

**УРЭГНУРСКАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ ПИКРИТ-
БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ — ИНДИКАТОР
КЕМБРО-ОРДОВИКСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ**

**А.Э. Изох, А.В. Вишнеvский, Г.В. Поляков, В.М. Калугин, Т. Оюунчимэг*,
Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова**

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

** Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences Peace avenue, 63, Ulaanbaatar, Mongolia*

Рассматриваются геологические, минералого-петрографические и геохимические данные по Урэгнурской вулканоплутонической ассоциации высокомагнезиальных вулканических и гипабиссальных пород, располагающихся среди венд-кембрийских аккреционных структур Монгольского Алтая. Характерными особенностями пород этой ассоциации являются повышенная калиевая щелочность (K_2O/Na_2O до 1.2), обогащенность LILE и Sr, отрицательные Zr-Hf и Nb аномалии на мультиэлементных спектрах, подтверждающие надсубдукционный тип источника расплавов. Геологическое положение и полученный нами возраст (512.4 ± 6.1 млн лет ($^{39}Ar-^{40}Ar$ по вкрапленникам биотита)) свидетельствуют о присутствии пикритового магматизма на аккреционном этапе развития Алтайского сегмента Палеоазиатского океана, что является индикатором крупной изверженной провинции с участием мантийного плюма.

Пикрит, базальт, геохимия, крупные изверженные провинции, плюм, платиноносные интрузивы урало-алаякского типа, Западная Монголия.

**THE UREG NUUR Pt-BEARING VOLCANOPLUTONIC
PICRITE-BASALT ASSOCIATION IN THE MONGOLIAN ALTAI
AS EVIDENCE FOR A CAMBRIAN-ORDOVICIAN LARGE IGNEOUS PROVINCE**

A.E. Izokh, A.V. Vishnevskii, G.V. Polyakov, V.M. Kalugin, T. Oyunchimeg, R.A. Shelepaev, and V.V. Egorova

The paper discusses geological, mineralogical, petrographic, and geochemical data on the Ureg Nuur volcanoplutonic association of high-Mg volcanic and subvolcanic rocks localized among Vendian-Cambrian accretionary structures in the Mongolian Altai. These rocks have a high potassium alkalinity (K_2O/Na_2O up to 1.2), are enriched in LILE and Sr, and have negative Zr-Hf and Nb anomalies in multielement spectra; this confirms the suprasubduction type of the source of melts. The geologic setting and established age (512.4 ± 6.1 Ma, $^{39}Ar-^{40}Ar$ dating of biotite phenocrysts) evidence picritic magmatism at the accretionary stage of the development of the Altai fragment of the Paleoasian ocean. This indicates a large igneous province related to a mantle plume.

Picrite, basalt, geochemistry, large igneous provinces, plume, Ural-Alaskan-type Pt-bearing intrusions, western Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Проявления фанерозойского пикритового магматизма на поверхности Земли наблюдаются сравнительно редко, но имеют важное индикаторное значение, поскольку для формирования высокомагнезиальных (>14 мас.% MgO) расплавов необходимы высокие температуры, обеспечивающие высокую степень плавления мантийного вещества. Пикриты известны в различных тектонических обстановках: в срединно-океанических хребтах, внутриконтинентальных рифтах, в островодужных системах [Francis, 1995; Perfit et al., 1996; Larsen, Pedersen, 2000], но наиболее широко проявлены в составе крупных изверженных провинций (LIP), связанных с глубинными мантийными плюмами [Abbott, Isley, 2002; Соболев и др., 2009]. При этом они фиксируются, как правило, на ранних этапах развития LIP и приурочены к центральным частям ареалов воздействия плюмов на литосферу [Борисенко и др., 2006].

Для Урэгнурской пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации, приуроченной к аккреционной зоне венд-кембрийской палеоостроводужной системы [Berzin, 1991], характерны лавы и гиадокластиты пикритов, потоки оливин-пироксеновых, пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, дайки и силлы пикритов, оливиновых долеритов, долеритов и небольшие дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузии. Их можно рассматривать как единую вулканоплутоническую ассоциацию. Интерес к ее изучению был вызван находками минералов платиновой группы (МПГ) в золотоносных речных россыпях котловины оз. Урэг-Нур. Целью данной работы является описание пород Урэгнурской ассоциации, их петрографии, минерального и химического составов, возраста и далее на основании

этих данных установление возможных условий их формирования. Детальному рассмотрению особенностей состава МПП и хромшпинелидов посвящена отдельная статья [Оюунчимэг и др., 2009].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И УРЭГНУРСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Урэгнурская пикрит-базальтовая ассоциация впервые выделена Н.А. Берзиным в северо-восточной части Монгольского Алтая, к югу от оз. Урэг-Нур [Berzin, 1991]. Она располагается в Хархиринском аккреционном террейне, с востока к нему по Цаган-Шибетинскому разлому примыкают структуры Озерной зоны (венд-кембрийская островодужная система), а на западе располагается Кобдоский флишоидный террейн [Tectonic map..., 2002]. Ранее базальты этого района на картах м-ба 1:500 000 [Геологическая карта..., 1978] и 1:1 000 000 [Geological map..., 1999] были отнесены к девону. В северной части Хархиринского террейна в хр. Цаган-Шибету девонские вулканогенно-осадочные отложения прорваны многочисленными интрузиями основного состава [Геология..., 1973], которые сопоставлялись со среднепалеозойским торгалыгским комплексом Тувы. Более поздними исследованиями было показано, что базитовые интрузивы к северу от оз. Урэг-Нур разделяются на два формационных типа: пикродолеритовый и сиенит-габбро-долеритовый [Поляков и др., 1987; Габброидные формации..., 1990]. В настоящее время для пикродолеритов из хр. Цаган-Шибету U-Pb методом по циркону получен девонский возраст (406.5 ± 7.1 млн лет) [Izokh et al., 2009], что хорошо коррелируется со временем начала раннедевонского рифтогенного магматизма в Центральной Азии [Воронцов, 2007; Fedoseev, 2008]. Таким образом, в районе оз. Урэг-Нур проявлены две разновозрастные и разнотипные ассоциации: в южной части раннекембрийская вулканоплутоническая, а в северной — субвулканические раннедевонские — пикродолеритовая и сиенит-габбро-долеритовая.

В центральной части Хархиринского террейна, где проявлена пикрит-базальтовая ассоциация, Н.А. Берзиным была выделена Яматугольская зона, которая рассматривается как чешуйчато-надвиговая структура [Berzin, 1991]. Отмечаются две стадии тектонических деформаций, прослеживающихся в ее структуре. Первая (каледонская) отвечает наиболее активному этапу аккреции и дает начало формированию надвиговых покровов и пластинчатых структур, тектоническому расслоению и метаморфизму раннепалеозойских и вендских отложений Хархиринского террейна. Следующая (герцинская стадия деформаций) приводит к дальнейшим горизонтальным движениям Хархиринского террейна и надвигу Яматугольской зоны на Урэгнурский позднекембрийский блок.

Северо-восточная часть Яматугольской зоны состоит из многочисленных чешуй, представленных фрагментами двух тектонических пластин — Нарийнсалинской и Харгайтской (рис. 1). Нижняя (Нарийнсалинская пластина) сложена слабометаморфизованными нижнекембрийскими флишоидными отложениями, прорванными многочисленными дайками пикритов и долеритов.

Верхняя (Харгайтская пластина) состоит из вулканогенных и осадочных пород. Вулканиды представлены многочисленными лавовыми потоками главным образом оливин-пироксенофировыми и плагиоклаз-пироксенофировыми базальтами. Ультраосновные вулканокластиты и лавобрекчии обнаружены только в нижней части Харгайтской пластины. Они слагают горизонт мощностью до 60—70 м, прослеживающийся в виде отдельных фрагментов в структурах пластины приблизительно на 40 км. В одних местах этот горизонт надвинут на флишоидные отложения Нарийнсалинской пластины, в других он налегает на тонкую пачку вулканогенно-осадочных пород. Здесь в ультраосновном серпентинизированном матриксе наблюдаются многочисленные округлые обломки оливинифированных и оливин-пироксенофировых пикритов. Выше по разрезу эти породы сменяются туфотурбидитами и практически мономинеральными клинопироксеновыми песчаниками. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что излияние пикритов происходило в подводных условиях одновременно с формированием флишоидных толщ. Кроме того, в породах лавовой толщи зачастую наблюдаются породы с хорошо выраженной подушечной отдельностью, также свидетельствующей о подводном характере излияний пикритов и базальтов. В некоторых мощных потоках наблюдается гравитационная дифференциация — нижняя часть потоков сложена кумулятивными пикритами — породами, в которых наблюдается повышенное количество вкрапленников клинопироксена и в особенности оливина.

Лавовая толща, флишоидные образования и интрузивные тела прорываются многочисленными дайками и силлами долеритов и пикритов. Часто в дайках устанавливается дифференциация течения, когда ранние вкрапленники оливина и клинопироксена концентрируются в центральных частях. Это позволяет рассматривать дайки в качестве подводных каналов вулканических образований и силлов.

Крупные силлы ультраосновного состава мощностью до первых сотен метров развиты в районе горы Будун (см. рис. 1). В силлах наблюдается последовательность пород от дунитов через верлиты и оливиновые клинопироксениты к меланогаббро, что обусловлено гравитационной дифференциацией. В 4 км к юго-западу от горы Будун среди туфов и гиалокластитов ультраосновного состава наблюдаются дайки и силлы гипабиссальных пикритов с крупными фенокристаллами оливина и клинопироксена. На

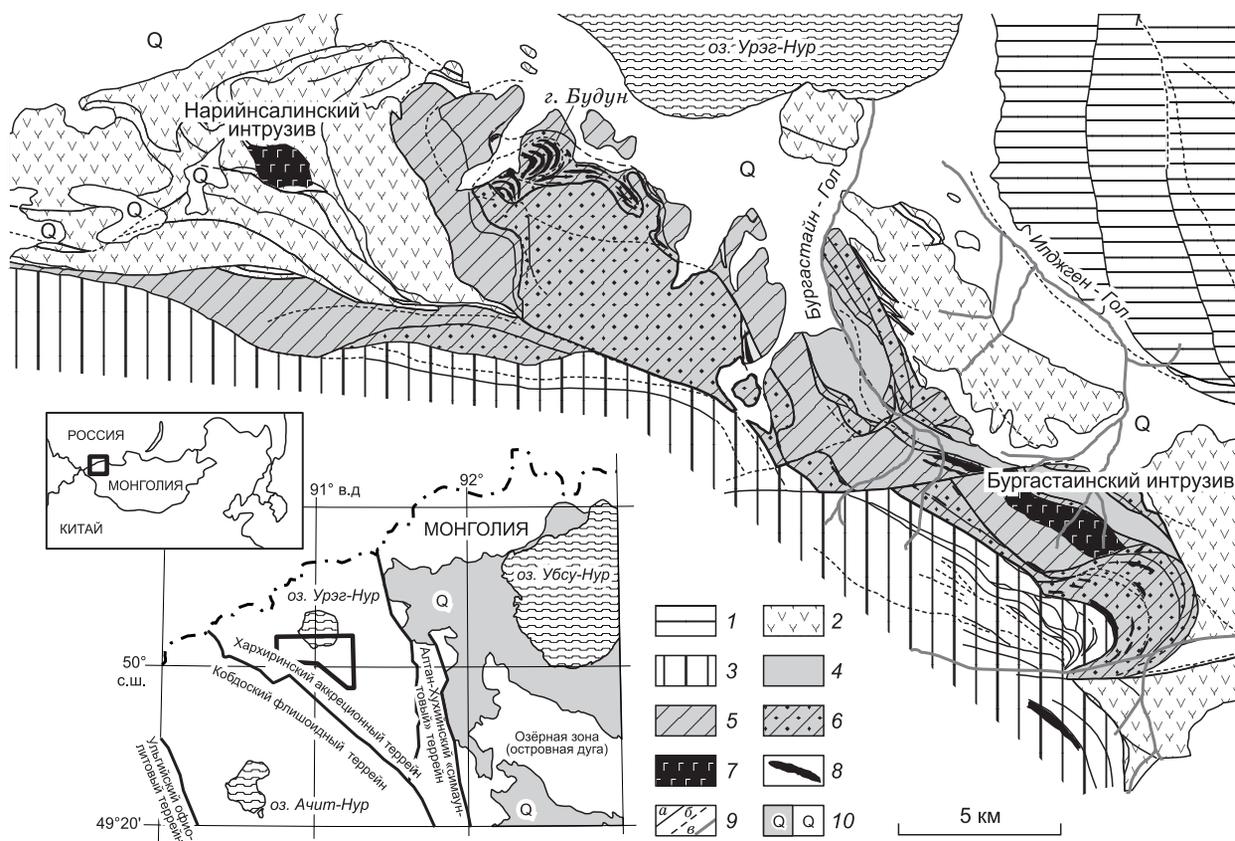


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Хархиринского террейна (северный склон хр. Турген), по Н.А. Берзину [1995] с авторскими дополнениями.

1 — ранние каледониды, 2 — флишоидные и вулканогенные комплексы Урэгнурского блока, 3—6 — структуры Яматугольской зоны; 3 — Байримская, 4 — Бургастайнская, 5 — Нарийнсалинская, 6 — Харгайтская, 7 — ультрамафит-мафитовые интрузивы, 8 — ультраосновные вулканы и гипабиссальные ультрамафит-мафитовые тела; 9: *a* — разломы, *b* — предполагаемые разломы, *v* — водотоки; 10 — четвертичные отложения.

некоторых участках наблюдается трахитоидная структура и отчетливая дифференциация, обусловленная чередованием перидотитов, оливиновых пироксенитов и габброидов.

Одним из интрузивов, входящих в Урэгнурскую ассоциацию, является Бургастайнский массив, располагающийся к юго-востоку от оз. Урэг-Нур. На геологической схеме Н.А. Берзина [1995] все его границы имеют тектоническую природу, однако нами был обнаружен контакт габброидов с вмещающими породами с образованием мелкозернистых роговиков, что свидетельствует о низком давлении (до 2—3 кбар) на момент внедрения. Интрузив представляет собой крупное, по-видимому, пластообразное тело с площадью выхода на поверхность около 6 км². По сути, его можно рассматривать как обособленный тектонический блок, поэтому сделать обоснованные выводы о его изначальной морфологии на данном этапе исследований не представляется возможным.

Нарийнсалинский интрузив, также отнесенный нами к Урэгнурской ассоциации, располагается к юго-западу от оз. Урэг-Нур в структурах Урэгнурского блока (зеленые сланцы по базальтам). Он представляет собой небольшое (площадь выхода около 1 км²) дифференцированное тело, сложенное преимущественно оливин-роговообманковыми клинопироксенитами, в подчиненном количестве встречаются горнблендиты и верлиты.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ валового состава пород (96 проб) проводился методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск) на приборах СРМ-25.

Анализ содержания редких элементов (9 образцов) проводился в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методом ICP-MS на приборе Plasma Quad PQ II Turbo Plus, VG (Англия). Градуирование проводилось по международным стандартным образцам горных пород. Подготовка растворов состояла в открытом кис-

лотном разложении проб и разведении в 1000 раз дистиллированной водой с 3%-м HNO_3 . Внутренний стандарт — ^{115}In , при концентрации в растворе 10 мг/г. Пределы обнаружения — 0.1—1 г/г, погрешность воспроизводимости — 5—10 отн. %.

Микрозондовый анализ породообразующих минералов проводился в ИГМ СО РАН на приборе JEOL JXA-8100 (аналитик Е.Н. Нигматулина). Градуирование осуществлялось по внутренним стандартам минералов. Напряжение 20 кВ, ток 30 нА, диаметр пучка 2 мкм.

Анализ редкоэлементного состава клинопироксенов был выполнен в отдельных зернах методом ICP MS с лазерной абляцией в ИГМ СО РАН. Каждая съемка сопровождалась контрольным измерением стандартов стекол (NIST 612, 614). Погрешность анализа по величине стандартного отклонения не превышала 15—25 % для содержаний менее 1 г/г и 5—10 % для содержаний более 1 г/г.

Определение возраста ^{39}Ar - ^{40}Ar методом проводилось по двум монофракциям биотита в ИГМ СО РАН (аналитик А.В. Травин). Минеральные фракции были запакованы в алюминиевую фольгу и запаяны после предварительной откачки в кварцевых ампулах с последующим облучением в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К типа Томского политехнического университета. Нейтронный поток калиброван по стандартному биотиту МСА-11 с градиентом не более 0.5 % в размере образца. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. После очистки выделенного аргона с использованием Ti и ZrAl SAES геттеров его изотопный состав измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы Micromass (Англия).

ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ УРЭГНУРСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

В связи с неопределенностью возраста пород Урэгнурской ассоциации были выполнены ^{39}Ar - ^{40}Ar исследования биотитов. Проба 203а-03 отобрана из типичной дайки пикрита к юго-востоку от горы Будун на южном берегу оз. Урэг-Нур, а пр. 203б-03 из прорывающего эти пикриты небольшого тела монцодиоритов. Последние, судя по геологическим наблюдениям, являются наиболее молодыми магматическими образованиями рассматриваемой ассоциации.

Результаты Ar-Ar исследований монофракций биотитов из этих пород приведены на рис. 2. Для монофракции биотита из пикритовой дайки получено плато, соответствующее возрасту закрытия изотопной системы 513.9 ± 6.2 млн лет, что соответствует нижнему—среднему кембрию. Такой же возраст получен и для биотита из монцодиорита — 512.4 ± 6.1 млн лет (см. рис. 2).

Таким образом, полученные данные позволяют относить время формирования пикритовой вулканоплутонической ассоциации к границе нижнего и среднего кембрия. Необходимо отметить, что именно этому временному интервалу отвечают специфические обогащенные диопсидом базальты усть-семянской свиты в Чеповской зоне Горного Алтая, где также отмечаются небольшие субвулканические тела пикритов и пироксенитов, сходных по составу с Урэгнурскими [Гибшер и др., 1997].

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УРЭГНУРСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Породы, слагающие Урэгнурскую ассоциацию, по геологическим признакам можно разделить на следующие основные группы: лавовые толщи, силлы, дайки и более крупные интрузивные тела. Петрографическая их характеристика дана с учетом этого деления.

Лавовая толща сложена многочисленными потоками различной мощности, среди которых преобладают пироксенофиновые и пироксен-плаггиоклазофиновые базальты (см. рис. 3, а), пикробазальты и пикриты, в верхней части встречаются трахибазальты и трахиандезиобазальты (рис. 3, а). Среди пикритов

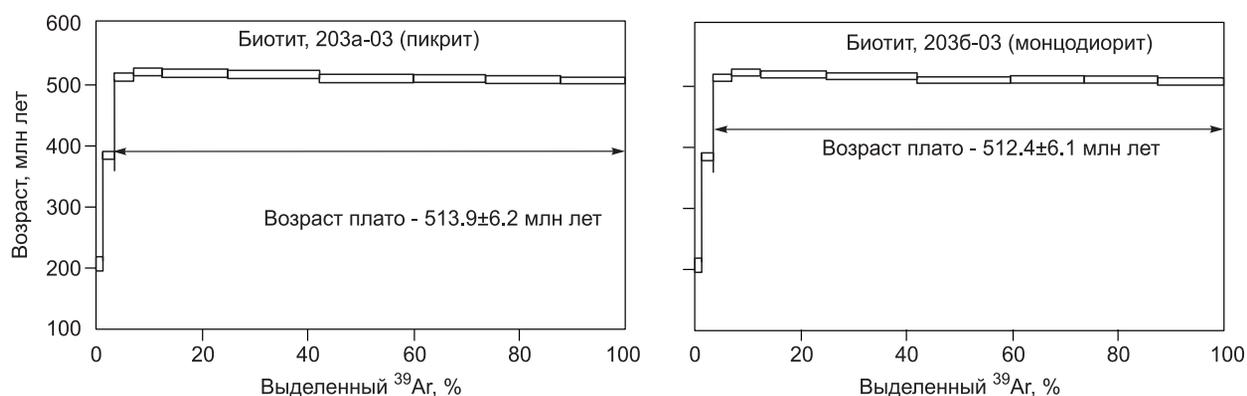


Рис. 2. Возрастные Ar-Ar спектры ступенчатого отжига биотита из пикрита 203а-03 и секущего пикрита монцодиорита 203б-03.

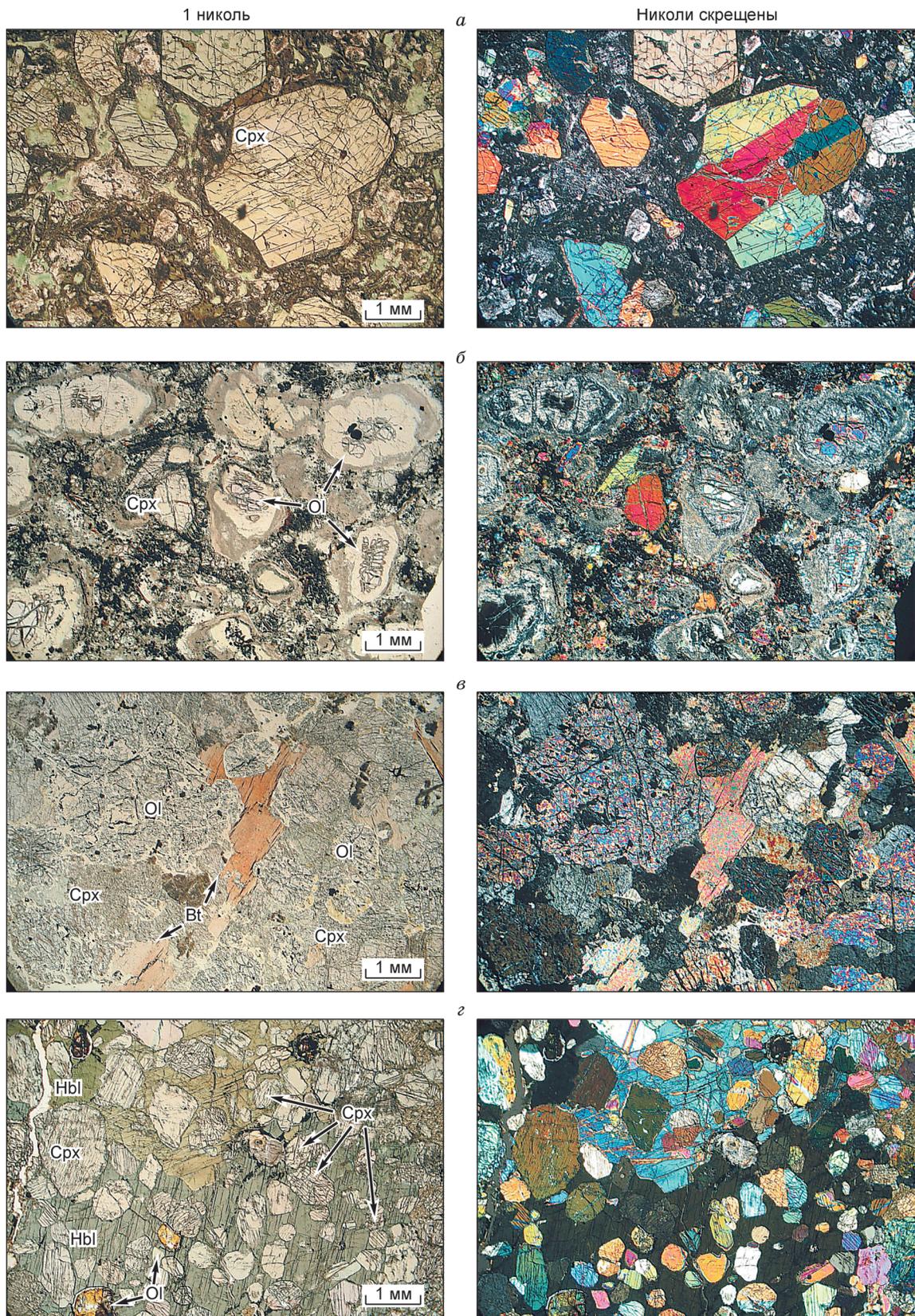


Рис. 3. Фотографии шлифов пород Урегнурской ассоциации.

а — клинопироксенофирный базальт из потока подушечных лав Харгайтской пластины (обр. М26-04А), *б* — пикрит из крупной дайки, прорывающей толщу вулканитов (обр. И4-05А), *в* — верлит из крупных силлов в районе горы Будун (обр. М36-04А), *г* — оливинсодержащий роговообманковый клинопироксенит из Нарийнсалинского интрузива (обр. И3-053).
 Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Hbl — роговая обманка, Bt — биотит.

Таблица 1.

Состав клинопироксенов из пород Урэгнурской ассоциации

Компонент	Лавы		Дайки		Силлы горы Будун		Нарийнсалинский интрузив	
	пироксенофиновый базальт		пикрит		биотитовый пикрит		клинопироксеновый горнблендит	
	Е5-05	М26-04А	М25-04Б	И4-05А	М31-04Б	М36-04А	ИЗ-05Б	
SiO ₂ , мас. %	53.55	52.08	52.79	52.51	51.89	52.92	51.46	51.42
TiO ₂	0.03	0.19	0.13	0.15	0.32	0.17	0.21	0.24
Al ₂ O ₃	0.87	1.95	1.77	1.80	2.16	1.93	3.23	3.20
Cr ₂ O ₃	0.40	0.35	0.62	0.66	0.11	0.59	0.16	0.05
FeO	5.21	6.79	4.71	4.51	8.67	3.75	5.56	5.87
MnO	0.19	0.21	0.12	0.13	0.27	0.10	0.14	0.18
MgO	17.75	16.39	16.91	17.27	16.23	17.01	15.72	15.13
CaO	21.72	21.48	22.27	22.16	19.86	23.11	22.92	23.56
Na ₂ O	0.04	0.12	0.15	0.15	0.14	0.21	0.24	0.11
Сумма	99.75	99.57	99.47	99.33	99.66	99.80	99.62	99.76
V, г/г	130	312	139	174	357	267	207	216
Cr	2757	2707	4576	4977	1055	4090	2101	468
Rb	2.04	0.34	0.21	0.23	12.50	2.33	0.29	0.32
Sr	57	70	64	78	111	130	80	160
Y	3.07	7.31	5.30	7.26	18.71	35.01	7.80	8.48
Zr	9.49	3.35	2.19	4.02	16.55	38.77	7.13	7.65
Nb	0.20	0.04	0.02	0.02	0.75	0.18	0.16	0.02
Ba	40.18	1.01	2.65	3.80	112.92	19.03	2.56	4.32
La	0.68	0.49	0.29	0.62	2.79	3.94	1.63	2.06
Ce	1.34	1.99	0.95	2.03	8.60	15.17	5.01	5.91
Pr	0.26	0.41	0.18	0.44	1.29	2.73	0.82	1.00
Nd	0.88	2.56	1.39	2.64	6.38	14.20	4.84	5.50
Sm	0.67	1.04	0.64	0.99	2.40	5.34	1.42	1.83
Eu	0.12	0.35	0.22	0.34	0.77	1.84	0.50	0.54
Gd	0.64	1.23	0.84	1.50	2.94	6.01	1.70	1.74
Tb	0.08	0.21	0.12	0.19	0.49	0.97	0.27	0.28
Dy	0.60	1.44	0.82	1.51	3.06	6.36	1.56	1.66
Ho	0.14	0.32	0.18	0.29	0.67	1.31	0.34	0.32
Er	0.38	0.87	0.54	0.80	2.43	3.77	0.86	0.97
Tm	0.06	0.12	0.05	0.10	0.30	0.48	0.11	0.12
Yb	0.35	0.90	0.51	0.85	1.95	3.79	0.85	0.86
Lu	0.07	0.11	0.08	0.13	0.29	0.48	0.12	0.13
Hf	0.25	0.18	0.09	0.21	0.73	1.17	0.39	0.36
Ta	0.02	0.00	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.00
Th	0.08	0.03	0.02	0.11	0.79	0.79	0.29	0.32
U	0.06	0.01	0.02	0.04	0.23	0.50	0.15	0.10
ΣREE	6.26	12.04	6.8	12.43	34.36	66.4	20.03	22.92
(La/Yb) _N *	1.41	0.39	0.4	0.52	1.03	0.75	1.38	1.73

Примечание. Анализ состава петрогенных компонентов выполнен на электронном микрозонде Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина), микроэлементный — на масс-спектрометре Finnigan Element-II с приставкой лазерной абляции в ИГМ СО РАН (аналитик С.В. Палесский).

* Нормировка по хондриту.

и пиробазальтов встречаются вулканокластические породы с многочисленными округлыми обломками пироксенофиновых базальтов размером 1—5 см, находящихся в мелкозернистом серпентинизированном матриксе. В верхней части вулканокластического горизонта наблюдаются прослой ультраосновных туфов и туфотурбидитов.

Наиболее распространены базальты с порфировой и гломеропорфировой структурой, образованной фенокристаллами оливина и клинопироксена. В большинстве своем порфировые вкрапленники

представлены практически полностью серпентинизированными зернами оливина, идиоморфными кристаллами неизмененного клинопироксена и много реже фенокристаллами сосюртитизированного плагиоклаза.

Краевые части зерен оливина обычно замещены агрегатом серпентина и хлорита, нередко отмечается тремолит. В пикритах количество вкрапленников оливина иногда достигает 65 об. %. По составу оливин из пикритов отвечает $Fo_{87.7-90.8}$ и имеет повышенное содержание NiO (0.35—0.36 мас.%) при низком CaO (0.07—0.09 мас.%). В пироксенофировых базальтах редкий оливин ($Fo_{88.4-88.6}$) характеризуется повышенными содержаниями CaO (0.31—0.34 мас.%) и NiO (0.25 мас.%) (табл. 1).

Клинопироксен отмечается в виде хорошо ограненных кристаллов до 4—5 мм в поперечнике, имеющих изометричную или таблитчатую форму. Он слагает обычно до 20 % объема породы, иногда количество вкрапленников достигает 60 %. Кроме хорошо образованных кристаллов в породах содержатся и их многочисленные обломки. По химическому составу клинопироксен соответствует авгиту ($En_{42-49}Wo_{35-41}Fs_{4-11}$) (рис. 4) с магнезиальностью $Mg\# = 87-94$ (см. табл. 1).

Дайки, относящиеся к Урэгнурской ассоциации, представлены довольно широким спектром пород, среди них по распространенности преобладают пикриты и ультраосновные пикробазальты. Лейкократовые породы, включая монцодиориты, встречаются очень редко.

Пикриты дайковых тел представляют собой породы, содержащие до 50 об. % вкрапленников серпентинизированного оливина. По составу оливин соответствует $Fo_{86.5-90.1}$ и имеет повышенные содержания NiO (0.2—0.3 мас.%) и CaO (0.25—0.41 мас.%). В небольших количествах встречаются вкрапленники клинопироксена, отвечающие диопсид-авгиту ($En_{40-50}Wo_{20-42}Fs_{5-13}$) и характеризующиеся вариациями по магнезиальности $Mg\# = 86-94.6$. Для даек часто отмечается повышенное содержание биотита. Основная масса сильно изменена и состоит преимущественно из мелких зерен клинопироксена, хлорита и биотита.

Силлы горы Будун представлены крупными телами, сложенными биотитовыми пикритами, пикродолеритами и оливин-биотитовыми микрогаббро. Оливин и клинопироксен являются главными минералами пикритов. По химическому составу оливин биотитовых пикритов отвечает $Fo_{68.1-70.6}$, образуя достаточно компактное поле составов. Он характеризуется высокими содержаниями CaO (0.46—0.6 мас.%) и наибольшим количеством NiO (0.1—0.13 мас.%). Клинопироксен соответствует диопсиду и авгиту ($En_{45-48}Wo_{36-46}Fs_{3-6}$) с магнезиальностью $Mg\# = 90.2-95.3$ (см. рис. 4, табл. 1).

Большая часть **Нарийнсалинского интрузива** сложена оливин-роговообманковыми клинопироксенитами и вебстеритами. Встречаются и практически мономинеральные породы с панидиоморфной структурой — горнблендиты и клинопироксениты. Отмечаются их рудные разности с сидеронитовой структурой — с содержанием титаномагнетита до 10 об.%. Наиболее идиоморфен оливин, образующий небольшие, практически изометричные зерна. По составу оливин более железистый — $Fo_{77.3-78.9}$ с повышенным количеством NiO (до 0.5 мас.%). Представляет интерес также и обедненность оливинов CaO (менее 0.1 %) против 0.3 для оливинов из лавовой толщи и даек и до 0.6 % для силлов горы Будун. По

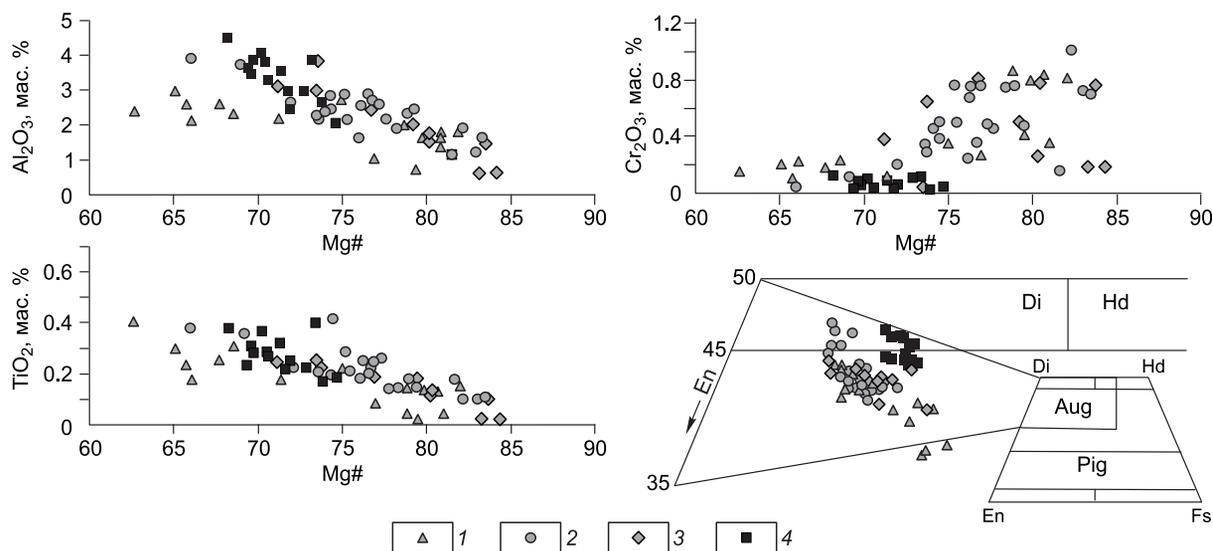


Рис. 4. Химические особенности клинопироксенов из различных пород Урэгнурской ассоциации.

1 — лавы, 2 — дайковые пикриты и долериты, 3 — породы силлов в районе горы Будун, 4 — породы Нарийнсалинского интрузива. Aug — авгит, Di — диопсид, En — энстатит, Fs — ферросилит, Hd — геденбергит, Pig — пижонит. Составы клинопироксенов приведены в табл. 1.

химическому составу клинопироксен отвечает диопсиду ($En_{41-44}Wo_{39-44}Fs_{5-8}$) и образует компактное поле составов с магнезиальностью $Mg\# = 89.6-92.2$. Кроме того, для него характерно повышенное содержание глинозема (>2.5 мас.%) и низкое — Cr_2O_3 (порядка 0.1 мас.%), что не характерно для клинопироксенов из других пород.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УРЭГНУРСКОЙ АССОЦИИИ

На TAS-диаграмме составы большинства эффузивных пород Урэгнурской пикрит-базальтовой ассоциации попадают в поле пикритов, пикробазальтов и базальтов нормального ряда, хотя с ростом содержания SiO_2 составы вулканитов смещаются в сторону умеренно щелочных пород (рис. 5, а, табл. 2). Для гиалокластитов и пикритовых лав нижней части Харгайтской пластины характерны содержания SiO_2 (39—43 мас.%) и очень низкие количества щелочей ($Na_2O + K_2O$) — от предела обнаружения до 0.9 мас.%, что, очевидно, связано как с низкой щелочностью самих магм, так и с серпентинизацией пород при их взаимодействии с морской водой, при котором К и Na ведут себя достаточно подвижно. Следует отметить, что составы пород Урэгнурской ассоциации отвечают именно пикритам, а не коматиитовым или меймечитовым сериям, отличаясь от первых большим количеством Al, Na и K, а от вторых — низкими содержаниями TiO_2 и высокими — щелочей.

Составы пород пикритовых лав и даек довольно однообразны и образуют относительно узкое поле по содержаниям всех петрогенных компонентов (см. рис. 5, в, з). На TAS-диаграмме они располагаются в поле ультраосновных и основных пикробазальтов нормального ряда. Содержание $MgO = 23.5-27.9$ мас.%, $SiO_2 = 42.9-43.9$ мас.%, характерны еще более низкие количества TiO_2 (0.15—0.22 мас.%) и щелочей K_2O (0.3—0.96 мас.%), Na_2O (0.88—1.59 мас.%) по сравнению с породами лавовой толщи. В дайках с установленной дифференциацией течения наблюдаются изменения валового состава пород от центральных частей к контакту. Для долеритовой дайки заметно снижение Al, Mg, Ca, Fe и K в приконтактной части на фоне повышения Si и Na и постоянства содержаний Ti и P. В пикритовой дайке наблюдается повышение количества Si, Ca и Na на фоне снижения Mg и K при практически постоянных концентрациях Fe, Al, Ti и P.

Составы пород силлов горы Будун образуют более широкое поле, $SiO_2 = 41-50$ мас.%, $MgO = 7-29$ мас.% (преобладают высокомагнезиальные разности). Содержание K_2O даже в наиболее магнезиальных разностях довольно высоко (около 1 мас.%), что отражается на минеральном составе пород (до 15 об.% биотита). За счет повышенного количества K_2O эти породы выделяются на TAS-диаграмме как немного более щелочные (относительно выше описанных пород), в остальном же особенности их состава весьма схожи. Повышенная железистость минералов и обогащенность пород силлов горы Будун кали-

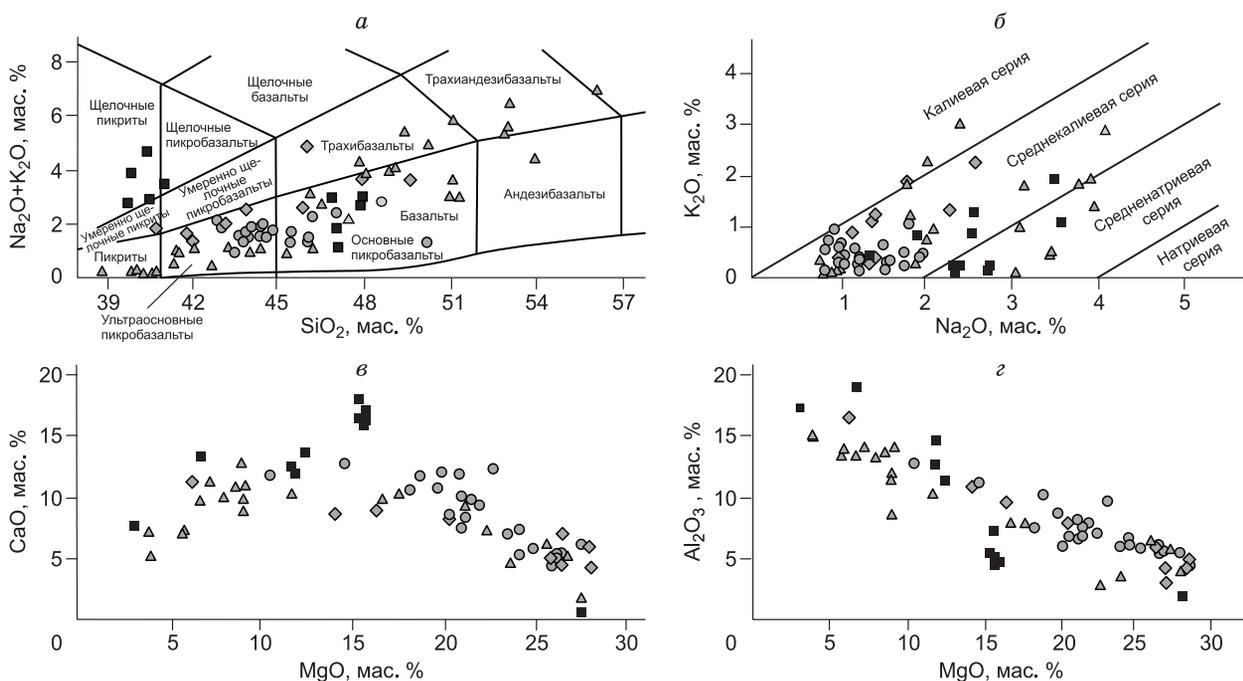


Рис. 5. Петрохимические особенности пород Урэгнурской ассоциации.

а — TAS-диаграмма [Петрохимический кодекс... 2008], б — диаграмма K-Na серий [Le Bas, 2000], в — $MgO-CaO$, з — $MgO-Al_2O_3$. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Таблица 2.

Состав пород Ургунской ассоциации и Наринсалинского интрузива

Компонент	Лавы: пикриты, оливин-офитовые, оливин-пироксенитовые базальты															
	О-09/2-06	И5-05А	О23/2-06	О13/1-06	М23-04Г	О24/1-06	М22-04Б	М24-04В	И5-05-Ж	М26-04А	М29-04А	М27-04В	М30-04Б	М30-04А	М30-04А	О20/1-06
SiO ₂ , мас. %	40.72	41.43	41.48	42.22	43.22	44.17	45.27	46.08	46.18	48.84	50.20	50.95	51.07	52.87	53.00	54.09
TiO ₂	0.20	0.18	0.25	0.30	0.20	0.24	0.28	0.36	0.30	0.57	0.53	0.32	0.63	0.84	0.63	0.58
Al ₂ O ₃	4.84	4.01	5.65	5.84	5.65	5.45	7.26	7.81	2.66	14.15	11.94	8.63	13.36	15.15	13.72	13.15
Fe ₂ O ₃	9.37	12.07	9.20	10.37	10.14	9.21	9.80	1.99	13.74	11.22	10.80	9.78	10.11	11.73	10.80	10.69
MnO	0.14	0.16	0.16	0.18	0.15	0.14	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.18	0.29	0.17	0.29	0.17
MgO	31.35	27.40	30.45	27.83	26.70	28.51	21.15	17.52	22.30	9.16	9.07	9.06	5.89	4.05	5.99	8.38
CaO	3.66	1.88	3.93	4.33	5.20	3.58	9.28	10.31	7.26	10.94	8.84	12.77	7.05	7.20	7.26	6.47
Na ₂ O	0.08	0.94	0.05	0.13	0.79	0.70	0.81	3.06	0.99	3.47	3.15	1.84	3.92	3.96	3.79	2.01
K ₂ O	0.02	0.11	0.40	0.84	0.35	0.23	0.11	0.09	0.12	0.49	1.81	1.21	1.94	1.41	1.84	2.39
P ₂ O ₅	0.06	0.11	0.07	0.08	0.10	0.08	0.18	0.23	0.15	0.13	0.28	0.15	0.28	0.30	0.29	0.26
П.п.п.	8.93	11.11	7.69	7.63	7.60	7.56	5.63	3.54	5.65	0.79	2.90	5.21	5.82	2.11	2.16	2.29
Сумма	99.37	99.40	99.33	99.75	100.10	99.87	99.94	100.16	99.53	99.95	99.71	100.11	100.40	99.79	99.80	100.48

Компонент	Дайки пикритов и пикроделеритов											Силлы горы Будун		
	М24-04Б	М32-04Е	М32-04Г	М25-04Б	И4-05А	М12-04А	М15-04В	М13-04А	М19-04В	М14-04А	М17-04А	М33-04А	М33-04Д	М36-04В
SiO ₂ , мас. %	43.03	43.64	43.89	43.95	44.05	44.47	44.80	44.85	46.04	46.16	46.83	40.75	42.01	43.16
TiO ₂	0.15	0.19	0.18	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20	0.23	0.33	0.32	0.24	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	4.55	5.48	5.56	5.69	5.95	7.58	5.39	8.58	6.04	6.60	7.38	2.99	4.24	4.90
Fe ₂ O ₃	9.86	9.82	10.64	10.44	10.61	11.53	10.66	10.60	11.27	11.53	11.67	18.08	10.54	10.81
MnO	0.17	0.16	0.18	0.18	0.16	0.20	0.17	0.18	0.18	0.21	0.20	0.27	0.15	0.18
MgO	27.89	26.02	26.33	24.83	23.49	20.85	27.37	19.47	19.74	20.15	17.99	26.39	27.79	27.87
CaO	4.36	5.18	5.36	5.86	7.05	9.95	6.18	10.60	11.95	8.45	10.38	4.61	6.07	4.32
Na ₂ O	1.56	0.88	1.02	1.08	1.59	1.75	1.20	1.94	1.22	1.75	1.01	1.44	1.01	1.16
K ₂ O	0.30	0.69	0.68	0.43	0.31	0.23	0.58	0.41	0.28	0.53	0.63	0.40	0.36	0.88
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.09	0.12	0.12	0.03	0.11	0.04	0.05	0.09	0.17	0.04	0.08	0.12
П.п.п.	7.46	7.63	5.97	7.08	6.26	3.39	3.24	3.32	3.18	4.50	3.02	4.37	7.37	6.01
Сумма	99.41	99.82	99.92	99.86	99.78	100.17	99.88	100.20	100.17	100.31	99.59	99.59	99.78	99.60

Компонент	Силлы горы Будун				Нарийнсалинский интрузив						
	М36-04А	М36-04Б	М33-04В	М33-04Е	516-04Д	516-04Ж	ИЗ-05	ИЗ-05Б	ИЗ-05Б	ИЗ-05В	ИЗ-05А
SiO ₂ , мас. %	43.88	45.86	45.98	47.89	40.53	41.12	46.65	47.06	47.13	47.94	48.00
TiO ₂	0.35	0.31	0.94	0.39	1.29	0.76	0.40	0.30	0.53	0.32	0.30
Al ₂ O ₃	5.81	7.82	16.52	9.51	12.48	18.92	4.41	4.98	7.18	5.37	4.86
Fe ₂ O ₃	12.05	11.12	11.46	10.73	15.48	13.14	11.09	9.68	9.00	9.60	9.50
MnO	0.21	0.20	0.17	0.20	0.14	0.21	0.21	0.18	0.15	0.18	0.18
MgO	25.76	20.24	6.37	16.29	11.73	6.85	15.65	15.67	15.42	15.34	15.80
CaO	5.09	8.19	11.17	8.89	12.43	13.44	16.29	15.81	17.92	16.39	17.10
Na ₂ O	1.39	1.41	2.57	1.80	3.58	2.56	2.35	2.76	1.38	2.34	2.40
K ₂ O	1.16	1.20	2.29	1.90	1.08	0.85	0.13	0.20	0.42	0.23	0.20
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.64	0.21	—	0.45	—	—	—	—	—
П.п.п.	4.15	3.55	1.89	1.72	0.94	1.98	2.99	3.40	1.05	2.34	2.03
Сумма	100.04	100.04	100.05	99.53	99.69	100.28	100.16	100.04	100.18	100.05	100.37

Примечание. Анализы выполнены методом РФА. Образцы «М», «И», «516» исследованы в ИГМ СО РАН (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова), образцы «О» — в ИЭК СО РАН (аналитик Е.В. Худоголова). Прочерк — ниже предела обнаружения.

ем (до 2.3 мас.% K₂O) свидетельствует в пользу того, что они являются производными более фракционированных расплавов по сравнению с породами основания лавовой толщи.

Состав пород Нарийнсалинского интрузива имеет ряд отличительных особенностей, не свойственных Урэгнурской пикрит-базальтовой ассоциации. Это, во-первых, повышенная щелочность пород, однако не за счет увеличения количества K₂O, как в случае с силлами горы Будун, а за счет повышенных содержаний Na₂O (см. рис. 5, б). Часть пород Нарийнсалинского интрузива на TAS-диаграмме попадает в поле габброидов, а часть в поле щелочных пикритов, что вполне закономерно, учитывая их минеральный состав. Достаточно четко на петрохимических диаграммах прослеживается тренд, обусловленный фракционированием клинопироксена. Кроме того, из особенностей отмечаются высокие содержания железа для ряда пород Нарийнсалинского интрузива (порядка 15—17 мас.% Fe₂O₃) против главного тренда для пород Урэгнурской ассоциации (на уровне 9—13 мас.% Fe₂O₃), что может свидетельствовать либо в пользу наличия раннего фракционирования магнетита, либо в пользу достаточно сильного обогащения железом остаточных расплавов.

Очевидно, что наблюдаемые тенденции эволюции состава пород как для лавовой толщи, так и для интрузивных образований находятся в прямой зависимости от фракционирования оливина и клинопироксена. Если нанести составы данных минералов на петрохимические диаграммы, становится ясно, что наблюдаемые особенности изменения состава высокомагнезиальных пород (MgO > 14 мас.%) контролируются преимущественно фракционированием оливина. Для менее магнезиальных пород составы контролируются фракционированием клинопироксена.

Таким образом, с учетом петрографических особенностей и химизма минералов можно сделать некоторые обобщения: 1) состав минералов из пород Урэгнурской ассоциации указывает на высокую магнезиальность исходного расплава (высокомагнезиальный оливин) и на значительную его эволюцию по тренду, характерному для пикритоидных ассоциаций; 2) породы силлов горы Будун обнаруживают повышенное содержание К, что свидетельствует о большей степени дифференцированности образовавшихся их расплавов; 3) состав пород и минералов Нарийнсалинского интрузива значительно отличается от таковых для остальных магматических образований.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Для исследования геохимических особенностей пород были отобраны представительные образцы из интрузивов, даек и лавовых потоков (табл. 3). Полученные спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту [Boynnton et al., 1984], для всех пород, кроме Нарийнсалинского интрузива, имеют сходные особенности, отличаясь лишь уровнем концентраций элементов (рис. 6). Для них характерны

Таблица 3. Макро- и микроэлементный состав некоторых пород Урэгнурской ассоциации

Компонент	Лавы			Дайки		Силлы горы Будун		Нарийнсалинский интрузив	
	пикрит		пироксен-офировый базальт	пикрит		бнотитовый пикрит		клино-пироксенит	клинопироксеновый горнблендит
	М32-04Е	И5-053	М26-04А	И4-05А	М12-04В	М36-04В	М36-04А	И3-05Ж	И3-05Б
SiO ₂ , мас. %	43.64	44.38	48.84	44.05	45.45	43.16	43.88	39.88	47.06
TiO ₂	0.19	0.2	0.57	0.2	0.23	0.18	0.35	1.1	0.3
Al ₂ O ₃	5.48	3.56	14.15	5.95	6.04	4.9	5.81	11.4	4.98
Fe ₂ O ₃	9.82	13.24	11.22	10.61	10.75	10.81	12.05	16.72	9.68
MnO	0.16	0.15	0.18	0.16	0.21	0.18	0.21	0.15	0.18
MgO	26.02	23.63	9.16	23.49	23.92	27.87	25.76	12.53	15.67
CaO	5.18	4.82	10.94	7.05	7.31	4.32	5.09	13.71	15.81
Na ₂ O	0.88	0.98	3.47	1.59	1.54	1.16	1.39	1.92	2.76
K ₂ O	0.69	0.13	0.49	0.31	0.19	0.88	1.16	0.83	0.2
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	0.12	0.17	—	—
П.п.п.	7.63	7.72	0.79	6.26	3.98	6.01	4.15	0.89	3.4
Сумма	99.81	98.95	99.94	99.79	99.74	99.59	100.01	99.13	100.04
Sc, г/т	22.43	27.67	60.89	30.81	46.94	24.26	26.31	122.85	101.67
V	133	121	272	160	145	124	172	1064	281
Cr	2264	4018	763	1986	1746	2227	2122	138	313
Co	90	129	47	80	79	103	94	78	74
Ni	1195	1510	119	990	649	1147	1085	103	173
Rb	30.72	1.45	13.59	6.24	8.89	21.22	28.96	7.81	1.88
Sr	257	25	465	63	147	67	197	478	75
Y	4.47	4.71	10.11	5.28	5.26	4.54	4.84	16.02	8.49
Zr	11.46	13.24	24.53	11.51	9.73	11.88	11.16	15.34	11.45
Nb	0.26	0.39	1.08	0.28	0.34	0.30	0.37	0.69	0.25
Cs	6.86	3.36	0.32	2.04	1.81	1.45	0.98	0.54	1.16
Ba	77.44	9.60	231.29	18.76	23.12	62.55	119.50	94.96	45.37
La	1.89	1.09	7.29	2.73	1.29	1.53	1.75	3.50	3.43
Ce	4.39	2.91	14.33	5.34	3.38	3.87	4.12	11.10	9.18
Pr	0.61	0.47	1.93	0.67	0.52	0.50	0.58	2.02	1.46
Nd	2.38	1.94	7.32	2.93	2.12	2.38	2.53	9.44	6.28
Sm	0.64	0.65	1.68	0.80	0.65	0.62	0.73	3.18	1.75
Eu	0.23	0.18	0.57	0.28	0.24	0.22	0.24	0.95	0.53
Gd	0.74	0.64	1.84	0.84	0.88	0.65	0.78	2.93	1.62
Tb	0.14	0.12	0.30	0.15	0.15	0.13	0.15	0.49	0.29
Dy	0.92	0.92	1.91	1.00	0.98	0.93	0.97	3.34	1.83
Ho	0.18	0.20	0.41	0.22	0.21	0.18	0.21	0.68	0.35
Er	0.51	0.57	1.17	0.66	0.58	0.53	0.57	1.77	0.95
Tm	0.08	0.09	0.17	0.10	0.09	0.08	0.09	0.22	0.13
Yb	0.52	0.56	1.19	0.64	0.56	0.49	0.58	1.34	0.84
Lu	0.09	0.10	0.20	0.11	0.10	0.08	0.09	0.20	0.14
Hf	0.35	0.38	0.66	0.38	0.31	0.39	0.35	0.70	0.47
Ta	0.08	0.03	0.07	0.08	0.07	0.16	0.09	0.10	0.03
Pb	2.56	3.26	4.52	1.83	1.21	3.14	7.67	1.44	2.69
Th	0.96	0.70	2.24	0.99	0.38	0.65	0.57	0.31	0.69
U	0.31	0.24	0.87	0.78	0.11	0.29	0.29	0.13	0.18
∑REE	14.58	11.36	43.41	18.24	12.22	13.11	14.23	41.59	29.66
(La/Yb) _N *	1.8	0.96	4.4	2.1	1.14	1.52	1.48	1.29	2.02

Примечание. Анализы микроэлементного состава выполнены методом ICP-MS в ИГХ СО РАН.

* Нормировка по хондриту [Boynnton et al., 1984].

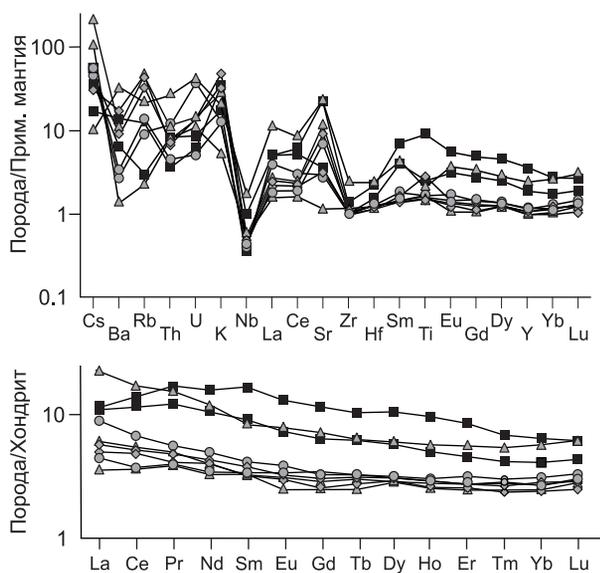


Рис. 6. Нормированные спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграмма для различных пород Ургунурской ассоциации.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

отрицательный наклон с небольшим обогащением LREE ($(La/Yb)_N = 1.3—2.47$) и плоский спектр для HREE. REE спектры для пород Нарийнсалинского интрузива имеют слабовыпуклый характер с обогащением Pr, Nd и Sm по отношению к La, Ce и HREE, что обычно для пород, обогащенных клинопироксеном и амфиболом. Примечательно, что в породах Ургунурской ассоциации нет Eu аномалии, что указывает на отсутствие либо на малое влияние фракционирования плагиоклаза в процессе кристаллизации.

На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии [McDonough et al., 1992], достаточно отчетливо выделяются общие особенности для всех пород Ургунурской ассоциации (см. рис. 6).

Положительные аномалии содержания LILE и Sr, отрицательные Nb и Zr-Hf аномалии позволяют сделать вывод об островодужной или надсубдукционной природе расплавов, давших в процессах дифференциации спектр пород Ургунурской ассоциации. Для пород Нарийнсалинского интрузива характерны те же геохимические метки, за исключением сильного обогащения LILE.

По составу пород Ургунурской ассоциации можно судить о высокой степени плавления источника (высокое содержание Mg, распределение индикаторных элементов), однако при этих особенностях наблюдаются высокие содержания LILE, что может быть связано с метасоматозом мантийного клина за счет флюидов, выделяющихся при дегидратации субдуцирующей плиты или с вторичными изменениями. Также с явлением массовой дегидратации связывают снижение ликвидусной температуры мантийных перидотитов [Dorendorf et al., 2000], а следовательно, и возможность большей степени частичного плавления при тех же прочих параметрах.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Хархиринском террейне, представляющем собой аккреционную призму венд-кембрийской островодужной системы, проявлена раннесреднекембрийская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация. Ее формирование, по геологическим данным, происходило в два этапа. Первому отвечают подводные излияния пикритов и пироксенофировых базальтов. На втором этапе образовывались дайки и силлы пикритов и оливиновых долеритов и интрузивные тела (Нарийнсалинский массив). Время формирования Ургунурской ассоциации, судя по полученным Ar-Ag данным по биотиту из пикритовых даек и монцодиоритов, отвечало границе нижнего и среднего кембрия, что позволяет сопоставлять эти вулканические образования с базальтами усть-семиинской свиты Горного Алтая и Горной Шории [Гибшер и др., 1997], а также выделить единый для Западной Монголии и Алтае-Саянской области платиноносный пояс [Оюунчимэг и др., 2009].

Геологические данные и особенности минерально-петрографического, петрохимического и геохимического составов вулканических, субвулканических и плутонических пород позволяют рассматривать ее в качестве единой раннекембрийской вулканоплутонической ассоциации. При формировании последней существенную роль играли процессы кристаллизационно-гравитационной дифференциации оливина и клинопироксена из высокомагнезиального расплава в промежуточной камере при давлении порядка 2.5—3 кбар [Izokh et al., 2007].

Полученные геохимические данные для всех пород Ургунурской ассоциации имеют сходные особенности, отличаясь лишь уровнем концентраций элементов. Для них характерен отрицательный наклон с небольшим обогащением LREE ($(La/Yb)_N = 1.3—2.47$) и плоским спектром для HREE. На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии, выделяются общие особенности для всех пород Ургунурской ассоциации. Положительные аномалии содержания LILE и Sr, отрицательные Nb и Zr-Hf аномалии позволяют сделать вывод о надсубдукционной природе субстрата, из которого происходило выплавление родоначальных пикритовых расплавов.

По петрохимическим и геохимическим данным пикриты даек и силлов, отвечающие второму этапу, отличаются более высокой железистостью оливинов, обогащенностью калием и легкими РЗЭ, что

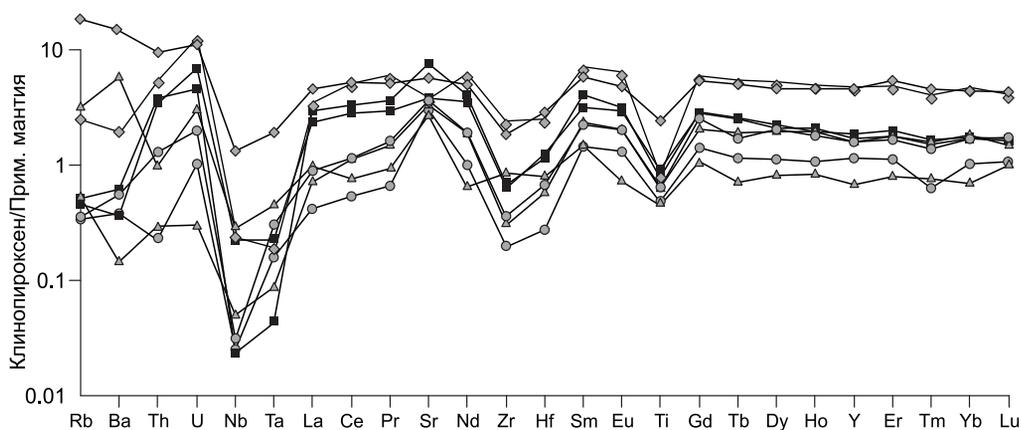


Рис. 7. Спайдер-диаграмма составов клинопироксена из различных пород Урэгнурской ассоциации.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

свидетельствует либо о большей степени их фракционированности, либо об участии в процессе магмагенерации обогащенного мантийного источника. Геохимические различия между вулканитами первого этапа и дайками и силлами второго особенно наглядно подчеркиваются геохимическими данными по клинопироксенам (рис. 7, см. табл. 1), на основании чего можно предполагать существование двух магнезиальных расплавов в разной мере обогащенных РЗЭ и их смешением в промежуточных камерах [Вишневецкий и др., 2009]. Для раннего вулканического этапа характерны более низкие концентрации несовместимых элементов, тогда как пикриты субвулканического этапа образовались из обогащенного мантийного источника. Присутствие двух типов магнезиальных расплавов при формировании Урэгнурской ассоциации доказывается данными по геохимии расплавных включений из оливинов в пикритах, при этом предполагается участие как субдукционного, так и плюмового мантийных источников [Симонов и др., 2008].

Полученные нами результаты исследований позволяют сопоставить Урэгнурскую вулканоплутоническую ассоциацию с некоторыми островодужными комплексами. Пикриты, приуроченные к субдукционным обстановкам, известны лишь в нескольких районах мира. Наиболее хорошо изученным проявлением данного типа вулканизма являются пикритовые и пикробазальтовые потоки Соломоновых островов [Ramsay et al., 1984; Schuth et al., 2004; Rohrbach et al., 2005]. Авторы связывают их происхождение со сменой полярности зоны субдукции и затягиванием в нее спредингового центра бассейна Вудларк, начавшимся порядка 4 млн л.н. Вулканические и вулканоплутонические островодужные комплексы, содержащие пикриты, обнаружены на Камчатке — проявления Тумрокского выступа, Валагинского хребта и горы Шаромский Мыс [Марковский, Ротман, 1981; Kamenetsky, 1995], в Японии на краевой части Идзу-Бонинской островной дуги [Yamamoto, 1988], на о. Амбаи (островная дуга Вануату, Фиджи) [Eggins, 1993; Peate et al., 1997], на о. Окмок (Алеутские острова) и на Малых Антильских островах (Гренада) [Woodland et al., 2002]. Их происхождение связывают с различными процессами, например, отрывом слэба, растяжением и декомпрессионным плавлением вследствие косой субдукции либо взаимодействием зоны субдукции с мантийным плюмом.

Сопоставление аналитических данных, полученных для Урэгнурской ассоциации, и имеющихся материалов по упомянутым выше пикритоидным ассоциациям показало наибольшее сходство рассматриваемой вулканоплутонической ассоциации с ультраосновными эффузивами Камчатки, Соломоновых островов и о. Амбаи (влк. Аоба) (рис. 8). Поля составов пикритов островов Ошима и Гренада несколько отличаются отсутствием высокомагнезиальных разностей и повышенным содержанием титана и глинозема. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, для пикритовых ассоциаций Соломоновых островов, Гренады, Камчатки и Амбаи имеют схожий вид, отличаясь уровнем концентраций. Наиболее «примитивные» составы имеют пикриты Камчатки и Урэгнурской ассоциации. Уровень концентраций REE для Амбаи и Гренады на порядок больше, спектры пород Соломоновых островов занимают промежуточное положение.

Высокие степени плавления мантии достигаются либо при экстремальных условиях в зонах субдукции, обеспечивающих возможность декомпрессионного плавления (косая субдукция, перескок зоны субдукции, смена полярности, поперечное растяжение), либо при прогреве надсубдукционной мантии теплом плюмового источника. Следует отметить, что для интервала 510—490 млн лет для ЦАСП пред-

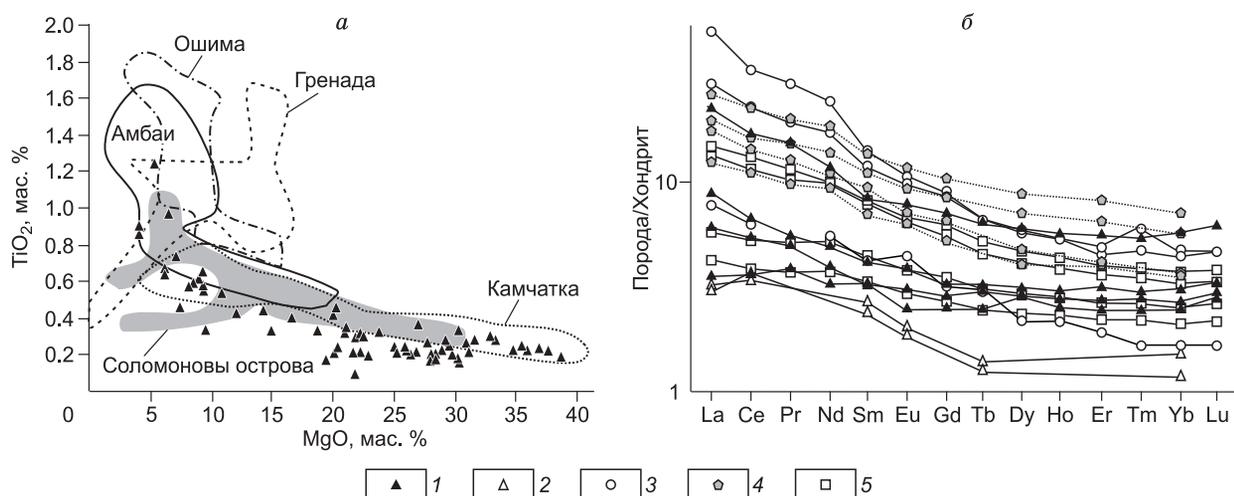


Рис. 8. Особенности химического состава пород Урэгнурской ассоциации и других проявлений островодужного пикритовидного вулканизма.

a — диаграмма MgO—TiO₂, *б* — распределение РЗЭ. 1 — породы Урэгнурской ассоциации, 2 — пикриты Камчатки, 3 — вулканы Амбаи, 4 — вулканы Гренады, 5 — пикриты Соломоновых островов.

полагается участие мантийного плюма [Ярмолюк и др., 2003], который привел к образованию крупной изверженной провинции, включая гранитоидные батолиты [Izokh et al., 2007]. Кроме того, для этого этапа эволюции ЦАСП предполагаются скорости движения плит до 40 см/год [Коваленко и др., 1999] и трансформные взаимоотношения блоков [Ярмолюк и др., 2003], так что подобные, несколько необычные обстановки, вполне вероятны.

Одним из доказательств участия глубинного мантийного плюма на кембро-ордовикском аккреционно-коллизийном этапе эволюции ЦАСП являются геохронологические данные для карбонатитового комплекса Эдельвейс. Для флогопита из клинопироксенитов этого комплекса получен ³⁹Ar-⁴⁰Ar возраст 506.8 ± 3.5 млн лет [Врублевский и др., 2009], что хорошо согласуется со временем формирования верхнепетропавловского комплекса щелочных основных пород и карбонатитов, расположенного в северной части Кузнецкого Алатау, определенным Sm-Nd изохронным методом (509 ± 10 млн лет, ε_{Nd}(T) = 5.1) [Врублевский и др., 2003].

Ранее предполагалось, что появление мантийного магматизма в коллизийном тектоногенезе обусловлено отрывом слэба [Федоровский и др., 1995]. В дальнейшем было показано, что грандиозный масштаб гранитоидного магматизма, проявления зонального метаморфизма НТ/LP типа и разнообразный мантийный магматизм обусловлен появлением суперплюма под Центральной Азией [Ярмолюк и др., 2000]. В результате взаимодействия мантийного плюма с литосферной мантией различных террейнов, обрамляющих Сибирский кратон, формируются разнообразные ультрабазит-базитовые и щелочно-базитовые ассоциации, среди которых наряду с плутоническими комплексами повышенной щелочности и титанистости, в том числе с карбонатитами, образовались перидотит-габбровые интрузии Урало-Аляскинского типа, расслоенные перидотит-анортозит-габбровые интрузивы надсубдукционного типа, а также габбро-монцодиоритовые и габбро-сиенитовые ассоциации [Изох и др., 2005]. Для островодужных террейнов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Монголии характерна тесная пространственная ассоциация низкотитанистых ультрабазит-базитовых расслоенных интрузивов и многофазных субщелочных габбро-монцодиоритовых и габбро-сиенитовых массивов. Такое сочетание установлено в Горной Шории (Тебинский и Лужбинский интрузивы), в Восточном Саяне (Запевалихинский, Заоблачный и Демиртайгинский массивы), в Юго-Восточной Туве (Мажалыкский, Баянкольский и Башкымугурский массивы) и в Западном Прибайкалье (Бирхинский интрузив). На примере Юго-Восточной Тувы показано, что низкотитанистые перидотит-габбровые интрузивы формируются за счет кристаллизационно-гравитационной кристаллизации в промежуточных камерах пикритового родоначального расплава. Последний, судя по геохимическим характеристикам пород (деплеированность тяжелыми лантаноидами, незначительное обогащение легкими лантаноидами, минимумы по Ta и Hf), генерировался из надсубдукционной литосферной мантии [Бородин и др., 2004]. Габбро-монцодиоритовые массивы также формируются при дифференциации пикритового родоначального расплава повышенной калиевой щелочности в эшелонированной системе промежуточных камер [Egorova et al., 2006; Шелепаев, 2006]. Родоначальные высокомагнезиальные базальтовые расплавы для этой ассоциации имели сходные геохимические характеристики,

но обогащены калием, барием, цирконием, что связано со смещением надсубдукционного и плюмового компонентов. Время формирования перидотит-габбровых и габбро-монцодиоритовых ассоциаций в восточной части АССО и в Забайкалье составляет 490—500 млн лет, что на 20 млн лет позже проявления пикритового магматизма в Западной Монголии и в западной части АССО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в Монгольском Алтае в раннем—среднем кембрии (512 млн лет) проявлена пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, формирование которой, вероятно, связано с плавлением надсубдукционной литосферной мантии под воздействием кембро-ордовикского мантийного плюма. Важно отметить, что пикритовый магматизм фиксирует сильный разогрев мантии, проявленный на 20 млн лет раньше, чем процессы высокомагнезиального (также пикритового) магматизма в Алтае-Саянской складчатой области и в Забайкалье (Мажалыкский перидотит-габбровый массив — 484 млн лет, Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив — 490 млн лет, Бирхинский габбро-монцодиоритовый — 500 млн лет) [Шелепаев, 2006; Федоровский и др., 2010]. Весомым аргументом в пользу участия глубинного мантийного плюма при образовании магматических комплексов кембро-ордовикского этапа является присутствие в сопредельных регионах карбонатитового магматизма (509 млн лет) [Врублевский и др., 2009].

Работа выполнена при поддержке НШ-2715.2008.5 и РФФИ (гранты 07-05-00825, 09-05-00716).

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГМ СО РАН, 1995, 51 с.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое 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 перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

Вишневский А.В., Егорова В.В., Шелепаев Р.А. Геохимические особенности клинопироксенов Урэгнурской ассоциации (Западная Монголия) и их петрологическая интерпретация // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 21—26 апреля 2009). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 144—145.

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, 2007, 44 с.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 3, с. 378—382.

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 -геохронологическое свидетельство комплекса Эдельвейс // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.

Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 265 с.

Геологическая карта Монгольского Алтая, масштаб 1:500 000 / Под ред. А.Б. Дергунова, Б. Лувсанданзана, С.П. Гавриловой, Е.В. Девяткина, В.С. Павленко. М., 1978.

Геология Монгольской Народной Республики. М., Недра, 1973, т. 1, 580 с.; т. 2, 752 с.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1772.

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований (10—14 октября 2005 г., г. Иркутск). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 1, с. 106—108.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

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 р. Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1119—1130.

Петрографический кодекс России. СПб., ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. На материале складчатых областей юга Сибири и Монголии. Новосибирск, Наука, 1987, с. 4—59. (Тр. ИГиГ СО РАН, вып. 677).

Симонов В.А., Вишневский А.В., Ковязин С.В. Физико-химические параметры петрогенезиса пикритовых комплексов Западной Монголии // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск, ЦНТИ, 2007, вып. 6, с. 139—142.

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. 1292—1334.

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

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов Е.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), 682—700.

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен: Юго-Восточная Тува: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 21 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

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.

Berzin N. A. Fragments of Early Hercynian rift structure with ultrabasic volcanism in Caledonides of the northwestern Mongolia // Geodynamic evolution and main sutures of Paleoasian ocean. IGCP Project 283, report № 2, Beijing, 1991, p. 9—14.

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

Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 175, p. 69—86.

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

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Miner. Petrol., 2006, v. 88, № 3—4, p. 419—441.

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

Francis D. The implications of picritic lavas for the mantle sources of terrestrial volcanism // Lithos, 1995, v. 34, № 1—3, p. 89—105.

Geological map of Mongolia, scale 1:1 000 000 / Ed. O. Tomurtogoo. Ulaanbaatar, Geological Information Center, 1999—2002.

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., Vishnevsky A.V., Shelepaev R.A., Oyunchimeg T. Age of ultramafic-mafic magmatism of Western Mongolia // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium, Novosibirsk, 6—9 August 2009. Novosibirsk, Sibprint, 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.

- Larsen L.M., Pedersen A.G.** Processes in high-Mg, high-T magmas: evidence from olivine, chromite and glass in Palaeogene picrites from West Greenland // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 7, p. 1071—1098.
- Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E.** K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 52, № 3, p. 1001—1012.
- 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.
- Perfit M.R., Fornari D.J., Ridley W.I., Kirk P.D., Casey J., Kastens K.A., Reynolds J.R., Edwards M., Desonie D., Shuster R., Paradis S.** Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 141, Iss. 1—4, p. 91—108.
- 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., Münker 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., Münker C., Ballhaus C., Garbe-Schönberg 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. Ulaanbaatar, Geological Information Center, 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.
- 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
25 августа 2009 г.*