

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ПРИРОДЫ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ, РАССМАТРИВАЕМЫХ В РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Б. де Ваэле*,
А.М. Станевич, С.А. Писаревский**

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

** British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, NG5 5GG, UK*

*** University of Edinburgh, Grant Institute, The King's Buildings, West Mains Road, Edinburgh EH9 3JW, UK*

В пределах Западного Прибайкалья изучено структурное положение, особенности состава и возраст вулканических пород, традиционно рассматриваемых в разрезе рифейской окраины Сибирского кратона. Установлено, что возраст этих пород, ранее относимых к хотской свите, составляет 274 ± 3 млн лет (конкордия по 11 зернам циркона, SHRIMP-II). Геохимическая и изотопная специфика вулканитов свидетельствует в пользу их происхождения за счет плавления мантийного источника типа EM-I, contaminated коровым материалом. Сделано предположение о том, что внедрение вулканитов в верхние горизонты коры могло быть обусловлено процессами эволюции пермской активной окраины Сибирского континента, протекавшими на фоне закрытия Монголо-Охотского океана. Проведенные исследования позволяют обосновать необходимость выделения в регионе нового субвулканического комплекса раннепермского возраста, включающего в себя выше рассмотренные вулканиты и ранее описанные в пределах Шарьжалгайского выступа близковозрастные дайки порфиритов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что изученные вулканические породы не могут как прежде рассматриваться в качестве рифейских образований, что, в свою очередь, требует пересмотра имеющихся схем расчленения докембрия Сибири.

Активная окраина, пермь, циркон, Сибирский кратон, Монголо-Охотский океан.

THE AGE AND ORIGIN OF VOLCANICS IN THE RIFEAN SECTION OF THE SIBERIAN CRATON (western Baikal area)

D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, T.V. Donskaya, B. De Waele, A.M. Stanевич, and S.A. Pisarevsky

In the western Baikal area, the structural position, composition, and age of volcanic rocks in the section of the Rifean margin of the Siberian craton were studied. The age of these rocks, earlier assigned to the Khot Formation, is estimated at 274 ± 3 Ma (concordia constructed over 11 zircon grains, SHRIMP-II). The geochemical and isotope compositions of volcanics evidence that they resulted from the melting of mantle source of EM-I type contaminated by crustal material. The intrusion of volcanics into the upper crustal horizons might have been caused by the evolution of the Permian active margin of the Siberian continent, which took place at the stage of the closure of the Mongolo-Okhotsk ocean. Based on the results of studies, a new subvolcanic complex of Early Permian age has been recognized in the region, which includes the above volcanics and earlier described porphyrite dikes of close age in the Sharyzhalgai uplift. The data obtained disprove the concept that the studied volcanics are of Rifean age; therefore, the available stratigraphic charts of the Siberian Precambrian must be revised.

Active margin, Permian, zircon, Siberian craton, Mongolo-Okhotsk ocean

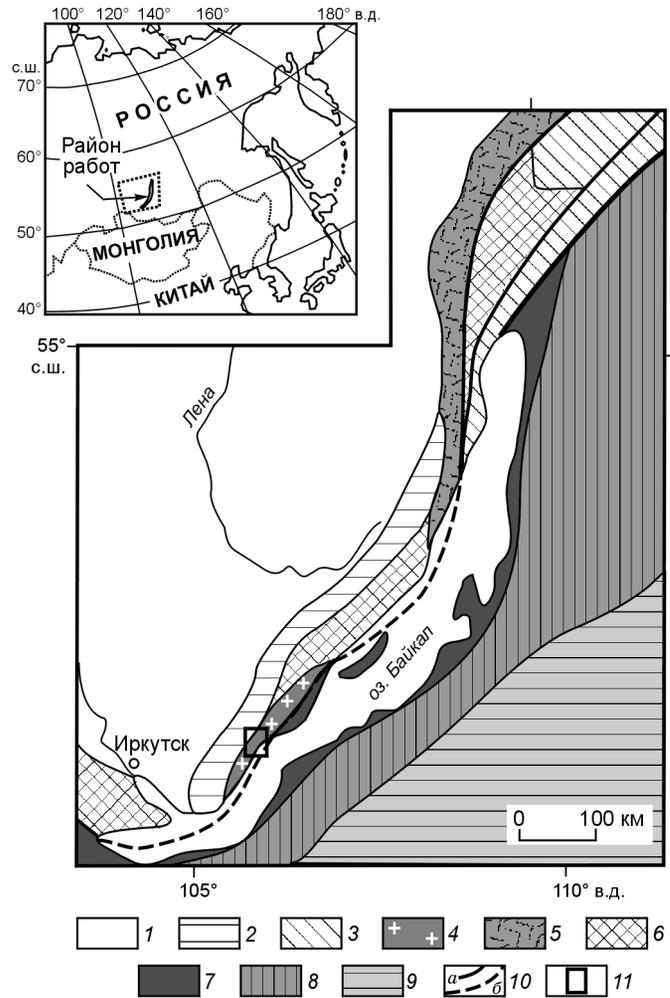
ВВЕДЕНИЕ

В пределах южного фланга Сибирского кратона вулканические породы представлены главным образом в структуре палеопротерозойского Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (рис. 1). Отдельные локальные выходы вулканитов трассируются из Северного Прибайкалья в юго-западном направлении вплоть до центральной части побережья оз. Байкал (бассейн Бугульдейки) (рис. 2). До настоящего времени вопрос о формационной принадлежности и возрастной позиции этих вулканических пород оставался открытым.

Традиционно рассматриваемые вулканиты без каких-либо изотопно-геохронологических данных помещали в разрез хотской свиты (рис. 3), возраст которой полагался как палеопротерозойский [Александров, 1990], средне- [Рябых, Рябых, 1979; Маслов, 1983; Маслов, Кичко, 1985] или позднерифейский [Постников, 2001; Гладкочуб и др., 2007; Станевич и др., 2007]. При палеогеодинамических реконструкциях эти вулканиты совместно с несогласно залегающими на них осадочными породами байкальской серии интерпретировались в качестве разреза рифейской пассивной окраины Сибирского кратона, возникшей в результате распада Родинии [Гладкочуб и др., 2001; Мазукабзов и др., 2001; Постников, 2001; Assembly..., 2001; Gladkochub et al., 2006a; Станевич и др., 2007]. Согласно корреляционным схемам [Решения..., 1983; Хоментовский, 2002], в пределах соседствующего с Западным Прибайкальем Присаян-

Рис. 1. Схема геологического строения Прибайкалья.

1—6 — комплексы Сибирской платформы: 1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — осадочные породы рифейской пассивной окраины (неметаморфизованные); 3 — осадочные породы рифейской пассивной окраины (метаморфизованные); 4 — раннепротерозойские гранитоиды; 5 — Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (ранний протерозой); 6 — выступы раннедокембрийского фундамента; 7—9 — Центрально-Азиатский складчатый пояс: 7 — области раннепалеозойской консолидации [Донская и др., 2000]; 8 — область активной континентальной окраины в девоне—карбоне [Zogin, 1999]; 9 — область активной континентальной окраины в перми—ранней юре [Zogin, 1999]; 10 — основные разломы: а — наблюдаемые; б — перекрытые; 11 — район исследований (см. рис. 2).



ского прогиба в роли возможных аналогов рассматриваемых вулканитов выступают эффузивы, участвующие в строении карагасской серии. Позднерифейский возраст этих образований (741 ± 4 млн лет) был подтвержден результатами изотопного ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) датирования [Gladkochub et al., 2006b].

Принимая во внимание неоднозначность трактовки возрастной позиции и природы рассматриваемых вулканитов Западного Прибайкалья, авторы статьи провели изучение этих пород в районе их наиболее широкого распространения (см. рис. 3). Результаты, полученные в ходе выполненных исследований, и их интерпретация приведены в настоящей работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ

Выходы вулканических пород неясной возрастной позиции прослеживаются на площади Западного Прибайкалья от района устья Бугульдейки до верховьев Анги на расстояние около 60 км, локализуясь вдоль зоны тектонического контакта осадочных толщ позднерифейской байкальской серии [Станевич и др., 2007] и раннепротерозойских гранитоидов приморского комплекса. Согласно легенд геологических карт [Геологическая карта..., 1964] и региональных стратиграфических схем [Решения..., 1983], эти вулканиты относят к разрезам хотской свиты рифея. В структурном плане образования хотской свиты тяготеют к вогнутой (северо-западной) части выступа фундамента Сибирской платформы, именуемого Ангинским поднятием (см. рис. 2).

С целью петролого-геохимического изучения, а также изотопного датирования вулканитов, относимых к хотской свите, были проведены исследования в бассейне р. Барлог (правый приток Бугульдейки) (см. рис. 2), где вулканиты несогласно налегают на граниты приморского комплекса [Геологическая карта..., 1964]. При этом контакт вулканических пород с отложениями нижних горизонтов байкальской серии (голоуспенская и улунтуйская свиты) в обнажениях не вскрыт. Важно заметить, что анализ ранее опубликованных данных [Рябых, Рябых, 1979; Маслов, 1983; Решения..., 1983; Маслов, Кичко, 1985] свидетельствует об отсутствии для Западного Прибайкалья каких-либо упоминаний как о стратотипе, так и об опорном разрезе хотской свиты.

Западный склон обнажения, из которого была отобрана проба для изотопного датирования (см. рис. 3) (зона контакта вулканитов с отложениями голоуспенской свиты), задернован и залесен. Вблизи зоны контакта доломиты голоуспенской свиты встречаются лишь в виде редких высыпок и в канавах, располагающихся на значительном удалении от коренных выходов вулканитов. Контакт вулканитов с гранитоидами приморского комплекса в рассматриваемом районе проходит по предполагаемому разлому северо-восточного простирания, который трассируется по косвенным признакам (залесенная депрессия).

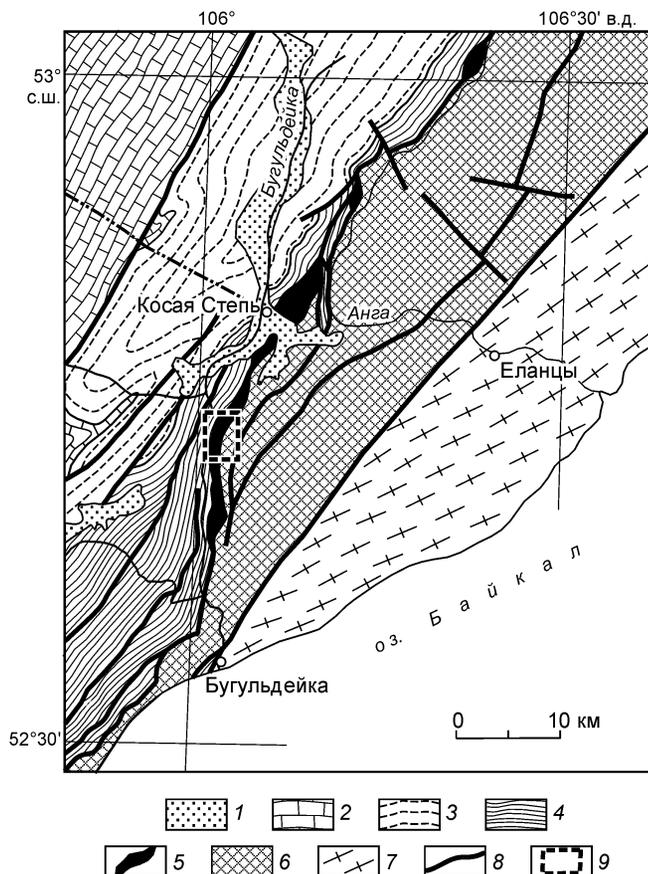


Рис. 2. Схема геологического строения бассейнов рек Бугуľдейка и Анга (Западное Прибайкалье).

1—4 — образования плитного комплекса Сибирской платформы: 1 — неоген, 2 — нижний кембрий, 3 — венд, 4 — поздний рифей (байкальская серия); 5 — хотская свита; 6 — фундамент (гранитно-метаморфические образования палеопротерозоя); 7 — Ольхонский террейн — сегмент Саяно-Байкальской складчатой области (каледониды); 8 — основные разрывные структуры; 9 — район работ.

Непосредственного налегания вулканитов на граниты в бассейне р. Барлог не наблюдается в виду слабой обнаженности территории.

Авторами были предприняты попытки изучить контакты вулканитов с гранитоидами и осадочными породами байкальской серии в трех пересечениях, пройденных в левом борту р. Бугуľдейка (см. рис. 3). Однако, в связи с недостаточной расчлененностью рельефа и сильной залесенностью территории, непосредственные контакты вулканитов с палеопротерозойскими гранитоидами, как и с породами байкальской серии, в пройденных пересечениях выявлены не были. Отсутствие контактов вулканитов с нижележащими и перекрывающими образованиями было отмечено предшественниками на стадии составления государственных геологических карт различных масштабов [Геологическая карта..., 1964] (см. рис. 3). В пройденных пересечениях породы, относимые к хотской свите, представлены массивными темно-зелеными и зеленовато-серыми зеленокаменно измененными вулканитами. В изученных обнажениях не выявлены признаки слоистости и флюиальности, как и свидетельства внутренней дифференцированности толщ. Азимут падения вулканитов в виду отсутствия видимых контактов и внутренней однородности толщи надежно установить не удастся, однако, по слабовыраженным признакам полосчатости можно предположить, что породы имеют тенденцию к погружению на юго-восток.

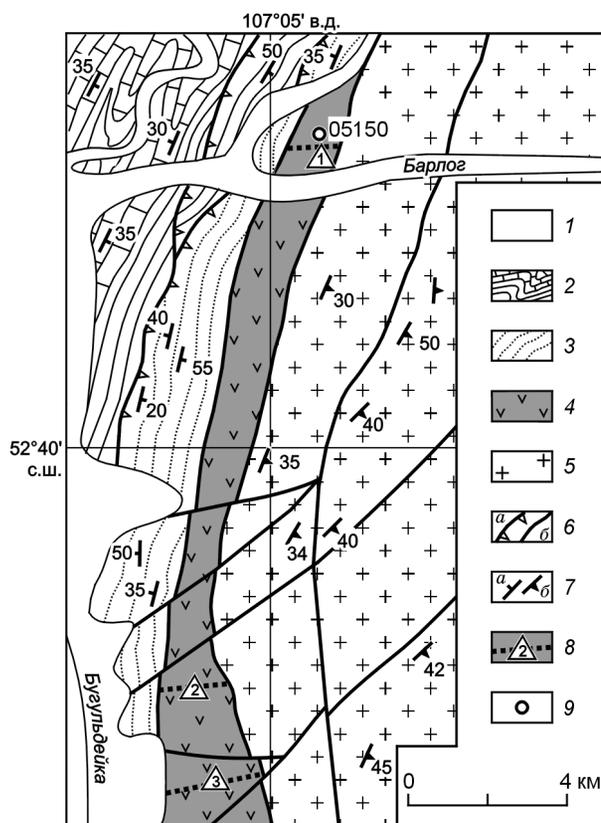


Рис. 3. Схема геологического строения левобережья р. Бугуľдейка (район устья р. Барлог). При составлении схемы использованы материалы геологической карты м-ба 1:50 000 (автор А.М. Рябых, 1973), а также наблюдения авторов.

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — отложения байкальской серии (рифей): 2 — улунтуйская, 3 — голоустенская свиты; 4 — вулканические образования хотской свиты; 5 — гранитоиды приморского комплекса (ранний протерозой); 6 — тектонические нарушения: а — надвиги; б — разломы; 7 — структурные элементы: а — падение; б — трещиноватость в гранитоидах; 8 — линии пройденных пересечений и их номера; 9 — место отбора пробы для изотопного датирования.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

В ходе работ было проанализировано около 30 образцов вулканитов, отобранных в бассейне Бугульдейки (см. рис. 2, 3). Во всех отобранных образцах были проанализированы содержания петрогенных оксидов. В 12 наиболее представительных образцах были определены содержания редких и редкоземельных элементов (табл. 1). Определение основных петрогенных оксидов выполнено силикатным анализом в ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Н.Ю. Царева) и рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ОИГМ СО РАН (аналитик Н.М. Глухова). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr определялись методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова). Содержание Zr определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа в Геологическом институте СО РАН (руководитель группы Б.Ж. Жалсараев). Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН на приборе VG Plasmquad PQ-2 (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993], ошибка определений составляет не более 5 %.

Определение изотопного состава Nd выполнено в Университете Хоккайдо (Япония). Навески в 100 мг растертых в пудру образцов разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110 °С. Полнота разложения проверялась под бинокляром. REE были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии, а Nd — с помощью экстракционной хроматографии. Изотопные составы Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.251578, что соответствует ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приведены к ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511831 ± 7 (n = 12). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.3 нг для Nd. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношения были рассчитаны исходя из определенных методом ICP-MS концентраций Sm и Nd.

При расчете величин ε_{Nd}(T) и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136).

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы вулканитов было выполнено в Центре масс-спектрометрии Технологического университета Кетин (г. Перт, Австралия) на приборе SHRIMP-II со стандартами CZ3 (возраст 564 млн лет [Pidgeon et al., 1994]) и BR266 (возраст 559 млн лет [Stern, 2001]) по стандартной методике [Williams, 1998]. Каждый анализ включал в себя шесть циклов сканирования. Размер пучка во время съемки составлял около 30 мкм. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jäger, 1977]. Обработка полученных данных проводилась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001a], построение графиков с конкордией осуществлялось в программе ISOPLOT [Ludwig, 2001b]. Диаграмма с конкордией была построена в координатах Ф. Тера и Дж. Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

Для петрографического и геохимического изучения было отобрано более 40 проб вулканитов. Петрографическое исследование шлифов позволило установить, что изученные породы представляют собой измененные породы основного состава, иногда имеющие порфиристую текстуру. В отдельных образцах угадываются реликты миндалекаменных текстур. В этих случаях полости миндалин заполнены зернистым эпидотом с примесью хлорита и зеленовато-бурого биотита. В большинстве изученных шлифов первичные структуры не поддаются распознаванию в силу сильных вторичных изменений.

Рис. 4. Диаграмма Al₂O₃—(FeO* + TiO₂)—MgO [Jensen, 1976] для изученных вулканитов Западного Прибайкалья.

БК — базальтовые коматииты, СА — известково-щелочные андезиты, СВ — известково-щелочные базальты, CD — известково-щелочные дациты, CR — известково-щелочные риолиты, РК — пикриты, HFT — высокожелезистые толеиты, HMT — высокомагнезиальные толеиты, ТА — толеитовые андезиты, TD — толеитовые дациты, TR — толеитовые риолиты.

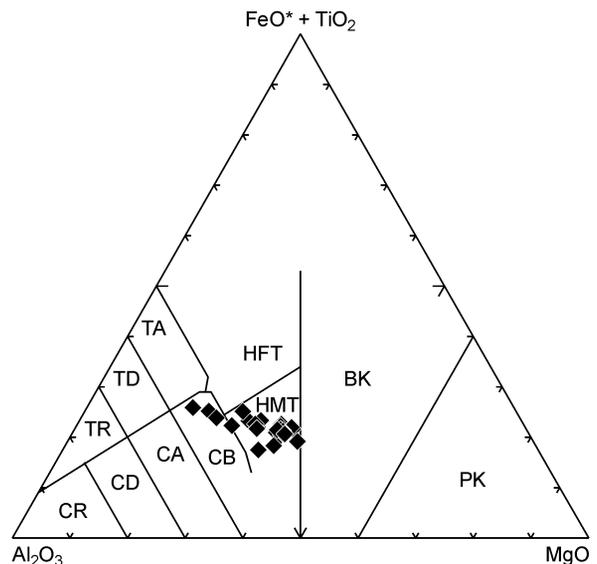


Таблица 1.

Химические составы представительных разновидностей вулканитов

Компонент	1										2		3
	05150	05151	0638	0639	0640	01122	01124	01126	01127	01129	0661	0663	06426
SiO ₂ , мас. %	51.68	51.55	48.49	51.89	48.52	48.59	47.08	51.15	51.94	50.40	55.54	53.58	52.52
TiO ₂	0.57	0.73	0.74	0.74	0.61	0.70	0.75	0.74	0.76	0.67	0.56	0.83	0.66
Al ₂ O ₃	13.95	14.25	14.76	14.28	15.46	13.61	14.33	15.45	13.66	13.79	14.15	13.85	14.8
FeO	3.6	4.83	He опр.	6.65	5.53	5.47							
Fe ₂ O ₃	5.69	4.87	»	»	»	»	»	»	»	»	2.8	4.62	3.96
Fe ₂ O ₃ *	He опр.	He опр.	11.20	10.16	10.66	10.74	11.36	9.90	6.97	9.56	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.15	0.28	0.17	0.14	0.17	0.12
MgO	8.93	7.00	8.14	7.49	8.25	10.06	9.53	6.49	7.55	9.21	3.70	6.33	5.22
CaO	8.20	8.73	11.73	10.04	13.04	12.74	9.86	9.30	8.75	10.15	13.68	9.14	11.48
Na ₂ O	2.30	4.34	2.06	2.79	1.61	1.50	3.55	2.49	3.49	3.50	0.56	1.91	3.65
K ₂ O	0.78	0.14	0.09	0.31	0.06	0.21	0.23	0.38	0.81	0.54	0.27	0.36	0.12
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.11	0.10	0.08	0.08	0.10	0.11	0.10	0.08	0.08	0.12	0.09
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	He опр.	He обн.	0.18	0.1							
П.п.п.	3.72	2.96	2.22	2.17	1.76	2.05	2.95	3.33	4.77	1.69	1.98	3.32	2.26
CO ₂	He обн.	He обн.	He опр.	0.06	0.11	He обн.							
Сумма	99.66	99.68	99.71	100.15	100.23	100.46	99.93	99.49	99.08	99.75	100.17	100.05	100.45
Mg#	64	58	59	59	61	65	62	56	68	66	43	54	51
Rb, г/т	21	8	1	10	1	2	2	8	48	13	8	9	He опр.
Sr	117	137	372	215	293	270	165	301	453	151	566	206	»
Y	17	18	26	25	19	20	19	19	19	24	16	22	»
Zr	69	70	100	100	80	77	73	77	81	86	78	106	»
Nb	3	6	6	6	4	5	7	8	5	6	4	6	»
Ba	359	200	108	163	49	57	78	238	297	283	138	191	»
Co	16	37	42	46	50	70	36	51	52	41	30	43	»
Ni	63	110	81	100	150	160	93	96	150	140	80	66	»
V	110	220	280	290	240	250	230	340	430	230	240	250	»
Cr	160	290	120	170	280	390	260	270	380	260	140	91	»
La, г/т	16.93	13.47	25.80	20.54	14.40	17.44	13.96	15.48	16.02	20.61	11.91	18.37	»
Ce	31.35	27.89	46.55	41.64	29.78	34.84	28.60	30.56	31.13	39.35	23.24	36.56	»
Pr	3.84	3.42	4.83	4.43	3.34	4.37	3.11	3.92	3.48	5.18	2.63	4.22	»
Nd	14.16	13.78	21.10	19.28	14.30	16.59	12.95	15.73	14.06	18.67	11.90	18.47	»
Sm	2.52	2.86	4.00	3.81	2.93	3.21	2.95	3.15	2.97	3.74	2.34	3.67	»
Eu	0.58	0.90	1.09	1.03	0.93	0.78	0.93	0.91	0.90	0.89	0.84	1.13	»
Gd	2.52	3.41	4.40	4.31	3.23	3.24	2.86	3.39	2.88	3.84	2.76	3.92	»
Tb	0.39	0.54	0.65	0.66	0.54	0.55	0.52	0.55	0.51	0.63	0.42	0.65	»
Dy	2.78	3.31	4.15	3.90	2.89	3.40	3.13	3.32	2.85	4.14	2.51	3.76	»
Ho	0.55	0.72	0.92	0.81	0.67	0.75	0.63	0.76	0.61	0.92	0.54	0.80	»
Er	2.12	2.26	2.45	2.30	1.78	2.01	2.00	1.89	1.83	2.49	1.50	2.03	»
Tm	0.36	0.32	0.40	0.42	0.32	0.38	0.29	0.31	0.26	0.38	0.26	0.31	»
Yb	1.35	1.74	1.87	1.84	1.54	1.88	1.65	1.61	1.44	2.24	1.26	1.80	»
Lu	0.22	0.25	0.28	0.27	0.23	0.28	0.22	0.23	0.20	0.29	0.17	0.24	»
Hf	1.77	1.06	1.24	1.19	1.23	1.29	1.07	1.27	1.18	1.30	0.99	1.45	»
Ta	0.16	0.44	0.34	0.33	0.41	0.48	0.76	0.87	0.47	0.52	0.21	0.30	»
Th	3.21	2.64	5.17	5.36	3.77	4.33	2.06	2.57	2.66	4.94	1.62	2.64	»
U	0.94	0.88	0.79	0.75	0.56	0.61	0.40	0.39	0.95	0.66	0.22	0.40	»
(La/Yb) _n	8.4	5.2	9.2	7.4	6.3	6.2	5.6	6.4	7.5	6.1	6.3	6.8	—
Eu/Eu*	0.71	0.88	0.80	0.78	0.93	0.74	0.99	0.85	0.95	0.72	1.02	0.92	—

Примечание. 1, 2, 3 — номера пересечений на рис. 3. Определение петрогенных оксидов для обр. 05150, 05151, 0661, 0663, 06426 выполнено методом силикатного анализа, для остальных — рентгенофлуоресцентным методом. $Mg\# = 100 \cdot Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{*2+})$, где $Mg^{2+} = MgO/40.31$, $Fe^{*2+} = FeO^*/71.85$; $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{(Sm_n \cdot Gd_n)}$; n — значение нормализовано по хондриту [Sun, McDonough, 1989]; He обн. — не обнаружено; He опр. — не определено.

Рис. 5. Диаграмма Nb/Y—Zr/TiO₂ [Winchester, Floyd, 1977] для изученных вулканитов Западного Прибайкалья.

Главными минералами вулканитов являются плагиоклаз, эпидот и актинолит, иногда хлорит, в варьирующих пропорциях. В качестве второстепенных присутствуют кварц и биотит. Из реликтовых минералов относительно сохранностью обладают лишь отдельные лейсты плагиоклаза, который в своей основной массе перекристаллизован в мелкозернистый сосюритизированный агрегат. Реликты плагиоклаза соответствуют андезину. Первичный пироксен в вулканитах не сохранился. Он практически нацело замещен актинолитом, хлоритом и эпидотом. Вулканическое стекло основной массы пород раскристаллизовано и замещено тонкими игольчатыми выделениями актинолита, землистым агрегатом эпидота, чешуйчатыми образованиями зеленоватого хлорита.

В связи с зеленокаменными изменениями вулканитов, геохимическая типизация пород, а также выводы об особенностях их составов и возможной геодинамической природе были сделаны на основе изучения содержаний элементов (Ti, Zr, Y, Nb, Th, PЗЭ), концентрации которых принимаются неизменными в условиях низкотемпературных преобразований [Интерпретация..., 2001].

Для проанализированных вулканитов характерны содержания SiO₂, варьирующие в пределах 47.08—55.54 %, умеренные содержания глинозема (Al₂O₃ = 13.61—15.46 %), низкие содержания TiO₂ (0.56—0.83 %) и P₂O₅ (0.08—0.12) (см. табл. 1). Согласно классификации Л. Дженсена [Jensen, 1976], рассматриваемые породы могут быть отнесены к высокомагнезиальным толеитовым базальтам и известково-щелочным базальтам (рис. 4). На диаграмме в координатах Zr/TiO₂—Nb/Y Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [Winchester, Floyd, 1977] точки составов вулканитов располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов/базальтов (рис. 5) и могут быть отнесены к единой базальт-андезибазальтовой серии.

Индекс дифференцированности вулканитов (Mg#) варьирует от 69 до 43 (см. табл. 1). На диаграммах Харкера (рис. 6) отмечается слабовыраженная отрицательная корреляция между индексом дифференцированности и содержаниями SiO₂ (см. рис. 6, а), отсутствие корреляций между Mg# и TiO₂, P₂O₅ (см. рис. 6, б, в), а также отчетливая корреляция концентраций Cr и Ni с величиной Mg# (см. табл. 1, рис. 6, з).

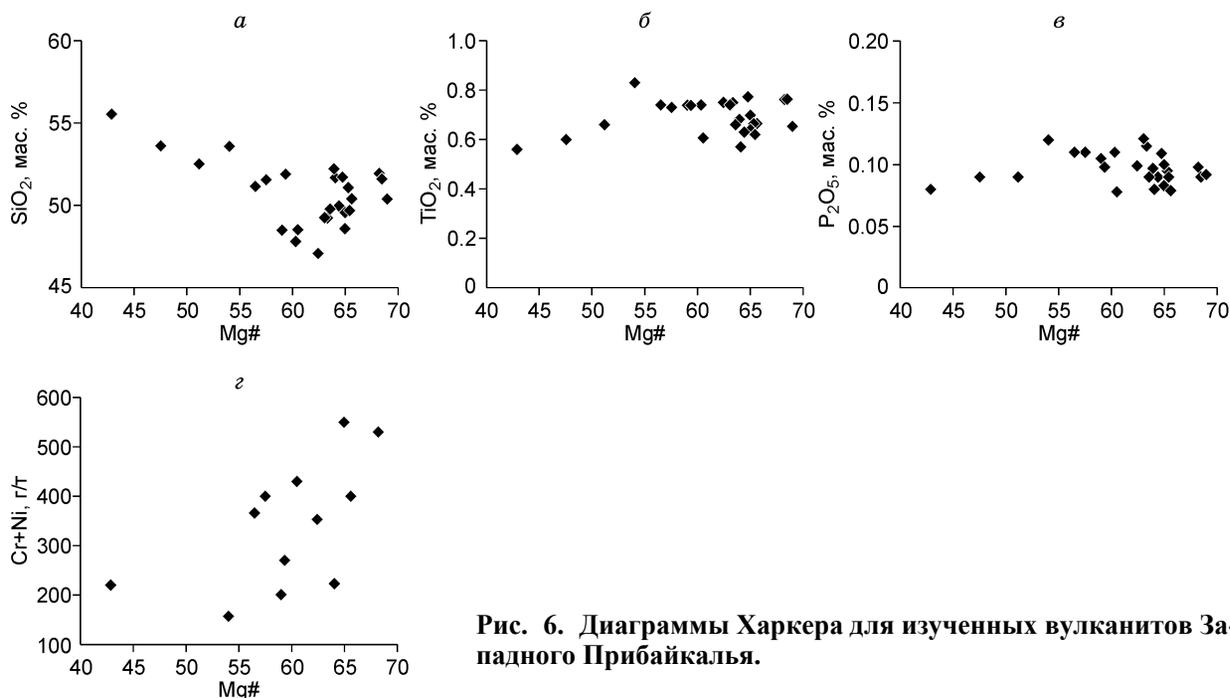
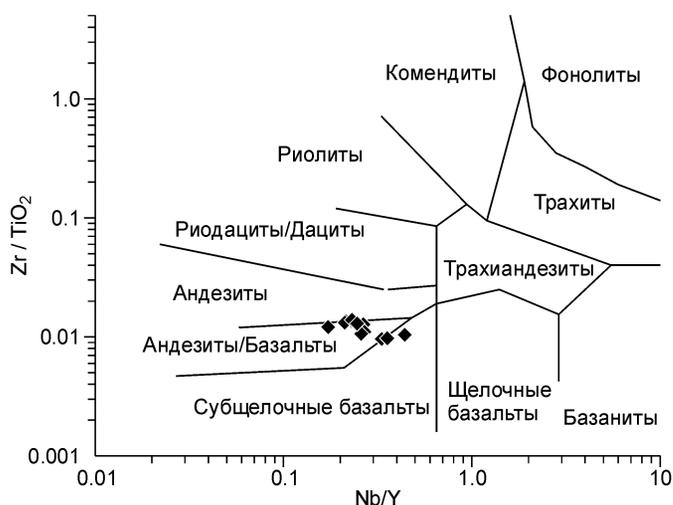


Рис. 6. Диаграммы Харкера для изученных вулканитов Западного Прибайкалья.

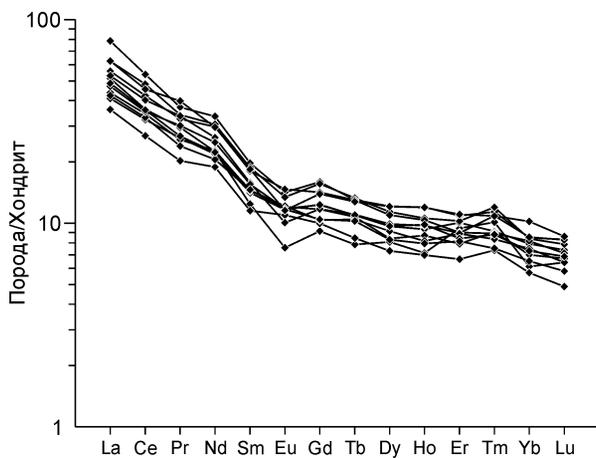


Рис. 7. Распределение РЗЭ в изученных вулканитах Западного Прибайкалья.

Нормализация выполнена по [Sun, McDonough, 1989].

Вулканиты характеризуются умеренно фракционированным распределением нормализованных по хондриту [Sun, McDonough, 1989] редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 5—9$) и отрицательной Eu-аномалией или ее отсутствием ($Eu/Eu^* = 0.71—1.02$) (рис. 7).

На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах (рис. 8) всех проанализированных пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P, Ti. Хаотичное распределение

точек наблюдается для Rb, Ba, K, Sr. Подобное распределение, вероятно, обусловлено мобильностью этих элементов при вторичном преобразовании пород. В то же время параллельный характер спектров наблюдается в областях легких и тяжелых РЗЭ, высокозарядных элементов, свидетельствуя о ненарушенности их первичных концентраций и принадлежности изученных вулканитов к единой базальт-андезитбазальтовой серии.

Все проанализированные породы демонстрируют обогащенность Th, U и легкими РЗЭ при низких содержаниях Ti, P, и тяжелых РЗЭ. Подобные геохимические особенности отличают изученные вулканиты от типичных N- и E-MORB (см. рис. 8).

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Nd

Nd-изотопные исследования были выполнены для пяти образцов вулканитов (табл. 2). Все изученные образцы характеризуются крайне низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (вплоть до -22.0). Вулканиты демонст-

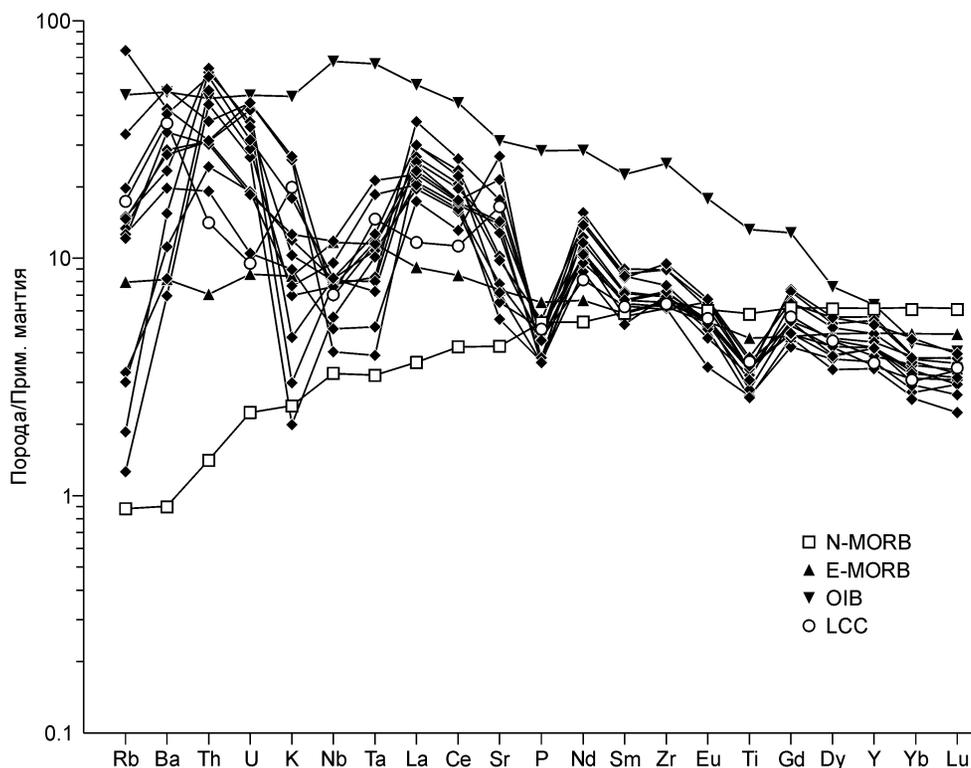


Рис. 8. Мультиэлементные спектры для изученных вулканитов (залитый ромб) Западного Прибайкалья.

Составы примитивной мантии, N-MORB, E-MORB и OIB взяты из [Sun, McDonough, 1989], LCC (нижняя континентальная кора) из [Rudnick, Fountain, 1995].

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для изученных вулканитов (Западное Прибайкалье)

Образец	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma \text{ изм.})$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}(\text{DM})$, млн лет
		Sm	Nd				
0638	274	4.00	21.10	0.1142	0.511400 ± 12	-21.3	2671
0639	274	3.81	19.28	0.1191	0.511465 ± 11	-20.2	2703
0640	274	2.93	14.30	0.1235	0.511470 ± 12	-20.2	2826
0661	274	2.34	11.90	0.1183	0.511370 ± 10	-22.0	2831
0663	274	3.67	18.74	0.1178	0.511376 ± 9	-21.9	2806

пируют значения T_{DM} , варьирующие в интервале 2.67—2.83 млрд лет, отвечающие нео- и мезоархею. Подобные значения свидетельствуют об определенном вкладе архейского субстрата в источник исследуемых вулканитов. Примечательно, что близкие значения T_{DM} (2.62—2.72 млрд лет) имеют гнейсы Голоустенского краевого выступа фундамента Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2008; Gladkochub et al., 2008a,b], в котором локализованы изученные вулканиты, а также располагающиеся в районе распространения вулканитов рапакивиподобные гранитоиды (см. рис. 3) приморского комплекса [Донская и др., 2005].

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНИТОВ

Для изотопного датирования из коренного выхода, располагающегося в правом борту р. Барлог ($52^{\circ}44.135'$ с.ш., $106^{\circ}02.420'$ в.д.) (см. рис. 2), была отобрана проба вулканитов (обр. 05150), из которой выделен акцессорный циркон. Циркон представлен бесцветными и желтоватыми, суб- и идиоморфными кристаллами. Размер зерен варьирует от 50 до 150 мкм, удлинение кристаллов — 1:1, 2:1. На фотографиях большинства выделенных цирконов, исследованных в катодолюминесцентных лучах (CL), прослеживается хорошо выраженная осцилляционная зональность (рис. 9, а). Результаты анализа 13 зерен цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II представлены в табл. 3 и на рис. 10. Три точки (2, 13, 17) были исключены после первого цикла сканирования в связи с крайне повышенными интенсивностями ^{204}Pb , отмеченными при съемке. Для целей изотопного анализа было использовано 13 зерен циркона, 11 из которых обладают осцилляционной зональностью (см. рис. 9, а). Значения величины $^{206}\text{Pb}_c$ в изученных цирконах варьируют от 0 до 1.32 %, а содержания U и Th изменяются в пределах 209—811 и 182—1085 г/т соответственно. Все проанализированные цирконы имеют достаточно высокие значения Th/U, отвечающие интервалу 0.75—1.8. Подобные значения Th/U типичны для магматических цирконов.

На изотопной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] координаты одиннадцати точек изученных цирконов образуют конкордантный кластер с возрастом, равным 274 ± 3 млн лет (СКВО = 1.07) (см. рис. 10).

Кроме основной популяции цирконов (имеющих осцилляционную зональность), в тяжелой фракции обнаружены два гомогенных циркона (зерна 1 и 7 в табл. 3, рис. 9, б). Помимо морфологических отличий, рассматриваемые зерна отличаются от основной генерации цирконов более низкими содержаниями U и

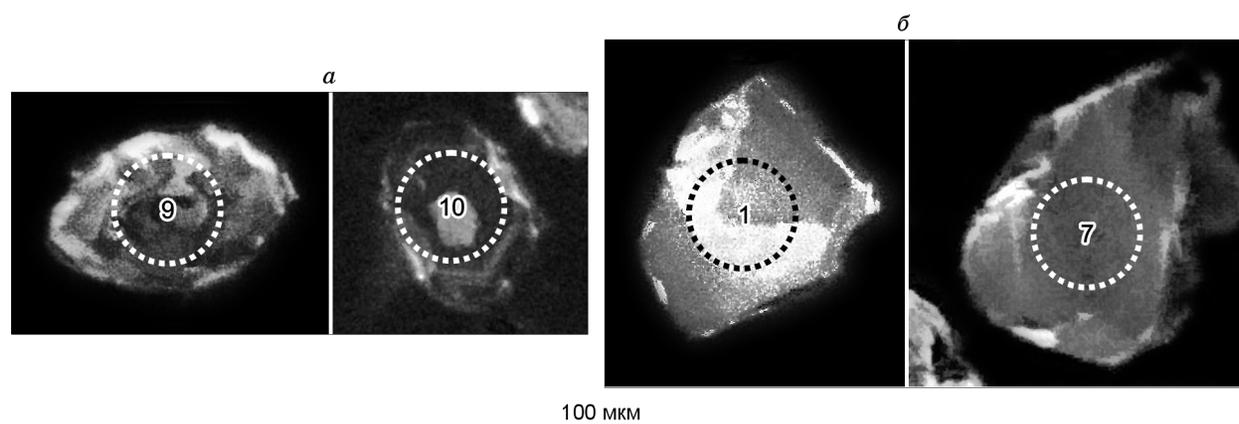


Рис. 9. Катодолюминесцентные (CL) изображения цирконов из исследованных вулканитов Западного Прибайкалья:

а — основная популяция, б — захваченные зерна. Цифры — номера зерен.

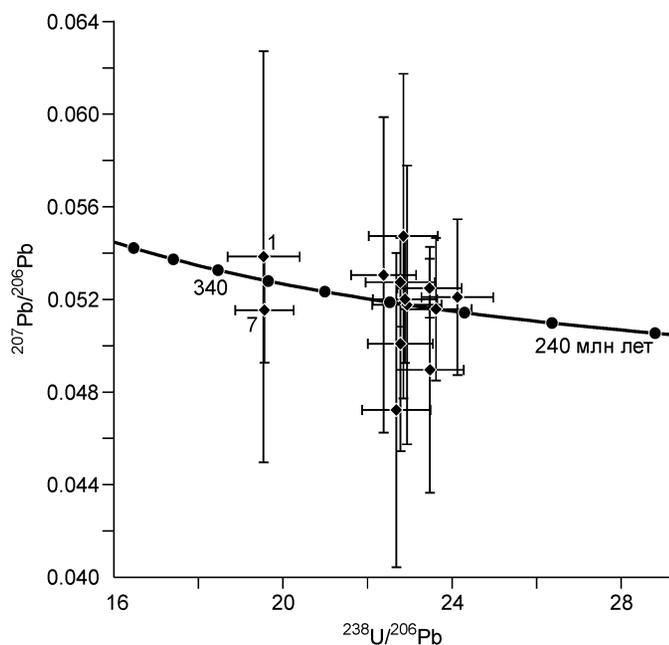


Рис. 10. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ диаграмма Тера—Вассербурга для цирконов из вулканитов Западного Прибайкалья (обр. 05150).

1, 7 — номера зерен.

Th (69—203 и 75—159 г/т соответственно) при относительно близких значениях Th/U (0.81—1.13) (см. табл. 3). Цирконы 1 и 7 имеют более низкие значения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и образуют конкордантную пару с возрастом 321 ± 9 млн лет (см. рис. 10). Вероятно, данные цирконы могут быть проинтерпретированы как захваченные.

Согласуясь с морфологическими и геохимическими особенностями циркона основной популяции, свидетельствующими о его магматическом происхождении, полученное по 11 цирконам значение возраста, равное 274 ± 3 млн лет (ранняя пермь), может быть проинтерпретировано как возраст кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст исследованных вулканитов.

Таблица 3. Результаты U-Pb анализа цирконов из вулканитов хотской свиты (пр. 05150)

Образец, кристалл	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет	
					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
05150-1	0.154	69	76	1.13	19.54171	0.42599	0.05385	0.00444	322 ± 7	365 ± 186
05150-2	0.101	811	1085	1.38	21.02667	0.33624	0.05199	0.00078	300 ± 5	285 ± 34
05150-3	0.681	222	212	0.99	22.68187	0.40512	0.04723	0.00339	278 ± 5	61 ± 171
05150-4	—	562	573	1.05	23.46471	0.38231	0.05249	0.00064	269 ± 4	307 ± 28
05150-5	0.132	212	307	1.50	23.62178	0.42130	0.05158	0.00154	267 ± 5	267 ± 69
05150-6	0.162	209	201	0.99	22.93281	0.41016	0.05177	0.00301	275 ± 5	275 ± 133
05150-7	0.024	203	159	0.81	19.56112	0.34518	0.05154	0.00114	321 ± 6	265 ± 51
05150-8	—	455	413	0.94	22.77771	0.40878	0.05274	0.00096	277 ± 5	318 ± 41
05150-9	1.317	336	306	0.94	22.37975	0.38632	0.05306	0.00341	282 ± 5	331 ± 146
05150-10	0.414	469	674	1.49	28.46016	0.47224	0.04914	0.00178	223 ± 4	155 ± 85
05150-11	0.062	640	1116	1.80	29.26653	0.47767	0.04944	0.00087	217 ± 3	169 ± 41
05150-12	0.167	421	535	1.31	22.88523	0.37951	0.05201	0.00138	276 ± 4	286 ± 60
05150-14	0.776	266	297	1.15	22.84724	0.40718	0.05473	0.00350	276 ± 5	401 ± 143
05150-15	0.504	356	372	1.08	22.77893	0.38473	0.05009	0.00232	277 ± 5	199 ± 108
05150-16	0.636	366	266	0.75	23.47889	0.39737	0.04896	0.00265	269 ± 4	146 ± 127
05150-18	0.223	243	182	0.78	24.12520	0.42506	0.05210	0.00168	262 ± 5	290 ± 74

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта BR266 составляла 0.48 % (2σ). (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют пересмотреть возрастную позицию изученных вулканитов, что, в свою очередь, влечет за собой вопросы о правомерности их отнесения к разрезу хотской свиты, а также о необходимости выделения хотской свиты в качестве самостоятельного стратоподразделения. В существующих стратиграфических схемах [Маслов, 1983; Решения..., 1983; Маслов, Кичко, 1985] хотская и нуганская свиты трактуются в качестве возрастных аналогов и совместно помещаются в основание рифейских разрезов байкальской серии. При этом отличительной особенностью разрезов хотской свиты

является присутствие в ее составе вулканитов неясной возрастной позиции. Учитывая полученное значение возраста вулканических пород (ранняя пермь), а также отсутствие в единственном районе распространения хотской свиты (бассейн Бугульдейки) каких-либо надежно задокументированных взаимоотношений между вулканитами с осадочными образованиями, мы полагаем правомерным выделить вулканиты из состава этой свиты в субвулканический комплекс пермского возраста. В этом случае отпадет необходимость использования термина «хотская свита» в качестве самостоятельного стратоподразделения, так как оставшаяся (терригенная) часть ее разреза в полной мере будет соответствовать строению нуганской свиты. Нуганская свита имеет широкое распространение в Западном Прибайкалье и ее рифейский возраст (на данном этапе изученности) не вызывает сомнения.

Геохимические особенности изученных вулканитов, в частности наличие Nb-Ta и Ti отрицательных аномалий на их мультиэлементных спектрах, позволяют предполагать два возможных источника, способных произвести породы с подобными характеристиками: 1) обогащенный в процессе субдукции литосферный мантийный источник [Fitton et al., 1988; Hawkesworth et al., 1993]; 2) мантийный источник, контаминированный коровым материалом [Wilson, 1989; Halama et al., 2004]. Однако данные по изотопии Nd вулканитов, а именно чрезвычайно низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (см. табл. 2), свидетельствуют в пользу приоритета второй модели, так как указывают на определенный вклад корового материала в источник магмогенерации.

В доказательство возможности образования изученных вулканитов за счет мантийного источника, контаминированного коровым материалом, приведем расчет модели двухкомпонентного смешения (Jahn et al., 2000):

$$X_m = [(\epsilon_c - \epsilon_{mc}) \cdot Nd_c] / [\epsilon_{mc} \cdot (Nd_m - Nd_c) - (\epsilon_m \cdot Nd_m - \epsilon_c \cdot Nd_c)],$$

где X_m — доля мантийного компонента, Nd_m и Nd_c — концентрация Nd в мантийном и коровом компонентах, ϵ_{mc} , ϵ_m , ϵ_c — значения ϵ_{Nd} для полученной мантийно-коровой смеси, мантийного и корового компонентов.

В качестве корового компонента в расчете будет использован изотопный состав Nd в палеопротерозойских гранитах приморского комплекса (располагающихся в непосредственной близости от вулканитов, см. рис. 3), рассчитанный на время формирования вулканитов, т.е. на 274 млн лет ($\epsilon_c = -25$) [Донская и др., 2005]. Концентрацию Nd примем как среднее содержание этого элемента в гранитах приморского комплекса (50 г/т) [Донская и др., 2005]. В качестве мантийного компонента в расчете будет использован изотопный состав Nd в источнике типа EM-I [Zindler, Hart, 1986], рассчитанный на возраст 274 млн лет ($\epsilon_m = -5.8$). Субдукция коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент, протекавшая в позднем палеозое [Van der Woog et al., 1999; Zorin, 1999], позволяет нам использовать в расчетах мантийный источник подобной изотопной специфики (EM-I), характерный для областей активных континентальных окраин [Интерпретация..., 2001]. Содержание Nd в расчетах примем как 9 г/т, подобно концентрации Nd в базальтах E-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Среднее значение ϵ_{Nd} для проанализированных вулканитов составляет ~ -21 (см. табл. 3). Подставив в формулу все эти значения, мы получим для исходного расплава следующую пропорцию: 60 % — доля мантийной составляющей и 40 % — вклад корового компонента. Таким образом, полученные результаты позволяют предполагать возможность происхождения изученных вулканитов за счет плавления мантийного источника типа EM-I, контаминированного коровым компонентом.

Анализ особенностей пространственного размещения вулканитов, а также новые петрологические и геохронологические данные позволяют предположить, что образование изученных вулканитов могло быть обусловлено интенсивным развитием пермской активной окраины Сибирского континента (см. рис. 1) [Zorin, 1999]. Возможно, южный фланг кратона совместно с аккретированными к нему в раннем палеозое террейнами различной геодинамической специфики [Донская и др., 2000] может быть интерпретирован как составная часть позднепалеозойского вулканического пояса. Этот пояс развивался над зоной субдукции, погружавшейся под Сибирский континент в процессе закрытия Монголо-Охотского океана [Van der Woog et al., 1999; Zorin, 1999]. В качестве свидетельств пермской магматической активности, проявившейся в пределах пояса, кроме изученных вулканитов могут выступать близковозрастные дайковые рои Шарыжалгайского выступа (275 ± 4 млн лет, по [Pisarevsky et al., 2006]) и Южного Забайкалья (275—300 млн лет, по [Шадаев и др., 2005]). Важно отметить, что, согласно [Атлас..., 2001], на территории южной части Сибирского кратона проявления раннепермских вулканических пород до настоящего времени отмечены не были. Проведенные исследования в совокупности с ранее полученными результатами [Pisarevsky et al., 2006] позволяют обосновать необходимость выделения в регионе нового субвулканического комплекса (бугульдейского), имеющего раннепермский возраст.

Интересно, что в южном окончании Ольхонского террейна (см. рис. 2), аккрецированного к Сибирскому кратону в раннем палеозое [Gladkochub et al., 2008b], на незначительном удалении от района развития изученных вулканитов отмечено присутствие вулканических пород неясной возрастной позиции. Отдельные разновидности этих образований имеют петрохимические составы, близкие к составам раннепермских вулканитов [Докембрийские..., 1979]. Возможно, эти геохимические аналоги, после дополнительного изучения, также могут быть отнесены к индикаторам процессов растяжения, проявившихся в краевых областях Сибирского континента [Zorin, 1999] в позднем палеозое. Авторы считают изложенную точку зрения о происхождении и возрасте изученных вулканитов Западного Прибайкалья наиболее обоснованной, хотя и допускают возможность других вариантов интерпретации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В качестве основных результатов изучения рассматриваемых вулканитов Западного Прибайкалья могут быть предложены следующие выводы.

Установлено, что вулканиты, относимые ранее к разрезам хотской свиты рифея, имеют возраст 274 ± 3 млн лет (конкордия по 11 зернам циркона). Полученная датировка позволяет извлечь изученные вулканиты из разреза рифейской окраины Сибирского кратона, что влечет за собой пересмотр имеющихся стратиграфических схем, в том числе Региональной стратиграфической схемы верхнепротерозойских отложений Южной Сибири [Решения..., 1983].

Геохимическая и изотопная специфика вулканитов позволяет предполагать происхождение этих пород за счет плавления мантийного источника типа EM-I, контаминированного коровым материалом.

Образование вулканитов могло быть обусловлено развитием пермской активной окраины Сибирского континента. Возрастные аналоги изученных вулканитов (свидетельства магматической и вулканической деятельности, протекавшей в пределах активной окраины на стадии закрытия Монголо-Охотского океана) широко представлены в прилегающих к югу кратона областях Забайкалья [Zorin, 1999; Шадаев и др., 2005].

Проведенные исследования позволяют обосновать необходимость выделения в регионе нового субвулканического комплекса раннепермского возраста, включающего в себя вышерассмотренные вулканиты и ранее описанные в пределах Шарьжалгайского выступа [Pisarevsky et al., 2006] близковозрастные дайки порфириров.

Авторы выражают признательность В.А. Верниковскому и А.Б. Кузьмичеву за конструктивные замечания и полезные рекомендации, изложенные в рецензиях.

Исследования выполнены при поддержке грантов Президента РФ МД-242.2007.5 и НШ 3082.2008.5, РФФИ (08-05-00245; 08-05-98070; 08-05-00177; 07-05-00339), Фонда содействия отечественной науке, интеграционных программ СО РАН ОНЗ-10.1 и ОНЗ-6.5, а также ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы (2006-2008 годы)» № РНП.2.2.1.1.7334 НОЦ «Байкал».

ЛИТЕРАТУРА

Александров В.К. Надвиги и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1990, 102 с.
Атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии м-ба 1:5 000 000 / Ред. И.В. Лучицкий. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001, 75 с.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-48-XXXV. М., Недра, 1964, 95 с.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантеева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарьжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология, 2001, т. 9, № 6, с. 639—656.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Изотопные провинции и история корообразующих процессов южной части Сибирского кратона // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы ХLI тектонического совещания. М., Изд-во ГЕОС, 2008, т. 1, с. 194—197.

Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья / Ред. С.М. Замараев. Новосибирск, Наука, 1979, 67 с.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // *Петрология*, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова, М., Интермет инжиниринг, 2001, 288 с.

Маслов В.К. О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего—верхнего рифея в Западном Прибайкалье // *Геология и геофизика*, 1983, (7), с. 30—41.

Маслов В.К., Кичко А.И. Рудная зональность в отложениях среднего—верхнего рифея Западного и Северо-Западного Прибайкалья // *Литология и полезные ископаемые*, 1985, № 6, с. 83—96.

Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // *Докл. РАН*, 2001, т. 378, № 3, с. 370—374.

Постников А.А. История развития Байкало-Виллюйского бассейна в позднем докембрии // *Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия*. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 2001, с. 208—212.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, 215 с.

Рябых А.М., Рябых Э.М. Докембрийские субвулканические структуры в центральной части Западного Прибайкалья // *Докембрийские субвулканические структуры Прибайкалья*. Новосибирск, Наука, 1979, с. 56—59.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский О.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (7), с. 723—730.

Assembly and breakup of Rodinia supercontinent: evidence from southern Siberia / Ed. E.V. Sklyarov, Irkutsk, IEC SB RAS, 2001, 201 p.

Fitton J.G., James D., Kempton P.D. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States // *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences* / Eds. K.G. Cox, M.A. Menzies. *J. Petrol. Spec. Vol.*, 1988, p. 331—349.

Garbe-Schonberg C.D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // *Geostand. Newsl.*, 1993, v. 17, p. 81—97.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanевич A.M., Sklyarov E.V. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006a, v. 29 (3), p. 169—174.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanевич A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precam. Res.*, 2006b, v. 147 (3—4), p. 260—278.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London*, 2008a, v. 165, p. 235—246.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M. Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *J. Geol. Soc. London, Spec. Vol.*, 2008b.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Halama R., Marks M., Bruggmann G, Siebel W., Wenzel T., Markl G. Crustal contamination of mafic magmas: evidence from a petrological, geochemical and Sr—Nd—Os—O isotopic study of the Proterozoic Isortoq dike swarm, South Greenland // *Lithos*, 2004, v. 74, p. 199—232.

Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Mantle and slab contributions in arc magmas // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1993, v. 21, p. 175—204.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Jahn B.M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2000, v. 23, p. 82—92.

- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines, Paper 66, 1976, 22 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.02: a users manual. Berkeley Geochronology Centre, Spec. Publ. 2, 2001a.
- Ludwig K.R.** Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronology Centre, Berkeley, California, 2001b, 54 p.
- Pidgeon R.T., Furfaro D., Kennedy A.K., Nemchin A.A., Van Bronswijk W.** Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP-II. United States Geological Survey circular, 1994, v. 1107, p. 251.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Waele B. De and Mazukabzov A.M.** Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia // *Geophys. J. Intern.*, 2006, v. 167 (2), p. 649—658.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 267—309.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362.
- Stern R.A.** A new isotopic and trace-element standard for the ion microprobe: preliminary thermal ionization mass spectrometry (TIMS) U-Pb and electron-microprobe data // *Geol. Surv. Canada, Current Res.*, 2001, p. 16.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Pub.*; 1989, v. 42, p. 313—345.
- Tera F., Wasserburg G.J.** U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial lead in lunar rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 14, p. 281—304.
- Van der Woort R., Spakman W., Bijwaard H.** Mesozoic subduction slabs under Siberia // *Nature*, 1999, v. 397, p. 246—249.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.
- Wilson M.** *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 1989, 457 p.
- Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.
- Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.
- Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 36, p. 33—56.

*Рекомендована к печати 27 марта 2008 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 25 июня 2007 г.,
после доработки — 6 февраля 2008 г.*