

ГЕОХИМИЯ, ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (*Байкало-Хубсугульский регион*)

С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш

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

Приведены данные по геохимическому составу метавулканитов (метабазальтов и метаандезитов) Тункинского террейна. Относительно N-MORB тункинские метавулканиты характеризуются различной степенью обогащения несовместимыми элементами. Геохимические особенности базальтов (обогащение LILE, LREE, трог по Zr и Hf) указывают на надсубдукционную природу синседиментационного вулканизма, но при этом метавулканиты характеризуются отсутствием выраженных отрицательных Nb, Ta и Ti аномалий. Сопоставление тункинских метавулканитов с вулканидами современных геодинамических обстановок указывает на их близость к базальтам задуговых бассейнов (BABV).

Геохимия метавулканитов, базальты задуговых бассейнов, Тункинский террейн.

GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS, AND GEODYNAMIC TYPIIFICATION OF METAVOLCANICS OF THE TUNKA TERRANE (*Baikal-Hovsgol area*)

S.I. Shkol'nik, L.Z. Reznitskii, V.G. Belichenko, and I.G. Barash

The geochemical composition of metavolcanics (metabasalts and metaandesites) of the Tunka terrane is considered. They are differently enriched in incompatible elements relative to N-MORB. The geochemical features of the basalts (LILE and LREE enrichment, Zr and Hf negative anomalies) point to the suprasubductional nature of synsedimentation volcanism; at the same time, the rocks lack negative Nb, Ta, and Ti anomalies. Comparison of the Tunka metavolcanics with those of modern geodynamic settings shows their analogy to back-arc basin basalts.

Geochemistry of metavolcanics, back-arc basin basalts, Tunka terrane

ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Байкал-Хубсугульского сегмента выделяются Тувино-Монгольский, Тункинский, Хамардабанский и Джидинский террейны [Беличенко и др., 1994, 2003; Зорин и др., 1994] (рис. 1). Тувино-Монгольский террейн рассматривается как массив или палеомикроконтинент, Джидинский обычно относят к островодужным террейнам [Альмухамедов и др., 1996], а два других представляют собой метаморфические террейны, для которых геодинамические условия накопления протолитов оцениваются как обстановки задуговых бассейнов (окраинных морей). Палеореконструкции метаморфических террейнов всегда содержат элементы неоднозначности, но если для анализа протолитов Хамардабанского террейна применялись современные геохимические методы [Петрова и др., 2002; Резницкий и др., 2004; Макрыгина и др., 2007], то заключения по Тункинскому террейну построены преимущественно на основе литолого-стратиграфических особенностей разрезов и частично петрохимии пород [Боос, 1991]. Цель настоящей работы — дать полную геохимическую характеристику метавулканитов Тункинского террейна как наиболее информативных пород при палеогеодинамическом анализе. Кроме того, для более обоснованного заключения о палеогеодинамической природе террейна провести сопоставление тункинских метавулканитов с геодинамическими типами вулканогенных пород современных океанов.

ТУНКИНСКИЙ ТЕРРЕЙН (ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ, СОСТАВ)

В качестве самостоятельной единицы Тункинский террейн выделен в работе [Беличенко и др., 2002]. Он примыкает с север-северо-запада к Хамардабанскому террейну и почти полностью расположен в пределах Тувино-Монгольского массива, образуя аллохтонную структуру. Прежде эта структура вместе с Хамардабанским террейном включалась в Ильчирскую подзону Джиди-Ильчирской структурно-формационной зоны палеозой [Беличенко, Боос, 1988]. Заметим, что и в настоящее время разделение Тункинского и Хамардабанского террейнов довольно проблематично из-за сходства разрезов и литологических типов метаморфических толщ, слагающих эти террейны.

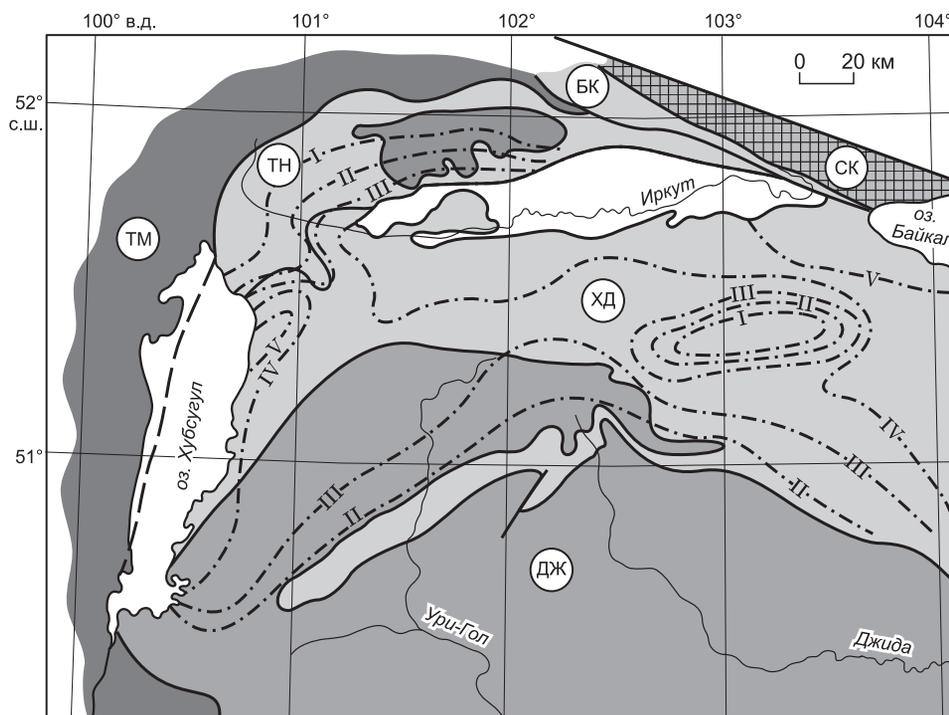


Рис. 1. Схема размещения террейнов и зон метаморфизма Байкало-Хубсугульского региона.

Изограды метаморфизма: I — граната; II — ставролита-андалузита (Центральный Хамардабан) и ставролита-дистена (Тункинский и Джидинский террейны); III — силлиманита; IV — калишпата; V — гиперстена. Террейны: ДЖ — Джидинский, ХД — Хамардабанский, ТН — Тункинский, БК — Бельско-Китойский (Китойкинский) террейны, ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент, СК — Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы.

Наиболее детально Тункинский терреин изучен в районе Тункинских Гольцов Восточного Саяна [Боос, 1991]. Формирующие терреин отложения общей мощностью порядка 2—2.2 км здесь расчленены на терригенно-вулканогенную уртагольскую и вышележащую вулканогенно-карбонатную толтинскую свиты. Фактически обе свиты включают близкие литотипы пород, но в разных количественных соотношениях. Характерна значительная фациальная изменчивость толщи по простиранию, которая, наряду с изоклиальной складчатостью, нередко затрудняет однозначное ограничение свит, а местами вообще не позволяет расчленить толщу на свиты и подсвиты.

Терреин подвергся полифациальному метаморфизму дистен-силлиманитового типа с диапазоном от низов фации зеленых сланцев до средних ступеней амфиболитовой (от хлорит-серицитовая до силлиманит-ставролит-биотитовой субфаций по метапелитам) [Боос, 1991]. Интенсивность метаморфизма нарастает от север-северо-западной границы террейна к юг-юго-восточной, т.е. в сторону Хамардабанского террейна, а метаморфические изограды секут стратиграфические и тектонические границы [Беличенко, Боос, 1988]. Соответственно температурной зональности меняются и парагенезисы пород — метаморфических сланцев и гнейсов, мраморов, известково-силикатных пород, амфиболитов. Среди метаморфитов на диагностических петрохимических диаграммах выделяются ортопороды основного и среднего составов (от базальтового до андезитового). Подчеркнем, что в Тункинских Гольцах в наименее метаморфизованных породах (ниже температурного уровня биотитовой изограды по метапелитам) обнаруживаются реликты первичных, дометаморфических структур. Судя по последним, протолит ортопород (вулканитов) представлен как эффузивами (реликты спилитовой и офитовой структур), так и пирокластическими (туфы) и вулканогенно-осадочными типами (известковистые туффиты, туфопесчаники). Доля метавулканитов изменчива и в некоторых разрезах может достигать 30 % объема толщи и более. Мощность линзовидно-пластовых согласных тел — от 10—20 до 100 м, редко более.

По характеру разрезов, значительной распространенности метавулканитов, принадлежащих к дифференцированному базальт-андезитовому ряду, формационный тип толщи определялся как окраинно-морской палеоокеанический [Боос, 1991]. Иначе говоря, предполагалось, что палеобассейн представлял собой окраинное море на коре океанического или переходного типа. В качестве сопряженной островной палеодуги принимались вулканиты Джидинской подзоны.

Возраст седиментации и вулканизма — ранний палеозой [Боос, 1991]. За верхний временной предел накопления протолита и его метаморфизма можно принять возраст гранитоидов Мунку-Сардыкского

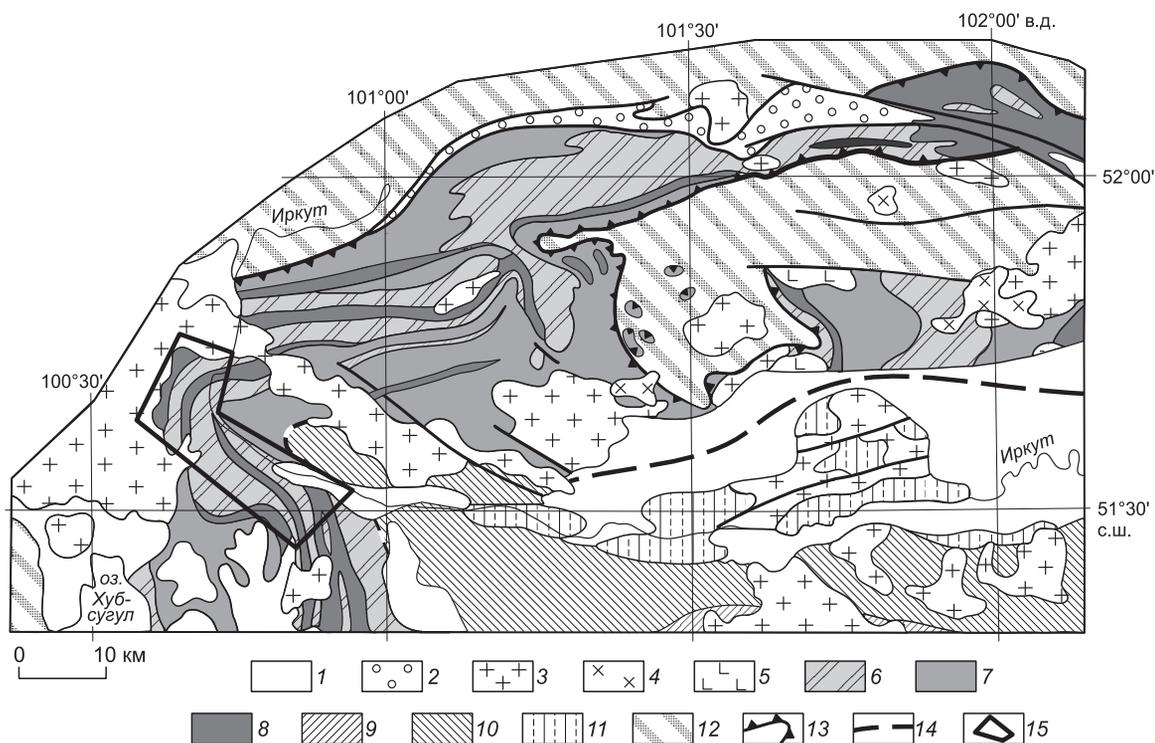


Рис. 2. Схема распространения метавулканитов Тункинского террейна.

1 — кайнозойские отложения; 2 — сагансайрская свита; 3 — гранитоиды; 4 — сиениты; 5 — основные породы; Тункинский террейн: 6—8 — тункинская серия: 6 — толгинская свита, 7 — ургаольская свита, 8 — горизонты с присутствием метавулканитов; 9—11 — Хамардабанский террейн: 9, 10 — хангарульская серия: 9 — безымянская свита, 10 — харагольская свита, 11 — слюдянская серия; 12 — Тувино-Монгольский массив; 13 — надвиговая граница Тункинского террейна и Тувино-Монгольского массива; 14 — предполагаемая граница Тункинского и Хамардабанского террейнов; 15 — место отбора проб.

массива (481 млн лет, U-Pb метод по циркону), прорывающих уже метаморфизованную толщу (рис. 2) [Резницкий и др., 2007], нижняя граница остается неопределенной.

Опробование метавулканитов Тункинского террейна нами производилось главным образом у западного окончания Тункинской впадины в разрезах по р. Иркут и его правым притокам — рекам Белый Иркут и Средний Иркут и Аерхан (рис. 2). В этой области уровень метаморфизма везде выше изограды биотита и никаких реликтов первичных структур пород не сохранилось. Судя по преобладанию в разрезах сланцев основного состава и мраморов, при явно подчиненной доле метатерригенных пород, террейн здесь сложен в большей мере толгинской свитой. Минеральные парагенезисы сланцев включают: хлорит, актинолит, эпидот, альбит, кварц, магнетит, иногда кальцит и биотит в разных сочетаниях. По химическому составу, как и в Тункинских Гольцах, устанавливается ряд от метабазальтов (преобладают) до метаандезитов. Их парагенезисы различаются количественным соотношением минералов и обязательным присутствием в метаандезитах биотита, редко встречающегося в метабазальтах. В ряде случаев в сланцах наблюдается тонкая слоистость по обогащению кальцитом и переходы в известковистые (до 20—30 % кальцита) разности, указывающие на различные типы протолитов метавулканитов, а именно туфов и туффицитов наряду с лавами, что в Тункинских гольцах было установлено по реликтовым структурам.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

После отбора нескольких десятков представительных проб метавулканитов они прошли две стадии разбраковки. Первоначально по просмотру шлифов (3—5 из каждой пробы), в которых кальцит окрашивался ализарином, исключались породы с содержанием кальцита явно более 5 %. Содержания петрогенных компонентов в остальных пробах определены методами классической «мокрой химии» и рентгеноспектральным (раздельные определения CO_2 и H_2O для анализов, выполненных рентгеноспектральным методом, проводились только при значениях потерь при прокаливании (п.п.п) более 3 мас. %). Пробы с п.п.п. более 2.5 мас. % и с содержанием CO_2 более 2 мас. % (~4.5 % кальцита) также исключались из выборки. В оставшихся 28 пробах концентрации редких элементов установлены методами оптического спектрального (Zn, Sn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr), рентгенофлуоресцентного (Ba, La, Ce, Nd, U, Th, Rb, Sr, Y, Zr, Nb) и атомно-абсорбционного (Cs, Rb) анализов (табл. 1). Редкоземельные элементы, а также

Таблица 1.

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т)

Компонент	T-707	T-734	T-753	T-798	T-884	T-887	TK-85	TK-172	TK-174	TK-176	TK-179	TK-186	TK-201
SiO ₂	47.77	48.58	48.70	51.09	51.09	52.05	49.00	50.71	50.14	50.30	51.71	47.90	48.70
TiO ₂	3.41	1.89	1.95	2.90	2.16	2.26	2.02	2.24	1.73	2.14	1.91	2.39	1.75
Al ₂ O ₃	12.49	16.1	16.10	14.95	13.35	12.85	12.55	13.75	13.67	12.87	13.83	13.66	14.29
FeO	12.32	5.58	7.07	7.24	7.20	7.03	9.21	9.03	8.83	7.31	6.05	10.17	7.57
Fe ₂ O ₃	5.39	6.49	5.29	4.44	6.90	6.68	5.61	3.49	4.00	6.74	5.77	4.01	4.46
MnO	0.28	0.16	0.16	0.16	0.19	0.17	0.18	0.18	0.19	0.21	0.18	0.21	0.17
MgO	3.80	5.50	5.47	4.56	5.35	4.70	4.18	6.11	6.04	5.24	5.01	6.80	6.66
CaO	8.00	7.70	8.12	7.70	8.12	8.18	8.12	9.52	10.61	9.64	8.30	6.54	10.50
Na ₂ O	3.00	3.84	3.20	3.90	3.10	3.00	3.80	2.34	2.53	2.33	1.38	2.78	2.37
K ₂ O	0.24	0.36	0.34	0.91	0.74	0.52	0.54	0.22	0.29	0.62	2.92	0.32	0.33
H ₂ O	1.90	2.74	2.91	2.01	1.73	1.62	2.27	2.45	—	—	—	2.66	—
CO ₂	0.11	0.66	0.22	0	0.22	0.44	2.09	0	—	—	—	1.32	—
П.п.п	—	—	—	—	—	—	—	—	0.74	1.36	1.80	—	1.99
P ₂ O ₅	1.44	0.28	0.33	0.38	0.23	0.23	0.23	0.23	0.20	0.22	0.19	0.18	0.19
SO ₃	0.11	0.03	—	0	—	—	0.06	0.03	—	—	—	—	—
Сумма	100.26	99.91	99.86	100.24	100.38	99.73	99.86	100.36	98.97	98.98	99.05	98.94	98.98
Sc	54	58	40	50	62	66	71	60	29	38	40	50	36
Cr	10	130	150	16	85	98	35	140	140	45	89	36	110
Co	43	54	39	32	51	54	49	41	55	50	57	59	66
Ni	5.2	74	49	21	55	49	25	87	180	43	55	40	160
V	285	285	265	280	350	330	485	330	260	260	200	330	240
Zn	100	110	120	105	140	125	140	125	290	450	230	310	310
Rb	3	4	5	17	9	6	8	1	8	19	52	9	9
Sr	230	310	310	270	170	170	90	250	260	220	280	160	224
Y	77*	28	25	34*	24	26	32	29*	18	24	13	22	—
Zr	275	140	160	200	140	134	105	140	130	130	120	99	—
Nb	32*	13	10	36*	11	9	7	12*	9	7	7	7	—
Ba	15	68	112	140	180	180	89	22	200	350	1300	140	170
La	25.1*	—	20	21.56*	—	—	—	16*	20	5	5	21	18
Ce	67.6*	—	70	54.20*	73	—	25	39.9*	32	47	46	51	33
Pb	8	—	8	9	—	7	11	15	9.1	—	10	12	12
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	84	180	46	93	110
Sn	3	—	1	3.3	1	1.1	1.8	2.6	—	—	—	—	—

концентрации Ta, Th, U, Cs определены методом ICP-MS (табл. 2) на приборе «Plasma Quad PQ2» с использованием международных и российских стандартов. Все анализы выполнены в лабораториях Института геохимии и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

Проблема сохранности исходного материала. Основными постмагматическими процессами, которые могли существенно влиять на геохимическую специфику изучаемых метавулканитов, считаются изменения базальтов под воздействием морской воды и последующие метаморфические преобразования. Если при взаимодействии базальтов с морской водой возможно их значительное обогащение K, Rb, Sr, U и Cs [Hart, 1970], то региональный метаморфизм многими исследователями считается изохимичным, исключая H₂O и CO₂ [Макрыгина, 1981]. Некоторые исследователи [Polat et al, 1999; и др.] считают возможным частичную потерю при метаморфизме щелочных элементов. Относительно неподвижными в водных флюидах и при низких степенях метаморфизма пород базальтового состава являются большинство высокозарядных (Ti, Zr, Y, Nb, Th), переходных (Ni, Cr, V, Sc) и редкоземельных элементов. При этом такие петрогенные элементы, как Si, Na, K, Ca, и ряд редких элементов (Cs, Rb, Ba, Sr), могут считаться условно мобильными [Winchester, Floyd, 1986; Polat et al., 1999].

Для неметаморфизованных или слабометаморфизованных пород степень сохранности исходного материала может оцениваться по петрографическим критериям, а главными геохимическими особенностями, указывающими на низкую степень вторичных преобразований пород, являются низкие содержания H₂O и CO₂. К подобным критериям также можно отнести и тенденцию к обратной зависимости между

элементов в метавулканитах Тункинского террейна

TK-208	TK-217	TK-223	TK-224	TK-261	TK-305	TK-636	TK-637	TK-697	TK-731	TK-735	TK-185	TK-203	TK-212	TK-272
48.11	48.36	46.90	50.01	49.88	49.25	49.19	49.89	50.26	50.42	49.45	56.46	55.39	55.28	57.51
1.89	2.04	1.59	1.66	2.16	1.73	1.24	1.36	1.16	1.70	1.88	2.22	1.67	2.14	1.22
13.95	14.45	15.02	14.65	14.20	13.80	14.81	14.18	14.45	13.65	14.65	11.95	12.95	13.06	13.18
10.28	9.40	8.30	7.22	7.86	8.65	4.20	5.33	7.00	7.92	7.96	8.04	8.27	—	5.29
4.04	3.81	3.42	3.93	6.79	2.84	5.50	6.55	2.90	4.11	4.06	6.93	3.98	14.94**	7.91
0.21	0.19	0.18	0.17	0.18	0.14	0.16	0.19	0.17	0.18	0.18	0.20	0.22	0.29	0.21
5.78	6.05	7.72	6.62	4.76	7.50	6.60	6.25	7.63	6.03	5.47	2.41	2.84	2.19	2.55
9.99	8.15	10.96	10.92	9.38	8.58	11.33	9.77	8.92	10.25	11.08	4.00	6.71	5.71	5.85
2.83	3.03	2.22	2.70	3.00	2.24	3.02	2.99	3.08	3.14	2.88	3.98	4.08	3.93	3.18
0.55	1.36	0.29	0.28	0.54	0.15	0.47	0.29	1.79	0.65	0.37	0.47	0.56	1.13	0.97
—	—	—	1.84	—	3.57	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0.11	—	1.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.05	1.64	2.21	—	1.02	—	2.51	2.58	1.71	0.88	0.95	1.45	1.75	0.39	1.03
0.21	0.21	0.16	0.17	0.22	0.21	0.13	0.15	0.14	0.18	0.20	0.48	0.54	0.80	0.47
—	—	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
98.89	98.69	98.97	100.39	99.99	99.87	99.16	99.53	99.21	99.11	99.13	98.59	98.96	99.86	99.37
50	33	50	62	66	52	72	66	41	34	33	38	35	42	39
150	74	340	330	89	270	310	130	340	74	96	6	130	0	53
60	64	69	35	37	67	83	62	53	59	49	28	24	17	27
100	120	92	110	62	150	91	59	140	62	56	4.2	160	2.9	32
270	330	320	230	340	280	350	330	210	280	250	66	140	21	43
180	150	250	110	130	310	200	220	210	250	280	130	310	210	180
9	26	9	7	8	10	12	11	70	14	10	9	9	18	22
210	210	230	240	200	350	190	140	410	190	250	97	240	269	160
23	27	25	21	33*	23	17	30*	19	16	37*	63*	29	45	85*
120	130	110	110	130	100	71	76	73	95	120	270	210	250	300
7	8	37	9	17*	9	7	5.5*	7	8	12.66*	26.88*	16	21	30.69*
390	400	210	115	190	260	290	130	520	250	130	290	460	910	370
5	17	17	—	15.09*	7	7	6.1*	5	15	15.64*	30.29*	46	59	40.13*
38	29	34	—	34.72*	19	19	15.6*	27	31	39.03*	70.96*	71	110	87.88*
11	9	58	—	5	13	—	5	10	9	9	6	—	5	6.6
81	82	130	—	—	170	110	99	110	130	120	9.6	34	3.3	23
—	—	1.8	—	1.6	—	—	—	—	—	—	3.7	—	3	6.6

Примечание. Прочерк — элемент не определялся.

* Данные, полученные методом ICP-MS.

** Fe₂O₃общ.

содержанием SiO₂ и п.п.п., что косвенно указывает на мобильность кремнезема при постмагматических изменениях. Использовать подобные критерии для метавулканитов Тункинского террейна нельзя, поскольку метаморфизм сопровождается дегидратацией и декарбонатизацией.

Сохранность первичного состава в метавулканитах может, кроме того, оцениваться по наличию корреляционных связей главных и редких элементов, свойственных магматическим породам, в частности с Zr. Выраженные корреляции большинства высокозарядных, редкоземельных и переходных микроэлементов с Zr предполагают их высокую сохранность (рис. 3). Некоторое нарушение корреляционных взаимоотношений в системе Zr—K, Sr и Rb, а также значительный разброс содержаний может указывать на отклонения от первичных концентраций в отдельных пробах. Положение точек составов метавулканитов Тункинского террейна, располагающихся вдоль изначальных кристаллизационных трендов MgO (рис. 4), свидетельствует о сохранности химических составов пород в отношении большинства петрогенных и редких элементов, кроме указанных выше K, Sr, Rb и, возможно, Ba.

Петрогеохимия метавулканитов. Принадлежность тункинских метавулканитов к определенным петрохимическим сериям устанавливалась по стандартным диаграммам Zr/TiO₂—Nb/Y и SiO₂—Nb/Y

Таблица 2.

**Содержания редкоземельных и некоторых редких элементов (г/т)
в метавулканитах Тункинского террейна**

Элемент	T-707	T-798	TK-261	TK-637	TK-172	TK-735	TK-185	TK-272
La	25.16	21.56	15.09	6.13	16.00	15.64	30.29	40.13
Ce	67.61	54.20	34.72	15.59	39.90	39.03	70.96	87.88
Pr	10.85	8.00	5.07	2.38	5.78	5.33	10.57	12.75
Nd	49.06	31.16	23.71	12.29	24.63	24.20	44.83	51.32
Sm	12.34	7.69	5.06	4.01	5.86	6.67	12.33	13.69
Eu	3.80	1.98	1.63	1.14	1.58	1.89	3.06	3.42
Gd	12.77	6.45	5.51	3.79	5.43	5.57	9.89	11.33
Tb	1.88	0.96	0.73	0.66	0.75	0.95	1.62	1.79
Dy	12.63	5.57	5.37	4.28	4.84	4.70	9.81	11.88
Ho	2.64	1.12	1.17	0.97	1.01	1.08	1.94	2.38
Er	7.15	3.33	2.90	2.75	2.80	2.96	5.23	6.78
Tm	1.18	0.49	0.45	0.38	0.46	0.43	0.75	1.01
Yb	6.03	2.69	2.61	2.26	2.21	2.57	4.42	6.31
Lu	0.95	0.44	0.40	0.43	0.29	0.36	0.66	1.06
Hf	6.85	5.30	3.34	1.74	2.93	3.59	8.38	9.01
Ta	1.66	1.87	1.36	0.14	0.74	0.20	1.25	1.84
Th	0.54	2.19	1.17	0.59	1.68	1.09	2.33	4.05
U	0.001	0.25	0.001	0.48	0.17	0.34	0.6	0.55
Cs	0.13	0.72	2.02	0.35	0.44	1.51	0.48	1.86

(рис. 5, а). Согласно данным диаграммам, исследованные породы, исключая три образца, могут быть отнесены к андезитам, андезибазальтам и базальтам нормальной щелочности. Следует отметить, что андезиты и андезибазальты составляют очень небольшую долю метавулканитов, не более 5—8 %, от всех изученных образцов. Отклоняющиеся от общей совокупности (обр. T-707, T-798, TK-223) с повышенным Nb/Y отношением (соответственно 0.81, 1.04, 1.49) попадают в поле щелочных базальтов. Положение точек составов на диаграмме $\text{SiO}_2\text{—}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в аналогичных полях может служить дополнительным свидетельством инертности натрия и калия за отдельным исключением при постмагматических преобразованиях. На треугольных классификационных диаграммах ($\text{MgO—FeO}^*\text{—}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—MgO}$) все вулканиты, включая андезибазальты и андезиты, в том числе с высоким содержанием K_2O , попадают в поля толетовой серии (см. рис. 5, б).

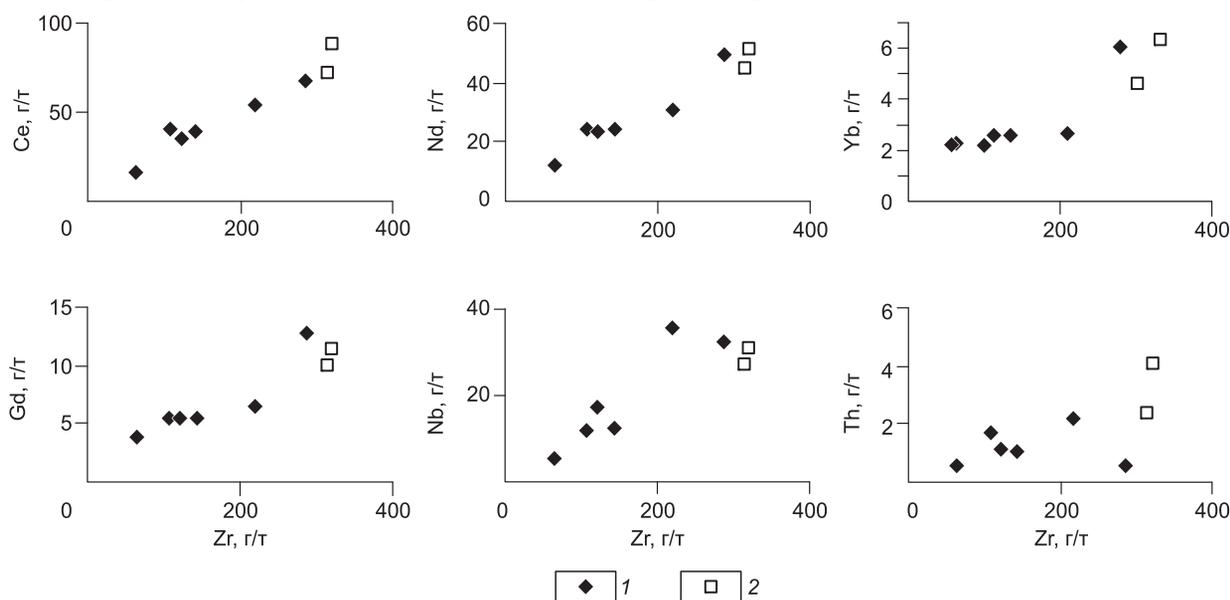


Рис. 3. Вариации содержаний редких элементов в зависимости от Zr в метавулканитах Тункинского террейна.

На этой и последующих диаграммах: 1 — базальты, 2 — андезиты.

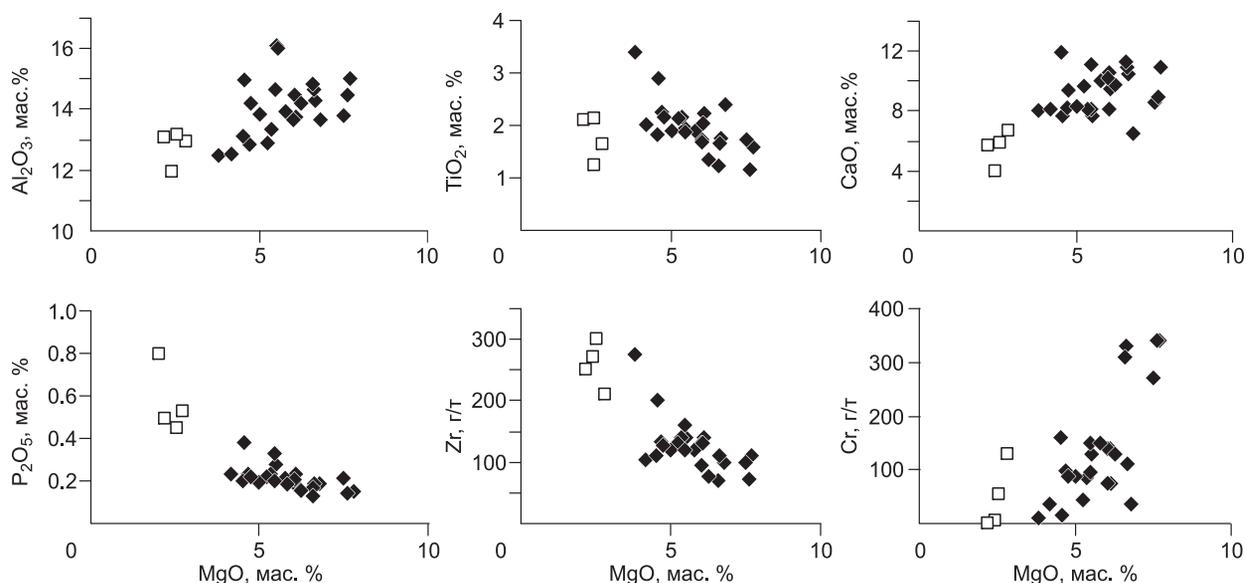


Рис. 4. Вариации содержаний петрогенных и редких элементов в зависимости от MgO в метавулканиках Тункинского террейна.

Содержание SiO_2 в базальтах колеблется от 46.9 до 52.1 мас.%, в андезибазальтах и андезитах — 55.3—57.5 мас.%. Коэффициент магнезиальности ($\text{Mg}\# = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, ат. кол.), максимальный в базальтах (31—62), закономерно снижается к андезитам (26—33). С падением содержаний MgO возрастают содержания P_2O_5 , TiO_2 , а также SiO_2 , Na_2O , но уменьшаются CaO, Al_2O_3 (см. рис. 4).

Содержания редких и рассеянных элементов в метабазах и метаандезитах Тункинского террейна, нормированные по примитивной мантии, показаны на рис. 6. Широкий диапазон составов и высокие концентрации несовместимых редких элементов в метавулканиках Тункинского террейна резко отличают их от типичных N-MORB. И базальты, и андезиты относительно N-MORB характеризуются существенным обогащением крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно высокозарядных (HFSE) и тяжелых редкоземельных элементов (HREE).

Благодаря значительному обогащению рядом указанных элементов нормированные кривые образуют пологий спектр распределения, близкий по форме к E-MORB, а по составу занимают почти все промежуточное поле между N-MORB и OIB. От современных обогащенных базальтов E-MORB типа тункинские метавулканики отличаются наличием слабовыраженной как положительной, так и отрицательной

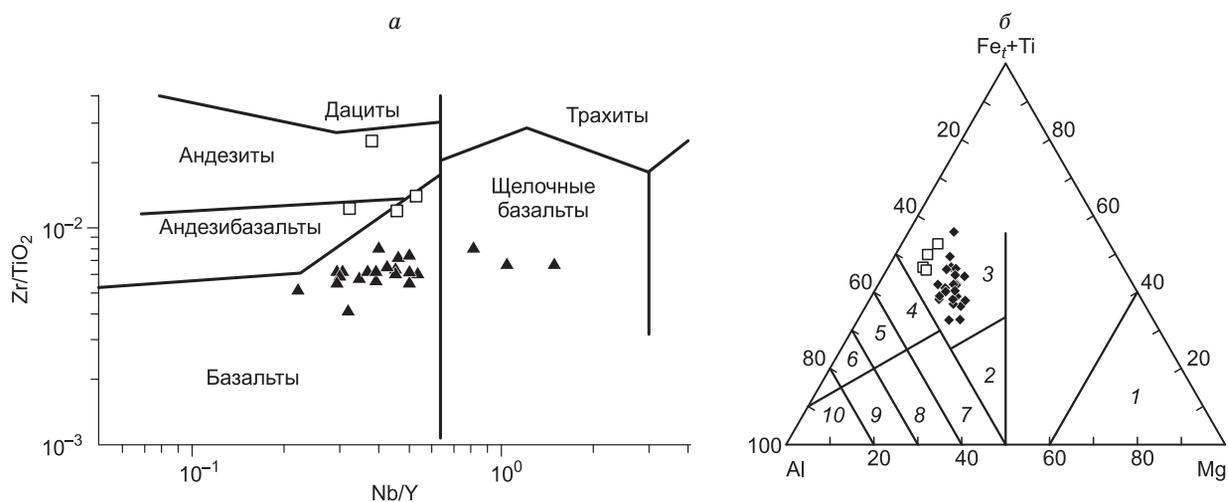


Рис. 5. Классификационные диаграммы: *a* — Nb/Y — Zr/TiO_2 , по [Winchester, Floyd, 1986], *б* — Al — $(\text{Fe}_t + \text{Ti})$ — Mg , по [Jensen, 1976], для метавулкаников Тункинского террейна.

Поля составов: 1 — комагнитовые базальты; 2—6 — вулканики толеитовой серии: 2 — высокомагнезиальные и 3 — высокожелезистые базальты, 4 — андезиты, 5 — дациты, 6 — риолиты; 7—10 — вулканики известково-щелочной серии: 7 — базальты, 8 — андезиты, 9 — дациты, 10 — риолиты.

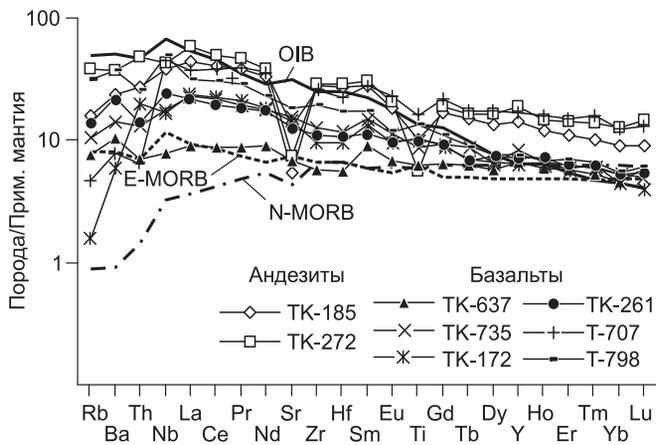


Рис. 6. Диаграммы концентраций несовместимых элементов, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для метавулканитов Тункинского террейна.

Средний состав N-MORB, E-MORB, OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

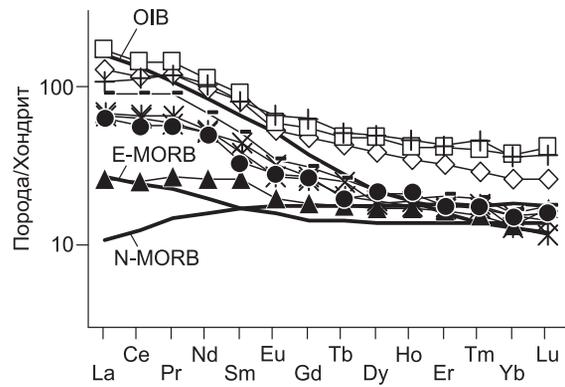


Рис. 7. Диаграммы концентраций редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [Sun, McDonough, 1989], для метавулканитов Тункинского террейна.

Nb аномалии ($Nb/La_{PM} = 0.73-1.5$, $Nb/Th_{PM} = 0.9-7.2$) и присутствием слабого трога по Zr и Hf. При этом концентрации Nb (5—35 г/т) и отношение Zr/Nb (6—11) варьируют от области составов E-MORB до типичных OIB. Содержания HREE в базальтах находятся на уровне, а для некоторых проб даже ниже значений, типичных для N-MORB.

Содержания переходных элементов в толтинских metabазальтах невысокие (Cr = до 350 г/т, Ni = 220, Co = 80), в среднем не превышающие значений, свойственных океаническим толеитам. Концентрации V отличаются широким диапазоном значений (200—540 г/т) и типичны для пород базальтового ряда.

Породы андезитового состава образуют субпараллельные, обогащенные практически всеми несовместимыми элементами (относительно базальтов), спектры. Выраженная отрицательная аномалия по Ti и слабая по Nb ($Nb/La_{PM} = 0.74-0.86$, $Nb/Th_{PM} = 0.9-1.4$) может служить ярким отличием составов андезитов от базальтов. У андезитов проявлен резкий минимум по Sr, только в одном случае фиксирующийся в базальтах.

Суммарная концентрация редкоземельных элементов закономерно увеличивается от базальтов ($\Sigma REE = 57-214$ г/т) к андезибазальтам и андезитам ($\Sigma REE = 206-251$ г/т) и выражается в повышении уровня содержания главным образом легких редкоземельных элементов. Фракционированные тренды распределения REE занимают промежуточное положение между типичными составами E-MORB и OIB, охватывая все поле между последними (рис. 7). Для всех исследованных пород базальтового и андезитового составов характерна отрицательная Eu аномалия (0.86—0.95 и 0.84—0.85 соответственно).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как известно, геохимическая специфика базальтов зависит от ряда факторов, основными из которых считаются: тип мантийного источника, степень частичного плавления, процессы кристаллизационной дифференциации, возможная контаминация расплава коровым материалом и влияние погружающейся плиты (слэба) в субдукционных обстановках.

Рассмотрим последовательно каждую из причин, в результате влияния которой могли образоваться составы, подобные метавулканитам Тункинского террейна. Поскольку по ряду параметров последствия упомянутых факторов конвергентны, установление роли каждого из них может быть лишь приближенным.

Частичное плавление (на основе REE) и возможный источник. Уровень обогащения редкоземельными элементами, так же как их отношения в базальтовой магме, зависят от степени частичного плавления мантийного субстрата. Уменьшение степени плавления мантии приводит к обогащению расплава несовместимыми элементами.

Модель равновесного плавления гранатового (O155Opx25Cpx10Grt10) и шпинелевого (O155Opx25Cpx15Spl5) перидотита показана на рис. 8. Согласно данной диаграмме, вулканогенные породы Тункинского террейна могли образоваться из шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавов от 1 до 5%. На отсутствие остаточного граната в мантийном источнике толтинских

Рис. 8. Вариации La/Sm и Sm/Yb отношений в метабазальтах Тункинского террейна.

Кривые фракционирования рассчитаны по [Shaw, 1970].

вулканитов указывает и слабофракционированный в области тяжелых РЗЭ спектр распределения ($Gd/Yb_N = 1.4-2.0$). При этом несколько пониженные, относительно N-MORB, Zr/Nb (7.7—17.1) и повышенные Nb/Yb значения отношений, дифференцированный спектр распределения REE (La/Yb_N 1.9—5.7) свидетельствуют об относительной обогащенности мантийного источника метавулканитов. Считается, что для выплавления толеитов степень частичного плавления должна, как правило, находиться на уровне 10—15 % [Сондерс, Тарни, 1987]. Можно предположить, что в рассмотренном случае происходило плавление не примитивной, а несколько более обогащенной мантии, что сказалось бы на увеличении расчетных степеней частичного плавления.

Фракционная кристаллизация. Единые тренды фигуративных точек пород от базальтов к андезибазальтам и андезитам на диаграммах дают основание предположить существование единой исходной магмы (см. рис. 3, 4). При этом отсутствие в составе разреза базальтов повышенной магнезиальности может указывать на то, что родоначальной магмой для вулканических пород был уже достаточно эволюционированный расплав. Особенности поведения ряда петрогенных и редких элементов являются косвенным доказательством существенной роли фракционной кристаллизации в происхождении тункинских вулканитов. Так, значительное обеднение пород Mg, Ca, Ni, Co, V и обогащение Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U при переходе от базальтов к андезитам можно объяснить значительным фракционированием оливина и, возможно, пироксена. При фракционировании таких ферромагнезиальных минералов, как оливин и пироксен, обычно уменьшаются концентрации совместимых элементов, например Ni и Cr, а содержания в расплаве несовместимых элементов, таких как Th, La, Nd, увеличиваются. Негативная корреляция MgO с Ti, Zr (см. рис. 4), а также с Nb, Y, REE и положительная с Cr (см. рис. 4) и Ni указывает на доминирующее фракционирование оливина в расплаве. При этом наличие ярко выраженного Sr минимума в андезитах может служить свидетельством фракционирования плагиоклаза. На образование андезитов в результате фракционной кристаллизации базальтового расплава может указывать также прямая корреляция SiO_2 с La при сравнении этих групп пород (рис. 9).

Роль коровой контаминации и возможное влияние слэба. При контаминации континентальной корой происходит обогащение расплава SiO_2 , Ba, Th, U и LREE при незначительном увеличении содержаний Ta, Nb, Ti и HREE, что приводит к появлению отрицательных аномалий по Nb, Ta, Ti и в значительной степени влияет на систематику Nb/Th, Nb/La, Nb/U, La/Sm отношений.

Наличие как слабовыраженных отрицательных, так и положительных Nb аномалий ($Nb/La_{PM} = 0.73-1.5$, $Nb/Th_{PM} = 0.9-7.2$) не позволяют по данным параметрам говорить о заметной ассимиляции коровым материалом.

Узкий диапазон колебаний значений Nb/U (среднее 62), располагающийся в пределах отношений, типичных для расплавов мантийного происхождения, низкие концентрации Th (0.6—2.1 г/т) указывают на то, что роль коровой контаминации при внедрении тункинских базальтов была ничтожно мала. Поскольку

содержания титана в верхне- и нижнекоровом материале малы, то умеренно-средние значения Ti/Yb, а также отсутствие корреляционных взаимоотношений в системе La/Sm—Nb/Th указывают на то, что процессы коровой контаминации не играли существенной роли при формировании вулканитов.

При этом породы андезитового состава отличаются пониженными Ti/Yb отношениями, значительным обогащением REE и появлением слабовыраженного Nb

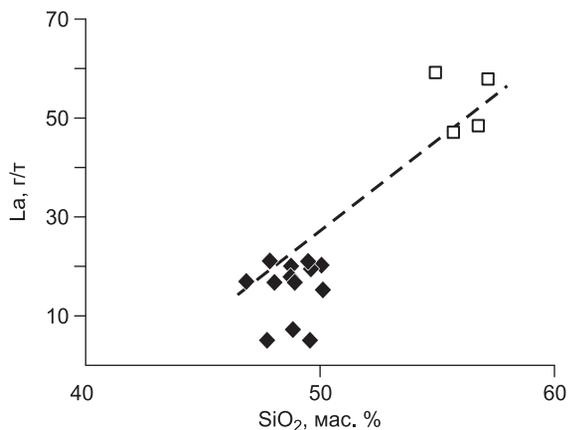
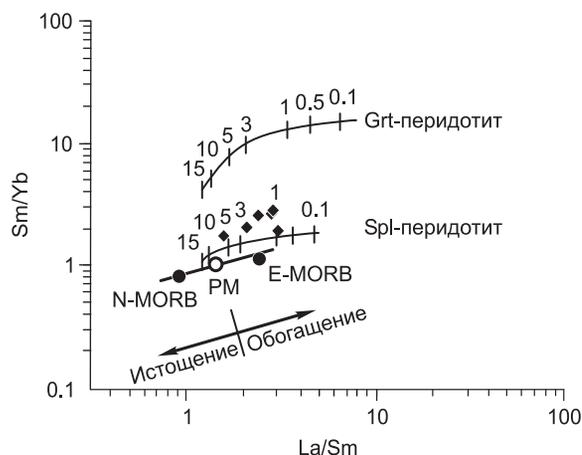


Рис. 9. Вариации концентраций La и SiO_2 в метавулканитах Тункинского террейна.

Показан тренд дифференциации от базальтов к андезитам.

минимума, что может указывать на коровую контаминацию при образовании андезитов. Но, в принципе, подобные эффекты могли возникнуть и за счет фракционной кристаллизации базальтового расплава.

Обогащение метавулканитов практически всеми несовместимыми элементами можно объяснить рядом причин: во-первых, это низкая степень частичного плавления мантийного источника, которая обуславливает высокие содержания всех несовместимых микроэлементов, во-вторых, наличие процессов фракционной кристаллизации, которые также способствуют повышению концентраций ряда микроэлементов.

Однако наблюдаемое обогащение тункинских метавулканитов LILE, LREE относительно HFSE и HREE нельзя объяснить только данными процессами. Подобное увеличение одних указанных элементов при относительном обеднении другими характерно для мантийного вещества, проработанного метасоматическими процессами, связанными с дегидратацией субдуцирующей океанической плиты.

Водонасыщенные флюиды, отделяющиеся от субдуцируемой океанической плиты, обогащены LILE (K, Cs, Rb, Ba, Pb) и LREE, но относительно обеднены высокозарядными (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) элементами и HREE. В то же время при значительном обогащении тункинских метавулканитов крупноионными литофильными, легкими редкоземельными элементами и наличии трога по Zr и Hf, резко выраженных отрицательных аномалий по Nb, Ta и Ti, характерных для надсубдукционных островодужных базальтоидов, не обнаруживается. На вероятной причине этого мы остановимся ниже.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Общая особенность метавулканитов Тункинского террейна — дифференцированность от базальтов до андезитов и обогащенность LILE, LREE, а также широкий диапазон составов по редким элементам от N-MORB до близких к OIB. В принципе, базальтоиды такого состава должны формироваться в субдукционных обстановках, в системе островная дуга—задуговой бассейн. От типичных островодужных базальтоидов анализируемые метавулканиты, как отмечалось, резко отличаются отсутствием четко выраженной негативной аномалией по Ta и Nb. В то же время базальты, не имеющие Nb минимума, в субдукционных обстановках встречаются в задуговых бассейнах [Fretzdorff et al., 2002; Leat et al., 2004]. Исчезновение относительного обеднения Nb и Ta, уменьшение отрицательной аномалии и даже появление положительной может быть связано с частичным подплавлением дегидратированного слэба (т.е. уже обедненного LILE и LREE, относительно Nb и Ta) (рис. 10) и контаминированием формирующихся в мантийном клине в задуговой области расплавов.

Остановимся на известных сейчас общих особенностях вулканитов задуговых бассейнов. В ранних исследованиях по вулканитам задуговых бассейнов содержался вывод об идентичности геохимического состава базальтов задуговых бассейнов и N-MORB [Hawkins, 1976; и др.]. Несколько позднее [Tarney et al., 1977] было показано, что базальты, образованные на ранних стадиях задугового спрединга (бассейн Скотиа), обогащены относительно MORB крупноионными литофильными элементами. Некоторые отличия химического состава базальтов от нормальных MORB были обнаружены и для ряда других задуговых бассейнов (например Марианский и Лай) [Sinton, Fryer, 1987]. Островодужные базальты в целом обладают более низкими содержаниями Ti, Zr и Y и ряда транзитных (V, Sc) элементов, что связано с различной степенью плавления источника типа N-MORB [Woodhead et al., 1993], т.е. при общей близости к источнику, подобному MORB, базальты задуговых бассейнов отличаются различной степенью обогащения несовместимыми элементами.

Во многих случаях в пределах одного бассейна были обнаружены базальты с геохимическими характеристиками, близкими как к N-MORB типу, так и обогащенные, близкие к источнику типа OIB [Ewart, Hawkesworth, 1986; Price et al., 1990; Fretzdorff et al., 2002; Taylor, Martinez, 2003; Leat et al., 2004]. Составы базальтов задуговых бассейнов, наряду с рассмотренными выше факторами, зависят от положе-

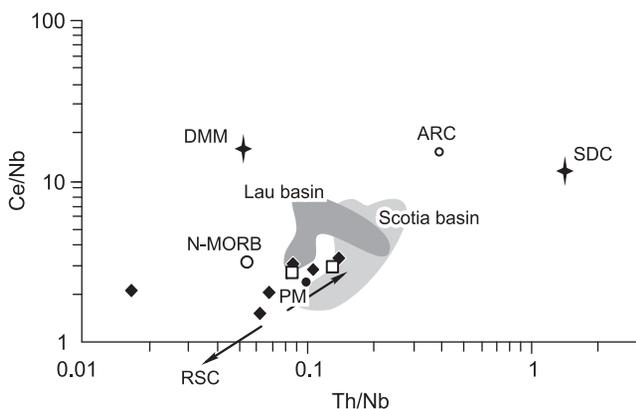


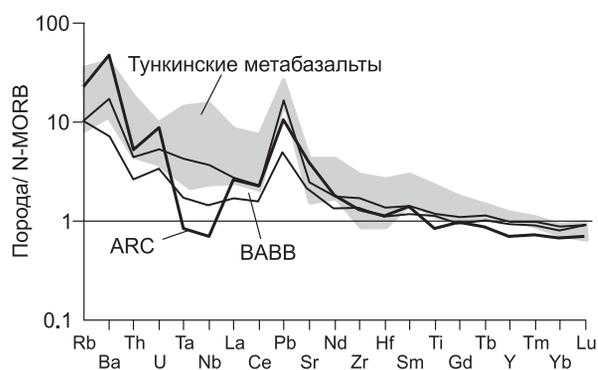
Рис. 10. Диаграмма Th/Nb и Ce/Nb по [Saunders et al., 1988] для метавулканитов Тункинского террейна.

DMM — компонент истощенного мантийного источника MORB, RSC — остаточный компонент рециклированного океанического слэба, SDC — субдукционный компонент островодужного магматизма, по [Saunders et al., 1988]. ARC — средний состав высоко-Mg базальта влк. Ключевской, по [Dorendorf et al., 2000].

Поля базальтов задуговых бассейнов: бассейн Лай (Lau basin), по [Leat et al., 2004], бассейн Скотиа (Scotia basin), по [Falloon et al., 1992].

Рис. 11. Диаграммы концентраций несовместимых элементов, нормированные по N-MORB [Sun, McDonough, 1989], для метабазальтов Тункинского террейна.

ВABB — поле базальтов задугового бассейна, по [Leat et al., 2004].



ния зоны задугового спрединга относительно вулканической дуги, типа (когерентный, рассеянный) и интенсивности спрединга, длительности (возраста) процесса и ряда других факторов [Сондерс, Тарни, 1987]. Именно поэтому в пределах задугового бассейна могут наблюдаться значительные вариации состава базальтоидов во всем диапазоне от N-MORB и ARC до сходных с OIB. Как раз подобные вариации составов мы наблюдаем в тункинских метавулканиках. Диапазон колебаний составов базальтов из различных частей задугового бассейна (ВABB) Южно-Сандвичевой дуги был взят из работы Лита и коллег [Leat et al., 2004]. Сопоставление тункинских метавулкаников с ВABB и типичными базальтоидами ARC приведены на рис. 11. Из последнего видно, что тункинские метавулканики в наибольшей степени близки именно вулканитам задуговых бассейнов.

Если пользоваться стандартными дискриминационными диаграммами, на которых не выделялись области базальтов задуговых бассейнов, точки составов тункинских метабазальтов попадают в поля как энсиалических, так и энсиматических островных дуг. Однако отсутствие по геохимическим данным в базальтах признаков контаминации материалом континентальной коры, а в составе разреза свиты метавулкаников известково-щелочной серии позволяет предполагать, что формирование бассейна происходило на коре океанического или переходного типа.

ВЫВОДЫ

Тункинские метавулканики характеризуются различной степенью обогащения несовместимыми элементами (относительно N-MORB) и отсутствием ярко выраженных аномалий по Nb, что позволяет идентифицировать их как базальтоиды задуговых бассейнов.

Происхождение первичных базальтовых магм, вероятно, связано с частичным плавлением мантийного источника, близкого к шпинелевому перидотиту в области мантийного клина, метасоматически проработанного процессами, связанными с дегидратацией субдуцирующей океанической плиты, и контаминированого при подплавлении дегидратированного слэба.

Приведенные геохимические данные позволяют предположить, что образование андезитов связано преимущественно с фракционированием базальтов в верхнекоревой магматической камере.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64117), ИП СО РАН № 9.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск, Наука, 1988, с. 91—115.

Беличенко В.Г., Складнев Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив и его восточное обрамление // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (Материалы Всероссийской научной конференции). Иркутск, 2002, с. 19—21.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 144 с.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртоого О., Арвиасбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 94—110.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск, Наука, 1981, 199 с.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Петрова З.И., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А. Геохимические параметры метатерригенных пород слюдянской серии как индикаторы источника и условий формирования протолита (Юго-Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2002, № 4, с. 399—410.

Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харягольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 2, с. 1—14.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 4, с. 518—522.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 102—133.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. Hydreted sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/ Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 175, p. 69—86.

Ewart A., Hawkesworth C.J. The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model // J. Petrol., 1986, v. 28, p. 495—530.

Falloon T.J., Malahoff A., Zonenchain L.P., Bogdanov Y. Petrology and geochemistry of back-arc basin basalt from Lau basin spreading ridges at 15, 18 and 19S // Miner. Petrol., 1992, v. 47, p. 1—35.

Fretzdorff S., Livermore R.A., Devey C.W., Leat P.T., Stoffers P. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean // J. Petrol., 2002, v. 43, p. 1435—1467.

Hart R. K. Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 6, p. 295—303.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 28, p. 283—298.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc., 1976, p. 66.

Leat P.T., Pearce J.A., Barker P.F., Millar I.L., Barry T.L., Larter R.D. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 227, p. 17—35.

Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J. Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basins magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // Contr. Miner. Petrol., 1990, v. 105, p. 106—121.

Polat A., Kerrich R., Wyman D. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belt, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // Precam. Res., 1999, v. 94, p. 139—173.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol., 1988, Special Litosphere Issue, p. 415—445.

Sinton J.M., Fryer P. Mariana trough lavas from 18° N implications for the origin of back-arc basalts // J. Geophys. Res., 1987, v. 12, p. 782—802.

Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, v. 34, p. 237—243.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in oceanic basins // Geol. Soc. London. Spec. Pub., 1989, v. 42, p. 313—345.

Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region // Maurice Ewing Series, 1: Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. Washington, DC, Amer. Geophys. Union, 1977, p. 367—377.

Taylor B., Martinez F. Back-arc basin basalt systematics // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 210, p. 481—497.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 28, p. 459—469.

Woodhead J., Eggins S., Gamble J. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 114, p. 491—504.