

УДК 552.11+553.3

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ КУРЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРАФИТА В КРОВЛЕ ТРАПОВОЙ ИНТРУЗИИ ПЕРВОГО ПОРОГА (Сибирская платформа)

В.В. Рябов, В.А. Пономарчук

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

Обоснована ведущая роль литолого-стратиграфического, структурно-тектонического, магматического, метаморфического и флюидного геологических факторов формирования месторождения графита. Приводятся петрография, химический состав пород и минералов магматических пород, изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ в графитах и кальцитах, $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в кальцитах и в инъекциях микродолеритов, $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах. Термическое воздействие магматического расплава на уголь привело к его дегазации и графитизации. Предполагается, что пропаривание инъекций микродолеритов углеводородными флюидами сопровождалось выносом из них железа и кристаллизацией маложелезистых клинопироксенов, а взаимодействие флюидов с базальтовым расплавом в верхней эндоконтактной зоне интрузии спровоцировало ликвацию расплава и образование глобулярной текстуры пород. Нахождение линзы кальцититов и жилы сульфидов между кровлей интрузии и пластом графита связано с ранее внедрившимся сульфатным соевым расплавом и последовавшим в дальнейшем взаимодействием его с углеводородными флюидами. В результате произошла сульфатредукция и образование кальцититов, а восстановление сульфатной серы завершилось сульфуризацией железа базальтового расплава и образованием сульфидной жилы. Сульфатный соевый расплав был источником изотопно-тяжелой серы ($\delta^{34}\text{S} = 14.9\text{--}17.5\text{‰}$) для сульфидов и кальция для кальцититов. Сходство изотопного состава кальцититов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} -22.5\text{--}-23.5\text{‰}$), углей ($-22.6\text{--}-25.5\text{‰}$, $n = 25$) и графитов ($-23.5\text{--}-25.0\text{‰}$) позволяет предполагать в качестве источника углерода в кальцитах каменные угли. По изотопному составу стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.70834\text{--}0.70885$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} \sim 15\text{‰}$) кальцититы сопоставимы со стронцием и кислородом девонских эвапоритов Сибирской платформы. Изотопные данные ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) свидетельствуют об участии пласта углей и ангидрита в качестве источников вещества в формировании кальцитита и сульфидной минерализации.

Графитовое месторождение, углеводороды, траппы, ликвация, кальцитит, изотопы

PETROLOGY OF THE KUREIKA GRAPHITE DEPOSIT IN THE ROOF OF THE FIRST-RAPID TRAP INTRUSION (Siberian Platform)

V.V. Ryabov, V.A. Ponomarchuk

The leading role of lithostratigraphic, structural/tectonic, magmatic, metamorphic, and fluid geologic factors in the formation of a graphite deposit is substantiated. We present the petrographic and chemical compositions of rocks and minerals of igneous rocks, the $\delta^{13}\text{C}$ values of graphites and calcites, the $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonates, the $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides, and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios in calcites and microdolerite injections. The thermal effect of magmatic melt on coal led to its degassing and graphitization. The steaming of microdolerite injections with hydrocarbon fluids was probably accompanied by the removal of iron from them and the crystallization of low-Fe clinopyroxene, and the interaction of fluids with basaltic melt in the upper endocontact zone of the intrusion led to the segregation of the melt and the formation of a globular structure of rocks. The presence of a calcite lens and a sulfide vein between the roof of the intrusion and the graphite bed is due to the earlier intrusion of sulfate salt melt and its subsequent interaction with hydrocarbon fluids, which resulted in sulfate reduction and the formation of calcites. The sulfate reduction terminated with iron sulfurization in the basaltic melt and the formation of a sulfide vein. Sulfate salt melt was a source of heavy sulfur isotope ($\delta^{34}\text{S} = 14.9\text{--}17.5\text{‰}$) for sulfides and of calcium for calcites. The similar isotope compositions of calcites ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -22.5$ to -23.5‰), coals (-22.6 to -25.5‰ , $n = 25$), and graphites (-23.5 to -25.0) suggest that coal is a source of carbon for calcites. In the isotopic compositions of strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.70834\text{--}0.70885$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O} \approx 15\text{‰}$) the calcites are similar to the Devonian evaporites of the Siberian Platform. The isotope data ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) point to the participation of the coal seam and anhydrite as sources of substance in the formation of calcite and sulfide mineralization.

Graphite deposit, hydrocarbons, traps, segregation, calcite, isotopes

ВВЕДЕНИЕ

Курейское месторождение находится в Курейско-Нижнетунгусской графитоносной провинции в приенисейской части Тунгусского угольного бассейна, которая содержит свыше 90 % прогнозных ресурсов этого полезного ископаемого России [Солоненко, 1954; Угольная база..., 2001; Варганов и др., 2018]. Графитовые месторождения провинции относятся к контактово-метаморфическому типу месторождений [Еремин, 1991], среди которых Курейское месторождение по геолого-экономическим показателям является особо крупным по запасам, а по содержанию углерода (89.5—98.5 %) уникальным. В сравнении с однотипными месторождениями, которые известны в Мексике, Южной Корее, в Китае и Австрии, оно считается одним из лучших [Геологическое строение..., 1987]. Курейское месторождение обнаружено в 1861 г. промышленником из г. Енисейск М.К. Сидоровым, который произвел его геологическую разведку и с 1863 г. приступил к добыче графита. В 1921 г. месторождение посещал С. Обручев [1933], он дал первое геологическое описание месторождения. В 1930-х годах месторождение в качестве концессии брали англичане. В летнее время они на кораблях заплывали за графитом по северному морскому пути и далее по рекам Енисей и Курейка. Несмотря на большую удаленность месторождения, разработка Курейского рудника на протяжении многих лет была для англичан рентабельной. В настоящее время месторождение обеспечивает графитом крупнейшие металлургические комбинаты России. Некоторое представление о геологическом строении района расположения Курейского месторождения графита можно получить на карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (дополнительные материалы https://sibran.ru/journals/Suppl_Ryabov.pdf, рис. S1) [Варганов и др., 2018].

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В трапповом поле Сибирской платформы графитовые месторождения пространственно и генетически связаны с пластами угля Тунгусского угольного бассейна. Угленосная толща бассейна насыщена трапповыми силлами, количество которых широко варьирует и в западной части бассейна порою достигает 70 % разреза осадочных пород пермокарбона.

В большинстве случаев контактное воздействие силлов долеритов на вмещающие терригенные породы ограничивается образованием роговиков, как правило, низких температурных фаций метаморфизма мощностью от 0.2 до 5.0 м [Гуревич, Торопец, 1968; Гуревич, Волкова, 2010].

Предполагается, что формирование графитовых месторождений происходило в результате прокаливания пластов каменного угля трапповыми интрузиями [Солоненко, 1954; Мазор, Пронина, 1983; Геологическое строение..., 1987; Угольная база... 2001; Курганьков, Сердюк, 2002; Варганов и др., 2018]. Проявление графитовых пластов на границе с трапповыми силлами явилось основанием для толкования их генезиса как контактово-метаморфических образований [Еремин, 1991].

По Тунгусскому бассейну опубликовано большое количество работ по контактовому метаморфизму углей и вмещающих их терригенных пород на контактах с интрузиями [Гаврилова, 1968; Гуревич, Торопец, 1968; Мазор, Пронина, 1983; и др.]. Несмотря на сформировавшуюся за многие годы теоретически и экспериментально обоснованную модель метаморфизма углей, вопросы зональности и разнообразия марочного состава углей региона, а также происхождение графитов и судьба углеводородов угольного метана Тунгусского бассейна как продукта метаморфизма углей продолжают обсуждаться [Конторович и др., 1997].

Несмотря на огромные размеры (1800 × 1200 км²) Тунгусского угольного бассейна, а также на большую насыщенность его угленосной толщи трапповыми силлами и часто встречающимися с ними контактами с пластами угля, графитизация последних наблюдается сравнительно редко. В Приенисейской зоне Тунгусского угольного бассейна находится Курейско-Нижнетунгусская впадина, имеющая максимальный в Тунгусском угольном бассейне стратиграфический разрез угленосной толщи мощностью 1000—1200 м и высокую продуктивную угленосность — 16 млн т/км² [Угольная база..., 2001].

К впадине приурочена одноименная Курейско-Нижнетунгусская графитоносная провинция, которая обрамляется долгоживущими Имангдино-Летнинским, Курейским и Нижнетунгусским глубинными разломами и системой сопутствующих им многочисленных тектонических нарушений. Напряженная тектоническая обстановка создала здесь повышенную проницаемость осадочных пород для глубинных тепловых и флюидных потоков. В результате этого широкое распространение в Курейской провинции получили поля метасоматитов, последние были классифицированы как формация приразломных метасоматитов [Голубков, 1970]. Они не проявляют связи с интрузивами, хотя порою и тяготеют к ним.

Накопившийся за многие годы фактографический материал по месторождениям графита выявил ряд артефактов, которые противоречат устоявшейся традиционной генетической модели происхождения графита в результате контактового воздействия трапповых силлов на пласты каменного угля. Это дает основание критически отнестись к традиционному представлению о ведущей роли только температурного режима при формировании графита и игнорировать в этом процессе возможное участие других факторов.

Среди новых установленных данных отметим случаи проявления пластов графитизированного угля на большом удалении от магматических тел как вероятных тепловых источников [Конторович и др., 1997; Варганов и др., 2018]. Кроме того, нередко встречаются случаи, когда на контакте даже с мощными силлами долеритов пласты каменного угля оказываются не графитизированы, а только метаморфизованы до состояния антрацита и/или кокса. Отмечается нахождение пластов углей с низкими степенями метаморфизма на контакте с мощными интрузиями, а также маломощных зон роговиков с низкой степенью метаморфизма осадочных пород на границе с силлами долеритов и на границе с пластами графита, которые указывают на несоответствие температурного режима образования контактовых роговиков и предполагаемых *PT*-условий графитообразования [Конторович и др., 1997].

Графитизация углей сопровождается их дегазацией. В связи с этим возникает вопрос о влиянии газов на окружающие угольный пласт породы. Учитывая часто отмечаемую ассоциацию углеводородов с рудными элементами [Буслаева, Новгородова, 1989; Рябов и др., 2018], решение этой задачи представляется актуальной. Принимая это во внимание, в качестве объекта исследования выбрано крупнейшее по запасам Курейское графитовое месторождение.

В последние годы в связи с большим количеством находок графита в магматических породах и в различных типах руд у геологов возрос интерес к происхождению графитовых месторождений, к источнику и геохимии углеводородов, а также к их роли в петрогенезисе и рудообразовании [Ryabov, Ponomarchuk, 2014; Рябов, 2014, 2022]. Этот вопрос представляет большой научный интерес и является важным для решения широкого спектра генетических проблем. Цель статьи — выяснение основных геологических факторов, контролирующих размещение и происхождение Курейского месторождения графита, установление участия углеводородов в качестве агента ликвации базальтового расплава, а также формирования кальцититов и сульфидных руд в процессе сульфатредукции солевых расплавов.

КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение интрузии Первого порога р. Курейка и расположенного в ее кровле Курейского месторождения графита проводилось на территории Курейско-Нижнетунгусской графитоносной провинции. Аналитические исследования выполнялись в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным методом, рентгеноспектральный анализ минералов проводился на микроанализаторах Cameca Camebax-Micro и JEOLJXA8100, анализ изотопных составов $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ в кальците и $\delta^{13}\text{C}$ графите выполнялись на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с помощью периферийных устройств GasBench II и Flash EA 1112 соответственно. В качестве стандартов использовались международные стандарты NBS-22, NBS-18. Погрешность анализа для углерода и кислорода не превышала ± 0.1 и ± 0.2 ‰ соответственно. Изотопные значения в тексте представлены для углерода в VPDB, для кислорода — VSMOW. Изотопный состав Sr и Rb определяли на многоколлекторном масс-спектрометре MI-1201AT. Результаты анализов пород и минералов приводятся (см. доп. материалы, табл. S1—S5). В тексте состав главных породообразующих минералов приводится в виде миналов с дополнением их при необходимости содержанием в минералах элементов-примесей в мас. % (в скобках).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования проводили в районе графитового рудника Курейский. Пробы отбирали в карьере рудника и в обнажениях интрузии Первого порога по левому берегу р. Курейки. Пласт графита и графитсодержащих пород вскрыт в карьере в левом борту реки (рис. 1, а). Здесь на переднем плане виден участок южной стенки карьера с мелкими инъекциями микродолеритов и небольшой силл долерита в пласте графита. Над пластом графита залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты. На схематизированном разрезе изученного объекта (см. рис. 1, б) в нижней части рисунка показано внутреннее строение интрузии: эндо- и экзоконтактной зон магматического тела, положение сульфидной жилы и линзы кальцититов в его контактовой зоне и пласт графита с инъекциями долеритов.

ИНТРУЗИЯ ПЕРВОГО ПОРОГА РЕКИ КУРЕЙКА

Интрузия Первого порога имеет субпластовую форму, по простиранию она прослеживается на север от р. Курейка на 25 км. Мощность изменяется от 10—20 до 100—160 м. В обнажениях по р. Курейка ее мощность составляет около 120 м. Наиболее мощная часть интрузии приурочена к зоне Курейского разлома, который считается магмовыводящим каналом.

Строение интрузии слабодифференцированное. Главным типом пород интрузии являются горошчатые пойкилоофитовые долериты (габбро-долериты) (рис. 2, а). Сверху вниз по разрезу интрузии располагаются контактовые микродолериты, долериты, кварц- и/или гранофирсодержащие безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты со шлирами габбро-пегматитов, горизонт пегматоидов, ниже которого залегают оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты [Виленский и др., 1964].

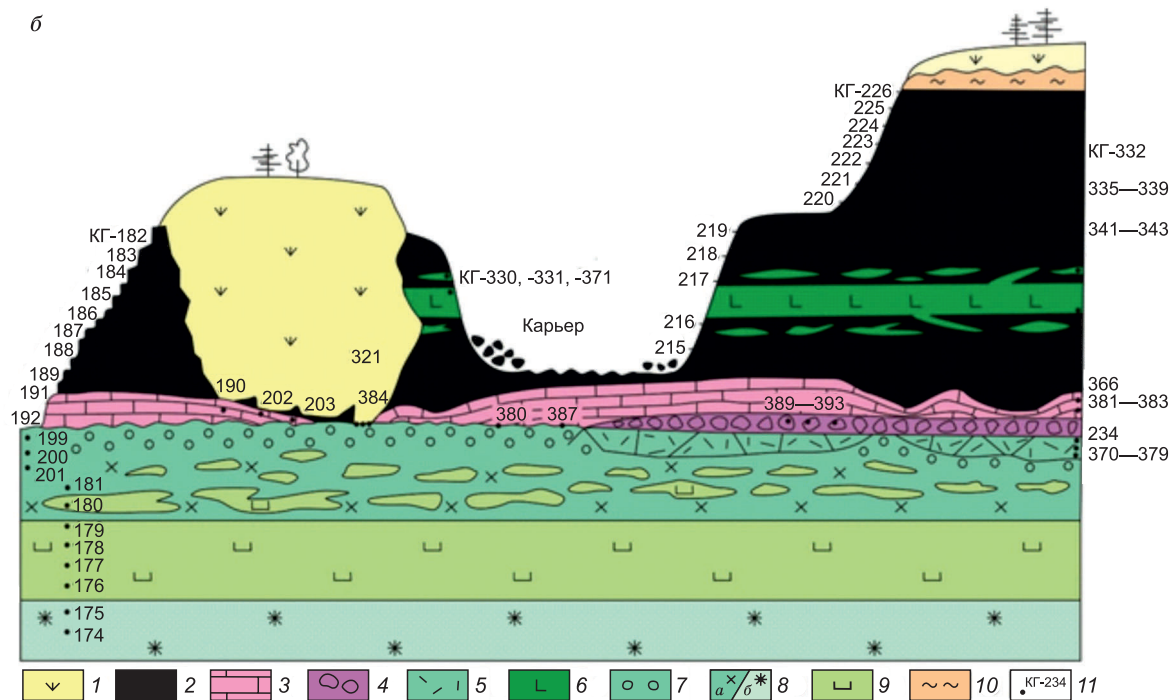


Рис. 1. Южная стенка Курейского карьера графитового рудника (а); схематизированный разрез Курейского графитового месторождения (б).

а — в левом верхнем углу звездочкой отмечено местонахождение Курейского графитового месторождения; б — 1 — четвертичные отложения, 2 — пласт графита, 3 — линза кальцитита, 4 — сульфидная жила, 5 — аподолеритовые метасоматиты, 6 — инъекционные тела микродолеритов, 7 — глобулярные долериты, 8 — мелко- (а) и крупнорошчатые (б) габбро-долериты, 9 — пегматоидные габбро-долериты, 10 — песчаники и алевролиты пермотриаса, 11 — номера проб.

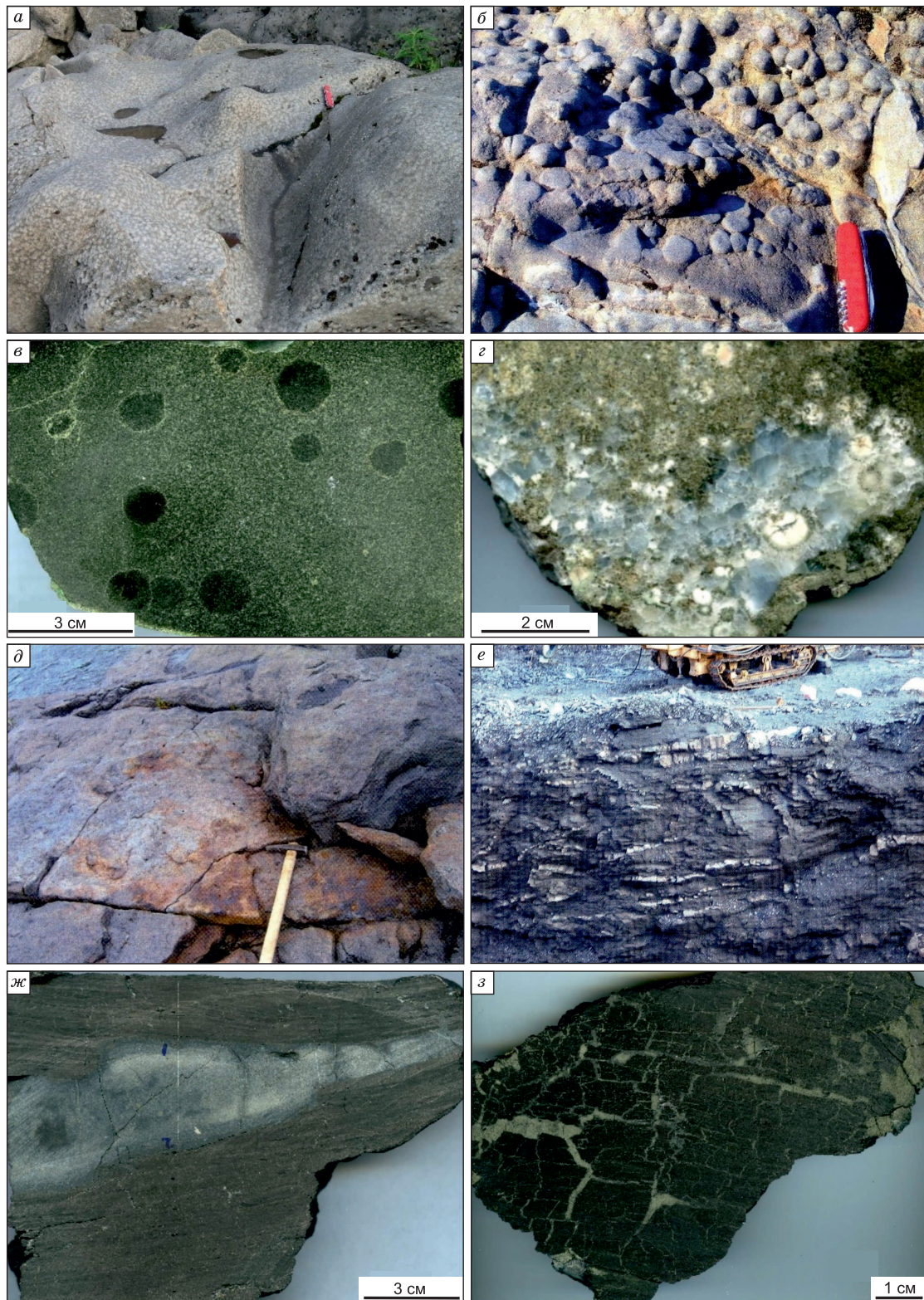


Рис. 2. Породы верхней эндоконтактной зоны интрузии Первого порога р. Курейка.

a — отпрепарированный речным водотоком участок горошчатого габбро-долерита в береговой части р. Курейка в районе интрузии Первого порога (размер перочинного ножа 9 см); *б* — отпрепарированный водотоком участок глобулярного габбро-долерита; *в* — глобулы в микродолерите, срез обр. КГ-200; *г* — аподолеритовый метасоматит с шариками белого кальцита и гнездами голубого исландского шпата, обр. КГ-387; *д* — сульфидная минерализация (рыжая) в трещинной зоне габбро-долерита (размер молотка 18 см.); *е* — южная стенка карьера, графитовый пласт (черное) с инъекциями микродолеритов (светлое), фрагмент рис. 1; *ж* — инъекция микродолерита (серый и темно-серый цвет в центре, светло-серый — в зоне контакта) в графите (черное), обр. КГ-331; *з* — штокверк прожилков базальтового стекла (светло-серое) в графите (черное) (обр. КГ-340).

Минеральный состав глобулярных микродолеритов

Минерал	Содержание	Глобула, КГ-201	Матрица, КГ-199
Клинопироксен	Миналы	$Wo_{44}En_{40}Fs_{16}$	$Wo_{43-40}En_{42-37}Fs_{15-23}$
	TiO ₂ , мас. %	1.15—1.51	0.12—0.27
	Al ₂ O ₃	3.38—4.53	0.39—0.44
Плагиоклаз	Миналы	An ₂₆	An ₄₇
Биотит	Fe/(Fe + Mg), ат. %	29	34
	TiO ₂ , мас. %	2.12	2.37
	F	1.09	0.8
	Cl	0.91	1.54
Амфибол	Fe/(Fe + Mg), ат. %	45—48	39
	TiO ₂ , мас. %	0.1—0.55	0.23
	F	0.33—0.42	0.25
	Cl	0.37—1.31	0.1

Верхняя эндоконтактовая зона интрузии (0.5—0.7 до 1.0—1.5 м) представлена глобулярными микродолеритами (см. рис. 2, б, в), которые по мере удаления от контакта на расстоянии первых метров переходят в мелко-, а затем среднезернистые горошчатые долериты и габбро-долериты. По простиранию отдельные монолитные участки микродолеритов приконтактовой зоны интрузии разбиты трещинами на блоки, которые превращены в аподолеритовые метасоматиты с гнездами исландского шпата и пренита (см. рис. 2, г). В центральных частях крупных блоков сохраняются реликты глобулярных микродолеритов, а в мелких — иногда наблюдаются структуры просвечивания долеритовой структуры.

Глобулярные микродолериты представлены черными шариками, которые располагаются в темно-сером базисе (см. рис. 2, б, в; в таблице глобула, КГ-201). Диаметр глобул изменяется от 0.5 до 2—3 см, границы резкие. Количество и размер глобул уменьшается сверху вниз по разрезу контактовой зоны. Глобулы и содержащая их матрица представлены микродолеритами с интересеральной структурой. Их петрографическое различие заключается в более высоком содержании палагонита (до 10 %) в матрице по сравнению с глобулами (2 % и ниже). Зональность распределения глобул и их размеров по разрезу обусловлены, вероятно, влиянием флюидов, образовавшихся при метаморфизме углей. Подчеркнем, что обычно в литературе по контактовому метаморфизму углей рассматривается в основном влияние даек или силлов на пласты угля, но не наоборот. Особенности минерального состава глобулей и матрицы приведены в табл. S1, а пород — в табл. S4 (см. доп. материалы).

Матрица (обр. КГ-199м (матрица)) сложена мелкими ойкокритами авгита $Wo_{43-40}En_{42-37}Fs_{15-23}$ (содержания здесь и далее в мас. %) составляют TiO₂ = 0.12—0.27; Al₂O₃ = 0.39—0.44), с хадакритами андезина $Ab_{51}Ort_1An_{47}$. В мезостазисе отмечается биотит ($f = 100Fe/(Fe + Mg) = 34$ ат. %), который содержит TiO₂ = 2.37; F = 0.80; Cl = 1.54, и амфибол ($f = 39$ ат. %) — TiO₂ = 0.23; F = 0.25; Cl = 0.10. В матрице наблюдаются мелкие зерна титаномагнетита — TiO₂ = 7.95—8.99; Al₂O₃ = 1.01—1.43; Cr₂O₃ = 0.08—0.11; V₂O₅ = 0.62—0.63; NiO = 0.04—0.06, а также вкрапленность пирита и халькопирита (см. доп. материалы, табл. S2).

Глобула (обр. КГ-201ш (шарик)) состоит из мелких ойкокрystalлов авгита $Wo_{44}En_{40}Fs_{16}$ (TiO₂ = 1.15—1.51; Al₂O₃ = 3.38—4.53) с хадакритами олигоклаза $Ab_{72}Ort_2An_{26}$. В мезостазисе отмечается флогопит ($f = 29$ ат. %) — TiO₂ = 2.12; F = 1.09; Cl = 0.91 и амфибол ($f = 45—59$ ат. %), в котором TiO₂ = 0.10—0.55; F = 0.33—0.42; Cl = 0.37—1.31.

Аподолеритовые метасоматиты (обр. КГ-370, -373, -377, -378, -386, -387) представляют собой породу гранобластовой структуры и существенно пироксенового состава. Локально в породе наблюдаются бесформенные мелкие выделения белого и прозрачного средне- и крупнокристаллического кальцита, гнезда (3×10 см) голубого исландского шпата и шарики (диаметром 3—10 мм), сложенные томсонитом и сферокристаллами пренита (диаметром 0.5—1.0 см) с щеткой игольчатых кристаллов хлорита длиной 0.5—1.0 мм по периметру шарика (см. рис. 2, г). На отдельных участках эндоконтактовой зоны интрузии пироксениты скарнированы и в них отмечаются розовый гранат, везувиан, эпидот, кальцит, пренит, цеолиты, из рудных — ильменит (MnO = 6.5—6.7 мас. %), пирит и халькопирит (см. доп. материалы, табл. S1, S2).

Вниз по разрезу глобулярные микродолериты сменяются горизонтом (1.0—1.5 м) мелко- и среднезернистых долеритов и оливинсодержащих габбро-долеритов с включениями шпиров лейкократовых пегматоидов, в которых нередко сохраняются реликты глобул микродолеритов. Шпиры имеют вытянутую амебовидную форму с округлыми границами, размер (2—3) × (8—15) см.

Оливинсодержащий пойкилофитовый габбро-долерит (обр. КГ-181) состоит из клинопироксена и плагиоклаза, оливина, ортопироксена, биотита, титаномагнетита и ильменита (см. доп. материалы, табл. S1). Оливин образует небольшие фенокристы Fa_{54-59} , в которых определено: $\text{MnO} = 0.60\text{—}0.61$; $\text{CaO} = 0.10\text{—}0.15$; $\text{NiO} = 0.039\text{—}0.057$. Среди пироксенов выделяются ойкокристы авгита ($\text{Wo}_{31-33}\text{En}_{44}\text{Fs}_{24-23}$) с хадакритами битовнита ($\text{Ab}_{22}\text{Ort}_1\text{An}_{77}$), пижонит ($\text{Wo}_{10}\text{En}_{50}\text{Fs}_{40}$) в виде прерывистых каемок около кристаллов оливина и гиперстен, который образует структуры распада $\text{Wo}_4\text{En}_{51}\text{Fs}_{45}$ в авгите и каймы обрастания $\text{Wo}_2\text{En}_{57}\text{Fs}_{41}$ ойкокрисов. Биотит обычно в виде «рубашек» обрастает зерна титаномагнетита. Слюда имеет $f = 42\text{—}45$ ат. %, в ее составе установлено: $\text{TiO}_2 = 4.37\text{—}4.56$; $F = 0.86\text{—}0.87$; $\text{Cl} = 0.42\text{—}0.43$. Титаномагнетит образует бесформенные зерна с тонкими структурами распада ильменита. Кроме того, ильменит образует прерывистые каймы вокруг титаномагнетита. В составе титаномагнетита определено: $\text{TiO}_2 = 9.73$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.72$; $\text{MnO} = 0.29$; $\text{MgO} = 0.67$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 1.6$, а в ильмените $\text{MnO} = 0.59$; $\text{MgO} = 1.75$.

Шлиры габбро-пегматитов (обр. КГ-180) состоят из клинопироксена и плагиоклаза, а в базисе породы находятся гранофировый микропегматит, апатит, биотит, амфибол, титаномагнетит и ильменит. Клинопироксен образует призмы (центр—край) $\text{Wo}_{36-38}\text{En}_{42-22}\text{Fs}_{22-40}$ и эвтектоидные сростания (центр—край) $\text{Wo}_{28-33}\text{En}_{44-43}\text{Fs}_{27-24}$ с плагиоклазом. В составе клинопироксенов определено: $\text{TiO}_2 = 0.53\text{—}0.92$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.61\text{—}2.29$. Плагиоклаз представлен лабрадором ($\text{Ab}_{49-46}\text{Ort}_1\text{An}_{50-53}$), в пегматитовых сростаниях с клинопироксеном — андезином ($\text{Ab}_{53}\text{Ort}_2\text{An}_{45}$), а в микропегматитовых сростаниях с кварцем — олигоклазом ($\text{Ab}_{82}\text{Ort}_4\text{An}_{14}$) и калишпатом ($\text{Ab}_{12-14}\text{Ort}_{84-82}\text{An}_4$). Апатит отмечается в базисе породы, в его составе установлено: $\text{SiO}_2 = 0.10\text{—}0.24$; $\text{CeO}_2 = 0.02\text{—}0.26$; $F = 2.0$; $\text{Cl} = 0.54\text{—}0.22$. Биотит имеет железистость $f = 82\text{—}85$ ат. %, $\text{TiO}_2 = 0.34\text{—}1.1$; $F = 0.54\text{—}0.59$; $\text{Cl} = 3.02\text{—}4.33$. Амфибол замещает клинопироксен и проявляется в виде лучистых агрегатов в мезостазисе. Эти разновидности имеют соответственно: $f = 61$ и 78 ат. %, в их составе: $\text{TiO}_2 = 1.3$ и 0.15 ; $F = 1.24$ и 0.45 ; $\text{Cl} = 0.53$ и 1.15 . Магнетит образует крупные скелетные кристаллы. В ильмените определена примесь — $\text{MnO} = 1.01$; $\text{MgO} = 0.12$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0.14$.

Горизонт пегматоидных габбро-долеритов (обр. КГ-176, КГ-178, КГ-179). Породы состоят из плагиоклаза, клинопироксена и микропегматита. В небольших количествах присутствуют ортопироксен, кварц, ильменит, апатит, амфибол, хлорит, сфен, палагонит, сульфиды. Клинопироксен образует зональные ойкокристы: центр — $\text{Wo}_{37-36}\text{En}_{42-28}\text{Fs}_{22-36}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.05\text{—}0.85$; $\text{CaO} = 17.47\text{—}16.51$), край — $\text{Wo}_{31-38}\text{En}_{35-14}\text{Fs}_{34-48}$ ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.03\text{—}0.31$, $\text{CaO} = 14.64\text{—}16.99$). Содержание TiO_2 в клинопироксене составляет $0.45\text{—}0.86$. Хадакристы плагиоклаза имеют состав $\text{Ab}_{46-73}\text{Ort}_{1-4}\text{An}_{52-23}$. Базис породы представлен гранофировым микропегматитом (до $5\text{—}7\%$), который состоит из сростания кварца с калишпатом $\text{Ab}_{49-63}\text{Ort}_{49-37}\text{An}_{2-0}$ и альбитом $\text{Ab}_{81}\text{Ort}_7\text{An}_{12}$. Состав других минералов: амфибол ($f = 89$ ат. %, $F = 0.50$, $\text{Cl} = 2.04$), апатит ($F = 1.97\text{—}2.39$, $\text{Cl} = 0.13\text{—}0.53$), ильменит ($\text{MnO} = 0.65\text{—}0.68$, $\text{MgO} = 0.15\text{—}0.40$).

Оливин-кварцсодержащий габбро-долерит (КГ-174, КГ-175, ПП-1—ПП-5, КГ-194—КГ-197) состоит из ойкокрисов авгита (центр—край): $\text{Wo}_{37}\text{En}_{44}\text{Fs}_{19}\text{—}\text{Wo}_{36}\text{En}_{40}\text{Fs}_{24}$ с хадакритами плагиоклаза ($\text{Ab}_{45-40}\text{Ort}_1\text{An}_{53-58}$). Клинопироксен содержит $\text{TiO}_2 = 0.77\text{—}0.80$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.5\text{—}2.0$. Оливин образует крупные (до 1.5 см) одиночные ойкокристы с многочисленными хадакритами плагиоклаза. В интерстициях отмечаются зерна кварца, гранофировый микропегматит, бурый биотит и зеленый амфибол. Рудные минералы представлены титаномагнетитом гомогенным и со структурами распада твердого раствора и ильменитом в виде кайм обрастания титаномагнетита. В составе гомогенного титаномагнетита определено: $\text{TiO}_2 = 19.68$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.81$; $\text{MnO} = 0.55$; $\text{MgO} = 0.10$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.13$; в составе ильменита: $\text{MnO} = 0.54$; $\text{MgO} = 0.060$. Биотит образует вростки в клинопироксене и листочки в интерстициях. Его состав: $f = 39$ ат. %, $\text{TiO}_2 = 4.42$; $F = 1.42$; $\text{Cl} = 0.37$.

Сульфидная минерализация в породах интрузии

В аподолеритовых метасоматитах верхней контактовой зоны интрузии сульфиды представлены пирротинном, пиритом и халькопиритом. В их составе (КГ-378) определено в пирротине $\text{Ni} = 0.04\text{—}0.06$; $\text{Co} = 0.07\text{—}0.10$; в пирите $\text{Ni} = 0.01\text{—}0.09$; $\text{Co} = 0.02\text{—}0.16$; халькопирит имеет стехиометрический состав (см. доп. материалы, табл. 2S).

В верхней части горизонта пегматоидных габбро-долеритов находится прожилковая сульфидная минерализация (см. рис. 2, д). Ориентировка прожилков контролируется базальной отдельностью в габбро-долеритах. Мощность прожилков $1\text{—}5$ см. Сульфиды представлены пирротинном с резко подчиненным количеством халькопирита, пентландита и кубанита (см. табл. 2S). В составе пирротина определено: $\text{Ni} = 0.03\text{—}0.17$; $\text{Co} = 0.07\text{—}0.14$; $\text{Cu} = 0.01\text{—}0.04$. В обр. КГ-181 в пирротине отмечаются тонкие ламелли и микропорфировые выделения пентландита, содержащего $\text{Ni} = 32.09$; $\text{Co} = 2.52$; $\text{Cu} = 0.31$. В обр. КГ-180 присутствуют два пирротина различного состава. В одном — $\text{Ni} = 4.1$; $\text{Co} = 3.96$; $\text{Cu} = 0.71$, в другом — $\text{Ni} = 0.03$; $\text{Co} = 0.078$; $\text{Cu} = 0.008$. Халькопирит имеет стехиометрический состав. В ассоци-

ации с обычным халькопиритом установлена более железистая разновидность с $Fe = 34.06$ мас. %. Кубанит наблюдается в виде структур распада в халькопирите, в том числе в железистом халькопирите.

Рассеянные инъекции микродолеритов в пласте графита

На северной и южной стенках карьера Курейского рудника в пласте графита наблюдается участок с большим количеством мелких инъекций осветленных микродолеритов и одно субпластовое тело долеритов мощностью 0.7—2.5 м (см. рис. 1, 2). Мощность мелких тел варьирует от 1 до 15 см, реже до 30 см, протяженность от 10 до 100 см. Они имеют форму пластин и обычно располагаются согласно пластовой отдельности графитов, реже образуют крутозалегающие тела (см. рис. 2, *ж*; 3, *а—з*). Мелкие инъекции микродолеритов имеют однородное строение, под микроскопом интерсертальную структуру, а в более мощных телах отмечается глобулярная текстура, которую создают мелкие (3—6 мм) темно-серые шарики на светло-сером фоне матрицы (см. рис. 3, *а—з*). Ниже приведем краткую минералого-петрографическую характеристику нескольких инъекционных тел. Рентгеноспектральные анализы минералов приведены в доп. материалах, табл. S3.

Микродолерит (КГ-300, мощность тела 11 см) состоит из лейст плагиоклаза ($Ab_{44.50}Ort_{0.1}An_{56.50}$), между которыми располагаются гранулы авгита ($Wo_{44}En_{40}Fs_{16}$) и фассаита ($Wo_{46}En_{33}Fs_{21}$). В составе пироксенов соответственно определено: $TiO_2 = 0.57$ и 2.82 ; $Al_2O_3 = 1.04$ и 5.14 ; $CaO = 21.15$ и 20.48 ; $Cr_2O_3 = 0.019$ и 0.115 .

Микродолерит (КГ-301, мощность тела 10 см) сложен лейстами лабрадора ($Ab_{31.33}An_{69.67}$) и мелкими ойкокритами авгита ($Wo_{45}En_{39}Fs_{16}$), в котором установлено (мас. %): $TiO_2 = 0.60$; $Al_2O_3 = 2.01$; $CaO = 21.02$. В микродолерите отмечаются сфен ($TiO_2 = 41.24—42.03$; $Al_2O_3 = 1.04—1.13$ мас. %), кальцит, сульфиды и мелкие срастания клинопироксена с анальцимом и томсонитом ($SrO = 1.29$ мас. %). В ксенолитах графита отмечаются листочки мусковита ($FeO = 0.48—2.36$; $MgO = 1.18—1.41$ мас. %). Микродолерит пересекают прожилки, в которых находятся кварц и бурый диопсид ($Wo_{50}En_{42}Fs_8$) ($TiO_2 = 0.92$; $Al_2O_3 = 2.03$; $CaO = 24.15$ мас. %).

Микродолерит (КГ-305, мощность тела 12 см) сложен лейстами битовнита ($Ab_{12}An_{88}$) и мелкими ойкокритами диопсида $Wo_{50}En_{45}Fs_5$ ($TiO_2 = 1.2$; $Al_2O_3 = 2.33$; $CaO = 23.92$). В породе отмечаются выделения сфена ($TiO_2 = 41.69$; $Al_2O_3 = 1.53$) и вкрапленность сульфидов. Порода рассечена маломощным прожилком, в котором находится срастание фассаита $Wo_{52}En_{43}Fs_5$ ($TiO_2 = 3.34$; $Al_2O_3 = 6.01$; $CaO = 23.92$) и томсонита ($SrO = 0.68—0.85$).

Микродолерит (КГ-306, мощность тела 15 см), в разрезе тела изучались три зоны: 1 — верхняя эндоконтактовая, 2 — центральная, 3 — нижняя эндоконтактовая. В зоне 1 отмечаются мелкие ксенолиты графита. Структура породы микроплагиопорфировая интерсертальная. Порода состоит из плагиоклаза ($Ab_{39.49}Ort_{0.1}An_{61.50}$) и клинопироксена ($Wo_{47.48}En_{45.49}Fs_{8.2}$) — $TiO_2 = 0.63—0.85$; $Al_2O_3 = 1.2—1.3$; $CaO = 22.82—23.76$. В трещинах отдельности в ксенолите графита отмечаются диопсид ($Wo_{50}En_{49}Fs_1$) — $TiO_2 \sim 0$; $Al_2O_3 = 1.11$; $CaO = 25.39$ и анальцим. Состав клинопироксена в зоне 2 — $Wo_{48}En_{44}Fs_8$ ($TiO_2 = 0.53$; $Al_2O_3 = 1.13$; $CaO = 22.96$), а в зоне 3 — $Wo_{49}En_{46}Fs_5$ ($TiO_2 = 0.26$; $Al_2O_3 = 0.90$; $CaO = 24.08$). Во всех зонах тела микродолеритов присутствуют зерна сфена.

Микродолерит (КГ-310, мощность тела 12 см) имеет пойкилоофитовую структуру. Он состоит из ойкокритов и гранул диопсид-авгита ($Wo_{46.45}En_{45.44}Fs_{8.11}$) — $TiO_2 = 0.23—0.28$; $Al_2O_3 = 0.69—1.83$; $CaO = 21.59—22.55$, хадакритов лабрадора ($Ab_{41.47}Ort_1An_{58.51}$), и лейст андезина ($Ab_{52}Ort_1An_{48}$) в мезостазисе. Вблизи контакта встречаются лейсты калишпата ($Ab_{11}Ort_{78}An_{11}$). В породе отмечаются вкрапленники сульфидов, в срастании с которым проявляется олигоклаз ($Ab_{86}Ort_1An_{13}$), скопления зерен сфена ($TiO_2 = 39.56$; $Al_2O_3 = 1.25$) и сростки призмочек керсутита ($f = 6—7$ ат. %; $TiO_2 = 5.76—6.14$). Из окиснорудных минералов установлены магнетит ($TiO_2 = 1.45$; $Al_2O_3 = 6.65$; $MnO = 0.19$; $MgO = 0.30$; $Cr_2O_3 = 0.32$), ильменит ($MnO = 15.24$; $MgO = 0.14$; $V_2O_5 = 0.19$) и зерна рутила ($Al_2O_3 = 0.26—0.29$; $FeO = 1.2—2.97$), который образует вроски в пирите. В ксенолитах графита отмечаются прожилки хлоритоподобного вещества, в котором определено: $SiO_2 = 27.49$; $Al_2O_3 = 19.39$; $FeO = 16.78$; $MnO = 0.17$; $MgO = 20.05$; $CaO = 0.22$; $Na_2O = 0.023$; $K_2O = 0.031$.

Микродолерит (КГ-311, мощность тела 3 см) состоит из срастаний гранул диопсида ($Wo_{47}En_{45}Fs_7$) — $TiO_2 = 0.87$; $Al_2O_3 = 1.96$; $CaO = 22.88$ и лейст лабрадора ($Ab_{34}An_{66}$).

Зерна клинопироксена представлены диопсидом: в центральной части тела $Wo_{47.46}En_{42.40}Fs_{11.14}$ ($TiO_2 = 0—0.18$; $Al_2O_3 = 0.96—1.55$; $CaO = 21.8—22.45$), в контактовой зоне — $Wo_{58}En_{41}Fs_1$ ($TiO_2 \sim 0$; $Al_2O_3 = 0.98$; $CaO = 25.47$). Лейсты плагиоклаза имеют состав $Ab_1Ort_{75}An_{25}$. Вблизи контакта в долерите находится жилка кальцита и агрегат зерен анальцима. В трещинках в ксенолите графита находятся зерна томсонита ($SrO = 0.37—1.13$).

Микродолерит (КГ-371, мощность тела 21 см). Клинопироксен проявляется в виде ойкокритов $Wo_{46}En_{44}Fs_{10}$ ($TiO_2 = 0.29$; $Al_2O_3 = 0.75$; $CaO = 22.26$) и призматических кристаллов $Wo_{46}En_{48}Fs_6$

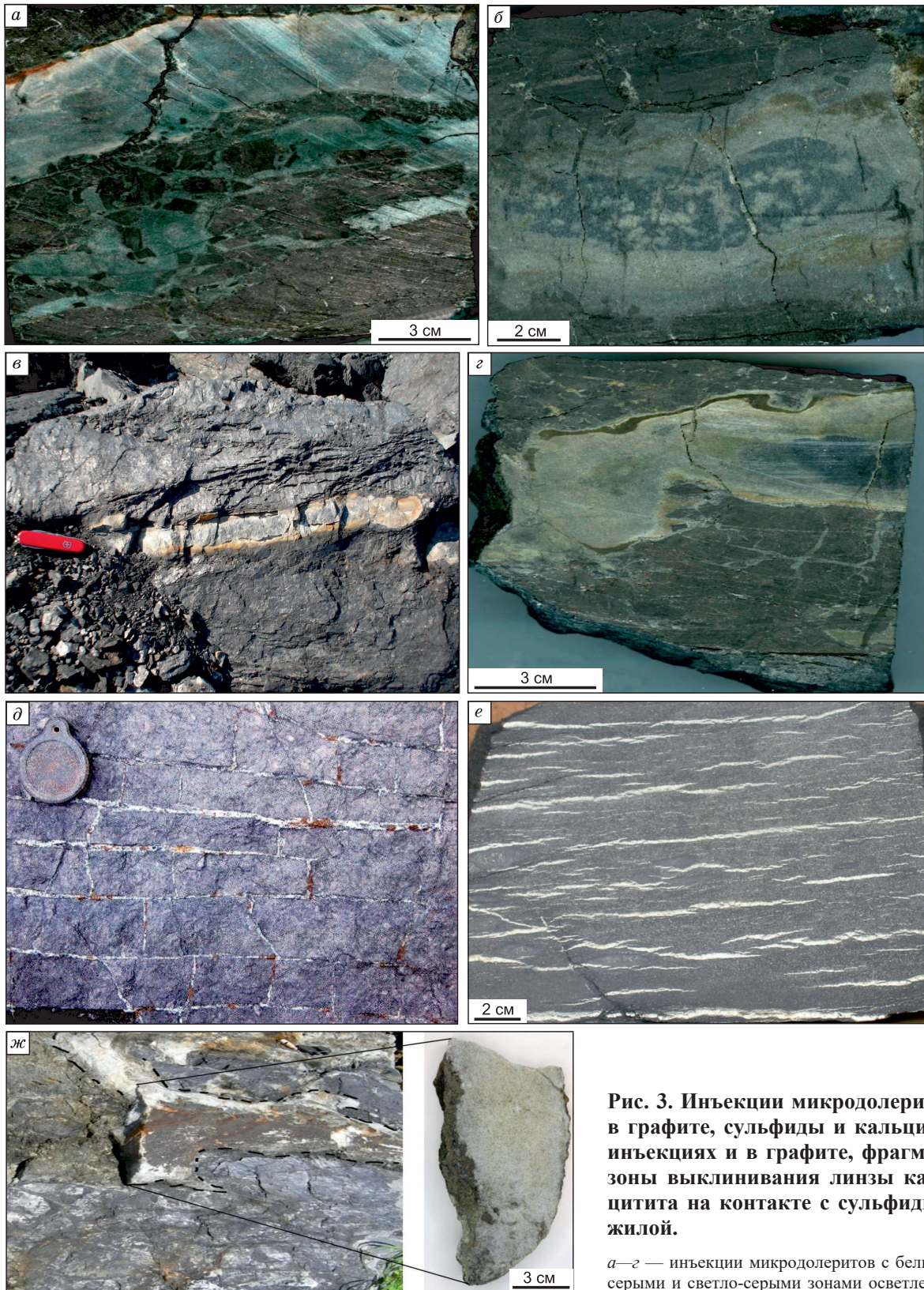


Рис. 3. Инъекции микродолеритов в графите, сульфиды и кальцит в инъекциях и в графите, фрагмент зоны выклинивания линзы кальцитита на контакте с сульфидной жилкой.

a–z — инъекции микродолеритов с белыми, серыми и светло-серыми зонами осветления; *a* — инъекция и штокверк прожилков стекла под ней (обр. КГ-311); *б* — зональный микродолерит (обр. КГ-309); *в* — рыжая обохренная оторочка по контакту инъекции; *z* — сульфидные прожилки (черное) в кровле и подошве контактовой зоны инъекции (обр. КГ-313); *д* — паркетовидный графит с кальцитом и мелкой вкрапленностью пирита в трещинах отдельности (диаметр лупы 5 см) (обр. КГ-351); *е* — прерывистые пирротиновые жилки в скрытокристаллическом графите (обр. КГ-358); *ж* — «реплика» контактовой зоны графита на границе с габбро-долеритом, в центре сохранившийся фрагмент выклинившейся линзы кальцитита (выделен штриховыми линиями), справа — срез торцевой части линзы кальцитита с зоной пирротина (черное) слева вдоль контакта (обр. КГ-236).

($TiO_2 = 0.45$; $Al_2O_3 = 0.71$; $CaO = 22.78$). Плагиоклаз представлен лабрадором ($Ab_{40}Ort_1An_{59}$), по нему развивается томсонит ($SrO = 0.78$). В породе встречаются зерна сфена и вкрапленность магнетита (обр. КГ-370, см. табл. S1).

Приведенные данные показывают, что минералого-петрографические показатели инъекционных тел различаются между собой и отличаются от обычных производных толеит-базальтового расплава. Главное своеобразие микродолеритов инъекций заключается в высококальциевом маложелезистом составе клинопироксенов.

Сульфиды в микродолеритах. Бедная вкрапленность мелких (0.1—0.3 мм) сульфидных шариков иногда встречается в центральных частях инъективных тел микродолеритов. Чаще сульфиды образуют прерывистую или сплошную кайму с богатой вкрапленностью в контактовой зоне тела (см. рис. 2, *д*; 3, *в*, *з*). В микродолерите (обр. СКГ-310) сульфиды представлены пирротином, пиритом, реже халькопиритом. В составе пирротина установлено (мас. %): $Ni = 0—0.32$; $Co = 0.08—0.10$; Pd до 0.01—0.03; в пирите: $Ni = 0.01—0.12$; $Co = 0.05—0.08$; $Cu = 0.01—0.03$; состав халькопирита — стехиометрический.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ИНТРУЗИИ И ИНЪЕКЦИЙ МИКРОДОЛЕРИТОВ

Представление об особенностях химического состава пород интрузии Первого порога р. Курейка и рассеянных инъекций микродолеритов отражено на вариационной диаграмме (рис. 4). Химический состав пород приведен в доп. материалах, табл. S4. На вариационной диаграмме можно видеть, что в разрезе интрузии содержания петрогенных оксидов имеют сравнительно незначительные вариации.

В верхней части главного тела интрузии в кварц- и гранофирсодержащих габбро-долеритах, а также в пегматоидах отмечаются повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Na_2O и P_2O_5 и низкие — Al_2O_3 и MgO . Габбро-пегматиты, в отличие от пегматоидных габбро-долеритов, имеют более высокое содержание SiO_2 , но пониженное Na_2O . Сверху вниз по разрезу габбро-долеритов наблюдается небольшое увеличение содержания MgO и уменьшение Fe_2O_3 и Na_2O . Глобула и матрица глобулярных микродолеритов на диаграмме близки по составу.

В микродолеритах рассеянных инъекций наиболее ощутимые колебания содержания оксидов отмечаются для SiO_2 , CaO , Na_2O и K_2O . Концентрации других оксидов сравнительно устойчивые и близкие к таковым в породах интрузии. В сравнении с габбро-долеритами и пегматоидами главного тела характерной особенностью состава микродолеритов являются низкие содержания Fe_2O_3 и высокие CaO . На графиках (рис. 5) видно, что микродолериты при низком содержании Fe_2O_3 имеют повышенные концентрации MgO , как в оливиновых габбродолеритах, а концентрация CaO в микродолеритах широко варьирует и в большинстве случаев превышает таковую в породах интрузии, что указывает на привнос кальция.

Некоторое представление о составе фемических минералов габбро-долеритов интрузии Первого порога и микродолеритов можно получить на рис. 6. Здесь отчетливо видна низкая железистость клинопироксенов инъекций в сравнении с минералом из габбро-долеритов. Таким образом, породы интрузии и инъекций микродолеритов отличаются не только минералого-петрографическими характеристиками, но и химическим составом.

Контактная зона между пластом графита и кровлей интрузии Первого порога. Крайне интересной особенностью этой зоны является наличие линзы кальцитита и сульфидной жилы между кровлей интрузии и графитом. Подобные ситуации при контактовом метаморфизме углей ранее в мировой литературе не отмечались.

Сульфидная жила находится в верхнем экзоконтакте интрузии (обр. КГ-389—КГ-393, КГ-236С (сульфид)) (см. рис. 1, *б*) между пластом кальцитита и нижележащей кровлей интрузии Первого порога. Мощность жилы изменяется от 5—7 до 30 см, видимая протяженность 7 м. Жила представляет собой компактную брекчию, которая сложена желваками пирита (Ni до 0.143, Co до 0.073 мас. %) размером 3—12 см в диаметре, сцементированными хлоритоподобной массой. В местах выклинивания сульфидная жила представлена пирротином (обр. КГ-236), в составе которого установлено (г/т): $Au = 0.019$, $Ag = 0.37$, $Pt = 0.03$, $Pd = 0.42$, $Cu = 1582$, $Ni = 1710$, $Co = 73$, $Zn = 18$, $Pb = 15$, $Cr = 368$, $V = 33$, $Fe_2O_3 = 40.29$, $S = 18.46$.

Кальцитит (образцы КГ-190, КГ-192, КГ-202, КГ-203) представляет собой пластовую залежь с переменной мощностью от 5—7 см до 3 м, реже до 8 м (см. рис. 1, *б*; 3, *ж*). В поле графитового месторождения кальцититовая залежь проявляется не повсеместно: в одних случаях она выклинивается, в других — резко увеличивается по мощности. По данным бурения, кальцититовая залежь в северном направлении выклинивается. За пределами графитового месторождения кальцититы в осадочных породах не встречаются. Следует отметить, что в терригенных отложениях пермокарбона в регионе проявления известняков отсутствуют. Контакты кальцитита с графитом и сульфидным прожилком резкие, и только на отдельных участках контактовой зоны в кальцитите на границе с сульфидной жилой отме-

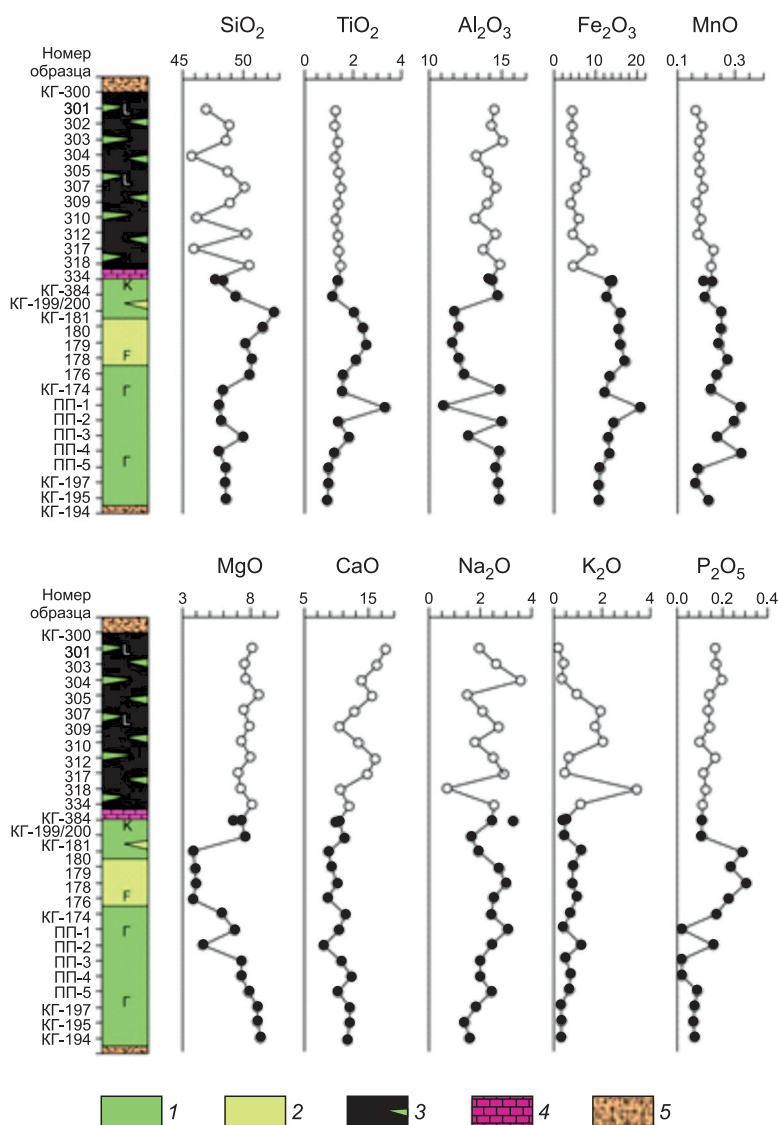


Рис. 4. Вариационная петрохимическая диаграмма изменения состава пород в разрезе интрузии Первого порога р. Курейка (залитые кружки) и рассеянных инъекций микродолеритов в пласте графита (незалитые кружки). Содержание оксидов в мас. %.

1 — К — контактовые долериты, Г — безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты; 2 — лейкогаббро (F); 3 — графит (черное) с инъекциями микродолеритов (L — зеленое); 4 — залежь кальцитита, 5 — песчаники, алевролиты тунгусской серии пермокарбона.

чается богатая сульфидная вкрапленность. На границе с графитом поверхность кальцититового тела имеет слабовыраженные борозды, представляющие, по-видимому, следы течения солевого расплава (см. рис. 3, ж).

Цвет кальцитита молочно-белый, реже кремовый или голубой. Размер зерен колеблется от 1—2 до 3—5 мм. В белом кальците изредка встречаются небольшие гнезда (15 × 20 см), сложенные прозрачным голубым исландским шпатом, кристаллы которого имеют размер от 3—5 мм до 1 см, редко до 12—15 см. Под микроскопом структура кальцитита гранобластовая. Кальцит образует полигональные зерна с многочисленными двойниками. В интерстициях между зернами кальцита наблюдаются мелкие призмы апатита (С1 = 0.56—0.69 мас. %) и бурый хлоритоподобный минерал, а по трещинкам в кальците — слюдистый минерал и зеленая шпинель. На отдельных участках на границе кальцитита и долерита (КГ-387) располагается метасоматическая порода с шариками пренита, кальцита и с вкрапленностью пирита (см. рис. 3, з). В образце КГ-203 в кальцитите обнаружены кристаллы алюминиевого граната необычного Mg-Mn состава, промежуточного между пиропом и спессартином. В составе двух зерен определено: SiO₂ = 37.48 и 40.88, Al₂O₃ = 27.92 и 23.31, MnO = 12.48 и 11.32, MgO = 20.62 и 22.61 и CaO = 1.5 и 1.89.

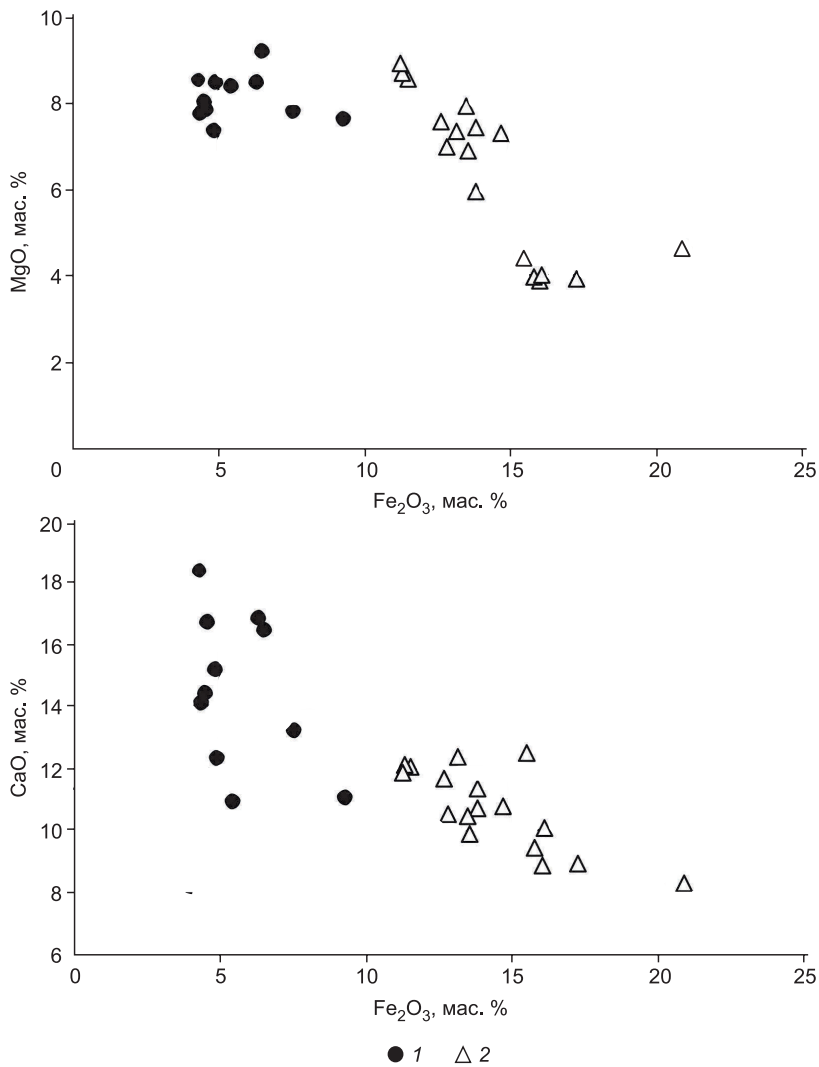


Рис. 5. Диаграммы зависимости $\text{MgO—Fe}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO—Fe}_2\text{O}_3$ в микродолеритах и габбро-долеритах интрузии Первого порога р. Курейка.

1 — микродолериты рассеянных инъекций, 2 — габбро-долериты.

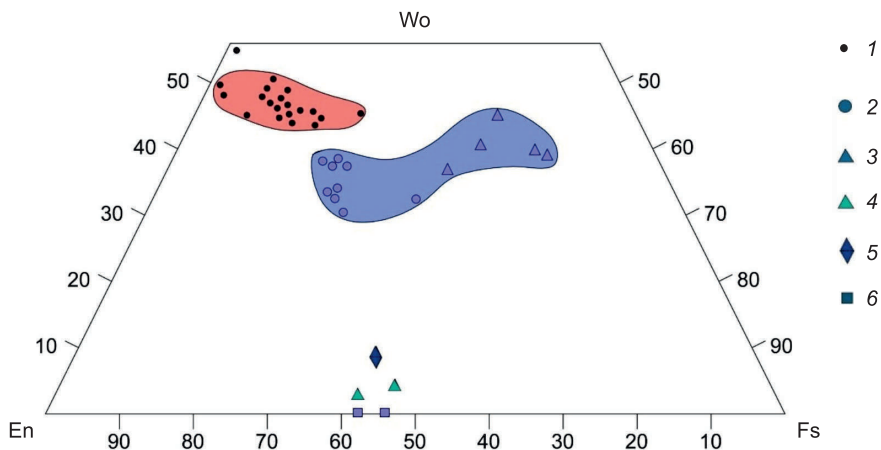


Рис. 6. Состав пироксенов и оливина в габбро-долеритах интрузии Первого порога (синее поле) и в инъекциях микродолеритов в пласте графита (красное поле).

1 — клинопироксен инъекций микродолеритов, 2—6 — минералы габбро-долеритов: 2 — центр, 3 — край кристаллов клинопироксена, 4 — ортопироксен, 5 — пироксен, 6 — оливин.

КУРЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГРАФИТА

Месторождение графита представляет собой пласт графитизированного каменного угля бургулинской свиты раннепермского возраста. Пласт графита (образцы КГ-182—КГ-189, КГ-215—КГ-226) обнажается на берегу р. Курейка и вскрыт в карьере Курейского рудника (см. рис 1). Мощность пласта варьирует от 1 до 16 м, протяженность 3500 м. Средняя мощность пласта в изученном разрезе составляет около 9—12 м. Руда представлена мелко- и крупночешуйчатой и скрытокристаллической разновидностями графита. Содержание углерода в графите составляет 80.0—97.7 % [Варганов и др., 2018]. Балансовые руды Курейского месторождения превышают 79 686 тыс. т графита [Курганьков, Сердюк, 2002].

Пласт графита в изученном карьере имеет однородное строение без включений терригенного материала, но с локальным проявлением инъекций микродолеритов. Пласт графита перекрывается слабо-метаморфизованными алевролитами. Графитовые руды состоят из крупно-, средне- и мелкочешуйчатых и скрытокристаллических (аморфных) разновидностей. В рудах установлена сера до 2 мас. %. Она связана с сульфидами, которые образуют маломощные прожилки (0.5—2.0 мм) в аморфном графите, вкрапленность в ассоциации с кальцитом в трещинах отдельности в крупночешуйчатом графите (см. рис. 3, д), мелкую сыпь в контактовой зоне инъекций микродолеритов и реже обильную линзовидную вкрапленность в скрытокристаллическом графите (см. рис. 3, е).

В западной стенке карьера в пласте графита отчетливо выражена пластовая и столбчатая отдельность (обр. КГ-351). Поперечник столбов около 20—40 см, высота ~3 м. На плоскостях пластовой отдельности графит имеет паркетовидное строение. Ширина «паркетных дощечек» около 1.5—2.5 см, толщина 1.0—1.5 см, длина 5—10 см, реже до 40—100 см (см. рис. 3, д). Под электронным микроскопом на поверхности трещин пластовой отдельности наблюдаются пористость в виде многочисленных округлых кратеров диаметром 10—60 мкм и реже игольчатые новообразования графита. Трещины отдельности в графите ничем не заполнены за исключением единичных случаев присутствия кальцита или кальцита с вкрапленностью пирита, изредка кальцита с гематитом (см. рис. 3, д). Находки кальцита в трещинах пластовой отдельности графита дают основание предполагать гипергенные условия происхождения карбоната. В экзоконтактах инъекций микродолеритов в графите иногда отмечается карандашная отдельность с высотой «карандашей» 8—11 см и толщиной 0.3—0.5 см.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

Углерод и кислород. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) изучался в графитах ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) и карбонатах ($\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}}$, $\delta^{18}\text{O}$) Курейского месторождения (см. рис. 1). Пробы графита отбирались в карьере по разрезу через 1.5 м (обр. КГ-182 — КГ-189), а кальцититов — из обнажения на р. Курейка через 1 м (КГ-191, КГ-192) (см. табл. 5S, доп. материалы).

Изучение паркетовидного графита (обр. КГ-351, см. рис. 3, д) показало, что графит из центральной части «паркетовидной дощечки» имеет $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -20.8$ ‰, а на стенке трещины отдельности его состав облегчается до -23.5 ‰. Здесь же графит из мелкого ксенолита в кальците имел состав $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -22.5$ ‰, а кальцит $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}} = -18.2$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 8.8$ ‰. В образце КГ-356 заполнителем трещины отдельности в паркетовидном графите был кальцит с вкрапленностью пирита. Определения изотопного состава показали: $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ графита -24.5 ‰, у кальцита $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}} = -15.9$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = 12.5$ ‰.

В разрезе пласта графита Курейского месторождения отмечается сравнительно устойчивый состав $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от -23.5 до -25.0 ‰ с тенденцией утяжеления $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в сторону интрузии (рис. 7).

В аподолеритовом метасоматите (см. рис. 2, з) исследованы С- и О-изотопы в 15 выбуренных кальцитах. Кальциты различаются голубоватым цветом (исландский шпат) и бело-желтоватой расцветкой. Результаты анализов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. в табл. S5, рис. S2, доп. материалы) показывают широкий интервал изотопных значений соответственно от -21.7 до -11.7 ‰ и от 7.1 до 18.8 ‰.

Графит, взятый непосредственно на контакте с кальцититом (обр. КГ-236), имел $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -25.1$ ‰. В кальцитите из кровли пластовой залежи (КГ-191): $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}} = -23.5$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 12.4$ ‰, из подошвы залежи (КГ-192); $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}} = -22.5$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = 15.1$ ‰.

Рубидий, стронций. Для выявления источников вещества кальцитита проведены изотопные Rb-Sr исследования трех образцов. В образце КГ-192 из приподошвенной части залежи установлены отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70884$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.00093$; в КГ-236 из зоны выклинивания залежи: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70835$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.00269$. В инъекции микродолерита (КГ-301) величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70893$, а $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.02231$. При пересчете приведенных изотопных Rb-Sr значений на возраст 251 млн лет первичные изотопные отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₁ соответственно составляют: 0.70883; 0.70834; 0.70885 и практически совпадают с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ девонских эвапоритов северо-запада Сибирской платформы [Pang et al., 2013].

Сера. В зоне контакта пласта графита и линзы кальцитита находится сульфидная жила (см. рис. 1, б). В ее средней части изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ пирита (КГ-390) 17.1 ‰, а на участке выкли-

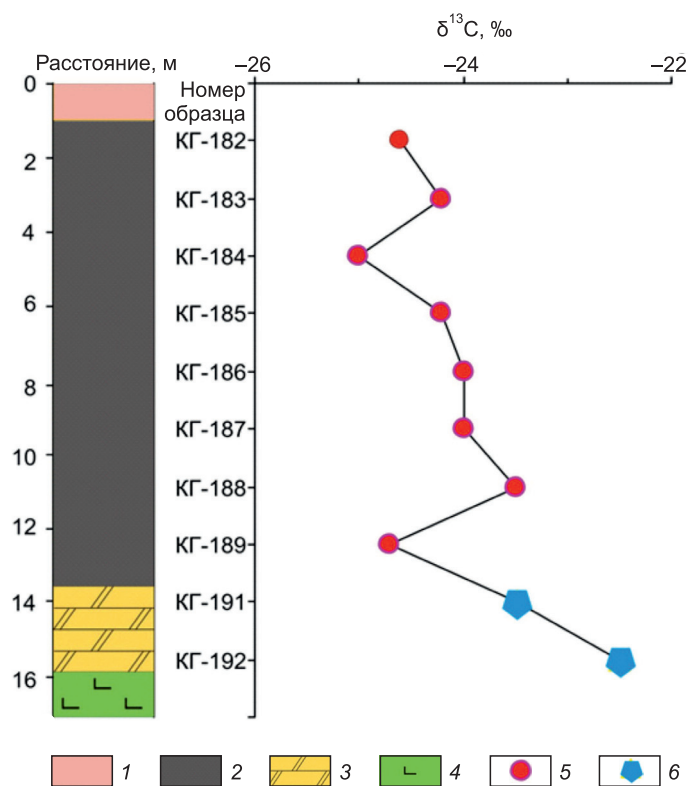


Рис. 7. Изотопный состав углерода в графитах и кальцититах Курейского графитового месторождения.

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты бургу克林ской свиты P₁bg, 2 — пласт графита, 3 — линза кальцитита, 4 — контактовые долериты интрузии Первого порога, 5 — графит, 6 — карбонат.

нивания находится пирротин (обр. КГ-236) со значением δ³⁴S = 14.9 ‰. В пирите в ассоциации с кальцитом из трещины отдельности в графите (обр. КГ-351С) установлено δ³⁴S = 16.8 ‰, а в пирротине из богатой сульфидной руды в скрытокристаллическом графите (обр. КГ-358) δ³⁴S = 17.5 ‰ [Рябов и др., 2018].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

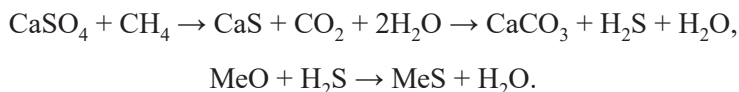
В период тектономагматической активизации региона в зоне Курейского разлома произошло внедрение толеит-базальтового расплава вдоль подошвы угольного пласта и впрыскивания в него по трещинам отдельности многочисленных маломощных инъекций.

В результате образовалась мощная пластовая интрузия Первого порога и множество мелких инъекций расплава по трещинам отдельности в перекрывающем ее пласте угля.

Высокая теплоемкость и пониженная теплопроводность угля в сравнении с вмещающими терригенными породами позволили углю аккумулировать тепло, полученное от магматического тела, и сохранять высокую температуру. С этим, по-видимому, было связано сохранение низкой вязкости базальтового расплава инъекций. Это способствовало образованию мелких инъекций расплава и сети тонких до нитевидных прожилков стекла в угле (см. рис. 2, б). Высокотемпературное воздействие базальтового расплава на уголь привело к его дегазации и флюидному «пропариванию» инъекций базальтового расплава углеводородами.

«Пропаривание» инъекций базальтового расплава углеводородами сопровождалось частичным выносом из них железа и росту химического потенциала магнезии и других породообразующих оксидов (см. рис. 5). В результате этого в процессе кристаллизации расплава произошло формирование маложелезистых высококальциевых клинопироксенов. В составе клинопироксена при дефиците железа вместо обычного для трапхов авгита в микродолеритах инъекций кристаллизовались маложелезистые (Fs₁₋₈) высококальциевые (Wo₄₆₋₅₈) диопсиды, эндиопсиды, салиты и фассаиты (см. рис. 6), а вместо титаномангнетита — рутил, сфен и ильменит, причем недостаток FeO в последнем восполнял MnO (до 15.24 мас. %). Воздействие углеводородных флюидов на базальтовый расплав верхней эндоконтактной зоны главного магматического тела интрузии Первого порога сопровождалось флюидно-магматическим (ликвационным) расщеплением расплава и образованием глобулярной текстуры.

Относительно происхождения мощной линзы кальцититов на границе пласта графита и кровли интрузии Первого порога предполагается, что источником CaO были сульфатонесные солевые расплавы, возникшие из ангидритов осадочных пород девона [Гаврилова, 1968]. Кальцититы образовались в результате взаимодействия сульфата кальция и метана угольных пластов. Кроме того, возникший в процессе сульфатредукции сероводород при взаимодействии с железом базальтового расплава привел к образованию сульфидов в жиле и вкрапленности в габбро-долеритах верхней части интрузии (см. рис. 2, б). Реакции происходили по схеме:



С этим процессом, вероятно, связано высокое содержание CaO в клинопироксенах микродолеритов инъекций. Дополнительным аргументом в пользу предполагаемого источника серы сульфидной

жилы в результате сульфатредукции является изотопно-тяжелый состав серы в сульфидной минерализации в графитах и в сульфидной жиле обр. КГ-236 ($\delta^{34}\text{S} = 14.9\text{—}17.5\text{‰}$), который по величине приближается к сульфатной сере осадочных ангидритов [Рябов и др., 2018] и сопоставим со значениями $\delta^{34}\text{S}$ девонских эвапоритов на вариационной кривой $\delta^{34}\text{S}$ — время в фанерозое [Claupool et al., 1980]. Возможно, вынос железа из инъекций микродолеритов при «пропаривании» углеводородами сопровождался его сульфуризацией и образованием сульфидных оторочек на границе инъекций с графитом (см. рис. 3, в, г).

О существовании сульфатных солевых расплавов в период становления трапповых интрузий региона свидетельствуют проявления секущих траппы жил гипогенных ангидритов [Рябов и др., 2018]. В интрузии Норильск-I изучена жила гипогенного ангидрита ($\delta^{34}\text{S} = 17.7\text{—}18.1\text{‰}$) в зоне выклинивания залежи сплошных сульфидных руд в вулканогенных породах. Декрипитационный анализ ангидрита показал максимальную температуру его возникновения при $570\text{—}430\text{ °C}$. Секущая метадиориты интрузии Зеленая Грива жила ангидрита имеет $\delta^{34}\text{S} = 16.5\text{‰}$. В габбро-долеритах интрузии р. Микчанда жилы и штокверки крупнокристаллического ангидрита ($\delta^{34}\text{S} = 19.7\text{‰}$) отмечаются в ассоциации с галитом и пиритом ($\delta^{34}\text{S} = 10.9\text{‰}$). В Курейском районе при бурении интрузии Центральная Шилка были вскрыты секущие ее мощные (11.2 и 24.8 м) жилы ангидрита ($\delta^{34}\text{S} \sim 20.2\text{—}21.9\text{‰}$). О температуре солевого расплава, сформировавшего эти жилы, свидетельствует температура гомогенизации включений в ангидрите при $700\text{—}800\text{ °C}$. В этом же районе проявлением сульфатных солевых расплавов, по-видимому, является залежь ангидрита в кальдере проседания палеовулкана Энде. Видимая мощность пласта ангидрита достигает 25 м. Единым телом он прослеживается на 0.5 км, а по отдельным выходам — на 6 км. На крутых склонах кальдеры ангидрит гидратирован и по его трещинам наблюдаются натечные формы вторичного гипса. Изотопный состав: ангидрит — $\delta^{34}\text{S} \sim 23.2\text{—}23.7\text{‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.70824\text{—}0.70882$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.00169$; гипс — $\delta^{34}\text{S} = 25.2\text{‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70891$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.00265$. Дополнительным аргументом участия ангидритов в рудообразовании в этом же районе являются сплошные пирротиновые руды в кальдере проседания палеовулкана ручья Каньонный, в которых сульфиды имеют изотопно-тяжелую сульфатную серу $\delta^{34}\text{S} \sim 16.3\text{—}17.3\text{‰}$ [Рябов и др., 2018].

Наряду с изотопами серы, информацию об источниках вещества дают материалы исследований изотопов углерода и кислорода. Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ графитов Курейского рудника ($-23.5\text{...}-25\text{‰}$, см. табл. S2 в доп. материалах) сопоставим с $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ каменных углей Тунгусского угольного бассейна ($-22.6\text{...}-25.5\text{‰}$, $n = 25$) [Рябов и др., 2006].

Изотопный состав углерода в пласте кальцититов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -22.5, -23.5\text{‰}$) значительно легче, чем изотопный состав углерода в известняках осадочных пород, в том числе Сибирской платформы, который, по разным источникам, составляет $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}} -6.0\text{...}-2.6\text{‰}$. Кроме того, в кальцититах отмечается $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}}$, близкая по величине $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ углей и графитов, что позволяет предполагать в кальцититах угольный источник углерода (см. рис. 7). В кальците из заполнителей трещин отдельности в графитах $\delta^{13}\text{C}_{\text{неорг}}$ легче, чем в осадочных известняках, и его можно рассматривать как результат фракционирования того же угольного углерода или преобразования его в гипергенных условиях. Изотопный состав кислорода этого кальцита $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ ($12.40\text{—}15.08\text{‰}$) из карбонатов Курейского рудника оказался тяжелее, чем в осадочных известняках Сибирской платформы, у которых $\delta^{18}\text{O}$, по разным источникам, составляет $-10.0\text{...}-4.2\text{‰}$.

Изотопный состав кислорода в кальците около нижней границы кальцитита составил 15.1‰ , что совпадает со значением изотопов кислорода девонских эвапоритов на вариационной кривой $\delta^{18}\text{O}$ — время в фанерозое [Claupool et al., 1980]. У другого кальцита из верхней части кальцититового пласта значение $\delta^{18}\text{O}$ несколько ниже и составляет 12.4‰ .

Вероятной причиной занижения может являться участие мантийного кислорода долерита ($\delta^{18}\text{O} \sim 6\text{—}9\text{‰}$) и/или метеорных вод ($\delta^{18}\text{O} < 0\text{‰}$). Исследования изотопных составов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. доп. материалы, табл. S5, рис. S2) показывают широкий интервал значений соответственно от -21.7 до -11.7‰ и от 7.1 до 18.8‰ . Поле этих значений на $\delta^{13}\text{C}\text{—}\delta^{18}\text{O}$ бинарной диаграмме разделяется на две области: первая область, с которой связаны исландские шпаты, характеризуется корреляционной зависимостью точек с уравнением регрессии $y = -2.1 \cdot x + 2.7$ с коэффициентом корреляции $r = 0.79$; вторая область характеризуется корреляционной зависимостью точек с уравнением регрессии $y = -0.28 \cdot x - 9.4$ (коэффициент корреляции $r = 0.85$).

Рассматривая первую область, отметим, что согласно моделям эволюции С- и О-изотопов, учитывающим физико-химические параметры флюидов и отношение флюид/порода [Santos, Clayton, 1995; Giuliani et al., 2014], тренд с крутым отрицательным наклоном интерпретируется как признак участия в формировании кальцита высокотемпературных метеорных вод с высоким отношением $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Образцы 6 и 10 кальцитов (см. рис. S2, доп. материалы) по изотопным характеристикам близки к таковым кальцитита КГ-191 и, вероятно, образовались при высокой температуре. С другой стороны, они являются составляющими тренда, который образован с участием высокотемпературного метеорного флюида. При

снижении температуры изотопные значения кальцитов эволюционируют в сторону изотопных составов С и О источника этого метеорного флюида. Отметим, что в образовании кальцитов первого поля (исландских шпатов) возможно участие дейтерических флюидов долерита (магматический источник), однако, учитывая малое содержание летучих в долеритах, получить количественную оценку затруднительно.

Кальциты второго поля связаны линейно с высоким коэффициентом корреляции (0.85). Они расположены на диаграмме вдоль тренда гидротермальных и/или низкотемпературных метеорных флюидов, что находится в соответствии с геологическими наблюдениями, фиксирующими более позднее их образование относительно исландских шпатов. Более поздний процесс, связанный с кальцитами второго поля, вряд ли повлиял на изотопный состав кальцититов. Таким образом, источником кислорода в кальцититах является практически полностью ангидрит.

Широкий интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ (8.8—15.1 ‰) в кальцитах может быть обусловлен участием различных источников кислорода, связанных с мантийным расплавом интрузии или сульфатными эвапоритами девона, а также они могли возникнуть в результате фракционирования изотопов в процессе гипергенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют уточнить некоторые укоренившиеся представления на генезис графитовых месторождений [Солоненко, 1954; Мазор, Пронина, 1983; Варганов и др., 2018], обосновать причинно-следственную связь явлений и отметить преобразования, которые сопутствуют этому процессу.

Ведущая роль в графитовом рудообразовании региона принадлежит пяти геологическим факторам: литолого-стратиграфическому, структурно-тектоническому, магматическому, метаморфическому и флюидному.

Литолого-стратиграфический фактор заключается в приуроченности Курейского графитового месторождения к району с высокой продуктивной угленосностью, которая явилась источником углерода и углеводородов и предопределила его обогащенность графитовыми месторождениями.

Структурно-тектонический фактор связан с совмещением в Курейско-Нижнетунгусском районе серии долгоживущих глубинных магмоподводящих разломов и сопутствующих им нарушений второго порядка, создавших (в нем) тектоническую обстановку с территорией разуплотненных осадочных пород благоприятную для площадного размещения большого количества интрузий, а также для миграции глубинных флюидных и тепловых потоков и пропаривания ими пород рамы, что способствовало формированию приразломных метасоматитов.

Магматический фактор выражается в широком проявлении в разрезе терригенно-угленосной толщи большого количества пластовых трапповых интрузий, в том числе значительной мощности, которые являлись главным тепловым источником при прокаливании пластов угля, его графитизации, а также служили экраном для создания и сохранения продолжительного по времени высокотемпературного режима в раме и для миграции флюидных и тепловых глубинных потоков, повышающих флюидное давление и способствующих флюидно-магматическому взаимодействию.

Метаморфический фактор связан с необходимостью продолжительного высокотемпературного воздействия базальтового расплава интрузий на пласты угля, которое привело к потере летучих компонентов углей, изменению их качества и графитизации, а также сопровождалось ороговикованием осадочных пород в экзоконтактах интрузий.

Флюидный фактор обусловлен высоким водород-углеводородным давлением, возникшим в результате прокаливания угля магматическим расплавом интрузии. Флюиды стимулировали ликвацию базальтового расплава, способствовали прохождению реакций сульфатредукции и сульфуризации и перераспределению металлов.

Изотопные данные ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) свидетельствуют об участии пласта углей и ангидрита в качестве источников вещества в формировании кальцитита и сульфидной минерализации.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8, 122041400171-5).

Ссылка на дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Ryabov.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М., Наука, 1989, 152 с.

Варганов А.С., Сосновская О.В., Назаров Д.В., Чеканов В.И., Лебедева Е.А., Герасичева А.В., Глушков В.М., Кажаяева О.Д., Микрюкова Л.Н., Никольская О.А., Попова Н.Н., Пушка Д.В., Смокотина И.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье по-

коление). Серия Норильская. Лист Q-45 — Игарка. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018, 389 с.

Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М., Наука, 1964, 237 с.

Гаврилова О.И. Химические свойства и метаморфизм углей из зон контактов с секущими интрузиями // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., Наука, 1968, с. 163—182.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Сибирская платформа. Т. 4. / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. Л., Недра, 1987, 448 с.

Голубков В.С. Мезозойская группа формаций приразломного метасоматоза Енисейской рудной провинции // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л., Недра. 1970, с. 23—49. (Тр. НИИГА, т. 162).

Гуревич А.Б., Топорец С.А. Об изменении вмещающих углей пород на контакте с сибирскими траппами // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., Наука, 1968, с. 306—327.

Гуревич А.Б., Волкова Г.М. Контактный метаморфизм углей Тунгусского и Таймырского бассейнов // Разведка и охрана недр, 2010, № 12, с. 63—69.

Еремин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 284 с.

Конторович А.Э., Павлов А.Л., Хоменко А.В., Третьяков Г.А. Физико-химические условия графитизации углеводородсодержащих пород (на примере запада Сибирской платформы) // Геохимия, 1997, № 6, с. 563—570.

Курганьков П.П., Сердюк С.С. Минерально-сырьевая база графита и исландского шпата севера Центральной Сибири и перспективы ее развития и освоения // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, с. 614—619.

Мазор Ю.Р., Пронина Н.В. Образование графитов в условиях магматогенного метаморфизма (на примере Тунгусского бассейна) // Угольные бассейны и условия их формирования. М., Наука, 1983, с. 142—145.

Обручев С. Тунгусский бассейн (южная и западная часть). Т. II. Л., М., Госгеолтехиздат, 1933, 353 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 178).

Рябов В.В. Экзотические полиминеральные рудные скопления в трапповых интрузиях Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014, ч. 1, № 3с, с. 101—104.

Рябов В.В. Взаимодействие базальтового расплава с ксенолитами каменного угля в трапповой интрузии горы Озерная (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (8), с. 1105—1117, doi: 10.15372/GiG2021182.

Рябов В.В., Пономарчук В.А., Талибова А.Г. Битумы, графит и углеродистое вещество в породах и рудах северо-запада Сибирской платформы: особенности проявления, изотопный состав углерода // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов Международного совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.А. Кузнецова. Новосибирск, Академгородок, 10—12 апреля 2006 г. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006, с. 189—190.

Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах Сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 1176—1194.

Солоненко В.П. Геология графитоносной толщи Нижнетунгусского прогиба // Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1954, вып. 1, с. 39—53.

Угольная база России. Т. IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья) / Ред. А.Г. Портнов. М., ЗАО «Геоинформ-марк», 2001, 493 с.

Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation // Chem. Geol., 1980, v. 28, p. 199—260.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L., Farquhar J., Kendrick M.A. Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: A review // Chem. Geol., 2014, v. 374—375, p. 61—83.

Pang K.-N., Arndt N., Svensen H., Planke S., Polozov A., Polteau S., Iizuka Y., Chung S.-L. A petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Norilsk aureoles, Siberia // Contrib. Mineral. Petrol., 2013, v. 165, p. 683—704, doi: 10.1007/s00410-012-0830-9.

Ryabov V.V., Ponomarchuk V.A. The role of hydrocarbons in the formation of the PGE deposits in the Siberia traps // 12th Int. Platinum Symp. Yekaterinburg, 11—14 August 2014. Yekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014, p. 115—116.

Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: A study of Brazilian alkaline complexes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59 (7), p. 1339—1352.