

КОЛЛИЗИОННЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРИ (*Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува*)

Р.А. Шелепаев^{1,2}, В.В. Егорова^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}, Р. Зельтманн³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Natural History Museum, CERCAMS, London, Cromwell Road, SW7 5BD, UK

Рассмотрены геохимические особенности базитового магматизма, проявившегося в процессе развития сложного покровно-складчатого сооружения Западного Сангилена, образовавшегося в ходе кембро-ордовикского коллизионного тектогенеза. В этом регионе проявлены ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации различного типа: расслоенные низкотитанистые низкощелочные ультрабазит-базитовые интрузии; высокотитанистые, умеренно щелочные габброиды; габбро-монцодиоритовые массивы и щелочно-базальтоидные ассоциации. Изотопно-геохронологические данные позволили отнести становление этих комплексов к широкому временному ряду — от 570 до 440 млн лет. В это время на территории Западного Сангилена происходила смена геодинамических обстановок с островодужных через коллизионную к внутриконтинентальному рифтогенному. Если для ранних и поздних этапов развития Западного Сангилена вещественные характеристики базитов типичны для своих геодинамических обстановок, то какими будут свойства базитов, которые синхронны с коллизией, представляется наиболее интересным. В результате установлено, что химический состав коллизионных базитов Западного Сангилена изменялся со временем с обогащением щелочами, титаном и несовместимыми элементами, что свидетельствует о смене типа мантийного источника — с надсубдукционного в кембрии на более глубинный и обогащенный в ордовике.

Коллизионный ороген, базитовый магматизм, кембро-ордовикская коллизия, перидотит-габбро-вые, габбро-монцодиоритовые, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые, щелочно-базальтовые ассоциации, юг Сибири.

COLLISIONAL MAFIC MAGMATISM OF THE FOLD–THRUST BELTS FRAMING SOUTHERN SIBERIA (*Western Sangilen, southeastern Tuva*)

R.A. Shelepaev, V.V. Egorova, A.E. Izokh, and R. Zeltmann

We consider geochemical features of mafic magmatism manifested during the evolution of a complex nappe-folded structure in Western Sangilen, resulted from the Cambrian–Ordovician collisional tectogenesis. There are abundant ultramafic–mafic and mafic associations of different types in this region: layered low-Ti low-alkali ultramafic–mafic intrusions, high-Ti medium-alkali gabbroids, gabbro–monzodiorite intrusions, and alkali basalts. Isotope-geochronological data showed that these complexes formed over a wide time interval, from 570 to 440 Ma. At this time, the geodynamic setting in Western Sangilen changed from an island-arc one via a collision one to an intercontinental rift setting. At the early and late stages of the evolution of Western Sangilen, the geochemical features of mafites were typical of their geodynamic settings. The properties of mafites that formed synchronously with the collision are of particular interest. The studies have shown that the chemical composition of collisional mafites of Western Sangilen changed with time. They became richer in alkalies, titanium, and incompatible elements. This fact indicates a change in the type of mantle source from suprasubductional in the Cambrian to enriched deeper-level one in the Ordovician.

Collisional orogen, mafic magmatism, Cambrian–Ordovician collision, peridotite–gabbro, gabbro–monzodiorite, dunite–wehrlite–clinopyroxenite–gabbro, and alkali basalts, southern Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно базитовый магматизм связывается с деятельностью зон субдукции, спрединга либо горячих точек (плюмов), где базитовые магмы, проникающие в кору, представляют собой верхнемантийные выплавки, в разной степени реагирующие с веществом коры. Особенности вещественного состава базитовых магм, сопровождающих деятельность зон субдукции, спрединга или горячих точек, широко обсуждаются в современной литературе и принимаются многими исследователями [Pearce, Cann, 1973; Wilson, 1989; Gill, 2010]. Однако полученные в последние десятилетия изотопно-геохроно-

логические данные показывают на синхронность базитового магматизма и процессов коллизии. Такие данные существуют для коллизионных обстановок складчатого обрамления юга Сибири [Лавренчук и др., 2017], Юго-Восточной Азии [Tran Trong Hoa et al., 2016], Тибета [Miller et al., 1999]. Появление базитовых магм в коллизионных обстановках вызывает вопросы — с чем это связано и какими вещественными характеристиками будут обладать такие расплавы?

Западный Сангилен, а также весь Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) в кембро-ордовике подверглись активным коллизионно-аккреционным событиям [Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2007], которые, как и ЦАСП, сопровождался широким развитием высокотемпературных зональных метаморфических комплексов [Федоровский и др., 1995] и гранитоидных батолитов, сшивающих террейны разного типа [Владимиров и др., 1999]. В это же время в Алтае-Саянском сегменте ЦАСП проявились разнообразные ультрабазит-базитовые ассоциации, синхронные с метаморфическими образованиями высоких температур/низких давлений (НТ/ЛР тип). На близком возрастном уровне и в одних и тех же районах фиксируются ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации различного типа: расслоенные низкотитанистые, низкощелочные, ультрабазит-базитовые интрузии; высокотитанистые, умеренно щелочные и щелочные габброиды; габбро-монцодиоритовые массивы и щелочно-базальтоидные ассоциации [Изох и др., 2001б]. Данные о возрасте базитовых комплексов Западного Сангилена позволяют утверждать, что генерация их родоначальных мантийных расплавов сопровождала коллизионные процессы. Здесь фиксируется базитовый магматизм различных типов — от низкощелочных, ультрабазит-базитовых до щелочно-базальтоидных ассоциаций, что свидетельствует о смене типа мантийного источника в ходе аккреционно-коллизионных событий. Цель статьи — охарактеризовать изменение состава магматических пород существенно базитовых комплексов в процессе развития складчатого покровно-сдвигового сооружения, образовавшегося в ходе кембро-ордовикского аккреционно-коллизионного события.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использованы химические анализы валового состава пород, определенные методом РФА с применением рентгеновского анализатора СРМ-25 в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Анализы породообразующих минералов были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-Micro в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, анализы редких элементов в породах — методом ICP-MS в ИГХ СО РАН, г. Иркутск. Определения абсолютного возраста пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм были запакованы в Al фольгу и запаяны после предварительной откачки в кварцевых ампулах. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского ВВР-К реактора Томского политехнического института. Для калибровки нейтронного потока между каждыми двумя образцами была помещена навеска биотита МСА-11. Градиент нейтронного потока не превышает 0.5 % в размере образца. Выделение аргона осуществлялось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar при 1200 °С в течение 40 мин. не превышал 5×10^{-11} г. После очистки выделенного аргона с использованием Ti-, ZrAl- и SAES-геттеров изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Западный Сангилен является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, тектоническая структура которого традиционно рассматривается как коллаж островных дуг, континентальных блоков и фрагментов океанической коры, аккрегированных к Сибирскому кратону в течение неопротерозоя и палеозоя [Mossakovskii et al., 1993; Берзин и др., 1994; Kuzmichev et al., 2001; Kovalenko et al., 2004]. Западная часть Сангиленского блока Тувино-Монгольского микроконтинента в настоящее время рассматривается как фрагмент покровно-сдвигового складчатого пояса Тувы, Бурятии и Северо-Западной Монголии, образовавшегося в ходе венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с одноименной островной дугой [Добрецов, Буслов, 2007].

С тектонической точки зрения Западный Сангилен представляет собой сочленение островодужного Таннуольского, океанического Агардагского и окраинно-континентального Сангиленского террейнов [Parfenov et al., 2003]. Большая часть исследованной территории занята Сангиленским террейном, на ней выделяются моренский, эрзинский и нарынский метаморфические комплексы [Жожаков и др., 1999]. С северо-запада метаморфические комплексы Западного Сангилена ограничены агардаг-тесхемскими офиолитами, образующими узкую линейную зону, отделяющую Сангиленский террейн от Таннуольского, сложенного вулканогенно-осадочными породами нижнего кембрия (рис. 1) [Pfander et al., 2002]. Впоследствии сформировавшиеся структуры были прорваны или перекрыты породами Танну-

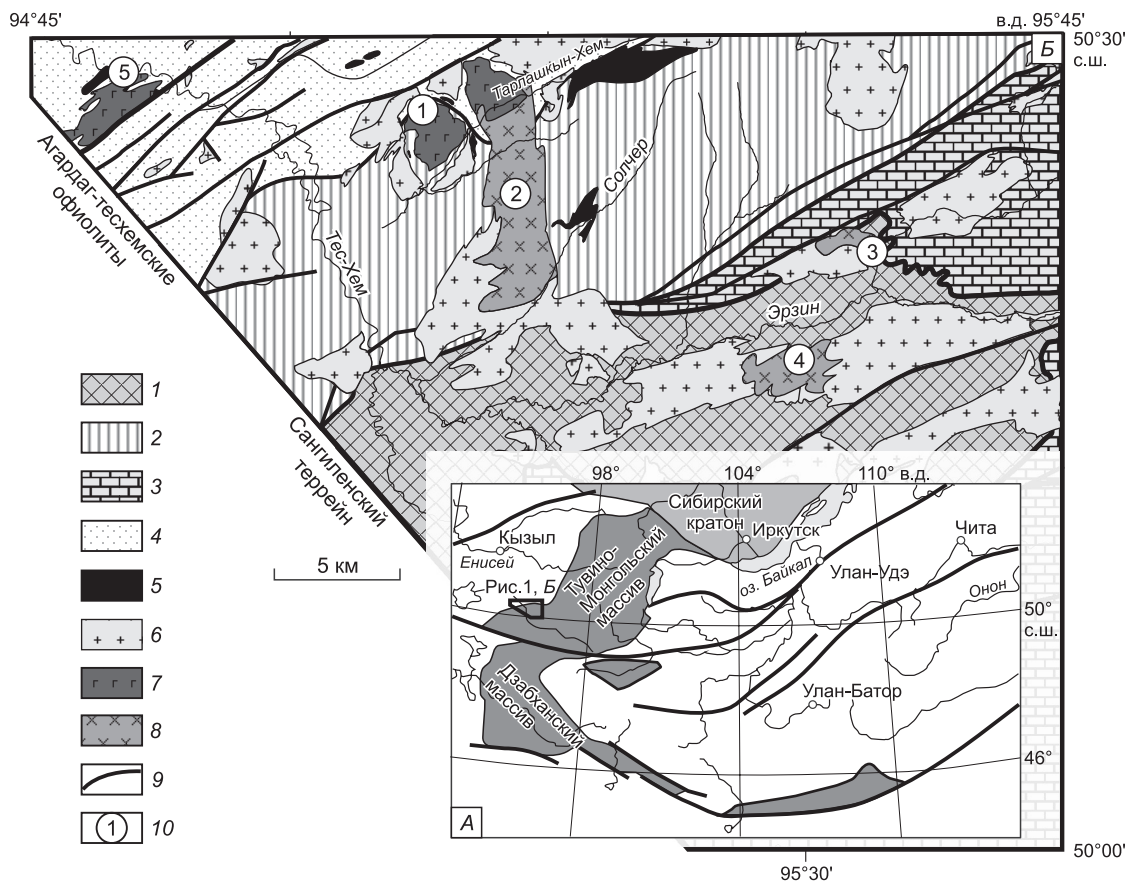


Рис. 1. Схема положения Западного Саяна в складчатых структурах Южной Сибири [Кузьмичев, 2004] (А); схема геологического строения Западного Саяна, составлена с использованием материалов [Гоникберг, 1995; Козаков и др., 1999] (Б).

1, 2 — метаморфические комплексы: 1 — эрзинский (гнейсы, гранулиты, мигматиты), 2 — моренский (кианитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кварциты, мраморы); 3 — нарынский комплекс (низкотемпературные метапелиты, карбонаты, кварциты); 4 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия; 5 — гипербазиты; 6 — граниты; 7 — габброиды; 8 — монцодиориты; 9 — разломы; 10 — изученные массивы: 1 — Правотарлашклинский, 2 — Башкымугурский, 3 — Баянкольский, 4 — Эрзинский, 5 — Карашатский.

ольского и Южно-Сибирского вулканоплутонических поясов [Parfenov et al., 2003]. По данным И.К. Козакова с соавторами [1999], метаморфические комплексы имеют полихронное происхождение, возраст раннего события оценивается как венд-раннекембрийский (536 ± 5.7 млн лет), а возраст позднего события — ранний ордовик (494 ± 11 млн лет).

Полученные за последние 25 лет геохронологические данные по метаморфическим и магматическим комплексам ЦАСП позволили выделить позднекембрийско-ордовикский этап развития этой структуры [Владимиров и др., 1999]. В этот период образовались структуры, характерные для аккреционно-коллизонных и трансформно-сдвиговых обстановок, которые играли существенную роль в ходе палеозойского роста Сибирского континента [Гибшер и др., 2000]. Исследование временной продолжительности и характера тектонических режимов на территории Западного Саяна показало, что он сформировался в ходе последовательной смены тектонических обстановок — от субдукционно-аккреционной в конце венда—начале кембрия через коллизонную в среднем—позднем кембрии до трансформно-сдвиговой в ордовике [Владимиров и др., 2005]. Базитовый магматизм фиксируется в каждой из перечисленных обстановок (табл. 1). Наиболее ранними базитовыми ассоциациями Западного Саяна являются массивы, расположенные в структурах Агардаг-Тесхемского офиолитового пояса, нами был изучен Карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габброноритовый массив, его возраст предположительно не моложе 570 млн лет [Pfander et al., 2002]. В коллизонной обстановке образовались низкотитанистые, низкощелочные, базитовые интрузии (Правотарлашклинский, 524 ± 9 млн лет) и габбро-монцодиоритовые ассоциации (многофазные Баянкольский (489 ± 3 млн лет) и Эрзинский (490 ± 10 млн лет) интрузивы), которые типичны и для трансформно-сдвиговой обстановки (Башкымугурский

Таблица 1. Геохронологические данные по базитовым комплексам Западного Сангиленга

Тектоническая обстановка (стадия)	Датируемый объект	Метод определения	Возраст, млн лет	Источник
Трансформно-сдвиговая, 490—430 млн лет	Дайки агардагского комплекса	U-Pb, циркон, вкрапленник	444 ± 7.5	[Гибшер и др., 2012a]
		Ar-Ar, вкрапленники биотит, керсутит	441.3 ± 1.1 447.6 ± 1.7 443 ± 1.3	[Изох и др., 2001a; Гибшер и др., 2012a]
	Башкымугурский массив	Rb-Sr, кварцевые диориты	464 ± 5	[Петрова, 2001]
		U-Pb, циркон, гиперстеновый кварцевый диорит	464.6 ± 5.7	[Козаков и др., 1999]
		Ar-Ar, биотит, монцодиорит	465 ± 1.2	[Данная работа]
	Sm-Nd, габбро, монцодиорит	469 ± 23	»	
Коллизионная, 535—490 млн лет	Эрзинский массив	U-Pb, циркон, гиперстеновый кварцевый диорит	491.6 ± 9.5	[Козаков и др., 1999]
	Баянкольский массив	Ar-Ar, амфибол, Am-Ol габбронорит	489 ± 3	[Данная работа]
		U-Pb, циркон, гиперстеновый диорит	496.5 ± 3.6	[Козаков и др., 2001]
	Правогарлашкинский массив	Ar-Ar, амфибол, оливинное габбро	524 ± 9	[Данная работа]
Субдукционно-аккреционная, 570—535 млн лет	Агардагский массив, Карашатский массив	U-Pb, циркон, плагиогранит	569 ± 1	[Pfander et al., 2002]

Примечание. Тектонические обстановки и их временные границы даны по [Владимиров и др., 2005].

массив, 465 ± 1.2 млн лет), завершающей развитие Сангиленского орогена. В этой обстановке произошло внедрение даек щелочных базальтов (447—441 млн лет) агардагского комплекса [Изох и др., 2001a; Гибшер и др., 2012a], которые выносят на поверхность комплекс глубинных ксенолитов [Egorova et al., 2006; Гибшер и др., 2010, 2012b, 2014].

БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив. Дифференцированные ультрабазит-базитовые ассоциации являются неотъемлемой частью офиолитов ЦАСП. Наиболее распространены дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые массивы, одним из которых является Карашатский интрузив, приуроченный к Агардаг-Тесхемскому офиолитовому поясу Тувы [Волохов и др., 1973; Веллинский, Варганова, 1978; Изох и др., 1988; Симонов, 1993; Pfander et al., 2002]. Массив представляет собой крупный фрагмент (до 10 км²) ритмично расслоенной серии пород, имеющих тектонические контакты с вмещающими нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными породами (рис. 2). Ритмично расслоенная серия пород массива прорывается диоритами и гранитоидами. Нижний предел формирования Карашатского интрузива был оценен как поздний рифей (569 ± 1 млн лет) [Pfander et al., 2002]. Этот возраст и особенности состава пород Карашатского массива и ассоциирующихся с ним плагиогранитоидов позволяют рассматривать его как проявление офиолитов вендского возраста.

Ритмично расслоенная серия пород массива обусловлена чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброноритов различной степени меланократовости. В нижней части расслоенной серии ритмы начинаются с дунитов и заканчиваются клинопироксенитами. В верхних частях разреза преобладают дифференцированные габбронориты, габбро и амфиболовые габбро, которые отличаются от габброидов из средней части разреза более низкой магнезиальностью. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяет отнести Карашатский массив к перидотит-пироксенит-габбровой ассоциации [Кузнецов, 1989].

Оливин характерен только для самых магнезиальных пород расслоенной серии: дунитов, верлитов и оливинных клинопироксенитов, где он образует идиоморфные зерна и по составу соответствует хризолиту с магнезиальностью 78-87. Клинопироксен встречается в виде идиоморфных зерен во всех породах расслоенной серии. По химическому составу он отвечает диопсиду и авгиту с Mg# = 60—86 [Morimoto, 1988]. Ортопироксен образует идиоморфные зерна в габброноритах, по составу является

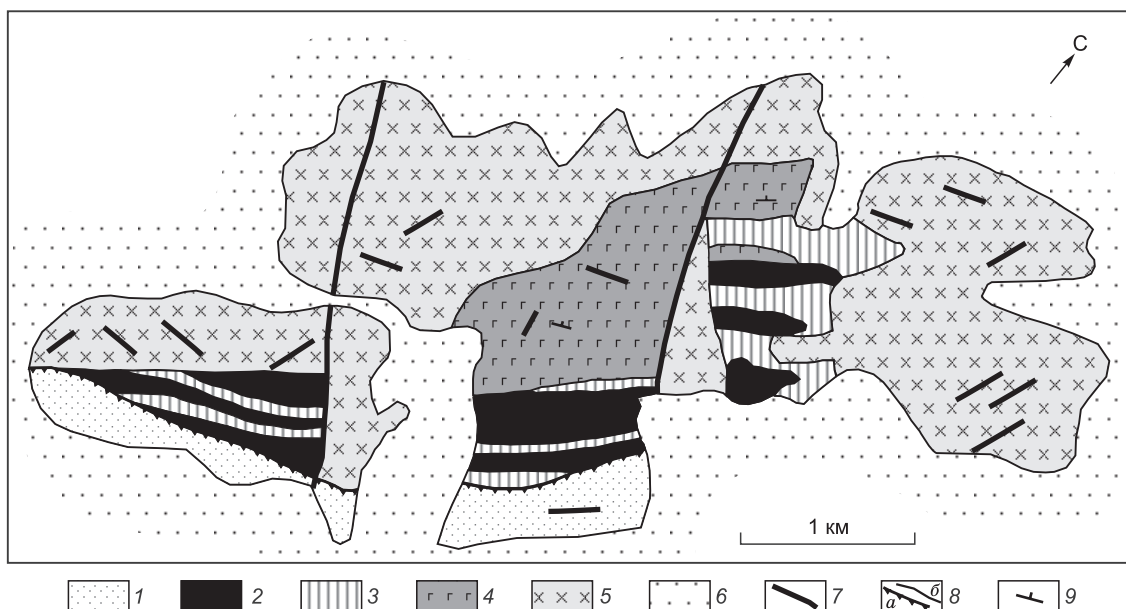


Рис. 2. Схема геологического строения Карашатского массива, составлена с использованием материалов [Волохов и др., 1973; Симонов, 1993].

1 — осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия; 2—4 — расслоенная серия Карашатского массива: 2 — дуниты, верлиты и оливиновые клинопироксениты с ритмичной расслоенностью, 3 — оливинсодержащие клинопироксениты и клинопироксениты, 4 — габбро и габбронориты; 5 — диориты, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты; 6 — четвертичные отложения; 7 — дайки долеритов; 8 — тектонические нарушения: а — разломы, б — надвиги; 9 — элементы залегания расслоенности.

энстатитом с $Mg\# = 57-69$ [Morimoto, 1988]. Плагиоклаз в габброидах образует слабозональные удлиненно-таблитчатые зерна и по химическому составу отвечает битовниту (An_{63-86}).

Все породы Карашатского массива относятся к толеитовым породам нормального ряда и характеризуются высоким содержанием MgO (22—44 мас. % в ультрабазитах и 5.5—13.0 мас. % в габброидах) и низким содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5 (рис. 3, табл. 2). Для пород нижней части расслоенной серии устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO . В верхней части расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . Содержание K_2O во всем ряду пород остается постоянным и очень низким (менее 0.5 мас. %). Для всех пород Карашатского массива установлены низкие содержания редкоземельных (REE) и других некогерентных элементов (рис. 4, табл. 3). Габброиды Карашатского массива имеют спектры распределения REE с пологими $((La/Yb)_n = 0.24)$ положительными наклонами и положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.9$) (см. рис. 4). Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для габброидов Карашатского массива типичны характерны почти плоские спектры с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE (см. рис. 4). Габброиды характеризуются максимумами по Ta, Ti, Zr и Hf, что свойственно базитовым магмам задуговых бассейнов [Wilson, 1989; Симонов и др., 1999]. Таким образом, Карашатский массив является фрагментом вендских офиолитов. Геохимические особенности исходного расплава и пород расслоенной серии свидетельствуют об их деплетированном мантийном источнике.

Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив расположен в нижнем течении р. Тарлашкын-Хем (см. рис. 1), где прорывает породы моренского метаморфического и чонсаирского вулканогенно-осадочного комплексов, разделенные надвигом (рис. 5), сформировавшемся в аккреционно-коллизийной тектонической обстановке. Таким образом, породы этого интрузива кристаллизовались в коллизийной тектонической обстановке после образования надвига [Владимиров и др., 2005]. На контакте с габброидами вмещающие породы изменены с образованием двупироксеновых роговиков, что позволяет оценить давление становления интрузива не более чем 2—3 кбар [Изох и др., 2001б]. Породы Правотарлашкинского массива прорываются дайками и мелкими штоками лейкократовых гранитов ордовикского возраста 468 млн лет [Петрова, Костицын, 1997] и дайками щелочных базальтов агардагского комплекса, для которых получены датировки позднеордовикского возраста [Изох и др., 2001а;

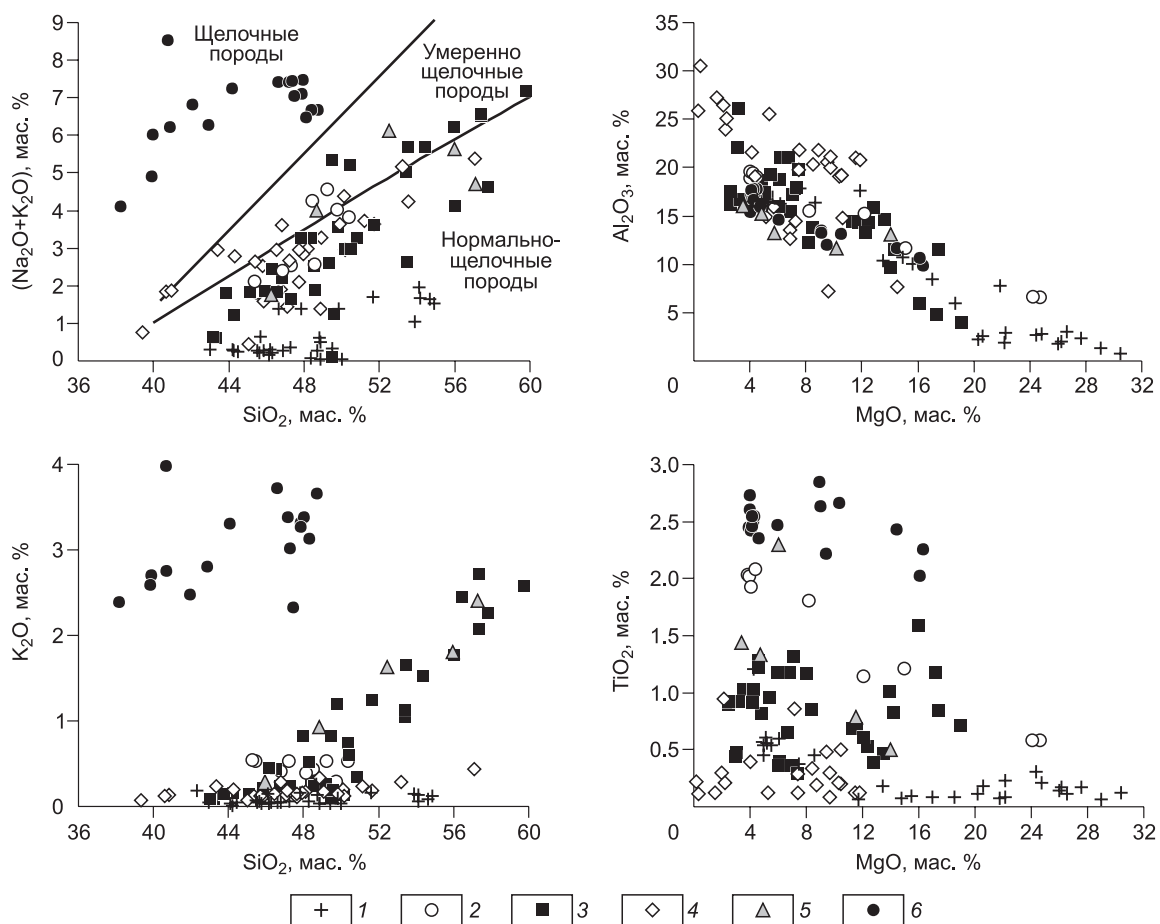


Рис. 3. Химический состав пород базитовых массивов и даек агардагского комплекса Западного Сангилена.

1—5 — массивы: 1 — Карашатский, 2 — Баянкольский, 3 — Башкымугурский, 4 — Правотарлашкинский, 5 — Эрзинский; 6 — щелочные базальты агардагского комплекса.

Гибшер и др., 2012а]. Проведенное нами Ar-Ar датирование бурого амфибола позволило установить возраст образования пород Правотарлашкинского массива в 524 ± 9 млн лет (рис. 6). Контактное воздействие Правотарлашкинского массива на породы как чонсаировского, так и моренского комплексов указывает на внедрение этого интрузива после образования надвига, а геохронологические данные позволяют относить этот интрузив к базитовому магматизму коллизионной стадии развития Западного Сангилена.

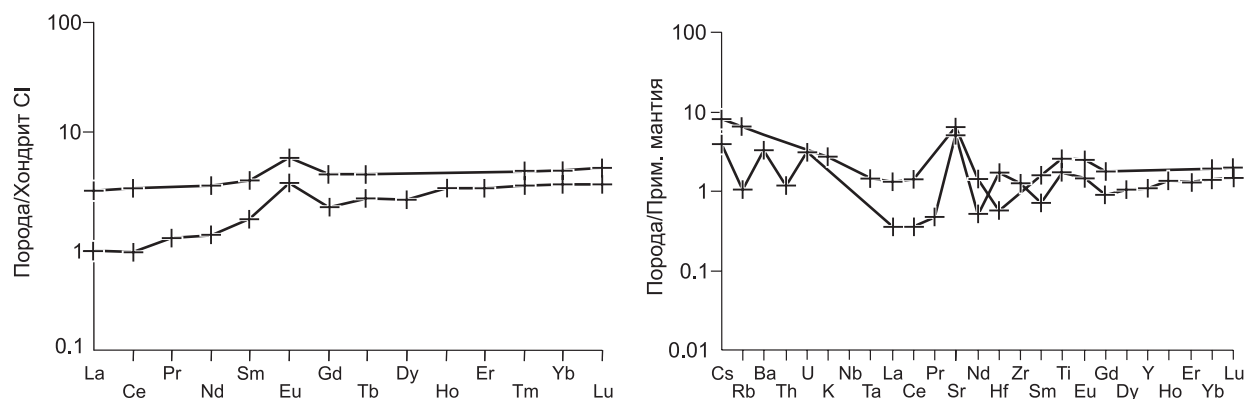


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Boynnton, 1984], и редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в габброидах Карашатского массива.

Таблица 2.

Представительные анализы химического состава (мас. %) базитовых массивов Западного Сангилена

Компонент	Карашатский							Правотарлашкинский								
	P-7/18	P-7/15	P-7/20	P-7/21	P-7/22	И93	И89	Пт1	Пт2	T-089	E18	E7/16	E7/6	E7/9	И41	Аг70-1
	Верлит	Клинопроксенит				Габбронорит		Оливиновое габбро			Троктолит			Габбронорит		
SiO ₂	47.21	47.46	47.42	47.25	46.63	46.48	54.05	45.84	46.73	48.82	44.32	45.07	47.19	49.12	48.88	47.1
TiO ₂	0.08	0.09	0.07	0.08	0.08	0.37	0.57	0.47	0.12	0.16	2.78	1.11	0.33	0.12	0.84	1.75
Al ₂ O ₃	1.79	9.93	10.6	5.87	8.37	17.74	16.61	20.47	20.95	21.84	15.84	14.75	20.33	25.44	14.33	7.61
Fe ₂ O ₃	10.67	7.08	6.21	8.66	8.1	12.89	11.72	9.65	6.14	6.45	15.81	10.1	7.60	3.81	8.35	20.59
MnO	0.206	0.16	0.14	0.17	0.17	0.26	0.22	0.15	0.94	0.09	0.17	0.13	0.13	0.05	0.13	0.43
MgO	22.17	15.54	14.83	18.6	16.99	7.55	4.47	9.46	11.5	7.56	5.67	10.59	8.45	5.32	7.22	14.51
CaO	14.01	16.49	17.84	16.04	16.13	12.98	9.64	11.76	11.16	10.99	10.94	17.44	11.59	12.17	17.66	6.10
Na ₂ O	0.45	0.45	0.00	0.00	0.00	1.31	1.52	1.46	1.89	3.07	2.58	0.37	2.47	3.46	1.05	1.29
K ₂ O	0.03	0.12	0.24	0.03	0.05	0.04	0.08	0.1	0.80	0.14	0.19	0.06	0.17	0.16	0.33	0.12
П.п.п.	2.16	2.16	2.16	2.16	2.16	0.28	0.06	0.82	0.62	1.02	0.55	0.22	1.65	0.49	1.14	0.32
Сумма	99.5	100	99.6	99.5	99.7	99.9	100	100	100	100	98.8	99.8	99.9	100	99.9	100
Mg#	69.8	70.9	72.6	70.5	70	39.4	29.8	49.5	65.19	54.0	26.4	51.1	52.6	58.2	46.37	41.34

Компонент	Баянкольский									Эрзинский				Башкымугурский		
	Ш3	Ш4	Ш24	Ш25	Ш26	И17	И18	И19	И20	Ш28	T-166	Ш25	T-163	И66	И67	И68
	Габбронорит									Габбронорит		Монцодиорит		Габбронорит		
SiO ₂	45.52	45.37	47.29	46.84	48.56	49.78	48.21	50.41	49.27	46.22	48.81	52.49	57.64	43.32	44.32	45.16
TiO ₂	0.56	0.57	1.8	1.13	1.19	2.02	2.01	2.07	1.91	0.49	2.31	1.32	0.62	1.57	0.46	1.00
Al ₂ O ₃	6.51	6.54	15.46	15.13	11.54	18.77	19.46	18.91	19.36	13.03	14.51	15.15	12.05	5.75	14.49	9.48
Fe ₂ O ₃	10.46	10.82	12.14	9.55	11.08	10.72	11.77	9.64	10.91	13.34	13.01	10.43	7.10	22.55	13.18	16.24
MnO	0.17	0.18	0.15	0.16	0.19	0.18	0.20	0.15	0.18	0.21	0.201	0.22	0.12	0.35	0.23	0.27
MgO	24.74	24.19	8.23	12.14	15.07	3.96	4.02	4.44	4.16	14.01	6.08	4.8	9.96	16.09	13.59	14.0
CaO	8.64	8.88	10.41	9.69	8.61	8.39	8.14	8.24	8.06	9.42	8.18	8.21	5.04	8.73	10.57	11.28
Na ₂ O	1.29	1.56	2.00	1.96	2.11	3.72	3.74	3.29	4.01	1.51	3.20	4.48	2.29	0.51	1.07	1.66
K ₂ O	0.51	0.53	0.51	0.40	0.43	0.28	0.37	0.51	0.51	0.23	0.80	1.61	2.38	0.07	0.14	0.13
П.п.п.	1.06	1.12	1.48	2.48	1.08	1.50	1.19	0.92	1.01	0.28	1.26	0.54	0.92	0.24	0.86	0.04
Сумма	99.4	99.7	99.4	99.4	100	99.8	99.6	98.9	99.9	98.8	98.3	99.5	98.1	99.2	98.9	99.2
Mg#	72.4	71.3	43	58.5	60.2	29.1	27.5	33.9	29.8	53.9	31.84	31.52	58.38	44.2	53.4	48.9

Компонент	Башкымугурский													Дайки агардагского комплекса		
	И71	И72	И73	T-105	И76	Ш7/1	T-161	И75	И79	И78	И64/1	Ш16	T-099	Ш50	И38	КС55
	Габбронорит									Монцодиорит				Щелочной базальт		
SiO ₂	45.93	48.49	48.58	47.99	47.34	49.31	46.51	50.86	54.41	53.49	49.83	59.77	56.20	38.4	37.08	38.44
TiO ₂	0.37	0.68	0.68	1.20	0.60	0.35	0.77	0.39	0.43	1.21	1.31	0.88	0.92	2.41	2.25	2.00
Al ₂ O ₃	15.79	14.3	14.2	12.44	13.2	18.7	11.13	20.9	21.9	16.5	17.8	16.1	16.09	11.6	9.73	10.6
Fe ₂ O ₃	13.04	14.5	14.13	13.51	12.11	5.33	15.08	6.06	4.57	9.73	11.39	6.81	7.58	12.55	13.45	10.92
MnO	0.23	0.24	0.24	0.229	0.21	0.11	0.21	0.12	0.07	0.19	0.19	0.14	0.139	0.22	0.24	0.21
MgO	12.84	11.35	11.7	8.65	12.18	6.08	17.52	6.19	3.07	4.73	7.25	2.58	4.11	14.5	16.39	16.14
CaO	9.02	7.52	7.74	10.52	11.73	16.83	6.92	11.82	8.9	7.63	8.46	5.3	6.52	9.75	12.59	12.16
Na ₂ O	1.63	2.2	1.63	2.33	1.40	2.31	1.99	2.92	4.14	4.02	2.37	4.61	3.64	3.17	1.66	2.23
K ₂ O	0.20	0.27	0.23	0.84	0.22	0.25	0.39	0.33	1.50	1.62	1.17	2.55	2.40	2.57	2.29	2.47
П.п.п.	0.20	0.20	0.24	1.28	0.06	0.71	0.12	0.42	0.43	0.06	0.12	0.38	0.44	4.33	2.60	2.55
Сумма	99.3	99.7	99.4	98.9	99.0	100	100	100	99.8	99.7	100.1	99.4	98.0	100	99.5	98.9
Mg#	52.2	46.5	47.9	39.0	52.8	55.9	53.7	53.2	42.7	35.1	41.4	29.6	35.2	53.6	54.9	59.6

Примечание. Mg# = MgO·100/(MgO + 0.89Fe₂O₃), мол. %. Все железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 3. Представительные анализы редких элементов (г/т) базитовых интрузивов Западного Сангилен

Элемент	Карашатский		Правотарлашкинский					Баянкольский		Эрзинский		
	И93	И89	Пт2	Пт1	Т-089	И41-98	Аг70-1	ШЗ	И18	Ш28	Ш25	Т-163
	Габбронорит		Оливиновое габбро			Габбронорит		Габбронорит		Габбронорит	Монцодиорит	
Cs	0.13	0.26	0.02	0.15	0.05	0.16	0.10	0.34	0.30	н.п.	3.63	н.а.
Rb	0.66	н.а.	н.а.	н.а.	0.58	6.07	н.а.	8.83	4.79	3.67	58.49	60.7
Ba	23.12	35.85	113	139	86.3	227	180	132	138	112	329	347
Th	н.п.	н.п.	0.40	0.19	0.16	1.56	0.4	1.07	0.63	н.п.	0.73	6.00
U	0.07	31.63	0.20	0.20	0.04	0.36	0.52	0.37	0.16	»	0.54	1.10
Nb	н.п.	н.а.	н.а.	н.а.	0.50	н.а.	н.а.	1.01	10.81	1.03	10.91	6.00
Ta	н.а.	0.06	0.02	0.05	0.10	0.05	0.13	0.03	0.30	0.04	0.49	0.40
La	0.25	0.88	1.70	2.40	1.59	8.97	6.7	7.25	15.08	3.67	20.18	22.2
Ce	0.63	2.47	3.40	5.80	3.15	20.35	16	15.34	29.7	8.85	46.8	46.3
Pr	0.13	н.а.	н.а.	н.а.	0.42	н.а.	н.а.	2.14	3.72	1.42	6.26	5.50
Sr	107	138	»	»	838	331	»	238	540	503	417	224.4
Nd	0.67	1.90	2.30	3.80	1.76	12.75	10.8	10.28	16.20	6.57	32.26	21.7
Zr	14.08	н.а.	н.а.	н.а.	45.12	42.86	н.а.	37.54	8.69	10.19	23.58	282
Hf	0.53	0.18	0.20	0.42	1.10	1.48	0.97	0.94	0.28	0.33	0.94	7.00
Sm	0.31	0.70	0.62	1.07	0.34	3.40	3.25	2.22	3.37	1.52	8.5	4.60
Eu	0.25	0.43	0.51	0.69	0.56	0.84	1.26	0.63	1.75	0.61	1.88	1.10
Gd	0.52	1.05	0.70	1.20	0.41	2.86	4.00	1.99	2.93	1.71	7.91	4.80
Tb	0.12	0.19	0.12	0.20	0.10	0.53	0.69	0.34	0.41	0.26	1.56	0.90
Dy	0.77	н.а.	н.а.	н.а.	0.30	3.07	н.а.	1.86	2.28	1.16	8.83	5.20
Y	5.00	»	»	»	1.33	16.88	»	11.28	13.13	6.88	51.77	33.2
Ho	0.22	»	»	»	0.09	0.63	»	0.39	0.49	0.21	1.87	1.20
Er	0.64	»	»	»	0.10	1.68	»	1.06	1.22	0.71	5.03	3.40
Tm	0.09	0.14	»	»	0.15	0.27	»	0.20	0.18	0.11	0.81	0.60
Yb	0.70	0.93	0.46	0.51	0.11	1.56	2.3	0.95	1.26	0.75	5.34	3.70
Lu	0.11	0.15	0.07	0.07	0.05	0.21	0.34	0.14	0.16	0.08	0.72	0.60
(Eu/Eu*) _n	1.86	1.52	2.36	1.86	4.53	0.80	1.07	0.90	1.66	1.14	0.69	0.71
(La/Yb) _n	0.24	0.64	2.49	3.17	9.47	3.86	1.96	5.17	8.09	3.28	2.55	4.08

Элемент	Башкымугурский массив									Дайки		
	И66	Т-105	Ш-7/1	Т-161	И76	И64/1	И78	Т-099	Ш16	Ш50	КС55	И38
	Габбронорит					Монцодиорит				Щелочной базальт		
Cs	0.08	н.а.	н.а.	н.а.	0.10	1.00	1.06	н.а.	3.30	2.94	2.03	1.38
Rb	н.а.	16.76	3.38	9.15	н.а.	21.43	29.88	73.61	93	62.31	64.11	58.19
Ba	0.00	254	232	91	54.5	321	522	596	710	898	1261	918
Th	0.52	2.36	н.п.	1.17	0.37	1.69	2.69	11.32	11.1	8.62	8.42	8.82
U	0.00	0.55	»	0.26	0.37	н.п.	н.п.	2.13	2.70	1.54	1.10	1.22
Nb	н.а.	2.82	»	1.93	н.а.	3.36	4.97	7.27	н.а.	107	73.5	99.7
Ta	0.04	0.18	»	0.12	0.04	0.09	0.60	0.47	0.78	5.33	4.18	4.39
La	2.20	14.59	3.59	4.66	4.00	14.29	21.81	32.12	38.5	56.45	65.33	69.12
Ce	6.8	34.68	8.14	9.68	9.7	35.03	51.03	72.79	78.6	98.5	115.9	130.4
Pr	н.а.	4.86	1.32	1.26	н.а.	5.00	7.91	9.00	н.а.	12.69	13.91	15.6
Sr	239	427	702	167	571	520	563	562	457	915	791	898
Nd	6.70	22.25	6.29	5.41	7.50	19.28	35.06	36.01	35.5	49.09	52.05	57.51
Zr	н.а.	125	16.34	28	н.а.	29.55	36.41	243	н.а.	172	141	123
Hf	0.66	3.69	0.23	0.80	0.60	0.90	0.98	6.58	4.90	3.52	3.23	2.66
Sm	2.37	5.67	1.56	1.36	2.51	4.14	6.47	7.06	8.28	8.31	8.23	9.42
Eu	0.67	1.46	0.64	0.54	1.00	1.27	1.64	1.83	1.89	2.74	2.47	2.8
Gd	2.35	0.87	1.57	0.35	2.39	3.82	6.22	0.98	6.50	8.28	7.74	8.17

Элемент	Башкымугурский массив									Дайки		
	И66	T-105	Ш-7/1	T-161	И76	И64/1	И78	T-099	Ш16	Ш50	КС55	И38
	Габбронорит					Монциодорит				Щелочной базальт		
Tb	0.38	4.94	0.24	1.60	0.36	0.61	0.81	6.40	1.10	1.18	1.05	1.18
Dy	н.а.	4.21	1.23	2.17	н.а.	2.85	4.08	4.84	н.а.	5.45	4.92	5.75
Y	»	23.21	8.47	12.59	»	17.58	25.37	27.24	»	29.12	27	32.21
No	»	0.84	0.18	0.45	»	0.51	0.66	0.97	»	0.92	0.76	0.93
Er	»	0.35	0.60	0.20	»	1.61	1.96	0.39	»	2.22	2.07	2.43
Tm	0.18	2.50	0.13	1.32	0.16	0.28	0.31	2.93	0.58	0.30	0.38	0.35
Yb	1.09	2.33	0.69	1.21	0.97	1.44	1.82	2.65	3.36	1.88	1.85	2.55
Lu	0.17	0.36	0.09	0.18	0.15	0.22	0.28	0.40	0.50	0.3	0.28	0.34
(Eu/Eu*) _n	1.38	0.82	3.48	1.12	2.81	6.67	8.09	0.82	7.73	20.3	23.8	18.29
(La/Yb) _n	0.85	4.22	1.23	2.59	1.23	0.96	0.78	8.18	0.76	1.00	0.93	0.95

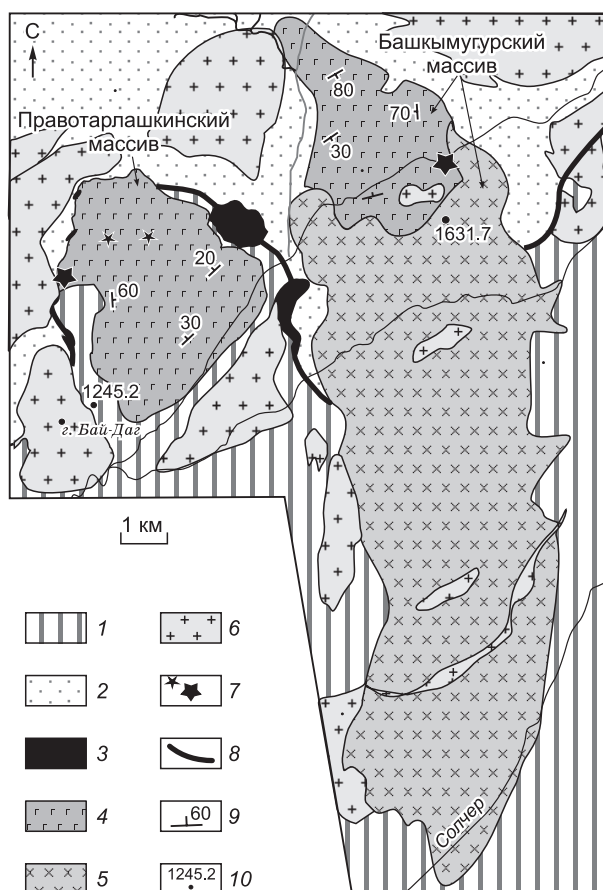
Примечание. н.а. — не анализировалось, н.п. — ниже предела обнаружения.

В строении Правотарлашкинского массива выделяются расслоенная серия и краевая фация. Последняя сложена габброноритами. Для этих пород не характерны явления расслоенности. Породы расслоенной серии массива представлены оливиновыми габброноритами, оливиновыми габбро, габбро различной степени меланократовости с преобладанием лейкократовых разностей, троктолитами и анортозитами. Они чередуются между собой с образованием слоистости северо-восточного простирания, мощность слоев колеблется от первых метров (1—3 м) до первых десятков метров. В юго-восточной части массива обнажается нижняя часть разреза расслоенной серии, сложенная оливиновыми габброноритами, оливиновыми габбро и лейкогаббро, для которых типичен кумулюсный парагенезис плагиоклаза, оливина и пироксенов. Северо-западная часть массива сложена породами с резко выраженным кумулюсным характером плагиоклаза и оливина — троктолитами и анортозитами. Особенностью расслоенной серии Правотарлашкинского массива является преобладание лейкократовых габброидов, троктолитов и анортозитов. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести Правотарлашкинский массив к троктолит-анортозит-лейкогаббровому типу интрузий, которые рассматриваются как лейкократовая часть перидотит-габбровой формации [Кузнецов, 1989; Изох и др., 1990].

Оливин в оливиновых габброидах и троктолитах образует округлые либо короткопризматические зерна. Оливины по составу отвечают хризолитам, магнизиальность в них варьирует от 70 до 77, содержание никеля до 0.1 мас. % и кальция 0.1—0.2 мас. %. Клинопироксены очень однородны по составу и отвечают авгитам [Morimoto, 1988], магнизиальность их изменяется от 67 до 81. Ортопироксен в значительных количествах встречается только в габброноритах, по составу отвечает энстатиту с магнизиальностью 68—78 [Morimoto,

Рис. 5. Схема геологического строения Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов, составлена с использованием материалов [Гоникберг, 1995; Козаков и др., 1999].

1 — моренский метаморфический комплекс; 2 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия; 3 — метагипербазиты; 4 — габброиды Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов; 5 — монциодориты Башкымугурского массива; 6 — ордовикские гранитоиды; 7 — дайки агардагского комплекса; 8 — разломы; 9 — элементы залегания расслоенности; 10 — абсолютная отметка высоты (м).



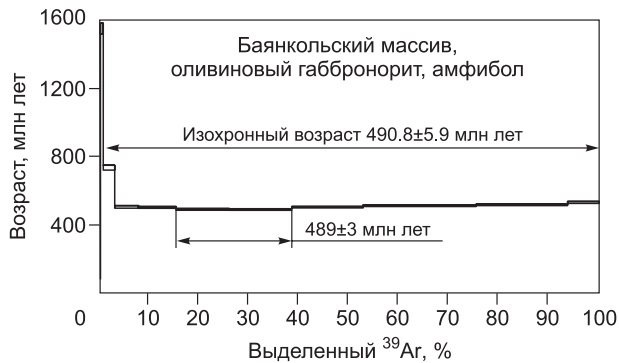
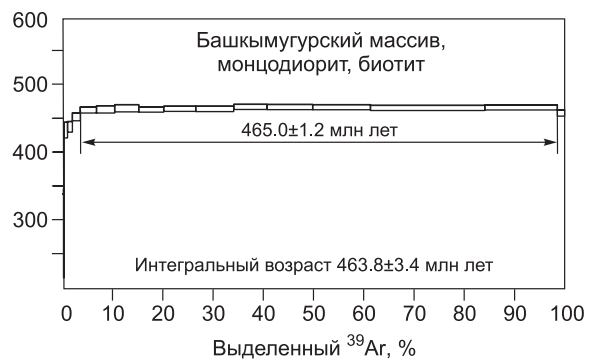
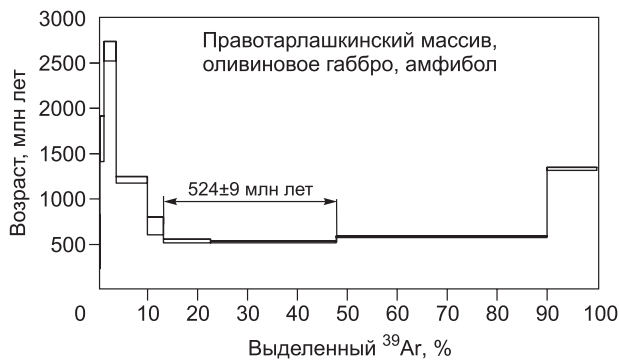


Рис. 6. Результаты Ar-Ar датирования базитовых массивов Западного Сангилене.

1988]. Плаггиоклаз по содержанию An_{57-77} представлен лабрадором и имеет слабовыраженную зональность (ядро — An_{68} , кайма — An_{65}). Позднемагматический амфибол встречается в виде пойкилитовых кристаллов и по составу относится к паргаситам [Leake, 1997]. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом.

По содержанию кремнезема и щелочей породы Правотарлашкинского массива относятся к основным породам нормального ряда ($SiO_2 = 43—53$ мас. %, сумма щелочей равна $0.43—5.00$ мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью ($7—30$ мас. %), низкой титанистостью ($0.1—1.0$ мас. %), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O > 4$), малофосфористы (см. рис. 3, табл. 2). Магнезиальность пород колеблется от 60 в наиболее меланократовом оливковом габбро до 14 в анортозитах. С уменьшением содержания MgO возрастают содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , что типично для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации (см. рис. 3). Вариации составов пород отражаются и в изменении составов минералов. По мере снижения MgO в породе уменьшается магнезиальность оливина и пироксенов и содержание анортитового компонента в плаггиоклазе.

Для всех пород Правотарлашкинского массива характерно низкое содержание REE, не превышающее 10 хондритовых единиц, с пологими отрицательными спектрами $((La/Yb)_n = 2.0—6.3)$ (рис. 7, см.

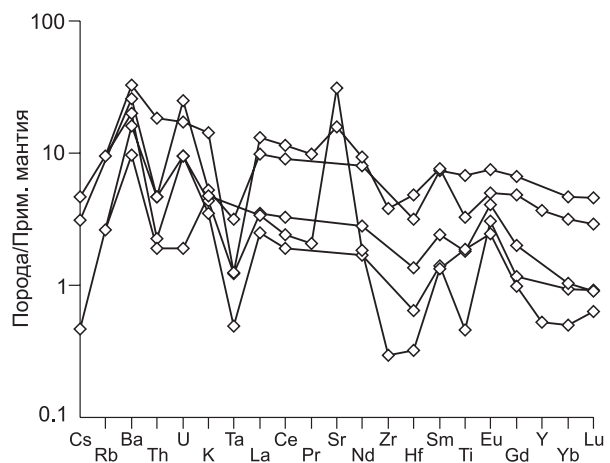
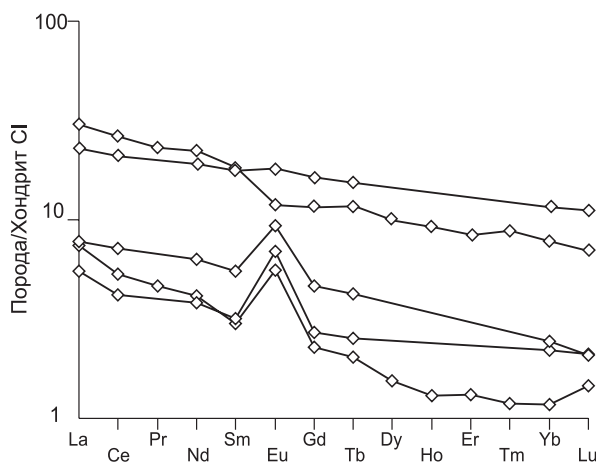


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Boynnton, 1984], и редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в габброидах Правотарлашкинского массива.

Рис. 8. Схема геологического строения Баянкольского массива.

1 — эрзинский метаморфический комплекс; 2 — карбонаты нарынского комплекса; 3, 4 — породы Баянкольского массива: 3 — габброиды; 4 — монцодиориты; 5 — ордовикские гранитоиды; 6 — диатектиты и грубозернистые роговики; 7 — абсолютная отметка (м).

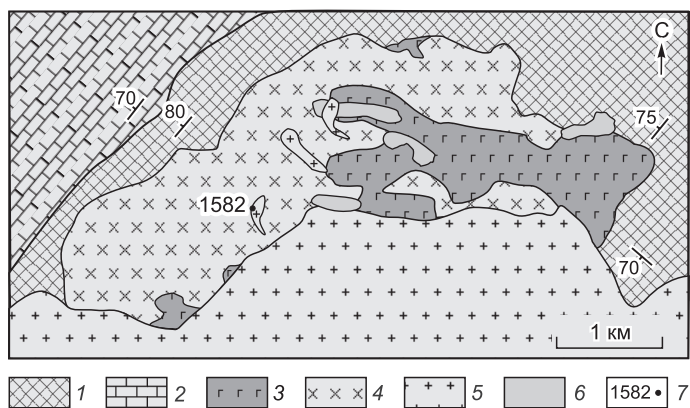


табл. 3). Установлена положительная европиевая аномалия, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах. На мультиэлементных диаграммах отчетливо выделяются минимумы по Ta, Hf, Ti, а также обогащение пород LILE, включая положительную аномалию по Ba, K, Sr, что наряду с обогащением легкими лантаноидами типично для надсубдукционных магм [Wilson, 1989] (см. рис. 7). Судя по содержанию Nd, Zr, Hf, Ti и HREE, источником для родоначальных расплавов Правотарлашкинского массива был деплетированный мантийный источник, предварительно обогащенный легкоподвижными элементами (LILE, LREE) [Kerrick, Wyman, 1997].

Таким образом, Правотарлашкинский массив является представителем перидот-габбровой формации. Становление массива происходило во временной интервал, отвечающий коллизионной обстановке развития Западного Сангилен. Формирование расслоенной серии происходило из базальтового расплава, который по своим геохимическим особенностям относится к производным мантийных выплавов, образовавшихся при плавлении деплетированной надсубдукционной мантии.

Габбро-монцодиоритовые массивы. На Западном Сангилене изучено три габбро-монцодиоритовых интрузива: Баянкольский, Эрзинский и Башкымугурский.

Баянкольский массив расположен в северо-восточной части Западного Сангилен в нижнем течении р. Баян-Кол (см. рис. 1). Массив прорывает метапелиты эрзинского комплекса. На контакте с габброидами наблюдаются роговики, что позволяет предполагать невысокие давления становления интрузива в 2—3 кбар. С юга габброиды и монцодиориты прорываются гранодиоритами с возрастом 476 ± 8 млн лет [Петрова, 2001]. Массив имеет двухфазное строение: первая фаза — габброиды, вторая — монцодиориты. На восточном берегу р. Баян-Кол среди метапелитов наблюдаются выходы пластовых тел недифференцированных габброидов, различающихся по меланократовости, которые прорываются монцодиоритами второй фазы (рис. 8). Проведенное нами Ar-Ar датирование ойкокристаллов магматического зелено-бурого амфибола из меланократовых габбро Баянкольского массива показало возраст массива 489 ± 3 млн лет (см. рис. 6), что не противоречит датировкам, выполненным U-Pb методом по прорывающим гранодиоритам Баянкольского массива — 496.5 ± 3.6 млн лет [Козаков и др., 2001] (см. табл. 1).

В Баянкольском массиве наблюдаются габброиды двух типов: биотитсодержащие роговообманково-оливиновые габбронориты и роговообманковые габбронориты. Для первого типа характерна кумулятивная структура, в которой кумулюс представлен оливином ($Mg\# = 79—81$) и ортопироксеном ($Mg\# = 81—82$), а интеркумуляус выполнен клинопироксеном, амфиболом и подчиненным количеством плагиоклаза и биотита. Амфибол образует ойкокристаллы, формируя пойкилитовую структуру. Второму типу пород свойственна равномерно-зернистая габбро-офитовая структура. Породообразующими минералами являются клинопироксен-авгит ($Mg\# = 64—70$), зональный плагиоклаз-лабрадор (центр — An_{66} , периферия — An_{49}), ортопироксен-энстатит ($Mg\# = 52—70$) [Morimoto, 1988]. Второстепенные минералы представлены зелено-бурым амфиболом и биотитом, содержание которых около 10 и 2 об. % соответственно. По химическому составу амфибол является титанистым магнезиогастингситом [Leake, 1997]. Акцессорная минерализация представлена ильменитом. Монцодиориты — это средне- и крупнозернистые породы, сложенные плагиоклазом (50 об. %), клинопироксеном (10 об. %), ортопироксеном (10 об. %), амфиболом (10 об. %), биотитом (10 об. %) и калишпатом (5 об. %). Иногда в монцодиоритах отмечается до 5 % кварца. Площадь выходов монцодиоритов превышает поле распространения габброидов Баянкольского массива.

Эрзинский массив расположен в центральной части Западного Сангилен на левом берегу р. Эрзин (см. рис. 1, 9). Породы Эрзинского массива прорывают гранат-силлиманитовые гнейсы эрзинского метаморфического комплекса и интродурируются гранитоидами [Козаков и др., 1999]. В составе Эрзинского массива присутствуют габброиды и монцодиориты, для которых установлены фазовые взаимоотношения, при этом габброиды являются более ранними образованиями. Проведенные U-Pb методом по

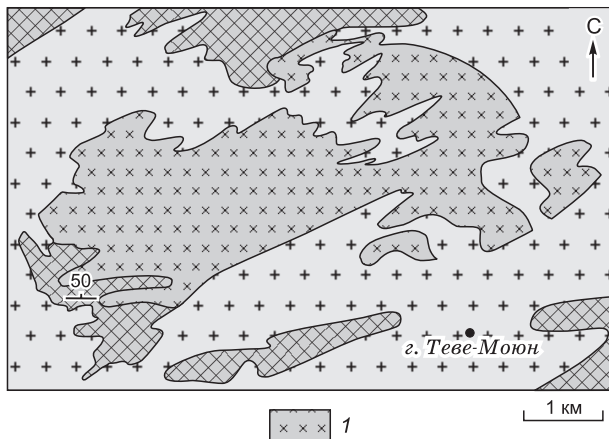


Рис. 9. Схема геологического строения Эрзинского массива.

1 — габброиды и монцодиориты Эрзинского массива. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.

отсутствует в габброидах. Напротив, монцодиориты содержат до 10 об. % амфибола, а также плагиоклаз (50 об. %), клинопироксен (10 об. %), ортопироксен (10 об. %), калишпат (15 об. %), биотит (5 об. %) и редко до 5 об. % кварца.

Башкымугурский массив расположен в междуречье Солчера и Тарлашкын-Хема (см. рис. 1). Массив образует крупное тело, вытянутое в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине около 5 км (см. рис. 5) и занимающее секущее положение относительно главных надвиговых структур Западного Сангилена. Массив имеет двухфазное строение, первая сложена габброидами, вторая — монцодиоритами. Массив прорывает на юге породы моренского метаморфического комплекса и кембрийские вулканогенно-осадочные толщи на севере. В контакте наблюдаются диатектиты и двупироксеновые роговики, что позволяет говорить о невысоких давлениях формирования интрузива 2—3 кбар [Изох и др., 2001б]. Возраст массива U-Pb методом по цирконам из монцодиоритов оценивается в 464.6 ± 5.7 млн лет [Козаков и др., 1999]. Проведенные нами геохронологические исследования биотита монцодиоритов Ag-Ag методом показали сходный возраст 465.0 ± 1.2 млн лет (см. рис. 6).

Первая фаза Башкымугурского массива представлена дифференцированными габброидами, расположенными в северной части массива (см. рис. 5). Для габброидов характерна магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием плагиовестеритов, оливиновых габброноритов и анортозитов. Плагиовестериты и оливиновые меланогаббронориты приурочены к низам ритмов, тогда как лейкократовые габбронориты и анортозиты слагают верхнюю часть разреза. В некоторых ритмах в верхних частях присутствуют монцодиориты. Вестериты состоят из крупных зерен ортопироксена (65 об. %), имеющего ярко выраженный идиоморфизм, подчиненного количества клинопироксена (25 об. %) и 10 об. % плагиоклаза, оливина и биотита, которые образуют интеркумуляусный парагенезис. Оливиновые габбронориты и габбронориты сложены клинопироксеном (5—15 об. %), ортопироксеном (30—40 об. %), оливинном (5—15 об. %), плагиоклазом (40—60 об. %), магнетитом, биотитом, калишпатом и бурым амфиболом (суммарно около 10 об. %). Амфибол образует ойкоккристаллы. Кварц и калишпат образуют микропегматитовые срастания.

Вторая фаза Башкымугурского массива представлена монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами, слагающими южную часть массива. Плагиоклаз в монцодиоритах (50—65 об. %) образует крупные идиоморфные удлиненно-таблитчатые зерна со слабо выраженной зональностью, клинопироксен (10—15 об. %), ортопироксен (20—30 об. %) и биотит (5—10 об. %) — гипидиоморфные зерна. Содержание кварца в монцодиоритах изменяется от единичных зерен до 10 об. %.

Магнезиальность оливинов Башкымугурского массива последовательно падает от вестеритов ($Mg\#=72$) к оливиновым лейкогаббро ($Mg\#=68$). По химическому составу клинопироксен отвечает авгиту [Morimoto, 1988] с магнезиальностью 74—78 в габброидах, 67—71 в монцодиоритах. По составу ортопироксен отвечает энстагиту [Morimoto, 1988] с широкими вариациями по магнезиальности от 74 в вестеритах, 51—74 в габброидах, 60 в анортозитах, 52 в монцодиоритах. Основность плагиоклаза в ритмах уменьшается от вестеритов к анортозитам. В нижних горизонтах ритмов плагиоклаз—битовнит (An_{70-78}), в габброноритах и анортозитах — лабрадор (An_{52-62}). Для плагиоклазов в монцодиоритах устанавливается нерезкая зональность, ядра выполнены An_{45-50} , краевые части — An_{35-40} . Биотит является сквозным минералом всех фаз Башкымугурского массива, количество биотита возрастает от основных пород к средним. Для биотитов характерно высокое содержание титана (до 5.8 мас. %), что свидетельствует об образовании биотита на магматической стадии формирования пород. Амфибол по составу отвечает титанистому магнезиогастингситу с повышенным содержанием калия [Leake, 1997]. Обращает на себя повышенное содержание фтора и хлора в амфиболах монцодиоритов.

цирконам геохронологические исследования монцодиоритов массива показали его раннеордовикский возраст — 491.6 ± 9.5 млн лет [Козаков и др., 1999].

Породы первой фазы представлены недифференцированными массивными габброноритами с габбро-офитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (60 %), клинопироксена (15 об. %), ортопироксена (20 об. %) и биотита (5 об. %). Амфибол

По минералогическому и химическому составу породы Эрзинского массива близки к породам Баянкольского и Башкымугурского массивов, поэтому петро- и геохимическая характеристика пород габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена рассмотрена совместно.

Габброиды массивов этого типа относятся к породам нормального ряда ($\text{SiO}_2 = 43.3\text{—}53.6$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.5\text{—}5.6$ мас. %), монцодиориты и анортозиты занимают пограничное положение между породами нормального и умеренно щелочного рядов ($\text{SiO}_2 = 50.0\text{—}59.7$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.6\text{—}7.1$ мас. %) (см. рис. 3, табл. 2). Наличие интеркумулусного ортоклаза позволяет относить породы габбро-монцодиоритовых массивов к умеренно щелочному ряду. Их характерной петрохимической особенностью являются повышенные содержания титана (1—2 мас. %) и калия (0.5—1.6 мас. %), а также широкие вариации в содержании MgO в породах от 4 до 25 мас. %. Монцодиориты отличаются от габброидов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей, особенно калия, и меньшим содержанием MgO (см. рис. 3). На вариационных диаграммах точки составов габброидов и монцодиоритов образуют единый тренд, отражающий главное направление дифференциации базитового расплава. По мере кристаллизации происходит накопление в расплаве кремния, алюминия и щелочей, приводящее к формированию монцодиоритов.

Содержание REE в габброидах не превышает 40 хондритовых единиц. Спектры распределения REE характеризуются пологими отрицательными наклонами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3\text{—}8$), как правило, с небольшой положительной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2\text{—}2.0$) (рис. 10, 11, см. табл. 3). Монцодиоритам свойственны более высокие содержания лантаноидов (La до 100 хондритовых единиц) и более крутые спектры ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.7\text{—}8.1$) с небольшой отрицательной аномалией по европию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76\text{—}0.95$). Для мультиэлементных спектров как габброидов, так и монцодиоритов типично наличие субдукционной компоненты: обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, U, Th, K) и стронцием, а также обеднение высокозарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) (см. рис. 10, 11). Геохимические характеристики пород габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена свойственны надсубдукционным магмам.

Для габброидов и монцодиоритов Башкымугурского массива были получены близкие Nd-Nd изотопные характеристики. ϵ_{Nd} (465 млн лет) для оливиновых меланогабброноритов составило ± 4.2 , а для кварцевых монцодиоритов — ± 4.17 с возрастом изохроны 469 ± 23 млн лет. Близкие изотопные данные указывают на формирование габброидов и монцодиоритов Башкымугурского массива в процессе фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава без участия материала коры.

Таким образом, габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилена формировались в коллизионной и трансформно-сдвиговой обстановках, сопровождающих образование коллизионного орогена. Изменения составов минералов от габброидов к монцодиоритам, распределение петрогенных и редких элементов, изотопные данные свидетельствуют о том, что габброиды и монцодиориты массивов образовались в ходе фракционной кристаллизации из одного исходного расплава, без заметной контаминации корового материала.

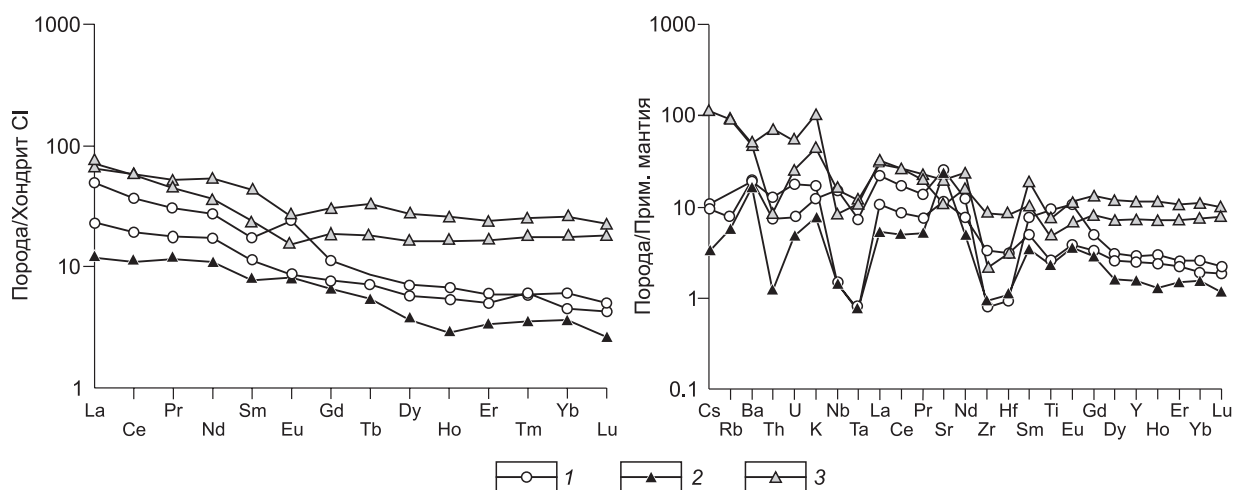


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Boynnton, 1984], и редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989] в габброидах и монцодиоритах Баянкольского (1) и Эрзинского (2, 3) массивов.

1, 2 — габбронориты, 3 — монцодиориты.

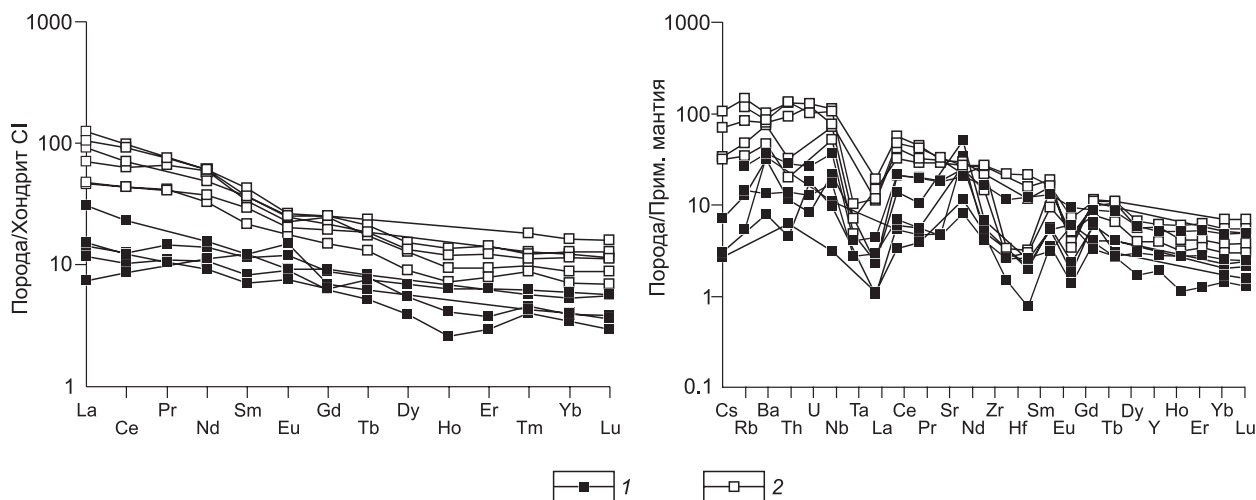


Рис. 11. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Boynnton, 1984], и редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в габброидах (1) и монцодиоритах (2) Башкымугурского массива.

Агардагский щелочно-базальтоидный комплекс. Дайки агардагского комплекса приурочены к северо-западной окраине Западного Сангилена, к зоне сочленения моренского метаморфического комплекса и агардаг-тесхемских офиолитов (см. рис. 5). Все дайки имеют вертикальное падение, субширотное простирание и являются самыми молодыми по отношению ко всем интрузивным комплексам Западного Сангилена. Возраст даек, полученный Ar-Ar методом по вкрапленникам биотита и амфибола, и U-Pb по циркону, оценен как ордовикский — 447—441 млн лет [Изох и др., 2001a, Гибшер и др., 2012a].

Породы, слагающие дайки, представляют собой тонко- и мелкозернистые породы с фенокристаллами керсутита, флогопита, зонального пироксена (ядро—диопсид, периферия—титан—авгит), оливина, апатита и K-Na полевого шпата. Основная масса сложена керсутитом, альбитом, биотитом, титан-авгитом, нефелином, плагиоклазом, а также апатитом и рудными минералами. По своим петрографическим особенностям дайки относятся к камптонитам. По химическому составу для даек характерно низкое содержание SiO_2 (37—45 мас. %) и высокое $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (4.0—7.3 мас. %), с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7—1.2$. По химическому составу камптониты близки к базанитам с высоким содержанием титана (до 3 мас. %), фосфора (до 1.5 мас. %) и щелочей, особенно калия (до 3 мас. %) (см. рис. 3, табл. 2). Спектр распределения REE имеет крутой наклон для легких и пологий для тяжелых ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 5$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 3$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 16—18$) без аномалий по Eu (см. рис. 10, табл. 3). На мультиэлементной диаграмме фиксируется обогащение камптонитов крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba) и обеднение U и Th

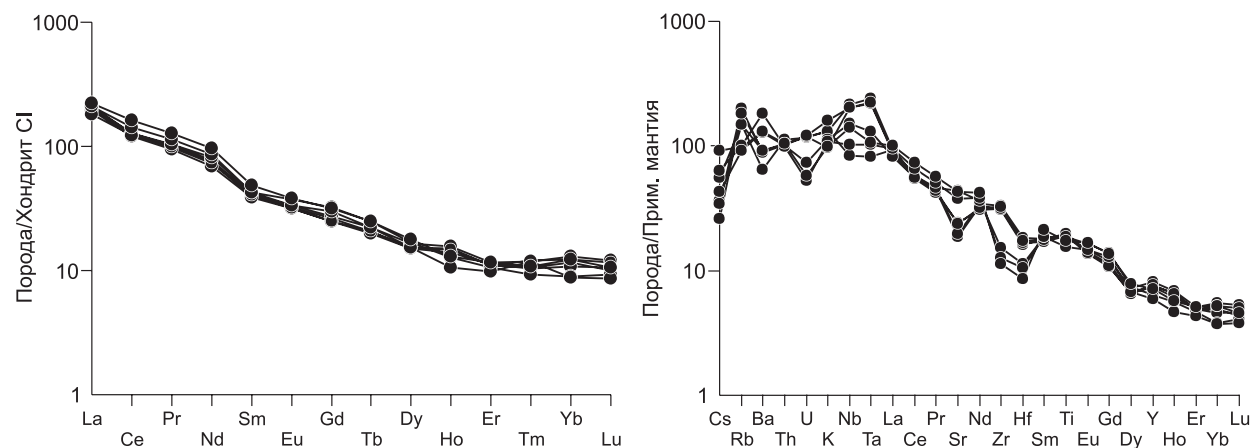


Рис. 12. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит [Boynnton, 1984], и редких элементов, нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в щелочных базальтах агардагского комплекса.

относительно Nb и Ta, содержания которых на спектре распределения образуют положительную аномалию, что типично для щелочных базальтов современных внутриконтинентальных рифтогенных структур, Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 12). Таким образом, по своему химическому составу дайки агардагского комплекса относятся к щелочно-базальтоидной формации.

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Габброидные интрузии в коллизионных структурах многие исследователи считали проявлениями базитового магматизма на доколлизийной (аккреционно-островодужной) [Хаин и др., 1995] или постколлизийной (трансформно-сдвиговой) стадии формирования орогена [Miller et al., 1999]. Базитовые комплексы аккреционно-островодужной стадии рассматривались как магматические тела, уже существовавшие на момент начала коллизионных событий. Возникновение постколлизийных интрузий рассматривалось как результат раскола консолидированной коры с образованием внутриплитных рифтогенных комплексов. Однако проведенные геохронологические исследования и сопоставление их результатов с тектоническими стадиями на Западном Сангилене показали, что базитовый магматизм проявлялся и во время коллизионных процессов как на коллизионной, так и на трансформно-сдвиговой стадиях [Владимиров и др., 2005]. Выделение тектонических стадий формирования коллизионного орогена основывалось, в первую очередь, на геохронологических исследованиях гранитоидного магматизма и полиметаморфических комплексов Западного Сангилене, а также на тесной связи деформаций с магматическими и метаморфическими событиями [Козаков и др., 1999, 2001; Владимиров и др., 2005]. На основе полученных геохронологических данных были выделены проявления базитового магматизма Западного Сангилене, относящиеся к субдукционно-аккреционной, коллизионной и трансформно-сдвиговой обстановкам (см. табл. 1). Схема последовательности магматических и метаморфических событий на Западном Сангилене приведена на рис. 13.

Для Западного Сангилене выделяется следующая последовательность тектонических событий и соответствующих им проявлений базитового магматизма. Начиная с венда (620—550 млн лет), когда в

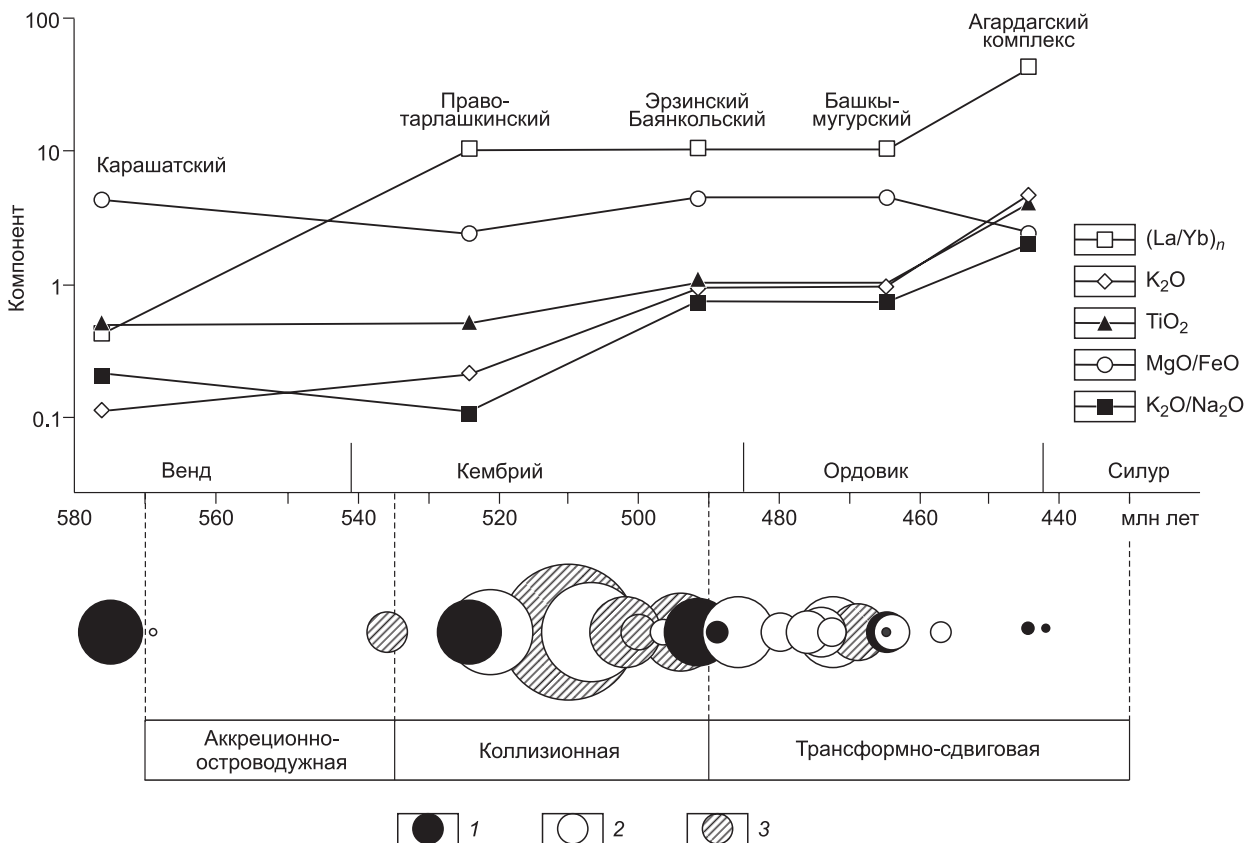


Рис. 13. Корреляция главных особенностей состава базитовых комплексов Западного Сангилене и возраста магматических и метаморфических комплексов.

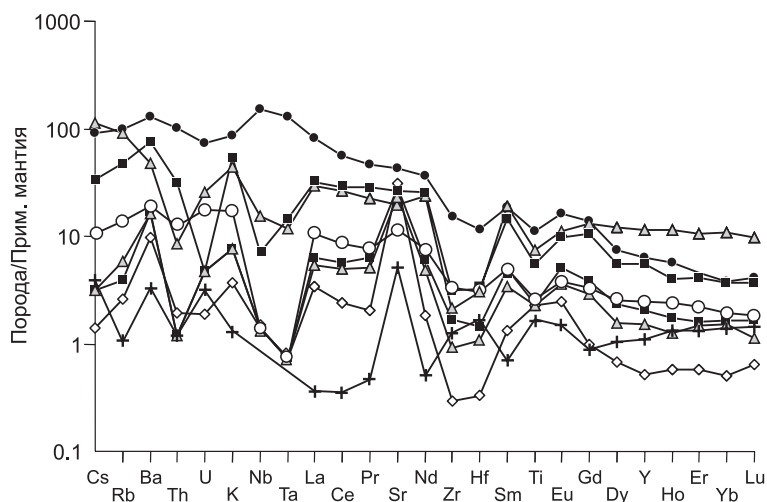
Радиус окружности соответствует погрешности определения. Содержание петрогенных компонентов и отношений даны в мас. %, (La/Yb)_n нормировано на хондрит [Boynston, 1984]. Геодинамические стадии развития Западного Сангилене приведены по данным [Владимиров и др., 2005]. 1 — базальтовые, 2 — гранитоидные массивы; 3 — метаморфические комплексы.

Палеоазиатском океане фиксируется фаза максимального раскрытия [Buslov et al., 2004], океаническая литосфера испытывает аккреционные процессы (570—535 млн лет). Этапу максимального раскрытия палеоокеана отвечает Карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габброноритовый массив, входящий в состав офиолитового пояса (возраст более 570 млн лет). На рубеже 535 млн лет завершается аккрецирование Хамсаринско-Агардагской островной дуги к краю Тувино-Монгольского массива [Хаин и др., 2002; Кузьмичев, 2004]. В последующие периоды происходит обдукция офиолитов [Владимиров и др., 2005] и коллизия террейнов (525—490 млн лет), сопровождающаяся магматизмом и высокоградиентным метаморфизмом. Коллизионный базитовый магматизм этой стадии проявился в становлении низкощелочного Правотарлашкинского (524 ± 9 млн лет) троктолит-анортосит-габбрового массива, а также массивов, характеризующихся более высокой щелочностью, — Баянкольского (489 ± 3 млн лет) и Эрзинского (491.6 ± 9.5 млн лет) габбро-монцодиоритовых интрузивов. Трансформно-сдвиговая стадия завершает развитие коллизионного орогена к 430 млн лет [Владимиров и др., 2005], на этой стадии формировался крупный Башкымутурский габбро-монцодиоритовый интрузив, занимающий секущее положение относительно главных надвиговых структур Сангилене и имеющий более молодой возраст — 465 ± 1.2 млн лет, а также еще более молодые щелочно-базальтоидные дайки агардагского комплекса, для которых доказан позднеордовикский возраст (447—441 млн лет).

По геохимическим критериям для всех проявлений базитового магматизма Западного Сангилене, за исключением щелочно-базальтоидной формации, установлены низкие содержания REE и других некогерентных элементов (рис. 14). Но если для базитового магматизма субдукционно-аккреционной стадии характерны спектры распределения REE с пологими ((La/Yb)_n = 0.24) положительными наклонами, то для базитового магматизма коллизионной и трансформно-сдвиговой стадии спектры распределения REE имеют отрицательные наклоны ((La/Yb)_n = 2—18). При этом содержание REE в породах при переходе от субдукционно-аккреционной стадии к трансформно-сдвиговой последовательно увеличивается (см. рис. 14).

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что для базитов Западного Сангилене, относящихся к субдукционно-аккреционной стадии, типичны почти плоские спектры, с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE, характеризующаясь максимумами по Ti, Zr и Hf, т. е. отсутствует субдукционная компонента. Перидотит-габбровым и габбро-монцодиоритовым ассоциациям, сформировавшимся на коллизионной и трансформно-сдвиговой стадиях, свойственны мультиэлементные спектры, характерные для базитовых комплексов, связанных с зонами субдукции, с типичными минимумами по HFSE и обогащенностью LIL элементами. Отличием габбро-монцодиоритовых массивов от перидотит-габбровых является более высокое содержание щелочей, особенно калия, титана и вообще некогерентных элементов. Для щелочно-базальтоидного магматизма трансформно-сдвиговой стадии установлены самые высокие содержания щелочей и других некогерентных элементов. Мультиэлементные спектры щелочно-базальтоидной формации Западного Сангилене характеризуются обогащенностью LIL элементами, небольшими отрицательными аномалиями по Zr, Hf и Ti, но в то же время их отсутствием для Ta и Nb.

Таким образом, самые ранние проявления базитового магматизма коллизионного орогена на Западном Сангилене представляют собой выплавки из деплетированной мантии и имеют подобное MORB распределение редких элементов. От типичных MORB они отличаются более низкими содержаниями некогерентных элементов. Полученные геохимические особенности позволяют рассматривать их в качестве проявлений базитового магматизма задугового бассейна [Wilson, 1989].



Более поздний базитовый магматизм (перидотит-габбровая и габбро-монцодиоритовая формации) характеризуется надсубдукционными чертами: обогащенность LILE, спектры распределения лантаноидов с отрицательным наклоном, минимумы по HFSE. Особенности редкоэлементного состава

Рис. 14. Геохимические особенности базитовых ассоциаций Западного Сангилене.

Мультиэлементные спектры нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

пород позволяют относить их к типичным образованиям вулканических дуг, однако этот магматизм проявлен в коллизионной обстановке, на коллизионной и трансформно-сдвиговой стадиях [Владимиров и др., 2005]. Источником расплавов служила деплетированная мантия, которая уже испытала воздействие водного флюида, отделяющегося от погружающейся океанической плиты. Кембро-ордовикский базитовый магматизм Западного Сангиленна напрямую с зоной субдукции не связан, но наследует геохимические особенности магматизма вулканических дуг. Nd изотопные данные по Бышкымугурскому массиву ($\epsilon_{Nd}(465) \approx 4.2$) близки к характеристикам Тесхемского сегмента агардаг-тесхемских офиолитов: $\epsilon_{Nd}(570) = 4.1—5.9$ [Pfander et al., 2002], что предполагает формирование базитовых комплексов субдукционно-аккреционной и трансформно-сдвиговой стадий из близкого по Nd изотопным свойствам деплетированного мантийного источника.

Щелочно-базальтоидный магматизм Западного Сангиленна, проявившийся на самых поздних этапах развала коллизионного орогена, обладает типичными для щелочных базальтов геохимическими особенностями [Wilson, 1989]. На мультиэлементных спектрах отмечается обогащение кампитонитов LILE и обеднение U и Th относительно Nb и Ta, содержания которых на спектре распределения образуют положительную аномалию. Такие спектры характерны для щелочных базальтов (базанитов) современных рифтогенных структур Восточной Африки [Wilson, 1989]. В позднем ордовике в конце трансформно-сдвиговой стадии выплавка базитовых расплавов происходила из глубинного источника, более обогащенного некогерентными элементами по сравнению с надсубдукционной мантией, что может быть связано с влиянием мантийного плюма.

Таким образом, геохимические черты базитового магматизма аккреционно-коллизионного тектогенеза определяются особенностями состава той мантии, которая располагается под коллизионным орогеном. При этом возможно и сложное взаимодействие нескольких источников: деплетированного верхнемантийного с более глубинным обогащенным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена эволюция базитового магматизма в процессе развития сложного покровно-складчатого сооружения Западного Сангиленна, образовавшегося в ходе кембро-ордовикского коллизионного тектогенеза. Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Базитовый магматизм Западного Сангиленна проявился в широком временном диапазоне: на вендском этапе образуются массивы перидотит-пироксенит-габбровой формации, входящие в состав офиолитов, на кембрийском этапе — перидотит-габбровой формации, завершается базитовый магматизм проявлением в ордовике габбро-монцодиоритовой и щелочно-базальтоидной формаций.

2. Ранне- и среднеордовикские, не отличающиеся по минералого-геохимическому составу, массивы габбро-монцодиоритовой формации Западного Сангиленна (Баянкольский и Эрзинский — 490 млн лет и Башкымугурский — 465 млн лет) по своим геохимическим характеристикам близки к массивам перидотит-габбровой формации (Правотарлашкинский — 524 млн лет), но им свойственны более высокие содержания некогерентных элементов.

3. Анализ полученных геохимических данных позволил обосновать различные мантийные источники родоначальных расплавов для базитовых ассоциаций Западного Сангиленна. Обогащение щелочами, титаном и несовместимыми элементами исходных магм базитов трансформно-сдвиговой стадии свидетельствует о смене типа мантийного источника — с деплетированного надсубдукционного на более глубинный обогащенный.

4. Геохимические черты базитового магматизма аккреционно-коллизионного тектогенеза определяются особенностями состава той мантии, которая располагается под коллизионным орогеном. При этом возможно сложное взаимодействие нескольких источников: деплетированного верхнемантийного с более глубинным обогащенным.

Работа выполнена в рамках реализации проектов Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ) и программы фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке РФФИ (гранты 15-05-05615, 16-05-01011, 16-05-00980, 17-05-00848, 17-05-00825), а также при поддержке IGCP-592 (МГСН и ЮНЕСКО).

ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7-8), с. 8—28.
- Велинский В.В., Варганова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика, 1978 (8), с. 133—136.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Владимиров В.Г., Владимир А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Волохов И.М., Иванов И.М., Оболенская Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон — еще одно проявление габбро-пироксенит-дуניתового формационного типа в Туве // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 61—87.

Гибшер А.С., Владимир А.Г., Владимир В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // ДАН, 2000, т. 370, № 4, с. 489—492.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П. Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // ДАН, 2010, т. 433, № 3, с. 369—373.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (8), с. 998—1013.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Литасов Ю.Д., Бажан И.С., Похиленко Н.П. Особенности диффузии элементов в перидотите на контакте с пироксен-флогопитовой жилой (на примере ксенолита из камптонита нагорья Сангилен) // ДАН, 2012б, т. 447, № 6, с. 653—657.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П. Многостадийное метасоматическое обогащение литосферной мантии нагорья Сангилен (на примере контактовых ксенолитов из камптонитовых даек) // ДАН, 2014, т. 454, № 6, с. 701—705.

Гоникберг В.Е. Геологическое строение и тектоническая природа раннекаледонской окраины Сангиленского массива Тувы: Автореф. дис.... к.г.- м.н., М., 1995, 28 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Изох А.Э., Владимир А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 19—75.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 265 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы — свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизийных процессах // ДАН, 2001а, т. 379, № 5, с. 511—514.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Эволюция базитового магматизма кембро-ордовикского коллизийного этапа Алтае-Саянской складчатой области (на примере Западного Сангилен) // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Тезисы докладов конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001б, с. 24—26.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты $U-Pb$ геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 631—643.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.

Кузнецов Ю.А. Избранные труды. Т. 2. Главные типы магматических формаций. Новосибирск, Наука, 1989, 394 с.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 191 с.

Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1439—1458.

Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис... к.г.-м.н. М., 2001, 26 с.

Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // *Геохимия*, 1997, № 3, с. 343—347.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов: термобарогеохимические исследования. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.

Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // *ДАН*, 1999, т. 368, № 3, с. 388-391.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*, 1995, № 3, с. 3—22.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // *ДАН*, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

Хаин Е.В., Бибилова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А., Ремизов Д.Н. Древнейшие офиолиты и островодужные комплексы Урало-Монгольского пояса и проблема ранних стадий развития Уральской окраины Палеоазиатского океана // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М., Связь-Принт*, 2002, с. 110—112.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson, New York, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, № 5, p. 655—671.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Miner. Petrol.*, 2006, v. 88, p. 419—441.

Gill R. *Igneous rocks and processes : a practical guide.* Chichester, Wiley-Blackwell, 2010, 472 p.

Kerrick R., Wyman D.A. Review of development in trace-element fingerprinting of geodynamic setting and their implication for mineral exploration // *Australian J. Earth Sci.*, 1997, v. 44, p. 465—487.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, № 5, p. 605—627.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolian Massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, № 1-4, p. 109—126.

Leake B.E., Wooley A.R., Alps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird K., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Can. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 9, p. 1399—1424.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes (International Mineralogical Association) // *Amer. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 1123—1133.

Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation // *Geotectonics*, 1993, v. 6, p. 3—33.

Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Yan H. Geodynamics map of northeast Asia. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3024, 2003.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements geochemistry of associated igneous host rocks // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1973, v. 19, p. 290—300.

Pfander J.A., Klaus P.J., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

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

Tran Trong Hoa, Polyakov G.V., Tran Trong Anh, Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung. *Intraplate Magmatism and Metallogeny of North Vietnam*. Springer, 2016, 372 p.

Wilson M. *Igneous petrogenesis: A global approach*. London, Unwin Hyman Dostal, 1989, 466 p.

*Рекомендована к печати 2 августа 2017 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 5 июля 2016 г.,
после доработки — 23 мая 2017 г.*