

**ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПИКРИТОВОГО И ПИКРОДОЛЕРИТОВОГО
МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

А.Э. Изох^{1,2}, А.В. Вишнеvский^{1,2}, Г.В. Поляков¹, Р.А. Шелепаев^{1,2}

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

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

Приведены ³⁹Ar–⁴⁰Ar и U–Pb (SHRIMP по цирконам) геохронологические данные по малым интрузивам пикродолеритов Западной Монголии. Показано, что пикродолеритовый магматизм Западной Монголии проявился на различных возрастных уровнях и в разных геодинамических обстановках: аккреционно-коллизийной E_{1-2} , ~510 млн лет (Урэгнурская ассоциация и Хайрханский массив), внутриплитной D_1 , 410—390 млн лет (хр. Цаган-Шибету и массив Морьт-Ула), внутриплитной D_3 – C_1 , 345—360 млн лет (массивы Алтан-Гадас и Тавтын-Хундийн, Ху-Цан-Булак), островодужной C_2 , 315—335 млн лет (массивы Дзахой, Ярын-Хад, Джавхлант) и внутриплитной P_1 , ~270 млн лет (массив Дзара-Ула).

Петрохимические, минералогические и геохимические данные позволяют выявить среди пикродолеритового магматизма Западной Монголии производные пикробазальтовых (12—14 мас.% MgO) (Урэгнурская ассоциация, хр. Цаган-Шибету, Джавхлант и Ярын-Хад) и мелабазальтовых расплавов (7—10 мас.% MgO) (Морьт-Ула, Алтан-Гадас, Дзахой и Дзара-Ула). Формирование пикритов в этих ассоциациях обусловлено фракционированием раннего оливина.

К базитовому магматизму девонской крупной изверженной провинции (LIP) в Северо-Монгольском мегаблоке можно относить раннедевонские пикриты и пикродолериты хр. Цаган-Шибету и оливинные долериты массива Морьт-Ула. С Тянь-Шаньской LIP связаны позднедевонско-раннекарбоновые пикродолеритовые массивы Барун-Хурайской зоны (Алтан-Гадас) и Монгольского Алтая (Тавтын-Хундийн). С Таримской LIP можно увязывать бимодальный вулканизм южного обрамления Хангая (Дзара-Ула), восточной части хр. Хан-Хухей (Дзагдай-Нур и Хара-Тэг) и Аргалантинского прогиба (массивы Тэгшиингольский, Мухур-Шургах и Дэд-Шургах), где они входят в состав раннепермской вулканоплутонической ассоциации. Карбоновые пикродолеритовые массивы в Южно-Монгольском мегаблоке и Заалтайской Гоби формировались в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин (Дзахой, Ярын-Хад и Джавхлант).

Пикриты, пикродолериты, геохронология, крупные изверженные провинции, Западная Монголия.

AGE OF PICRITE AND PICRODOLERITE MAGMATISM IN WESTERN MONGOLIA

A.E. Izokh, A.V. Vishnevskii, G.V. Polyakov, and R.A. Shelepaev

The paper presents ³⁹Ar–⁴⁰Ar and U–Pb (SHRIMP zircon method) geochronological data on minor picrodolerite intrusions from western Mongolia. Picrodolerite magmatism in western Mongolia took place within different age intervals and in different geodynamic settings: accretionary–collisional E_{1-2} , ~510 Ma (Üreg Nuur association, Hayrhan massif), intraplate D_1 , 410–390 Ma (Tsagaan Shuvuut Range, Mor't Uula massif), intraplate D_3 – C_1 , 345–360 Ma (Altan Gadas, Tavtyn Hundiyn, and Hu Tsan Bulak massifs), island-arc C_2 , 315–335 Ma (Dzahuy, Yaryn Had, and Javhlant massifs), and intraplate P_1 , ~270 Ma (Dzaraa Uula massif).

Petrographic, mineralogical, and geochemical data permit distinguishing derivatives of picrobasaltic (12–14 wt.% MgO) (Üreg Nuur association, Tsagaan Shuvuut Ridge, Javhlant and Yaryn Had massifs) and melabasaltic melts (7–10 wt.% MgO) (Mor't Uula, Altan Gadas, Dzahuy, and Dzaraa Uula) among picrodolerite magmatism in western Mongolia. Picritoids in these associations resulted from early olivine fractionation.

The Early Devonian picrites and picrodolerites of the Tsagaan Shuvuut Range and the olivine dolerites of the Mor't Uula massif can be assigned mafic magmatism in the Devonian large igneous province (LIP) (North Mongolian megablock). Late Devonian–Early Carboniferous picrodolerite intrusions in the Barun Hurray zone (Altan Gadas) and Mongolian Altay (Tavtyn Hundiyn) are related to the Tien Shan LIP. Bimodal volcanism on the southern margin of the Hangay Mts. (Dzaraa Uula), in the eastern segment of the Hanhuhiy Range (Dzagday Nuur, Hara Teg), and in the Argalantu trough (Tegshiyin Gol, Muhur Shurgah, and Deed Shurgah massifs) might be related to the Tarim LIP, where they are part of an Early Permian volcanoplutonic association. Carboniferous picrodolerite massifs in the South Mongolian megablock and the Trans-Altai Gobi formed in subduction-related settings (Dzahuy, Yaryn Had, Javhlant).

Picrites, picrodolerites, geochronology, large igneous provinces, western Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Из обобщения материалов по крупным изверженным провинциям (LIP) следует, что индикаторными формациями их рубежей служат платиноносные и медно-никеленозные ассоциации, являющиеся производными мантийных пикритовых магм. Такие расплавы образуются, как правило, на прогрессивном этапе развития LIP и фиксируются в их центральных частях [Abbott, Isley, 2002; Ernst et al., 2005; Борисенко и др., 2006; Соболев и др., 2009; Добрецов и др., 2010]. Для Сибирской LIP это выражается в формировании вулканических пикритов и пикродолеритовых интрузивов, продуктивных в отношении Cu-Ni-ЭПГ оруденения (Норильский район), а также меймечитов Маймеча-Котуйской провинции [Соболев и др., 2009; Добрецов и др., 2010]. Разнообразный по составу пикритовый магматизм особенно характерен для центральных частей Эмейшаньской LIP в Южном Китае и Северном Вьетнаме [Chung, Jahn, 1995; Изох и др., 2005]. Таким образом, пикритовый магматизм может служить индикатором не только возрастных рубежей LIP, но и их центров. Кроме того, надо иметь в виду, что пикритовый магматизм проявляется не только в связи с плюмовым магматизмом LIP, но и в других геодинамических обстановках. Так, в ряде районов мира известны пикриты, приуроченные к субдукционным обстановкам. Это, в частности, пикритовые и пикробазальтовые потоки Соломоновых островов [Ramsay et al., 1984; Schuth et al., 2004; Rohrbach et al., 2005]. Вулканические и вулканоплутонические островодужные комплексы, содержащие пикриты, описаны на Камчатке [Марковский, Ротман, 1981; Kamenetsky, 1995], в Японии в краевой области Идзу-Бонинской островной дуги [Yamamoto, 1988], на о. Амбаи (островная дуга Вануату, Фиджи) [Eggs, 1993; Peate et al., 1997], на о. Окмок (Алеутские острова) и на Малых Антильских островах (Гренада) [Woodland et al., 2002]. Происхождение этих комплексов связывают с различными процессами: отрывом слэба, растяжением и декомпрессионным плавлением вследствие косо́й субдукции либо взаимодействием зоны субдукции с мантийным плюмом.

Ранее нами было показано, что ультрамафит-мафитовые ассоциации, производные пикритового магматизма, широко развиты в подвижных поясах Центральной и Юго-Восточной Азии и связаны с крупными изверженными провинциями [Поляков и др., 2006, 2008]. Выделяются несколько возрастных рубежей: позднепротерозойский (Чинейский массив — 1780 лет), рифейский (Кингаш, Джунчуань — 850 млн лет), раннепалеозойский (Мажалык, Урэг-Нур — 500—465 млн лет), раннепермский (Тарим — 280 млн лет), позднепермский (Эмейшань — 260 млн лет) и пермотриасовый (Сибирь — 250 млн лет).

Ультрамафит-мафитовые ассоциации, включающие пикритовые, пикродолеритовые малые интрузии и расслоенные перидотит-габбровые массивы, широко развиты в структурах Западной Монголии [Изох и др., 1990; Бородин и др., 2004; Поляков и др., 2006]. В Хархиринском террейне Монгольского Алтая установлена раннепалеозойская (512 млн лет, Ag-Ar) пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, представленная лавами пикритов, оливиновых, оливин-пироксеновых, пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, дифференцированными силлами и дайками пикритов и долеритов, а также дифференцированными ультрамафит-мафитовыми интрузивами [Изох и др., 2010]. С ней также связана россыпная ферроплатиновая ассоциация урало-аляскинского типа [Оюунчимэг и др., 2009]. В совокупности с другими данными по ультрамафит-мафитовому магматизму ЦАСП, включая проявление карбонатитового магматизма [Врублевский и др., 2009], это позволяет здесь выделить раннепалеозойскую крупную изверженную провинцию, в составе которой доминирующее значение имеют гранитоидные батолиты, а ультрамафит-мафитовый магматизм проявлен более локально, хотя и охватывает огромную территорию ЦАСП [Izokh et al., 2007; Руднев и др., 2009; Добрецов и др., 2010].

Ультрамафит-мафитовый магматизм, включающий малые пикритовые и пикродолеритовые интрузии, широко развит в структурах Западной Монголии. Подобные интрузии весьма интересны с точки зрения возможности обнаружения связанного с ними Cu-Ni-ЭПГ оруденения. Примером могут служить медно-никелевые месторождения, открытые в последние годы в Северном Синьцзяне (Китай) и связанные с Таримским плюмом [Борисенко и др., 2006; Mao et al., 2008; Поляков и др., 2008]. Цель статьи — на основе полученных новых U-Pb и Ar-Ag данных показать возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии и обсудить геодинамические условия его проявления.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье рассматриваются массивы пикродолеритовой и пикритовой формаций, выделенные тематическими работами Советско-Монгольской экспедиции [Изох и др., 1990]. Они представлены близкими по структурному положению и формам проявления малыми интрузиями чаще всего пикродолеритового, иногда и собственно пикритоидного состава. В структурах Южно-Монгольского мегаблока Западной Монголии они распространены особенно широко и были изучены в северной части Барун-Хурайского террейна (рис. 1). В бассейнах рек Бодончин-Гол и Уэнч-Гол выявлены ареалы пикродолеритовых малых интрузий, принадлежащих к этому типу ассоциаций (массивы Бадмин-Хара-Ула, Баирта-Даба, Харулын-Обо), в том числе и рассматриваемый в статье ареал пикродолеритов Алтан-Гадас (см. рис. 1).

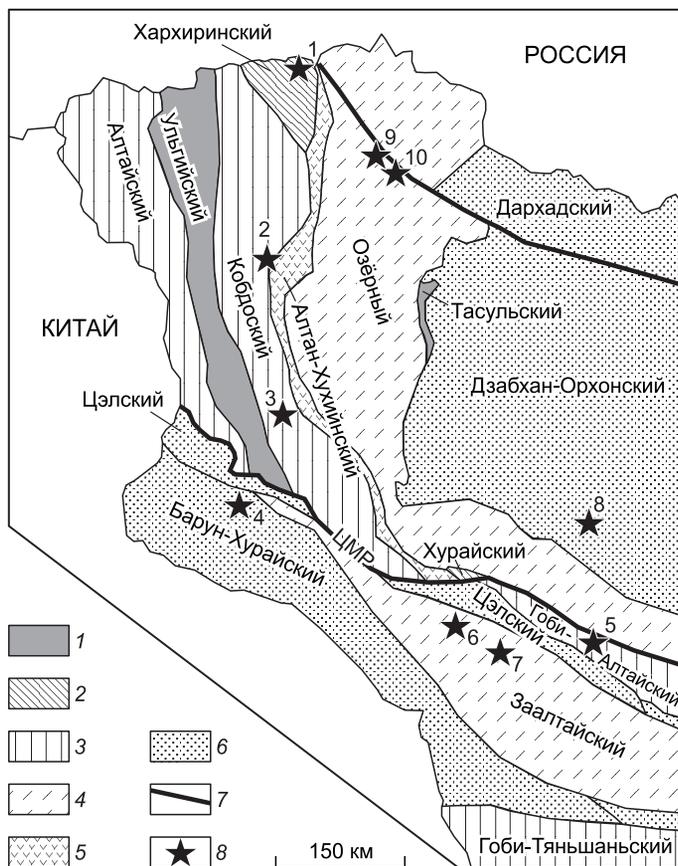


Рис. 1. Размещение пикродолеритовых интрузий на схеме тектонического районирования Западной Монголии [Tectonic map..., 2002].

1–6 — террейны: 1 — офиолитовые, 2 — аккреционные, 3 — флишеидные, 4 — островодужные, 5 — вулканогенные, 6 — активных континентальных окраин; 7 — крупные разломы; 8 — проявления базитового магматизма. Цифрами обозначены пикродолеритовые ареалы и массивы: 1 — интрузии хр. Цаган-Шибету, 2 — Морьт-Ула; 3 — Тавтын-Хундидий, 4 — Алтан-Гадас, 5 — Джавхлант, 6 — Ярын-Хад, 7 — Дзахой, 8 — Дзара-Ула, 9 — Ху-Цан-Булак, 10 — Бомин-Хара-Ула. ЦМР — Центрально-Монгольский разлом (линеамент).

Ранее они сопоставлялись нами с рудоносными ультрамафит-мафитовыми интрузивами Синьцзяна (Колотонк) [Поляков и др., 1994, 2008]. Юго-восточнее пикродолеритовые интрузивные тела изучены в районе хр. Эдрегийн-Нуру, южных предгорий Монгольского Алтая и южнее сомона Цэл (массивы Шара-Ундур, Ярын-Хад и Дзахой).

В структурах Северного мегаблока пикродолеритовые и пикритоидные интрузивы выявлены и изучены в Монгольском и Гобийском Алтае (массивы Тавтын-Хундидий, Джавхлант) (см. рис. 1).

На крайнем северо-западе Монголии севернее оз. Урэг-Нур и на восточных склонах хр. Цаган-Шибету (северная часть Цаган-Шибетинского разлома) пикродолеритовые и прорывающие их габбро-долеритовые интрузии выде-

Таблица 1. Новые результаты датирования проявлений пикритового и пикробазальтового магматизма Западной Монголии

Объект	Место отбора пробы	Порода	Возраст, млн лет	
			Аг-Аг (биотит)	SHRIMP-II (циркон)
Хайрхан	93°05'35" E 47°14'27" N	Троктолит	—	511 ± 12
Урэг-Нур	90°55'00" E 50°03'00" N	Пикрит	512.4 ± 6.1	—
Шара-Хадны (хр. Цаган-Шибету)	91°20'02" E 50°18'15" N	Пикродолерит	—	406.5 ± 7.1
Морьт-Ула	91°43'46" E 48°33'47" N	Габбро	391.6 ± 3.5	—
Тавтын-Хундидий	92°26'12" E 46°51'16" N	Пикродолерит	359.2 ± 3.2	—
Алтан-Гадас	92°40'52" E 42°57'37" N	»	353 ± 3.2	355.9 ± 4.8
Хан-Хухей (Ху-Цан-Булак)	92°25'37.37" E 49°36'10.69" N	Биотитовый плагио-перидотит	335 ± 5.4 342.4 ± 5.7	—
Хан-Хухей (Бомин-Хара-Ула)	92°48'59.33" E 49°28'34.04" N	Тешенит	319 ± 6.5	—
Джавхлант	97°39'29" E 45°16'57" N	Меланогаббро	337.7 ± 3	332.1 ± 4.1
Ярын-Хад	95°53'01" E 45°14'24" N	Габбронорит	330 ± 2.9	316.2 ± 3.2
Дзара-Ула	96°58'40" E 46°34'51" N	Монцогаббро	262.1 ± 2.4	269.2 ± 4.1

Примечание. Исследование изотопного состава Аг в биотите проведено методом ступенчатого отжига в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик А.В. Травин).

лены в урэгнурской комплекс [Геология..., 1973]. Пикродолериты также были обнаружены в связи с раннепермским магматизмом в юго-восточном окончании хр. Хан-Тайшири [Изох и др., 1990; Гаврилова и др., 1991], южнее оз. Бон-Цаган-Нур в хр. Аргаланту, в южных отрогах Хангая (массивы с монцонитовидным уклоном Дзара-Ула, Дзагдай-Нур и Хара-Тэг) и южных отрогов хр. Хан-Хухей (дайки и sillы субщелочных оливиновых долеритов, слюдяных перидотитов в районах Ху-Цан-Булак и Бомин-Хара-Ула [Поляков и др., 2010]. В данной статье рассматриваются массивы и проявления пикродолеритового магматизма Западной Монголии (табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ валового состава пород проведен методом РФА на приборе ARα9900XP в ИГМ СО РАН (аналитик Н.М. Глухова). Определение количеств редких и редкоземельных элементов проводилось методом ICP-MS в ИГМ СО РАН на приборе Finnigan Element I (аналитик С.В. Палесский). Представительные анализы, включая породы, по которым проведены геохронологические исследования, приведены в табл. 2.

Для определения возраста ^{39}Ar - ^{40}Ar методом изотопного датирования были отобраны монофракции биотита из шести массивов. Раздробленные пробы пород фракции (0.25—0.5 мм) были очищены от пыли в воде и просушены. Чешуйки биотита (около 50 мг) отбирали вручную под бинокляром. Следует отметить, что микронзондовые исследования биотитов во всех исследуемых образцах показали хорошие суммы, стехиометричность составов и достаточно высокие содержания TiO_2 (до 3—4 мас. %).

Определение возраста ^{39}Ar - ^{40}Ar методом проводилось в ИГМ СО РАН (аналитик А.В. Травин). Минеральные фракции были запакованы в Al-фольгу и запаяны после предварительной откачки в кварцевых ампулах с последующим облучением в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Томского политехнического университета. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. После очистки выделенного аргона его изотопный состав измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 540.

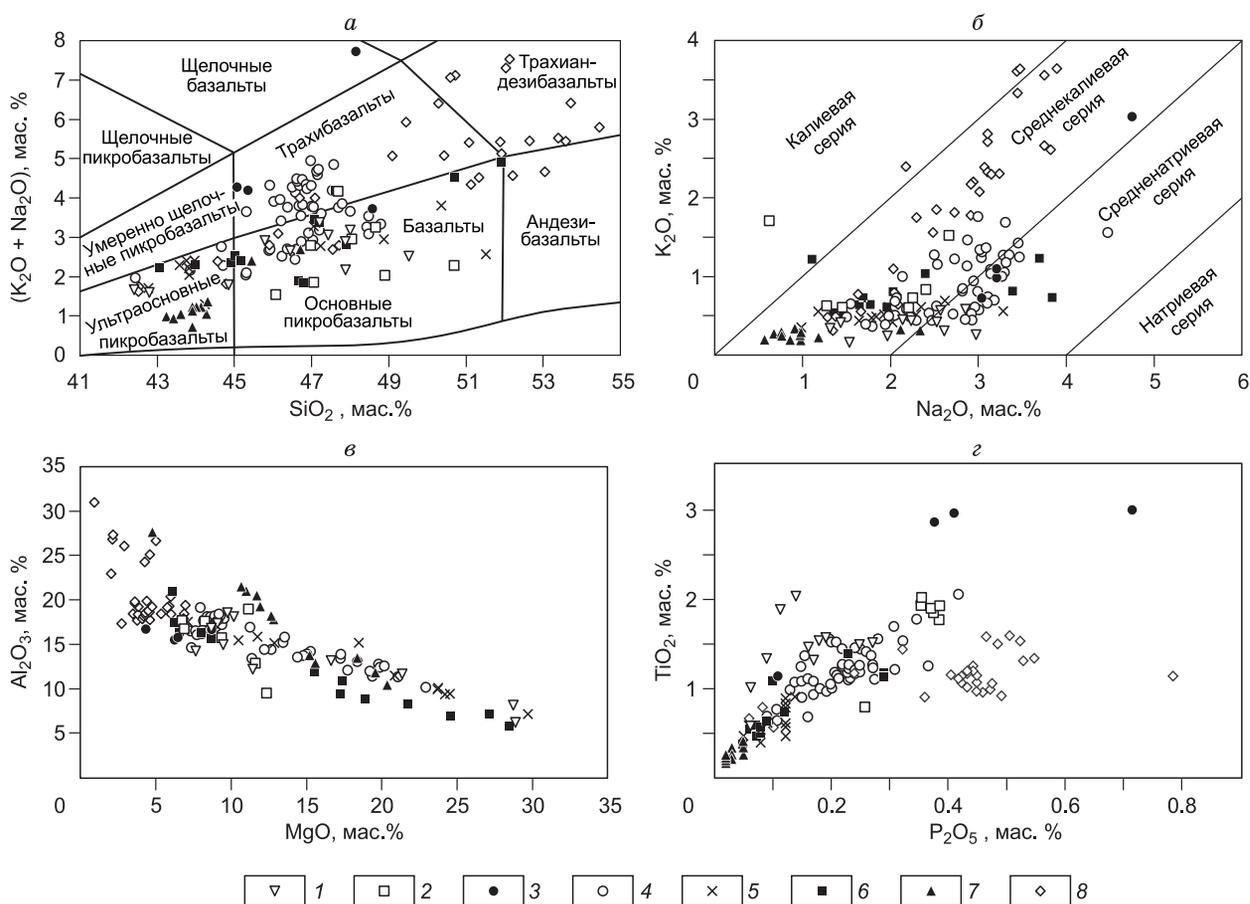


Рис. 2. Петрохимические особенности пикродолеритовых массивов Западной Монголии.

a — TAS-диаграмма [Петрографический кодекс..., 2009], *б* — диаграмма К-Na серий, по [Le Bas, 2000]; *в* — Al_2O_3 — MgO ; *г* — TiO_2 — P_2O_5 . Количества оксидов пересчитаны на сухой остаток. Массивы: 1 — Шара-Хадны, 2 — Морьт-Ула, 3 — Тавтын-Хундийн, 4 — Алтан-Гадас, 5 — Джавхлант, 6 — Ярын-Хад, 7 — Дзахой, 8 — Дзара-Ула.

Представительные химические и геохимические анализы пород пикритовых и пикроделеритовых интрузивов Западной Монголии

Компонент	Шара-Хадны		Морь-Ула	Тавтын-Хун-длин		Алтан-Гадас				Джавхлант			Ярын-Хад			Дзара-Ула		
	ИЗ3-07	ИЗ3-07		ИЗ3-07	И1-07	И2-07	А2-07Д	А6-07	А12-07	А14-07	А19-07	А53-07	А55-07	А56-07	А28-07	А36-07	А38-07	А58-07
SiO ₂ , мас. %	44.12	47.59	47.27	44.93	48.29	46.39	45.78	44.74	46.2	46.54	42.49	46.57	46.7	44.16	45.8	46.29	49.79	51.55
TiO ₂	0.94	1.31	0.74	2.83	1.12	1.1	1.17	1.03	1.02	1.48	0.56	0.85	0.73	0.5	0.49	0.59	0.94	0.91
Al ₂ O ₃	12.85	14.29	15.58	15.67	16.71	17.77	17.93	14.99	17.03	16.15	9.82	14.95	15.7	8.14	9.25	8.76	18.01	18.15
FeO _{сум}	10.08	12.1	10.49	15.29	10.33	9.88	9.71	12.12	10.15	11.18	12.94	10.3	8.62	13.91	14.89	14.87	10.01	9.48
MnO	0.14	0.16	0.16	0.2	0.14	0.15	0.13	0.18	0.15	0.17	0.19	0.15	0.13	0.21	0.22	0.23	0.16	0.16
MgO	16	27.19	9.33	6.35	8.64	9.36	8.71	13.26	9.27	7.82	23.14	12.72	11.63	21.24	16.88	18.7	4.18	3.39
CaO	9.33	5.02	14.64	9.29	10.4	9.6	10.17	8.63	11.41	11.72	5.98	10.05	12.49	7.21	8.49	7.78	7.96	7.39
Na ₂ O	2.52	1.45	2.95	3.18	3.02	3	3.23	2.79	2.93	3.06	1.79	2.59	2.27	1.65	1.32	1.45	3.38	3.84
K ₂ O	0.28	0.13	0.24	1.48	0.97	1.27	1.01	0.79	0.57	0.67	0.44	0.65	0.47	0.69	0.48	0.43	3.56	3.61
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.09	0.26	0.38	0.11	0.23	0.17	0.14	0.21	0.12	0.14	0.12	0.08	0.06	0.09	0.47	0.45
П.л.п.	3.33	4.86	0.21	0.14	0.01	0.69	1.32	0.84	0.5	0.21	1.96	0.83	0.64	1.5	0.41	0.39	0.14	0.01
Сумма	99.65	99.54	99.27	99.1	99.66	99.42	99.39	99.54	99.37	99.14	99.43	99.8	99.5	99.29	98.29	99.58	98.6	98.94
Rb, г/г	2.63	3.11	2.70	11.53	17.33	14.57	9.55	7.54	6.30	6.79	5.89	9.65	8.12	12.93	6.95	6.15	95.98	117.99
Sr	156.83	335.18	530.11	346.16	226.27	578.95	635.87	550.28	395.80	393.76	241.49	412.31	471.48	249.98	305.82	300.67	956.23	1015.3
Y	22.131	11.248	19.409	34.743	24.834	16.780	16.484	14.777	19.188	27.731	9.824	13.921	17.198	11.300	14.316	14.850	21.889	24.973
Zr	56.46	38.00	64.08	194.20	135.45	139.64	98.23	77.36	79.73	120.68	41.92	71.88	79.69	54.35	50.15	39.53	122.55	146.61
Nb	2.465	1.678	2.063	0.885	20.780	3.641	8.511	6.970	4.918	5.991	6.007	8.060	8.037	2.065	1.176	1.874	5.128	6.488
Ba	19.45	22.69	31.36	223.79	176.59	162.44	160.73	137.35	82.40	106.68	75.13	118.75	98.86	82.58	87.72	98.83	677.13	771.64
La	4.027	1.709	3.061	4.967	16.091	10.925	9.729	8.019	6.333	7.955	6.681	9.527	9.364	4.289	4.681	4.439	22.940	28.312
Ce	10.510	4.443	8.638	35.386	16.011	23.284	22.062	18.009	15.663	20.602	14.180	19.462	20.288	12.089	11.466	12.089	48.952	57.441
Pr	1.696	0.784	1.625	5.147	2.409	3.262	3.143	2.598	2.408	3.184	1.889	2.601	2.918	1.626	1.815	1.958	6.785	7.739
Nd	8.074	4.146	8.872	23.164	11.642	13.463	13.647	11.544	11.361	15.193	7.858	10.390	12.075	7.503	8.712	9.875	29.269	32.067
Sm	2.352	1.214	2.842	5.555	3.131	2.924	3.005	2.484	2.916	4.119	1.709	2.203	2.976	1.991	2.409	2.568	5.776	6.397
Eu	0.776	0.494	1.195	1.902	1.126	1.129	1.062	0.983	1.196	1.546	0.564	0.984	1.052	0.633	0.631	0.706	1.552	1.688
Gd	2.912	1.519	3.809	3.085	6.061	3.520	3.106	3.081	3.632	4.654	1.879	2.541	3.197	2.179	2.774	2.914	4.916	5.263
Tb	0.504	0.252	0.627	0.943	0.628	0.504	0.505	0.439	0.565	0.815	0.314	0.377	0.501	0.330	0.400	0.441	0.630	0.690
Dy	3.312	1.722	4.126	2.985	5.473	2.932	3.197	2.664	3.496	5.013	1.800	2.541	3.100	2.000	2.600	2.805	3.441	3.875
Ho	0.701	0.383	0.889	1.145	0.763	0.574	0.576	0.520	0.699	1.015	0.382	0.508	0.697	0.390	0.507	0.574	0.650	0.762
Er	2.038	1.021	2.476	3.182	2.226	1.657	1.727	1.586	2.034	2.983	1.018	1.461	1.773	1.207	1.456	1.530	1.912	2.033
Tm	0.301	0.164	0.371	0.266	0.451	0.337	0.260	0.240	0.316	0.464	0.143	0.216	0.253	0.177	0.230	0.244	0.276	0.306
Yb	1.847	1.021	2.285	1.651	2.864	2.098	1.727	1.395	2.034	2.856	0.900	1.397	1.647	1.080	1.456	1.466	1.657	2.096
Lu	0.260	0.150	0.310	0.240	0.400	0.230	0.264	0.200	0.318	0.380	0.128	0.195	0.244	0.167	0.218	0.216	0.250	0.290
Hf	1.181	0.872	1.611	1.302	4.038	2.855	3.399	2.375	2.114	3.203	1.151	1.754	2.111	1.755	1.689	1.457	2.675	3.162
Ta	0.140	0.110	0.139	1.394	0.279	0.748	0.694	0.534	0.368	0.407	0.433	0.293	0.585	0.125	0.114	0.127	0.279	0.348
Th	0.341	0.068	0.136	1.364	1.431	1.214	0.792	0.664	0.484	0.544	0.364	1.331	0.965	1.150	0.844	0.607	4.165	5.172
U	0.068	0.030	0.068	0.409	0.409	0.498	0.312	0.248	0.186	0.186	0.124	0.434	0.309	0.434	0.309	0.249	1.639	1.838
ΣREE	39.31	19.02	41.13	107.76	55.01	66.19	64.00	53.76	52.97	70.78	39.44	54.40	60.08	34.47	39.36	41.82	129.00	148.96
(La/Yb) _n	1.470	1.129	0.903	3.788	2.233	4.816	3.799	3.874	2.099	1.878	5.005	4.597	3.834	2.677	2.167	2.041	9.335	9.106
Eu*	0.906	1.113	1.110	0.998	1.019	1.075	1.054	1.086	1.123	1.076	0.957	1.269	1.037	0.925	0.744	0.786	0.869	0.864

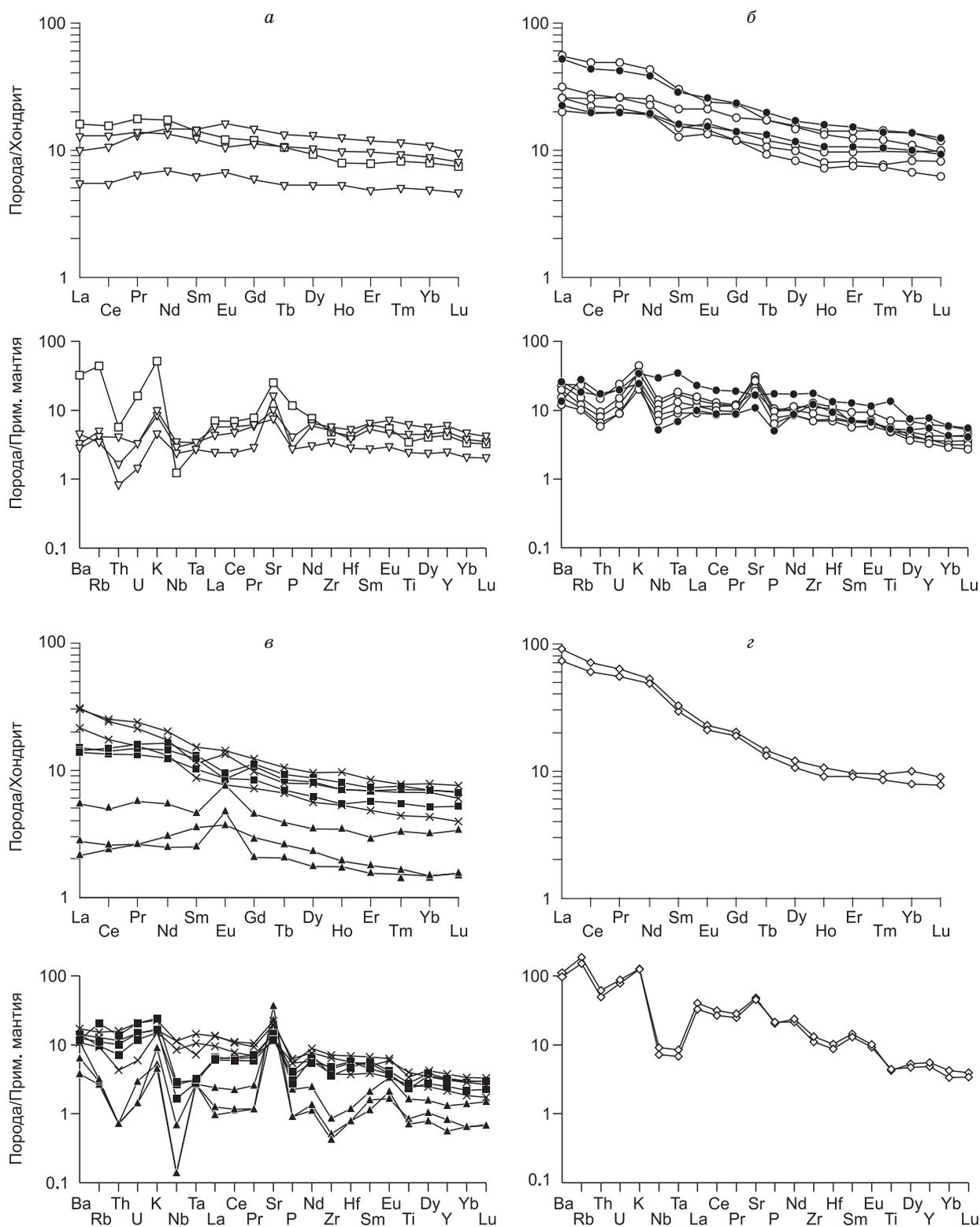


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пикродолеритых массивов Западной Монголии.

а — Шара-Хадны и Морьт-Ула; *б* — Тавгын-Хундийн и Алтан-Гадас; *в* — Джавхлант, Ярын-Хад и Дзахой; *з* — Дзара-Ула.

Использованы нормировки на состав хондрита C1, по [Boynnton et al., 1984], и примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. см. рис. 2.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопного датирования (SHRIMP-II) по цирконам из никриговых и микродегеритовых массивов Западной Монголии

Образец, Зерно, № точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
ИЗ4-07.1.1	0.40	51	10	0.19	2.92	413	15.12	3.4	0.0554	8.2	0.506	8.9	0.0661	3.4
ИЗ4-07.2.1	0.10	556	1233	2.29	30.9	404	15.48	2.8	0.0544	2	0.484	3.5	0.0646	2.8
ИЗ4-07.3.1	--	308	517	1.74	17.2	406	15.4	2.9	0.0531	4.1	0.475	5	0.0649	2.9
ИЗ4-07.4.1	0.00	592	1341	2.34	33.8	414	15.06	2.8	0.05631	1.6	0.516	3.3	0.0664	2.8
ИЗ4-07.5.1	0.08	132	93	0.73	7.28	402	15.55	3	0.0572	3.7	0.507	4.8	0.0643	3
ИЗ4-07.6.1	0.12	507	2315	4.72	27.9	400	15.64	2.8	0.0521	2.6	0.459	3.8	0.0639	2.8
ИЗ4-07.7.1	--	463	828	1.85	26.2	412	15.16	2.8	0.0566	3.3	0.515	4.3	0.066	2.8
ИЗ4-07.8.1	0.19	279	974	3.61	15.9	413	15.13	2.9	0.0528	3.1	0.481	4.2	0.0661	2.9
ИЗ4-07.9.1	0.06	270	641	2.46	15.2	409	15.28	2.9	0.0562	2.6	0.507	3.9	0.0654	2.9
ИЗ4-07.10.1	0.23	328	562	1.77	18.1	400	15.62	2.9	0.0562	3.7	0.496	4.7	0.064	2.9
А6-07.1.1	2.84	845	1127	1.38	42.2	354.4	17.69	1.4	0.0502	16	0.391	16	0.05652	1.4
А6-07.2.1	1.35	998	1458	1.51	50.6	364.8	17.17	1	0.0522	9.2	0.419	9.3	0.05823	1
А6-07.3.1	10.47	193	170	0.91	10.2	347	18.1	6.4	0.065	81	0.49	81	0.0553	6.4
А6-07.4.1	11.26	257	254	1.02	13.2	334	18.79	4.8	0.047	74	0.35	74	0.0532	4.8
А6-07.5.1	9.06	456	416	0.94	25.2	366.1	17.1	2.8	0.041	71	0.33	71	0.0584	2.8
А6-07.6.1	5.45	381	164	0.44	19.5	352.9	17.76	2.9	0.038	55	0.3	55	0.0563	2.9
А6-07.7.1	6.21	651	809	1.29	33.4	351	17.86	3	0.043	58	0.34	58	0.056	3
А6-07.8.1	7.73	411	195	0.49	19.9	326	19.27	3.5	0.041	76	0.3	76	0.0519	3.5
А6-07.9.1	7.94	126	104	0.85	6.89	366	17.1	5.9	0.07	64	0.56	64	0.0584	5.9
А6-07.10.1	7.88	462	523	1.17	22	321	19.59	3.6	0.048	76	0.34	76	0.051	3.6
А53-07.1.1	0.88	113	137	1.25	5.35	341.6	18.37	2.3	0.0567	10	0.426	10	0.0544	2.3
А53-07.2.1	0.14	315	358	1.17	14.4	334.6	18.77	1.9	0.0535	4.5	0.393	4.9	0.0533	1.9
А53-07.3.1	1.08	135	158	1.21	6.04	324.4	19.37	2.2	0.054	8.2	0.384	8.4	0.0516	2.2
А53-07.4.1	0.00	314	531	1.75	14.1	328.2	19.15	1.9	0.0526	3.4	0.378	3.9	0.05223	1.9
А53-07.5.1	0.42	304	248	0.84	13.7	328.7	19.11	1.9	0.0533	5.6	0.384	5.9	0.05231	1.9
А53-07.6.1	0.36	339	513	1.57	15.4	330.5	19	1.9	0.0542	3.5	0.393	4	0.0526	1.9
А53-07.7.1	0.43	217	227	1.08	9.77	327.4	19.19	2	0.0537	8.3	0.386	8.5	0.0521	2
А53-07.8.1	0.46	216	193	0.92	9.74	327.9	19.16	2	0.0508	6.2	0.365	6.5	0.0522	2
А53-07.9.1	0.42	112	72	0.66	5.29	342.3	18.34	2.2	0.0532	7.8	0.4	8.1	0.0545	2.2
А53-07.10.1	0.25	312	373	1.23	14.6	340.5	18.44	1.9	0.0527	4.9	0.394	5.3	0.0542	1.9
А28-07.1.1	2.01	43	44	1.08	1.83	307.9	20.44	2.5	0.043	24	0.288	25	0.0489	2.5
А28-07.2.1	1.90	55	54	1.00	2.59	334.7	18.76	1.9	0.053	19	0.392	19	0.0533	1.9
А28-07.2.2	3.91	38	30	0.81	1.75	322.1	19.52	3.2	0.039	50	0.28	50	0.0512	3.2
А28-07.3.1	4.36	48	37	0.79	2.14	311.6	20.19	2.5	0.042	41	0.28	41	0.0495	2.5
А28-07.4.1	1.65	64	53	0.85	2.91	327	19.22	1.6	0.0598	16	0.429	16	0.05203	1.6
А28-07.5.1	2.56	26	16	0.64	1.2	326.9	19.23	2.7	0.067	32	0.48	32	0.052	2.7
А28-07.6.1	0.63	179	112	0.65	7.71	313	20.1	0.9	0.0544	5.4	0.373	5.5	0.04976	0.9
А28-07.7.1	2.88	39	30	0.79	1.75	319.3	19.69	2.5	0.054	27	0.38	27	0.0508	2.5

A28-07.8.1	0.59	218	205	0.97	9.34	312.1	±2.9	20.16	1.0	0.0529	6.8	0.362	6.9	0.0496	1
A28-07.9.1	0.03	1056	469	0.46	70.3	480.7	±2.2	12.917	0.47	0.05614	1.2	0.5993	1.3	0.07742	0.5
A65-07.1.1	0.48	216	93	0.45	7.63	259.1	±6.6	24.38	2.6	0.0518	7.8	0.293	8.2	0.041	2.6
A65-07.2.1	0.48	377	257	0.70	13.7	265.2	±6.6	23.81	2.5	0.0512	7.1	0.297	7.6	0.042	2.5
A65-07.3.1	0.00	342	135	0.41	12.4	265.7	±6.6	23.77	2.5	0.0522	2.8	0.303	3.8	0.0421	2.5
A65-07.4.1	--	3169	3565	1.16	121	280.3	±6.3	22.5	2.3	0.05115	0.93	0.3135	2.5	0.0444	2.3
A65-07.5.1	0.29	245	142	0.60	9.19	274.4	±6.8	23	2.5	0.0517	6.5	0.31	7	0.0435	2.5
A65-07.6.1	0.14	529	361	0.70	19.3	267.2	±6.3	23.63	2.4	0.0527	2.6	0.307	3.5	0.0423	2.4
A65-07.7.1	0.12	1061	706	0.69	39.3	271.8	±6.3	23.22	2.3	0.0527	2.3	0.313	3.3	0.0431	2.3
A65-07.8.1	--	588	335	0.59	21.5	268.6	±6.3	23.5	2.4	0.0518	2.2	0.304	3.2	0.0425	2.4
A65-07.9.1	0.28	324	212	0.68	11.9	269.3	±6.5	23.44	2.5	0.0511	4.2	0.301	4.8	0.0427	2.5
A65-07.10.1	0.00	478	361	0.78	17.6	271	±6.4	23.29	2.4	0.0517	2.6	0.306	3.5	0.0429	2.4

Примечание. Погрешности — 1 σ . Pb_c и Pb* соотношения обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Содержание обыкновенного свинца пересчитано по измеренному ²⁰⁴Pb. Исследования U/Pb системы в зёрнах циркона — на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (аналитики С. Л. Пресняков, Н. В. Родионов).

Для выделения цирконов из каждого массива были отобраны крупные пробы макроскопически наиболее неизменных пород. Пробы дробились на щековой, а затем на мельничной дробилке. Полученный материал был рассеян на фракции <0.16, 0.16—0.25, 0.25—0.5 мм. Далее электромагнитными и гравитационными методами разделения (тяжелые жидкости) из фракций 0.16 и 0.25 мм были получены тяжелые неэлектромагнитные концентраты. Из последних вручную под бинокляром были отобраны отдельные зерна циркона.

Определения изотопных соотношений U и Pb были проведены сотрудниками ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на приборе SHRIMP-II, представляющем собой ионный микрозонд с масс-спектрометром высокой разрешающей способности. Предварительно смонтированные шашки с выборкой зерен циркона изучались с помощью катодоллюминесценции. Это позволило выявить наиболее подходящие для исследований зерна. Для каждой выборки цирконов (для каждого массива) было сделано порядка 10 определений (как правило, в разных зернах (табл. 3)).

ПИКРОДОЛЕРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ХР. ЦАГАН-ШИБЕТУ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

Пикродолеритовые интрузии хр. Цаган-Шибету располагаются на северо-западе Монголии (см. рис. 1). Предыдущими исследователями они выделялись в так называемый урэгнурский комплекс невыясненной формационной принадлежности и сопоставлялись с торгалыгским комплексом Западной Тувы [Дергунов и др., 1980; Изох и др., 1990]. Пикродолеритовые интрузии представлены небольшими по размерам гипабиссальными дайко- и силлообразными телами, прорывающими нижнедевонские вулканогенно-осадочные отложения. Нами исследовалось интрузивное тело Шара-Хадны в верховьях р. Шара-Хадны-Гол в восточной части хр. Цаган-Шибету.

По составу изученные породы отвечают пикродолеритам и оливиновым долеритам нормального ряда с характерной офитовой структурой (рис. 2, а). По соотношению натрия и калия они в основном соответствуют среднекальевой серии (см. рис. 2, б). С увеличением содержания SiO₂ в породах закономерно увеличивается количество TiO₂ и Na₂O (с 0.55 до 1.32 и с 1.53 до 2.98 мас.% соответственно), тогда как K₂O остается низким (около 0.3 мас.%). Содержание MgO варьирует от 7 мас.% в долеритах до 28 мас.% в пикритах, при этом отчетливо проявлен тренд дифференциации за счет отсадки раннего ликвидусного оливина (см. рис. 2, в). Оливин в пикродолеритах хр. Цаган-Шибету представлен крупными (до 3—4 мм) идиоморфными зернами. По составу он отвечает хризолиту ($f = 12.3$) и характеризуется высокими содержаниями CaO (до 0.3 %) и NiO (до 0.32 мас.%). Клинопироксен — высококальциевый авгит с Mg# (100·Mg/(Mg + Fe)) 56—73. Ему свойственны высокие содержания TiO₂ (1.9—3.1 мас.%) и Al₂O₃ (4.3—6.3 мас.%), что согласуется с составом пород (см. рис. 2, г). Количество Cr₂O₃ увеличивается с повышением магнезиальности пород с 0.12 до 0.76 мас.%. Плагноклаз представлен лабрадором и битовнитом (An_{61.1–74}), содержание ортоклазового минала не превышает 0.35 мол.%. Среди второстепенных минералов отмечаются высокотитанистая натриевая роговая обманка, биотит и титаномагнетит. Ортопироксен для исследованных пород не характерен.

Пикродолериты и пикриты характеризуются невысокими содержаниями P3Э и плоским спектром их распределения

(рис. 3, *a*, см. табл. 2). Наиболее низкие концентрации РЗЭ присущи наиболее магнезиальным породам, что согласуется с их кумулятивной природой. Отсутствие пород, обогащенных европием, свидетельствует не в пользу процессов фракционирования плагиоклаза. На мультиэлементной диаграмме имеются слабые положительные аномалии по Sr и K и небольшое обеднение U и Th. Экстремумов по Ta, Nb, Zr и Hf не установлено (см. рис. 3, *a*).

Для датирования пикродолеритов массива Шара-Хадны были отобраны зерна циркона из оливинного долерита с максимальным содержанием циркония (64 г/т). Цирконы представлены хорошо ограненными слабовытянутыми бесцветными зернами. На катодолюминесцентных снимках видна характерная магматическая зональность. В результате датирования 10 зерен получен возраст 406.5 ± 7.1 млн лет, что отвечает раннему девону (рис. 4, *a*). Эти данные не противоречат геологическим наблюдениям, свидетельствующим, что силло- и дайкообразные интрузии тесно связаны с осадочно-вулканогенными толщами раннего девона хр. Цаган-Шибету, но не позволяют сопоставлять их с малыми интрузиями торгалыгского комплекса Тувы, которые прорывают отложения верхнего девона [Кривенко, 1965].

МАССИВ МОРЬТ-УЛА, ХР. АЛТАН-ХУХИЙН (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

Проявление пикробазальтового магматизма массива Морьт-Ула находится в Кобдоском флишоидном террейне Монгольского Алтая, вблизи от зоны крупного меридионального Цаган-Шибетинского разлома. На юго-западном склоне хр. Алтан-Хухийн выделяется магматический комплекс, охарактеризованный С.П. Гавриловой с соавторами [1975] как верхнедевонско-нижнекаменноугольный габбро-сиенитовый. Неизмененные биотитсодержащие оливиновые габбро и оливиновые долериты встречаются в виде останцов и ксенолитов в сиенитах. С внедрением сиенитов связано образование широкого спектра реакционных пород. Вмещающими для интрузивов этого ареала являются среднеордовикско-силурийские толщи гравелитов, песчаников и кислых эффузивов [Изох и др., 1990].

По составу исследованные породы в основном отвечают титанистым пикродолеритам и долеритам нормального ряда (см. рис. 2, *a*, *z*). По соотношению щелочей они попадают в среднекалиевую серию, что подчеркивается повышенным содержанием биотита. Отдельные высокодифференцированные породы, обогащенные биотитом и калишпатом, попадают в субщелочной ряд и калиевую серию. Содержание в породах MgO невелико и, по нашей выборке, достигает 12 мас.%. Оливин образует идиоморфные зерна размером до 0.5—1 мм. Он по составу отвечает гиалосидериту ($f=33$) и характеризуется низким содержанием CaO и повышенным MnO (до 0.7 мас.%). Эти данные свидетельствуют о том, что родоначальный расплав отвечает оливиновому базальту, а пикродолериты возникают за счет отсадки раннего оливина. Клинопироксен образует слабовытянутые, отчетливо зональные вкрапленники. Плагиоклаз содержит 46.7—54.5 мол.% анортитового и 1—1.3 мол.% ортоклазового минала, что подчеркивает повышенную калиевость родоначального расплава. Среди второстепенных минералов отмечаются амфибол, биотит, титаномагнетит.

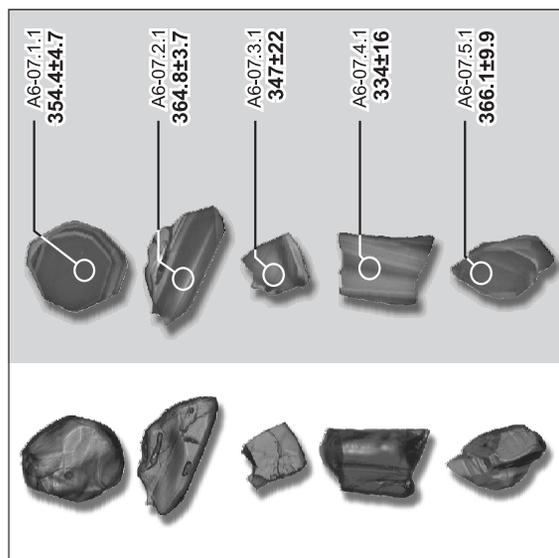
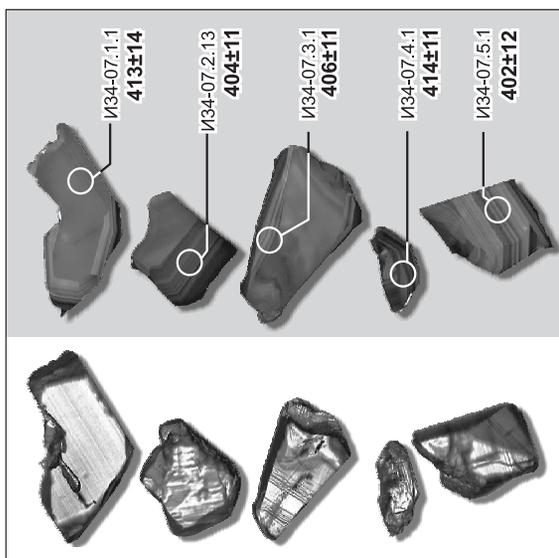
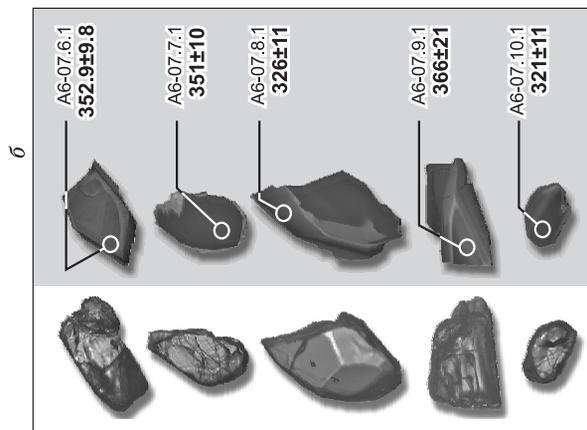
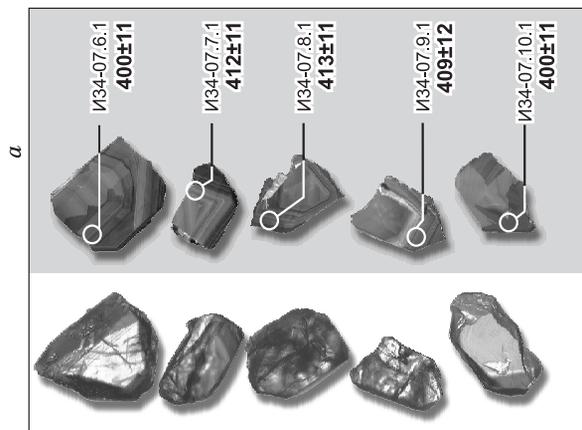
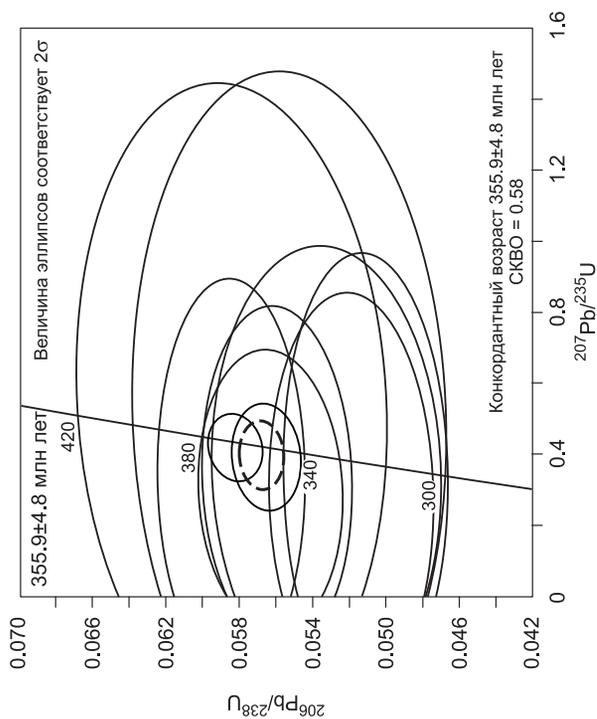
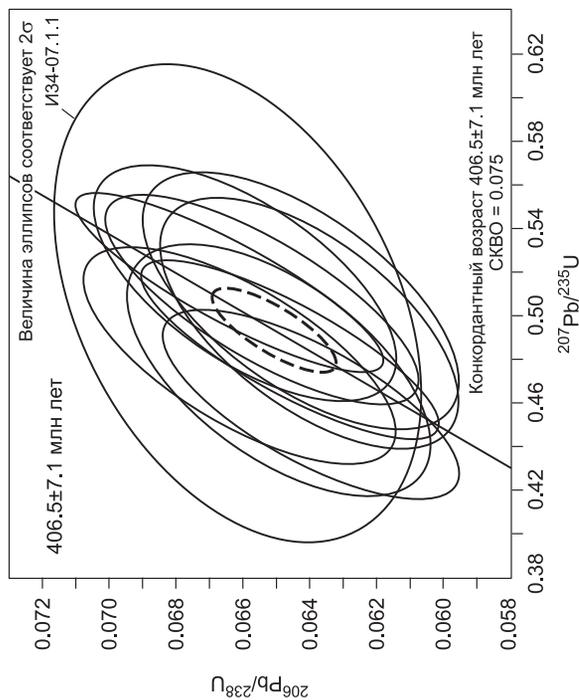
Спектр распределения РЗЭ характеризуется слабым отрицательным наклоном в области легких и средних лантаноидов при практически плоском распределении тяжелых (см. рис. 3, *a*). На мультиэлементных спектрах проявлены положительные аномалии Sr и K, относительно слабая отрицательная Nb-Ta аномалия и небольшое обеднение Th и U. В целом геохимические характеристики пород близки к пикродолеритам и пикритам Цаган-Шибетинского ареала.

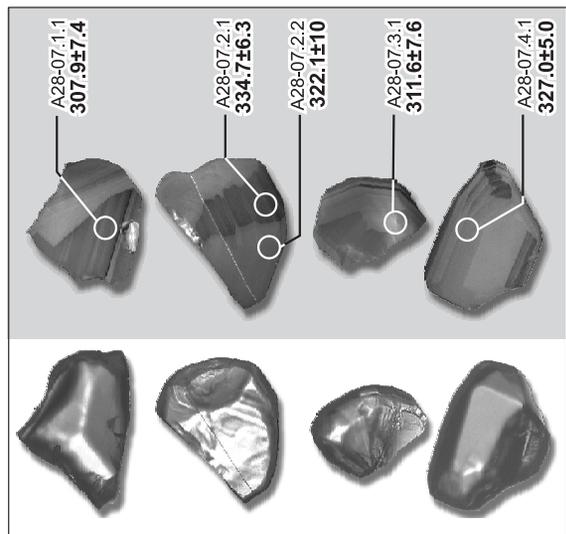
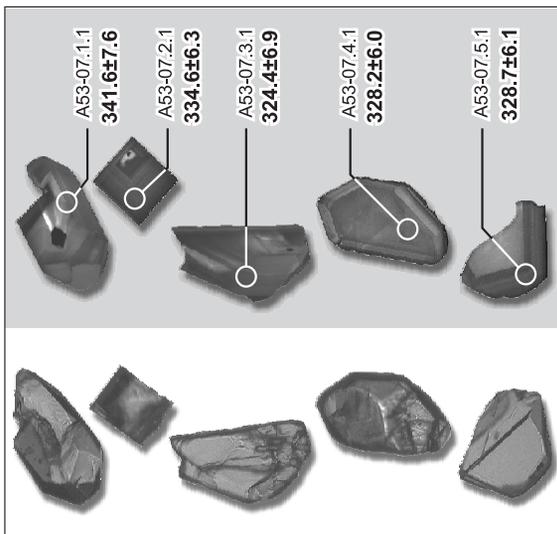
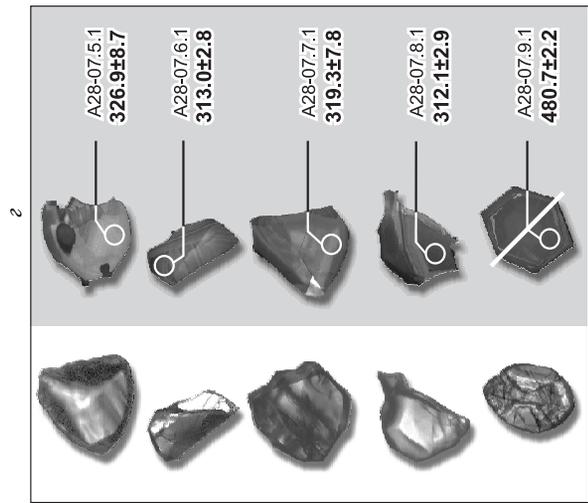
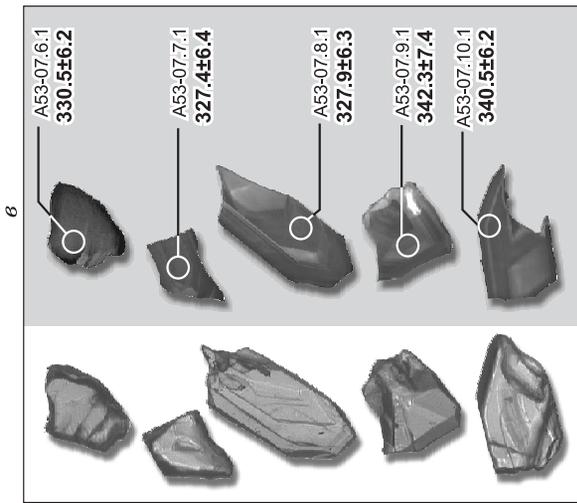
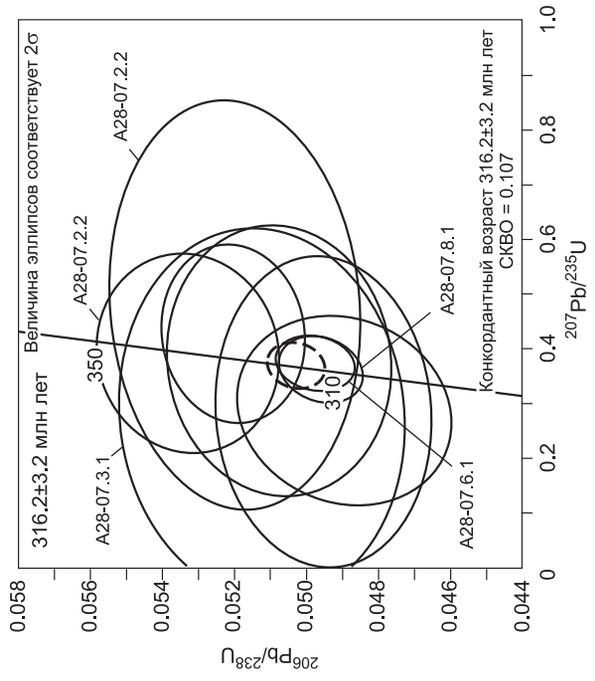
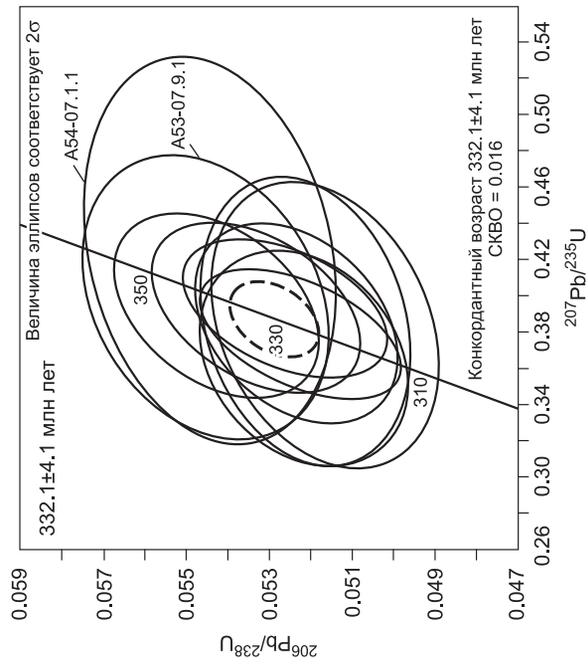
Для датирования была использована монофракция биотита из биотитового габбро (обр. Из-07). Методом ступенчатого отжига получено хорошее плато с возрастом 391.6 ± 3.5 млн лет (рис. 5, *a*), что соответствует раннему девону. Это позволяет отнести проявление пикродолеритового магматизма хр. Алтан-Хухийн не к позднедевонско-раннекарбонному этапу [Гаврилова и др., 1975], а к раннедевонскому, который очень широко проявлен не только в структурах Хангая, Хан-Хухея и Озерной зоны [Континентальный вулканизм..., 1983; Воронцов, 2007], но и, как показали наши исследования в различных террейнах Монгольского Алтая, в том числе и в его западных районах на территории Китая [Cai et al., 2010]. Полученные возрастные данные совпадают со временем формирования девонских вулканогенных комплексов Минусинских прогибов, Тувы и Западной Монголии [Fedoseev, 2008]. В свою очередь, присутствие на этом возрастном рубеже базитовых магм, отвечающих высоким степеням плавления (пикритоидов хр. Цаган-Шибету), подтверждает правильность выделения для раннего девона крупной изверженной провинции и позволяет наметить ее центр.

МАССИВ АЛТАН-ГАДАС (БАРУН-ХУРАЙСКИЙ ТЕРРЕЙН)

Проявление пикродолеритов Алтан-Гадас располагается в северной части Барун-Хурайской котловины в Баранском субтеррейне (см. рис. 1). Вмещающие граниты и базиты вулканогенно-осадочные комплексы Баранского субтеррейна относятся к раннему и среднему девону [Геология..., 1973], а прорывающие их граниты — к верхнему карбону [Гаврилова и др., 1975]. Выходы базитов представляют

Рис. 4. Начало.





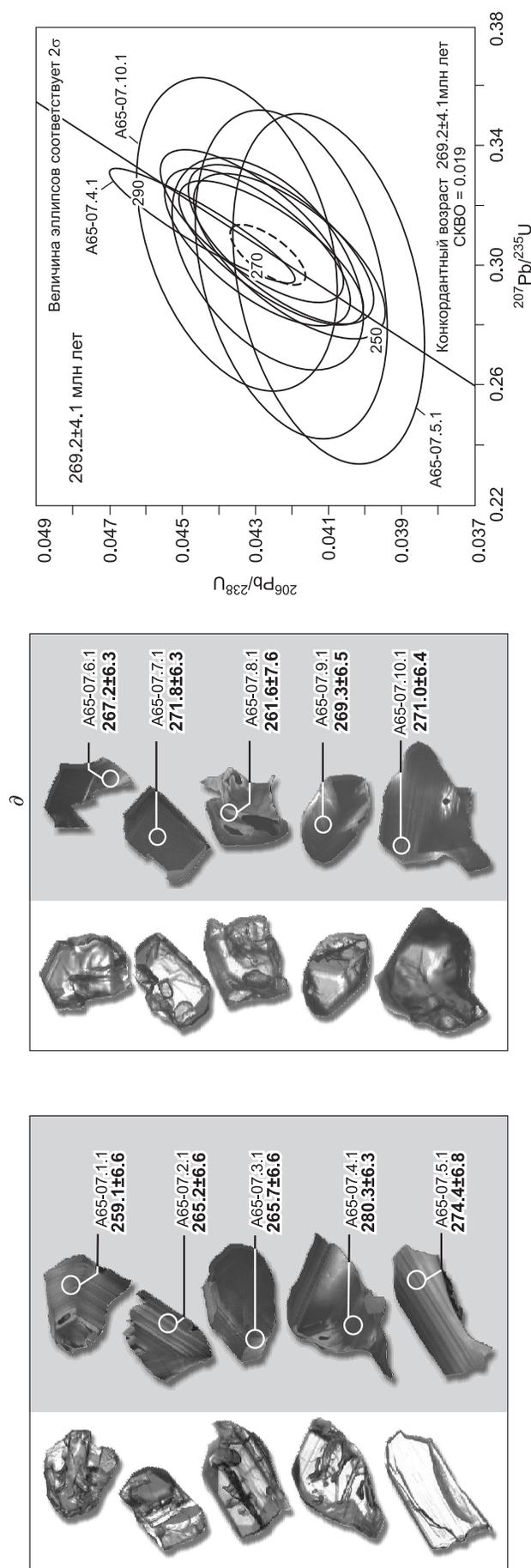


Рис. 4. Результаты U-Pb изотопного датирования выборки зерен циркона.

a — хр. Цаган-Шибету (обр. И34-07, пикродолерит); *б* — Алтан-Гадас (обр. А6-07, пикродолерит); *в* — Джавклант (обр. А53-07, меланогабро); *г* — Ярын-Хад (обр. А28-07, габронорит); *д* — Дзара-Ула (обр. А65-07, монцогабро). Приведены фотографии зерен в проходящем свете и их катодолюминесцентные изображения. Кругами указаны точки измерения изотопных соотношений U и Pb, рядом приведены номера зерен и точек, соответствующие значения см. в табл. 3.

собой многочисленные останцы свежих с шаровой отдельностью долеритов среди гранитов. Вне гранитов долеритов не зафиксировано. По этим выходам реконструируется несколько самостоятельных дайкообразных тел. Протяженность наиболее крупных выходов составляет 600 × 100, 750 × 150 и 1600 × 250 м, что сопоставимо с размерами рудоносных интрузивов Синьцзяна [Мао et al., 2008]. Породы представлены долеритами, оливновыми долеритами и пикродолеритами, часто с пойкилитовой структурой, образованной крупными ойкокристаллами клинопироксена. Составы пород на TAS-диаграмме (см. рис. 2, *a*) попадают преимущественно в поля трахидолеритов или долеритов нормального ряда. Различные тела значительно варьируют по меланократовости и в некоторых наиболее крупных телах отмечаются пикродолериты с MgO до 24 мас.% (см. рис. 2, *в*). Содержание TiO₂ колеблется от 0.5 до 2 мас.%, в среднем — 1.2 мас.%; характер щелочности — натриевый (K₂O/Na₂O = 0.18—0.58).

Минеральный состав долеритов и пикродолеритов практически одинаков: породообразующие минералы — плагиоклаз, клинопироксен, оливин, второстепенные — ортопироксен, биотит и амфибол. Различия заключаются только в количестве вкрапленников оливина. Оливин отвечает гялосидериту (*f* = 30—50) и образует изометричные зерна и гломеросростки. Его магнезиальность находится в явной зависимости от состава породы, что свидетельствует о равновесной кристаллизации. Состав оливина характеризуется низкими содержаниями Ca и Ni и относительно высоким Mn. Клинопироксен образуют ойкокристаллы и по сравнению с оливином менее железистый (*f* = 19—30). Ему свойственны высокие содержания Al₂O₃ (до 5.8 мас.%) и умеренные TiO₂ (до 1.5 мас.%). Выделения и скопления низкоглиноземистого энстатита (*f* = 27—40) с содержанием CaO до 1.4 мас.% обычно тесно ассоциируют с зернами оливина, образуя каймы, реже встречаются самостоятельные зерна. Плагиоклаз идиоморфен, образует вытянутые кристаллы, обычно слабозональные. Его состав

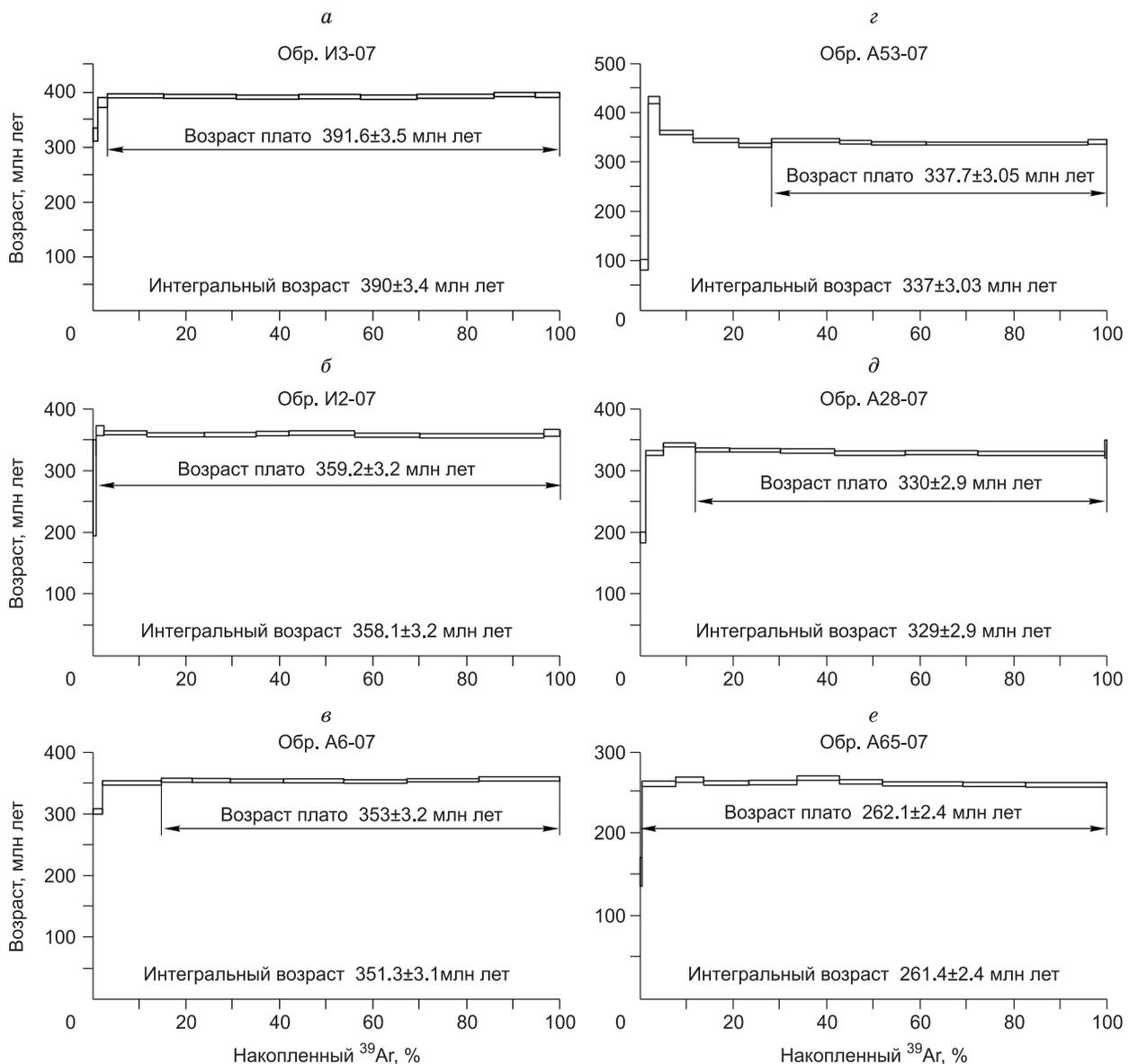


Рис. 5. Возрастные спектры — результаты исследования Ag-Ag изотопной системы при ступенчатом отжиге биотита.

Массивы: *a* — Морьт-Ула, *б* — Тавгын-Хундийн, *в* — Алтан-Гадас, *г* — Джавхлант, *д* — Ярын-Хад, *е* — Дзара-Ула. Отчетливо выделяются плато, позволяющие судить об одноактности процесса становления изотопной системы в термической истории исследуемых монофракций биотита.

сильно варьирует в различных породах — от An_{88} до An_{52} . Титанистый биотит (до 4.5 мас.% TiO_2 , $f = 38—52$) встречается во всех породах. Магматическая роговая обманка развита преимущественно в виде ксеноморфных выделений и сростаний с клинопироксеном и биотитом. Она отвечает по составу титанистому магнезиогастингситу [Leake et al., 1997].

Спектры РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном ($(La/Yb)_n = 1.9—4.8$) с выполаживанием в области тяжелых лантаноидов (см. рис. 3, б). Мультиэлементные спектры показывают хорошо выраженные положительные аномалии Sr и K, слабое обеднение Th.

Для датирования были использованы монофракции биотита и циркона из неизмененного оливинного долерита (обр. А6-07). Методом ступенчатого отжига для биотита получено возрастное плато 353 ± 5.2 млн лет (см. рис. 5, в). Циркон из этой же пробы характеризуется отчетливой магматической зональностью и отсутствием древних ядер. Измерения, проведенные по десяти зернам циркона, показали, что их конкордантный возраст составляет 355.9 ± 4.8 млн лет (см. рис. 4, б). Таким образом, полученные двумя независимыми методами оценки возраста долеритов массива Алтан-Гадас показали хоро-

шую сходимость и соответствуют границе D_3-C_1 . Эти данные не позволяют сопоставлять проявления пикродолеритового магматизма в Барун-Хурайской зоне с Cu-Ni интрузивами Синьцзяна, связанными с Таримским плюмом, как это предполагалось ранее [Поляков и др., 2006, 2008].

МАССИВ ТАВТЫН-ХУНДИЙН (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

Проявление позднедевонско-раннекарбонowego пикробазальтового магматизма в Монгольском Алтае выявлено на его северо-восточном склоне в Кобдоском флишоидном террейне (см. рис. 1). Небольшие останцы свежих оливиновых долеритов и пикродолеритов обнаружены среди гранитоидов. Породы представлены биотитовыми пикродолеритами и долеритами с долеритовой и пойкилоофитовой структурой. Содержание MgO составляет 4—8 мас.%, на TAS-диаграмме неизменные породы попадают в поля долеритов нормального ряда, а отдельные образцы отвечают трахидолеритам субщелочного ряда (см. рис. 2, а). Характерными петрохимическими чертами долеритов являются высокие содержания TiO_2 (порядка 3 мас.%) и P_2O_5 (0.1—0.7 мас.%) (см. рис. 2, в, з), что свидетельствует о высокой степени фракционированности родоначального расплава.

Оливин в долеритах массива Тавтын-Хундийн встречается в виде вкрапленников до 1.5 мм в диаметре. Крупным фенокристаллам свойственна прямая зональность — в центре хризолит ($f=25$), а край отвечает по составу гиалосидериту ($f=32.7$). Оливины из основной массы имеют железистость до 47%. Повышенная магнезиальность оливина из ядерных частей вкрапленников позволяет предполагать, что родоначальный расплав (как и в массиве Алтан-Гадас) отвечал пикробазальту. Клинопироксен встречается в интерстициях между лейстами плагиоклаза и часто образует пойкилоофитовую структуру. По составу он отвечает субкальциевому довольно высокожелезистому авгиту. Составы первичного плагиоклаза соответствуют лабрадору и андезину ($An_{41.4-61.7}$). Содержание ортоклазового минала низкое (до 0.5 мол.%). Ортопироксен содержит порядка 1 мас.% Al_2O_3 и 1.1—2 мас.% CaO, $Mg\# = 49.6-53.7$. Отмечается титанистый биотит и железистая роговая обманка.

Геохимические особенности долеритов аналогичны массиву Алтан-Гадас. Спектры распределения в них РЗЭ для этих пород характеризуются отрицательным наклоном в области легких и средних лантаноидов при практически плоском распределении тяжелых ($(La/Yb)_n = 3.2-3.8$, см. рис. 3, б).

Изотопное датирование было проведено Ag/Ag методом ступенчатого отжига по монофракции биотита из пикродолерита (И2-07). При этом получено отчетливое плато с возрастом 359.2 ± 3.2 млн лет (см. рис. 5, б). Это позволяет относить проявление оливиновых долеритов массива Тавтын-Хундийн к позднедевонско-раннекарбонowому этапу. В пределах ошибки полученный возраст согласуется с временем формирования пикродолеритов Барун-Хурайской зоны. Несмотря на то, что эти два ареала находятся в различных структурах и разделены Булганским региональным разломом, их можно рассматривать как проявление одного этапа базитового магматизма. Об этом также свидетельствует близость особенностей их геохимического состава.

К этой ассоциации близки по возрасту малые интрузии южного склона хр. Хан-Хухей (см. рис. 1, табл. 1). Здесь находится комплекс вулканических и субвулканических пород (дайки, силлы), варьирующих по составу от лейцитовых трахибазальтов, оливиновых базанитов и пикритов до тешенитов и мариуполитов. Для этого ареала получены $^{39}Ar-^{40}Ar$ датировки (342—319 млн лет), свидетельствующие об их карбонowом возрасте [Поляков и др., 2010].

ПИКРОДОЛЕРИТОВЫЕ МАССИВЫ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

В этом районе пикродолеритовый магматизм исследован нами на примере нескольких массивов (Джавхлант, Ярын-Хад и Дзахой). Массив Джавхлант представляет собой небольшой интрузив дифференцированных базитов в 20 км к северо-западу от сомона Эрдэне в осевой части хр. Гобийский Алтай (Гоби-Алтайский флишоидный террейн) (см. рис. 1). Тело габброидов (около 1500×500 м) является ксеноблоком среди гранитоидов, прорывающих толщу вулканогенно-осадочных пород нижнего девона. Свежие габброиды, варьирующие по меланократовости, располагаются в центральной и юго-восточной частях тела. По петрографическому составу породы разделяются на оливиновые меланогаббро и верлиты. Для них характерна пойкилитовая структура, образованная ойкокристаллами клинопироксена или бурого амфибола.

Точки составов пород на TAS-диаграмме ложатся в поля ультраосновных и основных пород нормального ряда щелочности (см. рис. 2, а). По типу щелочности они соответствуют среднекалиевой серии, что выражается в присутствии биотита во всех породах (см. рис. 2, б). Наиболее магнезиальные разности содержат до 25 мас.% MgO, что с учетом низкого содержания плагиоклаза позволяет относить их к ультраосновным породам. Содержание TiO_2 меняется от 0.35 до 0.85 мас.%.

Минеральный состав пород практически постоянен, варьируют только соотношения оливина и плагиоклаза. Главные породообразующие минералы — оливин, плагиоклаз, клинопироксен; второстепенные — ортопироксен, бурый амфибол и биотит; акцессорные — апатит, хромшпинелиды, магнетит и сульфиды. Оливин ($f = 18—27$) образует крупные идиоморфные зерна иglomerосростки. Его железистость находится в прямой зависимости от состава породы, что свидетельствует о равновесной кристаллизации. Состав характеризуется низкими содержаниями Ca и Ni (до 0.15 мас.%) и повышенным Mn (0.3—0.35 мас.%). Клинопироксен ($f = 24—28$) представлен авгитом, образующим преимущественно ойкокрсты. Содержание Al_2O_3 в нем не превышает 3—4 мас.%, а TiO_2 достигает 1 мас.%. Ортопироксен также обладает низкой железистостью ($f = 27—36$), количество CaO варьирует от 0.85 до 1.35 мас.%, Al_2O_3 — 0.4—2.2 мас.%. В габброидах плагиоклаз обладает высокой степенью идиоморфизма. Он образует вытянутые кристаллы с ясно видимой прямой, реже осцилляционной зональностью, что говорит о быстрой кристаллизации базитов и, следовательно, о небольшой глубине их становления. Его состав меняется как в различных породах (от An_{53} до An_{77}), так и в пределах отдельно взятых крупных зерен (от An_{57} до An_{73}).

Спектры распределения РЗЭ имеют умеренный отрицательный наклон ($(La/Yb)_n = 4.1—5.3$) (см. рис. 3, в) и полностью комплементарны за исключением небольшой положительной Eu аномалии в одном из образцов ($\Delta Eu^* = 1.27$). На мультиэлементной диаграмме отчетливо выделяется положительная аномалия по Sr при практически монотонном распределении HFSE. Эти геохимические особенности указывают на то, что исходным для массива Джавхлант является высокомагнезиальный расплав типа OIB.

Датирование массива Джавхлант выполнено по монофракциям биотита и циркона, которые выделены из пробы наиболее неизмененного меланогаббро обр. А53-07 из юго-восточного фланга. Цирконы бесцветные, имеют характерную магматическую зональность и хорошую огранку (см. рис. 4, в). Размер зерен порядка 0.1 мм, форма изометричная, реже слабывтянутая. Древних ядер в них не установлено. Разброс значений изотопного возраста по отдельным зернам от 342 до 324 млн лет. Полученное среднее значение возраста по 10 зернам цирконов 332.1 ± 4.1 млн лет, что соответствует раннему карбону. По биотиту из этой же пробы получено хорошее плато с возрастом 337.7 ± 3.05 млн лет (см. рис. 5, з). Эти данные позволяют считать, что время формирования дифференцированных базитов этого массива отвечает раннему карбону, а не раннему девону.

Проявление пикродолеритов Ярын-Хад находится в пределах крупного сложного гранит-монцодиоритового массива в хр. Ярын-Хад-Нуру к югу от сомона Цэл в Заалтайской Гоби (см. рис. 1) [Изох и др., 1990]. Прорывающие их гранитоиды относятся к заалтайскому гранитоидному комплексу верхнего карбона [Геология..., 1973]. Среди гранитоидов встречаются многочисленные останцы дифференцированных габброидов с характерной шаровой отдельностью. Они наиболее распространены в западной части массива, где образуют блоки размерами до первых сотен метров. Базитам свойственна высокая степень дифференциации: от плагиоклаз-роговообманковых лерцолитов с постепенными переходами через меланократовые оливиновые габбро и габбронориты до анортозитов. Последние образуют небольшие шпильки среди оливиновых габбро. Для базитов характерна габбровая, субофитовая структура, часты пойкилитовые структуры, образованные ойкокрсталлами ортопироксена, амфибола, в которых находятся идиоморфные зерна раннего оливина. Наличие офитовых структур согласуется с небольшими размерами интрузивных тел.

Составы базитов данного массива на TAS-диаграмме располагаются в полях ультраосновных и основных пород нормального ряда (см. рис. 2, а). По типу щелочности они в основном отвечают среднекалиевой серии, хотя отдельные меланократовые разности попадают в поле средненатриевой серии (см. рис. 2, б). В ультраосновную группу входят породы с содержанием MgO 16—28 мас.%, а в основную — 7—9 мас.% MgO. В целом же наблюдается отчетливый тренд дифференциации, обусловленный фракционированием главным образом раннего оливина (см. рис. 2, в). Габброиды характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 и P_2O_5 (около 1 и 0.3 мас.% соответственно) (см. рис. 2, з). В целом по особенностям состава и трендам дифференциации породы массива Ярын-Хад соответствуют Джавхлантскому проявлению.

Оливин образует обычно изометричные и слабывтянутые зерна диаметром до 2 мм. По составу он отвечает хризолиту ($f = 22.2—30.4$) с повышенным содержанием NiO (до 0.21 мас.%). Состав клинопироксенов соответствует субкальциевому авгиту ($f = 25—38$), содержания Al_2O_3 и TiO_2 составляют 1.3—3.0 и 0.3—0.9 мас.% соответственно. Ортопироксен ($f = 28—39$) образует пойкилитовые зерна и содержит 0.6—1.4 мас.% CaO и 0.5—1.4 мас.% Al_2O_3 . Плагиоклаз встречается как в виде крупных и идиоморфных лейст в породах с субофитовой структурой, так и в виде ксеноморфных зерен, обуславливающих иногда пойкилитовую структуру. Он характеризуется невысокой основностью ($An_{32.7—70.1}$), содержание ортоклазового минала в среднем 0.8—1.4 мол.%. Отмечаются роговая обманка и титанистый биотит.

Несмотря на близость петрохимического состава с массивом Джавхлант по геохимическим особенностям базиты массива Ярын-Хад существенно отличаются. Для них характерны более низкие со-

держания легких РЗЭ и плоские спектры их распределения (см. рис. 3, в). На мультиэлементных спектрах, так же как и для массива Джавхлант, наблюдается положительная Sr аномалия. В то же время отчетливо проявлены минимумы для Ti, P, Nb, Ta, что типично для магм, связанных с плавлением надсубдукционной мантии.

Для датирования были отобраны монофракции биотита и циркона из пробы амфибол-биотитового оливинного габбронорита обр. А28-07. Цирконы представлены мелкими короткопризматическими зернами или их обломками. В ряде случаев наблюдается отчетливая секториальность и магматическая зональность. В отдельных зернах фиксируются древние ядра. Одно из определений по такому ядру дало ордовикский возраст (480.7 ± 2.2 млн лет). Оно не учитывалось при расчетах. Определения изотопного возраста по 9 точкам варьируют от 307 до 327 млн лет. Среднее значение по этим зернам дает 316.2 ± 3.2 млн лет (СКВО = 0.107) (см. рис. 4, з). Для монофракции высокотитанистого биотита из этой же пробы многоступенчатым отжигом получено хорошее плато с временем закрытия Ag-Ag изотопной системы на 330 ± 2.9 млн лет (см. рис. 5, д). Интегральный возраст также имеет близкое значение — 329 млн лет. По этим расчетам оказывается, что время закрытия Ag-Ag изотопной системы на 15 млн лет раньше, чем это дают результаты датирования цирконов. В то же время датировки, полученные по отдельным точкам цирконов (334, 327 млн лет), хорошо согласуются с данными по биотиту, в связи с этим мы принимаем, что время становления массива Ярын-Хад отвечало раннему карбону (330 млн лет), что позволяет сопоставлять его по возрасту с массивом Джавхлант.

МАССИВ ДЗАРА-УЛА (ХАНГАЙ)

С этапом проявления пермского Таримского плюма, по результатам наших геохронологических исследований, в Западной Монголии можно связывать базитовый магматизм южной части Хангайского поднятия и района хр. Хан-Тайшири. Здесь нами исследован небольшой габбро-монцодиоритовый интрузив в левобережье р. Дзабхан в 20 км к западу от сомона Гулин. В составе этого интрузива принимают участие и оливинные долериты с шаровой отдельностью. В структурно-тектоническом отношении он располагается в Байдринском террейне Дзабхан-Орхонского блока (см. рис. 1) [Козаков и др., 1997]. В районе горы Дзара-Ула среди биотит-амфиболовых гранодиоритов и порфиридных биотитовых гранитов, отнесенных к раннепермским гранитоидным комплексам, находятся блоки и ксенолиты оливинных габбро, оливинных и кварцсодержащих монцодиоритов [Изох и др., 1990].

На TAS-диаграмме фигуративные точки составов пород Дзара-Ула ложатся в поля основных и средних пород умеренной щелочности (см. рис. 2, а). Все они относятся к среднекалиевой серии (см. рис. 2, б). Основные породы представлены оливинными трахидолеритами, которые содержат до 5—7 % железистого оливина ($f = 56$). Содержание MgO в них не превышает 5 мас.% (см. рис. 2, в). Пикродолеритов в составе этого массива нами не обнаружено, хотя в составе других массивов этого типа в восточной части хр. Хан-Тайшири и в хр. Аргаланту такие породы ранее были описаны [Изох и др., 1990]. Для пород, слагающих массив, свойственны умеренные содержания TiO_2 (до 1.5 мас.%), но повышенные по сравнению с другими массивами концентрации P_2O_5 (0.6 мас.%) (см. рис. 2, з).

Оливин в породах массива встречается в виде небольших неправильной формы зерен. По составу он характеризуется наиболее высокой железистостью из всех исследованных интрузивов ($f = 51.8—56.9$). Ему присуще высокое содержание MnO (1.1—1.2 мас.%) и низкое NiO (менее 0.01 мас.%). Клинопироксен—авгит образует зональные идиоморфные зерна светло-зеленого цвета. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие Sr и низкие содержания TiO_2 (0.19—0.35 мас.%). Плаггиоклаз представлен пластинчатыми зональными кристаллами. В зональных кристаллах центральные части по составу отвечают битовниту ($An_{82.7—86.7}$), а в краевых частях — лабрадору и андезину ($An_{42—65}$). Наблюдается обрастание плаггиоклаза калишпатом, что типично для пород габбро-монцодиоритовых ассоциаций. Для пород этого массива характерен высокотитанистый биотит (до 2 мас.% TiO_2).

РЗЭ спектрам свойствен достаточно сильный отрицательный наклон в особенности в средней части спектра ($(La/Yb)_n = 9.1—9.3$) при общем высоком абсолютном содержании этих элементов (8—90 хондритовых единиц, см. рис. 3, з). Мультиэлементные спектры показывают четкие отрицательные Nb-Ta и Ti аномалии, слабое обеднение Zr и Hf, повышенные количества Rb, K и Sr.

В результате Ag/Ag датирования монофракции биотита из неизмененного монцогаббро обр. А65-07 получено плато с возрастом 262.1 ± 2.4 млн лет (см. рис. 5, е). По 10 зернам циркона конкордантный возраст составил 269.2 ± 4.1 (см. рис. 4, д). Таким образом, формирование данной ассоциации относится к ранней перми. Массив Дзара-Ула ассоциирует с раннепермским бимодальным вулканоплутоническим комплексом, выделенным в свое время С.П. Гавриловой с соавторами [1991]. В связи с этим мы допускаем, что к этому же рубежу следует относить пикродолеритовые интрузивы восточной части хр. Хан-Хухей и Аргалантинского прогиба, где они включаются в состав раннепермской вулканоплутонической ассоциации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выводы о геодинамических обстановках проявления, рассмотренных выше, основываются на комплексном анализе геологических, геохимических и геохронологических данных. При этом наиболее важное значение имеет оценка времени становления интрузивов. Проведенные нами геохронологические исследования пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии показали, что он проявился в широком диапазоне времени, в различных террейнах и, соответственно, в различных геодинамических обстановках.

Раннепалеозойскому этапу отвечает Урэгнурская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация (512 млн лет), которая выявлена в Хархиринском террейне Монгольского Алтая (южнее оз. Урэг-Нур) [Оуюнчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010]. С этой ассоциацией связана россыпная ферроплатиновая минерализация урало-алескинского типа [Оуюнчимэг и др., 2009]. В совокупности с другими данными по магматизму ЦАСП полученные датировки позволяют относить эти проявления пикритоидного магматизма к раннепалеозойской LIP [Izokh et al., 2009].

Раннедевонский возраст (406 млн лет) получен для пикродолеритов хр. Цаган-Шибету в северной части оз. Урэг-Нур. Этот ареал пикродолеритового магматизма считался ранее продолжением области развития интрузивов торгальского комплекса Западной Тувы [Изох и др., 1990] и некоторыми исследователями относился к образованиям позднего девона—раннего карбона [Кривенко, 1965]. Раннему девону отвечает и время формирования оливиновых долеритов массива Морьт-Ула (391.6 млн лет), находящегося в южной части хр. Алтан-Хухей Монгольского Алтая. Приведенные датировки для базитовых тел хр. Цаган-Шибету и Морьт-Ула совпадают со временем формирования девонских вулканогенных комплексов Минусинского прогиба, Тувы и Западной Монголии [Парначев, 1996; Федосеев, 2001; Федосеев и др., 2003]. Высокая магнезиальность раннего оливина в пикродолеритах и пикритах района хр. Цаган-Шибету, а также их геохимические особенности позволяют относить этот ареал к производным раннедевонского пикритового магматизма. Присутствие на этом возрастном рубеже базитовых магм, отвечающих высоким степеням плавления, с одной стороны, подтверждает правильность выделения крупной изверженной провинции для раннего девона, а с другой, — позволяет предполагать, что центр этой провинции мог находиться в структурах Монгольского Алтая. В этой связи интерес представляют данные по раннедевонскому базитовому магматизму на китайской территории Монгольского Алтая, где в последнее время зафиксированы предграницные базитовые интрузии, обладающие геохимическими характеристиками MORB [Cai et al., 2010]. В других регионах развития девонского базитового магматизма (хр. Хан-Хухей, Тувинский и Минусинские прогибы) высоких степеней плавления мантии в это время не достигалось. К плюмовому магматизму невысоких степеней плавления девонской LIP можно отнести и тешенитовый интрузив горы Черная Сопка в районе г. Красноярск [Лавренчук и др., 2004].

Ранее предполагалось, что пикритовые и пикродолеритовые интрузивы, широко развитые в Барун-Хурайской котловине и в Заалтайской Гоби (ЮЗ Монголия), следует коррелировать с проявлениями ультрамафит-мафитового магматизма, сопряженного с Таримской крупной изверженной провинцией [Поляков и др., 1994, 2008]. Особый интерес представляла связь с этим магматизмом раннепермских Cu-Ni месторождений Колотонк, Хуангшань, Хуаньши и других в Северном Синьцзяне [Мао et al., 2008] и месторождения Макут в Восточном Казахстане [Izokh et al., 2008; Хромых, Владимиров, 2009]. Однако проведенное нами комплексное Ar-Ar и U-Pb датирование пикродолеритовых интрузивов этого района показало, что они имеют более ранний возраст и проявились в широком временном диапазоне. Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст получен для пикродолеритов массива Алтан-Гадас (355 млн лет) в северной части Барун-Хурайской котловины, а также небольшого интрузива Тавтын-Хундийн (359 млн лет) в южной части Монгольского Алтая (см. табл. 1). Спектры РЗЭ для пород этих массивов практически идентичны, имеют устойчивый отрицательный наклон ($(La/Yb)_n = 1.9—4.8$) и близки к островодужным толеитовым базальтам, но отсутствие на мультиэлементном спектре Nb-Ta отрицательной аномалии не позволяет говорить об островодужной их природе. Одновозрастные и геохимически однотипные интрузивы проявились в различных структурах — массив Алтан-Гадас в Барун-Хурайской зоне южнее главного Монгольского разлома, тогда как проявление Тавтын-Хундийн располагается севернее бодончинского девонского метаморфического комплекса в структурах Кобдоского террейна Монгольского Алтая. В обоих случаях пикродолеритовые дайкообразные интрузивы предшествуют массовому гранитообразованию в пределах Монгольского Алтая и Барун-Хурайского террейна [Гаврилова и др., 1975]. Исходя из структурной геологической позиции малых пикродолеритовых тел Барун-Хурайского террейна, их петрографических и петрохимических характеристик [Изох и др., 1990] массивы Харулын-Обо, Бадмин-Хара-Тологой и Баирта-Даба также относятся к позднедевонско-раннекаменноугольному рубежу. Кроме того, в северной части Монгольского Алтая фиксируются дифференцированные габброиды (расслоенный габброноритовый массив вблизи аймака Кобдо) и пикродолериты (район р. Шивер-Гол), где они также предшествуют позднедевонско-раннекарбонным гранитоидам. По времени этот рубеж пикродолеритового магматизма хорошо согласуется с проявлением второго этапа

базитового магматизма в Западной Туве (торгалыгский комплекс) [Кривенко, 1965]. Таким образом, геологическая позиция пикродолеритового магматизма этого этапа и его геохимические особенности позволяют рассматривать его как самостоятельное проявление внутриплитного магматизма, охватывающего большую территорию Западной Тувы и Западной Монголии. На китайской территории в Тянь-Шане, в Илийском блоке и в хр. Богда-Шань в карбоне (345—325 млн лет) выделяются континентальные рифтовые системы с широким развитием толеитового внутриплитного вулканизма, что позволило выделить в этом районе Тянь-Шаньскую крупную изверженную провинцию [Xia et al., 2004; Pirajno et al., 2008]. Не исключено, что пикродолеритовый магматизм Западной Монголии относится к Тянь-Шаньской LIP. К этому внутриплитному этапу магматизма, возможно, относятся субщелочные и щелочные карбоновые проявления пикродолеритового магматизма хр. Хан-Хухей [Поляков и др., 2010].

Среднекарбоновые датировки получены для ряда массивов, расположенных к востоку от Барун-Хурайской котловины — в Гобийском Алтае и Заалтайской Гоби. Возраст 337 млн лет получен для пикродолеритового интрузива Джавхлант, располагающегося в осевой части Гобийского Алтая. Этот массив обладает геохимическими характеристиками внутриплитного магматизма. В то же время пикритоиды массива Ярын-Хад в Заалтайском Гоби также имеют среднекарбоновый возраст (330 млн лет), но геохимические характеристики пород этого массива сочетают в себе как внутриплитные, так и надсубдукционные характеристики. В связи с этим интерес представляет небольшой хорошо дифференцированный массив Дзахой, который располагается в Заалтайской Гоби в 50 км к востоку от массива Ярын-Хад. Вмещающими для него служат вулканогенно-осадочные породы раннекаменноугольного возраста, причем он сам прорывается верхнекарбоновыми гранитоидами. Из-за низких содержаний циркония в породах массива нам не удалось выделить из них ни одного зерна циркона. Отсутствие биотита в породах не позволило провести Ar-Ar датирование. Тем не менее этот массив представляет интерес для оценки геодинамических условий проявления магматизма этого этапа, поскольку он обладает всеми признаками надсубдукционных (островодужных) магматических комплексов [Изох и др., 1998]. Среди слагающих его пород доминируют оливиновые габбро и троктолиты различной степени меланократовости. В подчиненном количестве присутствуют анортозиты и габбронориты. Породы этого массива имеют ряд своеобразных особенностей, не характерных для рассмотренных ранее пикродолеритовых тел.

Точки составов пород на TAS-диаграмме попадают в поля ультраосновных и основных пород нормальной щелочности ($\text{SiO}_2 = 43.2\text{—}46.7$ мас.%) (см. рис. 2, а), однако высокие содержания основного плагиоклаза не позволяют относить их к ультраосновным породам (см. рис. 2, а). Характерен ярко выраженный натриевый тип щелочности, содержание K_2O не превышает 0.3 мас.% (см. рис. 2, б). Породам присущи низкие содержания TiO_2 и P_2O_5 (до 0.35 и до 0.05 мас.% соответственно). На диаграмме $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 2, в) отчетливо проявлен оливин-плагиоклазовый тренд дифференциации, вплоть до образования анортозитов. Эти петрохимические особенности типичны для островодужных расслоенных габброидов. В частности, они характерны для раннепалеозойских расслоенных интрузивов хиргиснурского комплекса в Озерной зоне [Изох и др., 1998; Бородина и др., 2004]. Из петрографических особенностей пород этого массива следует отметить высокую железистость оливина ($f = 23\text{—}31$) при высокой основности раннего плагиоклаза ($\text{An}_{86.9\text{—}89.6}$), что также свойственно надсубдукционным габброидам. Суммарные содержания РЗЭ в породах массива Дзахой аномально низки в ряду рассмотренных массивов. Спектры распределения РЗЭ характеризуются общим положительным наклоном с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.4\text{—}1.9$ (см. рис. 3, в). На спектрах имеется положительная европиевая аномалия, характеризующаяся $\Delta\text{Eu}^* = 1.15\text{—}2.05$, что обусловлено фракционированием плагиоклаза. Мультиэлементные спектры имеют отрицательные U-Th, Nb и Zr-Hf и положительную Sr аномалию (см. рис. 3, в), что также типично для магм, генерирующихся в субдукционных обстановках.

В карбоне в Заалтайской Гоби предполагаются островодужные и окраинно-континентальные геодинамические обстановки [Tectonic map..., 2002; Ярмолюк и др., 2008]. Однако некоторые авторы [Pirajno et al., 2008] для сопредельных территорий Синьцзяна выделяют карбоновый рубеж внутриплитной магматической активности. Полученные нами геохронологические и геохимические данные позволяют предполагать, что массив Дзахой представляет собой островодужный малоглубинный интрузив, находящегося в составе островной дуги (Заалтайский террейн), причленившейся с юга к более ранним структурам (Цэлский и Гоби-Алтайский террейны) [Lamb, Badarch, 1997]. Массив Ярын-Хад, ассоциирующийся с более поздней монцодиорит-гранитной серией, также связан с субдукционным магматизмом, но в режиме активной континентальной окраины, при этом массив Джавхлант располагается в ее тыловой части.

С проявлением пермского Таримского плюма по результатам наших исследований в Западной Монголии можно связывать базитовый магматизм южной части Хангайского поднятия и района хр. Хан-Тайшири. Раннепермский возраст получен для монцогаббро массива Дзара-Ула (269 млн лет), расположенного в левобережье р. Дзабхан. Этот массив ассоциирует с раннепермским бимодальным вулканоплутоническим комплексом [Гаврилова и др., 1991]. По мнению В.В. Ярмолюка с соавторами [Ярмолюк

и др., 2008], такие бимодальные комплексы являются результатом проявления рифтогенеза, инициированного плюмовой активностью (Хангайский плюм), наложившейся на обстановку активной континентальной окраины. В связи с этим весьма вероятно, что к тому же времени следует относить формирование пикродолеритовых интрузивов восточной части хр. Хан-Хухей (Дзагдай-Нур и Хара-Тэг) и Аргалантинского прогиба (Тэгшийнгольский, Мухур-Шургах и Дэд-Шургах), где они включаются в состав раннепермской вулканоплутонической ассоциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пикродолеритовый магматизм Западной Монголии проявился на различных возрастных уровнях: C_{1-2} , ~510 млн лет (Урэгнурская ассоциация и Хайрханский массив), D_1 , 390—410 млн лет (хр. Цаган-Шибету и Морьт-Ула), D_3 — C_1 , 345—360 млн лет (Алтан-Гадас, Тавтын-Хундийн и Ху-Цан-Булак), C_2 , 315—335 млн лет (Дзахой, Ярын-Хад, Джавхлант) и P_1 , ~270 млн лет (Дзара-Ула).

Петрохимические и минералогические данные позволяют выявить среди пикродолеритового магматизма Западной Монголии производные пикробазальтовых (12—14 мас.% MgO) (Урэгнурская ассоциация, Цаган-Шибету, массивы Джавхлант и Ярын-Хад) и мелабазальтовых расплавов (7—10 мас.% MgO) (Морьт-Ула, Алтан-Гадас, Дзахой и Дзара-Ула). Формирование пикритовидов в этих ассоциациях обусловлено фракционированием раннего оливина различной железистости.

Пикродолеритовый магматизм Западной Монголии формировался в различных геодинамических обстановках. Раннепалеозойскому этапу отвечает Урэгнурская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация (512 млн лет), которая выявлена в Хархиринском террейне Монгольского Алтая (южнее оз. Урэг-Нур) [Оуюнчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010]. С этой ассоциацией связана россыпная ферроплатиновая минерализация урало-алаянского типа [Оуюнчимэг и др., 2009]. В совокупности с другими данными по магматизму ЦАСП полученные датировки позволяют относить эти проявления пикритовидного магматизма к раннепалеозойской LIP [Izokh et al., 2009]. К базитовому магматизму девонской крупной изверженной провинции в Северо-Монгольском мегаблоке можно относить раннедевонские пикриты и пикродолериты хр. Цаган-Шибету и оливиновые долериты массива Морьт-Ула. С Тянь-Шаньской LIP, возможно, связаны позднедевонско-раннекарбоновые пикродолеритовые массивы Барун-Хурайской зоны (Алтан-Гадас) и Монгольского Алтая (Тавтын-Хундийн), а также, вероятно, проявления пикродолеритового магматизма хр. Хан-Хухей (Ху-Цан-Булак). С Таримской LIP можно увязывать бимодальный вулканизм южного обрамления Хангая (массив Дзара-Ула), восточной части хр. Хан-Хухей (Дзагдай-Нур и Хара-Тэг) и Аргалантинского прогиба (Тэгшийнгольский, Мухур-Шургах и Дэд-Шургах), где они также включаются в состав раннепермской вулканоплутонической ассоциации. Карбоновые пикродолеритовые массивы в Южно-Монгольском мегаблоке и Заалтайском Гоби связаны с обстановками островных дуг и активных континентальных окраин (массивы Дзахой и Ярын-Хад, Джавхлант).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-00716, 10-05-00515), Президиума РАН (ОНЗ) и Совета по грантам Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ (НШ – 65458.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермтриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расчлененных пегматит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

Воронцов А.А. Эволюция фанерозойского рифтогенного магматизма Центральной Азии (на примере полихронной Северо-Монгольско-Забайкальской рифтовой области): геохимия, источники, геодинамика: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007, 44 с.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологические данные для комплекса Эдельвейс // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 5, с. 846—850.

Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яншина Р.М. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М., Наука, 1975, 285 с.

Гаврилова С.П., Луцицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Оролмаа Д., Бадамгарав Ж. Вулканоплутонические ассоциации Центральной Монголии. М., Наука, 1991, вып. 50, 229 с.

Геология Монгольской Народной Республики / Ред. Н.А. Маринов. М., Недра, 1973, т. 1, 580 с.; т. 2, 752 с.

Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М., Наука, 1980, 195 с.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 240—248.

Континентальный вулканизм Монголии / Ред. И.В. Лучицкий. М., Наука, 1983, 261 с.

Кривенко А.П. Вопросы происхождения пород торгальского интрузивного комплекса Тувы // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 65—83.

Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.

Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., Недра, 1981, 246 с.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009 (10), с. 1119—1131.

Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск, ТГУ, 1996, 239 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Изох А.Э., Глозов А.И. Медь-никеленосная пикрит-долеритовая формация Зайсан-Гобийской складчатой зоны // Докл. РАН, 1994, т. 336, № 2, с. 229—233.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1227—1241.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Травин А.В. Новые данные о составе и возрасте пикритовидных и щелочно-базитовых комплексов Северо-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2010, т. 433, № 1, с. 67—71.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Федосеев Г.С. О масштабах базитового силлогенеза в северной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, ЦНТИ, 2001, с. 181—186.

Федосеев Г.С., Ратанов Л.С., Травин А.В. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование силловых комплексов и вулканистов Минусинского межгорного прогиба (Западная Сибирь) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25—27 ноября 2003 г. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 518—521.

Хромых С.В., Владимиров А.Г. Габброиды и пикритоиды Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, возраст и геохимическая природа // *Материалы Третьей Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения»*. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2009, т. 2, с. 248—251.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // *Докл. РАН*, 2008, т. 423, № 1, с. 92—98.

Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *J. Geodyn.*, 2002, v. 34, p. 265—307.

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

Cai K., Sun M., Yuan Ch., Zhao G., Xiao W., Long X., Wu F. Geochronological and geochemical study of mafic dykes from the northwest Chinese Altai: implications for petrogenesis and tectonic evolution // *Abstract volume of the International workshop «Geodynamic evolution, tectonics and magmatism of the Central Asian Orogenic belt»*. June 20—30, 2010. Novosibirsk, SB RAS Publ., p. 23.

Chung S.L., Jahn B.M. Plume–lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Geology*, 1995, v. 23, № 10, p. 889—892.

Eggins S.M. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 79—100.

Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell L.H. Frontiers in large igneous province research // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 271—297.

Fedoseev G.S. The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, Western Siberia, Russia // *Bull. Geosciences*, 2008, v. 83, № 4, p. 473—480.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevsky V.V., Egorova V.V., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early paleozoic large igneous province of the Central Asia mobile belt // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the international symposium, Novosibirsk, 13—16 August 2007*. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, p. 30—32.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Borisenko A.S., Vishnevskiy A.V. Early Permian ultramafic-mafic magmatism and accompanying Cu-Ni mineralization in the Gobi-Tien Shan belt as a result of the Tarim plume activity // *CERCAMS-12 workshop metallogeny of Central Asia from Kazakhstan to Xinjiang: research in progress, 25—26 November 2008, London, The Natural History Museum*, p. 7.

Shelepaev R.A., Oyunchimeg T. Age of ultramafic-mafic magmatism of Western Mongolia // *Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: proceedings of the international symposium, Novosibirsk, 2009*, p. 137—140.

Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.L., Semet M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 637—662.

Lamb M.A., Badarch G. Paleozoic sedimentary basins and volcanic-arc systems of southern Mongolia: new stratigraphic and sedimentologic constraints // *Int. Geol. Rev.*, 1997, v. 39, p. 542—576.

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 // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.

Mao Jing Wen, Pirajno F., Zuo Heng Zhang, Feng Mei Chai, Hua Wu, Shi Ping Chen, Lin Song Cheng, Jian Min Yang, Chang Qing Zhang A review of the Cu—Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // *J. Asian Earth Sci.*, 2008, v. 32, № 2—4, p. 184—203.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.

Peate D.W., Pearce J.A., Hawkesworth H.C., Edmonds C.M., Hirose K. Geochemical variations in Vanuatu Arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, № 10, p. 1331—1358.

Pirajno F., Jingwen Mao, Zhaochong Zhang, Zuoheng Zhang, Fengmei Chai. The association of mafic—ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // *J. Asian Earth Sci.*, 2008, v. 32, № 2—4, p. 165—183.

Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D. Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 88, p. 386—402.

Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C., Munker C., Matveev S., Qopoto C. Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 685—698.

Schuth S., Rohrbach A., Munker C., Ballhaus C., Garbe-Schonberg D., Qopoto C. Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, № 3, p. 288—304.

Tectonic map of Mongolia, scale 1:1 000 000 / Ed. O. Tomurtogoo. MRAM, 2002.

Woodland S.J., Pearson D.G., Thirlwall M.F. A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: comparison of Grenada, Lesser Antilles Arc, and the Izu-Bonin Arc // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, № 1, p. 171—198.

Xia L.-Q., Xu X.-Y., Xia Z.-C., Li X.-M., Ma Z.-P., Wang L.-S. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geol. Society Amer. Bull.*, 2004, v. 116, p. 419—433.

Yamamoto M. Picritic primary magma and its source mantle for Oshima — Oshima and back arc side volcanoes, Northeast Japan arc // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, № 3, p. 352—359.

*Поступила в редакцию
24 августа 2010 г.*