

ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.4:590.93

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
ОСТРОВОДУЖНЫХ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ
(Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия)**

**И.В. Гордиенко, В.П. Ковач*, Д.В. Гороховский, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*,
С.З. Яковлева*, Н.Ю. Загорная*, А.М. Федосеев*, Ю.В. Плоткина***

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

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

Впервые приведены данные об U-Pb изотопном возрасте островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны каледонид. Установлено близкое по времени формирование габброидов (506 ± 1 млн лет) и гранитоидов (504 ± 2 млн лет) на завершающей стадии развития энсиматической островной дуги. Низкие изотопные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7031—0,7033), высокие положительные величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (от 6,7 до 7,6) и расположение проанализированных проб на одной изохроне свидетельствуют о единой дифференцированной серии магматических пород габбро-диорит-тоналитового состава, формирование которой связывается с плавлением первичного деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе долгоживущего корового компонента.

Палеоазиатский океан, островная дуга, габброиды, гранитоиды, изотопный возраст, Джидинская зона каледонид, Забайкалье, Северная Монголия.

**COMPOSITION, U-Pb AGE, AND GEODYNAMIC SETTING OF ISLAND-ARC GABBROIDS
AND GRANITOIDS OF THE DZHIDA ZONE
(southwestern Transbaikalia, northern Mongolia)**

**I.V. Gordienko, V.P. Kovach, D.V. Gorokhovskiy, E.B. Sal'nikova, A.B. Kotov,
S.Z. Yakovleva, N.Yu. Zagornaya, A.M. Fedoseenko, and Yu.V. Plotkina**

First data on the U-Pb age of island-arc gabbroids and granitoids of the Dzhida Caledonide zone are presented. It has been established that these rocks formed at nearly the same time (506 ± 1 Ma, gabbroids, and 504 ± 2 Ma, granitoids) at the final stage of the evolution of ensimatic island arc. The low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7031–0.7033) and high positive $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (+6.7...+7.6) values and localization of sample points at the same isochron evidence that the studied igneous rocks belong to the same differentiated gabbro-diorite-tonalite series, which resulted from the melting of a primary depleted mantle source with the subordinate role of a long-lived crustal component.

Paleoasian ocean, island arc, gabbroids, granitoids, isotope age, Dzhida Caledonide zone, Transbaikalia, northern Mongolia

Согласно данным, полученным в последние годы, Джидинская зона каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) представляет собой сложнопостроенный коллизийный ороген, геологическая структура которого определяется дислокациями позднепалеозойского этапа со значительной сдвиговой составляющей. Широко распространенный в Джидинской зоне островодужный магматизм представлен вулканическими породами энсиматической островной дуги и крупного симаунта (гайота), а также габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциацией пород повышенной основности, завершающей формирование Джидинской островодужной системы на окраине Палеоазиатского океана [1, 2].

Формирование вулканической постройки Джидинского симаунта (гайота) происходило в венде—нижнем палеозое на коре океанического типа (базит-гипербазиты Хасуртинского, Дархинтуйского и др. массивов), на значительном удалении от островной дуги [3]. Структурно-вещественные комплексы гайота представляют собой системы тектонических чешуй и покровов с интенсивным внутренним структурным расслоением. Нижний комплекс представлен подушечными лавами низкотитанистых толеитовых базальтов, средний — толщей субщелочных высокотитанистых вулканитов основного и среднего составов

с телами известняков и силицитов, а верхний — карбонатной толщей (карбонатная платформа) с участием субщелочных вулканокластических пород.

Начальный этап развития энзиматической островной дуги фиксируется венд-кембрийскими породными ассоциациями: базит-гипербазитов (Бугуриктайский и др. массивы), расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов, примитивных толеитов с участием бонинитов и андезитобазальтов известково-щелочной серии. Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний среднего и кислого составов (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные вулканические постройки. Переход островной дуги от юной к зрелой стадии развития связывается с началом массовых излияний и эксплозий вулканитов среднего состава. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых тефротурбидитов андезибазальтового состава. В это же время образовались многочисленные интрузивные тела габбро, диоритов и плагиогранитов (джидинский комплекс).

Изучением пород джидинского интрузивного комплекса занимались многие исследователи (П.И. Налетов, Е.Н. Смолянский, Л.М. Афанасьев, И.В. Гордиенко, В.Д. Баянов и др.). Однако наибольший вклад в изучение джидинских гранитоидов был внесен А.Н. Дистановой [4], которая выделила в их составе три комплекса: габбро-норитовый, тоналит-диоритовый и тоналит-плагиогранитовый. По результатам исследований [5] было установлено, что первые два комплекса взаимосвязаны, имеют позднекембрийский возраст и островодужную природу. Плутоны тоналит-плагиогранитового комплекса (Дархинтуйский, Хулдатский, Барунгольский массивы) повышенной основности близки по составу к островодужным, однако сформировались они в ордовике на раннеколлизиионном этапе развития региона.

Для уточнения возраста и состава островодужных габброидов и гранитоидов джидинского комплекса нами были выполнены геохронологические, геохимические и изотопные исследования габброидов (габбро, габбро-нориты) Холтосонского массива, а также диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов Модонкульского массива (рис. 1).

Габброиды Холтосонского массива образуют разрозненные ксенолиты в поле развития диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов Модонкульского массива, общей площадью около 4 км². Эти ксенолиты сложены в основном средне- и крупнозернистыми мезократовыми трахитоидными габбро и габбро-норитами. Участками в них отмечается полосчатость, обусловленная чередованием прослоев пород различной окраски и зернистости. Габбро и габбро-нориты близки к эвкритовым разностям и состоят из незонального основного (№ 85-95) плагиоклаза, авгита и гиперстена. В небольших количествах встречаются оливин, коричневая роговая обманка и ильменит, в некоторых ксенолитах отмечены анортозиты — слабветвящиеся жилы и прожилки (до 30 см мощности) серых мелкозернистых пород. Границы габбровых тел с диоритами обычно расплывчаты с постепенными переходами к диоритизированному габбро. По петро- и геохимическому составу (табл. 1) габброиды относятся к толеитовому ряду. Они высокожелезистые ($Fe_2O_3 + FeO$ колеблется от 10 до 11 мас.%), высокомагнезиальные (MgO около 10 мас.%), низкотитанистые (TiO_2 в пределах 1 мас.%) и обогащены Ba, Sr, Rb, Zr по сравнению с более кислыми разностями пород. По содержанию РЗЭ габброиды обогащены легкими лантаноидами, имеют слабо выраженный европиевый минимум и по распределению РЗЭ близки к своим современным островодужным аналогам — кварцевым диоритам (рис. 2).

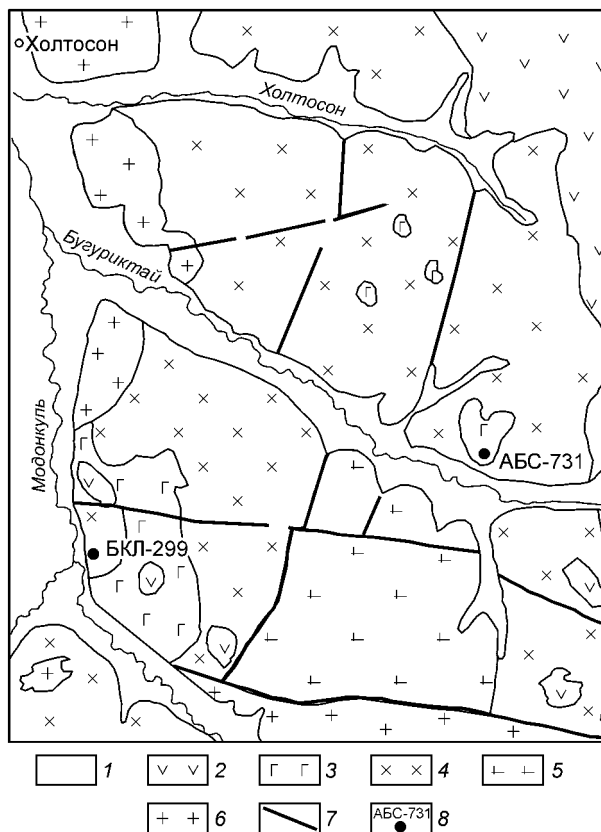


Рис. 1. Схема геологического строения бассейнов рек Модонкуль, Бугуриктай, Холтосон (Джидинская зона, Юго-Западное Забайкалье).

1 — четвертичные отложения; 2 — островодужная андезит-базальтовая толща V—Є₁; 3—6 — джидинский интрузивный комплекс —Є₂₋₃; 3 — габброиды Холтосонского массива; 4 — диориты, кварцевые диориты и тоналиты (5) Модонкульского массива, 6 — средне- и позднепалеозойские гранитоиды без расчленения; 7 — разломы; 8 — места отбора проб на абсолютный возраст и их номера.

Таблица 1. Содержания главных (мас.%) и редких (мкг/г) элементов в габброидах и гранитоидах джидинского комплекса

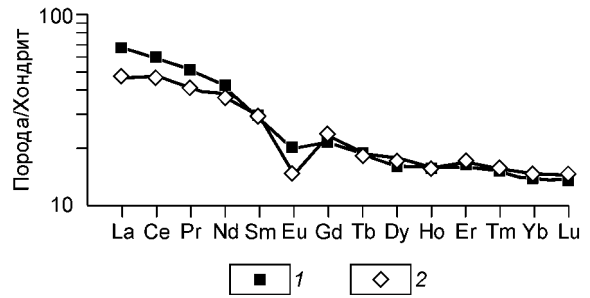
Компонент	Габбро				Диориты		Кварцевые диориты		
	775/6	732	776	АВС-731	709	740	758	729	БКЛ-299
SiO ₂	47,10	49,5	51,40	52,13	56,30	57,20	59,0	59,10	59,88
TiO ₂	1,43	0,62	1,11	0,66	0,60	0,80	0,55	0,53	0,99
Al ₂ O ₃	12,50	16,0	18,70	10,80	16,0	15,50	18,40	16,90	16,52
Fe ₂ O ₃	3,79	3,93	4,62	2,12	3,65	2,02	1,20	2,96	2,86
FeO	7,26	5,95	5,00	8,25	4,50	4,16	5,23	4,34	4,41
MnO	0,19	0,17	0,17	0,43	0,16	0,13	0,12	0,14	0,14
MgO	11,70	8,14	4,35	10,18	4,11	4,28	4,13	2,86	2,82
CaO	10,67	9,92	7,92	8,40	6,89	6,18	1,54	6,36	6,35
Na ₂ O	2,47	1,99	4,36	1,98	4,36	3,75	3,97	3,36	4,17
K ₂ O	0,38	0,40	0,62	1,72	1,02	1,26	1,37	0,36	1,64
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,29	0,15	0,24	0,16	0,10	0,10	0,22
П.п.п.	2,56	3,29	2,45	3,06	3,62	2,65	2,56	3,05	2,85
Сумма	99,93	99,99	100,13	100,14	100,34	100,17	100,27	99,84	100,10
Ba	200	300	440	405	260	290	400	450	771
Rb	3,00	2,00	2,00	66,8	13,0	6,00	36,0	9,00	42,2
Sr	450	730	860	290	440	660	200	260	508
Nb	1,0	1,0	2,0	2,9	2,0	1,0	1,0	2,0	6,0
Zr	60	70	69	33	64	54	60	56	31
Y	37	23	24	25	23	18	12	14	25
Cr	710	60	26	280	36	34	50	32	28
Ni	290	49	75	92	45	110	50	75	24
Co	57	92	50	45	25	50	50	73	22
V	270	36	240	188	190	170	140	190	130
La	6,6	—	18,0	11,15	—	14,0	—	15,0	15,6
Ce	19,0	—	38,0	29,27	—	27,0	—	28,0	36,3
Pr	—	—	—	3,97	—	2,3	—	—	4,81
Nd	18,0	—	21,0	17,60	—	12,0	—	15,0	19,5
Sm	8,1	—	6,3	4,47	—	2,8	—	2,6	4,49
Eu	2,0	—	2,1	0,84	—	0,84	—	0,93	1,16
Gd	6,8	—	5,9	4,81	—	5,9	—	2,6	4,36
Tb	1,0	—	—	0,72	—	—	—	—	0,70
Dy	6,9	—	5,3	4,53	—	5,7	—	2,0	4,07
Ho	1,4	—	1,0	0,91	—	0,46	—	0,45	0,87
Er	4,1	—	3,0	2,68	—	1,6	—	1,5	2,63
Tm	—	—	—	0,40	—	—	—	—	0,38
Yb	4,8	—	3,0	2,50	—	1,2	—	2,0	2,36
Lu	0,50	—	0,30	0,37	—	0,22	—	0,26	0,34

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ФХМА ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитики Б.Ж. Жалсараев, В.А. Иванова, Э.М. Татьянакина, Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова) методами ССН (петрогенные оксиды), XRF (Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Y), AES (Cr, Ni, Co, V) и INAA (РЗЭ). По пробам АВС-731, БКЛ-299 РЗЭ определены мет одом ICP MS в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск (аналитик Г.П. Сандимирова).

Цирконы для геохронологических исследований были выделены из пробы пироксен-роговообманкового габбро (АВС-731) (см. рис. 1). Они представлены двумя морфологическими типами. К первому типу отнесены субидiomорфные, редко идиоморфные зерна, чаще их обломки, коричневого цвета, короткопризматического облика цирконового габитуса. Для внутреннего строения характерна тонкая магматическая зональность (рис. 3). В единичных кристаллах наблюдаются метамиктные ядра неправильной формы и небольшие тонкозональные оторочки с высоким двупреломлением. Ко второму типу отнесены обломки зерен с фрагментами граней розового цвета, прозрачные и полупрозрачные. Цирконы этого типа характеризуются магматической зональностью и секториальностью (см. рис. 3). Двупреломление зерен высокое, наблюдаются редкие минеральные и пылевидные включения по трещинам.

Рис. 2. Распределение РЗЭ в габброидах и гранитоидах джидинского комплекса.

1 — диориты, кварцевые диориты; 2 — габбро, габбро-нориты.



Были исследованы навески цирконов первого и второго типов из размерных фракций 150 и 85—100 мкм соответственно, а также навеска цирконов второго типа из фракции 150 мкм, которая была подвергнута аэроабразивной обработке (табл. 2). Конкордантный возраст по всем трем анализировавшимся точкам составляет 506 ± 1 млн лет, СКВО = 1,1 (рис. 4), что соответствует середине кембрия как российской [6], так и международной шкал [7]. Учитывая магматическое происхождение циркона, можно полагать, что полученная оценка возраста соответствует времени кристаллизации габброидов Холтосонского массива.

Гранитоиды Модонкульского массива распространены в Джидинской зоне на значительной площади (около 200 км²). Пространственно они тяготеют к островодужным вулканитам риолит-андезитового состава. Слагающие массив породы имеют гнейсовидную текстуру и такситовое сложение, часто содержат ксенолиты габброидов и базальтоидов. По составу гранитоиды соответствуют диоритам, кварцевым диоритам и тоналитам (см. табл. 1), выходы которых незакономерно чередуются между собой по всей площади массива. В целом установлено более раннее формирование диоритов и кварцевых диоритов и более позднее — тоналитов. Основной структурный каркас диоритов составляют субпараллельно

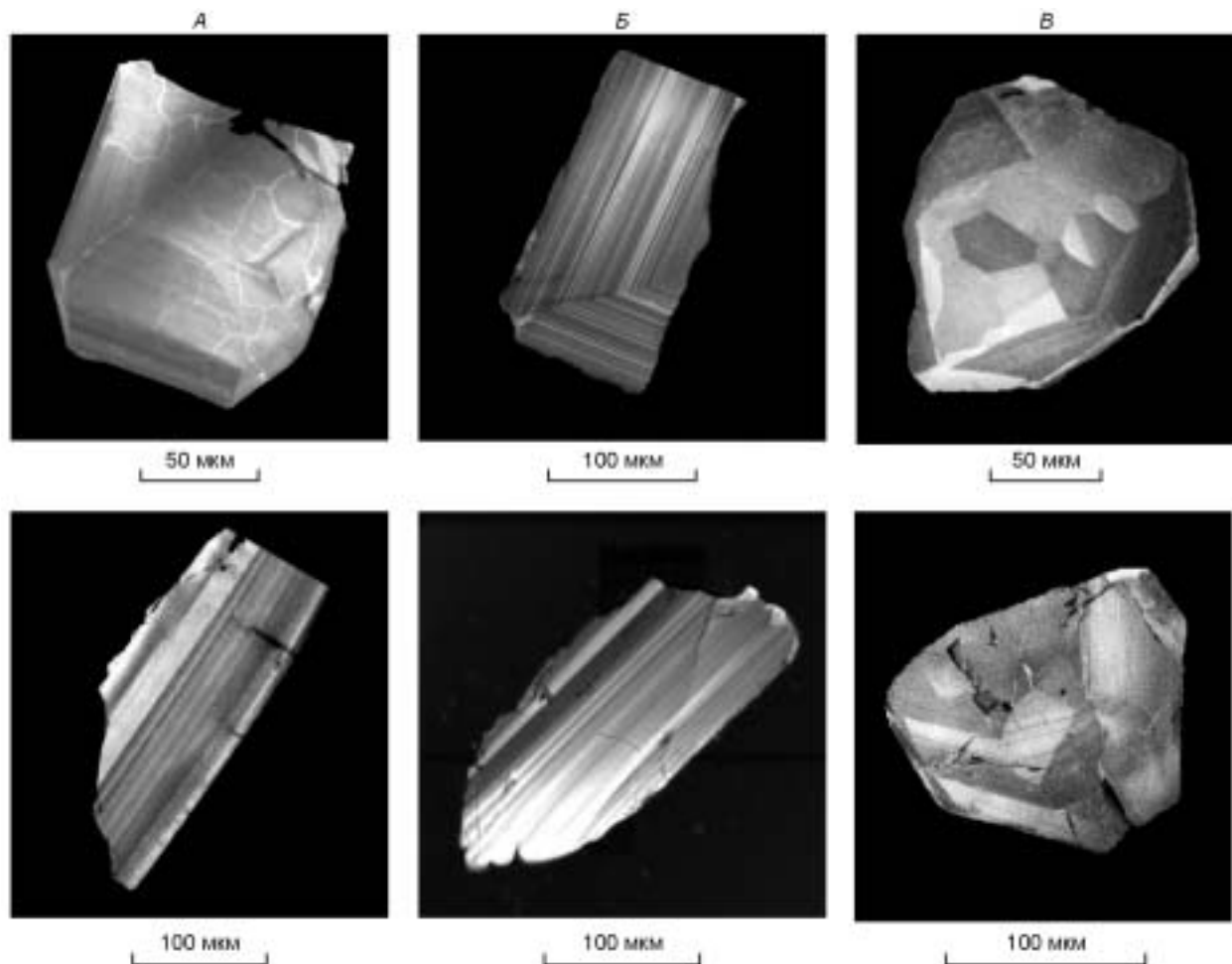


Рис. 3. Микрофотографии цирконов из габбро (пр. АБС-731), выполненные с помощью катодолуминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе CamScan (ускоряющее напряжение 15 кВ).

А, Б — цирконы первого типа, В — второго типа.

Таблица 2.

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из габбро и кварцевых диоритов джидинского комплекса

№ п/п	Фракция, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	Изотопные отношения, скорректированные на бланк и общий Pb**				Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
<i>Габбро, пр. АБС-731</i>													
1	85-100	1,43	18,6	211	2699	0,05746±3	0,1778±1	0,6460±9	0,08153±10	0,91	505,3±0,6	506,0±0,7	509,4±1,2
2	>150	0,67	55,0	652	8966	0,05745±2	0,1401±1	0,6458±8	0,08152±10	0,94	505,2±0,6	505,9±0,7	509,0±0,9
3	>150, А30	0,42	31,6	354	2342	0,05746±5	0,1915±1	0,6493±10	0,08196±10	0,82	507,8±0,6	508,0±0,8	509,1±1,9
<i>Кварцевый диорит, пр. БКЛ-299</i>													
4	60-85	0,87	16,07	200	2440	0,05723±7	0,1238±1	0,6153±11	0,07799±10	0,75	484,1±0,6	486,9±0,8	500,2±2,5
5	85-100	0,73	13,80	164	1063	0,05720±8	0,1249±1	0,6263±11	0,07941±7	0,66	492,6±0,6	493,8±1,0	499,3±3,3
6	>150	1,58	13,41	158	2563	0,05740±4	0,1350±1	0,6431±9	0,08126±10	0,87	503,6±0,6	504,2±0,7	507,1±1,5

Примечание. А 30 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Геохронологические исследования цирконов проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГД РАН), Санкт-Петербург. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [9]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb составила 0,5 %. Холостое загрязнение не превышало 0,1 нг Pb и 0,005 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программе PbDAT [10]. Расчет линий регрессии и конкордантных возрастов выполнен в программе ISOPLOT/Ex. Version 2.06 [11] с учетом погрешностей общепринятых значений констант распада урана [12]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

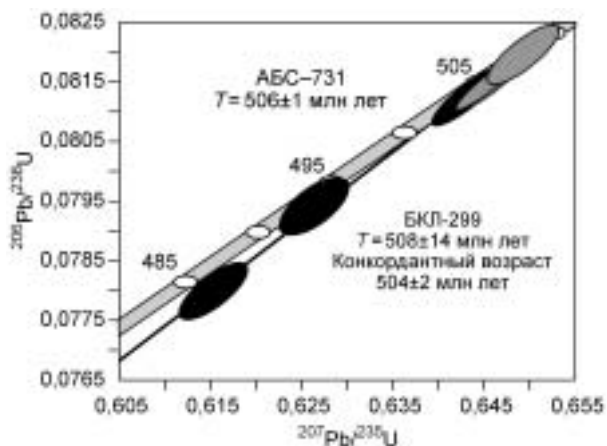
* Измеренные отношения.

** Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

ориентированные зерна зонального плагиоклаза олигоклаз-андезитового ряда (50—70 %), между которыми находятся агрегаты роговой обманки, ксеноморфные зерна кварца, иногда бурого биотита. В кварцевых диоритах увеличивается количество кварца от 4 до 15 %. Более однородные тоналиты характеризуются тем же набором породообразующих минералов, что и кварцевые диориты, но с разными их количественными соотношениями.

Петро- и геохимический состав (см.табл. 1) островодужных гранитоидов (диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов) близок к их более основным разностям — габброидам. Однако отличается более высоким содержанием Al_2O_3 , K_2O , Ba и Rb. На диаграмме распределения РЗЭ (см. рис. 2) видно, что кварцевые диориты обогащены легкими редкоземельными элементами и имеют, так же как и габбро, слабовыраженный европиевый минимум. По содержанию Nb, Zr, Y гранитоиды сопоставимы с габброидами и по характеру распределения этих элементов близки к островодужным образованиям.

Для геохронологических исследований были выделены цирконы из пробы кварцевых диоритов Модонкульского массива (пр. БКЛ-299) (см. рис. 1). Цирконы представлены двумя морфологическими типами. К первому типу относятся зерна неправильной формы с единичными фрагментами граней пирамид. Кристаллы полупрозрачные, бледно-розового цвета, трещиноватые. По трещинам развиты минеральные и пылевидные включения. В центральных частях зерен присутствуют ядра неправильной



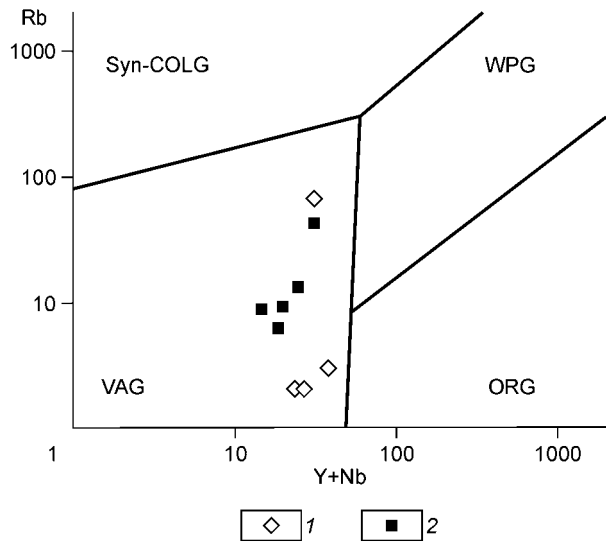
формы без четких ограничений. Ко второму типу отнесены обломки субидiomорфных зерен и редкие идиоморфные кристаллы цирконового габитуса, прозрачные, коричневого цвета, однородные, незональные, с твердыми рудными и минеральными включениями.

Были проанализированы три навески цирконов второго типа из размерных фракций 60—80, 85—100 и 150 мкм. Дискордия, построенная для всех точек, имеет верхнее пересечение с конкордией в точке 508 ± 14 млн лет и нижнее — 205 ± 240 млн лет (СКВО =

Рис. 4. U-Pb изотопный возраст габбро (пр. АБС-731) и кварцевого диорита (пр. БКЛ-299) джидинского комплекса (Юго-Западное Забайкалье).

Рис. 5. Дискриминантная диаграмма Дж. Пирса и др. в координатах Rb—(Y + Nb).

1 — габброиды; 2 — кварцевые диориты, диориты, тоналиты. VAG — граниты вулканических дуг; ORG — гранитоиды океанических хребтов; WPG — внутриплитные граниты; Syn-COLG — синколлизонные граниты.



= 0,52) (см. рис. 4). Цирконы из фракции 150 мкм являются конкордантными с возрастом 504 ± 2 млн лет (СКВО = 0,70). Полученные значения возраста совпадают в пределах ошибки. Учитывая магматический генезис циркона, в качестве наиболее достоверной оценки времени кристаллизации кварцевых диоритов Модонкульского массива принимаем возраст 504 ± 2 млн лет. Этот возраст в пределах ошибки совпадает с возрастом габбро Холтосонского массива (506 ± 1 млн лет), что свидетельствует о близком по времени формировании островодужных габброидов и гранитоидов джидинского комплекса.

Совокупность геологических, петро- и геохимических данных позволяет отнести гранитоиды к надсубдукционному I-типу, формирующемуся в условиях островных дуг. На дискриминантной диаграмме Дж. Пирса и др. в координатах Rb—(Y + Nb) все точки изученных гранитоидов попадают в область островодужных гранитов (рис. 5).

Изученные габброиды и гранитоиды джидинского комплекса характеризуются низкими величинами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в интервале 0,7031—0,7038, высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от 6,4 до 7,6 и значениями $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0,80—0,74$ млрд лет (табл. 3). Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании габброидов и гранитоидов джидинского комплекса при плавлении деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе долгоживущего корового материала. По своим изотопным характеристикам породы джидинского комплекса сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [8].

Анализируя геодинамическую природу изученных магматических пород джидинского комплекса, можно сделать вывод о том, что полученные геохронологические данные о среднекембрийском возрасте габброидов и гранитоидов джидинского комплекса не противоречат результатам геологических наблюдений. Верхняя возрастная граница формирования островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны составляет около 506—504 млн лет, что соответствует зрелой стадии развития островной дуги. Геохимические и изотопные данные позволяют выделить дифференцированную магматическую

Таблица 3. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для габбро и кварцевых диоритов джидинского комплекса

Образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
	мкг/г							мкг/г					
БКЛ-299	4,10	17,85	0,1392	$0,512791 \pm 10$	3,0	6,7	737	38,0	517	0,2099	$0,705290 \pm 13$	0,70378	-1,9
АБС-731	0,50	2,05	0,1476	$0,512802 \pm 4$	3,2	6,4	805	5,57	28,0	0,5580	$0,707151 \pm 11$	0,70314	-11,0
АБС-729	1,83	6,54	0,1688	$0,512935 \pm 5$	5,8	7,6	—	8,89	255	0,0993	$0,704023 \pm 13$	0,70331	-8,6

Примечание. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования выполнены в ИГД РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило $0,511839 \pm 7$ ($n = 13$). Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$. Уровень холостого опыта за время исследований составлял (нг): 0,03—0,2 для Sm, 0,1—0,5 для Nd, 0,01—0,05 для Rb и 0,3—0,7 для Sr. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb, Sr составила $\pm 0,5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0,5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0,005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $0,5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $0,05\%$ (2σ). При расчете величин ϵ_{Nd} и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [14] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$) и DM, по [15] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ рассчитаны на возраст 506 млн лет.

серию пород габбро-диорит-тоналитового состава, формирование которой, по-видимому, было связано с плавлением пород субдуцирующей океанической плиты (базальты и осадки) и надсубдукционного мантйного клина.

Работы проводились при поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований РАН и СО РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, а также грантов РФФИ (проекты № 02-05-65328, 02-05-65093, 02-05-39019, 05-05-64035).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гордиенко И.В., Филимонов А.В.** Магматизм, метаморфизм и деформация литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана: результаты исследований в Джидинской зоне палеозойид Центрально-Азиатского складчатого пояса, нерешенные проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований (20—23 октября 2003, ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2003, с. 60—65.
2. **Гордиенко И.В.** Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1294—1304.
3. **Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508—513.
4. **Дистанова А.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1975, с. 49—123.
5. **Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.
6. **Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Корень Т.Н. и др.** Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 105 с.
7. **Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.** A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, 2004, v. 27, № 2, p. 83—100.
8. **Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al.** 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, p. 605—627.
9. **Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 485—494.
10. **Ludwig K.R.** PbDat for MS-DOS, version 1.21 / U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991, 35 p.
11. **Ludwig K.R.** ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ., 1999, № 1a, 49 p.
12. **Steiger R.H., Jager E.** Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 36, № 2, p. 359—362.
13. **Stacey J.S., Kramers I.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.
14. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.
15. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

Рекомендована к печати 30 августа 2005 г.
Г.В. Поляковым

Поступила в редакцию
15 апреля 2005 г.