

СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ ТРАХИБАЗАЛЬТОВ

© 2003 г. В. Б. Наумов*, М. В. Портнягин*, М. Л. Толстых*, В. В. Ярмолюк**

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 ГСП-1 Москва, ул. Косыгина, 19; e-mail: naumov@geokhi.ru

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35; e-mail: volya@igem.ru

Поступила в редакцию 28.06.2001 г.

Получены первые данные по составам расплавных и флюидных включений во вкрапленниках оливина из трахибазальтов Южно-Байкальской вулканической области (Восточно-Тувинское лавовое нагорье). Используются методы гомогенизации включений и последующего их анализа с помощью электронного и ионного микрозонда. Среди дочерних кристаллических фаз в расплавных включениях установлены амфибол с высоким содержанием TiO_2 (до 9.8 мас. %), а также клинопироксен с низким содержанием SiO_2 (42.3–43.5 мас. %) и высоким содержанием Al_2O_3 (12.3–13.4%), TiO_2 (4.3–5.1%) и P_2O_5 (до 0.8%). Гомогенизированные стекла включений (16 анализов) характеризуются небольшими вариациями содержания SiO_2 (46.8–50.8%), TiO_2 (2.1–3.6%), MgO (6.3–9.8%), CaO (6.7–9.4%) и повышенными содержаниями щелочей (3.1–5.8% Na_2O , 1.8–2.5% K_2O) и P_2O_5 (0.44–0.95%). Определены концентрации летучих в базальтовом расплаве (в мас. %): в среднем 0.46% H_2O , 0.09% S , 0.07% F и 0.04% Cl . По флюидным включениям CO_2 определены минимальные значения давления при кристаллизации вкрапленников оливина, которые составили 4.6–5.0 кбар, что может соответствовать глубинам 16.5–18.0 км. Расчет минимальной концентрации CO_2 в щелочном базальтовом расплаве дает высокое значение – 1.13 ± 0.14 мас.%. По данным анализа на ионном микрозонде 17 элементов-примесей в стеклах расплавных включений установлена значительная обогащенность магм Байкальского рифта несовместимыми элементами, что резко отличает их от толеитов океанических рифтов, а приближает к базальтам океанических островов.

Проблема образования и эволюции мантийных магм остается одной из наиболее актуальных в петрологических исследованиях. В последнее десятилетие существенный вклад в эту проблему был сделан на основе изучения состава материнских расплавов магматических пород по данным о составе расплавных включений в минералах [1–20 и др.]. Благодаря этим исследованиям существенно расширились наши представления о составе и эволюции расплавов, формирующихся в зонах субдукции островных дуг и активных континентальных окраин [2–8 и др.], в спрединговых зонах океанов [8–12 и др.], в мантийных плюмах, порождающих океанические острова [13–17 и др.]. Значительно слабее изучены условия зарождения и исходные составы расплавов, участвующих во внутриконтинентальной внутриплитной активности [18–20 и др.]. В настоящей статье приведены данные изучения расплавных включений в вулканических породах, возникших в ходе формирования внутриконтинентальной Байкальской рифтовой системы.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В пределах Байкальской рифтовой системы наиболее крупным районом позднекайнозойского вулканизма является Южно-Байкальская вулканическая область. Ее развитие было сопряжено с формированием тройной системы грабенов (Тункинского, Хубсугульского и Окинского) и разделяющих их горных сооружений, а также многоэтапной вулканической деятельностью, в результате которой возникли многочисленные вулканические поля, рассредоточенные на площади 600×400 км [21]. Образование области связывается с воздействием на литосферу региона мантийного плюма (горячей точки мантии). Свидетельством такого воздействия являются как специфический структурный каркас области, так и состав ее вулканических продуктов. Среди последних абсолютно преобладают субщелочные базальты (гавайиты) и щелочные базальтоиды (тефриты, базаниты, тефрофонолиты). Этим породам свойственны высокие содержания титана, фосфора, щелочей и литофильных элементов. Геохимические параметры пород области роднят их с базаль-

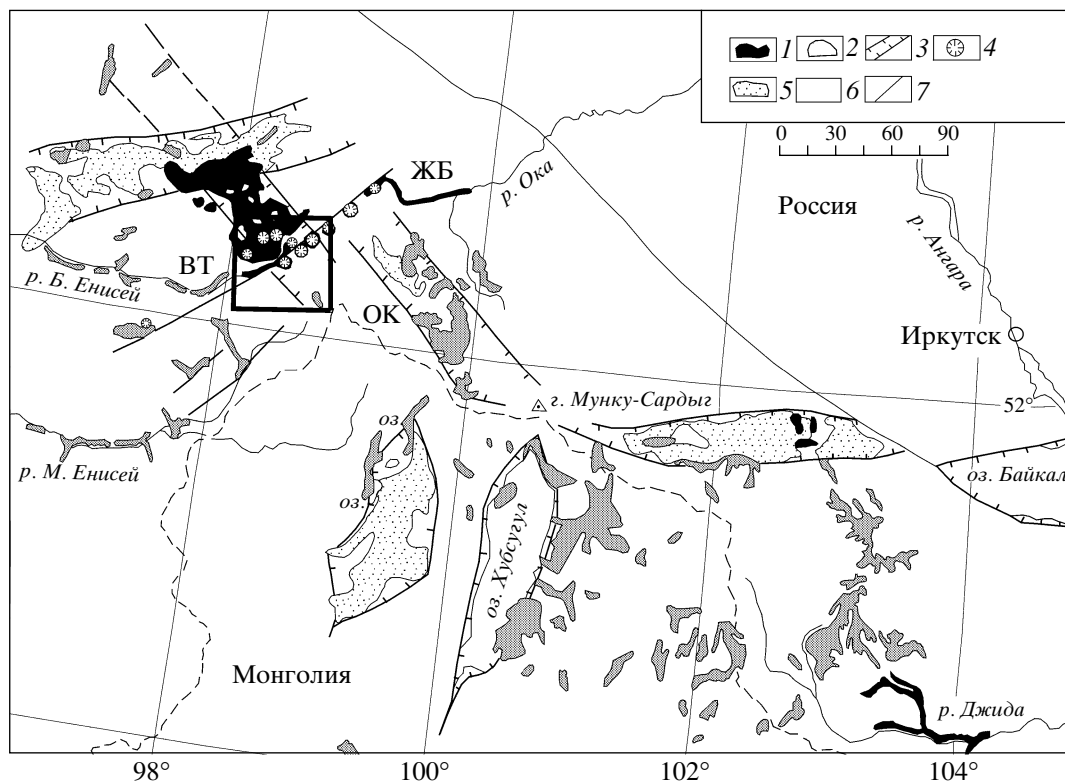


Рис. 1. Схема строения позднекайнозойской Южно-Байкальской вулканической области [по 22].

1–2 – базальтовые поля (1 – позднеплиоценовые-голоценовые, 2 – допозднеплиоценовые), 3 – грабены, 4 – вулканы Тувинского вулканического ареала, 5 – позднекайнозойские терригенные образования, 6 – амагматичные территории, 7 – разломы. Вулканические поля: ВТ – Восточно-Тувинское, ОК – Окинское грабена, ЖБ – Жом-Болокское. Квадратным контуром выделена изученная территория, отвечающая рис. 2.

тами ОИВ-типа, наиболее типичными представителями магматической активности мантийных плюмов. Таким образом, как геологические, так и геохимические особенности позднекайнозойских вулканических пород Южно-Байкальской вулканической области свидетельствуют о мантийном, плюмовом источнике их расплавов. Это позволяет рассмотреть физико-химические условия формирования, составы и характер дифференциации исходных расплавов, возникших в обстановке внутриконтинентальной внутриплитной активности, на основе изучения расплавных включений в минералах-вкрапленниках вулканических пород.

Нами были изучены лавы Восточно-Тувинского нагорья, которые являются наиболее молодыми (плейстоценовыми) в строении вулканической области [22]. Лавы этого нагорья привлекли наше внимание по следующим причинам. Во-первых, они не затронуты наложенными процессами. Во-вторых, они слабо дифференцированы: в их составе участвуют главным образом вкрапленники оливина, реже – пироксена, что дает возможность изучить прежде всего составы исходных расплавов. В-третьих, вулканизм в пределах нагорья протекал в виде серии импульсов активности,

последовательно проявившейся на протяжении последних 2 млн. лет. Это позволит оценить влияние временного фактора на состав исходных расплавов.

Восточно-Тувинское лавовое нагорье расположено в верховьях реки Б. Енисей и занимает площадь более 2000 км² (рис. 1, 2). Его формирование происходило в следующей последовательности вулканических извержений [22] (в скобках возраст пород в тыс. лет): 1 – образование лавового плато (2100), 2 – излияния в прото долине р. Б. Енисей (1700), 3 – формирование верхней серии покровов лавового плато (1200), 4–8 – образование ряда щитовых вулканов: 4 – Дерби-Тайга (760–725), 5 – Кадыр-суг (600–560), 6 – Юрдава и Саган (350–290), 7 – Шивитского, Приозерного, Плоского, Кокхемского, Альбине-Болдок, Соруг-Чушку-Узу (225–90), 8 – Улуг-Аргинского (50), 9 – долинные излияния по реке Б. Енисей (<50). В строении вулканических построек первых трех ранних фаз образования лавового нагорья преобладают гавайиты, в более поздние фазы в основном изливались базаниты.

Нами изучены включения в минералах трахибазальтов вулканов Кадыр-суг (образец Кд-1) и

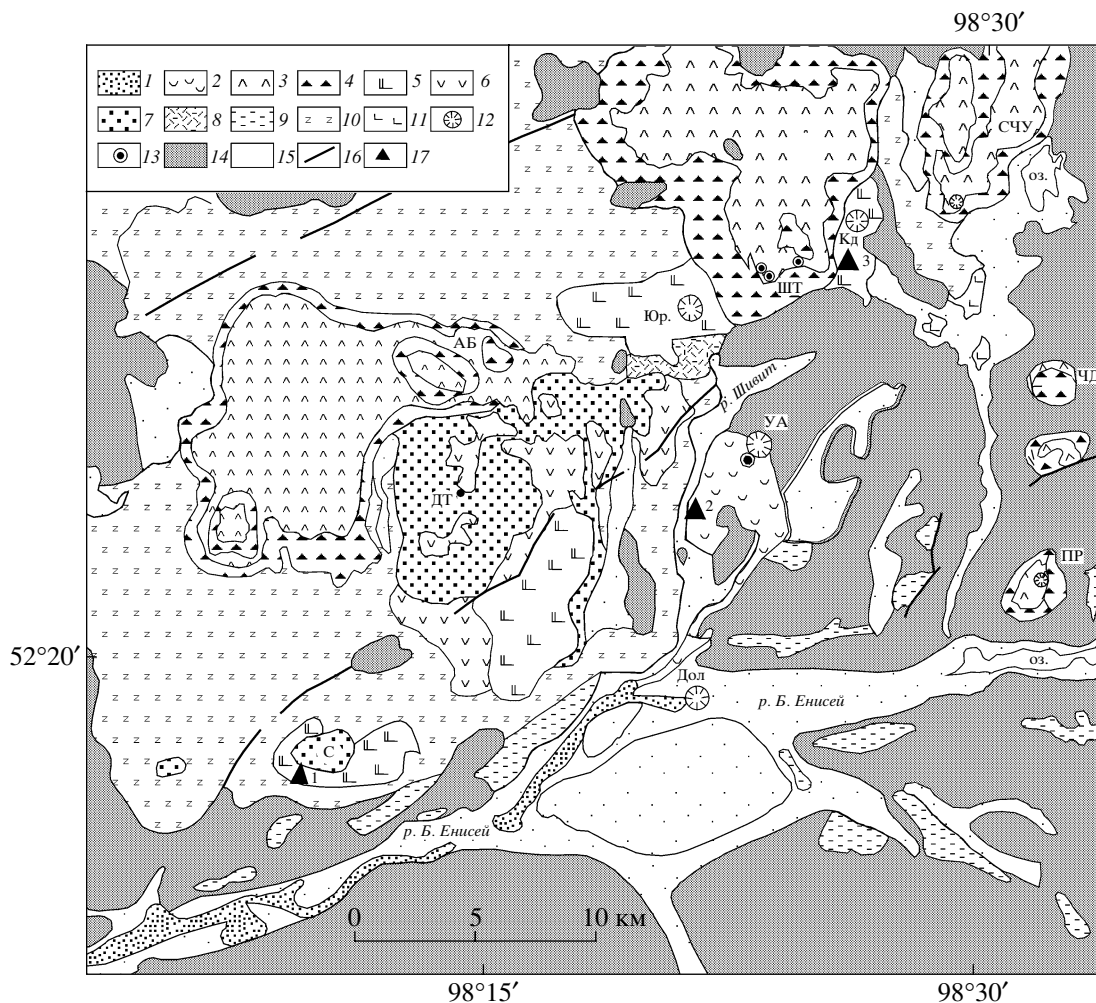


Рис. 2. Схема строения юго-восточной части Восточно-Тувинского лавового нагорья и местонахождение изученных образцов, по [22].

1–11 – вулканические образования разновозрастных фаз излияний (в скобках – значения возраста в тыс. лет): 1 – долинские потоки (<50), 2 – лавы вулкана Улуг-Арга (48), 3, 4 – вулканические образования “молодых” (60–225) вулканов: 3 – лавы, 4 – вулканокластический комплекс, 5–7 – вулканические образования “старых” вулканов: 5 – базаниты вулканов Юрдава, Саганский (290–350) и Кадыр-суг (565–600), 6, 7 – вулканические образования плато Дерби-Тайга (725–760): 6 – лавы, 7 – вулканокластический комплекс, 8 – лавы верхней части вулканического плато (1200), 9 – лавы древних долинных излияний (1650–1750), 10 – лавы нижней части вулканического плато (~2100), 11 – среднемиоценовые лавы (14700), 12, 13 – центры вулканических излияний: 12 – шлаковые конуса, 13 – взрывные воронки, 14 – докайнозойские образования, 15 – рыхлые отложения долин, 16 – разломы, 17 – места отбора проб (1 – образец Бе-1, 2 – образец Бе-2, 3 – образец Кд-1). Обозначения вулканов: Дол – Долинный, УА – Улуг-Аргинский, Пр – Приозерный, СЧУ – Соруг-Чушку-Узу, ШТ – Шивитский, АБ – Альбине-Болдок, ЧД – Чараш-Даг, Юр – Юрдава, С – Саганский, Кд – Кадыр-суг, ДТ – Дерби-Тайга.

Саган (образец Бе-1), а также лавового потока прото долины реки Б. Енисей (образец Бе-2). Химические составы этих образцов приведены в табл. 1. В составе лав в основном развиты порфиновые выделения оливина, реже пироксена. Размер вкрапленников варьирует от 1 до 3 мм. Основная масса обычно полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, оливина, рудных минералов, глобул сульфидов и иголок апатита. Химические составы минералов определены на электронном

микроанализаторе “Camebax Microbeam”. Составы вкрапленников оливина (табл. 2) отвечают Fo_{84-75} , а составы каймы этих вкрапленников и микролитов основной массы пород – Fo_{59-37} . Микролиты плагиоклаза (табл. 3) отвечают средним составам An_{50-61} . Представительные анализы клинопироксенов и рудных минералов приведены в табл. 4 и табл. 5 соответственно. В сульфидных глобулах установлено повышенное содержание Cu (Fe = 46.2–47.3%, S = 51.6–52.3%, Cu = 0.85–1.03%, Ni = 0.21–0.25%, Co = 0.12–0.19%).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) трахибазальтов Южно-Байкальской вулканической области

Компонент	Кд-1	Бе-1	Бе-2
SiO ₂	48.80	45.45	47.42
TiO ₂	2.37	1.98	2.63
Al ₂ O ₃	15.35	13.02	14.76
FeO	10.28	11.56	11.43
MnO	0.14	0.17	0.15
MgO	7.50	13.44	7.40
CaO	8.42	7.96	8.68
Na ₂ O	3.96	3.32	3.59
K ₂ O	1.89	1.80	1.88
P ₂ O ₅	0.57	0.50	0.52
Сумма	99.28	99.20	98.46

ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ ТРАХИБАЗАЛЬТОВ

Методы исследования включений. При оптическом изучении полированных с двух сторон пластинок трахибазальтов в оливинах были обнаружены расплавные, кристаллические и флюидные магматические включения. Расплавные включения состоят из стекла, различного количества дочерних кристаллов и флюидного пузырька (рис. 3). Их экспериментальное изучение проводилось при атмосферном давлении с визуальным наблюдением под микроскопом на установке Соболева–Слущкого [23]. Для предотвращения окисления оливина при высоких температурах использовалась атмосфера высокочистого гелия, дополнительно очищенного от примесей на циркониевом геттере при температуре ~800°C. Контроль за температурой в ходе эксперимента осуществлялся

использованием термопары Pt–PtRh₁₀, которая калибровалась в каждом опыте по визуально определяемой точке плавления золота ($T_{пл} = 1064^\circ\text{C}$). Продолжительность опытов при температурах выше 1000°C составляла 15–20 минут. Закалка осуществлялась выключением тока на нагревателе одновременно с полным открытием тока газа через установку. Скорость закалки составляла не менее 300°/сек. После закалки стекла расплавных включений выводились на поверхность кристаллов и затем анализировались на электронном микроанализаторе “Сamebax Microbeam” при следующих условиях: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 30 нА, развертка в растр 12 × 12 и 5 × 5 мкм при исследовании стекол, 2 × 2 мкм при определении кристаллических фаз. Точность определения элементов при их содержаниях >10 мас. % составляла ±2 отн. %, при содержаниях 5–10 мас. % – ±5 отн. %, при содержаниях 1–5 мас. % – ±10 отн. %. Элементы-примеси и вода определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль, Россия). Методика анализа включений на ионном микроанализаторе подробно описана в работе А.В. Соболева [1].

Изучение флюидных включений и флюидной фазы в расплавных включениях проводилось на криометрической установке, охлаждаемой жидким азотом, с точностью ±0.2°C.

Результаты исследований включений. Анализ на электронном микроанализаторе дочерних фаз в расплавных частично раскристаллизованных включениях позволил определить составы клинопироксена, амфибола, шпинели, ильменита и остаточного стекла (табл. 6). Состав клинопироксена достаточно необычен: установлены низкие содержания SiO₂ (42.3–43.5 мас. %), но высокие содержания Al₂O₃ (12.3–13.4%), TiO₂ (4.3–5.1%) и P₂O₅ (до 0.5–0.8%). Высокие содержания TiO₂ (5.6–9.8%) определены и в амфиболе. После

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) оливинов трахибазальтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	39.94	39.92	38.29	39.97	38.99	39.93	39.45	39.53	35.28	36.65	34.86	39.86	40.35	36.60	34.64
MgO	44.19	44.24	42.95	38.74	37.77	42.85	39.12	37.38	20.04	27.26	15.88	43.30	43.51	27.73	20.65
FeO	15.26	15.19	16.13	20.29	22.47	16.92	20.02	22.32	43.56	35.02	47.71	15.81	15.81	34.75	42.38
CaO	0.24	0.25	0.34	0.40	0.36	0.28	0.32	0.33	0.48	0.56	0.60	0.25	0.25	0.33	0.64
MnO	0.15	0.26	0.25	0.26	0.33	0.28	0.23	0.32	0.59	0.31	0.79	0.26	0.23	0.58	0.49
NiO	0.11	0.20	0.17	–	–	0.11	–	–	–	–	–	0.15	0.15	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	0.07	0.01	0.00	0.06	0.09	0.07	0.02	0.02	0.03	–	–	0.06	0.02
Сумма	99.89	99.97	98.20	99.67	99.92	100.43	99.23	99.95	99.97	99.82	99.87	99.63	100.30	100.05	98.82
Fo	84	84	83	77	75	82	78	75	45	58	37	83	83	59	46

Примечание. 1–5 – вкрапленники оливина образца Бе-1, 6–11 – образец Бе-2 (6–8 – вкрапленники, 9 – кайма вкрапленника 8, 10 и 11 – микролиты оливина), 12–15 – образец Кд-1 (12 и 13 – вкрапленники, 14 и 15 – микролиты).

Таблица 3. Представительные анализы (мас. %) плагиоклазов трахибазальтов

Компонент	Бе-1	Бе-1	Бе-2	Бе-2	Кд-1
SiO ₂	52.68	54.66	52.63	53.57	55.49
Al ₂ O ₃	30.55	29.17	29.69	29.19	27.84
FeO	0.48	0.50	0.46	0.59	0.57
CaO	12.23	10.77	11.49	11.00	9.27
Na ₂ O	4.05	4.83	4.60	5.20	4.79
K ₂ O	0.34	0.63	0.41	0.37	0.42
Сумма	100.33	100.56	99.28	99.92	98.38
<i>An</i>	61.3	53.2	56.6	52.8	50.3
<i>Ab</i>	36.7	43.1	41.0	45.1	47.0
<i>Or</i>	2.0	3.7	2.4	2.1	2.7

Таблица 4. Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов трахибазальтов

Компонент	Бе-1	Бе-2	Бе-2	Кд-1	Кд-1	Кд-1
SiO ₂	48.47	47.20	52.28	51.17	52.4	51.08
TiO ₂	2.60	4.00	1.56	2.26	1.76	1.57
Al ₂ O ₃	7.01	5.80	3.14	2.97	3.08	3.69
Cr ₂ O ₃	0.48	0.00	0.28	0.04	0.02	0.27
FeO	6.42	11.37	7.48	9.52	8.07	7.63
MnO	0.06	0.12	0.07	0.13	0.12	0.10
MgO	13.04	10.68	14.32	13.45	13.32	13.70
CaO	21.73	20.33	20.96	20.30	20.72	20.25
Na ₂ O	0.49	0.63	0.49	0.55	0.66	0.46
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00
Сумма	100.30	100.14	100.58	100.40	100.22	98.75
<i>Fs</i>	11.2	20.1	12.5	16.0	13.8	13.2
<i>En</i>	40.4	33.7	42.6	40.3	40.7	42.1
<i>Wo</i>	48.4	46.1	44.9	43.7	45.5	44.7

Таблица 5. Представительные анализы (мас. %) рудных минералов трахибазальтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	25.52	24.62	65.48	71.08	66.77	43.37	67.51	71.08	88.21
TiO ₂	1.35	1.35	23.59	21.86	29.76	51.13	26.94	21.86	8.26
Cr ₂ O ₃	22.50	22.29	0.05	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	–
Al ₂ O ₃	32.92	32.62	4.95	3.65	0.67	0.13	1.58	3.65	2.39
MnO	0.10	0.22	0.51	0.42	0.59	0.58	0.46	0.42	0.25
MgO	14.54	14.54	4.89	1.76	1.04	2.69	2.51	1.76	0.05
CaO	0.00	0.00	0.04	0.12	0.15	0.03	0.22	0.12	0.09
SiO ₂	0.40	0.47	0.21	0.65	0.78	0.26	0.36	0.65	0.58
Сумма	97.33	96.11	99.72	99.54	99.78	98.26	99.58	99.54	99.83

Примечание. 1–4 – образец Бе-1, 5 – образец Бе-2, 6–9 – образец Кд-1, 1, 2 – включения шпинели в оливине (Fo_{83}), 3–9 – рудные минералы в основной массе трахибазальтов.

частичной раскристаллизации расплава включений остаточные стекла характеризуются высокими содержаниями SiO₂ (63.6–71.4%), Al₂O₃ (21.1%), Na₂O (до 8.2%), K₂O (до 4.6%) и P₂O₅ (до 1.0%).

Всего было проведено 20 термометрических экспериментов с расплавленными включениями. Несколько из них взорвались при температурах 1020–1050°C, отвечавших самому началу плавления дочерних кристаллических фаз. Интенсивное плавление дочерних фаз наблюдалось при температурах выше 1100°C. Плавление последнего кристалла клинопироксена происходило при 1150–1200°C. После исчезновения кристаллических фаз во включениях всегда присутствовал флюидный пузырек, занимавший 8–10 об. % и сохранявший свой объем при дальнейшем повышении температуры. Во многих включениях также отмечалась сульфидная глобула, однако контроль ее присутствия в процессе эксперимента, как правило, был затруднен ввиду того, что глобула присоединялась к флюидному пузырьку и становилась оптически неотличима от него. Полной гомогенизации расплавленных включений ни в одном из экспериментов достичь не удалось. Включения выдерживались в течение 5 мин при температурах на 20–50°C выше температуры плавления последнего кристалла пироксена, после чего закаливались.

Химические составы стекол закаленных в эксперименте расплавленных включений представлены в табл. 7 и на рис. 4. Базальтовые расплавы с содержанием SiO₂ от 46.8 до 50.8 мас. % (в среднем 49.5 мас. %) характеризуются повышенными содержаниями щелочей: от 3.1 до 5.8 мас. % Na₂O и от 1.8 до 2.5 мас. % K₂O. В среднем сумма щелочей составляет 6.9 мас. %, т.е. расплавы попадают в поле трахибазальтов по принятой классификационной диаграмме “кремний–сумма щелочей” [24]. В то же время в нормативном составе расплавов отмечаются содержания нормативного нефелина, в среднем превышающие 6% (до 14%), что указы-

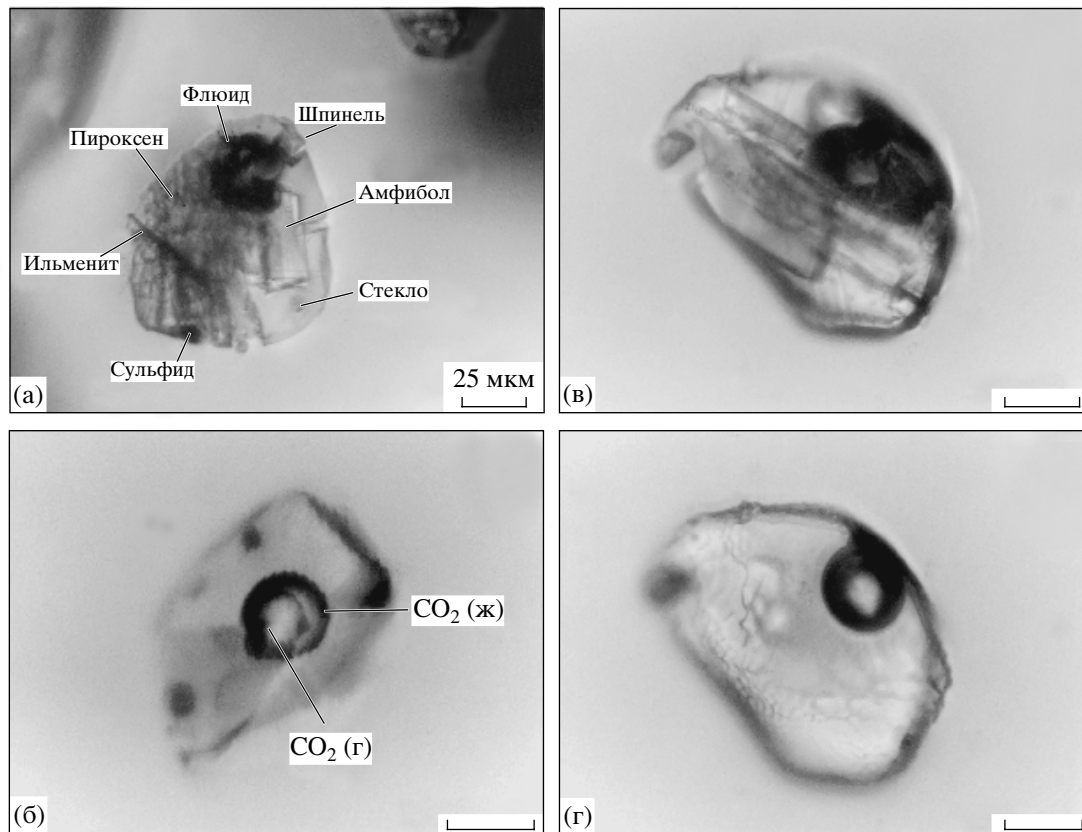


Рис. 3. Расплавные включения в оливинах трахибазальтов. Масштабная линейка соответствует 25 мкм.
 а – частично раскристаллизованное включение (обр. Кд-1); б – частично раскристаллизованное включение (обр. Бе-1) с флюидной фазой CO_2 , гомогенизация которой происходит при 30.2°C в газовую фазу; в, г – частично раскристаллизованное включение (обр. Бе-2) при 20°C (в) и после закалки при нагревании его до 1200°C (г).

вадет на их принадлежность к щелочнобазальтовым (базанитовым) магмам. В изученных нами трахибазальтах установлено повышенное содержание TiO_2 – от 2.1 до 3.6 мас. % при среднем значении 2.6 мас. %. Можно отметить, что по данным работы [25] среднее содержание TiO_2 для базальтовых расплавов континентальных рифтов различных регионов мира меньше и составляет 1.7 мас. % (по результатам 511 анализов расплавных включений). Что касается других компонентов (табл. 7), то трахибазальты характеризуются обычными содержаниями FeO (5.4–9.7%), MgO (6.3–9.8%), CaO (6.7–9.4%) и P_2O_5 (0.44–0.95%). Концентрации летучих компонентов в этих расплавах невелики: в среднем (в мас. %) 0.04% Cl и 0.09% S (по данным электронного микроанализатора), 0.46% H_2O и 0.07% F (по данным ионного микрозонда, табл. 8).

Во вкрапленниках оливина совместно с расплавными включениями были обнаружены и флюидные включения CO_2 , что свидетельствует о насыщенности расплавов в отношении CO_2 при кристаллизации оливина. Гомогенизация включений происходит при 21.6 – 22.3°C в жидкую фазу, что

отвечает плотности CO_2 , равной 0.76 г/см^3 . Для наиболее реальных температур кристаллизации оливина 1200 – 1300°C флюидное давление CO_2 составит 4.6–5.0 кбар, что может соответствовать при литостатической нагрузке вышележащих пород 280 бар/км глубине 16.5–18.0 км. Следует отметить, что эти значения давления являются минимальными, поскольку нередко вокруг расплавных включений фиксируются флюидные ореолы, свидетельствующие о разгерметизации включений при излиянии лав на поверхность Земли.

Такое высокое флюидное давление CO_2 свидетельствует о высокой растворимости CO_2 в магматическом расплаве, что удалось подтвердить с использованием методики, опубликованной в 1979 г. [26]. В некоторых частично раскристаллизованных включениях (стекло + клинопироксен + флюид) во флюидной фазе при комнатной температуре наблюдалась как газовая, так и жидкая фазы CO_2 (рис. 3б). Замеры объемов этих фаз показали следующие результаты: флюидная фаза CO_2 занимает 8.5%, клинопироксен – 30%, стекло – 61.5%. Гомогенизация флюидной фазы происходила при 30.2°C в газовую фазу, что отвечает

Таблица 6. Химический состав (мас. %) дочерних кристаллических фаз и остаточного стекла в расплавных включениях в оливинах трахибазальтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43.53	43.06	42.58	42.29	39.17	39.42	42.12	0.91	0.85	0.54	63.58	64.67	71.38
TiO ₂	5.06	5.08	4.34	5.16	9.78	9.57	5.57	2.84	2.67	50.79	0.26	0.24	0.07
Al ₂ O ₃	12.28	13.38	12.63	12.48	14.02	14.06	12.87	39.68	39.35	0.32	20.93	20.95	20.97
FeO	6.35	4.88	6.25	6.15	8.23	8.92	7.21	23.19	23.72	43.01	0.98	0.75	0.88
MnO	0.13	0.12	0.22	0.19	0.08	0.08	0.11	0.11	0.10	0.32	0.13	0.00	0.06
MgO	11.08	10.25	10.03	10.4	11.69	11.50	11.92	14.72	14.01	2.17	0.36	0.29	0.29
CaO	21.03	21.94	22.21	21.26	11.55	11.65	14.13	0.11	0.16	0.16	1.19	0.64	0.27
Na ₂ O	0.86	0.92	0.78	0.81	2.65	2.62	2.51	0.06	0.07	0.07	8.17	5.88	2.64
K ₂ O	0.08	0.05	0.07	0.06	0.66	0.57	0.49	0.02	0.01	0.06	3.87	4.65	3.03
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.78	0.49	0.24	0.21	0.42	0.02	0.05	0.00	1.00	1.02	0.30
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	17.63	18.23	–	–	–	–
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06	0.12	0.05
F	–	–	–	–	0.14	0.14	0.14	–	–	–	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.49	99.79	99.89	99.30	98.25	98.74	97.49	99.30	99.22	97.46	100.53	99.21	99.94

Примечание. 1–4 – пироксен, 5–7 – амфибол, 8, 9 – шпинель, 10 – ильменит, 11–13 – остаточное стекло.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) стекла расплавных включений в оливинах трахибазальтов

Компонент	Кд-1			Бе-1						Бе-2			14	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		13
SiO ₂	49.79	50.28	50.78	46.79	49.08	49.34	49.43	49.50	50.15	50.61	47.84	49.08	49.67	49.47
TiO ₂	2.43	2.57	2.31	3.58	2.57	2.88	2.15	2.12	2.53	2.52	2.91	2.26	2.42	2.57
Al ₂ O ₃	15.35	16.83	16.28	16.85	15.96	17.98	16.51	15.41	18.68	13.87	15.52	17.35	17.04	16.54
FeO	7.86	6.82	7.07	7.79	7.29	6.64	8.85	9.71	5.40	9.46	7.81	9.58	9.01	7.75
MnO	0.14	0.09	0.09	0.14	0.08	0.18	0.08	0.23	0.06	0.14	0.11	0.15	0.13	0.12
MgO	8.54	7.89	7.48	7.59	7.99	6.50	8.03	7.89	6.32	9.75	7.33	6.96	7.03	7.49
CaO	9.35	6.69	6.73	8.61	8.50	8.46	7.69	8.06	8.27	8.54	7.73	6.92	7.59	8.01
Na ₂ O	4.65	5.83	5.29	4.82	4.63	4.41	4.68	4.02	5.08	3.09	5.40	5.06	4.64	4.84
K ₂ O	2.12	2.18	2.01	2.12	2.18	2.45	2.00	1.99	2.49	1.81	1.96	1.85	1.88	2.10
P ₂ O ₅	0.65	0.58	0.76	0.95	0.92	0.71	0.78	0.64	0.81	0.44	0.63	0.75	0.56	0.73
Cl	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04	0.06	0.06	0.00	0.02	0.04	0.02	0.04
S	0.07	0.03	0.05	0.11	0.16	0.05	0.14	0.14	0.04	0.14	0.05	0.10	0.10	0.09
Сумма	100.97	99.82	98.90	99.38	99.39	99.66	100.38	99.77	99.89	100.37	97.31	100.10	100.09	99.75
T, °C	1245	1240	1255	1190	1230	1180	1270	1245	1175	1270	1225	1200	1200	–
Fo	84	83	81	83	84	83	84	84	84	84	77	81	81	–
Mg#	66	67	65	63	66	64	62	59	68	65	62	56	58	–

Примечание. 1–13 – анализы стекол включений, 14 – среднее из 16 анализов (с учетом трех анализов в табл. 8). Mg# – магнетиальность расплава.

плотности CO₂, равной 0.36 г/см³. Плотность клинопироксена была принятой 3.4 г/см³, а плотность базальтового стекла во включении 2.7 г/см³. Расчет минимальной концентрации CO₂ в щелочном

базальтовом расплаве дает высокое значение – 1.13 мас. %. Возможная ошибка в определении объема флюидной фазы в ±1.0 об. % приводит к отклонению от этого значения в ±0.14 мас. %. От-

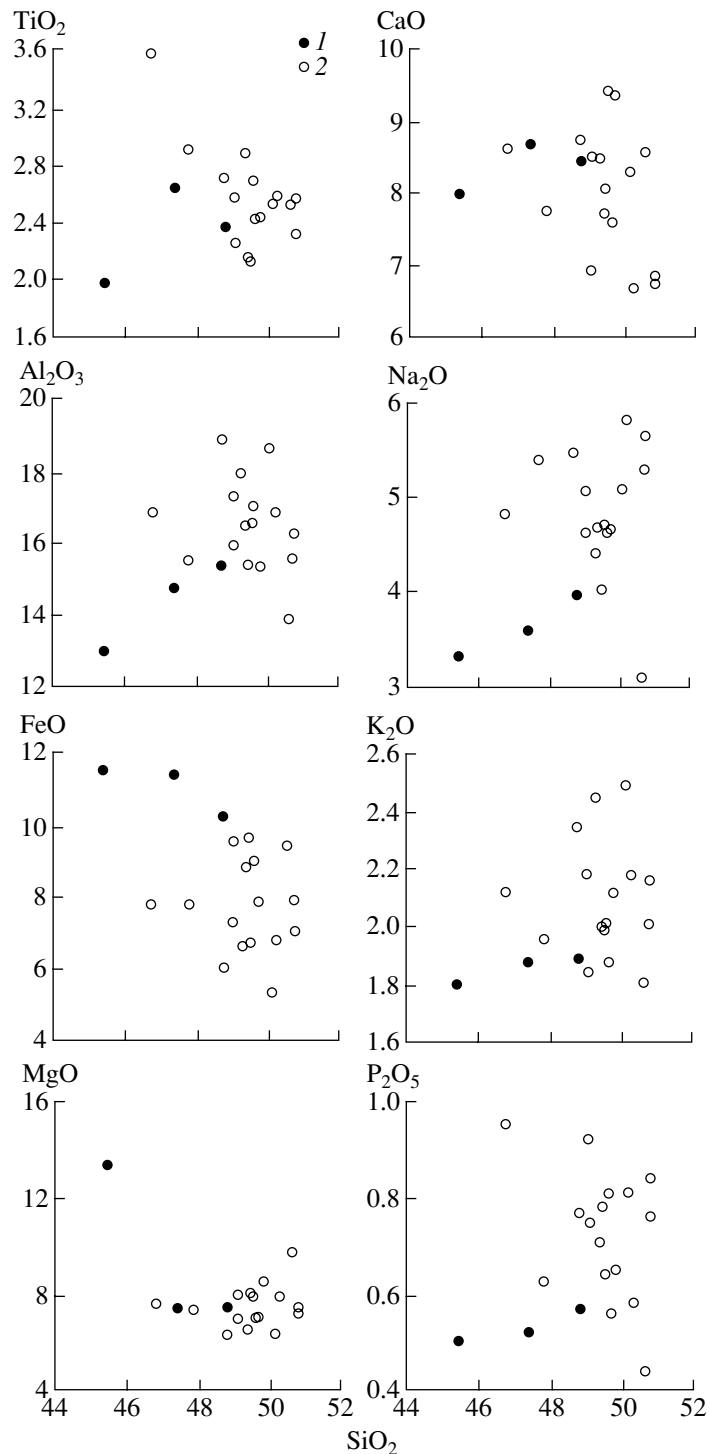


Рис. 4. Вариационные диаграммы “ SiO_2 – петрогенные элементы”.

1 – составы пород, 2 – составы расплавных включений в оливинах этих пород.

метим, что это значение концентрации CO_2 в расплаве является минимальным, поскольку в расчетах не учитывалось содержание CO_2 в стекле при 20°C .

Составы расплавных включений по данным анализов на ионном микроанализаторе демонст-

рируют узкий интервал содержаний элементов-примесей (табл. 8, рис. 5). Концентрации Ba, K, Sr, Zr, P и Ti в проанализированных включениях и в породах близки, что, в дополнение к данным по систематике главных элементов, указывает на явное генетическое родство примитивных распла-

Таблица 8. Содержания петрогенных, летучих и редких элементов в гомогенных стеклах расплавных включений в оливинах трахибазальтов Южно-Байкальской вулканической области

Компонент (мас. %)	Бе-1	Бе-1	Бе-2	Компонент (г/т)	Бе-1	Бе-1	Бе-2
SiO ₂	48.79	49.61	50.78	F	731	578	663
TiO ₂	2.71	2.68	2.55	Li	7.3	6.5	11.8
Al ₂ O ₃	18.95	16.57	15.58	B	3.64	4.25	2.40
FeO	6.05	6.74	7.92	Be	1.98	1.67	1.60
MnO	0.09	0.03	0.14	Zr	187	176	177
MgO	6.31	6.99	7.16	Y	18.0	19.3	16.1
CaO	8.73	9.41	6.84	Nb	48.9	37.4	38.7
Na ₂ O	5.48	4.70	5.66	Th	1.95	1.44	1.61
K ₂ O	2.35	2.01	2.16	Sr	817	655	646
P ₂ O ₅	0.77	0.81	0.84	Ba	361	278	277
Cl	0.03	0.04	0.06	La	22.8	19.4	19.7
F	0.07	0.06	0.07	Ce	52.0	43.6	46.7
S	0.07	0.10	0.05	Nd	26.3	22.3	24.0
H ₂ O	0.47	0.45	–	Sm	7.51	5.66	6.20
Total	100.87	100.20	99.81	Eu	2.11	1.28	1.81
T, °C	1210	1190	1225	Dy	3.84	3.84	3.69
Fo	84	84	77	Er	2.00	2.02	1.72
				Yb	1.43	1.63	1.42

вов, из которых кристаллизовались вкрапленники оливина, и пород – конечных продуктов эволюции магм.

Большое число элементов-примесей, проанализированных для расплавных включений, позволяет детально охарактеризовать геохимию примитивных расплавов Байкальского рифта и отметить ряд особенностей мантийного источника этих расплавов. В целом, для изученных расплавов отмечается повышение нормализованных концентраций элементов-примесей с увеличением степени несовместимости элементов в процессах мантийного плавления (рис. 5а). Нормализованное отношение $[La/Yb]_N$ в изученных расплавах составляет около 10. Максимальное обогащение относительно состава примитивной мантии проявлено для K и Nb (60–80). Нормализованные содержания других наиболее несовместимых элементов (Th, V и в меньшей степени Ba) по отношению к Nb и K, напротив, несколько понижены. Интересной особенностью расплавов Байкальского рифта являются высокие отношения $[Ba/Th]_N = 2.1–2.3$, $[K/La]_N = 2.1–2.2$, $[Nb/La]_N = 1.9–2.1$, $[Sr/Ce]_N = 1.2–1.3$, $[P/Zr]_N = 1.7–2.2$, что может быть в целом охарактеризовано как селективное обогащение расплавов Ba, K, Nb, Sr и P относительно Th и PЗЭ. Указанные отношения элементов практически не фракционируют в процессах мантийного плавления [28] и фракционной кри-

сталлизации мафических магм, и, следовательно, их отклонение от типично мантийных значений может служить свидетельством либо специфического состава мантийного источника магм, либо ассимиляции магмами пород необычного состава.

Значительная обогащенность магм Байкальского рифта несовместимыми элементами резко отличает эти магмы от толеитов океанических рифтов, типично характеризующихся обедненными или слабо обогащенными спектрами нормализованных содержаний элементов-примесей ($[La/Yb]_N = 0.9–2.5$, [28]) и более высокими содержаниями тяжелых PЗЭ и Y. По этим признакам расплавы Байкальского рифта демонстрируют отчетливое сходство с базальтами океанических островов [28, 30] (рис. 5б). Низкие содержания PЗЭ и Y в обоих случаях могут указывать на образование магм в условиях стабильности граната при давлениях, превышавших 20 кбар. В то же время отмеченная выше обогащенность расплавов Байкальского рифта Ba, K, Nb, Sr и P (рис. 5б) не находит полной аналогии среди океанических щелочных магм [30].

Потенциально, взаимодействие расплавов с окружающими породами может в большой степени изменить их геохимические особенности в результате процессов ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC). Судя по относительно железистому составу оливинов-вкрапленников ($Fo_{84–75}$),

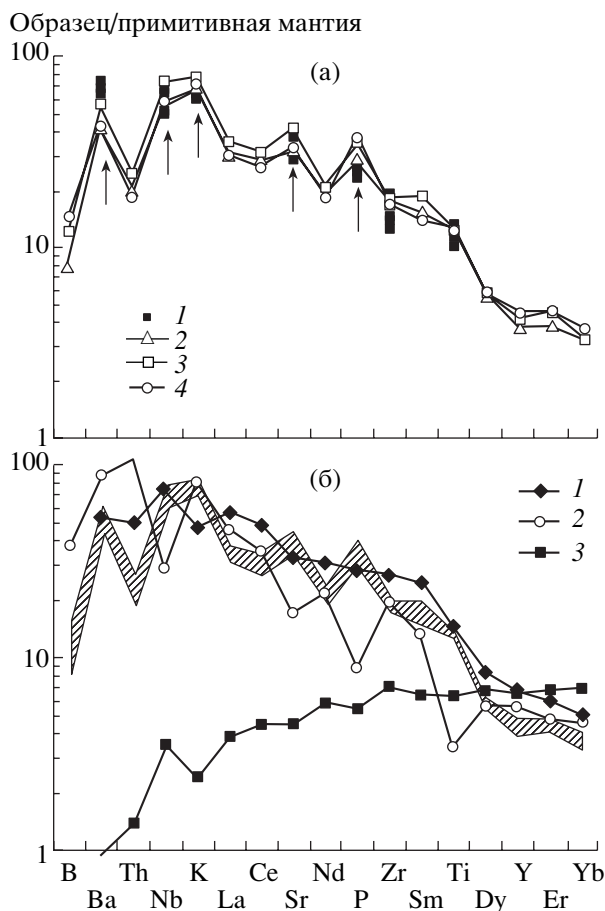


Рис. 5. График содержаний элементов-примесей.

а – содержания элементов-примесей в изученных трахибазальтах Байкальского рифта (1) и в расплавных включениях (2–4) в оливинах этих пород, нормализованные к составу примитивной мантии по [27]. Стрелками отмечены элементы, демонстрирующие селективное обогащение относительно элементов сходной степени несовместимости. Номера образцов: 2 – образец Бе-2, 3 и 4 – образец Бе-1; б – сопоставление составов примитивных расплавов Байкальского рифта с усредненными составами базальтов океанических островов (1, по [28]), континентальной коры (2, по [29]), океанических рифтов (3, по [28]).

расплавы претерпевали ранний этап кристаллизации, и воздействие АФС процессов на их состав не может быть исключено. Учитывая то, что магматизм Байкальского рифта развит на мощной континентальной коре, именно породы коры и могут являться наиболее вероятным ассимилянт-ом. Однако, как видно из рис. 5, геохимические признаки ассимиляции мантийными расплавами пород континентальной коры, а именно повышение отношений La/Nb , Sm/Ti , Th/Nb , резко отличны от тех, которые наблюдаются для изученных расплавов. Из этого наблюдения мы делаем вывод, что взаимодействие изученных расплавов с породами континентальной коры не может быть объяснением их геохимических особенностей и

более вероятно составы расплавов отражают геохимические особенности их мантийного источника, в котором должен был присутствовать метасоматизирующий компонент, селективно обогащенный рядом несовместимых элементов. Детальное рассмотрение состава и природы метасоматизирующего компонента в источнике магм Байкальского рифта выходит за рамки данной работы. Однако здесь можно отметить, что по ряду признаков (повышенные отношения Ba/Th , Sr/Ce) этот компонент демонстрирует сходство с высоко- Sr компонентом в лавах вулкана Мауна-Лоа, Гавайских островов, интерпретированным в работе [17] как габброидный компонент, вовлеченный в мантийный источник в результате процессов рециклинга корового вещества в мантию. Таким образом, присутствие рециклированного материала в источнике магм Байкальского рифта также не может быть исключено и, в целом, находит подтверждение в геофизических данных [31], фиксирующих “следы” субдуцированных литосферных плит под Восточной Сибирью.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64109, 00-05-64384, 00-05-64207, 99-05-65645, проект № 00-15-98560 – Научные школы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
2. Данишевский Л.В., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Возможности методов изучения магматических включений в минералах при исследовании водосодержащих примитивных мантийных расплавов (на примере желоба Тонга) // Геохимия. 1991. № 12. С. 1711–1723.
3. Каменецкий В.С., Портнягин М.В., Соболев А.В., Данишевский Л.В. Условия кристаллизации и состав расплава пикрит-базальтовой толщи хребта Тумрок (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1992. № 8. С. 1133–1148.
4. Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др. Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 379–412.
5. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrology. 1994. V. 35. № 5. P. 1183–1211.
6. Портнягин М.В., Магакян Р., Шминке Х.-У. Геохимическое разнообразие бонинитовых магм по данным изучения магматических включений в высокомагнезиальном оливине из лав Юго-Западного Кипра // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 250–265.
7. Sisson T.W., Bronto S. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia // Nature. 1998. V. 391. P. 883–886.

8. Sobolev A.V., Chaussidon M. H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 137. P. 45–55.
9. Sobolev A.V., Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1993. V. 363. № 6425. P. 151–154.
10. Nielsen R.L., Crum J., Bourgeois R. et al. Melt inclusions in high-An plagioclase from the Gorda Ridge: an example of the local diversity of MORB parent magmas // Contribs Mineral. and Petrol. 1995. V. 122. P. 34–50.
11. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S., Muhe R. Phenocryst and melt inclusion chemistry of near-axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lau Basin: insight into mantle wedge melting and the addition of subduction components // Earth and Planetary Sci. Lett. 1997. V. 151. P. 205–223.
12. Shimizu N. The geochemistry of olivine-hosted melt inclusions in a FAMOUS basalt ALV-519-4-1 // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1998. V. 107. P. 183–201.
13. Gurenko A.A., Chaussidon M. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of single mantle column // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 14. P. 2905–2917.
14. Gurenko A.A., Hansteen T.H., Schmincke H.-U. Evolution of parental magmas of Miocene shield basalts of Gran Canaria (Canary Island): constraints from crystal, melt and fluid inclusions in minerals // Contribs Mineral. and Petrol. 1996. V. 124. P. 422–435.
15. Saal A.E., Hart S.R., Shimizu N. et al. Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia // Science. 1998. V. 282. P. 1481–1484.
16. Kent A.J.R., Norman M.D., Hutcheon I.D., Stolper E.M. Assimilation of seawater-derived components in an oceanic volcano: evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii // Chemical Geology. 1999. V. 156. P. 299–319.
17. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K. Recycled oceanic crust observed in ‘ghost plagioclase’ within the source of Mauna Loa // Nature. 2000. V. 404. № 6781. P. 986–990.
18. Гуренко А.А., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Петрология субщелочного базальтового магматизма Восточно-Африканской рифтовой системы // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 3. С. 707–712.
19. Панина Л.И., Усольцева Л.М., Владыкин Н.В. Лампроитовые породы Якокутского массива и Верхнеякокутской впадины // Геология и геофизика. 1996. № 6. С. 16–26.
20. Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflos Th. et al. Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of “primary” magmas and P–T regime at the base of superplume // Геохимия. 2001. № 5. С. 467–483.
21. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская горячая мантия и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 187–191.
22. Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32.
23. Соболев А.В., Слущкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
24. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.
25. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, F, S, CO₂) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2000. № 5. С. 555–564.
26. Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997–1007.
27. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
28. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London. 1989. V. 42. P. 313–345.
29. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.
30. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
31. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia // Nature. 1999. V. 397. P. 246–249.