет достаточно выдержанный состав, химически однороден, не несет признаков перекристаллизации или замещения, избирательно концентрирует U и Th (в отсутствие фаз-конкурентов). Совокупность его характеристик позволяет сделать вывод о перспективности U-Pb датирования этого минерала методом ЛА-ИСП-МС ДЛЯ определения возраста метаморфического события (см. главу 5, раздел 5.4).

<u>Магнетит</u> – типичный акцессорный минерал мраморов Кочумдекского ореола (Табл. 3.1). Он образует тонкие каймы обрастания (мощностью 10-50 мкм, редко до 100-200 мкм) вокруг пирротина и силикатов (Рис. 4.22 А,Г; 4.25 Г). Редко он образует мелкие (5-50 мкм) зерна-включения в спуррите и мелилите. Магнетит отличается достаточно широкими вариациями состава: $(Fe^{2+}_{0.54-0.93}Mg_{0.04-0.31}Mn_{0.03-0.22}Ca_{0.01-0.06})_{\Sigma1.00-1.03}(Fe^{3+}_{1.80-2.00}Al_{0.02-0.08}Ti_{0.01-0.03})_{\Sigma1.97-2.0}O_{4.0}$ (n=45); содержание $FeO_{pacy.} = 17.92-29.14$ мас. %, $Fe_2O_{3pacy.} = 64.35-69.80$ мас. % (Табл 4.27); постоянно содержит примеси (в мас. %): MnO (1.05-6.92), MgO (0.71-5.85), Al₂O₃ (0.45-4.21), CaO (0.22-1.57) и TiO₂ (0.30-1.05). Статистически значимых отличий между составами магнетита из кайм обрастания и его самостоятельными зернами не обнаружено.

Образец		PT-117	(n=13)		PT-122 (n=47)				
Элемент	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	
Fe	9934	912.9	8449	11482	9365	1569.5	4320	13145	
Zr	1201	298.9	837	1769	785	968.7	84.0	5099	
Се	7095	721.6	6172	8206	3577	1657.7	984	8817	
Th	646	411.6	272	1433	403	363.7	92.9	1522	
U	361	42.5	289	430	40.3	57.4	9.09	254	
Pb _{total}	27.5	6.2	21.8	39.7	12.0	5.2	3.94	27.6	
Th/U	1.8	0.9	0.8	3.3	14.6	9.5	1.0	35.2	

Таблица 4.25. Средний микроэлементный состав перовскита из спуррит-мервинитовых мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным ЛА-ИСП-МС, в ррт).

Примечание: S – стандартное отклонение, n – число анализов, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание, $Pb_{total} = {}^{206}Pb + {}^{207}Pb + {}^{208}Pb$.

Таблица 4.26. Средние коэффициенты накопления Th, U, Zr и REE в перовскитах из мраморов Кочумдекского контактового ореола.

Элемент		Th			U			Zr			∑REE		
Тип пород	1	2	K _{Th}	1	2	Ku	1	2	K _{Zr}	1	2	K _{REE}	
Spu-Mw мраморы, Т ≥ 900 °C	1217	1.40	870	313	0.84	374	3118	39.3	79	2885	41.4	69	
Spu-Mtc мраморы, T ≥ 750 °C	965	1.87	516	нпо	1.18	_	4678	65.6	71	1716	49.6	35	
Wo-Tly мраморы, T ≤ 700 °C	979	1.47	666	нпо	1.19	_	1446	34.8	41	2868	36.7	78	

Примечание: 1 – среднее содержание компонента в перовските, в ppm (по данным рентгеноспектрального микроанализа и ЛА-ИСП-МС); 2 – среднее содержание компонента в породе, в ppm; K_{EI} – коэффициент накопления, рассчитанный по формуле $K_{EI} = [El_{MHHeparl}]/[El_{порода}]; \sum REE = La+Ce+Nd+Pr;$ нпо – ниже предела обнаружения. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.



Рисунок 4.25. Особенности морфологии и химического состава акцессорных минералов из мраморов Кочумдекского контактового ореола. А-В – мелкие округлые зерна багдадита в ассоциации с прочими акцессорными минералами кочумдекских мраморов: (А) с перовскитом, (Б) с сульфидами, перовскитом и апатитом, (В) с сульфидами, перовскитом, апатитом и Zr-Ti гранатом; Г-Д – поздний (вторичный) Sc-Ti-гранат, развивающийся по тонкой трещине на границе спуррита и пирротина. Пирротин, в свою очередь, частично замещен расвумитом и джерфишеритом; Е – зональное зерно граната в ассоциации с перовскитом и расвумитом; Ж-И – зерна апатита неправильной формы в сростках с тиллеитом (Ж-З), кальсилитом и сульфидами (И). Содержания Sc₂O₃, TiO₂ и ZrO₂ в гранатах (В, Д, Е) приведены по данным электронно-зондового анализа. А-И – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ар – апатит, Bgd – багдадит, Cal – кальцит, Djr – джерфишерит, Grt – гранат, Kls – кальсилит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Mw – мервинит, Ро – пирротин, Prv – перовскит, Rsv – расвумит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Багдадит – редкий акцессорный минерал, характерный для мраморов зон 4 и 2 Кочумдекского ореола (Табл. 3.1), образует мелкие округлые зерна (от 5-15 до 45 мкм), обычно не огранен. Минерал приурочен к границам породообразующих минералов, реже образует включения в волластоните, мелилите, кальците и спуррите, а также в сульфидах. Багдадит обычен в ассоциации с пирротином, расвумитом, джерфишеритом, перовскитом и Ті-(Zr,V)-гранатом (Рис. 4.24 Д; 4.25 A-B). Его отвечает формуле (n=16): состав $Ca_{2.98-3.03}(Zr_{0.81-0.94}Ti_{0.05-})$ $_{0.16}Nb_{<0.06}Fe_{<0.02}Hf_{<0.01})_{\Sigma 0.98-1.00}Si_{1.99-2.01}O_9.$ Диапазон содержаний главных компонентов варьирует незначительно (в мас. %): $SiO_2 = 29.22-29.64$; CaO = 41.00-41.63; ZrO₂ = 24.53-28.11. Характерными примесями являются TiO₂ = 0.90-3.10 мас. % и Nb₂O₅ = 0.87-1.82 мас. %; в единичных анализах отмечается HfO₂ = 0.65-0.75 мас. % и FeO = 0.10-0.40 мас. % (Табл. 4.28).

Минералы группы граната – редкие акцессорные минералы мраморов 4 и 2 зон Кочумдекского ореола (Табл. 3.1). По морфологии выделены 2 группы гранатов: (1) ранние (первичные) – зерна размером от 10 до 50-175 мкм, с частичной огранкой (Рис. 4.25 В, Е); (2) поздние (вторичные), заполняющие тонкие трещины (1-5 мкм) и межзерновое пространство (Рис. 4.25 Г, Д). Все гранаты кочумдекских мраморов содержат FeO (9.19-21.99 мас. %) и TiO₂ (0.60-13.33 мас. %). Согласно номенклатуре [Grew et al., 2013], ранние гранаты по составу можно отнести к рядам андрадит-шорломит и андрадит-гроссуляр (Рис. 4.26). Первая группа содержит (в мас. %): $Al_2O_3 = 3.42-6.61$, $TiO_2 = 6.27-13.33$, FeO_{обш.} = 16.68-24.43, а также примеси ZrO₂ (до 4.78 мас. %), MgO (до 0.75 мас. %) и V₂O₃ (до 0.46 мас. %). Вторая группа отличается более высоким содержанием (в MgO = 0.41 - 1.08;мас. %): $Al_2O_3 = 8.73 - 13.86$ И низкими концентрациями $TiO_2 = 0.60-7.82$, FeO_{обш.} = 10.19-16.88, MnO и V₂O₃ ≤ 0.30 мас. %; и отсутствием ZrO₂. Поздние гранаты принадлежат к ряду андрадит-шорломит, при этом они содержат (в мас. %): $Al_2O_3 = 2.06-2.46$, $TiO_2 = 4.45-5.37$, $FeO_{obut} = 14.04-15.18$, $ZrO_2 = 0.47-0.95$. Их характерной особенностью является обогащение $Sc_2O_3 = 7.79$ -9.36 мас. %.

	Ка	ймы обрас	тания (n=3	30)	Самостоятельные зерна (n=15)				
	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс	
Al ₂ O ₃	2.46	0.95	0.45	3.93	2.72	0.71	1.68	4.21	
TiO ₂	0.61	0.24	0.30	1.05	0.56	0.27	0.30	0.97	
*FeO	22.17	2.70	18.52	26.67	22.16	2.75	17.92	29.14	
*Fe ₂ O ₃	67.69	1.09	65.86	69.06	67.71	1.23	64.35	69.80	
MgO	3.45	1.27	0.71	5.85	3.81	0.63	3.03	5.14	
MnO	4.14	1.49	1.05	6.92	3.32	1.26	1.33	5.14	
CaO	0.60	0.26	0.25	1.22	0.84	0.45	0.22	1.57	
Сумма	101.11	_	—	—	101.13	_	—	—	
	Φ	ормульные	е коэффици	иенты, расс	считанные	на 3 катио	на		
Al	0.106	_	—	—	0.117		—	—	
Ti	0.017	_	—	—	0.015		—	—	
Fe ²⁺	0.677	_	—	—	0.674		—	—	
Fe ³⁺	1.861	_	—	—	1.853		—	—	
Mg	0.188	_	—	—	0.206		—	—	
Mn	0.128		_	_	0.102	_	_	_	
Ca	0.024	_			0.033	_			

Таблица 4.27. Средний химический состав магнетита из мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Примечание: * – содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии, *S* – стандартное отклонение, n – число анализов, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание.

Тип пород	Tly-Wo	мраморы	(зона 4)) Spu-Мw мраморы (зона 2)								
Образец	PT-88	PT-89	PT-89	PT-93	PT-93	PT-93	PT-93	PT-93	PT-117			
SiO ₂	29.56	29.45	29.64	29.40	29.35	29.57	29.54	29.45	29.22			
TiO ₂	3.10	2.69	2.47	1.10	1.57	2.75	2.27	1.92	1.00			
ZrO ₂	24.53	25.10	25.28	27.45	26.64	24.54	25.07	25.82	27.72			
FeO	0.36	< 0.30	< 0.30	< 0.30	< 0.30	< 0.30	< 0.30	< 0.30	0.38			
CaO	41.63	41.15	41.25	41.11	41.09	41.23	41.30	41.09	41.14			
Nb ₂ O ₅	< 0.30	1.02	0.87	1.27	1.37	1.20	1.82	1.00	< 0.30			
HfO ₂	< 0.30	< 0.30	0.66	< 0.30	< 0.30	0.75	< 0.30	< 0.30	< 0.30			
Сумма	99.18	99.41	100.17	100.33	100.02	100.04	100.00	99.28	99.46			
	Φα	ормульны	е коэффи	циенты, ј	рассчитан	ные на 9	атомов С)				
Si	2.008	2.000	2.005	1.996	1.994	2.001	1.997	2.008	2.004			
Ti	0.158	0.137	0.125	0.056	0.080	0.140	0.115	0.098	0.051			
Zr	0.810	0.829	0.831	0.906	0.880	0.807	0.824	0.856	0.924			
Fe	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022			
Ca	3.026	2.990	2.985	2.986	2.986	2.984	2.987	2.998	3.018			
Nb	0.000	0.031	0.027	0.039	0.042	0.037	0.056	0.031	0.000			
Hf	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000			

Таблица 4.28. Представительные анализы багдадита из мраморов Кочумдекского ореола (по данным электронно-зондового анализа, в мас. %).

Примечание: Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Мw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.



Рисунок 4.26. Составы гранатов из мраморов Кочумдекского контактового ореола в координатах ${}^{Y}Fe^{3+}_{2} - {}^{Y}Al^{3+}_{2} - {}^{Y}Ti^{4+}_{2}$ (формульные коэффициенты, рассчитаны на 8 катионов). Данные электронно-зондового анализа. Диаграмма построена для катионов, занимающих структурную позицию Y, исходя из общей формулы минералов группы граната – X₃Y₂Z₃O₁₂, согласно номенклатуре [Grew et al., 2013].

<u>Минералы группы апатита</u> встречаются крайне редко и характерны для мраморов зон 4 и 2 (Табл. 3.1). Они образуют единичные зерна неправильной формы (размером от 50 до 300 мкм) в сростках с тиллеитом, мелилитом, кальсилитом и кальцитом (Рис. 4.25 Ж-И), а также мелкие включения (до 20 мкм) (Рис. 4.25 В). Составы апатитов сильно варьируют (в мас. %): CaO = 52.76-54.71, $P_2O_5 = 19.27$ -34.39, SiO₂ = 2.63-11.81, SO₃ = 0.22-2.62, F = 0.78-5.30, V₂O₃ до 0.45 и C1 до 0.20. Дефицит суммы, обусловленный наличием (CO₃)²⁻ группировок (интенсивные полосы в КР-спектрах – 1068-1070 см⁻¹ [Wang et al., 2018]), составляет в среднем 10.95 мас. %.

Гидросиликаты Са _ типичные поздние продукты изменения высокотемпературных силикатов Ca ИЗ метакарбонатных контактовометаморфических пород (скарны Фука [Kusachi et al., 1989], ксенолиты Лакарги [Armbruster at al., 2012] и др.). Гидросиликаты Са были диагностированы лишь в единичных образцах спуррит-мервинитовых мраморов из приконтактовой зоны. Замещению гидросиликатами Са подвержен только ранний спуррит (не из симплектитов). Процесс замещения проявлен на границах спуррита с кальцитом и ограничен образованием тонких кайм (Рис. 4.20 Ж). На основе данных сканирующей электронной микроскопии (качественная диагностика) с высокой вероятностью могут быть выделены 3 фазы – трабзонит (Ca₄(Si₃O₉)(OH)₂), дженнит (Ca₉(Si₃O₉)₂(OH)₆ • 8H₂O) и афвиллит (Ca₃(HSiO₄)₂ • 2H₂O) (Табл. 4.29).

4.3.3. Минералогическая продуктивность мраморов Кочумдекского ореола

Ассоциации мраморов Кочумдекского контактового ореола слагают высокотемпературные первичные минералы (24 вида) (Табл. 4.29). Количественно преобладают (СО₃)-содержащие фазы – кальцит и спуррит. Наибольший вклад в видовое разнообразие этих минеральных сообществ вносят силикаты Са и Мg при подчиненной роли соединений Fe и Mn (9 видов) и сульфиды Fe, Mn, Zn (10 видов) (Рис. 4.27 A). В прочих комплексах спуррит-мервинитового метаморфизма наряду с силикатами высока доля оксидов и, эпизодически, сульфатов [Gross, 1977;

Класс	Название	Формина		1	2
соединений	минерала	Формула	> 10%	3-10%	<3%
	Пирротин	Fe _{1-x} S			+
	Троилит	FeS			+
	Расвумит	KFe ₂ S ₃			+
	Алабандин	(Mn,Fe)S			+
C	Вюртцит	(Zn,Mn,Fe)S			+
Сульфиды	Сфалерит	(Zn,Fe,Mn)S			+
	Галенит	PbS			+
	Акантит	Ag ₂ S			+
	Джерфишерит*	K ₆ (Fe,Cu,Ni,Co) ₂₅ S ₂₆ Cl			+
	Бартонит*	K ₆ (Fe,Ni,Cu) ₂₁ S ₂₇			+
	Монтичеллит	Ca(Mg,Fe,Mn)[SiO ₄]	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		
Силикаты и Аl-силикаты	Мервинит	Ca ₃ (Mg,Fe,Mn)[SiO ₄] ₂	+		
	Мелилит	Ca ₂ (Mg,Al,Fe,Mn)((Si,Al)SiO ₇)	+		
	Волластонит	CaSiO ₃	+		
	Бредигит	Ca7(Mg,Fe,Mn)[SiO4]4		+	
	Ранкинит	Ca ₃ Si ₂ O ₇		+	
	Кальсилит	KAlSiO ₄		+	
	Багдадит	Ca ₃ (Zr,Ti)Si ₂ O ₉			+
	Гранат	(Ca,Fe) ₃ (Al,Fe,Zr,Ti,Sc) ₂ (SiO ₄) ₃			+
	Спуррит	Ca5(SiO4)2CO3	+		
Полианионные соединения	Тиллеит	$Ca_5Si_2O_7(CO_3)_2$	+		
соединения	Куспидин	$Ca_4Si_2O_7F_2$		+	
	Апатит	Ca ₅ [(PO ₄)(CO ₃)] ₃ (F,Cl,OH)			+
0	Перовскит	Ca(Ti,Zr)O ₃			+
Оксиды	Магнетит	$Fe^{2+}Fe^{3+}{}_{2}O_{4}$			+
Карбонаты	Кальцит	CaCO ₃	+		
	Трабзонит*	Ca4(Si3O9)(OH)2			
CSHs	Дженнит*	$Ca_9(Si_3O_9)_2(OH)_6 \bullet 8H_2O$			
	Афвиллит*	$Ca_3(HSiO_4)_2 \bullet 2H_2O$			

Таблица 4.29. Минеральные ассоциации высокотемпературных мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгенофазового анализа, СЭМ и рентгеноспектрального микроанализов).

Примечание: 1 – породообразующие фазы: > 10 % – главные; 3-10 % – второстепенные; 2 –акцессорные фазы. * и *курсив* – вторичные/поздние фазы; CSHs – гидросиликаты Са.

Kerrick, 1991; Grapes, 2011; Sokol et al., 2019]. Развитие ретроградных минералов в мраморах Кочумдекского ореола крайне ограниченно, а сами они немногочисленны: это хлорид-сульфиды К и Fe (2 вида) и гидросиликаты Ca (3 вида).

Минералогическая продуктивность этих мраморов составляет K = 24/19 = 1.26 (K = M_{minerals}/N_{elements}) и ниже таковой в зрелых коровых породах (1.4) [Chesnokov, 1995]. Главными минералообразующими элементами являются: О (16 фаз), Са (14 фаз), Si (12 фаз), Fe (10 фаз) и S (8 фаз). Из них петрогенные О, Ca, Si и Fe унаследованы от протолита. Примесный элемент S, находящаяся в одном валентном состоянии S⁻², тем не менее обладает аномально высокой минералогической продуктивностью, тогда как петрогенный Al практически целиком сосредоточен в мелилите (кальсилит и гранат – две прочие фазы Al, вероятно, связаны с ретроградными процессами). Низкая продуктивность углерода (4 минерала) определяется: (1) низким содержанием органического вещества в карбонатных осадках; (2) малым числом карбонатсодержащих фаз, устойчивых при спуррит-мервинитового РТ-параметрах метаморфизма; (3) окисленным состоянием флюида и узостью диапазона редокс-условий. Их совокупное действие исключило появление восстановленных форм С – графита и карбидов. Несмотря на ограниченный ресурс Mg в мергелистых известняках Кочумдекского ореола, в мраморах присутствуют все Ca-Mg силикаты, индикаторные для спурритмервинитовой фации (4 вида). Продуктивность примесного Mn равна таковой Mg и обеспечена его участием в образовании сложных твердых растворов (трех сульфидных и одного силикатного). Примесные элементы F, P, Cl, K, Sc, Ti, Zn, Zr, Ag, Pb задействованы как видообразующие в 1-2 минералах. Натрий собственных фаз не образует (Рис. 4.27 Б). Поздние процессы вносят минимальный вклад в минералогическое разнообразие кочумдекских мраморов и не изменяют итоговую продуктивность (К = 29/23=1.26).

В целом минералогическое разнообразие метаморфических пород спурритмервинитовой фации, развитых по осадкам из обстановок низкой биопродуктивности, достаточно ограниченно. Его определяет литология



Рисунок 4.27. Структура минеральных сообществ (А) и минералогическая продуктивность (Б) для высокотемпературных мраморов Кочумдекского контактового ореола. Минералогическая продуктивность (К) рассчитана по формуле К = М_{минералы} / N_{элементы}. На круговой диаграмме штриховкой отмечена доля вторичных минералов в соответствующих классах соединений.

протолита, режим прогрева осадков (T_{max}; градиент Т и зависящая от него зональность) и их низкая микроэлементная нагрузка. Продукты одной ветви процесса (в нашем случае прогрессивного метаморфизма) минимально вариативны.

С применением широкого спектра аналитических методов впервые было выполнено комплексное петро-геохимическое и минералогическое исследование представительной коллекции мраморов, мергелистых известняков (протолита) и габброидов из Кочумдекского контактового ореола. Выполнено количественное определение фазового состава всех выше перечисленных пород (метод Ритвельда). Установлено, что в Кочумдекском ореоле при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма формируются безводные силикаты и Аl-силикаты (9 мин. видов), полианионные соединения (4), сульфиды (8), оксиды (2) и карбонаты (1) – всего 24 первичных (метаморфических) минерала. Главными минералообразующими элементами являются: О (16 фаз), Ca (14 фаз), Si (12 фаз), Fe (10 фаз) и S (8 фаз), тогда как F, P, Cl, K, Sc, Ti, Zn, Zr, Ag, Pb задействованы как видообразующие в 1-2 минералах.

Были детально охарактеризованы макрокомпонентный и примесный составы всех минералов, слагающих мраморы Кочумдекского контактового ореола. Определены диапазоны составов твердых растворов и типы зональности для породообразующих Са и Са-Мg силикатов и алюмосиликатов, а также полианионных соединений. Установлено, что силикаты Са и Mg (бредигит, мервинит, монтичеллит) образуют только ограниченные серии твердых растворов с замещением $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+}$. Минералы группы мелилита формируют сложную систему многокомпонентных твердых растворов с участием 5 миналов: геленит (Ca₂Al₂SiO₇) – ферри-геленит (Ca₂Fe³⁺AlSiO₇) – акерманит (Ca₂MgSi₂O₇) – ферро-акерманит (Ca₂Fe²⁺Si₂O₇) – Nа-мелилит (NaCaAlSi₂O₇). Набор индексминералов и особенности их составов позволили оценить минимальные температуры прогрева осадков, при условии, что $P_{CO2} = 0.2 P_{oбщ}$: мервинит, спуррит, мелилит (Gh₆₀₋₈₀) (± ранкинит, бредигит) – T ≥ 900 °C (зона 2); спуррит,

монтичеллит и мелилит (Gh₅₀₋₆₅) – $T \ge 750$ °C (зона 3); тиллеит, волластонит и мелилит (Gh_{<45}) – ≤ 700 °C (зона 4).

В породах Кочумдекского ореола было впервые обнаружено и детально 15 сульфидов: определен охарактеризовано видовой, ИХ макро-И микрокомпонентный состав, а также определен изотопный состав серы пирротинов из мраморов, известняков и габброидов. Геохимическая специализация сульфидов из мраморов (Fe, K, Mn, Zn, Pb, Ag) и габброидов (Fe, Ni, Cu, Co), а также контрастность величин δ^{34} S (-25.36 ÷ -15.03 ‰ и +2.68 ÷ +13.10 ‰ CDT, соответственно) позволили сделать вывод, что в Кочумдекском ореоле высокотемпературный контактовый метаморфизм мергелистых известняков не сопровождался транспортом изотопно-тяжелой серы и металлов (Cu, Ni, Co) из габброидов через зону контакта в термически преобразованные осадки и, следовательно, был близок к изохимическому.

ЛА-ИСП-МС анализ пирротинов, сфалерита и расвумита впервые позволил установить, что спуррит-мервинитовый метаморфизм карбонатного протолита благоприятствует кристаллохимическому фракционированию и аккумуляции в сульфидных фазах не только халькофильных элементов (Ni, Cu, Co, Zn, Mn, Cd, Tl, Hg, In, Se), но и ряда некогерентных (крупноионных) элементов – Rb, Cs, Ba. При пиковых температурах (T > 900 °C) максимальное количество Fe входит в структуру сфалерита, минимальное – в структуру α -(Mn,Fe)S; при этом Mn (помимо алабандина) преимущественно входит в структуру вюртцита. Расвумит селективно аккумулирует Rb, Cs, Tl, Ba и Se; сфалерит – Cd; In и Hg; пирротин – Ni и Co. Обнаруженные сульфиды информативны для реконструкции режима метаморфизма.

Метаморфические породы ореола отличает высокая степень сохранности первичных парагенезисов. Однако на ретроградном этапе в метаморфических породах появилась рассеянная минерализация с характерными для Кочумдекского траппа «метками» Ni, Cu, Co, Cl и Sc (расвумит, джерфишерит, бартонит, а также Ti-(Zr,Sc) гранат), что указывает на ограниченный флюидопоток из остывающего траппа во вмещающие толщи.

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексы метакарбонатных пород признаны наиболее благоприятными объектами для детальной реконструкции условий метаморфизма [Ревердатто, 1970; Kerrick, 1991; Grapes, 2006; 2011; Ревердатто и др., 2017]. В сравнении с метапелитами их отличает разнообразие минералов-индикаторов и высокая вероятность обнаружения новых температурных реперов [Sokol et al., 2014; 2019; Galuskin et al., 2015-2018; Sharygin, 2015; Khoury et al., 2015; 2016; Galuskina et al., 2017]. Главные петрогенетические системы CaO-MgO-SiO₂-CO₂ \pm Al₂O₃, H₂O, моделирующие карбонатные и мергелистые протолиты, досконально изучены экспериментально; для них построены разнообразные диаграммы (T-P_{CO2}, T-X_{CO2}, что обеспечивает надежность соответствующих реконструкций $P-T-X_{CO2}$), Шмулович, 1969; 1973; Перцев, Шмулович, 1972; Перцев, 1977; Zharykov, Shmulovich, 1969; Zharykov et al., 1977; Frost, 1979; 1988; Kerrick, 1991; Tracy, Frost, 1991; Heinrich et al., 2004]. Вместе с тем для метакарбонатных комплексов низких давлений (Р_{общ} < 0.5 кбар) существует ряд факторов, ограничивающих точность температурных оценок. К числу главных относятся: (1) крутой положительный наклон линий реакций декарбонатизации в координатах РТ, следствием чего являются значительные неопределенности температурных оценок при неизвестной доле CO₂ во флюиде (вариации величин Т до 100 °C) (Рис. 5.1); (2) отсутствие прямых количественных данных о составе флюида (отношение H₂O/CO₂); (3) необходимость учета реальных составов минералов (твердых растворов) [Ревердатто, 1970; Kerrick, 1991; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2006; 2011]. Следует также учитывать, что большинство индекс-минералов метакарбонатных ассоциаций (Са и Са-Мд силикаты, Са алюминаты и алюминато-сульфаты) обладают высокой гидратационной активностью, вследствие чего быстро преобразуются в гидросиликаты Са или Mg, а позднее, во вторичные карбонаты и водные сульфаты [Gross, 1977; Wallmach et al., 1995; Taylor, 1977; Kolodny, 1979; Pascal et al., 2001; Sokol et al., 2019].



Рисунок 5.1. Т-Р_{СО2} диаграмма петрологически важных равновесий в карбонатных породах, согласно [Перцев, 1977]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ak – акерманит, Cal – кальцит, Di – диопсид, Dol – доломит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Per – периклаз, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

5.1. Режим прогрессивного метаморфизма в Кочумдекском ореоле: реконструкции на базе особенностей породообразующих минералов

Кочумдекский контактовый ореол обладает исключительно благоприятным сочетанием геологических и вещественных характеристик, что делает возможным реконструкцию режима его становления:

(1) полнота разреза (мраморы из трех метаморфических зон, исходные мергелистые известняки, габброиды из кровли траппового тела, метасоматически измененные породы);

(2) литология протолита – ритмичное чередование слоев карбонатного и мергелистого осадков с вкрапленностью аутигенных сульфидов;

(3) вариации температур в зоне контакта от 700 °С до ≥ 900 °С, обусловившие полизональное строение ореола;

(4) полиминеральные ассоциации мраморов, крупная зернистость пород, разнообразная и обильная акцессорная минерализация, высокая степень сохранности первичных (метаморфических) парагенезисов.

Детальный анализ мраморов Кочумдекского ореола позволил нам диагностировать наряду с волластонитом (Ca₂Si₃O₉), монтичеллитом (CaMg[SiO₄]) и минералами группы мелилита (серии твердых растворов: Ca₂Al₂SiO₇ – Ca₂Fe³⁺AlSiO₇ – Ca₂MgSi₂O₇ – Ca₂Fe²⁺Si₂O₇ – NaCaAlSi₂O₇) целый ряд минералов-индикаторов спуррит-мервинитового метаморфизма: спуррит (Ca₅[SiO₄]₂(CO₃)), тиллеит (Ca₅Si₂O₇(CO₃)₂), ранкинит (Ca₃Si₂O₇), мервинит (Ca₃Mg[SiO₄]₂) и бредигит (Ca₇Mg[SiO₄]₄). Было установлено, что в этих породах составы силикато-карбонатов и силикатов Ca (тиллеита, ранкинита и волластонита) отвечают теоретическим. Только спуррит (Ca_{4.9-5.0}Na_{0.0-0.1}[Si_{1.9-2.0}P_{0.0-0.1}O₈](CO₃) содержит значимые количества примесей, выступая концентратором P₂O₅ (до 0.95 мас. %) и Na₂O (до 0.50 мас. %) (Табл. 5.1).

В отличие от Са силикатов, все Ca-Mg силикаты кочумдекских мраморов (бредигит, мервинит и монтичеллит) проявляют ограниченный изоморфизм $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn^{2+}$. С ростом Ca/Mg отношения коэффициент накопления примесных элементов снижается. Диапазон составов минимальный для бредигита

Мин	ерал	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
T	1	13.69	0.23	1.91	0.10	1.71	50.63	0.18	0.20	0.10
алыци	2	< 0.03	< 0.03	< 0.06	< 0.06	< 0.05	55.53	0.12	< 0.03	< 0.02
К	K _{El}	_	_	_	_	_	1.10	0.66	_	_
T	1	13.25	0.26	2.17	0.12	1.75	52.45	0.09	0.04	0.11
иdd∕ш	2	26.99	< 0.03	0.10	< 0.06	0.10	60.97	0.26	< 0.03	0.46
Ŭ	K _{El}	2.04	_	0.05	_	0.06	1.16	2.88	_	4.08
L	1	14.49	0.23	1.83	0.08	1.76	49.14	0.31	0.43	0.08
иллеи	2	25.61	< 0.03	< 0.06	< 0.06	< 0.05	56.53	< 0.06	< 0.03	0.02
Τ	K _{El}	1.77	_	_	_	_	1.15	_	_	0.26
ТИН	1	14.67	0.22	1.78	0.07	1.71	49.70	0.29	0.27	0.07
ласто	2	51.30	0.11	< 0.06	0.08	0.11	48.10	< 0.06	< 0.03	< 0.02
Вол	K _{El}	3.50	0.49	_	1.11	0.07	0.97	_	_	_
АТ	1	13.66	0.24	1.98	0.13	1.84	52.74	0.07	0.03	0.11
ІНКИНІ	2	40.01	< 0.03	< 0.06	< 0.06	< 0.05	58.42	< 0.06	< 0.03	< 0.02
$\mathbf{P}_{\mathbf{a}}$	K _{El}	2.93	_	_	_	_	1.11	_	_	_

Таблица 5.1. Средние коэффициенты накопления макрокомпонентов, рассчитанные для кальцита, спуррита, тиллеита, волластонита и ранкинита из мраморов Кочумдекского ореола.

Примечание: 1 – среднее содержание компонента в породе, в мас. % (El_{rock}); 2 – среднее содержание компонента в минерале, по данным рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа, в мас. % ($El_{mineral}$); K_{El} – коэффициенты накопления, рассчитанные по формуле $K_{El} = [El_{mineral}] / [El_{rock}]$.

(Са_{6.91-6.98}Na_{0.05-0.07})(Mg_{0.85-0.91}Fe_{0.08-0.13}Mn_{0.03-0.06})[Si₄O₁₆], промежуточный для мервинита – Са₃(Mg_{0.80-0.92}Fe_{0.07-0.17}Mn_{0.01-0.03})[Si₂O₈] и максимален для монтичеллита
 Са(Mg_{0.63-0.92}Fe_{0.04-0.27}Mn_{0.02-0.09})[SiO₄] (Табл. 5.2) [Девятиярова и др., 2021].
 Близость составов всех силикато-карбонатов и силикатов Са, также силикатов Са-Mg (за исключением ретроградного монтичеллита) к идеальным, делает корректным использование для оценок РТ-параметров метаморфизма кочумдекских мраморов диаграммы, построенные для Са-Mg систем (Рис. 5.1).

В изученных породах мелилиты являются единственными породообразующими минералами, составы которых чутко реагируют на изменения температуры. Эти сквозные минералы кочумдекских мраморов обладают широким диапазоном составов (в мол. %): геленит (Ca₂Al₂SiO₇, Gh₇₋₇₈), акерманит (Ca₂MgSi₂O₇, Ak₉₋₆₈), Na-мелилит (CaNaAlSi₂O₇, Na-Mll₀₋₂₆), ферро-акерманит (Ca₂Fe²⁺Si₂O₇, Fe-Ak₀₋₁₉) и ферри-геленит (Ca₂Fe³⁺AlSiO₇, Fe-Gh₀₋₁₄) (Рис. 4.15). Мелилиты, таким образом, являются главными концентраторами Al, Na и K $(K_{Al} = 4.3-5.7, K_{Na} = 4.0-6.6, K_{K} = 1.1-1.5)$, и в меньшей степени Mg, Mn и Fe (K_{Mg} = 1.9-3.3, K_{Mn} = 0.8-3.7, K_{Fe} = 1.3-2.1) (Табл. 5.3). По мере роста температуры состав минерала упрощается и стремится к геленитовому миналу (Рис. 5.2). Совокупность экспериментальных данных и термодинамических расчетов (в диапазоне температур 700-1200 °С и давлении до 1 кбар) для реакций с участием серии мелилитовых твердых растворов позволяет с их помощью конкретизировать температурные условия контактового метаморфизма [Sharp et al., 1986; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2006; 2011].

Первые оценки <u>общего давления</u> при формировании Кочумдекского ореола (~ 200 бар) были даны еще в 1964 году [Ревердатто, 1964] на основе известной суммарной мощности осадков (~ 700 м; интервал нижний силур – пермь), залегавших над Кочумдекским силлом в момент его внедрения в раннем триасе в осадки Тунгусской синеклизы. Согласно данным государственной геологической карты РФ (М 1:1 000 000, серия Ангаро-Енисейская, лист Р-46 Северо-Енисейский [Алексеенко и др., 2010]), полный разрез палеозойских осадков сохранился на изучаемой территории только в пределах небольшого опущенного блока,

Мин	ерал	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
4T	1	11.55	0.20	1.83	0.13	1.72	52.95	0.06
оедиги	2	35.76	< 0.03	1.18	0.45	5.04	56.89	0.27
Ъŗ	K _{El}	3.09	_	0.64	3.54	2.92	1.07	4.29
ИТ	1	13.25	0.26	2.17	0.10	1.75	52.45	0.09
нияdэ	2	36.09	< 0.03	2.65	0.42	10.37	49.42	<0.06
Ŵ	K _{El}	2.72	_	1.22	4.14	5.94	0.94	_
ТИГ	1	14.38	0.29	2.41	0.13	1.88	52.35	0.10
цэритн	2	32.24	< 0.03	7.52	1.74	15.52	30.65	<0.06
Moł	K _{El}	2.24	_	3.11	13.24	8.23	0.59	_

Таблица 5.2. Средние коэффициенты накопления макрокомпонентов, рассчитанные для бредигита, мервинита и монтичеллита из мраморов Кочумдекского ореола.

Примечание: 1 – среднее содержание компонента в породе, в мас. % (El_{rock}); 2 – среднее содержание компонента в минерале, по данным рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа, в мас. % (El_{mineral}); K_{El} – коэффициенты накопления, рассчитанные по формуле K_{El}=[El_{mineral}] / [El_{rock}].

Метаморф зона	ическая a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	1	13.17	0.25	4.18	2.10	0.20	1.75	52.41	0.08	0.05
Зона 2	2	28.42	< 0.03	23.62	2.76	0.17	3.37	38.96	0.41	< 0.03
	K_{El}	2.16	_	5.64	1.32	0.86	1.93	0.74	5.13	Ι
	1	15.14	0.31	4.46	1.19	0.06	1.20	52.21	0.12	0.07
Зона З	2	28.73	< 0.03	23.45	2.41	0.14	3.63	39.02	0.49	0.08
	K_{El}	1.90	_	5.26	2.02	2.47	3.04	0.75	4.08	1.10
	1	13.51	0.21	3.54	1.79	0.08	1.64	50.45	0.17	0.22
Зона 4	2	34.46	< 0.03	15.35	3.76	0.28	5.32	37.54	1.12	0.32
	K _{El}	2.55	_	4.34	2.10	3.64	3.24	0.74	6.59	1.49

Таблица 5.3. Средние коэффициенты накопления макрокомпонентов, рассчитанные для минералов группы мелилита из мраморов разных метаморфических зон кочумдекского ореола.

Примечание: 1 – среднее содержание компонента в породе, в мас. % (El_{rock}); 2 – среднее содержание компонента в минерале, по данным рентгеноспектрального микроанализа и электронно-зондового анализа, в мас. % ($El_{mineral}$); K_{El} – коэффициенты накопления, рассчитанные по формуле $K_{El} = [El_{mineral}] / [El_{rock}]$.



Рисунок 5.2. Гистограмма распределения коэффициентов накопления макрокомпонентов, рассчитанные для минералов группы мелилита из мраморов разных метаморфических зон кочумдекского контактового ореола. К_{El} – коэффициенты накопления, рассчитанные по формуле K_{El}=[El_{mineral}] / [El_{rock}]. Данные из таблицы 5.3.

расположенного на водоразделе р. Биробчана и руч. Чепкана (Рис. 1.1). Суммарная мощность осадочного разреза (интервал S₁ln – P₂pl) составляет 700-750 м [Алексеенко и др., 2010] (см. главу 1, раздел 1.2), что должно было обеспечить давление нагрузки ~ 200 бар. Таким образом, реконструированная нами величина Р_{общ.} полностью согласуется с оценками, полученными ранее В.В. Ревердатто [Ревердатто, 1964].

Значительно сложнее обстоит дело с оценкой парциального давления СО₂, от величины которого существенным образом зависят реконструированные величины температуры. Для Кочумдекского контактового ореола единственная оценка такого рода $P_{CO2} \le 0.2 P_{obut}$ была дана Н.Н. Перцевым [Перцев, 1977], и мы использовали именно ее в своих первоначальных оценках минимальных температур фазовых превращений [Сокол и др., 2019 а] (Рис.1.6). Однако, в ходе детального изучения минералогии и геохимии пород ореола нами было установлено, что целый ряд фактов противоречит допущению [Перцев, 1977] о высокой доле воды во флюиде при метаморфизме осадков нижнекочумдекской подсвиты. Это: (1) отсутствие выраженной зоны скарнирования и поздних метасоматитов и/или гидротермалитов в пределах ореола; (2) ничтожно малая степень гидратации высокотемпературных Са силикатов («клинкерных» фаз); (3) малое количество биотита, хлорита и амфибола в породах кровли траппового тела, а также высокое содержание в них F и Cl. Согласно систематике Д.М. Туровцева [Туровцев, 2002], учитывающей размеры и особенности строения контактовых ореолов, сопровождающих траппы Тунгусской синеклизы, Кочумдекский трапп, в верхнем контакте которого возник узкий бифациальный метаморфический комплекс с преобладанием спуррит-мервинитовых мраморов (см. Табл. 1.1), должен быть квалифицирован как «сухой». Делая вывод о высокой доле воды во флюиде, Н.Н. Перцев [Перцев, 1977] формально исходил из сосуществования спуррита и монтичеллита, не принимая в расчет вторичную природу их агрегатов - симплектитов, развитых по мервиниту [Девятиярова и др., 2021].

Единственным прямым методом определения состава метаморфогенного флюида признан анализ газово-жидких включений, однако именно для пород

контактового метаморфизма эти исследования до сих пор не получили широкого распространения ввиду методических сложностей, обусловленных малыми размерами и низкой плотностью таких включений [Kerrick, 1991]. В мраморах 3 и 4 зон Кочумдекского ореола нам удалось обнаружить только вторичные включения, образующие цепочки в кальците и мелилите (Рис. 5.3). Эти включения единичные, мелкие (< 2-5 мкм), двухфазные. Диагностировать индивидуальные компоненты в их составе методом Рамановской спектроскопии не удалось. Отсутствие первичных флюидных включений в минералах из мраморов заставило нас использовать для оценки доли CO₂ во флюиде традиционный подход парагенетического анализа, который в данном конкретном случае оказался достаточно эффективным.

Анализ минеральных ассоциаций кочумдекских мраморов, вопреки выводам H.H. Перцева [Перцев, 1977], свидетельствует в пользу достаточно высокой доли CO₂ во флюиде на прогрессивном этапе метаморфизма. В этих породах отсутствуют индикаторные парагенезисы и минералы, устойчивые при низком парциальном давлении CO₂. Это, в частности, парагенезис первичного монтичеллита и спуррита, а также килхоанит (низкотемпературный полиморф Ca₃Si₂O₇, ромб. (Imam)) и кальциооливин (γ-Ca₂SiO₄, ромб. (Pbnm)) (Puc. 5.4). Вышеупомянутые силикаты Ca характерны для тех ореолов, которые отличает интенсивное скарнирование и/или поздняя гидротермальная переработка. К таким объектам, в частности, относятся: Килхоан, Шотландия [Agrell, 1965]; Марбл Каньон, США [Bridge, 1966]; Токатока, Новая Зеландия [Black, 1969]; Бирхинский массив, Восточная Сибирь [Cавельева и др., 1992; Lazic et al., 2011; Armbruster et al., 2011]; Лакаргии, Северный Кавказ [Zadov et al., 2009; Galuskina et al., 2015; Газеев и др., 2006; 2012].

Детальный анализ мраморов Кочумдекского ореола показал, что монтичеллит в этих породах присутствует в составе симплектитовых агрегатов, представляющих собой продукты распада первичного мервинита, тогда как спуррит представлен двумя генерациями: первичный (высокотемпературный) – крупнозернистый и поздний – симплектитовый (Рис. 4.18; 4.19) [Девятиярова и др.,



Рисунок 5.3. Вторичные двухфазные флюидные включения в кальците из мраморов Кочумдекского контактового ореола. Фото в проходящем свете. А – образец РТ-97 (зона 3); Б, В – образец РТ-89 (зона 4). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Prv – перовскит.



Рисунок 5.4. Т-Х_{СО2} диаграмма минеральных равновесий в системе CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O при малых Х_{СО2} и Р_{общ} = 100 бар [Перцев, 1977]. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ak – акерманит, Ca-ol – кальциооливин, Cal – кальцит, Di – диопсид, Dll – деллаит, Fo – форстерит, Ki – килхоанит, Lrn – ларнит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Per – периклаз, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластоинт.

2021]. Механизм и условия образования симплектитов будут рассмотрены ниже в разделе 5.2. Отсутствие первичных парагенезисов монтичеллит-спуррит, монтичеллит-тиллеит и монтичеллит-волластонит при наличии единичных включений монтичеллита и ранкинита в мервините, дает нам основание для оценки минимальной доли CO_2 во флюиде при прогрессивном метаморфизме в 0.3 $P_{oбщ}$ (~ 60 бар) – для мраморов зоны 4 и в 0.4 $P_{oбщ}$ (~ 75 бар) – для мраморов зоны 2 и 3 (Рис. 5.5). Учет реальных составов мелилитов наряду с долей CO_2 во флюиде позволил конкретизировать оценки минимальных температур прогрева пород Кочумдекского ореола на прогрессивной стадии метаморфизма (Рис. 5.5).

<u>Зона 2</u> (T \ge 925 °C; P_{CO2} \ge 0.4 P_{общ}, 0.3-0.5 м от контакта) – спуррит-мелилит (Gh₆₀₋₈₀)-мервинитовые мраморы (± ранкинит, бредигит).

<u>Зона 3</u> (T \geq 875 °C; P_{CO2} \geq 0.4 Р_{общ.}; 1.0-1.5 м от контакта) – мелилитовые (Gh₅₀₋₆₅) мраморы со спуррит-монтичеллитовыми симплектитами и реликтами мервинита.

<u>Зона 4</u> (T \geq 725 °C; $P_{CO2} \geq 0.3 P_{oбщ.}$, 1.5-2.8 м от контакта) – волластониттиллеит-мелилитовые (Gh_{<45}) мраморы.

Подводя итог этого анализа, следует отметить, что реконструкции Кочумдекского температур метаморфизма ореола, выполненные ранее [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019 а] на основе парагенетического анализа, были достаточно точны (Рис. 1.6). Привлечение новых аналитических данных и экспериментальных исследований [Sharp et al., 1986; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2006; 2011] дало основание для корректировки величин температур прогрева мраморов 2 и 4 зон всего лишь на + 25 °C. Однако, для мраморов зоны 3 корректировка значений температуры оказалась гораздо более существенной и составила + 125 °C. В Кочумдекском ореоле мощности зон, где на прогрессивном этапе метаморфизма высокотемпературные возникли ультра-И высокотемпературные парагенезисы, достигали 1.5 м.

В основу типизации ореолов положены количественные метаморфические признаки [Туровцев, 2002]: (1) соотношение в ореолах объёмов метаморфитов различных температурных фаций; (2) доля метасоматических образований в общем



Рисунок 5.5. Т-Р_{СО2} диаграмма петрологически важных равновесий в карбонатных породах [Перцев, 1977] (см. Рис. 5.1). Диаграммы «состав-парагенезис» для ассоциаций, устойчивых только при низком парциальном давлении CO₂, построены согласно [Ревердатто, 1970]; диаграммы «состав-парагенезис» для мраморов Кочумдекского контактового ореола построены по данным автора. Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Ak – акерманит, Bdi – бредигит, Cal – кальцит, Di – диопсид, Dol – доломит, Gh – геленит, Ki – килхоанит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Per – периклаз, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

объеме продуктов околоинтрузивного метаморфизма; (3) отношение мощностей (4) ореола отношение мощностей верхней И И интрузива; И нижней экзоконтактовых Кочумдекский контактовый ореол 30H. характеризуется преобладающим развитием высокотемпературных метаморфитов спурритмервинитовой фации, при резко подчиненной доли метасоматических образований (соотношение мощностей метасоматитов и метаморфитов ничтожно мало и стремится к нулю). Мощность высокотемпературных зон контактового ореола достигает 3.0 м, и при этом соотношение мощностей ореола и интрузива меньше 1. монографии [Туровцев, 2002], Кочумдекский ореол Согласно является бифациальным контактово-метаморфическим комплексом.

5.2. Режим регрессивного этапа метаморфизма в Кочумдекском ореоле: реконструкции на базе особенностей симплектитовых структур

Как было неоднократно отмечено, уже кочумдекские мраморы характеризуются высокой степенью сохранности первичных парагенезисов и ограниченным проявлением ретроградных изменений. В этих породах наиболее отчетливо проявлен процесс разложения мервинита с образованием монтичеллитспурритовых и (редко) монтичеллит-куспидиновых симплектитов [Перцев, 1977; Девятиярова 2018 а; Сокол и др., 2019 а; Девятиярова и др., 2021]. Образование симплектитовых агрегатов – это особый тип реакций, реализующийся в твердой среде при крайне затрудненном или подавленном растворении первичных фаз и ограниченном массопереносе, масштаб которого сопоставим с размерами индивидов, слагающих симплектиты. Необходимым условием формирования таких псевдоморфоз является малая подвижность одного из компонентов, входящего в исходные и новообразованные фазы. Доминирование диффузионного массопереноса по границам минеральных индивидов над объемной диффузией обеспечивает формирование псевдоморфоз по зернам только одной протофазы при сохранении неизменными прочих минералов высокотемпературного всех парагенезиса [Азимов, 2006; Сибелев, 2010; Obata, 2011].

В Кочумдекских мраморах обильные монтичеллит-спурритовые и редкие монтичеллит-куспидиновые симплектиты относятся к разряду грубозернистых (λ >> 1 мкм). Наиболее крупные из них можно рассматривать, как переходные к многослойным агрегатам (Рис. 4.19 А). Общий баланс вещества в объеме рекристаллизованного симплектита в данном случае сохраняется, тогда как локальный уже нарушен. Симплектиты псевдоморфно замещают зерна мервинита, не выходя за их границы, что указывает на ограниченный массоперенос на стадии ретроградных изменений мраморов [Азимов, 2006]. Ширина ламелей в развивающихся симплектитах растет от фронта реакции к тыловым зонам. В нашем случае эта закономерность присуща монтичеллит-куспидиновым симплектитам (различия до 10-крат), тогда как в монтичеллит-спурритовых агрегатах отмечается редко, а различия не превышают 3-кратных (Рис. 4.12 Ж; 4.19 Е-3). Согласно [Gaidies et al., 2017], это указывает на более низкие температуры образования монтичеллит-куспидиновых симплектитов В сравнении с монтичеллитспурритовыми. Вероятно, процесс формирования последних был также и более длительным, поскольку и ширина ламелей, и мощность зоны замещения линейно растет со временем.

Для Кочумдекских мраморов нами был рассчитан баланс реакции разложения мервинита:

Образец РТ-97 (зона 3):

$$\begin{split} &2Ca_{3.01}(Mg_{0.87}Fe_{0.10}Mn_{0.02})_{\Sigma 0.99}[Si_{2.02}O_8] \ + \ CaCO_3 \ + \ 0.14[Fe^{2+}]^{\varphi\pi} \ + \ 0.08[Mn^{2+}]^{\varphi\pi} \ \rightarrow \\ &2Ca_{1.01}(Mg_{0.75}Fe_{0.17}Mn_{0.06})_{\Sigma 0.99}[Si_{1.0}O_4] \ + \ Ca_{5.0}[Si_{2.0}O_8](CO_3) \ + \ 0.24[Mg^{2+}]^{\varphi\pi}. \end{split}$$

Образец РТ-104 (зона 2):

$$\begin{split} &2Ca_{3.01}(Mg_{0.86}Fe_{0.12}Mn_{0.02})_{\Sigma 1.00}[Si_{2.02}O_8] \ + \ CaCO_3 \ + \ 0.10[Fe^{2+}]^{\varphi_{\pi}} \ + \ 0.04[Mn^{2+}]^{\varphi_{\pi}} \rightarrow \\ &2Ca_{1.0}(Mg_{0.77}Fe_{0.17}Mn_{0.04})_{\Sigma 0.99}[Si_{1.01}O_4] \ + \ Ca_{5.0}[Si_{2.0}O_8](CO_3) \ + \ 0.18[Mg^{2+}]^{\varphi_{\pi}}. \end{split}$$

Из реакций следует, что большинство компонентов (Ca, Mg, Mn, Fe и C) участвуют в этой реакции как подвижные; инертным является Si. В кочумдекских мраморах, мервинит и монтичеллит обладают максимальным и практически равным средним содержанием SiO₂ (в мас. %): мервинит – 36.3; монтичеллит – 36.7. Прочие минералы беднее SiO₂ (в мас. %): спуррит ≈ 27.5 ; мелилит $\approx 26-30$. Поэтому именно распределение SiO_2 в мраморах контролирует процесс замещения и определяет его локальность. Без дополнительного привноса SiO_2 развитие ретроградного замещения в объеме всей породы было бы невозможно, что и наблюдается в действительности.

Редкие монтичеллит-куспидиновые симплектиты, возникшие по реакции:

 $2Ca_3(Mg,Fe,Mn)[Si_2O_8] + 2F^- \rightarrow 2Ca(Mg,Fe,Mn)[SiO_4] + Ca_4Si_2O_7F_2 + \frac{1}{2}O_2$, являются продуктами ограниченного метасоматического воздействия со стороны траппового тела. Поскольку куспидин нестабилен в средах с высоким парциальным давлением CO₂, его появление подтверждает резкое снижение P_{CO2} на регрессивном этапе.

Процесс замещения мервинита монтичеллит-спурритовым агрегатом относится к разряду реакций рекарбонатизации и реализуется при существенном снижении доли CO₂ во флюиде. Равновесие *мервинит* + *кальцит* \rightarrow *монтичеллит* + *спуррит* может быть использовано как минеральный термометр (T \approx 820 °C для стехиометричных соединений) [Перцев, 1977] (Рис. 5.5). Учет реальных составов мелилитовых твердых растворов, сосуществующих с симплектитами, указывает на то, что остывание мраморов сопровождалось резким падением парциального давления CO₂ во флюиде (от 0.40 Р_{общ.} до ~ 0.15 Р_{общ.}).

Таким образом, детальные исследования онтогенеза минеральных агрегатов, оценки $P_{CO2} < 0.2 P_{obul}$ выполненные нами, показали, Перцев, 1977] ЧТО начальной ретроградного справедливы для стадии изменения пород ореола. Кочумдекского Парагенетический И минералогический анализ свидетельствует, что на этом этапе развития ореола сохранялись высокие температуры прогрева метаосадков (до T \approx 820 °C вблизи контакта с интрузивом).

5.3. Сульфиды в ассоциациях высокоградиентных контактовометаморфических мраморов: применимость для реконструкции истории ореола

Традиционно целью петрологического анализа метаморфических пород является реконструкция пиковых параметров и РТ трендов метаморфизма, а

объектами исследования – породообразующие минералы [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Kerrick, 1991; Grapes, 2011]. Внедрение в эту область геологии методов высокого разрешения и изотопной геохимии создало предпосылки для вовлечения акцессориев в круг генетически информативных минералов. Условия спуррит-мервинитового метаморфизма благоприятны для образования высокотемпературных фаз, пригодных для изотопного датирования (циркон, монацит) [Hermann et al., 2006], минералогической термометрии (Zr в рутиле, Ti в цирконе) [Green, Hellman, 1982; Hermann, Rubatto, 2003], оценки редокс-условий (минералы группы апатита, оксиды Fe, сульфиды, самородные элементы) [Parat et al., 2002; Vaughan, 2006; Britvin et al., 2008; Marks et al., 2012]. При анализе метаморфических пород сульфиды обычно игнорируются, поскольку они быстро переуравновешиваются [Barton, 1974] и, таким образом, их составы не отвечают пиковым условиям метаморфизма [Vaughan, 2006]. Однако способность сульфидов чутко реагировать на изменения условий, широкие вариации их макро- и микроэлементного состава, значительный диапазон величин $\delta^{34}S$ позволяют выявлять вариации РТ-параметров И различные источники вещества, задействованные в их образовании [Seal, 2006; Brown et al., 2014]. Благодаря этим особенностям сульфиды способны быть независимым источником информации в проблемы оценки масштабов массопереноса при решении контактовом метаморфизме [Kerrick, 1991; Valley, 2001], а также выступать в роли индикаторов транзита вещества через зону контакта химически контрастных сред.

В Кочумдекском контактовом ореоле рекристаллизованные мергелистые известняки, сохраняя все геохимические особенности осадочного протолита, содержат однообразную сульфидную минерализацию. Преобладает пирротин, резко обедненный изотопом ³⁴S (δ^{34} S от – 28.68 ‰ до –23.32 ‰ CDT) с примесями Mn, Ni, Co и следовыми количествами Se (Табл. 4.8; Рис. 4.6). Его морфология указывает на образование сегрегаций в ходе собирательной перекристаллизации распыленных дигенетических сульфидов, в частности, фрамбоидального пирита (Рис. 4.10 Б). Весьма редкие халькопирит, галенит и арсенопирит, главным образом, присутствуют в виде включений на периферии зерен пирротина, что

позволяет связать их образование с процессами очистки протофаз – As пирита и/или пирротина в ходе рекристаллизации.

В мраморах зоны 4 набор сульфидов дополняют точечные выделения акантита и алабандина. Абсолютно преобладают сульфиды матрикса: с пирротином сосуществуют фазы Mn, Ag и Pb. Мраморы высокотемпературных зон сохраняют геохимическую специфику пород 2 3 протолита, И a ИХ микроэлементный состав обычно не выявляет сколько-нибудь заметного транзита вещества со стороны траппа. Породы умеренно обогащены только Mn и Zn. Содержания в них Cu, Ni и Co остаются низкими (в ppm): Cu \leq 60, Ni \leq 30, Co \leq 15 (Табл. А4). Сульфиды мервинитовых мраморов обладают той же спецификой (фазы Fe, Mn, Zn, Pb, Ag) при близком сходстве ассоциаций включений и матрикса (Табл. 4.19).

Веским свидетельством характера В пользу изохимического высокотемпературных метаморфических преобразований в Кочумдекском ореоле оказался микроэлементный и изотопный состав пирротинов. В мервинитовых ассоциациях методом ЛА-ИСП-МС были проанализированы пирротины матрикса, из них же были отобраны монофракции для определения изотопного состава серы. Гипотетически именно сульфиды матрикса (в отличие от включений в породообразующих минералах) могли быть перекристаллизованы при участии флюидов, отделившихся от остывающего траппа. В этом случае их состав должен обнаруживать «геохимические метки» базитовой магмы: обогащение Ni, Co, Cu и ³⁴S (см. главу 3). Максимально этот эффект должен был быть проявлен в пирротинах из приконтактовой зоны. В действительности же именно пирротины из мервинитовых мраморов оказались резко обеднены Ni, Co, Cu, Se, Mo и Ag и обладают очень легким изотопным составом серы ($\delta^{34}S = -25.4 \div -15.1$ % CDT) (Табл. 4.8; Рис. 4.6).

Полученные данные позволили впервые охарактеризовать специфику комплекса ультравысокотемпературных сульфидов, возникших при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма. Главным минералообразующим катионом сульфидов выступает железо. Наряду с абсолютно преобладающим пирротином, Fe и Mn являются главными компонентами в протяженных сериях твердых растворов: (Zn,Fe,Mn)S_{куб}, (Zn,Mn,Fe)S_{гекс} и (Mn,Fe)S_{куб}.

Фаза (Mn,Fe)S_{куб} (алабандин) могла возникнуть В мраморах как самостоятельная высокотемпературная, о чем свидетельствует ее присутствие в виде включений в пирротине (Рис. 4.22 А, В). Вместе с тем регулярное сосуществование мелких и мельчайших (Mn,Fe)S выделений на границе крупных зерен пирротина указывает на возможность обособления фазы (Mn,Fe)S и в процессе его очистки от примесей. Сопоставление примесного состава пирротинов из разных зон подтверждает это предположение (Табл. 4.8) – наиболее богаты Мп пирротины из пород зоны 4. В свою очередь, резкое обеднение Mn пирротинов из обмена кровли траппа указывает отсутствие на между ними И известняками/мраморами и контаминации базитов материалом известняков. Установленные факты позволяют сделать вывод об эффективном кристаллохимическом фракционировании Mn в процессах спуррит-мервинитового метаморфизма и о его ковариантном поведении с Fe при образовании не только силикатов, но и сульфидов [Девятиярова, 2018 a, б; Сокол и др., 2019 a, б; Sokol et al., 2021].

Несмотря на то, что быстрая кинетика переуравновешивания сульфидов при снижении температуры [Barton, 1974] накладывает ограничения на их использование в качестве минералогических термометров, некоторые пороговые оценки температур все же могут быть получены с их помощью. Экспериментально установлено, что высокие температуры способствуют вхождению Fe и Mn в структуры как сфалеритового, так и вюрцитового типов [Osadchii, Gorbaty, 2010; Tomashyk et al., 2013]. Среднее содержание Fe в сфалеритах из мервинитовых мраморов приближается к 22 мас. %, а количество Mn достигает 7.5 мас. % (Zn_{0.55-0.57}Fe_{0.32-0.35}Mn_{0.07-0.10}S). В природе близкие концентрации железа были обнаружены только в сфалеритах из метеоритов (25.3-32.1 мас. % Fe или 42-50 мол. % FeS при T> 900 °C) [Lin, Goresy, 2002]. Согласно экспериментальным данным, при T = 850 °C доля FeS в (Zn,Fe)S_{куб} колеблется от 20 до 55 мол. % FeS [Vaughan,

2006]. При снижении температуры до T = 742 °C (при P = 1 бар), (Zn,Fe)S_{куб} равновесный с пирротином содержит только ≤ 13 мол. % FeS [Vaughan, 2006].

В противоположность сфалеритовой структуре, вюртцитовый тип $(Zn,Mn,Fe)S_{rekc}$ при высоких температурах стабилизируется Mn [Tomashyk et al., 2013]. Действительно, вюртциты из мервинитовых ассоциаций содержат 16.0-18.3 мас. % Mn и 7.9-19.1 мас. % Fe, вследствие чего количество Zn в них становится ниже 0.5 ф.е. (Zn_{0.39-0.46}Fe_{0.19-0.31}Mn_{0.28-0.30}S). Синтез богатых Mn вюртцитов был реализован экспериментально при T \geq 800 °C [Knitter, Binnewies, 1999].

Алабандин (MnS_{куб} или α-MnS), относящийся к структурному типу PbS или NaCl образует ограниченные твердые растворы (Mn,Fe)S_{куб} [Makovicky, 2006]. В кочумдекских мраморах твердые растворы Mn_{0.76-0.89}Fe_{0.12-0.25}S содержат до 15.7 мас. % Fe, что превышает количество Fe, обнаруженное в фазе α-(Mn,Fe)S из метеоритов [Lin, Goresy, 2002]. Согласно [Vaughan, 2006], в структурном типе NaCl максимальную смесимость твердый раствор FeS-MnS демонстрирует при 800 °C. Действительно, методом газо-транспортного синтеза в системе Fe-Mn-Zn-S при снижении температуры от 900 до 800 °C удалось вырастить кристаллы α-(Mn_{0.81}Fe_{0.19})S [Knitter, Binnewies, 2000]. К сожалению, использовать составы алабандина для более детальных температурных реконструкций не представляется возможным. На диаграмме FeS-MnS [Knitter, Binnewies, 1999] они проектируются в широкое поле стабильности ассоциации алабандин + пирротин (T = 600-1300 °C).

В целом характерные для мервинитовых мраморов Кочумдекского ореола серии протяженных твердых растворов: (Zn,Fe,Mn)S_{куб}, (Zn,Mn,Fe)S_{гекс} и (Mn,Fe)S_{куб} по масштабам замещений сопоставимы только с таковыми метеоритных ассоциаций. Следовательно, они были уравновешены и затем закалены при температурах, близких к пику метаморфизма. В дальнейшем составы этих сульфидных серий могут быть использованы в качестве индикаторов ультравысоких температур в ореолах контактового метаморфизма.

Температурные рубежи остывания мраморов позволяют реконструировать данные о термической стабильности ретроградных сульфидов. Эти ассоциации представлены К-Fe сульфидами: расвумит + джерфишерит ± бартонит (Табл. 4.19).
Ассоциации пирротин + расвумит + Fe джерфишерит, дополненная фазой KCl, была синтезирована при 400 °C, но утратила стабильность при 600 °C [Voronin et al., 2019]. Было экспериментально установлено, что Fe джерфишерит плавится с разложением при атмосферном давлении и T \approx 600 °C [Voronin et al., 2019].

Fe джерфишерит, замещающий расвумит, является единственным минералом кочумдекских мраморов, содержащим элементы типоморфные для габбро: Ni, Cu, Co и Cl. Его стабилизации способствует падение активности серы и рост активности К и Cl во флюидной фазе. Распределение джерфишерита в породах дает возможность визуализировать пути проникновения флюидов из траппа в мраморы на стадии их остывания. Локализация джерфишерита преимущественно в метапелитовых прослоях отражает различную проницаемость слоев, сложенных кальцитом и Ca-Mg силикатами. Это явление (так называемый «channelizing effect») неоднократно отмечалось для контактовых ореолов, возникших по неоднородным карбонатно-силикатным осадкам. В таких толщах метакарбонатные горизонты выполняли роль флюидоупоров, а флюиды двигались избирательно – по более проницаемым силикатным прослоям. Благодаря этой особенности транспорт вещества шел не изотропно, а параллельно литологическим границам. Поэтому обнаруживаются геохимические силикатных прослоях именно В метки метасоматических изменений и отчетливые изотопные эффекты [Buick, Cartwright, 2000].

В случае кочумдекских мраморов отсутствие следов высокотемпературного метасоматоза, а также катионного и изотопного (S) транспорта или обмена позволяет предполагать, что при пиковых параметрах метаморфизма заметный поток вещества со стороны траппа во вмещающие осадки отсутствовал. Трещиноватость возникла в породах ореола уже на стадии их остывания, а масштабы ее проявления были минимальными: ослабленные зоны на границах зерен или, реже, тончайшие трещины в минералах (Рис. 4.20 Б-Д). Помимо джерфишерита, в отдельных залеченных микротрещинах (до 10 мкм) в мраморах также удалось обнаружить Ti-Sc-(±Zr) гранат, принадлежащий к ряду андрадитшорломит (Рис. 4.25 Г, Д; 4.26). Он является еще одним независимым

свидетельством ограниченного флюидопотока из пород остывающего траппа (обогащенных Sc) во вмещающие толщи.

Находки К-Fe сульфидов, прежде всего, Сl-содержащего джерфишерита, позволяют конкретизировать условия, в которых возникали эти флюидопотоки. Поскольку изученные нами мраморы деплитированы по К и Cl, а их протолиты представляют собой шельфовые осадки, лишенные прослоев эвапоритов, образование джерфишерита могли обеспечить только флюиды, поступившие извне и обогащенные одновременно К и Cl. В работах [Heinrich, Gottschalk, 1994; Heinrich et al., 2004] дан анализ путей распространения флюидопотоков и трендов изменения состава флюида в контактовых ореолах по мере снижения температуры и доказана неизбежность отделения от них рассолов. В Кочумдекском ореоле были остывающие породы минимальной степени проработаны В флюидами/рассолами (с Ni, Cu, Co, Cl и Sc «метками»). Поскольку слабо дифференцированные траппы Кузьмовского комплекса отличаются низкой флюидонасыщенностью, количество таких флюидов не было значительным. Прочные массивные мраморы в зоне контакта сыграли роль флюидоупора, и только возникшая на этапе их остывания система мелких трещин сделала возможным ограниченную миграцию флюидов и K-Na-Cl рассолов по системе микротрещин (Рис. 5.6). Сетку их распространения визуализирует распределение поздних джерфишерита и расвумита.



Рисунок 5.6. Микровключения NaCl и KCl в ассоциации с акцессорными фазами в мелилите из спурритмервинитовых мраморов Кочумдекского ореола. А, Г – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE). Спектры характеристических излучений: KCl (Б, Д), NaCl (В) и расвумит (Е). Сокращения названий минералов, согласно [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Cl-Ap – хлорапатит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Po – пирротин, Rsv – расвумит, Spu – спуррит.

5.4. U-Pb геохронологические исследования перовскита и возраст метаморфического события

Природный перовскит концентрирует REE, а также Nb, Ta, Ce, La, Th и U, благодаря чему он (наряду с цирконом и бадделеитом) пригоден для U-Pb изотопного датирования геологических процессов методами SHRIMP и ЛА-ИСП-MC. Соответствующие методики успешно используются для определения возраста перовскитов из ультраосновных и щелочных магматических пород [Cox, Wilton, 2006; Chakhmouradian et al., 2013; Chen, Simonetti, 2014; Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014]. Микроэлементный состав перовскитов из ультравысокотемпературных мраморов Кочумдекского ореола впервые был охарактеризован методами рентгеноспектрального микроанализа анализа (~ 400 зерен) и ЛА-ИСП-МС (60 зерен) (Табл. 4.24; 4.25). Для оценки его пригодности в качестве объекта ²⁰⁶Pb/²³⁸U изотопного датирования для общирной выборки кристаллов были определены концентрации U, Th и Pb и дана оценка степени их химической однородности (см. главу 4, раздел 4.2).

При определении возраста фанерозойских объектов по минералам с низкими содержаниями U, предпочтение отдается отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ввиду малого содержания радиогенного изотопа ²⁰⁷Pb и обусловленных этим ошибок определения отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb [Cox, Wilton, 2006]. Предварительно для каждого из анализов перовскита была выполнена коррекция ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb отношений и затем на основе оптимизированных значений рассчитаны абсолютные возраста индивидуальных зерен. Присутствие в газе-носителе контаминанта ²⁰⁴Нg контролировалось по количеству изотопа ²⁰²Hg, которое не превышало 96 отсчетов (cps), в 50 % анализов эта величина равна 0, а в 25 % анализов < 30 cps $(^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}=0.229883).$ Расчет возраста перовскитов был выполнен с использованием изотопа ²⁰⁷Pb вместо изотопа ²⁰⁴Pb. На основе данных ЛА-ИСП-МС были получены значения абсолютных возрастов перовскита из мраморов Кочумдекского ореола. В обр. РТ-122 удалось выполнить анализ 47 зерен и построить конкордию (Рис. 5.7). U-Pb возраст минерала, рассчитанный для этого образца составил 248.0 ± 7.2 млн. лет (MSWD = 6.2; 95 % доверительный интервал).

В образце РТ-117 методом ЛА-ИСП-МС удалось проанализировать лишь 13 зерен перовскита. Расчетный возраст, составивший 258.0 ± 6.0 млн. лет (MSWD = 4.7; 95 % доверительный интервал), выходит за нижнюю границу доказанного временного интервала траппового магматизма на западной окраине Тунгусской синеклизы и потому не может рассматриваться как достоверный. Вероятной причиной этого представляется недостаточное количество выполненных анализов.

На сегодня методами K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования слюд, плагиоклазов и валовых проб лав, а также U-Pb (SHRIMP) датирования циркона и бадделеита установлено, что магматическая активность, обусловленная деятельностью Сибирского суперплюма, длилась в общей сложности около 20 млн. лет. Ее главные пики пришлись на интервалы (254) 251-248, 245-235 и ~229 млн. лет, а извержения основного объема магм произошли на границе перми и триаса (~ 252 млн. лет по U-Pb методу и ~ 249 млн. лет по K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar методам) [Гусев и др., 2019]. На западной окраине Тунгусской синеклизы первой фазе базитового магматизма соответствуют именно кузьмовские траппы, эпизод внедрения которых относят к пермо-триассовой границе [Альмухамедов и др., 1992].

2002], Д.М. Туровцев [Туровцев, систематизируя информацию 0 контактовых ореолах разновозрастных траппов Тунгусской синеклизы, указывал на невозможность включить в эту систематику проявления спуррит-мервинитового метаморфизма на реках Кочумдек [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977] и Анакит [Ревердатто, 1964; 1970]. Область пересечения множеств ²⁰⁶Pb/²³⁸U датировок перовскита из мраморов Кочумдекского ореола (с учетом ошибок определения средних величин) соответствует интервалу 252-255 млн. лет, что согласуется как с имеющимся массивом изотопных датировок траппов Тунгусской синеклизы, так и с геологическими наблюдениями, указывающими на раннетриасовый возраст Суммируя комплекс минералогических (см. главу 4), петроинтрузива. геохимических (см. главу 3) и геохронологических данных, мы вправе утверждать, что Кочумдекский трапп относится к первой (доминирующей!) фазе внедрения траппов Кузьмовского комплекса.



Рисунок 5.7. Диаграмма с конкордией (обр. РТ-122) для перовскитов из спуррит-мервинитовых мраморов Кочумдекского контактового ореола.

5.5. Изохимичность процесса метаморфизма в Кочумдекском ореоле: синтез геохимических данных

Внедрение в раннем триасе базитовой магмы с исходной температурой не менее 1200 °С в нижнесилурийские мергелистые известняки инициировало реакции дегидратации, декарбонизации и обменные карбонат-силикатные взаимодействия. В пределах Кочумдекского контактового ореола метаморфизм спуррит-мервинитового уровня (T = 750-900 °C) проявился в узкой зоне (≤ 3.0 м от кровли траппового тела) и не сопровождался появлением жильной минерализации, выраженными явлениями скарнирования или автометасоматическим изменением габброидов [Сокол и др., 2019 a; Sokol et al., 2021]. В целом геологические характеристики Кочумдекского ореола указывают на то, что он развивался в термального метаморфизма близкого режиме к модели изохимических превращений. Но в какой степени природный процесс соответствовал этой модели? И почему в Кочумдекском ореоле возникли столь редкие условия?

Ответ на первый вопрос дает анализ распределения широкого спектра элементов в породах ореола (см. главу 3). Было установлено, что петрохимические характеристики мраморов в целом унаследованы от протолита и обусловлены режимом раннесилурийской седиментации и петрофондом области сноса (Заангарье Енисейского кряжа). пелитового материала Контрастность микроэлементного состава осадков и траппа была использована нами для оценки масштабов и характера массообмена в приконтактовой зоне. В сценарии метасоматических изменений присущие базитам геохимические «метки» (Cr, Ni, Со, Си, изотопно тяжелая сера), а также элементы, которыми обогащен именно Кочумдекский трапп – V, Sc, Cl, непременно, должны были бы оставить свой след в мраморах. В случае изохимических преобразований мы не должны были обнаружить свидетельств их транспорта. В мраморах в заметных количествах присутствуют все элементы переменной валентности, свойственные базитам, включая халькофильные. Однако, их количества и соотношения отличаются от таковых в габброидах и близки к характеристикам шельфовых осадков окислительных обстановок. Анализ диаграмм Hf-La/Th и La/Sc-Th/Co позволил

выявить заметный вклад мафического источника в состав известняков (Рис. 3.7), что объясняет достаточно высокие уровни первичного накопления ими халькофильных элементов. Для осадков нижнекочумдекской подсвиты главным источником базитового материала выступали рифейские толщи Заангарья Енисейского кряжа (Рис. 1.3), включающие мощные ритмы вулканитов и метавулканитов наряду с пелитовыми и метапелитовыми породами, гранитоидами и продуктами их преобразования [Маслов и др., 2008; 2009; Likhanov, Reverdatto, 2008; Priyatkina et al., 2016; 2018]. Аргументы в пользу изохимичности метаморфизма в Кочумдекском ореоле удалось получить и при исследовании пирротина – доминирующего сульфида во всех породах изученного разреза. В спурритовых мраморах из зоны контакта пирротин оказался резко обеднен Ni, Co, Cu и ³⁴S (δ^{34} S \approx -25 ‰ CDT), тогда как в габброидах из кровли траппового тела пирротин, напротив, богат примесями Co, Ni, Cu и ³⁴S (δ^{34} S \approx +2.7 \div +13.1 ‰ CDT) (Taбл. 4.7; 4.8; Puc. 4.9) [Sokol et al., 2021].

Было установлено, что спурритовые мраморы, преобразованные при Т до 900 °C, сохраняют профиль распределения REE+Y, свойственный морским мергелисто-карбонатным осадкам (Рис. 3.5). Отдельно следует отметить, что карбонатная составляющая таких высокотемпературных мраморов не утрачивает характерных «меток» морской воды, главной из которых является обогащение HREE. Спектр распределения REE+Y в карбонатной составляющей видоизменяется только в волластонитовых мраморах, где акцессорные Ti гранаты, селективно концентрируют HREE и Y.

В отношении мергелистых осадков и их метаморфических производных величина (La/Yb)_N недостаточна для оценки соотношения между сиалическим и мафическим материалом в питающей провинции, поскольку на нее заметно влияет карбонатная компонента. При реконструкции источников сноса терригенного материала в бассейны с карбонатной седиментацией необходимо привлекать максимально широкий спектр геохимических индикаторов (Th/Co, La/Sc, La/Th-Hf), разработанных для анализа геологической истории пелитовых осадков [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Маслов и др., 2008; 2009; 2018; Likhanov, Reverdatto, 2008].

Выполненный большинство анализ также показал, что петро-И геохимических характеристик кочумдекских мраморов соответствуют таковым протолита (Рис. 3.2-3.6), и на этом основании могут быть использованы наравне с характеристиками осадков для реконструкции соотношения источников материала в питающих провинциях. Послойное опробование разреза мраморов и мергелистых известняков Кочумдекского ореола позволило установить, что на старте силурийской трансгрессии в бассейн седиментации поступал выветрелый силикатный усредненный материал, ПО макрокомпонентам. При ЭТОМ распределение в нем микроэлементов, главными носителями которых являются ультраустойчивые минералы песчаной и алевритовой фракций (Zr, Hf, U, Th, Nb, Sc), оставалось гетерогенным. Широкие вариации отношений Zr/Hf (21-60), Zr/Nb (7-43), Zr/U (19-123), Th/Sc (0.06-0.6), Th/Co (0.1-0.4), La/Sc (0.5-3) и Cr/Th (6-23) указывают на вклад щелочных комплексов Енисейского кряжа (наряду с главными – фельзитовым и базитовым источниками) в микроэлементный состав пелитовой компоненты шельфовых осадков раннего силура.

Теперь сосредоточимся на обсуждении тех особенностей кочумдекских мраморов, которые указывают на ограниченное перераспределение вещества в контактирующих породах. Из числа петрогенных компонентов только содержание калия заметно изменяется в разрезе мраморов (Рис. 3.3 А). Мы склонны объяснять этот факт, опираясь на модель [Heinrich et al., 2004]. Согласно ей, при давлении 200 бар охлаждение пород ореола до температуры ниже 800 °C влечет за собой расслоение гомогенного CO₂-H₂O флюида на газовую фазу (с доминированием CO₂) и преимущественно водный рассол-расплав (NaCl + KCl). При участии хлора, источником которого в Кочумдекском ореоле, несомненно, является трапп, в прогретых породах происходила экстракция и перераспределение Na и K. Поскольку протолит мраморов изначально был обеднен натрием, В ИХ вертикальном разрезе отчетливо проявилась только неоднородность В

распределении калия. При переходе на микроуровень удалось обнаружить включения NaCl и KCl (< 5 мкм) в мелилите мраморов (зона 2) (Рис. 5.6).

Для контактовых ореолов, развитых по литологически неоднородным осадкам, характерен так называемый «channelizing effect», обусловленный контрастной проницаемостью силикатных и карбонатных прослоев. При метаморфизме карбонатные горизонты уплотняются и выполняют роль флюидоупоров, тогда как силикатные частично сохраняют открытую пористость и проницаемость. Как следствие, движение флюидопотока и транспорт вещества в слоистых метаморфических породах происходит селективно – по метапелитовым прослоям [Buick, Cartwright, 2000]. Анализ распределения в кочумдекских мраморах поздних К-Fe сульфидов (расвумита и джерфишерита), также привел нас к выводу об ограниченной миграции K-Cl рассолов по системе мелких трещин в пелитовых прослоях (см. раздел 5.1.3) [Sokol et al., 2021]. Ретроградный джерфишерит (T < 600 °C) является единственным минералом кочумдекских мраморов, концентрирующим Ni, Cu, Co и Cl, – элементы типоморфные для габбро. Изредка его сопровождают мельчайшие зерна Sc граната. Эти минералогические и геохимические «метки» сообща указывают на ограниченный флюидопоток из остывающего траппа во вмещающие толщи.

Основываясь на анализе представительной выборки аналитических данных для огромного перечня околоинтрузивных контактово-метаморфических ореолов [Туровцев, 2002], Д.М. Туровцев приходит к выводу, что метаморфические преобразования магматической стадии (при пиковых параметрах) в объемах контактовых ореолов дифференцированных интрузивов происходили главным образом при инертном поведении всех компонентов, кроме H₂O, CO₂ и K₂O, что удовлетворяет модели изохимического метаморфизма. Перемещение прочих несущественны обычно более компонентов И связаны с поздними И низкотемпературными наложенными процессами [Туровцев, 2002].

5.6. Геологические предпосылки изохимического контактового метаморфизма на реке Кочумдек

Разнообразие типов магматических тел и малоглубинных геологических обстановок их внедрения определяет разнообразие контактовых ореолов [Barton et Туровцев, 2002; Ревердатто и др., 2017]. Неизохимические al.. 1991; высокотемпературные превращения связаны с вулканическими системами и интрузивными полистадийными комплексами. Метасоматические И гидротермальные изменения обычно связаны с ретроградным этапом развития флюидонасыщенных магматических систем (прежде всего, гранитов, диоритов, монцонитов, сиенитов). В контактах с телами базитов крупные рудные скопления и зоны минерализации возникают редко, за исключением случаев, когда в процесс вовлекаются захороненные в осадках минерализованные формационные воды. Поскольку транспорт тепла и вещества, главным образом, обеспечивают флюидопотоки, проницаемость вмещающих пород контролирует развитие метасоматитов, а флюидонасыщенность магмы и осадков определяет масштабы этого процесса. Как правило, локализация зон метасоматической переработки имеет структурный контроль [Barton et al., 1991].

Оптимальные условия для реализации изохимического метаморфизма чаще всего возникают при внедрении значительных объемов сухих базитовых магм в карбонатные толщи [Yardley, 1977]. Частным вариантом такого сценария является внедрение крупных базитовых силлов в платформенные осадки чехла Тунгусской синеклизы [Peвepдатто, 1970; Barton et al., 1991; Typoвцев, 2002; Grapes, 2011]. Низкая флюидонасыщенность габброидов Кузьмовского комплекса (к которому относится Кочумдекский трапп) является необходимым, однако недостаточным условием для реализации изохимического контактового метаморфизма. Вторым ключевым условием является наличие флюидоупора на пути восходящего потока. Наши исследования позволили выявить несколько факторов, обеспечивших монолитность толщи, залегавшей над кровлей Кочумдекского траппа. Его внедрение произошло вдоль механически разупрочненной зоны несогласия между консолидированными осадками нижнего силура и корой выветривания, развитой по породам верхнего ордовика [Тесаков, 2015]. Ранее [Пэк, 1968] было установлено, что для продвижения расплава по открывающемуся горизонтальному каналу давление в нем должно было превышать сжимающие напряжения на стенках и предел прочности пород. При внедрении жидкого магматического клина прочность среды в зоне стратиграфического несогласия была минимальной (относительно выше- и нижележащих консолидированных осадков). С высокой вероятностью, эта особенность ордовикско-силурийского разреза обеспечила оптимальные условия для раскрытия полости и внедрения магмы, которое на обследованном участке не сопровождалось хрупкими деформациями пород кровли.

мергелистые По особенностям своим литологическим известняки кочумдекской свиты представляли собой природный слоистый композит, состоящий ИЗ тонких ритмично-чередующихся слоев с контрастными термомеханическими свойствами. В контексте рассматриваемой проблемы принципиально важно, что коэффициент уплотнения глинистых пород в среднем в 2-3 раза выше, чем карбонатных [Дортман, 1984]. При внедрении магмы наличие регулярных пелитовых прослоев, занимающих до 40-50% объема осадков, значительно повысило общую сжимаемость толщи и минимизировало хрупкие деформации свода. По аналогии со слоистыми композитами [Иванов и др., 2019], можно предположить, что сочетание перемежающихся пластичных и хрупких слоев, обеспечило эффект торможения развития трещин.

Устойчивость к разрушению вмещающей породы при термо-механическом возлействии магматической интрузии существенно зависит И от ee флюидонасыщенности. Согласно теории пороупругости Био, наличие жидкости в пористой среде под давлением, достигающим внешнего всестороннего давления, приводит к снижению прочности пород [Надаи, 1969]. Возникновение системы макротрещин и нарушение сплошности флюидонасыщенных вмещающих пород достаточно типично для контактов с пластовыми интрузиями. Примером такого рода хрупких деформаций является дайковый комплекс Шип Рок (Нью Мехико) [Townsend, 2018]. Отсутствие приконтактных трещин в породах обрамления

Кочумдекского силла служит дополнительным показателем низкой флюидонасыщенности протолита метаморфических пород.

Из-за высоких скоростей реакционных взаимодействий между твердыми фазами и флюидом, равновесия в карбонатных породах при параметрах метаморфизма уровня спуррит-мервинитовой фации устанавливаются максимум за сотни часов [Перцев, 1977; Heinrich et al., 2004]. В итоге практически непроницаемый «экран» из монолитных мраморов сформировался на контакте с траппом за пренебрежимо малое по геологическим меркам время. В течение всего периода становления контактового ореола (первые годы) [Сокол и др., 2019 а] остывающий силл и вышележащая осадочная толща оказались разделены горизонтом мраморов (мощностью до 2.5-3.0 м), обладавшим свойствами флюидоупора – минимальной закрытой пористостью и проницаемостью. По экспериментальным данным [Шмонов и др., 2002], проницаемость известняков и мраморов резко снижается с ростом температуры. При прогреве известняка до 300 °С (независимо от давления) в нем возникают «области непроницаемости» (kменее 10⁻²³м²), а при температуре выше 500 °С преобразованная в мрамор порода становится фактически непроницаемой (*k* ниже предела измерения). При наличии микротрещин проницаемость таких пород сразу же возрастает на 10 порядков (10-¹³ – 10⁻¹⁵м²), но также понижается на 1-2 порядка с ростом температуры.

В целом близкий к изохимическому характер контактового метаморфизма в Кочумдекском ореоле мог быть обусловлен сочетанием нескольких геологических факторов. Главные из них: (1) низкая флюидонасыщенность расплава и осадков; (2) малая проницаемость осадков и мраморов;(3) отсутствие хрупких деформаций при продвижении магматического клина вследствие амортизации пород свода.

Не исключено также, что значение имела и локализация ореола на верхнем контакте с траппом. Об этом заставляет думать контрастность метасоматических изменений мраморов в верхнем и нижнем контактах Кузьмовского силла [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977]. Оба силла (Кузьмовский и Кочумдекский) относятся к одному магматическому комплексу и внедрены в однотипные осадки. Полный разрез главного Кузьмовского силла (мощностью около 85 м) вскрыт в

обрыве р. Подкаменная Тунгуска. Суммарная мощность мраморов в его верхнем контакте достигает 9.0 м. Самой высокотемпературной фазой в этих породах является спуррит. За исключением тонкой зоны гранатовых скарнов (1-3 см), расположенной непосредственно на контакте долеритов и метаосадков, иные ретроградные изменения метаморфических пород в зоне верхнего контакта Кузьмовского силла обнаружены не были [Перцев, 1977]. В нижнем контакте Кузьмовского силла мощность зоны интенсивного прогрева не превышала 2.5 м; отсутствие спуррита указывает на более низкие температуры прогрева осадков. К траппу примыкает зона мелилитовых мраморов мощностью всего 10-20 см и/или тонкая зона (1-2 см) гранат-пироксеновых скарнов. В нижнем контакте весь разрез мраморов претерпел существенную метасоматическую переработку: мелилит и замещены гранатом, появляются более поздние монтичеллит везувиан, волластонит, гидрогранаты и афвиллит. Одно из возможных объяснений наблюдаемой контрастности метасоматических изменений В контактах Кузьмовского силла основано на предположении, что главным источником ограниченного ресурса метасоматизирующих флюидов/растворов в данном случае выступало не магматическое тело, а прогретые осадки. С высокой вероятностью, наличие зоны закалки в подошве силла препятствовало вертикальной миграции обеспечило летучих компонентов и условия для автометасоматической переработки мраморов на этапе их остывания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кочумдекский бифациальный высокотемпературный контактовометаморфический комплекс расположен на правом притоке р. Подкаменная Тунгуска, где приурочен к верхнему контакту нижнетриассового траппового тела Кузьмовского комплекса ($\nu\beta T_1kz$) и морских мергелистых известняков лландовери (S₁*ln*). Общая мощность метаморфических пород спуррит-мервинитовой фации достигает здесь 3.0 м, что является исключительной редкостью для образований контактового метаморфизма, связанных с трапповым магматизмом в пределах Тунгусской синеклизы [Туровцев, 2002]. Особенностью ореола является отсутствие выраженного скарнирования, жильной минерализации ИЛИ автометасоматического изменения габброидов.

Мраморы Кочумдекского ореола были отнесены к породам спурритмервинитового метаморфизма уже первыми его исследователями, обнаружившими здесь минералы-индикаторы данной фации: спуррит [Ревердатто, 1964], мервинит и тиллеит [Перцев, 1977]. Однако, до сих пор минералогия этих пород не была охарактеризована с надлежащей полнотой, что, в свою очередь, не позволяло конкретизировать параметры метаморфизма. Отсутствовала петро-геохимическая информация о породах ореола, позволяющая реконструировать его геологическую историю. До последнего времени сохранялась неопределенность даже с обоснованным отнесением Кочумдекского траппа к конкретному формационному комплексу сибирских траппов [Туровцев, 2002].

В данной диссертационной работе все породы, диагностированные в пределах полизонального Кочумдекского ореола, впервые были охарактеризованы по единой схеме с применением арсенала прецизионных методов анализа минерального вещества. На первом этапе работы был выполнен собственно минералогический анализ мраморов и выявлен их полиминеральный состав, благоприятный для петрогенетических реконструкций. В общей сложности в метаморфических породах было диагностировано 29 породообразующих и акцессорных минералов и выделены несколько критических минеральных ассоциаций, позволившие реконструировать зональность ореола и параметры метаморфизма (Рис. 5.5). Нами впервые были определены химические составы всех фаз и диапазоны составов твердых растворов в различных ассоциациях мраморов. Эти данные легли в основу реконструкции режима как прогрессивной, так и регрессивной ветви процесса метаморфизма пород Кочумдекского контактового ореола.

В мраморах составы большинства породообразующих силикатов и карбонато-силикатов близки к стехиометрическим. Только минералы группы мелилита отличаются широкой вариативностью составов. Использование многокомпонентных диаграмм, учитывающих реальные составы мелилитов из различных парагенезисов, позволило с высокой достоверностью определить минимальные температуры пика метаморфизма (T \approx 870 °C). Присутствие монтичеллит-спурритовых симплектитов дает независимые оценки температуры начала ретроградных преобразований (T \approx 820 °C). На основе парагенетического анализа и традиционной схемы минеральных равновесий были получены оценки температур метаморфизма для каждой из минеральных зон (Рис. 5.5):

<u>Зона 2</u> – T \ge 925 °C; P_{CO2} \ge 0.4 P_{общ.}, 0.3-0.5 м от контакта) – спуррит-мелилит (Gh₆₀₋₈₀)-мервинитовые мраморы (± ранкинит, бредигит).

<u>Зона 3</u> ($T \ge 875 \ ^{\circ}C; P_{CO2} \ge 0.4 \ P_{oбщ.}; 1.0-1.5 \ м от контакта) – мелилитовые (Gh_{50-65}) мраморы со спуррит-монтичеллитовыми симплектитами и реликтами мервинита.$

<u>Зона 4</u> (T \geq 725 °C; $P_{CO2} \geq 0.3 P_{oбщ.}$, 1.5-2.8 м от контакта) – волластониттиллеит-мелилитовые (Gh_{<45}) мраморы.

Была продемонстрирована генетическая информативность широкого спектра минералов и минеральных агрегатов, слагающих породы Кочумдекского ореола. Наряду с традиционными минеральными реперами и подходами метаморфической петрологии, нами была обоснована возможность практического использования новых реперов и методик для реконструкции истории контактовых ореолов (Табл. 6.1). Новым эффективным инструментом температурных реконструкций

оказались сульфиды. Серии твердых растворов (Zn,Fe,Mn)S_{куб} (Zn,Mn,Fe)S_{гекс} и (Mn,Fe)S_{куб} были использованы как новые температурные индикаторы пиковых температур метаморфизма. Пирротин (в отсутствии аутигенного пирита) оказался пригоден для фиксации максимальных температур прогрева протолита на удалении от контакта. Изотопный и ЛА-ИСП-МС анализ сульфидов зарекомендовал себя как информативный независимый инструмент оценки генетически степени изохимичности контактово-метаморфических преобразований. Ассоциация ретроградных К-Fe сульфидов (расвумит + джерфишерит ± бартонит) позволила температурные рубежи реконструировать остывания мраморов И зафиксировать/визуализировать систему микротрещин, по которым двигались водные растворы/рассолы. Нами было показано, что при малых масштабах ретроградных изменений минералогические индикаторы более отчетливо, чем геохимические, выявляют направления распространения флюидопотоков и их специализацию.

Мраморы в большинстве своем бедны микроэлементами и обычно не содержат минералов, пригодных для датирования изотопными методами. Детальный анализ оксидной акцессорной минерализации мраморов позволил нам обнаружить перовскиты, избирательно аккумулирующие U и Th, и вследствие этого пригодные для определения возраста метаморфического события посредством U-Pb датирования методом ЛА-ИСП-МС. Это первые датировки, которые подтвердили раннетриасовый возраст термического события, связанного с внедрением Кочумдекского траппа, и его принадлежность к интрузивам Кузьмовского комплекса.

На следующем этапе был выполнен петро-геохимический анализ всех типов пород из разреза Кочумдекского ореола. Были определены концентрации и охарактеризовано распределение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов в мергелистых известняках, мраморах и габброидах. На основе полученных данных был выделен ряд петро- и геохимических индикаторов, позволивших реконструировать источники вещества, оценить интенсивность метасоматических изменений и детализировать историю развития ореола.

Широкий арсенал аналитических данных был обобщен в виде базы данных. Эта информация впервые позволила на примере конкретного объекта выполнить взаимопроверку реконструкций целого ряда параметров спуррит-мервинитового метаморфизма (Табл. 6.1). Тем самым был разработан и практически реализован интерпретации алгоритм совместной минералогических И изотопноприложении геохимических данных В К истории становления высокотемпературных контактовых ореолов.

Таблица 6.1. Применимость прецизионных методов анализа вещества и информативность групп минералов и индивидуальных фаз для реконструкции истории становления Кочумдекского контактового ореола.

Объект исследования	Аналитические методы	Реконструируемые параметры
Породообразующие карбонаты и карбонато- силикаты всех типов пород контактового ореола и исходных известняков	 Рентгеноспектральный микроанализ Сканирующая электронная микроскопия 	 – Реконструкция главных минералообразующих реакций и их температурных условий
Породообразующие силикаты мраморов	 – Рентгеноспектральный микроанализ – Сканирующая электронная микроскопия 	 Термометрия с учетом реальных составов твердых растворов мелилитов Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов в ходе термического события Реконструкция главных минералообразующих реакций и их температурных условий
Акцессорные сульфиды мраморов, известняков и габброидов	– Изотопия серы	 Источник серы, задействованный в образовании метаморфической сульфидной минерализации
	 Рентгеноспектральный микроанализ Сканирующая электронная микроскопия ЛА-ИСП-МС 	 Термометрия (сульфиды мраморов) Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов в ходе термического события Масштаб и характер массообмена в приконтактовой зоне
Акцессорные оксиды из всех типов пород ореола	 Рентгеноспектральный микроанализ Сканирующая электронная микроскопия ЛА-ИСП-МС 	 Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов

Таблица 6.1. Окончание.

Объект исследования	Аналитические методы	Реконструируемые параметры
Перовскит из мраморов	– U-Pb датирование методом ЛА- ИСП-МС	– Абсолютный возраст термического события
Валовые пробы всех типов пород контактового ореола и исходных известняков	 – Рентгенофлуоресцентный анализ – ИСП-МС 	 Реконструкция протолита мраморов и источников сноса, давших вклад в исходные осадки Масштаб и характер массообмена в приконтактовой зоне
	 Количественный рентгенофазовый анализ 	 – Реконструкция главных минералообразующих реакций
Карбонатные выщелочки мраморов и исходных известняков	– ИСП-МС	 Масштаб и характер массообмена в приконтактовой зоне Источник карбонатного материала мраморов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеенко В.Д., Алясев В.А., Бармин В.А., Белолипецкая Л.И., Божко В.В., Варганов А.С., Егоров В.Н., Егоров А.С., Кажаева О.Д., Качевский Л.К., Москалев В.А., Певзнер В.С., Радюкевич Н.М., Румянцев Н.Н., Суслова С.В., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р– 46–Северо-Енисейский. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 470 с.
- 2. Азимов П.Я. Особенности роста кристаллов в сплошных средах (метаморфических и метасоматических породах) // Федоровская сессия, 2006. С. 53-57.
- Альмухамедов А.И., Плюснин Г.С., Альмухамедов Е.А., Золотухин В.В., Николаев В.М., Кузнецова С.В., Сандимирова Г.П. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопия пермотриасовых базальтов Сибирской платформы и вероятные источники вещества при внутриплитовом магматизме // Геология и геофизика. – 1992. – Т. 33. – № 7. – С. 48-60.
- 4. Арзамасцев А.А., Фу-Ян Ву. U-Рb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. №. 5. С. 496-496.
- 5. Газеев В.М., Задов А.Е., Гурбанов А.Г., Перцев Н.Н., Мохов А.В., Докучаев А.Я. Редкие минералы Верхнечегемской кальдеры (в ксенолитах скарнированных известняков из игнимбритов) // Вестник Владикавказского научного центра. 2006. № 1. С. 18-27.
- 6. Газеев В.М., Гурбанова О.А., Задов А.Е., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б. Минералогия скарнированных известковых ксенолитов вулкана Шадил-хох (Кельский вулканический район Большого Кавказа) // Вестник Владикавказского научного центра. 2012. Т. 12. №. 2. С. 23-33.
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Строев Т.С., Савельев С.О., Шарипов А.Г., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. – 2019. – Т. 79. – С. 49-67.
- 8. Девятиярова А.С. Мервинит из высокотемпературных мраморов контактового ореола на р. Кочумдек // Вопросы Естествознания. 2018 а. № 1. С. 70-77.
- 9. Девятиярова А.С. Перспективы минеральной термометрии на базе мелилитовых твердых растворов: на примере мраморов кочумдекского контактового ореола (В. Сибирь) // IX Сибирская конференция молодых ученых

по наукам о Земле: материалы конференции, Новосибирск, ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, НГУ, 2018 б. – С. 168-170.

- 10. Девятиярова А.С., Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Монтичеллитспурритовые симплектиты: свидетельства регрессивного этапа развития контактового ореола на р. Кочумдек, бассейн р. Подкаменная Тунгуска // Записки РМО. – 2021. – Т. 150. – № 3. – С. 79-97.
- 11. Добровольская М.Г., Цепин А.И., Илупин И.П., Пономаренко А.И. Джерфишерит из кимберлитов Якутии. Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 3-11.
- 12. Добровольская М.Г. Сульфиды щелочных металлов в природе. История изучения, география, ассоциации, изоморфизм, условия образования. Москва, 2018. 159 с.
- 13. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: (петрофизика). Справочник геофизика. М.; Недра, 1984. 455 с.
- 14. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск: Наука. –1991. Т. 199. № 1. С. 7-39.
- 15. Иванов Д.А., Ситников А.И., Шляпин С.Д. Композиционные материалы: учебное пособие для вузов. М.: Изд. Юрайт, 2019. 253 с.
- Когарко Л.Н. Закономерности концентрирования и рассеяния циркония и гафния в щелочно-карбонатитовых системах // Геохимия. – 2019. – Т. 64. – № 12. – С. 1215-1221.
- Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях //ДАН. – 2002. – Т. 385. – № 5. – С. 672-676.
- 18. Лунгерсгаузен Г.Ф., Шульц Н.Э., Богданова Н.Н., Дехтерев Г.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия туруханская. Лист Р-46-XIV. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Малич Н.С., Григорьев В.В. О связи магматизма с тектоникой в бассейнах нижних течений рек Подкаменной Тунгуски и Бахты // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Труды ВСЕГЕИ, (нов. Серия). – 1960. – Вып. 31. – С. 27-36.
- 20. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Москва: Наука, 1965. 328 с.
- 21. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Москва: Наука, 1968. 200 с.

- 22. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики // Геохимия. 2008. № 11. С. 1187-1215.
- 23. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и её эволюция в интервале 1.65-0.6 млрд. лет // Геохимия. – 2009. – № 7. – С. 734-756.
- 24. Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Алексеев В.П., Лепихина О.П., Лепихина Г.А. Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Литосфера. 2010. Т. 2. С. 3-24.
- 25. Маслов А.В., Школьник И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск, 2018. 383 с.
- 26. Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Новые данные о верхнерифейском вулканизме северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1972. Т. 3. С. 133-138.
- 27. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. 863 с.
- 28. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666-688.
- 29. Перцев Н.Н., Шмулович К.И. Оценка физико-химических условий контактового метаморфизма ларнит-мервинитовой фации на примере проявлений в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // Известия АН СССР (серия геологическая). 1972. № 6. С. 39-47.
- 30. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. Москва: Наука, 1977. 256 с.
- 31. Порядин В.С., Струнин Б.М., Турчин А.В., Комаров В.В., Файнер Ю.Б. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Туруханская. Лист Р–46–XIV. Объяснительная записка. Красноярское территориальное геологическое управление, 1977. – 82 с.
- 32. Прусская С.Н. Петрология интрузивных траппов запада Сибирской платформы (по данным бурения на нефть и газ). Красноярск: СФУ, 2008. 248 с.

- 33. Пэк А.А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Известия АН СССР, серия геол. 1968. № 7. С. 3-14.
- 34. Ревердатто В.В. Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // ДАН СССР. 1964. Т. 155. № 1. С. 104-107.
- 35. Ревердатто В.В. Парагенетический анализ карбонатных пород спурритмервинитовой фации // Геология и геофизика. – 1965. – №. 2. – С. 3-20.
- 36. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. Москва: Недра, 1970. –271 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: издательство СО РАН, 2017. – 331 с.
- 38. Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 11. – С. 1530-1555.
- 39. Савельева В.Б., Ущаповская З.Ф., Нартова Н.В. О килхоанитовой породе из Приольхонья: (Западное Прибайкалье). 1992. ЗРМО. Т. 121. № 3. С. 111-117.
- 40. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. Москва: Интермет Инжиниринг, 2001. 228 с.
- 41. Сибелев О.С. Декомпрессионные симплектиты в апоэклогитах гридинской зоны меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2010. Т. 13. С. 66-72.
- 42. Соболев В.С. Редкий тип контактового метаморфизма известняков // Записки ВМО. 1935. часть 64. №. 1.
- 43. Соболев В.С. Физико-химические условия образования минералообразования в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 1964. №.1.
- 44. Соболев В.С. Избранные труды. Петрология траппов. Новосибирск: Наука, 1986. 210 с.
- 45. Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятиярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактовый метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски): свидетельства существования течения расплава // Геология и геофизика. – 2019 а. – № 4. – С. 456-471.

- 46. Сокол Э.В., Девятиярова А.С., Кох С.Н., Ревердатто В.В., Артемьев Д.А., Колобов В. Ю. Сульфидная минерализация мраморов спуррит-мервинитовой фации (р. Кочумдек, В. Сибирь) // ДАН. 2019 б. Т. 489. № 2 С. 174-178.
- 47. Сокол Э.В., Козьменко О.А., Девятиярова А.С., Кох С.Н., Полянский О.П., Филиппова К.А. Изохимический метаморфизм в Кочумдекском контактовом ореоле (В. Сибирь): геохимические свидетельства и геологическая обусловленность // Геология и Геофизика. – 2022. – Т. 63. – С. 801-829.
- 48. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва: Мир, 1988. 384 с.
- 49. Тесаков Ю.И. Опыт выделения лито-, био-, эко-, хроностратиграфических и биогеоценотических подразделений (на примере силура Восточной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2009. Вып. 13. Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 50. С. 13-128.
- 50. Тесаков Ю.И. О валидности силурийских свит, выделенных на северо-западе Сибирской платформы по материалам промысловой геофизики // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2014. Вып. 19. Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 55. С. 5-37.
- 51. Тесаков Ю.И. Силурийский бассейн Восточной Сибири. Том 4: История бассейна (на биогеоценотической основе). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2015. 415 с.
- 52. Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. Москва: Научный мир, 2022. 319 с.
- 53. Чесноков Б.В., Щербакова Е.П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). Москва: Наука, 1991. 152 с.
- 54. Чесноков Б.В. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (сообщение десятое-обзор результатов за 1982-1996 гг.) // Уральский минералогический сборник. 1997. Т. 7. С. 5-32.
- 55. Чесноков Б.В. Опыт минералогии техногенеза 15 лет на горелых отвалах угольных шахт, разрезов и обогатительных фабрик Южного Урала // Уральский минералогический сборник. 1999. Т. 9. С. 138-167.
- 56. Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 321-336.
- 57. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М.; Научный мир, 2002. 216 с.
- 58. Шмулович К.И. Высокотемпературные минеральные равновесия в системе CaO-MgO-SiO₂-CO₂. Автореф. канд. дисс. ИГЕМ АН СССР, 1969.

- 59. Шмулович К.И. Диаграмма минеральных равновесий в системе CaO-MgO-SiO₂-CO₂ и некоторые ее приложения к проблемам контактового метаморфизма. – В книге: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. (Очерки физикохимической петрологии, вып. III). Наука, 1973.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Giuliani A., Rodemann T., Spetsius Z.V., Kamenetsky M. Djerfisherite in kimberlites and their xenoliths: Implications for kimberlite melt evolution // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2019. V. 174. P. 8.
- 61. Abraham K., Gebert W., Medenbach O., Schreyer W., Hentschel G. Eifelite, KNa₃Mg₄Si₁₂O₃₀, a new mineral of the osumilite group with octahedral sodium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. V. 82. Is. 2. P. 252-258.
- 62. Agrell S.O. Polythermal metamorphism of limestones at Kilchoan, Ardnamurchan // Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society. – 1965. – V. 34. – Is. 268. – P. 1-15.
- 63. Armbruster T., Oberhaensli R. Crystal chemistry of double-ring silicates; structures of sugilite and brannockite // American Mineralogist. 1988. V. 73. Is. 5-6. P. 595-600.
- 64. Armbruster T., Lazic B., Gfeller F., Galuskin E.V., Galuskina I.O., Savelyeva V.B., Zadov A.E., Pertsev N.N., Dzierżanowski P. Chlorine content and crystal chemistry of dellaite from the Birkhin gabbro massif, Eastern Siberia, Russia // Mineralogical Magazine. – 2011. – V. 75. – P. 379-394.
- 65. Armbruster T., Lazic B., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Gnos E., Marzec K.M., Gazeev V.M. Trabzonite, Ca₄[Si₃O₉(OH)]OH: crystal structure, revised formula, new occurrence and relation to killalaite // Mineralogical magazine. – 2012. – V. 76. – Is. 3. – P. 455-472.
- 66. Audibert N., Bertrand P., Hensen B.J. Experimental study of phase relations involving osumilite in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressure and temperature // Journal of Metamorphic Geology. 1995. V. 13. Is. 3. P. 331-344.
- 67. Barkov A.Y., Martin R.F., Cabri L.J. Rare sulfides enriched in K, Tl and Pb from the Noril'sk and Salmagorsky complexes, Russia: New data and implications // Mineralogical magazine. 2015. V. 79. P. 799-808.
- 68. Barton M.D., Ilchik R.P., Marikos M.A. Chapter 7. Metasomatism. Contact metamorphism // Mineralogical Society of America. 1991. V. 26. P. 321-350.
- 69. Barton P.B. Sulfide petrology. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1974. V. 1. B1-B11 p.
- 70. Bergen van M.J., Barton M. Complex interaction of aluminous sedimentary xenoliths and siliceous magma: an example from Mt. Amiata (Central Italy) // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – V. 86. – P. 374-385.

- 71. Black P.M. Rankinite and kilchoanite from Tokatoka, New Zealand // Mineralogical Magazine. 1969. V. 37. Is. 288. P. 517-519.
- 72. Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – V. 222. – Is. 1. – P. 43-60.
- 73. Bowen N.L. Progressive metamorphism of siliceous limestones and dolomites // The Journal of Geology. 1940. V. 48. Is. 3. P. 225-274.
- 74. Bridge T.E. Contact metamorphism in the siliceous limestones and dolomites and the geology of the related intrusion in Marble Canyon, Culberson County, Trans-Pecos, Texas // Geological Society of America. 1965. Is. 82.
- 75. Bridge T.E. Bredigite, larnite and γ dicalcium silicates from marble canyon // American Mineralogist. 1966. V. 51. Is. 11-12. P. 1766-1774.
- 76. Britvin S.N., Bogdanova A.N., Boldyreva M.M., Aksenova G.Y. Rudashevskyite, the Fe-dominant analogue of sphalerite, a new mineral: description and crystal structure // American Mineralogist. – 2008. – V. 93. – Is. 5-6. – P. 902-909.
- 77. Brown J.L., Christy A.G., Ellis D.J., Arculus R.J. Prograde sulfide metamorphism in blueschist and eclogite, New Caledonia // Journal of Petrology. – 2014. – V. 55. – P. 643-670.
- 78. Buick I.S., Cartwright I. Stable isotope constraints on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia // Journal of Geochemical Exploration. – 2000. – V. 69. – P. 291-295.
- 79. Bulanova G.P., Spetsius Z.V., Leskova N.V. Sulphides in diamonds and xenoliths from Yakutian Kimberlite Pipes. Nauka: Novosibirsk, 1990. 120 p.
- 80. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H., Horvath L. Rb-Cs-enriched rasvumite and sectorial loparite–lueshite intergrowths from the Mont Saint-Hilaire alkaline complex, Quebec, Canada // Geological Association of Canada. (Mineral. Assoc. Can., Program Abstr.). – 2001. – V. 26. – P. 24.
- 81. Chakhmouradian A.R., Halden N.M., Mitchell R.H., Horváth L. Rb-Cs-rich rasvumite and sector-zoned "loparite-(Ce)" from Mont Saint-Hilaire (Québec, Canada) and their petrologic significance // European Journal of Mineralogy. 2007. V. 19. P. 533-546.
- 82. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kamenetsky V.S., Sharygin V.V., Golovin A.V. Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks // Chemical Geology. – 2013. – V. 353. – P. 112-131.
- 83. Chen W., Simonetti A. Evidence for the multi-stage petrogenetic history of the Oka carbonatite complex (Québec, Canada) as recorded by perovskite and apatite // Minerals. 2014. V. 4. Is. 2. P. 437-476.

- 84. Chesnokov B.V. New minerals from burned dumps of the Chelyabinsk coal basin (the 9th report) // Ural Mineralogical Collection. 1995. V. 5. P. 3-22.
- 85. Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Zadov A.E., Van K.V., Blass G., Schuller W., Ternes B. Lileyite, Ba₂(Na,Fe,Ca)₃MgTi₂(Si₂O₇)₂O₂F₂, a new lamprophyllite-group mineral from the Eifel volcanic area, Germany // European Journal of Mineralogy. 2012. V. 24. Is. 1. P. 181-188.
- 86. Clay P.L., O'Driscoll B., Upton B.G.J., Busemann H. Characteristics of djerfisherite from fluid-rich, metasomatized alkaline intrusive environments and anhydrous enstatite chondrites and achondrites // American Mineralogist. – 2014. – V. 99. – P. 1683-1693.
- Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation // Chemical geology. – 1980. – V. 28. – P. 199-260.
- 88. Cox R.A., Wilton D.H. U–Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: an example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada // Chemical Geology. 2006. –V. 235. Is. 1-2. P. 21-32.
- 89. Descourvieres C., Douglas G., Leyland L., Hartog N., Prommer H. Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detrital-dominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south-west Australia // Sedimentary Geology. – 2011. – V. 236. – Is. 1-2. – P. 62-76.
- 90. Distler V.V., Ilupin I.P., Laputina I.P. Sulfides of deep-seated origin in kimberlites and some aspects of copper-nickel mineralization // International Geology Review. – 1987. – V. 29. – P. 456-464.
- 91. Egorova V., Latypov R. Mafic-ultramafic sills: New insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // Journal of Petrology. – 2013. – V. 54. – Is. 10. – P. 2155-2191.
- 92. Faure G. Principles of Isotope Geology, 2nd ed. John Wiley and Sons, NY, USA, 1986. 589 p.
- 93. Frost B.R. Mineral equilibria involving mixed-volatiles in a C-O-H fluid phase: The stabilities of graphite and siderite // American Journal of Science. 1979. V. 279. P. 1033-1059.
- 94. Frost B.R. A review of graphite-sulfide-oxide-silicate equilibria in metamorphic rocks // Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia. – 1988. – V. 43. – P. 25-40.
- 95. Fuchs L.H. Djerfisherite, alkali copper-iron sulfide: A new mineral from enstatite chondrites // Science. 1966. V. 153. P. 166-167.
- 96. Gaidies F., Milke R., Heinrich W., Abart R., Heinrich W. Metamorphic mineral reactions: Porphyroblast, corona and symplectite growth // EMU Notes in Mineralogy. 2017. V. 16. Is. 14. P. 469-540.

- 97. Galuskin E.V., Gazeev V.M., Armbruster T., Zadov A.E., Galuskina I.O., Pertsev N.N., Dzierzanovski P., Kadiyski M., Gurbanov A.G., Wrzalik R., Winiarski A. Lakargiite CaZrO₃: A new mineral of the perovskite group from the Northern Caucasus, Kabardino-Balkaria, Russia // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1903-1910.
- 98. Galuskin E.V., Armbruster T., Galuskina I.O., Lazic B., Winiarski A., Gazeev V.M., Dzierzanowski P., Zadov A.E., Pertsev N.N., Wrzalik R., Gurbanov A.G, Janeczek J. Vorlanite (CaU⁶⁺)O₄ – A new mineral from the Upper Chegem caldera, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // American Mineralogist. – 2011. – V. 96. – P. 188-196.
- 99. Galuskin E.V., Gfeller F., Savelyeva V.B., Armbruster T., Lazic B., Galuskina I.O., Többens D.M., Zadov A.E., Dzierzanowski P., Pertsev N.N., Gazeev V.M. Pavlovskyite Ca₈(SiO₄)₂(Si₃O₁₀): A new mineral of altered silicate-carbonate xenoliths from the two Russian type localities, Birkhin massif, Baikal Lake area and Upper Chegem caldera, North Caucasus // American Mineralogist. – 2012. – V. 97. – Is. 4. – P. 503-512.
- 100. Galuskin E.V., Gfeller F., Armbruster T., Galuskina I.O., Vapnik Y., Murashko M., Wlodyka R., Dzierżanowski P. New minerals with a modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic Hatrurim Complex. Part I. Nabimusaite, KCa₁₂(SiO₄)₄(SO₄)₂O₂F, from larnite rocks of Jabel Harmun, Palestinian Autonomy, Israel // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79. P. 1061-1072.
- 101. Galuskin E.V., Gfeller F., Armbruster T., Galuskina I.O., Vapnik Y., Murashko M., Wlodyka R., Dzierz anowski P. New minerals with a modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic Hatrurim Complex. Part I. Nabimusaite, KCa₁₂(SiO₄)₄(SO₄)₂O₂F, from larnite rocks of Jabel Harmun, Palestinian Autonomy, Israel // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79. P. 1061-1072.
- 102. Galuskin E.V., Gfeller F., Galuskina I.O., Pakhomova A., Armbruster T., Vapnik Y., Wlodyka R., Dzierz anowski P., Murashko M. New minerals with a modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic Hatrurim Complex. Part II. Zadovite, BaCa₆[(SiO₄)(PO₄)](PO₄)₂F and aradite, BaCa₆[(SiO₄)(VO₄)](VO₄)₂F, from paralavas of the Hatrurim Basin, Negev Desert, Israel // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79. P. 1073-1087.
- 103. Galuskin E.V., Gfeller F., Galuskina I.O., Armbruster T., Bailau R., Sharygin V.V. Mayenite supergroup, part I: Recommended nomenclature // European Journal of Mineralogy. – 2015. – V. 27. – P. 99-111.
- 104. Galuskin E.V., Galuskina I.O., Gfeller F., Krüger B., Kusz J., Vapnik J., Dulski M., Dzierz anowski P. Silicocarnotite, Ca₅[(SiO₄)(PO₄)](PO₄), a new 'old' mineral from the Negev Desert, Israel, and the ternesite-silicocarnotite solid solution: Indicators of high-temperature alteration of pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Complex, southern Levant // European Journal of Mineralogy. 2016. V. 28. P. 105-123.

- 105. Galuskin E.V., Gfeller F., Galuskina I.O., Armbruster T., Krzatala A., Vapnik Y., Kusz J., Dulski M., Gardocki M., Gurbanov A.G. New minerals with a modular structure derived from hatrurite from the pyrometamorphic rocks. Part III. Gazeevite, BaCa₆(SiO₄)₂(SO₄)₂O, from Israel and the Palestine Autonomy, South Levant, and from South Ossetia, Greater Caucasus // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. P. 499-513.
- 106. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Armbruster T., Lazic B., Dzierzanowski P., Gazeev V.M., Prusik K., Pertsev N.N., Winiarski A., Zadov A.E., Wrzalik R., Gurbanov A.G. Bitikleite-(SnAl) and bitikleite-(ZrFe): New garnets from xenoliths of the Upper Chegem volcanic structure, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // American Mineralogy. 2010. V. 95. P. 959-967.
- 107. Galuskina I.O., Krüger B., Galuskin E.V., Armbruster T., Gazeev V.M., Włodyka R., Dulski M., Dzierżanowski P. Fluorchegemite, Ca₇(SiO₄)₃F₂, a new mineral from the edgrewitebearing endoskarn zone of an altered xenolith in ignimbrites from Upper Chegem Caldera, Northern Caucasus, Kabardina-balkaria, Russia; Occurrence, crystal structure, and new data on the mineral assemblages // Canadian Mineralogist. 2015. V. 53. P. 325-344.
- 108. Galuskina I.O., Galuskin E.V., Pakhomova A.S., Widmer R., Armbruster T., Krueger B., Grew E.S., Vapnik Y., Dzierzanowski P., Murashko M. Khesinite, Ca₄Mg₂Fe³⁺₁₀O₄[(Fe³⁺₁₀Si₂)O₃₆], a new rhonite-group (sapphirine supergroup) mineral from the Negev Desert, Israel-natural analogue of the SFCA phase // European Journal of Mineralogy. – 2017. – V. 29. – P. 101-116.
- 109. Gao S., Luo T.C., Zhang B.R., Zhang H.F., Han Y.W., Hu Y.K., Zhao Z.D. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 1959-1975.
- 110. Gazi M.Y., Kabir S.M., Imam M.B., Rahman A., Islam M.A. Geochemistry of Neogene Mudrocks from Sitakund anticline, Bengal Basin: implications for provenance, weathering, tectonic setting and depositional environment // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2017. V. 5. Is. 6. P. 147.
- 111. Gerasimova Y.V., Oreshonkov A.S., Romanova O.B., Ivanenko A.A., Krylov A.S. Raman and infrared characterization of gadolinium-doped manganese sulfide // Spectroscopy Letters. – 2017. – V. 50. – P. 55-58.
- 112. Golovin A.V., Goryainov S.V., Kokh S.N., Sharygin I.S., Rashchenko S.V., Kokh K.A., Devyatiyarova A.S., Sokol E.V. The application of Raman spectroscopy to djerfisherite identification // Journal of Raman Spectroscopy. 2017. V. 48. Is. 11. P. 1574-1582.
- 113. Grapes R.H. Melting and thermal reconstitution of pelitic xenoliths, Wehr volcano, East Eifel, Germany // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 343-396.
- 114. Grapes R.H. Pyrometamorphism. Berlin: Springer, 2006. 275 p.
- 115. Grapes R.H. Pyrometamorphism, 2nd edn. Berlin: Springer, 2011. 365 p.

- 116. Green T.H., Hellman P.L. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer // Lithos. 1982. V. 15. Is. 4. P. 253-266.
- 117. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup //American Mineralogist. – 2013. – V. 98. – Is. 4. – P. 785-811.
- 118. Gross Sh. The mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel. Geol. Surv. Isr. Bull., 1977. V. 70. 80 p.
- 119. Heinrich W., Churakov S.S., Gottschalk M. Mineral-fluid equilibria in the system CaO–MgO–SiO₂–H₂O–CO₂–NaCl and the record of reactive fluid flow in contact metamorphic aureoles // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2004. – V. 148. – P. 131-149.
- 120. Heinrich W., Gottschalk M. Fluid flow patterns and infiltration isograds in melilite marbles from the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, north-east Mexico // Journal of Metamorphic Geology. – 1994. – V. 12. – Is. 4. – P. 345-359.
- 121. Henderson C.M.B., Kogarko L.N., Plant D. Extreme closed system fractionation of volatile-rich, ultrabasic peralkaline melt inclusions and the occurrence of djerfisherite in the Kugda alkaline complex, Siberia // Mineralogical magazine. – 1999. – V. 63. – P. 433-438.
- 122. Hentschel G. Mayenit, 12CaO 7Al₂O₃, und Brownmillerit, 12CaO (Al,Fe)₂O₃, zwei neue Minerale in den Kalksteineinschlussen der Lava des Ettringer Bellerberges // N. Jb. Mineral. Mh. – 1964. – V. 1. – P. 22-29.
- 123. Hentschel G., Abraham K., Schreyer W. First terrestrial occurrence of roedderite in volcanic ejecta of the Eifel, Germany // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1980. - V. 73. - P. 127-130.
- 124. Hermann J., Rubatto D. Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust // Journal of Metamorphic Geology. 2003. V. 21. Is. 9. P. 833-852.
- 125. Hermann J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. The age of metamorphism of diamondiferous rocks determined with shrimp dating of zircon // Russian Geology and Geophysics. 2006. V. 47. P. 511-518.
- 126. Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in mineralogy and geochemistry. – 2003. – V. 53. – Is. 1. – P. 27-62.
- 127. Irran E., Tillmanns E., Hentschel G. Ternesite, Ca₅(SiO₄)₂SO₄, a new mineral from the Ettringer Bellerberg/Eifel, Germany // Mineralogy and Petrology. – 1997. – V. 60. – Is. 1. – P. 121-132.

- 128. Jamtveit B., Dahlgren S., Austrheim H. High-grade contact metamorphism of calcareous rocks from the Oslo Rift, Southern Norway // American Mineralogist. – 1997. – V. 82. – P. 1241-1254.
- 129. Juroszek R., Krüger B., Banasik K., Vapnik Ye., Galuskina I. Raman spectroscopy and structural study of baryte-hashemite solid solution from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Complex, Israel // Spectrochimica Acta. Part A: Molecular spectroscopy. – 2018. – V. 205. – P. 582-592.
- 130. Kerrick D.M. Contact metamorphism. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1991. V. 26. 847 p.
- 131. Khoury H., Sokol E., Clark I. Calcium uranium oxides from Central Jordan: mineral assemblages, chemistry, and alteration products // The Canadian Mineralogist. – 2015. – V. 53. – P. 61-82.
- 132. Khoury H.N., Sokol E.V., Kokh S.N., Seryotkin Y.V., Nigmatulina E.N., Goryainov S.V., Belogub E.V., Clark I.D. Tululite, Ca₁₄(Fe³⁺,Al)(Al,Zn,Fe³⁺,Si,P,Mn,Mg)₁₅O₃₆: a new Ca zincate-aluminate from combustion metamorphic marbles, central Jordan // Mineralogy and Petrology. – 2016. – V. 110. – P. 125-140.
- 133. Knitter S., Binnewies M. Chemical transport of MnS/ZnS, FeS/ZnS, and FeS/MnS mixed crystals // Zeitschrift f
 ür anorganische und allgemeine Chemie. 1999. V. 625. P. 1582-1588.
- 134. Knitter S., Binnewies M. Chemical vapor transport of solid solutions. 7. Chemical vapor transport of FeS/MnS/ZnS mixed crystals // Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie. 2000. V. 626. P. 2335-2339.
- 135. Kokh S.N., Sokol E.V., Sharygin V.V. Coal and Peat Fires: A global perspective. Photographs and Multimedia Tours; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015. – V. 3. – 543 p.
- 136. Kolodny Y. Cement Production and Use. Franklin Pierce College, Ringe: New Hampshire, UK, 1979. 203 p.
- 137. Krüger B., Krüger H., Galuskin E.V., Galuskina I.O., Vapnik Y., Olieric V., Pauluhn A. Aravaite, Ba₂Ca₁₈(SiO₄)₆(PO₄)₃(CO₃)F₃O: modular structure and disorder of a new mineral with single and triple antiperovskite layers // Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials. – 2018. – V. 74. – Is. 6. – P. 492-501.
- 138. Kusachi I., Henmi C., Henmi K. Afwillite and jennite from Fuka, Okayama Prefecture, Japan // Mineralogical Journal. 1989. V. 14. Is. 7. P. 279-292.
- 139. Lazic B., Armbruster T., Savelyeva V.B., Zadov A.E., Pertsev N.N., Dzierżanowski P. Galuskinite, Ca₇(SiO₄)₃(CO₃), a new skarn mineral from the Birkhin gabbro massif, Eastern Siberia, Russia // Mineralogical Magazine. – 2011. V. 75. – Is. 5. – P. 2631-2648.

- 140. Lee K.H., Choi S., Jung H.K., Im W.B. Bredigite-structure Ca₁₄Mg₂[SiO₄]₈: Eu²⁺, Mn²⁺: A tunable green–red-emitting phosphor with efficient energy transfer for solid-state lighting // Acta Materialia. 2012. V. 60. Is. 16. P. 5783-5790.
- 141. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // International Geology Review. 2008. V. 50. Is. 7. P. 597-623.
- 142. Lin Y., El Goresy A. A comparative study of opaque phases in Qingzhen (EH3) and MacAlpine Hills 88136 (EL3): Representatives of EH and EL parent bodies // Meteoritics and Planetary Science. – 2002. – V. 37. – P. 577-599.
- 143. Makovicky E. Crystal structures of sulfides and other chalcogenides // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 7-125.
- 144. Marks M.A.W., Wenzel T., Whitehouse M.J., Loose M., Zack T., Barth M., Worgard L., Krasz V., Eby G.N., Stosnach H., Markl G. The volatile inventory (F, Cl, Br, S, C) of magmatic apatite: an integrated analytical approach // Chemical Geology. – 2012. – V. 291. – P. 241-255.
- 145. McConnell J.D.C. The hydrated calcium silicates reversideite, tobermorite and plombierite // Mineralogical Magazine. 1954. V.30. Is. 224. P. 293-305.
- 146. Melluso L., Conticelli S., D'Antonio M., Mircono P.N., Saccani E. Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from Central Apennines, Italy // American Mineralogist. – 2003. – V. 88. – P. 287-1299.
- 147. Mitchell R.H., Welch M.D., Chakhmouradian A.R. Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. Is. 3. P. 411-461.
- 148. Obata M. Kelyphite and symplectite: textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation. In: New frontiers in tectonic research -general problems, sedimentary basins and island arcs // InTech. - 2011. – P. 93-122.
- 149. Osadchii E.G., Gorbaty Y.E. Raman spectra and unit cell parameters of sphalerite solid solutions (Fe_xZn_{1-x}S) // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2010. – V. 74. – P. 568-573.
- 150. Parat F., Dungan M.A., Streck M.J. Anhydrite, pyrrhotite, and sulfurrichapatite: Tracing the sulfur evolution of an Oligocene andesite (Eagle Mountain, CO, USA) // Lithos. – 2002. – V. 64. – P. 63-75.
- 151. Pascal M.L., Fonteilles M., Verkaeren J., Piret R., Marincea S. The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania // The Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. Is. 5. P. 1405-1434.
- 152. Potter N.J., Ferguson M.R., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R., Sharygin V.V., Thompson J.M., Goemann K. Textural evolution of perovskite in the Afrikanda

alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2018. – V. 173. – Is. 12. – P. 1-20.

- 153. Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. – 2016. – V. 285. – P. 21-38.
- 154. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.–Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U–Pb–Hf isotopic records of detrial zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precambrian Research. 2018. V. 305. P. 197-217.
- 155. Raucsik B., Szabo G., Borbely K.I. Geochemical study on a limestone/marlstone alternation, Bajocian, Mecsek Mountains, southern Transdanubia, Hungary // Acta Mineralogica Petrographica (Szeged). – 1998. – V. 39. – P. 107-138.
- 156. Rickard D. Sulfidic sediments and sedimentary rocks. Amsterdam: Elsevier, 2012.
 802 p.
- 157. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Prentice Hall, 1993. 352 p.
- 158. Roy D.M. Studies in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O; IV. Phase equilibria in the high-lime portion of the system CaO-SiO₂-H₂O // American Mineralogy. 1958. V. 43. Is. 11-12. P. 1009-1028.
- 159. Satish-Kumar M., Yoshida Y., Kusachi I. The role of aqueous silica concentration in controlling the mineralogy during high temperature contact metamorphism: a case study from Fuka contact aureole, Okayama, Japan // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. – 2004. – V. 99. – Is. 5. – P. 328-338.
- 160. Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A. B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Starikova A.E. Carbonate and silicate-carbonate injection complexes in collision systems: The West Baikal region as an example // Geotectonics. 2013. V. 47. Is. 3. P. 180-196.
- 161. Sklyarov E.V., Karmanov N.S., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E. Perovskites of the Tazheran massif (Baikal, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. P. 323.
- 162. Schaltegger U., Davies J.H. Petrochronology of zircon and baddeleyite in igneous rocks: Reconstructing magmatic processes at high temporal resolution // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2017. – V. 83. – Is. 1. – P. 297-328.
- 163. Schreyer W., Maresch W.V., Daniels P., Wolfsdorff P. Potassic cordierites: characteristic minerals for high-temperature, very-low pressure environments // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1990. – V. 105. – P. 162-172.
- 164. Scocioreanu M., Baibarac M., Baltog I., Pasuk I., Velula T. Photoluminescence and raman evidence for mechanico-chemical interaction of polyaniline-emeraldine base

with ZnS in cubic and hexagonal phase // Journal of Solid State Chemistry. -2012. - V. 186. - P. 217-223.

- 165. Seal R.R. II. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 633-677.
- 166. Seryotkin Y.V., Sokol E.V., Kokh S.N. Natural pseudowollastonite: Crystal structure, associated minerals, and geological context // Lithos. 2012. V. 134. P. 75-90.
- 167. Sharp Z.D., Essene E.J., Anovitz L.M., Metz G.W., Westrum Jr. E.F., Hemingway B.S., Valley J.W. The heat capacity of a natural monticellite and phase equilibria in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. V. 50. Is. 7. P. 1475-1484.
- 168. Sharygin I.S., Golovin A.V., Pokhilenko N.P. Djerfisherite in kimberlites of the Kuoikskoe field as an indicator of enrichment of kimberlite melts in chlorine // Doklady Earth Sciences. – 2011. – V. 436. – P. 301-307.
- 169. Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha-Yakutia, Russia): Paragenesis, composition and origin // European Journal of Mineralogy. – 2007. – V. 19. – P. 51-63.
- 170. Sharygin V.V., Sokol E.V., Vapnik Ye. Minerals of the pseudobinary perovskitebrownmillerite series from combustion metamorphic larnite rocks of the Hatrurim Formation (Israel) // Russian Geology and Geophysics. – 2008 a. – V. 49. – Is. 10. – P. 709-726.
- 171. Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. Potassium sulfides in kimberlite-hosted chloride–«nyerereite» and chloride clasts of Udachnaya-East pipe, Yakutia, Russia // The Canadian Mineralogist. 2008 b. V. 46. P. 1076-1095.
- 172. Sharygin V.V., Lazic B., Armbruster T.M., Murashko M.N., Wirth R., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Vapnik Ye., Britvin S.N., Logvinova A.M. Shulamitite Ca₃TiFe³⁺AlO₈ a new perovskite-related mineral from Hatrurim Basin, Israel // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25. –P. 97-111.
- 173. Sharygin V.V. Mayenite-supergroup minerals from burned dump of the Chelyabinsk Coal Basin // Russian Geology and Geophysics. – 2015. – V. 56. – Is. 11. – P. 1603-1621.
- 174. Sokol E.V., Kokh S.N., Vapnik Y., Thiery V., Korzhova S.A. Natural analogs of belite sulfoaluminate cement clinkers from Negev Desert, Israel // American Mineralogist. -2014. V. 99. P. 1471-1487.
- 175. Sokol E.V., Seryotkin Y.V., Kokh S.N., Vapnik Y., Nigmatulina E.N., Goryainov S.V., Belogub E.V., Sharygin V.V. Flamite (Ca,Na,K)₂(Si,P)O₄, a new mineral from the ultrahigh-temperature combustion metamorphic rocks, Hatrurim Basin, Negev Desert, Israel // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79. P. 583-596.

- 176. Sokol E.V., Kozmenko O.A., Khoury H.N., Kokh S.N., Novikova S.A., Nefedov A.A., Sokol I.A., Zaikin P. Calcareous sediments of the Muwaqqar Chalk Marl Formation, Jordan: mineralogical and geochemical evidences for Zn and Cd enrichment // Gondwana Research. 2017. V. 46. P. 204-226.
- 177. Sokol E.V., Kokh S.N., Sharygin V.V., Danilovsky V.A., Seryotkin Yu.V., Liferovich R., Deviatiiarova A.S., Nigmatulina E.N., Karmanov N.S. Mineralogical Diversity of Ca₂SiO₄-bearing combustion metamorphic rocks in the Hatrurim basin: implications for storage and partitioning of elements in oil shale clinkering // Minerals. – 2019. – V. 9. – Is. 8. – P. 465.
- 178. Sokol E.V., Kokh S.N., Seryotkin Y.V., Deviatiiarova A.S., Goryainov S.V., Sharygin V.V., Khoury H.N., Karmanov N.S., Danilovsky V.A., Artemyev D.A. Ultrahigh-temperature sphalerite from Zn-Cd-Se-rich combustion metamorphic marbles, Daba Complex, Central Jordan: paragenesis, chemistry, and structure // Minerals. – 2020. – V. 10. – Is. 9. – P. 822.
- 179. Sokol E.V., Deviatiiarova A.S., Kokh S.N., Reutsky V.N., Abersteiner A., Philippova K.A., Artemyev D.A. Sulfide minerals as potential tracers of isochemical processes in contact metamorphism: case study of the Kochumdek aureole, East Siberia // Minerals. 2021. V. 11. Is. 1. P. 17.
- Spetsius Z.V., Bulanova G.P., Leskova N.V. Djerfisherite and its genesis in kimberlitic rocks // Doklady Academy of Science USSR. – 1987. – V. 293. – P. 199-202.
- 181. Takechi Y., Kusachi I., Nakamuta Y., Kase K. Nickel-bearing djerfisherite in gehlenite-spurrite skarn at Kushiro, Hiroshima prefecture, Japan // Resource Geology. - 2000. - V. 50. - P. 179-184.
- 182. Taylor H.F.W. Cement Chemistry. Thomas Telford: London, UK, 1997. p 459.
- 183. Tilley C.E. On larnite (calcium orthosilicate, a new mineral) and its associated minerals from the limestone contact-zone of Scawt Hill, Co. Anrim // Mineralogical Magazine. – 1929. – V. 22. – Is. 125. – P. 77-86.
- 184. Tilley C.E. The gabbro-limestone contact zone of Camas Mor, Muck, Inverness shire // Comptes Rendus de la Societe geologique de Finlande. – 1947. – Is. 140. –P. 97-105.
- 185. Tilley C.E., Vincent H.C.G. The occurrence of an orthorhombic high-temperature form of Ca₂SiO₄ (bredigite) in the Scawt Hill contact-zone and as a constituent of slags // Mineralogical Magazine. – 1948. – V. 28. – P. 255-271.
- 186. Tilley C.E. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boronfluorine metasomatism in dolomites // Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society. – 1951. – V. 29. – Is. 214. – P. 621-666.
- 187. Tomashyk V., Feychuk P., Scherbak L. Ternary alloys based on II-Vi semiconductor compounds 1st edition. CRC Press, 2013. 560 p.
- 188. Townsend M.R. Modeling thermal pressurization around shallow dikes using temperature-dependent hydraulic properties: Implications for deformation around intrusions // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. – 2018. – V. 123. – P. 311-323.
- 189. Tracy R.J., Frost B.R. Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations // Contact metamorphism. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America. 1991. V. 26. P. 207-280.
- 190. Uher P., Koděra P., Vaculovič T. Perovskite from Ca-Mg skarn-porphyry deposit Vysoká Zlatno, Štiavnica stratovolcano, Slovakia // Mineralia Slovaca. – 2011. – V. 43. – Is. 3. – P. 247-254.
- 191. Valley J.W. Stable isotope thermometry at high temperatures. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2001. V. 43. Is. 1. P. 365-413.
- 192. Vaughan D.J. Sulfide mineralogy and geochemistry. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006. V. 61. 714 p.
- 193. Voronin M.V., Osadchii V.O., Baranov A.V. Phase relations involving chlorbartonite in the K-Fe-S-Cl system // In Proceedings of the international conference on geochemistry and related subjects "Goldschmidt", Barcelona, Spain, 2019. P. 3535.
- 194. Wallmach T., Hatton C.J., De Waal S.A., Gibson R.L. Retrogressive hydration of calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld Complex: evidence for late magmatic fluid movement // Journal of African Earth Sciences. – 1995. – V. 21. – Is. 4. – P. 633-646.
- 195. Wang M., Qian R., Bao M., Gu C., Zhu P. Raman, FT-IR and XRD study of bovine bone mineral and carbonated apatites with different carbonate levels // Materials Letters. – 2018. – V. 210. – P. 203-206.
- 196. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. V.85. Is. 3. P. 291-320.
- 197. Worner G., Schmincke H-U., Schreyer W. Crustal xenoliths from the Quaternary Wehr volcano (East Eifel) // N Ib Mineral Mn H. 1982. V. 1. P. 39-47.
- 198. Yardley B.W.D. Relationship between the chemical and modal compositions of metapelites from Connemara, Ireland // Lithos. 1977. V. 10. P. 235-242.
- 199. Yavuz F. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II Applications using the computer program MICA+ // Computers and Geosciences. 2003. V. 29. Is. 10. P. 1215-1228.
- 200. Zaccarini F., Thalhammer O.A.R., Princivalle F., Lenaz D., Stanley C.J., Garuti G. Djerfisherite in the guli dunite complex, polar Siberia: A primary or metasomatic phase // The Canadian Mineralogist. 2007. V. 45. P. 1201-1211.

- 201. Zadov A.E., Gazeev V.M., Pertsev N.N., Gurbanov A.G., Gobechiya E.R., Yamnova N.A., Chukanov N.V. Calcioolivine, γ-Ca₂SiO₄, an old and New Mineral species // Geology of Ore Deposits. 2009. V. 51. Is. 8. P. 741-749.
- 202. Zharykov V.A., Shmulovich K.I. High temperature mineral equilibria in the system CaO-SiO₂-CO₂ // Geochemistry International. 1969. V. 6. P. 853-869.
- 203. Zharykov V.A., Shmulovich K.I., Bulatov V.K. Experimental studies in the system CaO-MgO-Al₂O₃-CO₂-H₂O and conditions of high-temperature metamorphism // Tectonophysics. 1977. V. 43. P. 145-162.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А1. Минеральные ассоциации рекристаллизованных мергелистых известняков Кочумдекского контактового ореола и прилегающих территорий (по данным рентгенофазового анализа, в мас. %).

Место пробоотбора	Образец	Cal	Kfs	Pl	Срх	Amp	Ms	Chl	Qz
	PK-1	75	14	3		8			
	РК-2	78	11	4		7	<1		
	РК-3В0	76	8	6	8	3			
	PK-3-1 0	81	6	6	6	3			
	PK-3-2*	58	14	8	14	4	1		
	PK-3-3	79	10	4		4	4		
Кочумдекский ореол	PK-3-4●	66	10	9	12	4			
	PK-3-70	67	9	8	12	4	1	1	
	PK-4●	68	10	7	14	3	1		
	PK-4-1●	74	7	6	12	2	1		
	PK-4-3●	76	7	7	11	2			
	PK-4-7	80	7	5	8	1			
	PK-5-1●	65	10	8	17				
	PK-6-1●	84	5	5	7				
	RS-1-3	100							
Нижнее течение р. Столбовая	RS-2-1•	84	5	5		2		3	<7
	RS-2-2	99							<1

Примечание: * – состав мергелистых прослоев; • – среднее по 2 анализам; • – среднее по 3 анализам. Сокращения названий минералов согласно [Warr, 2021]: Атр – амфибол, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц.

Таблица	A2.	Минеральные	ассоциации	мраморов	Кочумдекского	контактового	ореола	И	прилегающих	территорий	(по	данным
рентгеноф	азовс	ого анализа, в ма	ac. %).									

Тип пород / место пробоотбора	Образец	Cal	Mll	Spu	Mw	Mtc	Wo	Tly	Grt	Mag	Прочие
Spu-Мw мраморы	PT-100	55	12	23	5	5				1	
	PT-103	61	13	17	5	4					
	PT-104	46	15	32	<1	7					
	PT-106	54	14	6	17	8					Qz <1
	PT-107	66	8	17	7	3					
Τζ	PT-108	48	17	23	7	3				2	
кочумдекский ореол	PT-109	58	11	21	5	3				2	
	PT-116	67	12	15	6						
	PT-117	43	18	31	7					2	
	PT-122	56	17	23	4					<1	
	PT-93*	32	22	39	3	4					
	PT-102*	23	18	47	5	8					
Spu-Mtc мраморы	PT-91	46	19	31		4					
	PT-92	61	8	22		8					Hem <2
Кочумдекский ореол	PT-94	49	15	27		6				1	
	PT-97	60	14	21		5					
	PT-105*	19	21	49		10				1	
<i>Wo мраморы</i>	PT-86	62	21				14				
	PK-11-1 0	87	8				4				Cpx <4
	PT-88*	29	37				20	4			Ms <3, Chl <1
Кочумдекскии ореол	PT-90	65	15				16		4		
	PT-110	63	15				17		5		
	PK-12-10	81	5				7		3		Kls <3
	PK-16-1	69	2				15		11		Ms <3, Ilm <2
Прижим на р. Кочумдек	PK-16-2	57	3				14	4	14		Ms <3, Ilm <2
	PK-16-3	49	27				14	11			

Примечание: * – состав преимущественно силикатных прослоев мраморов; • – среднее по 3 анализам. Сокращения [Warr, 2021]: Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Hem – гематит, Ilm – ильменит, Kls – кальсилит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Ms – слюда, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Qz – кварц, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Тип пород / место пробоотбора	Образец	Cal	Mll	Pl	Px	Срх	Amp	Ms	Chl	Anl	Cbz	Scp	Grs	Прочие
Скарны	PT-111	80	10			7							2	Po <1
кочумдекскии ореол	PT-112	73	10			9							8	
Скаполитовые	PK-8-1●	10				30	2			5	14	42		
<i>породы</i> Кочумлекский	PK-9-3					38				6	7	49		
ореол	PK-10-2●	13				26	3			8	11	41		
Габбро	PT-95			34	52	1		9	4					Ilt <1
	PT-95a			35	56	2		5	2					Ilt <1
	PT-96	2		32	48	1	5	3	4	5				Ilt <1
	PT-101	<1		38	56		1	2	3					
Кочумдекский	PT-114			57	34		3	2	1					Ves <3
ореол	PK-4-8			69		22	<1	8	1					Tlc, Ilm <1
	PK-7-1			64		23	3	5	2					Tlc <4
	PK-9-1 ♦			58		31	4	2	1					Qz <4, Ilm <2
	PK-9-2 ♦			44		41	2	6						Qz <1, Ilm <7
	PK-17-2			65		20	1	4	2					Fo <6, Zeo <3
Прижим на р. Конумлек	PK-17-3			48		24	20							Zeo <8
р. Кочумдек	PK-17-4			60		21	3							Qz <5
Нижнее течение	RS-1-1			68		13	2	10	4					Fo <2, Zeo <1
р. Столбовая	RS-1-2			67		18	2	8	3					Fo <1, Zeo <2

Таблица А3. Минеральные ассоциации габброидов и метасоматических пород Кочумдекского контактового ореола и прилегающих территорий (по данным рентгенофазового анализа, в мас. %).

Примечание: ◆ – породы дайки; ● – средний состав по 2 анализам. Сокращения согласно [Warr, 2021]: Атр – амфибол, Anl – анальцим, Cal – кальцит, Cbz – шабазит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Fo – форстерит, Grs – гроссуляр, Ilm – ильменит, Ilt – иллит, Mll – мелилит, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Po – пирротин, Px – пироксен, Qz – кварц, Scp – скаполит, Tlc – тальк, Ves – везувиан, Zeo – цеолиты.

Тип пород				Спурри	т-мервин	итовые м	раморы			
Место				К	очумдека	ский орео	л			
просоотоора	PT-	PT_	PT-	PT-	PT-	PT-	PT-	PT-	PT-	PT-
Образец	100	103	104	106	107	108	109	116	117	122
мас. %										
SiO ₂	9.62	9.58	17.58	9.80	10.84	13.40	10.58	7.62	15.22	9.46
TiO ₂	0.19	0.19	0.28	0.21	0.21	0.28	0.20	0.15	0.28	0.19
Al_2O_3	3.00	3.11	5.65	3.15	3.09	3.93	3.27	2.61	5.11	3.19
Fe ₂ O _{3общ} #	1.51	1.65	2.39	2.16	1.79	2.11	1.80	1.29	2.35	1.78
MnO	0.08	0.09	0.17	0.11	0.11	0.12	0.10	0.09	0.10	0.10
MgO	1.27	1.33	2.22	1.40	1.54	1.55	1.45	1.17	1.83	1.30
CaO	53.39	52.47	52.33	52.87	51.92	52.05	52.74	53.06	51.46	52.93
Na ₂ O	0.05	0.05	0.09	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07	0.11
K ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.13	0.04	0.02	0.02	0.03
P_2O_5	0.07	0.08	0.11	0.07	0.10	0.11	0.11	0.07	0.20	0.12
S #	0.47	0.40	0.34	0.67	0.48	0.51	0.51	0.37	0.68	0.62
п.п.п.	28.93	29.97	19.02	28.26	28.84	25.52	27.98	32.28	21.13	29.15
Сумма	98.61	98.95	100.21	98.80	98.99	99.77	98.85	98.79	98.45	98.98
ppm										
As	_	_	3.12	28.7	9.30	4.46	_	_	_	_
Ba	64.9	61.8	115	63.9	67.1	_	60.2	39.7	25.6	52.6
Be	_	_	0.49	0.61	0.48	0.22	_	_	_	_
Со	5.46	5.84	8.19	7.11	8.31	3.04	8.03	4.88	12.5	8.33
Cr	17.1	18.1	29.2	25.0	25.4	10.9	19.4	11.6	22.9	16.6
Cs	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.15	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Cu	11.3	23.9	8.40	4.17	5.82	4.26	16.8	20.5	45.8	22.8
Ga	_	_	4.92	4.26	4.87	2.61	_	_	_	_
Hf	0.80	0.82	1.57	0.70	0.91	0.75	0.92	0.86	1.77	0.95
Li	_	_	2.14	15.0	13.8	11.3	_	_	_	_
Nb	3.60	3.37	6.75	2.32	2.66	1.15	2.90	1.82	3.41	2.37
Ni	13.4	17.1	22.4	18.7	22.7	8.27	18.1	8.96	16.2	14.0
Pb	-	_	6.55	7.32	6.49	1.04	_	_	_	_
Rb	1.28	0.85	3.24	0.83	0.62	0.95	1.54	0.30	0.36	0.69
Sc	3.21	3.92	18.0	15.0	14.1	8.57	4.08	3.33	5.27	3.34
Sr	435	409	512	376	500	531	588	436	624	546
Та	0.16	0.19	0.32	0.16	0.19	0.10	0.16	0.11	0.22	0.13
Th	< 0.10	1.70	1.68	1.80	1.70	0.48	1.84	0.96	2.33	1.42
U	< 0.10	0.99	1.09	1.11	1.04	0.41	1.16	0.68	1.19	1.00
V	6.64	5.77	15.0	14.9	17.0	12.5	6.57	10.5	28.8	10.7
Zn	23.4	26.2	26.7	487	173	121	38.0	14.8	6.53	14.8
Zr	24.0	26.9	78.5	22.3	33.6	43.9	30.7	30.6	69.2	33.4

Таблица А4. Макрокомпонентный (в мас. %) и микроэлементный (в ppm) состав мраморов, мергелистых известняков, метасоматитов и габброидов Кочумдекского контактового ореола и сопредельных территорий.

Таблица А4. Продолжение.

Тип пород	Спур мервин	рит- итовые	Спур	орит-монт	гичеллито	овые мрам	иоры	Вол.	ластонито мраморы	овые
Место	мрам	иоры		T	•	0			триторы	
пробоотбора				K	очумдека	скии орео	Л			
Образец	РТ- 93*	PT- 102*	PT-91	PT-92	PT-94	PT-97	PT- 105*	PT-86	PK- 11-1	PT- 88*
мас. %										
SiO ₂	18.86	21.04	14.17	9.63	13.53	9.84	21.18	13.96	8.42	22.75
TiO ₂	0.37	0.45	0.30	0.24	0.33	0.19	0.48	0.14	0.16	0.40
Al_2O_3	5.72	5.79	4.88	2.45	4.56	2.97	5.69	3.19	2.74	7.19
Fe ₂ O _{3общ} #	3.24	3.34	2.67	1.70	2.50	1.83	3.45	1.65	1.27	2.92
MnO	0.15	0.17	0.14	0.06	0.13	0.12	0.20	0.05	0.08	0.09
MgO	2.23	2.63	1.95	1.30	1.79	1.43	2.55	1.76	1.33	2.39
CaO	50.72	51.49	51.51	53.67	51.90	53.60	51.63	49.94	52.20	44.97
Na ₂ O	0.18	0.14	0.17	0.09	0.16	0.08	0.17	0.34	0.12	0.70
K ₂ O	0.14	0.05	0.06	0.06 0.03		0.03	0.09	0.03	0.22	0.50
P_2O_5	0.18	0.14	0.10	0.10 0.06		0.09	0.18	0.07	0.04	0.17
S #	0.72	0.66	0.56	0.38	0.60	0.62	0.80	0.50	0.24	0.63
п.п.п.	16.37	12.85	22.90	29.49	23.35	28.28	12.23	27.27	32.90	16.00
Сумма	98.88	98.75	99.41	99.10	99.08	99.08	98.65	98.90	99.72	98.71
ppm										
As	_	_	30.5	13.4	_	3.57	_	_	3.50	_
Ba	59.3	46.8	64.9	103	66.3	31.2	45.6	71.5	90.5	60.0
Be	_	_	0.32	0.32	_	0.55	_	_	0.45	_
Co	10.9	11.8	8.69	7.24	8.21	6.29	12.4	4.46	9.13	9.11
Cr	33.5	37.8	24.5	17.5	23.8	20.0	35.0	14.8	20.2	37.9
Cs	< 0.10	< 0.10	0.12	< 0.10	0.11	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
Cu	40.3	33.4	9.53	22.2	17.3	11.5	58.3	33.1	16.5	22.5
Ga	_	_	5.20	3.60	_	4.13	_	_	4.26	_
Hf	3.16	2.07	0.62	1.33	1.42	1.36	2.59	0.84	1.50	2.09
Li	_	_	5.23	3.61	_	2.20	_	_	1.79	_
Nb	4.83	6.16	2.91	2.26	3.75	2.32	5.97	2.83	2.67	5.79
Ni	20.9	23.4	19.0	12.4	19.0	17.2	26.6	16.8	21.1	21.2
Pb	_	_	7.90	2.50	_	4.27	_	_	7.90	_
Rb	4.96	1.77	2.78	0.81	4.22	2.86	3.80	3.71	3.01	5.67
Sc	8.67	9.48	8.15	16.8	5.57	16.1	10.8	4.56	17.3	10.1
Sr	417	385	318	518	387	413	346	1016	511	495
Та	0.21	0.24	0.21	0.19	00.19	0.22	0.27	0.11	0.18	0.19
Th	2.78	3.49	1.00	0.96	2.15	1.19	3.17	1.11	1.09	3.42
U	1.62	1.76	0.90	0.72	1.38	0.76	1.84	0.82	0.81	1.56
V	19.4	16.8	15.6	16.5	15.2	9.00	21.8	16.8	9.38	19.6
Zn	39.9	56.2	55.8	92.1	25.0	806	46.4	107	28.2	63.3
Zr	135	57.7	30.4	61.8	57.1	71.9	71.7	35.3	85.7	87.4

Тип пород		Волл	пастонитс	вые мрам		Me	ргелисты	е известня	аки	
Место пробоотбора	Кочум	идекский	ореол	Прижи	м на р. Кс	чумдек	К	очумдекс	кий орео.	Л
Образец	PT-90	РТ- 110	PK- 12-1	PK- 16-1	PK- 16-2	PK- 16-3	PK-1	РК-2	PK-3B	PK-3- 1
мас. %										
SiO ₂	14.15	14.66	10.45	16.11	19.31	15.88	13.68	13.23	12.29	12.44
TiO ₂	0.15	0.12	0.14	0.23	0.32	0.29	0.27	0.24	0.24	0.32
Al_2O_3	2.60	2.34	2.53	4.08	5.00	5.06	4.31	4.56	4.01	4.77
Fe ₂ O _{3общ} #	1.44	1.13	1.31	1.98	2.54	2.39	1.93	2.02	1.91	1.90
MnO	0.05	0.04	0.05	0.08	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10
MgO	1.65	1.31	1.38	1.91	2.30	1.92	1.72	1.61	1.54	1.41
CaO	50.14	50.88	50.76	48.09	46.59	49.09	44.49	44.89	45.12	44.76
Na ₂ O	0.25	0.21	0.12	0.01	0.01	0.19	0.27	0.21	0.24	0.32
K ₂ O	0.05	0.03	0.44	0.60	0.63	0.44	0.92	0.99	1.00	0.73
P_2O_5	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.17	0.11	0.12	0.19
S #	0.41	0.36	0.28	0.03	0.09	0.04	0.35	0.20	0.24	0.21
п.п.п.	28.30	28.64	31.83	26.46	22.80	24.14	31.11	31.69	32.84	32.48
Сумма	99.25	99.78	99.34	99.63	99.75	99.60	99.31	99.84	99.65	99.63
ppm	•	•	•		•	•	•		•	•
As	_	11.1	5.84	_	20.1	_	_	46.3	221	7.55
Ba	118	76.3	249	52.8	33.8	15.0	42.7	_	54.9	_
Be	_	0.26	0.11	0.72	0.60	0.13	0.48	0.58	0.57	0.48
Co	3.18	2.59	2.40	7.60	8.19	1.50	6.24	6.96	21.6	10.8
Cr	17.5	10.3	11.2	20.9	20.9	6.26	15.9	20.1	13.8	45.2
Cs	< 0.10	< 0.10	0.25	4.25	0.47	0.47	0.12	0.69	0.30	1.24
Cu	23.4	6.99	7.20	15.7	13.1	2.84	7.56	7.56	13.0	21.2
Ga	_	2.06	1.99	4.38	4.37	0.84	3.54	5.86	3.24	8.77
Hf	0.77	0.46	0.20	1.53	1.40	0.22	1.47	1.39	1.46	1.29
Li	_	21.1	9.34	26.1	15.0	37.7	16.6	20.9	19.9	36.0
Nb	1.93	1.28	1.15	2.85	3.68	0.60	3.33	2.76	3.43	4.43
Ni	14.0	8.01	6.06	15.0	16.6	5.28	13.5	16.8	22.6	25.9
Pb	_	4.25	1.42	8.54	5.94	24.3	2.49	2.85	5.60	9.13
Rb	2.13	5.45	5.95	26.0	7.20	4.71	15.1	35.8	16.0	49.1
Sc	3.99	12.1	1.85	5.15	4.91	1.23	3.94	16.0	3.95	11.0
Sr	873	580	227	489	373	297	311	422	325	386
Та	0.11	< 0.10	0.14	< 0.10	0.13	< 0.10	0.19	0.19	0.14	0.25
Th	0.93	0.43	0.32	1.90	2.06	0.67	2.44	1.11	2.19	1.94
U	0.71	0.50	0.60	1.22	1.26	1.40	1.55	0.79	1.53	1.04
V	14.4	13.5	12.2	27.4	8.48	4.75	18.9	31.8	17.2	59.3
Zn	35.2	399	7.66	18.5	13.5	143	7.23	11.4	42.1	177
Zr	33.4	67.3	8.69	56.9	55.9	8.50	31.5	74.8	31.0	70.9

Таблица А4. Продолжение.

лица Ан. про	лолжени	10.								
Тип пород				Me	ргелисты	е извести	яки			
Место пробоотбора				K	очумдека	кий орео	л			
Образец	PK-3- 2*	PK-3- 3	РК-3- 4	PK-3- 7	PK-4	PK-4- 1	PK-4- 3	PK-4- 7	РК-5- 1	PK-6- 1
мас. %										
SiO ₂	22.79	16.88	14.19	14.03	14.34	10.88	14.21	10.42	12.92	10.79
TiO ₂	0.41	0.34	0.28	0.26	0.30	0.20	0.26	0.19	0.26	0.19
Al_2O_3	7.61	6.05	4.46	4.56	4.64	3.34	4.39	3.33	4.08	3.68
Fe ₂ O _{3общ} #	3.14	3.58	2.06	2.01	1.75	1.64	1.85	1.44	1.59	1.54
MnO	0.14	0.13	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.07
MgO	2.54	2.07	1.67	1.78	1.81	1.55	1.83	1.34	1.59	1.37
CaO	36.99	41.31	44.10	42.91	44.10	46.94	44.19	47.44	45.46	46.94
Na ₂ O	0.42	0.28	0.28	0.33	0.24	0.15	0.19	0.14	0.30	0.17
K ₂ O	1.58	0.96	1.08	0.88	1.07	0.75	1.03	0.82	0.90	0.85
P_2O_5	0.18	0.21	0.17	0.12	0.15	0.17	0.14	0.15	0.10	0.09
S #	0.52	0.64	0.48	0.42	0.22	0.06	0.32	0.21	0.50	0.31
п.п.п.	23.01	26.75	30.56	30.81	30.82	33.98	30.62	34.21	21.47	33.60
Сумма	99.33	99.20	99.42	98.20	99.53	99.75	99.12	99.78	99.28	99.60
ppm										
As	7.25	14.4	—	0.37	—	—	—	13.5	—	10.7
Ba	_	_	52.1	45.7	61.8	74.7	57.1	_	45.1	_
Be	0.44	0.44	0.51	0.51	0.60	0.39	0.54	0.45	0.73	0.37
Со	12.6	5.63	7.29	6.53	5.91	5.74	6.29	6.02	10.1	4.89
Cr	32.3	21.5	17.5	16.2	16.5	14.1	17.6	20.4	16.6	18.2
Cs	0.63	0.74	0.35	0.33	0.37	0.63	0.58	0.85	0.77	0.69
Cu	27.7	7.74	11.3	4.92	9.14	8.04	9.91	15.5	3.95	6.82
Ga	7.28	4.29	3.68	3.45	3.93	3.04	3.88	4.55	3.46	3.43
Hf	1.14	1.55	1.50	1.17	1.47	1.00	1.21	1.48	1.33	1.36
Li	27.6	26.6	18.1	17.7	17.1	17.2	15.5	31.9	24.1	20.3

Таблица А4. Продолжение

Nb

Ni

Pb

Rb

Sc

Sr

Та

Th

U

V

Zn

Zr

3.55

1.95

23.9

30.3

11.6

0.21

1.52

0.94

45.3

65.7

112

306

2.27

3.31

0.14

1.02

0.75

23.6

90.5

372

15.2

21.0

14.0

377

5.27

0.71

4.22

0.28

2.40

1.46

19.7

12.4

34.8

14.8

19.5

281

3.24

0.44

4.03

0.11

2.2

1.29

3.68

19.8

33.6

12.3

16.0

284

3.68

3.05

4.47

0.11

2.32

1.51

21.3

19.2

33.8

13.4

17.6

372

2.79

2.58

3.37

0.06

1.75

1.27

15.7

13.9

24.4

12.6

13.2

311

3.52

2.38

4.23

0.22

2.17

1.47

20.7

20.9

32.9

14.1

16.3

390

2.17

2.77

14.3

21.8

14.4

0.15

1.04

0.68

26.8

82.9

388

430

3.27

3.01

3.81

0.09

1.98

1.55

14.8

19.4

33.5

15.2

16.4

374

1.90

3.98

6.46

0.13

0.84

0.68

5.97

13.0

427

415

81.1

11.4

Таблица А4. Окончание.

Тип пород	Бит	гуминозн звестняк	ные и	Ска	рны	Ск	аполитон породы	вые]	Габброид	Ы
Место пробоотбора	p.	Столбов	ая			ŀ	Сочумден	ский ор	еол		
Образец	RS-1- 3	RS-2- 1	RS-2- 2	PT- 111	PT- 112	PK-8- 1	PK-9- 3	PK- 10-2	PT- 95	РТ- 95а	PT-96
мас. %											
SiO ₂	10.09	12.42	5.42	6.89	10.43	48.99	49.81	50.36	47.43	48.63	48.74
TiO ₂	0.20	0.14	0.03	0.09	0.14	0.74	0.75	0.79	1.93	1.81	1.19
Al_2O_3	3.14	2.49	0.80	1.57	2.52	14.45	14.44	15.05	9.82	10.28	9.43
Fe ₂ O _{3общ} #	1.76	1.23	0.84	1.10	1.32	2.52	2.14	1.72	14.46	13.53	11.14
MnO	0.15	0.04	0.40	0.07	0.06	0.05	0.07	0.05	0.27	0.26	0.22
MgO	1.52	1.34	0.77	1.73	2.17	4.15	3.77	4.14	6.03	5.86	8.90
CaO	46.85	45.72	51.01	51.17	49.48	14.27	14.29	10.89	15.44	15.06	14.83
Na ₂ O	0.25	0.31	0.05	0.10	0.16	4.18	4.10	5.58	2.00	2.06	2.19
K ₂ O	0.95	0.62	0.06	0.18	0.20	0.97	1.92	1.04	1.20	1.37	0.87
P_2O_5	0.14	0.05	0.08	0.04	0.06	0.31	0.32	0.40	0.24	0.26	0.10
S #	0.46	0.12	0.11	0.34	0.39	0.10	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06
Cl	_	_	_	_	_	1.37	1.27	1.16	_	_	_
п.п.п.	33.81	35.15	40.33	35.89	32.22	6.36	5.76	7.50	0.85	0.91	2.42
Сумма	99.32	99.63	99.85	99.17	99.15	98.91	99.06	99.13	99.72	100.07	100.09
ppm			I		I						
As	_	_	1.82	10.1	_	190	182	194	_	20.6	_
Ba	80.6	201	239	_	52.6	72.1	208	82.4	241	299	147
Be	0.24	0.15	0.10	0.30	_	1.46	1.34	1.42	_	1.13	_
Co	2.39	2.98	2.71	7.06	2.11	11.5	10.3	11.7	45.1	39.7	40.7
Cr	9.23	3.06	3.82	23.1	13.8	70.0	65.8	63.2	36.4	49.5	119
Cs	0.14	0.16	0.13	0.38	< 0.10	0.26	0.44	0.89	0.61	1.94	6.68
Cu	17.4	62.3	52.3	11.0	19.5	2.82	11.5	14.3	161	161	120
Ga	2.04	0.95	1.18	5.47	_	11.1	12.6	12.0	_	19.1	_
Hf	0.74	0.31	0.63	0.60	0.72	5.00	4.00	3.87	5.29	4.19	1.87
Li	8.83	8.74	9.55	21.5	_	34.1	18.8	20.5	_	58.3	_
Nb	1.32	0.40	2.48	2.89	1.29	11.2	11.4	9.92	8.15	7.22	2.64
Ni	8.50	5.06	4.74	16.1	8.99	21.2	26.4	25.7	40.5	41.1	86.5
Pb	2.90	6.07	2.80	1.17	_	0.96	1.48	2.58	_	3.38	_
Rb	6.87	2.83	4.26	30.1	4.44	5.78	17.1	12.0	25.6	37.7	20.2
Sc	2.50	1.04	7.35	7.09	4.12	15.1	17.9	16.5	85.2	80.1	103
Sr	330	274	258	293	618	4067	3294	3205	647	782	513
Та	< 0.10	< 0.10	0.18	0.18	0.13	0.79	0.62	0.63	0.51	0.44	0.16
Th	1.29	1.20	0.45	1.06	0.82	7.06	5.32	6.16	1.56	1.42	0.48
U	0.64	0.27	0.33	0.75	0.57	1.73	1.23	1.11	0.68	0.63	0.23
V	11.8	4.65	5.54	30.0	14.6	142	110	117	427	533	435
Zn	19.9	12.4	8.04	134	36.3	23.3	26.0	106	79.0	94.2	60.4
Zr	22.1	12.7	31.4	33.0	29.1	152	117	116	192	193	66.0

Тип пород					Г	абброидь	Ы				
Место		ĸ	OUVMIEW	cruŭ one	201		Пр	ижим на	ι p.	n Cro	пборая
пробоотбора		К	очумдек	ский орс			ŀ	Кочумде	к	p. C10.	ПООВая
Образец	PT-	PT-	PK-4-	PK-7-	PK-9-	PK-9-	PK-	PK-	PK-	RS-1-	RS-1-
мас. %	101	114	0	1	1	2♥	17-2	17-5	1/-4	1	Z
SiO ₂	50.06	48 80	48 01	47 35	48 27	45 65	47 79	47 88	48 81	46 31	46 84
TiO ₂	1 13	1 60	1 86	1 75	2.46	4 07	0.93	1 41	2.10	0.99	1.03
Al_2O_2	8 23	15.91	16.12	14 44	14 20	11.87	17 54	14 39	13.97	17 57	17.52
Fe2O306m#	11.86	13.33	13.79	14.80	16.91	21.25	11.17	11.07	15.23	11.62	12.12
MnO	0.22	0.20	0.20	0.23	0.25	0.28	0.18	0.22	0.25	0.17	0.16
MgO	9.97	5.04	4.97	6.30	4.21	3.93	7.52	6.79	4.56	7.79	7.83
CaO	16.27	11.38	10.06	10.20	9.60	8.54	11.62	13.53	10.52	10.37	10.36
Na ₂ O	1.49	2.80	3.02	2.72	2.92	2.86	2.14	1.78	2.91	2.21	2.09
K ₂ O	0.39	0.58	0.64	0.67	0.82	0.81	0.48	1.27	0.71	0.53	0.45
P_2O_5	0.10	0.19	0.25	0.19	0.28	0.39	0.12	0.14	0.25	0.14	0.14
S #	•	•	0.06	•	•	0.03	0.03	•	•	0.03	0.03
п.п.п.	0.13	0.10	0.12	0.63	0.12	0.34	0.29	1.20	0.42	1.41	1.23
Сумма	99.85	99.93	99.10	99.28	100.04	100.02	99.81	99.68	99.73	99.14	99.80
ppm											
As	_	_	5.05	_	_	4.14	2.38	_	2.79	4.27	7.07
Ba	80.4	150	596	126	761	230	455	90.2	421	162	143
Be	_	_	0.89	0.69	0.93	1.04	0.45	0.51	0.77	0.58	0.58
Со	49.9	43.0	42.2	57.1	46.8	62.5	52.1	5.01	41.2	64.2	66.8
Cr	128	169	124	138	60.6	8.52	265	12.1	41.5	119	126
Cs	0.29	0.21	0.47	1.00	0.63	0.96	0.64	0.23	1.33	0.42	0.40
Cu	88.6	216	241	206	307	951	115	299	253	171	184
Ga	_	_	21.6	14.9	16.8	23.7	16.3	3.07	20.7	18.3	18.4
Hf	2.03	3.30	2.92	2.55	3.81	4.58	1.94	1.00	3.63	2.21	2.26
Li	_	_	34.6	63.0	12.7	19.4	19.8	22.4	16.2	10.9	11.0
Nb	2.65	5.66	5.63	6.68	9.32	8.88	2.74	1.96	5.84	3.22	3.35
Ni	85.9	51.6	76.5	107	34.7	25.8	145	10.6	38.7	220	217
Pb	_	—	2.20	10.8	3.63	3.85	1.54	18.9	1.85	1.96	2.39
Rb	8.48	12.7	12.2	10.7	15.0	24.3	10.6	8.53	15.6	15.2	13.2
Sc	117	44.4	36.2	44.7	43.4	47.6	31.2	3.57	46.5	31.5	31.5
Sr	181	297	290	268	222	231	251	448	253	313	290
Та	0.19	0.32	0.48	0.62	0.59	0.51	0.95	0.26	0.44	0.21	0.36
Th	0.57	1.16	1.47	1.55	1.94	1.70	0.73	3.05	1.51	0.74	0.76
U	0.23	0.48	0.63	0.61	0.74	0.76	0.21	0.88	0.66	0.32	0.34
V	474	294	364	336	390	760	241	16.0	484	241	248
Zn	67.8	102	263	128	148	207	145	149	173	106	136
Zr	71.7	130	122	71.6	119	212	81.1	26.7	169	112	112

Таблица А4. Окончание.

Примечание: * – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков; **жирным** выделены образцы волластонитовых мраморов с гранатом; # – все железо как Fe₂O_{3общ}, вся сера как S; п.п.п. – потери при прокаливании; – элемент не анализировался; ● – S < 0.03 мас. %; ● – породы дайки.

Тип пород					Спуррит	-мервин	итовые м	раморы					Спур	рит-монт	ичеллито	овые мра	моры
Место пробоотбора								Кочум	декский	ореол							
Образец	PT- 100	PT- 103	PT- 104	PT- 106	PT- 107	PT- 108	PT- 109	PT- 116	PT- 117	PT- 122	PT- 93*	PT- 102*	PT-91	PT-92	PT-94	PT-97	PT- 105*
Y	13.1	13.5	17.8	11.4	11.1	7.56	12.5	10.1	15.7	10.9	17.7	27.7	13.5	8.66	16.3	14.6	28.1
La	10.7	13.0	11.4	10.6	9.84	5.23	9.80	7.00	10.9	8.20	12.4	18.9	11.2	6.66	10.7	9.45	18.0
Ce	19.9	22.9	25.5	19.2	16.9	9.58	17.3	13.3	20.9	15.7	23.5	35.9	20.3	10.4	20.6	20.1	33.3
Pr	2.86	3.28	2.91	2.59	2.40	1.27	2.62	1.94	3.26	2.30	3.55	5.28	2.82	1.70	3.12	2.31	4.97
Nd	10.5	11.7	12.1	9.85	9.20	5.42	10.0	7.54	11.8	8.86	13.3	19.9	11.4	6.83	12.0	10.1	19.6
Sm	2.10	2.09	2.54	1.98	2.04	0.99	1.86	1.43	2.12	1.65	2.83	3.79	2.39	1.39	2.30	1.96	3.90
Eu	0.51	0.51	0.59	0.49	0.50	0.35	0.48	0.36	0.48	0.42	0.60	1.07	0.59	0.40	0.57	0.51	0.89
Gd	2.14	2.20	2.34	2.10	2.00	1.16	1.93	1.64	2.80	1.91	2.82	4.40	2.29	1.47	2.60	2.03	4.18
Tb	0.31	0.33	0.36	0.32	0.30	0.16	0.28	0.23	0.44	0.26	0.45	0.69	0.37	0.25	0.40	0.31	0.65
Dy	1.70	1.79	2.17	1.86	1.80	0.96	1.70	1.44	2.50	1.71	2.61	3.91	2.21	1.48	2.40	1.83	3.88
Но	0.37	0.40	0.44	0.38	0.38	0.20	0.34	0.28	0.51	0.37	0.54	0.79	0.49	0.31	0.48	0.38	0.82
Er	1.02	1.13	1.27	1.02	0.99	1.00	0.99	0.80	1.50	0.97	1.53	2.30	1.41	0.82	1.38	1.11	2.25
Tm	0.16	0.16	0.18	0.15	0.15	0.09	0.15	0.12	0.24	0.14	0.25	0.36	0.19	0.13	0.22	0.16	0.36
Yb	1.00	1.02	1.20	1.00	0.95	0.53	0.93	0.79	1.50	0.94	1.59	2.25	1.19	0.84	1.40	1.01	2.24
Lu	0.15	0.15	0.18	0.15	0.14	0.09	0.14	0.12	0.23	0.14	0.24	0.34	0.18	0.11	0.21	0.15	0.33
∑REE	53.4	60.7	63.2	51.7	47.6	27.0	48.5	37.0	59.2	43.6	66.2	99.9	57.0	32.8	58.4	51.4	95.4
∑LREE	44.0	50.9	51.9	42.2	38.3	21.5	39.7	29.8	46.9	35.1	52.8	80.0	45.7	25.6	46.4	42.0	75.9
∑HREE	2.33	2.46	2.83	2.32	2.23	1.71	2.21	1.83	3.47	2.19	3.61	5.25	2.97	1.90	3.21	2.43	5.18
∑LREE/∑HREE	18.9	20.7	18.3	18.2	17.2	12.6	18.0	16.3	13.5	16.0	14.6	15.2	15.4	13.5	14.5	17.3	14.6
(La/Yb) _{SN}	0.79	0.94	0.70	0.78	0.76	0.73	0.78	0.65	0.54	0.64	0.58	0.62	0.69	0.59	0.56	0.69	0.59
Ce/Ce*	0.83	0.81	1.02	0.85	0.80	0.86	0.79	0.83	0.80	0.83	0.81	0.83	0.83	0.71	0.82	0.99	0.81
Y/Y*	1.32	1.27	1.45	1.08	1.07	1.38	1.31	1.27	1.11	1.09	1.19	1.26	1.03	1.02	1.21	1.40	1.26
Eu/Eu*	1.13	1.12	1.14	1.13	1.17	1.52	1.19	1.10	0.91	1.10	1.00	1.22	1.19	1.31	1.09	1.20	1.03

Таблица А5. Содержания REE и Y (в ppm) в валовых пробах мраморов, мергелистых известняков, метасоматитов и габброидов Кочумдекского контактового ореола и сопредельных территорий.

Таблица А5. Продолжение.

Тип пород]	Золласто	нитовые	мраморы	[Mep	огелисты	е известн	яки		
Место пробоотбора		К	очумдекс	кий орео	л		Пр I	ижим на Кочумдек	p.			К	очумдекс	кий орес	л		
Образец	PT-86	РК- 11-1	PT- 88*	PT-90	РТ- 110	РК- 12-1	РК- 16-1	РК- 16-2	PK- 16-3	PK-1	PK-2	РК- 3В	PK-3- 1	PK-3- 2*	PK-3- 3	РК-3- 4	PK-3- 7
Y	10.2	13.0	16.2	10.5	8.29	3.21	10.7	9.45	6.82	8.53	17.2	9.03	15.0	12.6	12.2	9.87	8.92
La	7.37	9.86	18.2	8.30	6.58	2.75	7.52	8.58	7.56	8.49	9.21	9.82	9.79	9.02	9.29	12.6	9.54
Ce	12.9	22.2	34.9	14.5	11.4	5.04	14.8	16.5	10.1	16.9	22.6	18.9	24.4	20.1	24.3	24.6	18.3
Pr	1.94	2.60	7.74	2.05	1.65	0.71	2.06	2.09	1.46	2.27	2.60	2.42	2.51	2.28	2.33	3.18	2.55
Nd	7.19	11.10	17.0	7.74	6.27	2.68	8.57	9.00	5.08	8.67	11.3	8.65	11.0	9.74	9.49	11.2	8.68
Sm	1.34	2.19	2.86	1.49	1.35	0.48	2.41	2.06	1.06	1.66	2.38	2.65	2.12	1.99	1.93	2.94	2.25
Eu	0.33	0.49	0.69	0.42	0.31	0.19	0.56	0.39	0.24	0.44	0.65	0.40	0.60	0.54	0.61	0.62	0.50
Gd	1.50	2.14	2.73	1.45	1.35	0.54	1.88	1.71	1.20	1.88	2.45	2.27	2.26	1.91	1.86	2.37	1.47
Tb	0.23	0.29	0.45	0.23	0.20	0.08	0.23	0.24	0.14	0.26	0.35	0.35	0.32	0.29	0.26	0.33	0.24
Dy	1.40	1.71	2.52	1.44	1.22	0.47	2.13	1.35	0.83	2.01	2.09	2.07	1.97	1.72	1.62	2.29	1.83
Но	0.30	0.35	0.51	0.29	0.25	0.11	0.45	0.29	0.16	0.30	0.43	0.43	0.40	0.35	0.34	0.50	0.34
Er	0.91	1.02	1.44	0.90	0.75	0.31	1.12	1.03	0.46	1.02	1.33	1.20	1.00	0.97	1.00	1.15	0.96
Tm	0.14	0.14	0.22	0.14	0.10	0.04	0.18	0.15	0.06	0.15	0.18	0.15	0.18	0.16	0.14	0.18	0.17
Yb	0.91	0.92	1.44	0.85	0.68	0.27	1.15	0.96	0.56	1.07	1.24	1.05	1.16	1.03	0.92	1.15	0.97
Lu	0.14	0.14	0.22	0.13	0.11	0.04	0.17	0.17	0.06	0.15	0.18	0.15	0.17	0.15	0.15	0.20	0.13
∑REE	36.6	55.2	87.9	39.9	32.2	13.7	43.2	44.5	29.0	45.3	57.0	50.5	57.9	50.3	54.2	63.3	47.9
∑LREE	29.4	45.8	74.8	32.6	25.9	11.2	33.0	36.2	24.2	36.3	45.7	39.8	47.7	41.1	45.4	51.6	39.1
∑HREE	2.10	2.22	3.32	2.02	1.64	0.66	2.62	2.31	1.14	2.39	2.93	2.55	2.51	2.31	2.21	2.68	2.23
∑LREE/∑HREE	14.0	20.6	22.5	16.1	15.8	16.9	12.6	15.7	21.2	15.2	15.6	15.6	19.0	17.8	20.5	19.2	17.5
(La/Yb) _{SN}	0.60	0.79	0.93	0.72	0.71	0.75	0.48	0.66	1.00	0.59	0.55	0.69	0.62	0.65	0.75	0.81	0.73
Ce/Ce*	0.79	1.01	0.87	0.81	0.80	0.83	0.86	0.90	0.70	0.89	1.06	0.89	1.13	1.02	1.20	0.90	0.85
Y/Y*	1.26	1.34	1.14	1.30	1.20	1.12	0.87	1.20	1.49	0.86	1.45	0.76	1.35	1.30	1.31	0.74	0.90
Eu/Eu*	1.09	1.07	1.17	1.35	1.08	1.75	1.24	0.98	0.99	1.16	1.27	0.77	1.29	1.31	1.52	1.11	1.29

Таблица А5. Продолжение.

Тип пород	Мергелистые известняки					Битуминозные известняки			Скај	рны	Скаполитовые породы			Габброиды			
Место пробоотбора	Кочумдекский ореол				р. Столбовая			Кочумдекский ореол									
Образец	PK-4	PK-4- 3	PK-4- 7	PK-5- 1	PK-6- 1	RS-1- 3	RS-2- 1	RS-2- 2	PT- 111	PT- 112	PK-8-1	PK-9- 3	PK- 10-2	PT-95	РТ- 95а	PT-96	PT- 101
Y	9.09	9.22	10.5	9.16	10.0	6.54	6.93	6.01	8.96	7.73	15.6	22.6	32.4	52.7	46.7	25.8	29.1
La	10.1	9.10	7.85	9.32	7.01	10.6	16.1	10.2	6.55	4.78	12.4	17.9	18.5	13.0	14.7	4.52	4.84
Ce	18.8	17.4	22.0	16.8	22.3	10.1	37.6	35.2	20.0	8.88	30.2	46.4	46.7	31.7	34.1	11.2	12.1
Pr	2.56	2.37	1.93	2.21	1.89	1.27	5.45	4.34	1.66	1.23	3.93	5.90	6.20	4.97	4.96	1.96	2.06
Nd	11.1	9.08	8.32	8.57	7.91	5.34	21.1	18.0	6.83	4.72	15.6	22.5	24.9	23.1	22.6	8.99	9.86
Sm	2.72	2.06	1.64	1.90	1.58	1.08	3.67	2.63	1.45	0.93	4.22	5.53	5.90	6.43	6.31	2.68	3.08
Eu	0.63	0.59	0.53	0.54	0.53	0.40	0.73	0.53	0.37	0.21	0.52	0.99	1.00	1.76	1.82	1.01	0.99
Gd	1.86	1.86	1.64	1.90	1.55	1.17	2.10	1.84	1.40	1.16	3.57	5.26	5.30	8.10	8.21	3.94	4.38
Tb	0.31	0.29	0.23	0.28	0.21	0.16	0.26	0.24	0.21	0.17	0.55	0.86	0.82	1.45	1.39	0.71	0.79
Dy	2.18	2.15	1.39	1.89	1.32	1.20	1.55	1.18	1.21	0.97	4.15	5.03	5.15	9.32	9.26	4.30	4.82
Но	0.37	0.41	0.30	0.36	0.27	0.22	0.28	0.22	0.25	0.20	0.63	1.00	0.98	1.90	1.96	0.93	0.96
Er	1.16	1.02	0.99	1.09	0.98	0.71	0.68	0.65	1.00	0.60	1.77	2.83	3.03	5.37	5.54	2.55	2.87
Tm	0.19	0.13	0.13	0.16	0.12	0.10	0.08	0.08	0.11	0.09	0.31	0.41	0.45	0.82	0.78	0.40	0.43
Yb	1.09	0.92	0.88	0.83	0.78	0.57	0.64	0.54	0.75	0.58	1.77	2.56	2.71	5.03	4.89	2.43	2.67
Lu	0.21	0.19	0.14	0.17	0.13	0.09	0.11	0.08	0.11	0.09	0.36	0.37	0.40	0.77	0.76	0.36	0.40
∑REE	53.3	47.6	48.0	46.0	46.9	33.0	90.4	75.7	41.9	24.6	80.0	118	122	114	117	46.0	50.3
Σ LREE	42.6	38.0	40.1	36.9	39.1	27.3	80.3	67.7	35.0	19.6	62.1	92.7	96.3	72.8	76.4	26.7	28.9
∑HREE	2.65	2.26	2.14	2.25	2.01	1.47	1.51	1.35	1.97	1.36	4.21	6.17	6.59	12.0	12.0	5.74	6.37
∑LREE/∑HREE	16.1	16.8	18.7	16.4	19.5	18.6	53.1	50.2	17.8	14.4	14.8	15.0	14.6	6.07	6.38	4.65	4.53
(La/Yb) _{SN}	0.68	0.73	0.66	0.83	0.66	1.37	1.86	1.39	0.64	0.61	0.52	0.52	0.50	0.19	0.22	0.14	0.13
Ce/Ce*	0.85	0.86	1.30	0.85	1.41	0.60	0.91	1.17	1.40	0.84	0.99	1.03	0.99	0.88	0.91	0.83	0.84
Y/Y*	0.80	0.78	1.30	0.88	1.34	1.01	0.84	0.94	1.30	1.40	0.76	0.80	1.15	1.00	0.87	1.03	1.08
Eu/Eu*	1.32	1.42	1.52	1.34	1.60	1.67	1.22	1.14	1.22	0.94	0.63	0.87	0.85	1.13	1.17	1.41	1.23

Таблица А5. Окончание.

Тип пород	Габброиды											
Место пробоотбора		Кочум	идекский	ореол		Пр I	оижим на Кочумден	р. Столбовая				
Образец	PT- 114	PK-4- 8	РК-7- 1	PK-9- 1♦	PK-9- 2♦	PK- 17-2	PK- 17-3	РК- 17-4	RS-1-1	RS-1- 2		
Y	36.5	40.1	38.8	50.3	59.6	16.2	8.24	40.3	19.6	18.9		
La	9.76	11.1	10.0	12.9	16.7	5.58	7.45	11.8	7.14	7.41		
Ce	22.2	31.6	24.5	31.3	46.4	13.2	14.1	29.5	16.4	16.0		
Pr	3.52	3.78	3.43	4.42	5.64	1.78	1.88	3.77	2.19	2.17		
Nd	15.1	18.6	16.4	19.2	27.5	8.55	6.37	18.3	10.7	9.70		
Sm	4.09	5.12	4.47	6.02	7.53	2.35	1.83	5.04	3.05	2.46		
Eu	1.37	1.63	1.69	1.87	2.07	0.98	0.54	1.51	1.00	1.04		
Gd	5.53	6.04	5.46	6.67	8.86	2.85	1.60	5.78	3.43	3.10		
Tb	0.93	0.98	0.94	1.15	1.45	0.45	0.25	0.97	0.55	0.53		
Dy	5.50	6.29	6.43	8.12	9.34	2.99	1.59	6.27	3.48	3.37		
Но	1.22	1.28	1.40	1.58	1.87	0.60	0.34	1.26	0.71	0.69		
Er	3.54	4.50	3.83	4.80	5.42	_	0.74	_	2.10	1.99		
Tm	0.51	0.52	0.51	0.65	0.75	0.24	0.11	0.53	0.28	0.27		
Yb	3.40	3.39	3.61	3.81	4.99	1.64	0.78	3.59	1.85	1.81		
Lu	0.49	0.48	0.42	0.65	0.69	0.24	0.15	0.51	0.28	0.28		
∑REE	77.2	95.3	83.1	103	139	41.5	37.7	88.8	53.2	50.8		
∑LREE	50.6	65.1	54.3	67.8	96.2	29.1	29.8	63.4	36.4	35.3		
∑HREE	7.94	8.89	8.37	9.91	11.9	2.12	1.78	4.63	4.51	4.35		
∑LREE/∑HREE	6.37	7.32	6.49	6.84	8.12	13.7	16.7	13.7	8.08	8.11		
(La/Yb) _{SN}	0.21	0.24	0.20	0.25	0.25	0.25	0.71	0.24	0.28	0.30		
Ce/Ce*	0.85	1.10	0.95	0.94	1.08	0.95	0.87	1.01	0.95	0.91		
Y/Y*	1.12	1.13	1.03	1.12	1.14	0.96	0.89	1.14	0.99	0.99		
Eu/Eu*	1.32	1.37	1.59	1.38	1.18	1.76	1.49	1.31	1.45	1.74		

Примечание: * – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков; жирным выделены образцы волластонитовых мраморов с гранатом; – элемент не анализировался; ◆ – породы дайки. Σ LREE = La+Ce+Pr+Nd и Σ HREE = Er+Tm+Yb+Lu по [Rollinson, 1993]. Величины аномалий рассчитаны по формулам: $Y^* = Y_N/(\frac{1}{2} Dy_N + \frac{1}{2} Ho_N)$, $Ce^* = Ce_N/(\frac{1}{2} La_N + \frac{1}{2} Pr_N)$, $Eu^* = Eu_N/(\frac{1}{2} Sm_N + \frac{1}{2} Gd_N)$ no [Bolhar et al., 2004].