

PALEOGEODYNAMICS OF MAGMATIC AND METAMORPHIC PROCESSES OF FORMATION OF ULTRAMAFIC ROCKS OF CHAGAN-UZUN MASSIF (OPHIOLITES OF GORNY ALTAI)V.A. Simonov ^{1,3,4}✉, A.V. Kulikova ^{1,3,4}, A.V. Kotlyarov ^{1,4}, T.B. Kolotilina ²

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

³ Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia

⁴ Kazan Federal University, 18 Kremlevskaya St, Kazan 420008, Russia

ABSTRACT. The Geochemical and mineralogical studies showed, that harzburgites of the Chagan-Uzun massif are restites with a degree of partial melting 15–20 %, which formed at temperatures 1520–1420 °C under the conditions of the mid-oceanic ridge and transformed during the evolution of paleoceanic structures under the influence of magmatic processes at the initial stages of subduction and manifestation of boninite magmatism. The combined use of data on the geochemistry of rare and rare earth elements, as well as on the compositions of pyroxenes, Cr-spinels, melt inclusions in Cr-spinels and computational modeling, indicates the formation of clinopyroxenites of Chagan-Uzun ophiolites at the mid-oceanic ridge during crystallization of picrite and picrobasalt melts at temperatures 1315–1245 °C and pressures 4–2 kbar. The study of amphiboles showed high metamorphic parameters of transformation of harzburgites (5.1–1.9 kbar, 820–700 °C) and clinopyroxenites (2.6–1.4 kbar and 740–680 °C) of the Chagan-Uzun massif, typical for ultrabasites from the modern mid-oceanic ridges. In general, results of comprehensive studies made it possible to determine the sequence of paleogeodynamic processes of formation of ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif. Initial formation of harzburgites in the course of partial melting of mantle and crystallization of clinopyroxenites in the magma chamber occurred under the conditions of the mid-oceanic ridge. At the next stage, ultramafic rocks fell within the subduction-zone initiation area, where they were exposed to the influence of boninite melts.

KEYWORDS: paleogeodynamics; ophiolites; harzburgites; clinopyroxenites; magmatic and metamorphic processes; melt inclusions; Cr-spinels; PT-conditions

FUNDING: The work was carried out under government contract and financially supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (contract No. 14.Y26.31.0029). The study was performed with equipment of the Center for Collective Use of Multielement and Isotope Studies of the SB RAS (IGM SB RAS) and the Center for Collective Use "Geodynamics and Geochronology" (IEC SB RAS, grant No. 075-15-2021-682).

RESEARCH ARTICLE

Received: December 29, 2020

Revised: August 17, 2021

Accepted: September 13, 2021

Correspondence: Vladimir A. Simonov, simonov@igm.nsc.ru

FOR CITATION: Simonov V.A., Kulikova A.V., Kotlyarov A.V., Kolotilina T.B., 2021. Paleogeodynamics of magmatic and metamorphic processes of formation of ultramafic rocks of Chagan-Uzun massif (ophiolites of Gorny Altai). *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (4), 826–850. doi:10.5800/GT-2021-12-4-0557

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА (ОФИОЛИТЫ ГОРНОГО АЛТАЯ)

В.А. Симонов^{1,3,4}, А.В. Куликова^{1,3,4}, А.В. Котляров^{1,4}, Т.Б. Колотилина²

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

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

⁴ Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

АННОТАЦИЯ. На основе геохимических и минералогических исследований выяснено, что гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются реститами со степенью частичного плавления 15–20 %, сформировавшимися при температуре около 1520–1420 °С в условиях срединно-океанического хребта и преобразованными в ходе эволюции палеоокеанических структур под воздействием магматических процессов на начальных стадиях субдукции и проявления бонинитового магматизма. Совместное использование данных по геохимии редких и редкоземельных элементов, а также по составу пироксенов, хромшпинелидов, расплавных включений в хромшпинелидах и расчетного моделирования свидетельствует о формировании клинопироксенитов чаган-узунских офиолитов в условиях срединно-океанического хребта в процессах кристаллизации пикритовых и пикробазальтовых расплавов при температуре 1315–1245 °С и давлении 4–2 кбар. Изучение амфиболов показало высокие параметры метаморфических процессов преобразования гарцбургитов (5.1–1.9 кбар, 820–700 °С) и клинопироксенитов (2.6–1.4 кбар и 740–680 °С) Чаган-Узунского массива, характерные для ультрабазитов из современных срединно-океанических хребтов. В целом, результаты всесторонних исследований позволили определить последовательность палеогеодинамических процессов формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива. Первоначальное образование гарцбургитов в ходе частичного плавления мантии и кристаллизация клинопироксенитов в магматической камере происходили в условиях срединно-океанического хребта. На следующем этапе ультрамафиты попадали в область зарождения зоны субдукции, где они подвергались воздействию бонинитовых расплавов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: палеогеодинамика; офиолиты; гарцбургиты; клинопироксениты; магматические и метаморфические процессы; расплавные включения; хромшпинелиды; РТ-условия

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договор № 14.Y26.31.0029). В работе задействовались оборудование ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН) и ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН, грант № 075-15-2021-682).

1. ВВЕДЕНИЕ

Исследования офиолитов, представляющих структуры древних океанических областей, позволили решить важные проблемы, связанные с формированием и преобразованием палеоокеанических ассоциаций, имеющих большое значение для реконструкции геодинамических процессов развития складчатых областей. В то же время было выяснено, что большинство офиолитов маркируют ассоциации не древних срединно-океанических хребтов, а палеозон спрединга в надсубдукционных обстановках [Kurenkov et al., 2002; Dobretsov et al., 2005; Sklyarov et al., 2016; и др.]. В связи с этим приобретают особое значение поиски и исследования собственно океанических офиолитов и выяснение условий формирования входящих в их состав ультраосновных пород, являющихся основой офиолитовых ассоциаций.

Проведенные ранее исследования показали, что в юго-восточной части Горного Алтая располагается уникальная офиолитовая ассоциация, имеющая не только полный набор пород (гипербазиты, верлит-пироксенит-габбровый расслоенный комплекс, дайковые серии, эффузивы), но и такие редкие образования, как

бониниты и эклогиты [Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Buslov et al., 1993].

В целом, в данном районе в составе офиолитовой ассоциации выделяются бонинитосодержащие курайские надсубдукционные и чаган-узунские офиолиты, которые, судя по ряду признаков, могли сформироваться в условиях древних срединно-океанических хребтов [Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Kurenkov et al., 2002; Kulikova, 2018]. Сейчас эти ассоциации находятся рядом друг с другом – курайские офиолиты располагаются на правом берегу р. Чуя практически напротив Чаган-Узунского массива.

Необходимо подчеркнуть большое значение наличия в офиолитах Горного Алтая бонинитов [Simonov, Kuznetsov, 1991; Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Simonov et al., 1994; Buslov et al., 1993; Kotlyarov et al., 2018], которые характерны для современных примитивных энсиматических островных дуг и найдены в составе ряда офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского пояса [Zonenshain, Kuzmin, 1978; Dobretsov et al., 1986; Simonov et al., 1994, 1998; Al'mukhamedov et al., 2001; Kurenkov et al., 2002; Buslov et al., 1993; Sklyarov et al., 1994, 2016].

Присутствие бонинитов в офиолитах Горного Алтая свидетельствует о том, что на определенной стадии развития этих ассоциаций значительную роль играли процессы, протекавшие в условиях примитивной островной дуги над зоной субдукции. В связи с этим при исследованиях ультрамафитов Чаган-Узунского массива значительное внимание уделялось сравнительному анализу полученных результатов с информацией по гипербазитам из ассоциаций Урало-Монгольского пояса, содержащих бониниты: офиолиты Восточного Саяна [Dobretsov et al., 1986; Antsiferova, 2006; Sklyarov et al., 2016], Полярного Урала [Simonov et al., 1998; Kurenkov et al., 2002; Batanova et al., 2011] и Северной Монголии [Al'mukhamedov et al., 2001; Gornova, 2011].

Для выяснения палеогеодинамических особенностей формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива большое значение придавалось сравнению с информацией по породам из современных океанических областей с использованием оригинальных и опубликованных данных [Savelieva, 1987; Sobolev, Nikogosyan, 1994; Simonov et al., 1999, 2003, 2009; Kamenetsky et al., 2001].

Следует отметить, что офиолиты Горного Алтая исследуются нами более 45 лет начиная с экспедиционных работ 1974 г., позволивших выделить в Чаган-Узунском массиве дайковые серии [Kuznetsov, Simonov, 1976]. Детальное изучение эффузивных комплексов,

располагающихся на правом берегу р. Чуя напротив Чаган-Узунского гипербазитового массива, привело не только к открытию бонинитов [Simonov, Kuznetsov, 1991], но также дало возможность выяснить геологическую позицию этих важных для палеогеодинамических реконструкций пород [Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Kurenkov et al., 2002]. Полевые работы проводились и в последующие годы, что позволило получить новые данные по ультраосновным породам Чаган-Узунского массива [Simonov et al., 2017; Kulikova, 2018]. В результате накоплен представительный объем материалов, послуживших основой статьи.

В целом, в данной статье приводятся результаты детальных исследований ультрамафитов Чаган-Узунского массива (Горный Алтай) в сравнении с данными по ультраосновным породам из бонинитсодержащих офиолитов Восточного Саяна, Полярного Урала и Северной Монголии, а также по гипербазитам из современных океанических областей. При подготовке работы использовались материалы из кандидатской диссертации одного из авторов статьи [Kulikova, 2018].

Следует отметить, что, по сравнению с опубликованными ранее материалами других исследователей Чаган-Узунского массива, статья содержит принципиально новые данные об условиях формирования и преобразования ультрамафитов, основанные на результатах изучения расплавных включений в хромшпинелидах и составов амфиболов.

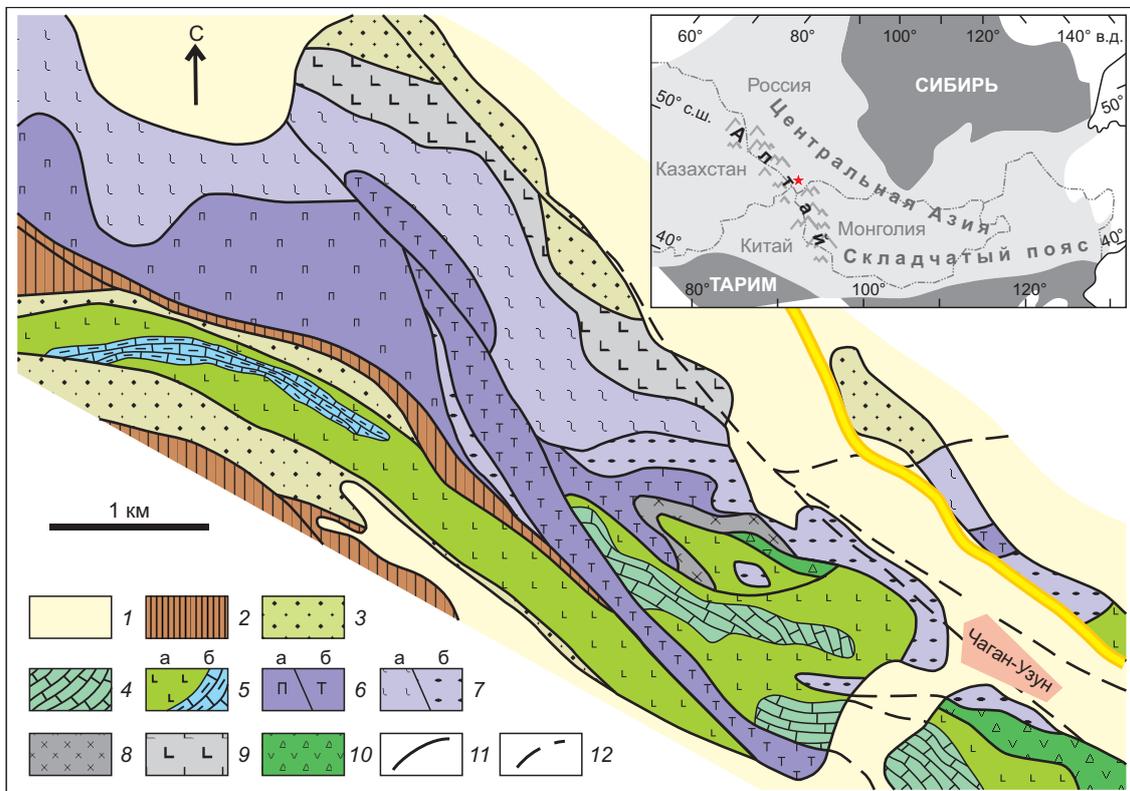


Рис. 1. Строение чаган-узунских офиолитов.

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – осадочно-вулканогенные образования девона; 3 – турбидиты кембрия; 4–5 – породы палеосимаунта: 4 – кремнисто-карбонатные, 5 – вулканогенно-осадочные: а – базальты, б – известняки; 6–10 – Чаган-Узунский

массив: 6 – гарцбургиты (а) и серпентиниты (б), 7 – рассланцованные серпентиниты (а) и серпентинитовый меланж (б), 8 – гранатовые амфиболиты, 9 – базальты типа N-MORB, 10 – олистострома, 11 – разломы; 12 – скрытые разломы. Схема построена на основе данных из работы [Buslov, Watanabe, 1996].

Fig. 1. The structure of the Chagan-Uzun ophiolites.

1 – Neogene-Quaternary deposits; 2 – Devonian sedimentary-volcanic rocks; 3 – Cambrian turbidites; 4–5 – seamount: 4 – siliceous-carbonate rocks, 5 – volcanic-sedimentary rocks: a – basalts, 6 – limestones; 6–10 – Chagan-Uzun massif: 6 – harzburgites (a) and serpentinites (б), 7 – dragfolded serpentinites (a) and serpentinite mélange (б), 8 – garnet amphibolites, 9 – N-MORB basalts, 10 – olistostromes; 11 – faults; 12 – hidden faults. Drawn with information use [Buslov, Watanabe, 1996].

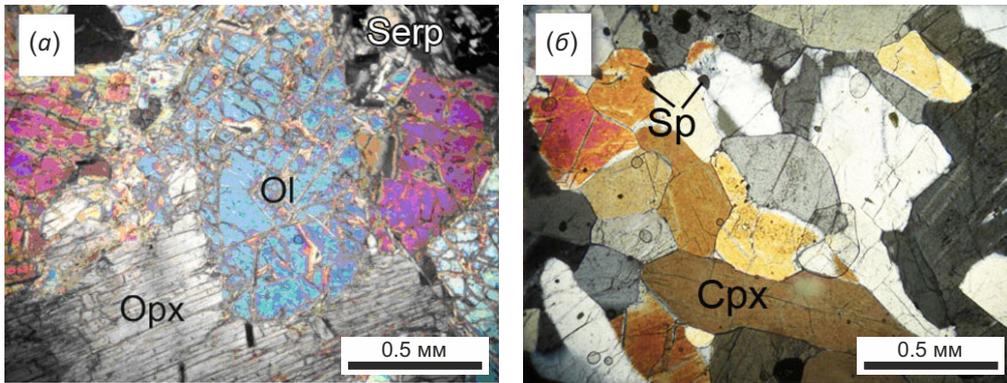


Рис. 2. Гарцбургиты (а) и клинопироксениты (б) Чаган-Узунского массива, николи +. Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Sp – хромшпинелид, Срх – клинопироксен.

Fig. 2. Harzburgites (a) and clinopyroxenites (б) of the Chagan-Uzun massif, nikol +. Ol – olivine, Орх – orthopyroxene, Sp – Cr-spinel, Срх – clinopyroxene.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА

Чаган-Узунский гипербазитовый массив, входящий в состав Курайской аккреционной призмы [Buslov et al., 1998], был выделен в 1948 г. [Kuznetsov, 1948]. В дальнейшем базит-ультрабазитовые комплексы этого района привлекали внимание многих исследователей [Pinus et al., 1958; Kuznetsov, Simonov, 1976; Dobretsov et al., 1992, 2005; Simonov, 1993; Kurenkov et al., 2002; Kulikova, 2018; Buslov et al., 1993; и др.].

Основное тело гипербазитов Чаган-Узунского массива (рис. 1) находится на левобережье р. Чуя вблизи пос. Чаган-Узун и круто погружается на юго-запад. Массив имеет вытянутую форму и прослеживается на расстоянии более 20 км при ширине до 4 км. В его составе выделяются пластины гипербазитов, окруженные серпентинитовым меланжем с блоками габброидов и метаморфических пород (гранатовые амфиболиты), в том числе высоких давлений (эклогиты) [Dobretsov et al., 1992; Kulikova et al., 2017; и др.] (рис. 1).

Ультраосновные породы Чаган-Узунского массива представлены в основном серпентинитами и гарцбургитами. Клинопироксениты образуют удлиненные тела (размерами от 25×100 м до 150×500 м) с неясными контактами с вмещающими их гарцбургитами. Породы дайкового комплекса (мелкозернистые габбро, габбро-диабазы) формируют серию субпараллельных тел (мощностью до нескольких метров) с резкими контактами в гипербазитах. Пластины ультрабазитов с северо-востока тесно ассоциируют с базальтами типа N-MORB и амфиболитами с эклогитами, а с юго-востока и юга – с

вулканогенно-осадочными породами (преимущественно базальты и известняки) палеосимаунта.

В результате исследования условий формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива наиболее интересные данные были получены для гарцбургитов и клинопироксенитов (рис. 2).

Гарцбургиты обладают в основном крупнозернистой структурой. Породы серпентинизированы, но содержат также и первичные минералы: оливин, ортопироксен, хромшпинель. Присутствуют амфиболы, исследования которых показали, что кроме тремолитов (обычных для вторичных преобразований гипербазитовых пород) есть и другие разновидности, свидетельствующие о более существенных параметрах преобразования ультраосновных пород массива. В частности, для наименее измененных гарцбургитов характерны магнезиальные роговые обманки и эденитовые роговые обманки.

Клинопироксениты имеют обычно крупнозернистую структуру. Сложены в основном клинопироксеном и развивающимся по нему амфиболом, отвечающим по составу магнезиальной роговой обманке. Встречаются ортопироксены. Присутствуют достаточно свежие коричневатые хромшпинелиды.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой исследований Чаган-Узунского массива послужили представительные коллекции образцов, собранных во время многочисленных экспедиций и изученных в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Институт геологии и минералогии

им. В.С. Соболева СО РАН) и в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (Институт земной коры СО РАН).

Петрохимические составы пород из офиолитов Горного Алтая определены с помощью силикатного рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation.

Составы минералов из ультраосновных пород Чаган-Узунского массива изучены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. Анализ составов стеклов и кристаллических фаз во включениях проводился на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 SuperProbe.

Ультрамафиты Чаган-Узунского массива проанализированы на редкие и редкоземельные элементы методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT 2 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Термобарогеохимические исследования расплавных включений в хромшпинелидах проводились с помощью оригинальной методики экспериментов с использованием микрокамеры с силитовым нагревателем [Simonov et al., 2009, 2011].

Физико-химические параметры магматогенной кристаллизации минералов определены с помощью расчетного моделирования на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах из клинопироксенитов с использованием программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и PLUTON [Lavrenchuk, 2004]. Температура образования гарцбургитов была оценена с помощью минералогических (Ol-Sp) геотермометров [Coogan et al., 2014].

Параметры плавления мантии с образованием гарцбургитовых реститов и первичных расплавов для базальтоидных комплексов чаган-узунских офиолитов определены с помощью программы [Schilling et al., 1995] на основе составов дайковых и эффузивных пород в сравнении с данными по Срединно-Атлантическому хребту (САХ) [Simonov et al., 2003; и др.].

Расчеты P-T-условий метаморфических процессов преобразования ультрамафитов Чаган-Узунского массива проведены на основе данных по амфиболам с помощью комплексного использования информации из работ [Bazylev, 2003; Schmidt, 1992; Yavuz, 2007]. В частности, значения давления, установленные по геобарометру [Schmidt, 1992], были подтверждены расчетами по программе WinAmphcal [Yavuz, 2007]. Температура метаморфических процессов оценивалась с использованием информации по соотношениям Al_2O_3 -Mg# в составе амфиболов из работы [Bazylev, 2003].

4. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА УЛЬТРАМАФИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА

В ходе исследований получены новые данные о составе ультрамафитов Чаган-Узунского массива. В Прил. 1, табл. 1 приведены представительные анализы образцов, для которых есть полная химическая информация,

включая петрохимические компоненты, а также редкие и редкоземельные элементы.

По соотношению Ni-Cr гарцбургиты Чаган-Узунского массива располагаются в области реститовых гипербазитов. Большинство их составов приурочено к полю ультраосновных пород из САХ, явно отличается от ультрабазитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Тихий океан) и фактически перекрывается данными по гарцбургитам из офиолитов Восточного Саяна и Полярного Урала (рис. 3).

Данные по соотношениям индикаторных редких элементов и титана свидетельствуют о принадлежности ультрамафитов Чаган-Узунского массива к абиссальным (океаническим) перидотитам (рис. 4, 5).

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для гарцбургитов обладают U-образными формами (похожими на графики бонинитов и перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной надсубдукционной системы), располагаясь между абиссальными перидотитами и островодужными надсубдукционными гипербазитами. При этом график распределения РЗЭ для клинопироксенитов существенно отличается от гарцбургитов и островодужных перидотитов более высокими содержаниями элементов и формой (с положительным наклоном), фактически совпадающей с нижней границей базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB. При сравнении с данными по РЗЭ в клинопироксенитах из других бонинитсодержащих офиолитов в случае тяжелых лантаноидов видим фактическое сходство с пироксенитами Полярного Урала и расположение, близкое к породам Восточного Саяна (рис. 6).

5. СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА

При обработке собранных образцов ультрамафитов были проанализированы оливины, ортопироксены, хромшпинелиды и амфиболы из гарцбургитов. Определены также составы клинопироксенов, хромшпинелидов и амфиболов из клинопироксенитов.

Оливины из основной массы гарцбургитов (Прил. 1, табл. 2) содержат 89.7–90.6 % форстеритового компонента и по этой характеристике соответствуют минералам из ультраосновных пород САХ. На диаграмме NiO – Fo они образуют одну компактную группу, находящуюся в поле минералов из гарцбургитов САХ (район разлома 15°20') и располагающуюся фактически в области перекрытия данных по оливинам из гипербазитов офиолитов Восточного Саяна и Полярного Урала. Включения оливинов (рис. 7; Прил. 1, табл. 3) в хромшпинелидах из гарцбургитов отличаются от породообразующих оливинов повышенными значениями Fo и никеля (рис. 8).

Ортопироксены (Прил. 1, табл. 4) из гарцбургитов Чаган-Узунского массива по соотношению En-Wo-Fs принадлежат к энстатитам, на диаграмме Cr# – Mg# разделяются на две группы. Пироксены с повышенной хромистостью ассоциируют с данными по ортопироксенам из ультрамафитов офиолитов Восточного Саяна,

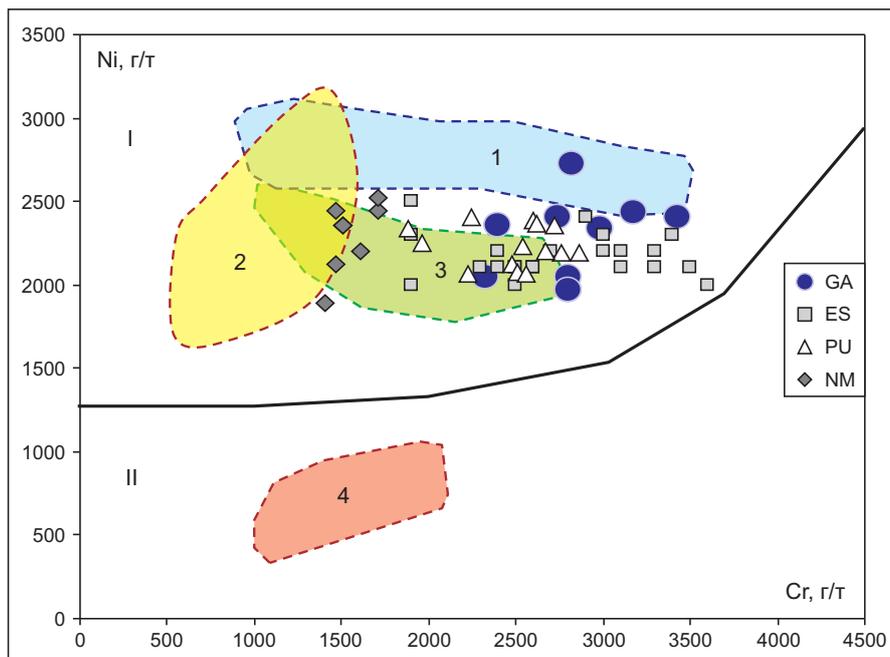


Рис. 3. Соотношение Ni – Cr в гарцбургитах Чаган-Узунского массива. Гарцбургиты из офиолитов Горного Алтая (GA), Восточного Саяна (ES), Полярного Урала (PU) и Северной Монголии (NM). Области реститовых гипербазитов (I) и кумулятивных ультрамафитов (II). 1–4 – поля ультраосновных пород из САХ (1), из Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Тихий океан, 2), из офиолитов Троодоса (о. Кипр, 3) и магматогенных ультрабазитов из офиолитов Южной Тувы (4). Рисунок построен с использованием данных из работ [Malpas, Stevens, 1977; Simonov, 1993; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Ishii et al., 1992; Batanova et al., 2011].

Fig. 3. Ni/Cr ratio in harzburgites of the Chagan-Uzun massif. Harzburgites from ophiolites of Gorny Altai (GA), Eastern Sayan (ES), Polar Urals (PU) and Northern Mongolia (NM). Areas of restite hyperbasites (I) and cumulative ultramafic rocks (II). 1–4 – fields of ultrabasic rocks from the Mid-Atlantic Ridge (1), from the Izu-Bonin-Mariana island arc system (Pacific Ocean, 2), from Troodos ophiolites (Cyprus Island, 3) and magmatogenic ultrabasic rocks from the ophiolite of Southern Tuva (4). Drawn with information use [Malpas, Stevens, 1977; Simonov, 1993; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Ishii et al., 1992; Batanova et al., 2011].

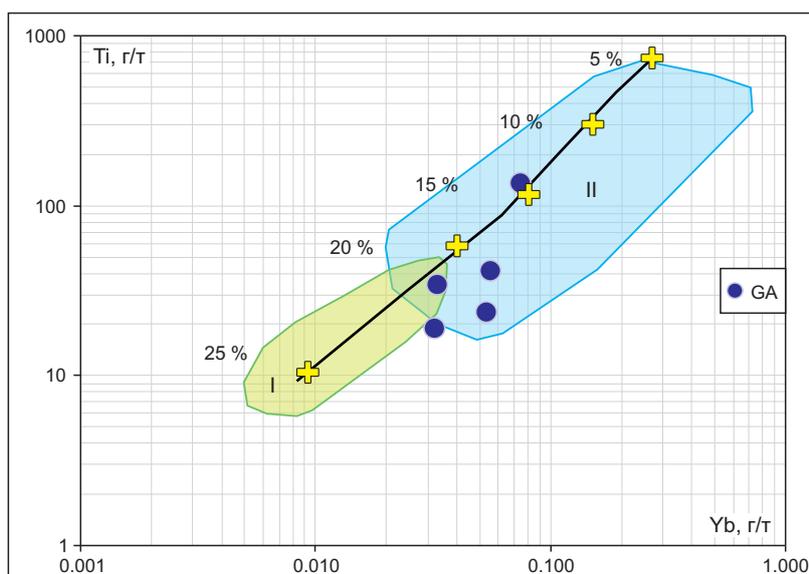


Рис. 4. Соотношение Ti – Yb в гарцбургитах Чаган-Узунского массива (GA). Перидотиты: Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (I) и абиссальные (II). Проценты – степень частичного плавления. Рисунок построен с использованием данных из работ [Gornova, 2011; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

Fig. 4. The Ti/Yb ratio in the harzburgites of the Chagan-Uzun massif (GA). Peridotites: Izu-Bonin Mariana island arc system (I) and abyssal (II). The percentages – degrees of partial melting. Drawn with information use [Gornova, 2011; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

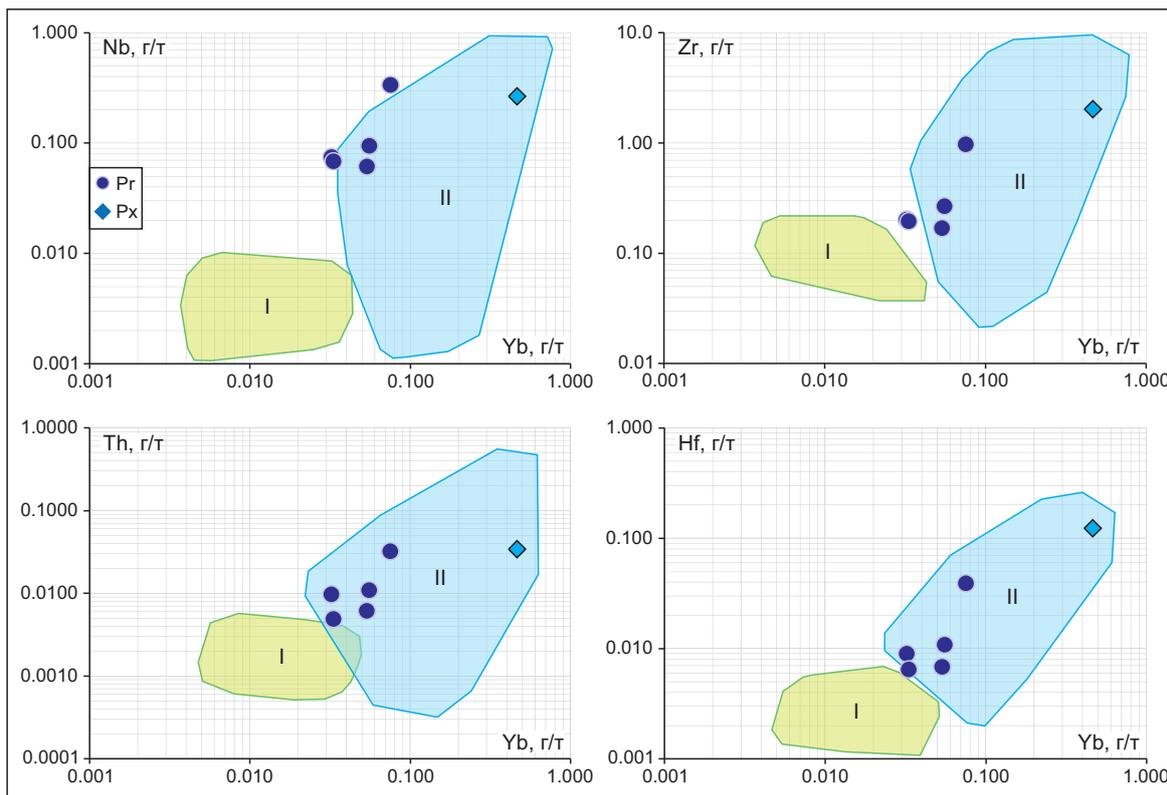


Рис. 5. Соотношения Nb – Yb, Zr – Yb, Th – Yb, Hf – Yb в гарцбургитах (Pr) и клинопироксенитах (Px) Чаган-Узунского массива. Перidotиты: Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (I) и абиссальные (II). Рисунок построен с использованием данных из работ [Gornova, 2011; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

Fig. 5. The Nb/Yb, Zr/Yb, Th/Yb, Hf/Yb ratios in the harzburgites (Pr) and clinopyroxenites (Px) of the Chagan-Uzun massif. Peridotites: Izu-Bonin-Mariana island arc system (I) and abyssal (II). Drawn with information use [Gornova, 2011; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

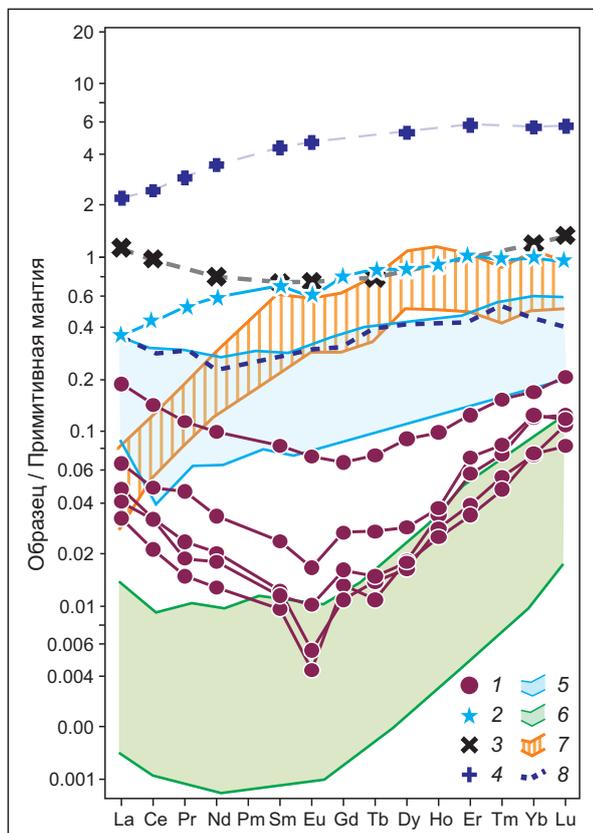


Рис. 6. Распределение РЗЭ в ультрамафитах Чаган-Узунского массива.

1 – гарцбургиты; 2 – клинопироксениты; 3 – нижняя граница поля бонинитов; 4 – нижняя граница поля N-MORB; 5–8 – данные: по абиссальным перidotитам (5), перidotитам Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (6), пироксенитам из офиолитов Полярного Урала (7) и Восточного Саяна (8). Значения элементов нормированы к примитивной мантии [McDonough et al., 1992]. Рисунок построен с использованием данных из работ [Dobretsov et al., 1985; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

Fig. 6. REE distribution in ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif.

1 – harzburgites; 2 – clinopyroxenites; 3 – lower boundary of the boninite field; 4 – lower boundary of the N-MORB field; 5–8 – data on: abyssal peridotites (5), peridotites of the Izu-Bonin-Mariana island-arc system (6), clinopyroxenites from the ophiolites of the Polar Urals (7) and of the Eastern Sayan (8). The values of elements are normalized to the primitive mantle [McDonough et al., 1992]. Drawn with information use [Dobretsov et al., 1985; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Parkinson, Pearce, 1998; Niu, 2004].

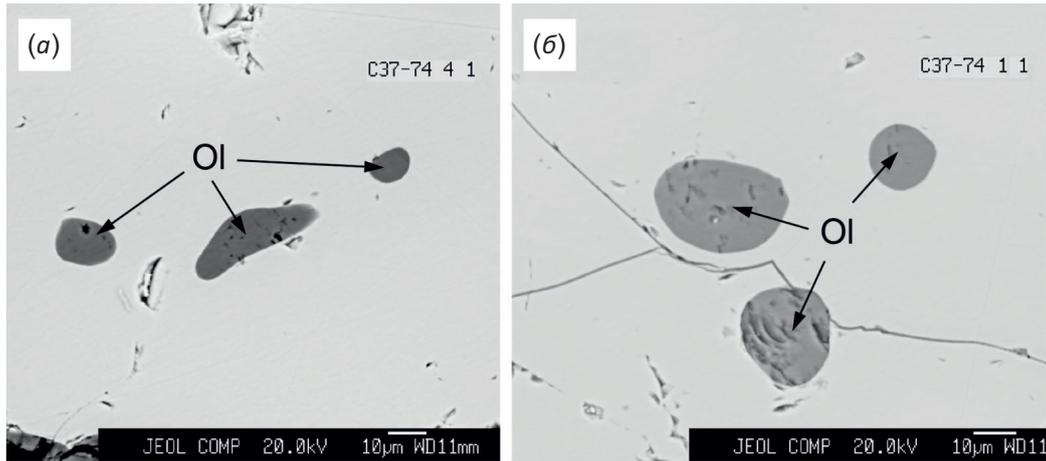


Рис. 7. Включения оливинов (после высокотемпературных экспериментов) в хромшпинелидах из гарцбургитов Чаган-Узунского массива. Микроанализатор JEOL JXA-8100 SuperProbe. На фрагментах (а) и (б) представлены различные типы включений оливина.

Fig. 7. Olivine inclusions (after high-temperature experiments) in Cr-spinels from harzburgites of the Chagan-Uzun massif. Microanalyser JEOL JXA-8100 SuperProbe. Fragments (a) and (б) represent different types of olivine inclusions.

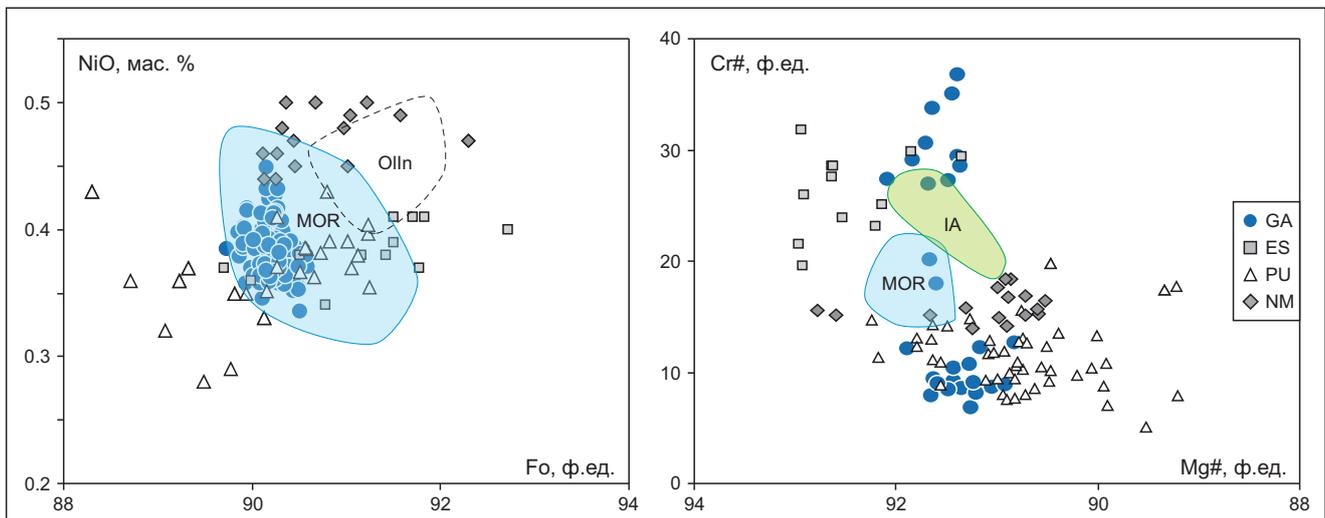


Рис. 8. Диаграммы NiO – Fo (для оливинов) и Cr# – Mg# (для ортопироксенов) из гарцбургитов Чаган-Узунского массива. Оливины и ортопироксены из гарцбургитов Чаган-Узунского массива (GA), офиолитов Восточного Саяна (ES), Полярного Урала (PU) и Северной Монголии (NM). MOR – оливины и ортопироксены из гарцбургитов САХ. Oln – поле включений оливина в хромшпинелидах из гарцбургитов Чаган-Узунского массива. IA – ортопироксены из гарцбургитов островодужных желобов Тихого океана. Fo – форстеритовый компонент (%). Cr#=Cr·100/(Cr+Al). Mg#=Mg·100/(Mg+Fe). Рисунок построен с использованием данных из работ [Savelieva, 1987; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012].

Fig. 8. Diagrams NiO – Fo (for olivines) and Cr# – Mg# (for orthopyroxenes) from harzburgites of the Chagan-Uzun massif. Olivines and orthopyroxenes from harzburgites: Chagan-Uzun massif (GA), ophiolites of the Eastern Sayan (ES), of the Polar Urals (PU) and of the Northern Mongolia, NM). MOR – olivines and orthopyroxenes from harzburgites of the MAR. Oln – field of olivine inclusions in Cr-spinels from harzburgites of the Chagan-Uzun massif. IA – orthopyroxenes from harzburgites of the Pacific island-arc trenches. Fo – forsterite component (%). Cr#=Cr·100/(Cr+Al). Mg#=Mg·100/(Mg+Fe). Drawn with information use [Savelieva, 1987; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012].

располагаясь частично в поле минералов из островодужных гипербазитов.

Другая группа рассмотренных пироксенов с меньшими значениями Cr# перекрывается с ортопироксенами из гарцбургитов офиолитов Полярного Урала и Северной Монголии. Между этими двумя группами находится поле ортопироксенитов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, в котором

располагается часть точек пироксенов Чаган-Узунского массива (рис. 8).

Хромшпинелиды (Прил. 1, табл. 5) из гарцбургитов Чаган-Узунского массива в основном относятся к хромпикотитам. По соотношению хромистости и магнезиальности они отличаются от хромитов из островодужных гипербазитов отсутствием высоких (более 56 %) значений Cr# и располагаются в поле хромитов

из гипербазитов САХ. В общем, преобладают значения хромистости изученных хромшпинелидов (33–46 %), что отвечает достаточно высокой степени деплетированности (15–20 %). Такие особенности характерны для гипербазитов из современных разломных зон САХ – 15°20', Вима, Сант-Поль [Simonov et al., 1999]. По этим характеристикам хромшпинелиды из гарцбургитов Горного Алтая совпадают с данными по хромитам Полярного Урала.

Хромшпинелиды из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива относятся главным образом к хромпикотитам, а также образуют фактически серию от субферриалюмохромитов к субальюмоферрихромитам. Они отличаются трендом одновременного падения хромистости и магнезиальности от хромитов из гарцбургитов, для которых намечается рост Cr# при уменьшении Mg# (рис. 9). Часть хромшпинелидов в клинопироксенитах может быть наследована от гарцбургитов. Об этом свидетельствует наличие отдельной группы с относительно пониженными значениями Cr#, Mg# и титана,

ассоциирующей с данными по хромшпинелидам в гарцбургитах. Другая же группа хромшпинелидов из клинопироксенитов с высокими Cr# и титаном резко отличается от шпинелей в гарцбургитах и, соответственно, должна иметь свои особенности генезиса. С учетом того, что именно для хромшпинелидов с расплавными включениями характерны высокие содержания хрома и титана, эта группа с высокими Cr# и титаном, наиболее вероятно, кристаллизовалась из расплава.

Приуроченность гарцбургитов Чаган-Узунского массива к океаническим образованиям подтверждается и диаграммой $TiO_2 - Al_2O_3$, на которой хромшпинелиды с минимальными содержаниями титана располагаются в поле хромитов из перидотитов срединно-океанических хребтов, ассоциируя с данными по минералам из гипербазитов Полярного Урала и Северной Монголии (рис. 9). На этой диаграмме хорошо видно отличие релитовых гарцбургитов всех четырех рассмотренных офиолитовых ассоциаций по минимальным содержаниям титана в хромшпинелидах от клинопироксенитов

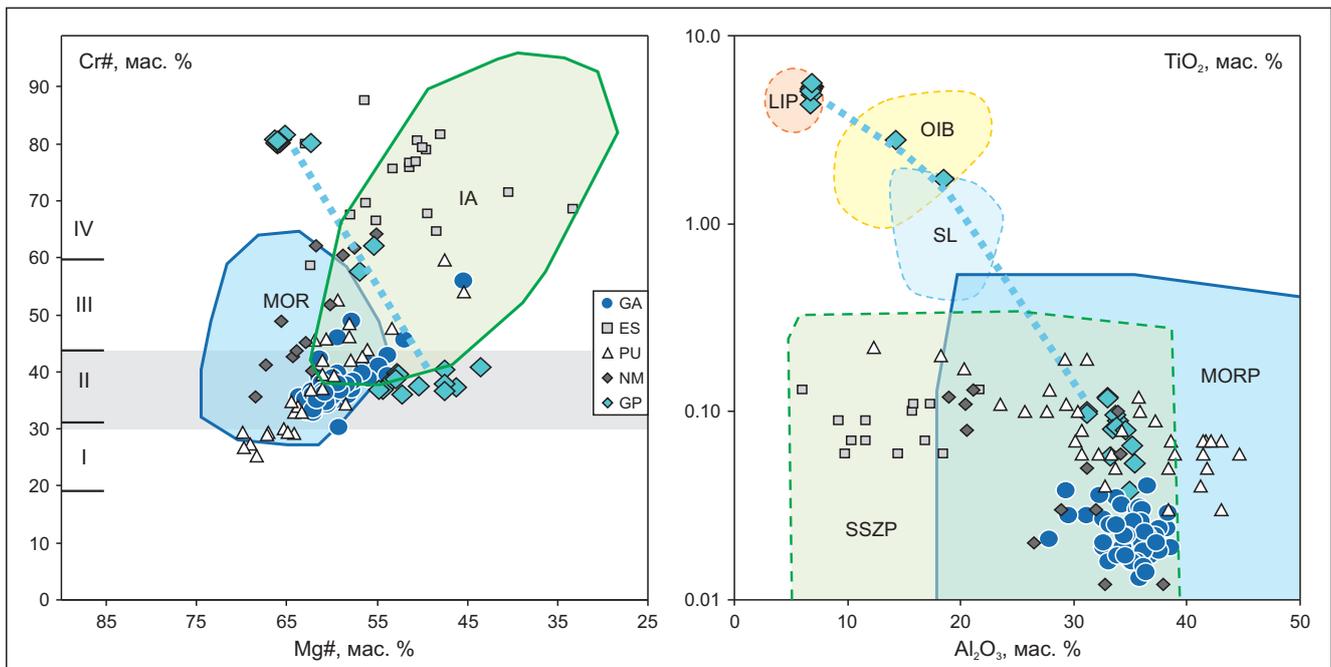


Рис. 9. Состав хромшпинелидов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива.

Хромшпинелиды из гарцбургитов: Чаган-Узунского массива (GA), офиолитов Восточного Саяна (ES), Полярного Урала (PU) и Северной Монголии (NM). Хромшпинелиды: из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива (GP), из ультраосновных пород САХ (MOR) и островных дуг (IA), из перидотитов срединно-океанических хребтов (MORP) и субдукционных зон (SSZP), из троктолитов САХ (SL), из плюмовых базальтов океанических островов (OIB) и крупных изверженных провинций (LIP). Степень частичного плавления гипербазита: I – 10–15 %, II – 15–20 %, III – 20–25 %, IV – более 25 %. $Cr\# = Cr \cdot 100 / (Cr + Al)$. $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$. Рисунок построен с использованием данных из работ [Palandzhyan, 1992; Sobolev, Nikogosyan, 1994; Simonov et al., 1999, 2009; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995; Kamenetsky et al., 2001].

Fig. 9. Compositions of Cr-spinels from ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif.

Cr-spinels from the harzburgites: Chagan-Uzun massif (GA), ophiolites of the Eastern Sayan (ES), of the Polar Urals (PU) and of the Northern Mongolia (NM). Cr-spinels: from clinopyroxenites of the Chagan-Uzun massif (GP), from ultrabasic rocks of MAR (MOR) and island arcs (IA), from peridotites of mid-oceanic ridges (MORP) and subduction zones (SSZP), from troctolites of MAR (SL), from oceanic island plume basalts (OIB) and large igneous provinces (LIP). Degrees of partial melting of hyperbasite: I – 10–15 %, II – 15–20 %, III – 20–25 %, IV – more than 25 %. $Cr\# = Cr \cdot 100 / (Cr + Al)$. $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe)$. Drawn with information use [Palandzhyan, 1992; Sobolev, Nikoghosyan, 1994; Simonov et al., 1999, 2009; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995; Kamenetsky et al., 2001].

Чаган-Узунского массива, для которых характерна эволюция (при падении роли алюминия) составов хромитов с ростом количества титана от минимальных («гарцбургитовых») значений к явно обогащенным этим компонентом хромитам, кристаллизовавшимся из плюмовых магматических систем типа OIB и LIP. К высокотитанистым минералам относятся также хромшпинелиды из троктолитов района Сьерра-Леоне (САХ), содержащие расплавные включения и кристаллизовавшиеся при участии обогащенных плюмовых расплавов [Simonov et al., 2009] (рис. 9).

Клинопироксены из пироксенитов Чаган-Узунского массива (Прил. 1, табл. 6) по соотношению миналов (En-Wo-Fs) принадлежат к диопсидам. На диаграммах Cr# – Mg# и TiO₂ – FeO (рис. 10) они тесно ассоциируют с полями клинопироксенов из ультраосновных пород САХ. При этом они, согласуясь с пироксенами из ультрамафитов офиолитов Полярного Урала и Северной Монголии, четко отличаются от бонинитовых пироксенов, к полям которых тяготеют минералы из пироксенитов и верлитов офиолитов Восточного Саяна.

Амфиболы (Прил. 1, табл. 7) из гарцбургитов (для наименее измененных ультрабазитов характерны магнезиальные роговые обманки и эденитовые роговые обманки), а также из клинопироксенитов (присутствует в основном магнезиальная роговая обманка) располагаются на диаграммах ANa – Mg# и Al IV – Mg# главным образом в полях минералов из ультраосновных пород САХ (район разлома Вима) (рис. 11).

Представительные данные по составам амфиболов послужили основой для расчета давлений метаморфических процессов преобразования ультраосновных пород Чаган-Узунского массива с использованием минералогических барометров и расчетных программ [Schmidt, 1992; Yavuz, 2007]. Необходимо отметить, что оценки, сделанные с помощью геобарометра [Schmidt, 1992], оказались близки к данным, рассчитанным по программе WinAmphcal [Yavuz, 2007]. Для гарцбургитов устанавливаются значительные вариации давлений (5.1–1.9 кбар), при которых образовывалась основная масса амфиболов. При этом по соотношению P, кбар – Al IV практически все полученные данные по амфиболом располагаются в поле минералов из ультраосновных пород САХ (район разлома Вима), давление для которых было рассчитано нами с использованием программы WinAmphcal [Yavuz, 2007].

На основе соотношения Al₂O₃ – Mg# [Bazylev, 2003] для амфиболов оказалось возможным оценить температуру метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива. Наиболее высокие значения (820–700 °С), так же как и максимальные давления, характерны для гарцбургитов, данные по которым попадают в поле ультраосновных пород океанической литосферы САХ.

В случае клинопироксенитов Чаган-Узунского массива на основе данных по составам амфиболов были рассчитаны давления (с использованием геобарометра [Schmidt, 1992] и программы WinAmphcal [Yavuz, 2007]), а также температуры (на основе диаграммы из

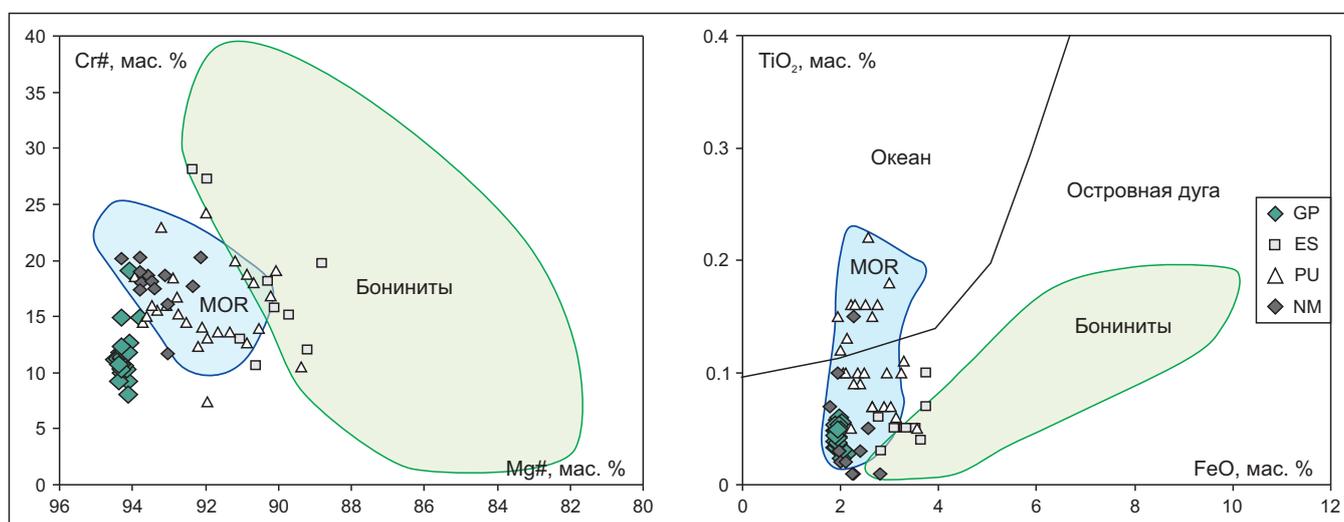


Рис. 10. Состав клинопироксенов из пироксенитов Чаган-Узунского массива (GP).

Клинопироксены: из пироксенитов офиолитов Полярного Урала (PU), из пироксенитов и верлитов офиолитов Восточного Саяна (ES), из перидотитов и пироксенитов офиолитов Северной Монголии (NM). Клинопироксены из гипербазитов САХ (MOR) и из бонинитов офиолитов Горного Алтая. Клинопироксены из океанических и островодужных эффузивов. Рисунок построен с использованием данных из работ [Simonov et al., 1994, 1999, 2009; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Kotlyarov et al., 2018; Brunelli et al., 2006].

Fig. 10. Compositions of clinopyroxenes from pyroxenites of the Chagan-Uzun massif (GP).

Clinopyroxenes: from the pyroxenites of the ophiolites of the Polar Urals (PU), from pyroxenites and wehrlites of ophiolites of the Eastern Sayan (ES), from peridotites and pyroxenites of ophiolites of the Northern Mongolia (NM). Clinopyroxenes from MAR hyperbasites (MOR) and from the boninites of the Altai Mountains ophiolites. Clinopyroxenes from oceanic and island arc effusive rocks. Drawn with information use [Simonov et al., 1994, 1999, 2009; Antsiferova, 2006; Gornova, 2011; Belousov, 2012; Kotlyarov et al., 2018; Brunelli et al., 2006].

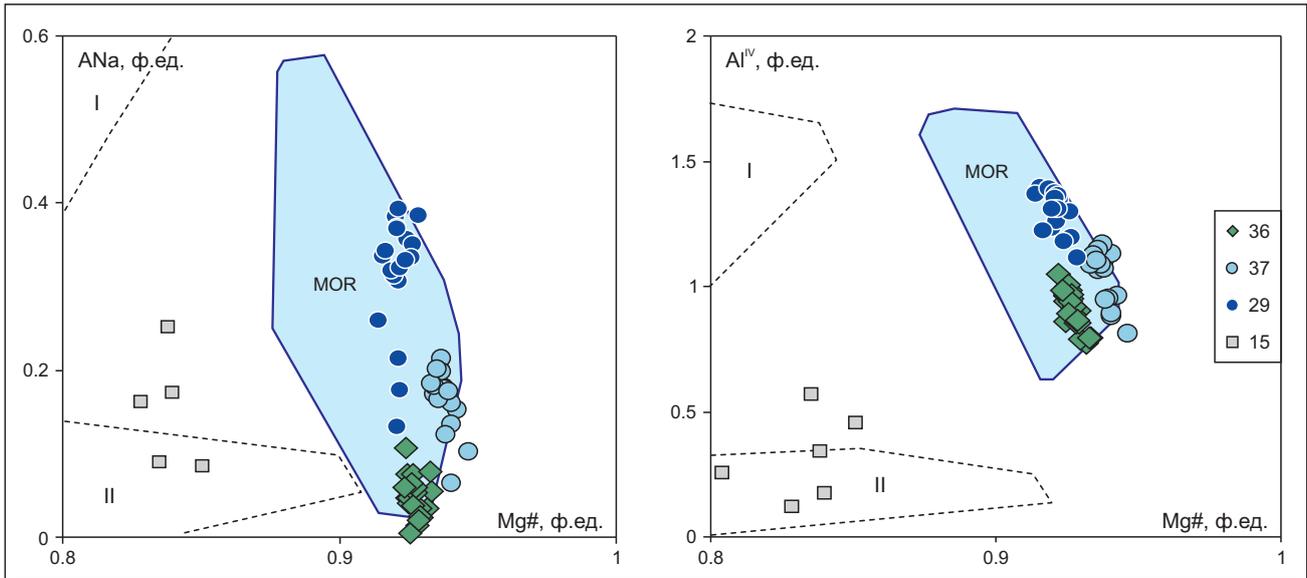


Рис. 11. Состав амфиболов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива. Амфиболы Чаган-Узунского массива: из клинопироксенитов (36) и из гарцбургитов (37, 29). Амфиболы: из амфиболитов САХ (15), из ультраосновных пород САХ (MOR), океанического (I) и регионального (II) метаморфизма. $Mg\# = Mg / (Mg + Fe_{\text{сумм}} + Mn)$. Рисунок построен с использованием данных из работ [Sklyarov, Dobretsov, 1987; Simonov et al., 1999; Peive et al., 2001].

Fig. 11. Composition of amphiboles from ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif. Amphiboles of the Chagan-Uzun massif: from clinopyroxenites (36) and from harzburgites (37, 29). Amphiboles: from amphibolites of the MAR (15), from ultrabasic rocks of the MAR (MOR), of the oceanic (I) and regional (II) metamorphism. $Mg\# = Mg / (Mg + Fe_{\text{total}} + Mn)$. Drawn with information use [Sklyarov, Dobretsov, 1987; Simonov et al., 1999; Peive et al., 2001].

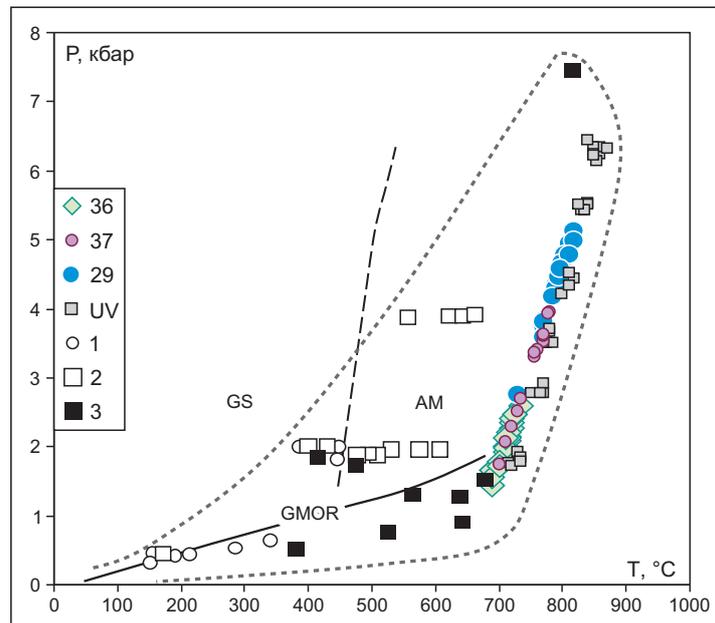


Рис. 12. РТ-параметры метаморфизма ультрамафитов Чаган-Узунского массива. Данные по амфиболом: из клинопироксенитов (36), из гарцбургитов (37, 29) и из ультраосновных пород САХ (UV). РТ-условия метаморфизма пород из современных океанов: 1 – метабазалты, 2 – метагаббро, 3 – метагипербазиты. Точечной линией показана область современного океанического метаморфизма. GS и AM – зеленосланцевая и амфиболитовая фации метаморфизма. GMOR – геотерма под срединно-океаническим хребтом. Рисунок построен с использованием данных из работ [Sklyarov, 2001; Peive et al., 2001].

Fig. 12. PT-parameters of metamorphism of ultramafic rocks of the Chagan Uzun massif. Data on amphiboles: from clinopyroxenites (36), from harzburgites (37, 29), and from ultrabasic rocks of the MAR (UV). PT-conditions of metamorphism of rocks from modern oceans: 1 – metabasalts, 2 – metagabbro, 3 – metahyperbasites. The dotted line shows the area of modern oceanic metamorphism. GS and AM – greenschist and amphibolite metamorphic facies. GMOR – geotherm under the mid-oceanic ridge. Drawn with information use [Sklyarov, 2001; Peive et al., 2001].

работы [Bazylev, 2003]) метаморфических процессов: 2.6–1.4 кбар и 740–680 °С.

В целом, в результате компьютерной обработки оригинальной информации по составам амфиболов с совместным использованием минералогического барометра [Schmidt, 1992] и программы WinAmphcal [Yavuz, 2007], а также диаграммы $Al_2O_3 - Mg\#$ [Bazylev, 2003] были определены P-T-условия метаморфизма ультрамафитов Чаган-Узунского массива. Как видно на диаграмме P, кбар – T °С (рис. 12), полученные данные согласуются с информацией по метагипербазитам из современных океанических бассейнов и располагаются в области «океанического» метаморфизма.

6. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА

Детальные исследования хромшпинелидов из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива позволили найти в этих минералах первичные силикатные многофазные включения (10–40 мкм), располагающиеся по зонам роста хромита и имеющие равновесные округлые (с некоторой огранкой) формы. После высокотемпературных экспериментов и закалки практически весь внутренний объем включений обычно заполнен гомогенным силикатным стеклом (рис. 13, а). Часть включений после опытов сохраняет фрагменты оливинов, располагающиеся в закалочном стекле (рис. 13, б).

В результате анализа расплавных включений (Прил. 1, табл. 8) выяснено, что хромшпинелиды из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива кристаллизовались из расплавов, отвечающих по содержанию MgO (14–29 мас. %) пикробазальтам и пикритам. По соотношению MgO – SiO₂ составы включений в основном близки к самим клинопироксенитам, т.е. в формировании этих пород участвовал фактически «пироксениновый» расплав. Одновременно они тесно ассоциируют с данными по включениям в хромшпинелидах из

ультрабазитов современных (район разлома 15°20' в САХ) и древних (офиолиты Южной Тувы) океанических структур (рис. 14).

В расплавных включениях установлены высокие (1.5–2.8 мас. %) содержания титана, что не совсем обычно для магматизма срединно-океанических хребтов. В то же время такие ситуации существуют в океане и, в частности, для района разлома 15°20' (САХ) характерно присутствие высокотитанистых габбро [Simonov et al., 1999], в которых содержание TiO₂ варьируется от 1.6 до 4 мас. %. Также значительные количества титана (2.2–5.3 мас. %) установлены [Simonov et al., 2009] в расплавных включениях в хромшпинелидах из троктолитов района разлома Сьерра-Леоне в САХ (рис. 14). При этом необходимо отметить, что для обоих разломов характерно развитие обогащенных (возможно плюмовых) магматических систем [Simonov et al., 1999, 2009], отличающихся от обычных расплавов типа N-MORB, преобладающих в срединно-океанических хребтах.

На основе данных по составу расплавных включений (отвечающих по содержанию MgO в основном пикробазальтам) в хромшпинелидах было проведено моделирование по программе PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при давлении 8, 4, 2 и 1 кбар. Буфер QFM. Учитывалось содержание воды 0.4 мас. %. Расчеты показали, что при давлении 4–2 кбар температура ликвидусной кристаллизации минералов была следующая: клинопироксен – 1315–1245 °С, ортопироксен – 1325–1250 °С, хромшпинель – 1305–1265 °С.

Полученные данные согласуются с результатами расчетов на основе составов клинопироксенов и ортопироксенов по минералогическим термометрам и барометрам, проведенных ранее [Simonov et al., 2018] и показавших, что клинопироксениты Чаган-Узунского массива могли кристаллизоваться при температуре 1310–1205 °С (клинопироксен) и 1275–1165 °С (ортопироксен). В целом, учитывая результаты этих двух методик, можно сказать, что клинопироксениты Чаган-Узунского

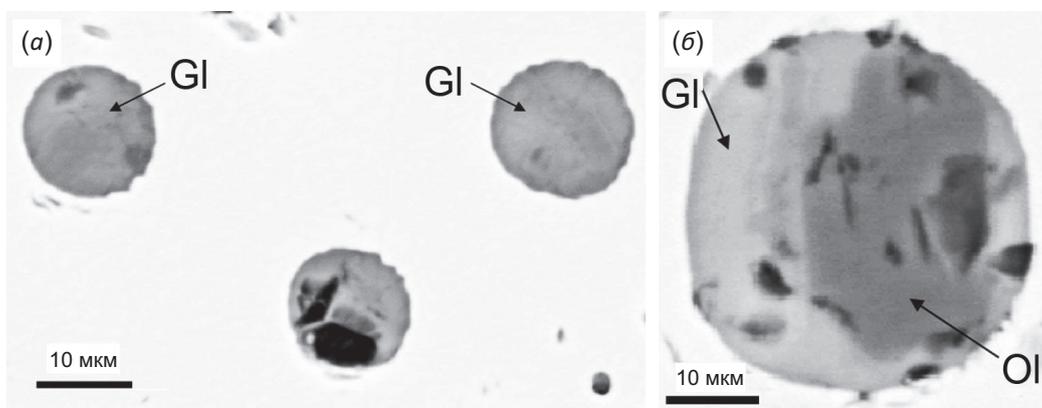


Рис. 13. Расплавные силикатные включения в хромшпинелидах из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива. Gl – закалочное стекло. Ol – оливин. Микроанализатор JEOL JXA-8100 SuperProbe.

Fig. 13. Melt silicate inclusions in Cr-spinels from clinopyroxenites of the Chagan-Uzun massif. Gl – tempered glass. Ol – olivine. Microanalyser JEOL JXA-8100 SuperProbe.

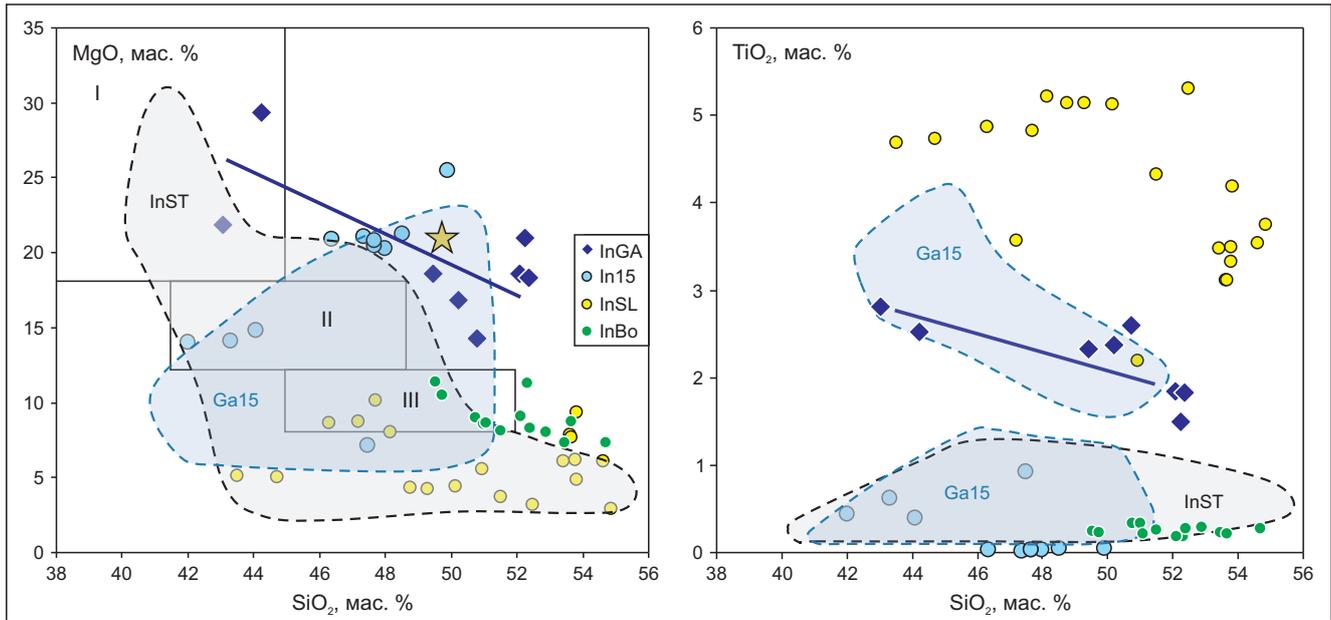


Рис. 14. Состав расплавных включений в хромшпинелидах из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива.

Расплавные включения в хромшпинелидах: из клинопироксенитов Чаган-Узунского массива (InGA), из перидотитов САХ (In15), из троктолитов САХ (InSL). Расплавные включения в клинопироксенах из бонинитов Горного Алтая (InBo). Поля составов: габбро САХ (Ga15) и расплавных включений в хромшпинелидах из офиолитов Южной Тувы (InST). Породы: I – пикриты, II – пикробазальты, III – магниезальные базальты. Звездочка – клинопироксенит Чаган-Узунского массива. Рисунок построен с использованием данных из работ [Simonov et al., 1999, 2009; Petrographic Code..., 2009].

Fig. 14. Composition of melt inclusions in Cr-spinels from clinopyroxenites of the Chagan-Uzun massif.

Melt inclusions in Cr-spinels: from clinopyroxenites of the Chagan-Uzun massif (InGA), from peridotites of the MAR (In15), from troctolites of the MAR (InSL). Melt inclusions in clinopyroxene from boninites of Gorny Altai (InBo). Compositional fields: gabbro of the MAR (Ga15) and melt inclusions in Cr-spinels from the ophiolites of Southern Tuva (InST). Rocks: I – picrites, II – picrobasalts, III – magnesian basalts. Star – clinopyroxenite of the Chagan-Uzun massif. Drawn with information use [Simonov et al., 1999, 2009; Petrographic Code..., 2009].

массива кристаллизовались из расплава при температуре 1315–1245 °С и давлении 4–2 кбар.

Данные параметры свидетельствуют о формировании клинопироксенитов в интрузивной камере на глубине около 12–6 км. В связи с этим было проведено расчетное моделирование по программе PLUTON [Lavrenchuk, 2004]. Основой расчетов послужили валовые химические составы включений (отвечающих по содержанию MgO пикритам) с оливинами. Давление задавалось 3.3 кбар. H₂O – 0.4 мас. % Буфер QFM. Расчеты фракционной кристаллизации показали, что оливин образуется из пикритовых расплавов в интервале 1430–1220 °С, а сразу же после него (начиная с 1220 °С) кристаллизуется клинопироксен при снижении температуры до 1100 °С. В других случаях клинопироксен может кристаллизоваться одновременно с оливином начиная с температур 1255 °С или синхронно с ортопироксеном – с 1290 °С.

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Всесторонние (петрохимические, геохимические, минералогические, термобарогеохимические) исследования и расчетное моделирование дали возможность не только определить палеогеодинамические особенности генезиса ультрамафитов (гарцбургитов и клинопироксенитов) Чаган-Узунского массива (офиолиты

Горного Алтая), но и установить РТ-параметры магматических и метаморфических процессов формирования и преобразования этих пород.

В целом, было выяснено, что рассмотренные ультрамафиты (гарцбургиты и клинопироксениты) Чаган-Узунского массива формировались в основном в палеогеодинамических условиях древнего срединно-океанического хребта. При этом физико-химические параметры образования этих двух типов пород были различны.

Гарцбургиты Чаган-Узунского массива. Полученные данные по редким элементам (Nb, Zr, Th, Hf, Yb), а также по оливинам, ортопироксенам и хромшпинелидам (в сравнении с данными по гипербазитам современных океанов), свидетельствуют о формировании первоначального облика гарцбургитов Чаган-Узунского массива в условиях срединно-океанического хребта, что согласуется с особенностями происхождения перидотитов из офиолитов Полярного Урала и Северной Монголии [Gornova, 2011; Batanova et al., 2011].

Было выяснено, что по геохимическим и минералогическим данным гарцбургиты являются мантийными реститами с достаточно высокой степенью (15–20 %) частичного плавления, характерной для гипербазитов современных срединно-океанических хребтов. В результате этого плавления мантии происходило

образование первичных расплавов и сосуществующих с ними гарцбургитовых реститов. Полученные нами данные не позволяют однозначно определить составы этих первичных расплавов, которые наиболее вероятно были близки самому распространенному типу магм в срединно-океанических хребтах – N-MORB. Об этом свидетельствует, в частности, тесная ассоциация ультрамафитов Чаган-Узунского массива с базальтами типа N-MORB (см. рис. 1).

В то же время мы можем оценить РТ-параметры этих первичных мантийных магм. В частности, расчеты с помощью программы [Schilling et al., 1995] на основе составов пород дайкового габбро-диабазового комплекса (прорывающего ультрабазиты Чаган-Узунского массива) и базальтов (располагающихся рядом с ультраосновным массивом) показали близкие и весьма высокие температуры плавления мантии с образованием первичных расплавов (и соответственно гипербазитовых реститов) – 1490–1350 °С. Также результаты оригинальных исследований образцов пород (собранных при непосредственном участии одного из авторов статьи в Центральной Атлантике) с помощью программы [Schilling et al., 1995] на основе составов базальтовых стекол и расплавных включений свидетельствуют о существовании высоких параметров генерации глубинных расплавов в районах разломов Вима (1500–1400 °С) и 15°20' (1470–1440 °С) в САХ [Simonov et al., 2003; и др.]. Высокие (более 1400 °С) температуры плавления мантии под САХ определены и другими исследователями [Niu, Batiza, 1991; Schilling et al., 1995]. Необходимо отметить, что, учитывая наличие в офиолитах Горного Алтая бонинитов, было бы интересно провести сравнение с данными по срединно-океаническим хребтам Тихого океана. К сожалению, у нас нет соответствующей информации, а публикации других исследователей содержат в основном данные о РТ-параметрах генерации глубинных расплавов в срединно-океанических хребтах Атлантического океана.

Приведенные выше высокие температуры (до 1470–1500 °С) образования ультрабазитовых реститов подтверждаются нашими исследованиями составов минералов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива. В частности, использование составов микровключений оливина (Прил. 1, табл. 3) в хромшпинелидах и самих хромитов-хозяинов дало возможность с помощью минералогического (Ol–Sp) геотермометра [Coogan et al., 2014] оценить температуру формирования гарцбургитов. Необходимо отметить, что в данном случае мы фиксируем параметры равновесия составов хромшпинелида и находящегося в нем оливина. При этом данная ситуация является идеальным случаем для применения этого метода, так как хромшпинелид надежно защищает включения оливина от внешнего воздействия, в том числе и от вторичных процессов. Таким образом, соотношения составов минералов сохраняются, несмотря на последующую длительную историю. В целом проведенные расчеты по геотермометру [Coogan et al., 2014] показали высокую температуру

кристаллизации оливинов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива – 1520–1420 °С.

Как было отмечено выше, по соотношениям индикаторных редких элементов гарцбургиты Чаган-Узунского массива принадлежат к океаническим (абиссальным) перидотитам. В то же время они имеют U-образные спектры распределения РЗЭ, аналогичные по форме графикам бонинитов из примитивных островных дуг типа Идзу-Бонинской и располагающиеся между графиками океанических гипербазитов и островодужных надсубдукционных перидотитов. Данные геохимические особенности свидетельствуют, наиболее вероятно, о воздействии на гарцбургиты Чаган-Узунского массива бонинитовых расплавов, участвовавших в формировании бонинитосодержащих курайских офиолитов, образующих совместно с чаган-узунскими офиолитами фактически единую офиолитовую ассоциацию Горного Алтая [Dobretsov et al., 1992; Simonov, 1993; Buslov et al., 1998], для которых характерны именно такие формы графиков. Необходимо подчеркнуть, что взаимодействие мантийных перидотитов с бонинитовыми магмами отмечено и для других офиолитовых ассоциаций. В частности, подобные ситуации установлены в случае офиолитов Полярного Урала [Belousov, 2012; Batanova et al., 2011] и Северной Монголии [Gornova, 2011]. Предполагается, что эти процессы происходили в преддуговой мантии в ходе начальных стадий субдукции [Pearce et al., 1992; Batanova et al., 2011; Morishita et al., 2011].

Клинопироксениты Чаган-Узунского массива существенно отличаются от гарцбургитов по условиям формирования. Прежде всего, присутствие в хромшпинелидах из этих пород первичных силикатных включений, отвечающих по всем характеристикам включениям расплавов, свидетельствует о магматогеменном генезисе рассмотренных клинопироксенитов. Эти факты имеют большое значение в связи с тем, что, судя по предыдущим публикациям, в генезисе офиолитовых пироксенитов могут участвовать как расплавы, так и растворы. В частности, результаты наших исследований свидетельствуют о том, что некоторые пироксениты формировались при активном участии гидротермальных растворов [Simonov, 1993]. В работе [Dobretsov, Zonenshain, 1985] отмечено, что среди офиолитовых ультрамафитов переходного комплекса можно выделить кумуляты (дуниты-верлиты, верлиты-троктолиты) и реакционную верлит-пироксенитовую зону. Некоторые исследователи [Pinus, Kolesnik, 1966; Uspensky, 1968; Gavrilova, 1977; и др.] достаточно обоснованно доказывают метасоматическую природу пироксенитов и пироксенит-пегматитов. В связи с этим очень важны изученные нами расплавные включения, как прямые свидетельства магматогеменного происхождения клинопироксенитов Чаган-Узунского массива.

В целом геохимические, минералогические и термобарогеохимические особенности позволяют говорить о сложной истории формирования и преобразования клинопироксенитов Чаган-Узунского массива,

сочетающей как океанические, так и субдукционные аспекты палеогеодинамических процессов.

Первоначальный облик клинопироксенитов формировался в палеогеодинамических условиях срединно-океанического хребта в процессах кристаллизации в магматической камере из пикритовых и пикробазальтовых расплавов (обладающих в основном «пироксенитовыми» составами с участием обогащенных плюмовых компонентов) при снижении температуры от 1315–1245 до 1205–1100 °С и давления от 4 до 2 кбар. В дальнейшем клинопироксениты (как и гарцбургиты) на начальной стадии развития зоны субдукции подвергались воздействию бонинитовых расплавов.

Исследования ультрамафитов Чаган-Узунского массива показали широкое развитие амфиболов как в случае гарцбургитов, так и в случае клинопироксенитов. Анализ составов амфиболов позволил установить достаточно высокие параметры метаморфических процессов преобразования гарцбургитов (5.1–1.9 кбар, 820–700 °С) и клинопироксенитов (2.6–1.4 кбар и 740–680 °С) Чаган-Узунского массива, характерные для ультрабазитов из современных срединно-океанических хребтов. При этом процессы «океанического» метаморфизма ультрамафитов Чаган-Узунского массива происходили в подводных условиях как на этапе срединно-

океанического хребта, так и на начальных стадиях развития зоны субдукции.

В целом, проведенные исследования дали возможность уточнить палеогеодинамические особенности магматических и метаморфических процессов формирования ультрамафитов из офиолитов Горного Алтая, протекавших на ранних стадиях их развития в условиях открытого океана. Первоначальное образование тектонизированных перидотитов (реститов), представленных в Чаган-Узунском массиве гарцбургитами, происходило в условиях срединно-океанического хребта (этап I на рис. 15). На этой же стадии в условиях срединно-океанического хребта происходила кристаллизация клинопироксенитов в магматической камере из пикритовых и пикробазальтовых расплавов с участием обогащенных плюмовых компонентов. При этом часть сформировавшихся гарцбургитов и пироксенитов была подвержена «океаническому» метаморфизму с кристаллизацией соответствующих амфиболов.

Образовавшиеся офиолиты (содержащие гарцбургиты и пироксениты) совместно с участком океанической плиты двигались в сторону от срединно-океанического хребта, и на следующем этапе своего развития (II на рис. 15) все еще в океанической обстановке они попадают в область зарождения зоны субдукции и начала

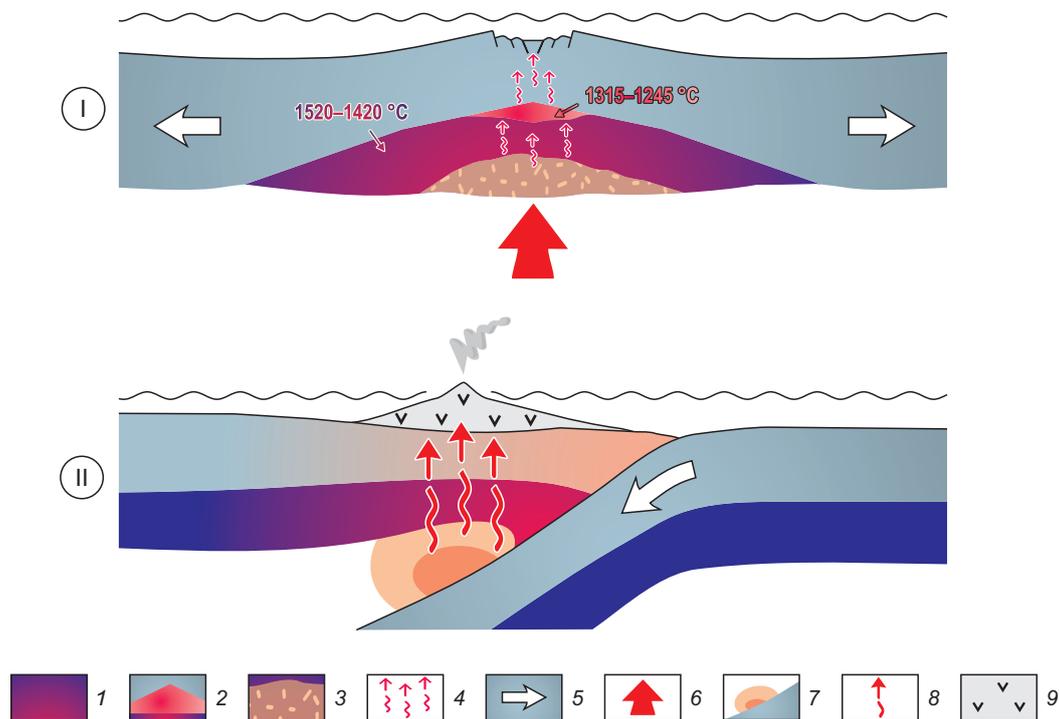


Рис. 15. Палеогеодинамическая модель формирования ультрамафитов Чаган-Узунского массива.

I – этап развития срединно-океанического хребта, II – этап зарождения зоны субдукции в интраокеанических условиях. 1 – гарцбургиты; 2 – магматическая камера с кристаллизующимися клинопироксенитами; 3 – ультраосновная мантия – источник расплавов; 4 – движение расплавов; 5 – океаническая плита; 6 – подъем глубокого мантийного материала; 7 – зоны плавления; 8 – подъем бонинитовых расплавов; 9 – островная дуга с бонинитами.

Fig. 15. Paleogeodynamic model of the formation of ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif.

I – stage of development of the mid-oceanic ridge, II – stage of the origin of the subduction zone in intraoceanic conditions. 1 – harzburgites; 2 – magma chamber with crystallized clinopyroxenites; 3 – ultrabasic mantle – a source of melts; 4 – movement of melts; 5 – oceanic plate; 6 – rise of deep mantle material; 7 – zones of melting; 8 – rise of boninite melts; 9 – island arc with boninites.

развития бонинитового магматизма примитивной внутриокеанической островной дуги. В данной ситуации гарцбургиты и клинопироксениты Чаган-Узунского массива подвергались воздействию бонинитовых расплавов. При этом все происходило под толщей морской воды в геодинамической обстановке открытого океана и, соответственно, ультрамафиты продолжали находиться в сфере влияния «океанического» метаморфизма.

Подобные ситуации развития ультраосновных офиолитовых пород с формированием перидотитов в срединно-океанических хребтах и последующим воздействием на них бонинитовых расплавов приведены ранее для офиолитов Полярного Урала [Batanova et al., 2011] и Северной Монголии [Gornova, 2011].

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические и минералогические исследования свидетельствуют о том, что гарцбургиты Чаган-Узунского массива формировались как реститы при температуре около 1520–1420 °С в процессах частичного (15–20 %) плавления мантии под срединно-океаническим хребтом и были преобразованы в ходе эволюции палеоокеанических структур под воздействием магматических процессов на начальных стадиях субдукции и проявления бонинитового магматизма.

Данные по геохимии редких и редкоземельных элементов, а также по составам пироксенов и хромшпинелидов, совместно с результатами исследования расплавных включений в хромшпинелидах и расчетного моделирования, свидетельствуют о формировании клинопироксенитов чаган-узунских офиолитов в условиях срединно-океанического хребта в процессах кристаллизации пикритовых и пикробазальтовых расплавов при температуре 1315–1245 °С и давлении 4–2 кбар.

В результате изучения состава амфиболов установлены достаточно высокие параметры метаморфических процессов преобразования гарцбургитов (5.1–1.9 кбар, 820–700 °С) и клинопироксенитов (2.6–1.4 кбар и 740–680 °С) Чаган-Узунского массива, характерные для ультрабазитов из современных срединно-океанических хребтов.

Всесторонние (геохимические, минералогические и термобарогеохимические) исследования позволили выяснить последовательность палеогеодинамических процессов генезиса ультрамафитов Чаган-Узунского массива. Первоначальное формирование гарцбургитов в ходе частичного плавления мантии и кристаллизация клинопироксенитов в магматической камере происходили в условиях срединно-океанического хребта. На следующем этапе (все еще в океанической обстановке) ультрамафиты попадали в область зарождения зоны субдукции, где они подвергались воздействию бонинитовых расплавов.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuz'min M.I., Tomurtoogo O., Tomurhuu D., 2001. Boninites of Dzhida Calendes Zone, North Mongolia. *Doklady Earth Sciences* 377, 526–530

(in Russian) [Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Доклады АН. 2001. Т. 377. №. 4. С. 526–529].

Antsiferova T.N., 2006. Petrological-Mineralogical Features of Hyperbasites of the Ospinsky Massif (East Sayan). PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Ulan-Ude, 172 p. (in Russian) [Анциферова Т.Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2006. 172 с.].

Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V., 2011. Consequences of Channelized and Diffuse Melt Transport in Supra-Subduction Zone Mantle: Evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals). *Journal of Petrology* 52 (12), 2483–2521. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr053>.

Bazylev B.A., 2003. Petrology and Geochemistry of Oceanic and Alpine-Type Spinel Peridotites in Relation to the Problem of Mantle Substance Evolution. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 49 p. (in Russian) [Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 49 с.].

Belousov I.A., 2012. Petrology and Geochemistry of the Rocks in the Mantle Cross-Section of the Voikar-Syninsky Massif, Polar Ural. PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Moscow, 268 p. (in Russian) [Белоусов И.А. Петрология и геохимия пород мантийного разреза Войкар-Сыньинского массива, Полярный Урал: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2012. 268 с.].

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E., 2006. Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge). *Journal of Petrology* 47 (4), 745–771. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi092>.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A., 1993. Geology and Tectonics of Gorny Altai. In: *Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean. Guidebook for the Post-Symposium Excursion of the 4-th International Symposium of IGCP Project 283*. Novosibirsk, 122 p.

Buslov M.M., Safonova I.Yu., Bobrov V.A., 1998. New Data on Geochemistry of Bononites from the Kurai Ophiolites of the Gorny Altai. *Doklady Earth Sciences*, 361 (2), 244–247 (in Russian) [Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Новые данные по геохимии бонинитов из курайских офиолитов Горного Алтая // Доклады АН. 1998. Т. 361. № 2. С. 244–247].

Buslov M.M., Watanabe T., 1996. Intrasubduction Collision and Its Role in the Evolution of an Accretionary Wedge: the Kurai Zone of Gorny Altai, Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 37 (1), 82–93 (in Russian) [Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93].

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N., 2014. Aluminum-In-Olivine Thermometry of Primitive Basalts: Evidence

of an Anomalous Hot Mantle Source for Large Igneous Provinces. *Chemical Geology* 368, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu., 2011. Petrolog 3: Integrated Software for Modeling Crystallization Processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (7). <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>.

Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Medvedev V.N., Sklyarov E.V., 1985. Ophiolites and Olistostromes of the East Sayan. In: *Riphean–Lower Paleozoic Ophiolites of North Eurasia*. Nauka, Novosibirsk, p. 34–58 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58].

Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Sklyarov E.V., Medvedev V.N., 1986. Marianite-Boninite Series and Evolution of Ophiolite Magmatism of the East Sayan. *Russian Geology and Geophysics* 12, 29–35 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр 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 Paleoasian Ocean at the Vendian–Cambrian Stage of Its Evolution. *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 Ophiolite of the Gorny Altai. *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., Zonenshain L.P., 1985. Comparison of the Riphean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia. In: N.L. Dobretsov (Ed.), *Riphean – Lower Paleozoic Ophiolites of North Eurasia*. Nauka, Novosibirsk, p. 181–191 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–191].

Gavrilova S.N., 1977. Petrological-Mineralogical Features of Hyperbasites of the Pai-Er Massif (Polar Ural). Nauka, Moscow, 146 p. (in Russian) [Гаврилова С.Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). М.: Наука, 1977. 146 с.].

Gornova M.A., 2011. Geochemistry and Petrology of Super-Subduction Peridotites. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Irkutsk, 300 p. (in Russian) [Горнова М.А. Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 300 с.].

Hirose K., Kawamoto T., 1995. Hydrous Partial Melting of Lherzolite at 1 GPa: The Effect of H₂O on the Genesis of Basaltic Magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133 (3–4), 463–473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00096-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U).

Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., 1992. Petrological Studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite

Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 125. P. 445–485.

Jaques A.L., Green D.H., 1980. Anhydrous Melting of Peridotite at 0–15 Kbar Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 287–310. <https://doi.org/10.1007/BF00381447>.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., 2001. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: An Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology* 42 (4), 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.

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 (in Russian) [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]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0336>.

Kulikova A.V., 2018. Formation Conditions for Basite-Ultrabasite and Metabasite Complexes of the Kurai Accretion Zone (Gorny Altai). PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 173 p. (in Russian) [Куликова А.В. Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 173 с.].

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 Paleospreiding. GEOS, Moscow, 294 p. (in Russian) [Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.].

Kuznetsov V.A., 1948. Hyperbasite Belts of the Altai-Sayan Mountains. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 60 (2), 269–271 (in Russian) [Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Доклады АН СССР. 1948. Т. 60. № 2. С. 269–271].

Kuznetsov P.P., Simonov V.A., 1976. Some Features of the Structure of the Chaganuzun Hyperbasite Massif (Gorny Altai). *Russian 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].

Lavrenchuk A.V., 2004. PLUTON Software for Calculation of Intrachamber Differentiation of Basic Magma. In:

Proceedings of 2nd Youth Siberian International Conference on Earth's Science (December 1–3, 2004). Novosibirsk, p. 105–106 (in Russian) [Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (1–3 декабря 2004 г.). Новосибирск, 2004. С. 105–106].

Malpas J.G., Stevens R.K., 1977. The Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite, with Examples from Western Newfoundland. *Geotectonics* 11, 453–466.

McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., 1992. Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the Evolution of the Mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (3), 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I).

Morishita T., Tani K., Shukuno H., Harigane Y., Tamura A., Kumagai H., Hellebrand E., 2011. Diversity of Melt Conduits in the Izu-Bonin-Mariana Forearc Mantle: Implications for the Earliest Stage of Arc Magmatism. *Geology* 39 (4), 411–414. <https://doi.org/10.1130/G31706.1>.

Niu Y., 2004. Bulk-Rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes beneath Mid-Ocean Ridges. *Journal of Petrology* 45 (12), 2423–2458. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh068>.

Niu Y., Batiza R., 1991. An Empirical Method for Calculating Melt Compositions Produced beneath Mid-Ocean Ridges: Application for Axis and Offaxis (Seamounts) Melting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B13), 21753–21777. <https://doi.org/10.1029/91JB01933>.

Palandzhyan S.A., 1992. Typification of Mantle Peridotites in Accordance with Geodynamic Settings of Formation. North East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, 104 p. (in Russian) [Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.].

Parkinson I.J., Pearce J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology* 39 (9), 1577–1618. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.9.1577>.

Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R.J., Murton B.J., Ishii T., Peate D.W., Parkinson I.J., 1992. Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): A Case Study of Magma Genesis during the Initial Stages of Subduction. In: Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. Vol. 125. P. 623–659. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.172.1992>.

Peive A.A., Savelyeva G.N., Skolotnev S.G., Simonov V.A., 2001. Structure and Deformations of the Crust-Mantle Boundary Region in the Vema Fault, Central Atlantic. *Geotectonics* 1, 16–35 (in Russian) [Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение и деформации пограничной зоны кора – мантия в разломе Вема, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35].

Petrographic Code of Russia: Magmatic, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations, 2009. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].

Pinus G.V., Kolesnik Yu.N., 1966. Alpine-Type Hyperbasite Rocks of the Southern Siberia. Nauka, Moscow, 211 p. (in Russian) [Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.].

Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M., 1958. Hyperbasites of the Altai-Sayan Folded Area. Gosgeoltekhizdat, Moscow, 295 p. (in Russian) [Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.].

Savelieva G.N., 1987. Gabbro-Ultrabasic Complexes of the Ural Ophiolites and Their Analogues in the Modern Oceanic Crust. Nauka, Moscow, 246 p. (in Russian) [Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.].

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>.

Schmidt M.W., 1992. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al-in-Hornblende Barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.

Simonov V.A., 1993. Petrogenesis of Ophiolites (Thermobarogeochemical Studies). United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, 247 p. (in Russian) [Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.].

Simonov V.A., Dobretsov N.L., Buslov M.M., 1994. Boninite Series in the Structures of the Paleo-Asian Ocean. *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., Glazyrin Yu.E., Kovyazin S.V., Peive A.A., 2003. Evolution of Deep-Seated Melts in the Vema Transform Fault Zone (Central Atlantic). In: *Metallogeny of Ancient vs. Modern Oceans-2003. Formation and Exploration of Deposits in the Island-Arc Systems*. Proceedings of the 9th Student Scientific School (April 22–24, 2003). Publishing House of the Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, p. 23–28 (in Russian) [Симонов В.А., Глазырин Ю.Е., Ковязин С.В., Пейве А.А. Эволюция глубинных расплавов в зоне трансформного разлома Вема (Центральная Атлантика) // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах: Материалы девятой научной студенческой школы (21–24 апреля 2003 г.).

Миасс: Изд-во Института минералогии УрО РАН, 2003. С. 23–28].

Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peive A.A., 1999. Petrology and Geochemistry of Geodynamic Processes in Central Atlantic. Publishing House of SPC UIGGM SB RAS, Novosibirsk, 224 p. (in Russian) [Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999. 224 с.].

Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Korolyuk V.N., Stupakov S.I., 2018. Physical-Chemical Conditions of Magmatic Processes of Pyroxenite Formation in Ophiolite Associations. In: Correlation between Altaids and Uralids, Deep Structure of the Lithosphere, Stratigraphy, Magmatism, Metamorphism, Geodynamics and Metallogeny. Proceedings of the IV International Scientific Conference (April 2–6, 2018). Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 139–141 (in Russian) [Симонов В.А., Котляров А.В., Королюк В.Н., Ступаков С.И. Физико-химические условия магматических процессов формирования пироксенитов в офиолитовых ассоциациях // Корреляция алтаид и уралид, глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: Материалы IV Международной научной конференции (2–6 апреля 2018 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 139–141].

Simonov V.A., Kulikova A.V., Kotlyarov A.V., Volkova N.I., 2017. Oceanic Metamorphism of Ultramafites from the Ophiolites of Gorny Altai. In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 17–20, 2017). Iss. 15. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 249–251 (in Russian) [Симонов В.А., Куликова А.В., Котляров А.В., Волкова Н.И. Океанический метаморфизм ультрамафитов из офиолитов Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2017 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 249–251].

Simonov V.A., Kurenkov S.A., Stupakov S.I., 1998. Boninite Series in Paleospreiding Complexes of Polar Ural. Doklady Earth Sciences 361 (2), 232–235 (in Russian) [Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Бонинитовые серии в палеоспрединговых комплексах Полярного Урала // Доклады РАН. 1998. Т. 361. № 2. С. 232–235].

Simonov V.A., Kuznetsov P.P., 1991. Boninites in the Vendian-Cambrian Ophiolites of the Gorny Altai. Doklady of the USSR Academy of Sciences 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., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V., 2011. Genesis of Platiniferous Massifs in the Southeastern Siberian Platform. Petrology 19, 549–567. <https://doi.org/10.1134/S0869591111050043>.

Simonov V.A., Sharkov E.V., Kovyazin S.V., 2009. Petrogenesis of the Fe-Ti Intrusive Complexes in the Sierra Leone Region, Central Atlantic. Petrology 17, 488–502. <https://doi.org/10.1134/S086959110905004X>.

Sklyarov E.V. (Ed.), 2001. Metamorphism and Tectonics. Textbook. Internet Engineering, Moscow, 216 p. (in Russian) [Метаморфизм и тектоника: Учебное пособие / Ред. Е.В. Скляр. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 216 с.].

Sklyarov E.V., Dobretsov N.L., 1987. Metamorphism of Ancient Ophiolites of Eastern and Western Sayan. Russian Geology and Geophysics 2, 3–14 (in Russian) [Скляр Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3–14].

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 Palaeo-Asian Ocean. Proceedings of the 29th International Geological Congress (August 24 – September 3, 1992, Kyoto, Japan). Part B. VSP, Utrecht, Netherlands, p. 85–98.

Sobolev A.V., Nikogosyan I.K., 1994. Petrology of Magmatism of Long-Lived Mantle Plumes: Hawaii Islands (Pacific Ocean) and Reunion Island (Indian Ocean). Petrology 2 (2), 131–168 (in Russian) [Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131–168].

Uspensky N.M., 1968. Nongranite Pegmatites. Nedra, Moscow, 334 p. (in Russian) [Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1968. 344 с.].

Yavuz F., 2007. WinAmphcal: A Windows Program for the IMA-04 Amphibole Classification. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (1). <https://doi.org/10.1029/2006GC001391>.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., 1978. Khan-Taishir Ophiolite Complex of West Mongolia and the Ophiolite Problem. Geotectonics 1, 19–42 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. Т. 1. С. 19–42].

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1. Представительные анализы (мас. %) ультрамафитов Чаган-Узунского массива
Table 1. Representative analyses (wt. %) of ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	1	2	3	4	5	6	№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ обр.	C-29	C-31	C-33	C-34	C-37	C-36	№ обр.	C-29	C-31	C-33	C-34	C-37	C-36
SiO ₂	39.90	39.59	40.17	39.09	41.09	49.76	Y	0.42	0.15	0.11	0.10	0.16	3.84
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09	Zr	0.97	0.17	0.20	0.20	0.27	2.03
Al ₂ O ₃	1.83	1.28	1.24	1.14	1.43	3.63	Nb	0.34	0.06	0.07	0.07	0.09	0.27
Cr ₂ O ₃	0.35	0.41	0.41	0.34	0.41	1.00	Mo	0.29	0.10	0.12	0.16	0.16	0.48
Fe ₂ O ₃	8.60	6.41	7.93	7.70	7.79	4.79	Sn	0.07	0.03	0.03	0.04	0.06	0.10
MnO	0.12	0.09	0.11	0.11	0.11	0.10	Sb	0.07	0.04	0.05	0.04	0.08	0.11
MgO	41.63	38.69	39.78	39.71	38.77	21.32	Cs	0.013	0.005	0.132	0.088	0.014	0.010
CaO	1.26	0.85	1.36	0.96	1.33	16.71	Ba	16.1	25.9	7.3	16.8	6.5	17.1
Na ₂ O	0.18	0.05	0.05	0.10	0.07	0.27	La	0.120	0.020	0.030	0.025	0.042	0.238
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	Ce	0.237	0.035	0.052	0.052	0.078	0.740
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	Pr	0.029	0.004	0.006	0.005	0.011	0.137
NiO	0.30	0.25	0.26	0.26	0.25	0.09	Nd	0.122	0.016	0.025	0.022	0.040	0.764
П.п.п.	5.68	12.04	7.76	9.69	7.88	1.13	Sm	0.033	0.004	0.005	0.005	0.009	0.290
Сумма	99.91	99.69	99.12	99.13	99.19	98.95	Eu	0.011	0.001	0.001	0.002	0.002	0.090
							Gd	0.036	0.007	0.006	0.009	0.014	0.441
Li	2.09	0.41	2.78	4.85	1.65	1.43	Tb	0.007	0.001	0.001	0.001	0.003	0.088
Be	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.05	Dy	0.060	0.012	0.011	0.012	0.019	0.595
Sc	12	12	11	10	12	52	Ho	0.014	0.005	0.004	0.004	0.005	0.141
Ti	134	23	19	34	41	775	Er	0.054	0.025	0.016	0.014	0.031	0.469
V	53	50	45	29	48	205	Tm	0.010	0.005	0.004	0.003	0.006	0.068
Cr	2822	3432	3172	2745	2983	7882	Yb	0.075	0.054	0.032	0.033	0.056	0.464
Co	135	153	122	117	119	55	Lu	0.014	0.008	0.007	0.005	0.008	0.066
Ni	2727	2409	2434	2408	2338	1006	Hf	0.039	0.007	0.009	0.006	0.011	0.123
Cu	3.37	1.35	3.15	8.41	10.17	270.19	Ta	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002
Zn	49	47	48	44	43	24	W	2.61	0.12	0.13	0.56	1.41	2.92
Ga	1.01	0.86	0.92	0.90	1.02	2.88	Tl	0.022	0.008	0.004	0.019	0.003	0.026
Ge	0.83	1.00	0.92	0.89	0.94	1.85	Pb	0.11	0.29	0.06	0.03	0.15	0.69
Rb	0.35	0.06	0.12	0.34	0.18	0.36	Th	0.032	0.006	0.010	0.005	0.011	0.034
Sr	17.2	0.8	10.1	3.4	2.0	11.4	U	0.014	0.004	0.002	0.001	0.003	0.016

Примечание. 1-5 – гарцбургиты; 6 – клинопироксенит. Петрохимические компоненты – мас. %. Редкие и редкоземельные элементы – ppm.
 Note. 1-5 – harzburgites; 6 – clinopyroxenite. Petrochemical components – wt. %. Rare and rare earth elements – ppm.

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) оливинов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива
Table 2. Representative analyses (wt. %) of olivine from harzburgites of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	4	40.77	0.02	0.00	9.03	0.11	49.20	0.00	0.42	99.55	90.18
2	8	41.20	0.01	0.00	9.09	0.14	49.64	0.00	0.45	100.53	90.15
3	9	41.12	0.02	0.00	9.04	0.13	49.76	0.00	0.41	100.47	90.26
4	11	41.50	0.01	0.00	8.89	0.12	49.39	0.07	0.42	100.39	90.26
5	14	40.83	0.00	0.01	9.16	0.11	49.56	0.00	0.40	100.07	90.14
6	16	40.74	0.01	0.00	9.01	0.14	49.00	0.00	0.38	99.28	90.17
7	18	41.23	0.01	0.00	9.03	0.13	50.06	0.01	0.41	100.87	90.32
8	20	41.09	0.01	0.02	9.12	0.14	49.31	0.00	0.40	100.08	90.11
9	22	41.47	0.01	0.00	9.09	0.11	49.84	0.00	0.41	100.93	90.25
10	27	41.29	0.01	0.00	8.99	0.12	50.00	0.00	0.36	100.77	90.40
11	28	40.61	0.01	0.01	9.28	0.12	49.46	0.00	0.37	99.85	90.04
12	33	41.10	0.00	0.00	9.27	0.12	49.72	0.00	0.37	100.58	90.09
13	34	41.08	0.00	0.01	9.36	0.12	49.49	0.02	0.40	100.49	89.91
14	36	41.28	0.00	0.00	9.33	0.13	49.59	0.01	0.42	100.76	89.95
15	38	40.74	0.00	0.00	9.36	0.13	49.08	0.00	0.38	99.69	89.87
16	41	40.45	0.00	0.00	9.30	0.12	49.14	0.00	0.40	99.41	89.93
17	44	40.89	0.01	0.00	9.23	0.12	49.70	0.00	0.38	100.33	90.11
18	48	40.42	0.00	0.00	9.31	0.12	49.02	0.00	0.39	99.27	89.91
19	49	40.82	0.00	0.00	9.31	0.12	49.06	0.00	0.39	99.70	89.92
20	51	40.77	0.00	0.01	9.21	0.11	49.70	0.01	0.38	100.19	90.13
21	55	40.74	0.00	0.00	8.90	0.11	50.08	0.00	0.36	100.18	90.51
22	56	41.04	0.01	0.00	8.88	0.10	49.80	0.00	0.34	100.16	90.51
23	60	41.27	0.00	0.00	9.01	0.14	49.77	0.00	0.38	100.57	90.31
24	67	40.90	0.00	0.00	8.94	0.09	50.10	0.00	0.36	100.39	90.50
25	72	41.09	0.00	0.00	8.86	0.11	49.93	0.00	0.38	100.37	90.51
26	76	41.13	0.00	0.02	8.83	0.10	50.11	0.00	0.38	100.57	90.57
27	77	40.77	0.00	0.00	8.84	0.09	49.57	0.00	0.35	99.63	90.50
28	78	41.16	0.00	0.00	9.06	0.10	49.80	0.00	0.39	100.52	90.29
29	79	41.01	0.01	0.00	9.13	0.11	50.06	0.01	0.38	100.70	90.27
30	81	40.92	0.01	0.00	9.05	0.13	49.50	0.00	0.36	99.97	90.25
31	85	40.91	0.01	0.00	9.31	0.13	49.58	0.00	0.36	100.31	90.02
32	87	41.19	0.01	0.00	9.03	0.12	49.96	0.00	0.36	100.67	90.36
33	89	41.04	0.01	0.00	9.19	0.12	49.89	0.01	0.37	100.62	90.19
34	94	40.90	0.01	0.00	8.97	0.12	49.71	0.01	0.39	100.10	90.34
35	95	40.72	0.01	0.00	9.24	0.13	49.72	0.01	0.37	100.20	90.09
36	99	40.85	0.00	0.00	9.27	0.12	49.62	0.00	0.36	100.22	90.08
37	101	41.09	0.00	0.00	9.33	0.11	49.67	0.00	0.39	100.59	90.01
38	102	41.24	0.00	0.00	9.10	0.12	49.97	0.00	0.38	100.81	90.28
39	104	41.26	0.00	0.00	9.21	0.11	49.79	0.00	0.36	100.73	90.18
40	105	41.04	0.00	0.00	9.12	0.12	49.79	0.00	0.37	100.44	90.24

Примечание. 1–40 – оливины из гарцбургитов: образец C-34 (1–10), образец C-33 (11–20), образец C-37 (21–29), образец C-29 (30–40). Fo – форстеритовый компонент.

Note. 1–40 – olivines from harzburgites: sample C-34 (1–10), sample C-33 (11–20), sample C-37 (21–29), sample C-29 (30–40). Fo – forsterite component.

Таблица 3. Представительные анализы (мас. %) включений оливина в хромшпинелидах из гарцбургитов Чаган-Узунского массива**Table 3.** Representative analyses (wt. %) of olivine inclusions in Cr-spinels from harzburgites of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	51	41.01	0.00	0.17	0.72	7.77	0.13	49.92	0.01	0.43	100.17	91.44
2	52	41.14	0.00	0.22	0.70	8.00	0.12	50.21	0.01	0.41	100.81	91.30
3	53	40.88	0.02	0.17	0.72	7.57	0.12	51.25	0.02	0.45	101.18	91.82
4	56	41.15	0.00	0.17	0.84	7.40	0.12	50.15	0.03	0.47	100.33	91.77
5	57	41.38	0.00	0.15	0.77	7.49	0.12	50.80	0.01	0.49	101.21	91.80
6	58	41.11	0.02	0.20	0.72	7.86	0.14	50.26	0.02	0.43	100.76	91.39
7	59	41.12	0.00	0.17	0.91	7.36	0.12	50.62	0.00	0.50	100.79	91.90
8	62	41.39	0.00	0.14	0.77	7.40	0.09	50.44	0.02	0.49	100.74	91.84
9	63	41.03	0.00	0.20	0.48	7.72	0.10	49.95	0.02	0.43	99.91	91.52

Примечание. Образец С-37. Fo – форстеритовый компонент.

Note. Sample C-37. Fo – forsterite component.

Таблица 4. Представительные анализы (мас. %) ортопироксенов из гарцбургитов Чаган-Узунского массива**Table 4.** Representative analyses (wt. %) of orthopyroxenes from harzburgites of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#
1	5	56.88	0.00	0.30	0.06	5.74	0.00	36.45	0.45	0.00	0.01	99.90	91.88
2	8	58.57	0.01	0.06	0.04	5.75	0.00	36.27	0.06	0.00	0.00	100.76	91.83
3	20	57.62	0.01	0.10	0.05	5.91	0.00	35.63	0.03	0.00	0.00	99.34	91.48
4	21	57.12	0.01	0.16	0.05	5.85	0.00	35.78	0.03	0.00	0.00	99.00	91.60
5	22	57.67	0.00	0.10	0.08	5.95	0.00	35.40	0.03	0.00	0.01	99.24	91.38
6	23	57.37	0.01	0.11	0.09	5.82	0.00	34.90	0.03	0.00	0.00	98.33	91.44
7	24	57.50	0.01	0.13	0.08	5.79	0.00	35.88	0.02	0.00	0.01	99.41	91.70
8	25	57.07	0.00	0.11	0.06	5.71	0.00	35.31	0.04	0.00	0.00	98.30	91.68
9	44	58.30	0.01	0.09	0.07	5.84	0.00	35.93	0.02	0.00	0.00	100.25	91.64
10	45	58.47	0.01	0.08	0.05	6.00	0.00	35.75	0.01	0.00	0.00	100.37	91.39
11	46	58.84	0.00	0.10	0.06	5.99	0.00	35.56	0.02	0.00	0.00	100.58	91.36
12	118	57.14	0.00	1.17	0.18	5.91	0.00	35.37	0.16	0.00	0.00	99.92	91.43
13	142	56.33	0.00	1.34	0.29	6.29	0.00	34.91	0.16	0.00	0.00	99.32	90.82
14	143	57.22	0.00	1.07	0.15	6.22	0.00	35.48	0.13	0.00	0.00	100.28	91.04
15	146	57.25	0.01	0.97	0.20	6.07	0.00	35.13	0.10	0.00	0.00	99.72	91.16
16	147	56.88	0.00	1.18	0.17	6.02	0.00	35.68	0.13	0.00	0.00	100.05	91.35
17	148	56.94	0.00	1.50	0.16	6.03	0.00	35.31	0.18	0.00	0.00	100.12	91.25
18	166	57.62	0.01	1.39	0.18	5.73	0.00	35.31	0.12	0.00	0.00	100.37	91.65
19	167	57.04	0.01	1.69	0.23	5.86	0.00	35.33	0.14	0.00	0.00	100.29	91.48
20	168	56.46	0.01	1.10	0.19	5.78	0.00	34.57	0.19	0.00	0.00	98.30	91.42
21	175	56.74	0.01	1.91	0.30	5.69	0.00	34.94	0.21	0.00	0.00	99.80	91.63
22	176	56.69	0.02	1.98	0.29	5.75	0.00	35.13	0.29	0.00	0.00	100.15	91.59
23	193	56.39	0.02	2.01	0.28	6.08	0.00	34.72	0.31	0.00	0.00	99.82	91.05
24	194	56.28	0.01	1.98	0.29	6.18	0.00	34.70	0.30	0.00	0.00	99.74	90.91
25	206	55.89	0.01	1.51	0.27	6.03	0.00	35.38	0.20	0.00	0.00	99.30	91.27
26	207	56.43	0.02	1.92	0.25	6.01	0.00	34.97	0.27	0.00	0.00	99.87	91.20
27	208	56.50	0.01	2.05	0.31	5.90	0.00	34.46	0.31	0.00	0.00	99.54	91.23

Примечание. 1–27 – ортопироксены из гарцбургитов: образец С-34 (1–11), образец С-33 (12–17), образец С-37 (18–22), образец С-29 (23–27). Mg#=100·Mg/(Mg+Fe).

Note. 1–27 – orthopyroxenes from harzburgites: sample C-34 (1–11), sample C-33 (12–17), sample C-37 (18–22), sample C-29 (23–27). Mg#=100·Mg/(Mg+Fe).

Таблица 5. Представительные анализы (мас. %) хромшпинелидов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива
Table 5. Representative analyses (wt. %) of Cr-spinels from ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#
1	38	н.о.	0.03	22.94	43.25	23.28	0.28	9.59	0.01	0.07	99.45	45.39	55.85
2	39	н.о.	0.04	29.31	36.56	21.42	0.25	11.38	0.00	0.08	99.04	51.99	45.56
3	41	н.о.	0.03	31.18	34.82	20.37	0.21	11.85	0.01	0.09	98.56	53.77	42.83
4	42	н.о.	0.03	38.10	28.46	17.32	0.17	14.44	0.01	0.14	98.67	62.72	33.38
5	44	н.о.	0.02	35.39	31.71	18.39	0.19	13.67	0.00	0.11	99.49	59.88	37.54
6	48	н.о.	0.03	35.59	31.54	17.66	0.18	13.86	0.01	0.10	98.97	60.81	37.28
7	49	н.о.	0.02	27.84	39.56	18.67	0.19	12.70	0.00	0.09	99.07	57.82	48.80
8	51	н.о.	0.04	32.29	35.10	17.36	0.19	13.77	0.02	0.14	98.90	61.34	42.17
9	53	н.о.	0.03	35.83	30.63	17.36	0.16	13.97	0.02	0.13	98.13	61.63	36.45
10	63	н.о.	0.02	37.20	29.99	17.75	0.18	14.04	0.00	0.13	99.31	61.02	35.10
11	65	н.о.	0.01	37.43	29.87	17.43	0.17	14.23	0.00	0.12	99.26	61.74	34.87
12	68	н.о.	0.02	34.38	32.68	18.55	0.18	13.63	0.00	0.11	99.54	59.88	38.94
13	72	н.о.	0.01	35.59	30.14	19.33	0.20	13.98	0.00	0.18	99.42	61.17	36.23
14	75	н.о.	0.01	39.23	25.43	20.32	0.20	13.68	0.00	0.15	99.02	59.28	30.31
15	81	н.о.	0.03	35.23	30.28	19.44	0.18	13.85	0.03	0.16	99.20	60.83	36.57
16	83	н.о.	0.02	36.31	28.85	19.68	0.22	13.69	0.15	0.17	99.09	60.27	34.77
17	88	н.о.	0.02	33.07	31.86	22.00	0.22	12.01	0.00	0.14	99.32	53.75	39.26
18	91	н.о.	0.01	38.08	27.53	19.08	0.20	14.33	0.01	0.19	99.43	62.01	32.66
19	92	н.о.	0.02	35.60	29.51	20.81	0.19	13.28	0.03	0.16	99.59	58.28	35.74
20	95	н.о.	0.03	32.69	32.08	21.22	0.22	12.65	0.00	0.15	99.05	56.60	39.70
21	101	н.о.	0.01	35.58	29.31	20.33	0.22	13.63	0.00	0.16	99.25	59.86	35.59
22	254	н.о.	5.36	6.95	41.35	29.95	0.27	15.36	н.о.	0.35	99.58	66.09	79.97
23	256	н.о.	5.06	6.70	42.12	29.39	0.30	15.22	н.о.	0.33	99.12	66.31	80.84
24	257	н.о.	4.82	6.81	42.88	29.13	0.31	14.98	н.о.	0.28	99.18	65.58	80.87
25	265	н.о.	1.73	18.51	37.39	28.97	0.31	12.60	н.о.	0.13	99.63	56.98	57.53
26	266	н.о.	2.80	14.23	34.72	34.66	0.36	12.27	н.о.	0.16	99.20	55.38	62.08
27	271	н.о.	5.33	6.88	41.19	29.89	0.31	15.33	н.о.	0.33	99.24	66.25	80.07
28	273	н.о.	5.24	6.85	41.12	29.91	0.27	15.20	н.о.	0.30	98.89	65.94	80.11
29	275	н.о.	5.03	6.78	41.88	29.62	0.31	15.14	н.о.	0.36	99.11	66.06	80.55
30	25	н.о.	0.07	35.17	30.59	20.66	0.37	12.19	0.13	0.04	99.22	54.34	36.85
31	27	н.о.	0.10	31.19	31.46	26.25	0.29	10.47	0.17	0.06	99.98	47.50	40.36
32	31	н.о.	0.10	33.67	29.99	24.10	0.30	11.22	0.15	0.06	99.58	50.35	37.40
33	33	н.о.	0.06	33.26	30.33	25.20	0.29	10.58	0.01	0.06	99.79	47.50	37.96
34	35	н.о.	0.05	35.34	29.60	22.32	0.23	11.80	0.01	0.08	99.43	52.27	35.97

Примечание. 1–21 – хромшпинелиды из гарцбургитов: образец C-33 (1–3), образец C-37 (4–12), образец C-29 (13–21). 22–34 – хромшпинелиды из клинопироксенита образца C-36. Mg#=100·Mg/(Mg+Fe²⁺). Cr#=100·Cr/(Cr+Al).

Note. 1–21 – Cr-spinels from harzburgites: sample C-33 (1–3), sample C-37 (4–12), sample C-29 (13–21). 22–34 – Cr-spinels from clinopyroxenite, sample C-36.

Таблица 6. Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из пироксенитов Чаган-Узунского массива
Table 6. Representative analyses (wt. %) of clinopyroxenes from pyroxenites of the Chagan Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#
1	51	54.11	0.03	0.76	0.13	1.90	0.00	17.68	24.16	0.00	0.00	98.78	94.31	10.43
2	52	53.79	0.06	0.91	0.14	1.95	0.00	17.49	24.25	0.00	0.00	98.59	94.11	9.21
3	53	54.13	0.05	0.96	0.16	1.90	0.00	17.65	24.13	0.00	0.00	98.98	94.30	10.02
4	64	53.96	0.06	0.92	0.16	1.99	0.00	18.04	24.25	0.00	0.00	99.38	94.17	10.32
5	65	53.90	0.06	0.89	0.23	1.96	0.00	18.17	24.32	0.01	0.00	99.54	94.29	14.85
6	66	54.41	0.03	0.63	0.10	1.91	0.00	17.96	24.68	0.00	0.00	99.72	94.37	9.21
7	73	54.24	0.03	0.45	0.12	2.14	0.00	18.17	24.10	0.01	0.00	99.26	93.80	14.95
8	81	54.17	0.02	0.70	0.09	2.01	0.00	18.10	24.46	0.00	0.00	99.56	94.13	8.08
9	84	54.26	0.06	0.64	0.14	2.03	0.00	18.05	24.36	0.02	0.00	99.55	94.06	12.69
10	85	54.65	0.03	0.32	0.11	2.05	0.00	18.29	24.32	0.02	0.01	99.80	94.08	19.14
11	89	54.20	0.05	0.92	0.16	1.95	0.00	17.83	24.23	0.00	0.00	99.34	94.22	10.59
12	90	54.06	0.04	0.89	0.18	1.93	0.00	18.09	24.08	0.00	0.00	99.27	94.35	11.79
13	92	53.96	0.05	0.83	0.15	1.91	0.00	17.98	24.03	0.01	0.00	98.93	94.37	10.95
14	94	54.07	0.04	0.84	0.16	1.89	0.00	18.09	24.12	0.00	0.00	99.20	94.46	11.14
15	95	53.68	0.05	0.81	0.15	1.89	0.00	17.87	24.24	0.00	0.00	98.70	94.40	11.26
16	96	53.99	0.04	0.83	0.15	1.95	0.00	18.06	24.26	0.00	0.00	99.28	94.29	10.67
17	97	54.10	0.04	0.85	0.15	1.95	0.00	18.12	24.13	0.00	0.00	99.33	94.30	10.27
18	105	53.90	0.04	0.90	0.17	1.93	0.00	17.89	24.20	0.00	0.00	99.03	94.29	11.22
19	107	54.10	0.05	0.78	0.15	1.92	0.00	17.82	24.44	0.00	0.00	99.25	94.30	11.41
20	108	53.78	0.05	0.77	0.16	1.96	0.00	17.98	24.23	0.00	0.00	98.92	94.24	11.95
21	109	53.91	0.05	0.90	0.18	2.00	0.00	17.93	24.10	0.00	0.00	99.06	94.11	11.83
22	112	53.44	0.04	0.89	0.16	1.90	0.00	17.86	23.76	0.00	0.00	98.06	94.37	10.74
23	113	53.68	0.05	0.92	0.19	1.93	0.00	17.93	24.05	0.00	0.00	98.75	94.30	12.29

Примечание. 1–23 – образец С-36. Mg#=100·Mg/(Mg+Fe²⁺). Cr#=100·Cr/(Cr+Al).
 Note. 1–23 – sample C-36.

Таблица 7. Представительные анализы (мас. %) амфиболов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива
Table 7. Representative analyses (wt. %) of amphiboles from ultramafic rocks of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg*
1	11	56.88	0.02	1.36	0.12	1.94	0.00	23.69	11.86	1.23	0.09	97.18	0.96
2	12	56.96	0.01	1.06	0.17	1.87	0.00	23.87	11.78	1.30	0.07	97.09	0.96
3	31	57.26	0.02	1.66	0.12	2.20	0.00	23.73	12.01	1.46	0.07	98.53	0.95
4	32	56.70	0.01	1.40	0.04	2.06	0.00	23.73	12.00	1.23	0.11	97.28	0.95
5	33	55.76	0.02	2.30	0.28	2.29	0.00	23.19	11.91	1.64	0.12	97.51	0.95
6	36	55.36	0.01	2.45	0.33	2.51	0.00	23.07	11.93	1.42	0.11	97.19	0.94
7	39	56.88	0.01	1.13	0.08	2.02	0.00	23.74	11.76	1.24	0.15	97.01	0.95
8	120	54.64	0.01	3.74	0.48	2.04	0.00	22.59	12.31	0.40	0.02	96.23	0.95
9	144	53.70	0.01	5.56	0.85	2.12	0.00	21.17	12.41	0.70	0.03	96.54	0.95
10	145	53.79	0.01	5.69	0.84	2.26	0.00	21.35	12.54	0.72	0.03	97.23	0.94
11	150	52.70	0.01	6.12	0.80	2.26	0.00	21.49	12.49	0.80	0.03	96.70	0.94
12	151	53.35	0.02	5.36	0.79	2.20	0.00	21.98	12.35	0.70	0.03	96.78	0.95
13	153	53.74	0.01	5.67	0.73	2.16	0.00	21.66	12.43	0.72	0.02	97.14	0.95
14	154	53.48	0.00	5.53	0.79	2.16	0.00	21.71	12.34	0.67	0.04	96.73	0.95
15	155	52.78	0.02	6.01	0.85	2.28	0.00	21.68	12.53	0.79	0.04	96.97	0.94

Таблица 7. (продолжение)

Table 7. (continued)

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg*
16	156	53.20	0.01	5.54	0.79	2.14	0.00	21.84	12.43	0.72	0.03	96.69	0.95
17	158	53.93	0.01	4.76	0.62	2.13	0.00	22.16	12.45	0.61	0.01	96.68	0.95
18	164	49.68	0.05	8.83	1.33	2.41	0.00	20.44	12.32	1.29	0.10	96.45	0.94
19	169	49.17	0.05	9.39	1.37	2.41	0.00	20.26	12.28	1.28	0.12	96.33	0.94
20	171	49.86	0.03	8.73	1.30	2.40	0.00	20.35	12.43	1.21	0.11	96.42	0.94
21	173	49.52	0.03	9.12	1.35	2.52	0.00	20.20	12.25	1.29	0.12	96.40	0.93
22	174	49.60	0.04	8.80	1.35	2.53	0.00	20.71	12.32	1.27	0.09	96.71	0.94
23	178	49.66	0.04	8.66	1.16	2.60	0.00	20.37	12.30	1.29	0.11	96.19	0.93
24	182	49.52	0.05	8.99	1.24	2.49	0.00	20.21	12.43	1.28	0.12	96.33	0.94
25	187	47.25	0.10	10.77	1.35	3.24	0.00	19.33	12.01	1.84	0.23	96.12	0.91
26	195	47.78	0.10	9.75	1.34	2.93	0.00	20.07	11.98	2.16	0.12	96.22	0.92
27	198	48.23	0.10	9.62	1.26	3.04	0.00	20.02	11.96	1.96	0.13	96.31	0.92
28	201	47.73	0.09	10.62	1.35	3.02	0.00	19.72	11.95	1.45	0.13	96.07	0.92
29	203	48.24	0.09	9.16	1.25	3.23	0.00	19.96	12.15	1.86	0.09	96.03	0.92
30	205	47.57	0.11	10.35	1.37	2.95	0.00	19.48	12.07	2.02	0.14	96.05	0.92
31	60	51.19	0.16	7.15	0.83	3.05	0.00	21.42	12.50	0.86	0.07	97.21	0.93
32	63	50.88	0.17	7.75	0.92	3.01	0.00	20.85	12.25	0.88	0.08	96.79	0.93
33	67	51.63	0.14	6.58	0.96	2.91	0.00	21.39	12.47	0.75	0.06	96.88	0.93
34	79	52.45	0.15	6.34	0.49	2.72	0.00	21.42	12.66	0.72	0.05	97.00	0.93
35	80	52.52	0.13	6.19	0.78	2.87	0.00	21.31	12.45	0.72	0.04	97.01	0.93
36	83	51.06	0.18	7.64	0.87	3.04	0.00	21.12	12.30	0.91	0.07	97.19	0.93
37	87	50.89	0.17	7.43	0.90	3.03	0.00	20.84	12.34	0.93	0.06	96.58	0.92
38	88	51.68	0.13	6.93	0.88	2.92	0.00	21.03	12.38	0.85	0.06	96.87	0.93
39	99	51.24	0.16	7.55	0.83	2.96	0.00	20.99	12.21	0.91	0.07	96.92	0.93
40	111	51.73	0.14	6.66	0.79	2.89	0.00	21.16	12.29	0.77	0.06	96.49	0.93

Примечание. Амфиболы из гарцбургитов: образец С-34 (1-7), образец С-33 (8-17), образец С-37 (18-24), образец С-29 (25-30). Амфиболы из пироксенитов, образец С-36 (31-40). $Mg^* = Mg / (Mg + Fe_{\text{сумм}} + Mn)$.

Note. Amphiboles from harzburgites: sample C-34 (1-7), sample C-33 (8-17), sample C-37 (18-24), sample C-29 (25-30). Amphiboles from pyroxenites, sample C-36 (31-40).

Таблица 8. Представительные анализы (мас. %) прогретых расплавных включений в хромшпинелидах из пироксенитов Чаган-Узунского массива

Table 8. Representative analyses (wt. %) of heated melt inclusions in Cr-spinels from pyroxenites of the Chagan-Uzun massif

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	29	50.20	2.37	4.40	0.89	5.83	0.13	16.86	16.65	1.57	1.01	99.91
2	30	52.24	1.50	2.45	0.97	4.67	0.12	21.00	17.20	0.94	0.73	101.80
3	31	52.09	1.85	2.33	0.97	4.63	0.12	18.63	19.26	0.73	0.26	100.86
4	32	52.37	1.83	2.32	0.92	4.53	0.14	18.36	19.50	0.68	0.22	100.85
5	33	49.43	2.33	4.88	1.00	6.11	0.13	18.62	13.91	1.56	1.77	99.74
6	40	50.78	2.59	4.41	1.12	4.91	0.09	14.31	19.38	1.32	1.20	100.11
7	10	43.05	2.81	6.80	0.79	10.04	0.18	21.90	7.85	2.83	2.65	98.89
8	15	44.21	2.53	2.82	0.95	6.88	0.12	29.32	12.20	0.78	0.58	100.39