

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА С КСЕНОЛИТАМИ КАМЕННОГО УГЛЯ В ТРАППОВОЙ ИНТРУЗИИ ГОРЫ ОЗЕРНАЯ (Сибирская платформа)

В.В. Рябов

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

Попавшие в базальтовый расплав обломки угля подверглись дегазации, графитизации и разложению. В результате этого вблизи ксенолитов графитизированного угля в расплаве локально возникло повышенное парциальное давление углеводородных (УВ) флюидов, которое спровоцировало сиалически-мафическую ликвацию базальтового расплава и образование анортозит-гортонолитовой ассоциации пород, а также обособление битумов и рудных минеральных фаз. Ведущую роль в процессах флюидно-магматической дифференциации расплава и образования рудных фаз играли восстановительные свойства УВ-флюидов, высокая степень их сродства с металлами и уникальная собирательная способность в процессе миграции сорбировать микропримеси из пород и расплава и создавать минералого-геохимические аномальные скопления на геохимических барьерах. Разнообразие рудных минеральных фаз связано с экстракцией элементов-примесей Fe, As, Ge, Sb, Sn, S из углей и микропримесей Fe, Mg, Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Rh, Au, Ag из базальтового расплава.

Углеводороды, базальтовый расплав, ликвация, элементы-примеси, рудообразование

INTERACTION BETWEEN BASALTIC MELT AND COAL XENOLITHS IN THE TRAP INTRUSION OF MT. OZERNAYA (Siberian Platform)

V.V. Ryabov

Coal fragments in basaltic melt were subjected to degassing, graphitization, and disintegration. As a result, the partial pressure of hydrocarbon (HC) fluids near xenoliths of graphitized coal in the melt increased, which provoked the sialic–mafic segregation of the basaltic melt, the formation of anorthosite–hortonolite association, and the separation of bitumens and ore mineral phases. The fluid–magmatic differentiation of the melt and the formation of ore phases were caused mostly by the reducing properties of HC fluids, their high affinity for metals, and their unique collective capability to adsorb microimpurities from the melt and rocks during migration and to form anomalous mineral and geochemical clusters at geochemical barriers. The diversity of ore mineral phases is due to the extraction of trace elements Fe, As, Ge, Sb, Sn, and S from coal and of Fe, Mg, Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Rh, Au, and Ag microimpurities from the basaltic melt.

Hydrocarbons, basaltic melt, segregation, trace elements, ore formation

ВВЕДЕНИЕ

Проблема флюидного режима рудно-магматических систем, связанных с траппами Сибирской платформы, не теряет своей актуальности на протяжении многих десятилетий. Экспериментальные и фактографические данные дают основание с уверенностью предполагать активное участие флюидов в процессах дифференциации магматических расплавов, формирования расслоенных интрузий и рудообразования. Основными летучими компонентами в траппах являются Cl, F, CH₄, S и N [Аплонov, 2001]. В качестве агентов ликвации они стимулируют расщепление магматического расплава на несмешивающиеся силикатно-силикатные, рудно-силикатные и силикатно-солевые жидкости. Возможность этого механизма дифференциации базальтового расплава при формировании расслоенных интрузий неоднократно подтверждалась в экспериментальных работах [Безмен, Персиков, 1979; Маракушев, Безмен, 1980, 1992; Маракушев, 1988; Фарфель, 1988] и установлена в траппах находками эмульсии различных по составу стекла в стекле [Рябов, 1989; Ryabov, Larkovsky, 2010]. Важное значение в рудно-магматическом процессе играют физико-химические параметры состояния системы, в том числе флюидное давление, окислительно-восстановительный потенциал, состав расплава и газовых смесей. При взаимодействии с базальтовыми расплавами флюиды выполняют также каталитическую роль, экстрагируют из них металлы, участвуют в их переносе и накоплении. В магматогенных процессах особая роль углеводородов связана с их свойством создавать восстановительный потенциал, который оказывает влияние на поведение и свойства присутствующих в расплаве других летучих элементов, в том числе галогенов [Слободской, 1981; Рябов и др., 2018], а также металлов переменной валентности [Буслаева, Новгородова, 1989].

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

На северо-западе Сибирской платформы основная масса интрузивных траппов, в том числе расчлененные рудоносные интрузии норильского типа, локализируются в угленосных отложениях, которые образуют здесь один из крупнейших в мире Тунгусский угольный бассейн [Угольная база..., 2001]. Каменные угли представляют собой потенциальный источник углеводородов (УВ), и это дает основание предполагать их возможное участие в связанных с траппами рудно-магматических процессах [Ryabov, Ponomarchuk, 2014; Рябов, 2015].

Разведанные запасы Тунгусского угольного бассейна оцениваются в 1878.8 млрд т [Еханин и др., 2004]. Качество углей в месторождениях бассейна широко варьирует [Данилова, 1967; Гаврилова, 1968б; Ефимова и др., 1971; Гуревич, Волкова, 2010]. Содержание летучих компонентов в углях в зависимости от их качества изменяется от 50—40 % (по Грюнеру) в длиннопламенных разновидностях, до 18—10 % в тощих и 10—8 % в антрацитах. Наиболее метаморфизованные угли до стадии тощих и антрацитов в пределах угольного бассейна образуют зону, вытянутую на 500 км с севера на юг вдоль западной его границы [Угольная база..., 2001; Гуревич, Волкова, 2010]. В Норильском районе эта зона имеет ширину 25—40 км, а в нижнем течении р. Нижняя Тунгуска увеличивается до 200 км. Основная масса трапповых интрузий, а также рудные районы, поля и узлы сконцентрированы в западной приенисейской части угольного бассейна, в которой они образуют Енисейскую рудную провинцию.

Основной причиной площадной зональности метаморфизма углей на территории бассейна считается так называемый суммарный тепловой эффект траппов, внедрившихся в угленосную толщу [Угольная база..., 2001]. Известно, что дегазация угля в процессе пиролиза начинается при температуре 200 °С, а метаморфизация 1 т паровично-жирного угля до стадии тощих сопровождается образованием до 50 м³ метана [Данилова, 1967]. Принимая во внимание запасы углей бассейна и степень их метаморфизма, можно говорить об имевшей место дегазации огромных объемов метана в процессе метаморфизма углей. Она не могла пройти бесследно, и есть основание предполагать возможное участие угольных газов в дифференциации базальтовых расплавов и в рудно-магматических процессах. В связи с этим основная цель статьи заключается в том, чтобы на природном материале оценить возможности, механизм и результаты взаимодействия толеит-базальтового расплава и ксенолитов угля, а также показать активное участие углеводородов в процессах дифференциации расплава и рудообразования.

КАМЕННЫЙ И АНАЛИТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Коллекция образцов для аналитических исследований была собрана в процессе полевых экспедиционных работ геологического отряда лаборатории № 213 ИГМ СО РАН в Курейском рудном районе, на территории которого находится рудоносная трапповая интрузия горы Озерная.

Аналитические исследования вещественного состава пород и руд проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Они включали рентгенофлуоресцентный анализ пород, рентгеноспектральный анализ минералов на микроанализаторах Cameca Camebax-Micro и JEOL JXA-8100 и на сканирующем электронном микроскопе LEO 143 OVP, изотопный анализ углерода и атомно-абсорбционный метод при определении содержания цветных и благородных металлов в породах. Определение элементного состава образцов горных пород проводилось методом РФА-СИ с использованием синхротронного излучения, разработанным в ИЯФ СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическая характеристика Курейского рудного района

Интрузия горы Озерная является одним из шести массивов, образующих крупнейший (30 × 70 км) на северо-западе Сибирской платформы Курейско-Горбиагинский вулканоплутон [Ryabov, Lapkovsky, 2010].

Интрузии вулканоплутона залегают в угленосных терригенных отложениях Тунгусского угольного бассейна. В Курейском районе установлен максимальный на Сибирской платформе стратиграфический разрез толщи мощностью 1000—1200 м, в котором продуктивная угленосность составляет 16 млн т/км² [Угольная база..., 2001]. Угли района метаморфизованы до стадии отощенных, тощих и антрацитов. Кроме угольных месторождений в пределах вулканоплутона находятся три месторождения графита, одно из которых (Верхнегнутахинское) располагается в породах, подстилающих субпластовую интрузию горы Озерная, которая является предметом нашего исследования.

Некоторое представление о микроэлементном составе углей Курейского района можно получить в табл. 1, в которой представлены материалы из восьми пластов угля, вскрытых одной из буровых скважин. К указанным в табл. 1 химическим элементам следует добавить постоянно присутствующие в углях серу и хлор [Войткевич и др., 1990]. По данным этих авторов, содержание серы зависит от каче-

Таблица 1. Результаты определения элементов-примесей в пластах каменного угля Курейского района

Компонент	ОКГ-45/ 174.4	ОКГ-45/ 198.0	ОКГ-45/ 214.7	ОКГ-45/ 370.1	ОКГ-45/ 515.7	ОКГ-45/ 515.9	ОКГ-45/ 534.3	ОКГ-45/ 588.2
K, %	1.64	0.41	0.02	0.98	0.49	1.00	3.77	1.09
Ca	0.38	1.65	0.23	0.64	0.35	0.22	0.4	0.69
Ti	0.2	0.088	0.032	0.117	0.045	0.15	0.71	0.115
V, г/т	35.6	58	9.21	54	25.7	37.2	161	40.7
Cr	—	28	21	30.4	21.3	15.4	138	31.5
Mn, %	0.065	0.172	0.138	0.232	0.22	0.008	0.097	0.164
Fe	2.41	3.18	3.41	6.79	4.83	0.41	4.44	5.7
Ni, г/т	106	32.1	101	18.6	50.8	119	117	46.7
Cu	73	40.8	69	48	170	19.5	135	83
Zn	388	593	593	882	1071	109	185	3514
Ga	30.6	20.5	18	16.9	12.5	30.5	26.8	30.7
Ge	2.91	0.3	—	—	—	32.9	4.47	—
Se	—	1.83	—	—	—	—	1.8	—
Br	133	75	76	199	437	19.2	62	250
Rb	37.2	8.31	1.17	38.1	28.1	84	116	60
Sr	77	504	95	126	262	224	212	129
Y	15.6	32.7	7.6	7.86	11.3	31.3	32.8	6.6
Zr	273	90	26.8	145	9.68	309	172	28.4
Nb	10.6	7.27	2.74	6.44	—	21	18.2	0.83
Mo	2.69	0.27	1.3	0.86	1.64	5.12	3.22	1.55
Ag	0.7	0.54	0.8	0.15	0.83	0.23	—	1.69
Cd	1.1	1.55	1.96	1.19	6.35	1.85	0.38	9.98
Sn	11.5	1.97	1.08	20.1	36.1	4.21	3.54	39.7
Sb	0.3	—	—	2.43	1.17	7.56	1.17	0.98
As	5.1	16.5	6.2	—	12	236	7.6	—
Pb	69.6	127	143	141	173	23.7	27	232
Th	8.1	3	—	—	—	12.3	13.8	—
U	3.5	—	—	—	—	4.7	4.2	—

Примечание. Анализы проводились рентгенфлуоресцентным методом с использованием синхротронного излучения накопителя ВЭПП-3 Центра синхротронного и терагерцового излучения (ЦСТИ ИЯФ СО РАН). Аналитик Ю.П. Колмогоров. Энергия монохроматизированного пучка СИ составляла соответственно 23 и 33 кэВ. Минимально определяемые концентрации элементов в горной породе составляют: K = 0.05; Ca = 0.05; Ti = 0.02 %; V = 10; Cr = 10 г/т; Mn = 0.01; Fe = 0.02 %; (Ni, Cu, Zn) = 2.0 г/т; (Ga, Ge, Se, Br) = 0.2 г/т; (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo) = 0.1; Pd = 0.05; (Ag, Cd) = 0.1; (Sn, Sb, Te) = 0.15; (I, Cs) = 0.25; (Pb, Th, U) = 1.0 г/т.

ства углей, и по мере повышения степени их метаморфизма величина S понижается от 2.23 мас. % в длиннопламенных до 0.74 мас. % в антрацитах, а среднее содержание Cl в углях составляет 1100 г/т. В графитах Курейского месторождения содержание серы, по нашим данным, варьирует от 0 до 2 мас. %.

Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в углях Курейского района колеблется в диапазоне $-22.7 \dots -24.5 \text{ ‰}$ ($n = 19$), а в графитах Курейского месторождения $-23.5 \div 25.5 \text{ ‰}$ ($n = 10$).

Краткая информация по петрологии интрузии горы Озерная

Интрузия представляет собой субпластовое тело габбро-долеритов мощностью 120 м.

Она дифференцирована от базальтоидных до оливиновых габбро-долеритов. В габбро-долеритах отмечаются мелкие шилы пегматоидных и линзы троктолитовых габбро-долеритов, гомогенные включения микродолеритов и авгитовых афанитов, участки брекчиевидных пород и желваки самородного железа. Содержание MgO в породах меняется от 7.61 до 11.32 мас. %. В средневзвешенном составе пород MgO составляет 8.56 мас. % ($n = 25$). Рудно-петрологическая характеристика интрузии приводится в ряде публикаций разных авторов [Олейников и др., 1985; Ryabov, Lapkovsky, 2010].

Основным типом пород интрузии горы Озерная являются оливин-плаггиофировые габбро-долериты, которые состоят из оливина (Fa_{37-40}) 3—5 %, редко до 10—12 %, клинопироксена ($\text{Wo}_{42-34}\text{En}_{40-46}\text{Fs}_{12-22}$) 40—50 %, плаггиоклаза (An_{91-46}) 40—50 %, из рудных отмечаются ильменит ($\text{MgO} = 2.61$ мас. %) и титаномagnetит. В породах встречаются ортопироксен (Fs_{31-37}) и слюда биотит-флогопитового ряда $f = (\text{FeO} \cdot 100 / (\text{FeO} + \text{MgO}) = 27—44$ ат. %). Флогопиты с $f = 30—31$ ат. % содержат $F = 0.94—0.98$ мас. %; $\text{Cl} = 0.18—0.29$ мас. %.

Желваки самородного железа представляют собой компактные скопления в габбро-долеритах вкрапленных и богатовкрапленных губчатых и сидеронитовых руд металлического железа. Вес желваков варьирует от 50—500 г до 3—5 кг, реже более. Основными рудными минералами Pt-Fe-металлических руд в желваках самородного железа [Рябов, Аношин, 1999] являются разновидности Fe с переменным количеством Ni и Co, представленные серий минералов: феррит, камасит, реже тэнит, тетратэнит, аварит, из других минералов отмечаются когенит, самородная медь, графит, а также битумы [Олейников и др., 1985; Ryabov, Lapkovsky, 2010].

Графит и битумы в породах и рудах интрузии. Графит образует пластинчатые и чешуйчатые сростания, сферолиты и другие структурированные образования. В губчатых рудах самородного железа графит нередко встречается в виде кристаллов кубического габитуса, описанных в литературе как клифтонит [Олейников и др., 1985; Ryabov, Lapkovsky, 2010]. В габбро-долеритах битумы проявляются в виде мелкой (2—5 мм) вкрапленности, образуют скопления черного плотного углеродистого вещества с блестящим раковистым изломом, а в желваках самородного железа наблюдаются в виде включений, обрастающих кристаллами клифтонита.

Исследования показали, что встречающиеся в самородном железе битумы представлены антракосолитом. В двух его анализах установлено: 1) $C = 89.2$, $H = 2.9$, $N = 4.1$, $S = 3.8$; 2) $C = 94$, $H = 4.3$, $S = 1.7$ % [Округин и др., 1991]. Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ антракосолита (обр. ОЗ-87): -23.5 ‰ [Ryabov, Lapkovsky, 2010], а $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ клифтонитов из пород интрузии горы Озерная: -23.78 ‰ [Олейников и др., 1985] и -26.2 ‰ (обр. ОЗ-63) по нашим данным.

Магматогенная брекчия ксенолитов графитизированного угля в габбро-долеритах северного склона горы Озерная

На задернованном северном склоне горы Озерная отмечаются крупноглыбовые осыпи и редкие скальные обнажения коренных пород. В одном из обнажений интрузии в оливинсодержащих габбро-долеритах были обнаружены два желвака губчатого самородного железа весом 15 и 30 кг и небольшой по площади (около 1 м²) участок магматогенной брекчии. В разрезе интрузии желваки самородного железа и магматогенная брекчия занимают подвешенное положение относительно подошвы магматического тела.

Магматогенная брекчия состоит из обломков графитизированного угля, сцементированных битумсодержащими оливинитами и троктолитами, миароловыми битум-оливиновыми и миндалекаменными биотит-хлоритовыми габбро-долеритами. Контакты различных по составу пород резкие, без следов закалывания. В экзоконтакте брекчии отмечается небольшое гомогенное включение мелкозернистого пироксенитового афанита.

Ксенолиты графитизированного угля

Магматогенная брекчия состоит из различных по размеру пластинчатых обломков и крошки графитизированного угля (далее в описании – графита). Размер наиболее крупных обломков в срезах образцов варьирует от 7×15 до 3×10 см. Вблизи крупных обломков графита локально отмечаются скопления мелких его обломков (0.1—0.5) × (0.3—1.5) см и одиночные пластинки, а также крошка углистого материала и вкрапленность битумов. Графит обломков образует тонкочешуйчатые агрегаты. Крупные обломки графита разбиты системой трещин отдельности на пластинки шириной 0.1—0.3 мм. Трещины заполнены трахитоидным агрегатом мелких призм плаггиоклаза An_{74-66} (рис. 1, а, б). Из других минералов в прожилках иногда встречаются: ортопироксен, клинопироксен $\text{Wo}_{36-37}\text{En}_{39-41}\text{Fs}_{25-22}$ ($\text{TiO}_2 = 1.44—1.30$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.79—1.56$ мас. %), амфибол, $f = 50$ ат. % ($\text{TiO}_2 = 0.77$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.97$ мас. %), ильменит ($\text{MgO} = 0.16—0.17$, $\text{MnO} = 0.37—0.4$ мас. %) и пирротин.

Между крупными ксенолитами графита располагаются мелкие обломки графита с нитевидными трещинами отдельности, которые заполнены мелкими кристаллами плаггиоклаза, а также пластинки, пакеты тонких пластинок графита, крошка углистого вещества и дорожки из мелкой сыпи углеродистого вещества, разделенные трахитоидным агрегатом мелких призм плаггиоклаза. Кроме того, в брекчии встречаются реликты и структуры просвечивания мелких резорбированных обломков графита в виде дорожек точечных включений углеродистого вещества и обрамляющих их вытянутых по форме участков мелкозернистого плаггиоклазита с трахитоидной структурой. Иногда углеродистое вещество и мел-

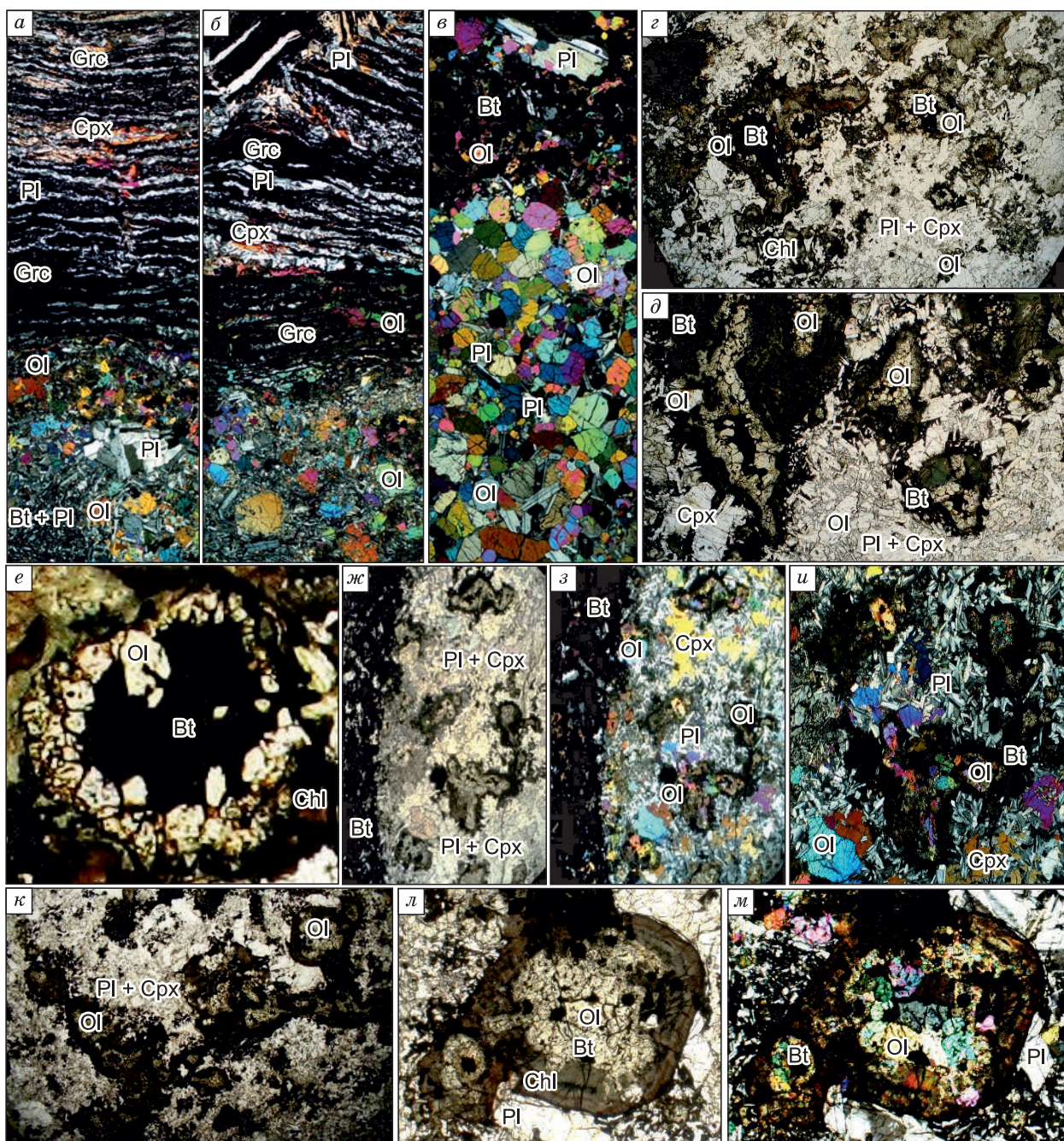


Рис. 1. Породы участка магматогенной брекчи в габбро-долеритах интрузии горы Озерная.

a, б — зона контакта ксенолита графита с плагиоклазитом в трещинах отдельности (верхняя часть снимка) и троктолита (нижняя часть снимка) с включением мелкозернистого плагиоклазита в битумном цементе (Bt + Pl) и обособлением крупнозернистого плагиоклазита (в центре); *в* — контактовая зона участка богатой битумной вкрапленности (черное) в плагиофировом габбро-долерите (верхняя часть снимка) и плагиоклазосодержащего оливинита (нижняя часть снимка); *з–м* — миаролитовые габбро-долериты: в миаролах — оливин, в обрамлении и в центре миарол — битум (черное), *з, и, м* — ник. +, остальные без ник., *е, л, м* — увел. $\times 80$, остальные — $\times 20–40$. Пояснения см. в тексте.

Bi — биотит, Bt — битум, Chl — хлорит, Cpx — клинопироксен, GrC — графитизированный уголь, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз.

кие обломки графита полностью отсутствуют, и в поле офитопойкилоофитовой структуры габбро-долерита отмечаются только линзы с трахитоидным агрегатом мелких призм плагиоклаза.

Битумы в габбро-долеритах образуют мелкую вкрапленность и небольшие скопления. В габбро-долеритах встречаются обломковидные участки, состоящие из мелких призм плагиоклаза, сцементированных битумом (см. рис. 1, *a*), а также участки с богатой вкрапленностью битумов (до 60–70 % пло-

щади шлифа), в которых располагаются породообразующие минералы габбро-долерита без следов изменения (см. рис. 1, в). В скоплениях битума можно видеть его отчетливое пористое строение, а на поверхности — «кратеры» с концентрическими валиками и отверстием в центре, которые напоминают газовые каналы.

Новообразования «кубического» графита

Во вкрапленниках самородного железа изредка встречаются новообразования графита в виде одиночных кристаллов или сростков кристаллов кубического габитуса, ранее описанных в литературе как клифтонит (рис. 2, з—и). Кристаллы обычно нарастают на силикатную породу или обрастают вкрапленники битума. Грани куба, как правило, находятся на контакте с самородным железом или карбидом железа. Внутренняя часть кристаллов графита кубического габитуса имеет пластинчато-чешуйчатое строение (см. рис. 2, е—и).

Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в ксенолитах графита варьирует: в крупном ксенолите графита (ОЗ-154) $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -22.1$ ‰, в другом крупном ксенолите (ОЗ-157) $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -23.5$ ‰, в мелких обломках графита из этого же образца -25.7 и -27.9 ‰.

Петрография пород цемента магматогенной брекчии

Оливинит состоит из гранобластового агрегата оливина (90—95 %), плагиоклаза (3—5 %), небольшого количества битумов, единичных зерен магнетита и ильменита в виде мелких вкрапленников и включений в оливине (см. рис. 1, в). Оливин имеет состав Fa_{45-50} ($\text{MnO} = 0.35\text{—}0.45$ мас. %; $\text{CaO} = 0.1\text{—}0.14$ мас. %), иногда он обрастает каймой ортопироксена $\text{Wo}_4\text{En}_{61}\text{Fs}_{35}$. В виде включений в оливине встречается ильменит. Призмы плагиоклаза An_{65} отмечаются в интерстициях между зерен оливина и реже в виде мелких вростков An_{68} в его краевых зонах. В составе магнетита содержатся $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.07$ и $\text{MgO} = 0.20$ мас. %, в ильмените — $\text{MgO} = 0.52\text{—}2.68$, $\text{MnO} = 0.34\text{—}0.53$, $\text{V}_2\text{O}_5 = 0.35\text{—}0.50$ мас. %.

Троктолит имеет порфировидную структуру (см. рис. 1, б). Порода состоит из оливина (20—60 %) и плагиоклаза (35—70 %), локально отмечаются клино- и ортопироксен (5—15 %), ильменит, слюда и переменное количество битумов (от 1—5 до 20—30 %). Состав троктолитового габбро-долерита обр. ОЗ-154 (мас. %): $\text{SiO}_2 = 41.61$; $\text{TiO}_2 = 0.96$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.13$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 24.67$; $\text{MnO} = 0.29$; $\text{MgO} = 13.19$; $\text{CaO} = 7.13$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.66$; $\text{K}_2\text{O} = 0.17$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.11$; п.п.п. 0.7.

Оливин образует изометричные фенокристы Fa_{48-51} , в краевых частях которых отмечаются вростки мелких призмочек плагиоклаза. Количество оливина в троктолитах широко варьирует. В связи с этим порода приобретает состав мелатроктолита, битумсодержащих троктолита или троктолитового габбро-долерита. Уменьшение количества оливина сопровождается увеличением в породе количества плагиоклаза и/или орто- и клинопироксена, битумов и рудных минералов. Зональные фенокристы плагиоклаза имеют состав (центр—край) $\text{An}_{80-75}\text{—}\text{An}_{66}$, включения в оливине — $\text{An}_{75}\text{—}\text{An}_{69}$, хадакристы в клинопироксене — An_{72-63} , лейсты в базисе — An_{74} . Пироксены образуют ойкокристы: клинопироксена $\text{Wo}_{37-39}\text{En}_{44-45}\text{Fs}_{19-16}$ ($\text{TiO}_2 = 1.11$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.39$ мас. %) и ортопироксена $\text{Wo}_9\text{En}_{51}\text{Fs}_{40}$ ($\text{TiO}_2 = 0.63$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.75$ мас. %), а также мелкие зерна в основной массе $\text{En}_{51}\text{Fs}_{49}$. В породе отмечаются листочки флогопита $f = 12$ ат. % ($\text{TiO}_2 = 1.69$, $\text{Cl} = 0.23$ мас. %), а на участках, обогащенных битумом, биотит $f = 68$ ат. % ($\text{NiO} = 3.34$ мас. %; $\text{Cl} = 3.53$ мас. %), из рудных минералов встречаются ильменит ($\text{MgO} = 0.49$, $\text{MnO} = 0.32$ мас. %) и самородное железо. Битумы распределяются в породе неравномерно в виде мелкой вкрапленности и комковатых скоплений в интерстициях мелатроктолитов.

Битум-оливиновые миароловые габбро-долериты представляют собой офитопойкилоофитовые габбро-долериты, в интерстициях которых находятся небольшие участки и прожилковидные выделения серо-зеленого скрытокристаллического слабоанизотропного хлоритоподобного минерала с включениями миарол, нередко в обрамлении черного битума (см. рис. 1, з—м). На стенках миароловых полостей нарастают щетки кристаллов оливина, а в центральных частях полостей находятся битумы. В разных полостях количественное соотношение оливина и битума варьирует. Встречаются миаролы, полностью заполненные гранобластовым агрегатом оливина или только битумом, или битумом с редкой вкрапленностью мелких кристаллов оливина. В оливине нередко находятся мелкие округлые включения битума (см. рис. 1, е, л, м). Вдоль центральной части прожилков хлоритоподобного минерала иногда наблюдаются цепочки линзовидных полостей с различным составом заполнителя. Количество миарол в габбро-долерите широко варьирует и порою достигает 60—80 % площади среза породы. Скопления миарол располагаются вблизи ксенолитов графита, а по мере удаления от них количество их уменьшается.

В базисе битуминозных пород и в миаролах железистость оливина изменяется от Fa_{100} до Fa_{78} . Содержание элементов-примесей в оливинах широко варьирует: в оливине Fa_{100} установлена примесь $\text{CoO} = 0.63$ мас. %, в Fa_{86} — $\text{NiO} = 1.06$ мас. %. Щетки оливина на стенках миарол имеют состав Fa_{92-82} . Локально в щетках кристаллов оливина Fa_{82-85} из миарол определено $\text{NiO} = 0.01\text{—}0.05$, $\text{MnO} = 0.21\text{—}$

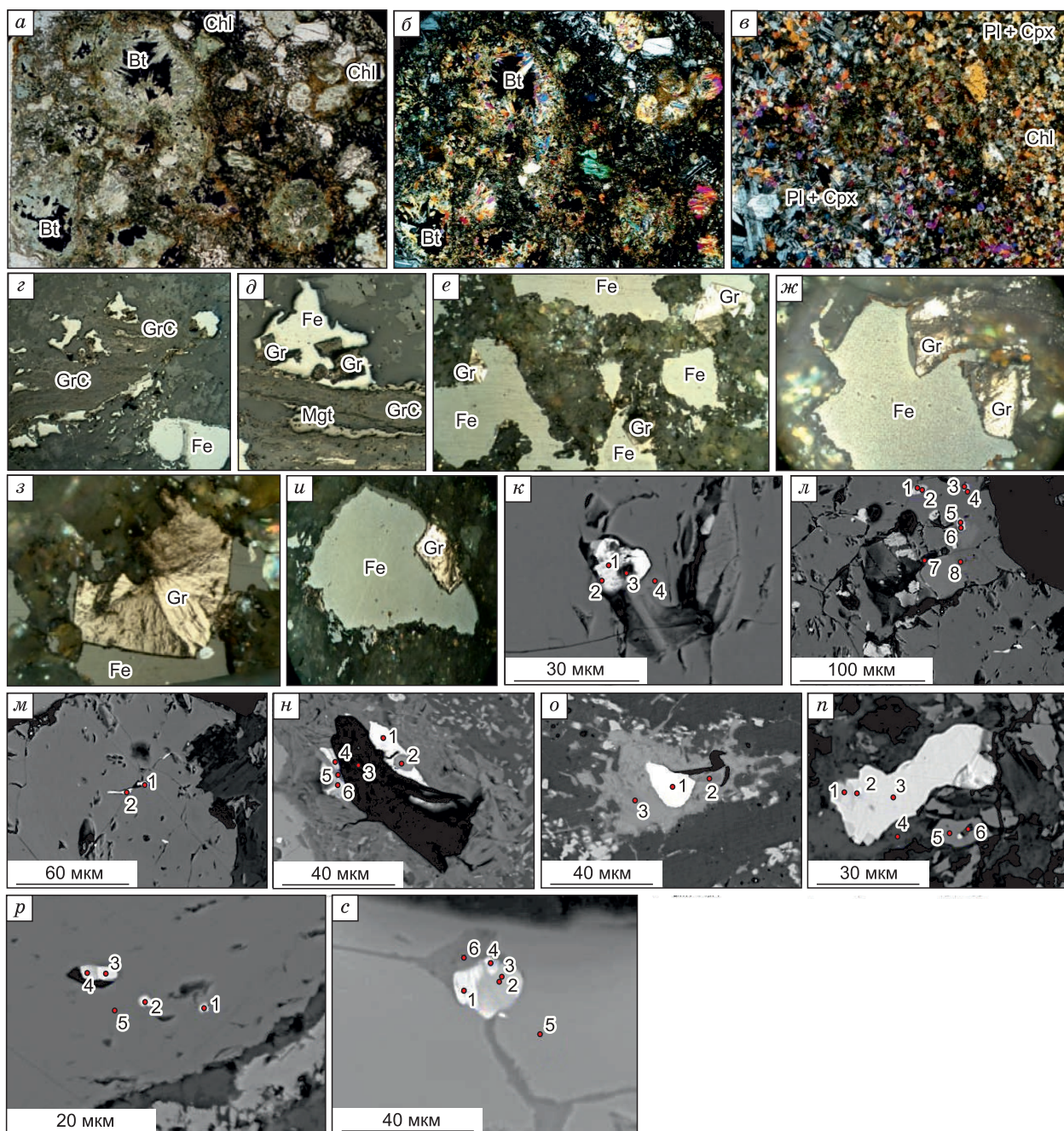


Рис. 2. Породы экзоконтакта магматогенной брекчии (а, б), гомогенное включение (в) и некоторые экзотические минеральные фазы (з—с) на околоксенолитовом участке.

а, б — миндалекаменный габбро-долерит, в миндалинах биотит и хлорит (а — без ник., б — ник., увел. $\times 20$); в — контактовая зона афанита (Cpx + Pl) и мелкозернистого габбро-долерита (Pl + Cpx); з — обломок графитизированного угля (GrC) в обрамлении вкрапленников самородного железа; д — фрагмент рис. 2, е; е — участок богатой вкрапленности самородного железа (Fe) с наростами кристаллов «кубического» графита (Gr) на силикатную породу; ж — фрагмент рис. 2, з; з, и — фрагменты рис. 2, ж, кристаллы «кубического» графита (Gr) в самородном железе; к—с — вкрапленность рудных фаз в троктолитовых габбро-долеритах (съемки на электронном микроскопе, изображения в обратнорассеянных электронах).

Aw — аварунит, Bi — биотит, Co-Pn — кобальт-пентландит, Co-Tn — кобальт-тэнит, Gr — «кубический» графит, GrC — графитизированный уголь, Mgt — магнетит, Ns — ниснит, NN — неидентифицированная фаза, Hz — хизлевудит, Ol — оливин, Orc — орселит, Org — орегонит, Pn — пентландит, Tn — тэнит, Fa — фаялит, Fe — самородное железо.

к — 1 — Orc, 2 — $(\text{Pd,Au,Ni,Fe})_{2.5}(\text{As,Sb})$, 3 — Org, 4 — Fa_{92} ; л — 1 — Hz, 2, 3 — Ns, 4 — Co-Pn, 5 — Hz, 6 — Co-Pn; 7 — NN, 8 — Fa_{100} ; м — 1, 2 — $(\text{Ni,Fe})_2(\text{S,Sn,Ge})$ -фаза; н — 1 — Aw, 2 — Fa_{86} , 3 — Gr, 4 — Hz, 5 — Bi ($\text{NiO} = 3.4$; $\text{Cl} = 3.5$ мас. %), 6 — Pn, черное — графит; о — 1 — Tn, 2 — NN, 3 — Bi ($f = 80$ ат. %, $\text{NiO} = 1.7$, $\text{Cl} = 4.6$ мас. %); п — 1 — Co-Pn, 2 — Orc ($\text{Ge} = 5.8$ мас. %), 3 — Hz, 4 — NN, 5 — Fa_{92} , 6 — NN; р — 1—4 — Orc ($\text{Ge} = 1.5\text{--}4.0$, $\text{Sb} = 1.5$ мас. %), 5 — Fa_{94} ; с — 1 — Orc ($\text{Ge} = 6.2$, $\text{Sb} = 1.4$ мас. %), 2, 3 — Hz, 4 — Aw ($\text{Ge} = 8$, $\text{As} = 9$, $\text{Sb} = 1.5$ мас. %), 5 — Fa_{87} , 6 — NN. На снимках 2, к—2, р черные зерна — графит. В скобках некоторых минеральных фаз указаны содержания характерных элементов-примесей.

0.27 мас. %. В других оливинах из миарол примеси не обнаружены. В габбро-долерите, содержащем оливин-битумные миаролы и вкрапленность самородного железа, фенокристы плагиоклаза имеют состав (центр—край) An_{92-64} , а призмы базиса породы — An_{65-62} .

Биотит-хлоритовые миндалекаменные габбро-долериты располагаются на удалении от ксенолитов графита на периферии участка магматогенной брекчии. В интерстициях этих пород сохраняются небольшие участки с хлоритоподобным минералом и редкими битум-оливиновыми миаролами. Характерной особенностью является появление большого количества миндалин, заполненных гидроксилсодержащими минералами (см. рис. 2, а, б). В миндалинах встречаются сферолиты радиально-лучистого зеленого хлорита ($f = 63\text{—}76$ ат. %) и зональной слюды от бесцветного флогопита ($f = 12$ ат. %, $\text{Cl} = 0.23$ мас. %) до бурого, зеленого и сине-зеленого биотита ($f = 64$ ат. %, $\text{Cl} = 3.34\text{—}3.47$ мас. %). Примечательным для этих пород является увеличение степени измененности минералов. Агрегаты зерен оливина в миаролах замещаются красно-коричневым боулингитом или слюдистым иддингситом, плагиоклаз — пренитом, клинопироксен — хлоритом. Из других минералов в базисе породы отмечаются амфибол, гидрослюда и игольчатые кристаллы апатита ($\text{Cl} = 1.58\text{—}2.05$ мас. %).

Гомогенное включение плагиоклаз-пироксенового афанита

Оно располагается на периферии участка магматогенной брекчии на границе с миндалекаменным габбро-долеритом. Форма включения линзовидная, размер $(5\text{—}7) \times (12\text{—}15)$ см. Порода имеет розовый цвет, мелкозернистую гранулодолеритовую структуру. Она состоит из клинопироксена (80—90 %) и плагиоклаза (10—20 %).

Контакт афанита и габбро-долерита резкий без следов закалывания (см. рис. 2, в). В приконтактной зоне в габбро-долерите отмечается повышенное количество серо-зеленого скрытокристаллического хлоритоподобного минерала с сыпью углеродистого вещества и обильные миндалины, которые затушевывают границу раздела пород. В обрамлении гомогенного включения в габбро-долерите встречается мелкая вкрапленность герцинита ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 58.06$, $\text{FeO} = 38.27$, $\text{MgO} = 3.33$ мас. %).

Под микроскопом структура гомогенного включения гранулитовая и гранулодолеритовая с элементами микропорфировой. По составу гомогенное включение отвечает долериту (мас. %): $\text{SiO}_2 = 48.09$; $\text{TiO}_2 = 1.0$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.68$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.82$; $\text{MnO} = 0.10$; $\text{MgO} = 8.1$; $\text{CaO} = 16.41$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.29$; $\text{K}_2\text{O} = 0.15$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.04$; п.п.п. = 1.31.

Порода состоит из гранул клинопироксена $\text{Wo}_{37-39}\text{En}_{43-40}\text{Fs}_{20-21}$ ($\text{TiO}_2 = 1.44\text{—}1.02$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.46\text{—}1.44$ мас. %), которые изредка срastaются в мелкие ойокристы. Плагиоклаз образует ксеноморфные зерна An_{69} , которые цементируют гранулы клинопироксена. В небольших количествах в афаните отмечается вкрапленность ильменита ($\text{MgO} = 0.41$, $\text{MnO} = 0.36$ мас. %).

Рудная минерализация в породах магматогенной брекчии

Породы магматогенной брекчии имеют повышенные содержания цветных и благородных металлов (табл. 2), которые связаны с рудной минерализацией в битуминозных породах. Наиболее распространенным рудным минералом является самородное железо, вкрапленность которого размером менее 1 мм, редко до 2—3 мм неравномерно распределяется в породе небольшими скоплениями (см. рис. 2, г—и). Количество самородного железа составляет 3—5, редко 12—15, локально до 20—30 %. Самородное железо представлено стерильным от примесей ферритом или ферритом с низким содержанием цветных металлов: $\text{Ni} = 0.48\text{—}0.8$ мас. %, $\text{Co} = 0.4\text{—}0.68$ мас. %.

Исследование пород на сканирующем электронном микроскопе позволило обнаружить в цементе магматогенной брекчии помимо вкрапленности феррита большое количество различных по составу мельчайших наноразмерных вкрапленников рудных фаз. Рудная вкрапленность в переменных количествах была рассеяна в пределах околоскенолитовой зоны магматогенной брекчии графита, а основное ее количество приурочено к битуминозным троктолитовым габбро-долеритам и габбро-долеритам, содержащим битум-оливиновые миаролы. В самих миаролах рудные минеральные фазы отсутствовали. Парагенезисы рудных и силикатных минералов изучались на микрозонде и на электронном микроскопе. Всего в этих породах было проанализировано свыше 300 зерен рудных минеральных фаз [Рябов, 2014].

Наиболее распространенным рудным минералом в магматогенной брекчии является самородное железо, из других минералов установлены широко распространенные в сульфидных месторождениях норильского типа пирротин, халькопирит, пентландит, борнит, халькозин, кубанит, хизлевудит, троилит и пирит. Некоторое представление о формах проявления рудной вкрапленности можно получить из рис. 2, к—с. Как своеобразие состава пентландита следует отметить широкие вариации в нем содержания Co (5.1, 8.8, 10.2, 12.9, 13.1, 13.9 и 25.8 мас. %). Кроме того, были обнаружены минералы, характерные для Pt-Fe-металлических руд джалтул-хунгтукунского типа [Рябов, Аношин, 1999], а также новые и редко встречающиеся разновидности самородных минералов и интерметаллидов, в которых отмечается

Таблица 2. Результаты атомно-абсорбционного анализа пород магматогенной брекчии в габбро-долеритах интрузии горы Озерная, г/т

Элемент	ОЗ-154	ОЗ-156	ОЗ-158гд	ОЗ-158кс
Pt	0.33	0.1	0.038	0.06
Pd	0.25	0.09	0.98	0.13
Rh	0.021	0.006	0.092	0.005
Ru	0.06	0.02	0.027	0.018
Au	0.08	0.007	0.041	0.026
Ag	0.06	0.01	0.09	0.1
Cu	593	474	185	250
Ni	2100	700	2950	278
Co	569	291	1065	66
Pb	—	—	27	8
Zn	95	61	133	88
Cr	96	80	160	284
V	322	209	265	875
As	71	16	24	10

Примечание. Обр. ОЗ-154, ОЗ-156, ОЗ-158гд — брекчия, ОЗ-158кс — гомогенное включение. Анализы проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Аналитики В.Г. Цимбалист, В.Н. Ильина.

повышенное содержание необычных для этих минеральных фаз примесей. Среди этих минеральных фаз установлены: аварунит с примесью в одном случае $\text{Ge} = 4.4$ мас. %, а в другом — $\text{Ge} = 8.3$, $\text{Sb} = 1.5$, $\text{As} = 8.7$, $\text{S} = 1$ мас. %, тэнит с примесью $\text{Co} = 3.0\text{—}5.2\text{—}8.5$ и $\text{Ge} = 1.0\text{—}1.2$ мас. %, камасит с примесью $\text{Co} = 9.2$ и $\text{Ni} = 7.1$ мас. %. Из других рудных фаз определены: орселит, ниснит, аргентит, самородные Co , Bi и Ag . Некоторое представление о составе минеральных фаз с участием предположительно микропримесей угля, нормированных на Ni , можно получить из рис. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интрузия горы Озерная представляет собой слабодифференцированный трапповый силл толеит-базальтового состава, в котором была обнаружена магматогенная брекчия с обломками графитизированного каменного угля. Обломки угля были захвачены базальтовым расплавом из вмещающих пород и вынесены в интрузивную камеру, в которой они оказались на удалении от контактов интрузии в подвешенном относительно подошвы магматического тела состоянии. Принимая это во внимание, можно предполагать, что все явления, описанные в магматогенной брекчии и в околосенолитовой зоне породы, возникли при взаимодействии толеит-базальтового расплава с УВ-флюидами, источником которых были ксенолиты каменного угля.

Начальная температура базальтового расплава была около 1200°C , и оказавшиеся в нем ксенолиты угля подверглись продолжительному по времени высокотемпературному прокаливанию на протяжении всего периода консолидации массива. В результате пиролиза ксенолиты угля испытали быструю по скорости дегазацию, ускоренный метаморфизм до состояния графита и частично претерпели разложение углеродного вещества [Алексеева, Верб, 1971; Плюснина и др., 2009]. Реакция разложения углеродистого вещества генерировала высокий восстановительный потенциал, который возник в ореоле магматогенной брекчии, а также повышала реакционную активность углерода и газообразных УВ продуктов при взаимодействии их с базальтовым расплавом [Плуснина и др., 2009].

Прокаливание ксенолитов угля привело к большой потере содержащихся в них летучих компонентов, уменьшению объема обломков угля, их растрескиванию и раскрытию трещин пластовой отдельности, а также образованию вблизи ксенолитов контракционных усадочных миароловых полостей, а на удалении — газовых миндалинов. Пиролиз и дегазация угля создали в околосенолитовой области базальтового расплава зону с высоким парциальным давлением восстановительных (угольных) флюидов. Главным компонентом флюидов был CH_4 , а среди других летучих компонентов в небольшом количестве присутствовали тяжелые УВ, H_2 , CO , Cl , S , N_2 , H_2O .

Из экспериментальных исследований известно, что воздействие восстановленных газов на магматические расплавы приводит к ликвации [Маракушев, Безмен, 1980, 1992; Маракушев, 1988]. Можно предполагать, что в изученной нами интрузии горы Озерная отделившиеся при прокаливании ксеноли-

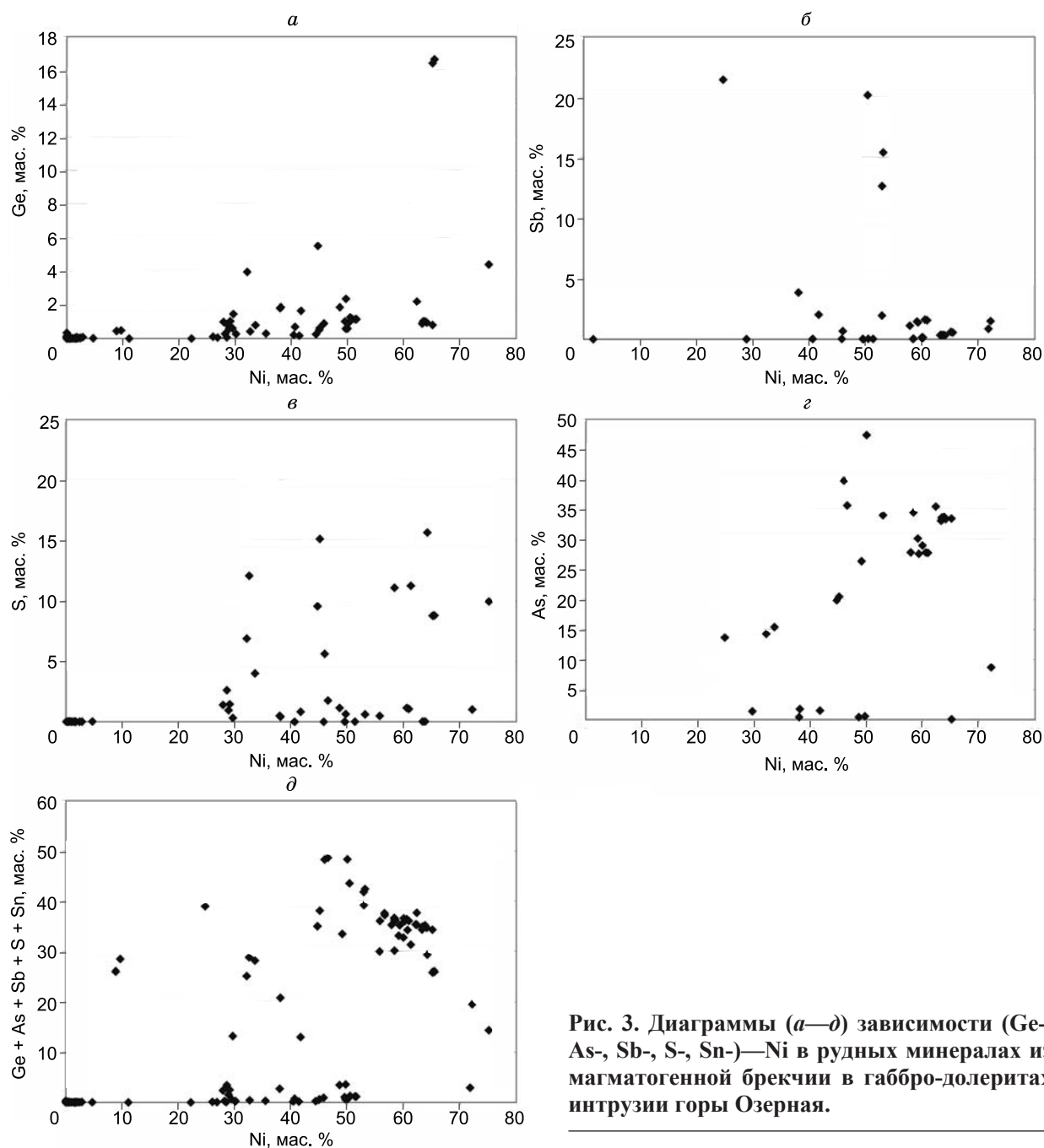


Рис. 3. Диаграммы (а—д) зависимости (Ge-, As-, Sb-, S-, Sn)—Ni в рудных минералах из магматогенной брекчии в габбро-долеритах интрузии горы Озерная.

тов угля УВ-флюиды, взаимодействуя с толеит-базальтовым расплавом, спровоцировали флюидно-магматическую дифференциацию. В результате этого произошло ликвационное сиалически-мафическое расщепление расплава и отделение от него металлоносного УВ-флюида. Основными оксидами сиалического ликвата были SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , а мафического — SiO_2 , FeO , MgO . Содержание оксидов в ликватах соответствовало плагиоклаз-нормативному и оливин-нормативному составам жидкостей. Ликвация завершилась образованием лабрадор-битовнитовых анортозитов и гортонолит-фаялитовых оливинитов.

В процессе сиалически-мафической ликвации расплава его флюидная составляющая накапливалась в мафической жидкости и спровоцировала в ней второй этап ликвации, который выразился в отделении от мафического ликвата металлоносного УВ-флюида и расщеплении его на битумную (битум-оливиновую) и рудную вкрапленность.

Известно, что УВ обладают замечательными свойствами, которые заключаются в их восстановительном характере, в высокой степени сродства со всеми химическими элементами, кроме инертных газов, и особенно сродством с металлами, а также в «собирающей» способности по отношению к

микроэлементам, рассеянным в породах и расплавах, через которые они фильтруются [Буслаева, Новгородова, 1989]. Можно предполагать, что все эти свойства УВ проявились при дегазации ксенолитов угля. УВ-флюиды экстрагировали и выносили из углей содержащиеся в них элементы-примеси, среди которых были Fe, As, Ge, Sb, Sn, S, Cl (см. табл. 1). Обогащенные угольными микроэлементами УВ-флюиды мигрировали сквозь базальтовый расплав и дополнительно сорбировали из него рассеянные микропримеси Fe, Mg, Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Rh, Au, Ag, восстанавливали их до нульвалентного состояния и без перевода в расплав создавали металлоорганические соединения (МОС) [Буслаева, Новгородова, 1989].

Формирование МОС происходило в высоковосстановительных условиях, но этот процесс не был бесконечным и прекращался по мере повышения окислительного потенциала даже при избытке УВ и углерода [Персиков и др., 2018]. Рост окислительного потенциала в магматогенной системе провоцировал сам процесс восстановления оксидов при их взаимодействии с УВ, как это можно видеть из реакции: $2\text{MeO} + \text{CH}_4 = 2\text{Me} + \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$, где $\text{Me} = \text{Fe}$. В результате возросший окислительный потенциал вызвал разложение металлоносного УВ-флюида и создание битумной и рудной минеральной фаз. Битумы сформировали в силикатной матрице целые поля и вкрапленность в габбро-долеритах, а также совместно с оливином заполнили миароловые полости. Диссоциация МОС привела к образованию наноразмерных минеральных фаз самородных элементов, интерметаллидов, карбидов, сульфидов, арсенидов, стибнидов, которые создали вкрапленность и рудные скопления, описанные как минералого-геохимические аномалии [Рябов, 2014]. Наиболее богатая вкрапленность самородных металлов в изученном объекте проявилась в виде желваков самородного железа, которое для ряда металлов играло роль коллектора.

Особенностью рудной минерализации в околосеннолитовом пространстве являются: 1) присутствие минеральных фаз с участием микроэлементов из углей и базальтового расплава; 2) многообразие состава минеральных рудных фаз и проявление самородных металлов и экзотических интерметаллидов с участием Pt, Pd, Ag, Ni, Co, Sn, Bi, Ge, As, Sb; 3) мелкие размеры зерен и совместное нахождение различных рудных минеральных фаз на небольшой площади и в виде включений в силикатах, которое свидетельствует об их раннем образовании на магматической стадии.

Разложение МОС сопровождалось образованием самородного железа и новообразований графита кубического габитуса, ранее описанного как кристаллы клифтонита. До недавнего времени существовало представление, что клифтонит представляет собой параморфозу по алмазу или образовался при замещении минерала кубической сингонии [Слодкевич, 1982; Левашов, Олейников, 1984]. Позднее нами был предложен механизм образования кубических форм у графита с привлечением экспериментальных работ в органической химии [Рябов, 2018].

Под микроскопом можно видеть, что кубическую форму кристаллам «клифтонита» создает только тонкая пленка углерода его внешнего обрамления, а заключенный в кубическом футляре наполнитель представлен чешуйчато-пластинчатым агрегатом обычного гексагонального графита [Рябов, 2018]. Структурированный графитовый внутренний наполнитель кубических футляров имеет секториальное строение в виде сходящихся в центре куба пирамид, сложенных пакетами пластинчатых кристаллов, которые при погасании образуют структуру песочных часов (см. рис. 2, з) [Олейников и др., 1985; Ryabov, Ponomarchuk, 2014]. Рентгеноструктурный анализ «клифтонита» из ассоциации с самородным железом в интрузии горы Озерная показал его сходство с гексагональным графитом [Олейников и др., 1985].

Проведенные исследования позволяют предполагать, что формирование внешней кубической формы графита могло происходить при участии особого класса МОС – комплексов графита с каким-либо из переходных металлов Fe, Ni, Co, Pd, Cu, Mn и др. Эти комплексы представляют собой соединения, полученные путем внедрения переходного металла, например, атомарного железа, в пространство между параллельными сетками атомов углерода в графите [Вольпин, 1980]. Установлено, что под влиянием этих металлокомплексов графита (МКГ) происходят каталитический распад графитовой углеродной сетки (графитовой структуры) и создание кубической (алмазной) структуры графита [Вольпин, 1980]. Можно предполагать, что в изученном нами случае переходным металлом было железо, а в результате каталитического воздействия МКГ на графит произошло разрушение структуры с шестиугольными ячейками из атомов углерода типа бензольных колец и образование кубической структуры. Преобразование структуры графита в нашем случае, по-видимому, происходило только в узкой зоне контакта новообразований графита и самородного железа, и в глубь кристалла каталитическое действие МКГ не распространялось. Поэтому кубическую форму имел только футляр минерала.

На заключительных этапах эволюции флюидно-магматической системы произошло повышение окислительного потенциала, которое в габбро-долеритах периферической части магматогенной брекчии проявилось в образовании ореола миндалин, заполненных гидроксилсодержащими минералами.

Относительно гомогенного включения в экзоконтакте магматогенной брекчии следует отметить, что его происхождение имеет сходство с образованием пегматоидных шпиров. Те и другие представляют собой «газовые пузыри», т.е. участки расплава, обогащенные летучими компонентами. Формирова-

ние гомогенного включения в габбро-долеритах происходило при участии УВ, о нахождении которых свидетельствует розовый цвет породы, обусловленный присутствием в клинопироксене Ti^{3+} , являющегося хромофором. В отличие от пегматоидных шлиров плагиоклаз-пироксенитовые афаниты испытали переохлаждение базальтового расплава, которое привело к его гетероморфной кристаллизации и образованию гранулитовой структуры породы [Рашин, 1961].

Важным результатом проведенного исследования является установление активного участия углеводородов каменных углей в процессах флюидно-магматической дифференциации с сиалически-мафической ликвацией толеит-базальтового расплава, а также экстрагирования и концентрирования рудообразующих металлов. Полученные данные позволяют по-новому оценить устоявшиеся представления на происхождение расслоенных трапповых интрузий и связанных с ними рудных месторождений, а также внести существенные коррективы в разработку поисковых критериев обнаружения рудных месторождений. Можно предполагать, что в случае крупномасштабной реализации описанного здесь флюидно-магматического процесса не исключается возможность образования нового нетрадиционного типа руд и месторождений.

ВЫВОДЫ

Попавшие в базальтовый расплав, ксенолиты каменного угля подвергаются пиролизу, в результате которого происходит их графитизация, дегазация и разложение, а в околоксенолитовой области расплава создается повышенное давление углеводородных флюидов.

Взаимодействие базальтового расплава с углеводородными флюидами стимулирует флюидно-магматическую дифференциацию расплава с ликвационным сиалически-мафическим расщеплением на нормативные плагиоклазитовую и оливинитовую жидкости, а также сопутствующее ему обособление металлоносных углеводородных флюидов с последующей их диссоциацией на битумы и вкрапленность рудных минеральных фаз.

Восстановительный характер углеводородов, высокая степень их сродства с металлами и собираемые свойства по отношению к рассеянным микроэлементам способствовали флюидной экстракции из угля и базальтового расплава рассеянных элементов-примесей, их транспортировке в виде металлоорганических соединений, а при повышении окислительного потенциала диссоциации и созданию рудных скоплений в виде минералого-геохимических аномалий рудных фаз железа, цветных и благородных металлов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева А.Б., Верба М.Л. Влияние интрузий на битуминозность углей тунгусской серии Норильского района // Геология и полезные ископаемые Норильского района (материалы II конференции норильских геологов). Норильск, 1971, с. 292—294.

Аплов В.С. Термобарогеохимическая модель Талнахского платиноидно-никелевого месторождения. СПб, ВНИИОкеангеология, 2001, 234 с.

Безмен Н.Н., Персиков Э.С. Влияние водорода на дифференциацию основных магматических расплавов // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1176—1179.

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

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М., Недра, 1990, 480 с.

Вольпин М.Е. Комплексы графита с переходными металлами — новый класс металлоорганических соединений // Вестник Академии наук СССР, 1980, № 3, с. 21—27.

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

Гаврилова О.И. К вопросу о возможных температурах при контактовом метаморфизме углей // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., Наука, 1968б, с. 182—187.

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

Данилова Т.Р. Геологические факторы, определившие газоносность Талнахского медно-никелевого месторождения // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, 1967, вып. 10, с. 177—184.

Ефимова И.Н., Афанасьева А.И., Данилова Т.Р. О сорбционной метаноемкости углей Талнахского месторождения // Геология и полезные ископаемые Норильского района: материалы 2-й Норильской геологической конференции. Норильск, Изд-во Норильского ГМК, 1971, с. 142—145.

Еханин А.Г., Колчин А.В., Пантелеева А.В., Цыкин С.Р., Шибистов Б.В. Минерально-сырьевые ресурсы Красноярского края // Разведка и охрана недр, 2004, № 6, с. 2—6.

Левашов В.К., Олейников Б.В. Земной клифтонит в ассоциации с самородным железом габбро-долеритов горы Озерной (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 3, с. 719—722.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М., Недра, 1988, 293 с.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5, с. 1222—1224.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М., Недра, 1992, 317 с.

Округин А.В., Иевлев А.А., Зуева И.Н. Антраксолит в самородном железе траппов Сибирской платформы // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, 1991, с. 17—28.

Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д., Левашов В.К., Варганов А.С., Копылова А.Г., Панков В.Ю. Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1985, 188 с.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н. Экспериментальные исследования процесса взаимодействия восстановительного флюида с базальтовым расплавом в условиях земной коры // Проблемы магматической и метаморфической петрологии, геодинамики и происхождения алмазов. Материалы конференции, посвященной 110-летию со дня рождения В.С. Соболева, Новосибирск, 9—14 июня 2018 г. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2018, с. 18.

Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Сафронов П.П. Трансформация битумоиды—графит (по экспериментальным данным) // ДАН, 2009, т. 425, № 1, с. 94—97.

Рашин Г.А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1961, № 11, с. 42—49.

Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах (на примере траппов). Новосибирск, Наука, 1989, 223 с.

Рябов В.В. Экзотические полиминеральные рудные скопления в трапповых интрузиях Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014, № S3, ч. 1, с. 101—104.

Рябов В.В. Источники флюидов в траппах и рудах Сибирской платформы // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы (материалы Всероссийского совещания, 6—9 октября 2015 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015, с. 156—158.

Рябов В.В. Кубический графит в самородном железе сибирских траппов // Проблемы магматической и метаморфической петрологии, геодинамики и происхождения алмазов. Тезисы докладов Международной конференции, посвященной 110-летию со дня рождения В.С. Соболева, Новосибирск, 9—14 июня 2018 г. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2018, с. 57.

Рябов В.В., Аношин Г.Н. Платина-железометаллическое оруденение в интрузивных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 162—174.

Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г. Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (4), с. 453—466.

Угольная база России. Т. IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья) / Ред. В.Ф. Череповский. М., ЗАО «Геоинформмарк», 2001, 493 с.

Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск, Наука, 1981, 134 с.

Слодкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // ЗВМО, 1982, вып.1, ч. 111, с. 13—33.

Фарфель Л.С. Прогнозирование рудных месторождений. М., Недра, 1988, 150 с.

Ryabov V.V., Lapkovsky A.A. Native iron(-platinum) ores from the Siberian Platform trap intrusions // Austr. J. Earth Sci., 2010, № 57, p. 707—730.

Ryabov V.V., Ponomarchuk V.A. The role of hydrocarbons in formation of PGE deposits in traps of the Siberian platform // 12th International Platinum Symposium, 11—14 August 2014, Yekaterinburg, Russia, Abstracts. Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, 2014, p. 115—116.

*Поступила в редакцию 10 февраля 2021 г.,
принята в печать 24 ноября 2021 г.*