

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ
SHORT COMMUNICATIONS**

УДК 552.313

МЕТАВУЛКАНИТЫ КЫРАНСКОГО БЛОКА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Я. Медведев*, А.Н. Булгатов, М.А. Горнова*, И.В. Гордиенко**, А.И. Альмухамедов***

**Институт геохимии СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1-а*

***Геологический институт СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8*

E-mail: gord@pres.bsc.buryatia.ru

Поступила в редакцию 24 мая 2006 г.

Проведенные исследования метабазальтов кулиндинской и ононской свит Кыранского блока условно рифейского возраста показали, что вулканические породы обеих свит близки и довольно монотонны по своему химическому составу. Сравнение метабазальтов с базальтами современных островных дуг и океанических островов показало их резкое различие. По своим геохимическим характеристикам (низкий титан и фосфор, умеренное содержание Nb и Zr) изученные породы наиболее близки базальтам срединно-океанических хребтов (типа N-MORB), хотя абсолютные содержания редкоземельных элементов в сравнении с N-MORB в некоторых образцах повышенные. Сонахождение метавулканитов совместно с глубоководными осадками позволяет предположить, что вулканиды ононской и кулиндинской свит Кыранского блока образовались в пределах срединно-океанического хребта Монголо-Охотского палеоокеана. В настоящее время они представляют собой пакет совмещенных тектонических пластин различного состава, сложенных фрагментами осадочных турбидитовых толщ дистальной фации, а также фрагментами вулканогенной части океанической коры. Метабазальты коры представлены одним геохимическим типом – N-MORB. Эти данные подтверждают существование Палеоазиатского океана в позднерифейском или венд-раннепалеозойском времени на территории Восточного Забайкалья.

Ключевые слова: *метабазиты, ононская, кулиндинская свиты, Монголо-Охотский палеоокеан, турбидиты, океаническая кора.*

METAVOLCANITES FROM KYRAN BLOCK (EASTERN TRANSBAIKALIA)

A.Ya. Medvedev*, A.N. Bulgatov, M.A. Gornova*, I.V. Gordienko**, A.I. Al'mukhamedov***

**Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS*

***Geological Institute, Siberian Branch of RAS*

The investigations of Kulinindsk and Onon formations metabasalts showed that effusive rocks of both formations are similar and monotonous on chemical composition. The comparison of metabasalts with modern basalts of island arcs and oceanic islands demonstrates their sharp difference. On their geochemical characteristics (low titanium and phosphorus, moderate Nb and Zr contents) they close to middle-oceanic ridges basalts, though the absolute contents of rare earth elements in some samples are heightened. The co-existence of metavolcanic rocks with deep-water sediments suggests that Onon and Kulindinsk formations from Kyran block was generated within the middle-oceanic ridge of Mongol-Okhotsk Paleoocean. Now they are the set of superposed tectonic slabs of different composition, containing fragments of sedimentary turbidite of distal facies as well as fragments of volcano-genic part of the oceanic crust. Metabasalts are represented by only N-MORB type. These data confirm the existence of Late Riphean or Vendian-Early Paleozoic Ocean in the Eastern Transbaikalia area.

Key words: *metabasites, Onon, Kulindinsk formations, Mongol-Okhotsk Paleoocean, turbidites, oceanic crust.*

Введение

Ранее было показано, что формирование Монголо-Охотского складчатого пояса (МОП) тесно связано с развитием и закрытием Палеоазиатского океана [Gordienko, 1994; Гусев, Песков, 1996, и др.]. Метамагматические и метасадочные породы палеоокеанических комплексов содержат важнейшую информацию о природе древнего океанического бассейна. Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы широко развиты в МОП, протягиваясь практически непрерывной полосой от Озерной зоны (хр. Хантайшири, Монголия) до побережья Охотского моря, и являются маркирующими для палеоокеана [Парфенов и др., 1999]. В пределах МОП развиты также офиолитовые пояса. Наиболее детально изучены некоторые из них в Юго-Западном Забайкалье и Монголии [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко, Кузьмин, 1999]. В работе [Гордиенко, Кузьмин, 1999] были показаны все известные к настоящему времени офиолитовые пояса в складчатом обрамлении юга Сибири.

В Восточном Забайкалье базальт-терригенные толщи, относимые к кулиндинской и

ононской свитам, распространены фрагментарно. По геологическим данным эти толщи относятся условно к рифею [Анашкина и др., 1992; Булгатов, Климук, 2002]. Эти фрагменты названы блоками (рис. 1). Среди них выделяются Кыранский, Молодовский, Холбинский, Кулиндинский, Куренгский, Нижнешилкинский и Нижнеамазарский блоки [Булгатов, Климук, 2002]. В Молодовском блоке с такими толщами ассоциируют конформные линзовидные и пластовые тела гипербазитов. Это дало основание выделить здесь фрагмент офиолитового пояса [Мисник, Шевчук, 1979]. Sm-Nd модельный возраст метабазальтов кулиндинской свиты в Кулиндинском и Молодовском блоках – примерно 900 млн. лет [Коваленко и др., 1999]. Позднее был получен также Sm-Nd модельный возраст метабазальтов Молодовского блока, равный 583 млн. лет [Дриль, Голубев, 2003].

Петрохимический и геохимический состав базальтов изучен в Молодовском [Гусев, Песков, 1996; Дриль, Голубев, 2003] и Холбинском блоках [Гусев, Песков, 1996]), а также на юге и севере Кулиндинского [Гусев, Песков, 1996; Булгатов, Климук, 2002] блока. В предлагаемой работе впервые дается характеристи-

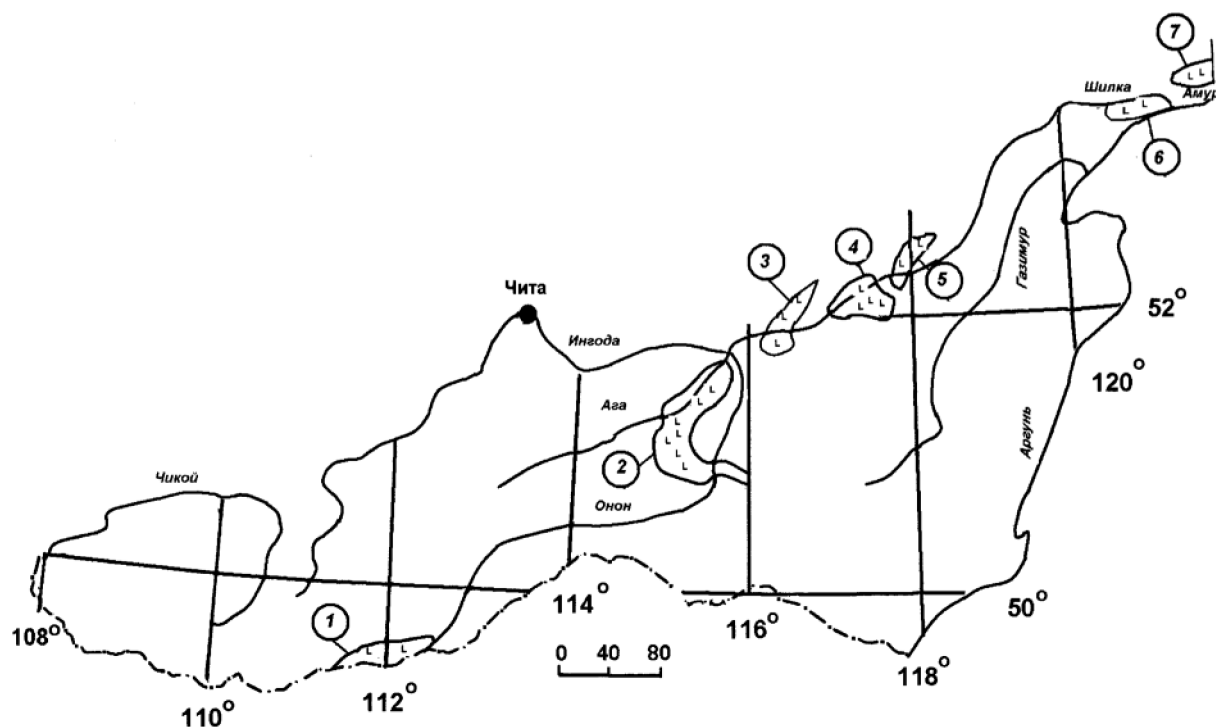


Рис. 1. Схема распространения условно рифейских терригенно-осадочных толщ Монголо-Охотского пояса, относимых к кулиндинской и ононской, нижнеглубокинкой и верхнеглубокинкой свитам.

Блоки: 1 – Кыранский; 2 – Кулиндинский; 3 – Холбинский; 4 – Куренгский; 5 – Молодовский; 6 – Нижнешилкинский; 7 – Нижнеамазарский.

ка состава базальтов кулиндинской и ононской свит бассейна р. Кыра (Кыранский блок). Данный блок занимает промежуточное место между Джидинской зоной и Кулиндинским блоком, располагаясь на расстоянии примерно 600 км на запад-юго-запад от второго. Нами проведено исследование пород ононской и кулиндинской свит данного блока. На рис. 2 приведены схематическая геологическая карта с разрезом бассейна нижнего течения р. Кыра и нанесены точки отбора проб.

Геологическое строение

Отложения кулиндинской и ононской свит Кыранского блока распространены в бассейне нижнего течения р. Кыра и на водоразделе рек Кыра и Агуца (левых притоков Онона). Их выходы вытянуты вдоль границы России и Монголии на расстоянии 55 км, при ширине до 17 км. Изучением этих толщ занимался ряд исследователей. Наиболее полные сведения приведены в работах А.Н. Ефимова [1963], а также В.В. Старченко и В.П. Краснова [1965]. Они отнесли эти отложения к ононской свите условно силурийско-девонского возраста, разделив ее на две подсвиты. Аналогичной точки зрения придерживалась К.К. Анашкина [Гордиенко, 1987], относя эти отложения к агуцинской свите (S_2-D_3). Ю.П. Березин и Е.П. Герасимов провели в бассейне р. Кыра геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, датируя рассматриваемые отложения рифеем, и расчленили их на четыре толщи (снизу вверх): зеленосланцевую, филлитовую, песчано-сланцевую и флишоподобную [Ефимов, 1963; Старченко, Краснов, 1965]. Первая толща параллелизуется с кулиндинской свитой, остальные три – с ононской. Причем эти отложения слагают тектонические пластины, наклоненные на юг. Можно предположить, что породы кулиндинской свиты обдуцированы на породы ононской свиты, которые, в свою очередь, обдуцированы на отложения девона. Аналогичной точки зрения придерживаются авторы геологической карты Читинской области [Анашкина и др., 1992]. Характеристика кулиндинской и ононской свит дается с привлечением материалов Ю.П. Березина и Е.П. Герасимова.

Кулиндинская свита сложена кварц-хлорит-серицитовыми, серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-микрокварцевыми и хлорит-микрокварцевыми сланцами с горизонтами metabазальтов и ос-

новных ортосланцев, микрокварцитов, линзами яшмоидов. Видимая мощность свиты составляет 700 м. Серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые и слюдисто-кварцевые сланцы часто полосчатые, что вызвано чередованием слоев разного состава мощностью от 1 мм до 20 мм. Одни слои на 78-80 % сложены кварцем и плагиоклазом, а на 20 % – серицитом, хлоритом, мусковитом, биотитом; другие, наоборот, состоят на 70-80 % из слюды и хлорита, остальная часть представлена кварцем и плагиоклазом. Они образовались, вероятнее всего, по переслаивающимся алевrolитам и глинистым породам. В целом их можно рассматривать как алевропелитовые дистальные турбидиты. Серицит-хлорит-микрокварцевые и хлорит-микрокварцевые сланцы являются продуктом метаморфизма пелито-кремнистых пород, а микрокварциты и яшмоиды – кремнистых. Таким образом, дометаморфические осадочные породы были представлены алевритами, пелитами, пелито-кремнистыми и кремнистыми породами. Metабазальты и основные ортосланцы кулиндинской свиты слагают горизонты мощностью 25-100 м. При микроскопическом исследовании в них иногда наблюдаются реликты порфировой структуры. Данные породы сложены вторичными минералами: альбитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом и карбонатом.

Ононская свита сложена в нижней части разреза углеродисто-серицит-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, заключающими прослои слюдистых метапесчаников, metabазальтов и основных ортосланцев. В сланцах часто наблюдается чередование тонких параллельных слоев разного состава: одни слои сложены преимущественно серицитом, мусковитом и биотитом, другие – кварцем и плагиоклазом. Горизонты слюдистых метапесчаников редки и маломощны. Видимая мощность этой толщи составляет примерно 500 м.

Толща согласно перекрывается песчано-сланцевыми отложениями. В них наблюдаются также сланцы углеродисто-серицит-кварцевого и слюдисто-кварцевого состава, которые по текстуре и составу аналогичны сланцам нижней части разреза свиты. Горизонты слюдистых метапесчаников многочисленны и имеют мощность от первых метров до 150 м. Иногда отмечаются пачки тонкого чередования слюдисто-кварцевых сланцев и слюдистых метапесчаников. Общая видимая мощность свиты составляет 1000 м.

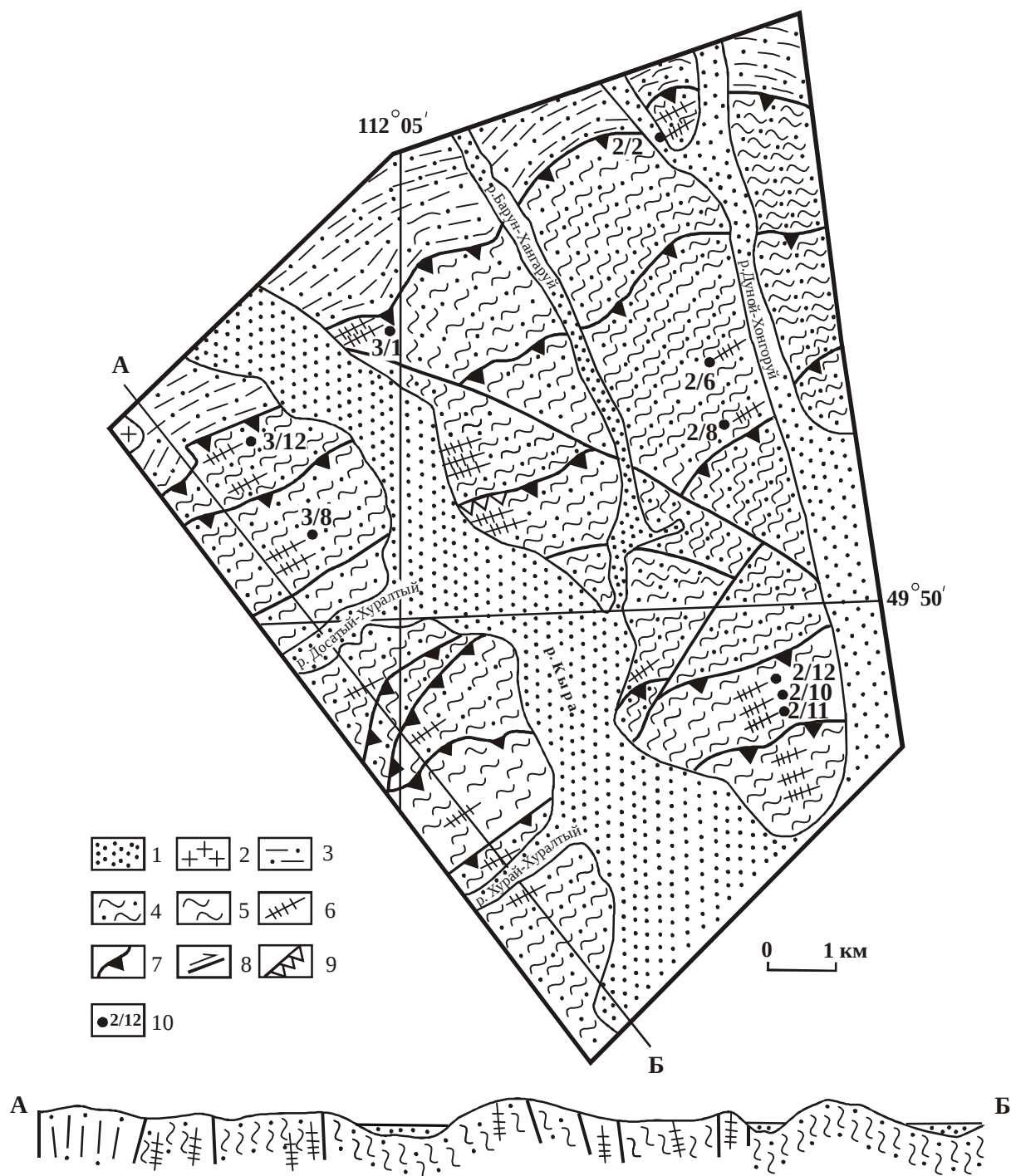


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и схематический разрез по линии А-Б бассейна нижнего течения р. Кыра – левого притока р. Онон. Составлена с использованием геологической карты масштаба 1 : 50 000 Ю.П. Берзина, Е.П. Герасимова (ГУГП «Читагеология») и Геологической карты Читинской области [Анашкина и др., 1992].

1 – четвертичные отложения; 2 – кыранский комплекс (J_{1-2}): граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 3 – агуцинская свита ($D?$): песчаники и филлиты с горизонтами известняков, гравелитов, кварцитов, основных ортосланцев и метабазальтов; 4 – ононская свита ($R_2?$): кварц-серицитовые, слюдисто-кварцевые, кварц-углеродисто-серицитовые, углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы и метапесчаники с горизонтами основных ортосланцев и метабазальтов, кварц-серицит-хлорит-карбонатных сланцев; 5 – кулиндинская свита ($R_2?$): кварц-хлорит-серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые, серицит-хлорит-кремнистые (микрокварцитовые) сланцы с горизонтами основных ортосланцев и метабазальтов, микрокварцитов, линзами яшмоидов; 6 – горизонты основных ортосланцев и метабазальтов; 7 – взбросы и надвиги; 8 – сдвиги; 9 – терригенный меланж; 10 – точки отбора проб ортосланцев и метабазальтов; их номера соответствуют номерам в табл. 1, 2.

Таблица 1

Химический состав метавулканитов ононской и кулиндинской свит Кыранского блока

Номер	2/2	2/6	2/9	3/1	3/8	3/12	2/11	2/12
Свита	Ононская						Кулиндинская	
SiO ₂	50,02	50,92	47,79	45,03	49,67	53,09	50,98	48,51
TiO ₂	1,09	0,94	0,99	1,61	1,37	2,29	1,54	1,89
Al ₂ O ₃	16,31	17,00	15,79	18,86	15,74	14,94	14,34	15,21
Fe ₂ O ₃	2,13	2,58	2,71	2,97	2,36	2,93	2,18	2,34
FeO	6,73	5,84	6,02	6,82	6,73	7,71	7,46	7,00
MnO	0,11	0,12	0,17	0,14	0,14	0,17	0,18	0,15
MgO	6,25	5,39	9,48	5,91	8,07	4,64	7,05	7,52
CaO	9,33	10,89	10,94	9,54	8,48	6,26	9,53	9,21
Na ₂ O	3,38	3,26	1,87	1,95	2,85	2,71	2,87	2,69
K ₂ O	0,07	0,22	0,18	0,74	0,64	0,96	0,34	0,78
P ₂ O ₅	0,01	0,13	0,07	0,18	0,09	0,27	0,12	0,18
п.п.п	2,69	1,96	3,24	5,22	2,97	2,86	2,10	3,60
Сумма	99,02	99,25	99,25	98,97	99,11	98,83	98,69	99,08
CO ₂	0,66	0,44	0,22	1,43	0,33	0,22	0,33	0,77
Li	33	22	33	47	33	26	15	36
V	280	210	250	300	290	370	366	386
Cr	1500	1300	1700	600	1400	139	252	251
Co	55	38	49	33	55	42	49	56
Ni	68	53	88	184	88	49	41	88
Cu	36	78	74	90	62	35	61	32
Zn	100	83	58	121	81	112	97	105
Rb	1,74	5	2,94	15	12,9	21,7	7,65	22,39
Sr	229	370	69	410	84	178	102	197
Y	31	32	20,1	38	28	51	33	36
Zr	78	46	56	108	86	174	87	123
Nb	4	5	5	4	4	6	5	4
Ba	29	–	27	–	37	227	47	109
La	2,67	–	2,10	–	2,87	7,70	3,27	4,42
Ce	5,69	–	5,56	–	8,11	18,20	10,35	14,90
Pr	1,20	–	1,08	–	1,59	3,23	1,81	2,61
Nd	7,45	–	6,73	–	9,25	17,70	9,69	13,32
Sm	2,83	–	2,62	–	3,45	5,75	3,43	4,45
Eu	0,98	–	0,93	–	1,34	1,60	1,24	1,58
Cd	4,08	–	3,35	–	4,61	7,51	4,76	4,74
Tb	0,83	–	0,68	–	0,98	2,45	0,92	1,10
Dy	5,13	–	4,38	–	5,74	5,74	5,76	6,73
Ho	1,28	–	0,95	–	1,34	1,90	1,30	1,51
Er	3,51	–	2,81	–	3,82	5,54	3,56	4,12
Tm	0,53	–	0,43	–	0,55	0,84	0,52	0,60
Yb	3,81	–	2,65	–	3,80	5,16	3,28	3,57
Lu	0,51	–	0,38	–	0,52	0,76	0,41	0,48

Примечание. Содержания петрогенных элементов в мас. %, редких – в г/т. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН. Петрогенные элементы – РФА; щелочи – пламенная фотометрия; элементы группы железа – эмиссионный спектральный анализ; редкие земли, Ba, Sr – ICP-MS. Аналитики: А.Л. Финкельштейн, С.И. Шигарова, С.С. Воробьева, Е.В. Смирнова, Н.Н. Пахомова.

Слюдистые сланцы, вероятнее всего, образовались по алевроитам и пелитам. Горизонты основных ортосланцев и метабазальтов редки и маломощны (от 0,5 до 20 м), в редких случаях достигают 100 м. По минеральному составу

они аналогичны таковым кулиндинской свиты. Отметим, что отложения как кулиндинской, так и ононской свит подверглись региональному метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев. Ассоциации метаморфических минералов

Нормативный состав метавулканитов ононской и кулиндинской свит Кыранского блока

Номер	2/2	2/6	2/9	3/1	3/8	3/12	2/11	2/12
Свита	Ононская						Кулиндинская	
Q	5,172	1,132	0	0	0,931	11,085	2,569	0
Or	0,372	1,82	0,857	4,373	3,8	5,673	2,021	4,61
Ab	27,332	26,486	16,839	17,347	22,001	22,932	24,286	22,762
An	29,816	31,692	33,72	40,07	29,375	25,763	25,233	27,121
Di	12,879	17,429	16,063	4,964	9,739	2,878	17,259	14,029
Hy	18,304	12,397	20,626	17,563	23,808	18,412	18,853	18,301
Ol	0	0	2,017	1,766	0	0	0	1,26
Mt	3,088	3,741	3,929	4,306	3,422	4,248	3,161	3,393
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0
Plm	2,072	1,78	1,873	3,048	2,604	4,342	2,927	3,856
Ap	0,22	0,303	0,169	0,408	0,211	0,632	0,278	0,417
Сумма норм	99,255	96,541	96,093	93,845	95,89	95,964	96,586	95,477
N Pl	52,173	54,475	66,695	69,788	57,177	52,907	50,956	54,369
Wo(Di)	6,614	8,976	8,379	2,557	5,046	1,468	8,876	7,263
En (Di)	3,971	5,547	5,831	1,582	3,308	0,821	5,406	4,725
Fs (Di)	2,293	2,906	1,853	0,825	1,384	0,589	2,977	2,04
En (Hy)	11,604	8,332	15,653	11,542	16,785	10,724	12,157	12,783
Fs (Hy)	6,071	4,365	4,973	6,022	7,023	7,688	6,696	5,518
Fo (Ol)	0	0	1,494	1,121	0	0	0	0,854
Fa (Ol)	0	0	0,523	0,645	0	0	0	0,406

ралов представлены хлоритом, актинолитом, эпидотом, альбитом, серицитом, мусковитом, биотитом.

Вещественный состав метавулканитов

Прежде чем перейти к обсуждению вещественного состава метавулканитов, заметим, что они могли подвергаться переработке, по крайней мере, двух стадий. Первая из них – преобразование состава пород в результате взаимодействия с водой и растворами гидротермальных систем. В этих процессах такие элементы как K, Li, Rb, Sr, Ba подвижны и могут существенно перераспределяться [Коссовская, 1984; Hart, Staudigel, 1989]. Вторым этапом преобразования был эпизод регионального зеленосланцевого метаморфизма. Это процесс может быть в целом изохимическим [Петров, Макрыгина, 1975], но в определенных условиях щелочные элементы и кремнезем также могут становиться подвижными. Это ограничивает возможности анализа щелочных и щелочно-земельных элементов для расшифровки генезиса пород, претерпевших метаморфизм. С другой стороны, элементы высоkozарядной группы и редкие земли достаточно инертны в ме-

таморфических процессах [Smalley et al., 1983; Пирс и др., 1987; Hart, Staudigel, 1989].

Как было отмечено выше, вулканиты подверглись региональному метаморфизму низкой степени. В настоящий момент породы представлены слоистыми и тонкослоистыми зелеными сланцами. Структура пород от микронематобластовой до микропорфириобластовой. Метавулканиты в отдельных случаях обнаруживают реликты порфириковой структуры. Минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, альбитом. Очень редко сохраняются остатки порфириковых выделений плагиоклаза и пироксена. Достаточно часто наблюдаются новообразования кварца и карбонатных минералов. Порода в некоторых образцах нацело прокварцована и карбонатизирована. Поэтому перед авторами стояла весьма сложная задача выбрать наименее измененные пробы. В тех случаях, когда новообразованные кварц и карбонаты встречаются в виде тонких прожилков, параллельных общей сланцеватости, приходилось применять методику выпиливания этих прожилков, чтобы постараться реставрировать начальный состав вулканитов. В результате применения данной методики, из большого количества образцов после микроскопического и

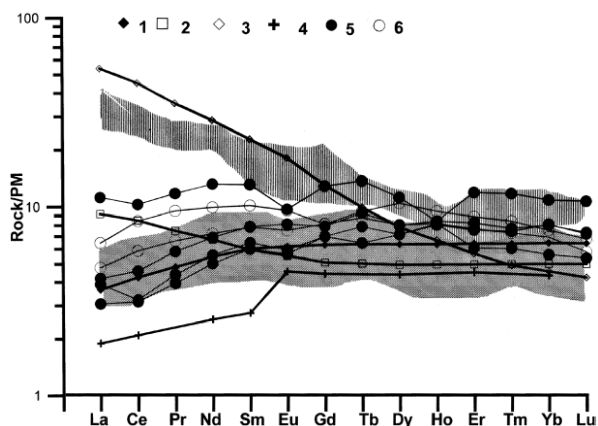


Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии содержания РЗЭ.

1 – N-MORB [San, McDonough, 1989]; 2 – E-MORB [San, McDonough, 1989]; 3 – OIB [San, McDonough, 1989]; 4 – IAB [Tamura et al., 2005]; 5 – метавулканы ононской свиты Кыранского блока; 6 – метавулканы кулиндинской свиты Кыранского блока. Прямая штриховка – метавулканы ононской и кулиндинской свиты Кулиндинского блока [Булгатов, Климук, 2002]; косая штриховка – метавулканы ононской и кулиндинской свиты Молодовского блока [Дриль, Голубев, 2003].

химического анализов было выбрано 8 проб, пригодных для геохимических исследований. Данные о химическом составе тщательно выбранных метавулканитов приведены в табл. 1. Отметим, что в выборку вошли только образцы с низким содержанием потерь при прокаливании (п.п.п.) и CO_2 . Такая селекция позволяет максимально приблизиться к первичному составу пород. При расчете нормативных составов выяснилось, что изученные эффузивы относятся как к кварц-, так и к оливин-нормативным (табл. 2).

Все исследованные вулканы располагаются в поле базальтов нормального ряда и относятся к натриевой серии. Содержание натрия превышает содержание калия. Содержание кремнезема изменяется в пределах от 45 до 53 мас. %. Породы от низко- до среднетитанистых (0,94-2,29 мас. %) и низкофосфористые. Наблюдается довольно существенный разброс содержания магния (от 4,64 до 9,48 мас. %). Естественно, что в наиболее магниевых образцах появляется нормативный оливин. Можно предположить, что изученные вулканы представлены слабо дифференцированной серией. В связи с довольно высокой магниевостью

отмечаются повышенные содержания хрома – до 1700 г/т. Наблюдается значительный разброс, иногда на порядок, в содержании наиболее подвижных элементов, таких как Rb, K, Sr, Ba. Вероятнее всего, как показано выше, это связано с процессами метаморфизма. Поведение элементов группы железа, а также Cu и Zn, не обнаруживает какой-либо закономерности.

Как показано на рис. 3, точки составов пород, нормированных по примитивной мантии [San, McDonough, 1989], располагаются в достаточно широком интервале по абсолютным содержаниям. Однако для метабазальтов как ононской, так и кулиндинской свит характерны подобные N-MORB картины распределения РЗЭ: обеднение легкими относительно нефракционированных нормированных содержаний средних и тяжелых редких земель. Уровень последних в 50 раз превышает их содержание в хондрите, причем наименее магниевые метабазальты характеризуются более высокими концентрациями средних и тяжелых РЗЭ. Появление Eu и Ce минимума в некоторых пробах и отсутствие корреляции между La и MgO свидетельствуют об интенсивном преобразовании пород.

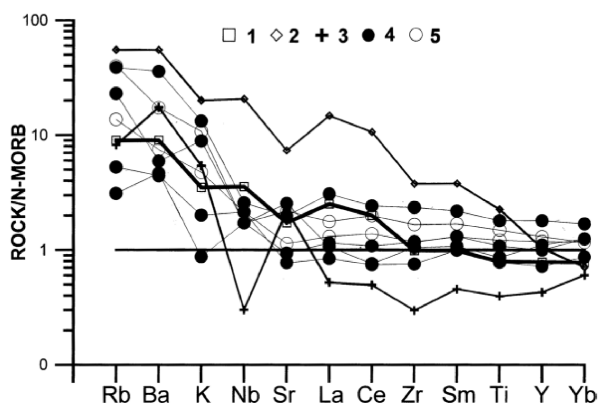


Рис. 4. Спайдерграмма некоторых редких элементов в базальтах разных геодинамических обстановок.

Нормирование проведено по N-MORB [San, McDonough, 1989]. 1 – E-MORB [San, McDonough, 1989]; 2 – OIB [San, McDonough, 1989]; 3 – IAB [Tamura et al., 2005]; 4 – метавулканы ононской свиты Кыранского блока; 5 – метавулканы кулиндинской свиты Кыранского блока. Сплошной линией обозначены N-MORB.

Для того, чтобы точнее определить геодинамическую принадлежность вулканитов, пришлось исследовать поведение других редких элементов. На рис. 4 приведены нормированные к N-MORB содержания некоторых редких элементов для метабазальтов ононской и кулиндинской свит. В левой части спайдер диаграммы расположены наиболее подвижные при вторичных преобразованиях литофильные элементы с большими ионными радиусами, далее – наименее подвижные высокочarged элементы, некоторые РЗЭ и Y в порядке уменьшения степени несовместимости. Метабазальты обеих свит показывают нефракционированное, в породах с содержанием MgO ~ 5-9 мас. % близкое к единице, распределение наименее подвижных элементов; в 2-30 раз более высокие, по сравнению с N-MORB, содержания подвижных элементов и отсутствие минимумов для HFS-элементов. Корреляционные связи между LIL-элементами и MgO в породе отсутствуют. Это означает, что концентрации LIL-элементов в породах обусловлены не магматическим процессом формирования пород, а последующими их метасоматическими преобразованиями. Проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом базитов обеих свит могли быть базальты, формировавшиеся в обстановках срединно-океанических хребтов. Различия в поведении наиболее подвижных элементов (Rb, Ba, K) можно объяснить, как было сказано выше, процессами метаморфизма.

Обсуждение результатов

Мы предприняли попытку восстановить фациальные условия образования пород ононской и кулиндинской свит. В осадках обеих свит присутствуют одни и те же минеральные ассоциации. Вероятнее всего, тонкослоистые алевропелиты отлагались из нижнего пакета дистальных турбидитов, то есть они являются результатом гемипелагической седиментации и седиментации дистальных турбидитов. Последние в гемипелагических областях довольно распространены. Ассоциация гемипелагических осадков и тонкозернистых турбидитов характерна для подножия континентального склона и абиссальных равнин с глубинами 3000-4000 м. Следовательно, осадки как ононской, так и кулиндинской свиты представляют собой дистальные турбидиты, которые образовались в нижней части континентального склона и на

плоском дне глубоководной котловины.

Исследования метабазальтов ононской и кулиндинской свит Кыранского блока показали, что эффузивные породы обеих свит близки между собой и монотонны по своему химическому составу. Сравнение метабазальтов данных свит с базальтами различных геодинамических обстановок (островная дуга, океанические острова) показывает резкое различие (рис. 3, 4). По своим геохимическим характеристикам (низкий титан и фосфор, умеренное содержание Nb и Zr) они наиболее близки базальтам срединно-океанических хребтов (типа N-MORB), хотя абсолютные содержания РЗЭ в некоторых образцах повышенные. Сопоставление изученных пород с метавулканитами Молодовского блока, где выявлен практически полный офиолитовый разрез [Дриль, Голубев, 2003], указывает на их тесное геохимическое родство.

Сонахождение метавулканитов совместно с глубоководными осадками позволяет предположить, что вулканиты ононской и кулиндинской свит Кыранского блока образовались в пределах срединно-океанического хребта. В Кыранском блоке выявлен только один фрагмент офиолитового разреза. Остальные члены ассоциации не выявлены. Возможно, они еще не найдены. Для более полного выяснения вопросов происхождения базальтов необходимо провести изотопные исследования Nd и Sr, что и планируется в дальнейшем.

Заключение

Таким образом, породы ононской и кулиндинской свит, являющиеся составной частью отложений Монголо-Охотского палеоокеана, в пределах Кыранского блока представляют собой пакет совмещенных тектонических пластин различного состава, сложенных фрагментами осадочных турбидитовых толщ дистальной фации, а также фрагментами вулканогенной части океанической коры. Метабазальты коры представлены одним геохимическим типом – N-MORB. Эти данные на уровне вещественного состава дополнительно подтверждают существование Палеоазиатского океана в позднерифейском или венд-раннепалеозойском времени на территории Восточного Забайкалья. Подтверждается вывод о том, что Монголо-Охотский океан заложился одновременно с Палеоазиатским и является его продолжением к востоку (в современных координатах) [Gordienko, 1994].

Список литературы

- Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. С. 25-42.
- Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1 : 500 000. М.: НИИЗарубежгеология, 1992.
- Булгатов А.Н., Климук В.С. Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит междуречья Онона и Аги (Восточное Забайкалье) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 9-17.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545-1562.
- Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723-737.
- Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sr систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов Восточно-Забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 369-373.
- Ефимов А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-49-XXIII. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 84 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21-41.
- Коссовская А.Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 3-13.
- Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Кулисные ряды офиолитов в системе Монголо-Охотского глубинного разлома (Пришилкинское звено) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 3. С. 689-691.
- Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 326 с.
- Пирс Дж.А., Линпарт С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
- Старченко В.В., Краснов В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-49-XXVIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 96 с.
- Gordienko I.V. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongolo-Okhotsk fold belt // J. Southeast Asian Earth Science. 1994. № 4. P. 429-433.
- Hart S.R., Staudigel H. Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust-Mantle Recycling at Convergence Zones / S.R. Hart, L. Gulen (eds). Kluwer Academic Publishers. 1989. P. 15-28.
- San S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-346.
- Smalley P.C., Field D., Lamb R.C., Clough P.W.L. Rare earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variation in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 446-458.
- Tamura Y., Tani K., Ishisuka O. et al. Are arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu caldera volcano, Izu-Bonin arc, Japan // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1769-1803.

Рецензент доктор геол.-мин. наук М.Г. Леонов