

фидной, золото-серебряной и серебряной формаций. В Чаткало-Кураминском регионе это Кочбулак, Кызылалма, Чадак; Лашкерек, Адрасман, Канимансур, Актепе; в Нурагинском регионе – Чармитан, Сармич, Марджанбулак; в Кызылкумском регионе – Косманачи, Высоковольное, Окжетпес; Кокпатас, Даугызтау, Амантайтау и др. Редкометалльные ассоциации представлены лейкогранитовой, пегматитовой, альбититовой и грейзеновой формациями. В месторождениях, наряду с W, Mo, Sn, содержатся руды в основном Li, Be, Nb, Ta и других элементов (Саргардон, Баркрак, Ойгаинг, Келенчек; Наука, Лянгар, Сарытау). К дайковой фации относятся долериты, синхронные с ними сиенит – порфиры, редкометалльные онгониты и онгориолиты. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707-0,710$, указывают на смешанный мантийно-коровый характер расплава. Он являлся потенциально рудоносным на Li, Be, Nb, Ta, W, Mo, Sn, флюорит, радиоактивные и редкоземельные элементы. Эндогенные месторождения их сосредоточены в основном в Чаткало-Кураминском регионе (Шавазсай, Шабрез, Чаркасар, Чаули, Агата-Чибаргата, Наугискен, Суппаташ и др.).

Работа выполнена по грантам АНРУз (ФА-Ф6-Т099, ФА-А5-082)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Х.М.* Рудно-петрографические провинции. М: Недра, 1964. 136 с.
2. *Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х.* Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 1993. 207 с.
3. *Коваленко В.И., Руб М.Г., Осипов М.А.* Рудоносность магматических ассоциаций. М: Наука, 1988. 231 с.
4. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
5. *Кузнецов В.А.* Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988. 244 с.
6. *Хамрабаев И.Х.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: ФАН, 1969. 212 с.

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОГО САЯНА: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Бабин Г.А.*, **Волкова Н.И.****, **Ступаков С.И.****, **Руднев С.Н.****,
Монгуш М.М.***, **Травин А.В.****, **Юдин Д.С.****

**ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск, Россия*

e-mail: babin@sniiggims.ru

***Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

e-mail: nvolkova@igm.nsc.ru

****Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия*

e-mail: amongush@inbox.ru

WEST SAYAN OPHIOLITES: COMPOSITION, AGE, GEODYNAMIC INTERPRETATION

Babin G.A.*, **Volkova N.I.****, **Stupakov S.I.****, **Rudnev S.N.****,
Mongush M.M.***, **Travin A.V.****, **Yudin D.S.****

**FSUE «SNIIGGiMS», Novosibirsk, Russia*

e-mail: babin@sniiggims.ru

***Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

e-mail: nvolkova@igm.nsc.ru

****Tuva Institute of Complex Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia*

e-mail: amongush@inbox.ru

Geological and geochemical study of basalts and gabbro-diabase dike complex of the Kurtush-ibinsky branch of the Tuva-Sayan belt represented by NW and SE tectonic cover units have been per-

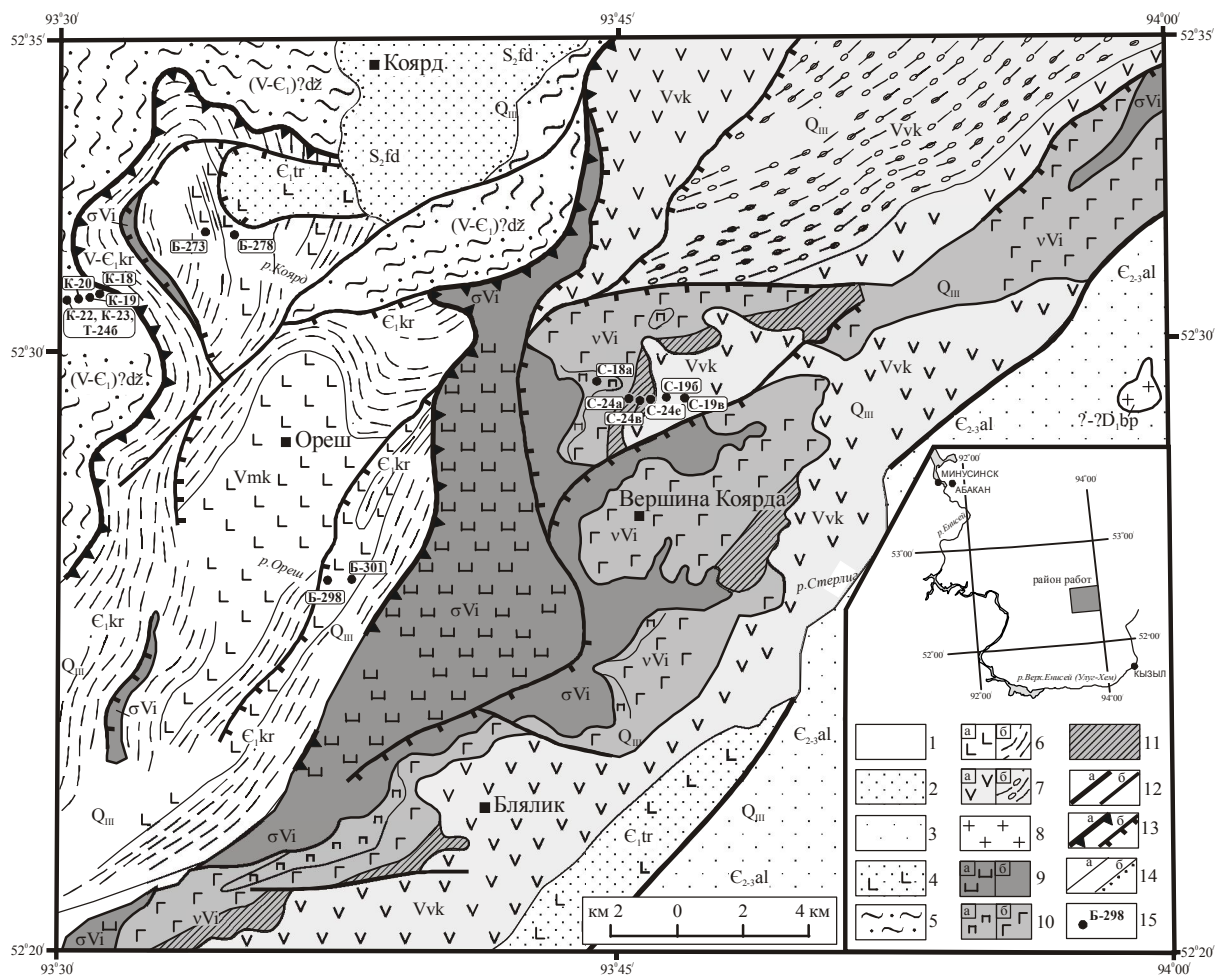


Рис. 1. Геологическое строение участка «Коярд» Куртушибинского офиолитового пояса (составлена на основе Геологической карты м-ба 1:50 000 [18]).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, Q ; 2 – федоровская свита, S_{fd} (песчаники, алевролиты, гравелиты); 3 – аласугская серия, E_{23al} (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты); 4 – терешкинская свита, E_{tr} (песчаники, алевролиты, туффиты, туфы и эффузивы основного и среднего составов); 5 – джебаишская серия, $(V-E)?dz$ (глаукофановые и зеленые сланцы, метачерты); 6 – куртушибинская толща, $V-E_{kr}$ (а – преобладающие базальты, подушечные базальты, их туфы; б – преобладающие сланцы черные кремнистые и глинистые); 7 – верхнекоярдская свита, Vvk (а – базальты, подушечные базальты, их туфы; б – сланцы черные кремнистые и глинистые); 8 – большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс, $\delta-\gamma D_{br}$; 9-11 – иджимский габбро-гипербазитовый комплекс (Коярдский массив): 9 – дунит-гарцбургитовая ассоциация, σVi (а – дуниты, гарцбургиты; б – серпентиниты); 10 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (полосчатая) ассоциация, vVi (а – пироксениты, б – габбро); 11 – габбро-базальтовая (дайковая) ассоциация; 12 – разломы (а – главные, б – прочие); 13 – надвиги (а – главные, ограничивающие покровы, б – прочие); 14 – геологические границы, в том числе с региональным угловым несогласием (б); 15 – места отбора образцов и их номера.

formed. Petrogeochemical data suggest formation of basalts of northwest cover in conditions of oceanic islands and seamounts. Basalts and gabbro-diabases of southeast cover are close to the fundament rocks of oceanic island arcs. The boundary seam between the covers is a zone of junction between two blocks of an oceanic crust, basite rocks of which had various sources.

Офиолиты Западного Саяна входят в состав протяженного пояса (Тувинско-Западно-Саянский, Саяно-Тувинский), который из северной части Западного Саяна, через Западную Туву и юго-восточную часть Горного Алтая он прослеживается в Озерную зону Монголии почти на 1500 км [1]. На современном срезе он представлен несколькими тектонически разобщенными фраг-

ментами, большинство из которых широко известны в качестве самостоятельных ветвей пояса: Северо-Саянской, Борусской, Куртушибинской, Западно- и Южно-Тувинской [15, 16, 17]. Наиболее крупным, с максимально полными разрезами офиолитов, является Куртушибинский фрагмент [6, 11, 14, 19]. С юго-востока по Саяно-Тувинскому (Куртушибинскому) разлому он граничит с терригенными осадками аласугской серии E_{2-3} , на северо-западе – надвинут на зеленосланцевые образования джебашской серии ($V-E_1$)? (рис. 1). Вблизи надвига среди зеленых сланцев джебашской серии установлены проявления глаукофановых сланцев [3].

Впервые на субслоистое трехчленное строение офиолитов в Куртушибинской ветви пояса указал А.К. Сибилев [7, 8, 9]. Н.Л. Добрецов [6] охарактеризовал породные ассоциации, составляющие офиолитовую последовательность: гипербазиты, габброиды и габбродиабазы, базальты и сланцы. О.В. Ляшенко [14] в ее строении обособил два покрова, состоящих из серий тектонических пластин. К юго-восточному покрову приурочен наиболее полный разрез офиолитовой серии, включающий дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбродиабазовую (дайковую) ассоциации, а также венчающие разрез подушечные лавы, резе туфы толеитовых базальтов с прослоями кремнистых сланцев и граувакк. Северо-западный покров сложен базальтами, черными сланцами и граувакками.

Стратифицированные образования офиолитовой ассоциации до недавнего времени традиционно рассматривались в качестве чингинской свиты (серии), которая членилась на несколько толщ или пачек по соотношению сланцев и базальтов (MORB- и OIB-типы). В дальнейшем [10] часть базальтов и сланцев, которая тесно ассоциирует с дунит-гарцбургитовым, полосчатым, дайковым комплексами и завершает офиолитовый разрез, обособлена в верхнекоярдскую толщу и сопоставлена с образованиями СОХ. Базальты, близкие OIB-типу, и сопряженные с ними сланцы рассматриваются в составе макаровской (преобладают базальты) и куртушибинской (преобладают сланцы) толщ. Пространственное расположение и взаимоотношение всех трех толщ оставались не выясненными. Предполагалась их смена снизу вверх в едином разрезе.

Проведенное авторами геолого-геохимическое доизучение базальтов верхнекоярдской и куртушибинской толщ, диабазов дайкового комплекса в бассейне р. Коярд позволило уточнить строение, состав и тектоническую природу офиолитовой ассоциации. Установлена принципиальная разница между базитами юго-восточного (базальты верхнекоярдской толщи, габбродиабазы дайкового комплекса) и северо-западного (базальты куртушибинской толщи) покровов.

Графики распределения редкоземельных элементов в пиллоу-лавах верхнекоярдской толщи и диабазах дайкового комплекса демонстрируют типичные N-MORB-спектры с существенным деплетированием легкими РЗЭ, в базальтах куртушибинской толщи – небольшое обогащение легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми. Диаграмма несовместимых элементов Hf/Yb-Nb/Zr свидетельствует о том, что пиллоу-лавы верхнекоярдской толщи и диабазы дайкового комплекса формировались из крайне деплетированного мантийного источника, тогда как базальты куртушибинской толщи имеют обогащенный мантийный источник.

На спайдерграммах кривые распределения редких элементов в пиллоу-лавах верхнекоярдской толщи и диабазах дайкового комплекса показывают деплетирование в отношении высокозарядных несовместимых элементов и РЗЭ по сравнению с N-MORB-базальтами. Содержания легких вполне подвижных (Rb, Ba, K) близки к таковым в базальтах океанического дна. Отмечаются небольшие минимумы по Nb и Ta, свидетельствующие об островодужном характере офиолитов, и максимумы по Sr, Ti. Кривые распределения редких элементов в базальтах куртушибинской толщи имеют плоскую форму со слабым отрицательным наклоном и напоминают некоторые океанические плато-базальты типа T-MORB или P-MORB. Степень их обогащения варьирует от 5-7 до 20-25 норм (по отношению к примитивной мантии).

В целом, петролого-геохимические данные указывают на формирование базальтов северо-западного покрова (куртушибинская толща) в условиях океанических поднятий, тогда как базальты (верхнекоярдская толща) и базиты дайкового комплекса юго-восточного покрова близки породам, составляющим основание океанических островных дуг.

Возраст офиолитовой ассоциации Западного Саяна принимается в широком интервале. Низы разреза (гипербазитовые и гипербазит-базитовые комплексы, верхнекоярдская толща) условно датируются поздним рифеем. Его верхние части (макаровская, куртушибинская и др. вул-

канические толщи) – вендом и ранним кембрием на том основании, что в Западном Саяне и Туве они несогласно перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями с санаштыкгольской фауной (терешкинская, акдуругская, теректигская свиты). Палеонтологические находки в офиолитовых толщах скудны. В бывшей чингинской серии в верхней и нижней частях разреза собраны вендские известковые водоросли, микрофитоциты, неопределимые остатки скелетной фауны [10]. В бассейне р. Ореш (Куртушибинский хребет) в верхах серии, в ее терригенной части собраны водоросли нижнего кембрия: *Renalcis* и *Eriphyton* [2]. В сизинской толще (Борусский хребет) известны спикулы губок, водоросли, в том числе *Eriphyton* sp., свидетельствующие о нижнекембрийском возрасте отложений [10].

Уточнить возраст офиолитовой ассоциации позволяет привлечение результатов изотопного датирования пород по смежным регионам в Озерной зоне Монголии, куда прослеживается пояс [5]. На хр. Сэриин-Нуру Sm-Nd-датированием расслоенных габброидов, рвущих умеренно и высокотитанистые базальты с кремнистыми осадками, установлен возраст 527 ± 43 млн лет [12]. Южнее, на хр. Дариби U-Pb изотопным датированием цирконов из плагиогранитов баяннурского комплекса, фиксирующих верхнюю границу формирования офиолитовой ассоциации, получен возраст 573 ± 6 млн лет [13]. Еще южнее, на хр. Хан-Тайшири аналогичные плагиограниты из жил, рвущих габбронориты вблизи контакта с пироксенитами, имеют U-Pb возраст 568 ± 4 млн лет [5]. В Агардагской зоне U-Pb-методом по цирконам датированы плагиограниты, рвущие гипербазиты расслоенной серии (карашатский комплекс), установлен возраст 570 млн лет [20]. Эти данные свидетельствуют в пользу поздневендского возраста офиолитов Западного Саяна, Западной Тувы и Агардагской зоны.

Таким образом, на примере Куртушибинской ветви показан гетерогенный характер протяженного Тувино-Западно-Саянского офиолитового пояса, формирование которого связано с тектоническим сочленением двух блоков океанической коры различной тектонической природы. Один из них принадлежал субдуцируемой океанической плите, другой – располагался над зоной субдукции и служил основанием примитивной вулканической островной дуги. Наиболее вероятный возраст офиолитовой ассоциации – поздний венд – ранний кембрий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00204, 08-05-00733, 0605-64767, 06-05-00601) и СО РАН (интеграционные проекты 7.10.2 и 6.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск, из-во СО РАН, филиал ГЕО, 2003. С. 24-26.
2. Бухаров Н.С. Нижний кембрий Восточной Тувы (стратиграфия, фации, условия формирования пород). Дис. ... к.г.м.н. Новосибирск, 1983. 235 с.
3. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта: геохимия, природа протолита, возраст // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса. Мат. совещ., вып. 6, т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН. 2008. С. 71-73.
4. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179-1185.
5. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. Тр. ГИН. Вып. 437. М.: Наука, 1989. 192 с.
6. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
7. Еремеев В.П., Сибилев А.К. Иджимский гипербазитовый плутон (Зап. Саяны) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 8.
8. Еремеев В.П., Сибилев А.К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, арагонита и раухерита в этом процессе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6.
9. Еремеев В.П., Сибилев А.К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения // Актуальные вопросы современной петрологии. Н., Наука, 1974.
10. Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Кинзерский В.Б. и др. Опорная рабочая легенда для геологических карт масштаба 1: 50 000 Западно-Саянской серии. Минусинск, 1994. ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю» (рукопись).
11. Исаков В.М., Коробейников Б.П., Щеглов А.П. Новые данные о соотношении древних толщ хребтов Иджимского и Куртушибинского // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 55-58.

12. Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm - Nd изотопная систематика офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 3-9.
13. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
14. Ляшенко О.В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская область). Дисс. к.г.-м.н. Москва, 1984. 193 с.
15. Меляховецкий А.А., Склярёв Е.В. Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 58-71.
16. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
17. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966. 210 с.
18. Сарбаа Я.В., Токунов В.Ф., Вареник В.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг, Туран. N-46-128-А (в, г), Б (в, г), В, Г. Кызыл, 1973. ФГУ «ГФИ Республики Тыва». 304 с.
19. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск, Наука, 1980. 126 с.
20. Pfander J., Jochum K., Kroner I. et al. Age and geochemical evolution of Early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, Central Asia // International Ophiolite Symposium and field excursion Espoo. Finland, 1998. Geological Survey of Finland, 1998. p. 42.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИС АРСЕНТЬЕВСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

Бадмацыренова Р.А.*, Бадмацыренов М.В.*, Сандимиров И.В.**

**Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

e-mail: brose@gin.bscnet.ru

***Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия*

COMPOSITION PROPERTIES AND PETROGENESIS OF THE ARSENTYEV GABBRO-SYENITE LAYERED INTRUSION

Badmatsyrenova R.A.*, Badmatsyrenov M.V.*, Sandimirov I.V.**

**Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

e-mail: brose@gin.bscnet.ru

***Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia*

Geochemical and isotopic studies of the Arsenyev gabbroids and syenites were carried out. The rocks of the Arsenyev intrusion are enriched in LREE relative to HREE, and exhibit the positive Sr, Ba, Nb, Ta, Ti and negative Zr, Hf anomalies. The Sr-Nd isotopic data suggests about the involvement of EM-II mantle source.

Основные и ультраосновные породы всегда вызывали пристальный интерес исследователей, так как являются одними из немногих источников информации о составе вещества глубинных зон Земли, а также носителями, в том числе, титаномагнетит-ильменитовой минерализации (Бушвельд, Виндимура, Маскок, Паньчжихуа). Проблема образования магматических титаномагнетит-ильменитовых месторождений принципиально важна и занимает особое место в анализе рудогенерирующей способности магматических систем, ибо относится к ключевым вопросам теории рудообразования. В этом плане расслоенные рудоносные габбро-сиенитовые массивы Моностойского комплекса (Западное Забайкалье) являются благоприятными объектами для исследований.