

## BONINITES AS A CRITERION FOR THE GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF MAGMATIC SYSTEMS IN PALEOSUBDUCTION ZONES IN GORNY ALTAI

A. V. Kotlyarov<sup>1,3</sup>, V. A. Simonov<sup>1,2,3</sup>, I. Yu. Safonova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup>Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

**Abstract:** Ancient primary boninitic melts of the Gorny Altai (65–105 km, 1410–1590 °C) were studied from the composition of melt inclusions in clinopyroxenes. We estimated their parameters and the conditions for the onset of magma crystallization in an intermediate chamber at a depth of about 30–35 km, which appear similar to the reference boninitic magmatism of the modern Izu-Bonin island arc. A combined analysis of the composition of inclusions and clinopyroxenes from Gorny Altai boninites shows that within a range of minimum temperature values (1140–1120 °C), the crystallizing material continuously ascends from a depth of 12 to 0.6 km. The pattern is different in case of higher-temperature magmas, and three zones of pyroxene crystallization are distinguished: 18.0–13.8 km (1245–1205 °C), 12.0–3.5 km (1240–1185 °C), and 3.3–0.6 km (1185–1145 °C). Actually, these zones correspond to the intermediate deep-seated magmatic chambers typical of modern island-arc subduction zones [Dobretsov *et al.*, 2016]. Based on the detailed study of zonal phenocrysts of clinopyroxene in boninites from the Kuray ophiolites, we established the parameters of the evolution of the ascending boninite melts. Three temperature intervals (1220–1200 °C, 1235–1210 °C, and 1120–1220 °C) and three pressure ranges (1.5–11.5 kbar, 2.0–6.0 kbar, and 2.0–0.3 kbar) are distinguished. One case shows a significant pressure drop (from 11.5 to 1.5 kbar) with a small drop in temperature (from 1220 °C to 1200 °C). In the second case, the pressure rises from 2.0 to 6.0 kbar, and the crystallization temperature decreases from 1235 to 1210 °C. In the third case, crystallization begins at a stable temperature (1120–1140 °C) and a stable pressure (1.4–2.0 kbar); then, in the near-surface conditions, the temperature increases to 1220 °C, and the pressure decreases sharply to 0.3 kbar.

**Key words:** geodynamic process; magmatic system; subduction zone; boninite; melt inclusions; clinopyroxene; PT-conditions

### RESEARCH ARTICLE

**Handling Editor:** E.V. Sklyarov

**Received:** December 6, 2017

**Revised:** February 19, 2018

**Accepted:** February 20, 2018

**For citation:** Kotlyarov A.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu., 2018. Boninites as a criterion for the geodynamic development of magmatic systems in paleosubduction zones in Gorny Altai. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 39–58. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0336.

**Для цитирования:** Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю. Бониниты – критерии геодинамического развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 1. С. 39–58. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0336.

# БОНИНИТЫ – КРИТЕРИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ПАЛЕОСУБДУКЦИОННЫХ ЗОНАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

А. В. Котляров<sup>1,3</sup>, В. А. Симонов<sup>1,2,3</sup>, И. Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

**Аннотация:** На основе данных по составу расплавных включений в клинопироксенах установлены параметры генерации древних первичных бонинитовых расплавов Горного Алтая (65–105 км, 1410–1590 °С), а также определены условия начала кристаллизации этих магм в промежуточной камере на глубине около 30–35 км, совпадающие с данными по эталонному бонинитовому магматизму современной Идзу-Бонинской островной дуги. Совместное использование состава включений и клинопироксенов из бонинитов Горного Алтая показало, что в одном случае при минимальных температурах (1140–1120 °С) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с глубины от 12 до 0.6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь – с выделением трех зон кристаллизации пироксенов на глубине 18.0–13.8 км (1245–1205 °С), 12.0–3.5 км (1240–1185 °С) и 3.3–0.6 км (1185–1145 °С), фактически соответствующих промежуточным разнотемпературным камерам, характерным для современных островодужных зон субдукции [Dobretsov et al., 2016]. В результате детальных исследований зональных вкрапленников клинопироксена из бонинитов Курайских офиолитов были установлены параметры эволюциидвигающихся вверх бонинитовых расплавов. Выделяются три температурных интервала (1220–1200 °С, 1235–1210 °С и 1120–1220 °С) и три диапазона давлений (1.5–11.5 кбар, 2–6 кбар и 2.0–0.3 кбар). В одном случае установлено существенное падение давления от 11.5 до 1.5 кбар при незначительном снижении температуры от 1220 °С до 1200 °С. В другом случае идет повышение давления от 2 до 6 кбар и снижение температуры кристаллизации от 1235 до 1210 °С. В третьем случае в начале для процессов кристаллизации характерны устойчивые значения температур (1120–1140 °С) и давлений (1.4–2.0 кбар), далее в приповерхностных условиях происходит рост температуры до 1220 °С с резким падением давления до 0.3 кбар.

**Ключевые слова:** геодинамический процесс; магматическая система; зона субдукции; бониниты; расплавные включения; клинопироксены; РТ-условия

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Бонинитовые серии пород, характерные для современных примитивных энсиматических островных дуг, присутствуют и в структурах, сформировавшихся в ходе развития древних океанов. В частности, бониниты найдены в составе целого ряда офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского складчатого пояса [Zonenshain, Kuzmin, 1978; Dobretsov, 1985; Dobretsov et al., 1986; Simonov et al., 1994, 1996, 1998, 2001, 2004, 2006, 2016; Kurenkov et al., 2002; Kuzmichev, 2004; Sklyarov et al., 1994, 2016; Khain et al., 2002; и др.], включая палеоокеанические комплексы Горного Алтая [Simonov, Kuznetsov, 1991; Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Simonov et al., 1994, 1996, 2016; Buslov et al., 1993; и др.].

Бонинитовые породы, обладающие своеобразным минеральным и химическим составом, сочетающим в себе одновременно повышенные содер-

жания MgO и SiO<sub>2</sub>, привлекают внимание прежде всего благодаря их формированию исключительно в структурах примитивных островных дуг. В результате бониниты имеют ключевое значение при анализе палеогеодинамики складчатых сооружений и считаются однозначными индикаторами надсубдукционных условий формирования в энсиматических островных дугах [Crawford et al., 1989].

В то же время в ходе исследования условий формирования древних бонинитов возникают большие проблемы, главным образом из-за значительной степени вторичных преобразований пород. Выходом в данной ситуации может служить изучение реликтов первичных магматогенных минералов и находящихся в них расплавных включений, сохранивших прямую информацию о палеомагматических системах.

Детальные исследования пород бонинитовой серии Курайских офиолитов (Горный Алтай) поз-

волили получить значительный объем новых данных по составу клинопироксенов и находящихся в них расплавленных включений. На основе этой информации оказалось возможным рассмотреть особенности геодинамических условий развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая.

## 2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БОНИНИТСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

На юго-востоке Горного Алтая палеоокеанические и палеосубдукционные комплексы входят в состав древних (венд-нижнекембрийских) офиолитовых ассоциаций, которые можно разделить на два типа: Чаган-Узунские и Курайские (рис. 1). Чаган-Узунские офиолиты, включающие мощные пластины тектонизированных гипербазитов и серпентинитовые меланжи с блоками метаморфических пород высоких давлений (эклогиты), формируют главным образом Чаган-Узунский гипербазитовый массив. Бонинитсодержащие Курайские офиолиты с преобладанием островодужных магматических комплексов, располагаются на правом берегу р. Чуя практически напротив Чаган-Узунского гипербазитового массива [Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993].

На геолого-геодинамических схемах в работах [Buslov et al., 2013; Kulikova et al., 2017] рассмотренные комплексы выделяются в качестве структурных элементов Курайской аккреционно-коллизонной зоны и характеризуют ранний вендско-раннеордовикский островодужный этап эволюции структур юго-востока Горного Алтая. Бонинитсодержащие комплексы Курайских офиолитов относятся к образованиям Кузнецко-Алтайской островной дуги, Чаган-Узунские офиолиты (представленные фрагментами океанической коры) входят в состав комплексов Курайского аккреционного клина, сформированного в подножии Кузнецко-Алтайской островной дуги на окраине Сибирского континента.

В состав Чаган-Узунских офиолитов входят гипербазиты, дайковые габброиды и метаморфизованные осадочно-вулканогенные серии. Ультраосновные породы представлены в основном серпентинитами и гарцбургитами. Присутствуют пироксениты. Породы дайкового комплекса (мелкозернистые габбро, габбро-диабазы) формируют серию субпараллельных тел в гипербазитах. Среди пород метаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса выделяются амфиболиты и гранатовые амфиболиты с эклогитами [Dobretsov et al., 1992].

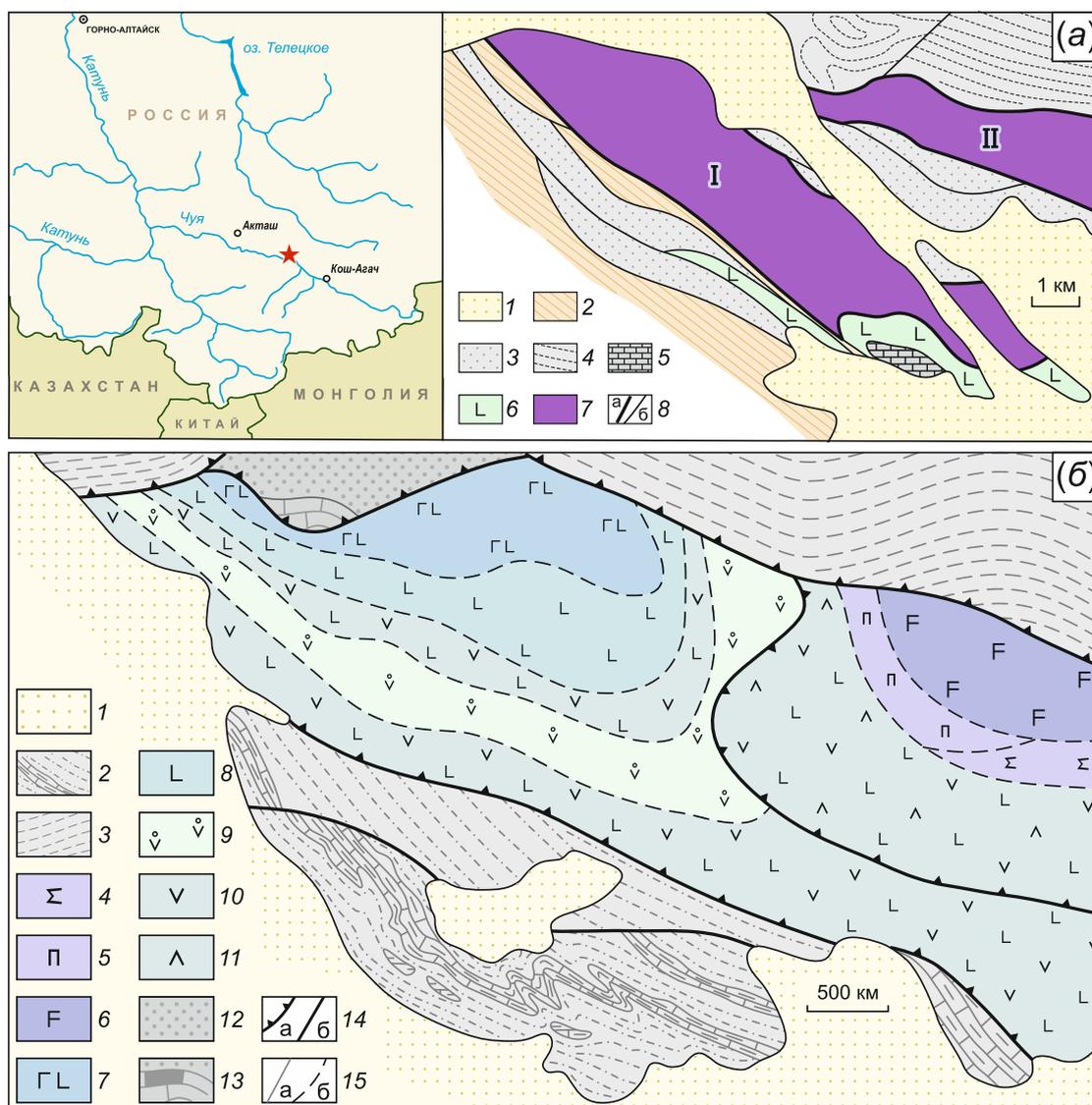
В составе Курайских офиолитов преобладают эффузивно-осадочные и дайковые серии. Присутствует также расслоенный ультрабазит-пироксенит-габбровый комплекс, представленный серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами, полосчатыми «нижними» габбро и прорванный дайками плагиогранитов [Dobretsov et al., 1992]. Бонинитовые породы слагают преимущественно дайки, а также потоки лав [Simonov, Kuznetsov, 1991; Simonov, 1993], располагаясь узкой полосой (первые десятки метров) вдоль южного склона Курайского хребта и фиксируя (судя по детальным разрезам) определенную часть пластин островодужных офиолитов [Dobretsov et al., 1992].

В целом, бониниты формируют как отдельные участки лавовых потоков и дайковых тел (со смесью пироксеновых порфиритов равномерными диабазовыми структурами), так и самостоятельные относительно маломощные (около 0.5–1.5 м) дайки. Более крупные (до 5 м и более) дайки бонинитов входят в состав комплексов типа «дайка в дайке» (рис. 2). Бониниты могут выполнять также силовые тела в эффузивных и в дайко-силловых комплексах (рис. 3).

Бониниты Курайских офиолитов представляют собой пироксеновые порфириты, в которых вкрапленники размером до 3–15 мм занимают от 15 до 40 % всего объема породы. Формы вкрапленников близки к изометричным многогранникам (прямоугольные, шести- и восьмигранные) и соответствуют различным по направлению срезам кристаллов клинопироксена, часто показывающих зональное строение (рис. 4). Клинопироксены вкрапленников в различной степени замещены амфиболом. Иногда свежий пироксен присутствует только в центре фенокриста, как бы в амфиболовом футляре (рис. 5). Основная масса породы сложена в основном актинолитовой роговой обманкой, хлоритом и эпидот-клиноцоизитом. Преобладают актинолитовые псевдоморфозы по клинопироксену.

## 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Палеоокеанические офиолитовые комплексы Горного Алтая исследовались всесторонне с использованием различных методов и подходов. Прежде всего, большое внимание уделялось экспедиционным работам, начатым еще в 1974 г. с детального картирования Чаган-Узунского гипербазитового массива, которое позволило выделить дайковый комплекс, состоящий из серии фактически параллельных базитовых даек, пересекающих ультраосновные породы [Kuznetsov, Simonov, 1976]. Детальные исследования эффузивных комплексов, располагающихся на правом берегу р. Чуя напро-



**Рис. 1.** Схемы структурного положения и строения офиолитов юго-восточной части Горного Алтая.

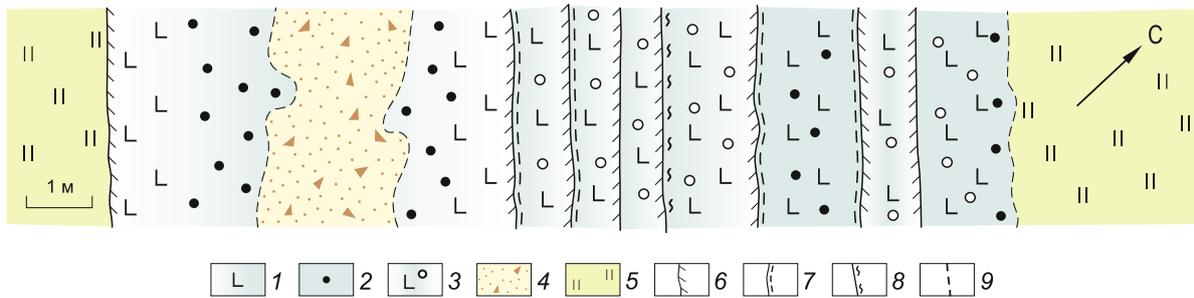
(а) – расположение Чаган-Узунских (I) и Курайских (II) офиолитов. 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – эффузивно-осадочные толщи девона; 3 – туфогенно-терригенные и известково-граувакковые турбидиты кембрия; 4 – черносланцевые турбидиты кембрия; 5 – кремнисто-карбонатные породы венда-кембрия; 6 – вулканы венда – кембрия; 7 – офиолиты; 8 – геологические границы: надвиги (а), прочие разломы (б).

(б) – схема геологического строения Курайских офиолитов. 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – туфогенно-терригенные и известково-граувакковые турбидиты кембрия; 3 – черносланцевые турбидиты кембрия; 4–11 – Курайские офиолиты: ультрабазиты (4), пироксениты + габбро (5), полосчатое габбро + пироксениты + верлиты (6), габбро-диабазы + дайковое габбро (7), габбро-диабазовые дайки и силлы (8), бониниты (9), лавы базальтов и андезибазальтов (10), пирокластиты (11); 12 – туфогенные осадочные породы; 13 – известняки в туфогенных осадках; 14–15 – геологические границы: 14 – разломы: надвиги (а), прочие разломы (б); 15 – границы: достоверные (а), предполагаемые (б). Схемы составлены на основе данных из работ [Dobretsov et al., 1992, 2005; Kurenkov et al., 2002].

**Fig. 1.** Schemes of the structural position and the structure of ophiolites in the southeastern Gorny Altai.

(а) – locations of the Chagan-Uzun (I) and Kurai (II) ophiolites. 1 – Neogene-Quaternary sediments; 2 – Devonian effusive-sedimentary strata; 3 – Cambrian tuffogenic-terrigenous and calc-greywack turbidite; 4 – Cambrian black-shale turbidite; 5 – Vendian-Cambrian siliceous-carbonate rocks; 6 – Vendian-Cambrian volcanic rocks; 7 – ophiolite; 8 – geological boundaries: thrusts (а), other faults (б).

(б) – schematic geological structure of the Kurai ophiolites. 1 – Neogene-Quaternary sediments; 2 – Cambrian tuffogenic-terrigenous and limestone-greywack turbidite; 3 – Cambrian black-shale turbidite; 4–11 – Kurai ophiolites: ultrabasic (4), pyroxenite + gabbro (5), banded gabbro + pyroxenite + verlite (6), gabbro-diorite + dyke gabbro (7), gabbro-diorite dikes and sills (8), boninite (9), lava basalt and andesite-basalt (10), pyroclastic (11); 12 – tuffaceous sedimentary rocks; 13 – limestone in tuffaceous sediments; 14–15 – geological boundaries: 14 – faults: thrusts (а), other faults (б); 15 – boundaries: reliable (а), assumed (б). The schemes are based on the data from [Dobretsov et al., 1992, 2005; Kurenkov et al., 2002].

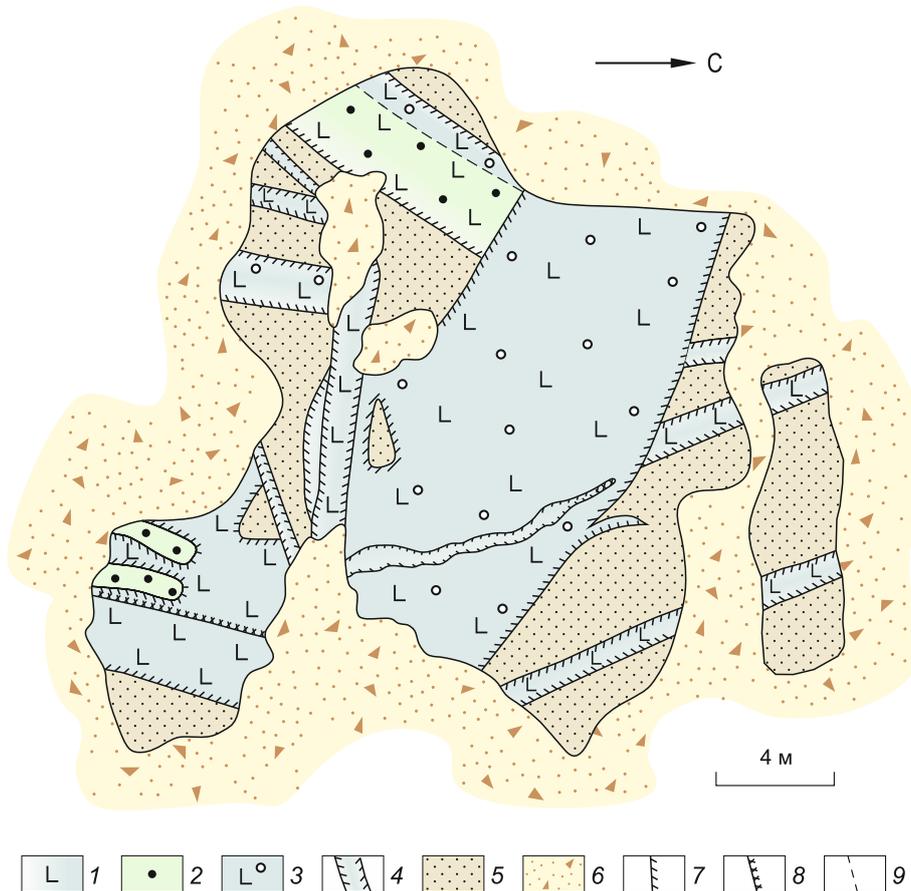


**Рис. 2.** Комплекс параллельных даек типа «дайка в дайке» с бонинитами, Курайские офиолиты.

1 – диабазы; 2 – бониниты с клинопироксеновыми вкрапленниками; 3 – диабазовые порфириты с плагиоклазовыми вкрапленниками; 4 – осыпь; 5 – задерновка; 6 – границы с закалками; 7 – границы с уменьшением размеров зерен; 8 – ориентировочные границы; 9 – зоны трещиноватости [Dobretsov et al., 1992; Kurenkov et al., 2002].

**Fig. 2.** A complex of parallel ‘dike-in-dike’ structures with boninites, the Kurai ophiolites.

1 – diabase; 2 – boninites with clinopyroxene phenocrysts; 3 – diabase porphyrite with plagioclase phenocrysts; 4 – talus; 5 – matted soil; 6 – hardening boundaries; 7 – boundaries with a decrease in the grain size; 8 – tentative boundaries; 9 – zones of fracturing [Dobretsov et al., 1992; Kurenkov et al., 2002].

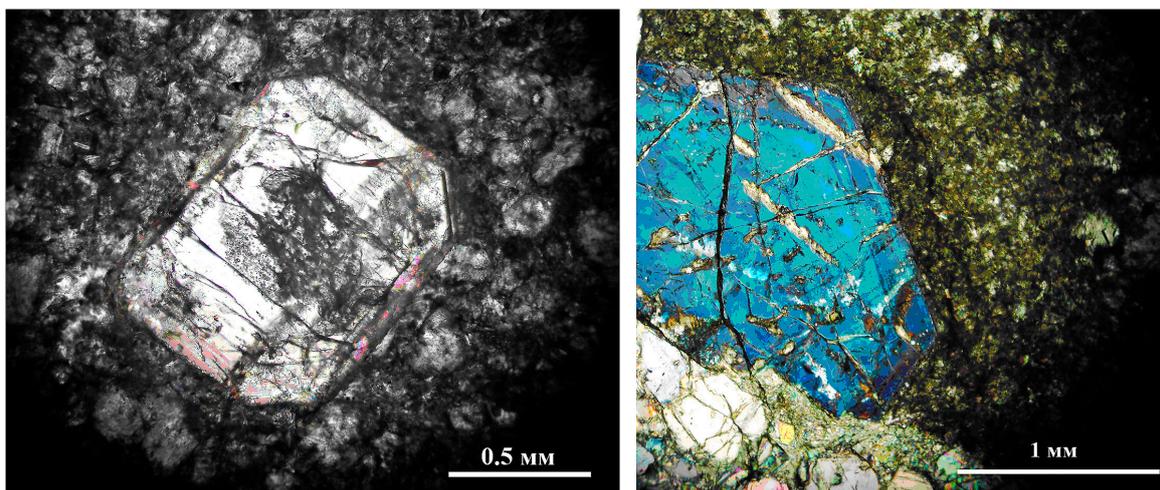


**Рис. 3.** Дайко-силловый комплекс с бонинитами, Курайские офиолиты.

1 – диабазы; 2 – бониниты с клинопироксеновыми вкрапленниками; 3 – диабазовые порфириты с плагиоклазовыми вкрапленниками; 4 – микрозернистые закалочные диабазы; 5 – пирокластиты; 6 – осыпь; 7 – границы с закалками; 8 – зоны брекчирования; 9 – нечеткие границы [Dobretsov et al., 1992; Kurenkov et al., 2002].

**Fig. 3.** A dike-sill complex with boninites, the Kurai ophiolites.

1 – diabase; 2 – boninites with clinopyroxene phenocrysts; 3 – diabase porphyrites with plagioclase phenocrysts; 4 – microgranular hardening diabase; 5 – pyroclastites; 6 – talus; 7 – hardening boundaries; 8 – breccia zones; 9 – unclear boundaries [Dobretsov et al., 1992; Kurenkov et al., 2002].



**Рис. 4.** Зональные вкрапленники клинопироксена в бонинитах Курайских офиолитов. Фотографии полированных пластинок толщиной около 0.2 мм.

**Fig. 4.** Zonal phenocrysts of clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites. Photos of 0.2 mm thick polished plates.

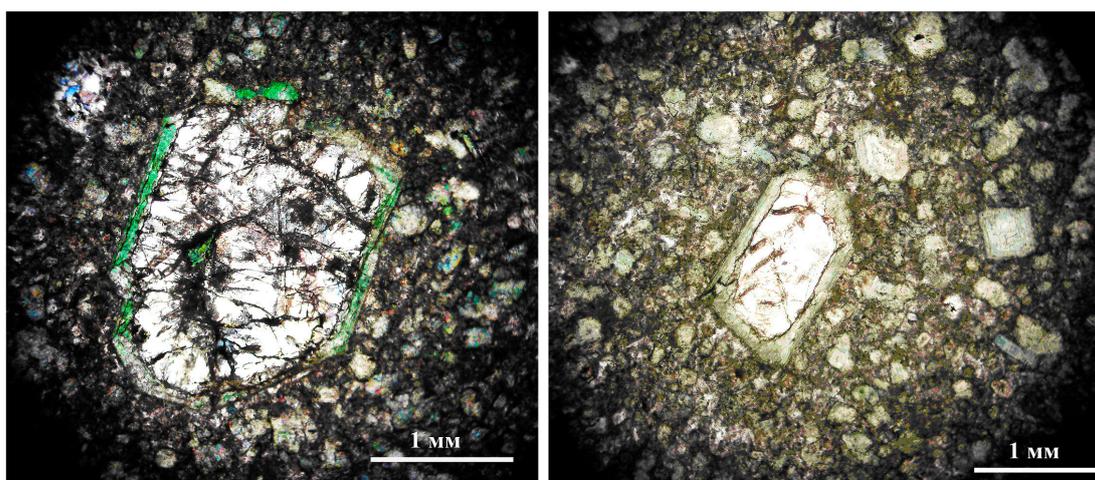
тив Чаган-Узунского гипербазитового массива, не только привели к открытию бонинитов [Simonov, Kuznetsov, 1991], но также дали возможность выяснить геологическую позицию этих важных для палеогеодинамических реконструкций пород [Dobretsov et al., 1992; Kurenkov et al., 2002]. Полевые работы проводились и в последующие годы, что позволило собрать представительную коллекцию образцов, послужившую основой исследований, результаты которых приводятся в данной статье.

Аналитическая обработка образцов проводилась главным образом в Институте геологии и минера-

логии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Петрохимические составы пород из офиолитов Горного Алтая были определены с помощью силикатного рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ИГМ СО РАН. Пределы обнаружения от 0.01 до 0.05 % (аналитик Н.Г. Карманова).

Содержания редких и редкоземельных элементов установлены в результате ICP-MS (метод масс-спек-



**Рис. 5.** Вкрапленники клинопироксена с амфиболовой «рубашкой» в бонинитах Курайских офиолитов. Фотографии полированных пластинок толщиной около 0.2 мм.

**Fig. 5.** Clinopyroxene phenocrysts with amphibole 'jackets' in boninites from the Kurai ophiolites. Photos of 0.2 mm thick polished plates.

трометрии с индуктивно связанной плазмой) анализа в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Пределы обнаружения для большинства редких и редкоземельных элементов составляют от 0.01 до 0.06 ppm, для Eu, Ho, Lu – 0.003 ppm, для высокозарядных элементов – 0.09–0.22 ppm (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский).

Исследования расплавных включений выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Sobolev, Slutskii, 1984] с использованием имеющихся методик [Simonov, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994].

Состав клинопироксенов и расплавных включений был изучен на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO<sub>2</sub> – 0.007, TiO<sub>2</sub> – 0.032, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.011, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.019, FeO – 0.019, MnO – 0.034, MgO – 0.011, CaO – 0.008, Na<sub>2</sub>O – 0.017, K<sub>2</sub>O – 0.009, Cl – 0.017, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.011. Стандартами при анализе на микрозонде служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL) (аналитик О.С. Хмельникова).

С целью выяснения РТ-условий геодинамических процессов развития бонинитовых магматических систем Горного Алтая было применено расчетное моделирование на основе данных по клинопироксенам и расплавным включениям. В частности, для оценки параметров формирования первичных глубинных мантийных расплавов проведены расчеты по методике [Schilling et al., 1995] с использованием составов расплавных включений в клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов [Dobretsov et al., 2005]. Значения давлений в промежуточных магматических камерах были определены в ходе сравнительного анализа экспериментальных температур гомогенизации включений и расчетных ликвидусных температур, полученных на основе состава включений по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при разных давлениях. В качестве наиболее вероятных давлений принимались значения этого параметра, при которых расчетные температуры были максимально близки к температурам гомогенизации.

Значительная часть информации о РТ-параметрах кристаллизации клинопироксенов из бонинитов Курайских офиолитов получена при использовании минеральных термометров и барометров, протестированных с помощью экспериментальных данных по расплавным включениям. В результате было установлено, что в наибольшей степени с экспериментами согласуются результаты расчетов

на основе составов клинопироксенов по программам [Perchuk, 1980; Ashchepkov, 2001].

#### 4. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БОНИНИТОВ КУРАЙСКИХ ОФИОЛИТОВ

Состав бонинитов Курайских офиолитов изучается давно [Simonov, Kuznetsov, 1991; Simonov et al., 1994], но только в последнее время удалось получить представительные данные по содержанию редких и редкоземельных элементов в этих породах (табл. 1).

Исследования показали, что по соотношению MgO и SiO<sub>2</sub> все изученные образцы клинопироксе-

Т а б л и ц а 1. Представительные анализы бонинитов Курайских офиолитов

Table 1. Representative analyses of boninites from the Kurai ophiolites

Образец	C-106A-89	C-3Б-90	C-13A-91	C-2010
SiO <sub>2</sub>	54.70	52.98	52.46	53.55
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.44	0.26	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.28	12.54	8.97	10.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.57	11.74	10.89	10.59
MnO	0.21	0.23	0.22	0.18
MgO	10.22	8.44	11.49	11.20
CaO	7.89	9.55	10.80	8.41
Na <sub>2</sub> O	1.13	1.80	2.53	1.85
K <sub>2</sub> O	0.54	0.39	0.28	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.03	0.04
ппп	3.04	1.96	2.28	2.07
Сумма	99.84	100.11	100.21	98.82
Rb	8.7	6.1	3.3	7.3
Sr	147	103	125	97
Y	8.0	12.4	8.3	10.6
Zr	17.0	19.5	13.0	18.8
Nb	3.69	0.21	0.11	0.25
Ba	131	137	110	45
La	2.75	1.19	0.90	1.19
Ce	5.05	3.16	2.21	3.02
Pr	0.65	0.57	0.34	0.51
Nd	2.60	2.80	1.82	2.57
Sm	0.81	0.92	0.57	0.81
Eu	0.25	0.31	0.17	0.29
Gd	1.04	1.34	0.86	1.24
Tb	0.19	0.27	0.16	0.22
Dy	1.16	1.93	1.22	1.62
Ho	0.30	0.43	0.30	0.39
Er	0.87	1.28	0.90	1.13
Tm	0.13	0.21	0.14	0.18
Yb	0.90	1.37	0.90	1.13
Lu	0.13	0.21	0.14	0.18
Hf	0.52	0.63	0.42	0.60
Th	0.39	0.21	0.15	0.24

П р и м е ч а н и е. Петрохимические компоненты – мас. %. Редкие и редкоземельные элементы – ppm.

Note. Petrochemical components – wt. %. Rare and rare-earth elements – ppm.

новых порфириров Курайских офиолитов соответствуют бонинитам из островных дуг западной части Тихого океана (рис. 6).

Обладая низкими содержаниями титана (0.12–0.45 мас. %), бониниты Курайских офиолитов хорошо согласуются с данными по бонинитам Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна (рис. 6).

По соотношению устойчивых к вторичным процессам редких элементов (Y и Zr) бониниты Курайских офиолитов располагаются в начале тренда островодужных базальтов и, обладая минимальными содержаниями этих редких элементов, тесно ассоциируют с бонинитами Тихого океана (рис. 7).

На других диаграммах с использованием устойчивых редких элементов (Zr/Nb–Nb/Th, Zr/Y–Zr) точки бонинитов Курайских офиолитов располагаются в полях островодужных пород и бонинитов Тихого океана.

По соотношениям редких и редкоземельных элементов рассматриваемые бониниты близки к бонинитам из Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна (рис. 7).

Анализы бонинитов Курайских офиолитов показали их истощенность редкоземельными элементами (РЗЭ), содержание которых существенно ниже, чем, в частности, в нормальных базальтах срединно-океанических хребтов (типа N-MORB). Графики распределения РЗЭ располагаются в поле бонинитов островных дуг западной части Тихого океана и характеризуются определенным повышением роли легких лантаноидов, что свойственно бонинитам из дунжугурских офиолитов Восточного Саяна. В то же время значительная часть спектров обладает субхондритовым распределением с европейским минимумом, фактически совпадая по этим характеристикам с данными по расплавленным включениям в пироксенах из эталонных бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги (рис. 8).

## 5. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ ИЗ БОНИНИТОВ КУРАЙСКИХ ОФИОЛИТОВ

В клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов найдены первичные расплавные включения размерами 3–30 мкм, располагающиеся в центральных частях и по зонам роста кристаллов. Формы округлые, часто с негативной огранкой. Включения многофазовые: содержат несколько светлых кристалликов и темных фаз (рис. 9).

Экспериментальные исследования показали, что температуры гомогенизации расплавленных включений составляют 1160–1230 °С, а в отдельных случаях – до 1260 °С [Kurenkov et al., 2002; Dobretsov et al., 2005]. Это свидетельствует о том, что температуры кристаллизации клинопироксенов из бонини-

тов Курайских офиолитов практически совпадают с данными по включениям в клинопироксенах (1160–1190 °С) и ортопироксенах (1165–1240 °С) из бонинитов Идзу-Бонинской дуги [Dobretsov et al., 2005] и хорошо согласуются с информацией по бонинитам Марианского желоба [Peive, 1980] и дуги Тонга [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Danyushevsky, Sobolev, 1987].

Состав стекол прогретых расплавленных включений (табл. 2), обладая одновременно повышенными концентрациями MgO (до 11.3 мас. %), SiO<sub>2</sub> (до 52.3 мас. %) и низкими содержаниями титана (до 0.3 мас. %), показывает, что изученные клинопироксены кристаллизовались из бонинитовых расплавов (см. рис. 6).

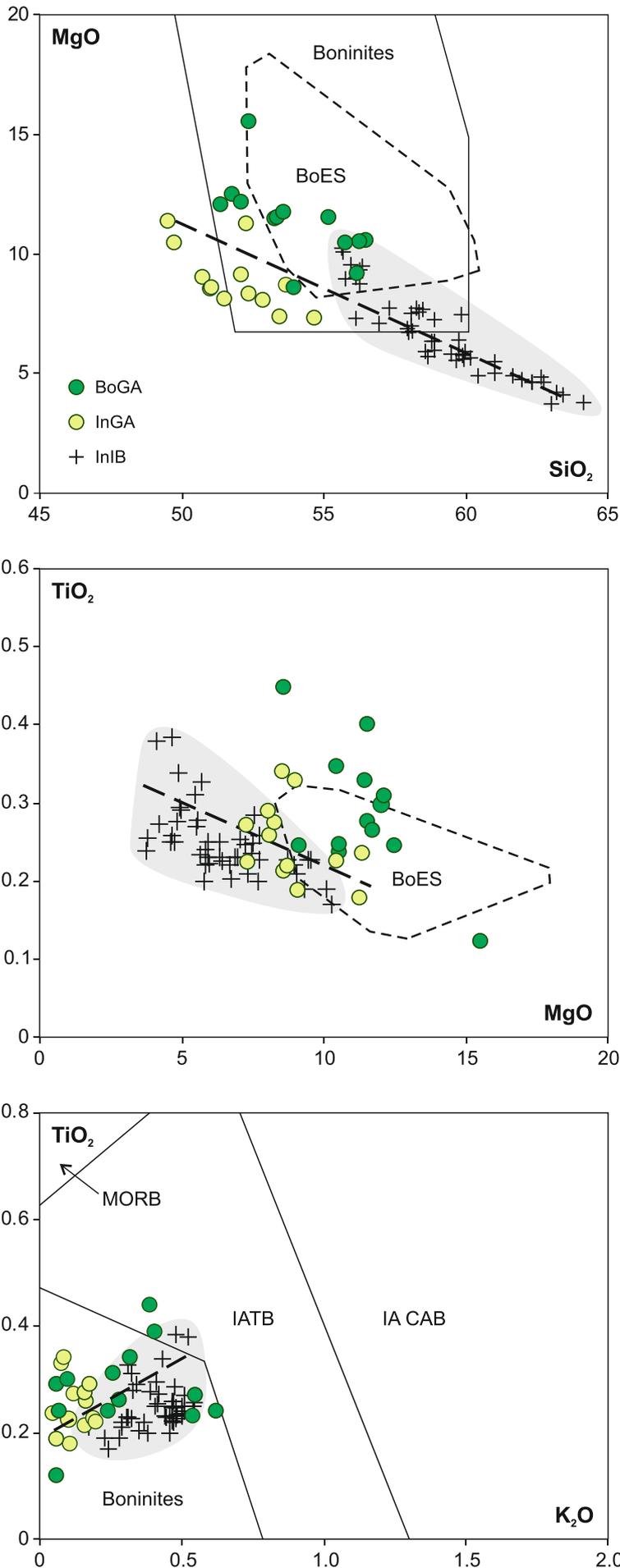
По соотношению MgO и SiO<sub>2</sub> они тесно ассоциируют с данными по расплавленным включениям в пироксенах из эталонных бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги, формируя фактически единый тренд эволюции бонинитовых магматических систем (см. рис. 6).

На диаграмме TiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O фигуративные точки составов расплавленных включений располагаются в поле бонинитовых серий (см. рис. 6), находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги.

## 6. КЛИНОПИРОКСЕНЫ ИЗ БОНИНИТОВ КУРАЙСКИХ ОФИОЛИТОВ

Характерной чертой бонинитов Курайских офиолитов является присутствие значительного количества хорошо сохранившихся вкрапленников клинопироксена, несмотря на древний (венд-нижнекембрийский) возраст пород. Детальные исследования позволили получить значительный объем новых данных по первичным магматогеинным пироксенам (табл. 3), с помощью которых были рассмотрены условия формирования бонинитов.

Большинство клинопироксенов из бонинитов Курайских офиолитов характеризуются очень низкими содержаниями титана (до 0.2 мас. %) и формируют фактически одну группу с четким трендом падения TiO<sub>2</sub> при повышении магнезиальности (от 72 до 93 Mg#). На диаграмме TiO<sub>2</sub>–FeO все точки составов рассмотренных клинопироксенов располагаются в области минералов из островодужных пород, образуя, совместно с данными по пироксенам из бонинитов Идзу-Бонинской дуги, а также офиолитов Джидинской зоны и хребта Хан-Тайширин (Монголия), фактически одну компактную низкотитанистую группу в поле минералов из бонинитов Тихого океана. Намечается положительный тренд накопления титана с ростом железа в пироксенах (рис. 10).

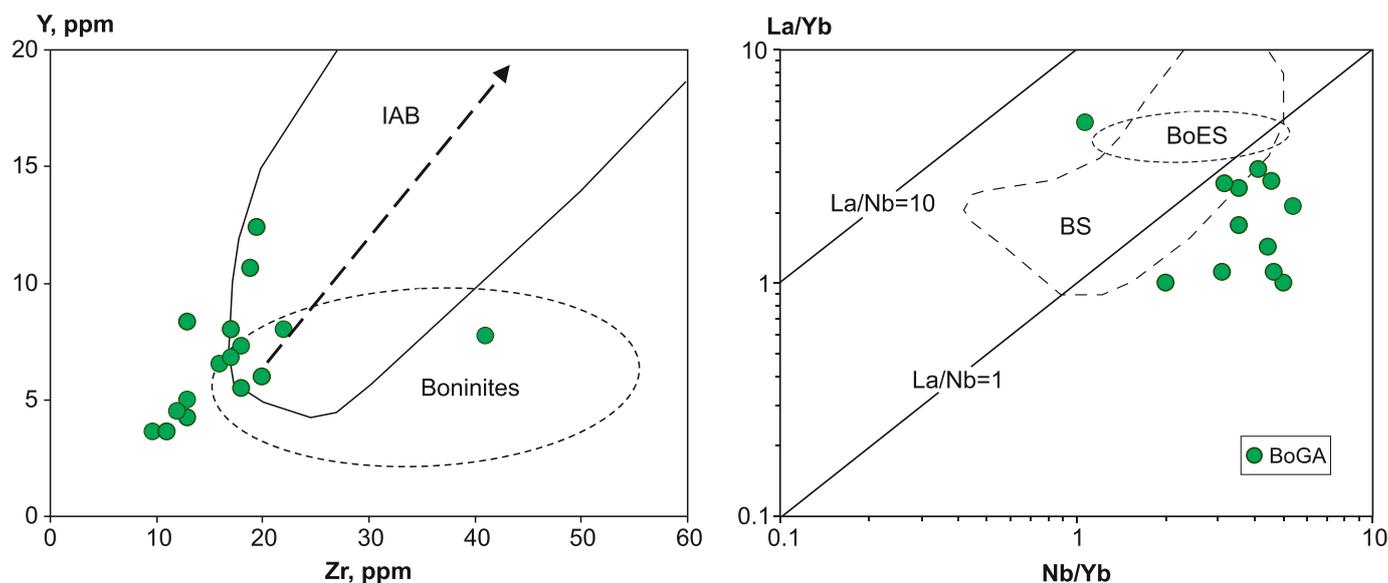


**Рис. 6.** Составы бонинитов Курайских офиолитов (мас. %).

BoGA – бониниты Курайских офиолитов; InGA – расплавные включения в клинопироксене из бонинитов Курайских офиолитов; InIB – расплавные включения в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги. Boninites – бониниты западной части Тихого океана. BoES – бониниты из Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна. Поля пород: срединно-океанических хребтов (MORB), островодужных толеитовых (IATB) и известково-щелочных (IA CAB) серий, бонинитов западной части Тихого океана (Boninites). Пунктиром показан тренд эволюции бонинитовых расплавов. Составы бонинитов Курайских офиолитов пересчитаны на 100 % сухого остатка. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из работ [Govorov, 1991; Simonov et al., 1994; Dobretsov et al., 2005; Sklyarov et al., 2016].

**Fig. 6.** Compositions of boninite from the Kurai ophiolites (wt. %).

BoGA – boninites from the Kuray ophiolites; InGA – melt inclusions in clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites; InIB – melt inclusions in pyroxenes in boninites from the Izu–Bonin island arc. BoES – boninites from the Dunzhugur ophiolites, Eastern Sayan. Fields of rock series: MORB – mid-oceanic-ridge, IATB – island-arc-tholeiitic, IACAB – calc-alkaline; Boninites – boninites of the western Pacific Ocean. The dashed line shows the evolution trend for boninite melts. The compositions of boninites from the Kurai ophiolites are recalculated for 100 % dry residue. This figure is based on the authors' data and includes the data from [Govorov, 1991; Simonov et al., 1994; Dobretsov et al., 2005; Sklyarov et al., 2016].

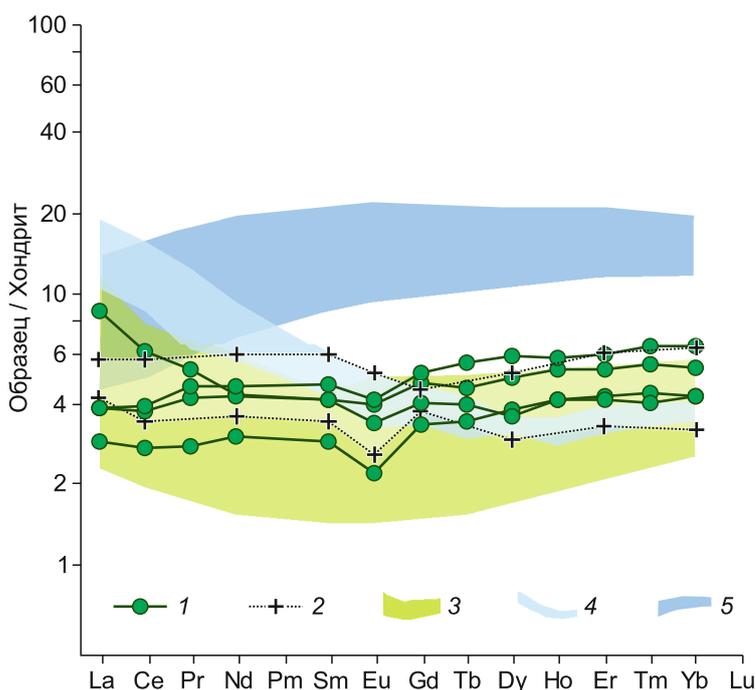


**Рис. 7.** Диаграмма Y–Zr и La/Yb–Nb/Yb для бонинитов Курайских офиолитов (BonGA).

IAB – островодужные базальты. Boninites – бониниты западной части Тихого океана. Пунктиром показан тренд эволюции составов островодужных базальтов. BoES – бониниты из Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна. BS – бонинитовые серии (рис. 8 в работе [Sklyarov et al., 2016]). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из работ [Simonov et al., 1994; Sharas'kin, 1992; Sklyarov et al., 2016; Tarney, March, 1991].

**Fig. 7.** The Y–Zr and La/Yb–Nb/Yb diagrams for boninites from the Kurai ophiolites (BonGA).

IAB – island-arc basalts. Boninites – boninites of the western Pacific Ocean. The dashed line shows the evolution trend for island-arc basalts. Boes – BoES – boninites from the Dunzhugur ophiolites, Eastern Sayan. BS – boninite series (Fig. 8 in [Sklyarov et al., 2016]). This figure is based on the authors' data and includes the data from [Simonov et al., 1994; Sharas'kin, 1992; Sklyarov et al., 2016; Tarney, March, 1991].

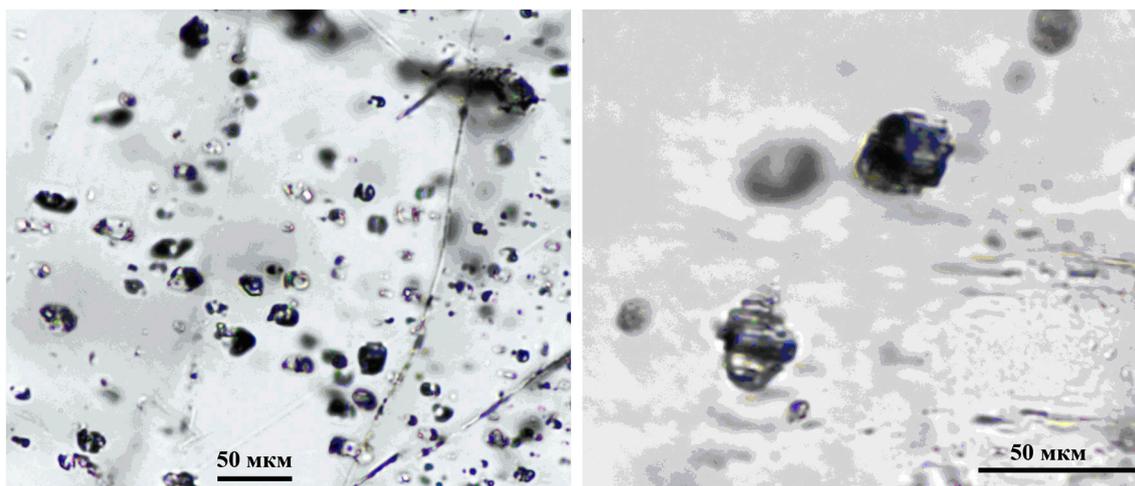


**Рис. 8.** Распределение редкоземельных элементов в бонинитах Курайских офиолитов.

1 – бониниты Курайских офиолитов; 2 – поле расплавных включений в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги; 3 – бониниты западной части Тихого океана; 4 – бониниты из Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна; 5 – базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из работ [Dobretsov et al., 1986; Sharas'kin, 1992; Simonov et al., 1994; Sklyarov et al., 2016].

**Fig. 8.** Distribution of rare-earth elements in boninites from the Kurai ophiolites.

1 – boninites from the Kurai ophiolites; 2 – field of melt inclusions in pyroxenes in boninites from the Izu-Bonin island arc; 3 – boninites of the western Pacific Ocean; 4 – boninites from the Dunzhugur ophiolites of the Eastern Sayan; 5 – basalts of mid-oceanic ridges of the N-MORB type. This figure is based on the authors' data and includes the data from [Dobretsov et al., 1986; Sharas'kin, 1992; Simonov et al., 1994; Sklyarov et al., 2016].



**Рис. 9.** Первичные расплавные включения в центральных частях вкрапленников клинопироксена в бонинитах Курайских офиолитов.

**Fig. 9.** Primary melt inclusions in the central parts of clinopyroxene phenocrysts in boninites from the Kurai ophiolites.

Данные по пироксенам из бонинитов Курайских офиолитов на тройной диаграмме  $\text{SiO}_2/100\text{-TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  располагаются в углу  $\text{SiO}_2/100$ , тесно ассоциируя с полем минералов из бонинитов Идзу-Бонинской дуги. По соотношению катионов Ti и (Ca+Na) большинство рассмотренных клинопироксенов располагается в поле толеитовых серий. В то же время заметная часть минералов попадает в щелочные серии с относительно повышенными значениями (Ca+Na). Явную принадлежность к островодужным структурам демонстрирует диаграмма (Ti+Cr)-Ca, на которой подавляющее большинство точек составов клинопироксенов Курайских бони-

нитов располагается в области островодужных серий. Информация на диаграмме Ti-Al свидетельствует, что практически все изученные клинопироксены относятся к минералам из островодужных толеитов.

При исследовании клинопироксенов большое внимание было уделено изучению зональных вкрапленников. Всего представительные данные (4–7 анализов от центра к краю) были получены для 16 фенокристов из бонинитов Курайских офиолитов, что позволило вполне обоснованно рассмотреть особенности последовательной эволюции состава клинопироксенов во времени. Иссле-

**Т а б л и ц а 2.** Представительные анализы стекол прогретых расплавных включений в клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов (мас. %)

**Table 2.** Representative analyses of glass in heated melt inclusions in clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites (wt. %)

№ 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	Т гом.
1	52.30	0.18	10.17	0.05	6.21	0.14	11.28	15.90	1.02	0.11	97.36	1230
2	53.45	0.22	13.69	0.04	6.80	0.14	7.34	12.99	1.27	0.10	96.05	1190
3	54.70	0.27	14.10	0.04	7.83	0.15	7.29	10.62	1.23	0.12	96.35	1160
4	52.12	0.19	13.23	0.05	8.05	0.15	9.10	14.16	1.19	0.06	98.30	1210
5	51.00	0.34	11.15	0.00	12.78	0.23	8.55	12.88	1.00	0.09	98.02	1180
6	51.52	0.26	13.49	0.03	9.50	0.16	8.09	12.24	1.35	0.17	96.80	1175
7	52.39	0.27	13.74	0.08	11.03	0.20	8.30	10.94	1.25	0.16	98.36	1175
8	52.89	0.29	14.23	0.01	10.35	0.18	8.06	11.08	1.35	0.18	98.62	1170
9	51.08	0.21	12.89	0.18	9.63	0.16	8.60	13.71	1.27	0.16	97.89	1180
10	49.54	0.24	10.81	0.04	9.94	0.23	11.35	15.72	0.40	0.05	98.31	1200
11	49.75	0.23	9.48	0.05	13.93	0.24	10.45	13.89	0.38	0.19	98.59	1200
12	53.67	0.22	11.17	0.09	8.12	0.17	8.72	13.29	1.20	0.20	96.85	1180

П р и м е ч а н и е. Т гом. – температура гомогенизации расплавных включений, °С.

N o t e. Т гом. – homogenization temperature of melt inclusions, °C.

Т а б л и ц а 3. Представительные анализы клинопироксенов из бонинитов Курайских офиолитов (мас. %)

T a b l e 3. Representative analyses of clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites (wt. %)

№ 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	54.23	0.06	0.50	0.42	4.10	0.11	18.89	21.13	0.04	0.00	99.48	89.14
2	54.19	0.03	0.53	0.46	3.35	0.16	19.31	21.15	0.03	0.00	99.21	91.13
3	52.40	0.16	2.00	0.33	6.87	0.17	17.47	19.61	0.14	0.00	99.14	81.92
4	51.84	0.16	2.34	0.00	9.41	0.17	16.88	18.73	0.14	0.00	99.67	76.17
5	53.72	0.02	0.57	0.45	3.77	0.06	19.66	20.89	0.06	0.00	99.21	90.28
6	53.69	0.01	0.63	0.46	4.39	0.09	18.97	20.74	0.09	0.00	99.08	88.51
7	54.60	0.04	0.78	0.50	4.00	0.10	18.93	20.60	0.10	0.00	99.65	89.40
8	53.70	0.06	0.83	0.35	4.98	0.14	18.75	20.39	0.07	0.00	99.27	87.03
9	53.09	0.06	0.80	0.45	5.16	0.09	18.67	20.57	0.12	0.00	99.01	86.57
10	53.57	0.05	0.66	0.37	4.88	0.11	18.83	20.60	0.10	0.00	99.16	87.30
11	53.24	0.07	1.01	0.29	5.70	0.10	18.20	20.38	0.08	0.00	99.06	85.05
12	54.07	0.03	0.84	0.82	3.88	0.09	19.66	19.81	0.11	0.00	99.31	90.03
13	52.87	0.12	1.14	0.49	5.86	0.29	17.91	20.50	0.21	0.02	99.40	84.49
14	53.06	0.08	1.30	0.31	6.56	0.12	17.77	20.11	0.06	0.00	99.37	82.84
15	53.77	0.02	0.76	0.53	3.99	0.04	18.70	21.15	0.07	0.00	99.04	89.31
16	53.19	0.06	1.55	0.22	5.45	0.06	17.49	21.00	0.03	0.00	99.05	85.12
17	52.83	0.10	1.71	0.08	6.21	0.09	16.91	21.15	0.07	0.00	99.15	82.91
18	53.12	0.06	1.15	0.22	5.70	0.09	17.91	20.72	0.06	0.00	99.02	84.85
19	51.41	0.21	1.90	0.00	10.67	0.24	15.66	18.92	0.11	0.00	99.12	72.34
20	53.43	0.08	1.20	0.22	6.07	0.09	17.71	20.36	0.05	0.00	99.20	83.87
21	53.22	0.08	1.37	0.41	5.83	0.10	17.41	20.60	0.07	0.00	99.09	84.18
22	52.52	0.12	1.71	0.00	7.49	0.14	17.01	20.07	0.09	0.00	99.15	80.19
23	54.48	0.02	0.61	0.38	2.73	0.01	18.49	22.29	0.05	0.00	99.06	92.35
24	53.81	0.02	0.83	0.45	3.29	0.02	18.31	22.40	0.08	0.00	99.21	90.84
25	54.45	0.01	0.53	0.32	2.75	0.01	18.68	22.53	0.08	0.00	99.35	92.37
26	52.74	0.10	2.24	0.07	5.45	0.06	16.93	21.71	0.07	0.00	99.36	84.70
27	53.75	0.04	0.89	0.12	4.11	0.05	17.97	22.33	0.05	0.00	99.31	88.63
28	52.57	0.09	2.11	0.07	5.95	0.08	16.82	21.27	0.09	0.00	99.04	83.44
29	53.61	0.05	1.16	0.27	3.82	0.04	17.77	22.43	0.11	0.00	99.25	89.24
30	53.91	0.04	0.83	0.17	3.74	0.02	18.19	22.30	0.05	0.00	99.24	89.66
31	53.98	0.02	0.67	0.13	3.71	0.05	18.23	22.36	0.07	0.00	99.22	89.75
32	54.13	0.09	0.41	0.41	4.49	0.16	19.77	20.00	0.08	0.00	99.54	88.70
33	54.07	0.05	1.24	0.54	3.47	0.11	18.04	22.3	0.09	0.00	99.91	90.26
34	53.56	0.03	0.76	0.56	2.81	0.10	18.65	22.48	0.12	0.00	99.07	92.20
35	53.65	0.05	0.84	0.37	3.35	0.09	17.95	22.92	0.09	0.00	99.31	90.52
36	53.39	0.09	1.66	0.22	4.51	0.12	17.4	22.41	0.10	0.00	99.90	87.30

П р и м е ч а н и е. Mg# = Mg·100/(Mg+Fe).

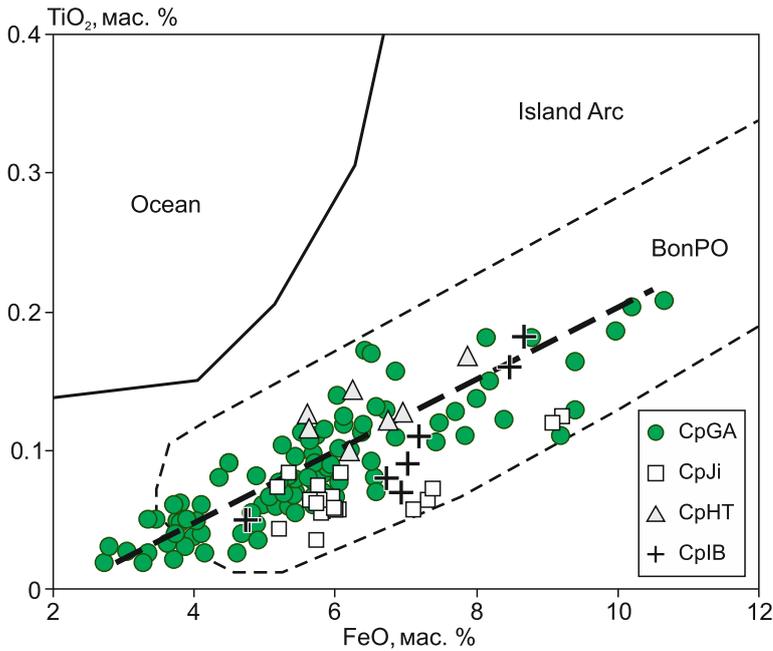
N o t e. Mg# = Mg·100/(Mg+Fe).

дования показали разнообразные тренды эволюции состава клинопироксенов от центра к краю вкрапленника: 1) последовательное падение магнезиальности с синхронным ростом титана (рис. 11, Ba4, Ba5); 2) рост Mg# и падение TiO<sub>2</sub> (рис. 11, B4); 3) последовательное падение магнезиальности в центре с резким ростом и последующим падением к краю при зеркальном поведении титана (рис. 11, B3).

## 7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Актуальность исследований геодинамических процессов в зонах субдукции с выявлением резервуаров расплавов и с установлением путей движения магм не вызывает сомнений. Именно в этом

направлении проводятся многие сейсмотомографические исследования современных субдукционных зон [Koulakov et al., 2016; Dobretsov et al., 2017]. Наши работы показали, что с помощью анализа минералов и расплавных включений можно получать информацию о параметрах магматических очагов в зонах субдукции, хорошо согласующуюся с сейсмическими данными [Dobretsov et al., 2016]. В частности, таким способом рассмотрены особенности надсубдукционных магматических камер на примере островодужной системы Камчатки [Dobretsov et al., 2016, 2017]. Данный подход приобретает особое значение при исследовании древних зон субдукции, когда невозможно применить сейсмические методы. В этом случае изучение минералов и расплавных включений позволяет не только рассматривать особенности формирования и



**Рис. 10.** Диаграмма  $TiO_2-FeO$  для клинопироксенов из бонинитов Курайских офиолитов.

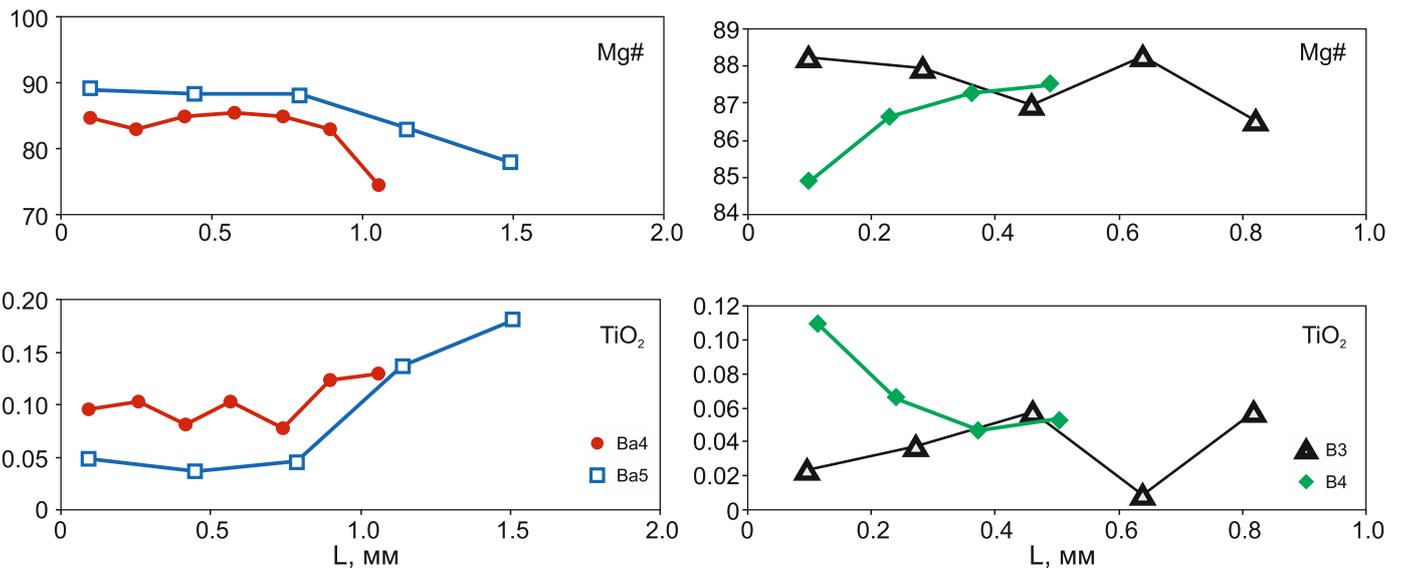
Клинопироксены из бонинитов Курайских офиолитов (CpGA), офиолитов Монголии (Джидинская зона – CpJi, хр. Хан-Тайшири – CpHT) и Идзу-Бонинской дуги (CpIB). BonPO – клинопироксены из бонинитов западной части Тихого океана. Области составов клинопироксенов из океанических (Ocean) и островодужных (Island Arc) пород. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из работ [Govorov, 1991; Simonov et al., 1994; Kurenkov et al., 2002].

**Fig. 10.**  $TiO_2-FeO$  diagram for clinopyroxenes from boninites from the Kurai ophiolites.

Clinopyroxenes: CpGA – boninites from the Kurai ophiolites, CpJi – ophiolites from the Dzhida area (Mongolia), CpHT – ophiolites from the Khan-Taishiri ridge (Mongolia), CpIB – ophiolites from the Izu-Bonin arc, BonPO – boninites of the western Pacific Ocean. The figure shows the fields of clinopyroxene compositions for the oceanic (Ocean) and island-arc (Island Arc) rocks. This figure is based on the authors' data and includes the data from [Govorov, 1991; Simonov et al., 1994; Kurenkov et al., 2002].

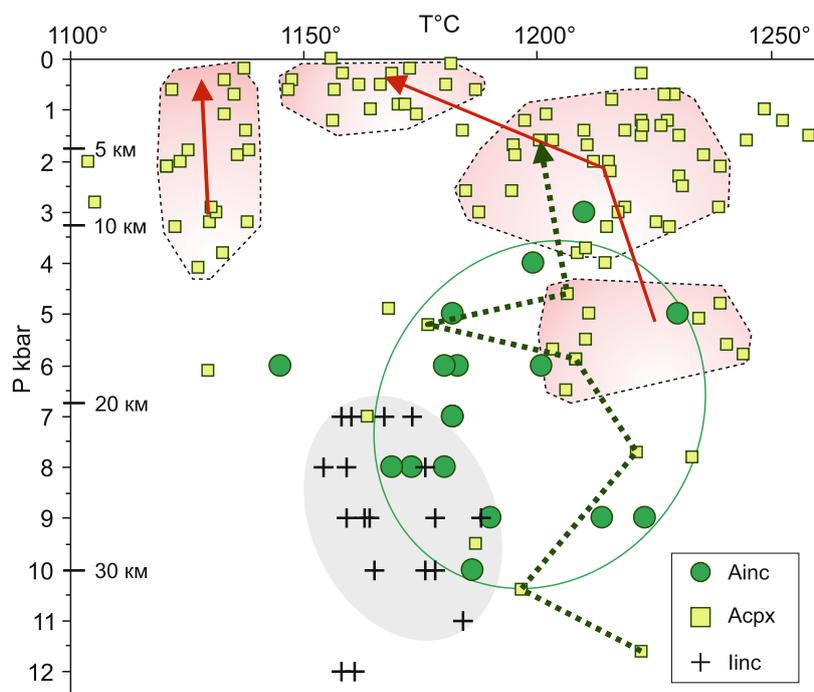
развития промежуточных магматических камер, но и реконструировать физико-химические параметры палеогеодинамических процессов. С учетом этого предлагаемый методический подход на основе данных по минералам и находящимся в них расплавленным включениям использован нами при выяснении геодинамических условий развития древних субдукционных бонинитовых магматических систем Горного Алтая.

Хотелось бы подчеркнуть наиболее важные результаты изучения условий палеогеодинамических процессов формирования бонинитов Горного Алтая. В результате расчетного моделирования, проведенного на основе данных по составу стекол прогретых гомогенизированных расплавленных включений по методике [Schilling et al., 1995], были определены параметры генерации глубинных бонинитовых расплавов Курайских офиолитов: 65–105 км,



**Рис. 11.** Изменение состава вкрапленников клинопироксена из бонинитов Курайских офиолитов. L – расстояние от центра вкрапленника, мм.  $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$ .  $TiO_2$  – мас. %. Ba4, Ba5, B3 и B4 – номера изученных проб.

**Fig. 11.** Changes in the composition of phenocrysts in clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites. L – distance to the phenocryst centre, mm.  $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$ .  $TiO_2$  – wt. %. Ba4, Ba5, B3, and B4 – numbers of the studied samples.



**Рис. 12.** Параметры кристаллизации бонинитовых магм Горного Алтая в разноглубинных магматических камерах.

Результаты расчетов с использованием данных: по расплавленным включениям в клинопироксене из бонинитов Курайских офиолитов Горного Алтая (Ainc) и Идзу-Бонинской дуги (linc); по клинопироксенам из бонинитов Курайских офиолитов Горного Алтая (Acpx). Красными стрелками отмечены принципиальные пути подъема бонинитовой магмы, розовым цветом – магматические камеры. Точечной линией со стрелкой показана эволюция P-T-параметров, расшифрованная с помощью последовательных анализов от центра к краю одного вкрапленника (проба Ba1 на рис. 13). Рисунок составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из работы [Simonov et al., 1994].

**Fig. 12.** Parameters of crystallization of boninitic magmas in the Gorny Altai in magma chambers located at different depths.

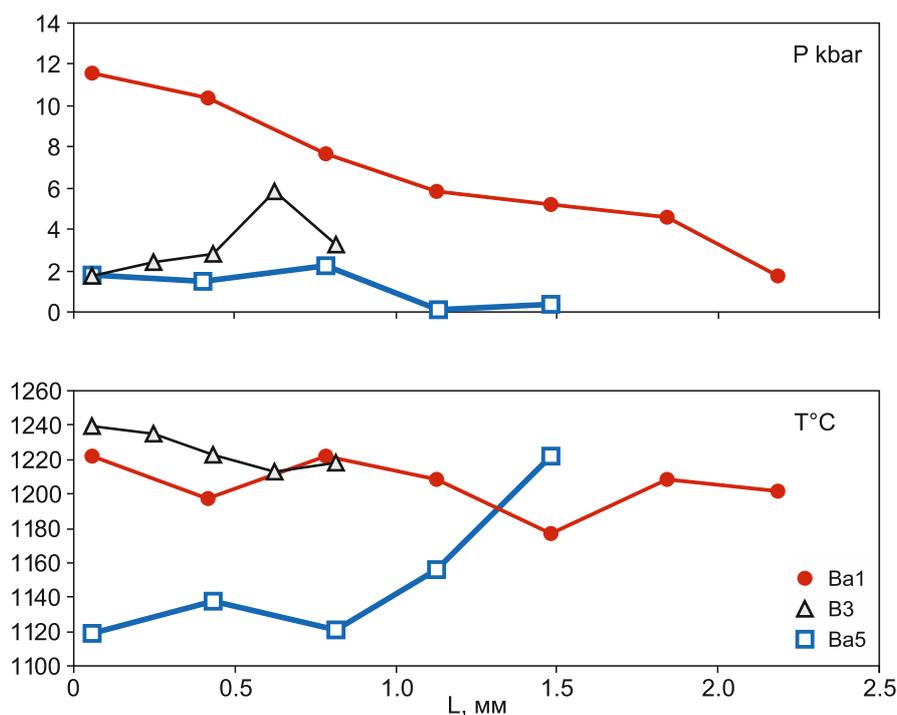
In the calculations, we used the data on melt inclusions in clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites of the Mountainous Altai (Ainc) and the Izu-Bonin arc (linc), and the data on clinopyroxenes in boninites from the Kurai ophiolites of the Altai Mountains (Acpx). Red arrows mark the principal paths of ascending boninitic magma. Magma chambers are shown in pink. Dotted lines with an arrow show the evolution of P-T parameters as revealed by the analysis of successive data sets from the center of one phenocryst to the edge of another one (sample Ba1 in Fig. 13). This figure is based on the authors' data and includes the data from [Simonov et al., 1994].

1410–1590 °C [Dobretsov et al., 2005]. При этом необходимо подчеркнуть, что условия формирования первичных расплавов для древних (Горный Алтай) и современных (Идзу-Бонинская дуга, Тихий океан: 75–105 км, 1440–1600 °C) бонинитов фактически совпадают [Dobretsov et al., 2005]. Эти данные согласуются с полученной ранее информацией по первичным бонинитовым расплавам дуги Тонга [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Sobolev, 1997].

Для оценки давления в промежуточных магматических камерах использовался сравнительный анализ экспериментальных температур гомогенизации включений и расчетных ликвидусных температур кристаллизации клинопироксенов, полученных на основе состава стекол прогретых гомогенизированных включений по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при разных давлениях. Дополнительная информация о параметрах кристаллизации получена при использовании минеральных термометров и барометров

[Perchuk, 1980; Ashchepkov, 2001], протестированных с помощью данных по расплавленным включениям.

На основе расчетов по программе PETROLOG с использованием информации по расплавленным включениям было выяснено, что клинопироксены древних бонинитов Горного Алтая начинали кристаллизоваться на тех же глубинах (30–20 км), что и пироксены из эталонных бонинитов Идзу-Бонинской дуги. Использование состава клинопироксенов показало, что в дальнейшем возможны два пути подъема магмы. В одном случае при минимально установленных температурах (1140–1120 °C) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с глубины от 12 до 0.6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь – с выделением трех зон кристаллизации пироксенов на глубине: 18.0–13.8 км (1245–1205 °C), 12.0–3.5 км (1240–1185 °C) и 3.3–0.6 км (1185–1145 °C) (рис. 12). Эти зоны фактически соответствуют промежуточным разноглубинным магматическим камерам,



**Рис. 13.** Изменение PT-параметров в ходе кристаллизации зональных вкрапленников клинопироксена из бонинитов Курайских офиолитов. L – расстояние от центра вкрапленника, мм. Ba1, B3 и Ba5 – номера изученных проб.

**Fig. 13.** Changes in PT parameters during crystallization of zonal phenocrysts of clinopyroxene in boninites from the Kurai ophiolites. L – distance to the center of the phenocryst, mm. Ba1, B3 and Ba5 – numbers of the studied samples.

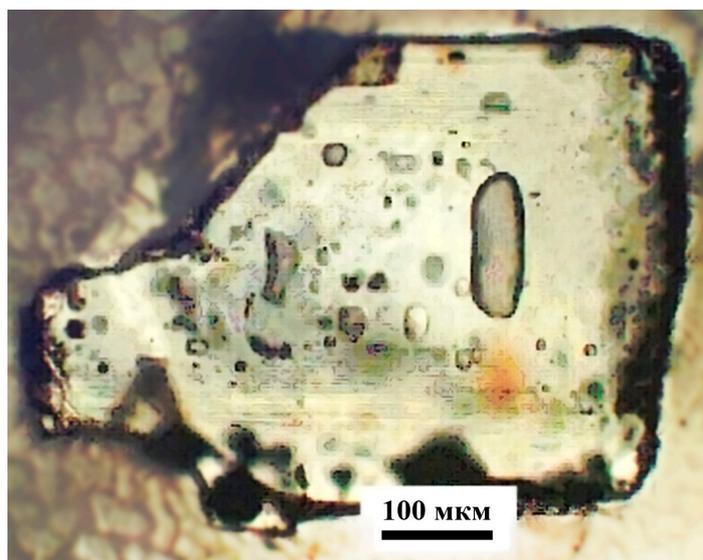
характерным для современных островодужных зон субдукции [Dobretsov et al., 2016].

Детальные исследования по зонам роста клинопироксенов показали сложные температурные режимы кристаллизации минералов из бонинитов Курайских офиолитов. Можно выделить три типа эволюции температурных характеристик в последовательной кристаллизации от центра к крайним зонам вкрапленников: общее снижение температур, относительная стабильность и кристаллизация внешних зон при более высоких параметрах.

При анализе наиболее крупных (2–5 мм) зональных вкрапленников клинопироксена оказалось возможным проследить вполне согласованную эволюцию температур и давлений минералообразующих процессов на разных глубинах. В результате становится ясной реальная история изменения PT-параметров кристаллизации бонинитов Горного Алтая в ходе подъема магмы (рис. 12).

Детальные исследования зональных вкрапленников позволили установить разные пути эволюции PT-параметров. В частности, устанавливается равномерное существенное падение давления от 11.5 до 1.5 кбар при незначительном снижении температуры от 1220 до 1200 °C (рис. 13, Ba1).

Здесь мы имеем дело, скорее всего, с постепенным подъемом расплава (несущего вкрапленник) в разогретой (1220–1200 °C) магматической колонне с глубины от 35 до 4.5 км. В другом случае идет равномерное повышение давления (от 2 до 6 кбар) и одновременно постоянное снижение температуры кристаллизации (1235 → 1210 °C), что связано, по всей вероятности, с накоплением летучих компонентов (воды) в замкнутой магматической камере. Самые внешние зоны показывают резкий сброс давления, что может быть связано с разгерметизацией камеры и потерей летучих (рис. 13, B3). В третьем случае процессы кристаллизации происходили на самых высоких уровнях. Вначале сохранялись относительно устойчивые значения температур (1120–1140 °C) и давлений (1.4–2.0 кбар). Затем произошло резкое падение давления (до 0.3 кбар в приповерхностных условиях) и рост температуры до 1155–1220 °C (рис. 13, Ba5). Возможной причиной этих процессов было поступление в приповерхностную область с низкими давлениями (где рос вкрапленник) перегретой магмы иного состава. Об этом свидетельствует резкое изменение состава последующих кристаллизующихся зон клинопироксена с резким падением магнезиальности (88.5 → 78.2) и ростом содержания TiO<sub>2</sub> (0.05 → 0.18 мас. %) (см. рис. 11).



**Рис. 14.** Первичные расплавные включения в ортопироксене из бонинитов Идзу-Бонинской дуги. Включения после высокотемпературных опытов и закалки содержат гомогенное стекло бонинитового состава.

**Fig. 14.** Primary melt inclusions in orthopyroxene in boninites from the Izu-Bonin arc. Homogeneous glass of the boninite composition is observed in the inclusions after the high-temperature experiments and quenching.

Все отмеченные выше результаты подразумевают наличие самостоятельных бонинитовых магм. В то же время сочетание таких противоположных характеристик, как высокое содержание магния и значительные концентрации  $\text{SiO}_2$ , ставит вопрос о возможности самого существования собственно бонинитовых расплавов. Наши данные по расплавным включениям в пироксенах как древних (Курайские офиолиты), так и современных (Идзу-Бонинская дуга) бонинитов убедительно показывают, что минералы рассмотренных пород кристаллизовались из гомогенных расплавов бонинитового состава – с одновременно высокими  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$  при низких  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . В частности, в микрокристалликах пироксена (0.5–1.0 мм) из бонинитов Идзу-Бонинской дуги были найдены располагающиеся по зонам роста первичные расплавные включения размером до 0.1 мм, занимающие существенный объем самого минерала-хозяина (рис. 14), который выступает в данном случае практически в роли пробоотборника, захватывающего и сохраняющего микропорции расплавов. Экспериментальные исследования и анализ стекол этих включений после высокотемпературных опытов (в том числе и с помощью ионного зонда) показали, что в них находится гомогенный бонинитовый расплав с высокими содержаниями  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$ , а также воды (до 3.9 мас. %) при низких  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Столь значительные концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  прямо свидетельствуют о герметичности включений и соответственно о сохранности захваченного при росте минерала расплава.

Таким образом данные по расплавным включениям прямо свидетельствуют о существовании гомогенных расплавов с бонинитовым составом не только в современных островных дугах, но и в

древних субдукционных обстановках начиная с кембрия.

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе данных по составам расплавных включений в клинопироксенах установлены параметры генерации древних первичных бонинитовых расплавов Горного Алтая (65–105 км, 1410–1590 °C) и определены условия начала кристаллизации этих магм в промежуточной камере на глубине около 30–35 км, совпадающие с данными по эталонному бонинитовому магматизму современной Идзу-Бонинской островной дуги.

Расчетное моделирование с использованием состава включений и клинопироксенов из бонинитов Курайских офиолитов показало, что в одном случае при минимальных температурах (1140–1120 °C) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с глубины от 12 до 0.6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь – с выделением трех зон кристаллизации пироксенов на глубинах: 18.0–13.8 км (1245–1205 °C), 12.0–3.5 км (1240–1185 °C) и 3.3–0.6 км (1185–1145 °C), фактически соответствующих промежуточным разноглубинным магматическим камерам, характерным для современных островодужных зон субдукции [Dobretsov et al., 2016].

Анализ зональных вкрапленников клинопироксена из бонинитов Курайских офиолитов свидетельствует о сложной динамике развитиядвигающихся вверх бонинитовых расплавов. В одном случае происходил подъем расплава (несущего вкрапленник) в разогретой (1220–1200 °C) магматической колонне с глубины от 35 до 4.5 км. В другом случае идет равномерное повышение давления

(от 2 до 6 кбар) и снижение температуры кристаллизации (1235 → 1210 °С), что связано, по всей вероятности, с накоплением летучих компонентов (воды) в замкнутой магматической камере. В третьем случае вначале сохранялись относительно устойчивые значения температур (1120–1140 °С) и давлений (1.4–2.0 кбар). Затем произошло резкое падение давления (до 0.3 кбар и менее) и рост температуры до 1155–1220 °С, что может быть связано с поступлением в приповерхностную область с низкими давлениями (где рос вкрапленник) перегретой магмы иного состава. Об этом свидетель-

ствует резкое изменение состава последующих кристаллизующихся зон клинопироксена.

## 9. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проекты № 0330-2016-0014 и 0330-2016-0003), при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (договоры № 14.Y26.31.0029 и 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

## 10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Ashchepkov I.V., 2001. Clinopyroxene Jd barometer for mantle peridotites and eclogites and thermal conditions of the lithospheric keels of cratons and their surroundings. In: A geo odyssey. GSA Annual Meeting, November 1–10, 2001, Boston, Abstract ID 11658.
- Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A., 1993. Geology and Tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 122 p.
- Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Ming C., Stijn G., Semakov N.N., Rubanova E.S., Abildaeva M.A., Voitishchik, E.E., Trofimova D.A., 2013. Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai–Sayan folded area. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1250–1271. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.009>.
- Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: A.J. Crawford (Ed.), *Boninites*. Unwin Hyman, London, p. 2–44.
- Danyushevsky L.V., Plechov P., 2011. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (7), Q07021. <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>.
- Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., 1987. New data on petrology of boninites of Tonga. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)* 28 (12), 100–103 (in Russian) [Данюшевский Л.В., Соболев А.В. Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // *Геология и геофизика*. 1987. № 12. С. 100–103].
- Dobretsov N.L., 1985. A model for the East Sayan nappe tectonics. *Geotektonika (Geotectonics)* (1), 39–50 (in Russian) [Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // *Геотектоника*. 1985. № 1. С. 39–50].
- Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Sklyarov E.V., Medvedev V.N., 1986. Marianite-boninite series and evolution of ophiolite magmatism of East Sayan. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)* (12), 29–35 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляров Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // *Геология и геофизика*. 1986. № 12. С. 29–35].
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotlyarov A.V., 2005. Magmatism and geodynamics of the Paleasian ocean at the Vendian-Cambrian stage of its evolution. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (9), 933–951.
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kurenkov S.A., 1992. Oceanic and island-arc ophiolites of Gorny Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (12), 3–14 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // *Геология и геофизика*. 1992. № 12. С. 3–14].
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kulakov R.Y., Karmanov N.S., 2016. Physicochemical parameters of crystallization of melts in intermediate suprasubduction chambers (by the example of Tolbachik and Ichinskii Volcanoes, Kamchatka Peninsula). *Russian Geology and Geophysics* 57 (7), 993–1015. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.06.001>.
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Koulakov I.Y., Kotlyarov A.V., 2017. Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology. *Russian Geology and Geophysics* 58 (5), 571–585. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.09.028>.
- Govorov I.N. (Ed.), 1991. *Geology and Petrology of the Zones of Deepwater Troughs in the West Pacific*. Nauka, Moscow, 260 p. (in Russian) [Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана / Ред. И.Н. Говоров. М.: Наука, 1991. 260 с.].
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R., 2002. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 199 (3–4), 311–325. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00587-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00587-3).

- Koulakov I.Y., Kukarina E.V., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Vernikovskiy V.A., 2016. Magma sources in the mantle wedge beneath the volcanoes of the Klyuchevskoy group and Kizimen based on seismic tomography modeling. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 82–94. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.006>.
- Kulikova A.V., Buslov M.M., Travin A.V., 2017. Geochronology of the metamorphic rocks in the Kurai accretionary prism (South-Eastern Gorny Altai). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (4), 1049–1063 (in Russian) [Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049–1063]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0332>.
- Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A., 2002. Geodynamics of Paleospreading. GEOS, Moscow, 294 p. (in Russian) [Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.].
- Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian Stages. Probel-2000, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.].
- Kuznetsov P.P., Simonov V.A., 1976. Some features of the structure of the Chaganuzun hyperbasite massif (Gorny Altai). *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)* (7), 102–105 (in Russian) [Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // *Геология и геофизика*. 1976. № 7. С. 102–105].
- Peive A.V. (Ed.), 1980. Geology of the Philippine Sea Bottom. Nauka, Moscow, 261 p. (in Russian) [Геология дна Филиппинского моря / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.].
- Perchuk L.L., 1980. Pyroxene barometer and pyroxene geotherms. *Doklady AN SSSR* 233 (6), 1196–2000 (in Russian) [Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // *Доклады АН СССР*. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196–2000].
- Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J., 1995. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B6), 10057–10076. <https://doi.org/10.1029/95JB00668>.
- Sharas'kin A.Ya., 1992. Tectonics and Magmatism of Marginal Seas in Connection with the Problems of the Evolution of the Crust and Mantle. Nauka, Moscow, 163 p. (in Russian) [Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.].
- Simonov V.A., 1993. Petrogenesis of Ophiolites (Thermobarogeochemical Studies). Publishing House of the Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, 247 p. (in Russian) [Симонов В.А. Петрогенез офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.].
- Simonov V.A., Al'mukhamedov A.I., Gibsher A.S., Medvedev A.Ya., Kovyazin S.V., 2001. Physicochemical conditions of formation of boninites from ophiolites of Mongolia (data on melt inclusions). In: The 7th International L.P. Zonenshain conference on plate tectonics. Nauchny Mir, Moscow, p. 65–66 (in Russian) [Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Гибшер А.С., Медведев А.Я., Ковязин С.В. Физико-химические условия образования бонинитов из офиолитов Монголии (данные по расплавленным включениям) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 65–66].
- Simonov V.A., Al'mukhamedov A.I., Kovyazin S.V., Medvedev A.Y., Tikunov Y.V., 2004. Conditions of petrogenesis of boninites in ophiolites of the Dzhida zone, Northern Mongolia (from data on melt inclusions). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (6), 651–662.
- Simonov V.A., Dobretsov N.L., Buslov M.M., 1994. Boninite series in structures of the Paleo-Asian Ocean. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 182–199 (in Russian) [Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199].
- Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Stupakov S.I., 2016. Conditions for the formation of boninites in the paleo island arc complexes of Gorny Altai. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from ocean to continent). Issue 14. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, p. 265–267 (in Russian) [Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И. Условия формирования бонинитов в палеоостроводужных комплексах Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 265–267].
- Simonov V.A., Kurenkov S.A., Stupakov S.I., 1998. Boninite series in the paleospreading complexes of the Polar Urals. *Doklady Earth Sciences* 361 (5), 681–684.
- Simonov V.A., Kurenkov S.A., Stupakov S.I., Kovyazin S.V., Kireev A.D., 1996. Features of boninitic and shoshonitic series in paleo-island-arc associations of Gorny Altai and the Polar Urals. In: Problems of geology of Siberia. Vol. 2. Tomsk State University, Tomsk, p. 47 (in Russian) [Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И., Ковязин С.В., Киреев А.Д. Особенности бонинитовых и шохонитовых серий в палеоостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблемы геологии Сибири. Томск: ТГУ, 1996. Т. 2. С. 47].
- Simonov V.A., Kuznetsov P.P., 1991. Boninites in the Vendian-Cambrian ophiolites of Gorny Altai. *Doklady AN SSSR* 316 (2), 448–451 (in Russian) [Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // *Доклады АН СССР*. 1991. Т. 316. № 2. С. 448–451].
- Simonov V.A., Sklyarov E.V., Kovyazin S.V., Perelyaev V.I., 2006. Physicochemical parameters of the oldest boninite melts. *Doklady Earth Sciences* 408 (1), 667–670. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06040350>.

- Sklyarov E.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kuzmichev A.B., Lavrenchuk A.V., Perelyaev V.I., Shchipansky A.A., 2016. Boninites and ophiolites: Problems of their relations and petrogenesis of boninites. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 127–140. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.009>.
- Sklyarov E.V., Simonov V.A., Buslov M.M., 1994. Ophiolites of the Southern Siberia and Northern Mongolia. In: R.G. Coleman (Ed.), *Reconstruction of the Paleo-Asian ocean*. VCP International Science Publishers, Utrecht, Netherlands, p. 85–98.
- Sobolev A.V., 1997. Problems of Formation and Evolution of Mantle Magmas. Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, 50 p. (in Russian) [Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... докт. геол.- мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 50 с.].
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V., 1994. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *Journal of Petrology* 35 (5), 1183–1211. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.5.1183>.
- Sobolev A.V., Slutskiy A.B., 1984. Composition and crystallization conditions of the initial melt of the Siberian meimechites in relation to the general problem of ultrabasic magmas. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)* (12), 97–110 (in Russian) [Соболев А.В., Слуцкий 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].
- Tarney J., March N.G., 1991. Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for petrogenetic models. In: I.L. Gibson (Ed.), *Cyprus crustal study project: initial report, Holes CY-1 and 1a*. Geological Survey of Canada Paper, No. 90-20, p. 133–175.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., 1978. Khan-Taishir ophiolites in Western Mongolia and problems of ophiolite formation. *Geotektonika (Geotectonics)* (1), 19–42 [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // *Геотектоника*. 1978. № 1. С. 19–42].



**Алексей Васильевич Котляров**, канд. геол.-мин. наук, н.с.  
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия  
Казанский (Приволжский) федеральный университет  
420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия  
Тел.: +79137679390; e-mail: [kotlyarov@igm.nsc.ru](mailto:kotlyarov@igm.nsc.ru)

**Alexei V. Kotlyarov**, Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher  
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
Kazan (Volga Region) Federal University  
18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Russia  
Tel.: +79137679390; e-mail: [kotlyarov@igm.nsc.ru](mailto:kotlyarov@igm.nsc.ru)



**Владимир Александрович Симонов**, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.  
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия  
Казанский (Приволжский) федеральный университет  
420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия  
e-mail: [simonov@igm.nsc.ru](mailto:simonov@igm.nsc.ru)

**Vladimir A. Simonov**, Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
Novosibirsk National Research State University  
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia  
Kazan (Volga Region) Federal University  
18 Kremlyovskaya street, Kazan 420008, Russia  
e-mail: [simonov@igm.nsc.ru](mailto:simonov@igm.nsc.ru)



**Инна Юрьевна Сафонова**, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.  
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия  
e-mail: [inna@igm.nsc.ru](mailto:inna@igm.nsc.ru)

**Inna Yu. Safonova**, Candidate of Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptyug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
Novosibirsk National Research State University  
2 Pirogov street, Novosibirsk 630090, Russia  
e-mail: [inna@igm.nsc.ru](mailto:inna@igm.nsc.ru)