



УДК 551.248.1:552.11(571.52)
DOI <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.56>

Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd-изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны

А. А. Монгуш

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Россия

Аннотация. Геологическое положение офиолитов Куртушибинского хребта Западного Саяна и бассейна р. Хемчик в Западной Туве свидетельствует о том, что они являются составной частью преддуговой Саяно-Тувинской зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Устанавливается, что геологические и геохимические данные указывают на образование куртушибинских и хемчикских офиолитов в участках рассеянного спрединга над зоной субдукции. В то же время в куртушибинских офиолитах фиксируется дайковый комплекс, состав которого характерен только для N-MORB. Результаты наших исследований свидетельствуют в пользу того, что палеоспрединговые образования куртушибинских офиолитов формировались в палеогеодинамических условиях зарождения субдукции и начала образования примитивных островных дуг на океанической литосфере. Предполагается, что при сложении куртушибинских офиолитов шло частичное магматическое замещение первичной океанической коры надсубдукционными расплавами. Хемчикские офиолиты (Шатский массив), включающие дайки разной ориентации, также формировались в условиях рассеянного спрединга на стадии зарождения зоны субдукции.

Ключевые слова: офиолиты, геодинамика, строение, преддуговая зона.

Для цитирования: Монгуш А. А. Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd-изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 56–75. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.56>

Введение

Исследования проблем магматизма ранней стадии эволюции зоны субдукции стали особенно актуальными в последние два десятилетия [To understand subduction ... , 2012 и ссылки в ней], поскольку они касаются проблемы инициации субдукции – наименее понятного, по [Silver, Behn, 2008], аспекта теории тектоники плит.

Большой интерес у исследователей вызывает проблема геодинамических механизмов формирования офиолитов преддуговых зон, которые, как считают многие ученые, являются прямыми индикаторами зарождения зон субдукции. «Чтобы понять иницирование субдукции, изучите преддуговую кору, чтобы понять преддуговую кору, изучите офиолиты» – это красноречивое название статьи Стерна с соавторами [To understand subduction ... ,

2012] отражает актуальность исследований офиолитов, локализованных в преддуговых зонах. В указанной статье справедливо обращается внимание на то, что преддужья современных островодужных систем все еще недостаточно исследованы геологами ввиду того, что все они находятся под водой, т. е. требуют дорогостоящих бурения, драгирования или дайвинга. Конечно, с этой точки зрения «преддужья» палеоостроводужных систем – несравненно более благоприятные объекты для изучения. Стерн и его соавторы, на примере офиолитов преддужья Идзу-Бонин-Марианской системы, подчеркивают важность рассмотрения «магматической стратиграфии» офиолитов преддужья, в которых «геохимически запечатлены» процессы инициации субдукции.

Представления Штейнманна, выделившего офиолиты как парагенетическую ассоциацию ультрабазитовых, базитовых и кремнистых пород [Steinmann, 1905], непрерывно совершенствовались. Господствовавшее в дальнейшем мнение о них как о реликтах палеоокеанической коры с развитием плитной тектоники постепенно модифицировалось и менялось, поскольку стало очевидным, что нормальная океаническая кора полностью погружается в мантию в зонах субдукции; стали различать офиолиты краевых бассейнов, срединно-океанических хребтов (СОХ), островных дуг. Появление офиолитов в основании островных дуг объяснялось возникновением этих островов в результате вулканической деятельности на фундаменте из океанической литосферы, образованной в обстановке СОХ [Miyashiro, 1974]. Начиная с публикаций Пирса и его соавторов, был достигнут значительный прогресс в понимании геодинамических условий образования офиолитов, ассоциирующих с островодужными комплексами, – офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ-тип) [Pearce, Lippard, Roberts, 1984; Пирс, Липпард, Робертс, 1987].

Многочисленные данные указывают на то, что зарождение внутриокеанических зон субдукции сопровождается образованием офиолитов [Stern, Bloomer, 1992; To understand subduction ... , 2012; Early Arc volcanism ... , 1995; Fore-arc basalts and ... , 2010; Albanian ophiolites, 2000; Shervais, 2001; Early stages in ... , 2006; The timescales of subduction ... , 2011; Pearce, Robinson, 2010; Wakabayashi, Ghatak, Basu, 2010; Dilek, Furnes, 2011; Whattam, Stern, 2011; Dynamics of intraoceanic ... , 2015]. В дальнейшем, по мере погружения слэба и эволюции надсубдукционного магматизма, формируются островные дуги. В составе SSZ-офиолитов некоторые исследователи выделяют субтип офиолитов эмбриональных задугово-преддуговых (backarc to forearc) обстановок [Dilek, Furnes, 2011], соответствующий в принципе понятию «додуговых офиолитов» Пирса, т. е. SSZ-офиолитов, сформированных до образования островной вулканической дуги [Пирс, Липпард, Робертс, 1987].

В последние годы получен большой объем новой геохронологической и изотопно-геохимической информации, характеризующей раннекаледонские офиолитовые комплексы рассматриваемой зоны и обусловившей значительные успехи в изучении процессов их формирования [Куренков, Диденко, Симонов, 2002; Подвижность редких элементов ... , 2009; Офиолиты Западной Тувы ... , 2011]. Тем не менее многие вопросы их тектонической и маг-

матической истории остаются все еще слабо освещенными. В определенной степени это связано с тем, что офиолиты данного региона преимущественно рассматриваются автономно, без детальной корреляции их геологического положения. Последнее детерминировано тем, что каледониды Алтае-Саянской области характеризуются мозаично-блоковым строением, затрудняющим возможности их непосредственной корреляции, поэтому при сопоставлении отдельных офиолитовых комплексов на первый план выходят геохронологические, геохимические и изотопные данные, позволяющие реконструировать время и обстановки формирования пород, участвующих в их строении. В частности, на основе геологических особенностей строения офиолитов и геохимических данных сделан вывод о том, что офиолиты Куртушибинского хребта Западного Саяна формировались в условиях зарождения зоны субдукции и начала образования примитивных островодужных дуг на океанической литосфере, а расположенные в 300 км к юго-западу, практически на продолжении тех же западносаянских структур, офиолиты бассейна р. Хемчик в Западной Туве (Шатский массив) складывались в геодинамических условиях междугового и/или задугового рассеянного спрединга [Куренков, Диденко, Симонов, 2002]. Однако при этом не ясно, с какими, собственно, островодужными структурами соотносятся куртушибинские и хемчикские офиолиты. Необходимы дополнительные геологические, геохимические, в том числе Nd-изотопные, исследования офиолитов Куртушибинского хребта и бассейна р. Хемчик для выявления их геологического положения и уточнения геодинамической позиции.

Аналитические методы исследования

Содержания петрогенных элементов определялись методом РФА в Институте геохимии СО РАН (Иркутск) и Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Содержания редких элементов установлены методом ICP-MS в Институте геологии и минералогии СО РАН (аналитик – С. В. Палесский) и в Институте геохимии СО РАН (аналитик – Е. В. Смирнова).

Sm-Nd-изотопные анализы проведены П. А. Серовым в ГИ КНЦ РАН (Апатиты) на масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом режиме. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,03–0,2 нг для Sm, 0,1–0,5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0,5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0,5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0,005\%$ (2σ).

Геологическое положение и строение офиолитов

Офиолиты Саяно-Тувинской преддуговой зоны являются составной частью раннекаледонской системы, образованной в ходе эволюции Тувино-Монгольской островной дуги Палеоазиатского океана [Şengör, Natal'in, Burtman, 1993]. В мозаично-блоковой структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Саяно-Тувинский сегмент ранних каледонид вмещает главные структурные элементы островодужно-задуговой системы: преддуговую, островодужную и задуговую зоны. Преддуговая зона простирается в северо-восточном направлении на 550 км, имеет ширину около 300 км и

включает в себя раннекаледонские структуры на сопредельных территориях Западного Саяна и Тувы (рис. 1). Саяно-Тувинская преддуговая зона состоит из подзон: а) фронтальной Джебашской, б) переходных Куртушибинской и Левохемчикской, в) тыловой Хемчикско-Тапсинской. Офиолиты представлены во всех подзонах, кроме Джебашской. В обрамлении куртушибинских офиолитов представлена V–Є₁ осадочно-вулканогенная чингинская толща, хемчикских офиолитов – V–Є₁ осадочно-вулканогенная алдынбулакская толща. Обе толщи накапливались в условиях преддугового бассейна. Чингинская толща обычно залегает в виде тектонических пластин, а алдынбулакская обычно представлена в олистостостроме, залегающей в клиновидных выходах фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба.

Офиолиты Куртушибинской преддуговой подзоны представляют собой относительно слабо тектонически дезинтегрированную преддуговую ассоциацию, состоящую из пакетов тектонических пластин протяженностью до 250 км [Добрецов, Пономарева, 1977; Лященко, 1984], т. е. офиолиты здесь не образуют обособленных, сравнительно небольших массивов.

Участок Коярд. Здесь, в верховьях р. Левый Коярд, по руч. Каскадному вскрыт полный разрез океанической коры куртушибинских офиолитов мощностью около 4 км, в котором представлены (снизу вверх): гарцбургиты, серпентиниты, дуниты – пироксениты – габбро – диабазы («дайка в дайке») – лавы базальтов. Разрез характеризуется псевдостратифицированным строением, однако при этом широко развиты интрузивные взаимоотношения пород, в том числе: ксенолиты дунитов в пироксенитах, жилы родингитов в гипербазитах, «пятна» крупнозернистых габбро в пироксенитах, дайки габбро, габбро-диабазов во вмещающих их гарцбургитах, комплекс «дайка в дайке» диабазового состава в габбро [Добрецов, Пономарева, 1977; Куренков, Диденко, Симонов, 2002; Подвижность редких элементов ... , 2009].

Согласно геологическим данным В. А. Симонова, палеоспрединовый комплекс офиолитов Куртушибинского хребта формировался как минимум в два этапа. Первый этап связан с внедрением мощных даек габбрового состава в зоне палеоспрединга преимущественно субширотного направления (современные координаты). Затем, вероятно после небольшого перерыва, в слой габбровых даек начали внедряться диабазовые дайки обычной мощности. Внедрение последних происходило в зоне палеоспрединга примерно той же ориентации – от субширотной до северо-восточной (современные координаты). В результате «эрозии» пород габбрового слоя более поздними дайками образовались магматические брекчии [Куренков, Диденко, Симонов, 2002].

На *Хутинском участке* куртушибинских офиолитов нами изучалась базитовая толща мощностью около 1 км, состоящая из покровов базальтов, даек диабазов и прорывающих их интрузий габбро. Для покровной фации характерны массивные, вариолитовые, миндалекаменные текстуры, порфировые, офитовые структуры, местами шаровая отдельность, наличие лавобрекчий, зеленокаменные изменения и отсутствие пирокластов. В зоне меланжа (см. рис. 1) представлены обломки и блоки кремнистых пород, эпи-

дот-хлорит-актинолитовых сланцев по эффузивам основного состава, туфоалевролитов, катаклазированных эффузивов, метагабброидов и других пород. В некоторых блоках наблюдаются катаклазированные эффузивы, прорванные метагабброидами, на их контактах проявлена пиритовая минерализация (~1 %). Матрикс меланжа серпентинитовый, глинистый.

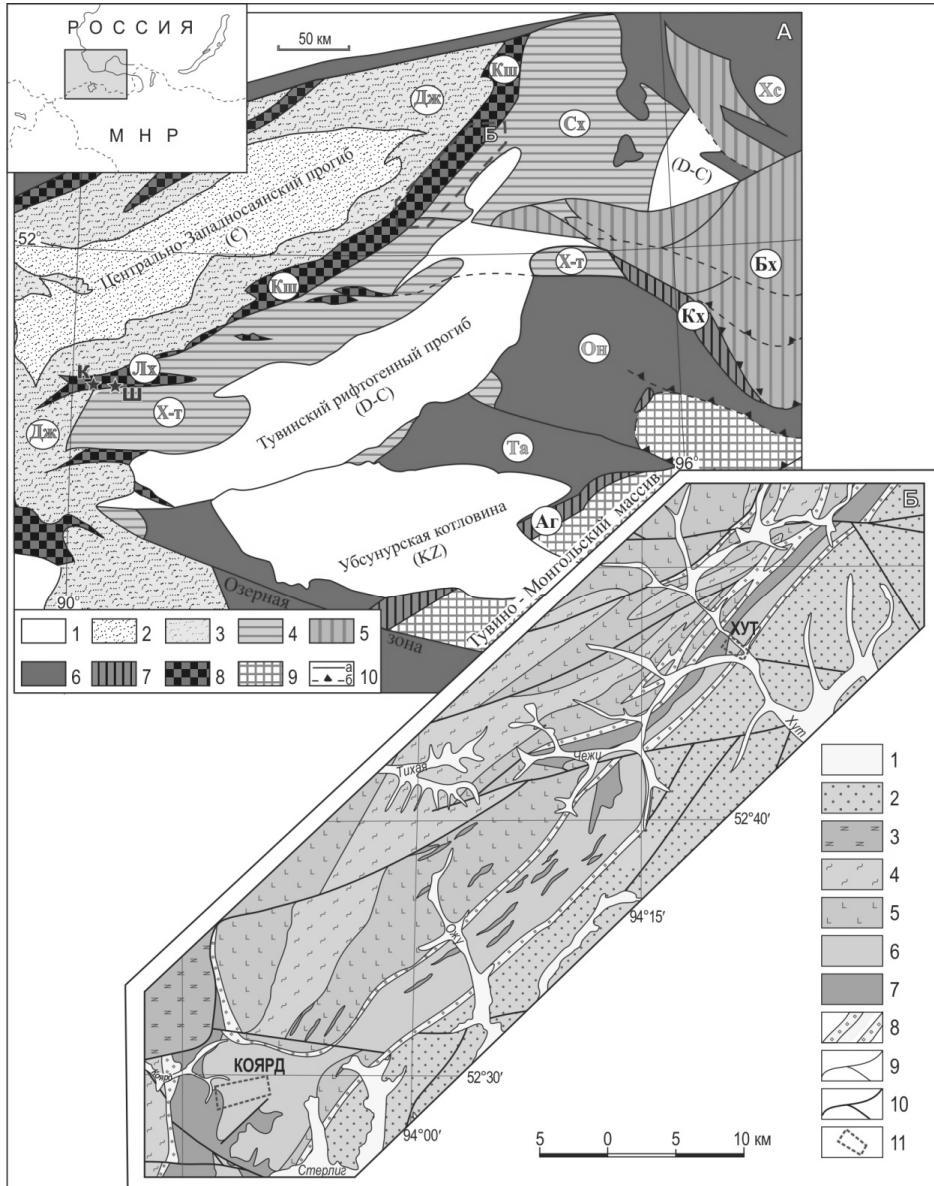


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема каледонид Тувы и Западного Саяна (А) и геологическая карта центральной части Куртушибинской подзоны (Б). Схема А составлена автором с использованием данных Н. А. Берзина [Preliminary publications book ..., 1999; Берзин, Кунгурцев, 1996].

А: 1 – S-N наложенные ассоциации; 2 – E_2 -S осадочные отложения Центрально-Западносаянского коллизийного прогиба; 3 – V- E_1 осадочные отложения и метабазалты джебашской серии; 4 – E_2 -S осадочные отложения Хемчикско-Сыстыгхемского коллизийного прогиба; 5 – V- E_1 задуговые вулканогенные и терригенно-вулканогенные комплексы, 6 – V- E_1 островодужные осадочно-вулканогенные и вулcano-плутонические комплексы, 7 – V задуговые офиолиты; 8 – V преддуговые офиолиты; 9 – метаморфические комплексы Тувино-Монгольского массива; 10 – тектонические границы зон и подзон (а), постааккреционные разломы и надвиги (б). *Саяно-Тувинская преддуговая зона и ее подзоны*: Дж – Джебашская, Кш – Куртушибинская, Х-т – Хемчикско-Тапсинская, Сх – Сыстыгхемская; *Таннуольско-Хамсаринская островодужная зона и ее подзоны*: Та – Таннуольская, Он – Ондумская и Хс – Хамсаринская; *Восточно-Тувинская задуговая зона и ее подзоны*: Аг – Агардагская, Кх – Каахемская и Бх – Бийхемская. Звездочками показано расположение офиолитовых массивов: Ш – Шатского, К – Копсекского.

Б: 1 – Q аллювиальные отложения; 2 – E_{2-3} терригенные отложения аласугской серии; 3 – V- E_1 сланцы джебашской серии; 4 – V- E_1 парасланцы чингинской толщи; 5 – V метабазалты и ортосланцы чингинской толщи; 6 – V габбро, дайки, лавы офиолитов; 7 – V гипербазиты офиолитов; 8 – меланж; 9 – геологические границы; 10 – разломы; 11 – участки работ.

Офиолиты Левохемчикской и Хемчикско-Тапсинской преддуговых подзон встречаются в виде офиолитовых аллохтонов, олистолитов, офиолитокластовых конгломератов [Щербаков, 1991]. Первые описаны на примере Шатского и Копсекского офиолитовых массивов [Геологическое строение Шатского ... , 1987; Щербаков, 1991; Куренков, Диденко, Симонов, 2002; Офиолиты Западной Тувы ... , 2011]. Офиолиты в этих массивах включают гарцбургитовый, верлит-клинопироксенит-габбровый, габбровый, диабазовый и плагиогранитный комплексы, а лавы, состав которых аналогичен или близок к составу диабазов, не выявлены. Высокотитанистые базальты, обычно представленные в виде включений в олистостроме, тектонически контактирующей с офиолитами, являются продуктом плавления обогащенной мантии и не связаны с офиолитогенезом [Монгуш, 2016].

Диабазы и габбро-диабазы *Шатского массива* слагают комплексы типа «дайка в дайке» разной ориентировки. Дайки наиболее ранней генерации меридиональной ориентировки прорваны дайками широтного простирания. В нижней части дайкового комплекса в резкоподчиненном количестве присутствуют одиночные широтные дайкообразные тела среднего состава – андезитов, кварцевых метамикродиоритов. Зафиксирован также блок даек с простиранием $40-50^\circ$, а в «верхнем» габбро выявлена зона магматических брекчий, состоящих из различных разновидностей базитов в плагиофировых габбро-диабазях. Установлено также, что габбро и дайки местами прорваны жило- и гнездообразными телами плагиогранитов.

Копсекский массив (рис. 2) образует полого наклоненное на северо-восток линзовидное тело размером $4,5 \times 1,5$ км. Нижняя часть массива мощностью около 200 м сложена линзовидно переслаивающимися клинопироксенитами, верлитами и дунитами. Вверх по разрезу они сменяются мощным комплексом габброидов (около 1200 м). В верхней части габбро (150–200 м) появляются дайки диабазов, доля которых местами достигает 50 % от общего объема пород. Офиолиты данного массива тектонически перекрываются парасланцами, метапесчаниками и метаалевролитами устуишкинской (джебашской) серии [Щербаков, 1991].

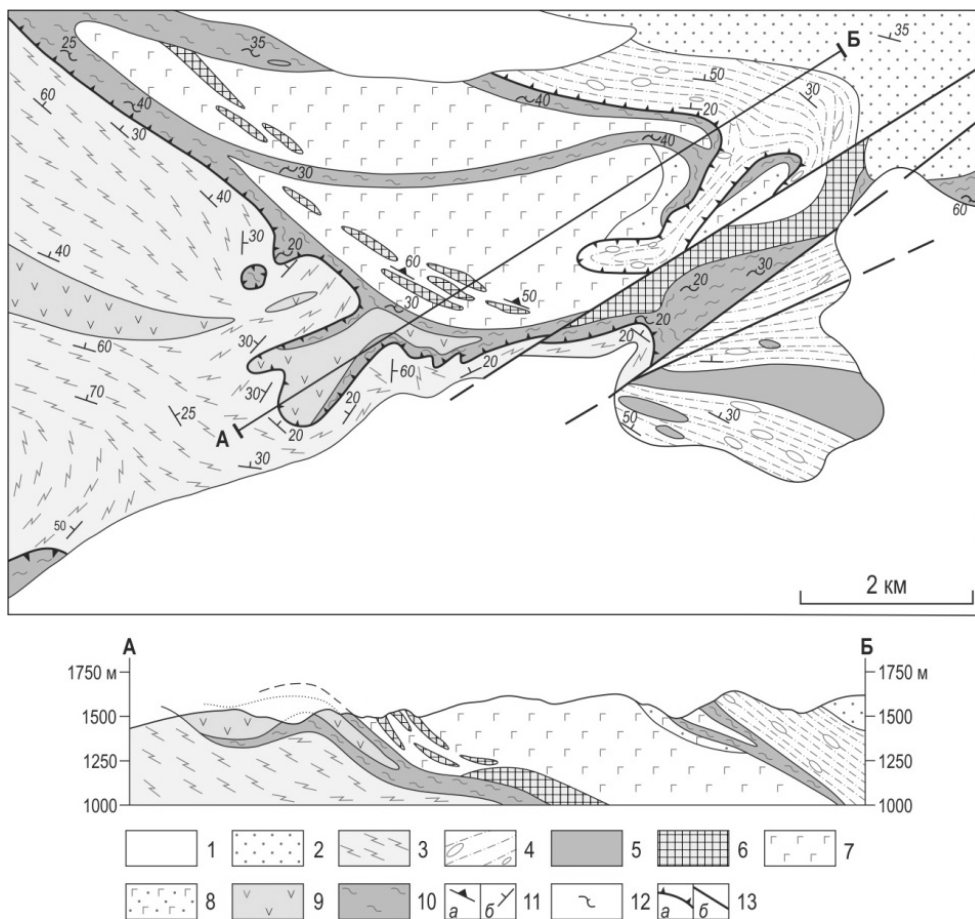


Рис. 2. Геологическая карта и разрез участка Копсек (по [Щербаков, 1991] с изменениями в легенде)

1 – Q отложения; 2 – S отложения; 3 – парасланцы V–С₁ джебашской серии; 4 – V–С₁ олистодрома: песчаники, алевролиты с блоками базальтов, кремнистых пород, ультрабазитов, известняков; 5–8 – V офиолиты: 5 – серпентинизированные гарцбургиты; 6 – клинопироксениты, верлиты, дуниты; 7 – габбро и габбро-амфиболиты; 8 – диабазы, габбро; 9 – чингинская свита: V базальты (Сп базальты) с прослоями кремней; 10 – серпентинитовый меланж; 11 – элементы залегания полосчатости габброидов (а) и слоистости осадочных пород (б); 12 – элементы залегания сланцеватости серпентинитов в меланже; 13 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б)

Особенности петрогеохимического и Sm-Nd-изотопного состава офиолитов

Результаты петрогеохимических исследований куртушибинских и хемчикских офиолитов приведены в табл. 1. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 3) точки составов базитов куртушибинских и хемчикских офиолитов образуют довольно обширный рой в поле андезибазальтов, частично – базальтов, редко – андезитов и трахиандезибазальтов. Часть даек куртушибинских диабазов характеризуется ультранизкой щелочностью. Такие же ультранизкощелочные составы присутствуют и среди андезитов и кварцевых диоритов хемчикских офиолитов.

Таблица 1

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в кургушибинских и хемчикских офиолитах

Офиолиты	Кургушибинские						Хемчикские						
	КК-327/3 δ	КК-327 nc	КХ-341 ε	КХ-346 δ	КХ-344 δ	КХ-342 ба	ХШ-306 ε	ХШ-311 ε	ХШ-313/1 δ	ХШ-322 ди	ХШ-312 Q.молч	ХШ-313/3 ан	ХШ-308 nc
Обр.													
SiO ₂	54,35	73,95	53,67	50,41	52,05	53,11	52,24	52,34	51,62	54,61	60,34	62,42	77,40
TiO ₂	0,44	0,25	0,77	0,94	0,94	0,50	0,31	0,32	0,68	1,11	0,61	0,45	0,40
Al ₂ O ₃	14,43	11,63	15,19	14,37	14,50	12,00	18,46	16,18	16,55	13,91	15,45	14,44	12,77
Fe ₂ O ₃	9,29	5,81	10,70	11,20	11,16	11,08	7,89	8,25	10,40	12,85	8,83	8,55	1,55
MnO	0,13	0,03	0,18	0,19	0,17	0,18	0,13	0,12	0,12	0,20	0,11	0,08	0,01
MgO	8,21	0,54	6,62	7,85	7,63	12,12	7,07	8,53	6,75	3,86	3,17	3,88	0,32
CaO	11,50	3,98	8,68	11,87	9,09	7,51	10,03	10,40	10,45	5,67	11,32	6,89	1,40
Na ₂ O	1,58	3,62	4,00	2,72	4,34	3,35	3,65	3,61	3,14	5,83	0,09	3,04	5,92
K ₂ O	0,04	0,14	0,12	0,37	0,04	0,10	0,18	0,21	0,24	0,21	0,01	0,15	0,10
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,08	0,08	0,07	0,05	0,04	0,03	0,04	0,11	0,05	0,07	0,11
LOI	2,18	1,87	2,89	2,84	3,17	3,77	3,46	4,26	3,71	1,76	3,43	3,46	0,78
Total	99,81	100,05	99,64	100,06	100,15	100,2	99,36	100,37	100,38	100,12	99,54	100,38	99,87
Rb	0,22	0,78	2,01	3,07	0,62	0,97	1,50	4,16	2,47	1,79	0,12	1,85	4,65
Sr	75,8	117,9	269,2	517,1	187,7	176,7	111,8	99,0	68,20	141,4	179,9	98,7	56,5
Y	10,0	26,29	18,4	19,01	17,28	9,98	4,42	7,32	7,81	27,27	11,84	11,77	23,59
Zr	21,04	112,0	52,73	39,1	50,4	30,31	11,60	17,14	11,02	48,55	22,01	24,52	60,80
Nb	2,51	0,87	1,50	1,26	1,28	0,90	0,23	0,14	0,17	0,72	0,31	0,43	0,62
Cs	0,01	0,01	0,23	0,10	0,34	0,30	0,08	—	0,06	<0,1	0,04	0,06	—
Ba	8,7	25,8	64,9	170,5	46,6	44,4	35,24	595,8	24,56	112,4	5,29	22,91	523,0
La	1,37	3,92	2,61	2,35	2,24	1,68	0,52	0,97	0,51	1,92	0,77	1,00	2,38
Ce	3,41	9,18	7,06	6,8	6,34	4,46	1,33	2,77	1,53	6,21	2,32	2,63	8,00
Pr	0,53	1,26	1,13	1,14	1,05	0,64	0,21	0,35	0,26	1,14	0,41	0,42	1,25

Окончание табл. 1

Офиолиты	Куртушибинские						Хемчикские						
	КК-327/3 ρ	КК-327 η_2	КХ-341 ε	КХ-346 ρ	КХ-344 ρ	КХ-342 $\delta\alpha$	ХШ-306 ε	ХШ-311 ε	ХШ-313/1 ρ	ХШ-322 $\delta\eta$	ХШ-312 $Q_{\text{мдл}}$	ХШ-313/3 $\alpha\eta$	ХШ-308 η_2
Nd	2,94	6,47	6,42	6,63	5,99	3,50	1,20	2,03	1,69	6,44	2,67	2,56	7,49
Sm	1,01	2,12	2,21	2,26	2,09	1,11	0,43	0,78	0,72	2,35	1,04	1,03	2,70
Eu	0,39	0,58	0,81	0,94	0,76	0,33	0,21	0,39	0,35	0,77	0,31	0,39	1,40
Gd	1,56	3,17	2,93	3,12	2,80	1,50	0,65	1,32	1,27	3,40	1,59	1,59	4,35
Tb	0,27	0,64	0,56	0,6	0,55	0,29	0,13	0,23	0,21	0,65	0,33	0,32	0,73
Dy	1,93	4,66	3,88	4,07	3,73	2,05	0,91	1,69	1,53	4,26	2,37	2,40	5,30
Ho	0,44	1,11	0,85	0,88	0,79	0,46	0,20	0,36	0,34	0,92	0,54	0,55	1,18
Er	1,34	3,53	2,5	2,61	2,33	1,4	0,62	1,19	1,03	2,93	1,66	1,67	3,69
Tm	0,20	0,57	0,37	0,39	0,34	0,21	0,09	0,16	0,16	0,44	0,26	0,26	0,55
Yb	1,46	3,99	2,47	2,58	2,29	1,46	0,68	1,06	1,05	2,74	1,82	1,83	3,96
Lu	0,22	0,66	0,38	0,39	0,35	0,24	0,11	0,16	0,17	0,41	0,29	0,29	0,63
Hf	0,70	1,10	1,29	1,13	1,24	0,58	0,30	0,50	0,41	1,80	0,66	0,67	1,92
Ta	0,78	0,04	0,20	0,08	0,09	0,06	0,02	0,01	0,01	<0,1	0,03	0,06	0,04
Pb	0,23	0,30	0,53	0,83	0,46	0,59	0,53	1,13	0,39	–	0,52	0,85	0,59
Th	0,17	0,67	0,28	0,21	0,21	0,17	0,06	0,11	0,08	0,20	0,11	0,12	0,42
U	0,09	0,40	0,13	0,08	0,10	0,09	0,06	0,05	0,09	0,17	0,11	0,12	0,39

Примечание: ε – габбро; дайки: $\delta\theta$ – габбродиабаз, ρ – диабаз, $\delta\eta$ – диорит, $\delta\alpha$ – андезит, $Q_{\text{мдл}}$ – кварцевый микродиорит, η_2 – плагиогранит; лавы: $\delta\alpha$ – базальт. КК и КХ – куртушибинские офиолиты из участков Коярд и Хут; ХШ – хемчикские офиолиты из Шатского массива. Прочерк – элемент не определялся.

Магнезиальность куртушибинских офиолитов в целом несколько выше хемчикских. В частности, в куртушибинских диабазах дайкового комплекса $Mg\#$ варьирует в пределах 0,53–0,72, среднее – 0,63, а в таких же породах хемчикских офиолитов – 0,41–0,65, среднее – 0,55. Содержание TiO_2 в куртушибинских и хемчикских офиолитах составляет 0,15–1,08 мас. % (среднее – 0,54, $n = 43$ анализа) и 0,15–1,33 (среднее – 0,58, $n = 33$ анализа) соответственно.

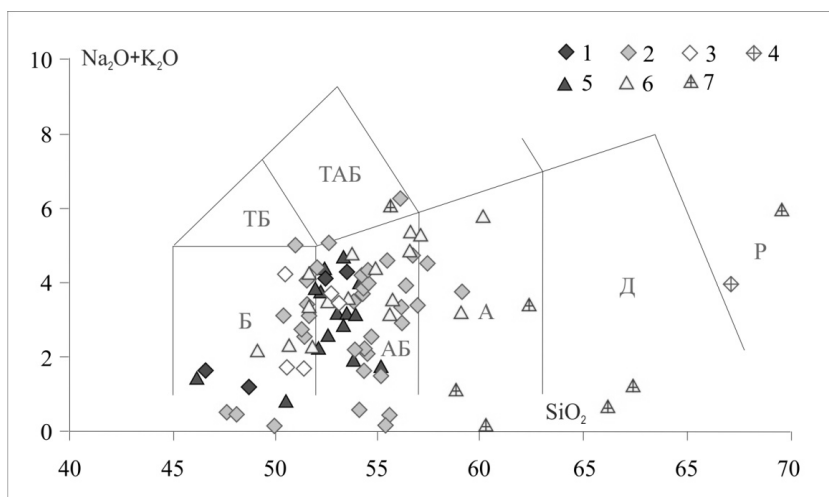


Рис. 3. Классификационная диаграмма $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (мас. %) [A chemical classification ... , 1986] для офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны.

1–4 – куртушибинские офиолиты из участков Коярд и Хут, 5–7 – хемчикские офиолиты из Шатского и Копсекского массивов. 1 – габбро; 2 – диабазы; 3 – базальты; 4 – плагиогранит; 5 – габбро; 6 – диабазы; 7 – андезиты, микродиориты, плагиогранит. Поля составов: Б = базальт, АБ = андезиобазальт, А = андезит, Д = дацит, Р = риолит, ТБ = трахибазальт, ТАБ = трахиандезиобазальт. Диаграмма составлена с использованием данных табл. 1 и [Гончаренко, Чернышев, Возная, 1994; Куренков, Диденко, Симонов, 2002; Подвижность редких элементов ... , 2009].

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в куртушибинских офиолитах выражается следующими отношениями: $Th_n/Yb_n = 0,4-1,0$; $La_n/Yb_n = 0,8-0,2$; в хемчикских офиолитах – $Th_n/Yb_n = 0,3-0,6$; $La_n/Yb_n = 0,3-0,6$, что близко таковым в N-MORB: $Th_n/Yb_n = 0,2$; $La_n/Yb_n = 0,6$. В то же время для этих двух групп офиолитов характерны отрицательные Nb-Ta- и положительные K-, Sr-аномалии (рис. 4), что свидетельствует о слэбовом компоненте в их источнике. С этим согласуются данные дискриминационной диаграммы Nb/Th–Zr/Nb [Condie, 2005], где куртушибинские и хемчикские офиолиты попадают в поля толеитов островных дуг. На диаграмме Nb/Yb – TiO_2/Yb [Pearce, 2008], позволяющей оценить состав мантийного источника, точки состава изученных офиолитов располагаются преимущественно в поле N-MORB, реже – E-MORB.

На дискриминационной диаграмме Y – La/Nb, позволяющей различать преддуговые базальты, большая часть точек составов рассматриваемых офиолитов попадает в поле FAPB – базальтов преддуговой платформы, меньшая часть – в поле BABB, базальтов задугового бассейна (рис. 5).

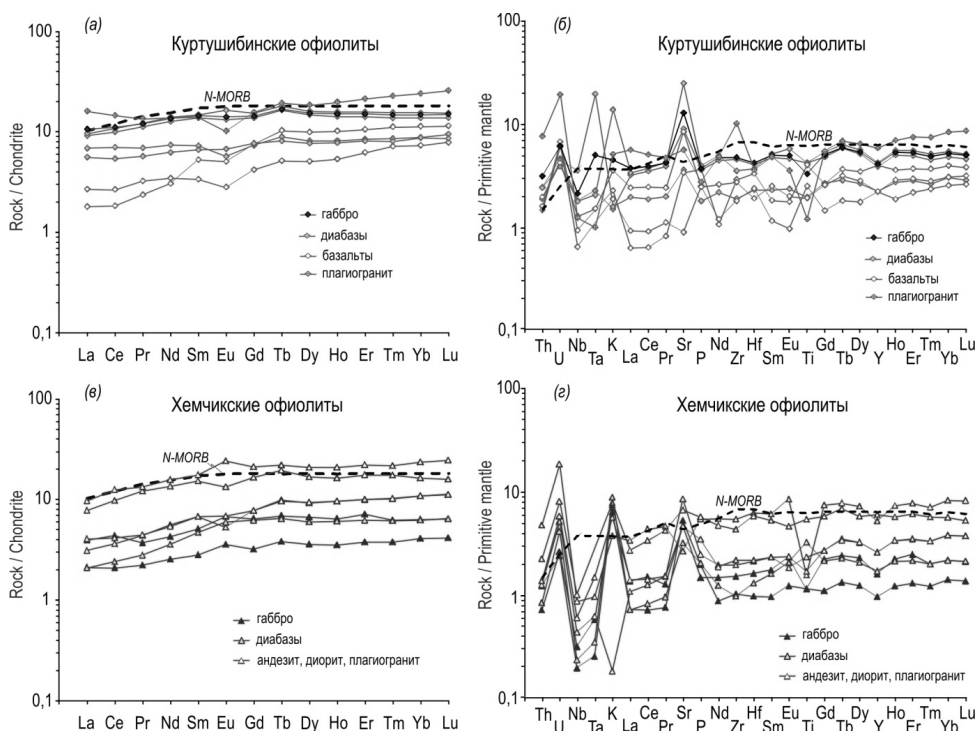


Рис. 4. Спайдерограммы редкоземельных (а, е) и редких (б, з) элементов в офиолитах Саяно-Тувинской преддуговой зоны

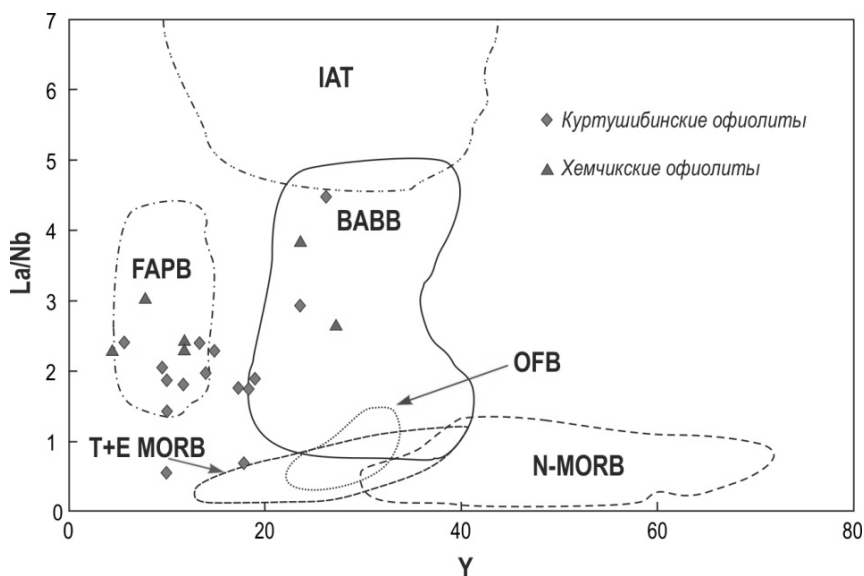


Рис. 5. Офиолиты Саяно-Тувинской преддуговой зоны на дискриминационной диаграмме $Y - La/Nb$ [An assessment of the relative ... , 1984].

IAT – толеиты островных дуг, BABB – базальты задугового бассейна, OFB – базальты океанического дна, FAPB – базальты преддуговой платформы

Значение параметра $\epsilon_{Nd}(T)$, позволяющего оценить вклад в магмогенерирующий источник ювенильного либо древнего корового компонента [DePaolo, 1988], в рассматриваемых офиолитах характеризуется высокими положительными значениями, варьирующими в интервале +9,6...+8,9 для куртушибинских офиолитов и +10,3...+7,3 для хемчикских офиолитов (табл. 2), что свидетельствует о существенно ювенильном составе мантийных источников офиолитов.

Таблица 2

Sm-Nd-изотопные данные для офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны

№ п/п	№ образца	Порода	Возраст, млн л.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_{\text{изм}}$	$\epsilon_{Nd}(T)$
1	КХ-342	Базальт	578	1,10	3,47	0,1918	0,513084±15	9,1
2	КК-327/3	Диабаз	578	0,97	2,85	0,2052	0,513123±15	8,9
3	КК-327	Плагиигранит	578	2,11	6,42	0,1984	0,513135±8	9,6
4	ХШ-306	Габбро	578	0,46	1,30	0,2124	0,513227±27	10,3
5	ХШ-313/1	Диабаз	578	0,74	1,71	0,2620	0,513295±33	8,0
6	ХШ-308	Плагиигранит	578	2,29	6,56	0,2112	0,513064±17	7,3

Примечание. 1–3 – куртушибинские офиолиты, 4–6 – хемчикские офиолиты.

Обсуждение и заключение

Аг-Аг-возраст по амфиболу из габбро Шатского массива составляет $578,1 \pm 5,6$ млн л [Офиолиты Западной Тувы ... , 2011]. По возрасту офиолитам Шатского массива, скорее всего, соответствуют и другие офиолиты Западной Тувы (бассейна р. Хемчик), а также куртушибинские офиолиты. Офиолиты пространственно тесно ассоциируют с алдынбулакской (хемчикские офиолиты) и чингинской (куртушибинские офиолиты) толщами. Обе толщи в нижней части сложены высокотитанистыми базальтами, в верхней – осадочными отложениями с маломощными покровами тех же базальтов. Возраст нижней базальтовой части толщ по геологическим данным оценивается на уровне венда, верхней части – на уровне верхнего венда и первой половины нижнего кембрия. Одинаковый возраст и тесная пространственная связь офиолитов и высокотитанистых базальтов указывают на их одновременное формирование на ранней стадии развития зоны субдукции. Но первыми субдукционно связанными магматитами являются высокотитанистые базальты, образование которых началось на стадии инициации субдукции (декомпрессионное плавление глубинной мантии), продолжалось во время формирования надсубдукционных куртушибинских и хемчикских офиолитов и закончилось во время накопления осадков чингинской и алдынбулакской толщ [Монгуш, 2016].

Породный состав алдынбулакской и чингинской толщ практически одинаков, однако в первой толще преобладают относительно более грубообломочные осадки, во второй – более тонкообломочные осадки. Эти данные можно рассматривать как закономерное латеральное изменение осадконакопления от тыла к фронту преддуговой зоны: углисто-карбонатно-кремнисто-терригенные отложения алдынбулакской толщи сменяются кар-

бонатно-углисто-глинисто-кремнистыми отложениями чингинской толщи. Наличие углистых слоев в алдынбулакской и чингинской толщах и черных карбонатных отложений в чингинской толще указывает на формирование этих свит скорее в преддуговой обстановке, нежели в открытом океане с последующим аккретированием к преддужью [Монгуш, 2016].

Алдынбулакские базальты, в отличие от чингинских, претерпели лишь зеленокаменные изменения, что можно объяснить их относительной удаленностью от фронтальной части дуги, сложенной зеленосланцево-измененной чингинской толщей (влияние субдукционного метаморфизма). В составе куртушибинских офиолитов и чингинских базальтов присутствуют бониниты, которые, как известно, являются индикатором ранней стадии эволюции зоны субдукции, что свидетельствует в пользу парагенетического единства рассматриваемых структурно-вещественных комплексов Саяно-Тувинской преддуговой зоны.

Куртушибинские и хемчикские офиолиты не имеют значимых геохимических отличий от V– E_1 магматических пород Ондумской островодужной подзоны, что, скорее всего, является следствием общности их магмогенерирующих источников и образования в пределах одной и той же надсубдукционной структуры [Монгуш, 2017]. С этим согласуются данные изучения обломков известняков и плагиогранитов в конгломератах E_1^{3-4} осадочной свиты Центральной Тувы, слагающих выступ фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского преддугового прогиба. Показано, что эти обломки являются продуктами разрушения островодужных комплексов Ондумской подзоны [Гранитоиды и известняки ... , 2013].

Таким образом, геологическое положение куртушибинских и хемчикских офиолитов свидетельствует о том, что они являются составной частью преддуговой Саяно-Тувинской зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Особенности геологического строения этих офиолитов выступает наличие не менее двух генераций даек разной ориентировки, указывающее на процессы рассеянного (по: [Куренков, Диденко, Симонов, 2002]) спрединга.

По редкоэлементному составу изученные офиолиты соответствуют, с одной стороны, толеитам островных дуг, с другой – N-MORB, но при этом на дискриминационной диаграмме Y – La/Nb (см. рис. 5) точки их составов тяготеют к полю базальтов преддуговой платформы. В целом геологические и геохимические данные указывают на генетическую связь куртушибинских и хемчикских офиолитов и на их образование в участках рассеянного спрединга над зоной субдукции. В то же время в куртушибинских офиолитах фиксируется дайковый комплекс, состав которого характерен только для N-MORB [Куренков, Диденко, Симонов, 2002]. Куренков с соавторами отмечают, что палеоспрединговые образования куртушибинских офиолитов сформировались в две, а возможно и более, геодинамические фазы: начальный этап концентрированного спрединга сменился рассеянным спредингом. Эти данные интерпретируются следующим образом: офиолиты Западного Саяна складывались «в палеогеодинамических условиях зарождения суб-

дукции и начала формирования примитивных островных дуг на океанической литосфере (типа Идзу-Бонинской, Тонга, Марианской)» [Куренков, Диденко, Симонов, 2002, с. 201].

Хемчикские офиолиты (Шатский массив), включающие дайки разной ориентации, также образовывались в условиях рассеянного спрединга [Куренков, Диденко, Симонов, 2002]. Однако вывод о междуговой и/или задуговой позиции офиолитов Шатского массива [Куренков, Диденко, Симонов, 2002] не согласуется с нашими геологическими данными об их преддуговой геодинамической позиции.

Отличительной особенностью куртушибинских офиолитов, по сравнению с хемчикскими, является присутствие в их составе бонинитов и реликтов первичной океанической коры [Куренков, Диденко, Симонов, 2002; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Государственная геологическая карта ... , 2003]. При образовании куртушибинских офиолитов, вероятно, шло частичное магматическое замещение первичной океанической коры надсубдукционными расплавами, что предполагается и для преддуговых комплексов Идзу-Бонин-Марианской системы [Early Arc volcanism ... , 1995] и дунжугурских офиолитов Тувино-Монгольского массива [Кузьмичев, 2004].

Работа выполнена по государственным заданиям ТуВИКОПР СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 0384-2018-0003), РФФИ (проект № 17-05-00190).

Список литературы

- Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Геологическое строение Шатского офиолитового массива / А. С. Перфильев, В. А. Симонов, В. Г. Батанова, С. А. Куренков, Н. Н. Херасков // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С. 97–107.
- Гончаренко А. И., Чернышев А. И., Возная А. А. Офиолиты Западной Тувы (строение, состав, петроструктурная эволюция). Томск : ТГУ, 1994. 125 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
- Гранитоиды и известняки из конгломератов преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы (Тува): геохимия, палеонтология, корреляция / А. А. Монгуш, А. А. Терлеев, Д. А. Токарев, Е. К. Дружкова // Вестн. Том. гос. ун-та. 2013. № 372. С. 184–192.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / под ред. В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова. Новосибирск : Наука, 1977. С. 128–156.
- Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / ред. Е. В. Складов. М. : Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М. : ГЕОС, 2002. 294 с.

Ляшенко О. В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область) : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : ГИН АН СССР, 1984. 178 с.

Монгуш А. А. Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования: Выпуск 14 / ред. В. И. Лебедев. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2016. С. 74–94.

Монгуш А. А. Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы – автохтонные комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны V-C₁ островной дуги Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Вып. 15. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 194–196.

Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, А. В. Травин, В. В. Ярмолюк // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.

Пирс Дж. А., Линнард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. Вулканические и связанные с ними осадочные и тектонические процессы в современных и древних окраинных бассейнах / под ред. Б. П. Кокелаара и М. Ф. Хауэлса. М. : Мир, 1987. С. 134–165.

Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) / Н. И. Волкова, С. И. Ступаков, Г. А. Бабин, С. Н. Руднев, А. А. Монгуш // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401–414.

Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Буслов М. М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.

Щербаков С. А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.

A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram / M. J. Le Bas, R. W. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin // Journal of Petrology. 1986. Vol. 27, N 3. P. 745–750.

Albanian ophiolites. I-Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction / J. Bebien, A. Dimo-Lahitte, P. Vergely, D. Insergueix-Filippi, L. Dupeyrat // Ophioliti, 2000. Vol. 25. N 1. P. 39–45.

An assessment of the relative roles of the crust and mantle in magma genesis, an elemental approach / R. N. Thompson, M. A. Morrison, G. L. Hendry, S. J. Parry // Philp. Trans Royal Soc. London, 1984. Vol. 310. P. 549–590.

Condie K. C. High field strength element rations in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>

DePaolo J. D. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Minerals and Rocks, vol. 20. New York Springer-Verlag, 1988. XII. 187 p.

Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. March/April, 2011. Vol. 123, N 3/4. P. 387–411.

Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. Oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites / M. Maffione, C. Thieulot, van D. J. J. Hinsbergen, A. Morris, O. Plumper, W. Spakman // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Vol. 16, N 6. P. 1753–1770.

Early Arc volcanism and the Ophiolite problem: A perspective from drilling in the Western Pacific / S. H. Bloomer, B. Taylor, C. J. MacLeod, R. J. Stern, P. Fryer, J. W. Hawkins,

Johnson L.; B. Taylor, J. Natland (eds.), Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific, Washington D. C., American Geophysical Union, 1995. P. 67-96.

Early stages in the volcanism: new age, chemical and isotopic constraints / O. Ishizuka, J. I. Kimura, Y.-B. Li, R. J. Stern, M. K. Reagan, R. N. Taylor, Y. Ohara, S. H. Bloomer, T. Ishii, U. S. Hargrove III, S. Haraguchi // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 250. P. 385–401.

Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system / M. K. Reagan, O. Ishizuka, R. J. Stern, K. A. Kelley, Y. Ohara, J. Blichert-Toft, S. H. Bloomer, J. Cash, P. Fryer, B. B. Hanan, R. Hickey-Vargas, T. Ishii, J.-I. Kimura, D. W. Peate, M. C. Rowe, M. Woods // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2010. Vol. 11, N 3. Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002871>

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. Vol. 274. P. 321–355.

Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. Vol. 100. P. 14–48.

Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Marginal Basin Geology, Geol. Soc. / Kokelaar B. P., Howells M. F. (eds.)*. London, 1984. Spec. Publ. 16. P. 77–94.

Pearce J. A., Robinson P. T. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 60–81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>

Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogensis, and tectonics of Northeast Asia / eds. W. J. Nokleberg, V. V. Naumova, M. I. Kuzmin, T. V. Bounaeva. Open-File Report 99–165. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, 1999. (CD).

Şengör A. M. C., Natal'in B. A., Burtman V. S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 299–307.

Shervais J. W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. Vol. 2. N 2000GC000080.

Silver P. G., Behn M. D. Intermittent Plate Tectonics? // *Science*. 2008. Vol. 319. N 85. P. 85–87. <https://doi.org/10.1126/science.1148397>

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabasatz und der ophiolithischen Massengesteine // *Berichte Naturforsch. Ges. Freiburg*. 1905. Vol. 16. P. 44–65.

Stern R. J., Bloomer S. H. Subduction zone infancy; examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 1621–1636.

The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc / O. Ishizuka, K. Tani, M. K. Reagan, K. Kanayama, S. Umino, Y. Harigane, I. Sakamoto, Y. Miyajima, M. Yuasa, D. J. Dunkley // *Earth and Planetary Science Letters*, 2011. Vol. 306. P. 229–240.

To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites / R. J. Stern, M. Reagan, O. Ishizuka, Y. Ohara, S. Whattam // *Lithosphere*, 2012. May 16. <https://doi.org/10.1130/L183.1>

Wakabayashi J., Ghatak A., Basu A. R. Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology // *Geological Society of America Bulletin*. 2010. Vol. 122. N 9–10. P. 1548–1568. <https://doi.org/10.1130/B30017.1>

Whattam S. A., Stern R. J. The “subduction initiation rule”: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // *Contrib Mineral Petrol.* 2011. Vol. 162. P. 1031–1045.

Geological Position, Geochemical and Sm-Nd-Isotopic Composition of Ophiolites of the Sayan-Tuva Forearc Zone

A. A. Mongush

Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russian Federation

Abstract. The ophiolites of the Sayano-Tuvan forearc zone are an integral part of the Early Caledonian system formed during the evolution of the Tuvan-Mongolian island arc of the Paleosasiatic ocean. This segment of the Early Caledonids contains the main structural elements of the island-arc system: the forearc, island-arc and back-arc zones. The forearc zone extends in a northeasterly direction for 550 km, has a width of about 300 km and includes early Caledonian structures in the adjacent territories of Western Sayan and Tuva. The Sayano-Tuvan forearc consists of sub-zones: a) front Dzebash, b) transition Levokhemchik and Kurtushiba, and c) back Khemchik-Tapsa. The ophiolites are represented in all subzones except Dzebash. In the frame of Kurtushiba ophiolites developed sedimentary deposits V-C₁ Chingin strata, Khemchik ophiolites – sedimentary deposits V-C₁ Aldynbulak strata. Both strata were accumulated in the conditions of forearc basin, Chingin sediments lie in the form of tectonic plates, they are more finely fragmented compared to Aldynbulak, which are usually represented in the olistostrome, which lies in the wedge-shaped outlets of the Khemchik-Systygchem collision deflection. The geological position of the ophiolites of the Kurtushiba ridge of the Western Sayan and the Khemchik river basin in Western Tuva indicates that they are a component of the forearc Sayan-Tuva zone of the Tannuola-Khamsara island-arc system. Features of the geological structure of these ophiolites is the presence of at least two generations of dikes of different orientation, indicating the processes of scattered spreading. For us rare element composition of the studied ophiolites correspond, on the one hand, the of island arcs tholeiites, with the other N-MORB, but it is discriminatory on the chart Y – La/Nb of points of their compositions tend to the field of forearc platform basalts. Geological and geochemical data indicate the formation of Kurtushiba and Chemchik ophiolites in areas of scattered spreading in the suprasubduction zone. At the same time, in Kurtushiba ophiolites the dyke complex which structure is characteristic only for N-MORB is fixed. The results of our studies suggest that Kurtushiba ophiolites were formed in paleogeodynamic conditions of the origin of subduction and the beginning of the formation of primitive island arcs on the oceanic lithosphere. Island-arc processes during the formation of ophiolites probably was a partial replacement of primary magmatic oceanic crust supra-subduction melts. Khemchik ophiolites (Shatsky massif), including dikes of different orientations, were also formed under conditions of scattered spreading at the stage of subduction zone origin.

Keywords: ophiolites, geodynamics, structure, forearc.

For citation: Mongush A.A. Geological Position, Geochemical and Sm-Nd-Isotopic Composition of Ophiolites of the Sayan-Tuva Forearc Zone. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2019, vol. 30, pp. 56-75. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.56> (in Russian)

References

- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. Geodinamicheskaya interpretatsiya geologicheskikh kompleksov Altae-Sayanskoi oblasti [Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes]. *Geologiya i Geofizika*, 1996, vol. 37, no. 1, pp. 56-73. (in Russian).
- Perfilev A.S., Simonov V.A., Batanova V.G., Kurenkov S.A., Kheraskov N.N. Geologicheskoe stroenie Shatskogo ofiolitovogo massiva [Geological structure of the Shatsky ophiolite massif]. *Complex geological studies of Sangilen (South-Eastern Tuva)*. Novosibirsk, 1987, pp. 97-107. (in Russian)

Goncharenko A.I., Chernyshev A.I., Voznaya A.A. *Ofiolity Zapadnoi Tuvy (stroenie, sostav, petrostrukturnaya evolyutsiya)* [Ophiolites of Western Tuva (structure, composition, petrostructural evolution)]. Tomsk, TGU Publ., 1994, 125 p.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200 000. Izd. 2-e. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46-XXIX (Verkhonii Amyl). Obiyyasnitelnaya zapiska [State geological map of the Russian Federation scale 1: 200 000. Ed. 2nd Series West-Sayan. Sheet N-46-XXIX (Upper Amyl). Explanatory note]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2003, 135 p.

Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L. Early Arc volcanism and the Ophiolite problem: A perspective from drilling in the Western Pacific. Taylor B., Natland J. (EDS.). *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Washington D. C., American Geophysical Union, 1995, pp. 67-96.

Mongush A.A., Terleev A.A., Tokarev D.A., Druzhkova E.K. Granitoidy i izvestnyaki iz konglomeratov preddugovoy zony Tannuolsko-Hamsarinskoj ostrovoduzhnoj sistemy (Tuva): geohimiya, paleontologiya, korrelyatsiya [Granitoids and limestones from the conglomerates of the pre-arc zone of the Tannuolskohamsarin island arc system (Tuva): Geochemistry, paleontology, correlation]. *Vestnik Tomk State Univ.* 2013, no. 372, pp. 184-192.

Dobretsov N.L., Ponomareva L.G. *Ofiolity i glaukofanovye slantsy Zapadnogo Saiana i Kurtushibinskogo poiasa* [Ophiolites and Glaucofane Schists of the Western Sayan and Kurtushubin Belt]. In: *Petrology and Metamorphism of Ancient Ophiolites with Reference to the Polar Urals and Western Sayan*. Novosibirsk, Science, 1977, pp. 128-156 (in Russian).

Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. (ed.). *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaikal'skii, pozdnebaikal'skii i rannekaledon'skii etapy* [Tectonic history of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Bakalian and Early Caledonian stages]. Moscow, PROBEL-2000 Publ., 2004, 192 p. (in Russian).

Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. *Geodinamika paleospredinga* [Geodynamics of paleospreading]. Moscow, GEOS Publ., 2002, 294 p. (in Russian).

Lyashenko O. V. *Sravnitel'naya tektonika Kurtushibinskogo i Vostochno-Sayanskogo ofiolitovykh poyasov (Altae-Sayanskaya skladchataya oblast)* [Comparative tectonics Kurtushiba and East Sayan ophiolite belts (Altai-Sayan folded area)]. PhD Dissertation. Moscow, Geological Institute Publ., 1984. (in Russian).

Mongush A. A. Bazatovye komplekсы Sayano-Tuvinskoi preddugovoi zony: geologicheskoe polozhenie, geokhimiya, geodinamika [Basalt complexes of the Sayano-Tuva forearc zone: geological position, geochemistry, geodynamics]. Lebedev V.I. (ed.) *State and development of natural resources of Tuva and adjacent regions of Central Asia. Ecological and economic problems of nature management: Issue 14*. Kyzyl, TuvIKOPR SO RAN Publ., 2016. pp. 74-94. (in Russian)

Mongush A.A. Ofiolity Zapadnogo Saiana i Zapadnoi Tuvy – avtokhtonnye komplekсы Sayano-Tuvinskoi preddugovoi zony V- C_1 ostrovnnoi dugi Paleoziat'skogo okeana [The ophiolites of the Western Sayan and Western Tuva – autochthonous complexes of the Sayan-Tuva forearc of the V- C_1 island arc of the Paleasian ocean]. *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from ocean to continent)*. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS Publ., 2017, vol. 15, pp. 194-196 (in Russian).

Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin A.V., Yarmolyuk V.V. Ophiolites of Western Tuva as Fragments of a Late Vendian Island Arc of the Paleasian Ocean. *Doklady Earth Sciences*, 2011, vol. 438, part 2, pp. 866-872. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11060328>

Volkova N.I., Stupakov S. I., Babin G.A., Rudnev S.N., Mongush A.A. Mobility of trace elements during subduction metamorphism as exemplified by the blueschists of the Kurtushibinsky range, Western Sayan. *Geochemistry International*, 2009, vol. 7, no. 4, pp. 380-392. <https://doi.org/10.1134/S0016702909040053>

Shcherbakov S.A. Ofiolity Zapadnoi Tuvy i ikh strukturnaya pozitsiya [Ophiolites of Western Tuva and their structural position]. *Geotektonika*, 1991, no. 4, pp. 88-101. (in Russian)

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 1986, vol. 27, no. 3, pp. 745-750.

Albanian ophiolites. I - Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction / J. Bebien, A. Dimo-Lahitte, P. Vergely, D. Insergueix-Filippi, L. Dupeyrat // *Ophioliti*, 2000. V. 25. N 1. P. 39–45.

Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J. An assessment of the relative roles of the crust and mantle in magma genesis, an elemental approach. *Philp. Trans Royal Soc. London*, 1984, vol. 310, pp. 549-590.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 2005, vol. 79, pp. 491-504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>

DePaolo J.D. *Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Minerals and Rocks*, vol. 20. New York Springer-Verlag, 1988, XII, 187 p.

Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, March/April, 2011, vol. 123, no. 3/4, pp. 387-411.

Maffione M., Thieulot C., van Hinsbergen D.J.J., Morris A., Plumper O., Spakman W. Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. Oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2015, vol. 16, no. 6, pp. 1753-1770.

Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L.; By eds. Taylor B., Natland J. Early Arc volcanism and the Ophiolite problem: A perspective from drilling in the Western Pacific. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Washington D. C., American Geophysical Union, 1995, pp. 67-96.

Ishizuka O., Kimura J.I., Li Y.-B., Stern R.J., Reagan M.K., Taylor R.N., Ohara Y., Bloomer S.H., Ishii T., Hargrove III U.S., Haraguchi S. Early stages in the volcanism: new age, chemical and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, vol. 250, pp. 385-401.

Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B. B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.-I., Peate D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, vol. 11, no. 3. Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002871>

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 1974, vol. 274, pp. 321-355.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 2008, vol. 100, p. 14-48.

Pearce J.A., Lippard S.J. & Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Kokelaar B.P. and Howells M. F. (eds.). *Marginal Basin Geology*, *Geol. Soc. London*, 1984, Spec. Publ. 16, pp. 77-94.

Pearce J.A., Robinson P.T. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, 2010, vol. 18, pp. 60-81, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>.

Nokleberg Warren J., Naumova Vera V., Kuzmin Mikhail I., and Bounaeva Tatiana V. (eds.). *Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia*. Open-File Report 99-165. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, 1999. (CD).

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., and Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 1993, vol. 364, p. 299-307.

Shervais, J. W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2001, vol. 2, no. 2000GC000080.

Silver P.G., Behn M.D. Intermittent Plate Tectonics? *Science*, 2008, vol. 319, no. 85, pp. 85-87. <https://doi.org/10.1126/science.1148397>

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabasate und der ophiolithischen Massengesteine. *Berichte Naturforsch. Ges. Freiburg*, 1905, vol. 16, pp. 44–65.

Stern R.J., Bloomer S.H. Subduction zone infancy; examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1992, vol. 104, pp. 1621-1636.

Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., Kanayama K., Umino S., Harigane Y., Sakamoto I., Miyajima Y., Yuasa M., Dunkley D.J. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, vol. 306, pp. 229–240.

Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y. and Whattam S. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 2012, May 16. <https://doi.org/10.1130/L183.1>

Wakabayashi J., Ghatak A., and Basu A. R. Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology. *Geological Society of America Bulletin*, 2010, Vol. 122, no. 9-10, pp. 1548-1568, <https://doi.org/10.1130/B30017.1>

Whattam S.A., Stern R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contrib Mineral Petrol*, 2011, vol. 162, pp. 1031-1045.

Монгуш Андрей Александрович

кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник, лаборатория
геодинамики, магматизма и рудообразования
Тувинский институт комплексного
освоения природных ресурсов СО РАН
Россия, 667007, г. Кызыл,
ул. Интернациональная, 117а
тел.: 8(39422)6-62-18
e-mail: amongush@inbox.ru

Mongush Andrey Alexandrovich

Candidate of Science (Geology and
Minerology), Leading Researcher,
Laboratory of Geodynamics, Magmatism
and Ore Formation
Tuvian Institute for Exploration of Natural
Resources SB RAS
117a, Internationalnaya st., Kyzyl, 667007,
Russian Federation
tel.: 8(39422)6-62-18
e-mail: amongush@inbox.ru