

**КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НА Р. КОЧУМДЕК  
(бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь):  
СВИДЕТЕЛЬСТВА РЕЖИМА ТЕЧЕНИЯ РАСПЛАВА**

**Э.В. Сокол, О.П. Полянский, А.Н. Семенов, В.В. Ревердатто, С.Н. Кох,  
А.С. Девятярова, В.Ю. Колобов, П.В. Хворов\*, А.В. Бабичев**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\* Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., Миасс, Россия*

Зона спуррит-мервинитового метаморфизма на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска) приурочена к кровле траппового тела кузьмовского комплекса. Протолит спурритовых мраморов представлен мергелистыми известняками нижнекочумдекской подсвиты (руданский ярус). Давление нагрузки составляло ~ 200 бар. Оценены температуры образования четырех зон: мервинит + спуррит + геленит ( $\pm$  ранкинит, бредигит),  $T \geq 900$  °C; спуррит,  $T \geq 750$  °C; тиллеит + волластонит + мелилит ( $GehI_{<50}$ ),  $\geq 700$  °C; диопсид + амфибол + гроссулярь,  $T \sim 500$ —550 °C. Аномально высокие температуры прогрева контакта ( $T_{\text{конт.}} > 2/3 T_{\text{расп.}}$ ) обусловлены течением базальтового расплава в магматическом канале. Профили расчетных температур и реконструированных по минеральным термометрам фактически совпадают при следующих параметрах: температура магмы 1200 °C, мощность траппа  $\geq 40$  м, длительность прогрева 6 мес. при существовании потока расплава в течение 1 мес. В случае отсутствия течения расплава в канале любой мощности протолит в экзоконтакте не может быть прогрет до температуры, превышающей 790 °C.

*Контактный метаморфизм, спуррит-мервинитовая фация, траппы кузьмовского комплекса, математическое моделирование, индекс-минералы, Восточная Сибирь.*

**HIGH-GRADE CONTACT METAMORPHISM IN THE KOCHUMDEK RIVER VALLEY  
(Podkamennaya Tunguska basin, East Siberia): EVIDENCE FOR MAGMA FLOW**

**E.V. Sokol, O.P. Polyansky, A.N. Semenov, V.V. Reverdatto, S.N. Kokh,  
A.S. Devyatirova, V.Yu. Kolobov, P.V. Khvorov, and A.V. Babichev**

Spurrite–merwinite marbles on the right bank of the Kochumdek River in the Podkamennaya Tunguska basin formed along the top margin of a flood basalt intrusion (Kuzmovka complex) from a marly limestone protolith of the Rhuddanian Lower Kochumdek Subformation, at a pressure of ~200 bars. The contact aureole comprises four zones of successively decreasing temperatures marked by the respective mineral assemblages:  $T \geq 900$  °C (merwinite, spurrite, and gehlenite ( $\pm$  rankinite, bredigite);  $T \geq 750$  °C (spurrite);  $T \geq 700$  °C (tilleyite, wollastonite, and melilite ( $GehI_{<50}$ )); and ~500–550 °C (diopside, amphibole, and grossular). Very high temperatures at the contact ( $T_{\text{cont}} > 2/3 T_{\text{melt}}$ ) result from magma flow along a conduit. The temperature profiles for the Kochumdek metamorphic complex show good fit between measured and geothermometer-derived values at a magma temperature of 1200 °C, an intrusion thickness of  $\geq 40$  m, a heating time of six months, and a magma flow lifespan within one month. Stagnant magma in a conduit of any thickness cools down and crystallizes rapidly and fails to heat up sediments to the temperatures required for spurrite–merwinite metamorphism (above 790 °C).

*Contact metamorphism, spurrite–merwinite facies, Kuzmovka complex traps, simulation, indicator minerals, East Siberia*

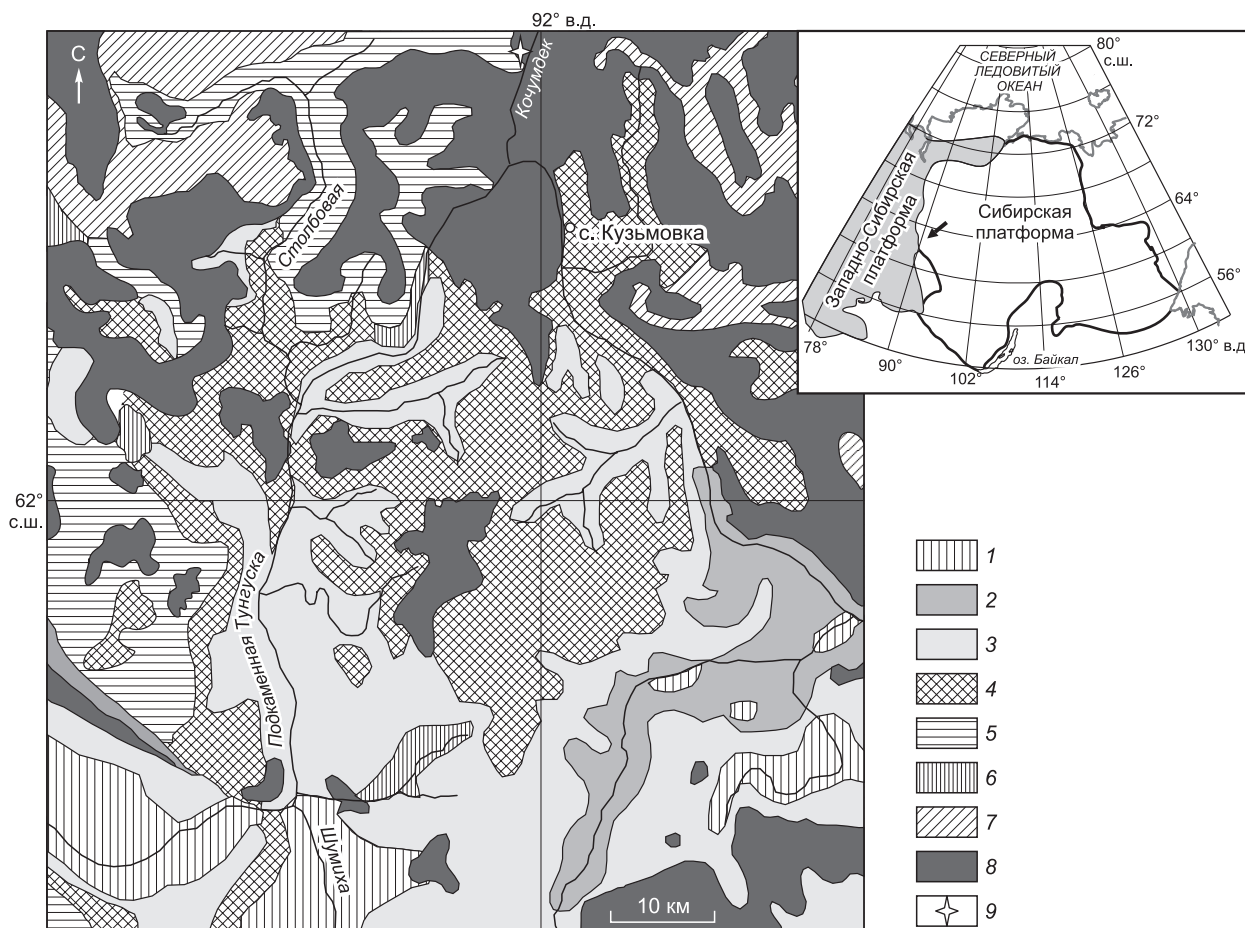
**ВВЕДЕНИЕ**

Устойчивый интерес к породам высокотемпературного контактового метаморфизма обусловлен тем, что ряд проблем их генезиса остается нерешенным по сей день. К их числу относятся оценка *PT*-параметров, выяснение режима теплообмена между магматическими телами и вмещающими толщами, длительность прогрессивного и ретроградного этапов, изотопный обмен, а также подвижность макро- и микроэлементов в этих процессах [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Kerrick, 1991; Heinrich et al., 2004;

© Э.В. Сокол, О.П. Полянский✉, А.Н. Семенов, В.В. Ревердатто, С.Н. Кох, А.С. Девятярова, В.Ю. Колобов, П.В. Хворов, А.В. Бабичев, 2019

✉e-mail: pol@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG2019088



**Рис. 1. Схема геологического строения района работ, составлена по данным [Лебедев, 1962].**

1 — верхнеэвенкийская подсвита (кембрий, верхний отдел); 2 — байкитская, чуньская и пролетарская свиты нижнего ордовика (объединенные); 3 — кривоуцкий и мангазейский ярусы среднего ордовика (объединенные); 4 — долборский ярус (верхний ордовик); 5 — лландоверский ярус (нижний отдел силура); 6 — юктинская и тынепская свита среднего девона (объединенные); 7 — верхний отдел перми; 8 — раннетриасовые интрузии кузьмовского комплекса; 9 — кочумдекский контактово-метаморфический комплекс. Легенда соответствует Государственной геологической карте СССР м-ба 1: 200 000. Серия Туруханская. Лист Р-46-XIV, 1976 [Порядин и др., 1977].

Grapes, 2011]. Спуррит-мервинитовые метаморфические породы ( $T > 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) обычно связаны с интрузивами основного состава, приурочены к подводящим каналам — дайкам, жерлам, некам либо слагают ксенолиты в габброидах, щелочных базальтоидах, игнимбритах и пр. [Ревердатто, 1970; Koritnig, 1978; Bergen van, Barton, 1984; Kerrick, 1991; Galuskina et al., 2010; Grapes, 2011; Газеев и др., 2012; Galuskin et al., 2012]. Обычно они представляют собой узкие зоны (часто единственную зону), примыкающие к интрузиву, характеризуются малым числом фаз и однообразием ассоциаций. Однако для формулировки граничных условий теплофизических задач наиболее информативен анализ полизональных комплексов, где каждая ассоциация, по сути, представляет собой «температурную метку». Цели данной статьи — характеристика метаморфической зональности спуррит-мервинитовых мраморов на р. Кочумдек (рис. 1); анализ особенностей теплового источника и построение математической модели формирования температурной зональности этого объекта.

### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА НА Р. КОЧУМДЕК

Контактово-метаморфические породы на р. Кочумдек были найдены Н.С. Маличем и В.В. Григорьевым [1960]. В 1960 г. В.В. Ревердатто [1964] обнаружил здесь спуррит и привел доказательства изохимичности метаморфических преобразований. В 1970 и 1973 гг. Н.Н. Перцевым были опробованы развалы мраморов, а также участок их контакта с долеритами, обнаружен мервинит и спуррит-монтчеллитовые симплектиты [Перцев, Шмулович, 1972; Перцев, 1977]. Самой эффективной оказалась экспедиция В.Ю. Колобова (1981 г.), когда при низком уровне воды, верхний контакт траппа и

мергелистых известняков оказался обнажен в береговом уступе реки, что позволило отобрать коллекцию спуррит-мервинитовых мраморов. Нами в 2017 г. были опробованы мраморы прочих зон, а также протолит — осадки нижнекочумдекской подсвиты ( $S_1k\check{c}_1$ ).

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

Правобережье р. Подкаменная Тунгуска в среднем ее течении главным образом слагают палеозойские осадки (О-Р), траппы кузьмовского комплекса ( $v\beta T_1kz$ ) и ледниковые отложения ( $Q_{II-III}$ ) [Лунгерсгаузен, 1959; Порядин и др., 1977; Алексеенко и др., 2010]. Большинство крупных разломов и связанных с ними зон дробления сосредоточено в прогнутой северо-восточной части района. Осадочные толщи моноклинально падают (под углами, измеряющимися минутами) на северо-восток к центральной части Тунгусской синеклизы. Отложения лландоверского яруса ( $S_1ln$ , мощность до 140 м) занимают наибольшие площади в пределах листа карты Р-46-ХIV. Полный разрез более молодых палеозойских осадков ( $S_1w—P_2pl$ ) сохранился только в опущенных блоках [Порядин и др., 1977; Алексеенко и др., 2010] (см. рис. 1). Суммарная мощность палеозойских осадков, залегающих над известняками лландовери в момент внедрения кузьмовских траппов, достигала 525 м. Поскольку в пределах Кочумдекского блока их внедрение происходило также на уровне границы силурийских и ордовикских толщ, мощность осадков  $S_1ln$  (до 140 м) должна быть учтена при расчете суммарного давления при контактовом метаморфизме.

Верхняя карбонатно-терригенная толща (56—66 м) кочумдекской свиты ( $S_1k\check{c}_2$ ) представлена алевролитами и известняками. Нижнекочумдекская подсвита (руданский ярус,  $S_1k\check{c}_1$ ) (мощность 62—64 м) сложена известняками с тонкими (0.1—0.5 см) прослоями алевролитов или глин и сульфидной вкрапленностью. В низах свиты располагаются два маркирующих горизонта (1) доломитистых известняков с сульфидами и прослоями битуминозных аргиллитов и (2) мергелистых известняков с ритмичным чередованием волнистых прослоев пелитового материала (каолинит при подчиненной роли гидрослюд) [Тесаков, 2014; Алексеенко и др., 2010].

Траппы в правобережье Подкаменной Тунгуски подразделяются на тымерский, катангский ( $\beta T_1kt$ , габбро-долериты недифференцированные), кузьмовский ( $v\beta T_1kz$ , габбро-долериты дифференцированные) и суриндинский ( $\beta-vT_1sr$ , габбро-долериты слабодифференцированные) комплексы  $PZ_3—MZ_1$  толеит-долеритовой формации Сибирской платформы. Максимальные мощности и концентрация интрузивов наблюдаются в крупных синклинальных структурах (до 530 м в Бахтинской впадине), а также на участках пересечения региональных разломов. На Делиго-Кочумдекском поднятии в отложениях  $PZ_1$  их мощность сокращается до 120—250 м. Объем интрузивов в разрезе  $PZ_{2,3}$  достигает 50 %, в разрезе  $PZ_1$  — 25 % [Лебедев, 1962; Прусская, 2008; Алексеенко и др., 2010; Egorova, Laturov, 2013]. В районе работ траппы кузьмовского комплекса образуют пластовые, пологопадающие и многоярусные интрузивы, дайки и жилы [Лунгерсгаузен, 1959; Порядин и др., 1977; Алексеенко, 2010]. Силлы, внедренные главным образом в толщи ордовика и силура, представлены дифференциатами нормального ряда. Дайки обычно субвертикальные и крутопадающие мощностью от нескольких до 260 м, при протяженности от 500 м до 5 км. Наличие переходов между ними позволяет относить эти тела к единому комплексу. Среди пород кузьмовского комплекса преобладают троктолитовые долериты. Оливиновые долериты и габбро-долериты характерны для приподошвенных и средних частей интрузивов; трахитоидные долериты и феррогаббро — для их средних и прикровельных частей. В крупных, наиболее дифференцированных силлах присутствуют гранофиры, кварцевые и пегматоидные долериты [Порядин и др., 1977; Egorova, Laturov, 2013]. В долине р. Кочумдек интрузии кузьмовского комплекса дифференцированы от оливиновых и троктолитовых долеритов до кварцевых габбро-долеритов [Лунгерсгаузен, 1959; Ревердатто, 1964; Алексеенко и др., 2010].

Метаморфизм и метасоматоз в связи с интрузивами кузьмовского комплекса проявлен локально. Маломощные силлы и дайки вызывают незначительное ороговикование и окварцевание пород. С дифференцированными интрузиями связаны скарны, реже роговики (пироксеновые, пироксен-гранатовые, амфиболовые и эпидотовые), мраморы или кальцифиры [Ревердатто, 1964, 1970; Перцев, 1977; Порядин и др., 1977; Алексеенко и др., 2010]. Контактный метаморфизм уровня фации пироксеновых и рогово-обманковых роговиков вызван воздействием мощных силлов [Ревердатто, 1964]. Пелитовые осадки изредка преобразуются в бухиты со стеклом и кристаллитами битовнита, пижонита, тридимита, муллита, кордиерита, что указывает на температуру в зоне контакта не ниже 870 °С [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Алексеенко и др., 2010].

Одним из примеров высокотемпературного метаморфизма в связи с мощными силлами является скальное обнажение мраморизованных мергелистых известняков кочумдекской свиты, расположенное на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977]. Нижняя часть силла сложена оливиновым и оливин-гиперстеновым долеритом, выше располагается гиперстеновый долерит, вблизи кровли появляются обособления долерит-пегматита с железистым оливином и кварц-поле-

вошпатовым мезостазиом. В кровле силла присутствует зона закалки мощностью 0.5—0.7 м, к которой примыкает зона гранатового скарна (1—3 см).

В верхнем контакте этого 150-метрового силла суммарная мощность высокотемпературных мраморов достигает 1.5 м, из них 0.3—0.4 м — мелкозернистые (до 1 мм) спурритовые мраморы. В следующей зоне крупнозернистых мраморов (мощностью 0.7—1.2 м) тиллеит и спуррит образуют разрозненные зерна без реакционных взаимоотношений; сопровождаются поздними везувианом, гидротроссуляром и гранатом. В зоне мелилит-волластонитового мрамора (мощностью 1—2 м) мелилит замещается гранатом или везувианом. В 2.5—3.5 м от контакта располагается гранат-пироксеновый мрамор с волластонитом (мощность зоны ~ 5 м). На удалении 7—9 м от контакта карбонатный матрикс частично перекристаллизован, а по пелитовым прослоям развиваются Са силикаты. На нижнем контакте силла метаморфизм проявлен слабее, а мраморы гидротермально изменены.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования осуществлены на материале коллекций 1981 и 2017 гг. (70 образцов) главным образом в лабораториях ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Петрографические наблюдения и диагностика минералов выполнены с использованием микроскопов OLYMPUS BX 51 и ZEISS AXIO A1 и сканирующего электронного микроскопа MIRA3-LMU (Tescan Orsay Holding). Химический состав минералов определен электронно-зондовым методом на сканирующем микроскопе MIRA3-LMU с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd), а также методом микрозондового анализа (Camebax-Micro и JXA-8100 (Jeol Ltd)). Детали методик изложены в [Khoury et al., 2016; Sokol et al., 2016]. Определение химического состава пород выполнено методом РФА в ИГМ СО РАН и методом «мокрой химии» в Институте геохимии (г. Иркутск). Количественный рентгенофазовый анализ пород выполнен на дифрактометре SHIMADZU XRD-6000 (Cu анод, графитовый монохроматор) в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс). Расчет количества кристаллических фаз проведен методом Ритвельда в программном продукте SIROQUANT V4.

## КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НА Р. КОЧУМДЕК

Мраморизованные известняки и мраморы обнажаются на правом берегу р. Кочумдек (правом притоке Подкаменной Тунгуски) в 16—17 км от ее устья (62°27'54.59" с.ш., 91°55'42.99" в.д.) (см. рис. 1). Метаморфизм вызван воздействием одного из тел кузьмовского комплекса ( $T_1$ ) на вышележащую толщу карбонатных осадков лландовери ( $S_1ln$ ) [Малич, Григорьев, 1960; Ревердатто, 1964, 1970; Перцев, Шмулович, 1972; Перцев, 1977]. На отрезке ~ 14 км от устья русло р. Кочумдек выработано до траппа, расположенного на высоте ~ 100 м. В крутых бортах долины вскрыт разрез осадков ордовика (120—200 м) и лландовери (200—320 м), а на высотах 410—360 м и 320—280 м расположены два силла. Выше устья р. Майгучар, в русле и по берегам р. Кочумдек на протяжении 5 км, чередуются выходы габброидов и известняков ( $S_1k\check{c}$ ), в том числе мраморизованные известняки нижнекочумдекской подсвиты.

Форму интрузива достоверно установить сложно ввиду плохой обнаженности. Существуют два представления на этот счет. В.В. Ревердатто [1964] и Н.Н. Перцев [1977] квалифицируют интрузив, с которым связана зона метаморфизма, как пологопадающую на север дайку мощностью 70—90 м, к висячему крылу которой приурочен высокотемпературный (северный) контакт, а к лежащему крылу — южный контакт с умеренными температурами метаморфизма. По другим представлениям интрузив имеет ундулирующий характер кровли, пологие поднятия которой представляют собой выходы траппа, а в провесах сохранились мраморизованные мергелистые известняки (рис. 2).

Выше устья р. Майгучар, на протяжении 5 км, в русле и по берегам р. Кочумдек чередуются выходы габброидов и известняков ( $S_1k\check{c}$ ), в том числе мраморизованных. На отрезке ~16—17 км русло Кочумдек выработано до ундулирующей кровли интрузива, пологие поднятия которой образуют на реке пороги, а в провесах сохранились мраморизованные мергелистые известняки. В южной части комплекса непосредственно над трапповым телом вблизи уреза воды и в низкой правобережной пойме располагаются глыбовые развалы мраморизованных мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты. Большинство блоков мраморов находятся в автохтонном залегании и сохраняют субгоризонтальную ориентировку слоистости. Опрокинутые глыбы встречаются редко, главным образом вблизи уреза воды. Острые или слабосточенные ребра блоков указывают на то, что мраморы были вскрыты недавно — в ходе текущей постледниковой эрозии. На уровне речной поймы обнажаются мраморы, содержащие тремолит и/или диопсид, реже — волластонит и гроссуляр. Зона тиллеитовых мраморов располагается на 2—3 м ниже. Контакт с траппом на этом участке не прослежен. Спуррит-мервинитовые мраморы были обнаружены в коренных обнажениях в северной части ореола в 1981 г. при низком уровне воды в реке. Они вскрыты в береговом уступе в субгоризонтальной полосе длиной около 150 м.

Таблица 1. Химические составы габброидов из кровли интрузива на р. Кочумдек (мас. %)

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	РТ-95	РТ-95-а	РТ-96	РТ-101	РК-4-8	РК-7-1	РТ-114	РК-9-2	РК-9-1*
SiO <sub>2</sub>	47.43	48.63	48.74	50.06	48.01	47.35	48.80	45.65	48.27
TiO <sub>2</sub>	1.93	1.81	1.19	1.13	1.86	1.75	1.60	4.07	2.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.82	10.28	9.43	8.23	16.12	14.44	15.91	11.87	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	13.53	11.14	11.86	13.79	14.80	13.33	21.25	16.91
MnO	0.27	0.26	0.22	0.22	0.20	0.23	0.20	0.28	0.25
MgO	6.03	5.86	8.90	9.97	4.97	6.30	5.04	3.93	4.21
CaO	15.44	15.06	14.83	16.27	10.06	10.20	11.38	8.54	9.60
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.06	2.19	1.49	3.02	2.72	2.80	2.86	2.92
K <sub>2</sub> O	1.20	1.37	0.87	0.39	0.64	0.67	0.58	0.81	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.26	0.10	0.10	0.25	0.19	0.19	0.39	0.28
SO <sub>3</sub>	0.13	0.10	0.14	<0.03	0.14	<0.03	<0.03	0.07	<0.03
П.п.п.	0.85	0.91	2.42	-0.13	0.12	0.63	0.10	-0.34	-0.12
Сумма	99.80	100.13	100.17	99.59	99.18	99.28	99.93	99.38	99.80
H <sub>2</sub> O	0.80	0.90	0.90	0.70	—	—	—	—	—
T <sub>ликв.</sub> , °C	1214	1206	1214	1227	1218	1200	1225	1238	1212

Примечание. BaO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO < 0.1 мас. %. H<sub>2</sub>O по данным термического анализа. Минеральные ассоциации (по данным рентгенофазового анализа и оптических наблюдений): 1—3 — Срх-Pl-Bt (± Орх, Kfsp, Amp, Chl); 4—6, 9 — Срх-Pl-Bt (± Kfsp, Amp, Chl); 7, 8 — Срх-Pl-Bt-Amph (± Ol, Kfsp, Chl). Amph — амфибол, Bt — биотит, Chl — хлорит, Срх — клинопироксен, Kfsp — калишпат, Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз. Расчет температур ликвидуса выполнен с использованием программного комплекса MELTS [Ghiorso et al., 1995].

\* Породы дайки, прочие — породы кочумдекского интрузива.

Вертикальная мощность зоны около 30 см, ниже нее располагалась зона дресвяника (20—30 см), под ней непосредственно залегал трапп. Метаморфическая зональность, связанная с секущей дайкой, не обнаружена.

Породы из кровли интрузива, отобранные на отрезке около 1 км, представлены среднезернистыми (0.5—8.0 мм) габбро, габбро-долеритами, оливниновыми и троктолитовыми долеритами (рис. 3, табл. 1). В кровле зона закалки отсутствует и появляются крупнозернистые шпирсы с размерами зерен до 2 см.

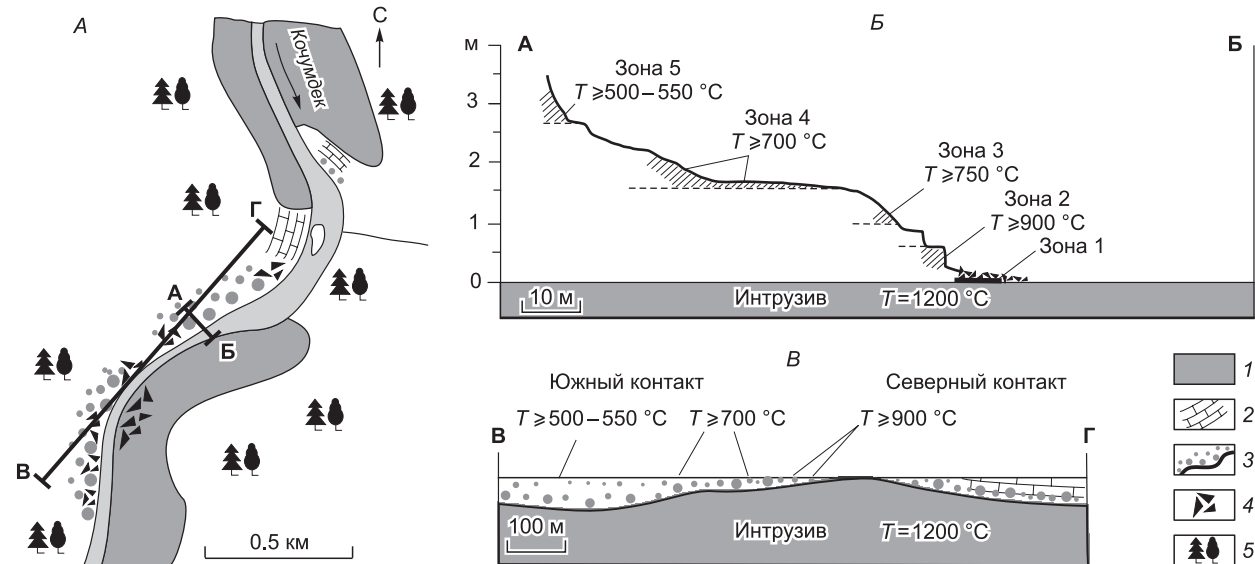
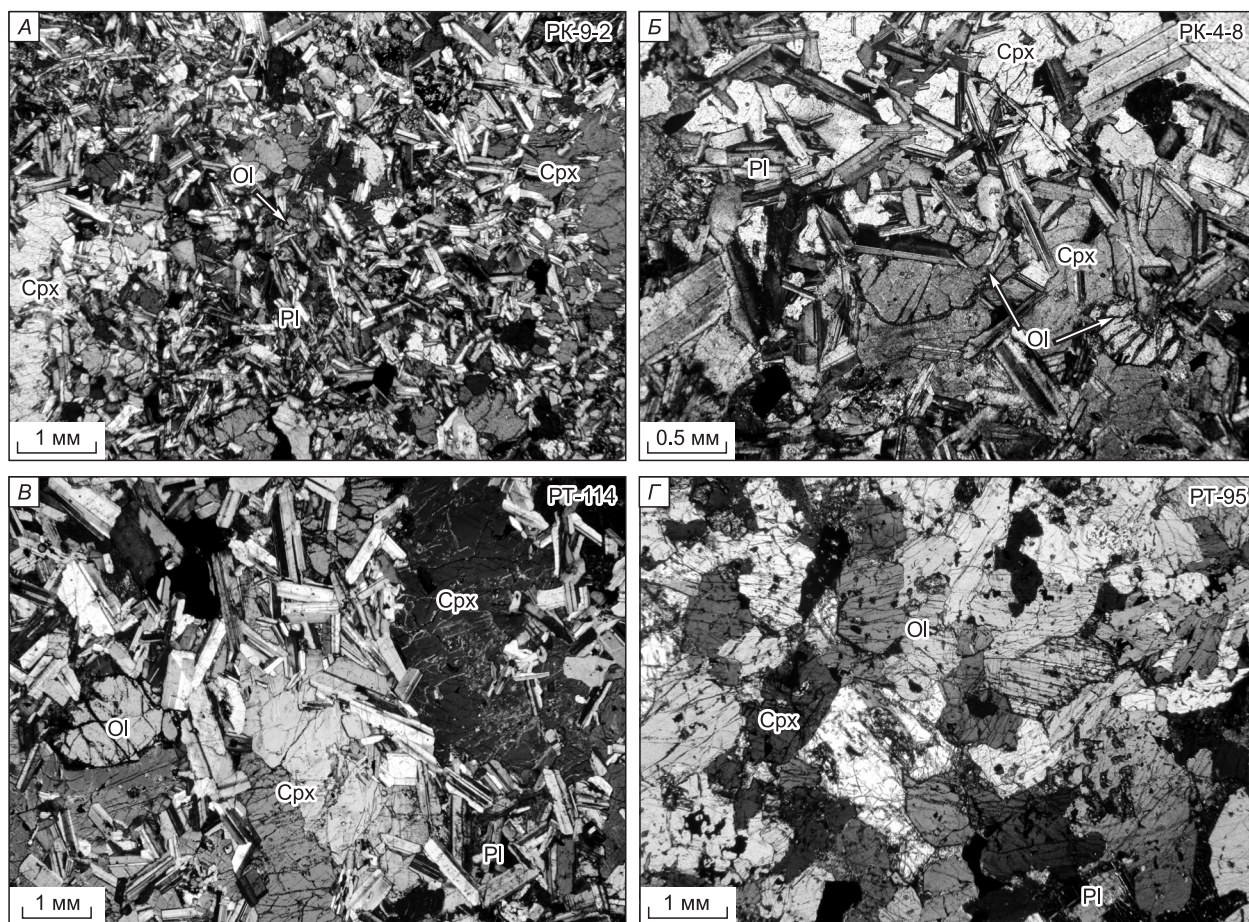


Рис. 2. Схема района работ (А) и схематические разрезы кочумдекского контактово-метаморфического комплекса (Б, В).

Левая вертикальная ось — мощность пород зоны метаморфизма (м), уровень кровли траппа принят за отметку 0. 1 — кочумдекский интрузив; 2 — мергелистые известняки нижнекочумдекской подсытки; 3 — мраморы (крупные и мелкие круги — высоко- и низкотемпературные породы соответственно); 4 — глыбовые развалы; 5 — тайга. На части А разрезы по линиям А—Б и В—Г. Штриховкой показаны участки пробоборы.



**Рис. 3. Интрузивные породы из зоны контактового метаморфизма на р. Кочумдек.**

Породы дайки (А) с крупными индивидами клинопироксена, лейстами плагиоклаза и зернами оливина в интерстициях. Троктолитовые габбро-долериты из кровли кочумдекского траппа (Б–Г), содержащие крупнозернистые авгит и оливин с интерстициальным плагиоклазом. Петрографические шлифы, николи скрещены. Срх — клинопироксен, ОI — оливин, ПI — плагиоклаз.

Породы состоят из клинопироксена (до 56 %), плагиоклаза (до 69 %) и оливина (до 5 %). Преобладает мелкий плагиоклаз, сосредоточенный в интерстициях, крупные лейсты обычны в сростках с оливином или клинопироксеном (см. рис. 3). Присутствует крупночешуйчатый биотит (2—9 %). Бурый и зеленовато-голубой тонкоигльчатый амфибол (1—5 %), а также хлорит (1—4 %) развиваются по пироксену. Главные акцессории — ильменит, титаномагнетит, титанит, апатит-(F, Cl) и пирротин; второстепенные — бадделейт, циркон, пентландит, сфалерит и кобальтин. В зоне северного контакта обнаружены цеолит-скаполитовые породы, содержащие > 1 мас. % Cl.

Оливины кочумдекского интрузива содержат 36.3—55.0 мас. % FeO, бедны MnO (до 1.1 мас. %) и слабозональны (концентрация FeO в каймах возрастает на 1—2 мас. %) (табл. 2). Клинопироксены представлены незональными авгитами с широкими вариациями составов ( $En_{23-46}Fs_{14-39}Wol_{28-44}$ ); пижониты ( $En_{25-27}Fs_{62-67}Wol_{7-11}$ ) редки, а ортопироксены ( $En_{47}Fs_{49}Wol_3$ ) крайне редки. Плагиоклаз отчетливо зонален. Составы ядер ( $An_{55-82}Ab_{17-42}Ort_{0.5-2.5}$ ) и кайм ( $An_{51-63}Ab_{35-46}Ort_{1.6-2.7}$ ) мелких лейст широко варьируют. Крупные лейсты еще более контрастны по составу (ядра  $An_{46-68}Ab_{30-52}Ort_{1.5-2.7}$ ; каймы  $An_{1-19}Ab_{79-96}Ort_{0.0-2.5}$ ). Калишпат ( $Ort_{85-100}Ab_{0-14}An_{0-1.5}$ ) образует антипертиты в плагиоклазе и редко самостоятельные зерна в интерстициях в ассоциации с Cl-содержащим апатитом. Биотиты содержат (мас. %): FeO — 29—39;  $TiO_2$  до 4;  $V_2O_5$  до 1.2 и Cl до 4.5. Хлор присутствует в амфиболах (0.4—1.6 мас. %), хлоритах (0.1—0.5 мас. %) и апатитах (0.5—2.8 мас. %), последние также содержат F (1.3—3.8 мас. %) и SrO (до 1 мас. %).

Мраморы Кочумдека — плотные, свежие породы с характерной грубополосчатой текстурой, заданной первичной литологической неоднородностью (рис. 4, А, Б). Она проявляется в чередовании светло-серых (преимущественно кальцитовых) и более темных (силикатных) слоев (0.1—2.0 см). Наибольшей крупностью зерен (от 0.5—4 мм до 1—2 см, по данным [Перцев, 1977]) обладают мервинито-

Таблица 2.

**Представительные анализы породообразующих минералов габброидов  
из кровли интрузива р. Кочумдек (мас. %)**

Компо- нент	ПО	1	2	3*	4*	5	6	7	8	9*	10	11	12*	13*	14*
		Ol				Aug		Pgt		Orx	Pl				Kfsp
SiO <sub>2</sub>	0.02	32.50	32.44	35.39	35.56	50.43	50.38	48.35	49.20	51.92	47.70	52.91	55.71	65.74	65.21
TiO <sub>2</sub>	0.03	н.п.о.	н.п.о.	<0.30	<0.30	0.90	0.66	0.14	0.19	<0.30	н.п.о.	0.06	<0.30	<0.30	<0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	»	»	<0.30	<0.30	1.45	1.11	0.17	0.26	<0.30	32.29	28.54	27.72	21.56	18.31
FeO	0.06	51.54	52.78	36.89	36.33	14.71	16.14	38.58	35.14	30.19	0.60	0.75	0.35	<0.30	<0.30
MnO	0.06	0.93	0.89	0.56	0.55	0.33	0.44	0.85	0.86	0.65	н.п.о.	н.п.о.	<0.30	<0.30	<0.30
MgO	0.04	14.12	13.73	26.99	27.52	11.04	11.04	8.24	8.47	16.40	0.06	0.08	<0.30	<0.30	<0.30
CaO	0.02	н.п.о.	н.п.о.	0.16	0.15	20.21	19.14	4.09	4.75	1.47	16.54	12.59	9.95	2.48	<0.30
Na <sub>2</sub> O	0.05	»	»	0.05	<0.30	0.36	0.39	0.06	0.19	<0.30	2.02	4.24	5.74	10.12	0.73
K <sub>2</sub> O	0.02	»	»	<0.30	<0.30	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	<0.30	н.п.о.	0.30	0.34	0.31	15.48
Сумма	—	99.09	99.84	100.04	100.10	99.44	99.30	100.49	99.05	100.63	99.21	99.46	99.81	100.21	99.73
Расчет		4 O**				6 O**				8 O**					
Si	—	0.995	0.999	0.993	0.993	1.942	1.952	1.975	2.007	2.002	2.515	2.885	2.208	2.420	3.004
Ti	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.019	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.066	0.051	0.008	0.012	0.000	1.475	1.115	1.762	1.539	0.994
Fe	—	1.353	1.324	0.865	0.848	0.473	0.522	1.317	1.198	0.973	0.013	0.000	0.023	0.000	0.000
Mn	—	0.023	0.024	0.013	0.013	0.011	0.014	0.029	0.030	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	—	0.627	0.646	1.127	1.144	0.633	0.637	0.501	0.514	0.941	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	—	0.000	0.000	0.005	0.004	0.834	0.794	0.179	0.208	0.061	0.481	0.117	0.820	0.617	0.000
Na	—	0.000	0.000	0.003	0.000	0.027	0.029	0.005	0.015	0.000	0.503	0.862	0.182	0.377	0.065
K	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.006	0.018	0.910

Примечание. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> < 0.02 мас. %. ПО — пределы обнаружения соответствующих элементов при микронзондовом анализе, н.п.о. — ниже предела обнаружения. 1, 3, 5, 7, 11, 12, 14 — центры зерен; 2, 4, 6, 8, 13, 15 — краевые зоны. 1 — Fo<sub>31.67</sub>Fa<sub>68.33</sub>; 2 — Fo<sub>32.80</sub>Fa<sub>67.20</sub>; 3 — Fo<sub>56.59</sub>Fa<sub>43.41</sub>; 4 — Fo<sub>57.44</sub>Fa<sub>42.56</sub>; 5 — En<sub>32.62</sub>Fs<sub>24.40</sub>Wo<sub>42.98</sub>; 6 — En<sub>32.59</sub>Fs<sub>26.74</sub>Wo<sub>40.66</sub>; 7 — En<sub>25.09</sub>Fs<sub>65.94</sub>Wo<sub>8.96</sub>; 8 — En<sub>25.79</sub>Fs<sub>62.39</sub>Wo<sub>10.81</sub>; 9 — En<sub>47.67</sub>Fs<sub>49.25</sub>Wo<sub>3.07</sub>; 10 — An<sub>47.93</sub>Ab<sub>50.11</sub>Ort<sub>1.95</sub>; 11 — An<sub>11.70</sub>Ab<sub>86.55</sub>Ort<sub>1.74</sub>; 12 — An<sub>81.40</sub>Ab<sub>18.02</sub>Ort<sub>0.58</sub>; 13 — An<sub>61.02</sub>Ab<sub>37.24</sub>Ort<sub>1.74</sub>; 14 — Ort<sub>93.31</sub>Ab<sub>6.69</sub>; Aug — авгит, Kfsp — калиевый полевой шпат, Ol — оливин, Orx — ортопироксен, Pgt — пижонит, Pl — плагиоклаз.

\* По данным EDS SEM, прочие анализы получены на микронзондовом анализаторе.

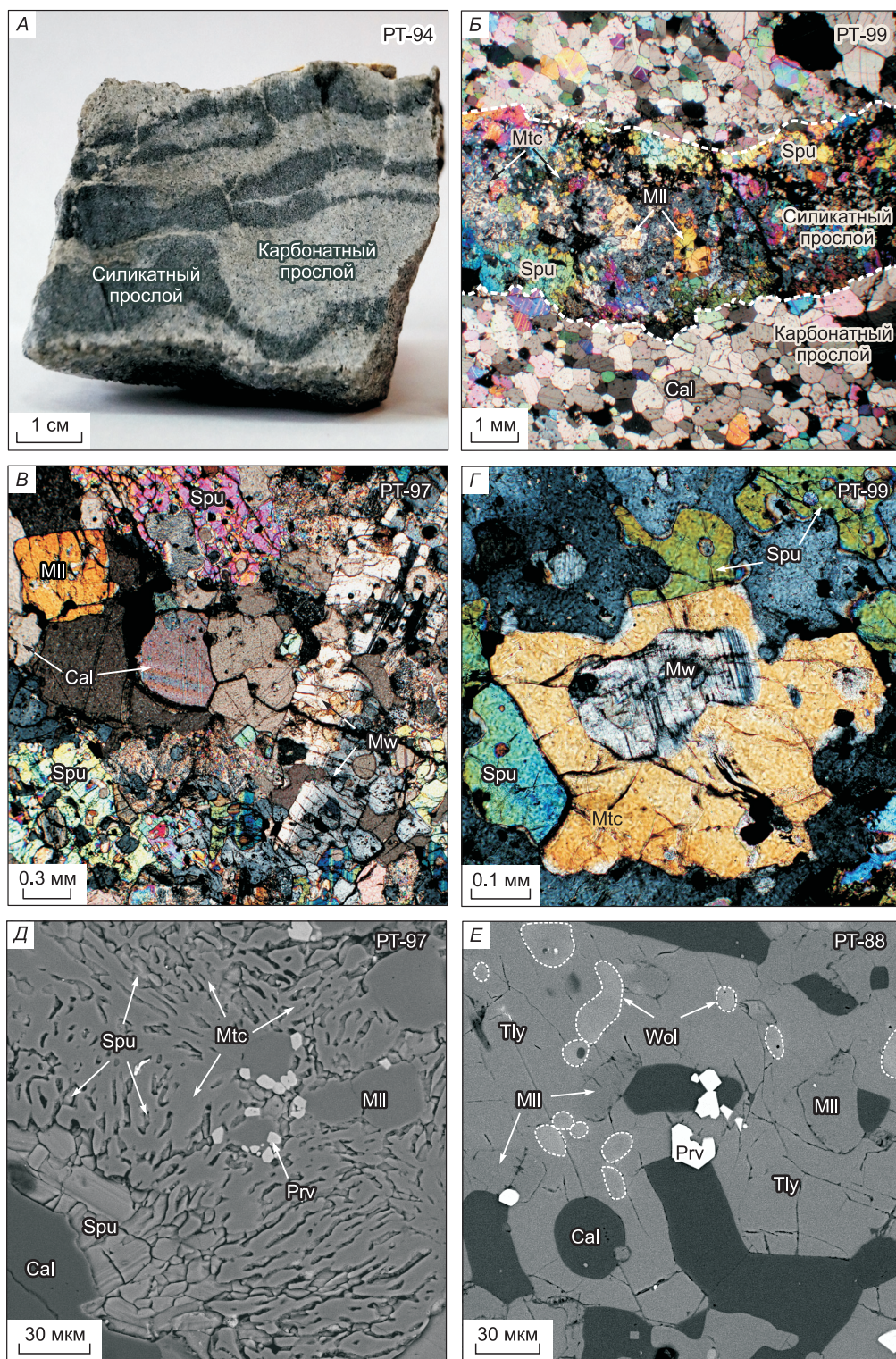
\*\* Расчет формул произведен кислородным методом на соответствующее число атомов.

вые мраморы. Протолитом всех метаморфических пород являются осадки одного карбонатно-мергелистого горизонта низов нижнекочумдекской подсыты, вследствие чего мраморы однотипны по химическому составу. В спуррит-мервинитовых мраморах наиболее вариативны (мас. %): CaO = 50.72—53.67, SiO<sub>2</sub> = 7.62—21.18, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2.45—6.51 и величина п.п.п. (12.23—32.28), где доминирует CO<sub>2</sub>. Концентрации Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.29—3.45 мас. %) и MgO (1.17—2.65 мас. %) низкие; содержания MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ≤ 0.2 мас. %. Характерно обогащение мраморов серой (до 2 мас. % SO<sub>3</sub>). В волластонитовых мраморах содержание Na<sub>2</sub>O достигает 0.70 мас. %. Разброс содержаний компонентов задается соотношением силикатных и карбонатных прослоев.

Анализ минеральных ассоциаций мраморов из северного контакта позволяет выделить 5 зон (см. рис. 2, Б).

**Зона 1.** Пироксен-гранатовый карн с кальцитом (1 — 3 см), приуроченный к кровле траппа [Перцев, 1977].

**Зона 2.** Спуррит-мервинит-монтichelлит-гелениновый мрамор (± ранкинит, бредигит, куспидин, (Zn, Fe)S<sub>гекс.</sub>) также приурочен к кровле траппа; мощность зоны ≥ 30 см (см. рис. 4). Преобладают кальцит, спуррит (до 50 %) (Ca<sub>4.8-5.0</sub>Na<sub>0.0-0.1</sub>Si<sub>1.8-2.0</sub>P<sub>0.0-0.1</sub>O<sub>8</sub>(CO<sub>3</sub>)) и зональные мелилиты (до 20 %) (ядра — Gehl<sub>66-77</sub>Ak<sub>16-24</sub>Fe-Ak<sub>1-19</sub>Na-Mel<sub>0-11</sub>; каймы — Gehl<sub>41-71</sub>Ak<sub>17-37</sub>Fe-Ak<sub>0-25</sub>Na-Mel<sub>2-10</sub>) (табл. 3). Количество мервинита (Ca<sub>2.9-3.0</sub>Na<sub>0.0-0.1</sub>Mg<sub>0.8-1.0</sub>Fe<sub>0.1-0.2</sub>Si<sub>2.0</sub>O<sub>8</sub>) варьирует от единичных включений до 10 — 17 %. Суммарное количество монтichelлита (Ca<sub>1.0</sub>Mg<sub>0.6-0.8</sub>Fe<sub>0.1-0.3</sub>Mn<sub>0.0-0.1</sub>Si<sub>1.0</sub>O<sub>4</sub>) менее 10 %. Он образует симплектиты со спурритом, реже — с куспидином, самостоятельные зерна редки. В кальцитовых прослоях рассеяны мелкие зерна мелилита и мервинита. Перовскит равномерно распределен в породе, тогда как сульфиды (пирротин, расвумит, джерфишерит, Fe-сфалерит и вюрцит, алабандин) сосредоточены в силикатных прослоях и на их границах.



**Рис. 4. Мраморы из зоны контактового метаморфизма на р. Кочумдек.**

Облик типичного спуррит-мервинитового мрамора (А); силикатный прослой (Б); ассоциация кальцит + спуррит + мервинит + мелилит (В); реликт мервинита внутри монтichelлита (Г); спуррит-мончitelлитовый симплектит (Д); тиллент с включениями кальцита, волластонита и перовскита (Е). А—Г — фото в поляризованном свете, николи скрещены; Д, Е — фото в обратнорассеянных электронах. Cal — кальцит, Mll — мелилит, Mtc — монтichelлит, Mw — мервинит, Prv — перовскит, Spu — спуррит, Tly — тиллент, Wol — волластонит.



Таблица 3.

**Представительные составы породообразующих минералов из мраморов контактового ореола на р. Кочумдек (мас. %)**

Компонент	ПО	1*	2	3	4	5	6*	7	8	9	10*	11*	12	13
		Rnk	Brd	Mw		Mtc		Spu	Tly	Wol	Mll			
SiO <sub>2</sub>	0.03	41.55	35.37	35.69	36.40	36.99	36.20	26.99	25.51	51.52	26.78	29.91	38.26	36.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	<0.30	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	<0.30	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	26.85	23.81	11.17	12.67
FeO	0.06	<0.30	0.96	3.65	2.04	5.63	11.49	»	»	»	1.89	1.49	4.04	5.94
MnO	0.06	<0.30	0.28	0.43	0.18	1.94	2.80	»	»	»	<0.30	<0.30	0.27	0.24
MgO	0.04	<0.30	5.01	9.97	11.52	19.14	14.29	0.06	»	0.10	2.75	4.13	6.24	5.72
CaO	0.03	58.58	57.39	49.67	48.85	36.23	35.61	61.78	58.13	48.53	39.60	39.40	37.46	37.96
Na <sub>2</sub> O	0.06	<0.30	0.27	0.25	0.17	н.п.о.	<0.30	0.19	0.08	н.п.о.	0.31	0.62	1.84	1.62
K <sub>2</sub> O	0.03	<0.30	0.11	н.п.о.	н.п.о.	»	<0.30	н.п.о.	н.п.о.	»	<0.30	<0.30	0.31	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	<0.30	н.п.о.	0.13	0.05	»	<0.30	0.13	»	»	<0.30	<0.30	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	—	100.13	99.39	99.80	99.22	99.93	100.39	89.15	83.72	100.15	99.01	99.36	99.59	101.34
Расчет		7 O**	16 O**	8 O**		4 O**		К 7		3 O**	7 O**			
Si	—	1.980	4.007	1.991	2.002	1.002	1.007	2.014	2.027	0.994	1.250	1.370	1.766	1.707
Al	—	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.480	1.290	0.608	0.691
Fe	—	0.000	0.091	0.170	0.107	0.127	0.267	0.000	0.000	0.000	0.070	0.060	0.150	0.160
Mn	—	0.000	0.027	0.020	0.011	0.044	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.009
Mg	—	0.000	0.846	0.828	0.891	0.772	0.592	0.006	0.000	0.003	0.190	0.280	0.429	0.394
Ca	—	2.991	6.967	2.969	2.971	1.052	1.061	4.940	4.948	1.004	1.980	1.940	1.853	1.882
Na	—	0.000	0.059	0.027	0.020	0.000	0.000	0.028	0.012	0.000	0.003	0.006	0.165	0.145
K	—	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.018
P	—	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Примечание. TiO<sub>2</sub>, BaO, SrO — ниже пределов их обнаружения. ПО — пределы обнаружения соответствующих элементов, н.п.о. — ниже предела обнаружения. 3, 10, 12 — центр зерен; 4, 11, 13 — краевые зоны; 5 — зерно из Mtc-Spu симплектита; 6 — отдельное зерно. Для мелилита: FeO — общее; Fe = Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>. Минеральные ассоциации: 10, 11 — Mw + Mtc + Mll + Spu + Cal ± Csp, 12, 13 — Tly + Wol + Mll + Cal; 10 — Gehl<sub>70,5</sub>Ak<sub>19,3</sub>Fe-Ak<sub>7,5</sub>Na-Mll<sub>2,8</sub>; 11 — Gehl<sub>0,6</sub>Ak<sub>28,2</sub>Fe-Ak<sub>6,7</sub>Na-Mll<sub>5,5</sub>; 12 — Gehl<sub>20,7</sub>Ak<sub>44,5</sub>Fe-Ak<sub>16,7</sub>Na-Mll<sub>17,9</sub>; 13 — Gehl<sub>25,7</sub>Ak<sub>41,3</sub>Fe-Ak<sub>17,1</sub>Na-Mll<sub>15,9</sub>. Для монтичеллита: 5 — Mtc<sub>81,8</sub>Kirh<sub>13,5</sub>Gla<sub>4,7</sub>; 6 — Mtc<sub>64,0</sub>Kirh<sub>28,8</sub>Gla<sub>7,1</sub>. Brd — бредигит (Ca<sub>2</sub>Mg[SiO<sub>4</sub>]), Cal — кальцит, Gla — глаукохроит (CaMn[SiO<sub>4</sub>]), Csp — куспидин (Ca<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(F,OH)<sub>2</sub>), Kirh — кирштейнит (CaFe[SiO<sub>4</sub>]), Mll — мелилит (Gehl — геленит (Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>[SiO<sub>7</sub>]), Ak — акерманит (Ca<sub>2</sub>Mg[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]), Fe-Ak — ферроакерманит (Ca<sub>2</sub>Fe[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]), Na-Mll — Na-мелилит (CaNaAl[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]), Mtc — монтичеллит (CaMg[SiO<sub>4</sub>]), Mw — мервинит (Ca<sub>3</sub>Mg[SiO<sub>4</sub>]), Rnk — ранкинит (Ca<sub>3</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]), Spu — спуррит (Ca<sub>5</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)), Tly — тиллеит (Ca<sub>5</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>), Wol — волластонит. К 7 — расчет производился катионным методом.

\*Анализы по данным EDS SEM, прочие результаты, полученные на микронзондовом анализаторе.

\*\* Расчет формул произведен кислородным методом на соответствующее число атомов.

**Зона 3.** Спуррит-мелилитовый мрамор с перовскитом был обнаружен Н.Н. Перцевым [1977] в развалах, данное им описание позволяет привязать эту находку к уровню около 1 м над контактом.

**Зона 4.** Тиллеитовые (Ca<sub>4,8-5,0</sub>Mg<sub>0,0-0,03</sub>Na<sub>0,0-0,02</sub>Si<sub>1,9-2,0</sub>O<sub>7</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) мраморы с волластонитом или параволластонитом и мелилитом (см. рис. 4, E) (Gehl<sub>7-44</sub>Ak<sub>28-68</sub>Fe-Ak<sub>0,0-32</sub>Na-Mel<sub>9-40</sub>) (± кальсилит, куспидин, гроссуляр). Их блоки мощностью до 1 м обнаружены в развалах на высоте 1.5—2.7 м от контакта.

**Зона 5.** Мраморизованные известняки с частично перекристаллизованной фауной и пелитовыми прослоями (1—3 мм), замещенными микрозернистым агрегатом диопсида и плагиоклаза (± амфибол, гроссуляр), распространены на высоте ≥ 3 м от контакта.

**Параметры метаморфизма.** Температуры силикатно-карбонатных равновесий существенно зависят от P<sub>общ.</sub> и P<sub>CO<sub>2</sub></sub>, поэтому при их реконструкции важны независимые оценки этих параметров [Реввердатто, 1970; Перцев, 1977; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2011]. Исходя из суммарной мощности осадков (~ 665 м), залегающих над траппом, давление нагрузки в момент формирования кочумдекских мраморов составляло ~ 200 бар, что совпадает с первоначальными оценками [Реввердатто, 1964]. Давление CO<sub>2</sub> Н.Н. Перцев [1977] оценивает как P<sub>CO<sub>2</sub></sub> ≤ 0.2 P<sub>общ.</sub>

Для ряда составов серии геленит—акерманит определены экспериментально или рассчитаны кривые фазовых превращений с участием мервинита [Перцев, 1977; Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2011], что позволяет реконструировать температурный интервал начала ретроградных изменений кочумдекских мраморов. Снизу он ограничен реакцией мервинит + кальцит → спуррит + монтичеллит (T<sub>min</sub> = 820°C

для  $P_{\text{CO}_2} = 0.2 P_{\text{общ}}$ ), а сверху — кривой устойчивости ассоциации мервинит + мелилит (Gehl<sub>30</sub>) ( $T_{\text{min}} = 880$  °С для  $P_{\text{CO}_2} = 0.2 P_{\text{общ}}$ ) [Перцев, 1977]. Достижение температур на контакте  $T \geq 900$  °С подтверждает присутствие в парагенезисе с мервинитом ранкинита, бредигита и высокотемпературной модификации (Zn, Fe, Mn)S (структурный тип вюртцита). Полиморфный переход (Zn, Fe)S<sub>тек.</sub> → (Zn, Fe)S<sub>куб.</sub>, реализующийся при  $T = 894$  °С ( $P = 150$  бар) [Kullerud, 1953], представляет собой минеральный термометр, независимый от  $P_{\text{CO}_2}$ . Таким образом, в мервинитовой зоне протолит был прогрет до  $T \geq 900$  °С. В свою очередь, при известных  $P_{\text{общ}} = 200$  бар и  $T \geq 900$  °С кривая равновесия акерманит + кальцит → мервинит позволяет оценить долю  $P_{\text{CO}_2} \sim 0.5 P_{\text{общ}}$  [Tracy, Frost, 1991; Grapes, 2011]. Присутствие во всех изученных мраморах ассоциации пирротин + расвумит и отсутствие в них пиррита позволяет, основываясь на экспериментальных данных для системы KFeS<sub>2</sub>—Fe—S [Osadchii et al., 2018], определить нижнюю температурную границу метаморфизма пород 2—4-й зон не ниже 513 °С.

В целом набор индекс-минералов: ранкинит, бредигит, спуррит, мелилит (Gehl<sub>66-77</sub>) (зона 2); спуррит (зона 3); тиллеит, волластонит и мелилит (Gehl<sub><45</sub>) (зона 4); диопсид, амфибол, гроссуляр (зона 5) позволяет реконструировать следующие минимальные температуры прогрева осадков в кровле кочумдекского траппа (см. рис. 2): зона 2 ( $\geq 900$  °С); зона 3 ( $\geq 750$  °С); зона 4 ( $\geq 700$  °С); зона 5 ( $\sim 500$ — $550$  °С) [Ревердатто, 1970; Перцев, 1977; Tracy, Frost, 1991; Heinrich et al., 2004; Grapes, 2011]. При постановке и решении теплофизических задач эти величины использовались как реперные.

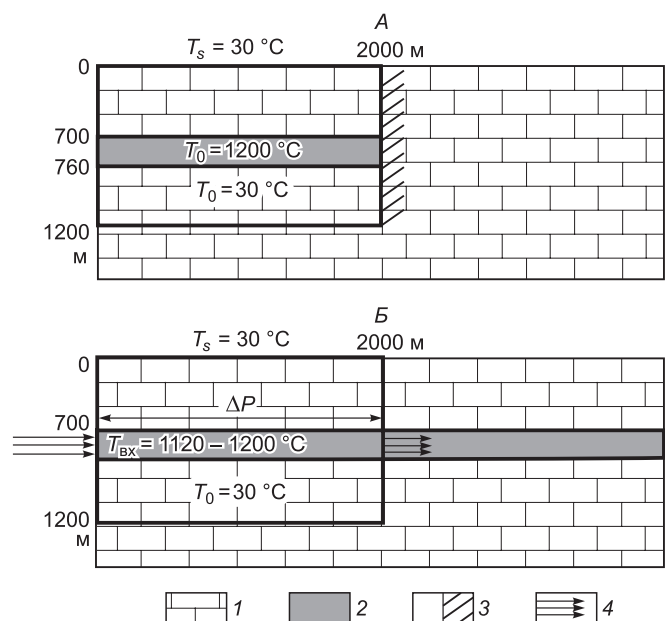
### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Задача теплопереноса была решена для реальных параметров метаморфической зональности вблизи пластового интрузива на р. Кочумдек. В расчетной модели геологическим телам (траппу и вмещающим осадочным толщам) соответствует расчетная область, состоящая из трех подобластей. Размер данной области по горизонтальной координате 2000 м, по вертикальной 1120—1200 м (в зависимости от принимаемой мощности траппа). Верхняя и нижняя части области, отвечающие осадочным толщам, являются твердыми теплопроводящими телами мощностью 700 и 440 м соответственно. Центральная область — горизонтальный канал, заполненный расплавом (движущимся либо неподвижным). Его мощность варьировалась в разных моделях от 20 до 100 м (рис. 5). Сетка структурированная, 2000 точек с шагом 1 м по горизонтальной координате и шагом 0.5 м по вертикальной координате, при этом по нормальной координате задавались сгущения ближе к контакту. Во вмещающей породе также задавались сгущения у зоны контакта до 0.05 м. Начальная температура во вмещающих породах принималась равной  $T_0 = 30$  °С, температура магмы на входе в канал варьировалась от 1120 до 1200 °С. На верхней поверхности расчетной области ставилось изотермическое условие 30 °С, на всех остальных границах твердых тел — адиабатическое условие. На входе в канал задавалось избыточное давление  $\Delta P$ , превосходящее литостатическое, на выходе давление было принято равным литостатическому (0.2 кбар = 20 МПа).

Решались полные уравнения Навье—Стокса в магматическом канале с учетом энтальпии кристаллизации, переменной вязкости и плотности расплава. Формулировка системы уравнений сохранения детально изложена в работе [Семенов, Полянский, 2017], задача решалась с использованием программного пакета ANSYS Fluent [2009]. В нашей модели магма описывается как пористая среда с величиной пористости, равной доли расплава в диапазоне температур солидуса и ликвидуса. В диапазоне температур солидус—ликвидус магма описывается моделью однофазной жидкости с осредненной скоростью течения дискретного объема вещества, содержащего смесь

**Рис. 5.** Два варианта модели теплового режима становления кочумдекского траппа.

*А* — модель «мгновенного» заполнения канала и кондуктивного охлаждения неподвижной магмы. *Б* — модель продолжительного течения магмы в канале под действием градиента давления с учетом динамики кристаллизации и температурной зависимости вязкости магмы. Значения символов — см. в тексте. 1 — осадочная толща; 2 — канал, заполненный магмой; 3 — непроницаемая стенка; 4 — направление потока.



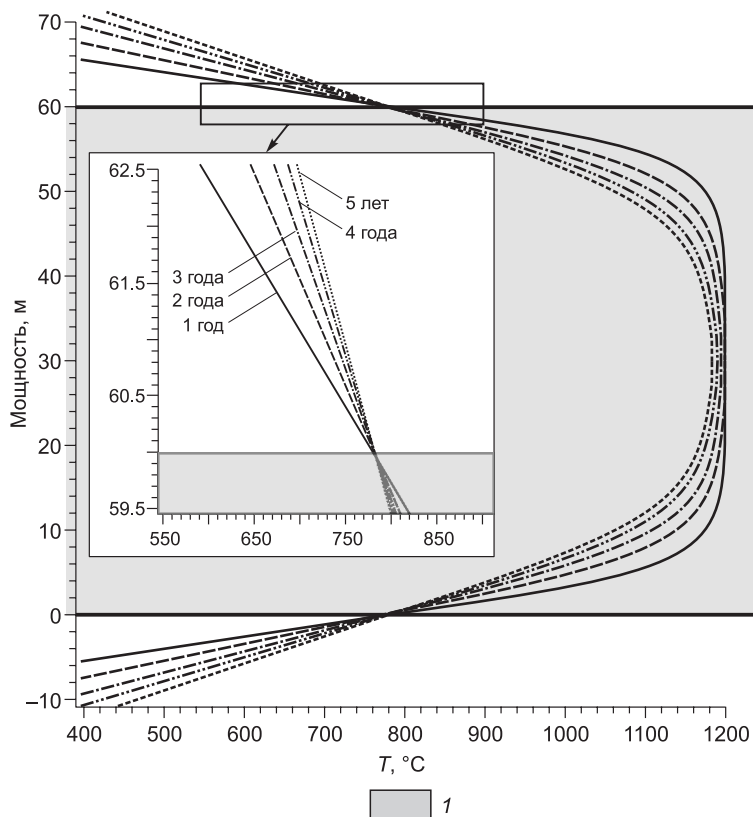
расплава и кристаллов. Теплота, выделяющаяся при кристаллизации, линейно пропорциональна доли кристаллической фазы.

Теплофизические свойства движущейся по каналу магмы (плотность, степень кристаллизации), а также температуры солидуса и ликвидуса были рассчитаны с помощью программы MELTS [Ghiorso, Sack, 1995] для реальных составов троктолитовых долеритов и габбро-долеритов из зоны контакта (см. табл. 1). Вязкость расплава рассчитывалась на основании экспериментальной зависимости с учетом валового химического состава базитов и содержания воды в расплаве [Персигов, Бухтияров, 2009]. Вязкость магмы меняется в диапазоне от 60 до  $5 \cdot 10^6$  Па·с при снижении температуры от 1250 до 1050 °С. Доля кристаллов в магме для всех изученных составов долеритов при температуре около 1000 °С достигает 98—99 %. Теплоемкость, теплопроводность и плотность вмещающих карбонатных осадков задавались равными 860 Дж/(кг·К), 2,4 Вт/(м·К), 2650 кг/м<sup>3</sup>; магмы 1250 Дж/(кг·К), 2,5 Вт/(м·К), 2660—3060 кг/м<sup>3</sup>, энтальпия кристаллизации базитовой магмы 380 кДж/кг, согласно [Gutierrez, Parada, 2010]. Количество растворенной воды в исходном расплаве принималось 0,5 мас. %.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Цель моделирования состояла в исследовании режима теплового источника, удовлетворительно объясняющего распределение температур в кочумдекской зоне контактового метаморфизма (см. рис. 2). Температурные оценки, полученные по минералогическим термометрам, являлись контрольными значениями для верификации моделей. Был последовательно рассмотрен ряд факторов, способных влиять на распределения температур вблизи теплового источника (магматического тела): (1) наличие течения в канале; (2) мощность канала; (3) начальная температура расплава; (4) энтальпия кристаллизации; (5) теплопроводность и теплоемкость вмещающих пород.

На первом этапе моделировалось кондуктивное остывание базальтовой магмы с начальной температурой в 1200 °С, «мгновенно» заполняющей канал мощностью 60 м при дальнейшем отсутствии движения расплава (см. рис. 5, А). Расчет показал, что при остывании и выделении тепла при кристаллизации неподвижного расплава температура на контакте не превышает 790 °С и со временем снижается (рис. 6). Важно подчеркнуть, что при отсутствии течения расплава ни увеличение мощности канала (от 40 до 100 м), ни вариации теплопроводящих свойств вмещающих пород не приводят к значимому росту температуры на контакте. Со временем растет только мощность зоны термометаморфизма, которая через 5 лет достигает 5 м (табл. 4). Следовательно, модель остывания неподвижного расплава не способна объяснить реальные температуры в зоне контакта ( $\geq 900$  °С).



Для оценки вклада энтальпии кристаллизации базальтовой магмы в общий тепловой баланс системы был проведен дополнительный расчет. Без учета этого вклада модельная температура на контакте составляла  $\leq 680$  °С. Следовательно, при заданных теплофизических параметрах эффект энтальпии кристаллизации сказывается на увеличении максимальной температуры на контакте не более чем на 100 °С, что также не обеспечивает прогрева вмещающих пород до необходимых температур в контрольных точках.

Вторая модель развивала первую и была построена для более сложного случая конвективного теплообмена с

**Рис. 6.** Результат расчета в модели кристаллизации магмы (см. А, на рис. 5) с начальной температурой 1200 °С в канале мощностью 60 м.

Показаны профили температуры в интервале времени 1—5 лет. 1 — силл.

Таблица 4. Эволюция температурного поля вблизи траппового тела в середине модельной области в течение пяти лет на разных удалениях от контакта

Мощность траппового тела, м	1 год				5 лет			
	Расстояние от контакта, м							
	Контакт	5	25	50	Контакт	5	25	50
20	770 °С	400 °С	30 °С	30 °С	750 °С	545 °С	30 °С	30 °С
40	778 °С	410 °С	30 °С	30 °С	785 °С	560 °С	30 °С	30 °С
60	780 °С	410 °С	30 °С	30 °С	785 °С	580 °С	32 °С	30 °С
80	780 °С	415 °С	30 °С	30 °С	790 °С	585 °С	34 °С	30 °С
100	785 °С	420 °С	31 °С	30 °С	790 °С	585 °С	34 °С	31 °С

Примечание. Начальная температура магмы на входе 1200 °С.

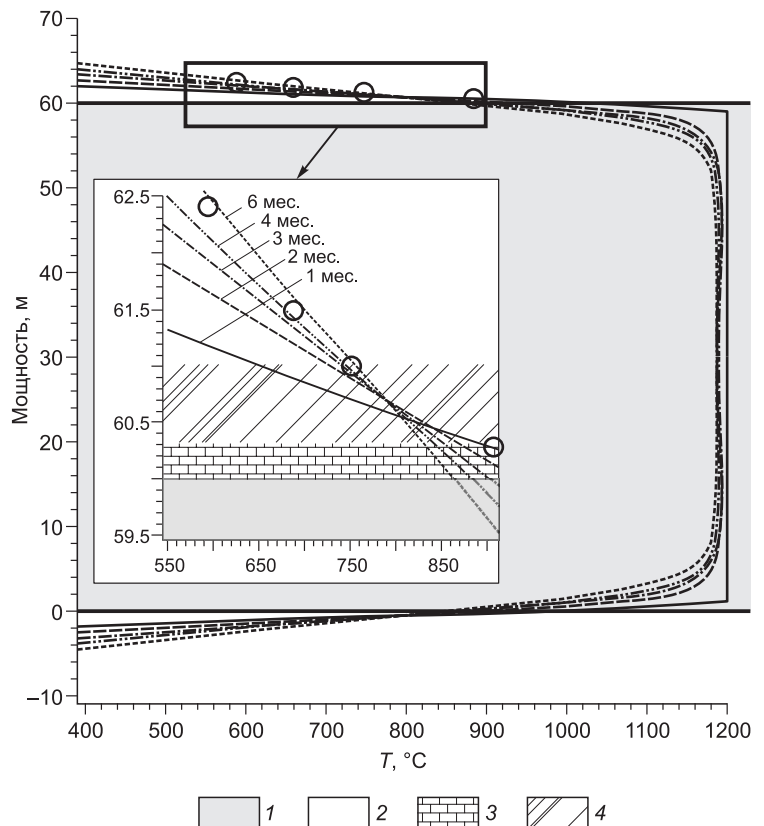
учетом течения расплава в канале (см. рис. 5, Б). На входе в канал задавался скачок давления, избыточного по отношению к литостатическому ( $P_{\text{лит}} = 20$  МПа), величина варьировалась от 0.001 до 10 МПа. Температура магмы на входе в канал принималась от 1120 до 1200 °С в разных вариантах модели. В этой модели избыточное давление поддерживается в течение 1 мес. и вызывает движение расплава; в дальнейшем поток прекращался и неподвижная магма остывала. На рисунке 7 приведен результат расчета температурного поля при начальной температуре 1200 °С и избыточном давлении на входе в канал 1 МПа (на 5 % литостатического). Принципиально важной особенностью этой модели является существование на начальном этапе прогрева вмещающих пород приконтактной зоны с  $T \geq 800$  °С. Ширина этой зоны определяется положением точки пересечения профилей температуры, которая отстоит от контакта на 0.6—0.8 м (см. рис. 7, врезка). Высокотемпературная экзоконтактная зона существует в течение 35 лет при мощности канала 60 м и в течение 5 лет — при мощности 20 м.

Важно отметить, что в предыдущей модели кондуктивного остывания неподвижной магмы положение данной точки приходится на границу магматического канала (см. рис. 6), вследствие чего высокотемпературная экзоконтактная зона отсутствует. Из результатов конвективной модели можно заключить, что для прогрева пород контактовой зоны до  $T = 900$  °С достаточно течения магмы сроком 1 мес. Затем течение прекращается и остывание продолжается в кондуктивном режиме. Профиль распределения максимальных температур, полученный для длительности остывания 6 мес., наилучшим образом соответствует распределению температур в контрольных точках кочумдекского зонально-метаморфического комплекса (см. рис. 7).

При мощности канала от 40 до 100 м и длительности существования потока магмы свыше 1 года в моделях достигается превышение температур над значениями, полученными по индекс-минералам в контрольных точках

Рис. 7. Результат расчета в модели течения магмы (см. Б, на рис. 5) с начальной температурой 1200 °С в канале мощностью 60 м под действием избыточного давления 1 МПа.

Показаны профили температуры в интервале времени 1—6 мес. На врезке увеличенный фрагмент верхнего контакта траппа. Кружками показаны оценки температуры на разном удалении от контакта с пластовой интрузией, установленной по минеральным термометрам. 1 — силл, 2 — вмещающая порода, 3 — зона спуррит-мервинитовых мраморов, 4 — зона спурритовых мраморов.



более чем на 100 °С, что не соответствует наблюдениям. При снижении мощности канала до 20 м и избыточном давлении  $\geq 0.1$  МПа аналогичное превышение температуры достигается при длительности потока не менее двух лет. Высокая температура на контакте объясняется тем, что при достаточно высоких скоростях течения магмы кристаллиты движутся с потоком расплава и зоны сплошной солидификации вблизи стенок не возникает. Принципиальное отличие первой и второй моделей состоит в том, что при наличии течения в канале температура расплава вблизи контакта снижается незначительно, а канал в целом сохраняет свойства стационарного теплового источника.

В развитие второй модели были выполнены дополнительные расчеты, с разными значениями теплоемкости и теплопроводности вмещающих карбонатных пород (от 700 до 1100 Дж/(кг·К) и от 0.8 до 3 Вт/(м·К)). Это позволило смоделировать зависимость интенсивности теплоотвода от теплофизических характеристик вмещающих пород. Вклад эндотермических фазовых превращений учитывался путем снижения эффективной теплоемкости вмещающих пород. Полученные результаты свидетельствуют, что теплоотдача от движущегося по каналу расплава вносит главный вклад в общий баланс тепла. Поглощение тепла при эндотермических фазовых превращениях в карбонатных осадках примерно равно по величине и в некоторой степени «компенсирует» эффект выделения тепла при кристаллизации [Дударев и др., 1972]. При снижении модельной температуры магмы на входе в канал от  $T_{\text{вх}} = 1200$  до 1150 °С для достижения реперных температур в контрольных точках требуется существование потока в течение 6—8 мес. вместо одного.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мраморы контактовых зон, одна из которых расположена в правобережье р. Подкаменная Тунгуска (Кузьмовский силл), а вторая в среднем течении р. Кочумдек, возникли по однотипному протолисту. Давление нагрузки в обоих случаях было близко к 200 бар. При этом анализ минеральных ассоциаций показал, что породы кровли 150-метрового Кузьмовского силла были прогреты до  $T \sim 740$  °С [Ревердатто, 1964, 1970; Перцев, 1977], тогда как в кровле Кочумдекского интрузива мощностью  $\leq 80$  м температура превышала 900 °С. Следовательно, режим термометаморфизма в кровле Кочумдекского интрузива существенно отличался от обычного для юго-западной окраины Тунгусской синеклизы. Причиной этого, по нашему мнению, является режим становления данного магматического тела. Хорошее соответствие численной (математической) модели поля распределения температур для случая течения расплава в канале и натурных наблюдений позволяет рассматривать кочумдекские мраморы как результат метаморфизма карбонатных осадков в зоне теплового воздействия движущегося потока базальтового расплава. В этом отношении он аналогичен долеритовому силлу о. Мулл (Шотландия) [Wartho et al., 2001] с той лишь разницей, что в последнем случае метаморфизму подверглись пелитовые осадки. Построенные нами численные модели впервые позволяют перейти к оценке длительности различных этапов метаморфического процесса, используя при этом результаты, полученные для силла о. Мулл [Wartho et al., 2001] как контрольные реперы.

В работах, посвященных тепловому режиму вблизи магматических пластовых интрузий (силлов и даек), рассматривается в основном два типа моделей. Согласно [Шарапов и др., 2000], существует докритический и закритический режим функционирования системы магма—вмещающая порода. В моделях первого типа докритический режим предполагает «мгновенное» заполнение магмой подготовленной камеры, ее дальнейшее кондуктивное остывание и солидификацию. Этот режим реализуется при недостаточности перепада давления в магматическом канале для поддержания движения расплава. В моделях второго типа (закритический режим) перепад давления достаточен для существования стационарного потока расплава. В этом случае обеспечивается повышенная теплоотдача от магмы во вмещающую породу и, как следствие, высокая температура на контакте в течение всего времени существования потока.

Вопросы влияния теплофизических факторов на мощность зоны контактового метаморфизма, его длительность и максимальную температуру в отсутствие флюида детально рассмотрены в работах [Дударев и др., 1972; Шарапов и др., 2000; Nabalek et al., 2012; Природа ..., 2017]. Так, А.Н. Дударевым и др. [1972] были выполнены оценки для кондуктивной модели «неподвижная магма—вмещающая порода», максимальные температуры на контакте не превышали 650—700 °С. Согласно их данным, для пластового магматического тела мощностью от 20 до 100 м ширина контактовой зоны в карбонатных осадках равна 0.5—2.5 м. При этом время, необходимое для прогрева пород до  $T = 500$  °С, составляет от 1.7 до 26 лет. Конвекция порового флюида во вмещающих породах и выделяющегося при кристаллизации расплава вносит незначительный вклад в продолжительность остывания силла [Polyansky et al., 2002, 2003] и поэтому в настоящей работе не учитывается.

Иной сценарий теплового воздействия рассмотрен для долеритового силла о. Мулл [Wartho et al., 2001]. Здесь вмещающие сланцы в зоне термического воздействия были перекристаллизованы, а на

контакте с sillом претерпели плавление. Температура в зоне контакта достигала 930 °С. В работе [Wartho et al., 2001] на основе данных о зональности минералов и потере слюдами радиогенного <sup>40</sup>Ar было доказано существование непрерывного потока магмы с  $T = 1130$  °С по каналу мощностью 6 м в течение 5 мес. Величина избыточного давления была оценена в 29 МПа при литостатическом давлении в камере 250 МПа, отвечающем глубине 8.3 км.

Согласно выполненным нами расчетам, температурный профиль Кочумдекской зоны контактового метаморфизма могло обеспечить существование в канале стационарного потока магмы при  $T = 1120$ — $1200$  °С в течение нескольких месяцев при величине избыточного давления порядка 1 МПа. Таким образом, для кочумдекского траппа и силла Мулл [Wartho et al., 2001] оценки длительности существования потока, необходимого для формирования метаморфических пород спуррит-мервинитовой фации, практически совпадают. При этом рассчитанное нами избыточное давление оказалось на порядок ниже (1 МПа и 29 МПа), что закономерно, поскольку исходные глубины расположения сопоставляемых магматических камер также различаются на порядок (0.7 и 8.3 км). Приведенные выше расчеты показали, что мощность интрузива не влияет на максимальную температуру контактового метаморфизма, однако определяет продолжительность прогресса вмещающих пород и мощность низкотемпературных зон метаморфизма.

Распределение скорости в сечении канала соответствует параболическому профилю Пуазейля с максимальной величиной на оси канала, равной 1.2 м/с при величине избыточного давления 1 МПа. Если усреднить значение скорости в канале на уровне 0.8 м/с по всему профилю, то через канал мощностью 60 м и протяженностью 1 км за 3 мес. протечет объем магмы примерно 350 км<sup>3</sup>. Общий объем траппов кузьмовского комплекса установить затруднительно ввиду отсутствия скважинных данных, поэтому объем излияний можно приблизительно оценить по площади распространения базитов. Сделанная оценка величины объема магмы, излившейся через питающий канал километровой длины, соответствует интрузивному телу мощностью 100 м и площадью 50×70 км, что представляется вполне реальным (см. рис. 1).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полизональный контактово-метаморфический комплекс на р. Кочумдек приурочен к верхнему контакту дифференцированного траппа (троктолитовый габбро-долерит) кузьмовского комплекса и мергелистых известняков нижнекочумдекской подсвиты. Давление нагрузки в момент его формирования составляло около 200 бар. Разнообразие индекс-минералов позволяет реконструировать температурные интервалы образования четырех метаморфических зон: мервинит, спуррит, геленит ( $\pm$  ранкинит, бредигит) —  $T \geq 900$  °С (зона 2); спуррит,  $T \geq 750$  °С (зона 3); тиллеит и мелилит ( $Gehl_{<50}$ )  $\geq 700$  °С (зона 4); диопсид, амфибол, гроссуляр,  $T = 500$ — $550$  °С (зона 5). Ретроградное разложение мервинита (с образованием спуррит-монтичеллитовых или куспидин-монтичеллитовых симплектитов) указывает на поддержание в зоне 2 температуры не менее 820—880 °С и на регрессивном этапе. Мощность метаморфических зон последовательно растет от 30 см вблизи контакта до более 1 м по мере удаления от него.

Методами численного моделирования было проанализировано влияние серии факторов (движение расплава по каналу, температура магмы, мощность канала, теплофизические характеристики вмещающих пород) на температурный профиль зоны контакта. Установлено, что ключевым фактором достижения искоемых температур в контрольных точках экзоконтакта является существование течения в канале длительностью до первых месяцев.

Для кочумдекского комплекса профили модельных температур и реконструированных по минеральным термометрам фактически совпадают при следующих параметрах: температура магмы — 1200 °С, мощность траппа — более 40 м, длительность существования потока расплава — до нескольких месяцев. При мощности канала  $\leq 20$  м искоемые температуры достигаются за большее время существования течения, вплоть до года. Величина начальной температуры магмы обратно пропорциональна необходимой продолжительности существования течения. В случае кристаллизации неподвижного расплава метаморфизм спуррит-мервинитового уровня ( $T \geq 800$  °С) не реализуется. Моделирование также позволило установить, что мощность экзоконтакта, в пределах которого локализованы две зоны максимальных температур, составляет 0.6—0.8 м (см. рис. 7, врезка). При мощности интрузива 20—60 м время развития этих зон составляет 5—35 лет.

Таким образом, на примере модели формирования кочумдекских мраморов подтверждено положение, ранее сформулированное [Ревердатто, 1970], — повышенную (относительно кондуктивной теплопередачи) температуру  $\sim 850$ — $900$  °С в контактирующих карбонатных осадках (преимущественно сухих) способно обеспечить только движение расплава по магматическому каналу. Вопрос о форме канала (питающая дайка или пологозалегающий силл) остается невыясненным ввиду плохой обнаженности. В.В. Ревердатто считает, что сделанные модельные оценки распределения температур и их эво-

люция в контакте траппового тела хорошо объясняются течением магмы по трещине в случае образования дайки. Что касается предположения о метаморфизме пород в контакте силла, это кажется сомнительным, так как напорное течение магмы имело место только в короткий период заполнения магматической камеры, а дифференциация по составу в мощных пластовых телах траппов Кузьмовского комплекса свидетельствует о незначительности конвекции в охлаждающемся расплаве.

Авторы признательны сотрудникам Центрально-Сибирского биосферного заповедника и его директору П.В. Кочкареву, а также старосте фактории Кочумдек А.П. Густомесову за помощь в осуществлении полевых работ. Мы также выражаем нашу признательность профессору А.Э. Изоху за консультации и сотрудникам Аналитического центра ИГМ СО РАН к.г.-м.н. Н.С. Карманову, Е.Н. Нигматулиной и М.В. Хлестову за аналитическое сопровождение работ. Авторы выражают свою искреннюю признательность чл.-кор. РАН Е.В. Складову и рецензентам д.г.-м.н. И.И. Лиханову и к.г.-м.н. А.В. Лавренчуку за внимательное отношение к рукописи, конструктивные замечания и предложения по ее улучшению.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, а также при поддержке РФФИ (гранты 15-05-00760 и 17-05-00848).

## ЛИТЕРАТУРА

**Алексеев В.Д., Аляев В.А., Бармин В.А., Белоплицкая Л.И., Божко В.В., Варганов А.С., Егоров В.Н., Егоров А.С., Кажаяева 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.

**Газеев В.М., Гурбанова О.А., Задов Е.А., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б.** Минералогия скарнированных известковых ксенолитов вулкана Шади-хох (Кельский вулканический район Большого Кавказа) // Вестник Владикавказского научного центра, 2012, № 2, с. 23—33.

**Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н.** Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, Наука, 1972, 124 с.

**Лебедев А.П.** Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски // Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 71—117.

**Лунгергаузен Г.Ф., Шульц Н.Э., Богданова Н.Н., Дехтерев Г.Б.** Геологическая карта СССР м-ба 1: 200 000. Серия Туруханская. Лист Р-46—XIV. М., Госгеолтехиздат, 1959.

**Малич Н.С., Григорьев В.В.** О связи магматизма с тектоникой в бассейнах нижних течений рек Подкаменной Тунгуски и Бахты // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1960, вып. 31, с. 27—36.

**Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.** Структурно-химическая модель прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии  $H_2O$  в них в широком диапазоне составов и  $TP$ -параметров земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1393—1408.

**Перцев Н.Н.** Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М., Наука, 1977, 256 с.

**Перцев Н.Н., Шмулович К.И.** Оценка физико-химических условий контактового метаморфизма ларнит-мервинитовой фации на примере проявлений в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, № 6, с. 39—47.

**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.

**Природа и модели метаморфизма / В.В. Ревердатто, И.И. Лиханов, О.П. Полянский, В.С. Шеплев, В.Ю. Колобов.** Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.

**Прусская С.Н.** Петрология интрузивных траппов запада Сибирской платформы (по данным бурения на нефть и газ). Красноярск, Изд-во Сибирского федерального университета, 2008, 248 с.

**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.

**Семенов А.Н., Полянский О.П.** Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1665—1683.

**Тесаков Ю.И.** О валидности силурийских свит, выделенных на северо-западе Сибирской платформы по материалам промысловой геофизики // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2014, вып. 19. Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 55, с. 5—37.

- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н.** Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 414 с.
- ANSYS fluent theory guide.** Release 12.1, 2009.
- Bergen van M.J., Barton M.** Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and siliceous magma: an example from Mt. Amiata (Central Italy) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 374—385.
- 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.
- Galuskin E.V., Kusz J., Armbruster T., Bailau R., Galuskina I.O., Ternes B., Murashko M.** A re-investigation of mayenite from the type locality, the Ettringer Bellerberg volcano near Mayen, Eifel District, Germany // *Miner. Mag.*, 2012, v. 76, p. 707—716.
- Galuskina I.O., Galuskin E.V., Armbruster T., Lazic B., Dzierzanowski P., Gazeev V.M., Prusik K., Pertsev N.N., Winiarski A., Zadov A.E., Wrzalik R., Gurbanov A.G.** Bitikleite-(SnAl) and bitikleite-(ZrFe): New garnets from xenoliths of the Upper Chegem volcanic structure, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 959—967.
- Ghiorso M.S., Sack R.O.** Chemical mass-transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 119 (2—3), p. 197—212.
- Grapes R.** *Pyrometamorphism.* 2nd ed. Berlin, Springer, 2011, 365 p.
- Gutierrez F., Parada M.A.** Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, № 3, p. 731—762.
- 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 // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, p. 131—149.
- Kerrick D.M.** *Contact metamorphism.* Ser. Rev. Miner. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 1991, 847 p.
- Khoury H., Sokol E., Kokh S., Seryotkin Y., Kozmenko O., Goryainov S., Clark I.** Intermediate members of the lime-montepelite solid solutions (Ca<sub>1-x</sub>Cd<sub>x</sub>O,  $x = 0.36—0.55$ ): Discovery in natural occurrence // *Amer. Miner.*, 2016, v. 101, p. 132—147.
- Koritnig S.** Die Blaue Kuppe bei Eschwege. Aufschluss, 1978, v. 28, p. 237—247.
- Kullerud G.** The FeS–ZnS system a geological thermometer // *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1953, v. 32, p. 61—147.
- Nabelek P.I., Hofmeister A.M., Whittington A.G.** The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 317/318, p. 157—164.
- Osadchii, V.O., Voronin, M.V., Baranov, A.V.** Phase equilibria in the KFeS<sub>2</sub>–Fe–S system at 300—600 °C and baronite stability // *Contr. Miner. Petrol.*, 2018, v. 173, p. 44.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Sverdlova V.G.** Convection of two-phase fluid in a layered porous medium driven by the heat of magmatic dikes and sills // *Geochem. Int.*, 2002, v. 40, № 1, p. s69—s81.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Khomenko A.V., Kuznetsova E.N.** Modeling of fluid flow and heat transfer induced by basaltic near-surface magmatism in the Lena—Tunguska petroleum basin (Eastern Siberia, Russia) // *J. Geochem. Explor.*, 2003, v. 78—79, p. 687—692.
- Sokol E.V., Kokh S.N., Khoury H.N., Seryotkin Yu.V., Goryainov S.V.** Long-term immobilization of Cd<sup>2+</sup> at the Tulul Al Hammam natural analogue site, central Jordan // *Appl. Geochem.*, 2016, v. 70, p. 43—60.
- Tracy R.J., Frost B.R.** Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations // *Contact metamorphism* / Ed. D.M. Kerrick. Rev. Miner., Mineralogical Society of America, 1991, v. 26, p. 207—280.
- Wartho J.-A., Kelley S.P., Blake S.** Magma flow regimes in sills deduced from Ar isotope systematics of host rocks // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, № 3, p. 4017—4035.

*Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.  
Е.В. Скларовым*

*Поступила в редакцию 9 апреля 2018 г.,  
после доработки — 14 июня 2018 г.*