

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ  
ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В.А. Симонов<sup>1,2</sup>, И.В. Гордиенко<sup>3</sup>, С.И. Ступаков<sup>1</sup>, А.Я. Медведев<sup>4</sup>,  
А.В. Котляров<sup>1</sup>, С.В. Ковязин<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

<sup>4</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

В результате петролого-геохимических исследований с использованием оригинальных данных по составам клинопироксенов получена новая информация об условиях формирования венд-кембрийских базальтовых комплексов Джидинской зоны Палеоазиатского океана (Северная Монголия и Юго-Западное Забайкалье). Работы проводились на основе сравнительного анализа с эталонными базальтовыми магматическими ассоциациями. Особое значение в качестве эталонов имеют полученные авторами с помощью ионного зонда данные по редким и редкоземельным элементам в клинопироксенах из эффузивов различных современных геодинамических обстановок: нормальные базальты срединно-океанических хребтов — N-MORB (Срединно-Атлантический хребет, Центральная Атлантика), базальты внутриплитных океанических островов — OIB (о. Буве, Южная Атлантика), внутриплитные платобазальты — WPB (толеитовые платобазальты Сибирской платформы), бониниты энсиматических дуг (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан). Проведенные исследования показали, что палеоокеанические структуры района Ургольского гайота формировались в процессах эволюции геодинамической ситуации, происходивших под влиянием мантийных плюмов на океаническую спрединговую кору, с образованием океанических базальтовых плато и внутриплитных океанических островов. На все эти структуры в последующем были наложены типично островодужные структурно-вещественные ассоциации. Формирование базальтовых комплексов района Джидотского гайота происходило с более ярко выраженным влиянием обогащенных плюмовых расплавов внутриплитных океанических островов, чем в случае Ургольского гайота. Об этом свидетельствуют петрохимические и геохимические данные, показывающие развитие магматических систем типа OIB на океаническом фундаменте. Данные по клинопироксенам подтверждают участие глубинного плюма, приводящее к эволюции магм от типичных океанических (MORB) к расплавам платобазальтов и океанических островов (OIB).

*Базальтовые комплексы, клинопироксены, Джидинская зона, Палеоазиатский океан.*

CONDITIONS OF BASALT FORMATION IN THE DZHIDA ZONE OF THE PALEOASIAN OCEAN

V.A. Simonov, I.V. Gordienko, S.I. Stupakov, A.Ya. Medvedev, A.V. Kotlyarov, and S.V. Kovyazin

Petrological and geochemical studies performed with invoking data on the compositions of clinopyroxenes have clarified the conditions of formation of Vendian–Cambrian basaltic complexes in the Dzhida zone of the Paleasian Ocean (northern Mongolia and southwestern Transbaikalia). The research was based on a comparative analysis with reference igneous basaltic associations. Of special importance are our microprobe data on trace and rare-earth elements in clinopyroxenes from igneous rocks of different present-day geodynamic settings, namely, N-MORB (Mid-Atlantic Ridge, Central Atlantic), OIB (Bouvet Island, South Atlantic), WPB (within-plate tholeiitic plateau basalts of the Siberian Platform), and boninites of ensimatic arcs (Izu-Bonin island arc, Pacific). The studies have shown that the paleo-oceanic structures in the district of the Urgol guyot formed during geodynamic processes under the impact of mantle plumes on oceanic spreading crust, which resulted in oceanic basaltic plateaus and within-plate oceanic islands. All these structures were later superposed by typical island-arc structure-lithologic associations. Formation of basalt complexes in the Dzhidot guyot district proceeded with a stronger effect of enriched plume melts of within-plate oceanic islands as compared with the Urgol guyot. This is evidenced from petrochemical and geochemical data showing the development of OIB-type magmatic systems on the oceanic basement. Data on clinopyroxenes confirm the participation of mantle plume in this process, which led to the evolution of magmas from typical oceanic basalts (MORB) to plateau basalts and OIB.

*Basaltic complexes, clinopyroxenes, Dzhida zone, Paleasian Ocean*

## ВВЕДЕНИЕ

Базальтовые комплексы из палеоокеанических и палеоостроводужных структур Джидинской зоны Северной Монголии и Юго-Западного Забайкалья рассматриваются во многих публикациях [Кузьмин и др., 1995; Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко, Михальцов, 2001; Гордиенко, Филимонов, 2005; Гордиенко и др., 2007; Симонов и др., 2009, 2012]. Исследования показали, что в данном регионе присутствуют структурно-вещественные ассоциации энсиматической островной дуги, гайотов (симаунтов), преддуговых и задуговых палеобассейнов Палеоазиатского океана. По своему положению и строению венд-кембрийские гайоты (Ургольский и Джидотский) Джидинской зоны, располагаясь в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, хорошо сопоставляются с раннепалеозойскими палеосимаунтами Горного Алтая [Гордиенко, Филимонов, 2005], а также с гайотами Тянь-Шаньского сектора Туркестанского палеоокеана [Гордиенко и др., 2007]. Анализ опубликованных работ по палеосимаунтам Горного Алтая [Сафонова и др., 2008, 2011; Симонов и др., 2010] подтверждает правомерность этого сопоставления.

Базальты гайотов Джидинской зоны в значительной степени преобразованы в ходе вторичных и метаморфических процессов, поэтому для выяснения условий их формирования большое значение имеют исследования первичных магматогенных минералов. В частности, клинопироксены равновесны с расплавом и, соответственно, несут значительное количество важной генетической информации. Расплавные включения в этих минералах содержат прямые сведения о физико-химических параметрах магматических систем. В связи с этим большое внимание в ходе наших работ было уделено исследованию магматогенных клинопироксенов и находящихся в них расплавных включений.

В данном сообщении приводится новая информация, полученная в процессе аналитической обработки в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) коллекции базальтов, собранной авторами в 2011 г. в районе Ургольского гайота (Северная Монголия), а также показаны результаты исследования образцов базальтов Ургольского и Джидотского гайотов (Северная Монголия и Юго-Западное Забайкалье), собранных ранее сотрудниками ИГМ СО РАН (г. Улан-Удэ).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрохимические составы базальтов Джидинской зоны установлены с помощью силикатного рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания редких и редкоземельных элементов в породах определены методами ICP MS (ИСП-МС анализ с разложением твердых образцов на стандартный набор до 25 элементов) и атомной абсорбции в ИГМ СО РАН. Часть образцов базальтов Джидинской зоны была проанализирована в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методами РФА, атомной абсорбции и ICP MS.

В ходе исследований большое значение придавалось изучению сохранившихся магматогенных минералов и расплавных включений, содержащих прямую информацию о древних магматических системах. Составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН. Исследования расплавных включений в клинопироксенах выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] с использованием имеющихся методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

Исследования проводились на основе сравнительного анализа с результатами, полученными нами в ходе обработки представительных коллекций, собранных при непосредственном участии авторов во время опробования эталонных базальтовых магматических комплексов различных современных геодинамических ситуаций, а также предоставленных для изучения другими сотрудниками ИГМ СО РАН, ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) и Гавайского университета (Гонолулу, США). Были использованы оригинальные данные для базальтов Срединно-Атлантического хребта — MORB [Симонов и др., 1999], океанического острова Буве в Южной Атлантике — OIB [Симонов и др., 1996, 2000], района подводного плато Онтонг Джава в Тихом океане [Симонов и др., 2004, 2005] и Сибирской платформы — WPB [Симонов и др., 2005]. Особое значение в качестве эталонной информации имеют полученные нами с помощью ионного зонда оригинальные данные по содержанию редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах из базальтов и других эффузивных различных современных геодинамических обстановок: нормальные базальты срединно-океанических хребтов — N-MORB (Срединно-Атлантический хребет, Центральная Атлантика), базальты внутриплитных океанических островов — OIB (о. Буве, Южная Атлантика), внутриплитные платобазальты — WPB (толеитовые платобазальты Сибирской платформы), бониниты энсиматических дуг (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан). Таким образом, анализ на ионном зонде клинопироксенов из базальтов современных типичных ситуаций позволил фактически со-

здать ряд минералогических эталонов, дающих возможность получать представительную информацию для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования магматических комплексов.

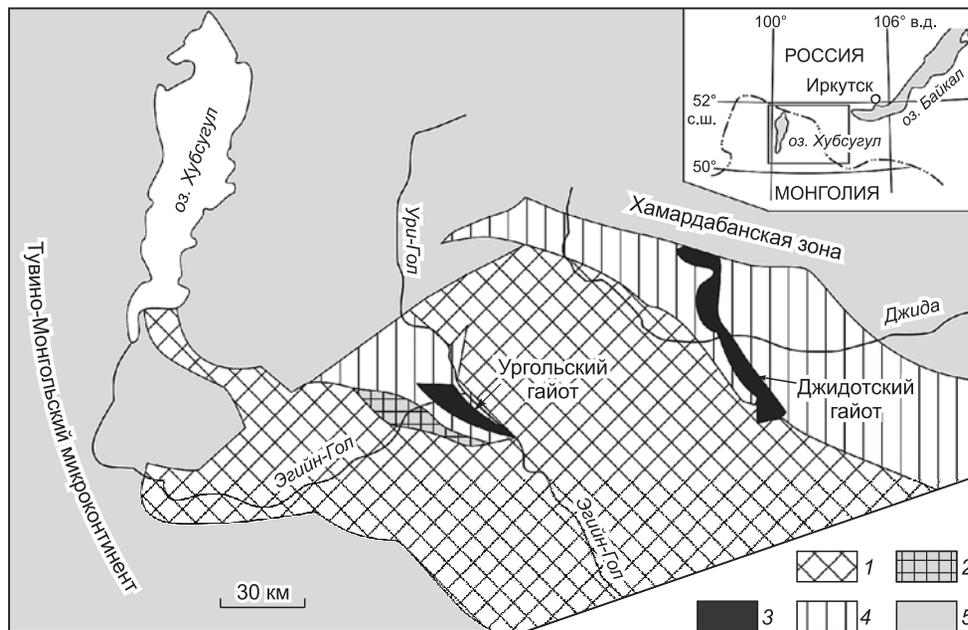
### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРГОЛЬСКОГО И ДЖИДОТСКОГО ГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ

В Джидинской зоне большую роль играют структурно-вещественные комплексы Ургольского и Джидотского гайотов (рис. 1).

Основание Ургольского гайота сложено меланжем с блоками апоперидотитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, а также дайками габбро-долеритов и долеритов. На этом основании залегает толща подушечных лав базальтов с межподушечными пространствами, выполненными гиалокластитам и кремнями. Выше располагается толща субщелочных вулканитов, в составе которой установлены лавовые потоки базальтов, трахиандезибазальтов и различные типы вулканокластитов. Микститовая толща, развитая на границе указанных ассоциаций, представлена тектоническими брекчиями базальтов. В олистолитах наблюдаются известняки, силициты, субщелочные базальты, габброиды, серпентиниты. Карбонатная толща сложена известняками, доломитами, калькаренитами, мелкообломочными карбонатными брекчиями. В известняках установлен комплекс водорослей раннего кембрия [Гордиенко и др., 2007].

Фундамент Джидотского гайота состоит из базит-гипербазитовых блоков (представленных в основном апогарцбургитовыми серпентинитами) и мафических брекчий. Мелкие тела дунитов, пироксенитов и габбро среди гарцбургитов можно интерпретировать как жильную серию. Толща мафических брекчий объединяет серпентинитовые конгломераты и габбровые конглобрекчии. Выше по разрезу залегают эффузивно-осадочные толщи, представленные лавами толеитовых базальтов и осадочными породами. В базальтах отмечаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Осадочная ассоциация представлена известняками и силицитами. Эти породы слагают достаточно крупные (сотни и десятки метров) линзовидные тела, приуроченные к полосам тектонических меланжей на границах толщ. В известняках установлены остатки раннекембрийских микропроблематик [Гордиенко и др., 2007].

В составе Джидотского гайота выделяется также толща субщелочных базальтов, объединяющая дифференцированные вулканиты ряда субщелочной оливиновый базальт—гавайит—трахиандезибазальт — трахит. В строении толщи преобладают базальтовые лавы. Вулканиты среднего состава обычно формируют мелкие потоки флюидалных лав. Для субщелочных базальтов характерен комплекс порфи-



**Рис. 1. Строение Джидинской зоны (Северная Монголия и Юго-Западное Забайкалье), по [Гордиенко и др., 2007].**

1—4 — палеоокеанические и палеоостроводужные комплексы Джидинской зоны: 1 — островодужные (1 — без расчленения, 2 — аккреционной призмы); 3 — гайотов; 4 — флишевые; 5 — вмещающие Джидинскую зону структурно-вещественные комплексы.

ровых вкрапленников, представленных плагиоклазом, клинопироксеном, апатитом. Среди осадков, ассоциирующих с толщей субщелочных базальтов, преобладают известняки и силициты [Гордиенко и др., 2007].

При проведении наших исследований основное внимание было уделено изучению образцов базальтов, составляющих существенную часть структурно-вещественных комплексов в районах Ургольского и Джидотского гайотов Джидинской зоны. Необходимо подчеркнуть, что большинство рассмотренных базальтов в значительной степени изменено и из первичных магматогенных минералов присутствуют преимущественно мелкие зерна и микровкрапленники клинопироксенов, располагающиеся в интенсивно преобразованной основной массе.

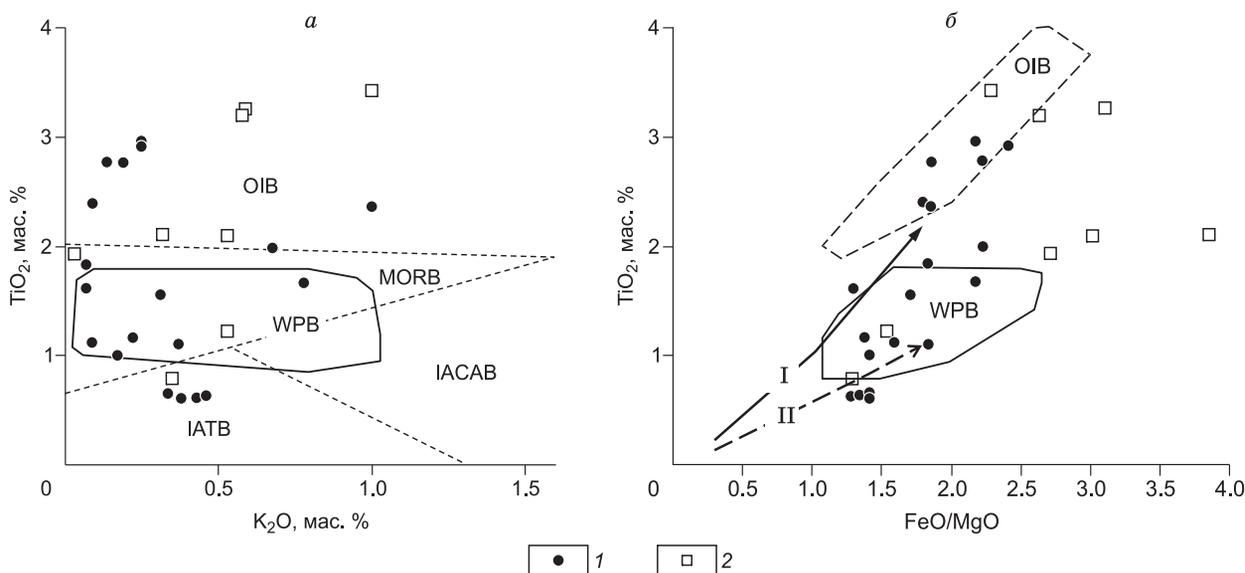
### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

На основе новых данных и с учетом опубликованных материалов были рассмотрены особенности петрохимии и геохимии базальтов из районов Ургольского и Джидотского гайотов (табл. 1). Высокие значения потерь при прокаливании (достигающие 5.8 мас. %) подтверждают то, что большинство изученных базальтов существенно преобразовано вторичными процессами. Для пород из обоих районов

Таблица 1. Представительные анализы базальтов Джидинской зоны

Компонент	C-3	C-8	C-12	259	248	2	3	7	9	222/4	225/1
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.07	53.25	53.10	50.93	51.74	50.60	52.20	47.90	43.20	50.24	47.87
TiO <sub>2</sub>	1.99	0.63	0.65	0.60	0.61	2.09	2.10	3.25	3.19	1.22	1.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.42	15.83	15.63	15.33	15.44	14.10	14.30	14.10	15.40	15.73	14.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	9.29	9.77	9.24	9.36	1.51	1.32	6.31	10.07	2.31	4.88
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	11.34	11.84	6.76	3.63	8.26	8.08
MnO	0.18	0.19	0.18	0.17	0.22	0.17	0.18	0.20	0.15	0.20	0.16
MgO	6.06	6.21	6.20	5.88	6.56	4.20	3.38	4.00	4.81	6.69	4.59
CaO	7.63	4.30	4.94	6.95	4.81	8.10	7.00	6.94	9.42	8.02	9.18
Na <sub>2</sub> O	3.80	6.09	5.98	5.25	5.76	3.87	4.66	3.74	3.68	3.92	2.75
K <sub>2</sub> O	0.67	0.46	0.34	0.38	0.43	0.53	0.32	0.59	0.58	0.53	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.08	0.07	0.07	0.06	0.26	0.20	0.40	0.99	0.07	0.20
П.п.п.	2.54	2.86	2.52	3.68	3.45	2.54	2.37	5.09	4.82	3.14	5.76
Сумма	100.59	99.19	99.39	98.48	98.44	99.31	99.87	99.28	99.94	100.32	100.23
Rb, г/г	6.8	4.0	3.0	5.7	5.7	13	3	11	10	0.3	1.08
Sr	87	145	102	173	216	246	110	254	820	113.25	60.22
Y	47	16	16	16	15	29	37	36	28	23.58	26.42
Zr	117	48	45	45	44	150	150	250	130	28.49	75.26
Nb	4.3	1.1	1.1	1.1	1.2	17	10	30	29	0.13	12.79
Ba	52	386	228	517	597	154	290	190	500	8.34	12.75
La	4.4	2.7	2.6	4.0	2.8	13.4	16.2	36	91.51	1.75	15.44
Ce	12	7.3	6.7	9.2	6.9	29.58	36.65	80	160.1	4.68	32.09
Pr	2.1	0.99	0.94	1.2	0.93	3.99	5.04	8.3	17.19	1.01	4.75
Nd	10	4.6	4.6	5.6	4.4	17.21	22.57	38	17.19	6.16	21.47
Sm	3.2	1.3	1.4	1.5	1.3	4.74	5.61	9	11.99	2.57	5.88
Eu	1.2	0.48	0.53	0.57	0.42	1.5	1.75	3.4	2.55	1.08	1.75
Gd	4.9	1.6	1.7	1.7	1.4	4.28	6.02	6.5	9.91	3.2	5.82
Dy	6.1	1.9	1.9	2.1	2.0	3.6	6.15	5.3	6.84	3.75	5.17
Ho	1.3	0.45	0.44	0.46	0.41	0.74	1.3	0.85	1.18	0.98	1.19
Er	3.9	1.3	1.3	1.3	1.2	1.99	3.42	2	2.72	2.66	2.88
Tm	0.57	0.20	0.21	0.19	0.19	0.29	0.5	—	0.36	0.45	0.45
Yb	3.6	1.3	1.3	1.4	1.3	2.07	3.16	1.8	2.37	2.51	2.51
Lu	0.54	0.21	0.20	0.19	0.19	0.35	0.45	0.27	0.32	0.36	0.35
Th	0.24	0.55	0.51	0.52	0.51	Н.о.	Н.о.	2.02	Н.о.	0.03	1.11

Примечание. Образцы C-3, C-8, C-12, 259, 248 — базальты Ургольского гайота; образцы 2, 3, 7, 9, 222/4, 225/1 — базальты Джидотского гайота. Н.о. — не определялось. Образцы 2, 3, 7, 9 были проанализированы нами ранее [Гордиенко и др., 2007].



**Рис. 2.** Диаграммы  $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$  (а) и  $\text{TiO}_2\text{—FeO/MgO}$  (б) для базальтов Джидинской зоны.

1, 2 — базальты из районов Ургольского (1) и Джидотского (2) гайотов. Поля пород: OIB — базальты внутриплитных океанических островов, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные платобазальты (плато Онтонг Джава и Сибирская платформа), IATB — толеитовые базальты островных дуг, IACAB — островодужные известково-щелочные базальты. I, II — тренды базальтов срединно-океанических хребтов (I) и островных дуг (II). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2000, 2004; Золотухин и др., 2003; Гордиенко и др., 2007].

характерна альбитизация, приводящая к повышению содержания натрия до 5.9 мас. % при п.п.п. около 4.8 мас. %. Видны также петрохимические признаки карбонатизации с увеличением  $\text{CaO}$  до 14 мас. % при п.п.п. 5.2 мас. %.

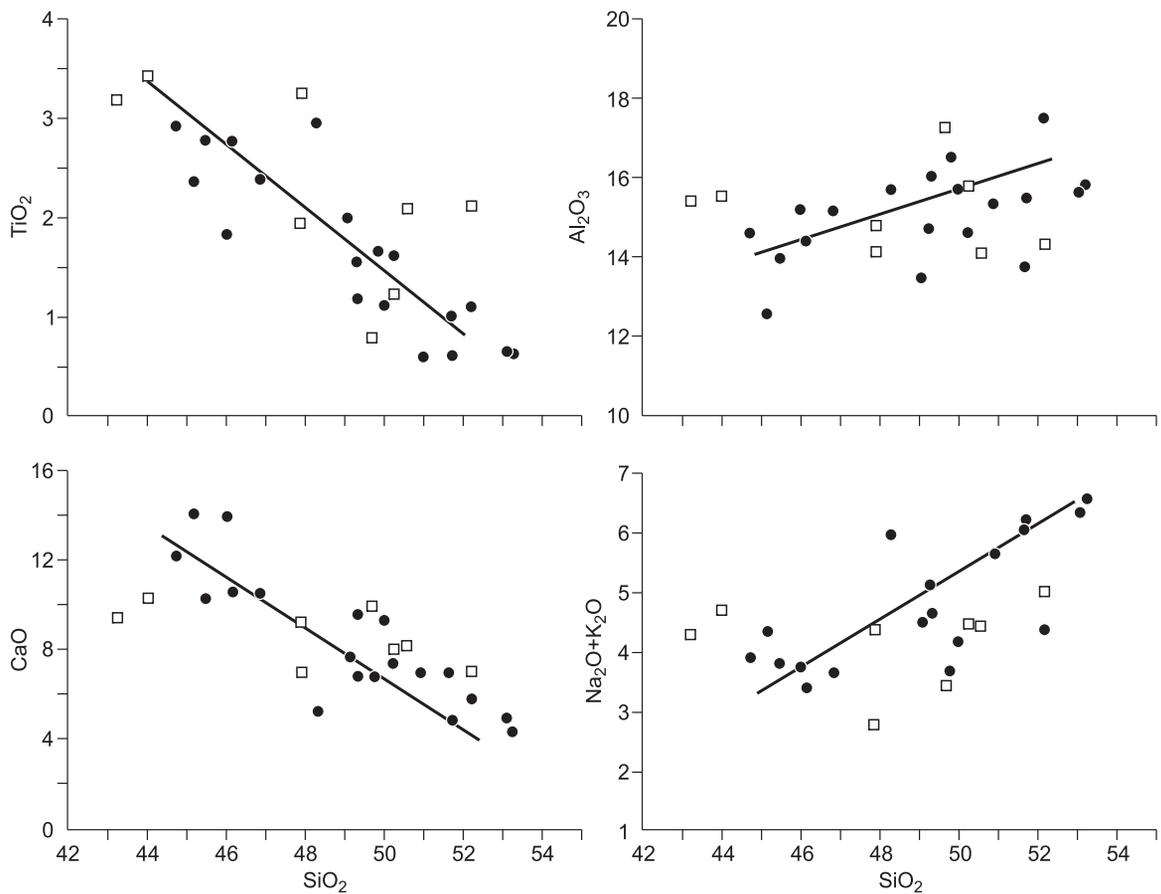
Петрохимические данные (соотношение суммы щелочей и  $\text{SiO}_2$ ) свидетельствуют о том, что рассмотренные базальтовые породы района Ургольского гайота принадлежат в основном к субщелочной серии. По особенностям составов базальты разбиваются на три основные группы. Породы первой группы содержат повышенные (более 2 мас. %) количества титана и на диаграммах ( $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2\text{—FeO/MgO}$ ) располагаются в полях базальтов внутриплитных океанических островов (OIB). Точки составов второй группы пород с умеренными значениями (1—2 мас. %)  $\text{TiO}_2$  находятся в полях платобазальтов. К третьей группе можно отнести низкотитанистые (менее 0.65 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) породы, ассоциирующие с островодужными базальтами (рис. 2).

На вариационных диаграммах Харкера устанавливается эволюция составов базальтов района Ургольского гайота: с ростом  $\text{SiO}_2$  происходит явное падение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$  при увеличении содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значений общей щелочности (рис. 3).

По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах ( $\text{Y—Zr}$ ,  $\text{Nb/Y—Zr/Y}$ ), рассмотренные породы района Ургольского гайота согласуются с данными по океаническим платобазальтам, обладая в то же время и определенными чертами сходства с базальтами срединно-океанических хребтов, о чем свидетельствует расположение части точек в полях MORB (рис. 4). Согласно распределению редкоземельных элементов они близки базальтам плато Онтонг Джава (Тихий океан), располагаясь также и в поле N-MORB. В области тяжелых лантаноидов значительная часть базальтов района Ургольского гайота совпадает с данными по островодужным толеитам (рис. 5).

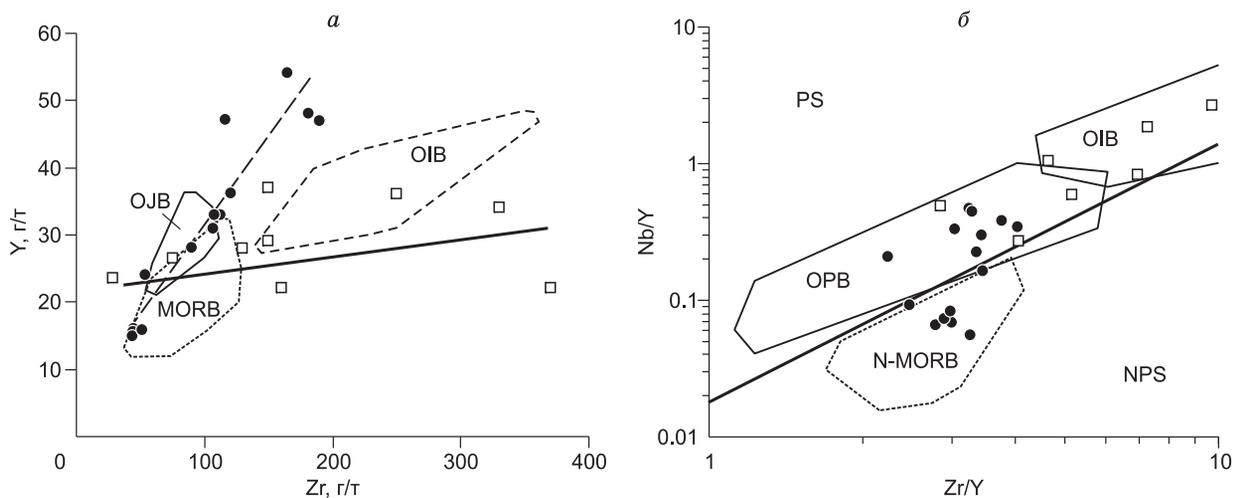
Среди изученных базальтов Джидотского гайота (так же, как и в случае Ургольского) преобладают породы субщелочной серии. На диаграммах  $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2\text{—FeO/MgO}$  эти породы, обладая преимущественно высокими значениями титана (до 3.4 мас. %), в отличие от эффузивов района Ургольского гайота ассоциируют в основном с данными по базальтам типа OIB (см. рис. 2). Есть отдельные образцы с  $\text{TiO}_2$  около 1 мас. %, отвечающие платобазальтам. В отличие от базальтов Ургольского гайота для пород Джидотского гайота устанавливается фракционирование магм с падением алюминия и ростом железистости в остаточных расплавах.

На вариационных диаграммах Харкера видны основные закономерности эволюции составов базальтов района Джидотского гайота: с ростом  $\text{SiO}_2$  происходит явное падение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$  на фоне практически постоянных значений других петрохимических компонентов (см. рис. 3).



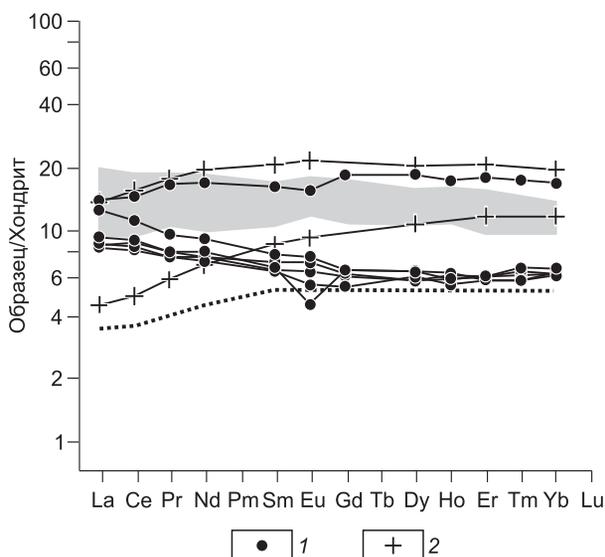
**Рис. 3. Вариационные диаграммы Харкера (мас. %) для базальтов Джидинской зоны.**

Усл. обозн. см. на рис. 2. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Гордиенко и др., 2007].



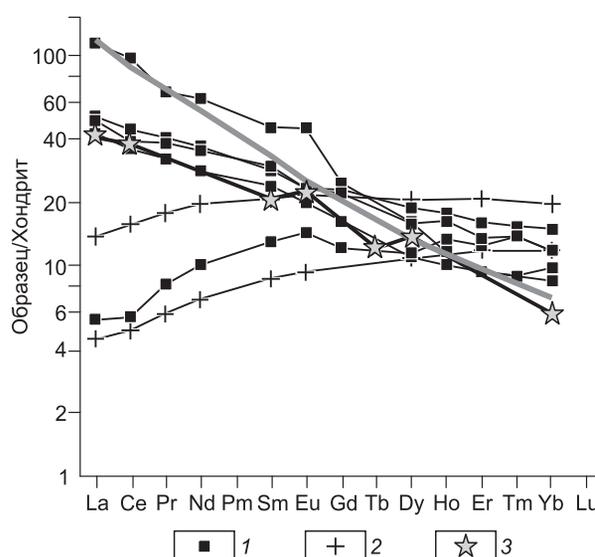
**Рис. 4. Диаграммы Y—Zr (a) и Nb/Y—Zr/Y (б) для базальтов Джидинской зоны.**

*a* — OJB — базальты района плато Онтонг Джава, штриховая и сплошная линии — Ургольский и Джидотский гайоты соответственно. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 1999, 2000; Гордиенко и др., 2007]; *б* — N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов, OPB — океанические платобазальты, а также области пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS), по [Condie, 2005]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Гордиенко и др., 2007]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.



**Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтах района Ургольского гайота.**

1 — базальты района Ургольского гайота; 2 — поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB). Серым цветом обозначено поле базальтов плато Онтонг Джава. Пунктирная линия — нижняя граница поля островодужных толеитов. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Шараськин, 1992; Mahoney et al., 1993].



**Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в базальтах района Джидотского гайота.**

1 — базальты Джидотского гайота; 2 — поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB); 3 — промежуточная серия базальтов Гавайских островов (ОИВ). Серая линия — нижняя граница щелочной серии базальтов Гавайских островов (ОИВ). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Магматические..., 1985; Шараськин, 1992; Соболев, Никогосян, 1994].

По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах ( $Y-Zr$ ,  $Nb/Y-Zr/Y$ ,  $Zr/Nb-Nb/Th$ ), базальты Джидотского гайота в отличие от пород Ургольского района приурочены в основном к плюмовым системам типа ОИВ, располагаясь частично в полях океанических платобазальтов (см. рис. 4). По характеру распределения редкоземельных элементов большинство графиков эффузивов Джидотского гайота имеет резко отрицательный наклон (с преобладанием легких лантаноидов) и совпадает с данными по ОИВ. Есть единичные образцы с N-MORB характеристиками (рис. 6).

### СОСТАВЫ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Породы древних базальтовых комплексов из районов Ургольского и Джидотского гайотов в значительной степени преобразованы под действием вторичных и метаморфических процессов, о чем свидетельствуют отмеченные выше петрографические, минералогические и петрохимические данные. В связи с этим большое внимание было уделено сохранившимся первичным магматогенным минералам, среди которых преобладает клинопироксен. Новые результаты анализов пироксенов из базальтов Джидинской зоны (табл. 2) совместно с имеющейся в нашем распоряжении информацией [Симонов и др., 2009] составили представительный объем данных (около 200 анализов), позволивший наиболее достоверно и детально рассмотреть особенности формирования вулканических комплексов Ургольского и Джидотского гайотов.

Клинопироксены в рассмотренных образцах базальтов из района Ургольского гайота наблюдаются в виде редких мелких (до 0.1—0.3 мм) зерен (преимущественно микровкрапленники) среди полностью преобразованной вторичными процессами матрицы. По соотношению  $En-Wo-Fs$  они отвечают авгиту (либо представляют переходные между авгитом и диопсидом разности) и близки к данным для пироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлении около 2 кбар [Gaetani et al., 1993].

Основная группа клинопироксенов из базальтов района Ургольского гайота содержит меньше титана, чем минералы Джидотского гайота, и формирует тренд от данных по срединно-океаническим хребтам (MORB), располагаясь в основном в поле пироксенов из платобазальтов района океанического плато Онтонг Джава (бассейн Науру). Устанавливается также второй, значительно более крутой, положительный тренд увеличения  $TiO_2$  (от 0.43 до 1.13 мас. %) с ростом  $FeO$ , фиксирующий изменение от

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mg#
1	51.05	0.37	2.37	0.04	8.87	0.24	15.29	20.58	0.25	0.01	99.07	75.44
2	51.23	0.37	2.00	0.03	11.07	0.30	14.07	20.10	0.30	0.01	99.46	69.37
3	52.73	0.16	2.01	0.46	5.21	0.14	17.33	21.47	0.19	0.01	99.71	85.56
4	50.93	0.46	2.30	0.03	10.01	0.31	15.37	19.30	0.24	0.01	98.95	73.23
5	49.23	0.73	4.80	0.04	9.07	0.26	14.39	20.29	0.20	0.01	99.03	73.87
6	52.09	0.33	1.91	0.01	10.11	0.32	15.08	19.61	0.26	0.01	99.72	72.66
7	51.80	0.31	3.79	0.48	5.38	0.09	16.15	21.74	0.27	0.01	100.00	84.25
8	52.20	0.25	2.27	0.05	8.23	0.25	16.15	20.09	0.23	0.01	99.73	77.76
9	50.79	0.34	2.66	0.12	9.04	0.27	15.45	20.05	0.24	0.01	98.96	75.28
10	50.52	0.31	2.49	0.13	8.74	0.26	16.45	19.79	0.30	0.00	98.98	77.03
11	51.68	0.27	2.51	0.35	5.30	0.15	16.91	21.69	0.18	0.00	99.05	85.04
12	49.34	0.49	3.73	0.06	11.17	0.46	14.07	19.17	0.31	0.01	98.80	69.18
13	51.46	0.70	2.60	0.20	7.86	0.26	17.10	18.72	0.26	0.01	99.16	79.49
14	51.27	0.89	3.00	0.12	9.36	0.31	17.06	16.78	0.42	0.01	99.23	76.46
15	51.28	0.76	2.97	0.20	9.40	0.29	18.27	15.74	0.22	0.00	99.14	77.60
16	49.89	1.13	4.04	0.15	8.96	0.28	16.67	17.51	0.22	0.01	98.85	76.83
17	52.18	0.25	1.99	0.17	7.27	0.24	16.86	19.98	0.17	0.01	99.12	80.52
18	50.80	0.56	3.41	0.10	8.26	0.26	15.56	19.86	0.21	0.01	99.02	77.05
19	50.60	0.51	4.33	0.47	5.44	0.13	16.51	20.70	0.20	0.01	98.90	84.40
20	51.19	0.36	1.57	0.01	10.75	0.37	15.17	19.02	0.23	0.02	98.69	71.55
21	51.30	0.52	2.45	0.32	8.25	0.24	16.56	18.98	0.26	0.06	98.95	78.15
22	50.83	0.77	2.50	0.49	7.27	0.19	16.21	20.05	0.29	0.07	98.66	79.89
23	51.74	0.71	2.21	0.33	7.59	0.19	16.45	19.73	0.28	0.02	99.24	79.43
24	51.08	0.76	2.32	0.40	8.02	0.23	16.53	19.40	0.27	0.02	99.04	78.60
25	50.89	0.49	3.51	1.25	4.38	0.12	17.29	21.02	0.26	0.02	99.22	87.55
26	52.03	0.62	2.26	0.23	5.83	0.19	17.65	20.13	0.21	0.02	99.18	84.36
27	51.60	0.64	2.64	0.43	4.99	0.12	17.57	20.93	0.25	0.02	99.19	86.25
28	51.48	0.55	2.79	0.70	5.10	0.13	16.97	20.94	0.26	0.02	98.95	85.57
29	50.63	0.53	3.80	1.32	4.51	0.11	16.81	20.87	0.27	0.02	98.87	86.91
30	51.65	0.50	2.99	0.73	5.68	0.14	17.01	20.91	0.24	0.02	99.88	84.22
31	52.11	0.43	2.82	0.80	4.47	0.11	16.84	21.17	0.25	0.02	99.02	87.04
32	51.43	0.59	2.72	0.64	6.14	0.15	16.86	20.11	0.29	0.03	98.96	83.03
33	50.94	0.66	3.01	0.72	6.13	0.18	16.76	20.03	0.29	0.04	98.75	82.97
34	52.68	0.64	2.66	0.52	6.52	0.17	16.74	19.75	0.29	0.02	100.01	82.06
35	51.50	0.64	2.72	0.51	6.21	0.19	16.77	20.06	0.28	0.03	98.91	82.79
36	51.84	0.68	2.57	0.27	6.71	0.16	16.92	20.19	0.27	0.03	99.63	81.80
37	51.12	0.64	3.47	0.64	5.72	0.16	16.71	20.36	0.25	0.02	99.09	83.89
38	51.47	0.62	2.24	0.22	7.01	0.20	17.00	19.91	0.27	0.02	98.96	81.21
39	51.59	0.47	3.15	0.96	4.35	0.11	17.62	20.64	0.23	0.01	99.12	87.83
40	51.43	0.76	2.59	0.17	7.36	0.22	16.52	19.58	0.25	0.00	98.87	80.00

Примечание. 1—20 и 21—40 — клинопироксены из базальтов Ургольского и Джидотского гайотов соответственно. 1—5 — обр. 259, 6—8 — 257, 9—12 — 248, 13—16 — С-3, 17—20 — С-12, 21—40 — 225/1.

платобазальтовых расплавов к магмам типа OIB (рис. 7). Часть рассмотренных пироксенов по значениям FeO (7—11 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (до 0.47 мас. %) совпадает с данными по клинопироксенам из базальтов островных дуг. На тройной диаграмме SiO<sub>2</sub>/100—TiO<sub>2</sub>—Na<sub>2</sub>O точки клинопироксенов приурочены к полю минералов из океанических базальтов типа MORB и из островодужных толеитов (рис. 8). По отношению Ti—(Ca + Na) пироксены располагаются на границе между толеитами и щелочными базаль-

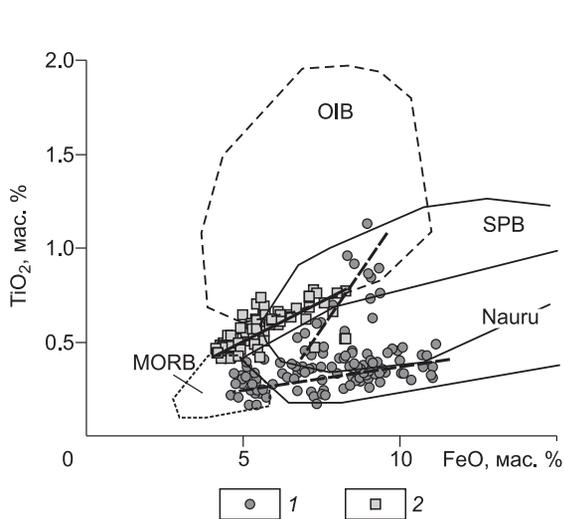


Рис. 7. Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO}$  для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны.

1, 2 — клинопироксены районов Ургольского (1) и Джидотского (2) гайотов. Поля клинопироксенов из базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), внутриплитных океанических островов (OIB), Сибирской платформы (SPB) и бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава (Nauru). Штриховые линии — Ургольский гайот, сплошная — Джидотский гайот. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1999, 2005].

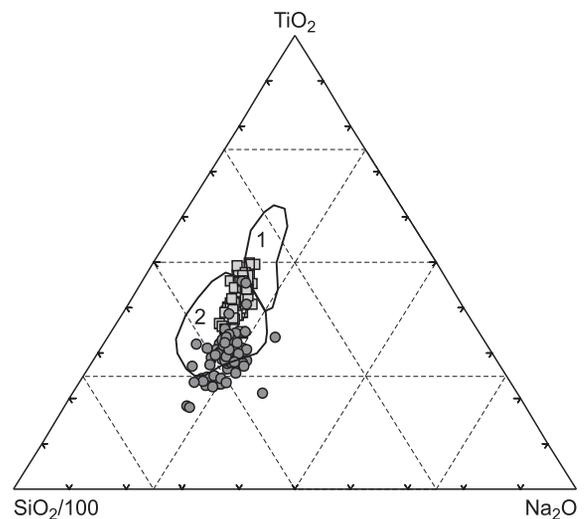


Рис. 8. Диаграмма  $\text{SiO}_2/100$ — $\text{TiO}_2$ — $\text{Na}_2\text{O}$  для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны.

1, 2 — поля клинопироксенов из базальтов субщелочной серии внутриплитных океанических островов (1) и толеитов океанических рифтов и островных дуг (2). Остальные усл. обозн. см. на рис. 7. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Цамерян и др., 1991].

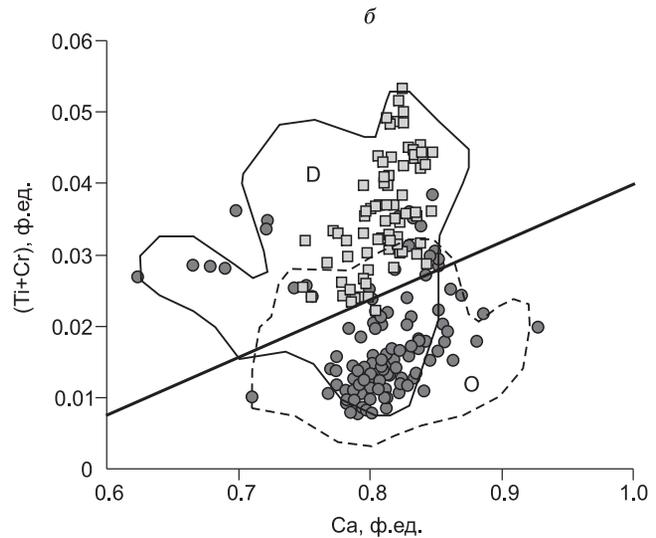
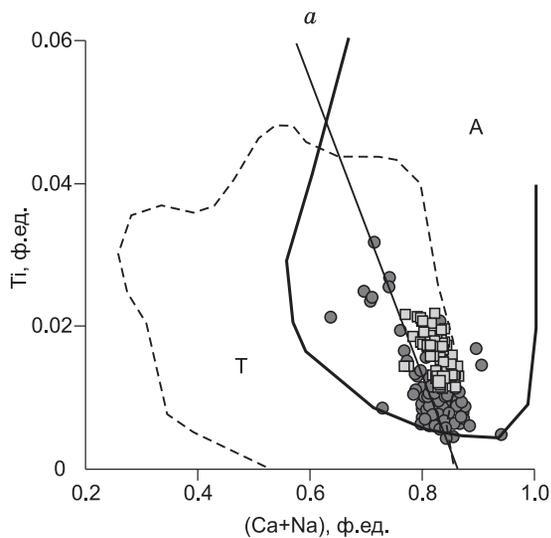


Рис. 9. Диаграммы  $\text{Ti}$ — $(\text{Ca} + \text{Na})$  (а) и  $(\text{Ti} + \text{Cr})$ — $\text{Ca}$  (б) для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны.

Показаны поля клинопироксенов из базальтов щелочной (А) и толеитовой (Т) серий, срединно-океанических хребтов (D) и островных дуг (O). Остальные усл. обозн. см. на рис. 7. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Leterrier et al., 1982].

товыми породами (рис. 9, а). На диаграмме  $(\text{Ti} + \text{Cr})$ — $\text{Ca}$  они соответствуют минералам из базальтов спрединговых зон типа MORB, а также значительная часть точек попадает в поле островодужных пород (см. рис. 9, б). Клинопироксены с островодужными характеристиками, согласно соотношениям  $\text{Ti}$ — $\text{Al}$ , принадлежат к толеитовым сериям, а по соотношениям  $\text{Al}$ — $\text{Mg}\#$  они перекрывают поля MORB и OIB.

Клинопироксены в изученных базальтах Джидотского гайота представлены мелкими (до 0.3 мм) вкрапленниками. Анализ составов рассмотренных пироксенов показал, что они соответствуют переходным между авгитом и диопсидом разностям. По соотношению миналов (Wo около 40 %) минералы, так же как и пироксены Ургольского гайота, близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлении около 2 кбар.

Большинство клинопироксенов из базальтов Джидотского гайота, с вариациями FeO (4.2—8.29 мас. %) и титана (0.4—0.77 мас. %), образуют компактную группу с трендом, начинающимся в поле пироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и продолжающимся с ростом этих компонентов в полях минералов из плюмовых базальтов океанических островов типа OIB и платобазальтов (см. рис. 7). На тройной диаграмме SiO<sub>2</sub>/100—TiO<sub>2</sub>—Na<sub>2</sub>O точки клинопироксенов располагаются в поле минералов океанических рифтов (MORB), попадая также в область субщелочных внутриплитных базальтов океанических островов типа OIB (см. рис. 8). По соотношению Ti—(Ca + Na) практически все изученные клинопироксены Джидотского гайота приурочены к щелочным базальтовым породам, располагаясь вблизи границы с толеитами (см. рис. 9, а). На диаграмме (Ti + Cr)—Ca они соответствуют минералам из базальтов спрединговых зон типа MORB (см. рис. 9, б). Рассмотренные клинопироксены совпадают с данными по минералам из базальтов типа MORB, а по другим соотношениям (Ti—Al и Al—Mg#) частично ассоциируют с характеристиками пироксенов из пород типа OIB.

### ГЕОХИМИЯ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Совершенно новую информацию о содержании редких и редкоземельных элементов удалось получить в результате исследования клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны с помощью ионного зонда (табл. 3). Особое значение имеет сравнительный анализ с данными по эталонным объектам (табл. 4), полученными нами в результате изучения на ионном зонде клинопироксенов из пород, представляющих такие наиболее важные современные геодинамические структуры, как срединно-океанические хребты, внутриплитные океанические острова, примитивные (энсиматические) островные дуги с

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/г) в клинопироксенах из базальтов Джидинской зоны

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Th	0.012	0.012	0.008	0.367	0.132	0.017	0.012
Rb	6.11	4.44	3.91	10.47	8.79	4.87	6.06
Ba	0.26	0.10	0.15	8.07	2.77	0.19	0.21
Sr	7.41	8.68	9.13	18.40	12.20	21.63	19.50
V	371	375	240	375	492	273	313
La	0.26	0.17	0.09	1.21	1.22	0.62	0.70
Ce	1.25	0.80	0.48	3.47	4.29	2.70	3.29
Nd	2.70	1.47	0.77	3.95	4.88	3.62	4.50
Sm	1.47	0.83	0.58	1.85	2.38	1.56	2.07
Eu	0.56	0.33	0.19	0.67	0.67	0.58	0.71
Gd	2.06	1.27	0.76	2.02	2.87	1.94	2.52
Dy	3.21	1.63	0.95	3.04	4.01	2.17	2.72
Er	2.51	1.13	0.74	2.54	3.17	1.28	1.56
Yb	2.17	1.04	0.64	2.96	3.21	1.11	1.53
Y	18.33	8.83	4.95	17.75	23.55	10.80	14.45
Zr	8.46	6.86	2.49	28.64	17.39	10.52	14.02
Nb	0.095	0.130	0.085	0.071	0.161	0.088	0.071
Ta	0.268	0.123	0.042	0.246	0.290	0.169	0.209

Примечание. Клинопироксены: 1—5 и 6, 7 — из базальтов Ургольского и Джидотского гайотов соответственно.

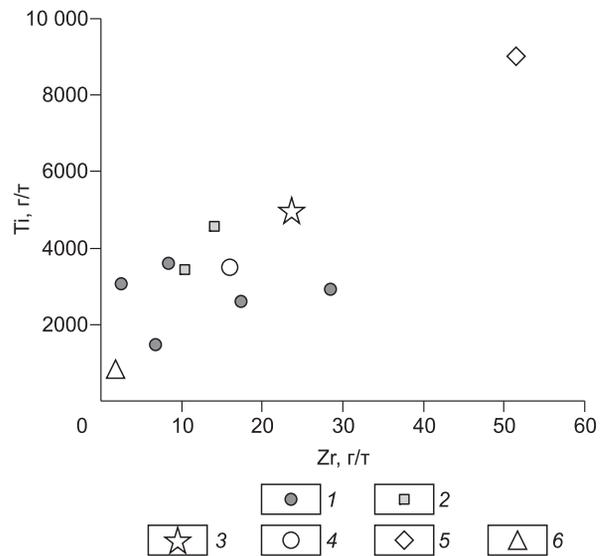
Таблица 4. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/г) в клинопироксенах из эффузивных пород эталонных ассоциаций

Элемент	1	2	3	4
Th	0.017	0.020	0.026	0.007
Rb	4.59	8.83	8.97	4.79
Ba	0.84	1.81	0.53	0.09
Sr	11.58	20.39	30.48	9.88
V	385	587	391	207
La	0.65	1.06	2.37	0.06
Ce	2.87	4.02	9.48	0.30
Nd	4.08	5.42	12.86	0.72
Sm	2.19	2.57	5.21	0.37
Eu	0.70	0.73	1.61	0.16
Gd	2.47	2.99	5.83	0.59
Dy	3.05	3.80	6.14	0.94
Er	2.18	2.47	3.38	0.67
Yb	1.92	2.54	2.85	0.79
Y	17.24	22.39	30.13	4.86
Zr	16.08	24.24	51.44	1.77
Nb	0.208	0.221	0.301	0.047
Ta	0.198	0.248	0.411	0.056

Примечание. Клинопироксены: 1 — из нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB (Срединно-Атлантический хребет, Центральная Атлантика); 2 — из платобазальтов (толеитовые платобазальты Сибирской платформы); 3 — из базальтов внутриплитных океанических островов типа OIB (о. Буве, Южная Атлантика); 4 — из бонинитов (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан).

**Рис. 10. Диаграмма Ti—Zr для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны.**

1, 2 — клинопироксены из базальтов Ургольского (1) и Джидотского (2) районов; 3—6 — клинопироксены из пород эталонных ассоциаций (см. табл. 4): толеитовые базальты Сибирской платформы (3), базальты типа N-MORB Срединно-Атлантического хребта (4), переходные базальты от нормальной щелочности к субщелочным (OIB) о. Буве в Южной Атлантике (5), бониниты Идзу-Бонинской дуги (6).

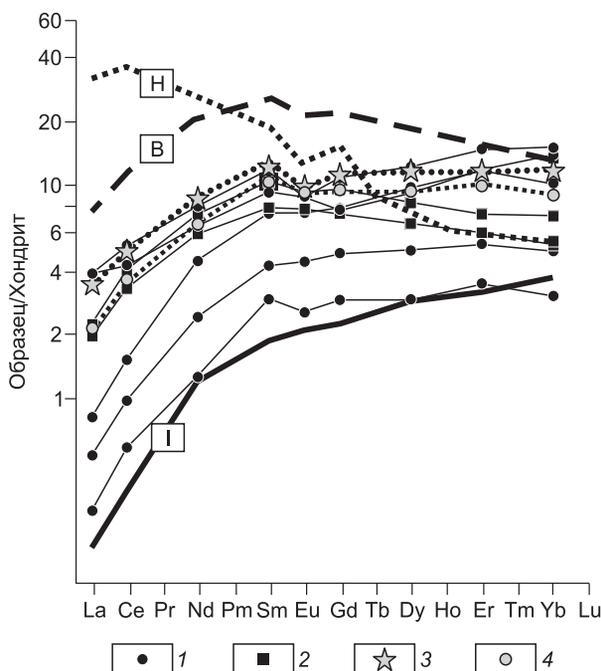


бонинитами, внутриплитные платформы с платобазальтами. Петролого-геохимические характеристики пород из различных эталонных структур, для которых были изучены редкоземельные составы клинопироксенов, приведены в наших предыдущих публикациях [Симонов и др., 1996, 1999, 2000, 2004, 2005].

Исследования показали, что по соотношению титана и циркония (рис. 10) пироксены Джидотского гайота (с содержаниями Ti до 4500 г/т) тяготеют к минералам из платобазальтов Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта (MORB). Клинопироксены из базальтов района Ургольского гайота обладают в основном умеренными значениями Ti (до 3600 г/т), ассоциируя с пироксенами из MORB. Они также могут содержать и значительно меньше титана (1450 г/т), тяготея к пироксенам из бонинитов (см. рис. 10).

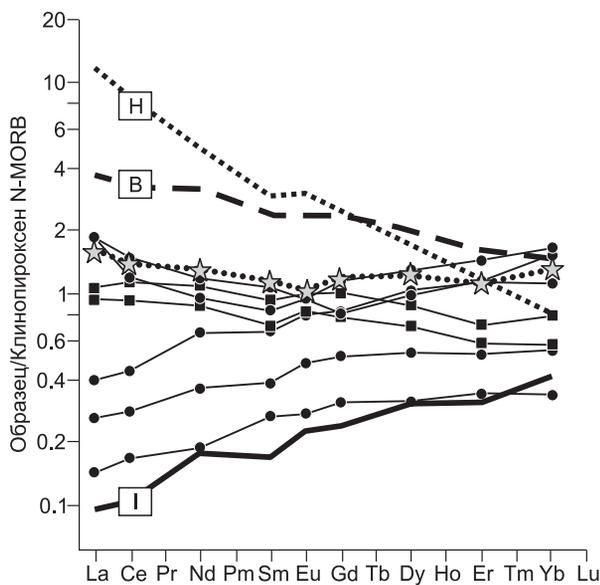
Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны характеризуются в целом хорошо выраженным положительным наклоном с существенным обогащением тяжелыми лантаноидами. Часть спектров клинопироксенов из района Ургольского гайота полностью совпадают по своей форме с пироксенами Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта. В то же время существуют и графики, близкие по своим характеристикам к островодужным. Формы спектров пироксенов Джидотского гайота, обладая небольшим Eu минимумом, хорошо согласуются с данными по минералам из базальтов Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта (рис. 11).

Благодаря полученным нами с помощью ионного зонда оригинальным данным по редкоземельным элементам, мы можем провести сравнение клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны с пироксенами из эффузивов различных современных эталонных ассоциаций, что является в данном случае более правильным подходом, чем нормирование к хондриту или примитивной мантии. На диаграмме распределения нормированных значений редкоземельных элементов к данным по клинопироксену из базальтов типа N-MORB (см. табл. 4) графики минералов из района Ургольского гайота разбиваются на две группы. Часть спектров демонстрирует некоторое повышение от относительного минимума содер-



**Рис. 11. Распределение содержаний редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) в клинопироксенах из базальтов Джидинской зоны.**

Клинопироксены: 1, 2 — из базальтов Ургольского (1) и Джидотского (2) районов; 3, 4 — из толеитовых базальтов Сибирской платформы (3) и из базальтов типа N-MORB Срединно-Атлантического хребта (4); H — из щелочных базальтов Гавайских островов, B — из переходных базальтов от нормальной щелочности к субщелочным (OIB) о. Буве в Южной Атлантике, I — из бонинитов Идзу-Бонинской дуги. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Nagasawa, Schetzler, 1971].



**Рис. 12.** Распределение содержаний редкоземельных элементов (нормированных к клинопироксену из базальтов типа N-MORB) в клинопироксенах из базальтов Джидинской зоны.

Усл. обозн. см. на рис. 11. Значения элементов нормированы к составу клинопироксена из базальта типа N-MORB, Срединно-Атлантический хребет (см. табл. 4). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Nagasawa, Schetzler, 1971].

На спайдер-диаграммах значений элементов, нормированных к клинопироксену из базальтов типа N-MORB, графики пироксенов из базальтов района Ургольского гайота также разбиваются на две группы. Первая характеризуется относительно обогащенными значениями большинства элементов и тесной ассоциацией со спектрами пироксенов из платобазальтов. Вторая обладает минимальными характеристиками, приближающимися к данным по островодужным клинопироксенам. Спектры клинопироксенов Джидотского гайота по большинству компонентов близки к пироксенам из базальтов Сибирской платформы (рис. 13).

В целом новые данные по составам клинопироксенов, полученные с помощью ионного зонда, хорошо согласуются с информацией по валовым составам этих минералов и пород, в которых они находятся, подтверждая сложную историю процессов формирования базальтовых комплексов Джидинской зоны.

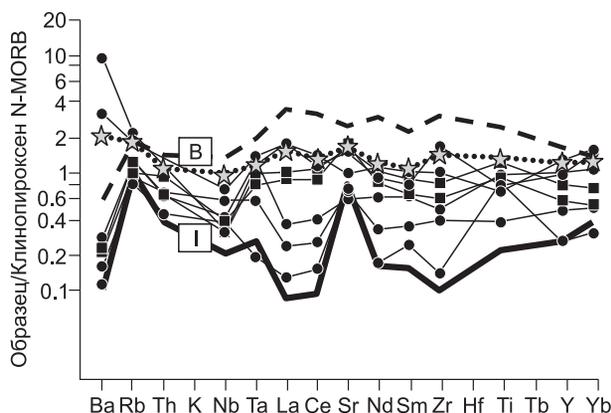
### РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

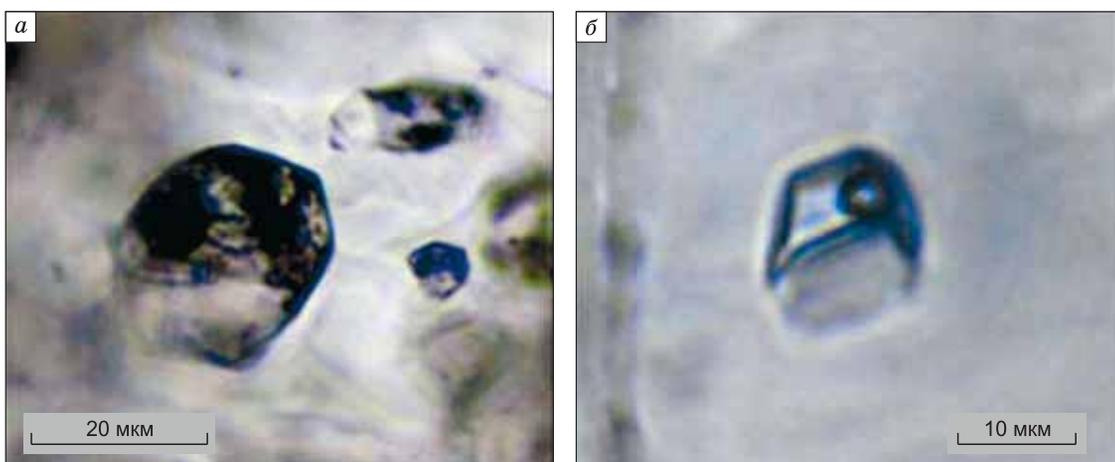
В ходе исследований были детально просмотрены все имеющиеся в распоряжении авторов образцы базальтовых пород из Джидинской зоны. Расплавные включения были найдены в клинопироксенах из базальтов районов Ургольского (обр. 259, 257) и Джидотского (обр. 225-1) гайотов.

Первичные расплавные включения (размерами 5—20 мкм) располагаются в основном равномерно по зерну пироксена. Формы включений изометричны, округлые с некоторой огранкой. Включения многофазовые: светлые и темные кристаллики + рудные фазы + газовый пузырек (рис. 14, а). Часто встречаются трехфазовые включения: светлый анизотропный кристаллик + светлое стекло и располагающийся в нем круглый газовый пузырек (см. рис. 14, б). Проследить фазовые изменения в ходе экспериментов при высоких температурах удалось только в случае включений в клинопироксенах из базальтов района Ургольского гайота. Опыты в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой показали, что при 350 °С и выше содержимое некоторых включений начинает темнеть, что свидетельствует о наличии флюидов. При температурах около 1000 °С часть включений взрывается, показывая повышенное давление летучих компонентов. В ходе нагрева в интервале температур 1105—1130 °С большинство сохранившихся включений становятся

**Рис. 13.** Спайдер-диаграмма для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны.

Усл. обозн. см. на рис. 11. Значения элементов нормированы к составу клинопироксена из базальта типа N-MORB, Срединно-Атлантический хребет (см. табл. 4). Рисунок составлен на основе оригинальных данных.





**Рис. 14. Фотографии первичных расплавных включений в клинопироксенах из базальтов Джи-динской зоны (Ургольский район).**

гомогенными. Таким образом, кристаллизация клинопироксенов Ургольского гайота происходила при температурах 1105—1130 °С из расплавов с повышенными содержаниями флюидных компонентов.

Необходимо отметить, что в большинстве случаев препараты с включениями при температурах свыше 1100 °С интенсивно плавилась и в итоге (даже когда удавалось проследить за включением вплоть до его гомогенизации) после закалки исходная пластинка превращалась в агрегат (стекло + недоплавленные микрофазы), в котором практически невозможно было найти исходное включение и, соответственно, не получалось подготовить его для последующего анализа на микрозонде. Поэтому нам пока не удалось изучить составы прогретых включений в клинопироксенах.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования показали, что петрохимические и геохимические данные о составах базальтов свидетельствуют о сложной истории развития магматических систем, сформировавших базальтовые комплексы района Ургольского гайота в различных палеогеодинамических обстановках — срединно-океанические хребты, океанические плато и островные дуги. Наличие разных типов базальтов в районе Ургольского гайота отмечалось на основе геохимических данных и ранее. В частности, в работе [Гордиенко и др., 2007] на диаграмме  $TiO_2$ — $FeO/MgO$  значительная часть точек вулканитов располагается в поле базальтов вулканических дуг.

Данные по составам клинопироксенов подтверждают петрохимические и геохимические выводы, показывая тренды эволюции магматических систем от срединно-океанических хребтов к океаническим платобазальтам и далее к магмам типа ОИВ. Учитывая, что для современного бассейна Науру (район плато Онтонг Джава в Тихом океане) характерно взаимодействие магматических систем типа MORB и плюмовых расплавов [Симонов и др., 2004], информация по пироксенам свидетельствует, что подобная ситуация была и в случае развития базальтовых комплексов Ургольского гайота. В то же время по распределению основных химических компонентов, а также редких и редкоземельных элементов изученные клинопироксены близки к пироксенам из островодужных базальтов.

Таким образом, можно предположить, что формирование палеоокеанических структур района Ургольского гайота происходило в результате влияния глубинных плюмов на океаническую спрединговую кору с образованием океанических плато и внутриплитных океанических островов. В последующем на эти структуры происходило наложение типично островодужных магматических систем.

Формирование базальтовых комплексов района Джидотского гайота происходило с более ярко выраженным влиянием обогащенных плюмовых расплавов внутриплитных океанических островов (ОИВ), чем в случае Ургольского гайота. Об этом свидетельствуют петрохимические и геохимические данные, показывающие развитие плюмовых магматических систем типа ОИВ на океаническом фундаменте. Данные по клинопироксенам подтверждают участие глубинного плюма, приводящее к эволюции магм от типичных океанических (MORB) к расплавам платобазальтов и океанических островов (ОИВ).

В общем проведенные исследования показали сложную историю формирования гайотов Джидинской зоны Палеоазиатского океана, происходившего в результате влияния глубинных плюмов на океани-

чекую спрединговую кору. Минералогические и термобарогеохимические данные хорошо согласуются с петрохимической и геохимической информацией по океаническим базальтам и свидетельствуют о кристаллизации клинопироксенов из флюидонасыщенных расплавов при температурах 1105—1130 °С.

В целом необходимо отметить, что полученные данные по клинопироксенам (особенности распределения основных химических компонентов, а также редких и редкоземельных элементов) свидетельствуют о развитии островодужной ситуации, что отмечается и по составам базальтов. Таким образом, имеющаяся информация показывает смену геодинамической ситуации при формировании венд-кембрийских базальтов Джидинской зоны от океанической к островодужной, что хорошо согласуется с данными о широком развитии кембрийских островодужных комплексов, играющих значительную роль среди геологических структур Монголии и Сибири [Гордиенко и др., 2012; Руднев и др., 2012; Метелкин, 2013].

Работа выполнена при поддержке проектов ОНЗ 10.1 и IGCP 592, РФФИ (грант 12-05-00223) и Министерства образования и науки РФ.

## ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д.** Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

**Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // ДАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508—513.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В.** Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 63—66.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климух В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

**Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А., Томуртоого О., Гонегер Т.А.** Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 365—379.

**Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг Джава) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1339—1349.

**Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В.** Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 3—18.

**Магматические горные породы.** Т. 3. Основные породы / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1985, 487 с.

**Метелкин Д.В.** Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

**Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

**Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

**Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т.** Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

**Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1993, 247 с.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В.** Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 86—96.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.** Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 224 с.

**Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В.** Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 43—58.

**Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** Петрогенез базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава — Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—203.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.** Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

**Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ковязин С.В., Михальцов Н.Э.** Петрогенез гайотов Джидинской зоны, Монголия (минералогические и термобарогеохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 77—79.

**Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Котляров А.В.** Физико-химические параметры неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 648—664.

**Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Котляров А.В.** Особенности формирования базальтовых комплексов Джидинской зоны Палеоазиатского океана (данные по составам клинопироксенов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10, т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 72—74.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

**Соболев А.В., Слущкий А.Б.** Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

**Соболев А.В., Никогосян И.К.** Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о. Реюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 131—168.

**Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С.** Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия, 1991, № 11, с. 1561—1572.

**Шараськин А.Я.** Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М., Наука, 1992, 163 с.

**Boynnton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

**Gaetani G.A., Grove T.L., Bryan W.S.** The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks // Nature, 1993, v. 365, p. 332—334.

**Leterrier J., Mauru R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M.** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 9, p. 139—154.

**Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M.** Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1993, v. 130, p. 3—22.

**Nagasawa H., Schnetzler C.C.** Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts acidic igneous magma // Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, v. 35, № 9, p. 953—968.

**Sobolev A.V., Danyshevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 1183—1211.