



PYROXENE AND GARNET MEGACRYSTS IN THE MAGMATIC SYSTEM AND MANTLE OF THE TESIINGOL VOLCANIC FIELD IN NORTHERN MONGOLIA

A.P. Zhgilev ¹, A.B. Perepelov ¹✉, S.S. Tsypukova ¹, Yu.D. Shcherbakov ¹, A.A. Karimov ^{1,2}

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

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. Studies have been made on pyroxene (Cpx) and garnet (Grt) megacrysts from the rocks related to two-stage formation of the Tesiingol volcanic field in Northern Mongolia. The rocks related to the initial stage of the volcanic field formation, basanites and phonotephrites of the Early Miocene Bod-Uul volcano ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 17.0 ± 0.5 Ma), do not contain xenogenic material. Megacrysts and associated peridotite and pyroxenite xenoliths were discovered in eruptive deposits and lavas of basaltic trachyandesites of the Middle Miocene Uguumur volcano ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 12.5 ± 0.2 Ma) at the second stage of activity. The volcanic field rocks show the presence of carbonate matter. Cpx and Grt megacrysts have traces of melting and transformation and are associated with sanidine, ilmenite and apatite megacrysts. Pyroxenes have elevated contents of Al and Na and are similar in composition to omphacites ($\text{Di}_{71-72}\text{Jd}_{16-19}\text{Ae}_{9-12}$). Garnets are characterized by chromium-free almandine-grossular-pyrope composition ($\text{Alm}_{58-66}\text{Grs}_{17-20}\text{Pyr}_{14-19}$) and correspond to minerals of eclogite paragenesis. Pyroxene megacrysts, compared in composition to pyroxenes from eclogites and peridotites, are enriched in REE, Y, Nb, Ta and Hf. Garnets show relatively high contents of LREE, Zr and Hf. It has been found that the early-stage basanite and phonotephrite magmas were formed in the asthenospheric mantle at 21–28 kbar and 1359–1432 °C. The formation of basaltic trachyandesite melts occurred near the crust and upper mantle at 10–13 kbar and 1192–1237 °C. Megacrysts of the Cpx+Grt association crystallized at 20–24 kbar and 1190–1331 °C in the area of the garnet facies of the lithospheric mantle depth and near its boundary with the asthenosphere. Based on the data for P-T formation conditions, crystal chemistry, trace element and isotopic composition of Cpx and Grt megacrysts, a model of the origin of the latter has been proposed. It is suggested that megacrysts formed above the deep magma chamber as a result of the process similar to pneumatolytic, due to the separation and subsequent crystallization of a silicate-carbonate phase above the solidus of carbonated peridotites, mainly in the lithospheric mantle.

KEYWORDS: Cenozoic volcanism; Tesiingol field; Northern Mongolia; basanites; phonotephrites; basaltic trachyandesites; megacrysts; mantle inclusions; mineralogy; geochemistry

FUNDING: The study was carried out on the state assignment (project No. 0284-2021-0007) using equipment and infrastructure of the Centre of Isotopic and Geochemical Research at the Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, and Centre for Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust SB RUS.



EDN: WKHSNK

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Alexander B. Perepelov, alper@igc.irk.ru

Received: February 9, 2025

Revised: March 31, 2025

Accepted: April 14, 2025

FOR CITATION: Zhgilev A.P., Perepelov A.B., Tsypukova S.S., Shcherbakov Yu.D., Karimov A.A., 2025. Pyroxene and Garnet Megacrysts in the Magmatic System and Mantle of the Tesiingol Volcanic Field in Northern Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (3), 0828. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0828

Supplementary files: [Zhgilev_et_al_2025_Suppl-1.xlsx](#)

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПИРОКСЕНОВ И ГРАНАТОВ В МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ И МАНТИИ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

А.П. Жгилев¹, А.Б. Перепелов¹, С.С. Цыпукова¹, Ю.Д. Щербаков¹, А.А. Каримов^{1,2}

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

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. Исследованы мегакристаллы пироксенов (Срх) и гранатов (Grt) из пород Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии, образованного в два этапа. Породы начального этапа развития ареала, базаниты и фонотектиты раннемиоценового вулкана Бодь-уул ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 17.0 ± 0.5 млн лет), не содержат ксеногенный материал. Мегакристаллы и обнаруженные вместе с ними ксенолиты перидотитов и пироксенитов обнаружены в эруптивных отложениях и лавах трахиандешибазальтов среднемиоценового вулкана Угуумур ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 12.5 ± 0.2 млн лет) на втором этапе активности. В породах ареала отмечается присутствие карбонатного вещества. Мегакристаллы Срх и Grt несут следы плавления и преобразования и находятся в ассоциации с мегакристаллами санидина, ильменита и апатита. Пироксены имеют повышенные содержания Al и Na и близки по составу к омфацитам ($\text{Di}_{71-72}\text{Id}_{16-19}\text{Ae}_{9-12}$). Гранаты характеризуются бесхромистыми альмандин-гроссуляр-пироповым составом ($\text{Alm}_{58-66}\text{Grs}_{17-20}\text{Py}_{14-19}$) и отвечают минералам экологитового парагенезиса. Мегакристаллы пироксенов, в сравнении с составами пироксенов из экологитов и перидотитов, обогащены REE, Y, Nb, Ta и Hf. Гранаты имеют сравнительно более высокие содержания LREE, Zr и Hf. Установлено, что базанитовые и фонотектитовые магмы раннего этапа формировались в области астеносферной мантии при давлении 21–28 кбар и температуре 1359–1432 °C. Образование трахиандешибазальтовых расплавов происходило вблизи коры и верхней мантии при $P=10\text{--}13$ кбар и $T=1192\text{--}1237$ °C. Мегакристаллы ассоциации Срх+Grt кристаллизовались при $P=20\text{--}24$ кбар и $T=1190\text{--}1331$ °C в области гранатовой фации глубинности литосферной мантии и вблизи ее границы с астеносферой. На основе полученных данных по P-T-условиям образования, кристаллохимии, содержаниям примесных элементов и изотопному составу мегакристаллов Срх и Grt предложена модель их происхождения. Предполагается, что мегакристаллы образовались над областью глубинного магматического очага в результате процесса, сходного с пневматолитовым, вследствие отделения и последующей кристаллизации силикатно-карбонатной фазы выше солидуса карбонатизированных перидотитов, преимущественно в литосферной мантии.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: кайнозойский вулканизм; Тэсийнгольский ареал; Северная Монголия; базаниты; фонотектиты; трахиандешибазальты; мегакристаллы; мантийные включения; минералогия; геохимия

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено в рамках госзадания (проект № 0284-2021-0007) с использованием оборудования и инфраструктуры ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Мегакристаллы минералов обнаружены в вулканических комплексах различных геодинамических обстановок. Среди них распространены полевые шпаты, амфиболы, пироксены, гранаты, слюды, рудные минералы, реже – корунды и некоторые другие, более редкие, минеральные виды. Мегакристаллы обнаружены в связи с проявлениями кайнозойского вулканизма во внутриконтинентальных областях, к примеру в Монголии [Kepezhinskas, 1979; Genshaft, Saltykovsky, 1990; Aseeva et al., 2021], в Прибайкалье и Забайкалье [Ras-skazov et al., 1989; Ashchepkov et al., 2011; Demonterova et al., 2023], в Китае [He et al., 2013; Zeng et al., 2017; Yu et al., 2018; Liu, Ying, 2019; Hu et al., 2022], в Европе [Dobosi et al., 2002; Jankovics et al., 2016; Matusiak-Mańek et al., 2020] и на северо-востоке России [Akinin et al., 2005].

Главной задачей при изучении мегакристаллов является установление особенностей их состава, условий

происхождения и генетических связей с магматическими системами. Эти вопросы рассмотрены в настоящей статье на примере мегакристаллов пироксенов и гранатов позднекайнозойского Тэсийнгольского ареала в Северной Монголии (рис. 1).

Ранее в работах авторов были приведены сведения о широком распространении в лавах и эруптивных отложениях Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии мегакристаллов калиевого и темнокрасных минералов [Tsypukova et al., 2019; Perepelov et al., 2020]. Этими исследованиями установлены составы мегакристаллов полевых шпатов, пироксенов, гранатов и ильменитов, содержания в них примесных элементов и изотопные характеристики (Sr, Nd).

В работе рассмотрены кристаллохимические особенности и составы мегакристаллов, предложена модель образования мегакристаллов пироксенов и гранатов в ходе эволюции магматической системы Тэсийнгольского ареала.

2. ГЕОЛОГИЯ

Тэсийнгольский вулканический ареал находится на территории Северной Монголии в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента [Kuzmichev, 2004].

Ареал состоит из фрагментов лавового плато, наиболее крупный из которых находится в междуречье рек Тэсийн-гол и Агарын-гол. В строении ареала выделяются вулканогенные толщи, для которых характерно значительное распространение шлаков, брекчированных пород и лав, содержащих обломки мегакристаллов салических и темноцветных минералов, а также включения ксенолитов мантийных перидотитов и пироксенитов. Одним из таких объектов в строении ареала является вулканический центр Угуумур [Perepelov et al., 2020; Tsypukova et al., 2021]. Вместе с тем на периферии ареала отмечено развитие вулканических центров, в породах которых ксеногенный материал полностью отсутствует, к примеру вулкан Бодь-уул [Perepelov et al., 2020]. Эти вулканические центры далее рассматриваются как представительные при рассмотрении вопросов происхождения мегакристаллов.

Формирование вулкана Угуумур связано с излияниями трахиандеэзобазальтов и, реже, трахиандезитов, а лавы вулкана Бодь-уул представлены базанитами и фонотефритами.

Важным наблюдением при петрографо-минералогических исследованиях вулканических пород Тэсийн-

гольского ареала Северной Монголии является то, что практически повсеместно в них присутствуют карбонатные фазы [Perepelov et al., 2020].

В породах вулкана Угуумур установлены выделения кальцита и доломита. Карбонатные фазы кальцитового состава с включениями апатита развиты в основной массе лавобрекчий трахиандеэзобазальтов, а карбонаты доломитового состава характерны для лав трахиандеэзобазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур. Они распространены в основной массе пород в виде интерстиционных выделений между микролитами полевых шпатов.

Во вкрапленниках оливина (Fo_{83-70}) из базанитов вулкана Бодь-уул достаточно часто встречаются изолированные включения зональных силикатно-карбонатных клинохлор-пироксен-апатит-кальцит-доломитовых и карбонатных кальцит-доломитовых фаз размером от 20 до 300 мкм.

Карбонатные фазы установлены также в зонах преобразования перидотитовых и пироксенитовых мантийных ксенолитов, в полимиктовых магматических брекчиях и в виде возгонов на поверхностях обломков пород.

Возраст формирования вулканических комплексов пород Тэсийнгольского ареала ранее был установлен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом как среднепозднемиоценовый (~13.3–8.1 млн лет) [Ancuta et al., 2018]. По результатам

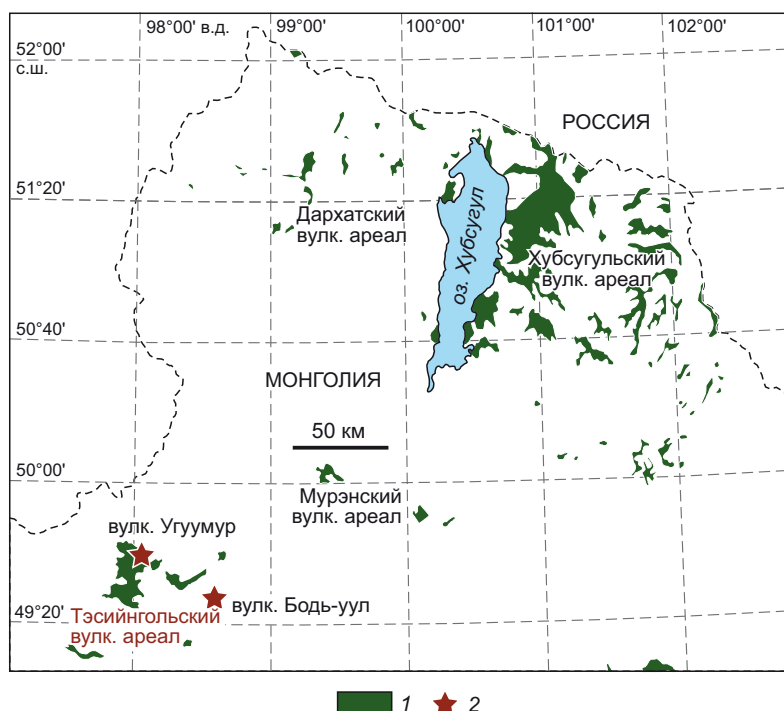


Рис. 1. Схема распространения позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии (по [Perepelov et al., 2020], с изменениями авторов).

Названия ареалов – по [Savatenkov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2014], с дополнениями авторов. 1 – позднекайнозойские вулканические поля; 2 – положение вулканических центров Угуумур и Бодь-уул.

Fig. 1. Distribution of the Late Cenozoic volcanic fields in Northern Mongolia (modified after [Perepelov et al., 2020]).

The names of volcanic fields after [Savatenkov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2014], with additions by the present authors. 1 – Late Cenozoic volcanic fields; 2 – location of the Uguumur and Bod-Uul volcanic centers.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования установлено, что вулканический центр Бодь-уул был образован на раннем этапе во второй половине раннего миоцена (17.0 ± 0.5 млн лет), а вулканический центр Угуумур сформировался на заключительном этапе во второй половине среднего миоцена (12.5 ± 0.2 млн лет) [Tsypukova et al., 2021].

3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение возраста вулканических пород Тэсийнгольского ареала выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом с использованием масс-спектрометра Noble gas 5400 (Микромасс, Англия) и многоколлекторного масс-спектрометра Argus (GV-Instruments, Англия) [Travin et al., 2009]. Для датирования пород использовался материал тонкокристаллического матрикса.

Составы мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала определены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Исследования проведены с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMH с системой энергодисперсионного микроанализа (EDS) Aztec Energy XMax 50+ при ускоряющем напряжении 20 кВ, размере зонда 5 нм и времени набора спектра 20 с. Методики минералогических исследований описаны в работе [Perepelov et al., 2020].

Содержания примесных, в частности редкоземельных элементов (REE) для ряда образцов мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала определялись методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) в ИЗК СО РАН (ЦКП «Геодинамика и геохронология») по методике, изложенной в работе [Gornova et al., 2023]. Качество LA-ICP-MS анализа контролирова-

лось с использованием стандартного образца BHVO-2G (USGS).

Сведения о других использованных методах аналитических исследований, а именно рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), приведены в работе [Perepelov et al., 2020].

4. МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВЫ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Пироксены из магматических пород и эруптивных отложений Тэсийнгольского ареала представлены клинопироксенами, мегакристаллы гранатов отвечают по составу альмандин-пироповому ряду, а гранаты из ксенолитов мантийных пород – пироп-альмандиновому ряду.

Мегакристаллы клинопироксена вулкана Угуумур обнаружены в виде фрагментов и редко сохраняют первичные кристаллографические формы. Некоторые из них несут признаки преобразования (рис. 2). Они близки по составу к омфацитам (рис. 3; табл. 1) и не содержат значимых содержаний Cr_2O_3 . Концентрации Na_2O в них изменяются в пределах $\sim 2.6\text{--}3.4$ мас. % (Suppl. 1 на странице статьи онлайн, табл. 1.1). В отличие от омфацита ($\text{Di}_{68}\text{Jd}_{32}\text{Ae}_0$), мегакристаллы пироксена обладают несколько пониженными величинами жадейтового минала (Jd) и более высокими значениями эгиринового минала (Ae) ($\text{Di}_{71-72}\text{Jd}_{16-19}\text{Ae}_{9-12}$).

Особенности состава мегакристаллов клинопироксенов вулкана Угуумур заключаются также в высоких концентрациях FeO и более низких SiO_2 и MgO, что отражается в их пониженной магнезиальности (Mg# 0.86 в омфаците против 0.36–0.44 в изученных мегакристаллах) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.1).

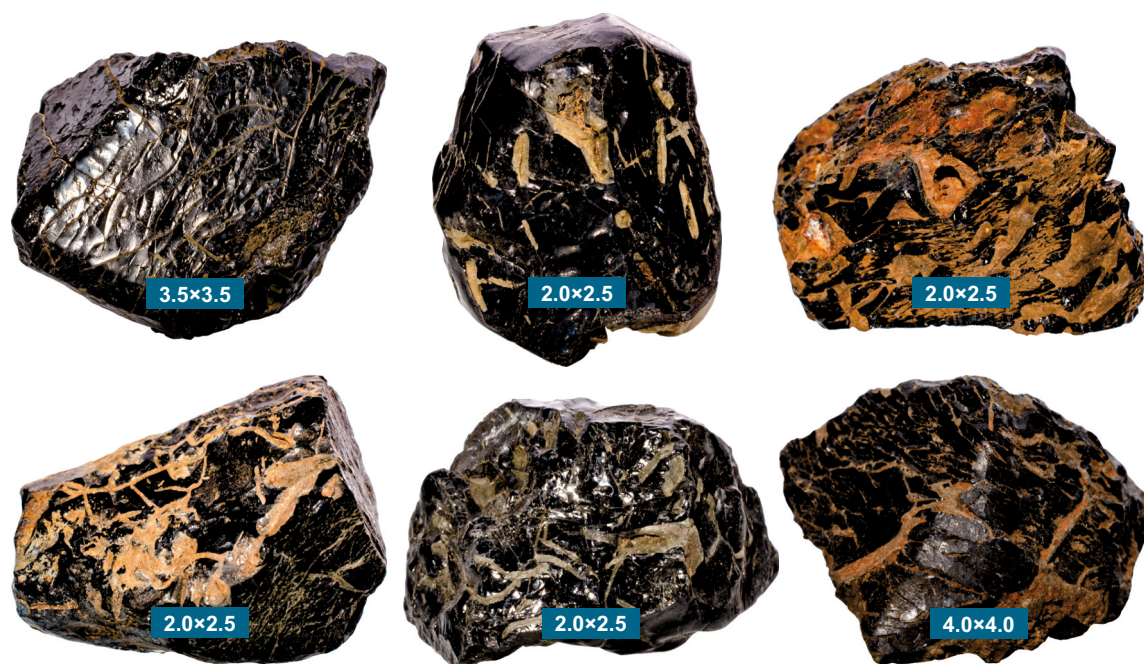


Рис. 2. Морфология и размеры (см) фрагментов мегакристаллов пироксена.

Fig. 2. Morphology and size (cm) of the pyroxene megacryst fragments.

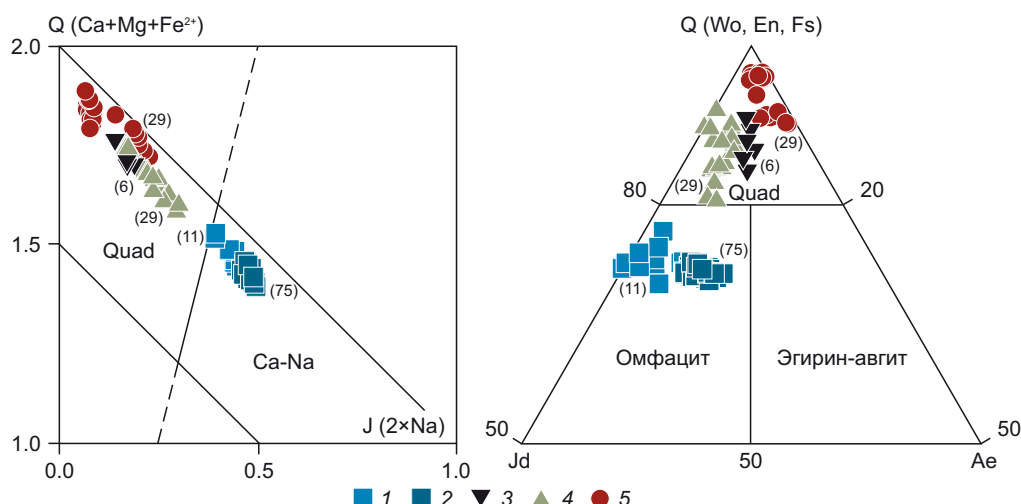


Рис. 3. Классификационные диаграммы J – Q и Jd – Ae – Q для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала (по [Morimoto et al., 1988]).

В скобках – количество анализов пироксенов. Точки составов Срх: 1 – валовые составы мегакристаллов по данным рентгенофлуоресцентного анализа; 2 – составы мегакристаллов по данным локального микрозондового анализа; 3 – Срх из гранатовых пироксенитов; 4 – Срх из шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов; 5 – Срх из пород вулканов Угуумур и Бодь-уул. Составы минералов на диаграммах приведены по таблицам (Suppl. 1, табл. 1.1–1.4) и по [Perepelov et al., 2020].

Fig. 3. Classification diagrams J – Q and Jd – Ae – Q for pyroxenes from rocks of the Tesiingol field (after [Morimoto et al., 1988]). The brackets enclose a number of pyroxene analyses. Cpx composition points: 1 – megacryst bulk composition according to XRF analysis; 2 – megacryst compositions according to EDS analysis; 3 – Cpx from garnet pyroxenites; 4 – Cpx from spinel and garnet-spinel peridotites; 5 – Cpx from rocks of the Uguumur and Body-Uul volcanoes. The mineral compositions in the diagrams are based on the tables (Suppl. 1, Table 1.1–1.4) and on [Perepelov et al., 2020].

Таблица 1. Средние составы пироксенов и гранатов (мас. %) из пород Тэсийнгольского ареала

Table 1. Average compositions (wt. %) of pyroxenes and garnets from rocks of the Tesiingol field

Минералы	Cpx ^M	Grt ^M	Cpx ^P	Grt ^P	Grt ^X	Cpx ^{Px}	Cpx ^U	Cpx ^B
n*	75	17	29	28	2	6	22	7
SiO ₂	49.27	36.79	51.43	41.02	42.06	50.35	49.75	51.45
TiO ₂	1.22	0.46	0.39	0.22	0.24	0.89	1.50	1.31
Al ₂ O ₃	7.30	20.50	5.45	23.03	22.00	6.03	3.35	2.11
Cr ₂ O ₃	n.o.	n.o.	0.98	0.71	2.09	n.o.	0.38	0.15
Fe ₂ O ₃	3.18	3.13	1.21	0.83	0.83	1.65	1.69	2.53
FeO	14.32	26.81	1.57	7.47	6.38	3.59	6.55	5.37
MnO	0.14	0.58	0.04	0.37	0.18	0.00	0.14	0.17
MgO	6.46	4.27	15.32	19.75	20.62	13.59	14.52	13.66
CaO	14.84	7.06	20.31	4.81	5.62	21.52	20.16	20.85
Na ₂ O	3.24	0.08	1.48	n.o.	n.o.	1.21	0.52	1.33
Сумма	99.98	99.67	98.18	98.20	100.00	98.83	98.56	98.93
Mg#	0.40	0.20	0.91	0.81	0.84	0.21	0.75	0.76
	71.67 ^{Di}	60.88 ^{Alm}	46.47 ^{Wo}	15.19 ^{Alm}	12.61 ^{Alm}	48.49 ^{Wo}	43.11 ^{Wo}	45.42 ^{Wo}
Миналы (%)	19.54 ^{Jd}	17.27 ^{Prp}	48.74 ^{En}	71.54 ^{Prp}	72.79 ^{Prp}	42.58 ^{En}	43.18 ^{En}	41.42 ^{En}
	8.79 ^{Ae}	18.46 ^{Grs}	4.79 ^{Fs}	11.93 ^{Grs}	13.01 ^{Grs}	8.93 ^{Fs}	13.71 ^{Fs}	13.16 ^{Fs}

Примечание. Мегакристаллы Cpx^M – пироксена и Grt^M – граната; Cpx^P – пироксены и Grt^P – гранаты из включений перидотитов; Grt^X – ксенокристаллы гранатов из лав; Cpx^{Px} – пироксены из включений пироксенитов; Cpx^U – микрофенокристы и микролиты пироксенов из лав вулкана Угуумур и Cpx^B – из лав вулкана Бодь-уул. Миналы пироксена (конечные члены изоморфных рядов составов): Di=(Wo+En+Fs), Jd – жадеит, Ae – эгирин, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Миналы граната: Alm – альмандин, Prp – пироп, Grs – гроссулар. n* – количество анализов для подсчета среднего. Mg#=Mg/(Fe+Mg) мол. % – коэффициент магнезиальности. Fe₂O₃/FeO – рассчитано по стехиометрии минералов. n.o. – не определено.

Note. Megacrysts of Cpx^M – pyroxene and Grt^M – garnet; Cpx^P – pyroxenes and Grt^P – garnets from peridotite xenoliths; Grt^X – garnet xenocrysts from lavas; Cpx^{Px} – pyroxenes from pyroxenite xenoliths; Cpx^U – microphenocrysts and pyroxene microlites from lavas of the Uguumur volcano and Cpx^B – those from lavas of the Body-Uul volcano. Pyroxene endmembers: Di=(Wo+En+Fs), Jd – jadeite, Ae – aegirine, Wo – wollastonite, En – enstatite, Fs – ferrosilite. Garnet endmembers: Alm – almandine, Prp – pyrope, Grs – grossular. n* – number of analyses for calculating the average. Mg#=Mg/(Fe+Mg) mol. % – magnesia coefficient. Fe₂O₃/FeO – calculated based on mineral stoichiometry. n.o. – not defined.

Пироксены из лав и вулканических брекчий вулканов Угуумур отвечают по составу авгитам и, реже, салитам в диапазоне составов $Wo_{42-48}En_{35-45}Fs_{9-20}$ (рис. 4; табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.2). Они, в отличие от мегакристаллов, обладают значимыми содержаниями Cr_2O_3 (до 0.12–0.79 мас. %).

Клинопироксены из мелко- и среднезернистых Grt-Spl перидотитовых включений, в отличие от Crх вулканических пород и мегакристаллов, имеют повышенную магнетиальность ($Mg\#$ 0.90–0.92), более высокий уровень концентраций Cr_2O_3 (0.54–1.39 мас. %) и отвечают по составам Cr-диопсидом ($Wo_{45-49}En_{47-50}Fs_{4-6}$) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.3).

В среднезернистых включениях пироксенитов клинопироксены представлены диопсидами ($Wo_{47-50}En_{41-44}Fs_{8-9}$). Они являются бесхромистыми и отличаются низ-

кой магнетиальностью ($Mg\#$ 0.20–0.22) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.4).

Мегакристаллы гранатов распространены как в виде отдельных фрагментов кристаллов среди рыхлых эруптивных отложений вулкана Угуумур, так и в виде включений в шлаках, лавах и магматических брекчиях (рис. 5). Они являются низкомагнетиальными ($Mg\#$ 0.18–0.23) и отвечают по составам бесхромистым альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам ($Alm_{58-66}Grs_{17-20}Py_{14-19}$) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.5).

Гранаты из включений Grt-Sp-содержащих перидотитов имеют пироп-альмандин-гроссуляровый состав ($Py_{70-76}Alm_{10-17}Grs_{11-13}$) и, в отличие от мегакристаллов, характеризуются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (0.31–1.20 мас. %) и высокой магнетиальностью ($Mg\#$ 0.79–0.82) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.6). Во включениях

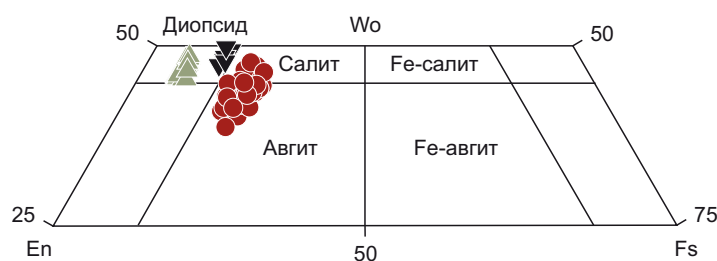


Рис. 4. Классификационные диаграммы Wo – En – Fs для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала (по [Morimoto et al., 1988]). Обозначения точек составов см. на рис. 3.

Fig. 4. Wo – En – Fs classification diagrams for pyroxenes from the rocks of the Tesiingol field (after [Morimoto et al., 1988]). See Fig. 3 for designations of composition points.

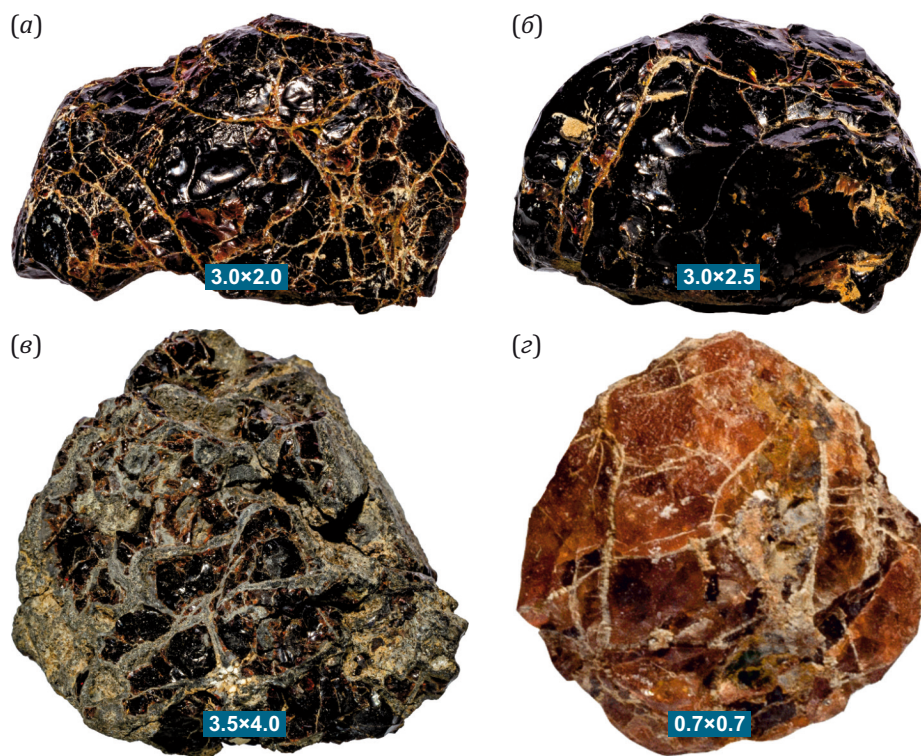


Рис. 5. Морфология и размеры (см) фрагментов мегакристаллов граната (а–в) и ксенокристалла перидотитового граната (г).

Fig. 5. Morphology and sizes (cm) of garnet megacryst fragments (a–c) and peridotite garnet xenocryst (d).

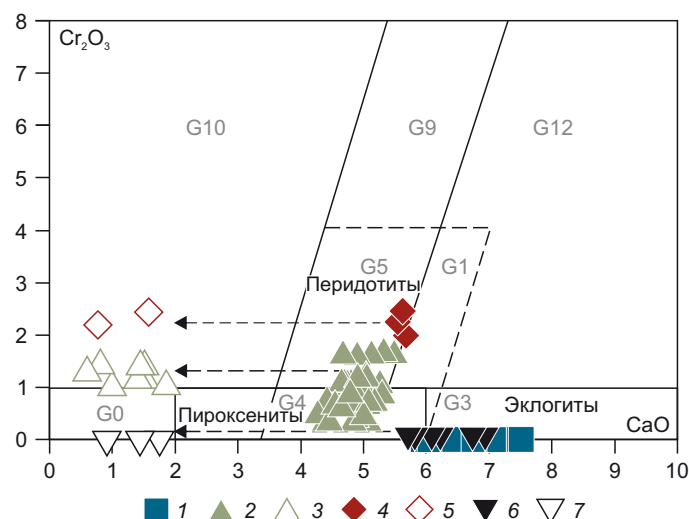


Рис. 6. Составы мегакристаллов гранатов и гранатов из мантийных включений вулкана Угуумур (по [Grütter et al., 2004]).

Точки составов: 1 – мегакристаллы альмандин-гроссулярового граната ($n=25$); 2 – пироповые гранаты из включений перидотитов ($n=48$); 3 – пироповые гранаты реакционных зон из включений перидотитов; 4 – ксенокристаллы пироповых гранатов ($n=3$); 5 – пироповые гранаты реакционных зон ксенокристаллов из лав; 6 – пироп-альмандиновые гранаты из включений Grt-содержащих пироксенитов ($n=6$); 7 – пироповые гранаты из реакционных зон гранатов Grt-содержащих пироксенитов. Гранаты 3, 5, 7 не обладают стехиометрией. Поля составов приведены по [Grütter et al., 2004]: G0 – неклассифицированные гранаты, G1 – мегакристаллы пироповых гранатов, G3 – гранаты эклогиты, G4–G5 – низкохромистые (G4) и высокохромистые (G5) гранаты пироксенитов и вебстеритов ($Mg\# < 0.7$), G9 – гранаты лерцолитов ($Mg\# > 0.7$), G10 – гранаты гарцбургитов, G12 – гранаты верлитов. n – количество анализов.

Fig. 6. Compositions of garnet megacrysts and garnets from mantle inclusions of the Uguumur volcano (after [Grütter et al., 2004]).

Composition points: 1 – almandine-grossular garnet megacrysts ($n=25$); 2 – pyrope garnets from peridotite xenoliths ($n=48$); 3 – pyrope garnets of reaction zones from peridotite xenoliths; 4 – pyrope garnet xenocrysts ($n=3$); 5 – pyrope garnets of reaction zones of xenocrysts from lavas; 6 – pyrope-almandine garnets from xenoliths of Grt-bearing pyroxenites ($n=6$); 7 – pyrope garnets from reaction zones of garnets of Grt-bearing pyroxenites. Garnets 3, 5, 7 are non-stoichiometric. Composition fields are after [Grütter et al., 2004]: G0 – unclassified garnets; G1 – pyrope garnet megacrysts; G3 – eclogitic garnets, G4–G5 – pyroxenitic and websteritic low-Cr (G4) and high-Cr (G5) garnets ($Mg\# < 0.7$); G9 – lherzolitic garnets ($Mg\# > 0.7$); G10 – harzburgitic garnets; G12 – wehrlitic garnets. n – number of analyses.

гранатсодержащих пироксенитов гранаты имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы ($Pyr_{52-59}Alm_{22-32}Grs_{15-17}$) и, напротив, являются бесхромистыми (Suppl. 1, табл. 1.7).

В лавах вулкана Угуумур обнаружены редкие ксенокристаллы гранатов, которые, в сравнении с гранатами из исследованных включений среднезернистых перидотитов, являются наиболее магниальными ($Mg\# 0.84$), высокохромистыми ($Cr_2O_3 1.96-2.44$ мас. %) и имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы ($Pyr_{72-73}Alm_{12-13}Grs_{12-13}$) (табл. 1; Suppl. 1, табл. 1.8). Согласно классификации по [Grütter et al., 2004] мегакристаллы гранатов и гранатов из пироксенитов принадлежат эклогитовому парагенезису (рис. 6).

Отличительной особенностью мегакристаллов пироксенов и гранатов является отсутствие в них каких-либо признаков зональности отдельных кристаллов или их фрагментов с небольшими вариациями составов в целом.

5. ПРИМЕСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПИРОКСЕНАХ И ГРАНАТАХ

Данные по содержаниям примесных элементов для 29 изученных мегакристаллов пироксенов получены

методами ICP-MS [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS (данная работа). Для анализа методом ICP-MS использованы валовые пробы отдельных мегакристаллов пироксена [Perepelov et al., 2020], тогда как при проведении анализа методом LA-ICP-MS выбраны участки кристаллов, не имеющие признаков преобразования. Показано, что все мегакристаллы пироксенов обладают близким характером распределения примесных элементов (Suppl. 1, табл. 1.9). В зависимости от метода анализа наблюдаются различия в уровнях содержания в мегакристаллах пироксенов целого ряда примесных элементов, что связывается нами со степенью однородности анализируемого материала (рис. 7, 8). При этом наблюдается смещение точек содержаний примесных элементов в мегакристаллах пироксенов, установленных методом валового ICP-MS анализа, в направлении области составов вулканических пород Тэсийнгольского ареала, что указывает на их контаминацию магмами (рис. 7, 8).

Мегакристаллы клинопироксенов, в сравнении с составами омфацитов из эклогитов различных районов мира, демонстрируют их обогащение многими примесными элементами, прежде всего высокочargedными (Nb, Ta, Hf), лантаноидами и Y (рис. 8). В ряду составов

омфацитов, включая исследуемые здесь мегакристаллы клинопироксенов, в направлении снижения содержания в них Na_2O наблюдается увеличение концентраций ряда примесных элементов, в частности REE (см. рис. 7).

Содержания примесных элементов в гранатах определены на примере шести мегакристаллов методом ICP-MS [Perepelov et al., 2020], а также методом LA-ICP-MS для двух мегакристаллов и четырех ксенокристаллов из перидотитовых включений (данная работа). Составы валовых проб мегакристаллов гранатов отличаются заметно более высокими концентрациями легких редкоземельных (LREE) (La, Ce, Pr, Nd) и высокозарядных элементов (HFSE) (Zr, Nb, Hf), Sr и Cu [Perepelov et al., 2020]. В то же время содержания Co и Zn в таких пробах несколько ниже (рис. 8, 9; Suppl. 1, табл. 1.9). Так же, как и для валовых проб мегакристаллов пироксенов, содержания примесных элементов в мегакристаллах гранатов, установленные методом ICP-MS, демонстрируют их смещение в направлении области составов вулканических пород Тэсийнгольского ареала (см. рис. 8).

Исследуемые мегакристаллы гранатов, в отличие от гранатов из эклогитов мира, отличаются более высокими содержаниями LREE (Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) и HFSE (Zr, Hf) (см. рис. 8; рис. 9).

6. Р-Т-УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМ И МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Значения давления и температуры образования щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала определены с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров.

Расчет величин давления и температуры образования магм вулканов Угуумур и Бодь-уул выполнен для безводных условий на основе работы [Putirka, 2008] по формулам 16, 42.

Базанитовые и фонотефритовые магмы вулк. Бодь-уул формировались в области астеносферной мантии при давлении $25\text{--}28 \pm 2.9$ и $21\text{--}24 \pm 2.9$ кбар и температуре $1398\text{--}1432 \pm 19$ и $1359\text{--}1391 \pm 19$ °C соответственно (рис. 10). В то же время расчеты Р-Т-условий образования трахиандезибазальтовых расплавов Тэсийнгольского ареала показали, что они могли образоваться

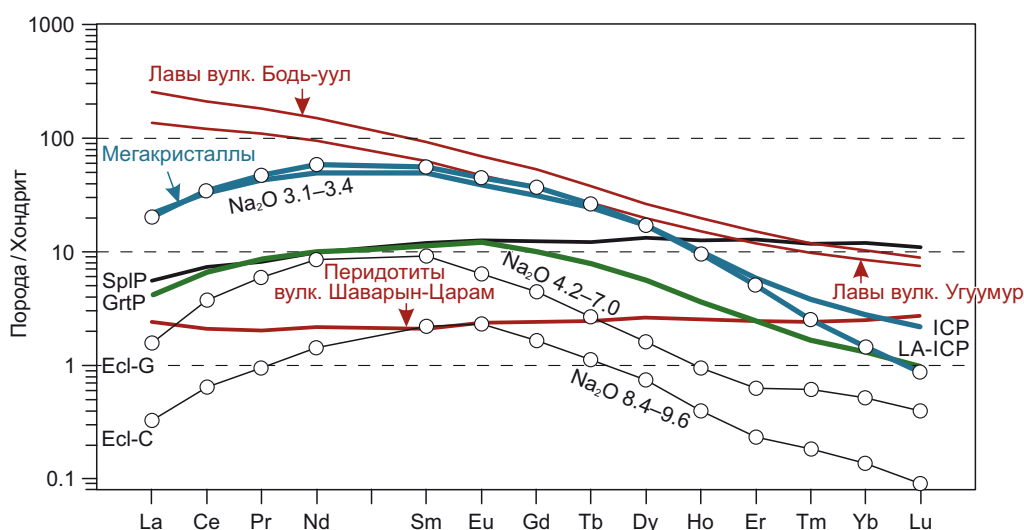


Рис. 7. Распределение REE в мегакристаллах пироксенов Тэсийнгольского вулканического ареала и пироксенов из эклогитов и перидотитов.

Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов пироксенов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (11) [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS анализа (28); Ecl-G (7) – омфациты из эклогитов Рудных гор, Германия [Gose, Schmädicke, 2021]; Ecl-C (4) – омфациты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [Zong et al., 2007]; SplP (60) – Сpx из включений шпинелевых перидотитов вулкана Шаварын-Царам, Монголия [Carlson, Ionov, 2019]; GrтP (2) – Сpx из включения гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [Harris et al., 2010]. Состав лав вулканов Угуумур (7) и Бодь-уул (12) Северной Монголии по [Perepelov et al., 2020]. Состав включений перидотитов (18) вулкана Шаварын-Царам, Монголия [Carlson, Ionov, 2019]. Содержания REE (ppm) нормированы на хондрит по [Sun, McDonough, 1989]. В скобках указано количество анализов для подсчета среднего. Содержания Na_2O приведены в мас. %.

Fig. 7. REE distribution in pyroxene megacrysts of the Tésiingol volcanic field and in pyroxenes from eclogites and peridotites. Megacrysts – average compositions of pyroxene megacrysts from the Uguumur volcano are based on the ICP-MS (11) [Perepelov et al., 2020] and LA-ICP-MS data (33); Ecl-G (7) – omphacites from eclogites of the Ore Mountains, Germany [Gose, Schmädicke, 2021]; Ecl-C (4) – omphacites from eclogites of the Sulu metamorphic belt, China [Zong et al., 2007]; SplP (60) – Cpx from spinel peridotite xenoliths of the Shavaryn-Tsaram volcano, Mongolia [Carlson, Ionov, 2019]; GrтP (2) – Cpx from garnet peridotite xenoliths in lavas of the Togo volcano, Khangai Plateau, Mongolia [Harris et al., 2010]. Compositions of lavas of Uguumur (7) and Bod-Uul (12) volcanoes in Northern Mongolia are after [Perepelov et al., 2020]. Compositions of peridotite xenoliths (18) of the Shavaryn-Tsaram volcano, Mongolia [Carlson, Ionov, 2019]. REE contents (ppm) are chondrite-normalized after [Sun, McDonough, 1989]. The parentheses enclose a number of analyses for calculating the average. Na_2O contents are in wt. %.

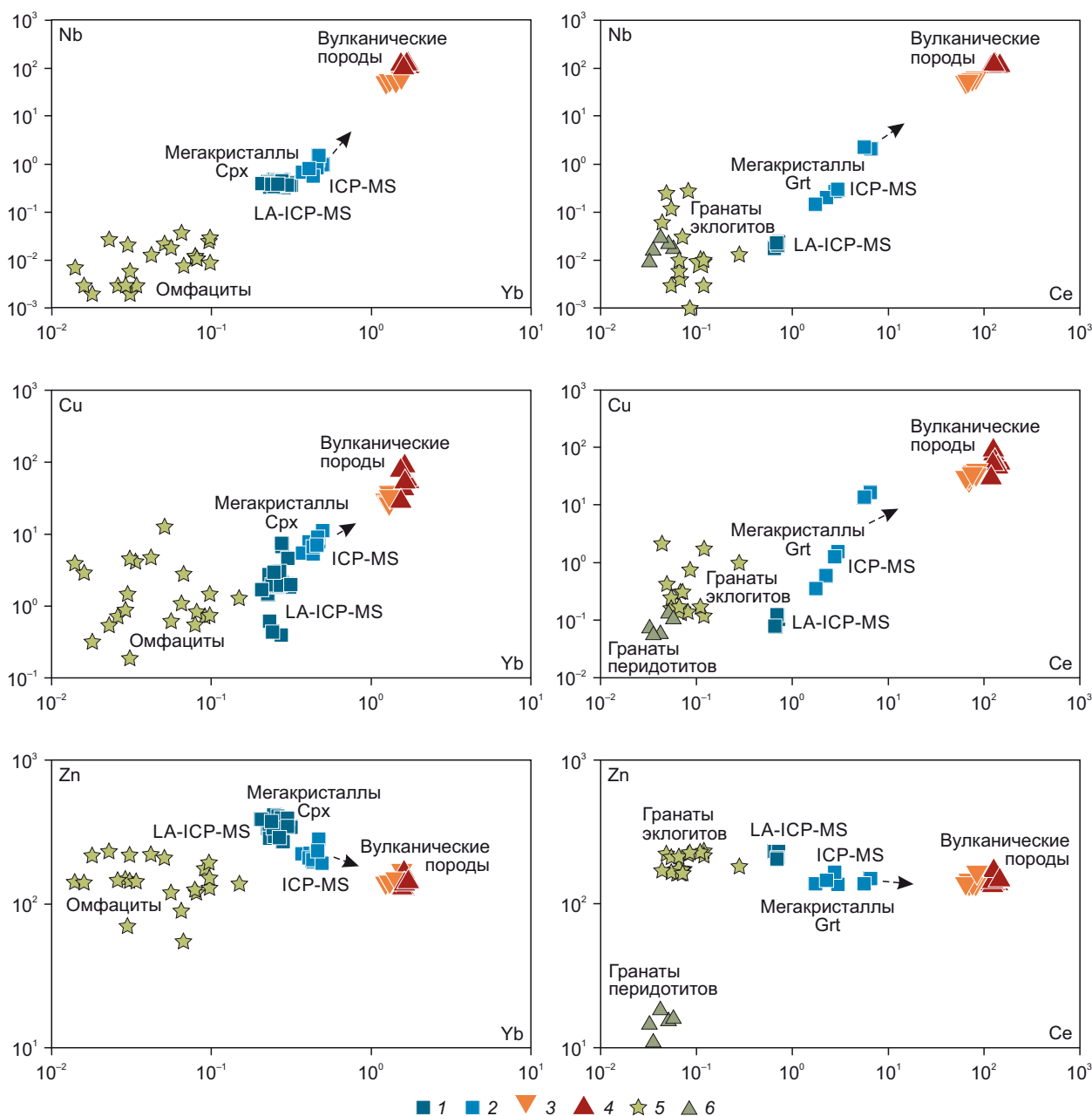


Рис. 8. Распределение примесных элементов в мегакристаллах и вулканических породах Тэсийгольского вулканического ареала.

Точки составов для графиков Yb – Nb, Yb – Cu, Yb – Zn: 1–2 – мегакристаллы Cpx по данным авторов – LA-ICP-MS (1) и ICP-MS (2); 3–4 – породы вулканов Угуумур (3) и Бодь-уул (4); 5 – омфациты из эклогитов по [Zong et al., 2007; Gose, Schmädicke, 2021]. Точки составов для графиков Ce – Nb, Ce – Cu, Ce – Zn: 1–2 – мегакристаллы Grt по данным LA-ICP-MS (1) и по данным ICP-MS (2); 3–4 – то же, что и выше; 5 – гранаты из эклогитов по [Zong et al., 2007]; 6 – гранаты из перидотитов по данным авторов (LA-ICP-MS). Стрелкой указано направление изменения составов при воздействии магматических расплавов на мегакристаллы.

Fig. 8. Distribution of trace elements in megacrysts and volcanic rocks of the Tesiingol volcanic field.

Composition points for Yb – Nb, Yb – Cu, Yb – Zn graphs: 1–2 – Cpx megacrysts according to the authors' data, LA-ICP-MS (1) and ICP-MS (2); 3–4 – rocks of the Uguumur (3) and Bod-Uul (4) volcanoes; 5 – omphacites from eclogites after [Zong et al., 2007; Gose, Schmädicke, 2021]. Composition points for Ce – Nb, Ce – Cu, Ce – Zn graphs: 1–2 – Grt megacrysts according to LA-ICP-MS (1) and ICP-MS (2) data; 3–4 – same as above; 5 – garnets from eclogites after [Zong et al., 2007]; 6 – garnets from peridotites according to the authors' data (LA-ICP-MS). The arrow indicates the direction of compositional change under the influence of magmatic melts on megacrysts.

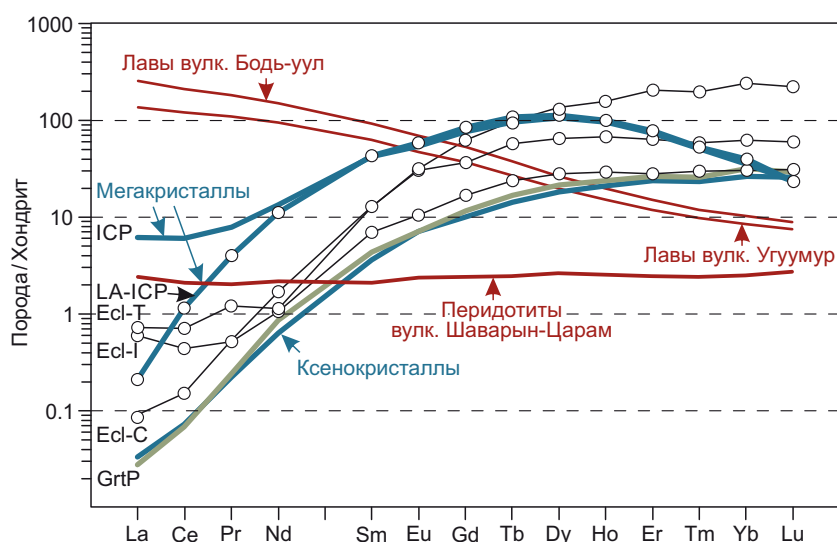


Рис. 9. Распределение REE в мегакристаллах гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала и гранатов из эклогитов и перидотитов.

Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов гранатов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (6) [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS анализа (4); ксенокристаллы (7) – средний состав ксенокристаллов гранатов из лав вулкана Угуумур; Ecl-I (31) – гранаты из эклогитов Южной Индии [Sajeev et al., 2009]; Ecl-C (14) – гранаты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [Zong et al., 2007]; Ecl-T (22) – гранаты из эклогитов Тибета [Lu et al., 2022]; GrtP (2) – гранаты из включения гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [Harris et al., 2010]. Другие обозначения см. на рис. 7.

Fig. 9. REE distribution in garnet megacrysts of the Tesiingol volcanic field and in garnets from eclogites and peridotites.

Megacrysts – average compositions of garnet megacrysts from the Uguumur volcano based on ICP-MS (6) [Perepelov et al., 2020] and LA-ICP-MS analysis (4); xenocrysts (7) – average composition of garnet xenocrysts from lavas of the Uguumur volcano; Ecl-I (31) – garnets from eclogites of South India [Sajeev et al., 2009]; Ecl-C (14) – garnets from eclogites of the Sulu metamorphic belt, China [Zong et al., 2007]; Ecl-T (22) – garnets from eclogites of Tibet [Lu et al., 2022]; GrtP (2) – garnets from garnet peridotite xenoliths in lavas of the Togo volcano, Khangai Plateau, Mongolia [Harris et al., 2010]. See Fig. 7 for other designations.

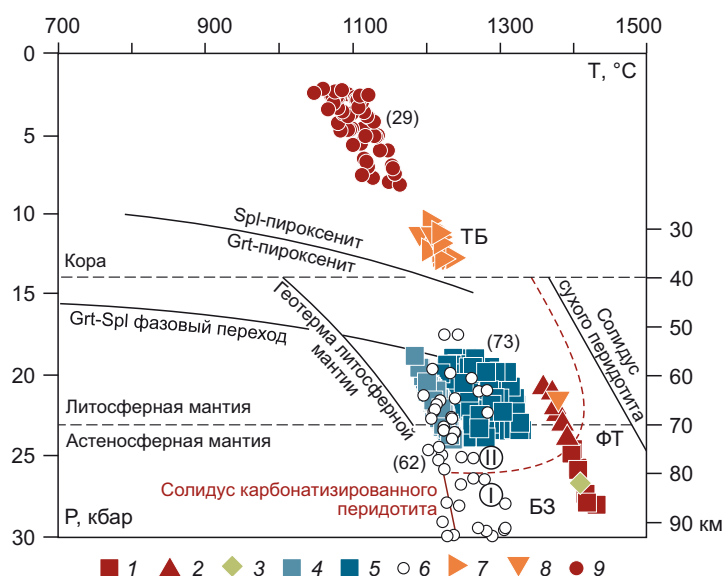


Рис. 10. P-T-условия формирования пироксенов, гранатов и щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского вулканического ареала.

P-T-условия формирования магм и кристаллизации минералов: 1 – базанитов (БЗ) и 2 – фонотефритов (ФТ) вулкана Бодь-уул, 3 – оливинов из базанитового расплава вулкана Бодь-уул, 4 – мегакристаллов Срх, рассчитано по [Putirka, 2008; Neave, Putirka, 2017], 5 – пар мегакристаллов пироксена и граната, рассчитано по [Putirka, 2008; Abbott, 2018], 6 – пар мегакристаллов пироксена и граната, рассчитано по [Sun, Liang, 2015; Abbott, 2018], 7 – трахиандеизбазальтов (ТБ) вулкана Угуумур, 8 – трахиандеизбазальтов и редких фонотефритов других участков лавового плато Тэсийнгольского ареала, 9 – микрофенокристаллов и микролитов Срх из пород вулкана Угуумур. Кривые солидуса «сухого» перидотита и солидуса карбонатизированного перидотита приведены по [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Пунктиром показана условная граница, разделяющая область мантии, содержащей карбонатитовый расплавный компонент (I), и область мантии, в которой карбонатитовый компонент переходит

в газообразную фазу (II) [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Граница астеносферной и литосферной мантии приведена по среднему значению для юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны по [Seredkina, 2021]. Другие границы см. в работе [Perepelov et al., 2020]. На графиках в скобках приведено количество определений P-T. Дополнительные пояснения см. в тексте.

Fig. 10. P-T formation conditions of megacrysts of pyroxenes, garnets and alkali-basaltic magmas of the Tesiingol volcanic field. P-T conditions of magma formation and mineral crystallization: 1 – basanites (BZ) and 2 – phonotephrites (FT) of the Body-Uul volcano, 3 – olivines from the basanite melt of the Body-Uul volcano, 4 – Cpx megacrysts, calculated according to [Putirka, 2008; Neave, Putirka, 2017], 5 – pairs of pyroxene and garnet megacrysts, calculated according to [Putirka, 2008; Abbott, 2018], 6 – pairs of pyroxene and garnet megacrysts, calculated according to [Sun, Liang, 2015; Abbott, 2018], 7 – basaltic trachyandesites (TB) of the Uguumur volcano, 8 – basaltic trachyandesites and rare phonotephrites from other parts of the lava plateau of the Tesiingol field, 9 – Cpx microphenocrysts and microlites from the rocks of the Uguumur volcano. The solidus curves of "dry" peridotite and carbonated peridotite are drawn after [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. The dotted line shows the conventional boundary separating the mantle zone, containing the carbonatite melt component (I), from the mantle zone in which the carbonatite component passes into the gaseous phase (II) [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. The boundary between the asthenospheric and lithospheric mantle is based on the average value for the southwestern flank of the Baikal rift zone after [Seredkina, 2021]. See [Perepelov et al., 2020] for other boundaries. The parentheses on graphs enclose a number of P-T determinations. See the text for additional explanations.

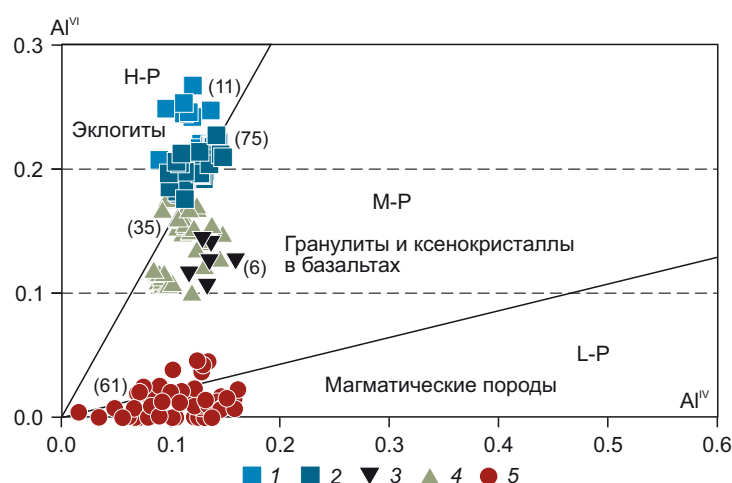


Рис. 11. Диаграмма $Al^{IV} - Al^{VI}$ для составов мегакристаллов пироксенов и пироксенов из вулканических пород и ксенолитов перидотитов Тэсийнгольского ареала (по [Aoki, Shiba, 1973; He et al., 2013]).

Величины $Al^{IV} - Al^{VI}$ даны в формульных единицах. H-P, M-P, L-P – области составов пироксенов из пород, образованных в условиях высоких, умеренных и низких давлений соответственно. В скобках – количество анализов пироксенов. Точки составов: 1 – мегакристаллы пироксенов по данным EDS, 2 – мегакристаллы пироксенов по данным RFA (валовый состав), 3 – пироксены из Spl и Grt перидотитов, 4 – пироксены из Grt-содержащих пироксенитов, 5 – пироксены из базальтоидов вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Fig. 11. $Al^{IV} - Al^{VI}$ diagram for the compositions of pyroxene megacrysts and pyroxenes from volcanic rocks and peridotite xenoliths of the Tesiingol field (after [Aoki, Shiba, 1973; He et al., 2013]).

The $Al^{IV} - Al^{VI}$ values are given in formula units. H-P, M-P, L-P are composition ranges of pyroxenes from rocks formed under high, moderate and low pressure conditions, respectively. The parentheses enclose a number of pyroxene analyses. Composition points: 1 – pyroxene megacrysts according to EDS data, 2 – pyroxene megacrysts according to RFA data (bulk composition), 3 – pyroxenes from Spl and Grt peridotites, 4 – pyroxenes from Grt-containing pyroxenites, 5 – pyroxenes from basaltoids of the Uguumur and Body-Uul volcanoes.

вблизи границы коры и верхней мантии при $P=10-16 \pm 2.9$ кбар и $T=1192-1237 \pm 19$ °C (рис. 10). Исходные магмы фонотэфритов, обнаруженных в основании лавового плато ареала, в сравнении с трахиандеизбазальтовыми расплавами, формировались при более высоком давлении (22 ± 2.9 кбар) и температуре (1376 ± 19 °C) (рис. 10).

Для установления P-T-условий формирования пироксенов из лав Тэсийнгольского ареала использованы известные эмпирические геотермобарометры, предназначенные для вулканических систем [Putirka, 2008]. В то же время определение условий происхождения ме-

гакристаллов пироксенов и гранатов сталкивается с определенными трудностями. С одной стороны, они могут быть рассмотрены как продукты кристаллизации магматических расплавов в малоглубинных коровых условиях [Matusiak-Malek et al., 2020], а с другой – могут являться продуктами более глубинных мантийных процессов [Yu et al., 2018; He et al., 2013].

Учитывая полученные данные о сходстве составов мегакристаллов темноцветных минералов с минералами эклогитового парагенезиса, при расчете P-T-параметров их образования мы использовали также геотермобарометры по [Sun, Liang, 2015; Abbott, 2018],

предназначенные для установления условий кристаллизации разноглубинных гранулитовых, перидотитовых и эклогитовых систем.

Согласно расчетам с использованием геотермобарометров, предназначенных для вулканических систем и выполненных по [Putirka, 2008] (формулы 32b и 32d), мегакристаллы пироксена могли быть сформированы в безводных условиях при $T=1214-1243\pm 58$ °C и в водосодержащих условиях ($H_2O=2.5$ мас. %) при $T=1202-1231\pm 87$ °C и давлении $P=20-24\pm 2.6$ кбар (рис. 10).

Согласно полученным по геобарометру 32b величинам давлений кристаллизации [Putirka, 2008], температуры образования ассоциации пироксен-гранат установлены на основе данных о распределении REE в мегакристаллах пироксена и граната по [Abbott, 2018] и отвечают диапазону $1212-1331\pm 75$ °C (рис. 10).

Другой независимый подход включал в себя определение величин давлений формирования ассоциации мегакристаллов пироксен – гранат с применением геобарометра по [Sun, Liang, 2015]. Эти расчеты показали, что такая ассоциация мегакристаллов могла быть сформирована в более широком диапазоне давлений – $17-37\pm 4$ кбар. Такие величины давления при расчете условий формирования мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала с применением геотермометра по [Abbott, 2018] соответствуют $T=1197-1309\pm 75$ °C (рис. 10).

Кристаллохимические особенности мегакристаллов пироксенов, в частности высокие содержания в них Na_2O , Al_2O_3 , и мегакристаллов гранатов с высокими CaO и предельно низкими концентрациями Cr_2O_3 , подтверждают то, что они кристаллизовались в условиях высоких давлений и указывают на близость их составов к минералам эклогитового парагенезиса (рис. 11).

Согласно расчетам P-T-условий образования для вулканических систем по формулам 32b и 32d из работы [Putirka, 2008], пироксены из лав ареала могли формироваться в безводных условиях при $P=2.6-8.2\pm 2.6$ кбар и $T=1081-1165\pm 58$ °C и в водосодержащих условиях при $P=2.3-7.8\pm 2.6$ кбар и $T=1048-1128\pm 87$ °C (см. рис. 10). Кристаллохимические особенности пироксенов из вулканических пород ареала отвечают малоглубинным коровым условиям их кристаллизации (рис. 11).

7. ОБСУЖДЕНИЕ

Происхождение мегакристаллов клинопироксенов и гранатов, как показано в работе [Yu et al., 2018], может быть рассмотрено в рамках нескольких генетических моделей. Одна из них предполагает, что мегакристаллы были образованы в глубинных мантийных условиях в результате реакций флюидов и расплавов с перидотитами [He et al., 2013]. Другая модель объясняет формирование мегакристаллов фракционной кристаллизацией базальтовых магм в мантии [Akinin et al., 2005; Liu, Ying, 2019; Hu et al., 2022]. Наконец, в работе [Yu et al., 2018] показана модель, основанная на предположении о генезисе мегакристаллов в результате высокобарической кристаллизации в процессе смешения

двух различных по составу магм, производных эклогитового и карбонатитового источников.

Полученные данные о составах и P-T-условиях кристаллизации мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала позволяют провести анализ ранее предложенных моделей и оценить возможность их применения к исследованной магматической системе. Так, согласно работе [He et al., 2013] одним из источников вещества при образовании мегакристаллов могли быть мантийные перидотиты. Очевидно, что мегакристаллы при этом должны нести изотопно-геохимические признаки участия такого источника в их образовании. Однако «перидотитовая» модель представляется маловероятной исходя из следующих наблюдений.

Для мегакристаллов пироксенов и гранатов характерна низкая магнезиальность ($Mg\# 0.18-0.44$) и крайне низкие содержания Cr ($0.2-11.0$ ppm). Щелочно-базальтовые расплавы ареала отличаются умеренной магнезиальностью и умеренными содержаниями Cr ($Mg\# 0.44-0.61$, $Cr=85-245$ ppm). В то же время главные породообразующие минералы перидотитов, пироксены и гранаты из исследованных включений отличаются высокой магнезиальностью ($Mg\# 0.81-0.92$) и высокими концентрациями Cr_2O_3 ($0.31-2.22$ мас. %) (Suppl. 1, табл. 1.3, 1.8).

Мегакристаллы существенно отличаются от перидотитов и минералов из перидотитов и по характеру распределения примесных элементов, в частности REE (см. рис. 7, 9). При этом они существенно обогащены LREE и имеют более высокую степень их фракционирования.

Величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений для включений перидотитов из позднекайнозойских вулканических пород Монголии по [Carlson, Ionov, 2019] находится в интервале $0.7021-0.7035$ (0.7028 по среднему), а значения ϵ_{Nd} составляют $5.6-11.4$ (8.8 по среднему), что сближает их с изотопным составом базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) или деплетированной мантии. В сравнении с перидотитами, величина изотопных отношений для базальтоидов и мегакристаллов Sr_x Тэсийнгольского ареала указывает на существенно более радиогенный для них источник вещества. Для базальтоидов и мегакристаллов величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений находится в интервале $0.7045-0.7053$, а значения $\epsilon_{Nd}(t)$ – в интервале от -4.8 до -12.1 [Perepelov et al., 2020]. Все эти закономерности не позволяют рассматривать источник вещества перидотитовой мантии как один из значимых при формировании щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала.

Многие авторы приходят к выводу о том, что магматические расплавы, которые транспортируют мегакристаллы к поверхности, не являются для них родоначальными и не могут продуцировать их в процессе кристаллизационной дифференциации [Akinin et al., 2005; Liu, Ying, 2019; Hu et al., 2022]. К аналогичному выводу приходят и авторы данной работы.

Такой вывод следует из наблюдаемых различий в изотопном составе магм и мегакристаллов [Perepelov et al., 2020], которые выражаются в несколько более радиогенном составе Sr и Nd для мегакристаллов в сравнении с базальтоидами, а также в отсутствии условий равновесной кристаллизации из расплавов мегакристаллов S_{rx} . Величины коэффициентов распределения $K_D(Fe-Mg)$ в системе мегакристалл – расплав составляют для $S_{rx} > 1.3$ для всего спектра составов магм, ареала, в том числе и для составов магм, приведенных в равновесие с субликвидусными оливинами. Такие значения неприемлемы и значительно выше величин $K_D(Fe-Mg)$, характерных для равновесных условий (0.26 ± 0.05) [Akinin et al., 2005].

Предлагаемая нами модель происхождения мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала содержит элементы модели смешения расплавов различной природы по [Yu et al., 2018] и модифицирована авторами.

Из совокупности данных следует, что вулканическая активность в ареале началась на раннем этапе с извержений кремнийнедосыщенных нефелин-нормативных базанитовых и фонотефритовых магм ($Ne_N = 11-22\%$), содержащих лейцит и нефелин, и сменилась на позднем этапе извержениями кремнийнасыщенных трахиандезибазальтовых магм ($Ne_N \leq 0.8$, $Hu_N = 0.4-16.0\%$).

В субликвидусных оливинах из базанитов раннего этапа (For_{84-78}) отмечаются изолированные и зональные силикатно-карбонатные включения, содержащие кальцит, доломит, клинохлор и редкие апатит и ильменит [Perepelov et al., 2020]. В минералах фонотефритов раннего этапа и минералах из пород второго заключительного этапа подобные включения не наблюдаются. В оливинах из трахиандезибазальтов второго этапа (For_{76-36}) такие включения также отсутствуют.

Особенности составов щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала указывают на участие в их образовании гранатсодержащего источника вещества. Подтверждением такому выводу служат высокие величины индикаторных отношений примесных элементов, а именно La/Yb , Gd/Yb , Ga/Sc , для вулканических пород и минералов (см. рис. 7, 9; Suppl. 1, табл. 1.9).

Повсеместное развитие в вулканических породах и мантийных включениях Тэсийнгольского ареала карбонатных и силикатно-карбонатных фаз предполагает наличие в мантии специализированного, насыщенного CO_2 источника вещества. Согласно расчетам Р-Т условий, кремнийнедосыщенные базанитовые магмы раннего этапа сформированы в астеносферной мантии в области стабильности расплавной силикатно-карбонатной фазы, граница которой установлена по экспериментальным данным [Gudfinnsson, Presnall, 2005] (см. рис. 10). В то же время фонотефритовые расплавы могут быть продуктом дифференциации базанитовых магм или могли быть образованы при несколько меньших температурах и давлениях вблизи границы

астеносферной и литосферной мантии и, вероятно, в условиях перехода карбонатной фазы в газообразное растворенное состояние (см. рис. 10). Согласно выполненным расчетам образование собственно мегакристаллов пироксенов и гранатов происходило при относительно более низких температурах над областью генерации базанитовых магм.

Компиляция полученных данных указывает на участие в образовании щелочно-базальтовых магм двух источников вещества. Первый из источников может отвечать по составу пироксенитовому, а второй – силикатно-карбонатному, обогащенному CO_2 . Предполагается, что причиной возникновения таких источников могли быть процессы высокobarического преобразования или эклогитизации пород океанической коры, субдуцированной на более ранних этапах геодинамического развития территории, как это было показано для обрамления Сибирского кратона [Van der Voo et al., 2015] и Китая [Xu et al., 2012; Li et al., 2016]. В условиях аппвельнга астеносферной мантии, содержащей фрагменты эклогитизированной океанической коры, происходит перекристаллизация и плавление эклогитов с выделением из них силикатно-карбонатного расплава и карбонатного флюида [Zeng et al., 2017]. Миграция и последующая кристаллизация такого вещества приводят к образованию в мантии жил гранатсодержащих пироксенитов и к газированию астеносферной мантии (рис. 12). Дальнейший подъем астеносферной мантии в условиях, близких к адиабатическим, вызывает плавление и образование вблизи солидуса карбонатизированной перидотитовой мантии очага кремнийнедосыщенной щелочно-базальтовой магмы, источником которой, согласно моделям по [Herzberg, Asimow, 2015; Lambart et al., 2016], служили пироксениды. Предполагается, что дифференциация щелочно-базальтовой магмы в очаге сопровождалась кристаллизацией оливина и миграцией остаточных фонотефритовых расплавов в верхние горизонты очага, в область, находящуюся выше солидуса карбонатизированной мантии (рис. 12). Этот процесс сопровождался разрушением силикатно-карбонатной фазы и ее растворением в расплаве. Стационарный поток высвобождающейся силикатно-карбонатной насыщенной флюидом фазы в ходе процесса, сходного с пневматолитовым, формирует над магматическим очагом мантийные жилы или камеры, выполненные мегакристаллами граната и пироксена (рис. 12). Одним из подтверждений возможности реализации такого процесса является отсутствие зональности мегакристаллов, свидетельствующее о слабой изменчивости состава минералообразующей среды.

Активизация вулканической деятельности в Тэсийнгольском ареале началась на заключительном этапе в среднем миоцене. Она продолжалась согласно имеющимся геохронологическим данным не менее 5 млн лет, что привело к многочисленным эксплозивным извержениям магматического материала, насыщенного мегакристаллами и фрагментами мантийных пород.

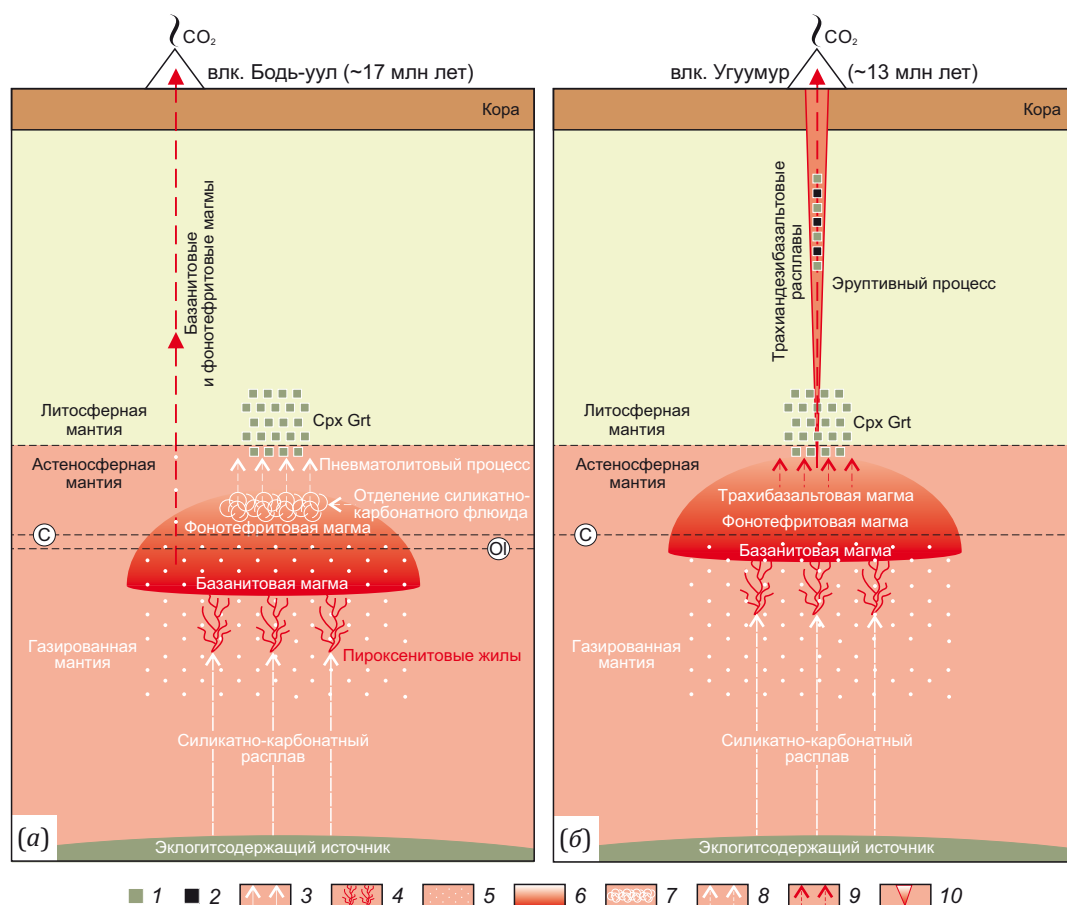


Рис. 12. Модель формирования щелочно-базальтовых магм, мегакристаллов и процесса эволюции магматической системы Тэсийнгольского ареала Северной Монголии.

1 – мегакристаллы Cpx и Grt; 2 – фрагменты перидотитов и пироксенитов литосферной мантии; 3 – направление подъема силикатно-карбонатного расплава; 4 – область локализации пироксенитовых жил; 5 – область газированной перидотитовой астеносферной мантии; 6 – магматический очаг; 7 – область отделения силикатно-карбонатного флюида от магматического расплава; 8 – направление подъема силикатно-карбонатного флюида (пневматолитовый процесс); 9 – направление подъема магм из магматического очага вулкана Бодь-уул (а) и вулкана Угуумур (б); 10 – направление развития эксплозивного процесса. С – линия солидуса сухого карбонатизированного перидотита, Ol – уровень начала кристаллизации оливина. CO₂ – выделение карбонатной фазы в процессе извержений. Модель построена в соответствии с рис. 11. Пояснения см. в тексте.

Fig. 12. Formation model of alkali-basaltic magmas, megacrysts and the process of evolution of the magmatic system of the Tesiingol field in Northern Mongolia.

1 – Cpx and Grt megacrysts; 2 – fragments of peridotites and pyroxenites of the lithospheric mantle; 3 – direction of the upwelling silicate-carbonate melt; 4 – pyroxenite vein localization area; 5 – carbonated peridotite asthenospheric mantle area; 6 – magmatic chamber; 7 – area of separation of silicate-carbonate fluid from the magmatic melt; 8 – direction of silicate-carbonate fluid upwelling (pneumatolitic process); 9 – direction of the upwelling magma from magmatic sources at the Bod-Uul (a) and Uguumur (b) volcanos; 10 – direction of the explosive process development. C – solidus line of dry carbonatized peridotite, Ol – starting level of olivine crystallization. CO₂ – carbonate extraction phase in eruptions. The model is constructed according to Fig. 11. See the text for explanations.

Развитие эксплозивного процесса, определившего вынос к поверхности ксеногенного мантийного кристаллического вещества, в том числе мегакристаллов, связано с высокой насыщенностью трахиандеибазальтовых магм заключительного этапа карбонатным флюидом. Доказательством участия карбонатного вещества в эволюции трахиандеибазальтовых магм служат наблюдаемые в основной массе пород выделения зональных кальцитовых и доломитовых фаз и карбонатные возгоны на поверхностях обломков пород. Предполагается, что флюидный газонасыщенный компонент претерпевал взрывное расширение при значи-

тельном снижении давления в условиях «раскрытия» магматической системы. Высокая интенсивность эруптивного процесса была, вероятно, причиной полного разрушения в магматической системе мантийных жил, выполненных мегакристаллами, что может объяснить отсутствие фрагментов таких жил среди продуктов вулканической деятельности Тэсийнгольского ареала.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Щелочно-базальтовые магмы и мегакристаллы граната и пироксена Тэсийнгольского вулканического

ареала формировались при участии гранатосодержащих источников вещества при значительной роли в магматической системе карбонатного флюида.

В составах магм и мегакристаллов отражено участие субдущированной и эклогитизированной древней океанической литосферы и пироксенитов астеносферной мантии.

Образование мегакристаллов гранатов и пироксенов происходило на раннем этапе активности Тэсийнгольского ареала на уровне гранатовой фации глубинности литосферной мантии вблизи ее границы с астеносферой.

Мегакристаллы образованы над областью очага кремниенедосыщенных базальтовых магм в результате процесса, сходного с пневматолитовым.

Трахиандеизбазальтовые магмы заключительно-го этапа вулканической активности Тэсийнгольского ареала не являются сингенетичными с мегакристаллами и не могут продуцировать их в процессе кристаллизационной дифференциации.

Транспортировка на заключительном этапе развития ареала трахиандеизбазальтовыми магмами к поверхности ксеногенного мантийного вещества и мегакристаллов определялась развитием мощного эксплозивного процесса в условиях дегазации магматической системы.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензенту чл. корр. РАН В.В. Акинину и анонимному рецензенту за детальный анализ статьи и высказанные замечания, при учете которых удалось значительно улучшить содержание статьи и внести необходимые поправки.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД

АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

11. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Abbott R.N., 2018. Trace Element Thermometry of Garnet-Clinopyroxene Pairs, Revisited. *American Mineralogist* 103 (7), 1169–1171. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6487>.

Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richter W., 2005. Clinopyroxene Megacrysts from Enmelen Melanephelinitic Volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): Application to Composition and Evolution of Mantle Melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 85–101. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0007-x>.

Ancuta L.D., Zeitler P.K., Idleman B.D., Jordan B.T., 2018. Whole-Rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology, Geochemistry, and Stratigraphy of Intraplate Cenozoic Volcanic Rocks, Central Mongolia. *GSA Bulletin* 130 (7–8), 1397–1408. <https://doi.org/10.1130/B31788.1>.

Aoki K.I., Shiba I., 1973. Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos* 6 (1), 41–51. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078-9).

Aseeva A., Avchenko O., Karabtsov A., Chashchin A., Vysotskiy S., Yakovenko V., Zarubina N., Kharitonova N., 2021. Melt Pockets in Garnet Megacrysts from Cenozoic Alkali Basalts of the Savaryn-Tsaram Vicinity, Mongolia. *Acta Geologica Sinica* 96 (1), 111–122. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14768>.

Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky B.A., 2011. Pyroxenites and Megacrysts from Vitim Picrite-Basalts (Russia): Polybaric Fractionation of Rising Melts in the Mantle? *Journal of Asian Earth Sciences* 42 (1–2), 14–37. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.004>.

Carlson R.W., Ionov D.A., 2019. Compositional Characteristics of the MORB Mantle and Bulk Silicate Earth Based on Spinel Peridotites from the Tariat Region, Mongolia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 257, 206–223. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.05.010>.

Demonterova E.I., Ivanov A.V., Palessky S.V., Posokhov V.F., Karmanov N.S., Pel'gunova L.A., 2023. Feldspar Megacrysts as a Source of Information on Crustal Contamination of Basaltic Melt Geochemistry International 61, 669–686. <https://doi.org/10.1134/S0016702923070029>.

Dobosi G., Downes H., Embey-Isztin A., Jenner G.A., 2002. Origin of Megacrysts and Pyroxenite Xenoliths from the Pliocene Alkali Basalts of the Pannonian Basin (Hungary). *Journal of Mineralogy and Geochemistry* 178 (3), 217–237. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2003/0178-0217>.

Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya., 1990. The Catalog of Deep-Seated Rock and Mineral Inclusions in Basalts of Mongolia. Nauka, Moscow, 67 p. (in Russian) [Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 67 с.].

Gornova M.A., Belyaev V.A., Karimov A.A., Perepelov A.B., Dril S.I., 2023. Chemical Modification of Lherzolite Xenoliths Due to Interaction with Host Basanite Melt: Evidence from Tumusun Volcano, Baikal Rift Zone. *Minerals* 13 (3), 403. <https://doi.org/10.3390/min13030403>.

Gose J., Schmädicke E., 2021. H_2O in Omphacite of Quartz and Coesite Eclogite from Erzgebirge and Fichtelgebirge, Germany. *Journal of Metamorphic Geology* 40 (4), 665–686. <https://doi.org/10.1111/jmg.12642>.

Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F., 2004. An Updated Classification Scheme for Mantle-Derived Garnet, for Use by Diamond Explorers. *Lithos* 77 (1–4), 841–857. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.012>.

Gudfinnsson G.H., Presnall D.C., 2005. Continuous Gradations Among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa. *Journal of Petrology* 46 (8), 1645–1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.

- Harris N., Hunt A., Parkinson I., Tindle A., Yondon M., Hammond S., 2010. Tectonic Implications of Garnet-Bearing Mantle Xenoliths Exhumed by Quaternary Magmatism in the Hangay Dome, Central Mongolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 67–81. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0466-6>.
- He D., Liu Y., Tong X., Zong K., Hu Zh., Gao Sh., 2013. Multiple Exsolutions in a Rare Clinopyroxene Megacryst from the Hannuoba Basalt, North China: Implications for Subducted Slab-Related Crustal Thickening and Recycling. *Lithos* 177, 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.018>.
- Herzberg C.T., Asimow P.D., 2015. PRIMELT3 MEGA. XLSM Software for Primary Magma Calculation: Peridotite Primary Magma MgO Contents from the Liquidus to the Solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (2), 563–578. <https://doi.org/10.1002/2014GC005631>.
- Hu L., Pan S., Lu R., Zheng J., Dai H., Guo A., Yu L., Sun H., 2022. Origin of Gem-Quality Megacrysts in the Cenozoic Alkali Basalts from the Muling Area, Northeastern China. *Lithos* 422–423, 106720. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106720>.
- Jankovics M.É., Taracsák Z., Dobosi G., Embey-Isztin A., Batki A., Harangi S., Hauzenberger C.A., 2016. Clinopyroxene with Diverse Origins in Alkaline Basalts from the Western Pannonian Basin: Implications from Trace Element Characteristics. *Lithos* 262, 120–134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.030>.
- Kepezshinskas V.L., 1979. Cenozoic Alkaline Basaltoids of Mongolia and Their Deep-Seated Inclusions. Nauka, Moscow, 312 p. (in Russian) [Кепежинскас В.Л. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.].
- Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian Stages. *Probel*, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004. 192 с.].
- Lambart S., Baker M.B., Stolper E.M., 2016. The Role of Pyroxenite in Basalt Genesis: Melt-PX, a Melting Parameterization for Mantle Pyroxenites Between 0.9 and 5 GPa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (8), 5708–5735. <https://doi.org/10.1002/2015JB012762>.
- Li Y.-Q., Ma Ch.-Q., Robinson P.T., 2016. Petrology and Geochemistry of Cenozoic Intra-Plate Basalts in East-Central China: Constraints on Recycling of an Oceanic Slab in the Source Region. *Lithos* 262, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.012>.
- Liu Y.-D., Ying J.-F., 2019. Origin of Clinopyroxene Megacrysts in Volcanic Rocks from the North China Craton: A Comparison Study with Megacrysts Worldwide. *International Geology Review* 62 (15), 1845–1861. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1663766>.
- Lu N., Wang G., Fu Y., Peng Z., 2022. Implication of Garnet Zoning in High Pressure- Ultrahighpressure Eclogite from Changning-Menglian Suture Zone, Bangbing Area, Southeast Tibetan Plateau. *Frontiers in Earth Science* 10, 930880. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.930880>.
- Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Woodland A., Uenver-Thiele L., Büchner J., Grégoire M., Aulbach S., 2020. Variable Origin of Clinopyroxene Megacrysts Carried by Cenozoic Volcanic Rocks from the Eastern Limb of Central European Volcanic Province (SE Germany and SW Poland). *Lithos* 382–383, 105936. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105936>.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist* 73 (9–10), 1123–1133.
- Neave D.A., Putirka K.D., 2017. A New Clinopyroxene-Liquid Barometer, and Implications for Magma Storage Pressures Under Icelandic Rift Zones. *American Mineralogist* 102 (4), 777–794. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5968>.
- Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Yu., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhigilev A., 2020. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources. *Minerals* 10 (7), 612. <https://doi.org/10.3390/min10070612>.
- Putirka K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (1), 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I., Elizaryeva T.I., Tatarinov A.V., 1989. Deep-Seated Xenoliths from the Bartoy Volcanites (Western Transbaikalia). *Journal of Volcanology and Seismology* 3, 38–48 (in Russian) [Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И., Елизарьева Т.И., Татаринов А.В. Глубинные ксенолиты из вулканитов Бартоя (Западное Забайкалье) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 38–48].
- Sajeev K., Windley B.F., Connolly J.A.D., Kon Y., 2009. Retrogressed Eclogite (20 kbar, 1020 °C) from the Neoproterozoic Palghat-Cauvery Suture Zone, Southern India. *Precambrian Research* 171 (1–4), 23–36. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.001>.
- Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskii A.M., 2010. Sources and Geodynamics of the Late Cenozoic Volcanism of Central Mongolia: Evidence from Isotope-Geochemical Studies. *Petrology* 18, 278–307. <https://doi.org/10.1134/S0869591110030057>.
- Seredkina A.I., 2021. The State of the Art in Studying the Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle Beneath the Baikal Rift from Seismological Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 57, 180–202. <https://doi.org/10.1134/S1069351321020117>.
- Sun Ch., Liang Y., 2015. A REE-in-Garnet-Clinopyroxene Thermobarometer for Eclogites, Granulites and Garnet Peridotites. *Chemical Geology* 393–394, 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.014>.
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London

Special Publications 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., 2009. Thermochronology of the Chernorud Granulite Zone, Ol'khon Region, Western Baikal Area. *Geochemistry International* 47, 1107–1124. <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>.

Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Enkhbat D., Scherbakov Yu.D., 2019. Volcanic Center Uguumur – Origin and Links of Alkaline Basalts Magmas, Megacrysts and Carbonate Phases Above the Mantle Plume (Northern Mongolia). In: *Proceedings of the 21st Kerulien International Conference on Geology and High-Level Forum on Synergic Development of Beijing-Tianjin-Hebei in Ecological and Geological Environment*. Shijiazhuang, p. 32.

Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Shcherbakov Yu.D., Odgerel D., Enkhbat D.-E., Zhigilev A.P., Puzankov M.Yu., 2021. New Data on the Rock Composition and Age for the Tesiingol Volcanic Field in Northern Mongolia. In: *Petrology and Geodynamics of Geological Processes. Proceedings of the XIII All-Russian Petrography Meeting (with Participation of Foreign Scientists) (September 6–13, 2021). Vol. 3. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk*, p. 201–203 (in Russian) [Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербakov Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии // *Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (06–13 сентября 2021 г.)*. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 201–203].

Van der Voo R., Van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H., 2015. Latest Jurassic-Earliest Cretaceous Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A Paleomagnetic and Seismological-Tomographic Analysis. In: T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald (Eds), *Late Jurassic Margin of Laurasia: A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation*. Geological Society of America 513, 589–606. [https://doi.org/10.1130/2015.2513\(19\)](https://doi.org/10.1130/2015.2513(19)).

Xu Z., Zhao Z.F., Zheng Y.-F., 2012. Slab-Mantle Interaction for Thinning of Cratonic Lithospheric Mantle in North China: Geochemical Evidence from Cenozoic Continental Basalts in Central Shandong. *Lithos* 146–147, 202–217. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.019>.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E., 2014. Intraplate Geodynamics and Magmatism in the Evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 93, 158–179. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.07.004>.

Yu X., Zeng G., Chen L.-H., Hu S.-L., Yu Z.-Q., 2018. Magma-Magma Interaction in the Mantle Recorded by Megacrysts from Cenozoic Basalts in Eastern China. *International Geology Review* 61 (6), 675–691. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1446190>.

Zeng G., Chen L.-H., Yu X., Liu J.-Q., Xu X.-Sh., Erdmann S., 2017. Magma-Magma Interaction in the Mantle Beneath Eastern China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122 (4), 2763–2779. <https://doi.org/10.1002/2017JB014023>.

Zong K., Liu Y., Liu X., Liu X., Zhang B.-H., 2007. Trace Elemental Records of Short-Lived Heating During Exhumation of the CCSD Eclogites. *Chinese Science Bulletin* 52, 813–824. <https://doi.org/10.1007/s11434-007-0113-4>.