

## ИЗОХИМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ В КОЧУМДЕКСКОМ КОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ (Восточная Сибирь): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ

Э.В. Сокол<sup>1</sup>, О.А. Козьменко<sup>1</sup>, А.С. Девятярова<sup>1</sup>, С.Н. Кох<sup>1</sup>,  
О.П. Полянский<sup>1</sup>, К.А. Филиппова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
456317, Ильменский заповедник, Миасс, Россия

На материале пород Кочумдекского контактового ореола (мергелистые известняки, мраморы и габброиды) выполнен анализ степени изохимичности метаморфизма спуррит-мервинитового уровня ( $T = 750\text{—}900\text{ }^\circ\text{C}$ ). Этот полизональный высокотемпературный ореол (общей мощностью до 3.0 м) расположен на правом притоке р. Подкаменная Тунгуска, где приурочен к верхнему контакту нижнетриассового траппового тела Кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1, kz$ ) и морских мергелистых известняков лландовери ( $S_1, ln$ ). Особенностью ореола является отсутствие выраженного скарирования, жильной минерализации или аутометасоматического изменения габброидов. Определены концентрации и охарактеризовано распределение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов в мергелистых известняках, мраморах и габброидах. Петрохимические характеристики мраморов и мергелистых известняков идентичны и отвечают тренду смешения пелитового материала и биогенно-осадочного  $\text{CaCO}_3$ . 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 соотношений 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. Сродство петро- и геохимических характеристик кочумдекских мраморов с таковыми в породах протолита и отсутствие в них геохимических «меток» габброидов позволили заключить, что в Кочумдекском ореоле контактовый метаморфизм был близок к изохимическому и не сопровождался массовым транспортом макро- и микроэлементов из габброидов через зону контакта в термически преобразованные мергелистые известняки. Этому способствовало сочетание низкой флюидонасыщенности габброидов кочумдекского траппа, структурный контроль его локализации, а также специфика литологии и термомеханических свойств осадочной толщи.

*Контактный метаморфизм, изохимичность, геохимия, литология силурийских осадков, спуррит-мервинитовые мраморы, траппы Кузьмовского комплекса, питающие провинции, Заангарье Енисейского кряжа*

### GEOCHEMICAL EVIDENCE AND GEOLOGICAL PREREQUISITES FOR ISO-CHEMICAL METAMORPHISM IN THE KOCHUMDEK CONTACT AUREOLE (East Siberia)

E.V. Sokol, O.A. Kozmenko, A.S. Deviatyarova, S.N. Kokh, O.P. Polyansky, K.A. Philippova

Marly limestone, marble, and gabbro samples from the Kochumdek contact aureole are studied in order to estimate to which degree the spurrite-merwinite ( $T = 750\text{—}900\text{ }^\circ\text{C}$ ) metamorphism at the site was isochemical. The 3 m wide zoned Kochumdek aureole is located at the contact between the Early Triassic trap intrusion of the Kuzmovka complex ( $v\beta T_1, kz$ ) and the overlying Llandovery marine marly limestones ( $S_1, ln$ ) of the lower Kochumdek subformation in the right side of the Kochumdek River (tributary of the Podkamennaya Tunguska, East Siberia). The Kochumdek rocks are remarkable by the lack of prominent skarn or vein mineralization in marbles and autometasomatism in gabbro. The samples have been analyzed for major, chalcophile, rare-earth, and high-field strength elements. The Kochumdek marbles and marly limestones share similarity in major-element patterns that record mixing of fine siliciclastic material with biogenic and chemogenic  $\text{CaCO}_3$  components. The major-element chemistry of marly limestones has been controlled by the compositions of fine clastic material transported from the provenance (Trans-Angara part of the Yenisei Ridge) and by the deposition environment of the early Silurian marine basin. The contents of Cu, Ni, Co, V, Mo, Se, Cr, and U in marly limestones

and marbles correspond to marine sediments deposited in a low-productive oxygenated environment. The Ni/Co, V/Cr, Cu/Zn, V/(V + Ni), and U/Th ratios in spurrite marbles at the intrusive contact remain within typical limestone ranges but differ from those in gabbro, which have higher V and Cu enrichment and moderate contents of Zn, Ni, and Co. Marly limestones and spurrite marbles show identical REE+Y patterns and average  $\Sigma$ REE contents. The major- and trace-element similarity between marbles and the protolith limestones, along with the absence of gabbro trace element fingerprints in the metamorphic rocks, indicate that the thermal metamorphism was nearly isochemical. The reactions occurred without any large-scale transport of major and trace elements across the sill/sediment boundary. The conditions were unfavorable for metasomatic alteration due to low fluid saturation of the Kochumdek intrusion and its structural setting, as well as to the lithological, mechanical, and thermal properties of the sediments.

*Contact metamorphism, isochemical reactions, major- and trace-element chemistry, lithology, Silurian sediments, spurrite–merwinite marbles, gabbro, Kuzmovka complex, Yenisei Ridge*

## ВВЕДЕНИЕ

Простая термическая история контактовых ореолов и, как правило, известный протолит делают их предпочтительными объектами для решения ряда задач метаморфической петрологии, включая вопрос об изохимичности метаморфизма [Kerrick, 1991]. В общем случае гипабиссальные магматические тела, внедряющиеся в осадки, способны обмениваться с ними и веществом, и теплом, вызывая сопряженные изменения структуры, фазового и валового химического составов контактирующих геологических тел. Для большинства контактовых ореолов характерны структурные изменения пород протолита, нарушение их сплошности, появление разномасштабных зон проницаемости и, как следствие, метасоматическая переработка пород приконтактной зоны, следующая за ранним метаморфическим событием. Такой тип контактового метаморфизма определяют как неизохимический [Перцев, 1977; Barton et al., 1991]. Наряду с изменениями фазового состава метаосадков ему присущи изменения количества и состава флюидных компонентов, изотопного состава H, C, O, S, Ar, а также позднейшие по отношению к главному метаморфическому событию реакции растворения—осаждения (силификация, карбонатизация, перенос/обмен Si, Ca, Fe, Al, Na, K). Такие ореолы часто осложняют метасоматиты (скарны, фениты, грейзены, поля цеолитизации) и/или жильные комплексы (кварцевые, карбонатные, сульфидные, серицитовые), заполняющие трещины и цементирующие брекчии. В низкотемпературных зонах ореолов фазовые изменения могут быть визуально неразличимыми, однако их выявляет анализ Ar, S, O, C изотопных систем, а также степень дегградации органического вещества осадков [Barton et al., 1991].

В ходе изохимических превращений изменения валового химического состава пород протолита ограничиваются потерей летучих компонентов (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и пр.). Изменения фазового состава осадков в этом случае реализуются на фоне сохранения исходного текстурного рисунка и макрокомпонентного состава. Они сопровождаются рекристаллизацией транзитных минералов (в частности, кальцита и кварца) с образованием гранобластовых структур, а при низкотемпературных превращениях также появлением аморфных или слабоупорядоченных фаз [Ревердатто, 1970; Barton et al., 1991]. Поведение элементов-примесей в таких процессах может различаться, однако систематически эта сторона процесса пока не охарактеризована. Изохимический контактовый метаморфизм в природе достаточно редок, поскольку для его реализации требуется соблюдение ряда достаточно жестких условий.

Специфику метаморфических ореолов задает сочетание двух факторов — литохимических особенностей протолита и характеристик магматического тела (размеры, температура, состав, флюидонасыщенность). Если влияние магматического источника на итоговые характеристики метаморфических пород в настоящее время детально изучено, то химизм протолитов обычно учитывается лишь в самом общем виде (подразделение их на карбонаты, пелиты, базиты и пр.) [Ревердатто, 1970; Kerrick, 1991]. Вместе с тем при оценке степени изохимичности метаморфизма информация об исходных литогеохимических особенностях осадков приобретает принципиальную важность, что, в свою очередь, требует рассмотрения палеогеографической обстановки, реконструкции областей сноса осадков и режима их седиментации [Скляров и др., 2001; Маслов и др., 2008, 2009, 2010, 2018; Likhanov, Reverdatto, 2008; Priyatkina et al., 2016, 2018].

Объектом анализа в данной работе являются породы из Кочумдекского ультравысокотемпературного контактового ореола, отвечающего условиями спуррит-мервинитовой фации метаморфизма. При характеристике условий метаморфизма и соответствующих пород использована терминология и номенклатура [Ревердатто, 1970; Grapes, 2011; Ревердатто и др., 2017]. В отношении этого объекта ранее нами было установлено, что термическое событие, связанное с внедрением в раннем триасе траппа в нижнесилурийские карбонатные толщи чехла Тунгусской синеклизы, было одноактным, высокотем-

пературным ( $T$  до 900 °С), кратковременным и не сопровождалось выраженными метасоматическими или гидротермальными процессами. Этот ореол обладает уникальным сочетанием геологических и вещественных характеристик, которые позволяют проанализировать поведения различных химических элементов в условиях спуррит-мервинитового метаморфизма, не осложненного метасоматозом [Ревердатто, 1964; Девятярова, 2018; Сокол и др., 2019а,б; Девятярова и др., 2021; Sokol et al., 2021]:

- 1) полный разрез зонального комплекса мощностью более 4 м;
- 2) известный протолит;
- 3) низкая флюидонасыщенность сухого базитового расплава;
- 4) высокий температурный градиент ( $> 100$  °С/м) в зоне контакта осадков и траппа;
- 5) устойчивая повторяемость ассоциаций и сохранность парагенезисов, отвечающих пику метаморфизма;
- 6) минимальные ретроградные изменения и ограниченное развитие метасоматитов.

По совокупности этих характеристик Кочумдекский ореол можно рассматривать как своего рода эталонный объект. В данной статье охарактеризовано поведение петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма; рассмотрено влияние седиментационной обстановки и особенностей петрофонда области сноса на состав протолита; дан краткий анализ геологических и литологических предпосылок изохимического характера метаморфизма.

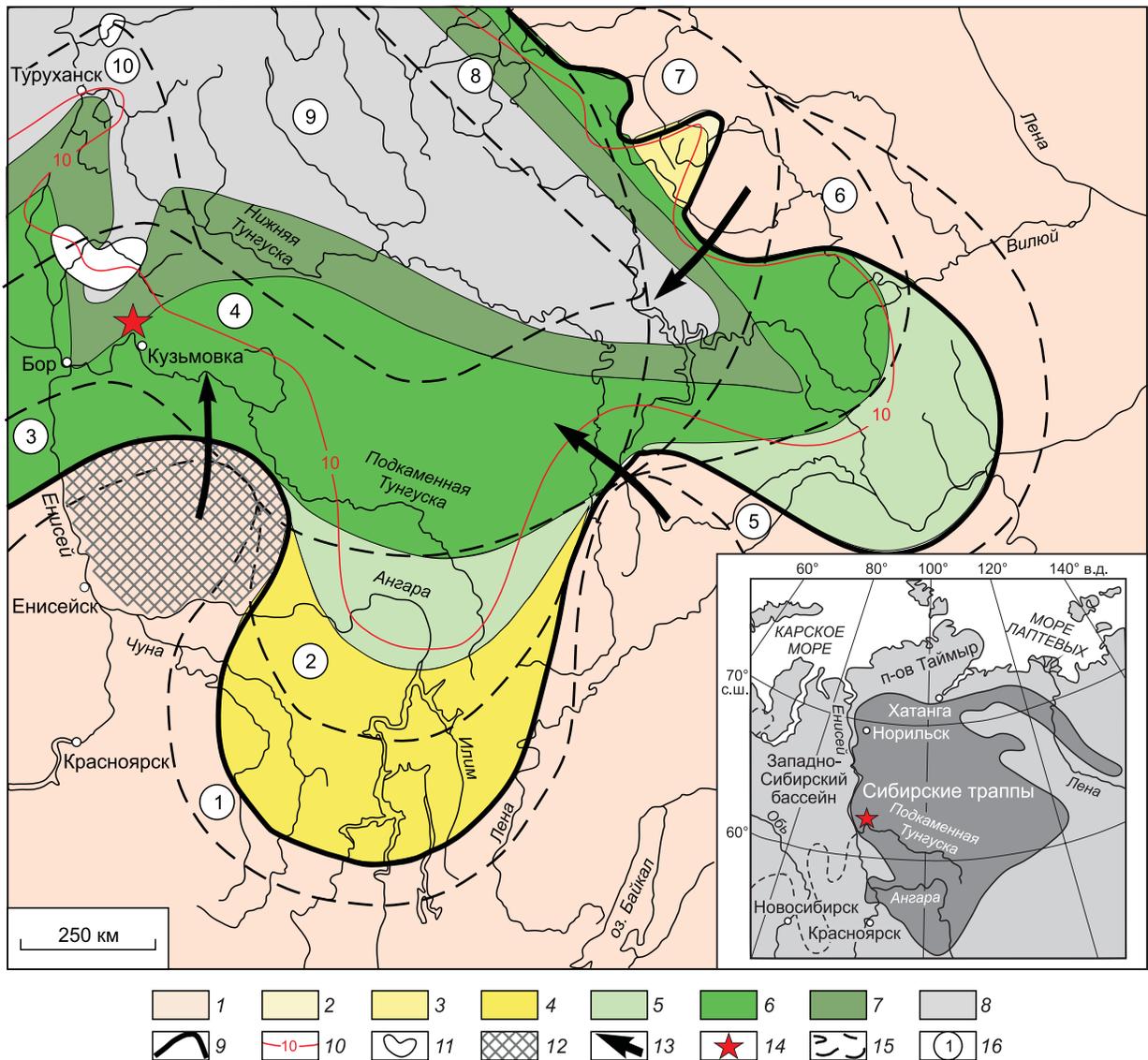
### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Тунгусская синеклиза является классическим регионом развития ореолов контактового метаморфизма [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Соболев, 1986; Kerrick, 1991; Grapes, 2011]. Ее осадочный чехол слагают толщи позднепротерозойско-палеозойских вулканогенно-осадочных пород ( $PR_2$ — $P_2$ ) суммарной мощностью 3—7 км. На площади около 330 тыс. км<sup>2</sup> эти осадки переслаиваются sillами основного состава и перекрыты покровными базальтами пермотриассового комплекса сибирских траппов, главный объем которых сосредоточен в толщах ордовика и силура [Соболев, 1986; Золотухин, 1991; Прусская, 2008; Egorova, Latypov, 2013]. Внедрение траппов повсеместно сопровождалось термальным и метасоматическим изменением осадков. На контактах с дифференцированными интрузиями, обладавшими высокой флюидонасыщенностью, преобладают скарны и кальцифиры. Со слабодифференцированными sillами обычно связаны метаморфические преобразования уровня пироксеновых и роговообманковых роговиков. Проявления спуррит-мервинитового метаморфизма ( $T$  до 900 °С), к числу которых принадлежит Кочумдекский ореол, исключительно редки [Ревердатто, 1964, 1970; Перцев, 1977; Алексеенко и др., 2010].

На Делиго-Кочумдекском поднятии, где расположен Кочумдекский ореол, около 25 % в объеме разреза палеозойских осадков занимают раннетриассовые интрузии кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1 kz$ ), среди которых преобладают слабодифференцированные троктолитовые долериты и габбро. Локальные объемы пород в кровле этих интрузивов могут быть дифференцированы, обогащены Fe, Si, K и включают серии, переходные к габбро-долеритам, оливинным долеритам и рудным габбро; реже здесь появляются пегматоидные обособления и гранофиры. Кузьмовские траппы образуют маломощные (до 100—300 м) sillы, пологопадающие и кольцевые тела, реже — сложные дайки и главным образом внедрены в субгоризонтальные карбонатно-глинистые осадки ордовика и силура, часто по границам разнородных осадочных толщ [Ревердатто, 1964; Порядин и др., 1977; Алексеенко и др., 2010; Egorova, Latypov, 2013]. В пределах Кочумдекского ореола внедрение траппа произошло на уровне стратиграфического несогласия между пелитовыми осадками верхнего ордовика (бурская свита,  $O_3 br_3$ ) и мергелисто-карбонатной толщей нижнего силура (кочумдекская свита,  $S_1 kc + rs$ ).

### 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 позднеордовикскую эпоху (бурское время) 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 верхнего ордовика сформировалась кора выветривания. На территории Кочумдекского района ашгильско-карадокские отложения претерпели подводный размыв (рис. 1) [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



**Рис. 1. Палеогеографическая схема нижнесилурийского бассейна седиментации Восточной Сибири (ранний руддан,  $S_1ghu_2$ ), по [Тесаков, 2015].**

На врезке — область распространения сибирских траппов, по [Egorova, Latypov, 2013]. 1 — суша; 2—8 — палеогеографические обстановки и соответствующие им типы осадочных формаций и биоценозов: 2 — прибрежная зона, сероцветная гравийная формация; 3 — береговые трюги, сероцветная известняково-глибово-брекчиевая формация; 4 — прибрежная равнина, пестро- и сероцветная акантодово-песчаная формация; 5 — верхняя часть мелкого шельфа, сероцветная разнообразная известковая доломитизированная формация; 6 — средняя и верхняя части мелкого шельфа, сероцветная брахиоподово-кораллово-глинисто-известковая формация; 7 — нижняя часть мелкого шельфа, черноцветная цефалоподово-брахиоподово-известковая формация; 8 — верхняя часть глубокого шельфа, черноцветная граптолитово-глинистая формация; 9 — граница бассейна; 10 — изопакеты 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 — Балтуринский, 2 — Илимский, 3 — Вороговский, 4 — Кочумдекский, 5 — Ньюско-Березовский, 6 — Вилюйский, 7 — Моркокинский, 8 — Мойеронский, 9 — Норильский, 10 — Туруханский.

силура перекрыли с угловыми несогласиями размывые и часто выветрелые отложения верхнего ордовика. В начале силурийской трансгрессии (ранний руддан,  $S_1ghu_2$ ) территория Кочумдекского района располагалась на юго-западной окраине бассейна (см. рис. 1). 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 начинаются с горизонтально залегающих, хорошо стратифицированных карбонатных и карбонатно-мергелистых морских

осадков нижнекочумдекской подсвиты, которые располагаются на размытой поверхности разных уровней последовательности верхнего ордовика. Они представлены отложениями черно- или сероцветной брахиоподово-коралловой формации волнисто-наслоенных известняков, комковатых известняков и брахиоподово-мергельной формации. Нижнекочумдекская подсвита (мощностью 62—64 м) сложена известняками с прослоями алевролитов или глин (0.1—0.5 см) и сульфидной вкрапленностью. Это типичные для силурийских бассейнов осадки мелкого шельфа (см. рис. 1), где биогенная и хемотропная карбонатная седиментация преобладала над сносом тонкообломочного материала с палеоводосборных площадей [Тесаков, 2015]. Главной областью сноса материала в Кочумдекский район нижнесилурийского бассейна были породные комплексы Заангарья Енисейского края, сочетающие архейские, раннепротерозойские, рифейские и вендские толщи [Миронов, Ножкин, 1972; Маслов и др., 2008, 2009].

В основании кочумдекской свиты расположен маркирующий горизонт известняков с ритмичным чередованием мергелистых прослоев. В низовьях р. Кочумдек его мощность составляет 7—10 м [Тесаков, 2015]. В пределах Кочумдекского ореола контактовый метаморфизм претерпели осадки именно этого горизонта. Благодаря характерной волнистой текстуре, полностью сохраняющейся в мраморах, он хорошо прослеживается в береговых обнажениях и развалах в долине р. Кочумдек.

### Главные черты петрофонта Заангарья Енисейского края

Енисейский край представляет собой докембрийский ороген, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Его заангарскую часть принято рассматривать как результат коллизии нескольких террейнов с окраиной Сибирского кратона в интервалах ~ 1100—950, 900—850 и 760—720 млн лет [Kuzmichev, Sklyarov, 2016; Врублевский и др., 2017]. На рубежах ~ 850 и 800 млн лет эти процессы сопровождал гранитоидный магматизм [Верниковский, Верниковская, 2006] и метаморфизм [Лиханов, Ревердатто, 2015]. Аккрецию островодужных и офиолитовых комплексов Приенисейского пояса относят к временному интервалу ~ 700—630 млн лет. Синхронно (~ 730—610 млн лет) в Заангарье был проявлен гранитный, щелочной и карбонатитовый внутриплитный магматизм [Врублевский и др., 2003; Ножкин и др., 2008; Романова и др., 2012].

В современном эрозионном срезе заангарской части Енисейского края наибольшие площади занимают рифейские толщи суммарной мощностью более 10—13 км. Они преимущественно сложены терригенными и терригенно-карбонатными 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 [Маслов и др., 2008, 2009]. В состав рифейских толщ Заангарья также входят многочисленные горизонты разнообразных вулканитов и метавулканитов: metabазальты, метариолиты, метатифы (кординская свита, R<sub>1</sub>kd); метатифиты, метатифы риолитов и дацитов, metabазальты (кутукасская серия, R<sub>1-2</sub>uk, R<sub>1-2</sub>ks); толеитовые и известково-щелочные metabазальты (фирсовская толща, R<sub>1-2</sub>fr); туфы и лавы риолитов, базальты (верхневороговская серия, R<sub>3</sub>kv, R<sub>3</sub>bs, R<sub>3</sub>lg). Нижневендские толщи (чапская серия, V<sub>1</sub>sv) наряду с карбонатными и пелитовыми осадками содержат туфы пикрит-базальтов [Миронов, Ножкин, 1972; Алексеенко и др., 2010].

### МАТЕРИАЛЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование базируется на материалах двух экспедиций. Все образцы (62 шт.) были отобраны в пределах одного стратиграфического уровня на двух участках в долине р. Кочумдек и одного на р. Столбовая. В 1981 г. к.г.-м.н. В.Ю. Колобовым была опробована зона непосредственного контакта мергелистых известняков и траппа (протяженность профиля ~ 1.5 км). Образцы с индексом РТ (мраморы, габбро и скарноиды) были взяты из развалов и коренных обнажений (табл. 1S-3S [https://sibran.ru/journals/Supplementary\\_Sokol.pdf](https://sibran.ru/journals/Supplementary_Sokol.pdf)). В 2017 г. были опробованы мергелистые известняки нижнекочумдекской подсвиты, волластонитовые мраморы, габброиды и скаполит-цеолитовые метасоматиты (образцы с индексом РК). Из развалов, расположенных ниже по течению р. Кочумдек (в 4—5 км), также были взяты образцы габброидов, мергелистых известняков и волластонитовых мраморов. В нижнем течении р. Столбовая были опробованы траппы и битуминозные известняки (образцы с индексом RS). Основной объем аналитических работ выполнен в лабораториях ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Макроэлементный состав пород был определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Содержания в породах H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S, SO<sub>3</sub>, определены методом «мокрой химии»; хлор — методом РФА. Микроэлементный состав пород был определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре Agilent 7700х. Образцы известняков и мраморов были растворены в 3.4 М CH<sub>3</sub>COOH при нормальных условиях. Полученные таким образом выщелочки характеризуют карбонатную составляющую осадков и их

метаморфических эквивалентов. Количественный рентгенофазовый анализ пород выполнен на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000. Детали методик изложены в [Sokol et al., 2017, 2021; Сокол и др., 2019a]. Информация о фазовом составе всех образцов приведена в табл. 1S-3S. Химический состав минералов из мраморов и габброидов был охарактеризован ранее [Девятярова, 2018; Сокол и др., 2019a,б; Девятярова и др., 2021; Sokol et al., 2021]. В тексте используются сокращения названий минералов по [Whitney, Evans, 2010]: Ab — альбит, An — анортит, Csp — куспидин, En — энстатит, Fo — форстерит, Fs — ферросилит, Gh — геленит, Mtc — монтichelлит, Mw — мервинит, Or — ортоклаз, Spru — спуррит, Wo — волластонит.

## КОЧУМДЕКСКИЙ КОНТАКТОВЫЙ ОРЕОЛ И СЛАГАЮЩИЕ ЕГО ПОРОДЫ

Кочумдексский ореол (62°27'54.59" N, 91°55'42.99" E) расположен в среднем течении р. Кочумдек и приурочен к верхнему контакту траппа кузьмовского комплекса и горизонта мергелистых известняков из основания кочумдексской свиты. В позднем голоцене, по мере деградации вечной мерзлоты, р. Кочумдек в своем нижнем течении (на отрезке ~ 15 км) выработала русло до кровли пластообразного кочумдексского траппа, вскрыв в береговых обнажениях разрез осадков верхнего ордовика и нижнего силура, а также еще два трапповых тела, расположенных на гипсометрических уровнях 320—280 и 410—360 м. Нижний контакт кочумдексского траппа эрозией не вскрыт, его наиболее вероятная мощность составляет 50—60 м, что типично для интрузивных тел среднего размера в кузьмовском магматическом комплексе [Пруская, 2008; Алексеенко и др., 2010]. Развалы мраморов на р. Кочумдек, вероятно, являются реликтами более крупного ореола, сохранившимися в провесах кровли траппа в ходе эрозии. Породы ореола лишены очевидных признаков деформаций, дробления и метасоматических изменений. Брекчии, катаклазиты, а также залеченные трещины не наблюдались ни в кровле траппа, ни в мраморах или осадочных породах. Только в развалах секущей долеритовой дайки были обнаружены скаполитовые прожилки. Суммарная мощность осадочной толщи (S-T<sub>1</sub>), залегавшей над кочумдексским траппом в момент его внедрения в раннем триасе, составляла около 700 м, что соответствует давлению нагрузки около 200 бар. Начальная температура магмы составляла не менее 1200 °C [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019a].

Кровлю кочумдексского траппа слагают среднекрупнозернистые (0.5—8.0 мм) текстурно разнородные свежие *габбро-долериты* без признаков закалки. Их петрохимические особенности типичны для внутриплитных базальтов и близки к характеристикам габброидов из кровли Кузьмовского силла (мас. %): SiO<sub>2</sub> = 47.43—50.06, TiO<sub>2</sub> = 1.13—2.03, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 8.33—16.22, FeO = 10.13—13.45, MgO = 5.04—9.97, CaO = 10.20—16.37. Концентрации щелочей умеренные (мас. %): Na<sub>2</sub>O = 1.49—3.12, K<sub>2</sub>O = 0.39—1.37; марганца (<0.30 мас. % MnO) и серы (<0.14 мас. % SO<sub>3</sub>) — низкие. Эти породы состоят из авгита (En<sub>23.2-45.6</sub>Fs<sub>13.6-38.5</sub>Wo<sub>27.5-44.4</sub>); пижонита (En<sub>25.1-26.8</sub>Fs<sub>62.4-66.6</sub>Wo<sub>7.1-10.8</sub>), ортопироксена (En<sub>47</sub>Fs<sub>49</sub>Wo<sub>3</sub>) (в сумме ~ 22—58 %), основного плагиоклаза (An<sub>51-82</sub>Ab<sub>17-46</sub>Or<sub>0.5-2.7</sub>) (~ 32—69 %), оливина (Fo<sub>31-34</sub> и Fo<sub>56-57</sub>) (≤ 6 %) и биотита (2—9 %) (см. табл. 3S). Роговая обманка (1—5 %) и хлорит (1—4 %), замещающие пироксены, содержат до 1.63 мас. % и до 0.54 мас. % Cl соответственно. Калиевый полевошпат (Or<sub>85-100</sub>Ab<sub>0-14</sub>An<sub>0-1.5</sub>) образует антипертиты в плагиоклазе и микрозерна в интерстициях. Биотиты обогащены (мас. %): FeO до 39.10, TiO<sub>2</sub> до 4.12, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 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, бадделейт, циркон, алланит-(Y), цирконолит, пентландит, сфалерит и кобальтин.

В зоне 1, непосредственно на контакте с силлом, присутствует тонкая (1—3 см) прерывистая полоска *скарнов*, которые впервые диагностировал Н.Н. Перцев [1977]. 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 %) (см. табл. 3S).

*Мраморы* образуют полосу (мощностью до 3.0 м), прослеженную вдоль контакта с траппом на расстоянии ~ 1.5 км. Эти плотные, свежие породы обладают характерной грубополосчатой текстурой, обусловленной чередованием кальцитовых и силикатных прослоев и унаследованной от исходной слоистости мергелистых известняков. Максимальные температуры прогрева осадков ( $T \geq 900$  °C) реконструируются для спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2), мощность которых достигает 0.5 м. Зону 3, простирающуюся на 1.0—1.5 м от контакта, слагают спуррит-монтichelлитовые мраморы с геленитом ( $T \geq 750$  °C), а зону 4 — волластонитовые мраморы (интервал 1.5—2.7 м от контакта;  $T \leq 700$  °C) [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Сокол и др., 2019a]. Мервинит частично замещают монтichelлит-спурритовые симплектиты, а в микротрещинах появляются K-Fe сульфиды [Девятярова, 2018; Девятярова и др., 2021; Sokol et al., 2021]. В зонах 2 и 3 мраморы содержат спуррит (6—49 %), мелилит (Gh<sub>40-77</sub> ~ 8—22 %), мервинит (~ 1—17 %) и монтichelлит (~ 3—8 %); в зоне 4 — мелилит (Gh<sub><44</sub> ~ 4—37 %), волластонит (~ 4—20 %) и редко тиллеит (~ 4 %) и Ti-(Zr,Sc) гранат (шорломит). Среднее содержание кальцита составляет 55 % в спурритовых мраморах и 76 % — в волластонитовых (см. табл. 2S). Сили-

катным прослоям мраморов свойственна обильная аксессуарная минерализация с преобладанием перовскита ( $\text{CaTiO}_3$ ) и разнообразных сульфидов Fe, Zn, K, Mn, Pb и Ag. В высокотемпературных спурритовых мраморах перовскит (в отсутствие гранатов) является главным концентратом не только  $\text{TiO}_2$ , но и  $\text{ZrO}_2$  (до 2.00 мас. %), REE ( $\Sigma \text{LREE}_2\text{O}_3$  до 1.75 мас. %),  $\text{ThO}_2$  (до 0.60 мас. %),  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (до 0.45 мас. %),  $\text{UO}_2$  (до 0.40 мас. %),  $\text{Y}_2\text{O}_3$  и  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (до 0.10 мас. %). Для волластонитовых мраморов наряду с перовскитом характерен багдадит ( $\text{Ca}_3(\text{Zr,Ti})\text{Si}_2\text{O}_9$ ), содержащий (мас. %):  $\text{TiO}_2$  до 3.10,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  до 1.82 и  $\text{HfO}_2$  до 0.75, а также единичные зерна специфических зональных гранатов ряда андрадит—шорломит ( $\text{TiO}_2$  до 13.33 мас. %). Шорломитовые гранаты, заполняющие тонкие трещины, обогащены  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  (до 9.10 мас. %),  $\text{ZrO}_2$  (до 6.73 мас. %) и  $\text{V}_2\text{O}_5$  (до 0.50 мас. %). Подробное описание магматических и метаморфических пород Кочумдекского ореола ранее было дано в работах [Сокол и др., 2019а; Девятярова и др., 2021; Sokol et al., 2021].

*Мергелистые известняки* — протолит описанных выше мраморов — в разрезе Кочумдекского ореола расположены на высоте от 3 до 5 м от кровли траппа. Породы не метаморфизованы, но претерпели слабый прогрев. На это указывает частичная перекристаллизация фауны, укрупнение кальцита и пирротина, а также появление в пелитовых прослоях микроиндивидов плагиоклаза ( $\text{An}_{72-78}\text{Ab}_{20-27}\text{Or}_{1-2}$ ), калишпата ( $\text{Or}_{80-98}\text{An}_{0-14}\text{Ab}_{2-6}$ ) и клинопироксена ( $\text{En}_{28-55}\text{Fs}_{4-16}\text{Wo}_{29-68}$ ) (см. табл. 1S).

Маломощные (до 2 см) *скаполитовые жилы* были обнаружены только вблизи долеритовой дайки. Породы состоят из мейонита —  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3\text{CO}_3$  (41—49 %), диоксида (26—38 %), шабазита (7—14 %), кальцита (10—13 %), анальцима (5—8 %) и амфибола (2—3 %) (табл. 3S).

### Петрохимические особенности карбонатно-мергелистых и метакарбонатных пород Кочумдекского ореола

Данные о макро- и микроэлементном составе всех пород Кочумдекского ореола приведены в табл. 1. Поскольку геохимические особенности мраморов в значительной мере определяют состав протолита, особое внимание уделим характеристике осадков. *Мергелистые известняки р. Кочумдек* в среднем содержат 73 мас. % кальцита, а битуминозные известняки из низовьев р. Столбовая  $\geq 80$  мас. % (см. табл. 1S). Вследствие декарбонатизации протолита и образования силикатов Ca и Ca-Mg среднее содержание кальцита в спурритовых мраморах снижается до 55 мас. % (рис. 2, а, б). Средняя величина п.п.п. (с преобладающим вкладом  $\text{CO}_2 = 85\text{—}99\%$ ) 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  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  не превышают 3.6 мас. %,  $\text{MgO} \leq 2.3$  мас. % и  $\text{K}_2\text{O} \leq 1.0$  мас. %; содержания  $\text{Na}_2\text{O} \leq 0.4$  мас. %, MnO и  $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0.2$  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 пород являются CaO,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , содержания которых определяет соотношение между кальцитом и (мета)пелитовым материалом в конкретном образце.

В координатах CaO— $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO—MgO составы известняков, волластонитовых и спурритовых мраморов образуют веер из трех линий, пересекающихся с осью абсцисс вблизи точки, отвечающей содержанию CaO в кальците (56 мас. %). Угол наклона этих прямых определяет степень декарбонатизации пород (см. рис. 2 а, б). На бинарных диаграммах  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2\text{—MgO}$ ,  $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}\text{—MgO}$  точки составов всех карбонатных пород, независимо от степени их термических преобразований, образуют единые линейные тренды ( $R^2$  от 0.77 до 0.80) (см. рис. 2, в—е). На этом фоне составы волластонитовых мраморов могут демонстрировать самостоятельные тренды, наиболее четкие для зависимостей  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}\text{—MgO}$  ( $R^2 = 0.79$  и  $R^2 = 0.97$  соответственно). Близость отношений  $\text{SiO}_2\text{:Al}_2\text{O}_3\text{:MgO}$  в известняках и мраморах указывает на единый источник силикатного материала, которым, очевидно, была пелитовая составляющая осадка. Высокие значения коэффициентов корреляции в парах  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$ , умеренное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в известняках и величина алюмокремниевого модуля (АМ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0.31\text{—}0.38$ ) указывают на преобладание гидрослюд и хлоритов в составе силикокластической компоненты осадка (рис. 3, а). Средняя величина гидролизатного модуля (ГМ,  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$ ) 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 края (см. рис. 1).

Диапазон вариаций титанового модуля (ТМ,  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.052\text{—}0.067$ ;  $X_{\text{cp.}} = 0.059$ ;  $n = 14$ ) в известняках указывает на высокую степень механической сортировки песчаного и алевролитового материала, характерную для прибрежно-морских обстановок, а также на преобладающую связь Ti с ультраустойчивыми минералами (рутил, ильменит) [Скляр и др., 2001]. Наибольшей средней величиной и вариативностью ТМ характеризуются богатые перовскитом спурритовые мраморы (ТМ = 0.050–0.098;  $X_{\text{cp.}} = 0.064$ ;  $n = 17$ ), протолиты которых располагались в основании нижнекочумдекской толщи (см.

Таблица 1. Макрокомпонентный (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав мраморов, мергелистых известняков,

Компонент	Спуррит-мервинитовые мраморы									
	Кочумдекский ореол									
	PT-100	PT-103	PT-104	PT-106	PT-107	PT-108	PT-109	PT-116	PT-117	PT-122
SiO <sub>2</sub>	9.62	9.58	17.58	9.80	10.84	13.40	10.58	7.62	15.22	9.46
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.19	0.28	0.21	0.21	0.28	0.20	0.15	0.28	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.00	3.11	5.65	3.15	3.09	3.93	3.27	2.61	5.11	3.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2</sup> <sub>зобщ</sub>	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 <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.09	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07	0.11
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.13	0.04	0.02	0.02	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.11	0.07	0.10	0.11	0.11	0.07	0.20	0.12
S <sup>3</sup>	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
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	—	—	—	—
Co	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
Ta	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

рис. 3, а). Их обогащение песчаным материалом в сравнении с залегавшими выше протолитами 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 ( $KM, K_2O/Al_2O_3$ )  $\leq 0.25$ ;  $X_{cp} = 0.22$ ); отношение  $K_2O/Na_2O$  (щелочной модуль, ЩМ) варьирует от 2.28 до 5.86 ( $X_{cp} = 4.07$ ). 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] (см. рис. 3, а). При этом в волластонитовых мраморах величина  $KM$  снижается до 0.08, а в спурритовых — до 0.01; средняя величина  $K_2O/Na_2O$  падает до 1.0 и 0.5 соответственно. Оба показателя выявляют существенную потерю калия известняками в процессе контактового метаморфизма. Однако на фоне резкого падения общего содержания калия в силикатных прослоях мраморов появляются зерна кальсилита ( $KAlSiO_4$ ), расвумита ( $KFe_2S_3$ ) и джерфшерита ( $K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{26}Cl$ ) [Golovin et al., 2017; Sokol et al., 2021].

метасоматитов и габброидов Кочумдекского контактового ореола и сопредельных территорий

Спуррит-мервинитовые мраморы		Спуррит-монтцеллитовые мраморы					Волластонитовые мраморы		
Кочумдекский ореол									
РТ-93 <sup>1</sup>	РТ-102 <sup>1</sup>	РТ-91	РТ-92	РТ-94	РТ-97	РТ-105 <sup>1</sup>	РТ-86	ПК-11-1	РТ-88 <sup>1</sup>
18.86	21.04	14.17	9.63	13.53	9.84	21.18	13.96	8.42	22.75
0.37	0.45	0.30	0.24	0.33	0.19	0.48	0.14	0.16	0.40
5.72	5.79	4.88	2.45	4.56	2.97	5.69	3.19	2.74	7.19
3.24	3.34	2.67	1.70	2.50	1.83	3.45	1.65	1.27	2.92
0.15	0.17	0.14	0.06	0.13	0.12	0.20	0.05	0.08	0.09
2.23	2.63	1.95	1.30	1.79	1.43	2.55	1.76	1.33	2.39
50.72	51.49	51.51	53.67	51.90	53.60	51.63	49.94	52.20	44.97
0.18	0.14	0.17	0.09	0.16	0.08	0.17	0.34	0.12	0.70
0.14	0.05	0.06	0.03	0.12	0.03	0.09	0.03	0.22	0.50
0.18	0.14	0.10	0.06	0.11	0.09	0.18	0.07	0.04	0.17
0.72	0.66	0.56	0.38	0.60	0.62	0.80	0.50	0.24	0.63
16.37	12.85	22.90	29.49	23.35	28.28	12.23	27.27	32.90	16.00
98.88	98.75	99.41	99.10	99.08	99.08	98.65	98.90	99.72	98.71
—	—	30.5	13.4	—	3.57	—	—	3.50	—
59.3	46.8	64.9	103	66.3	31.2	45.6	71.5	90.5	60.0
—	—	0.32	0.32	—	0.55	—	—	0.45	—
10.9	11.8	8.69	7.24	8.21	6.29	12.4	4.46	9.13	9.11
33.5	37.8	24.5	17.5	23.8	20.0	35.0	14.8	20.2	37.9
<0.10	<0.10	0.12	<0.10	0.11	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
40.3	33.4	9.53	22.2	17.3	11.5	58.3	33.1	16.5	22.5
—	—	5.20	3.60	—	4.13	—	—	4.26	—
3.16	2.07	0.62	1.33	1.42	1.36	2.59	0.84	1.50	2.09
—	—	5.23	3.61	—	2.20	—	—	1.79	—
4.83	6.16	2.91	2.26	3.75	2.32	5.97	2.83	2.67	5.79
20.9	23.4	19.0	12.4	19.0	17.2	26.6	16.8	21.1	21.2
—	—	7.90	2.50	—	4.27	—	—	7.90	—
4.96	1.77	2.78	0.81	4.22	2.86	3.80	3.71	3.01	5.67
8.67	9.48	8.15	16.8	5.57	16.1	10.8	4.56	17.3	10.1
417	385	318	518	387	413	346	1016	511	495
0.21	0.24	0.21	0.19	0.19	0.22	0.27	0.11	0.18	0.19
2.78	3.49	1.00	0.96	2.15	1.19	3.17	1.11	1.09	3.42
1.62	1.76	0.90	0.72	1.38	0.76	1.84	0.82	0.81	1.56
19.4	16.8	15.6	16.5	15.2	9.00	21.8	16.8	9.38	19.6
39.9	56.2	55.8	92.1	25.0	806	46.4	107	28.2	63.3
135	57.7	30.4	61.8	57.1	71.9	71.7	35.3	85.7	87.4

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 достаточно 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 (см. рис. 1). 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  $(CaO + MgO) - (SiO_2 + TiO_2 + P_2O_5) - (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  поля составов мергелистых известняков и мраморов целиком перекрываются, образуя единый узкий тренд. Он четко соответствует линии, соединяющей точку состава постархейского австралийского глинистого сланца (РААS) с составом кальцита (см. рис. 2, ж). Выявленный тренд соответствует смешению пелитового материала и биогенно-осадочного  $CaCO_3$  и тем самым доказывает отсутствие заметного метасоматизирующего

Компонент	Волластонитовые мраморы						Мергелистые известняки			
	Кочумдекский ореол			Прижим на р. Кочумдек			Кочумдекский ореол			
	PT-90	PT-110	PK-12-1	PK-16-1	PK-16-2	PK-16-3	PK-1	PK-2	PK-3B	PK-3-1
SiO <sub>2</sub>	14.15	14.66	10.45	16.11	19.31	15.88	13.68	13.23	12.29	12.44
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.12	0.14	0.23	0.32	0.29	0.27	0.24	0.24	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.60	2.34	2.53	4.08	5.00	5.06	4.31	4.56	4.01	4.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>общ</sub> <sup>2</sup>	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 <sub>2</sub> O	0.25	0.21	0.12	0.01	0.01	0.19	0.27	0.21	0.24	0.32
K <sub>2</sub> O	0.05	0.03	0.44	0.60	0.63	0.44	0.92	0.99	1.00	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.17	0.11	0.12	0.19
S <sup>3</sup>	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
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
Ta	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

воздействия траппового тела на вмещающие карбонатные толщи. Петрохимические характеристики мраморов главным образом 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 располагаются в пределах общих трендов. Только скаполитовые жилы демонстрируют характеристики, промежуточные между карбонатными осадками и габбро (см. рис. 1S, A-C), что выявляет их гибридную природу.

#### ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ПОРОД КОЧУМДЕКСКОГО ОРЕОЛА

**Элементы переменной валентности.** Габброиды из кровли кочумдекского траппа обогащены V (до 532 г/т) и Cu (до 241 г/т), обладают умеренными содержаниями Zn (до 263 г/т), Ni (до 107 г/т) и Co (до 57.1 г/т) и бедны серой ( $S_{\text{сульф}} \leq 0.04$  мас. %) (см. табл. 1). Различная геохимическая специализация сульфидов из габброидов (Fe, Ni, Cu, Co) и мраморов (Fe, K, Mn, Zn, Pb, Ag), а также контрастность

Мергелистые известняки									
Кочумдексский ореол									
PK-3-2 <sup>1</sup>	PK-3-3	PK-3-4	PK-3-7	PK-4	PK-4-1	PK-4-3	PK-4-7	PK-5-1	PK-6-1
22.79	16.88	14.19	14.03	14.34	10.88	14.21	10.42	12.92	10.79
0.41	0.34	0.28	0.26	0.30	0.20	0.26	0.19	0.26	0.19
7.61	6.05	4.46	4.56	4.64	3.34	4.39	3.33	4.08	3.68
3.14	3.58	2.06	2.01	1.75	1.64	1.85	1.44	1.59	1.54
0.14	0.13	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.07
2.54	2.07	1.67	1.78	1.81	1.55	1.83	1.34	1.59	1.37
36.99	41.31	44.10	42.91	44.10	46.94	44.19	47.44	45.46	46.94
0.42	0.28	0.28	0.33	0.24	0.15	0.19	0.14	0.30	0.17
1.58	0.96	1.08	0.88	1.07	0.75	1.03	0.82	0.90	0.85
0.18	0.21	0.17	0.12	0.15	0.17	0.14	0.15	0.10	0.09
0.52	0.64	0.48	0.42	0.22	0.06	0.32	0.21	0.50	0.31
23.01	26.75	30.56	30.81	30.82	33.98	30.62	34.21	21.47	33.60
99.33	99.20	99.42	98.20	99.53	99.75	99.12	99.78	99.28	99.60
7.25	14.4	—	0.37	—	—	—	13.5	—	10.7
—	—	52.1	45.7	61.8	74.7	57.1	—	45.1	—
0.44	0.44	0.51	0.51	0.60	0.39	0.54	0.45	0.73	0.37
12.6	5.63	7.29	6.53	5.91	5.74	6.29	6.02	10.1	4.89
32.3	21.5	17.5	16.2	16.5	14.1	17.6	20.4	16.6	18.2
0.63	0.74	0.35	0.33	0.37	0.63	0.58	0.85	0.77	0.69
27.7	7.74	11.3	4.92	9.14	8.04	9.91	15.5	3.95	6.82
7.28	4.29	3.68	3.45	3.93	3.04	3.88	4.55	3.46	3.43
1.14	1.55	1.50	1.17	1.47	1.00	1.21	1.48	1.33	1.36
27.6	26.6	18.1	17.7	17.1	17.2	15.5	31.9	24.1	20.3
3.55	2.27	5.27	3.24	3.68	2.79	3.52	2.17	3.27	1.90
23.9	15.2	14.8	12.3	13.4	12.6	14.1	14.3	15.2	11.4
1.95	3.31	0.71	0.44	3.05	2.58	2.38	2.77	3.01	3.98
30.3	21.0	19.5	16.0	17.6	13.2	16.3	21.8	16.4	6.46
11.6	14.0	4.22	4.03	4.47	3.37	4.23	14.4	3.81	13.0
306	377	281	284	372	311	390	430	374	427
0.21	0.14	0.28	0.11	0.11	0.06	0.22	0.15	0.09	0.13
1.52	1.02	2.40	2.20	2.32	1.75	2.17	1.04	1.98	0.84
0.94	0.75	1.46	1.29	1.51	1.27	1.47	0.68	1.55	0.68
45.3	23.6	19.7	19.8	21.3	15.7	20.7	26.8	14.8	5.97
112	372	12.4	3.68	19.2	13.9	20.9	388	19.4	415
65.7	90.5	34.8	33.6	33.8	24.4	32.9	82.9	33.5	81.1

величин  $\delta^{34}\text{S}$  пирротинов (+2.68...+13.10 ‰ и –25.36...–15.03 ‰ соответственно) позволили сделать вывод, что в Кочумдексском ореоле метаморфизм не сопровождался транспортом изотопно-тяжелой серы и металлов (Cu, Ni, Co) из габброидов в термически преобразованные мергелистые известняки [Сокол и др., 2019б; Sokol et al., 2021]. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  указывают на то, что главным источником серы в мраморах было органическое вещество морских осадков ( $\delta^{34}\text{S} < -23$  ‰) [Rickard, 2012].

*Мергелистые известняки* бедны халькофильными элементами (в г/т): Cu 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 (см. табл. 1). Мышьяк в этих породах распределен неравномерно (от  $\leq 1.00$  до 221 г/т), а всплески его содержания приходятся на те пелитовые прослойки, где присутствуют сульфиды Fe ( $\pm$  микроиндивиды арсенопирита или леллингита). Суммарное количество As, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb и Zn варьирует от 28 до 453 г/т и определяется главным образом цинком (3.50—415 г/т). В нижнекочумдексских известняках присутствует рассеянная аутигенная сульфидная минерализация (As пирит, сфалерит,  $\pm$  арсенопирит). Ее количество лимитировал ресурс серни-

Компонент	Битуминозные известняки			Скарны		Скаполитовые породы			Габброиды			
	р. Столбовая			Кочумдексский ореол								
	RS-1-3	RS-2-1	RS-2-2	PT-111	PT-112	PK-8-1	PK-9-3	PK-10-2	PT-95	PT-95a	PT-96	
SiO <sub>2</sub>	10.09	12.42	5.42	6.89	10.43	48.99	49.81	50.36	47.43	48.63	48.74	
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.14	0.03	0.09	0.14	0.74	0.75	0.79	1.93	1.81	1.19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.14	2.49	0.80	1.57	2.52	14.45	14.44	15.05	9.82	10.28	9.43	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2</sup> <sub>Зобц</sub>	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 <sub>2</sub> O	0.25	0.31	0.05	0.10	0.16	4.18	4.10	5.58	2.00	2.06	2.19	
K <sub>2</sub> O	0.95	0.62	0.06	0.18	0.20	0.97	1.92	1.04	1.20	1.37	0.87	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.05	0.08	0.04	0.06	0.31	0.32	0.40	0.24	0.26	0.10	
S <sup>3</sup>	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	
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	
Ta	<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	

стых керогенов, резко ограниченный в осадках из обстановок низкой биопродуктивности [Тесаков, 2009, 2015; Sokol et al., 2017, 2020].

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 нижнекочумдексской подсветы (см. рис. 3, б). Только отношения V/(V + Ni) = 0.3—0.7 попадают в интервал, типичный для умеренно окислительных обстановок (0.45—1.00) [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 воды обладали более низкими Eh, что обеспечило перераспределение халькофильных элементов в эти горизонты. Связь элементов пере-

Габброиды										
Кочумдекский ореол						Прижим на р. Кочумдек			р. Столбовая	
PT-101	PT-114	PK-4-8	PK-7-1	PK-9-1 <sup>4</sup>	PK-9-2 <sup>4</sup>	PK-17-2	PK-17-3	PK-17-4	RS-1-1	RS-1-2
50.06	48.80	48.01	47.35	48.27	45.65	47.79	47.88	48.81	46.31	46.84
1.13	1.60	1.86	1.75	2.46	4.07	0.93	1.41	2.10	0.99	1.03
8.23	15.91	16.12	14.44	14.20	11.87	17.54	14.39	13.97	17.57	17.52
11.86	13.33	13.79	14.80	16.91	21.25	11.17	11.07	15.23	11.62	12.12
0.22	0.20	0.20	0.23	0.25	0.28	0.18	0.22	0.25	0.17	0.16
9.97	5.04	4.97	6.30	4.21	3.93	7.52	6.79	4.56	7.79	7.83
16.27	11.38	10.06	10.20	9.60	8.54	11.62	13.53	10.52	10.37	10.36
1.49	2.80	3.02	2.72	2.92	2.86	2.14	1.78	2.91	2.21	2.09
0.39	0.58	0.64	0.67	0.82	0.81	0.48	1.27	0.71	0.53	0.45
0.10	0.19	0.25	0.19	0.28	0.39	0.12	0.14	0.25	0.14	0.14
<0.03	<0.03	0.06	<0.03	<0.03	0.03	0.03	<0.03	<0.03	0.03	0.03
0.13	0.10	0.12	0.63	0.12	0.34	0.29	1.20	0.42	1.41	1.23
99.85	99.93	99.10	99.28	100.04	100.02	99.81	99.68	99.73	99.14	99.80
—	—	5.05	—	—	4.14	2.38	—	2.79	4.27	7.07
80.4	150	596	126	761	230	455	90.2	421	162	143
—	—	0.89	0.69	0.93	1.04	0.45	0.51	0.77	0.58	0.58
49.9	43.0	42.2	57.1	46.8	62.5	52.1	5.01	41.2	64.2	66.8
128	169	124	138	60.6	8.52	265	12.1	41.5	119	126
0.29	0.21	0.47	1.00	0.63	0.96	0.64	0.23	1.33	0.42	0.40
88.6	216	241	206	307	951	115	299	253	171	184
—	—	21.6	14.9	16.8	23.7	16.3	3.07	20.7	18.3	18.4
2.03	3.30	2.92	2.55	3.81	4.58	1.94	1.00	3.63	2.21	2.26
—	—	34.6	63.0	12.7	19.4	19.8	22.4	16.2	10.9	11.0
2.65	5.66	5.63	6.68	9.32	8.88	2.74	1.96	5.84	3.22	3.35
85.9	51.6	76.5	107	34.7	25.8	145	10.6	38.7	220	217
—	—	2.20	10.8	3.63	3.85	1.54	18.9	1.85	1.96	2.39
8.48	12.7	12.2	10.7	15.0	24.3	10.6	8.53	15.6	15.2	13.2
117	44.4	36.2	44.7	43.4	47.6	31.2	3.57	46.5	31.5	31.5
181	297	290	268	222	231	251	448	253	313	290
0.19	0.32	0.48	0.62	0.59	0.51	0.95	0.26	0.44	0.21	0.36
0.57	1.16	1.47	1.55	1.94	1.70	0.73	3.05	1.51	0.74	0.76
0.23	0.48	0.63	0.61	0.74	0.76	0.21	0.88	0.66	0.32	0.34
474	294	364	336	390	760	241	16.0	484	241	248
67.8	102	263	128	148	207	145	149	173	106	136
71.7	130	122	71.6	119	212	81.1	26.7	169	112	112

Примечание. Полужирным выделены образцы волластонитовых мраморов с гранатом; П.п.п. — потери при прокаливании; прочерк — элемент не анализировался.

<sup>1</sup>Составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков.

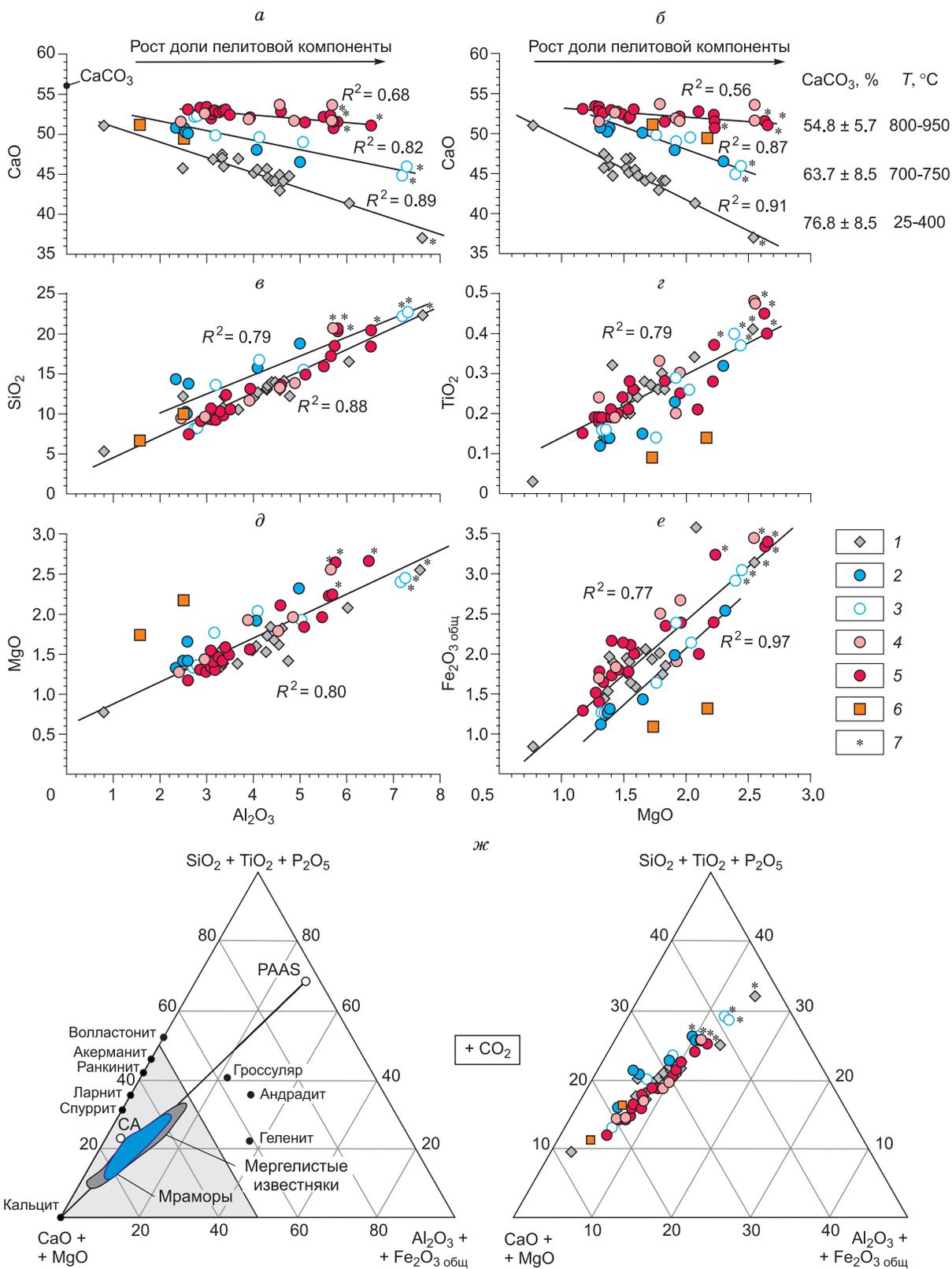
<sup>2</sup>Все железо как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>общ.

<sup>3</sup>Вся сера как S.

<sup>4</sup>Породы дайки.

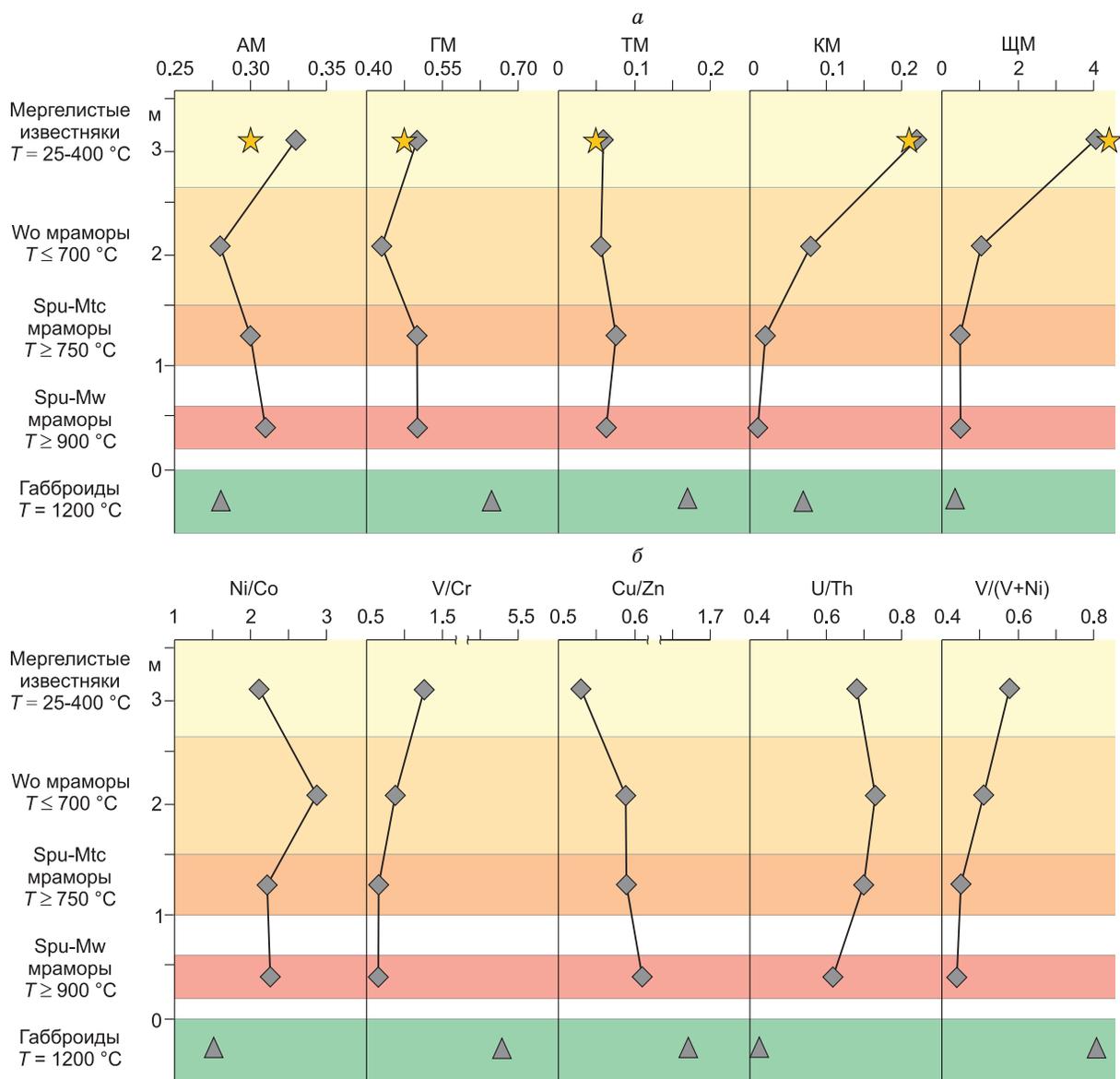
менной валентности именно с пелитовой компонентой известняков наряду с минералогическими наблюдениями подтверждают высокие корреляции в парах Ga—Ni ( $R^2 = 0.60$ ), Ga—V ( $R^2 = 0.93$ ), Rb—V ( $R^2 = 0.90$ ).

В отношении элементов переменной валентности *мраморы* сохраняют специфику пород протолита. Концентрации в них большинства названных элементов существенно не отличаются от таковых в известняках (в г/т): 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



**Рис. 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. 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. а—ж — описание см. в тексте.



**Рис. 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 края, по данным [Маслов и др., 2008]) и габброидов из кровли кочумдекского траппа (треугольник). Петрохимические генетические модули: AM — алюмокремниевый ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ); GM — гидролизатный ( $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$ ); TM — титановый ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ); KM — калиевый ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и ЩМ — щелочной ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ).

большинстве проб  $\leq 0.1$ ), U до 1.84, Se до 0.2 (см. табл. 1). Наиболее вариативны количества Zn (6.53—806 г/т;  $X_{\text{cp.}} = 121$  г/т); в образцах с его высокими концентрациями присутствуют фазы  $(\text{Zn,Fe,Mn})\text{S}$  [Sokol et al., 2021]. В спурритовых мраморах, контактирующих с траппом, средние величины индикаторных отношений Ni/Co ( $X_{\text{cp.}} = 2.25$ ), V/Cr ( $X_{\text{cp.}} = 0.65$ ), Cu/Zn ( $X_{\text{cp.}} = 0.43$ ), V/(V + Ni) ( $X_{\text{cp.}} = 0.44$ ) и U/Th ( $X_{\text{cp.}} = 0.63$ ) остаются в пределах диапазона, свойственного известнякам, и существенно отличаются от таковых в габбро: Ni/Co ( $X_{\text{cp.}} = 1.52$ ), V/Cr ( $X_{\text{cp.}} = 5.28$ ), Cu/Zn ( $X_{\text{cp.}} = 1.67$ ), V/(V + Ni) ( $X_{\text{cp.}} = 0.85$ ) и U/Th ( $X_{\text{cp.}} = 0.42$ ) (см. рис. 3, б).

Доминирование пирротина над прочими сульфидами как в известняках, так и в мраморах задает единый тренд зависимости S—Fe (см. рис. 1S, D). Относительно невысокий коэффициент корреляции S—Fe ( $R^2 = 0.51$ ) определяется достаточно широким разбросом точек составов мраморов, где наряду с аксессуарным пирротинном присутствуют Fe-содержащие силикаты — монтichelлит, мервинит, мелилит [Девятярова, 2018; Девятярова и др., 2021]. Анализ распределения элементов переменной валентно-

Таблица 2.

## Содержания REE и Y (г/т) в валовых пробах мраморов, мергелистых известняков,

Компонент	Спуррит-мервинитовые мраморы											Спуррит-монтчеллитовые мраморы					
	Кочумдекский ореол																
	PT-100	PT-103	PT-104	PT-106	PT-107	PT-108	PT-109	PT-116	PT-117	PT-122	PT-93 <sup>1</sup>	PT-102 <sup>1</sup>	PT-91	PT-92	PT-94	PT-97	PT-105 <sup>1</sup>
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
Ho	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
$\Sigma$ 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
$\Sigma$ 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
$\Sigma$ 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
$\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ 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) <sub>SN</sub>	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

сти в породах Кочумдекского контактового ореола подтвердил сделанное ранее [Sokol et al., 2021] заключение об отсутствии значимого транзита элементов — типоморфных для габброидов (Ni, Co, V, Cu, Cr) через зону контакта в прогретые вмещающие породы.

**Редкоземельные элементы и Y** являются одними из наименее подвижных в большинстве геологических процессов, включая низкотемпературный метаморфизм. Разнообразие спектров REE + Y постаршейских 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; Складов и др., 2001; Маслов и др., 2010, 2018].

Средние содержания  $\Sigma$ REE в мергелистых известняках нижнекочумдекской подсвиты и спурритовых мраморах совпадают (51.4 и 56.1 г/т); волластонитовые мраморы несколько беднее  $\Sigma$ REE<sub>ср.</sub> = 42.5 г/т. Эти величины в 3.3—4.6 раза ниже таковых в PAAS, что соответствует доле (мета)пелитового материала в изученных карбонатных породах (табл. 2; см. табл. 1S). Спектры (REE+Y)<sub>SN</sub> (в нормировке на PAAS) мергелистых известняков слабо дифференцированы, тем не менее они обладают всеми типичными особенностями спектров морской воды, которые в данном случае «размыты» вследствие разбавления карбонатного материала пелитовым. Для них характерно обогащение HREE ((La/Yb)<sub>SN</sub>,  $X_{ср.} = 0.69$ ); отрицательная Ce/Ce\* ( $X_{ср.} = 0.87$ ) и положительная Eu/Eu\* аномалии ( $X_{ср.} = 1.30$ ), 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)<sub>SN</sub> = 0.70; Ce/Ce\* = 0.84; Eu/Eu\* = 1.16; иттриевая аномалия становится более отчетливой Y/Y\* = 1.22. В силикатных прослоях мраморов  $\Sigma$ REE достигает половины таковой в PAAS (66.2—100 г/т) главным образом за счет роста

**метасоматитов и габброидов Кочумдекского контактового ореола и сопредельных территорий**

Волластонитовые мраморы									Мергелистые известняки							
Кочумдекский ореол					Прижим на р. Кочумдек				Кочумдекский ореол							
PT-86	PK-11-1	PT-88 <sup>1</sup>	PT-90	PT-110	PK-12-1	PK-16-1	PK-16-2	PK-16-3	PK-1	PK-2	PK-3B	PK-3-1	PK-3-2 <sup>1</sup>	PK-3-3	PK-3-4	PK-3-7
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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
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

содержания LREE. Вследствие этого их  $(REE + Y)_{SN}$  спектры выполаживаются  $((La/Yb)_{SN}$  до 0.93) (рис. 4, а, в, д).

*Габброиды* из кровли кочумдекского траппа содержат  $\Sigma REE_{cp.} = 83.3$  г/т; 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) (см. рис. 4, з; табл. 2). *Скаполитовые породы* обогащены  $\Sigma REE_{cp.} = 107$  г/т, 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.

Распределение  $REE + Y$  в карбонатной составляющей известняков и мраморов характеризуют выщелочки из валовых проб (см. рис. 4, б, г, е). Все они резко обеднены  $\Sigma REE_{cp.}$  (18.8 г/т и 20.0 г/т — известняки и мраморы соответственно), что составляет  $\approx 0.1$  от соответствующей величины в PAAS. Спектры  $(REE+Y)_{SN}$  выщелочек из известняков и спурритовых мраморов однотипны и в сравнении с валовыми пробами этих пород демонстрируют более явные индикаторные характеристики морской воды: обогащение HREE  $((La/Yb)_{SN}, X_{cp.} = 0.70$  для известняков и 0.33 для мраморов); отрицательная  $Ce/Ce^*$  аномалия ( $X_{cp.} = 0.80$  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 ( $T = 750\text{—}900$  °C).

Спектры  $(REE + Y)_{SN}$  выщелочек из волластонитовых мраморов подразделяются на две группы (см. рис. 4, е). Одна из них также обладает соотношением  $(La/Yb)_{SN}$  ( $X_{cp.} = 0.41$ ), 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

Компонент	Мергелистые известняки					Битуминовые известняки			Скарны		Скаполитовые породы			Габброиды				
	Кочумдексский ореол					р. Столбовая			Кочумдексский ореол									
	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	PT-95a	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	
Ho	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	
ΣREE	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	
ΣLREE	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	
ΣHREE	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	
ΣLREE/ ΣHREE	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) <sub>SN</sub>	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	

HREE, что нарушает исходное соотношение LREE/HREE, присущее карбонатам протолита. Таким минералом является Ti—(Zr, Sc) гранат ряда андрадит—шорломит, который в изученной коллекции присутствует только в единичных образцах волластонитовых мраморов.

**Высокозарядные элементы.** Для оценки постседиментационных изменений древних карбонатных пород используют соотношения величин 1000 Sr/Ca и Mn. Для нижнекочумдексских мергелистых известняков соответствующие средние значения составляют 1.1 и 750 г/т, что указывает на их существенные диагенетические изменения [Brand, Veizer, 1980]. Для реконструкции породного состава областей сноса и обстановок седиментации таких осадков рекомендуют ограничиваться рассмотрением поведения немобильных высокозарядных элементов (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sc) и в меньшей мере Cr, Ni, Co [Скляр и др., 2001; Likhanov, Reverdatto, 2008]. Содержания всех этих элементов в нижнекочумдексских мергелистых известняках ниже, чем в PAAS (рис. 5; см. табл. 1), 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 [Маслова и др., 2009; Descourviers 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. 6, а) все фигуративные точки составов нижнекочумдексских осадков сосредоточены в узком поле, примыкающем к оси La/Th. Его положение определяет низкое содержание Hf ( $X_{\text{ср.}} = 1.3$  г/т), 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 составов среди пород области сноса. Фигуративные точки составов мраморов образуют поле сходной конфигурации (см. рис. 6, а). Следовательно, отношения между тремя индикаторными элементами — Hf, La и Th, присущие осадкам, не были заметно искажены при параметрах спуррит-мервинитового метаморфизма. Аналогичные выводы можно сделать и из положения точек составов известняков и мраморов на диа-

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

Примечание. Полужирным выделены образцы волластонитовых мраморов с гранатом. Прочерк — элемент не анализировался.  $\sum \text{LREE} = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd}$  и  $\sum \text{HREE} = \text{Er} + \text{Tm} + \text{Yb} + \text{Lu}$ , по [Rollinson, 1993]. Величины аномалий рассчитаны по формулам:  $Y^* = Y_N / (\frac{1}{2} Dy_N + \frac{1}{2} Ho_N)$ ,  $Ce^* = Ce_N / (\frac{1}{2} La_N + \frac{1}{2} Pr_N)$ ,  $Eu^* = Eu_N / (\frac{1}{2} Sm_N + \frac{1}{2} Gd_N)$ , по [Bolhar et al., 2004].

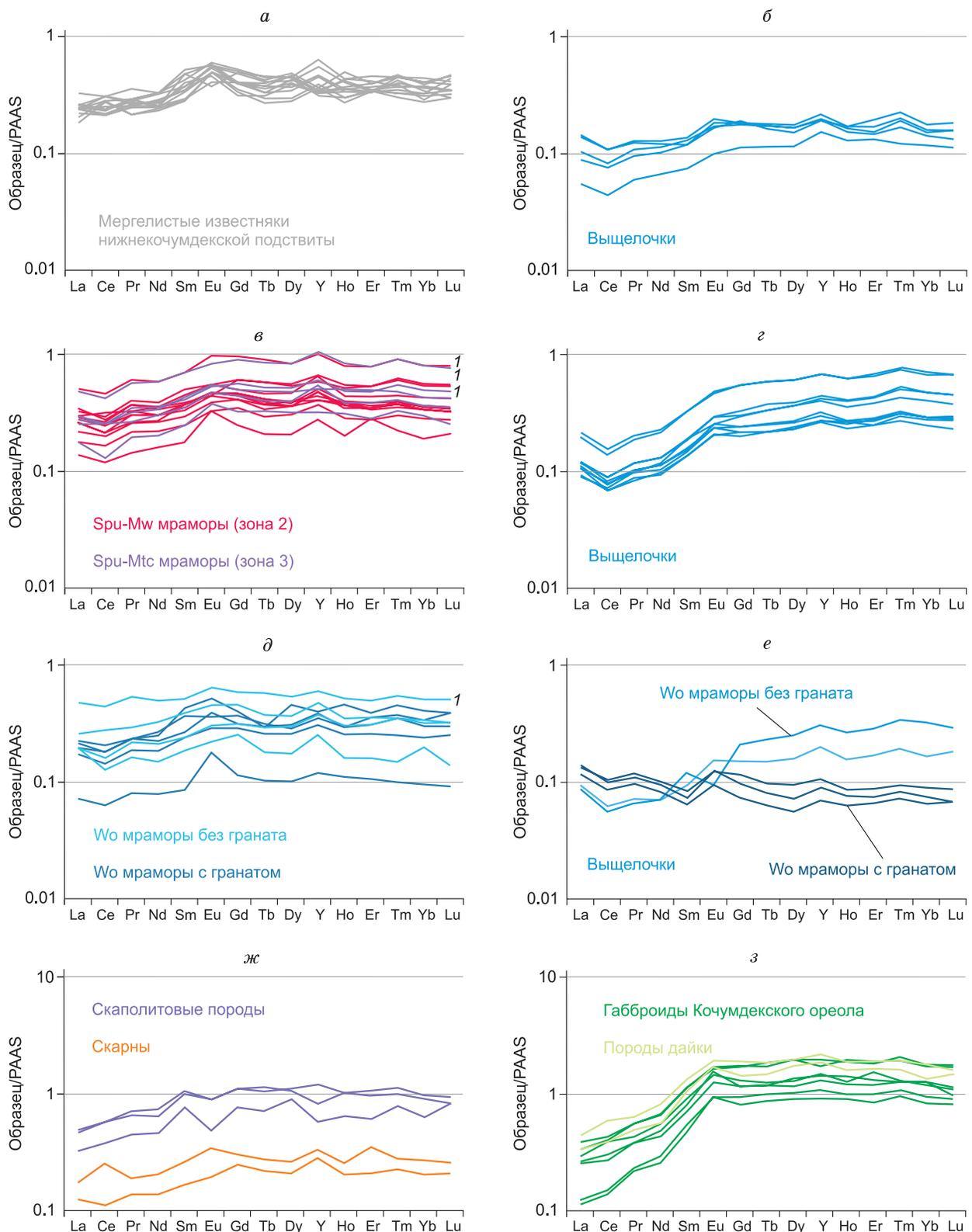
<sup>1</sup> Составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков.

<sup>2</sup> Породы дайки.

грамме La/Sc—Th/Co (см. рис. 6, б). Низкие величины и узкий диапазон отношений Th/Co  $\approx 0.1$ —0.4 выявляют «смешанную» природу алюмосиликокластики, сосредоточенной в карбонатных осадках. Около  $\frac{1}{4}$  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 (см. рис. 6, б), что обусловлено обогащением габброидов кочумдекского траппа скандием ( $X_{\text{ср}} = 67$  г/т;  $X_{\text{max}} = 117$  г/т) (см. табл. 1). 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 м точки индивидуальных анализов демонстрируют предельную вариативность этих отношений (рис. 7). 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 силикокластики 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.

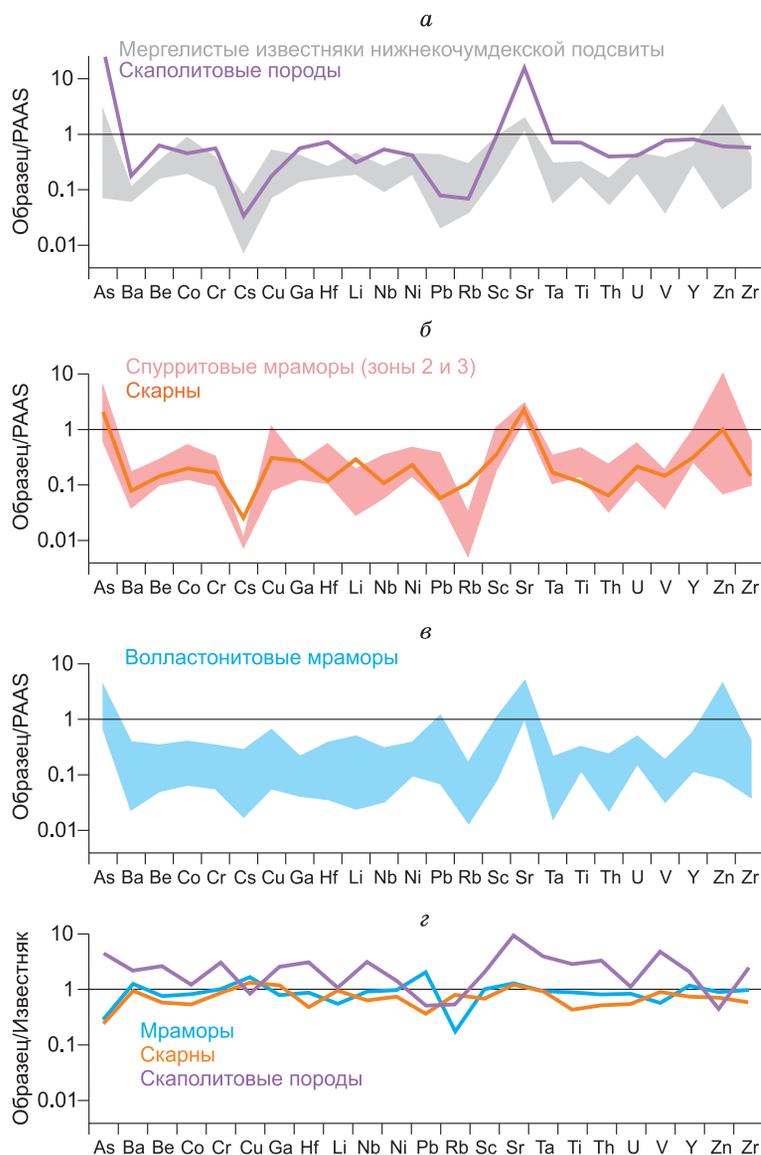
Распределение Zr/Hf в мраморах и известняках является отчетливо двухвершинным (экстремумы  $\approx 28$  и  $\approx 59$ ), что указывает на присутствие в рассматриваемых осадках цирконов различного генезиса.



**Рис. 4. Графики распределения REE и Y в породах Кочумдекского контактового ореола (а, в, д, ж, з) и выщелочках из них (б, г, е), нормированные на состав постархейского австралийского глинисто-го 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; 1 — составы силикатных прослоев мраморов и мергелистых известняков.

**Рис. 5. Графики распределения микроэлементов в породах Кочумдекского контактового ореола, нормированные на состав постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) (а—в) и на средний состав мергелистого известняка нижнекочумдекской подсвиты (г).**

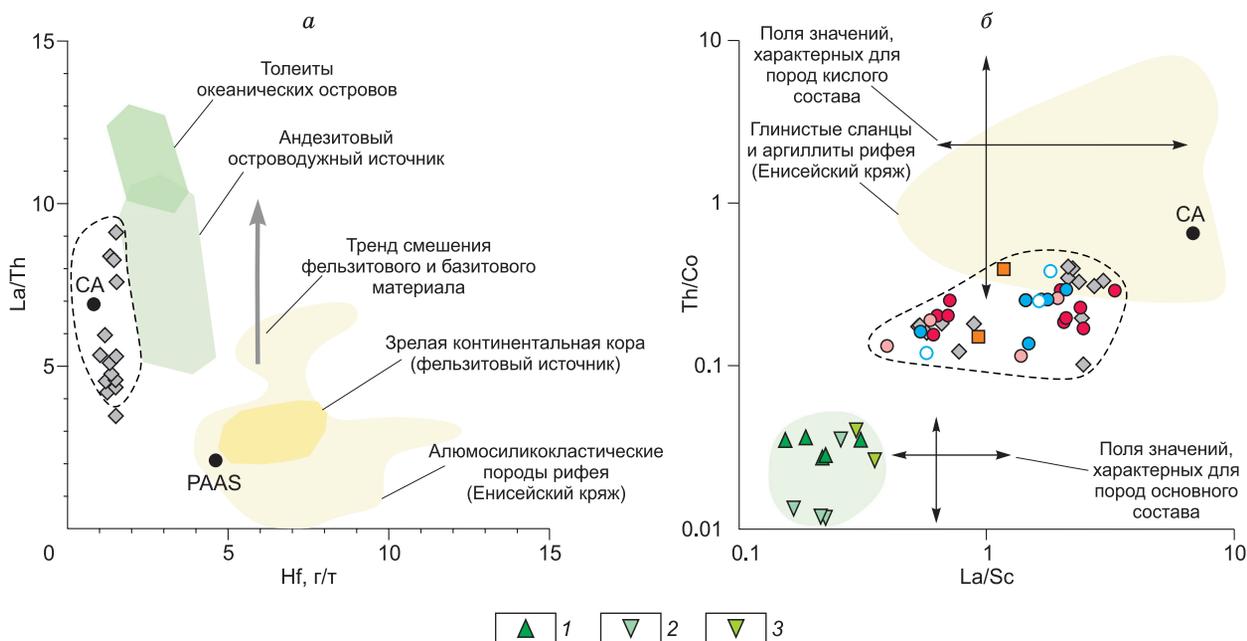


Величины  $Zr/Hf \approx 20\text{—}30$  типичны для цирконов из гранитоидов, а  $> 40$  для сиенитов [Hoskin, Schaltegger, 2003; Когарко, 2019]. Существенное влияние на распределение Zr, Hf, U, Th, Nb и Ta в осадках также оказывает наличие наряду с цирконом иных фаз-концентраторов этих элементов — бадделеита, 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 ( $X_{cp} = 8.0$  г/т). 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 с 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 крыже [Ножкин и др., 2008; Романова и др., 2012].

#### ИЗОХИМИЧНОСТЬ ПРОЦЕССА МЕТАМОРФИЗМА В КОЧУМДЕКСКОМ ОРЕОЛЕ: СИНТЕЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Внедрение в раннем триасе базитовой магмы с исходной температурой не менее  $1200\text{ }^\circ\text{C}$  в осадочный чехол Тунгусской синеклизы инициировало реакции дегидратации, декарбонизации и обменные карбонат-силикатные взаимодействия в нижнесилурийских мергелистых известняках. Метаморфизм спуррит-мервинитового уровня ( $T = 750\text{—}900\text{ }^\circ\text{C}$ ) проявился в узкой зоне ( $\leq 3.0$  м от контакта) и не сопровождался появлением жильной минерализации, выраженными явлениями скарнирования или аутометасоматическим изменением габброидов [Сокол и др., 2019а; Sokol et al., 2021]. В целом геологические характеристики Кочумдекского ореола указывают на то, что он развивался в режиме термального метаморфизма, близкого 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. Было установлено, что петрохимические характеристики мраморов в целом унаследованы от протолита и обусловлены режимом раннесилурийской седиментации и петрофондом области сноса пелито-

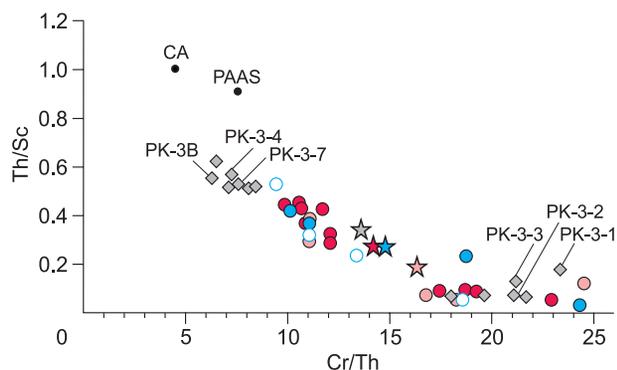


**Рис. 6.** Положение фигуративных точек составов пород Кочумдекского контактового ореола на диаграммах Hf—La/Th (а) и La/Sc—Th/Co (б).

Для сравнения приведены поля составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород рифея (Енисейский кряж), кислых и основных пород, по [Маслов и др., 2008]. СА — постархейский морской известняк, по [Gao et al., 1998]. 1—3 — габброиды: 1 — Кочумдекский ореол, 2 — прижим на р. Кочумдек и р. Столбовая, 3 — дайка. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2. а — штриховой линией оконтурено поле составов мраморов Кочумдекского ореола.

вого материала (Заангарье Енисейского кряжа). Контрастность микроэлементного состава осадков и траппа была использована для оценки масштабов и типа 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 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 выявил заметный вклад мафического источника в состав известняков (см. рис. 6), что объясняет достаточно высокие уровни первичного накопления ими халькофильных элементов. Для осадков нижнекочумдекской под-свиты главным источником базитового материала выступали рифейские толщи Заангарья Енисейского кряжа (см. рис. 1), включающие наряду с пелитовыми и метапелитовыми породами, гранитоидами и продуктами их преобразования мощные ритмы вулканитов и метавулканитов [Маслов и др., 2008, 2009; Likhanov, Reverdatto, 2008; Priyatkina et al., 2016, 2018]. Ранее аргументы в пользу изохимичности метаморфизма в Кочумдекском ореоле удалось получить при исследовании пирротина — доминирующего

сульфида во всех породах изученного разреза. В спурритовых мраморах из зоны контакта пирротин оказался резко обеднен Ni, Co, Cu и  $^{34}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S} \approx -25\text{‰}$ ) [Sokol et al., 2021].



**Рис. 7.** Положение фигуративных точек составов пород Кочумдекского контактового ореола на диаграмме Th/Sc—Cr/Th.

СА — постархейский морской известняк, по [Gao et al., 1998]; PAAS — постархейский австралийский глинистый сланец, по [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Усл. обозн. см. на рис. 2. Звездами отмечены средние составы, соответствующих пород.

Спурритовые мраморы, преобразованные при  $T$  до 900 °С, сохраняют профиль распределения REE+Y, свойственный морским мергелисто-карбонатным осадкам (см. рис. 4). Важно отметить, что карбонатная составляющая таких высокотемпературных мраморов не утрачивает характерных «меток» морской воды, главной из которых является обогащение HREE. Однако в волластонитовых мраморах, где присутствуют акцессорные Ti гранаты, селективно концентрирующие HREE и Y, спектр распределения REE+Y карбонатной составляющей видоизменяется. Этот факт находит удовлетворительное объяснение с позиций различной миграционной подвижности элементов при метаморфизме. Недавно И.И. Лихановым [Likhanov, 2019] на примере продуктов коллизионного метаморфизма — гнейсов и сланцев Енисейского кряжа — была установлена высокая миграционная подвижность HREE на фоне близкого к изохимическому поведению прочих элементов. Особенности распределения HREE в породах разных уровней метаморфизма главным образом контролировались распределением Ca гранатов, в структуру которых HREE и Y входят по механизму гетеровалентных изоморфных замещений.

Следовательно, 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 [Тэйлор, МакЛеннан, 1988; Маслов и др., 2008, 2009, 2018; Likhanov, Reverdatto, 2008].

Выполненный нами анализ также показал, что большинство петро- и геохимических характеристик кочумдекских мраморов соответствует таковым протолита (см. рис. 2—5) 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 материал, усредненный по макрокомпонентам. При этом распределение в нем микроэлементов, связанных с ультраустойчивыми минералами 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 особенностей кочумдекских мраморов, указывающих на ограниченное перераспределение вещества в контактирующих породах. Из числа петрогенных компонентов только содержание калия заметно изменяется в разрезе мраморов (см. рис. 3, а; рис. 2 С.). 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 °С 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. Поскольку протолит мраморов изначально был обеднен натрием, в их вертикальном разрезе отчетливо проявилась только потеря калия.

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]. Ранее анализ распределения в кочумдекских мраморах поздних K-Fe сульфидов (расвумита и джерфишерита) привел нас к выводу об ограниченной миграции K-Cl рассолов по системе мелких трещин в пелитовых прослоях [Sokol et al., 2021]. Ретроградный джерфишерит ( $T < 600$  °С) является единственным минералом кочумдекских мраморов, концентрирующим Ni, Cu, Co и Cl, — элементы типоморфные для габбро. Изредка его сопровождают мельчайшие зерна Sc граната, что также может указывать на ограниченный флюидопоток из остывающего траппа во вмещающие толщи.

В целом свидетельства перераспределения вещества на высокотемпературном этапе становления Кочумдекского ореола обнаружены не были. Следовательно, при высоких температурах заметный флюидопоток со стороны траппа во вмещающие толщи отсутствовал. Трещиноватость в породах ореола возникла на ретроградном этапе, а масштабы ее проявления были минимальными: ослабленные зоны на границах зерен или реже тончайшие трещины в минералах. Вследствие этого остывающие метаморфи-

ческие породы были в минимальной степени преобразованы флюидами/рассолами с характерными для базитов кочумдекского траппа Ni, Cu, Co, Cl и Sc «метками».

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИЗОХИМИЧЕСКОГО КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА НА РЕКЕ КОЧУМДЕК

Разнообразие типов магматических тел и малоглубинных геологических обстановок их внедрения определяет разнообразие контактовых ореолов [Barton et al., 1991; Ревердатто и др., 2017]. Неизохимические высокотемпературные превращения связаны с вулканическими системами и полистадийными интрузивными комплексами. Метасоматические и гидротермальные изменения обычно связаны с ретроградным этапом развития флюидонасыщенных магматических систем (прежде всего, гранитов, диоритов, монзонитов, 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 [Ревердатто, 1970; Barton et al., 1991; Grapes, 2011].

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 [Ревердатто, 1970; Barton et al., 1991; 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. Ранее [Пэк, 1968] было установлено, что для продвижения расплава по открывающемуся горизонтальному каналу давление в нем должно было превышать сжимающее напряжение 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.

По своим литологическим особенностям мергелистые 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 термомеханическом воздействии магматической интрузии существенно зависит и от ее 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 метаморфизованных осадков.

Из-за высоких скоростей реакционных взаимодействий между твердыми фазами и флюидом в силикатно-карбонатом матриксе 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., 2019а] 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—500 °С (независимо от давления) в нем возникают «области непроницаемости» ( $k$  менее  $10^{-23} \text{ м}^2$ ), а при температуре выше 500 °С преобразованная в мрамор порода становится фактически непроницаемой ( $k$  ниже предела измерения). При наличии микротрещиноватости проницаемость таких пород возрастает на 10 порядков ( $10^{-13}$ — $10^{-15} \text{ м}^2$ ), но также понижается на 1—2 порядка с ростом температуры.

Сочетание нескольких геологических факторов обусловило в целом близкий к изохимическому характер контактового метаморфизма в Кочумдекском ореоле. Главными из них мы считаем: низкую флюидонасыщенность расплава и осадков; малую проницаемость осадков и мраморов; 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 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 обнаружены не были [Перцев, 1977]. В нижнем контакте Кузьмовского силла общая 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 монтичеллит замещены гранатом, появляются более поздние везувиан, волластонит, гидротранаты и афвиллит. Одно из возможных объяснений наблюдаемой контрастности метасоматических изменений в контактах Кузьмовского силла основано на предположении, что главным источником ограниченного ресурса метасоматирующих флюидов/растворов в данном случае выступало не магматическое тело, а прогретые осадки. С высокой вероятностью наличие зоны закалки в подошве силла препятствовало вертикальной миграции летучих компонентов и обеспечило условия для автосоматической переработки мраморов на этапе их остывания.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В эрозионном срезе Кочумдекского контактового ореола оказались доступны для наблюдения метаморфические породы, их осадочные протолиты и кровля магматического тела, инициировавшего метаморфизм. Метаморфические породы ореола отличает высокая степень сохранности первичных парагенезисов. Изучение особенностей поведения вещества осадков в ходе одноактного кратковременного эпизода термального метаморфизма было выполнено на примере пород, локализованных на небольших площадях вблизи интрузива. Это позволило уменьшить влияние фактора первичной латеральной неоднородности протолита и дало возможность проанализировать зависимость между распределением петрогенных и примесных элементов в породах ореола и температурой метаморфизма. Для оценки степени изохимичности спуррит-мервинитового метаморфизма в пределах названного ореола был выполнен анализ распределения петрогенных, халькофильных, редкоземельных и высокочarged элементов во всех группах пород. Применение набора петрохимических модулей и индикаторных отношений элементов позволило корректно оценить вклад магматического источника и сложного осадочного протолита в итоговые петрогеохимические характеристики метаморфических пород.

Было установлено, что в Кочумдекском ореоле высокотемпературный (750—900 °С) контактовый метаморфизм был близок к изохимическому. Большинство петрохимических характеристик, специфика и уровни накопления REE + Y, а также элементов переменной валентности были унаследованы мраморами от протолита — нижнесилурийских мергелистых известняков. Геохимические «метки» базитов, обнаруженные в мраморах, обусловлены вкладом мафического источника (вулканы рифейских толщ Заангарья Енисейского кряжа) в осадки нижнекочумдекской подсвиты и не связаны с поступлением вещества из траппа. Таким образом, основное влияние на петрогеохимические особенности кочумдекских мраморов оказали исходные литогеохимические особенности протолита, обусловленные режимом раннесилурийской седиментации и петрофондом области сноса пелитового материала.

Свидетельства транспорта вещества из траппа во вмещающие толщи на высокотемпературном этапе становления ореола обнаружены не были. Однако на ретроградном этапе в метаморфических по-

родах 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. При малых масштабах ретроградных изменений минералогические индикаторы более отчетливо, чем геохимические, выявляют направления распространения флюидопотоков и их специализацию.

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 к контакту с интрузивом, локальны и высокоградиентны (сотни °С/м) и обладают отчетливой зональностью. Изохимический метаморфизм чаще всего реализуется при внедрении крупных базитовых силлов в карбонатные осадки чехла [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Yardley, 1977; Barton et al., 1991; Kerrick, 1991; Grapes, 2011; Ревердатто и др., 2017].

В случае Кочумдекского ореола изохимичность контактово-метаморфических 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 времени формирование фактически непроницаемого ( $k < 10^{-23}$  м<sup>2</sup>) экрана из мраморов на контакте с траппом;

5) расположение ореола в верхнем контакте траппового тела.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность академику В.В. Ревердатто, инициировавшему исследование Кочумдекского ореола, а также к.г.-м.н. В.Ю. Колобову за предоставленную коллекцию образцов и дискуссии. Авторы признательны рецензентам рукописи — д.г.-м.н. И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН) и профессору д.г.-м.н. А.Л. Перчуку (МГУ) за выполненный ими детальный анализ рукописи, полезные замечания и конструктивные предложения по ее улучшению. Авторы благодарят профессора Н.В. Сенникова за консультации по вопросам силурийской седиментации и к.г.-м.н. Т.В. Гонту за образцы известняков с р. Столбовая (ИНГГ СО РАН).

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00216.

## ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.Д., Алясов В.А., Бармин В.А., Белолипецкая Л.И., Божко В.В., Варганов А.С., Егоров В.Н., Егоров А.С., Кажеева О.Д., Качевский Л.К., Москалев В.А., Певзнер В.С., Радюкевич Н.М., Румянцев Н.Н., Сулова С.В., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р-46 — Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010, 470 с.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 145—163.

Врублевский В.В., Никитин Р.Н., Тишин П.А., Травин А.В. Метабазитовые породы Среднего Заангарья, Енисейский кряж: E-magb реликты неопротерозойской литосферы // Литосфера, 2017, т. 17, № 5, с. 67—84.

Девятнирова А.С. Мервинит из высокотемпературных мраморов контактового ореола на р. Кочумдек // Вопросы естествознания, 2018, № 1, с. 70—77.

Девятнирова А.С., Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Монтичеллит-спурритовые симплектиты: свидетельства регрессивного этапа развития контактового ореола на р. Кочумдек, бассейн р. Подкаменная Тунгуска // Записки РМО, 2021, т. 150, № 3, с. 79—97.

Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М., Недра, 1984, 455 с.

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.

- Иванов Д.А., Ситников А.И., Шляпин С.Д.** Композиционные материалы. М., Изд-во «Юрайт», 2019, 253 с.
- Когарко Л.Н.** Закономерности концентрирования и рассеяния циркония и гафния в щелочно-карбонатных 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.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015, № 8, с. 675—694.
- 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.
- 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 ее эволюция в интервале 1.65—0.6 млрд лет // Геохимия, 2009, № 7, с. 734—756.
- 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, № 2, с. 3—24.
- Маслов А.В., Школьник С.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, ИП Малыгин Алексей Михайлович, 2018, 383 с.
- Мионов А.Г., Ножкин А.Д.** Новые данные о верхнерифейском вулканизме северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1972 (3), с. 133—138.
- Надаи А.** Пластичность и разрушение твердых тел. М., Мир, 1969, 863 с.
- 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.
- Перцев Н.Н.** Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М., Наука, 1977, 256 с.
- Порядин В.С., Струнин Б.М., Турчин А.В., Комаров В.В., Файнер Ю.Б.** Государственная геологическая карта СССР м-ба 1: 200 000. Серия Туруханская. Лист Р-46-XIV. Объяснительная записка. М., Красноярское территориальное геологическое управление, 1977, 82 с.
- Прусская С.Н.** Петрология интрузивных траппов запада Сибирской платформы (по данным бурения на нефть и газ). Красноярск, Изд-во СФУ, 2008, 248 с.
- Пэк А.А.** Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 7, с. 3—14.
- Ревердатто В.В.** Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 1, с. 104—107.
- Ревердатто В.В.** Фации контактового метаморфизма. М., Недра, 1970, 271 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.
- 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.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Мионов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.** Интерпретация геохимических данных. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 228 с.
- Соболев В.С.** Петрология траппов. Избранные труды. Новосибирск, Наука, 1986, 210 с.
- Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В.** Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска): свидетельства существования течения расплава // Геология и геофизика, 2019а, т. 60 (4), с. 456—471.
- Сокол Э.В., Девятярова А.С., Кох С.Н., Ревердатто В.В., Артемьев Д.А., Колобов В.Ю.** Сульфидная минерализация мраморов спуррит-мервинитовой фации (р. Кочумдек, Восточная Сибирь) // ДАН, 2019б, т. 489, № 2, с. 174—178.

- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
- Тесаков Ю.И.** Опыт выделения лито-, био-, эко-, хроностратиграфических и биогеоценологических подразделений (на примере силура Восточной Сибири) // *Новости палеонтологии и стратиграфии*. Вып. 13. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2009, т. 50. с. 13—128.
- Тесаков Ю.И.** Силурийский бассейн Восточной Сибири. Т. 4. История бассейна (на биогеоценологической основе). Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2015, 415 с.
- Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В.** Флюидная проницаемость пород земной коры. М., Научный мир, 2002, 216 с.
- Barton M.D., Ichik R.P., Marikos M.A.** Chapter 7. Metasomatism // *Contact metamorphism* / Ed. D.M. Kerrick. *Rev. Mineral., Mineralogical Society of America*, 1991, v. 26, p. 321—350.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J.** Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 222 (1), p. 43—60.
- Brand U., Veizer J.** Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system. 1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.*, 1980, v. 50, p. 1219—1236.
- Buick I.S., Cartwright I.** Stable isotope constraints on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW Australia // *J. Geochem. Explor.*, 2000, v. 69, p. 291—295.
- 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 // *Sediment. Geol.*, 2011, v. 236 (1—2), p. 62—76.
- Egorova V., Latypov R.** Mafic-ultramafic sills: New insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // *J. Petrol.*, 2013, v. 54 (10), p. 2155—2191.
- 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1998, v. 62, p. 1959—1975.
- 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 // *J. Geosci. Environ. Prot.*, 2017, v. 5 (06), p. 147.
- 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 // *J. Raman Spectrosc.*, 2017, v. 48 (11), p. 1574—1582.
- Grapes R.** *Pyrometamorphism*, 2nd ed. Berlin, Springer, 2011, 365 p.
- Heinrich W., Churakov S.S., Gottschalk M.** Mineral-fluid equilibria in the system CaO–MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl and the record of reactive fluid flow in contact metamorphic aureoles // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 131—149.
- Hoskin P.W., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, v. 53 (1), p. 27—62.
- Kerrick D.M.** *Contact metamorphism*. Ser. *Rev. Mineral.* Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 1991, 847 p.
- Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.** The Precambrian of Transangaria, Yenisei ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. Asian Earth Sci.*, 2016, v. 115 (1), p. 419—441.
- Likhanov I.I.** Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of the Yenisei Ridge, Siberia // *Metamorphic geology: Microscale to mountain belts*. Geol. Soc. London, Special Publications, 2019, v. 478, p. 89—115.
- 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 // *Int. Geol. Rev.*, 2008, v. 50 (7), p. 597—623.
- 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 Res.*, 2016, v. 285, p. 21—38.
- 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 detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Res.*, 2018, v. 305, p. 197—217.
- Raucsik B., Szabo G., Borbely K.I.** Geochemical study on a limestone/marlstone alternation, Bajocian, Mecsek Mountains, southern Transdanubia, Hungary // *Acta Mineral. Petrographica (Szeged)*, 1998, v. 39, p. 107—138.
- Rickard D.** *Sulfidic sediments and sedimentary rocks*. Amsterdam, Elsevier, 2012, 802 p.

**Rollinson H.R.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Prentice Hall, 1993, 352 p.

**Schaltegger U., Davies, J.H.** Petrochronology of zircon and baddeleyite in igneous rocks: Reconstructing magmatic processes at high temporal resolution // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2017, v. 83 (1), p. 297—328.

**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 Res.*, 2017, v. 46, p. 204—226.

**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, p. 822.

**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 (1), p. 17.

**Townsend M.R.** Modeling thermal pressurization around shallow dikes using temperature-dependent hydraulic properties: Implications for deformation around intrusions // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2018, v. 123, p. 311—323.

**Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95 (1), p. 185—187.

**Yardley B.W.D.** Relationship between the chemical and modal compositions of metapelites from Connemara, Ireland // *Lithos*, 1977, v. 10, p. 235—242.

*Поступила в редакцию 21 апреля 2021 г.,  
принята в печать 25 августа 2021 г.*