

ТИПЫ ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ И ЗАДУГОВЫХ БАСЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (по геохимическим данным)

В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко*, Л.З. Резницкий*

Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

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

Сравнительное изучение геохимических особенностей метавулканитов и метаосадков двух крупных террейнов — Байкало-Муйского и Хамардабан-Ольхонского, а также Байкало-Патомской пассивной окраины и Олоkitского аккреционного клина дает основание выделять вулканогенно-осадочные толщи, сформировавшиеся в обстановках островных дуг различных стадий зрелости, и фрагменты вулканогенно-осадочных комплексов задуговых и преддуговых бассейнов. Метабазальты медвежьей и туйской свит в основании толщи пассивной окраины и олоkitской серии по геохимическим особенностям близки к платобазальтам и фиксируют начало рифтогенного растяжения в краевой части платформы. Значительное количество метавулканитов и турбидитов в олоkitской серии, в отличие от толщи пассивной окраины, позволяет рассматривать эту структуру как аккреционный клин Байкало-Муйской островной дуги. Байкало-Муйский террейн по особенностям состава метавулканитов был сформирован в обстановке океанических энсиматических островных дуг и их задуговых и междуговых бассейнов с минимумом осадков и содержит пластины океанических офиолитов. Геохимические особенности метавулканитов и метаосадков ольхонского, таланчанского и слюдянского комплексов свидетельствуют об их формировании в обстановках энсиалического задугового бассейна с большим количеством осадочного материала (слюдянская, ольхонская и святоносская толщи), развитой островной дуги — Ангинско-Таланчанская палеодуга (ангинская и таланчанская толщи) и преддугового бассейна (хангарульская серия). По особенностям химизма и сопряженности истории развития все эти комплексы следует относить к единому Хамардабан-Ольхонскому террейну.

Геохимия метавулканитов, метаосадков, террейны, островные дуги, задуговые бассейны.

TYPES OF PALEOISLAND ARCS AND BACK-ARC BASINS IN THE NORTHEAST OF THE PALEOASIAN OCEAN (from geochemical data)

V.A. Makrygina, V.G. Belichenko, and L.Z. Reznitsky

Based on a comparative study of geochemistry of metavolcanics and metasediments of two large terranes, Baikal-Muya and Khamar-Daban-Ol'khon, the Baikal-Patom passive margin, and Olokit accretionary wedge, we have recognized volcanosedimentary series accumulated in the settings of island arcs of different maturities and fragments of volcanosedimentary complexes of back-arc and fore-arc basins. Metabasalts of the Medvezhevka and Tuya Formations in the basement of passive-margin sequence and the Olokit Group are similar in geochemistry to plateau basalts and mark the beginning of rifting on the platform periphery. The abundance of metavolcanics and turbidites in the Olokit Group permits this structure to be considered an accretionary wedge of the Baikal-Muya island arc. According to the metavolcanics composition, the Baikal-Muya terrane formed in the environment of oceanic ensimatic island arcs and back-arc and inter-arc basins with the minimum amounts of sediments and contains ophiolite slices. The geochemistry of metavolcanics and metasediments of the Ol'khon, Talanchan, and Slyudyanka complexes evidences their formation in the environment of ensialic back-arc sediment-rich basin (Slyudyanka, Ol'khon, and Svyatoi Nos series), developed island arc (Anga-Talanchan paleoarc, Anga and Talanchan Groups), and fore-arc basin (Khangarul' Group). According to chemistry and evolution history, all these complexes must be assigned to the Khamar-Daban-Ol'khon terrane.

Geochemistry of metavolcanics and metasediments, terranes, island arcs, back-arc basins

ВВЕДЕНИЕ

Складчатое обрамление Северо-Азиатского кратона представляет собой сложный коллаж террейнов разной геодинамической природы, сформированный в результате аккреционно-коллизийных процессов в краевой части Палеоазиатского океана. В палеогеодинамических реконструкциях последних лет широко применяется террейновый анализ [Парфенов и др., 1998], предполагающий всестороннее использование данных геологического картирования, тектоники, магматизма, седиментации, геохронологии, метаморфизма, геохимии, палеомагнетизма и т. п. Однако, судя по количеству существующих вариантов схем террейнов, отличающихся друг от друга, основные требования террейнового анализа в значительной мере не реализуются. Это связано, в частности, с недостаточностью фактического материала, касающегося вещественных характеристик слагающих террейны комплексов, их структурных особенностей и др.

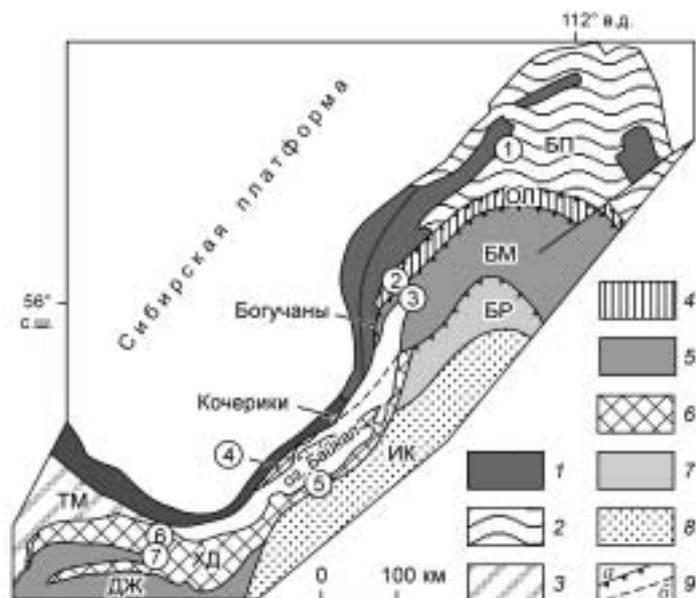


Рис. 1. Схема расположения террейнов в южном обрамлении Сибирской платформы, по [Парфенов и др., 1998; 2003].

1 — выступы фундамента платформы; 2 — метаосадки Байкало-Патомской пассивной окраины (БП); 3 — Тувино-Монгольский микроконтинент (ТМ); 4 — Олоkitский аккреционный клин (ОЛ); террейны: 5 — Байкало-Муйский (БМ) и Джидинский (ДЖ), 6 — Хамардабан-Ольхонский (ХД), 7 — Баргузинский (БР), 8 — Икатский (ИК); 9 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые. Цифры в кружках — местоположение изученных толщ: 1 — медвежьевская свита, 2 — туйская свита, 3 — нюрндукуанская серия, 4 — ольхонская и ангинская толщи, 5 — таланчанская и святоноская толщи, 6 — слюдянская и 7 — хамардабанская серии.

В настоящей статье использована схема террейнов, которая была принята при составлении геодинамической карты Центральной и Северо-Восточной Азии [Парфенов и др., 2003] (рис. 1). Мы рассматриваем один из

наиболее сложных и дискуссионных окраинных участков Центрально-Азиатского подвижного пояса, включающего в себя все Прибайкалье и северо-западную часть Байкальской горной области. Здесь выделяются: Байкало-Патомская пассивная окраина кратона и террейны позднерифейского и раннепалеозойского орогенных поясов — Байкало-Муйский, Олоkitский, Хамардабанский, Байкальский, Баргузинский, Икатский, Джидинский.

Байкало-Муйский террейн относится к категории сложных. В его строении принимают участие океанический, островодужный и кратонный субтеррейны, и он является одним из наиболее представительных в строении верхнерифейского орогенного пояса (Циркумсибирского [Парфенов и др., 2003]). Геодинамическая природа Олоkitского террейна дискуссионна: одними исследователями он определяется как аккреционный клин [Зорин и др., 1997], другими — как рифтовая структура окраины континента [Булдыгеров и др., 1988].

Хамардабан-Ольхонский (в который мы предлагаем объединить Хамардабанский и Байкальский террейны), Баргузинский, Икатский и Джидинский террейны являются составными частями раннепалеозойского Енисей-Забайкальского орогенного пояса [Парфенов и др., 2003]. Хамардабан-Ольхонский и Баргузинский террейны из-за проявленного в них высокого метаморфизма относятся к террейнам с неясной геодинамической категорией. Однако установленная изохимичность регионального метаморфизма позволяет при планомерных геохимических исследованиях метавулканитов и метаосадков проводить достаточно обоснованные реконструкции истории развития этих террейнов. Свидетельством тому является приведенный в статье материал, полученный при геохимических исследованиях метаморфических пород Хамардабан-Ольхонского и частично Байкало-Муйского террейнов, а также Байкало-Патомской пассивной окраины.

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы с северо-востока на юго-запад представляет цепочку зональных метаморфических комплексов от патомского, олоkitского, нюрндукуанского на севере до ольхонского, хамардабанского и слюдянского на юге. Объединяет эти комплексы близость к краю кратона, сложная тектоническая история и нижнепалеозойский возраст метаморфизма.

Рассмотрим особенности состава метавулканитов, метаинтрузивных пород и метаосадков этих комплексов (табл. 1—3), которые могут прояснить геодинамическую природу данных блоков коры. Приведенные средние данные получены по анализам, выполненным в лабораториях ИГХ и ИЗК СО РАН (г. Иркутск), с привлечением литературных данных [Цыганков, 2005]. Силикатные анализы сделаны главным образом методом РФА, редкие элементы определялись эмиссионным спектральным анализом, методом пламенной фотометрии и ICP-MS с применением международных и российских стандартов [Afonin et al, 1992, Geostandards Newsletters, 1994]. РЗЭ определялись в основном с помощью ICP-MS, в части проб — методом INAA, аналитик В.А. Бобров.

БАЙКАЛО-ПАТОМСКАЯ ПАССИВНАЯ ОКРАИНА

К патомскому метаморфическому комплексу относится мощная флишоидная толща метаосадочных пород с широким развитием углеродистых сланцев, метасаммитов, метаалевролитов, высокоглиноземистых метапелитов и карбонатных пород, слагающая Байкало-Патомское нагорье (см. рис. 1). Метавулканиты есть только в основании толщи. Они представлены метабазами медвежьевской свиты и залегают на высокоглиноземистых сланцах и кварцитах пурпольской свиты. Пурпольские сланцы, в свою

Таблица 1.

Средний состав метабазальтов и метаандезитов разных террейнов

Компонент	Патом-ский	Олокит-ский	Байкало-Муйский						Хамардабанский									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	n = 7	n = 8	n = 15	n = 4	n = 7	n = 16	n = 12	n = 4	n = 11	n = 8	n = 4	n = 5	n = 6	n = 4	n = 7	n = 11	n = 7	n = 8
SiO ₂ , мас. %	48.89	47.97	47.96	50.26	49.17	48.54	55.94	56.38	49.78	47.50	50.43	48.54	51.20	48.03	55.17	55.37	58.69	65.63
TiO ₂	0.89	0.88	2.22	0.90	0.42	0.93	1.04	0.31	0.63	1.19	0.65	2.15	1.60	2.30	1.03	0.98	0.83	0.51
Al ₂ O ₃	15.58	14.34	15.84	12.66	5.43	15.35	14.49	15.40	16.27	14.76	12.77	16.34	17.47	16.42	16.99	17.29	17.60	14.86
Fe ₂ O ₃	3.72	6.45	5.05	3.68	3.70	4.99	4.91	1.06	2.35	4.58	2.60	3.59	4.62	2.51	2.54	3.30	3.57	1.79
FeO	8.22	6.63	6.78	8.24	6.15	5.67	5.33	6.01	8.09	8.61	5.61	7.76	4.66	9.69	5.34	3.99	3.41	3.50
MnO	0.25	0.20	0.19	0.19	0.17	0.17	0.16	0.12	0.18	0.20	0.16	0.17	0.14	0.17	0.13	0.12	0.14	0.09
MgO	7.46	7.20	6.46	8.49	8.62	7.06	4.23	6.50	7.18	7.20	11.40	4.85	4.51	5.22	3.83	3.81	2.60	2.22
CaO	10.30	9.98	9.06	10.47	10.96	7.40	4.86	5.74	11.51	11.10	11.95	10.50	7.95	7.30	6.86	6.67	6.21	4.55
Na ₂ O	3.12	2.04	3.42	1.96	2.46	3.43	5.01	3.96	2.54	2.92	1.94	2.72	3.56	3.94	3.90	4.06	4.25	4.14
K ₂ O	0.16	0.25	0.99	0.46	0.74	0.31	0.40	0.59	0.22	0.43	0.56	1.25	1.45	2.31	2.28	1.21	1.58	1.40
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.42	0.10	0.06	0.19	0.24	0.05	0.08	0.13	0.12	0.44	0.44	0.37	0.30	0.34	0.34	0.17
П.п.п.	1.92	2.45	0.85	1.81	1.29	5.46	3.64	3.42	0.59	1.05	1.22	0.82	1.48	0.95	1.00	1.83	0.31	0.64
Li, г/т	24	16	8.2	7.5	10.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	15	23	8.5	10.5	16	32	16	13	11	15
Rb	3.5	6	12	16	11	6	8	13	2.4	4.2	3.5	22	28	56	44	20	34	22
Ba	67	110	572	108	145	208	201	270	69	152	50	353	506	370	769	562	730	650
Sr	98	89	481	163	148	285	200	140	314	220	191	620	904	560	598	743	980	480
Co	53	68	50.6	57	44	40	28	24	47	60	46	30	24	30	20	21	11	12
Ni	151	97	73	191	113	80	32	113	101	130	430	55	45	61	39	56	11	23
Cr	331	153	144	703	384	307	195	210	340	209	1250	67	44	29	85	56	24	51
V	294	346	404	495	345	253	232	25	293	308	310	235	260	140	148	205	89	100
Sc	44	42	55	72	70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28	54	49	24	27	27	28	25	11	12
La	5.6	3.7	22	7.8	4.3	6.75	20.5	5.16	2.5	8.4	8	25	26	26	23	16	29	12
Ce	14.3	10.2	49	25	9.7	14.7	41	9.55	8.4	20	19	52	60	62	50	42	60	32
Nd	9.8	9.7	24	8.3	7.2	9.13	22	4.78	9	16	12	29	34	36	27	22	29	14
Yb	1.8	3.1	4.1	2.9	2.2	1.9	3.59	0.96	2.2	2.65	2.1	3.4	2.8	2.4	2.3	2	1.5	1.8
Zr	40	50	236	66	82	67	121	50	58	71	72	200	171	180	170	141	180	120
Th	0.8	Не опр.	Не опр.	0.75	0.7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.26	0.9	0.26	1.54	Не опр.	0.81	5.18	Не опр.	2.1	Не опр.
Nb	4.4	2	13.7	3.2	1.4	1.8	4.3	2.5	3	6	Не опр.	7	»	5.87	7.19	»	7.85	»

Примечание. 1—5 — метабазальты: 1 — медвежевская, 2 — тыйская свиты; 3 — Богучанский, 4 — Кочериковский блоки; 5 — нюрндукуанская серия; 6—8 — келянская серия: метабазальты, андезиты и бонинит [Цыганков, 2005]; 9 — амфиболиты, двупироксеновые сланцы ольхонской, 10 — то же, слюдянской и 11 — святоносской толщ. Ангинско-Таланчанская палеодуга: 12, 13 — метабазальты, 15, 16 — метаандезиты ангинской толщи (Цыганзабинская и Маломорская зоны); 14 — метабазальты и 17, 18 — метаандезиты черногровской свиты и таланчанской серии. Жирным выделены индикаторные элементы; Не опр. — элемент не определялся.

Таблица 2.

Средний состав дометаморфических интрузивных пород

Компонент	Байкало-Муйский террейн						Хамардабанский террейн					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	n = 7	n = 6	n = 6	n = 34	n = 6	n = 6	n = 4	n = 4	n = 7	n = 2	n = 2	n = 8
SiO ₂ , мас. %	48.68	47.09	49.81	46.91	57.48	67.23	49.11	50.15	62.52	62.93	66.65	47.97
TiO ₂	0.85	0.32	1.10	1.10	0.98	0.59	1.34	1.33	0.61	0.63	0.54	0.71
Al ₂ O ₃	16.22	21.57	14.39	16.22	15.15	13.83	15.44	15.67	16.46	16.45	15.91	15.56
Fe ₂ O ₃	3.51	2.18	4.75	4.20	2.41	2.14	3.86	4.07	2.07	1.98	1.54	3.92
FeO	6.70	4.21	7.36	7.47	6.19	3.33	7.54	7.20	3.27	3.31	3.15	6.43
MnO	0.18	0.09	0.19	0.20	0.20	0.09	0.18	0.18	0.06	0.08	0.08	0.17
MgO	8.28	8.50	6.34	7.41	3.77	1.45	7.05	5.94	2.52	2.32	1.15	10.53
CaO	10.03	10.81	9.02	10.40	6.00	3.34	9.71	8.95	4.47	4.33	3.18	9.61
Na ₂ O	2.74	2.49	2.72	2.46	3.79	4.48	2.95	3.11	3.84	3.96	4.37	2.45
K ₂ O	0.59	0.28	1.68	0.49	0.82	1.30	0.99	1.36	2.19	2.21	2.29	0.46
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.12	0.19	0.36	0.11	0.22	0.22	0.19	0.20	0.17	0.17
П.п.п.	1.44	1.97	1.78	2.79	2.74	1.84	0.81	0.06	1.26	1.11	0.60	1.64
Li, г/т	13	4.8	12	He опр.	He опр.	He опр.	4.6	10	22	32	39	8
Rb	8.5	3.1	24	14	59	26	2.4	16	54	55	55	3
Ba	177	112	460	243	678	774	247	504	628	733	775	243
Sr	340	522	332	297	321	277	588	643	473	560	475	617
Co	49	51	40	43	29	14	45	30	13	12	7.7	48
Ni	97	122	111	74	45	25	81	42	47	24	12	115
Cr	279	207	600	405	206	He опр.	170	48	69	15	10	230
V	241	51	482	263	139	63	164	213	149	49	28	205
Sc	55	16	77	He опр.	He опр.	He опр.	39	28	21	13	35	26
La	3.3	2	8.5	10	13.9	11	11	17	15	21	19	14.2
Ce	6.6	3.8	30.5	22.1	32	24.7	26	47	36	35	34	31.8
Nd	12.6	3.9	15.5	13.9	16	13.2	14	24	20	22	20.5	18.3
Yb	1.8	0.4	3.3	2.56	1.9	1.88	1.8	2.7	1.2	27	3	1.41
Zr	71	32	78	75	212	411	57	138	135	210	230	32

Примечание. 1, 2 — средне- и высокоглиноземистые метагаббро, нюрундуканская серия; 3 — габбро, Кочериковский блок; 4—6 — габбро, диориты и тоналиты в келянской серии [Цыганков, 2005]; 7, 8 — габбро, Бугульдейский и Озерский массивы; 9, 10 — диориты, Аральский и Крестовский массивы; 11 — гранодиориты, Крестовский массив в ангинской свите Приольхонья; 12 — габбро в таланчанской серии.

Таблица 3.

Средние составы метапелитов и метаграувакк разных террейнов

Компонент	Пассивная окраина			Хамардабанский террейн										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	n = 41	n = 21	n = 25	n = 7	n = 23	n = 33	n = 8	n = 1	n = 1	n = 26	n = 26	n = 26	n = 24	n = 25
SiO ₂ , мас. %	49.69	64.44	63.42	63.92	62.42	59.25	65.53	50.81	66.66	63.68	59.7	62.21	62.48	59.94
TiO ₂	1.2	0.88	1.21	0.76	0.78	0.78	0.64	1.32	0.56	0.71	0.9	1.00	1.10	1.13
Al ₂ O ₃	29.7	15.21	18.51	16.31	15.44	15	14.41	19.86	15.37	16.64	16.96	18.43	13.82	12.30
Fe ₂ O ₃	4.64	2.4	1.8	1.80	2.87	2.05	1.67	2.11	1.34	2.5	3.89	1.97	1.94	1.82
FeO	7.5	5.26	5.32	4.51	4.39	6.36	5.36	9.6	3.23	4.82	6.75	5.35	5.60	5.38
MnO	0.15	0.15	0.09	0.11	0.13	0.15	0.49	0.18	0.11	0.21	0.23	0.11	0.11	0.16
MgO	0.73	4.16	1.59	2.70	3.73	6.16	2.29	5.93	1.74	2.2	6.15	2.32	6.06	5.86
CaO	0.29	2.99	0.46	2.72	2.34	3.82	3.08	2.45	2.49	2.16	2.42	0.92	3.59	10.07
Na ₂ O	0.85	2.47	0.88	3.62	2.68	2.45	2.83	2.93	3.1	2.86	2.13	2.17	3.13	2.74
K ₂ O	1.71	0.78	3.22	2.31	3.23	1.88	1.53	2.8	3.85	2.67	1.86	3.18	2.06	0.58
P ₂ O ₅	0.27	0.12	0.08	0.17	0.17	0.21	0.17	0.15	0.12	0.1	0.11	0.09	0.19	0.22
Li, г/т	14.5	33	48	28	27	34	20.5	14	35	58	31	73	43	9
Rb	75	32	108	57	76	57	34	100	88	78	56	107	50	8
Ba	620	204	890	819	980	891	1897	800	1600	1398	1230	877	745	330

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Sr	138	187	160	440	264	280	365	190	410	300	229	158	276	291
Co	40	15	7	22	24	32	19	38	11	15	26	17	26	24
Ni	107	71	36	40	220	403	15	160	28	50	320	53	229	226
Cr	100	186	164	64	284	377	16	240	41	86	342	127	568	584
V	128	163	225	148	227	251	101	240	58	199	271	141	121	116
Sc	33	20	25	26	35	39	26	35	30	46	39	26	26	21
La	116	20	30	29	40	24	35.4	31	54	42	46	48	33	25
Ce	227	84	86	56	71	46	56.4	80	93	73	92	117	88	84
Nd	95	25	30	29	35	25	34.6	38	44	37	40	42	35	26
Yb	5	3.9	3.6	2.6	3.4	3.1	4.7	5.5	4.1	3.8	3.9	4.7	3.6	3.6
Zr	208	170	220	207	188	138	144	180	230	305	146	216	He опр.	He опр.

Примечание. 1 — высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты; 2, 3 — метapelиты анангской свиты патомского комплекса; 4 — метаграувакки ольхонской серии; 5, 6 — биотит-гранатовые и биотит-гиперстеновые гнейсы слюдянской серии [Петрова и др., 2002]; 7 — гранат-биотитовые гнейсы ангинской и 8, 9 — таланчанской свиты; 10, 11 — биотит-гранатовые и биотит-гиперстеновые гнейсы хангарульской серии [Петрова и др., 2005]; 12 — метapelиты корниловской и 13, 14 — метаграувакки шубутуйской свит хамардабанской серии.

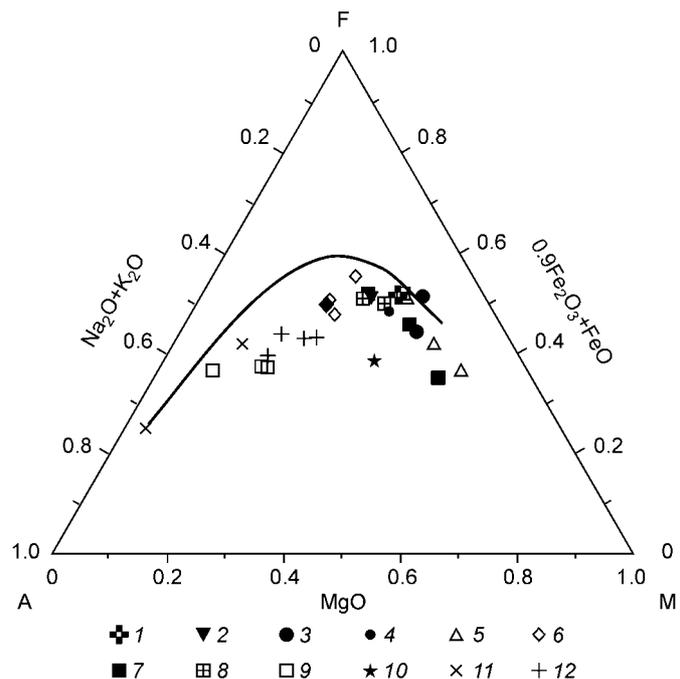
очередь, ложатся непосредственно на гранитогнейсы краевой части Чуйского поднятия (выступа фундамента платформы) и на основании особенностей состава трактуются как переотложенная кора выветривания (см. табл. 3) [Петров, Макрыгина, 1975]. Выше по разрезу патомской толщи встречаются параамфиболиты (анангская свита), которые можно интерпретировать как туфовые продукты вулканической деятельности с примесью карбонатного материала. Возрастной интервал отложения осадков патомской толщи по разным данным 1100—650 млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Она зонально метаморфизована от низов зеленосланцевой до высокой амфиболитовой фации повышенных давлений (кианит-силлиманитовая фациальная серия).

Большинство исследователей сходятся во мнении, что эта толща отлагалась на пассивной окраине Сибирского континента [Парфенов и др., 1998]. Начальной стадией ее образования, по-видимому, было рифтогенное растяжение после длительного периода эрозии, образования и переотложения кор выветривания. Затем происходило излияние основных пород (медвежьей свиты), имеющих геохимические характеристики, промежуточные между NMORB и платобазальтами (см. табл. 1, рис. 2; 3, а; 4, а) [Макрыгина и др., 2005]. Наличие выступов фундамента платформы среди отложений патомской толщи подтверждает ее залегание на шельфовом склоне континента, чему не противоречит флишоидный характер осадков и особенности их состава [Петров, Макрыгина, 1975].

Геодинамическая позиция Олоkitского прогиба дискуссионна: ее считают и рифтогенным прогибом [Булдыгеров и др., 1988], и аккреционным клином [Зорин и др., 1997], сжатым надвигающимся с юга Байкало-Муйским существенно вулкано-генным террейном, и продолжением отло-

Рис. 2. Средние составы (мас. %) метавулканитов, метагаббро и диоритов на диаграмме Куно AFM.

1—6 — метабазальты: 1 — медвежьей и тыйской свит, 2 — Богучанского блока, 3 — нюрндуканской, 4 — келянской серий, 5 — слюдянской, ольхонской и святоносской серий, 6 — ангинской и таланчанской толщ; 7, 8 — метагаббро: 7 — нюрндуканской и кочериковской серий, 8 — озерского комплекса; 9 — диориты и гранодиориты в ангинской толще; 10 — бониниты, 11 — тоналиты и риолиты келянской серии [Цыганков, 2005]; 12 — андезитобазальты и метаандезиты ангинской и таланчанской толщ. Здесь и далее: залитые значки — Байкало-Муйский террейн, пустые — Хамардабан-Ольхонский.



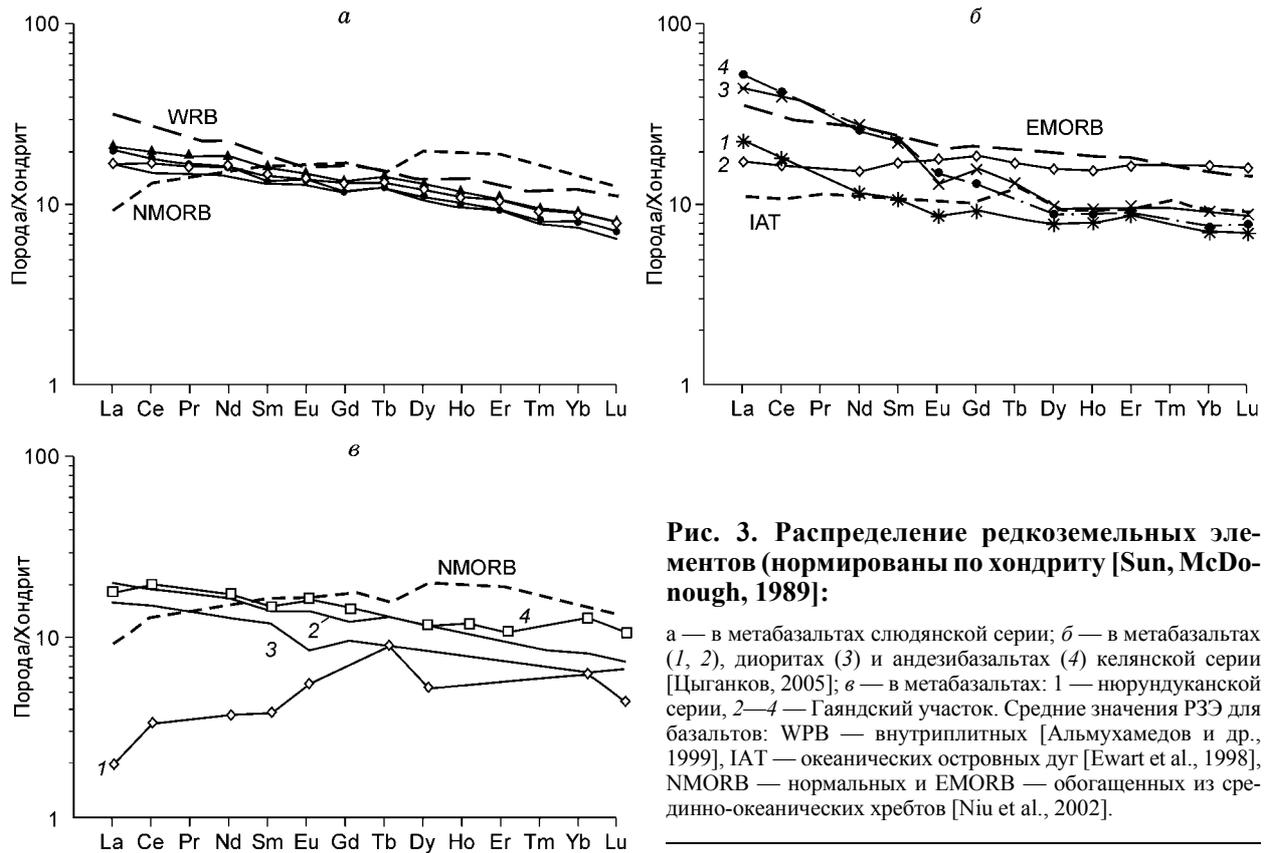


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов (нормированы по хондриту [Sun, McDonough, 1989]):

а — в metabазальтах слюдяной серии; б — в metabазальтах (1, 2), диоритах (3) и андезитобазальтах (4) келянской серии [Цыганков, 2005]; в — в metabазальтах: 1 — нюрнудуканской серии, 2—4 — Гаяндский участок. Средние значения РЗЭ для базальтов: WPB — внутриплитных [Альмухамедов и др., 1999], IAT — океанических островных дуг [Ewart et al., 1998], NMORB — нормальных и EMORB — обогащенных из срединно-океанических хребтов [Niu et al., 2002].

жений патомской пассивной окраины. Фактом является то, что на катаклазированной окраине Чуйского выступа фундамента фрагментарно залегают высокоглиноземистые сланцы тулуокитской свиты (аналога пурпольской), а на них — metabазальты тыйской свиты, геохимического аналога медвежьей (см. рис. 3, а; 4, а), с приближенным возрастом протолита по данным Rb-Sr изохронного метода 927 ± 10 млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Вдоль верхней границы тыйских хлорит-актинолитовых сланцев встречаются линзы „межформационных“ конгломератов, галька которых представлена гранитогнейсами, граносиенитами и амазонитовыми пегматитами чуйской серии [Макрыгина, 1991], что свидетельствует еще об одном периоде размыва перед накоплением собственно терригенно-вулканогенно-карбонатных отложений олокинской серии. Вся толща метаморфизована от низов зеленосланцевой до кианит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации.

В средней части разреза выделяется итыкитская свита основных метавулканитов, а в верхней части метаосадочной олокинской серии значительную роль играют слабо-метаморфизованные эффузивы сыннырской свиты субщелочного состава [Мануйлова, Зарубин, 1981] с возрастом 670 млн лет [Булдыгеров и др., 1988].

БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ТЕРРЕЙН

Южнее расположен сложный, состоящий из нескольких субтеррейнов Байкало-Муйский или Келянский террейн [Парфенов и др., 1998]. Его строение, состав и геодинамическая эволюция подробно рассмотрены А.А. Цыганковым [2005]. На основании

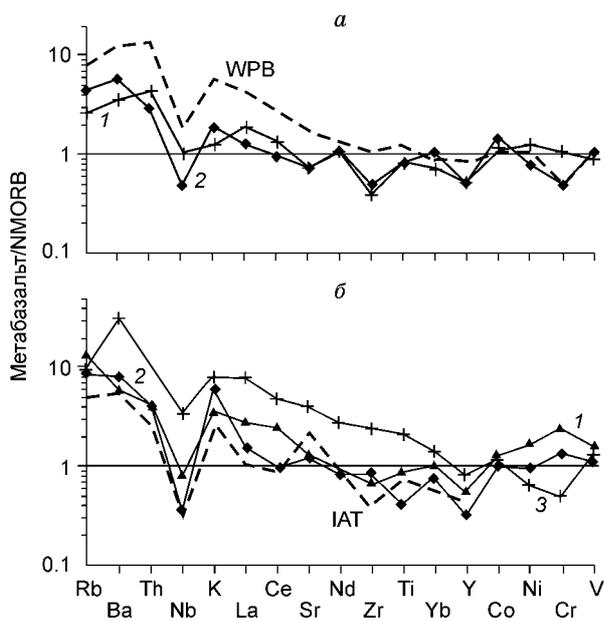
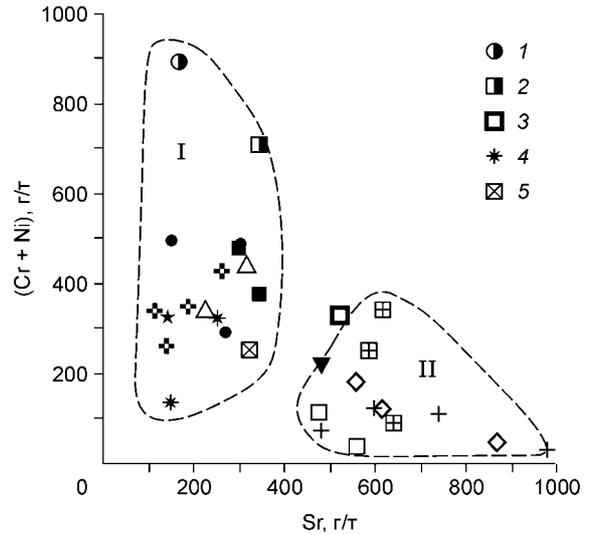


Рис. 4. Спайдер-диаграммы редких элементов (нормированы по NMORB) для metabазальтов Байкало-Муйского террейна:

а — медвежьей (1) и тыйской (2) свит в основании толщи пассивной окраины; б — Кочериковского блока (1), нюрнудуканской серии (2), Богучанского блока (3).

Рис. 5. Соотношение средних содержаний (Cr + Ni) и Sr в метаматматических породах Байкало-Муйского и Хамардабан-Ольхонского террейнов и базального горизонта отложений Байкало-Патомской пассивной окраины.

1 — метабаазальты и 2 — габбро Кочериковского блока; 3 — высокоглиноземистые габбро в нюрнудуканской серии; 4 — андезибазальты, метаандезиты и 5 — диориты келянской серии [Цыганков, 2005]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2. Поля составов: I — океанических островных дуг, задуговых бассейнов, II — зрелой энсиалической островной дуги.



геохронологических данных им выделяются две возрастные группы основных—ультраосновных плутонов с признаками островодужного происхождения — позднерифейские (825—700 млн лет) и более поздние (630—580 млн лет), которые также обладают островодужными характеристиками, но автор считает их синколлизионными.

Мы рассматриваем западную часть Байкало-Муйского террейна, где более отчетливо видны его взаимоотношения с другими блоками. Эта часть представлена отложениями нюрнудуканской свиты, надвинутыми на сложнослоистые отложения олокитской серии. Свита сложена метабаазальтами с расслоенными ультрабазит-базитовыми и анортозитовыми массивами и трактуется как протоофиолитовый пояс [Клитин, Павлова, 1974]. Действительно, ряд гипербазитовых массивов [Цыганков, 2005] и отдельные пробы метабаазальтов (см. рис. 3, в, 1) соответствуют океаническим офиолитам. Однако по геохимическим особенностям большинства метабаазальтов и габброидов — уровням содержаний и соотношениям K, Ti, Sr, Ni и Cr, спектрам РЗЭ (см. рис. 2; 3, а; 5), они в большей степени соответствуют базальтам юных океанических островных дуг и спрединговых зон энсиматических задуговых бассейнов. По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов эти породы слабо обогащены K, Rb, Ba и Th (см. рис. 4, б). Почти полное отсутствие в толще осадочных пород также свидетельствует в пользу такого предположения. Возраст габброидов Слюдинского массива, по данным Sm-Nd метода, составляет 618 ± 61 млн лет [Макрыгина и др., 1993], и по составу они близки метабаазальтам (см. табл. 2, рис. 2; 6). Метаморфизм метавулканитов меняется от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации с развитием плагиомигматитов и плагиогранитных массивов. В Гаяндском блоке, который, по мнению А.А. Цыганкова [2005], является пластиной келянской серии, он понижается до пренит-пумпеллитовой субфации. Возраст этих метабаазальтов, по данным Rb-Sr метода, намного древнее — 1135 ± 80 млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Перекрытие пород нюрнудуканской толщи неметаморфизованными породами холоднинской

свиты вендского или раннекембрийского возраста свидетельствует о дораннепалеозойском приращении этой структуры к кратону.

В нюрнудуканской толще встречаются небольшие тектонические блоки, повернутые относительно общего простирания пород и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (Богучанский блок). Двупироксеновые сланцы этого блока по составу отвечают ба-

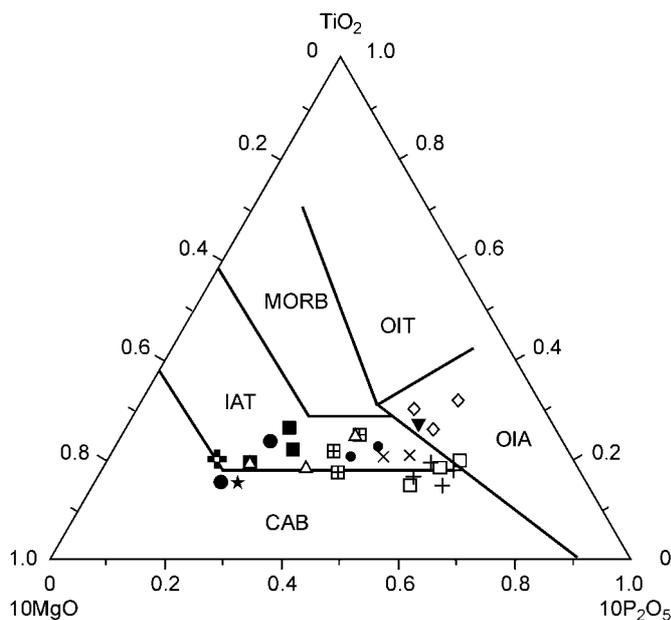


Рис. 6. Средние составы метавулканитов и метаинтрузивных пород Байкало-Муйского (залитые значки) и Хамардабан-Ольхонского (незалитые) террейнов на дискриминационной диаграмме Маллена [Mullen, 1983].

Усл. обозн. см. на рис. 2. MORB — базальты срединно-океанических хребтов и окраинных морей, IAT — толеиты островных дуг, CAB — известково-щелочные базальты островных дуг, OIT — толеиты и OIA — щелочные базальты океанических островов.

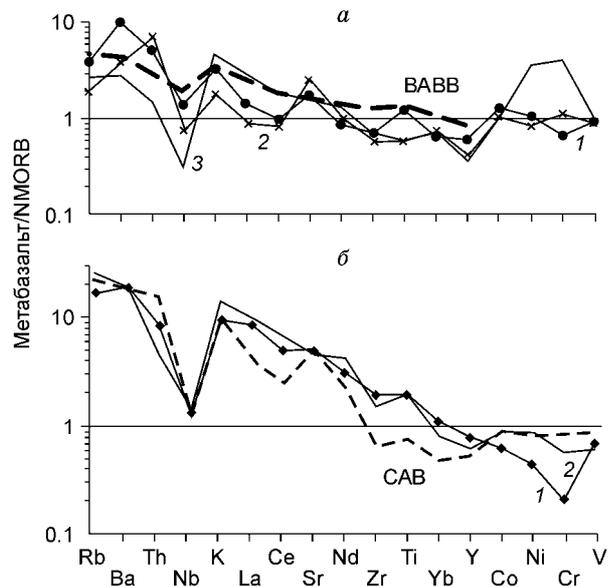
зальтам океанических островов (см. рис. 4,а) и имеют более древний возраст цирконов — 905 ± 30 млн лет [Макрыгина и др., 1993]. Пласты двупироксеновых сланцев, поперечные простиранию амфиболитов и полосчатых габбро Тонкого мыса, принимались ранее за дайковый комплекс, но по субщелочному составу метабазитов не могут его представлять. Разворот структур этого блока поперек директивного северо-восточного простирания пород нюрндукуанской толщи, как и гранулитовая степень метаморфизма, может быть доказательством его чужеродности. Об этом же свидетельствует обогащенность двупироксеновых сланцев (метабазальтов) щелочными и многозарядными редкими элементами (K, Ti, Zr, PЗЭ), что делает их спайдер-диаграмму идентичной базальтам океанических островов (см. рис. 4,б).

Далее к юго-западу, на западном берегу Байкала расположен Кочериковский блок метабазальтов, метагаббро с плагиогранитами. По составу габбро и метабазальты этого блока (см. табл. 1, 2) [Макрыгина, Петрова, 2000] совпадают с таковыми в нюрндукуанской толще, но резко обогащены Ni и Cr (см. рис. 4, б; 5).

Келянская толща восточной части Байкало-Муйского террейна имеет более пестрый состав с появлением метаосадков в основном вулканомиктовой природы, но преобладают вулканиды от базальтов и андезитобазальтов до риолитов (см. табл. 1) [Цыганков, 2005]. По геохимическим особенностям — распределению редких земель (см. рис. 3, б), положению на дискриминационных диаграммах (см. рис. 6) они отвечают производным магматизма океанических островных дуг. В то же время в Парамском тектоническом блоке наряду с гипербазитовым Парамским массивом присутствуют метавулканиды с характеристиками NMORB (см. рис. 3, б), что трактуется рядом исследователей как наличие пластин офиолитов зоны океанического спрединга. Поскольку эта часть террейна метаморфизована в условиях цеолитовой субфации зеленосланцевой фации, в породах часто сохраняются реликты структур вулканидов. Низкий метаморфизм позволил определить возраст этих образований: и вулканиды, и интрузивные члены островодужной ассоциации укладываются в интервал 825—700 млн лет [Цыганков, 2005]. Здесь обнаружены бониниты, что служит прямым доказательством существования в прошлом океанической островной дуги. В то же время таллаинский габбро-гранитный комплекс, представленный в основном бимодальными разностями, имеет возраст 612 ± 62 млн лет [Изох и др., 1998]. По составу они ложатся в те же поля, что и вулканиды островодужной ассоциации (см. рис. 2, 5, 6), но, видимо, представляют другой этап развития островодужного магматизма.

ХАМАРДАБАН-ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН

Осадочно-вулканогенная толща Приольхонья и о. Ольхон ранее выделялась в самостоятельный Байкальский террейн. По геохимическим особенностям толщ, как мы увидим ниже, его целесообразно объединить с Хамардабанским террейном. Толща представлена коллажем тектонических пластин, но отчетливо делится на три зоны: Маломорскую (северную), Центральную и Цаганзабинскую (южную). Центральная сложена ольхонской серией и состоит из так называемых купольных зон — интенсивно гранитизированных пачек биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, реликты которых хорошо прослеживаются среди гранитогнейсов. Они обрамлены амфиболитами, пачками переслаивания мраморов, кварцитов и диопсид-скаполит-плагиоклазовых сланцев. Состав амфиболитов ольхонской серии отвечает толеитовым базальтам несколько повышенной относительно NMORB железистости и содержания Rb, Ba, Th и Sr (см. табл. 1, рис. 2; 5; 7, а), что позволяет сопоставлять их с базальтами окраинных морей (см. рис. 7, а), [Сондерс, Тарни, 1987]. По распределению PЗЭ (рис. 8, б) метабазальты ольхонской серии и габбро Будунского массива на о. Ольхон имеют промежуточный вид между NMORB и EMORB.



Метаосадки ольхонской серии на диаграмме Al_2O_3/SiO_2-SiO_2 образуют полный ряд от кварцитов до глиноземистых гнейсов (рис. 9). Гранат-биотитовые гнейсы по геохимическим признакам попадают на диаграмме Бхатия в поле граувакк островных дуг (см. табл. 3, рис. 10). Диопсидовые сланцы по составу отвечают туффитам (туфы основных пород с примесью карбонатного материала).

Рис. 7. Спайдер-диаграммы редких элементов в метабазальтах:

а — слюдянской (1), ольхонской (2) и святоносской (3) толщ, BABV — окраинно-морские современные базальты [Wilson, 1989]; б — ангинской (1) и талланчанской (2) толщ, CAB — известково-щелочные островодужные современные базальты [Baily, 1981].

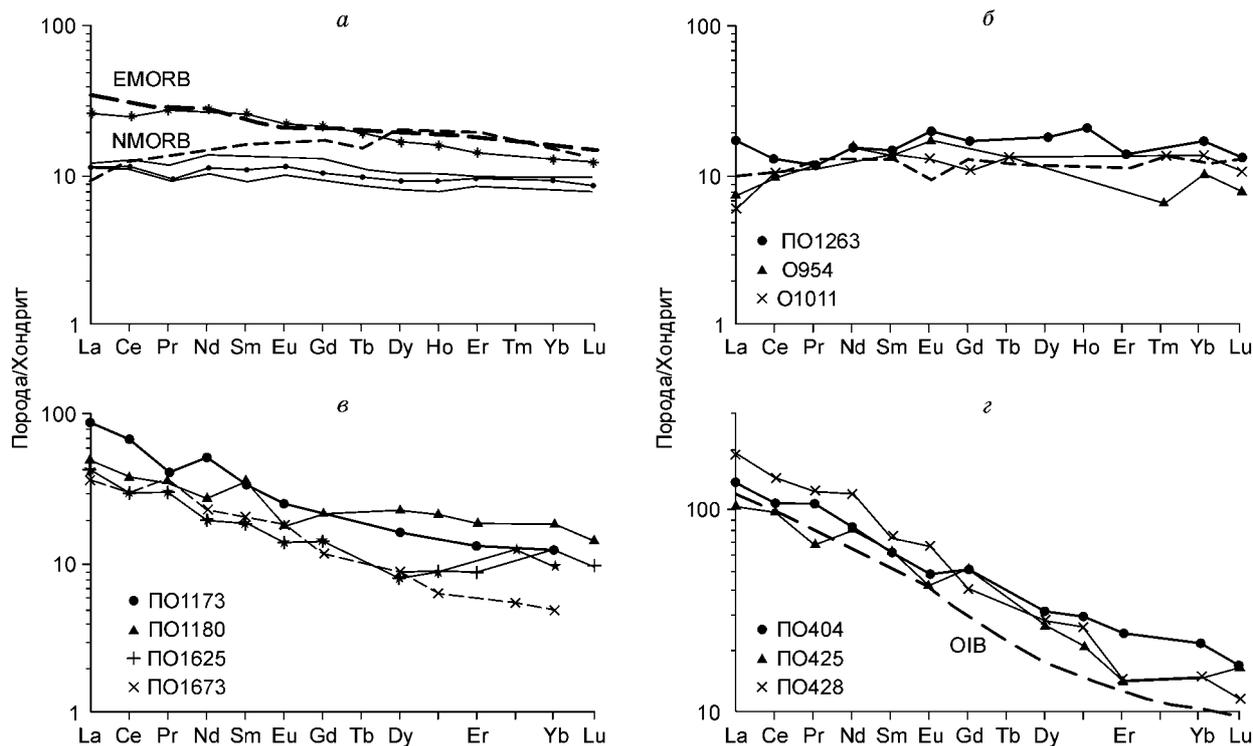


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в метабазах Хамардабан-Ольхонского террейна:

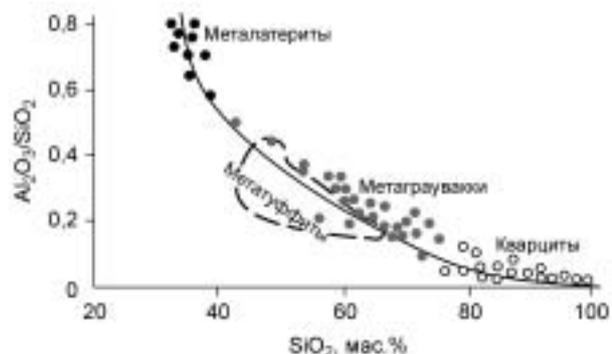
а — дупироксеновые и амфибол-пироксеновые сланцы слюдянской серии (средние данные); б—г — ольхонский метаморфический комплекс (номера — единичные пробы): б — толеитовые метабазалты ольхонской серии и габбро Будунского массива (штриховая), в — известково-щелочные метабазалты и габбро озерского комплекса (штриховая), г — щелочные метабазалты ангинской свиты. OIB — современные базальты океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

Мраморы и кварциты богаты примесью углеродистого вещества и по набору элементов-примесей (Mo, Ag, U) аналогичны черным сланцам, накапливающимся в морском бассейне с застойным режимом. Отдельные пачки кальцитовых мраморов аномально обогащены Sr (более 2500 г/т).

Метавулканиты и метаосадки Маломорской и Цаганзабинской зон имеют иные геохимические характеристики. Амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы на всех дискриминационных диаграммах попадают в поля базальтов—андезибазальтов—андезитов зрелых островных дуг с низкими содержаниями элементов группы железа, Nb, но высоким Sr (см. рис. 2, 5, 6, 7, б) и сходным с островодужными андезитами распределением РЗЭ (см. рис. 8, в; 11). Встречаются линзы биотит-амфиболовых сланцев, отвечающие составом щелочных базальтов, сопряженных с корами выветривания по ним, что свидетельствует о наземном характере излияний. Такие вулканиты характерны для тыловых зон островных дуг. На диаграмме Малена (см. рис. 6) щелочные базальты попадают даже в поле щелочных базальтов океанических островов. Распределение в них РЗЭ также отвечает щелочным базальтам (см. рис. 8, г).

В южной и северной зонах Приольхонья, которые по составу и типу переслаивания пород соответствуют ангинской толще, развиты интрузивные аналоги островодужных вулканитов. Они подверглись метаморфизму одновременно с метавулканитами, особенно в Маломорской зоне, где диориты и гранодиориты превращены в диорито- и гранито-гранодиоритового и гранодиорит-гранитного составов (Крестовский и Аральский массивы), а также пластинообразные интрузии субщелочных и рас-

Рис. 9. Метаосадочные породы ольхонской и ангинской толщ на диаграмме алюмокремниевый модуль—кремний.



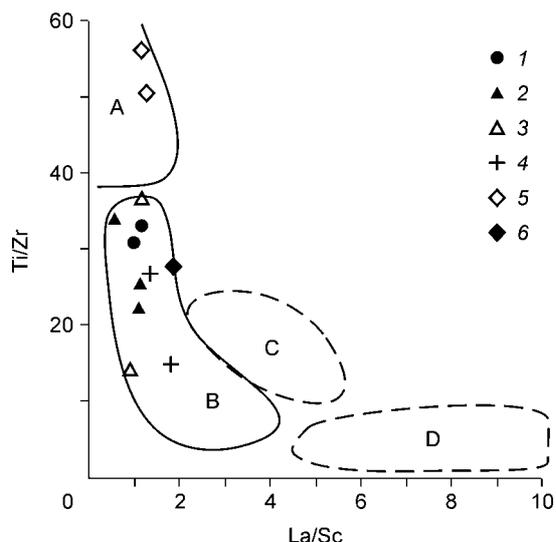


Рис. 10. Диаграмма Бхатия [Bhatia, Crook, 1986] для определения источника сноса метаграувакк.

1 — метапелиты и метаграувакки патомской серии, 2 — метаграувакки ольхонской, слюдянской, 3 — харангульской серий, 4 — ангинской и таланчанской толщ, 5 — метаграувакки основного состава шубутуйской свиты, 6 — метапелиты корниловской свиты хамардабанской серии. Дуги: А — океанические, В — зрелые; окраины: С — активные, D — пассивные.

осадки в ольхонской серии, но не содержат углистого вещества, богаты Mn (вплоть до образования гондитов — спессартиновых кварцитов), Ва, Р. Они ложатся на ту же кривую осадочных пород, что и метаосадки ольхонской серии (см. рис. 9). Судя по составу, метаосадочные породы ангинской свиты формировались в более окислительной обстановке на склонах островной дуги. Метаграувакки ангинской толщи на диграмме Бхатия попадают в основном в поле островных дуг, развитых на континентальной коре (см. рис. 10). В то же время биотит-амфиболовые гнейсы ангинской толщи, реконструируемые как метавулканиды, по соотношению Al и Si явно располагаются в стороне от осадочной кривой (рис. 12).

Геохимические исследования пород святоносской и таланчанской толщ восточного берега оз. Байкал показали, что породы п-ова Святой Нос являются бесспорным продолжением ольхонской серии [Макрыгина и др., 2004; Макрыгина, Петрова, 2005]. Амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы таланчанской серии, составлявшие до развития мигматизации главный ее объем, реставрируются как вулканиды островодужного типа, аналогичные ангинским метабаазальтам — метаандезитам (см. табл. 1, рис. 2; 5; 6; 7,б; 11). Спорные по генезису кислые породы ложатся на кривую осадочных пород

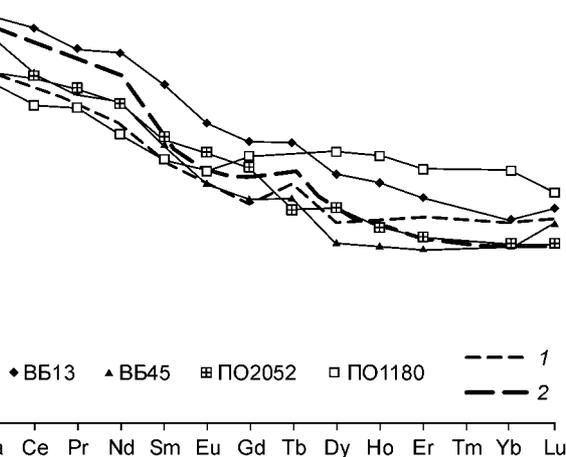
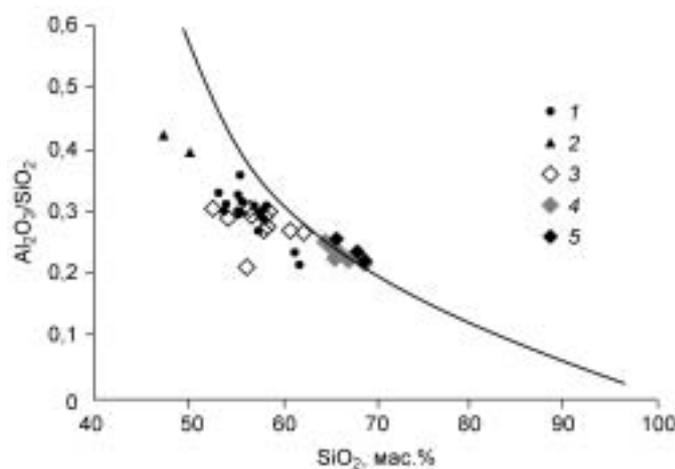


Рис. 11. Распределение РЗЭ в метаандезитах таланчанской (ромбы, треугольники) и ангинской (квадраты) толщ.

Средние андезиты современных островных дуг: 1 — Камчатки [Иванов, 1990], 2 — Тихого океана [Baily, 1981].

слоенных габбро (Озерский и Бугульдейский массивы). По геохимическим параметрам они ложатся в поля островодужных образований тех же, что и метавулканиды, что может свидетельствовать об их комагматичности (см. рис. 2; 5; 6; 8, в).

Метаосадки в этих зонах литологически похожи на

осадки в ольхонской серии, но не содержат углистого вещества, богаты Mn (вплоть до образования гондитов — спессартиновых кварцитов), Ва, Р. Они ложатся на ту же кривую осадочных пород, что и метаосадки ольхонской серии (см. рис. 9). Судя по составу, метаосадочные породы ангинской свиты формировались в более окислительной обстановке на склонах островной дуги. Метаграувакки ангинской толщи на диграмме Бхатия попадают в основном в поле островных дуг, развитых на континентальной коре (см. рис. 10). В то же время биотит-амфиболовые гнейсы ангинской толщи, реконструируемые как метавулканиды, по соотношению Al и Si явно располагаются в стороне от осадочной кривой (рис. 12). Геохимические исследования пород святоносской и таланчанской толщ восточного берега оз. Байкал показали, что породы п-ова Святой Нос являются бесспорным продолжением ольхонской серии [Макрыгина и др., 2004; Макрыгина, Петрова, 2005]. Амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы таланчанской серии, составлявшие до развития мигматизации главный ее объем, реставрируются как вулканиды островодужного типа, аналогичные ангинским метабаазальтам — метаандезитам (см. табл. 1, рис. 2; 5; 6; 7,б; 11). Спорные по генезису кислые породы ложатся на кривую осадочных пород (метаграувакки), но также андезит-дацитового состава (см. рис. 12). По соотношению редких элементов они не отличаются от метаграувакк ангинской свиты (рис. 13, в). Таланчанская толща из очевидных осадков содержит только редкие пласты мраморов (крестовская свита). Видимо, она отвечала главной, вулканической части островной дуги (Ангинско-Таланчанской палеодуги), северный склон которой реставрируется в Приольхонье.

Рис. 12. Положение метавулканидов на диаграмме Al_2O_3/SiO_2-SiO_2 :

1 — метаандезиты ангинской свиты; 2—5 — таланчанская серия: 2 — метабаазальты, 3 — андезибаазальты, 4 — метаандезиты, 5 — породы спорной природы протолита (метаграувакки или метаандезиты).

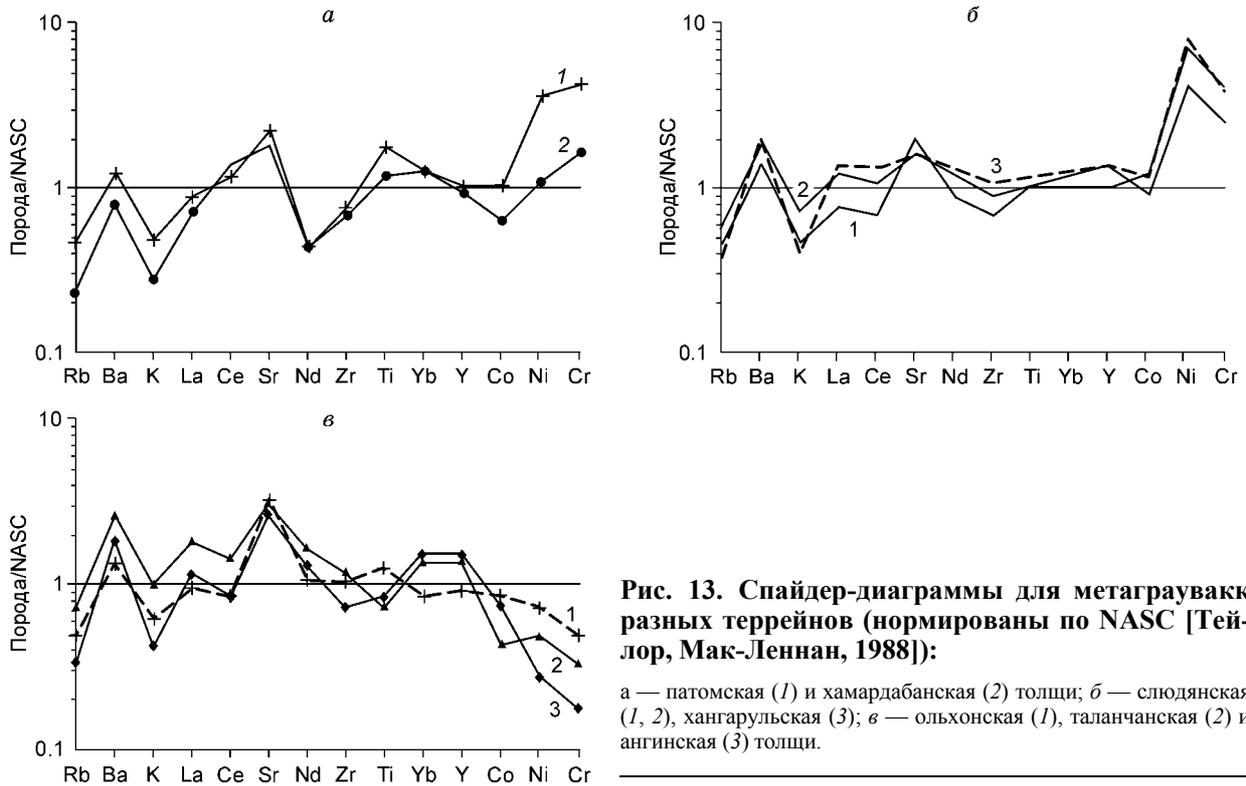


Рис. 13. Спайдер-диаграммы для метаграувак разных террейнов (нормированы по NASC [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]):

а — патомская (1) и хамардабанская (2) толщи; *б* — слюдянская (1, 2), хангарульская (3); *в* — ольхонская (1), таланчанская (2) и ангинская (3) толщи.

Слюдянская серия Хамардабан-Ольхонского террейна, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации, по геохимическим чертам основных сланцев и метасадочных пород сопоставляется с ольхонской серией. Метабазальты здесь относятся к базальтам окраинно-морского типа (см. рис. 2; 5; 7,а; 8,а), мраморы и кварциты имеют, такую же как и в Приольхонье, редкую Cr-V минерализацию [Резницкий и др., 1988]. Однако метаграувакки слюдянской серии, имея андезитовый состав, аномально обогащены Ba, Sr и Ni (см. рис. 13,б) по сравнению с метаграувакками Приольхонья, что свидетельствует о разном составе источников сноса. Для слюдянских метаграувакк предполагается наличие двух источников — гранулитогнейсового и ультраосновного материала [Петрова и др., 2002]. В ангинских и ольхонских метаграувакках резко снижены концентрации Sr и Ni (см. рис. 13, в). Видимо, при их отложении отсутствовал снос ультраосновного материала. В хангарульской серии, в отличие от ангинской и таланчанской толщ, метавулканисты не обнаружены, но ее нижняя харагольская свита, по петрогеохимическим данным, содержит большой объем метатUFFитов андезитового состава [Резницкий и др., 2004], сходных с вулканистами указанных подразделений. Они могли быть отложениями пирокластике в преддуговом бассейне при извержениях в пределах Ангинско-Таланчанской островной дуги. Верхняя безымянская свита, как и лежащая выше хамардабанская серия, сложены флишоидной амагматичной толщей пород. Безымянская свита имеет согласную границу с харагольской, отлагалась, видимо, после окончания вулканизма дуги и, судя по составу метаграувакк, вследствие ее эрозии [Петрова и др., 2005]. Характер ее границы с корниловской свитой хамардабанской серии не выяснен по причине близкой литологии и высокого метаморфизма. Хамардабанская серия амагматична, но состав метаграувакк шубутуйской свиты также характеризуется высокими концентрациями Sr и Ni (см. рис. 13, а) и присутствием лититов основных пород в зоне зеленосланцевой фации [Макрыгина, 1981]. Приходится предполагать появление нового источника сноса ультраосновного-основного материала, расположенного южнее ее выходов (возможно, Джидинский террейн).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метабазальты медвежьей и идентичные им по составу сланцы тыйской свит по геохимическим характеристикам укладываются в диапазон значений, характерных для платобазальтов. Они лежат на переотложенной коре выветривания в основании патомской толщи пассивной окраины континента и олокитской серии. Судя по возрасту (927 млн лет), они близки по времени излияниям эффузивов Байкало-Муйского террейна, но в пространстве были разделены шельфом Палеоазиатского океана. Ряд исследователей считает их производными начальной стадии рифтообразования на окраине континента.

Спорной является геодинамическая позиция Олокинской структуры: рифтогенный прогиб, аккреционный клин Байкало-Муйской островной дуги [Парфенов и др., 2003; Зорин и др., 1997] или продолжение толщ пассивной окраины. В пользу последнего варианта свидетельствует сходство геохимической характеристики медвежьих и тыйских метабазальтов, а также хлоритоидных сланцев пурпольской и тулокинской свит. Однако от остальной части разреза олокинской серии они отделены тулокинскими конгломератами, свидетельствующими о перерыве в накоплении толщи. В ее составе, в отличие от патамской серии, более значительную роль играют основные вулканы и турбидиты. Эти отложения могли накапливаться в желобе, примыкавшем к Байкало-Муйской островной дуге [Зорин и др., 1997]. Выходы катаклазированных гранитогнейсов чуйской серии в тектонических окнах на юге Олокинского прогиба свидетельствуют о крупномасштабном надвиге пород олокинской серии на краевую часть выступа континента. Субшелочные эффузивы сыннырской свиты, завершающие разрез Олокинской структуры, могут быть аналогом жанокского субшелочного вулканогенного комплекса, венчающего разрез позднерифейской колонки Байкало-Муйского террейна. Эти продукты повторного рифтогенеза могут знаменовать переход во времени (670 млн лет) к режиму активной окраины континента.

Сравнение геохимических особенностей метабазальтов нюрнудуканской и келянской толщ Байкало-Муйского террейна показало, что на диаграммах они попадают в основном в поле базальтов океанических островных дуг. По распределению РЗЭ и других редких элементов на спайдер-диаграммах метабазальты этих подразделений также ближе всего сопоставляются с базальтами окраинных морей и океанических островных дуг. Возраст их излияния может быть более или менее достоверно определен только для пород слабометаморфизованной келянской серии — это поздний рифей (неопротерозой), 825 [Цыганков, 2005], либо 1135 млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Но и среди базальтов, и среди ультрамафит-мафитовых массивов Байкало-Муйского террейна встречаются типичные по составу представители магматитов срединно-океанических хребтов. А.А. Цыганков, Э.Г. Конников и другие исследователи считают их пластинами, фрагментами океанических офиолитов [Цыганков, 2005; Макрыгина и др., 1993]. Малая доля метаосадков в Байкало-Муйском поясе также свидетельствует о преобладании океанических режимов с примитивными дугами и междуговыми бассейнами, с отсутствием существенного привноса терригенного материала. Состав островодужной ассоциации пород этого террейна, названной А.А. Цыганковым Байкало-Муйской дугой, отвечает энсиматической, океанической дуге (рис. 14).

Состав данной толщи — главное доказательство существования здесь в верхах рифея Палеоазиатского океана. Возможно, сохранению в коре всего блока пород океанического типа способствовало наличие блока океанического острова (типа Богучанского блока), „запечатавшего“ зону субдукции. Возраст метаморфизма офиолитовых и островодужных фрагментов одинаков и оценивается в 550—600 млн лет [Цыганков, 2005]. Перекрывание пород нюрнудуканской серии неметаморфизованными отложениями холоднинской свиты раннепалеозой-вендского возраста свидетельствует о присоединении Байкало-Муйского террейна к кратону на границе венда и кембрия.



Метабазальты, развитые в осадочно-вулканогенных толщах северной части Хамардабан-Ольхонского террейна (ольхонская, святоноская и слюдянская серии), имеют близкое распределение главных и редких элементов (см. табл. 2, рис. 5; 7, а; 8, а, б) и отвечают толеитам окраинных морей. Но в отличие от метабазальтов Байкало-Муйского пояса они составляют всего от 10 до 20 % объема толщи. Остальной объем приходится на метаосадки как органогенно-хемогенные (кварциты и мраморы), так и терригенные со сложными по составу источниками сноса. Такие толщи могли накапливаться в задуговом бассейне, формирующемся на тонкой

Рис. 14. Предполагаемая реконструкция расположения описываемых островных дуг и задуговых бассейнов, по [Гордиенко, 2006] с дополнениями авторов.

1 — покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона; 2 — коллаж аккрецированных террейнов различной геодинамической природы; 3 — островодужные системы; 4 — предполагаемые зоны задугового спрединга; 5 — разрывные нарушения; 6 — положение Байкало-Муйской океанической островной палеодуги.

континентальной коре или коре переходного типа, с эпизодически действующей зоной спрединга и близкими источниками сноса терригенного материала — скорее всего, с материка и островной дуги.

Наличие островной дуги подтверждается широким развитием в ангинской свите ольхонского метаморфического комплекса и таланчанской серии метаспород от базальтового до андезитового состава. Они обладают всеми признаками ортопород и попадают по составу в поля островодужных вулканитов. Особенно контрастно по распределению редких и редкоземельных элементов различаются одноименные породы — ангинско-таланчанские и ольхонско-слюдянские метабазалты. Наиболее типичными для ангинских и таланчанских метабазалтов являются высокие концентрации Sr при низких содержаниях Sr и Ni и повышенных — Ti, K и P (см. табл. 1, рис. 5), что как раз характерно для зрелых островных дуг, развивающихся на коре континентального или переходного типа. Наибольший объем метавулканитов при малом количестве метасадков обнаружен на восточном берегу оз. Байкал. Видимо, это отложения осевой, вулканической части Ангино-Таланчанской островной палеодуги (см. рис. 14). В тыловой ее части — ангинской свите появляются линзы характерных для зрелых дуг щелочных метабазалтов. Отчетливо видно, что при сходстве метабазалтов окраинных морей островодужные вулканиты Хамардабан-Ольхонского и Байкало-Муйского террейнов резко различаются большей зрелостью (большим участием корового материала) метавулканитов Ангинско-Таланчанской палеодуги по сравнению с Байкало-Муйской. Тем более что в Байкало-Муйском террейне по геохронологическим датировкам выделяются два этапа островодужного магматизма [Цыганков, 2005; Изох и др., 1998].

Развитые в Ольхонском регионе интрузивные метаморфизованные породы — габбро, диориты, гранодиориты, ложатся в те же поля на диаграммах и имеют те же геохимические особенности, что и сопутствующие им метавулканиты. На наш взгляд, это свидетельствует об их комагматичности. Возраст габбро из слабометаморфизованной келянской серии оказался близок к возрасту метавулканитов [Цыганков, 2005]. В высокометаморфизованных толщах датируется только возраст метаморфизма. Для ольхонского и слюдянского комплексов этот возрастной интервал 480—500 млн лет [Fedorovsky et al., 2005; Котов и др., 2000]. Скорее всего, эти датировки отражают время аккреции Хамардабан-Ольхонского террейна к континенту. Следовательно, этот террейн присоединился к кратону позже, чем Байкало-Муйский, что подтверждает выводы Л.М. Парфенова и др. [1998, 2003].

Сравнение составов метаграувакк всех этих подразделений показало, что распределение в них редких элементов отражает главным образом составы областей сноса. Так, обогащенность метаграувакк шубутуйской свиты Хамар-Дабана Sr и Ni (см. рис. 13, а), как и в слюдянской серии, можно объяснить только наличием в источнике сноса ультраосновного материала, которого не было при накоплении патомских песчаников. Для последних источником сноса была гранитогнейсовая область фундамента платформы, что подтверждается архейскими Nd-модельными возрастными породами пурпольской и сарминской серий — $T(\text{DM-2st}) = 2786\text{—}3144$ млн лет [Макрыгина и др., 2005]. Общим для терригенных отложений слюдянской, хангарульской и ольхонской серий является обогащение Ba и Sr при минимумах Rb и K по сравнению с североамериканским сланцем NASC. В отличие от слюдянской серии метаграувакки ольхонского комплекса обеднены Sr и Ni — их источником, по-видимому, была эрозия самой островной дуги и пирокластическая островодужных вулканитов, как было показано Л.З. Резницким и др. [2004] для терригенных пород харагольской свиты. По данным А.Д. Сондерс, Дж. Тарни [1987], островодужный андезитовый и риолитовый вулканизм дает до 80 % пирокластического материала. Судя по составу и расположению харагольской свиты относительно Ангинско-Таланчанской дуги, именно такой материал отлагался, по-видимому, в преддуговом бассейне. Возможно поэтому модельные возрасты для ольхонских и таланчанских метаграувакк дают неопротерозойские значения — $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 1369 до 1549 млн лет (определения В.П. Ковача и др., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Метаграувакки слюдянской серии, в которых по особенностям химизма предполагается континентальный коровый источник, показывают более древний палеопротерозойский модельный возраст $T(\text{DM-2st}) = 2067\text{—}2202$ млн лет [Котов и др., 2000]. Такой же источник, помимо островодужного, принимал участие и в накоплении метаграувакк хангарульской серии — модельный возраст метаграувакк безымянской свиты — $T(\text{DM-2st}) = 1860\text{—}2020$ млн лет. В то же время все изученные метаграувакки, включая пассивную окраину, на диаграмме Бхатия (см. рис. 10) попадают в поля островодужных источников сноса, что свидетельствует о малой ее информативности.

Следует остановиться на одной особенности карбонатных пород, прослеживающейся почти во всех изученных подразделениях. Среди кальцитовых мраморов и известняков присутствует горизонт, аномально обогащенный Sr — от 0,22 до 0,37 мас.%. Это имняхская (ченчинская) свита патомской, ондокская свита олокитской, крестовская свита таланчанской серии, отдельные пачки в ольхонской и слюдянской сериях. Такой же богатый Sr горизонт известняков наблюдается в рифейском основании чехла Сибирской платформы. Причиной аномального обогащения может быть нахождение Сибирского кратона и его окружения в тропических широтах, где вместо кальцита в рифовых известняках образуется арагонит с широкими возможностями вхождения в структуру Sr. Палинспастические реконструкции подтверждают

такое положение кратона в рифее [Парфенов и др., 1998, 2003]. Проблема интересная и требует пристального изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассматриваемый регион является благоприятным для изучения геохимических особенностей разнотипных и разновозрастных террейнов, оказавшихся в результате аккреционно-коллизийных процессов в тесном соседстве в пределах непосредственного обрамления Северо-Азиатского кратона.

2. Полученные геохимические характеристики метабазальтов медвежьей свиты Байкало-Патомской пассивной континентальной окраины представляют особый интерес в изучении неопротерозойских рифтовых структур, являющихся геодинамическими показателями распада кратона.

3. Геодинамическая природа Олоkitского террейна остается дискуссионной и заслуживает дальнейшего изучения. Он, скорее всего, представляет аккреционный клин Байкало-Муйской энсиматической дуги. Байкало-Муйский террейн, в отличие от Хамардабан-Ольхонского, сформирован в обстановке океанических энсиматических островных дуг и их задуговых бассейнов с минимумом осадков.

4. В результате исследований геохимии метавулканитов и метаосадков ольхонского, таланчанского, слюдяно-хамардабанского метаморфических комплексов появилась возможность определить сопряженность истории их развития и формирование в обстановках остаточной зрелой островной дуги (Ангино-Таланчанской) и задугового бассейна (см. рис. 14). В связи с этим можно эти комплексы объединить в один террейн — Хамардабан-Ольхонский с определенной геодинамической характеристикой. Будущие исследования следовало бы направить на изучение геохимии метаморфического комплекса Баргузинского хребта, который представляется как возможное продолжение единого террейна и метаморфического пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64217) и программы Отделения по наукам о Земле РАН № ОНЗ-10.2.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Булдыгер В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Жидков А.В., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1988 (3), с. 8—17.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинов В.В. Результаты геолого-геофизических исследований на Восточно-Сибирском трансекте. 1. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология, 1997, № 10, с. 37—44.

Иванов Б.В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1990, 213 с.

Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.

Клитин К.А., Павлова Т.Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 413—418.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Натман А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А. Возраст и источники глубокометаморфизованных супракрустальных образований слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Общие вопросы расчленения докембрия (Материалы III всерос. совещания). Апатиты, 2000, с. 124—125.

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

Макрыгина В.А. Геохимия катаклазитов иловирской свиты и их природа (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 1991, № 6, с. 875—888.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия, 2005, № 5, с. 485—502.

Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А., Пахольченко Ю.А., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Томиленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Сев. Прибайкалья // Докл. РАН, 1993, т. 332, № 4, с. 486—490.

Макрыгина В.А., Гантимурова Т.П., Петрова З.И. Корреляция основного магматизма в литосферных блоках Западного и Северного Прибайкалья (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 414—427.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Находка Ст-V-содержащих минералов в мраморах и кварцитах п-ова Святой Нос (оз. Байкал) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1441—1449.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 714—722.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Докембрийские вулканогенные породы Северного Прибайкалья. Л., Наука, 1981, 88 с.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 3, с. 3—13.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 342 с.

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

Петрова З.И., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Геохимия метаграувак в южном обрамлении Сибирской платформы и их значение для палеогеодинамических реконструкций // Геохимия, 2005, № 8, с. 836—847.

Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Ущановская З.Ф. Минералы хрома и ванадия в слюдянском кристаллическом комплексе (Южное Прибайкалье) // Метаморфические образования докембрия в Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1988, с. 64—73.

Резницкий Л.З., Школьник С.И., Левицкий В.И. Геохимия известково-силикатных пород харгольской свиты (Южное Прибайкалье) // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 3, с. 271—285.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового магматизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 102—133.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора. Ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Afonin V.P., Finkelstein A.L., Borkhodoev V.J. and Gunicheva T.N. X-ray fluorescence analysis of rocks by fundamental parameter method // X-ray Spectrometry, 1992, v. 21, p. 69—75.

Baily J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol., 1981, v. 32, № 1—2, p. 139—154.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 92, № 2, p. 181—193.

Ewart A., Collerson K.D., Regelous M., Wendt J.I., and Niu Y. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Backarc System: the role of varying mantle wedge composition in space and time // J. Petrol., 1998, v. 39, p. 331—368.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh V.P., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, 2005, p. 5—76.

Geostandards Newsletters 1994. V. XVIII, Spec. Issue, July, 1994.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, № 1, p. 53—62.

Niu Y., Regelous M., Wendt J.I., Batisa R. and O'Hara M.J. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of sources. Process and the origin of enriched mantle component // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 199, p. 327—345.

Sun S.-S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313—346.

Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington, 1989, 446 p.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*