

*На правах рукописи*



**ДЕВЯТИЯРОВА Анна Сергеевна**

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

25.00.05 – «минералогия, кристаллография»

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

**НОВОСИБИРСК 2022**

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск

**Научный руководитель:** **СОКОЛ Эллина Владимировна**  
доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории №440 Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

**Официальные оппоненты:** **СКЛЯРОВ Евгений Викторович**  
доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник лаборатории палеогеодинамики Института земной коры СО РАН (г. Иркутск)

**АЗИМОВ Павел Яковлевич**  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории петро- и рудогенеза Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург)

**Ведущая организация:** Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, (г. Иркутск)

Защита состоится «04» октября 2022 г. в 10-00 часов на заседании диссертационного совета Д 003.067.02 в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (в конференц-зале).

Адрес: 630090, г. Новосибирск, просп. ак. Коптюга, 3  
Факс: 8 (383) 333-21-30, 333-27-92  
e-mail: gaskova@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН.

Автореферат разослан «15» августа 2022 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета  
д.г.-м.н.



О.Л. Гаськова

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследования.** Спуррит-мервинитовый метаморфизм – редкий в природе вариант высокотемпературного и низкобарического термометаморфизма ( $P \leq 1.5$  кбар,  $T \leq 1000$  °С). Его проявления обычно связаны с интрузиями основного состава, приурочены к подводным каналам, межинтрузивным интервалам либо представляют собой ксенолиты (Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Kerrick, 1991; Туровцев, 2002; Grapes, 2011). Метакарбонатные породы, преобразованные в условиях спуррит-мервинитовой фации, содержат многочисленные минералы-индикаторы, среди которых преобладают природные аналоги клинкерных фаз (Gross, 1977; Taylor, 1997; Seryotkin et al., 2012; Sharygin et al., 2008; 2013; Sokol et al., 2014; 2019). Это благоприятное обстоятельство для реконструкции условий метаморфического процесса. Однако информация о многих из этих редких минералов остается фрагментарной; не охарактеризованы их кристаллохимические особенности, диапазоны составов твердых растворов, а также геохимическая специализация. Между тем, эти данные принципиально важны при реконструкции параметров метаморфизма. В этой связи актуальна характеристика тех объектов, где геологическая ситуация и литология протолитов благоприятствуют образованию полиминеральных парагенезисов. Наряду с получением новой минералогической информации, породы таких комплексов информативны для реконструкции РТ-параметров метаморфизма, кинетики остывания интрузива и прогрева вмещающих пород, а также источников вещества; оценки температурных градиентов и подвижности элементов в зоне горячего контакта химически контрастных сред.

**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. Характеристика минералов, слагающих главные типы пород ореола: определение их макро- и микроэлементного состава, анализ химической зональности, онтогенеза агрегатов.
2. Выявление кристаллохимических особенностей минералов, слагающих высокотемпературные мраморы; анализ трендов фракционирования макро- и микроэлементов при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма.
3. Парагенетический анализ и реконструкция зональности ореола.
4. Характеристика петро- и геохимических особенностей пород ореола; анализ поведения петрогенных, редких и рассеянных элементов в зоне горячего контакта мергелистых известняков и траппового тела; реконструкция источников вещества.
5. Реконструкция параметров метаморфизма и термической истории Кочумдекского ореола.

**Фактический материал и личный вклад автора.** Изучены две коллекции (1981 и 2017 гг.; 78 обр.) из фондов лаборатории 440. Пробоподготовка, получение, систематизация и интерпретациях всех аналитических данных выполнены лично автором в период с 2016 г. по 2022 г. Методами сканирующей электронной микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа, ЛА-ИСП-МС анализа и Рамановской спектроскопии автором были охарактеризованы пороодообразующие (20 видов) и акцессорные минералы (28 видов) из всех типов пород ореола. Создан каталог снимков (~ 2000 шт.), иллюстрирующих особенности морфологии и взаимоотношений минералов. На базе программ Excel и Access автором создана взаимосогласованная база аналитических данных, где суммированы петрохимические, геохимические и минералогические данные, характеризующие породы Кочумдекского ореола.

### Основные защищаемые положения

1. Кочумдекский ореол спуррит-мервинитового метаморфизма был сформирован при однократном термическом воздействии траппа кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1 kz$ ) на мергелистые известняки ( $S_1 ln$ ). Возраст термического события –  $248.0 \pm 7.2$  млн. лет. При  $P_{общ} \approx 0.2$  кбар и  $P_{CO_2} \geq 0.3-0.4 P_{общ}$  температура прогрева метаосадков в зоне контакта превышала 925 °С и снижалась до 725 °С на расстоянии 3 м. Термический градиент достигал ~ 135 °С/м.
2. В Кочумдекском ореоле сульфиды являются независимыми индикаторами источников вещества и режима метаморфизма. Твердые растворы  $(Zn_{0.6}Fe_{0.3}Mn_{0.1})S_{куб}$ ,  $(Zn_{0.4}Mn_{0.3}Fe_{0.3})S_{гекс}$

и  $(\text{Mn}_{0.8}\text{Fe}_{0.2})\text{S}_{\text{куб}}$  аномально широкого диапазона составов сформировались в мраморах при пиковой температуре метаморфизма  $\sim 900$  °С. Источником серы метаморфогенных сульфидов ( $\delta^{34}\text{S} = -25.4 \div -15.1$  ‰ CDT) был исходный осадок. На ретроградном этапе ( $T = 650-400$  °С) возникли соединения  $\text{Fe-K-S}(\pm\text{Cl})$ , образование и локализацию которых контролировал ограниченный флюидопоток из остывающего траппа.

3. Петро- и геохимические характеристики мраморов были унаследованы от нижнесилурийских мергелистых известняков и отвечают тренду смещения пелитового материала и биогенно-осадочного  $\text{CaCO}_3$ . 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.

#### **Научная новизна и практическая значимость работы**

1. Впервые определены особенности морфологии, химического состава и зональности минералов-индикаторов из мраморов Кочумдекского ореола спуррит-мервинитового метаморфизма. Установлено, что составы силикато-карбонатов и силикатов Ca близки к идеальным. Силикаты Ca и Mg зачастую гомогенны и образуют ограниченные серии твердых растворов с замещением  $\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ . Только минералы группы мелилита обладают отчетливой ростовой зональностью и представляют собой многокомпонентные твердые растворы:  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 - \text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{AlSiO}_7 - \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7 - \text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$ .

2. Установлено, что в полизональном Кочумдекском ореоле мощность метаморфических зон растет от 0.3 м вблизи контакта с траппом до более 1 м на удалении от него. Выделены три зоны: (i) мервинит, спуррит, мелилит ( $\text{Gh}_{60-80}$ ) ( $\pm$  ранкинит, бредигит) –  $T \geq 925$  °С (до 0.5 м от контакта); (ii) спуррит, мелилит ( $\text{Gh}_{50-65}$ ), монтичеллит-спурритовые симплектиты –  $T \geq 875$  °С (1.0-1.5 м); (iii) тиллеит, волластонит, мелилит ( $\text{Gh}_{<45}$ ) –  $T \geq 725$  °С (1.5-2.8 м).

3. Для кочумдекских мраморов установлена высокая степень сохранности первичных метаморфических парагенезисов. Главными продуктами ретроградного этапа являются монтичеллит-спурритовые и монтичеллит-куспидиновые симплектиты, заместившие мервинит. Стартовая температура этого процесса составляла  $\approx 820$  °С.

4. Впервые охарактеризована сульфидная минерализация, возникшая при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма. Диапазоны составов твердых растворов  $(\text{Zn,Fe,Mn})\text{S}_{\text{куб}}$ ,  $(\text{Zn,Mn,Fe})\text{S}_{\text{гекс}}$ ,  $(\text{Mn,Fe})\text{S}_{\text{куб}}$  из мраморов сопоставимы с таковыми в сульфидах из метеоритов. Установлено, что при  $T > 900$  °С максимальное количество Fe входит в структуру сфалерита  $(\text{Zn}_{0.55-0.57}\text{Fe}_{0.32-0.35}\text{Mn}_{0.07-0.10})\text{S}$ , промежуточное – в структуру вюртцита  $(\text{Zn}_{0.39-0.46}\text{Fe}_{0.19-0.31}\text{Mn}_{0.28-0.30})\text{S}$  и минимальное – в структуру алабандина  $(\text{Mn}_{0.76-0.89}\text{Fe}_{0.12-0.25})\text{S}$ .

5. Установлено, что спуррит-мервинитовый метаморфизм мергелистого протолита благоприятствует кристаллохимическому фракционированию микроэлементов и их аккумуляции в акцессорных фазах. Сульфиды наряду с халькофильными Ni, Cu, Co, Zn, Mn, Cd, Tl, Hg, In и Se аккумулируют некогерентные элементы – Rb, Cs, Ba, тогда как оксиды (перовскит и багдадит) концентрируют высокочargedные Ti, Zr, Nb, Hf, U, Th и REE.

6. Впервые охарактеризовано распределение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокочargedных элементов в породах Кочумдекского ореола. Установлено, что петрохимические характеристики мраморов и мергелистых известняков подобны и определяются смешением пелитового материала и биогенно-осадочного  $\text{CaCO}_3$ . На базе геологических, петро- и геохимических, и минералогических данных доказано, что контактовый метаморфизм в Кочумдекском ореоле был близок к изохимическому.

Результаты работы пополняют базы минералогической информации новыми данными о редких минералах-индикаторах спуррит-мервинитового метаморфизма и найдут применение при подготовке учебно-методических пособий и лекционных курсов для студентов. Алгоритм взаимосогласованных минералогических и изотопно-геохимических подходов, протестированный на породах Кочумдекского ореола, может быть использован при реконструкции истории становления иных контактовых ореолов.

**Публикации и апробация результатов исследования.** По теме диссертации опубликовано 14 работ, из них 7 статей в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные положения работы представлены на 7 российских и международных конференциях.

**Соответствие результатов работы научным специальностям.** Результаты работы соответствуют пунктам 3, 8 и 13 паспорта научной специальности 25.00.05.

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

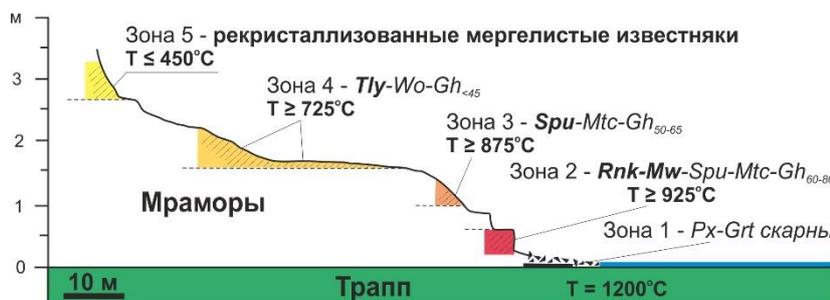
**Благодарности.** Автор искренне благодарит научного руководителя д.г.-м.н. Сокол Э.В., академика РАН Ревердатто В.В. и коллег к.г.-м.н. Колобова В.Ю. и Кох С.Н., д.г.-м.н. Полянского О.П. Автор глубоко признателен Козьменко О.А., Хлестову М.В., к.г.-м.н. Нигматулиной Е.Н., Горяйнову С.В., Хворову П.В., Филипповой К.А., Артемьеву Д.А., д.г.-м.н. Реутскому В.Н., профессору Каменецкому В.С. и доктору Аберштейнеру А. за их вклад в получении аналитических данных. 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 – классический регион проявления высокотемпературного контактового метаморфизма (Соболев, 1935; Ревердатто, 1970; Kerick, 1991; Grapes, 2011). Внедрение пермо-триасовых траппов в палеозойский осадочный чехол здесь повсеместно сопровождалось метаморфическим, метасоматическим и гидротермальным изменением вмещающих осадков. Контактново-метасоматические ореолы различны по масштабам, типам зональности, минеральному составу и рудоносности (Туровцев, 2002; Алексеенко, 2010; Egorova, Laturov, 2013). На контактах с дифференцированными интрузиями, отличавшимися высокой флюидонасыщенностью, преимущественно развивались скарны и кальцифиры. Со слабо дифференцированными силлами, напротив, связаны интенсивные контактно-метаморфические преобразования уровня пироксеновых и роговообманковых роговиков при незначительном развитии метасоматитов. Проявления метаморфизма спуррит-мервинитового уровня исключительно редки. К их числу принадлежит Кочумдекский полизональный ореол, расположенный на р. Кочумдек (правый приток р. Подкаменной Тунгуски, 62°27'54.59'' N, 91°55'42.99'' E). Он приурочен к верхнему контакту дифференцированного траппа кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1 kz$ ) и мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты ( $S_1 k\check{c} + rs$ ). Суммарная мощность осадочной толщи (S-T<sub>1</sub>), залегавшей над Кочумдекским траппом в момент его внедрения в раннем триасе, составляла 700 м, что соответствует давлению ~ 200 бар (Ревердатто, 1964; Перцев, 1977). Температура магмы в момент внедрения силла составляла не менее 1200 °С (Сокол и др., 2019 а). Разрез высокотемпературных мраморов (мощностью до 3.0 м) сохранился в провесах кровли траппового тела и был прослежен в полосе ~ 1.5 км вдоль контакта с траппом. Его характеризует отчетливая вертикальная минералогическая зональность, отражающая высокий температурный градиент (Рис. 1). Прерывистая зона скарнирования (зона 1) мощностью до 3 см приурочена к контакту с силлом. Пиковые температуры ( $T \geq 925^\circ\text{C}$ ) достигались в зоне геленит-спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2; до 0.5 м от контакта). В спуррит-монтичеллитовых мраморах (зона 3) мервинит сохранился только в виде реликтов ( $T \geq 875^\circ\text{C}$ ; 1.0-1.5 м). Зону 4 слагают мелилит-тиллеит-волластонитовые мраморы ( $T \geq 725^\circ\text{C}$ ; 1.5-2.8 м).

## **ГЛАВА 2. Материалы и методы исследования**

Аналитические исследования проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Количественный рентгенофазовый анализ пород выполнен на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000. Макроэлементный состав пород определен методом атомной эмиссии на атомно-эмиссионном



**Рисунок 1.** Схематический разрез Кочумдекского контактового ореола. Температурные реконструкции по данным парагенетического анализа (для  $P_{CO_2} = 0.3-0.4 P_{общ}$ ). Цветом выделены участки пробоотбора. Вертикальная ось – расстояние от контакта с траппом (м).

спектрометре с индуктивно связанной плазмой IRIS Advantage, а их микроэлементный состав – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700х. Содержания в породах  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S,  $SO_3$ , Cl, определены методом «мокрой химии». Растворением известняков и мраморов в 3.4 М  $CH_3COOH$  при нормальных условиях были получены и затем проанализированы выщелочки, характеризующие карбонатную составляющую пород. Изучение микроморфологии и химического состава минералов проведено электронно-зондовым методом на сканирующем микроскопе MIRA3-LMU с системой микроанализа AZtec Energy Xmax-50+. Определение состава минералов выполнено на микроанализаторах Camebax-Micro JXA-8100 и JXA-8230. Микроэлементный состав аксессуарных фаз определен методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700х с лазерной приставкой New Wave Research UP-213. Рамановские спектры регистрировали на спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800. Изотопный состав серы сульфидов был определен в режиме двойного напуска на масс-спектрометре Finnigan-MAT Delta и методом мгновенного сжигания вещества на масс-спектрометре Isoprime100. Сокращения названий минералов по (Warr, 2021): Ab – альбит, Ak – акерманит, Alb – алабандин, An – анортит, Bdi – бредигит, Bgd – багдадит, Cal – кальцит, Sprx – клинопироксен, CSH – гидросиликаты Ca, Csp – куспидин, Di – диопсид, Djr – джерфшерит, Dol – доломит, En – энстатит, Fa – фаялит, Fo – форстерит, Fs – ферросилит, Gh – геленит, Grt – гранат, Ki – килхоанит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Na-Mll – сода-мелилит, Ol – оливин, Or – ортоклаз, Per – периклаз, Pl – плагиоклаз, Po – пирротин, Prv – перовскит, Px – пироксен, Rnk – ранкинит, Rsv – расвумит, Sp – сфалерит, Spu – спуррит, Symp – симплектиты, Ter – тефроит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит, Wgr – вюрцит.

### ГЛАВА 3. Характеристика пород Кочумдекского контактового ореола

**Петрохимические особенности пород.** Кровлю траппа слагают свежие среднезернистые (0.5-8 мм) габбро-долериты близкие по петрохимическим характеристикам к габброидам Кузьмовского силла (в мас. %):  $SiO_2 = 47.4-50.0$ ,  $TiO_2 = 1.1-2.0$ ,  $Al_2O_3 = 8.3-16.2$ ,  $FeO = 10.1-13.5$ ,  $MgO = 5.0-10.0$ ,  $CaO = 10.2-16.4$ . Концентрации прочих компонентов низкие (в мас. %):  $Na_2O = 1.5-3.1$ ,  $K_2O = 0.4-1.4$ ,  $MnO < 0.3$ ,  $SO_3$  и Cl  $< 0.1$ . Мергелистые известняки с ритмичным чередованием карбонатных (<1 см) и силикатных (1-5 мм) прослоев содержат (в мас. %):  $CaO = 41.3-47.4$ ,  $SiO_2 = 10.4-16.9$ ,  $Al_2O_3 = 3.3-6.0$ ,  $Fe_2O_3 = 1.4-3.6$ ,  $MgO = 1.3-2.0$ . Концентрации остальных компонентов варьируют незначительно (в мас. %):  $SO_3$  и  $K_2O < 1.5$ ,  $Na_2O$  и  $TiO_2 < 0.4$ ,  $P_2O_5$  и  $MnO < 0.2$ . Мраморы – свежие, плотные, крупнозернистые (0.1-2 см) – наследуют полосчатость протолита. Вариации их химического состава умеренные (в мас. %):  $CaO = 51.5-53.7$ ,  $SiO_2 = 7.6-17.6$ ,  $Al_2O_3 = 2.5-5.7$ ,  $Fe_2O_{3общ} = 1.3-2.7$ ,  $MgO = 1.2-2.2$  и  $CO_2 = 17.2-28.5$ ,  $TiO_2 < 0.4$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и  $P_2O_5 < 0.2$ . В координатах CaO- $Al_2O_3$  и CaO-MgO составы мергелистых известняков и мраморов образуют веер из линий, пересекающихся с осью абсцисс вблизи точки, отвечающей содержанию CaO в кальците (56 мас. %). Угол наклона этих прямых определяет степень декарбонатизации пород (Рис. 2 А-Б). На диаграммах  $SiO_2-Al_2O_3$ ,  $TiO_2-MgO$ ,  $MgO-Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_{3общ}-MgO$  точки составов всех карбонатных пород образуют единые линейные тренды ( $R^2 > 0.77$ ) (Рис. 2 В-Е). На диаграмме (CaO+MgO)-(SiO<sub>2</sub>+TiO<sub>2</sub>+P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)-(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) поля составов мергелистых известняков и мраморов также образуют единый узкий тренд, отвечающий смешению пелитового материала

и биогенно-осадочного CaCO<sub>3</sub> (Рис. 2 Ж). Эти факты доказывают отсутствие заметного метасоматизирующего воздействия траппового тела на вмещающие карбонатные толщи.

**Микроэлементный состав пород.** Габброиды обогащены (в ppm): V до 532 и Cu до 241, обладают умеренными содержаниями Zn (до 263), Ni (до 107) и Co (до 57.1) и бедны серой (S<sub>сульф</sub> ≤ 0.04 мас. %). Мергелистые известняки бедны халькофильными элементами (в ppm): V до 59.3, Cu до 27.7, Ni до 25.9, Co до 21.6, Mo до 0.90 и Se < 0.20, а также Cr до 32.3 и U до 1.55. Суммарное количество As, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb и Zn варьирует от 28.0 до 453 ppm; преобладает Zn (до 415 ppm). В известняках индикаторные отношения Ni/Co = 1.1-2.7, V/Cr = 1.1-1.6, Cu/Zn = 0.1-1.3, U/Th = 0.5-0.8 варьируют в узких пределах (Рис. 3) и указывают на преобладание окислительных обстановок при аккумуляции и раннем диагенезе осадков. В мраморах концентрации халькофильных элементов близки к таковым в известняках, а средние величины отношений Ni/Co = 2.3, V/Cr = 0.7, Cu/Zn = 0.4, V/(V+Ni) = 0.4 и U/Th = 0.6 укладываются в диапазоны, свойственные известнякам, существенно отличаясь от таковых в габбро: Ni/Co = 1.5, V/Cr = 5.3, Cu/Zn = 1.7, V/(V+Ni) = 0.9 и U/Th = 0.4. В известняках и мраморах концентрации немобильных высокозарядных Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sc ниже, чем в PAAS (Рис. 4 Д). Вариации индикаторных 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 различные источники поступления этих элементов в осадок и различные пропорции их смешения в бассейне седиментации.

Средние содержания ΣREE<sub>ср.</sub> в мергелистых известняках и мраморах совпадают (51.4 и 56.1 ppm). Эти величины в 3-5 раз ниже таковых в PAAS, что соответствует доле пелитового материала в изученных карбонатных породах. Нормализованные на PAAS спектры (REE+Y)<sub>SN</sub> известняков слабо дифференцированы, характеризуются обогащением HREE ((La/Yb)<sub>SN</sub>, X<sub>ср.</sub> = 0.69); отрицательной Ce/Ce\* (X<sub>ср.</sub> = 0.87) и положительной Eu/Eu\* аномалиями (X<sub>ср.</sub> = 1.30). Мраморы наследуют эти же особенности (Рис. 4 А, В). Габброиды содержат ΣREE<sub>ср.</sub> = 83.3 ppm, резко дифференцированы ((La/Yb)<sub>SN</sub>, X<sub>ср.</sub> = 0.19); обладают положительной Eu/Eu\* аномалией (X<sub>ср.</sub> = 1.32), тогда как Ce/Ce\* (X<sub>ср.</sub> = 0.91) выражена слабо. Карбонатная составляющая известняков и мраморов резко обеднена ΣREE<sub>ср.</sub> ≈ 20.0 ppm (≈ 0.1 от ΣREE в PAAS). Спектры (REE+Y)<sub>SN</sub> выщелочек однотипны и обладают характеристиками морской воды: обогащение HREE; отрицательная Ce/Ce\* аномалия и слабая положительная Eu/Eu\* и Y/Y\* аномалии (Рис. 4 Б, Г). Следовательно, (REE+Y)<sub>SN</sub> характеристики морских карбонатов сохраняются при метаморфизме спуррит-мервинитового уровня.

#### ГЛАВА 4. Минералогия пород Кочумдекского контактового ореола

**Габброиды** состоят из крупных (до 5 мм) зерен клинопироксена (En<sub>23-46</sub>Fs<sub>14-39</sub>Wo<sub>27-44</sub>) (~ 22-56 %), лейст плагиоклаза (ядра – An<sub>47-69</sub>Ab<sub>30-52</sub>Or<sub>2-3</sub>; каймы – An<sub>1-19</sub>Ab<sub>79-97</sub>Or<sub>0-4</sub>) (~ 32-69 %), единичных (до 0.5 мм) зерен оливина (Fo<sub>31-34</sub>Fa<sub>65-68</sub>Ter<sub>1-2</sub> и Fo<sub>52-64</sub>Fa<sub>35-47</sub>Ter<sub>0-1</sub>) (≤ 6 %) и слюд ряда аннит – биотит (2-9 %) (Табл. 1). Слюды демонстрируют синхронное обогащение FeO (11.0-37.2 мас. %) и Cl (до 4.5 мас. %), содержат до 4.5 мас. % TiO<sub>2</sub>. Хлор также характерен и для поздних (ОН)-содержащих минералов – хлоритов (до 0.5 мас. % Cl) и амфиболов (до 1.6 мас. % Cl), которые образуют оторочки вокруг зерен клинопироксена.

Главные акцессорные минералы габброидов – титаномагнетит – (Fe<sup>2+</sup><sub>1.2-1.5</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.9-1.7</sub>Ti<sub>0.2-0.5</sub>V<sub><0.1</sub>Mn<sub><0.1</sub>)Σ<sub>3.0</sub>O<sub>4.0</sub> и ильменит – (Fe<sup>2+</sup><sub>0.9-1.0</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.02-0.08</sub>Mn<sub><0.06</sub>Mg<sub><0.06</sub>)Σ<sub>1.0</sub>(Ti<sub>0.9-1.0</sub>V<sub><0.02</sub>)Σ<sub>0.9-1.0</sub>O<sub>3.0</sub>, образующие структуры распада. Изредка ильменит дает сростки с фторхлорапатитом ((Ca<sub>4.9-5.0</sub>Sr<sub><0.06</sub>Fe<sub><0.04</sub>)Σ<sub>4.9-5.0</sub>[(P<sub>3.0</sub>O<sub>12</sub>](F<sub>0.6-0.9</sub>Cl<sub>0.07-0.4</sub>)Σ<sub>0.9-1.0</sub>; 50-300 мкм), бадделеитом ((Zr<sub>0.9-1.0</sub>Fe<sup>3+</sup><sub><0.04</sub>Ti<sub><0.02</sub>Hf<sub><0.02</sub>)Σ<sub>1.0</sub>O<sub>2.0</sub>; 5-50 мкм), сульфидами и цирконолитом (Ca<sub>0.3-0.6</sub>Y<sub>0.2-0.4</sub>REE<sub>0.1-0.3</sub>Th<sub><0.06</sub>U<sub><0.03</sub>)Σ<sub>0.9-1.0</sub>Zr<sub>1.0</sub>(Ti<sub>1.4-1.5</sub>Fe<sub>0.4-0.5</sub>Nb<sub><0.06</sub>)Σ<sub>1.9-2.0</sub>O<sub>7.0</sub>. Титанит, алланит и циркон представлены единичными зернами (<50 мкм). Среди сульфидов (в целом скудных) преобладает пирротин (>150 мкм), часто в сростах с халькопиритом, с включениями пентландита (Fe<sub>3.7-4.9</sub>Ni<sub>2.8-4.3</sub>Co<sub>0.5-1.7</sub>S<sub>8</sub>), кобальтина и Fe-сфалерита (Zn<sub>0.7-0.8</sub>Fe<sub>0.2-0.3</sub>S). ЛА-ИСП-МС анализ пирротина выявил его обогащение Co (3643-5260 ppm) и Ni (3027-9230 ppm), а также присутствие Se (до 192 ppm) и Mn (до 65 ppm) (Табл. 2). Для пирротинов из габброидов характерны величины δ<sup>34</sup>S от +2.7 до +13.1 ‰ CDT.

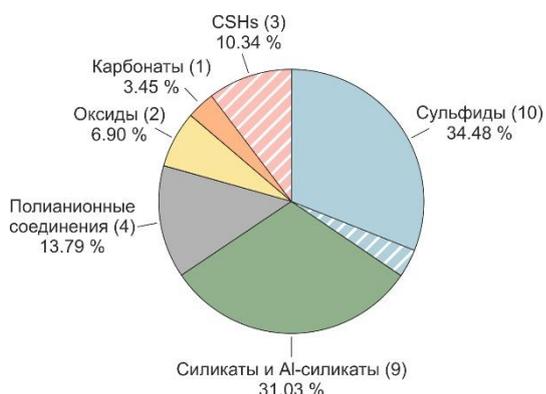
**Таблица 2.** Средний микроэлементный состав (ppm) пирротинов из габброидов и величины  $\delta^{34}\text{S}$  (‰, CDT) в сопоставлении с характеристиками пирротинов из мергелистых известняков и мраморов Кочумдекского ореола.

Тип пород и величины $\delta^{34}\text{S}$ (‰, CDT)	Элементы	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Se	Mo	Ag
Габбро (n=16) $\delta^{34}\text{S}$ +2.7 ÷ +13.1	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
	Мин	3.20	3643	3027	1.67	2.19	121	1.57	0.21
	Макс	64.9	5260	9230	159	17.9	192	20.7	6.40
Мергелистые известняки (n=17) $\delta^{34}\text{S}$ -28.7 ÷ -23.3	Среднее	151	485	655	1.72	1.56	6.81	0.49	0.12
	S	65.6	14.5	159	1.00	0.63	5.47	0.18	0.18
	Мин	61.0	465	343	1.02	0.99	2.10	0.23	<0.01
	Макс	263	517	808	4.10	3.09	23.1	0.97	0.75
Tly-Wo мраморы (n=10)	Среднее	342	345	909	50.9	9.60	3.35	0.02	0.14
	S	235	101	523	41.9	11.1	1.61	0.02	0.14
	Мин	72.4	186	180	2.35	1.38	3.10	0.01	0.02
	Макс	733	569	1751	116	34.6	4.40	0.05	0.39
Spru-Mtc мраморы (n=18)	Среднее	258	410	242	15.3	17.2	4.96	<0.01	0.08
	S	99.4	72.6	276	10.9	12.5	2.63	–	0.07
	Мин	135	278	16.7	1.67	0.98	3.70	–	<0.01
	Макс	509	515	913	32.1	35.9	6.50	–	0.22
Spru-Mw мраморы (n=4) $\delta^{34}\text{S}$ -25.4 ÷ -15.1	Среднее	182	349	7.63	<0.02	1.02	6.00	<0.01	0.04
	S	67.2	61.4	2.68	–	0.54	2.86	–	–
	Мин	112	297	4.57	–	0.83	3.20	–	0.04
	Макс	246	417	9.56	–	1.22	9.90	–	0.04

*Примечание:* содержания микроэлементов – по данным ЛА-ИСП-МС анализа. n – число анализов; S – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

Карбонатные прослои **мергелистых известняков** состоят из кальцита (93-100 %) и иногда содержат до 6 % диопсида и до 1 % плагиоклаза. В кальците иногда фиксируются примеси MgO (0.15-1.25 мас. %) и FeO (0.24-0.58 мас. %). Пелитовые прослои преобразованы в микрозернистый агрегат клинопироксена ( $\text{En}_{36-42}\text{Fs}_{8-12}\text{Wo}_{49-52}$ ), кальцита, плагиоклаза ( $\text{An}_{72-89}\text{Ab}_{11-26}\text{Or}_{0-6}$ ) и калиевого полевого шпата ( $\text{Or}_{81-97}\text{An}_{0-14}\text{Ab}_{2-6}$ ). Изредка в них присутствуют актинолит (<8 %), гроссуляр (<7 %), биотит (<5 %), хлорит (<4 %) и кварц (<1 %) (Табл. 1).

В пелитовых прослоях мергелистых известняков обилен пирротин с включениями халькопирита. Фрамбоидальный пирит, галенит и арсенопирит редки. К-Fe сульфиды изредка образуют каймы замещения вокруг пирротина. Составы халькопирита, пирита и расвумита ( $\text{K}_{0.95-0.97}\text{Fe}_{1.93-1.97}\text{S}_3$ ) близки к идеальным. К-Fe сульфиды лишены Co и содержат минимальные количества Ni и Cu: джерфишерит –  $\text{K}_{6.0-6.1}\text{Fe}_{23.1-23.7}\text{Ni}_{<0.8}\text{S}_{26}\text{Cl}_{0.7-0.9}$ , бартонит –  $\text{K}_{5.9-6.0}\text{Fe}_{20.4-20.9}\text{Cu}_{0.2-0.3}\text{Ni}_{<0.2}\text{S}_{27}$ . Крупные зерна пирротина обладают умеренными и низкими концентрациями Mn, Co и Ni (151-655 ppm), содержат на 2 порядка меньше Ge, V, Mo, Pb, Zn, Cu и Se (1.27-7.03 ppm) и следовые количества Ag, Sn, Sb, Ga и Bi (0.12-0.75 ppm) (Табл. 2). Величина  $\delta^{34}\text{S}$  пирротинов мергелистых известняков варьирует в диапазоне 28.7 ÷ -23.3 ‰ CDT. Фторапатит ( $\text{F} \leq 4.2$  мас. % и  $\text{Cl} \leq 0.9$  мас. %), циркон ( $\text{HfO} \leq 1.5$  мас. %) и титанит ( $\text{FeO} \leq 1.2$  мас. %) встречаются крайне редко в виде мелких единичных кристаллов (5-20 мкм).



**Рисунок 5.** Структура минеральных сообществ для высокотемпературных мраморов Кочумдекского контактового ореола. Штриховкой отмечена доля вторичных минералов.

( $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ ), волластонита ( $\text{Ca}_3\text{Si}_3\text{O}_9$ ) и

**В мраморах** диагностировано 29 минералов, среди которых преобладают силикаты, алюмосиликаты и полианионные соединения Ca и Ca-Mg; оксиды и сульфиды имеют более разнообразный катионный состав (Табл. 1; Рис. 5). Составы тиллеита ( $\text{Ca}_5\text{Si}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)_2$ ), ранкинита ( $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ ), волластонита ( $\text{Ca}_3\text{Si}_3\text{O}_9$ ) и куспидина ( $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$ ) близки к теоретическим.

Спуррит в мраморах 2 и 3 зон образует крупные зерна (I генерация) и симплектитовые агрегаты по мервиниту (II генерация) (Рис. 6 А-Б). Минерал ( $\text{Ca}_{4.9-5.0}\text{Na}_{<0.1}[\text{Si}_{1.9-2.0}\text{P}_{<0.1}\text{O}_8](\text{CO}_3)$ ) является главным концентратом  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 0.95 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 0.50 мас. %) (Табл. 3).

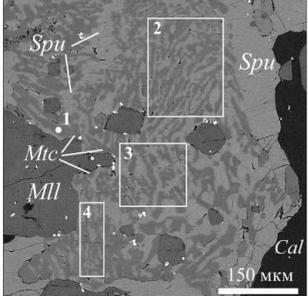
**Таблица 3.** Представительные анализы спуррита, тиллеита, волластонита, ранкинита, куспидина, бредигита из мраморов Кочумдеского ореола.

Минерал	Spu		Tly		Wo		Rnk	Csp		Bdi
Образец	PT-104	PT-109*	PT-88	PK-12-1	PT-89	PT-88	PPT-109	PT-86	PT-104*	PT-97
SiO <sub>2</sub>	26.67	26.94	24.93	24.58	51.22	51.18	41.36	32.52	32.55	35.39
TiO <sub>2</sub>	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.09	0.09	<0.03	<0.03	0.04	<0.03
FeO	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.06	0.09	<0.06	<0.06	<0.06	0.86
MnO	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.06	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	0.32
MgO	<0.04	<0.04	<0.04	0.05	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	5.39
CaO	62.80	62.29	57.97	57.28	47.87	47.95	57.70	60.58	60.70	57.22
Na <sub>2</sub> O	0.24	0.29	0.08	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.17	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
F	–	–	–	–	–	–	–	10.30	10.29	–
-O = (F,Cl)	–	–	–	–	–	–	–	4.34	4.33	–
Сумма	90.28	89.69	82.98	81.91	99.31	99.31	99.06	99.06	99.25	99.41
Формульные коэффициенты, рассчитанные на										
	7 катионов				3 атома О		7 О	4 катиона		16 О
Si	1.967	1.998	2.001	2.000	0.998	0.997	2.003	2.002	2.000	4.007
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.081
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031
Mg	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.909
Ca	4.963	4.950	4.986	4.994	0.999	1.001	2.994	4.000	3.999	6.941
Na	0.034	0.041	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.051
P	0.036	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	–	–	–	–	–	–	–	2.006	1.999	–

Примечание: Анализы по данным рентгеноспектрального микроанализа, в мас. %. \* – из симплектитов.

Для всех Ca-Mg силикатов характерен ограниченный изоморфизм  $\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ . Бредигит ( $(\text{Ca}_{6.9-7.0}\text{Na}_{0.05-0.07})(\text{Mg}_{0.8-0.9}\text{Fe}_{0.08-0.13}\text{Mn}_{0.03-0.06})[\text{Si}_4\text{O}_{16}]$ ) образует единичные (5-10 мкм) включения в спуррите. Мервинит ( $\text{Ca}_3(\text{Mg}_{0.8-0.9}\text{Fe}_{0.07-0.17}\text{Mn}_{0.01-0.03})[\text{Si}_2\text{O}_8]$ ) формирует как крупные полисинтетически сдвойникованные (до 600 мкм), так и мелкие (до 300 мкм) ксеноморфные зерна (Рис. 6 В-Г). Последние обычно замещены Mtc-Spu симплектитами. Присутствие монтичеллита ( $\text{Ca}(\text{Mg}_{0.6-0.9}\text{Fe}_{0.04-0.3}\text{Mn}_{0.02-0.09})[\text{SiO}_4]$ ) только в составе симплектитов указывает на его позднюю природу. Валовые составы симплектитовых агрегатов близки к составам протофазы (мервинита), будучи несколько богаче Fe и Mn (Табл. 4). С учетом плотностей спуррита (3.03 г/см<sup>3</sup>) и монтичеллита (3.26 г/см<sup>3</sup> для среднего состава  $\text{Ca}(\text{Mg}_{0.8}\text{Fe}_{0.2})[\text{SiO}_4]$ ), объемные отношения Spu:Mtc в агрегате составляют 1.03:1.0.

**Таблица 4.** Химический состав мервинита, валовые составы монтичеллит-спурритовых симплектитов и индивидов монтичеллита из них (по данным электронно-зондового микроанализа).

BSE-изображение	Химический состав (мас. %)						
	Фаза	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма
	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
	Sym (2)	33.11	47.18	9.18	3.76	0.79	94.02
	Sym (3)	32.86	47.41	9.35	3.43	0.68	93.73
	Sym (4)	32.78	46.46	8.95	4.44	1.20	93.83
	Sym среднее	32.92	47.02	9.16	3.88	0.89	93.86

Примечание: \* – представительные анализы мервинита из соответствующих образцов.

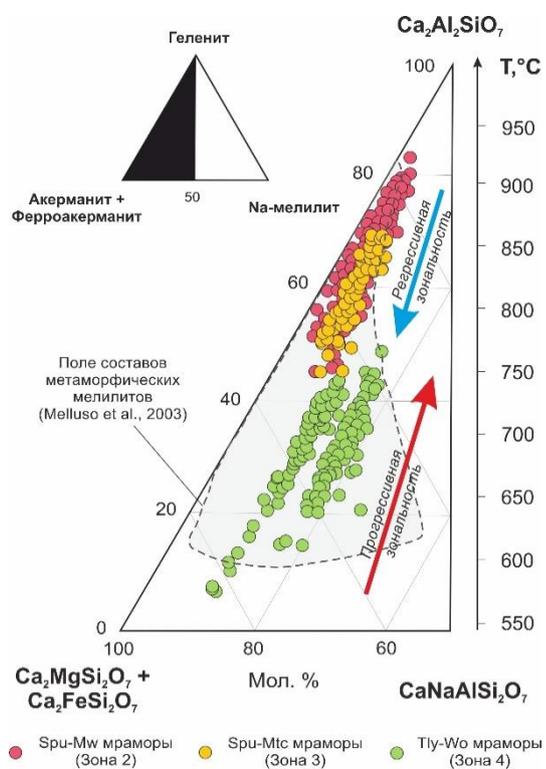
Мелилиты являются сквозными минералами мраморов (Табл. 1). Широкий диапазон их составов  $\text{Gh}_{6.8-77.4}\text{Fe}-\text{Gh}_{0.0-13.4}\text{Ak}_{13.3-67.7}\text{Fe}-\text{Ak}_{0.0-17.4}\text{Na}-\text{Mll}_{0.0-20.8}$  (Рис. 7) выходит за границы поля метаморфических мелилитов (Melluso et al., 2003). В ассоциации с мервинитом они предельно

богаты геленитовым миалом:  $Gh_{49.2-77.4}Fe-Gh_{0.3-13.4}Ak_{13.3-34.9}Fe-Ak_{0.0-9.2}Na-Mll_{1.8-5.8}$  (Табл. 5). Мелкие включения мелилита (до 25 мкм) в мервините гомогенны и содержат до 80 мол. % Gh минала, тогда как самостоятельные крупные зерна (до 500 мкм) обладают отчетливой регрессивной зональностью. Составы их ядер ( $Gh_{55.5-71.8}Fe-Gh_{3.7-11.4}Ak_{14.9-26.5}Fe-Ak_{0.3-8.2}Na-Mll_{1.8-5.7}$ ) близки к составам включений, что указывает на начало роста крупных индивидов на пике метаморфизма.

**Таблица 5.** Представительные анализы мелилитов мраморов Кочумдекского ореола.

Тип пород	Spru-Mw мраморы (зона 2)				Spru-Mtc мраморы (зона 3)				Tly-Wo мраморы (зона 4)			
	Включения		Крупные кристаллы		Включения		Крупные кристаллы		Крупные кристаллы		Крупные кристаллы	
Элемент	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO <sub>2</sub> (мас. %)	27.92	29.22	26.92	31.44	29.19	29.19	29.61	30.89	40.00	36.37	35.29	36.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.68	24.00	26.61	20.09	25.11	24.01	23.49	22.01	9.31	14.48	13.83	13.74
*Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.67	2.05	3.15	2.43	0.06	0.55	2.68	3.05	0.87	1.28	2.45	1.06
*FeO	0.24	0.75	0.05	0.21	2.02	1.55	0.38	0.15	3.80	2.84	0.76	1.91
MgO	2.92	3.49	2.51	4.94	3.28	3.45	3.83	4.20	6.74	5.44	6.30	6.46
MnO	0.14	0.16	0.12	0.18	0.11	0.11	0.25	<0.04	0.32	0.22	0.27	0.27
CaO	40.46	40.27	40.55	40.30	39.75	39.65	39.31	40.30	37.17	37.91	39.18	39.29
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.48	0.35	0.55	0.40	0.63	0.62	0.50	1.88	1.57	0.92	0.81
K <sub>2</sub> O	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.50	0.35	0.43	0.43
Сумма	100.4	100.4	100.2	100.2	99.9	99.1	100.2	100.6	100.6	100.5	99.4	100.0
Миналы (мол. %)												
NaCaAlSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	3.95	4.66	3.36	5.54	4.08	4.24	5.42	7.36	19.38	15.86	10.52	9.59
Ca <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup> AlSiO <sub>7</sub>	9.59	7.32	11.41	8.75	0.29	2.06	9.04	10.69	3.09	4.56	9.01	3.82
Ca <sub>2</sub> FeSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	1.48	3.58	0.30	1.59	8.14	6.52	2.38	0.11	16.09	11.92	4.19	8.68
Ca <sub>2</sub> MgSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	20.51	24.33	17.78	34.98	22.29	24.08	25.62	30.31	46.85	37.87	45.83	45.83
Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> SiO <sub>7</sub>	64.48	60.11	67.14	49.15	65.20	63.10	57.54	51.64	14.59	29.78	30.44	32.08

*Примечание:* \* – содержания FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны по стехиометрии; точки анализа: ц – центр зерна, к – край зерна. Анализы – по данным рентгеноспектрального микроанализа (в мас. %).

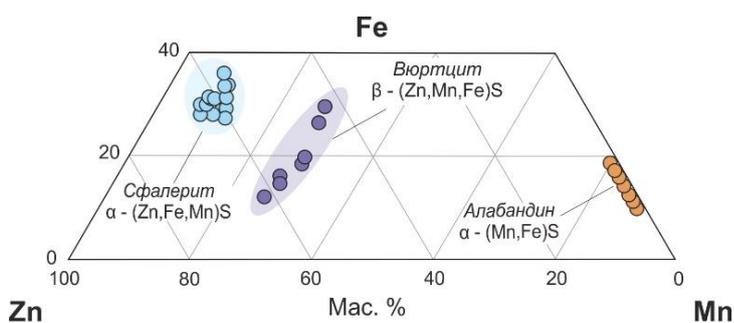


**Рисунок 7.** Составы мелилитов из мраморов Кочумдекского контактового ореола в координатах  $Ca_2MgSi_2O_7 + Ca_2FeSi_2O_7 - Ca_2Al_2SiO_7 - CaNaAlSi_2O_7$  (мол. %).

изотопным составом серы  $\delta^{34}S = -25.4 \div -15.1 \text{ ‰}$ .

Мелилиты из Spru-Mtc ассоциаций также обладают регрессивной зональностью, но беднее Gh миалом:  $Gh_{31.3-65.7}Fe-Gh_{0.2-12.7}Ak_{17.0-49.2}Fe-Ak_{0.1-11.8}Na-Mll_{2.8-9.5}$ . Мелилиты из Tly-Wo мраморов, обладая прогрессивной зональностью, обогащены натровым и акерманитовым миалами; доля Gh минала в них падает до 7 мол. %:  $Gh_{6.8-43.6}Fe-Gh_{0.0-11.7}Ak_{28.0-67.7}Fe-Ak_{2.2-17.4}Na-Mll_{9.1-20.8}$ .

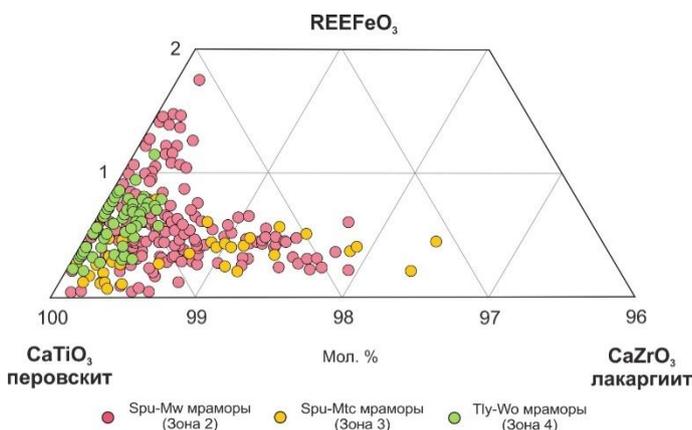
В силикатных прослоях мраморов сосредоточена редкая вкрапленность сульфидов Fe, Zn, K, Mn, Pb и Ag (Табл. 1) с преобладанием пирротина и сульфидов Fe, Mn и Zn (алабандин, сфалерит, вюртцит) (Рис. 6 Д-3). Зерна геленита и акантита единичны. Пирротин из Spru-Mw мраморов беден микроэлементами (в ppm): Mn до 246; Ni и Se до 10 и Zn до 1, только количество Co достигает 500 ppm. Главные примеси пирротинизов из Spru-Mtc мраморов (в ppm): Co (до 515), Se (3.70-6.50) и Ag (до 0.22), Ni и Mn (до 913 ppm и 509 ppm, соответственно). Наиболее разнообразный состав и максимальное суммарное содержание примесей отличает пирротинизов из Tly-Wo мраморов: Ni (до 1751 ppm), Mn (до 733 ppm) и Co (до 569 ppm), Cu (до 116 ppm);  $Zn \leq 35 \text{ ppm}$  и  $Se \leq 4.40 \text{ ppm}$ . Пирротинизов из мраморов характеризуется резко облегченным



**Рисунок 8.** Составы сульфидов Mn, Zn, Fe в координатах Zn-Fe-Mn (мас. %). Данные сканирующей электронной микроскопии.

Алабандин однороден, однако составы зерен различаются ( $\text{Mn}_{0.76-0.89}\text{Fe}_{0.12-0.25}\text{S}$ ). Сфалерит ( $\text{Zn}_{0.55-0.57}\text{Fe}_{0.32-0.35}\text{Mn}_{0.07-0.10}\text{S}$ ) аномально богат Fe (17.9-21.9 мас. %) и содержит Mn (4.0-7.4 мас. %). Вюртцит ( $\text{Zn}_{0.39-0.46}\text{Fe}_{0.19-0.31}\text{Mn}_{0.28-0.30}\text{S}$ ), напротив, богаче Mn (16.0-18.3 мас. %), чем Fe (7.9-19.0 мас. %) (Рис. 8). Методом ЛА-ИСП-МС в сфалеритах обнаружены (в ppm): Cd (4170-5000), Co (181-293), Hg (до 50.0), In (до 23.1), Cu (до 18.1) и Se (до 5.70).

Расвумит ( $\text{KFe}_2\text{S}_3$ ) представлен двумя генерациями: ранние крупные кристаллы и поздние каймы замещения пирротина (Рис. 6 И, К). В свою очередь расвумит замещается джерфшеритом и бартонитом. ЛА-ИСП-МС анализ расвумита-I выявил присутствие в нем примесей (в ppm): Rb (559-815), Ba (224-858), Na (149-293), Cs (31.9-69.0), Tl (3.64-19.8). Составы отдельных сегрегаций джерфшерита широко варьируют:  $\text{K}_{5.8-6.0}(\text{Fe}_{18.6-22.6}\text{Ni}_{0.4-4.5}\text{Cu}_{0.4-0.6}\text{Co}_{0.0-0.4})\text{S}_{26}\text{Cl}_{0.9-1.0}$ . Бартонит имеет достаточно выдержанный состав ( $\text{K}_{5.8-6.0}\text{Fe}_{18.4-21.5}\text{Ni}_{0.0-1.5}\text{Cu}_{0.0-0.7}\text{Co}_{0.0-0.2}\text{S}_{27}$ ) и представлен бесхлорной разновидностью.



**Рисунок 9.** Составы перовскитов в координатах  $\text{CaTiO}_3$ - $\text{REEFeO}_3$ - $\text{CaZrO}_3$  (мол. %). Данные рентгеноспектрального микроанализа.

Перовскит является главным акцессорным минералом в Кочумдекских мраморах (Табл. 1; Рис. 6 Л). Он образует в них неравномерную вкрапленность псевдооктаэдрических кристаллов (<40-50 мкм). Состав перовскитов близок к теоретическому (97.1-99.8 мол. %  $\text{CaTiO}_3$ ) (Рис. 9) и характеризуется ограниченными замещениями:  $\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{Zr}^{4+}$  (до 2.5 мол. %  $\text{CaZrO}_3$ ) и  $\text{Ca}^{2+}\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{REE}^{3+}\text{Fe}^{3+}$  (до 1.8 мол. %  $\text{REEFeO}_3$ ). Минерал выступает единственным концентратом Th (до 1550 ppm) и U (до 450 ppm). Магнетит образует каймы обрастания (10-50 мкм) вокруг пирротина и силикатов. Находки его

включений (5-50 мкм) в спуррите и мелилите редки. Состав магнетита широко варьирует –  $\text{Fe}^{2+}_{0.5-0.9}\text{Mg}_{<0.3}\text{Mn}_{<0.2}\text{Ca}_{<0.06}\Sigma_{1.0}(\text{Fe}^{3+}_{1.8-2.0}\text{Al}_{<0.08}\text{Ti}_{<0.03})\Sigma_{1.9-2.0}\text{O}_{4.0}$ . Багдадит ( $\text{Ca}_{2.9-3.0}(\text{Zr}_{0.8-0.9}\text{Ti}_{<0.1}\text{Nb}_{\leq 0.06}\text{Fe}_{\leq 0.02}\text{Hf}_{\leq 0.01})\Sigma_{0.9-1.0}\text{Si}_{1.9-2.0}\text{O}_9$ ), крайне редкий акцессорный минерал мраморов, образует мелкие зерна (5-45 мкм). Минералы группы граната в мраморах образуют единичные зерна (50-175 мкм, I генерация) и заполняют тонкие трещины (1-5 мкм, II генерация, Рис. 6 М). Все гранаты содержат (в мас. %): FeO (9.2-24.5),  $\text{TiO}_2$  (0.6-13.3) и периодически  $\text{ZrO}_2$  (0.5-4.8). Только поздние гранаты отличаются обогащением  $\text{Sc}_2\text{O}_3 = 7.8-9.4$  мас. %. Минералы группы апатита образуют единичные зерна (20-300 мкм), сильно вариативные по составу (в мас. %): CaO = 52.8-54.7,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 19.3-34.4$ ,  $\text{SiO}_2 = 2.6-11.8$ ,  $\text{SO}_3 = 0.2-2.6$ , F = 0.8-5.3,  $\text{V}_2\text{O}_5$  и Cl до 0.5.

## ГЛАВА 5. Обсуждение результатов

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

Первые оценки общего давления при формировании Кочумдекского ореола (~ 200 бар) были даны В.В. Ревердатто (1964), исходя из суммарной мощности осадков (~ 700 м), залегающих над Кочумдекским sillом в момент его внедрения в раннем триасе в осадки

Тунгусской синеклизы. Отсутствие первичного парагенезиса монтчеллит-спуррит, позволяет оценить минимальную долю  $\text{CO}_2$  во флюиде на прогрессивном этапе метаморфизма в  $0.3 P_{\text{общ}}$  (~ 60 бар) – для мраморов зоны 4 и в  $0.4 P_{\text{общ}}$  (~ 75 бар) – для мраморов зон 2 и 3 (Рис. 10).

В мраморах Кочумдекского ореола диагностирован целый ряд минералов-индикаторов спуррит-мервинитового метаморфизма: спуррит ( $\text{Ca}_5[\text{SiO}_4]_2(\text{CO}_3)$ ), тиллеит ( $\text{Ca}_5\text{Si}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)_2$ ), ранкинит ( $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ ), мервинит ( $\text{Ca}_3\text{Mg}[\text{SiO}_4]_2$ ) и бредигит ( $\text{Ca}_7\text{Mg}[\text{SiO}_4]_4$ ). Близость составов всех силикато-карбонатов и силикатов Ca, также силикатов Ca-Mg к идеальным, позволяет использовать для оценок РТ-параметров метаморфизма диаграммы, построенные для Ca-Mg систем. При этом составы мелилитов широко варьируют (Рис. 7), что позволяет конкретизировать температурные условия контактового метаморфизма, опираясь на совокупность экспериментальных данных и термодинамических расчетов ( $T = 700\text{-}1200\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P \leq 1$  кбар) для реакций с участием мелилитовых твердых растворов (Sharp et al., 1986; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2006; 2011). Учет реальных составов мелилитов наряду с долей  $\text{CO}_2$  во флюиде позволил конкретизировать оценки минимальных температур прогрева пород Кочумдекского ореола на прогрессивной стадии метаморфизма: зона 2 –  $T \geq 925\text{ }^\circ\text{C}$  (0.3-0.5 м от контакта; мервинит, ранкинит, бредигит, спуррит, мелилит (Gh<sub>60-80</sub>); зона 3 –  $T \geq 875\text{ }^\circ\text{C}$  (1.0-1.5 м; спуррит, мелилит (Gh<sub>50-65</sub>), реликты мервинита и спуррит-монтчеллитовые симплектиты); зона 4 –  $T \geq 725\text{ }^\circ\text{C}$  (1.5-2.8 м; тиллеит, волластонит, мелилит (Gh<sub><45</sub>)).

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

Кочумдекские мраморы характеризуются высокой степенью сохранности первичных парагенезисов и ограниченным проявлением ретроградных изменений, из которых главным является процесс разложения мервинита с образованием Mtc-Spu симплектитов (Перцев, 1977; Девятярова 2018 а; Сокол и др., 2019 а; Девятярова и др., 2021). Равновесие  $\text{Mw} + \text{Cal} \rightarrow \text{Mtc} + \text{Spu}$  может быть использовано как минеральный термометр ( $T \approx 820\text{ }^\circ\text{C}$  для стехиометричных соединений) (Рис. 10).

Симплектиты псевдоморфно замещают зерна мервинита (Рис. 6 Б; Табл. 4) в пределах их границ, что указывает на ограниченный массоперенос на стадии ретроградных изменений мраморов (Азимов, 2006). Баланс реакции разложения мервинита:  $2\text{Ca}_{3.01}(\text{Mg}_{0.87}\text{Fe}_{0.10}\text{Mn}_{0.02})\Sigma_{0.99}[\text{Si}_{2.02}\text{O}_8] + \text{CaCO}_3 + 0.14[\text{Fe}^{2+}]^{\text{фл}} + 0.08[\text{Mn}^{2+}]^{\text{фл}} \rightarrow 2\text{Ca}_{1.01}(\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.17}\text{Mn}_{0.06})\Sigma_{0.99}[\text{Si}_{1.0}\text{O}_4] + \text{Ca}_{5.0}[\text{Si}_{2.0}\text{O}_8](\text{CO}_3) + 0.24[\text{Mg}^{2+}]^{\text{фл}}$ . Большинство компонентов (Ca, Mg, Mn, Fe и C) участвуют в этой реакции как подвижные; инертным является Si. Поскольку в кочумдекских мраморах мервинит и монтчеллит обладают максимальным и практически равным средним содержанием  $\text{SiO}_2$ , именно распределение  $\text{SiO}_2$  в мраморах контролирует процесс замещения и определяет его локальность. Остывание мраморов сопровождалось резким падением парциального давления  $\text{CO}_2$  во флюиде (от  $0.4 P_{\text{общ}}$  до ~  $0.15 P_{\text{общ}}$ ), при котором устойчив парагенезис спуррита с монтчеллитом.

## 5.3. Сульфиды в ассоциациях высокоградиентных контактово-метаморфических мраморов: применимость для реконструкции истории ореола

Анализ макро- и микроэлементных особенностей, а также изотопного состава S сульфидов позволяет распознавать источники флюидов, металлов и серы и, благодаря этому, детализировать историю развития метаморфических пород (Vaughan, 2006; Brown et al., 2014). В Кочумдекском ореоле рекристаллизованные мергелистые известняки содержат однообразную сульфидную минерализацию. Преобладает пирротин, резко обедненный изотопом  $^{34}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S} = -28.68 \div -23.32\text{ }^\circ\text{‰ CDT}$ ), с примесями Mn, Ni, Co и следовыми количествами Se. В волластонитовых мраморах преобладает пирротин и сульфиды Mn, Ag и Pb. Сульфиды мервинитовых мраморов более разнообразны (Fe, Mn, Zn, Pb, Ag). Веским свидетельством в пользу изохимического характера высокотемпературных метаморфических преобразований в Кочумдекском ореоле является микроэлементный и изотопный состав пирротинов. Сульфиды матрикса (в отличие от их включений в породообразующих минералах) могли быть перекристаллизованы при участии флюидов, отделившихся от

остывающего траппа. В этом случае их состав должен был бы обнаружить «геохимические метки» базитовой магмы: обогащение Ni, Co, Cu и  $^{34}\text{S}$ . Максимально этот эффект должен был быть проявлен в пирротинах из мервинитовой зоны. В действительности же именно в мервинитовых мраморах пирротины резко обеднены Ni, Co, Cu, Se, Mo и Ag и обладают очень легким изотопным составом серы ( $\delta^{34}\text{S} \approx -25\text{‰ CDT}$ ) (Табл. 2).

Быстрая кинетика переуравновешивания сульфидов при снижении температуры (Barton, 1974) накладывает ограничения на их использование в качестве минералогических термометров, однако некоторые пороговые оценки  $T$  все же могут быть получены с их помощью. Высокие температуры способствуют вхождению Fe и Mn в структуры как сфалеритового, так и вюрцитового типов (Osadchii et al., 2010; Tomashyk et al., 2013). Среднее содержание Fe в сфалеритах из мервинитовых мраморов приближается к 20 мас. %, а Mn достигает 6 мас. % ( $\text{Zn}_{0.55-0.57}\text{Fe}_{0.32-0.35}\text{Mn}_{0.07-0.10}\text{S}$ ). Максимальные концентрации Fe в сфалеритах (25-32 мас. % Fe) были обнаружены в метеоритах ( $T > 900\text{ °C}$ ) (Lin et al., 2002). Структура  $(\text{Zn},\text{Mn},\text{Fe})\text{S}_{\text{гекс}}$  при высоких температурах стабилизируется Mn (Tomashyk et al., 2013). Вюрциты из мервинитовых мраморов содержат Fe (12.0-19.1 мас. %) и Mn (16.8-18.3 мас. %), вследствие чего количество Zn в них аномально низкое ( $\text{Zn}_{0.39-0.46}\text{Fe}_{0.19-0.31}\text{Mn}_{0.28-0.30}\text{S}$ ). Синтез богатых Mn вюрцитов был реализован при  $T \geq 800\text{ °C}$  (Knitter, 1999). Алабандин образует ограниченные твердые растворы  $(\text{Mn},\text{Fe})\text{S}_{\text{куб}}$  (Makovicky, 2004). В кочумдекских мраморах MnS-FeS серии содержат до 15.7 мас. % Fe ( $\text{Mn}_{0.76-0.89}\text{Fe}_{0.12-0.25}\text{S}$ ), что превышает количество Fe, обнаруженное в  $\alpha$ -(Mn,Fe)S из метеоритов (Lin et al., 2002). Это предельная величина, зафиксированная в кристаллах  $\alpha$ -(Mn,Fe)S ( $\text{Mn}_{0.81}\text{Fe}_{0.19}\text{S}$ ), выращенных методом газо-транспортного синтеза в системе Fe-Mn-Zn-S при снижении температуры от 900 до 800 °C (Knitter et al., 2000). В целом характерные для мервинитовых мраморов Кочумдекского ореола серии твердых растворов  $(\text{Zn},\text{Fe},\text{Mn})\text{S}_{\text{куб}}$ ,  $(\text{Zn},\text{Mn},\text{Fe})\text{S}_{\text{гекс}}$  и  $(\text{Mn},\text{Fe})\text{S}_{\text{куб}}$  по масштабам замещений сопоставимы только с таковыми метеоритных ассоциаций, что свидетельствует в пользу их образования при температурах, близких к пику метаморфизма.

Температурные рубежи остывания мраморов могут быть реконструированы на основе данных о термической стабильности ретроградных сульфидов. Ассоциация пирротин + расвумит + Fe-джерфишерит, дополненная фазой KCl, была синтезирована при 400 °C, но оказалась нестабильна при 600 °C. Также было установлено, что при атмосферном давлении и  $T \approx 600\text{ °C}$  Fe-джерфишерит плавится с образованием новой фазы неизвестного состава (Voronin et al., 2019). Джерфишерит является единственным минералом кочумдекских мраморов, содержащим элементы типоморфные для габбро – Ni, Cu, Co и Cl. Локализация джерфишерита преимущественно в метапелитовых прослоях отражает различную проницаемость слоев, сложенных кальцитом и Ca-Mg силикатами. Это явление (channelizing effect) характерно для контактовых ореолов, возникших по слоистым карбонатно-силикатным осадкам (Buick et al., 2000). В таких толщах метакарбонатные горизонты выполняли роль флюидоупоров, а флюиды двигались избирательно – по более проницаемым силикатным прослоям. Благодаря этой особенности транспорт вещества осуществлялся параллельно литологическим границам, и именно в силикатных прослоях проявлены отчетливые метки метасоматических изменений и изотопные эффекты (Buick et al., 2000).

#### **5.4. U-Pb геохронологические исследования перовскита и возраст термического события**

На основе данных ЛА-ИСП-МС были получены значения абсолютных возрастов перовскита из мраморов Кочумдекского ореола. U-Pb возраст этого минерала (обр. PT-122), рассчитанный по 47 анализам, составил  $248.0 \pm 7.2$  млн. лет (MSWD = 6.2; 95 % доверительный интервал). На сегодня методами K/Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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. Извержения основного объема магм произошли на границе перми и триаса (~ 252 млн. лет по U-Pb методу и ~ 249 млн. лет по K/Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методам) (Гусев и др., 2019). U-Pb возраст перовскита позволяет связать термическое событие,

приведшее к формированию Кочумдекского ореола, с первым импульсом магматизма и подтверждает принадлежность Кочумдекского траппа к Кузьмовскому комплексу.

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

Геологические характеристики Кочумдекского ореола указывают на то, что он развивался в режиме термального метаморфизма, близкого к модели изохимических превращений. Было установлено, что петрохимические характеристики мраморов в целом унаследованы от протолита (Рис. 2) и обусловлены режимом раннесилурийской седиментации и петрофондом области сноса пелитового материала (Заангарье Енисейского кряжа). Контрастность микроэлементного состава осадков и траппа была использована автором для оценки масштабов и характера массообмена в приконтактной зоне. В сценарии метасоматических изменений присущие базитам геохимические «метки» (Cr, Ni, Co, Cu, изотопно тяжелая сера), а также элементы, которыми обогащен именно Кочумдекский трапп – V, Sc, Cl, непременно должны были оставить свой след в мраморах. В мраморах Кочумдекского ореола в заметных количествах присутствуют все элементы переменной валентности, свойственные базитам, включая халькофильные. Однако, их количества и соотношения резко отличаются от таковых в габброидах (Рис. 3) и близки к характеристикам шельфовых осадков окислительных обстановок. Также было установлено, что спурритовые мраморы, преобразованные при T до 925 °C, сохраняют профиль распределения REE+Y, свойственный морским мергелисто-карбонатным осадкам (Рис. 4). Следует отметить, что карбонатная составляющая таких высокотемпературных мраморов не утрачивает характерных «меток» морской воды, главной из которых является обогащение HREE. В целом выполненный анализ показал, что большинство петро- и геохимических характеристик кочумдекских мраморов соответствуют таковым протолита, и могут быть использованы наравне с характеристиками осадков для реконструкции соотношения источников материала в питающих провинциях.

Из числа петрогенных компонентов только содержание калия заметно изменяется в разрезе мраморов. Этот факт находит объяснение на базе модели (Heinrich et al., 2004). Согласно ей, при давлении ~200 бар охлаждение пород ореола до температуры ниже 800 °C влечет за собой расслоение гомогенного CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O флюида на газовую фазу (с доминированием CO<sub>2</sub>) 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. Для контактовых ореолов, развитых по литологически неоднородным осадкам, характерен «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 позднего K-Fe сульфид-хлорида джерфишерита (носителя геохимических «метки» габброидов – Ni, Cu, Co и Cl) подтверждает ограниченную миграцию K-Cl рассолов по системе мелких трещин в пелитовых прослоях (Sokol et al., 2021).

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Кочумдекский бифациальный высокотемпературный контактово-метаморфический комплекс расположен на правом притоке р. Подкаменная Тунгуска, где приурочен к верхнему контакту нижнетриассового траппа Кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1 kz$ ) и морских мергелистых известняков ( $S_{1ln}$ ). Возраст термического события –  $248.0 \pm 7.2$  млн. лет. Общая мощность метаморфических пород спуррит-мервинитовой фации достигает здесь 3 м, что является исключительной редкостью для образований контактового метаморфизма, связанных с трапповым магматизмом в пределах Тунгусской синеклизы (Туоровцев, 2002). Особенностью

ореола является отсутствие выраженного скарнирования, жильной минерализации или аутометасоматического изменения габброидов.

В данной работе породы Кочумдекского ореола впервые были охарактеризованы по единой схеме с применением прецизионных методов анализа минерального вещества. 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. Тем самым был разработан и практически реализован алгоритм совместной интерпретации минералогических и изотопно-геохимических данных в приложении к истории становления высокотемпературных контактовых ореолов.

В мраморах было диагностировано 29 минералов, выделено несколько критических парагенезисов, информативных для реконструкции режима метаморфизма, и определены диапазоны химических составов породообразующих и аксессуарных минералов из различных ассоциаций. Эти данные затем были задействованы при реконструкции режима прогрессивной и регрессивной ветвей метаморфизма. В мраморах составы большинства силикатов и карбонато-силикатов Ca и Ca-Mg близки к стехиометрическим. Только минералы группы мелилита отличаются широкой вариативностью составов. На основе парагенетического анализа были получены оценки минимальных температур метаморфизма для различных зон ореола: зона 2 –  $T \geq 925$  °C; зона 3 –  $T \geq 875$  °C; зона 4 –  $T \geq 725$  °C. Присутствие монтичеллит-спурритовых симплектитов развитых по мервиниту позволило получить независимые оценки температуры начала ретроградных преобразований ( $T \approx 820$  °C).

Продемонстрирована генетическая информативность широкого спектра минералов из пород Кочумдекского ореола; обоснована возможность использования новых реперов и методик для реконструкции истории контактовых ореолов (Табл. 6). 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 индикаторы ультравысоких температур метаморфизма. Ассоциация ретроградных K-Fe сульфидов позволила реконструировать температурные рубежи остывания мраморов и визуализировать систему микротрещин, по которой осуществлялся транспорт флюидов. Изотопный и ЛА-ИСП-МС анализ сульфидов был использован как независимый инструмент оценки степени изохимичности контактово-метаморфических преобразований. Впервые было показано, что при малых масштабах ретроградных изменений минералогические индикаторы более отчетливо, чем геохимические, выявляют направления и специализацию флюидопотоков.

Впервые были определены концентрации и охарактеризовано распределение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов в породах Кочумдекского ореола. На этой основе был выделен ряд петро- и геохимических индикаторов, позволивших реконструировать источники вещества и оценить интенсивность метасоматических изменений. Петрохимические характеристики мраморов и мергелистых известняков идентичны и отвечают тренду смешения пелитового материала и биогенно-осадочного  $CaCO_3$ . Большинство петрохимических характеристик мергелистых известняков обусловлены петрофондом области сноса пелитового материала (Заангарье Енисейского кряжа) и режимом раннесилурийской седиментации. Содержания Cu, 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 Co. Характер спектров REE+Y и средние содержания  $\Sigma REE$  в мергелистых известняках нижнекочумдекской подсвиты и спурритовых мраморах совпадают.

Было установлено, что 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.

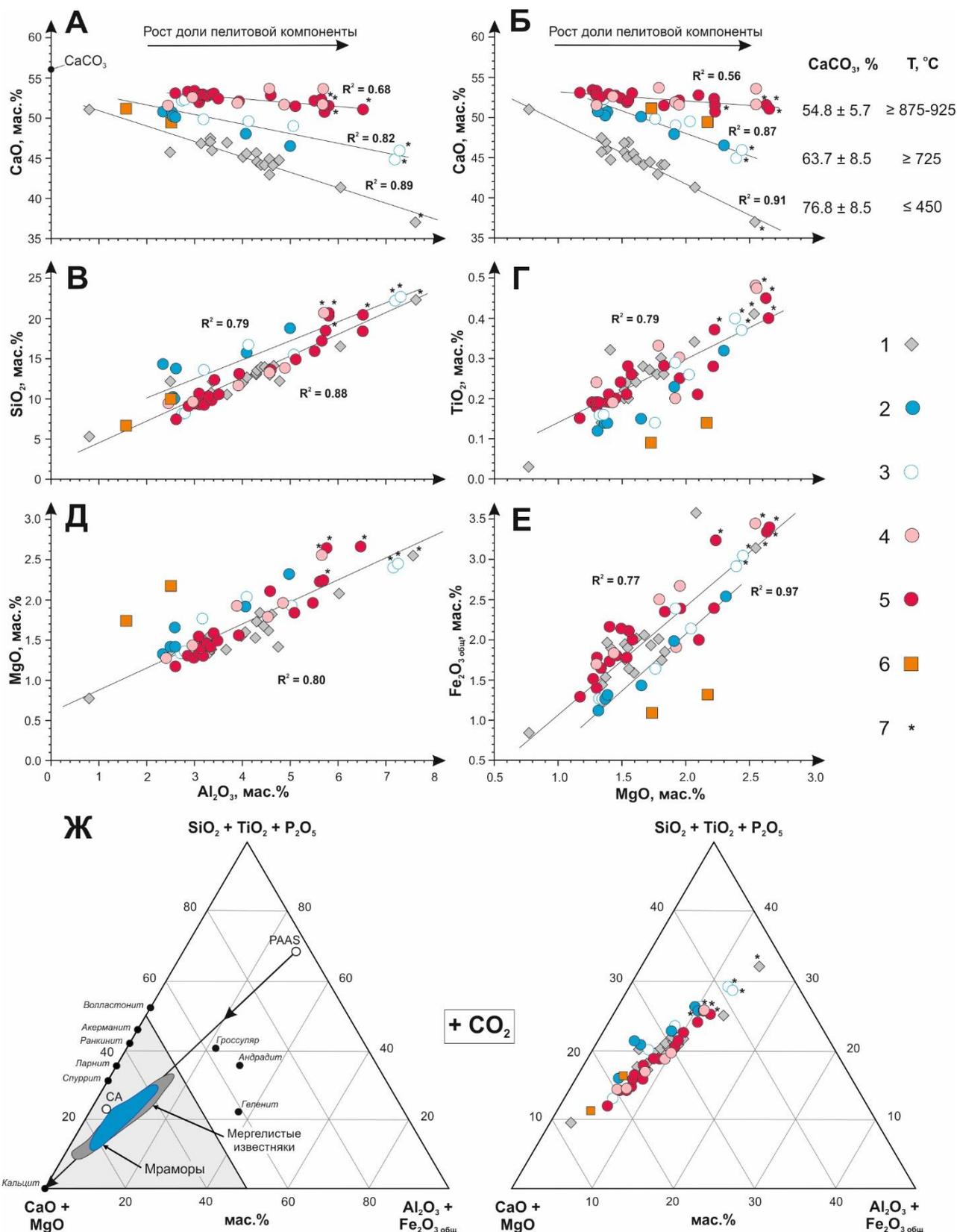
### Список публикаций по теме диссертации

#### Статьи в рецензируемых научных журналах:

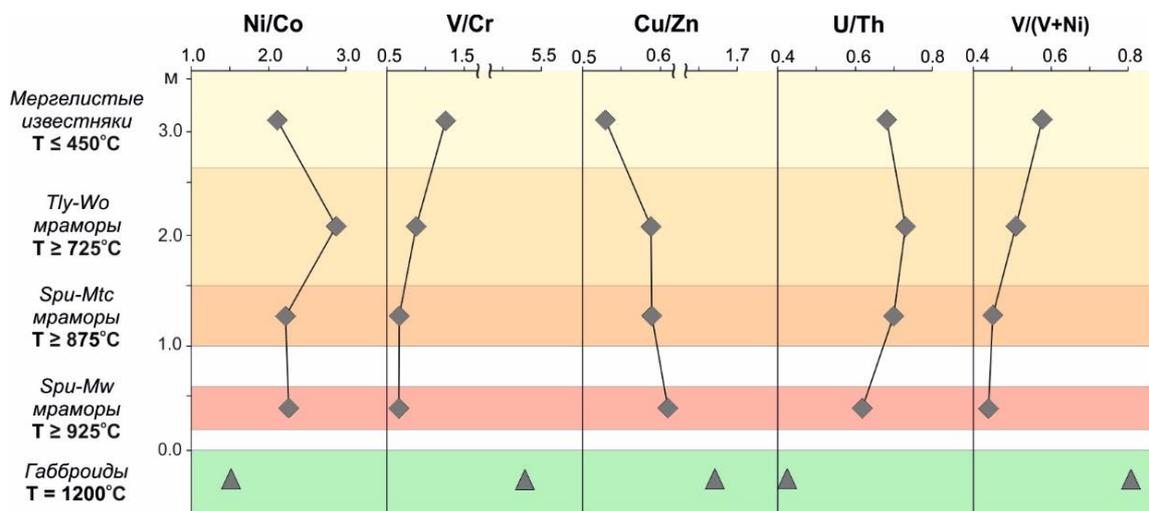
1. Golovin A.V., Goryainov S.V., Kokh S.N., Sharygin I.S., Rashchenko S.V., Kokh K.A., **Devyatiyarova A.S.**, Sokol E.V. The application of Raman spectroscopy to djerfisherite identification // Journal of Raman spectroscopy. – 2017. – V. 48. – № 11. – P. 1574-1582.
2. **Девятиyarова А.С.** Мервинит из высокотемпературных мраморов контактового ореола на р. Кочумдек // Вопросы Естествознания. – 2018. – Т. 1. – № 15. – С. 70-77.
3. Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., **Девятиyarова А.С.**, Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски): свидетельства существования течения расплава // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 4. – С. 456-471.
4. Сокол Э.В., **Девятиyarова 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. – Т. 489. – № 2. – С. 174-178.
5. Sokol E.V., **Deviatiyarova 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. – № 1. – P. 17.
6. **Девятиyarова А.С.**, Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Монтичеллит-спурритовые симплектиты: свидетельства регрессивного этапа развития контактового ореола Кочумдекского траппа (Красноярский край) // Записки РМО. – 2021. – Т. 150. – № 3. – С. 79-97.
7. Сокол Э.В., Козьменко О.А., **Девятиyarова 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. – № 6. – С. 801-829.

#### Тезисы докладов:

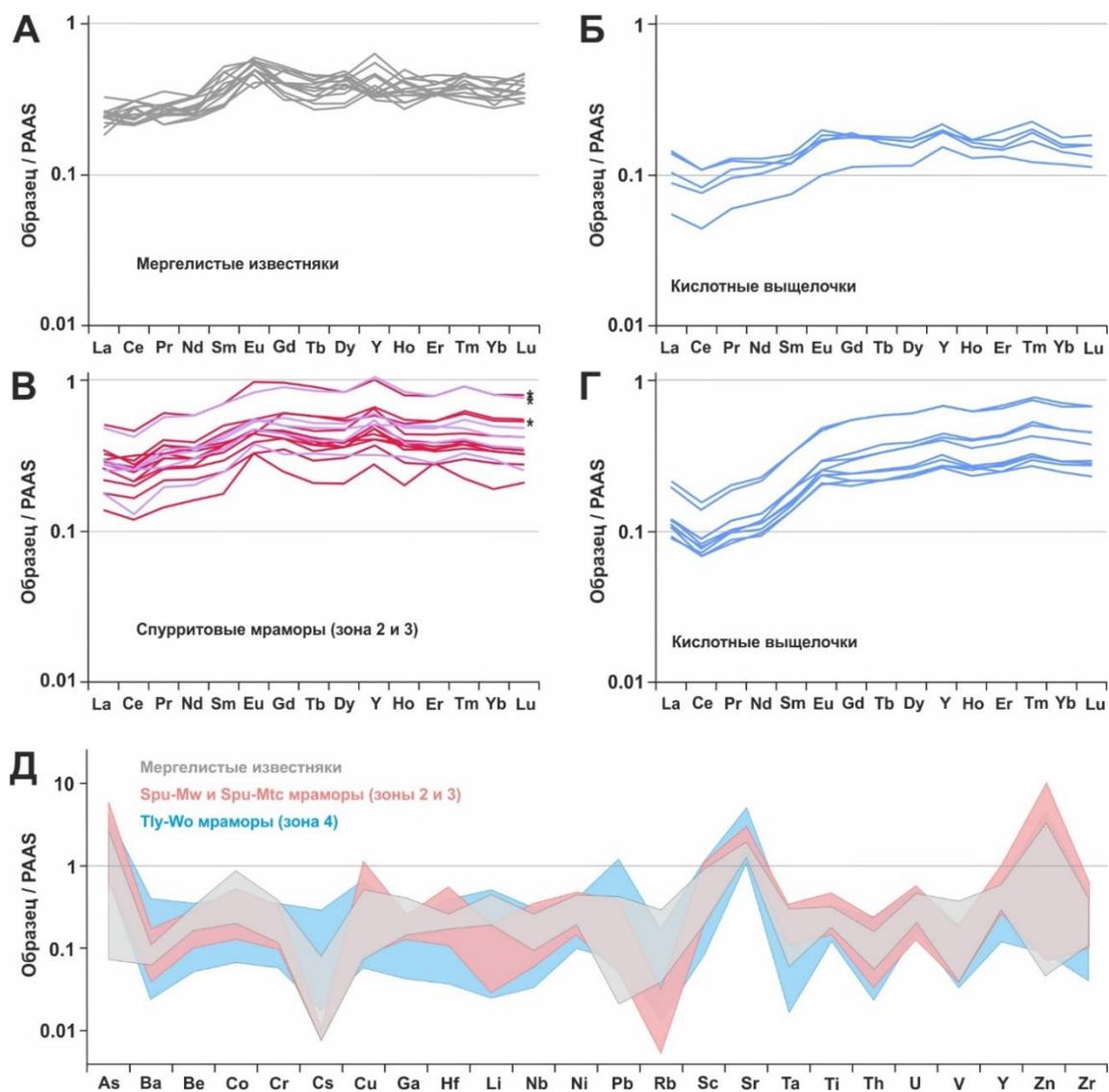
1. **Девятиyarова А.С.** Сульфиды калия в спурритовых мраморах р. Кочумдек. Материалы 55-й Международной научной студенческой конференции «МНСК-2017», г. Новосибирск, 17-20 апреля 2017, С. 88.
2. **Девятиyarова А.С.** Специфическая сульфидная минерализация спурритовых мраморов контактового ореола на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). Материалы XXIII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений», г. Миасс, 25-28 апреля 2017, С. 229-232.
3. **Девятиyarова А.С.** Перспективы минеральной термометрии на базе мелилитовых твердых растворов: на примере мраморов кочумдекского контактового ореола (В. Сибирь). Материалы IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле, г. Новосибирск, 19-23 ноября 2018, С. 168-170.
4. **Девятиyarова А.С.** Силикаты Са и Mg из спурритовых мраморов р. Кочумдек. Материалы 57-й Международной научной студенческой конференции «МНСК-2019», г. Новосибирск, 14-19 апреля 2019, С. 61.
5. **Deviatiyarova A.S.** Crystal-chemical element fractionation under HT-LP metamorphic conditions: case study from Kochumdek contact aureole (Podkamennaya Tunguska basin). Abstract volume XIX International Meeting on Crystal Chemistry, X-ray Diffraction and Spectroscopy of Minerals, Apatity, 2-6 June 2019, P. 213.
6. **Девятиyarова А.С.**, Артемьев Д.А., Аберштейнер А., Сокол Э.В. Изотопно-геохимические характеристики сульфидов из спурритовых мраморов на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). Материалы XXVI молодежной научной школы «Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах», г. Миасс, 22 апреля 2020, С. 205-209.
7. **Девятиyarова А.С.**, Каменецкий В.С., Сокол Э.В., Кох С.Н., Нигматулина Е.Н. Перовскиты Кочумдекского контактового ореола (Восточная Сибирь): первый опыт U-Pb датирования методом LA-ICP-MS. Материалы VI международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека», г. Томск, 20-24 сентября 2021, С. 149-154.



**Рисунок 2.** Вариационные диаграммы (мас. %) валовых составов мраморов, мергелистых известняков и метасоматитов Кочумдекского контактового ореола. Точки среднего состава постаршейского австралийского глинистого сланца (PAAS) и постаршейского 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-монтчеллитовые мраморы; 5 – спуррит-мервинитовые мраморы; 6 – скарны; 7 – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков (Сокол и др., 2022).

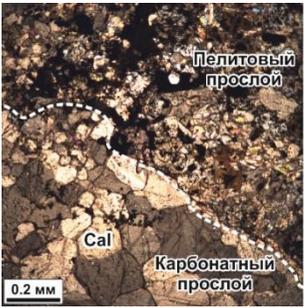
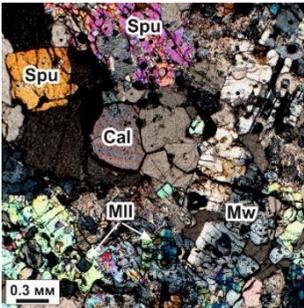
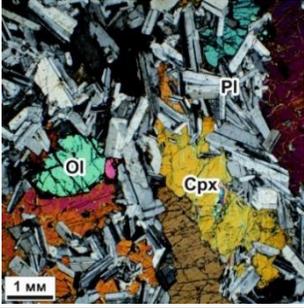


**Рисунок 3.** Вариации индикаторных отношений халькофильных элементов в разрезе Кочумдекского контактового ореола (Сокол и др., 2022).

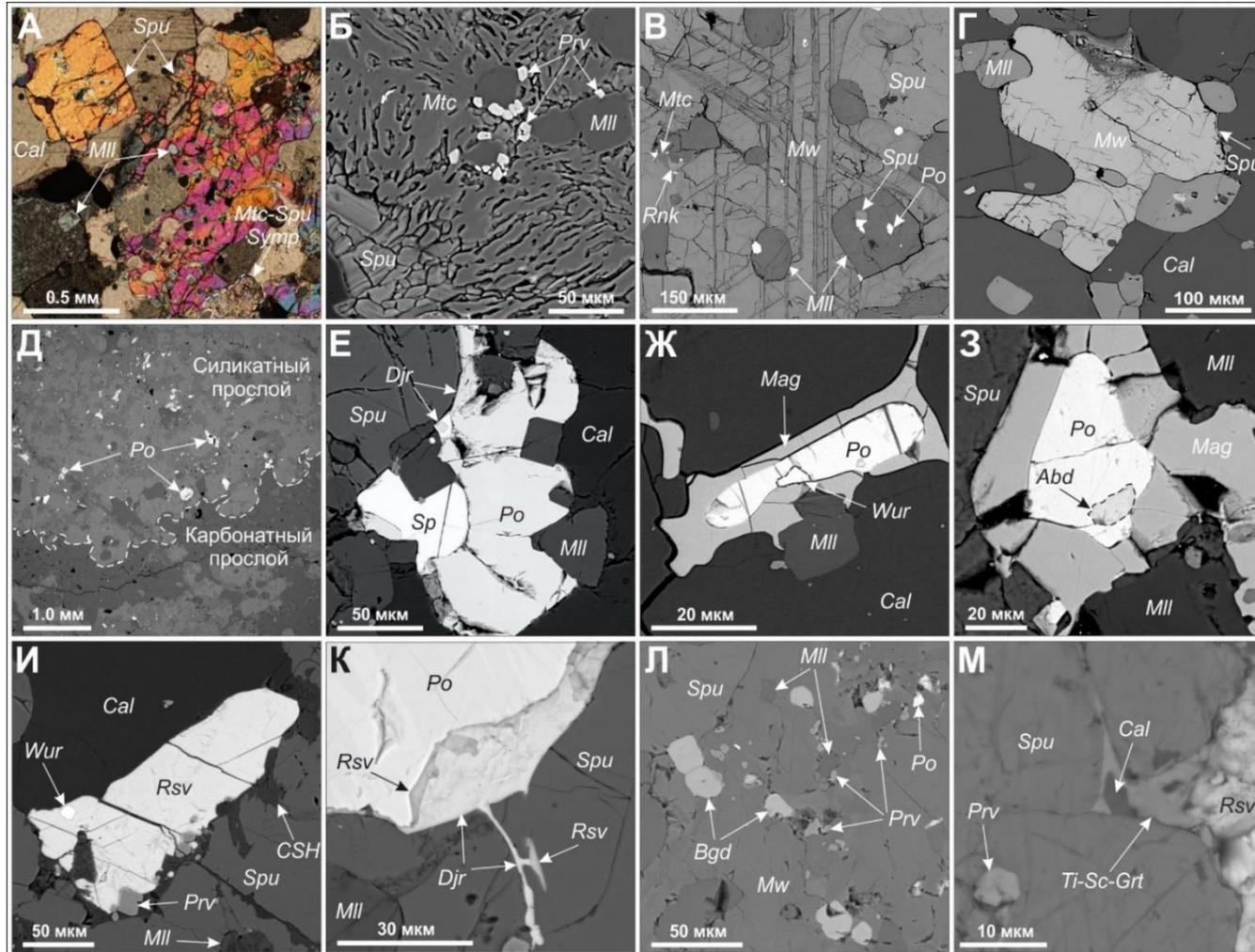


**Рисунок 4.** Графики распределения REE и Y (А-Г) и микроэлементов (Д) в породах Кочумдекского контактового ореола и выщелочках из них (Б, Г), нормированные на PAAS. А, Б – мергелистые известняки (А) и выщелочки из них (Б); В, Г – спурритовые мраморы (В) и выщелочки из них (Г). \* – составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков (Сокол и др., 2022).

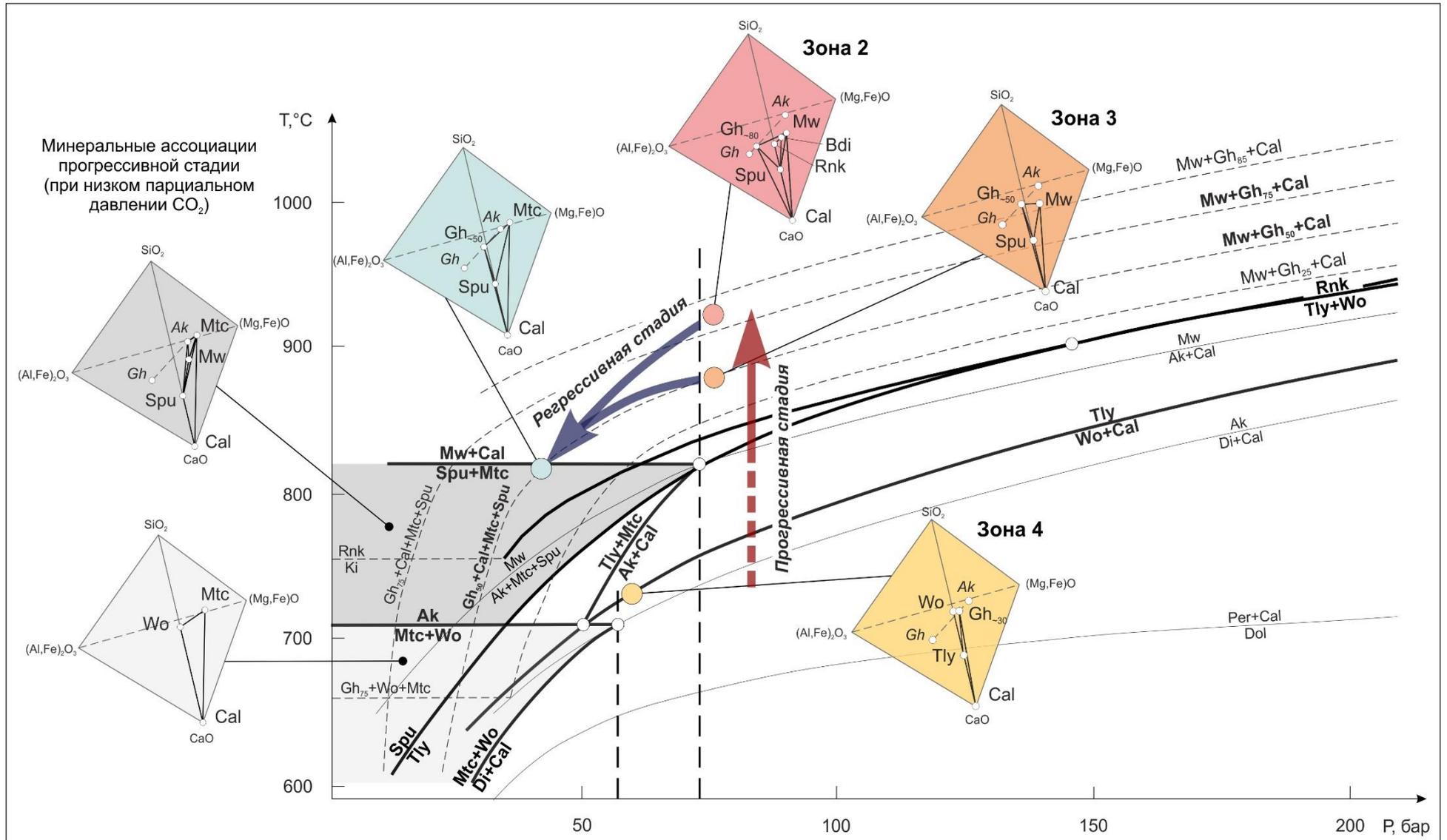
**Таблица 1.** Минеральные ассоциации рекристаллизованных мергелистых известняков, мраморов и габброидов Кочумдекского контактового ореола (по данным рентгенофазового анализа, электронно-зондового и рентгеноспектрального микроанализов).

Оптические фотографии в проходящем поляризованном свете	Тип породы	Породообразующие минералы (> 10 об. %)	Второстепенные минералы (3-10 об. %)	Акцессорные минералы (< 3 об. %)		
				Оксиды, силикаты и фосфаты	Сульфиды	
	Рекристаллизованные мергелистые известняки (n=25)	кальцит	клинопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, гроссуляр, биотит, хлорит, кварц	фторапатит, <i>циркон</i> , <i>титанит</i>	<b>пирротин*</b> , <b>троилит*</b> , <b>расвумит</b> , <b>джерфишерит</b> , халькопирит, <i>бартонит</i> , <i>галенит</i> , <i>пирит</i> , <i>арсенопирит</i>	
	Мраморы	зона 4 (n=9)	кальцит, мелилит, тиллеит, волластонит	кальсилит, куспидин	<b>перовскит</b> , гидроксилфторапатит	<b>пирротин*</b> , <b>троилит*</b> , <b>расвумит</b> , <b>джерфишерит</b> , <i>бартонит</i> , <i>алабандин</i> , <i>галенит</i> , <i>акантит</i>
		зона 3 (n=6)	кальцит, мелилит, спуррит 1-2, монтичеллит	мервинит, бредигит, куспидин	<b>перовскит</b> , магнетит	<b>пирротин*</b> , <b>троилит*</b> , <b>расвумит</b> , <b>джерфишерит</b> , <i>алабандин</i> , <i>сфалерит</i> , <i>вюртцит</i> , <i>галенит</i> , <i>акантит</i> ,
		зона 2 (n=14)	кальцит, мелилит, спуррит 1-2, мервинит	монтичеллит, ранкинит, бредигит, куспидин	<b>перовскит</b> , магнетит, багдадит, <i>гидроксилапатит</i> , <i>Sc-гранат</i>	<b>пирротин*</b> , <b>троилит*</b> , <b>расвумит</b> , <b>джерфишерит</b> , <i>алабандин</i> , <i>сфалерит</i> , <i>вюртцит</i> , <i>галенит</i> , <i>акантит</i> ,
	Габброиды (n=14)	плагиоклаз клинопироксен	оливин, ортопироксен, калиевый полевой шпат, аннит-биотит, амфибол, хлорит	<b>Тi-магнетит</b> , <b>ильменит</b> , фторхлорапатит, <i>титанит</i> , <i>бадделейт</i> , <i>циркон</i> , <i>алланит</i> , <i>цирконолит</i>	<b>пирротин</b> , <b>халькопирит</b> , троилит, <i>пентландит</i> , <i>сфалерит</i> , <i>кобальтин</i> , <i>пирит</i>	

*Примечание:* **жирным** выделены главные фазы, *курсивом* – редкие фазы; \* – в составе структур распада; n – число образцов. Спуррит 1 – крупнозернистый, ранняя генерация; спуррит 2 – поздняя генерация из симплектитовых структур.



**Рисунок 6.** Морфологические особенности породообразующих (А-Г) и акцессорных (Д-М) минералов из мраморов Кочумдекского контактового ореола. А – ранний спуррит, в виде крупных отдельных зерен и агрегатов неправильной формы; Б – полная псевдоморфоза Мтс-Spu симплектитов по мервиниту; В – крупное пойкилитовое зерно мервинита с двумя системами полисинтетических двойников; Г – ксеноморфное зерно мервинита; Д – сульфиды матрикса (в основном пирротин), равномерно распределенные в силикатном прослое; Е – сросток зерна сфалерита с крупным корродированным пирротинном; Ж – мелкое включение вюртцита в пирротине; З – мелкое идиоморфное включение алабандина в пирротине; И – крупное зерно раннего расвумита с совершенной спайностью и включениями вюртцита и перовскита; К – типичная двухслойная расвумит-джерфишеритовая кайма замещения пирротина; Л – мелкие округлые зерна багдадита в ассоциации с перовскитом; М – поздний (вторичный) Ti-Sc-гранат, развивающийся по тонкой трещине на границе спуррита и пирротина. А – оптическое фото; Б-М – фото в обратно-рассеянных электронах (BSE).



**Рисунок 10.** T-P<sub>CO2</sub> диаграмма петрологически важных равновесий в карбонатных породах (Перцев, 1977). Диаграммы «состав-парагенезис» для ассоциаций, устойчивых только при низком парциальном давлении CO<sub>2</sub>, построены согласно (Ревердатто, 1970); диаграммы «состав-парагенезис» для мраморов Кочумдекского контактового ореола построены по данным автора.

**Таблица 6.** 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	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Рентгеноспектральный микроанализ</li> <li>– Сканирующая электронная микроскопия</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Реконструкция главных минералообразующих реакций и их температурных условий</li> </ul>
Породообразующие силикаты мраморов	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Рентгеноспектральный микроанализ</li> <li>– Сканирующая электронная микроскопия</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Термометрия с учетом реальных составов твердых растворов мелилитов</li> <li>– Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов в ходе термического события</li> <li>– Реконструкция главных минералообразующих реакций и их температурных условий</li> </ul>
Акцессорные сульфиды мраморов, известняков и габброидов	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Изотопия серы</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Источник серы, задействованный в образовании метаморфической сульфидной минерализации</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Рентгеноспектральный микроанализ</li> <li>– Сканирующая электронная микроскопия</li> <li>– ЛА-ИСП-МС</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Термометрия (сульфиды мраморов)</li> <li>– Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов в ходе термического события</li> <li>– Масштаб и характер массообмена в приконтактной зоне</li> </ul>
Акцессорные оксиды из всех типов пород ореола	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Рентгеноспектральный микроанализ</li> <li>– Сканирующая электронная микроскопия</li> <li>– ЛА-ИСП-МС</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Масштаб и тренды фракционирования макро- и микрокомпонентов</li> </ul>
Перовскит из мраморов	<ul style="list-style-type: none"> <li>– U-Pb датирование методом ЛА-ИСП-МС</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Абсолютный возраст термического события</li> </ul>
Валовые пробы всех типов пород контактового ореола и исходных известняков	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Рентгенофлуоресцентный анализ</li> <li>– ИСП-МС</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Реконструкция протолита мраморов и источников сноса, давших вклад в исходные осадки</li> <li>– Масштаб и характер массообмена в приконтактной зоне</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Количественный рентгенофазовый анализ</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Реконструкция главных минералообразующих реакций</li> </ul>
Карбонатные выщелочки мраморов и исходных известняков	<ul style="list-style-type: none"> <li>– ИСП-МС</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Масштаб и характер массообмена в приконтактной зоне</li> <li>– Источник карбонатного материала мраморов</li> </ul>