

БИРХИНСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ (ОЛЬХОНСКИЙ РАЙОН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) – ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОМАГМАТИЧНОСТИ

© 2019 г. А.В. Лавренчук^{1, 2,*}, Е.В. Скляр^{3, 4,**}, А.Э. Изох^{1, 2,***},
А.Б. Котов⁵, Е.А. Васюкова^{1, 2}, В.С. Федоровский⁶, Д.П. Гладкочуб³,
Т.В. Донская³, А.М. Мазукабзов³

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

² Новосибирский государственный университет
ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090, Россия

³ Институт земной коры СО РАН
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033, Россия

⁴ Дальневосточный федеральный университет
ул. Суханова, 8, Владивосток, 690950, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия

⁶ Геологический институт РАН
Пыжевский пер., 7, Москва, 109017, Россия

*E-mail: alavr@igm.nsc.ru,

**E-mail: skl@crust.irk.ru,

***E-mail: izokh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 11.09.2018 г.

Получена после доработки 29.11.2018 г.

Принята к публикации 21.12.2018 г.

Представлены результаты термодинамического моделирования методом геохимической термометрии процесса формирования бирхинской вулканоплутонической ассоциации. Построенная траектория эволюции состава расплава в магматической камере Бирхинского массива показывает, что расплав эволюционирует в область субщелочного состава. Составы расплавов вулканитов цаган-забинского комплекса совпадают с расплавом камеры как по петрогенным, так и по редкоземельным компонентам. Сделан вывод о комагматичности бирхинского и цаган-забинского комплексов. Предложен сценарий развития бирхинской вулканоплутонической ассоциации, предполагающий многократные излияния вулканических пород в ходе становления вулканоплутонической ассоциации. Показано, что породы среднего состава не являются дифференциатами базитовой магмы, а являются результатом взаимодействия вулканических пород основного состава с прорывающими их кислыми интрузиями.

Ключевые слова: базитовый магматизм, термодинамическое моделирование, геохимическая термометрия, Западное Прибайкалье

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273308-326>

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время при разработке схем корреляции магматических и осадочных ассоциаций при геологическом картировании (Госгеолкарта-200, Госгеолкарта-1000) и геодинамических реконструкциях предложено выделять крупные палеоструктуры — оса-

дочные и вулканогенно-осадочные палеобассейны, вулканоплутонические палеопояса и магматические провинции различного типа (например, крупные изверженные провинции) (Корреляция..., 2000). Однако объединение вулканических и плутонических комплексов в единую вулканоплутоническую ассоциацию

является сложной петрологической задачей и связано со сложностью корректного доказательства их комагматичности. В подавляющем большинстве случаев вывод о комагматичности основывается только на одинаковой серийной принадлежности разнофациальных пород и их пространственной и структурной близости, что возможно определить только при реконструкции палеовулканических структур хорошей сохранности (Перфилова и др., 2004). В более сложных случаях, когда реконструировать палеовулканические постройки невозможно, указывается сходство геохимических характеристик пород, хотя валовые содержания главных, редких и рассеянных элементов в вулканических и комагматичных им плутонических породах различаются (Изох и др., 2010; Маслов, 2011).

Как раз к таким сложным случаям относится выделенная ранее в пределах Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Скляр и др., 2012; Гладкочуб и др., 2014). Основанием для ее выделения послужили сравнительное сходство геохимических характеристик. В настоящей работе сделана попытка корректного сопоставления концентраций петрогенных и редкоземельных элементов в породах цаган-забинского вулканического и бирхинского интрузивного комплексов, составляющих бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию, с использованием метода геохимической термометрии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоотбор пород цаган-забинского комплекса проводился в ходе полевых исследований 2007–2015 гг., основной объем проб взят в течение полевого сезона 2011 г. при подготовке к изданию геологической карты зоны Крестовский-Широкая (Скляр и др., 2012). На стадии петрографического изучения были описаны характерные структуры пород, степень и характер вторичных (постмагматических) изменений, проведена отбраковка карбонатизированных и скарнированных проб. Определение концентраций основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко, Е.Г. Колтунова, Т.В. Попова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было выполнено

методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2, BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метабора́том лития по методике (Panteeva et al., 2003), что позволяет достичь полного растворения всех минералов. Относительная погрешность определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS не превышала 5%. Математическое моделирование равновесной и фракционной кристаллизации проводилось с использованием программы PLUTON (Лавренчук, 2004), позволяющей моделировать процессы равновесной и фракционной кристаллизации низко- и умеренно-щелочных базитовых магм (Добрецов и др., 2016). Для моделирования содержаний РЗЭ в расплавах использованы температурно-композиционно-барические зависимости коэффициентов распределения элементов, предложенные в (Бармина и др., 1991, Арискин, Бармина, 2000). Данные о составе пород Бирхинского массива заимствованы из работы (Лавренчук и др., 2017).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья представляет собой коллаж тектонических пластин, сложенных разновозрастными комплексами магматических и метаморфических пород (Федоровский и др., 1995). В пределах этой системы выделяется несколько структурных единиц (зон), отличающихся как по набору слагающих их пород, так и по характеру деформаций, проявленных в их границах (Федоровский и др., 2015).

Метабазиты цаган-забинского комплекса локализуются в юго-западной части Крестовской зоны Ольхонской коллизионной системы к западу от мыса Цаган-Заба (рис. 1), слагая отдельную тектоническую (сдвиговую) пластину (Скляр и др., 2012; Гладкочуб и др., 2014). На севере сдвиговая пластина

граничит в габброидах Бирхинского массива, на юге — с гранитами Малокрестовского и монцогабброидами Усть-Крестовского массивов (Лавренчук и др., 2017). Субшелочные габброиды Усть-Крестовского массива прорывают метапорфириты цаган-забинского комплекса, контакт с габброидами Бирхинского массива по большей части тектонический, однако в береговых обнажениях северо-восточнее мыса Цаган-Заба наблюдается интрузивный контакт пород второй фазы Бирхинского массива с ороговикомованными и впоследствии амфиболизированными метавулканидами цаган-забинского комплекса (Волкова и др., 2007). На западе вулканы тектонически контактируют с мраморами ангинского комплекса. Кроме того, многочисленные тела

мраморов, часто содержащие включения силикатных пород, прорывают толщу метавулканидов (Скляр и др., 2009, Скляр и др., 2013). Возраст цаган-забинского комплекса ограничен возрастом жил кислого состава — 493 ± 5 млн лет (Donskaya et al., 2017), прорывающих толщу метавулканидов.

Породы цаган-забинского комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Срывцев, 1989; Гладкочуб и др., 2014), преобладают сланцеватые, реже массивные разности, основная масса перекристаллизована, представлена агрегатом гранулированных кристаллов плагиоклаза, зеленым амфиболом и биотитом с небольшим количеством рудных минералов. Кристаллы амфибола и биотита основной

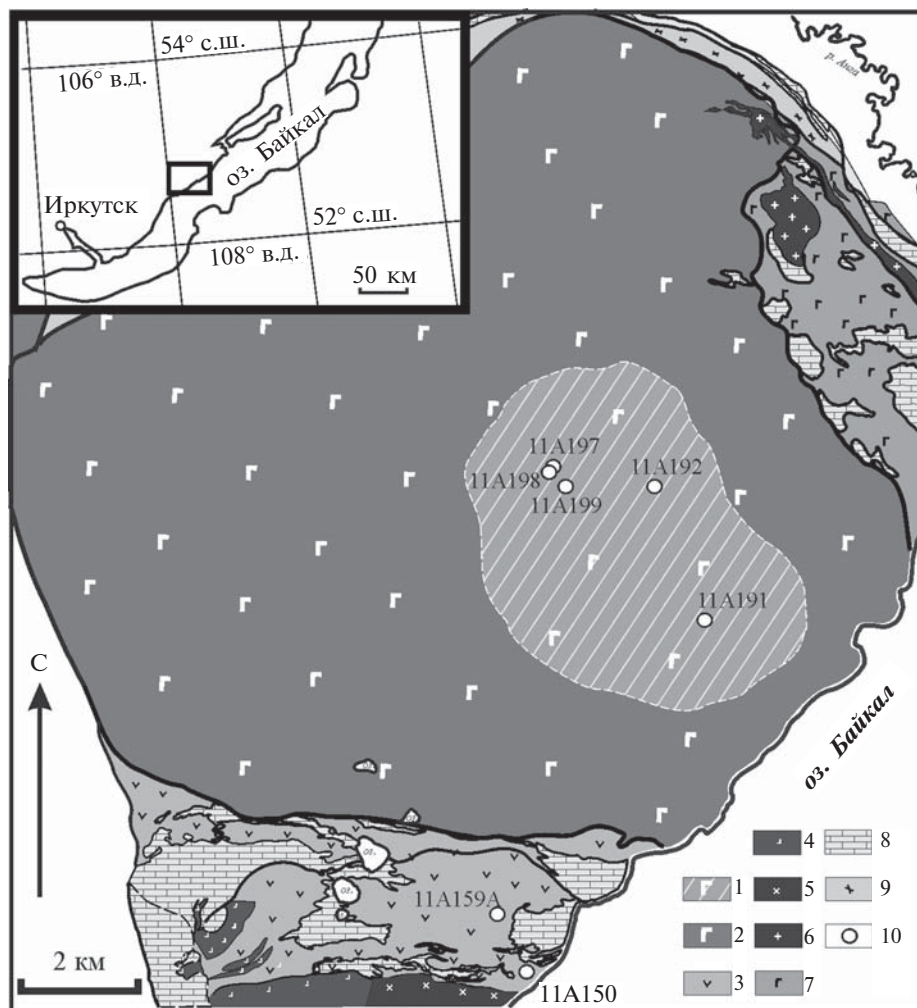


Рис. 1. Схема геологического строения участка Бирхин–Цаган-Заба, по (Федоровский и др., 2017) с упрощениями. 1, 2 — бирхинский комплекс: 1 — оливиновые габбро первой фазы, 2 — монцогаббро и монцогаббронориты второй фазы; 3 — цаган-забинский комплекс, метапорфириты, амфиболиты по порфиритам; 4 — усть-крестовский комплекс, монцогаббро, лейкомонцогаббро, кварцсодержащие сиениты; 5 — хайдайский комплекс, граниты, гранодиориты; 6 — аинский комплекс, граниты; 7 — бегульский комплекс, метагаббро, амфиболиты по габбро; 8 — мраморы ангинского комплекса; 9 — сиениты тажеранского комплекса; 10 — точки отбора проб для геохимической термометрии. На врезке показано положение района исследований.

массы ориентированы согласно сланцеватости пород. Первично-магматические текстуры пород стертые метаморфическими процессами, наблюдаемые в отдельных местах флюидальные и полосчатые текстуры связаны со вторичными метасоматическими процессами, которые сопровождаются появлением в породах гроссуляр-андрадитового граната, титанита и кальцита, иногда диопсида, снижением щелочности и увеличением концентрации оксида кальция в породах (табл. 1, рис. 2). Однако, в отличие от амфиболитов ангинского комплекса, широко проявленных в Крестовской зоне, в метапорфритах цаган-забинского комплекса иногда сохраняются реликты порфировых структур, что позволяет идентифицировать их первично-вулканический генезис и выделить их в отдельный комплекс (Ескин и др., 1979). Такие реликты представлены удлиненными или изометричными зернами пла-

гиоклаза до 2 мм по удлинению, окруженными мелкозернистым гранулированным агрегатом плагиоклаза, иногда цоизита. В отдельных породах наблюдается субпараллельная ориентировка реликтовых вкрапленников плагиоклаза, подчеркивая первичную трахитоидность. В наиболее базитовых пробах отмечаются крупные (до 5 мм в поперечнике) кристаллы амфибола с реликтами клинопироксена, что может свидетельствовать о том, что первичные вкрапленники были представлены клинопироксеном, амфибол же является продуктом постмагматического замещения клинопироксена.

По химическому составу среди пород цаган-забинского комплекса преобладают основные разновидности, породы среднего состава присутствуют в резко подчиненном количестве. При детальном петрографическом исследовании во многих породах среднего состава были обнаружены прожилки кварца, что может сви-

Таблица 1. Содержания петрогенных элементов (мас. %) в метапорфритах цаган-забинского комплекса и габброидах Бирхинского массива

№ п/п	Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
1	11A191	52.83	0.58	18.3	1.16	6.01	0.12	6.17	10.45	3.3	0.67	0.08	0.03	0.56	100.26
2	11A192	52.93	0.54	17.3	0.78	7.36	0.14	7	9.76	3.17	0.7	0.05	0.11	0.46	100.3
3	11A197	51.14	0.57	17.45	1.07	7.31	0.15	6.46	11.34	2.94	0.75	0.05	0.05	0.59	99.87
4	11A198	50.81	0.67	16.4	0.91	7.9	0.17	7.32	11.8	2.74	0.61	0.05	0.03	0.68	100.09
5	11A199	50.57	0.5	12.8	1.21	9.37	0.19	9.79	12.02	2.19	0.74	0.06	0.1	0.68	100.22
6	SE1768B	47.01	0.74	12.01	1.57	8.78	0.19	10.64	15.11	1.13	0.18	0.08	0.09	1.67	99.8
7	11A163	48.61	0.79	14.57	1.09	8.17	0.16	9.61	13.52	0.8	0.11	0.11	0.26	1.81	99.72
8	11A145	50.42	0.83	14.81	2.25	7.73	0.18	8.86	11.59	1.31	0.19	0.13	0.16	1.41	99.96
9	SE1916B	51.01	0.75	10.8	1.1	6.96	0.15	12.03	12.11	2.09	0.21	0.1	0.08	1.74	99.79
10	11A150	51.44	0.78	17.92	2.41	6.68	0.13	5.93	8.91	3.32	0.85	0.17	0.2	1.34	100.29
11	11A158	51.94	0.82	17.04	1.27	6.73	0.17	5.57	11.5	2.1	0.73	0.17	0.24	1.15	99.75
12	11A159A	51.94	0.91	17.83	1.75	7.31	0.15	5.19	7.95	3.22	1.88	0.2	0.14	1.16	99.84
13	SE2009A	53.94	0.86	14.6	2.04	7.17	0.17	5.88	11.64	1.54	0.43	0.13	0.08	1.17	99.74
14	11A147	56.9	0.71	18.42	1.16	6.82	0.08	1.57	8.86	3.64	0.72	0.16	0.02	1	100.17
15	11A159B	58.03	0.97	15.77	1.71	6.87	0.2	3.24	7.44	2.55	1.58	0.25	0.12	1.09	99.96
16	11A168	63.07	0.52	15.49	3.16	4.72	0.09	2	6.71	2.62	0.38	0.11	0.14	0.81	99.91
17	11A134	63.62	0.63	15.7	2.06	4.34	0.1	2.7	4.54	3.72	1.39	0.14	0.03	0.73	99.81
18	06A042	51.21	0.6	10.4	1.34	4.1	0.19	3.44	23.31	1.07	0.76	0.24	0.12	3.39	100.3
19	14A102	46.13	0.56	16.95	4.77	4.14	0.33	4.74	18.89	1.11	0.08	0.12	0.02	1.31	100.48

Примечание. 1–5 – габброиды первой фазы Бирхинского массива; 6–19 – метапорфириты цаган-забинского комплекса: 6–13 – меланократовые основного-среднего состава; 14, 15 – мезократовые среднего состава; 16, 17 – лейкократовые кислого состава; 18, 19 – скарнированные метапорфириты.

детельствовать о воздействии на породы процессов кислого метасоматоза, в результате чего их состав оказывается смещенным. Следует отметить, что породы цаган-забинского комплекса, наряду с мраморами ангинского комплекса, прорываются большим количеством субвулканических жил кислого состава, лейкогранитных и аплитовых даек верхнебирхинского и, возможно, хайдайского комплексов (Скляр и др., 2012; Лавренчук и др., 2014; Donskaya et al., 2017). На участках, где наименее проявлены метаморфические процессы, можно наблюдать метапорфиры, импрегнированные гранитами с образованием мелкой сетки прожилков кислого материала, именно на этих участках наблюдаются метапорфиры с наиболее сохранившейся порфировой струк-

турой. В местах, где метапорфиры рассланцованы, фактически превращаясь в амфиболиты, жилы гранитов также огнейсованы, мелкие прожилки гранитов сливаются с базитовым материалом. На классификационной диаграмме (рис. 2) породы попадают в поле низкщелочных базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов. Породы комплекса были разделены на три группы: меланократовые основного-среднего состава, мезократовые среднего и лейкократовые кислого состава. В некоторых меланократовых разновидностях щелочность поднимается до трахибазальтов, именно в этих разновидностях отмечаются наиболее сохранные вкрапленники плагиоклаза. В составе меланократовых пород отмечается отчетливая отрицательная корреляция содержаний

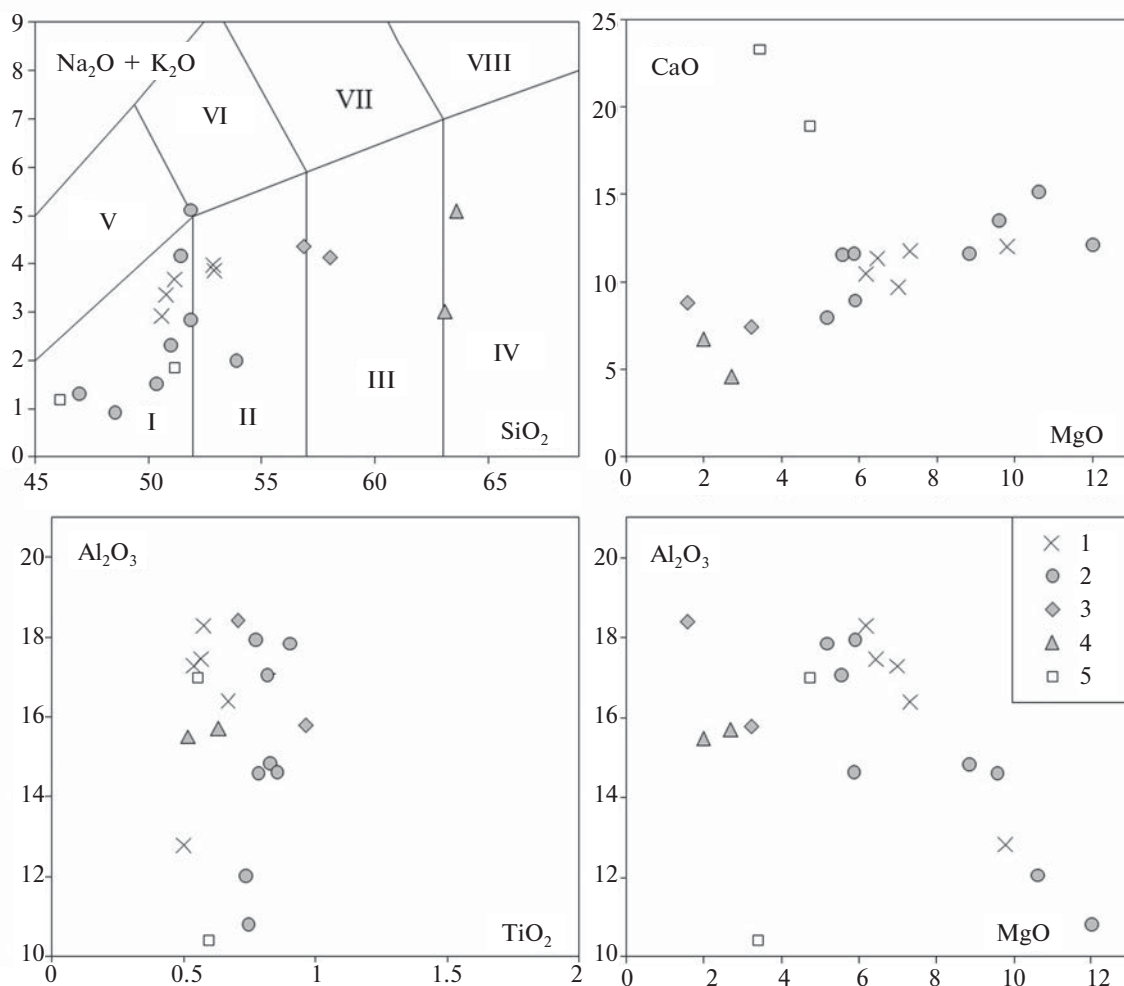


Рис. 2. Вариационные петрохимические диаграммы для метапорфиров цаган-забинского комплекса и габброидов Бирхинского массива (мас.%).

1 — габброиды первой фазы Бирхинского массива; 2–4 — метапорфиры цаган-забинского комплекса: 2 — меланократовые, 3 — мезократовые, 4 — лейкократовые; 5 — скарнированные метапорфиры цаган-забинского комплекса. Поля пород на классификационной TAS-диаграмме проведены по (Middlemost, 1994): I — габбро, базальты; II — габбродиориты, андезибазальты; III — диориты, андезиты; IV — гранодиориты, дациты; V — монцогаббро, трахибазальты; VI — монцодиориты, трахиандезибазальты; VII — монцониты, трахиандезиты; VIII — кварцевые монцониты, трахидациты.

MgO с Al_2O_3 без значимых корреляций CaO с MgO и Al_2O_3 . Это свидетельствует о том, что в качестве главных минералов вкрапленников выступают плагиоклаз и клинопироксен.

Метапорфириты цаган-забинского комплекса характеризуются пологими слабодифференцированными спектрами содержаний редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 1.7-3.7$) без значимых аномалий (табл. 2, рис. 3), при этом пониженные содержания легких РЗЭ характерны для меланократовых разновидностей. С одной стороны, это может объясняться разной степенью фракционирования магм в промежуточных камерах, с другой – различным соотношением минералов-вкрапленников в вулканических породах. На мультиэлементных спектрах проявлены отрицательная Ta-Nb ($(Nb/La)_n = 0.45-0.8$) и положительная Sr аномалии ($(Sr/La)_n = 1.25-2.3$), что типично для базальтов надсубдукционных комплексов (Rollinson, 1993).

По содержаниям и закономерностям поведения главных (рис. 2) и редких (рис. 3) компонентов метапорфириты цаган-забинского комплекса близки габброидам первой фазы Бирхинского массива (Гладкочуб и др., 2014; Лавренчук и др., 2017). Повышенные содержания несовместимых элементов в метавулканитах (рис. 3) объясняются тем, что эти компоненты концентрируются в расплаве, содержание которого в вулканических породах выше, чем в комагматичных им плутонических кумулятивных породах.

Именно различие в фазовом составе вулканических и плутонических пород не позволяет корректно сравнивать их валовые составы. Поскольку кумулятивная расплавно-кристаллическая смесь, определяющая впоследствии состав плутонической породы, состоит глав-

Таблица 2. Содержания редких элементов (мкг/г) в метапорфиритах цаган-забинского комплекса и габброидах Бирхинского массива

Элементы	11A191	11A199	SE2009A	11A150	11A159A
	1	2	3	4	5
Ba	356	184	238	271	788
Th	0.6	1.53	1.48	3.81	2.26
Ta	0.1	0.148	0.196	0.451	0.307
Nb	1.56	2.36	3.15	5.79	6.72
Sr	572	380	398	342	577
Hf	0.87	2.02	0.62	2.14	1.71
Zr	31.1	68	11.3	70.2	52.3
Y	13.1	18.8	20.1	18.7	21
La	6.24	7.51	6.91	9.14	10.85
Ce	13.2	17.6	15.2	32	23.6
Pr	1.77	2.44	2.18	3.09	3.42
Nd	7.7	10.4	9.6	12.9	14.6
Sm	2.1	2.99	2.61	3.26	3.7
Eu	0.99	0.78	0.86	1.04	1.23
Gd	2.13	2.95	2.97	3.45	3.75
Tb	0.351	0.513	0.504	0.553	0.596
Dy	2.2	3.16	3.26	3.33	3.58
Ho	0.47	0.67	0.67	0.68	0.72
Er	1.25	1.81	1.95	1.97	2
Tm	0.19	0.29	0.3	0.31	0.31
Yb	1.22	1.76	1.9	2	1.98
Lu	0.21	0.31	0.3	0.32	0.32

Примечание. 1, 2 – габброиды первой фазы Бирхинского массива; 3–5 – меланократовые метапорфириты цаган-забинского комплекса.

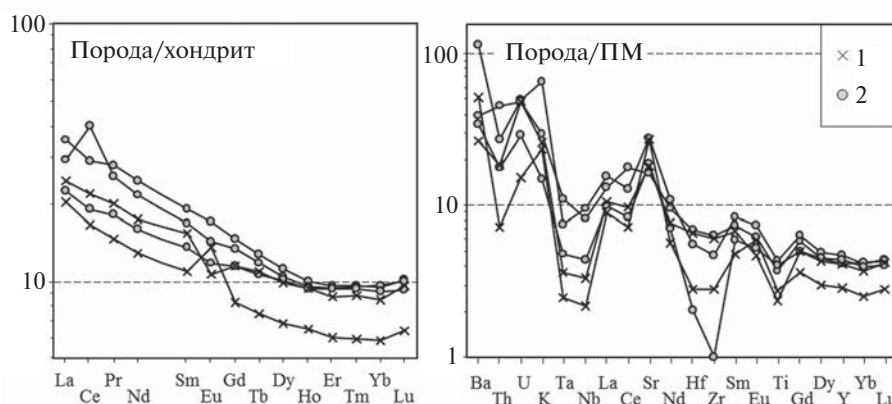


Рис. 3. Распределение редких и РЗЭ в метапорфиритах цаган-забинского комплекса и габброидах Бирхинского массива. Нормировано по (Sun, McDonough, 1989).

1 – габброиды первой фазы Бирхинского массива, 2 – меланократовые метапорфириты цаган-забинского комплекса.

ным образом из кристаллов, а вулканическая лава содержит преимущественно расплав, то валовые составы вулканических и плутонических пород существенно различаются даже в том случае, если состав расплава на момент их формирования был одинаковым. В этом случае хорошим выходом может быть сравнение химических характеристик отдельных минералов. Однако, во-первых, для этого необходима хорошая сохранность вкрапленников разных минералов в вулканических породах, что наблюдается далеко не всегда. Во-вторых, состав кумулятивных минералов претерпевает изменения в процессе полной кристаллизации породы за счет взаимодействия с интеркумуляусным расплавом (Бармина и др., 1988), что фактически делает невозможным использование классической минеральной геотермометрии для плутонических пород.

Ранее был предложен метод геохимической термометрии (Френкель и др., 1987; Арискин, Бармина, 2000), позволяющий оценить состав расплава и всех минералов, а также температуру расплавно-кристаллической смеси на момент ее формирования. Этот метод позволяет проводить корректное сравнение состава пород, состоящих из минералов и расплава в разных пропорциях, поскольку в сравнении участвуют не валовые составы пород, а составы равновесных расплавов, оценки которых получены математическим моделированием.

МЕТОД ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

Метод геохимической термометрии основан на трех принципиальных предположениях (Френкель и др., 1987; Арискин, Бармина, 2000):

1. В габброидных массивах геохимический облик конкретной породы «формируется в момент прекращения перемещения взвешенных в расплаве кристаллов за счет образования зернового каркаса кумулуса или благодаря их захвату фронтом кристаллизации» (Френкель и др., 1987). Формально это предполагает, что после образования кумулусного каркаса химический состав локального участка вещества, объем которого сопоставим с объемом образца, не изменяется до полной кристаллизации породы. При этом изменение состава минералов в ходе дальнейшей кристаллизации интеркумуляусного расплава и переуравновешивания расплавно-кристаллической смеси не меняет ее валового состава, т.е. кристаллизация происходит в квазизакрытой системе.

2. В момент образования геохимического облика породы «химические составы минералов и расплава в исходной смеси связаны условиями термодинамического равновесия, куда в качестве одного из параметров входит температура формирования породы. Эта температура отвечает условиям существования расплавно-минеральной ассоциации и в качестве фактора влияет на распределение между фазами главных компонентов и примесных элементов» (Арискин, Бармина, 2000).

3. «Среди множества образцов пород исследуемого магматического объекта имеются группы, в пределах которых вариации химического состава обусловлены только (не важно, случайными или закономерными) вариациями соотношений между количествами составивших из фаз, т.е. группы пород, образовавшиеся при одной и той же температуре из расплава и минералов одного и того же состава» (Френкель и др., 1987; Арискин, Бармина, 2000).

Для групп пород, в которых выполняются эти предположения, появляется возможность восстановить параметры равновесия на момент образования их геохимического облика. При известных параметрах давления и активности кислорода состав всех минералов в условиях равновесия определяется составом расплава и температурой равновесия, т.е. состояние системы может быть полностью описано в координатах состав расплава—температура. Изменение температуры неизбежно приведет к изменению фазового состава системы, состава расплава и, соответственно, состава всех минералов. Однако в случае закрытой системы, при температуре исходного равновесия вся система (фазовый состав и химические составы всех слагающих ее фаз) вернется к состоянию исходного равновесия. Если же имеется несколько пород разного валового состава, образовавшихся при одинаковых условиях, т.е. при одной и той же температуре в равновесии с одним и тем же расплавом, то «траектории таких пород образуют пучки с точками пересечения, показывающими температуру формирования и составы тех фаз, из которых эти группы пород были образованы» (Френкель и др., 1987).

Разработанное к настоящему моменту программное обеспечение для термодинамического моделирования процессов плавления—кристаллизации многокомпонентных систем позволяет избежать постановки дорогостоя-

щих и трудоемких физических экспериментов. Процесс поиска условий исходного равновесия нескольких (изначально равновесных) пород сводится к термодинамическому моделированию процессов равновесной кристаллизации/плавления и поиску точек пересечения трендов в координатах состав–температура. Тогда «температуру в точке пересечения следует интерпретировать как общую для всех пород температуру образования, а найденный таким образом состав расплава рассматривать в качестве исходного расплава» (Арискин, Бармина, 2000). Несложно заметить, что составы всех присутствующих в расплавно-кристаллической смеси минералов для всех пород будут одинаковыми, поскольку они образовались из одного и того же расплава при одной и той же температуре.

На практике оценки составов расплавов известны с конечной точностью, поскольку они содержат как аналитические погрешности определения состава пород, так и погрешности термодинамического расчета состава равновесных минералов. Поэтому в реальных расчетах под точкой пересечения следует понимать точку или диапазон максимального сближения траекторий изменения составов расплавов. Тогда задача поиска равновесия сводится к задаче минимизации целевой функции

$$g(T) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m W_j [C_{ij}(T) - \bar{C}_j(T)]^2,$$

где $C_{ij}(T)$ — содержание j -го компонента в i -ом составе расплава при температуре T , $\bar{C}_j(T) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n C_{ij}(T)$ — среднее содержание j -го

компонента в исследуемых расплавах при температуре T , n и m — соответственно количество составов и компонентов, участвующих в геохимической термометрии, W_j — весовой коэффициент j -го компонента в целевой функции. В качестве весового коэффициента может быть принята обратная дисперсия компонента в исходных пробах $W_j = (n-1) / \sum_{i=1}^n [CI_{ij} - \bar{CI}_j]^2$,

где CI_{ij} — содержание j -го компонента в i -ом составе исходной пробы, $\bar{CI}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n CI_{ij}$ — среднее содержание j -го компонента в исходных пробах, либо заранее известная положительная константа, принимаемая как степень влияния на целевую функцию различия содержаний компонента в расплавах или как обрат-

ный квадрат допустимого отклонения компонента, либо комбинация этих двух способов. При такой формализации задачи процедуру поиска точек или диапазонов сближения траекторий эволюции составов расплавов и построение графиков для визуального контроля можно реализовать в любом математическом программном пакете, что значительно упрощает использование метода геохимической термометрии на практике. В нашем случае такие процедуры реализованы в программе Mathematica производства компании Wolfram Research.

При оценке параметров равновесия методом геохимической термометрии следует учитывать некоторые ограничения на выбор образцов, входящих в группу. Во-первых, породы не должны претерпеть неизохимические изменения (метасоматоз и т.п.) после формирования своего геохимического облика. Во-вторых, для избежания ложных пересечений следует рассматривать «только составы тех пород, которые в коренном залегании находятся близко друг от друга, т.е. характеризуют малую часть всего объекта» (Френкель и др., 1987), другими словами, характеризуют одно и то же равновесие.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА РАСПЛАВА В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ

Для корректного сопоставления составов расплавов вулканических и плутонических пород методом геохимической термометрии нужна пара разнофациальных пород, сформировавшихся в равновесии с одним и тем же расплавом, т.е. одновременно. Доказать одновременность формирования конкретной пары опробованных вулканических и плутонических пород невозможно. Перспективным представляется восстановить тренд эволюции расплава в магматической камере, после чего проводить сравнение расплавов вулканических пород с этим трендом. Оценить тренд эволюции состава расплава в магматической камере можно получив оценку состава магмы, внедрившейся в интрузивную камеру, и восстановив динамику становления массива (Френкель, 1995). Оценки состава внедрившейся магмы могут быть получены тремя способами: 1 — по составу закалочных фаций (Шарков, 1980, 1983; Арискин, Бармина, 2000), 2 — путем расчета средневзвешенного состава полного

разреза интрузива (Френкель, 1995), 3 — по составу пород маломощных силлов и даек, синхронных главной интрузии (Арискин и др., 2009). Восстановление динамики становления интрузива математическим моделированием возможно только по полному разрезу массива.

Закалочных фаций первой фазы Бирхинского массива не обнаружено, как и даек, позволяющих сколь-нибудь обосновано предполагать субсинхронность их внедрения первой фазе массива. Прямой контакт габброидов первой и второй фаз Бирхинского массива нигде наблюдать не удалось. Степень обнаженности и сохранности тела первой фазы не дает возможности восстановить полный разрез

интрузива, фактически на современном эрозионном срезе наблюдается только фрагмент интрузива. Таким образом, качество имеющегося материала не дает возможности восстановить ни состав родоначальной магмы интрузии, ни динамику становления интрузива. Однако имеющийся материал позволяет восстановить эволюцию состава расплава в камере на некотором промежуточном этапе ее развития в рамках приближений, которые мы рассмотрим ниже.

Для восстановления состава расплава в магматической камере были использованы анализы трех проб оливиновых габбро — 11A197, 11A198 и 11A199. Расстояние между точками

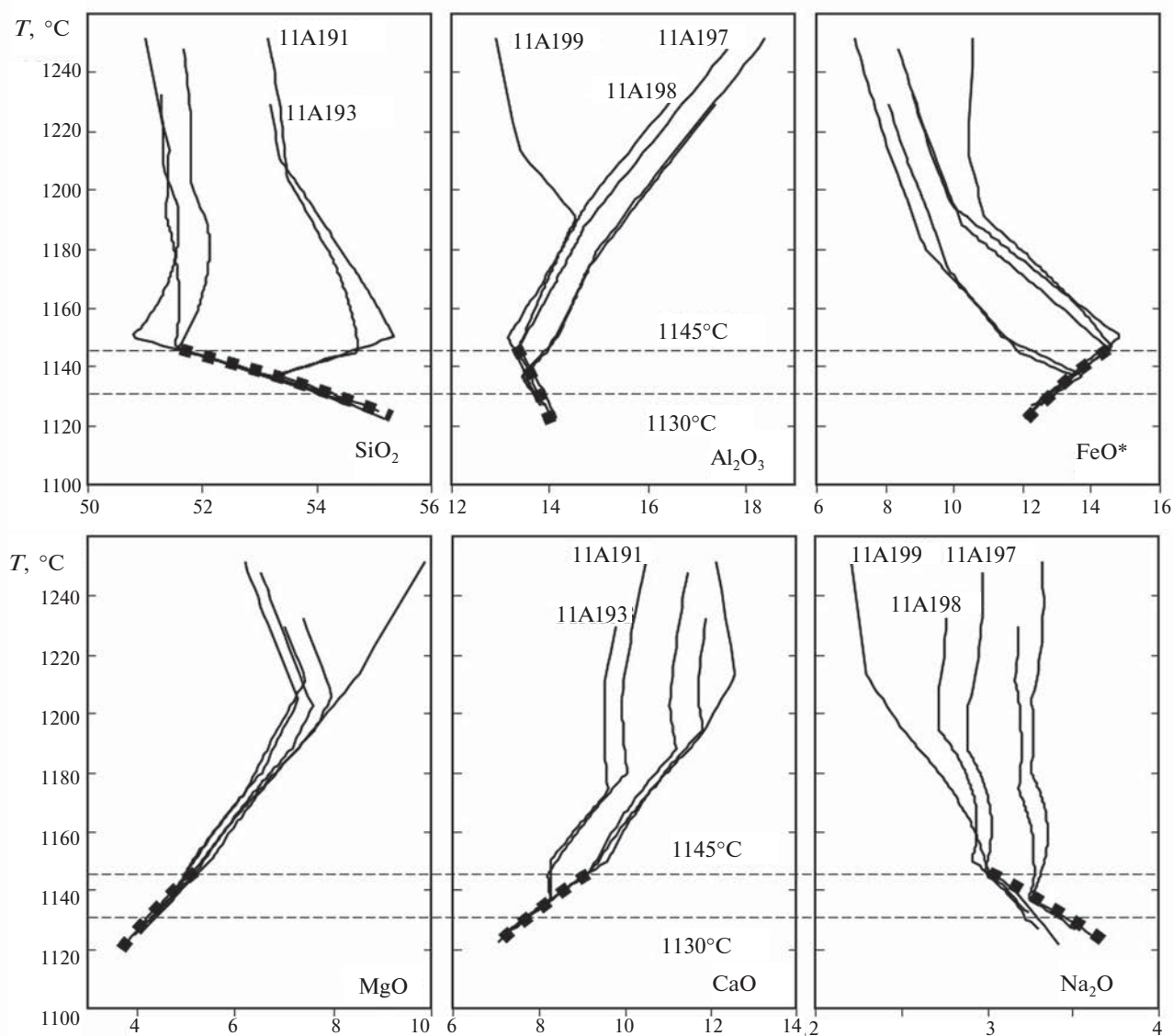


Рис. 4. Геохимическая термометрия пород первой фазы Бирхинского массива.

Линиями показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу проанализированных проб; залитые квадраты — тренд фракционной кристаллизации расплава в камере; горизонтальными пунктирными линиями соединены точки максимального сближения траекторий эволюции расплавов оливиновых габбро ($T = 1145^{\circ}\text{C}$) и габбро-норитов ($T = 1130^{\circ}\text{C}$). Пояснения см. в тексте.

отбора этих проб составляет 150–300 м (3–6% от размеров тела габброидов, см. рис. 1), что позволяет считать эти пробы пространственно сближенными в масштабе исходного интрузива. Пространственная близость точек пробоотбора позволяет предполагать если не одновременное, то очень близкое по времени образование опробованных пород, и, соответственно, близкие условия формирования ку-

мулатов как по температуре, так и по составу расплава. Если это предположение верно, то траектории состава расплава при равновесной кристаллизации этих составов должны пересечься в точке, соответствующей составу расплава и его температуре на момент образования опробованных пород. Траектории составов расплавов равновесной кристаллизации валовых составов этих проб (табл. 3,

Таблица 3. Химический состав (мас.%) пород бирхинского и цаган-забинского комплексов и их модельных расплавов

Проба	Позиция*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Валовый состав проб оливиновых габбро										
11A198	1	51.27	0.68	16.55	8.79	7.39	11.91	2.76	0.62	0.05
11A197	1	51.67	0.58	17.63	8.35	6.53	11.46	2.97	0.76	0.05
11A199	1	51.02	0.5	12.91	10.54	9.88	12.13	2.21	0.75	0.06
Состав равновесного расплава при температуре 1145°C										
11A198-1145	2	51.52	1.77	13.27	14.35	5.27	9.18	3.01	1.48	0.15
11A197-1145	2	51.61	1.49	13.34	14.47	5.2	9.16	2.99	1.61	0.13
11A199-1145	2	51.61	1.28	13.4	14.53	5.14	9.17	3.02	1.7	0.15
Средний состав расплава										
C-1145**	2	51.61	1.52	13.34	14.44	5.19	9.15	3.01	1.6	0.15
Валовый состав проб габброноритов										
11A192	3	53.19	0.54	17.39	8.09	7.03	9.81	3.19	0.7	0.05
11A191	3	53.14	0.58	18.41	7.09	6.21	10.51	3.32	0.67	0.08
Состав равновесного расплава при температуре 1130°C										
11A192-1130	4	54.19	1.51	13.71	12.97	4.34	7.75	3.43	1.91	0.18
11A191-1130	4	53.95	1.79	13.65	12.8	4.42	7.79	3.4	1.87	0.32
C-1130**	4	54.09	1.48	13.76	12.86	4.26	7.87	3.44	2.05	0.19
Валовый состав метапорфита										
11A150	3	52.41	0.79	18.26	9	6.04	9.08	3.38	0.87	0.17
Состав равновесного расплава при температуре 1138°C										
11A150-1138	4	53.17	1.65	13.4	13.56	4.84	8.36	3.12	1.53	0.36
C-1138**	4	52.99	1.5	13.58	13.54	4.68	8.45	3.25	1.84	0.17
Валовый состав метапорфита										
11A159A	3	53	0.93	18.2	9.06	5.3	8.11	3.29	1.92	0.2
Состав равновесного расплава при температуре 1123°C										
11A159A-1123	4	54.87	1.65	14.01	11.93	3.94	7.1	3.07	3.05	0.37
C-1123**	4	55.38	1.45	13.96	12.07	3.78	7.18	3.66	2.29	0.21

Примечание. FeO_{tot} — общее содержание железа в форме FeO.

* Номер позиции состава соответствует номеру позиции на технологической схеме (см. рис. 6), ** состав расплава в магматической камере.

рис. 4) сближаются при температуре 1145°C, дисперсионное отношение (отношение дисперсий исходных составов к дисперсиям составов расплавов при оптимальной температуре) не менее 83 при критическом значении 19 на 5%-ном уровне значимости. Следует от-

метить, что показанные на рис. 4 траектории равновесной кристаллизации не являются траекториями эволюции состава расплава в локальном участке интрузива, а служат только для восстановления точки, соответствующей составу расплава и температуре, при которых

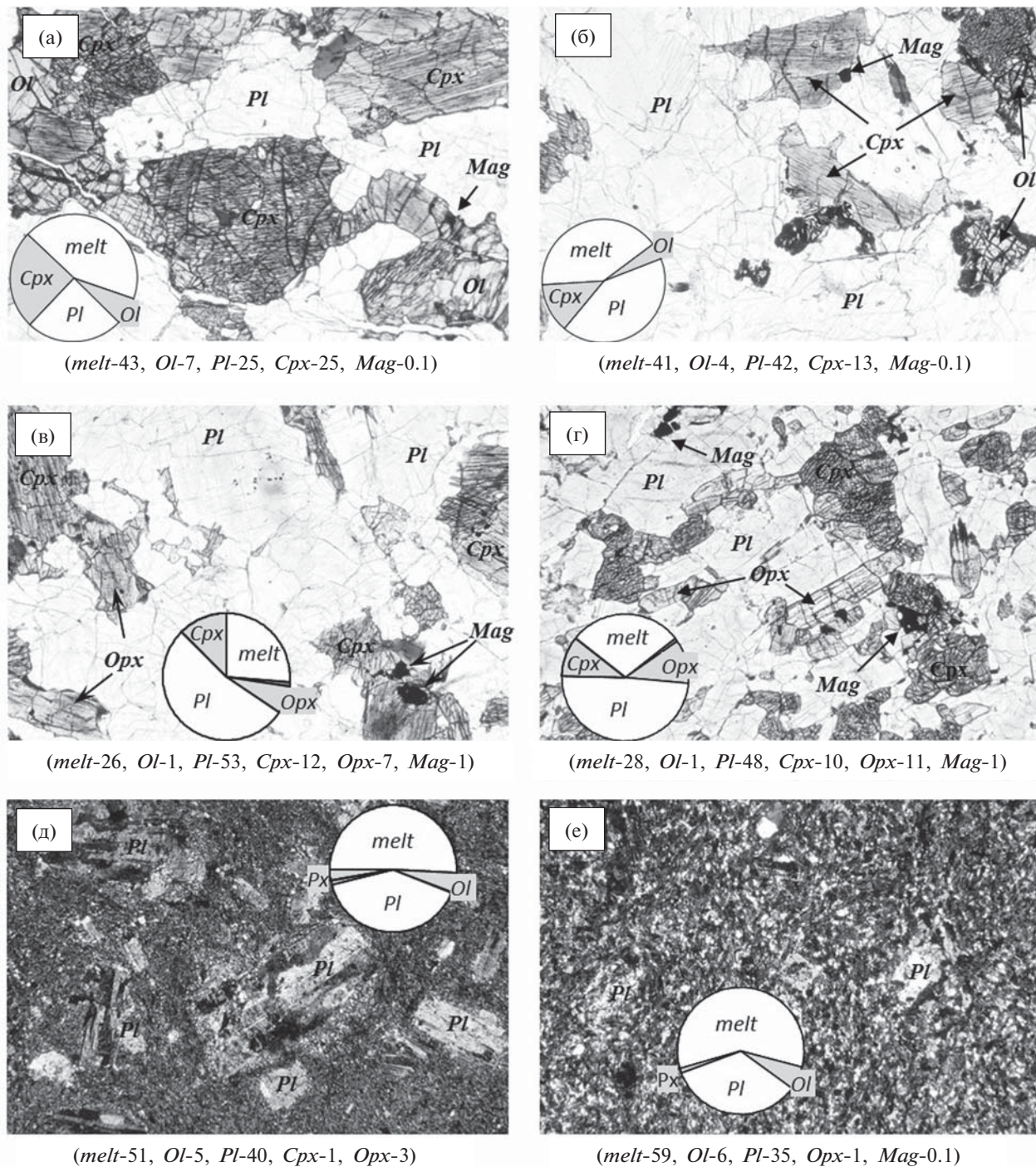


Рис. 5. Соотношения минералов в габброидах первой фазы Бирхинского массива и метапорфиритах цаган-забинского комплекса.

На круговых диаграммах показаны соотношения фаз в модельных кумулатах при оптимальных температурах, под фотографиями в скобках даны содержания фаз в модельных системах в об.% (пояснения см. в тексте). (а) — оливиновое габбро 11A199; (б) — оливиновое габбро 11A197; (в) — лейкогаббронорит 11A191; (г) — габбронорит 11A192; (д) — метапорфирит 11A150; (е) — метапорфирит 11A159A. Символы минералов даны по (Whitney, Evans, 2010)

сформировался геохимический облик опробованных пород. Степень кристалличности модельных систем составляет 57–66 об.%, основными кристаллическими фазами являются (рис. 5а, 5б) *Ol*, *Pl* и *Cpx*, содержание магнетита менее 1%, что соответствует соотношениям минералов кумулусного парагенезиса, наблюдаемым в шлифах: по результатам петрографических наблюдений проба 11А199 действительно более меланократовая по сравнению с пробами 11А197 и 11А197, мелкие кристаллы магнетита присутствуют в акцессорных количествах. Таким образом, можно принять, что расплав, отвечающий равновесной кристаллизации составов меланократовых оливиновых габбро при температуре 1145°C близок составу расплава магматической камеры на момент образования опробованных оливиновых габбро. Следует подчеркнуть, что полученная оценка состава расплава и его температуры не является оценкой состава родоначальной магмы интрузии, внедрившейся в камеру, а отвечает расплаву некоторого промежуточного этапа развития магматической камеры после внедрения магмы на уровень становления.

Для крупных габброидных массивов тренд изменения состава расплава в магматической камере в процессе охлаждения практически совпадает с трендом фракционной кристаллизации (Коптев-Дворников и др., 1979; Френкель и др., 1985; Федотов, 2011). Поскольку в данном случае интерес представляет только эволюция состава расплава в камере, появляется возможность заменить полную динамическую модель охлаждения интрузива с учетом тепловых потоков на верхней и нижней границах и скоростей осаждения минералов, на приближение фракционной кристаллизации, что в том числе позволяет оценить комагматичность вулканических пород породам массива.

Для проверки правильности определения состава расплава в камере может быть использован метод геохимической термометрии в модификации «расплав в камере (фракционная кристаллизация)–расплав состава породы (равновесная кристаллизация)» по породам, образовавшимся на более поздних этапах по сравнению с оливиновыми габбро. Технологическая схема моделирования показана на рис. 6. Имея несколько сингенетичных пород разного состава (позиция 1 на рис. 6) моделированием равновесной кристаллизации (процесс Е I на рис. 6) в координатах состав–температура определяется состав рас-

плава, в равновесии с которым сформировался геохимический облик кумулатов (позиция 2 на рис. 6). В дальнейшем в камере этот расплав эволюционирует по модели фракционной кристаллизации (процесс F на рис. 6). Если имеется состав породы, геохимический облик которой сформировался позднее (позиция 3 на рис. 6), то траектория состава расплава при равновесной кристаллизации этой породы (процесс Е II на рис. 6) должна пересечься с траекторией эволюции состава расплава в камере (позиция 4 на рис. 6). Похожая схема была использована в работе (Силантьев и др., 2014) для оценки возможности формирования кислых расплавов, близких к плагиогранитам, при фракционировании магмы, сформировавшей габбронориты Срединно-Атлантического хребта.

Для геохимической термометрии использованы две пробы лейкогабброноритов первой фазы бирхинского комплекса – 11А191 и 11А193. Пробы взяты на расстоянии 2 км друг от друга в 1.5 и 3 км от места отбора оливиновых габбро. Составы расплавов равновесной кристаллизации валовых составов этих проб (рис. 4) сближаются с трендом состава фракционной кристаллизации расплава камеры в одном диапазоне температур

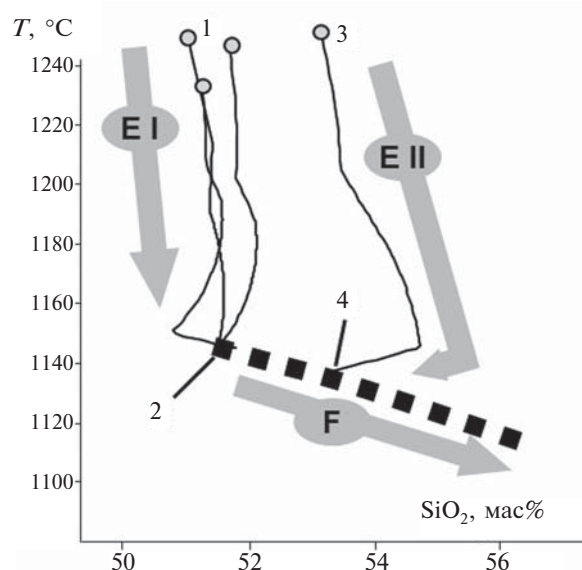


Рис. 6. Технологическая схема геохимической термометрии в модификации расплав в камере–расплав состава породы.

Линиями показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу проанализированных проб; заштрихованные квадраты – тренд фракционной кристаллизации расплава в камере; цифрами обозначены модельные позиции, стрелками – моделируемые процессы. Пояснения см. в тексте.

1125–1135°C, дисперсионные отношения при температуре 1130°C не ниже 77 при критическом значении 19. Сближение траекторий равновесной кристаллизации расплавов двух проб может свидетельствовать в пользу одновременного образования опробованных пород, что не является необходимым критерием для настоящего исследования, но может служить косвенным свидетельством при восстановлении направления наращивания разреза — разрез интрузива наращивается перпендикулярно линии, соединяющей места отбора этих двух проб. Степень кристалличности модельных систем при температуре 1130°C составляет 77–79 об.%, основными кристаллическими фазами являются (рис. 5в, 5г) *Pl*, *Срх* и *Орх*, содержание оливина около 1%, магнетита менее 1%, что соответствует соотношениям минералов кумулюсного парагенезиса, наблюдаемым в шлифах: по результатам петрографических наблюдений проба 11А191 содержит больше

Pl, по сравнению с пробой 11А192, содержание магнетита в габброноритах выше, чем в оливиновых габбро. Оливина, присутствующего в кумулатах в исчезающих количествах (согласно расчетам), в исследованных пробах габброноритов не обнаружено — по-видимому, оливин был израсходован по перитектической реакции $Ol + melt \rightarrow Орх$ при кристаллизации интеркумулусного расплава.

Еще одна проверка правильности определения состава расплава и траектории его эволюции в магматической камере может быть проведена с использованием данных о содержании РЗЭ в породах. Для моделирования были использованы составы проб оливинового габбро 11А199 и габбронорита 11А191 (табл. 4), геохимический облик которых сформировался на разных стадиях развития магматической камеры. Зная содержания РЗЭ в породах (позиции 1 и 3 на рис. 7) и оценки коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом

Таблица 4. Содержания редкоземельных элементов в породах бирхинского и цаган-забинского комплексов и их модельных расплавах

Проба	Позиция*	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Валовый состав оливинового габбро											
11А199	1	7.51	17.6	10.4	2.99	0.78	2.95	3.16	1.81	1.76	0.31
Состав равновесного расплава при температуре 1145°C											
11А199-1145	2	14.31	33.1	19.5	5.67	1.17	5.44	5.66	3.13	2.92	0.50
Валовый состав габбронорита											
11А191	3	6.24	13.2	7.7	2.10	0.99	2.13	2.20	1.25	1.22	0.21
Состав равновесного расплава при температуре 1130°C											
11А191-1130	4	17.62	39.5	23.8	6.67	1.37	6.36	6.32	3.42	3.12	0.51
С-1130**	4	17.71	40.8	24.0	7.00	1.37	6.65	6.85	3.76	3.46	0.59
Валовый состав метапорфирита											
11А150	3	29.49	39.6	21.4	16.72	14.11	13.31	10.34	9.38	9.57	9.92
Состав равновесного расплава при температуре 1138°C											
11А150-1138	4	17.11	62.5	25.8	6.60	1.28	6.97	6.68	3.92	3.93	0.62
С-1138**	4	16.08	37.1	21.8	6.36	1.28	6.08	6.29	3.46	3.21	0.55
Валовый состав метапорфирита											
11А159А	3	35.01	29.2	24.4	18.98	16.78	14.47	11.12	9.54	9.47	10.07
Состав равновесного расплава при температуре 1123°C											
11А159А-1123	4	18.03	40.6	25.7	6.56	1.42	6.66	6.35	3.54	3.48	0.57
С-1123**	4	19.11	43.9	25.8	7.55	1.44	7.12	7.32	4.00	3.67	0.62

*Номер позиции состава соответствует номеру позиции на технологической схеме (см. рис. 6), **состав расплава в магматической камере.

и кумулусными минералами, определив методом геохимической термометрии температуры расплавов, при которых были сформированы их геохимические облики, а также пропорции минералов и расплава в кумулате, можем получить оценки содержания РЗЭ в равновесных расплавах (позиции 2 и 4а на рис. 7). В принятом приближении расплав в камере эволюционирует по схеме фракционной кристаллизации, тогда содержания РЗЭ в расплаве в камере на момент формирования геохимического облика габбронорита 11А191 могут быть определены моделированием фракционной кристаллизации расплава в камере до температуры формирования габброноритового кумулуса (позиция 4б на рис. 7). Несложно видеть, что содержания РЗЭ в модельном равновесном расплаве состава пробы габбронорита (позиция 4а на рис. 7) и в расплаве, полученном моделированием фракционной кристаллизации расплава в камере (позиция 4б на рис. 7), перекрываются (см. табл. 4). Следует отметить, что содержания РЗЭ в более поздних габброноритах ниже таковых в ранних оливиновых габбро. Такое поведение несовместимых элементов объясняется различием в плотности кумулятивного каркаса (см. рис. 5в, 5г): плотность кумулуса при образовании габброноритов (70–75 об.%) выше плотности кумулуса при образовании оливиновых габбро (55–65 об.%), поскольку содержание несовместимых элементов в расплаве выше, чем в равновесных с ним кумулятивных минералах, то их содержание в валовых пробах должно быть выше в тех породах, в которых при образовании геохимического облика содержалось больше расплава. Также отметим европиевый максимум в пробе лейкократового габбронорита 11А191 – этот максимум возникает за счет значительного (более 50 об.%) содержания плагиоклаза в кумулусе на момент формирования геохимического облика породы, потому что в данном случае плагиоклаз является основным концентратором европия, а расплав, равновесный с этим плагиоклазом, согласно расчетам, характеризуется европиевым минимумом, что подтверждается наличием слабого европиевого минимума в меланократовом оливиновом габбро 11А199. На этом примере можно еще раз подчеркнуть некорректность прямого сравнения содержаний компонентов в валовых пробах магматических пород, поскольку их содержания определяются не только концентрациями элементов в фазах,

слагающих породу на момент формирования ее геохимического облика, но и в значительной степени пропорциями фаз в расплавно-кристаллической смеси.

Таким образом, тренд фракционной кристаллизации в камере состава расплава, полученного на первом шаге геохимической термометрией оливиновых габбро, подтверждается независимыми модельными оценками по габброноритам. Этот модельный тренд можно считать реалистичной оценкой тренда эволюции состава расплава в магматической камере, по крайней мере, начиная с температуры 1145°C.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ МЕТАПОРФИРИТОВ

Для решения основной задачи – проверки гипотезы о комагматичности метапорфири-тов цаган-забинского комплекса и габброидов первой фазы бирхинского комплекса, воспользуемся методом геохимической термометрии в варианте расплав в камере–расплав состава породы, описанном выше. Для модельных расчетов использованы составы двух проб наименее измененных метапорфири-тов (11А150 и 11А159А), в которых наблюдаются реликты вкрапленников плагиоклаза. Состав модельного расплава пробы 11А150 сближается с составом расплава камеры при температуре

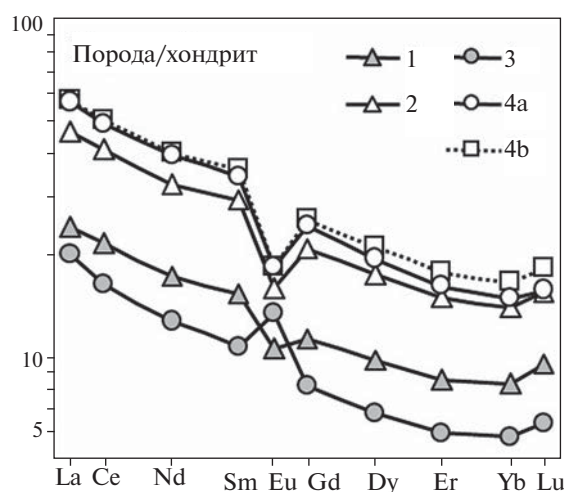


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах и модельных расплавах первой фазы Бирхинского массива.

1 – оливиновое габбро 11А199; 2 – равновесный расплав пробы 11А199 при $T=1145^{\circ}\text{C}$; 3 – габбронорит 11А191; 4а – равновесный расплав пробы 11А191 при $T=1130^{\circ}\text{C}$; 4б – расплав камеры при $T=1130^{\circ}\text{C}$. Номера позиций легенды соответствуют позициям на технологической схеме (см. рис. 6). Нормировано по (Sun, McDonough, 1989). Пояснения см. в тексте.

1138°C (см. табл. 3, рис. 8), основной кристаллической фазой является *Pl*, содержание *Ol*, *Orx* и *Срх* менее 5% (см. рис. 5д). Обращает на себя внимание довольно высокая степень кристалличности модельной магмы и наличие в ней темноцветных минералов, вкрапленников которых не обнаружено при петрографических исследованиях метапорфиров. Следует отметить, что порода действительно содержит значительное количество резорбированного плагиоклаза (см. рис. 5д), тогда содержание плагиоклаза в исходной магматической породе было еще выше, и порода представляет собой обогащенную вкрапленниками часть

вулканического потока. Основная масса породы нацело замещена вторичными плагиоклазом и амфиболом, по-видимому, вкрапленники темноцветов также были замещены в ходе поздних метаморфических процессов. Состав расплава пробы 11A159A сближается с составом расплава камеры при температуре 1123°C (см. табл. 3, рис. 8), кристалличность системы 40 об.%, из которых на плагиоклаз приходится 35 об.%. Вкрапленники плагиоклаза в породе нацело замещены поздним гранулированным плагиоклазом (см. рис. 5е), возможно, эта порода претерпела более значительные изменения по сравнению с пробой 11A150. Этим

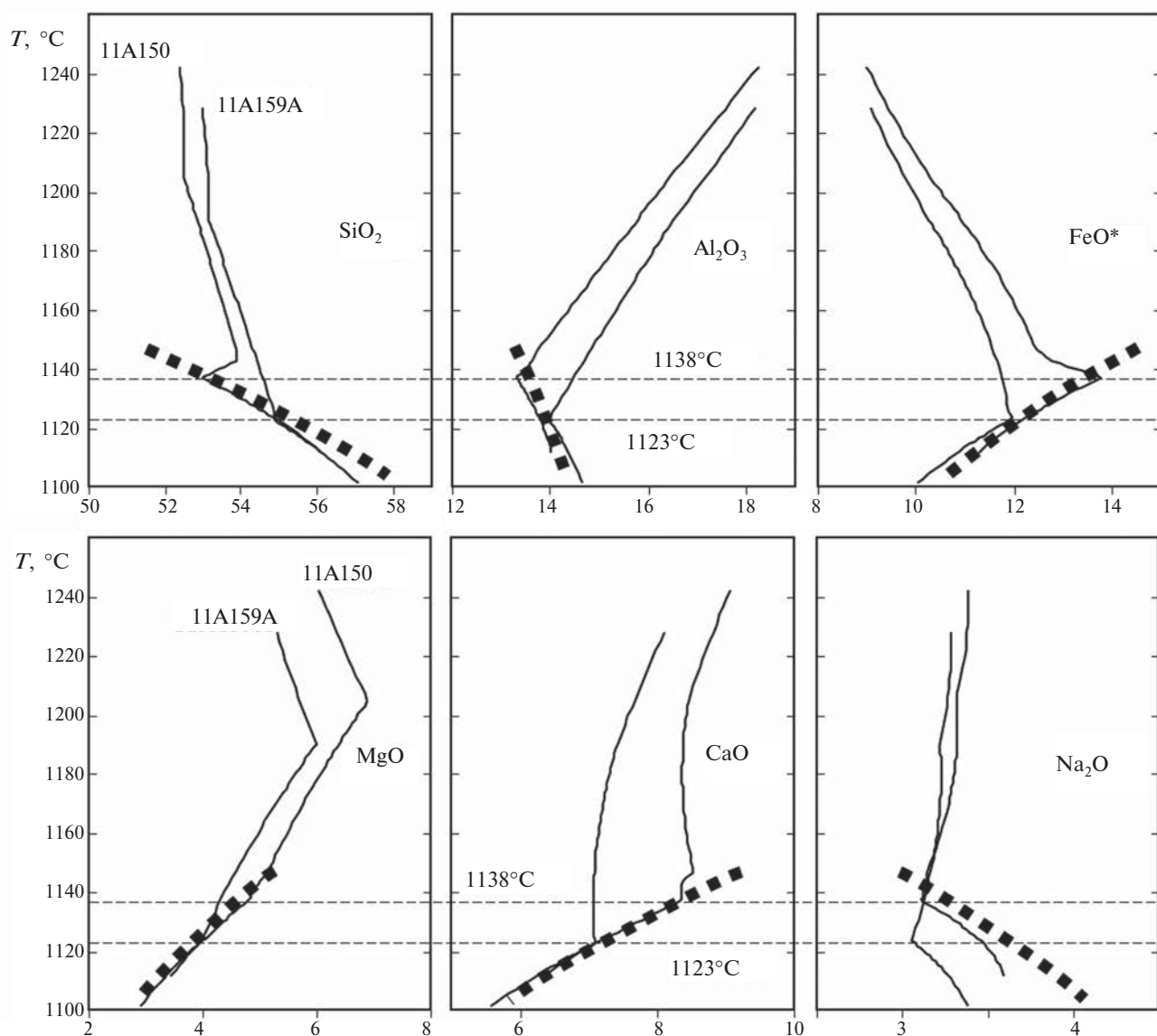


Рис. 8. Геохимическая термометрия пород цаган-забинского комплекса.

Линиями показаны траектории равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих составу проанализированных проб; залитые квадраты — тренд фракционной кристаллизации расплава в камере; горизонтальными пунктирными линиями соединены точки максимального сближения траекторий эволюции расплавов метапорфиров с трендом фракционной кристаллизации расплава в камере ($T = 1138^\circ\text{C}$ и 1123°C). Пояснения см. в тексте.

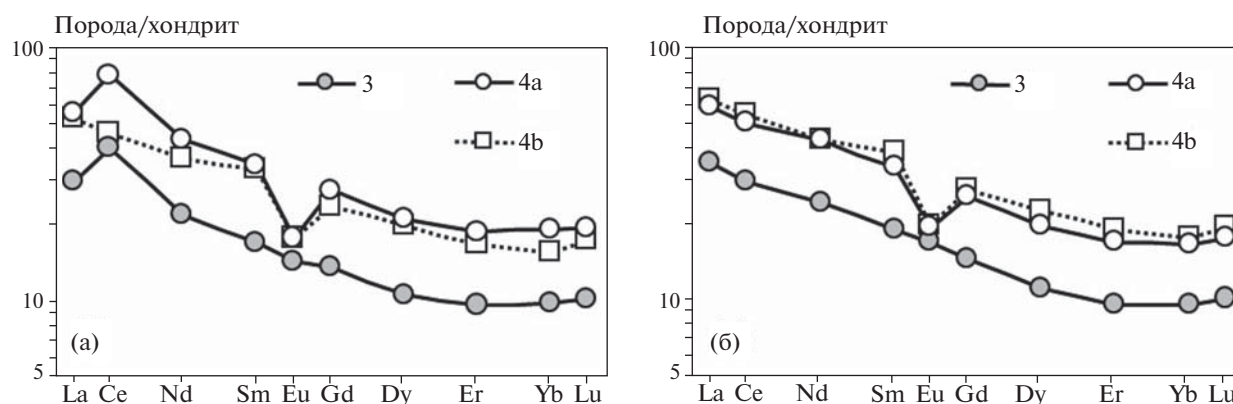


Рис. 9. Распределение РЗЭ в породах и модельных расплавах метапорфиров цаган-забинского комплекса и камеры Бирхинского массива.

(а): 3 – метапорфирит 11А150; 4а – равновесный расплав пробы 11А150 при $T = 1138^{\circ}\text{C}$; 4б – расплав камеры при $T = 1138^{\circ}\text{C}$. (б): 3 – метапорфирит 11А159А; 4а – равновесный расплав пробы 11А159А при $T = 1123^{\circ}\text{C}$; 4б – расплав камеры при $T = 1123^{\circ}\text{C}$. Номера позиций легенды соответствуют позициям на технологической схеме (см. рис. 6). Нормировано по (Sun, McDonough, 1989). Пояснения см. в тексте

может объясняться некоторый недостаток натрия в модельных расплавах состава пробы 11А159А – концентрации щелочей, как наиболее подвижных элементов в ходе метаморфических процессов, были частично смещены.

Проверка корректности найденных пересечений может быть выполнена моделированием содержаний РЗЭ в модельных расплавах по схеме, описанной выше. Как показано на рис. 9а, 9б и в табл. 4, концентрации РЗЭ в модельных расплавах, полученных моделированием равновесной кристаллизации валовых составов, отвечающих пробам 11А150 и 11А159А (составы валовых проб показаны на рис. 9, позиции 3), при их оптимальных температурах, полученных геохимической термометрией (позиции 4а на рис. 9), близки концентрациям РЗЭ в модельном расплаве магматической камеры первой фазы Бирхинского массива при тех же температурах (позиции 4б на рис. 9). Положительная аномалия церия в пробе 11А150, скорее всего, является аналитическим артефактом. Для остальных элементов отклонения составляют не более 20 отн.%. Таким образом, результаты расчета с использованием содержаний РЗЭ в породах подтверждают предположение о комагматичности метапорфиров цаган-забинского комплекса габброидам первой фазы бирхинского комплекса.

Тренды равновесных расплавов более основных проб не пересекаются с трендом фракционной кристаллизации в камере, их линии проходят в области более примитивных расплавов. По-видимому, эти породы отражают

ранние эпизоды извержений, возможно на этапе внедрения магмы в камеру. Это является косвенным подтверждением того, что магма, родоначальная для первой фазы Бирхинского массива, была более примитивной чем та, которая получена методом геохимической термометрии по составам проб оливиновых габбро. Однако обратное моделирование фракционной кристаллизации в многофазной системе невозможно, поскольку не определены моменты выхода на ликвидус тех или иных минералов. Поэтому на имеющемся материале невозможно корректно провести геохимическую термометрию для составов проб основных метапорфиров.

Тренды равновесных расплавов проб метапорфиров среднего состава также не пересекаются с трендом фракционной кристаллизации в камере, траектории этих расплавов находятся в более кислой и значительно менее щелочной области. В то время как в магматической камере расплав эволюционирует в область трахитовых составов, суммарное содержание щелочей в модельных расплавах равновесной кристаллизации метапорфиров среднего состава не превышает 5 мас.%. Такие расхождения могут быть аргументом в пользу того, что низкощелочные средние породы не комагматичны габброидам бирхинского комплекса.

Показанные в работе модельные расчеты проведены в сухих условиях при давлении 3 кбар и активности кислорода QFM + 0.75. Следует отметить, что принципиальное положение всех трендов сохраняется в диапазоне

давлений 2–5 кбар, активности кислорода от QFM до QFM + 1.5 и содержания воды в расплавах до 0.5%. Выбор диапазона давлений до 5 кбар обусловлен тем, что главным ликвидусным минералом в габброидах является плагиоклаз, при увеличении же давления поле кристаллизации плагиоклаза сужается за счет клинопироксена и шпинели (Bender et al., 1978; Fujii, Bougault, 1983), что привело бы к снижению количества плагиоклаза в породах. Повышенная активность кислорода подтверждается постоянным присутствием в породах кристаллов магнетита, что предполагает ранний выход магнетита на ликвидус (Боуэновский тренд кристаллизации). Конечно, при изменении давления и режима кислорода в модельных системах смещаются и оптимальные температуры точек пересечения траекторий составов расплавов, но сами пересечения сохраняются, что позволило сделать заключение о комагматичности пород на всех этапах исследования. Таким образом, в данном случае метод оказался нечувствительным к изменениям давления и режима активности кислорода, что не позволяет получить оценки этих параметров методом геохимической термометрии с приемлемой точностью. Сами оценки температур также варьируют, но в настоящей работе не ставилась задача сколь-нибудь точного определения температуры кристаллизации магмы на различных этапах. По-видимому, вопрос степени влияния задаваемых значений давления и режима кислорода на результаты геохимической термометрии необходимо решать в каждом конкретном случае в соответствии с поставленными задачами.

ВЫВОДЫ

Представленные результаты свидетельствуют о том, что метод геохимической термометрии является эффективным способом оценки состава расплава, а также набора и состава минералов расплавно-кристаллической смеси, формирующих как вулканические, так и плутонические породы. Это позволяет проводить корректные сравнения разнофациальных пород и решать вопрос единства их генезиса при выполнении ряда условий, обозначенных выше. При этом даже отсутствие полного разреза интрузива и невозможность оценки состава родоначальной магмы интрузии не является критическим ограничением для

принципиального решения задачи комагматичности, поскольку сохраняется возможность определения состава расплава в магматической камере начиная с некоторого промежуточного этапа ее эволюции. Однако в этом случае вулканыты, связанные с более ранними этапами эволюции промежуточной камеры, не могут быть использованы для решения задачи комагматичности. Наличие же магнезиальных разностей в составе метабазальтов цаган-забинского комплекса, позволяет предполагать более сложную эволюцию родоначальных магм бирхинского комплекса.

Результаты проведенных исследований позволяют предложить следующий сценарий формирования бирхинской вулканоплутонической ассоциации: внедрение и последующее становление массивов первой фазы бирхинского комплекса сопровождалось неоднократными вулканическими излияниями базитовой магмы, сформировавшими порфириты цаган-забинского комплекса. Возникновение же пород среднего состава пониженной щелочности обусловлено метасоматическим преобразованием базальтов и трахибазальтов, растворами, связанными, возможно, с жилами субвулканических пород кислого состава и гранитами верхнебирхинского дайкового комплекса, с привносом в вулканические породы кремнезема и/или выносом щелочей. Дальнейшие тектонические события привели к значительному метаморфическому преобразованию пород цаган-забинского комплекса.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00202 и № 17-05-00203) и комплексной программы СО РАН № II.1 «Междисциплинарные интеграционные исследования», тема № 0330-2018-0024».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.
- Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. Опыт оценки составов первичных кумулятивных минералов в диффе-

ренцированных траппах // Геохимия. 1988. № 8. С. 1108–1119.

Бармина Г.С., Арискин А.А., Колесов Г.М. Моделирование спектров редкоземельных элементов в гипабиссальных породах хроноцкой серии (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1991. № 8. С. 1122–1132.

Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Тарасова Е.Н. Метаморфические породы в контакте Бирхинского габброидного массива // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей: Материалы междунар. конф. 20–25 августа 2007 г. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 451–456.

Гладкоуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., и др. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., и др. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265–1291.

Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А., и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., и др. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.

Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Под ред. С.П. Шокальского, Г.А. Бабина, А.Г. Владимирова. Новосибирск: Изд-во СО РАН; филиал «ГЕО», 2000. 187 с.

Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ИГГиМ СО РАН, 2004. С. 105–106.

Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Федоровский В.С., и др. Особенности состава метавулканитов цаганзабинского комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. от 17–20 октября 2014 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. Вып. 14. С. 183–184.

Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., и др. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение вза-

имодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.

Маслов В.А. Геохимия вулканоплутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида): состав, генезис, структурно-формационная принадлежность // Геохимия. 2011. № 9. С. 899–918.

Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

Силантьев С.А., Кенке Ю., Арискин А.А., и др. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габбро-норитовой ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на 5°10' ю.ш. // Петрология. 2014. Т. 22. С. 126–146.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409–1427.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., и др. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский–Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Группа компаний А1 TIS, 2012.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника. 2013. № 3. С. 58–77.

Срывцев Н.А. Типы вулканических серий нижнего протерозоя Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1989. № 8. С. 60–67.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., и др. Тектоника коллизионного коллажа (500–460 млн лет) в Западном Прибайкалье (Ольхонский полигон) // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещ. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2015. Вып. 13. С. 241–243.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкоуб Д.П., и др. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Изд-во Профессиональный Центр Копимастер, 2017.

Федотов Ж.А. Роль общей конвекции расплава в образовании скрытой расслоенности кратонных интрузивных комплексов // Петрология. 2011. Т. 2. С. 205–224.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995, 239 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Контев-Дворников Е.В., и др. Кристаллизационный механизм формирования расслоенности пластовых интрузивов // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 3. С. 257–274.

Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.

Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.

Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E. Petrogenesis of basalts from the Project Famous Area: experimental study from 0 to 15 kbars // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 277–302.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., et al. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

Fujii T., Bougault H. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 283–295.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. V. 37. Iss. 3–4. 1994. P. 215–224.

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., et al. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.

Rollinson H. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation // Longman Scientific & Technical, London. 1993. 352 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

BIRKHIN VOLCANOPLUTONIC ASSOCIATION, OL'KHON REGION, WESTERN BAIKAL AREA: PETROLOGICAL CRITERIA OF COMAGMATIC ORIGIN

A.V. Lavrenchuk^{1,2,*}, E.V. Sklyarov^{3,4,**}, A.E. Izokh^{1,2,***},
A.B. Kotov⁵, E.A. Vasyukova^{1,2}, V.S. Fedorovskii⁶, D.P. Gladkochub³,
T.V. Donskaya³, A.V. Mazukabzov³

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
Novosibirsk, 630090, Russia

² Novosibirsk State University
Novosibirsk, 630090, Russia

³ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
Irkutsk, 664033, Russia

⁴ Far Eastern Federal University
Vladivostok, 690950, Russia

⁵ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences
St. Petersburg, 199034, Russia

⁶ Geological Institute, Russian Academy of Sciences
Moscow, 109017, Russia

*E-mail: alavr@igm.nsc.ru; **E-mail: skl@crust.irk.ru; ***E-mail: izokh@igm.nsc.ru

This paper reports the results of thermodynamic modeling of the formation of the Birkhin volcanoplutonic association by means of geochemical thermometry. The obtained liquid line of descent for the magma chamber of the Birkhin massif indicates that the melt evolved into the field of subalkaline composition. The melts of the volcanics of the Tsagan-Zaba complex are identical to the melts in the magma chamber in both major components and REEs. It was concluded that the Birkhin and Tsagan-Zaba complexes are comagmatic. A scenario was proposed for the development of the Birkhin volcanoplutonic association involving multiple eruptions of volcanic rocks during its formation. It was shown that the intermediate rocks are not derivatives of basic magmas, but were produced by interaction of basic volcanic rocks with felsic intrusions cutting them.

Keywords: basic magmatism, thermodynamic modeling, geochemical thermometry, Western Baikal area.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273308-326>