

Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона

Ю. Аило^{1,2,3}, С. В. Рассказов^{1,3}, И. С. Чувашова^{1,3}, Т. А. Ясныгина³

¹Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Ленина, 3

²Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: youseph.gh.g@gmail.com

Поступила в редакцию 22.10.2020 г., принята к печати 09.04.2021 г.

Объект исследования. Оливин глубинных включений из позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины. **Материалы и методы.** В аналитических работах использовалось оборудование ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН: электронно-зондовый микроанализатор Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония) и лазерная система NWR 213 eSi, присоединенная к квадрупольному масс-спектрометру NexION-300D. Электронно-зондовый микроанализ минералов с определением кальция в оливине проводился методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Для определения петрогенных оксидов в породах использовался комплекс методов количественного химического анализа. **Результаты.** Глубинные включения из позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины характеризуют корневую часть Слюдянского метаморфического субтеррейна, образовавшегося при коллизионном приращении Хамардабанского террейна к Сибирскому палеоконтиненту в раннем палеозое и активизированного в позднем кайнозое. Магматическими расплавами на поверхность вынесена малоглубинная ассоциация нодулей шпинель-пироксеновой и оливин-плагноклазовой фации перидотитов и пироксенитов коро-мантийного перехода и коры, частично перекрывающаяся, по *P-T* оценкам, с метаморфическими породами Слюдянского комплекса. По валовому составу глубинных включений выделяются группы ксенолитов (реститов, пород, близких к составу примитивной мантии, и метасоматитов) и родственных пород (магматического и магматическо-метасоматического генезиса). Полигенетический характер ассоциации обозначен вариациями индикаторных петрогенных и микроэлементных характеристик оливина. В оливине ксенолитов определяется интервал содержания форстерита (*For*) 86–91% при диапазоне концентраций NiO – 0.2–0.5, MnO – 0.1–0.2 и CaO < 0.16 мас. %. В оливине пород магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса содержание *For* снижается от значений оливина ксенолитов до 64% при понижении NiO (Ni/Mg) и возрастании MnO и CaO. В магматическом оливине содержания MnO и CaO составляют соответственно 0.16–0.21 и около 0.1 мас. %, в отличие от оливина магматическо-метасоматического генезиса, обогащенного этими оксидами, соответственно до 0.50 и 0.45 мас. % при возрастании Mn/Fe и Ca/Fe. Тренды включений оливинов малоглубинной полигенетической ассоциации подчеркиваются при сопоставлении с оливинами ассоциаций более глубинных включений из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий, представляющих собой переход от гранатовой к шпинель-пироксеновой фации мантийных перидотитов. **Вывод.** Вариации состава оливина служат показателем полигенетичности малоглубинной ассоциации включений, вынесенных позднекайнозойскими базальтовыми, трахибазальтовыми и базанитовыми расплавами в Тункинской долине из области перехода от шпинель-пироксеновой к оливин-плагноклазовой фации перидотитов корневой части коллизионной зоны Хамардабанского террейна, активизированной в позднем кайнозое.

Ключевые слова: кайнозой, мантия, литосфера, базальт, трахибазальт, глубинное включение, ксенолит, Байкальская рифтовая зона, Тункинская долина

Источник финансирования

Грант РФФИ 18-77-10027

Для цитирования: Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. (2021) Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона. *Литосфера*, 21(4), 517–545. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-517-545>

For citation: Ailow Y., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. (2021) Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone. *Lithosphere (Russia)*, 21(4), 517–545. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-517-545>

Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

Youseph Ailow^{1,2,3}, Sergei V. Rasskazov^{1,3}, Irina S. Chuvashova^{1,3}, Tatiana A. Yasnygina³

¹Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3 Lenin st., Irkutsk 664003, Russia

²Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

³Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: youseph.gh.g@gmail.com

Received 22.10.2020, accepted 09.04.2021

Research subject. Olivine of deep-seated inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks of the Tunka valley. **Materials and methods.** Electron probe microanalysis of minerals with determination of calcium in olivine by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). A complex of methods of quantitative chemical analysis for determination of major oxides in rocks. **Results.** Deep-seated nodules from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley characterize the root part of the Slyudyanka metamorphic subterrane, formed during collisional accretion of the Khamar-Daban terrane to the Siberian paleocontinent in the Early Paleozoic and reactivated in the Late Cenozoic. From bulk compositions of deep-seated nodules, groups of xenoliths (restites, rocks closed to the primitive mantle composition, and metasomatites) and cognate rocks (magmatic and magmatic-metasomatic genesis) were distinguished. The polygenetic character of this assemblage is designated by variations of major and trace-element abundances in olivine. In olivine of xenoliths, forsterite (Fo) ranges from 86 to 91% under abundances of NiO – 0.2–0.5, MnO – 0.1–0.2, and CaO < 0.16 wt %. In olivine of magmatic rocks and those of mixed (magmatic-metasomatic) genesis, Fo decreases to 64% with a decrease in NiO (Ni/Mg ratio) and an increase in MnO and CaO. Magmatic olivine shows 0.16–0.21 wt % MnO and about 0.1 wt % CaO, in contrast to olivine of magmatic-metasomatic genesis, enriched in these oxides to 0.5 wt % and 0.45 wt %, respectively, with an increase in the Mn/Fe and Ca/Fe ratios. Olivine trends of the shallow polygenetic assemblage of inclusions are emphasized when compared with those of the deeper ones from volcanic rocks of the Vitim and Oka plateaus that represent a transition from the garnet to the spinel-pyroxene facies in mantle peridotites. **Conclusion.** Olivine compositions are indicative of the shallow origin of peridotite and pyroxenite nodules from the crust and crust–mantle transition in the root part of the Slyudyanka collision zone reactivated in the Late Cenozoic.

Keywords: Cenozoic, mantle, lithosphere, basalt, trachybasalt, deep-seated inclusion, xenolith, Baikal Rift Zone, Tunka Valley

Funding information

Grant of the Russian Science Foundation 18-77-10027

Acknowledgements

The authors thanks N.Yu. Tsareva, G.V. Bondareva and N.G. Koltunova – for major oxide determination in volcanic rocks and nodules, S.S. Brandt and M.M. Samoilenko – for K-Ar dating of a sample from the Karierny volcano. The analytical work was performed using the equipment of the Center for Collective Use “Isotope-Geochemical Research” of the IGC SB RAS: a Jeol Superprobe JXA-8200 electron probe microanalyzer and an NWR 213 eSi laser system connected with a NexION-300D quadrupole mass spectrometer, T.V. Kalashnikova (IGC SB RAS) – for consultations in the description of thin sections. We are grateful to the reviewer for constructive comments on the manuscript that improved its content.

ВВЕДЕНИЕ

В базальтах и щелочных базальтоидах внекратонных областей распространены мономинеральные и полиминеральные глубинные включения ксеногенного и родственного (по отношению к вмещающим вулканическим породам) происхождения. Ассоциации включений из вулканических пород основного состава в рифтовых зонах относятся к литосферной части верхней мантии и нижней части коры. Условия кристаллизации вынесенных на поверхность глубинных пород и минералов отражаются в составе минералов при определяющем значении состава клинопироксена (Рассказов, 1985; Ащепков, 1991; Ashchepkov et al., 1994). В случае его отсутствия ксеногенное или родственное происхождение глубинных включений может оцениваться по другим минералам, среди которых важнейшую информацию несет оливин. Состав

этого минерала использовался при выяснении происхождения глубинных нодулей из вулканических пород и кимберлитов многими авторами (Ащепков, 1991; Arai, 1994; Griffin et al., 1998; Sobolev et al., 2005, 2007; Kamenetsky et al., 2006; Straub et al., 2008; le Roux et al., 2011; Herzberg et al., 2013; Lambart et al., 2013; Nishizawa et al., 2017; Плечов и др., 2018). Вариации состава оливина из базальтовых расплавов и включений различного происхождения широко используются для определения характера эволюции источников магм и реконструкций условий плавления верхней мантии (Hart, Davis, 1978; Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011; Foley et al., 2013; Howarth, Harris, 2017).

В вулканических породах Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны были отмечены сначала глубинные включения с хромдиопсидом и хромшпинелью (зеленого цвета) на хр. Камар, а затем глиноземистые разновидности с тита-

навгитом (черного цвета) в долине р. Хобок Тункинской впадины (Волянюк, Семенова, 1975а, б). Позже зеленые глубинные включения были найдены в лавах осевой части хр. Хамар-Дабан (Киселев и др., 1979). Сравнительное изучение состава глубинных включений этих местонахождений и новых находок показало их смену вкрест простирания рифтовой долины от амфиболсодержащей полиминеральной ассоциации Тункинских гольцов через авгит- и фассаитсодержащие Тункинской впадины к авгит- и хромдиопсидсодержащей ассоциации на северном склоне хр. Хамар-Дабан (Рассказов, 1985, 1993; Рассказов и др., 1989а, б, 1992, 1994, 2000а, б, 2010). В трех местонахождениях глубинных включений южного структурного плеча Тункинской долины – хр. Хамар-Дабан (участок Марта, вулканы Маргасан и Тумусун) – были определены акцессорные полевые шпаты, представленные непрерывным спектром от плагиоклаза An_{50} до калиевого щелочного полевого шпата Or_{65} (Ionov et al., 1995).

Состав глубинных включений из вулканитов Тункинской долины и ее горного обрамления изучался также при их сопоставлении с глубинными включениями из вулканитов Витимского плоскогорья, в которых существенную роль играют гранатсодержащие разновидности перидотитов и пироксенитов (Ащепков, 1991; Litasov, Taniguchi, 2002; Ащепков и др., 2003). Для сравнительного анализа использовались глубинные включения других территорий юга Сибири (Рассказов, 1993). В вулканитах Байкальской рифтовой зоны (Удоканское поле и поля Тункинской долины) была выявлена малая глубина кристаллического материала по сравнению с кристаллическим материалом из вулканитов, извергавшихся за ее структурно-геоморфологическими границами, оформившимися в плиоцен-четвертичное время (Витимское и Окинское поля и поля Центральной Монголии) (Рассказов, 1985). Обращалось внимание на геохимические характеристики глубинных включений из вулканических пород территории, собственные коре (Чувашова, Рассказов, 2014; Аило и др., 2019).

В настоящей работе исследуются вариации петрогенных и примесных элементов оливина глубинных включений из вулканитов осевой Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны в целях определения их генезиса и вероятной связи с породами фундамента Слюдянского метаморфического комплекса. Для сопоставления привлекаются данные о вариациях состава оливина из ассоциаций глубинных включений в вулканитах Витимского и Окинского полей, расположенных за пределами Байкальской рифтовой зоны соответственно на Витимском и Окинском плоскогорьях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучалась коллекция глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный, представленная зеленой (с хромдиопсидом) и черной (с авгитом или фассаитом) группами. В аналитические исследования отобран оливин из 46 образцов (табл. 1). Для сопоставления использовались новые и опубликованные данные, полученные по оливину 130 глубинных включений из других местонахождений Тункинской долины, а также Витимского и Окинского плоскогорий.

Содержания петрогенных оксидов в породах устанавливались комплексом методов количественного химического анализа. Состав минералов определялся с использованием электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония). Проводилась съемка пятью спектрометрами с волновой дисперсией при аналитических условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка электронов 20 нА, диаметр пучка электронов 1 мкм, время счета импульсов 10 с на пике линии, фона – по 5 с с каждой стороны от линии. Для регистрации аналитического сигнала микрокомпонентов применялся светосильный Н-тип рентгеновского спектрометра. В качестве стандартов использовались природные минералы, аттестованные как лабораторные образцы сравнения в ИГМ СО РАН: альбит (Na, Al), диопсид (Ca), оливин (Si, Mg, Fe), ортоклаз (K), Mn-гранат (Mn), Cr-шпинель (Cr), ильменит (Ti) и шпинель $NiFe_2O_4(Ni)$.

Содержания кальция в оливинах включений из пород влк. Карьерный определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием лазерной абляции (LA-ICP-MS). Применялась лазерная система NWR 213 eSi, присоединенная к квадрупольному масс-спектрометру NexION 300D. Точки для анализа методом LA-ICP-MS выбирались посредством бинокулярного микроскопического исследования образцов, чтобы избежать попадания в анализируемую область трещин и включений в минералах. Размер лазерного пятна составлял 50 мкм, частота лазера – 10 Гц, энергия лазера – 8 Дж/см². Скорость несущего газа гелия 0.4 л/мин, добавочного аргона 1 л/мин, энергия плазмы 1500 Вт. Каждый анализ состоял из 20-секундного измерения фоновых сигналов и 40-секундной абляции. Сигнал нормировался по ²⁷Si-значениям, полученным ранее методом рентгено-спектрального микроанализа исследуемой области. Для расчета использовались стандартные образцы NIST SRM 610-614. Содержания кальция, используемые для расчета *PT* параметров, определялись по изотопам ⁴³Ca и ⁴⁴Ca.

Таблица 1. Состав оливина глубинных включений из вулканитов Тункинской долины (мас. %) и некоторые характеристики минералов включений**Table 1.** Compositions of olivine of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Tunka Valley (wt %) and some characteristics of minerals of the inclusions

Образец	BS-16-1	BS-16-2	BS-16-3	BS-16-4	BS-16-5	BS-16-6	BS-16-7
Порода	Шп. лерц.	Шп. верл.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Ол. вебс.	Шп. лерц.	Шп. лерц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.60	41.49	42.18	41.08	41.48	41.33	41.66
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.00	9.56	9.28	9.50	9.54	9.02	9.16
MgO	48.74	48.24	48.46	48.62	48.58	48.56	48.03
MnO	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.12	0.14
CaO	Н.п.о.	0.046	Н.п.о.	0.038	0.040	0.049	0.046
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.36	0.33	0.38	0.37	0.31	0.44	0.39
Сумма	99.86	99.78	100.45	99.72	100.05	99.46	99.38
<i>Fo</i>	90.46	89.83	90.15	89.97	89.94	90.45	90.20
Mg# <i>Ol</i>	90.62	89.99	90.30	90.12	90.08	90.57	90.33
Cr# <i>Sp</i>	28.91	52.95	31.29	37.48	—	29.36	—

Образец	BS-16-8	BS-16-9	BS-16-10	BS-16-11	BS-16-12	BS-16-13	BS-16-14
Порода	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. гарц.	Шп. лерц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.30	40.88	41.18	41.51	41.21	41.06	41.81
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.34	10.06	8.91	9.65	9.25	9.49	9.02
MgO	48.41	48.08	48.92	48.04	48.90	48.11	48.60
MnO	0.09	0.18	0.18	0.18	0.13	0.12	0.10
CaO	0.042	0.066	0.051	0.068	0.046	0.024	0.013
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.40	0.36	0.35	0.36	0.38	0.39	0.39
Сумма	99.54	99.57	99.54	99.73	99.87	99.18	99.91
<i>Fo</i>	90.14	89.33	90.56	89.71	90.28	89.92	90.48
Mg# <i>Ol</i>	90.23	89.49	90.73	89.88	90.41	90.03	90.57
Cr# <i>Sp</i>	36.13	32.22	26.15	34.26	26.63	26.94	44.83

Образец	BS-16-15	BS-16-16	BS-16-2	BS-16-15	BS-16-6	BS-16-3	BS-16-2
Порода	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Вкл. в х.д.	Вкл. в х.д.	Вкл. в шп.	Вкл. в шп.	Вкл. в шп.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.46	41.53	40.40	41.07	40.55	40.44	40.94
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	8.88	8.87	9.35	9.04	9.19	9.22	9.69
MgO	48.69	48.74	49.42	49.74	49.35	48.89	49.29
MnO	0.12	0.16	0.19	0.12	0.11	0.14	0.17
CaO	0.036	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.099	Н.п.о.	0.057
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.36	0.36	0.34	0.34	0.36	0.36	0.33
Сумма	99.50	99.66	99.69	100.30	99.57	99.25	100.41
<i>Fo</i>	90.61	90.59	90.22	90.64	90.43	90.31	89.91
Mg# <i>Ol</i>	90.72	90.74	90.40	90.75	90.54	90.44	90.07
Cr# <i>Sp</i>	43.42	42.89	[52.95]	[43.42]	[29.36]	[31.29]	[52.95]

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Образец	BS-16-30/2	BS-16-33/1	BS-16-33/2	BS-16-33/3	BS-16-34/1	BS-16-34/2	BS-16-36/1
Порода	Ол. вебс.	Шп. лерц.	Ол. ор-нит	Шп. верл.	Дунит	Шп. верл.	Шп. гарц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	40.69	41.24	40.71	40.81	40.94	40.93	40.48
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.26	9.25	9.23	9.22	8.65	8.68	11.97
MgO	49.71	49.00	49.25	49.39	49.55	49.48	46.94
MnO	0.10	0.12	0.12	0.15	0.14	0.08	0.16
CaO	0.07	Н.п.о.	0.035	0.054	0.041	Н.п.о.	0.061
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.24	0.25	0.32	0.29	0.26	0.26	0.36
Сумма	100.06	99.86	99.63	99.93	99.53	99.45	99.90
<i>Fo</i>	90.45	90.31	90.37	90.38	90.95	90.96	87.34
Mg# <i>Ol</i>	90.54	90.43	90.49	90.52	91.08	91.04	87.49
Cr# <i>Sp</i>	21.47	26.03	26.24	27.25	35.52	34.19	34.72
Образец	BS-16-37	BS-16-38/1	BS-16-38/2	BS-16-38/3	BS-16-115/2	BS-18-153/1	BS-18-153/2
Порода	Шп. гарц.	Ол. кл-нит	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Ор. вебс.	Шп. лерц.	Шп. верл.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	40.98	40.69	40.55	40.69	39.84	41.62	41.38
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.48	10.07	10.09	9.83	12.57	10.51	10.38
MgO	49.10	48.57	48.60	48.54	46.70	47.25	47.37
MnO	0.14	0.12	0.14	0.13	0.17	0.13	0.14
CaO	0.067	0.058	Н.п.о.	Н.п.о.	0.032	0.033	Н.п.о.
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.28	0.23	0.24	0.25	0.47	0.42	0.37
Сумма	99.98	99.69	99.63	99.43	99.75	99.93	99.64
<i>Fo</i>	90.10	89.46	89.44	89.68	86.72	88.78	88.92
Mg# <i>Ol</i>	90.23	89.58	89.57	89.80	86.88	88.91	89.05
Cr# <i>Sp</i>	26.50	38.37	38.11	37.02	—	32.98	29.40
Образец	BS-18-154/1	BS-16-33/1	BS-16-33/2	BS-16-33/2	BS-16-38/2	BS-16-116	BS-16-68/1
Порода	Шп. гарц.	Вкл. в <i>шп.</i>	Вкл. в <i>х.д.</i>	Вкл. в <i>шп.</i>	Вкл. в <i>шп.</i>	Шп. лерц.	Шп. лерц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.28	40.83	41.03	38.00	40.62	39.65	38.15
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	10.55	9.20	9.32	9.92	9.97	16.86	23.26
MgO	47.02	49.45	48.97	49.41	48.82	43.34	38.88
MnO	0.15	0.12	0.12	0.12	0.14	0.15	0.22
CaO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.055	0.114
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.58	0.11	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.37	0.25	0.29	0.36	0.24	0.18	0.13
Сумма	99.37	99.86	99.73	98.40	99.91	100.19	100.64
<i>Fo</i>	88.68	90.43	90.24	89.76	89.59	81.94	74.69
Mg# <i>Ol</i>	88.82	90.55	90.35	89.87	89.72	82.08	74.87
Cr# <i>Sp</i>	31.85	[26.03]	[26.24]	[26.24]	[38.11]	6.21	9.95

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Образец	BS-16-68/2	BS-16-73	BS-16-128	BS-16-128*	BS-18-152	Ar-18-1/1	Ar-18-1/3
Порода	Расплав в вебстерите	Кп-нит	Кп-нит	Кп-нит	Кп-нит	Шп.л ерц	Базанит
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Тун. хр.	Тун. хр.
SiO ₂	38.97	39.50	39.28	38.32	40.78	40.70	40.35
TiO ₂	0.12	0.14	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	0.10	Н.п.о.	0.09	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	18.38	17.78	20.35	22.89	15.02	11.10	11.84
MgO	41.15	42.33	40.09	38.23	44.07	47.02	47.81
MnO	0.18	0.30	0.39	0.36	0.17	0.11	0.14
CaO	0.19	0.28	0.103	0.45	0.045	0.050	0.082
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.16	0.20	0.18	0.09	0.14	0.35	0.35
Сумма	99.15	100.63	100.29	100.47	100.18	99.33	100.49
<i>Fo</i>	79.81	80.67	77.50	74.56	83.79	88.20	87.67
Mg# <i>Ol</i>	79.96	80.93	77.83	74.86	83.95	88.31	87.80
Cr# <i>Sp</i>	—	—	—	—	—	20.84	—
Образец	Ar-18-1/5-1	Ar-18-1/5-2	Ar-18-7	р 657	р 656/1	р 656/4	р 656/2
Порода	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит
Местонахождение	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Козья Шейка	Козья Шейка	Козья Шейка	Козья Шейка
SiO ₂	40.10	40.39	40.20	39.42	39.73	39.66	39.70
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	0.07	0.02	Н.п.о.	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	0.07	0.08	Н.п.о.	0.00	0.06
FeO	14.35	13.44	15.10	9.88	9.54	9.80	8.24
MgO	44.73	45.41	43.93	49.65	50.73	49.87	51.06
MnO	0.16	0.13	0.20	0.18	0.13	0.15	0.09
CaO	0.181	0.207	0.243	0.08	0.03	0.06	0.07
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.06	0.02	0.06	0.06
NiO	0.23	0.26	0.26	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Сумма	99.78	99.79	100.01	99.37	100.18	99.62	99.31
<i>Fo</i>	84.60	85.64	83.65	89.79	90.34	89.93	91.61
Mg# <i>Ol</i>	84.75	85.76	83.83	89.96	90.46	90.07	91.70
Cr# <i>Sp</i>	—	—	—	9.27	8.30	8.49	39.37
Образец	р 656/6	р 655А	р 656/3	р 656/5	523/12-1	523/46-7	523/46-8
Порода	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базальт	Базальт	Базальт
Местонахождение	Козья Шейка	Козья Шейка	Козья Шейка	Козья Шейка	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.
SiO ₂	39.27	39.95	40.18	39.80	35.29	37.20	37.67
TiO ₂	0.06	0.03	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.97	9.51	9.85	9.66	32.07	26.72	26.38
MgO	49.82	50.02	49.82	49.95	31.98	34.65	35.01
MnO	0.15	0.16	0.14	0.12	0.46	0.42	0.41
CaO	0.06	Н.п.о.	0.06	0.09	0.16	0.13	0.17
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.04	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Сумма	99.37	99.70	100.12	99.65	99.96	99.12	99.64
<i>Fo</i>	89.77	90.22	89.89	90.10	63.67	69.47	69.96
Mg# <i>Ol</i>	89.91	90.36	90.01	90.21	64.00	69.80	70.29
Cr# <i>Sp</i>	12.85	11.86	9.72	8.49	—	—	—

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Образец	523/23-11	523/23-12	523/23-13	523/26-14	523/26-15	523/40-18	523/40-19
Порода	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт
Местонахождение	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.
SiO ₂	38.91	39.12	39.00	37.73	37.63	37.08	36.37
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	20.61	20.12	21.49	25.74	25.82	29.37	30.25
MgO	39.79	39.86	38.62	35.73	35.74	33.63	33.00
MnO	0.32	0.34	0.40	0.42	0.42	0.45	0.49
CaO	0.26	0.23	0.27	0.22	0.21	0.12	0.12
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Сумма	99.89	99.67	99.78	99.84	99.82	100.65	100.23
Fo	77.21	77.64	75.87	70.88	70.83	66.78	65.67
Mg# Ol	77.49	77.93	76.21	71.22	71.16	67.12	66.04
Cr# Sp	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Данные получены методом рентгеноспектрального микрозондового анализа серии образцов из Тункинской долины и ее горного обрамления – вулкана Карьерный (Кар. влк.), Тункинского хребта (Тун. хр.), местонахождения Козья Шейка). $Fo = Mg/(Mg + Fe + Mn)100\%$ – форстерит; $Cr\# Sp = Cr/(Cr + Al)100\%$ – хромистость шпинели и $Mg\# Ol = Mg/(Mg + Fe)100\%$ – магнезиальность оливина. Шп. лерц. – шпинелевый лерцолит, шп. верл. – шпинелевый верлит, шп. гарц. – шпинелевый гарцбургит, шп. дунит – шпинелевый дунит, расплав в вебстерите – оливин находится в жиле вебстерита, ол. вебс. – оливиновый вебстерит; ол. кл-нит – оливиновый клинопироксенит, ол. ор-нит – оливиновый ортопироксенит, ор. вебс. – ортопироксеновый вебстерит, кл-нит – клинопироксенит, вкл. в х.д. – включение в хромдиопсиде, вкл. в шп. – включение в шпинели. Н.п.о. – содержание компонента ниже предела обнаружения. 128* – дополнительное измерение другого зерна породы. В квадратных скобках выделены Cr# шпинели, содержащей оvoidные включения оливина. Жирным выделены содержания CaO, полученные методом LA-ICP-MS. Пределы обнаружения (мас. %): SiO₂ (0.06), TiO₂ (0.06), FeO (0.07), Al₂O₃ (0.05), MgO (0.07), CaO (0.05), MnO (0.06), Cr₂O₃ (0.05), NiO (0.08) – для результатов микрозондового анализа, CaO (0.0055) – для результатов LA-ICP-MS с относительным средним квадратическим отклонением 10%. Прочерк – порода не содержит шпинели или данные о шпинели недоступны. В таблице помимо авторских данных использованы материалы Д.А. Ионов (Ionov et al., 1995).

Note. Data obtained by X-ray microprobe analysis series of samples from the Tunka valley and its mountain frame (Kar'erny volcano (Kar. vлк.), Tunka ridge (Тун. хр.), location Koz'ya Sheika). $Fo = Mg/(Mg + Fe + Mn)100\%$ – forsterite; $Cr\# Sp = Cr/(Cr + Al)100\%$ and $Mg\# Ol = Mg/(Mg + Fe)100\%$ – spinel chromium and olivine magnesium. Abbreviations: шп. лерц. – spinel herzolit, шп. верл. – spinel wehrlite, шп. гарц. – spinel harzburgite, шп. дунит – spinel dunite, расплав в вебстерите – olivine in websterite vein, ол. вебс. – olivine websterite, ол. кл-нит – olivine clinopyroxenite, ол. ор-нит – olivine orthopyroxenite, ор. вебс. – orthopyroxene websterite, кл-нит – clinopyroxenite, вкл. в х.д. – inclusion in chrome diopside, вкл. в шп. – inclusion in spinel. Н.п.о. – the content of the component less than the detection limit. In brackets Cr# of spinel containing ovoid inclusions of olivine is designated. Shown by bold are CaO contents obtained by the LA-ICP-MS method. Limits of detection (wt %) are: SiO₂ (0.06), TiO₂ (0.06), FeO (0.07), Al₂O₃ (0.05), MgO (0.07), CaO (0.05), MnO (0.06), Cr₂O₃ (0.05), NiO (0.08) – for the results of microprobe analysis, CaO (0.0055) – for the results of LA-ICP-MS with a relative standard deviation of 10%. Dash – the rock does not content of spinel ore the data about it is not available. In addition to the author's data the materials of D.A. Ionov (Ionov et al., 1995) are used in the table.

Структурное положение и возраст вулканических пород Тункинской долины

Осевая Тункинская долина Байкальской рифтовой зоны примыкает с запада к ее другой осевой структуре – Южно-Байкальской озерной впадине – и состоит из шести небольших суходольных впадин (с запада на восток): Мондинской, Хойтогорской, Туранской, Тункинской, Торской и Быстринской (рис. 1, 2). Впадины разделены междувпадинными перемычками. Долина ограничена с севера крутым склоном Тункинских гольцов, с юга – пологим склоном хребтов Хамар-Дабан, Ургудеевский и Мунку-Сардык (Флоренсов, 1960). Впадины заполнены осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями миоцена-квартера с фрагментарным

распространением олигоценых отложений (Расказов, 1993; Расказов и др., 2010).

Тункинская долина унаследовала коллизионную границу между Хамардабанским террейном и Сибирским палеоконтинентом, представленную Слюдянским метаморфическим субтеррейном. Предполагается, что осевая часть Тункинской рифтовой долины пространственно соответствует термальной аномалии, выраженной в зональном метаморфизме (Беличенко, 1985; Беличенко и др., 2006).

В центральной части Тункинской долины вулканизм сосредоточен в структурном сочленении Тункинской впадины и Еловской междувпадинной перемычки. Здесь отчетливо выражена временная смена состава лав. Оливиновые гиперстен-нормативные толеитовые базальты среднемио-

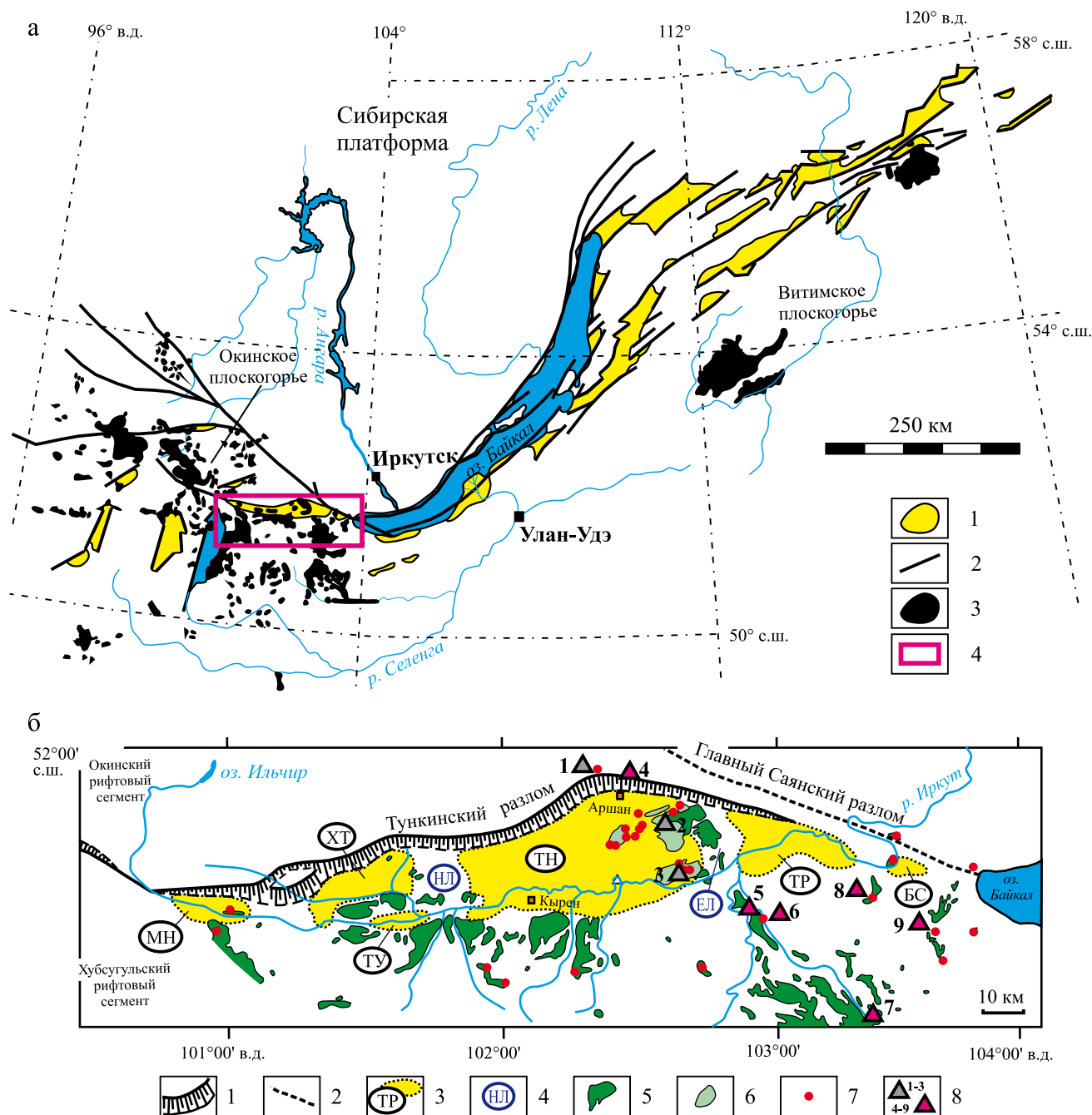


Рис. 1. Местоположение Тункинской долины в Байкальской рифтовой зоне, по (Логачев, 1974) с изменениями (а) и распределение вулканических пород с местонахождениями глубинных включений в долине и ее горном обрамлении (б).

а. 1 – впадина, 2 – разлом, 3 – позднекайнозойское вулканическое поле, 4 – район исследования.

б. 1 – главный разлом рифтовой долины; 2 – шов Сибирского кратона; 3 – рифтовые впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Туранская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская; 4 – отроги (междувпадинные перемычки): ЕЛ – Еловская, НЛ – Ниловская; 5, 6 – вулканическое поле: миоценовое (5), плиоцен-четвертичное (6); 7 – вулкан; 8 – местонахождения глубинных включений: 1–3 – железомagneзиальных, черных и темно-зеленых (районы: Тункинские гольцы 1 – включения с амфиболом, в базальтах (1); р. Хобок – с авгитом, в базанитах (2); р. Иркут – с фассанитом, в базанитах (3)); 4–9 – преимущественно магнезиальных, зеленых с хромдиопсидом (или диопсидом) (районы: Тункинские гольцы 2 – включения с диопсидом, в базанитах (4); Козья Шейка, в базанитах (5); Марта (6); влк. Маргасан, в базанитах (7); влк. Карьерный, в трахибазальтах (8); влк. Сухой, преимущественно в базанитах (9)).

Fig. 1. Location of Tunka Valley in the Baikal Rift Zone (modified after (Logachev, 1974)) (a) and distribution of volcanic rocks in valley and its mountainous framing with locations of deep-seated inclusions (b).

a. 1 – basin, 2 – fault, 3 – late Cenozoic volcanic field, 4 – study area.

6. 1 – rift valley main fault; 2 – suture of the Siberian craton; 3 – rift depressions: МН – Mondy, ХТ – Khoytogol, ТУ – Turan, ТН – Tunka, ТР – Tury, БС – Bystraya; 4 – inter-basin uplifts: ЕЛ – Elovsky, НЛ – Nilovsky; 5, 6 – volcanic field: miocene (5), pliocene-Quaternary (6); 7 – volcano; 8 – Locations of deep-seated inclusions: 1–3 – iron-magnesian, black and dark green (Regions: Tunka ridge 1 – inclusions with amphibole, in basalts (1); Khobok River – with augite, in basanites (2); Irkut River – with fassaite, in basanites (3)); 4–9 – mostly magnesian, green with Cr-diopside (or diopside) (Regions: Tunka ridge 2, inclusions with diopside, in basanites (4); location Kozya Sheika in basanites (5); Marta (6); Margasan volcano, in basanites (7); Kar’erny volcano, in trachybasalts (8); Sukhoi volcano, mostly magnesian, in basanites (9)).

ценового возраста (16–15 млн лет) сменились нефелин-нормативными лавами позднемиоценового возраста (11–8 млн лет). Вулканизм возобновился в плиоцене, около 4 млн лет назад, и продолжался в раннем плейстоцене, в интервале 2.4–0.86 млн лет. От начала к концу средне-верхнемиоценовой и плиоцен-плейстоценовой вулканических последовательностей содержания кремнезема снижались с возрастанием количества щелочей. Вулканические породы возрастных интервалов 11–8 и 2.4–0.86 млн лет имели базальтовый, трахибазальтовый и базанитовый составы и содержали глубинные включения (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2010).

В восточной части долины вулканизм проявился в трех зонах: Камарской, Становой и Быстринской. Камарская и Быстринская вулканические зоны пересекают осевую структуру рифтовой долины. В районе пос. Култук и на хр. Камар выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов, а также наземных лавовых извержений возрастного интервала 18–12 млн лет. Дополнительное датирование образца TN-15-05 влк. Карьерный К-Аг методом показывает возраст вулкана 13.2 ± 1.5 млн лет ($K_2O = 1.85$ мас. %, $^{40}Ar_{рад} = 7.92 \cdot 10^{-4}$ нмм³/г, $Ar_{возд} = 92\%$), методика датирования приведена в работе (Рассказов и др., 2000б). Полученный возраст сопоставляется с интервалом датировок 13.4–11.7 млн лет пород верхней пачки влк. Сухой Камарской зоны (Рассказов и др., 2013). Следовательно, в восточной части долины глубинные включения были вынесены магматическими расплавами раньше, чем в ее центральной части.

Постройки с глубинными включениями (влк. Карьерный и Сухой) находятся у южного края Слюдянского метаморфического субтеррейна, на южных окончаниях соответственно Быстринской и Камарской вулканических зон. Этот субтерреин ограничен с юга изоградой гиперстена и областью развития палеозойского гранитоидного магматизма (см. рис. 2).

Южно-Байкальская впадина образовалась в миоцене как инверсионная структура Южно-Байкальского орогена, поднятого в позднем мелу и палеогене (Рассказов, Чувашова, 2018; Аль Хамуд и др., 2019). Вулканизм раннего-среднего миоцена обозначил локальную трансензию коры на восточном окончании Тункинской долины. Прекращение вулканизма на рубеже среднего и поздне-

го миоцена обозначило изменившиеся глубинные условия под вулканами с общим переходом от растяжения к сжатию коры, в результате которого погружение Быстринской впадины, зафиксированное накоплением неогеновых и четвертичных отложений (мощность до 500 м), сменилось восходящими движениями, сопровождавшимися экспонированием отложений на разных высотных уровнях рельефа.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика глубинных включений

В трахибазальтах влк. Карьерный преобладают глубинные включения с изумрудно-зеленым хромдиопсидом. Встречаются включения с клинопироксеном черного и травяно-зеленого цвета диопсидового, авгитового или фассаитового состава. Зеленую группу глубинных включений с хромдиопсидом в основном составляют шпинелевые лерцолиты с содержанием оливина более 40%, а черную группу – пироксениты, в которых оливин отсутствует или находится в подчиненных соотношениях с пироксенами. Встречаются глубинные включения сложного состава (рис. 3).

Породы характеризуются в целом гипидиморфнозернистой, гранобластовой структурой. Содержание оливина в образцах этих групп – до 90%. Оливин образует идиоморфные, гипидиоморфные, округлые зерна размером до 7 мм, местами разбит трещинами. Пластинчатое погасание оливина (структура *kink band*) (рис. 4а) может свидетельствовать о деформации зерен оливина *in situ* или при подъеме на поверхность. Наблюдается рекристаллизация оливина и ортопироксена (рис. 4б). Наряду с неизмененными породами (рис. 4в) распространены перекристаллизованные породы с наложенной минерализацией флогопита, частичными выплавками (рис. 4г–е), а также амфибола (в шлифах рис. 4 этот минерал не показан).

Классификация глубинных включений по валовому составу

В работе использовались оливинсодержащие включения из пород влк. Карьерный, местонахождений Зун-Мурино (Козья Шейка) и Тункинские гольцы. Для сопоставлений привлекались данные

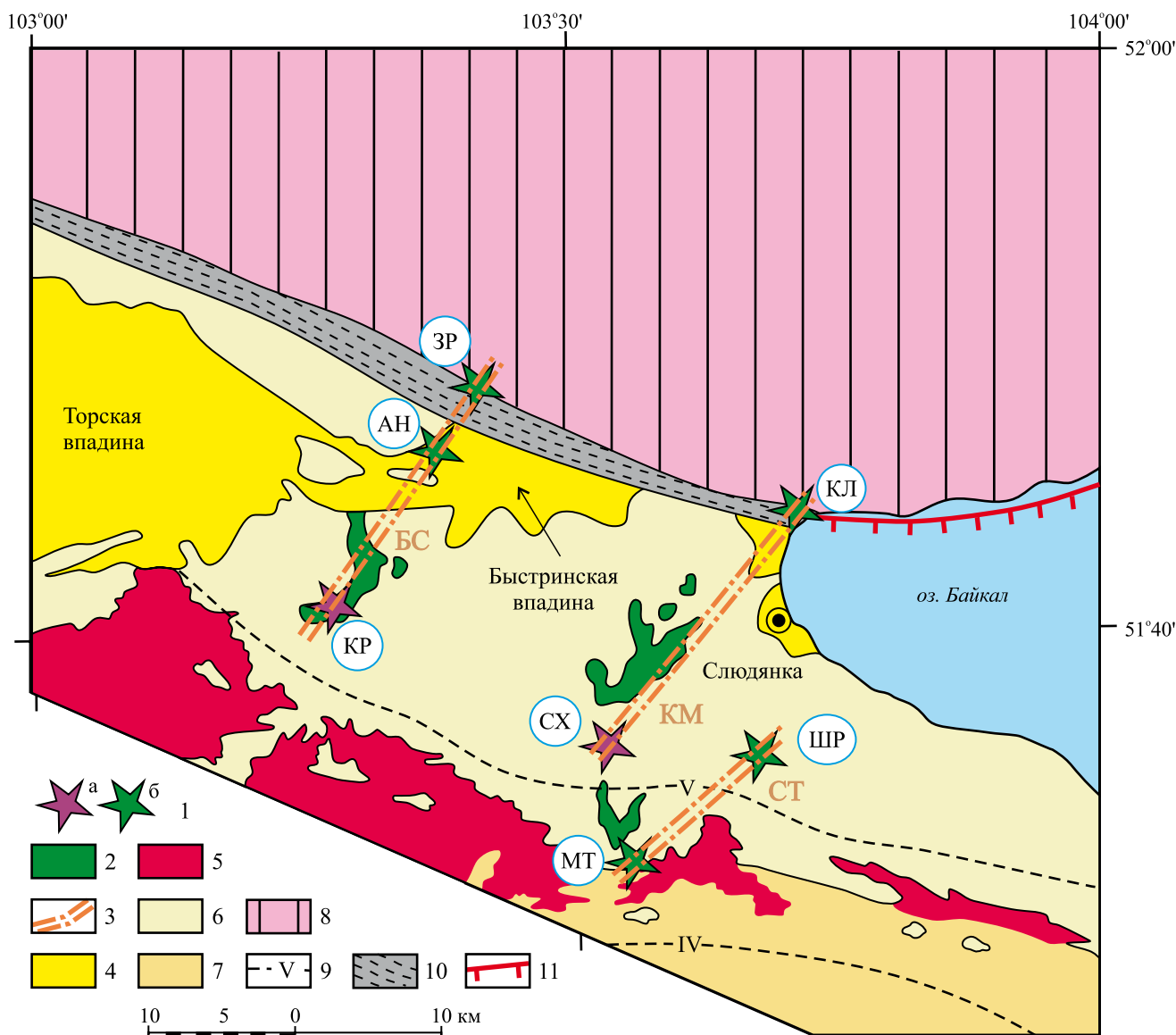


Рис. 2. Местоположение вулканов с глубинными включениями и без них на восточном окончании Тункинской долины (Рассказов и др., 2013). Геологическая схема составлена по работам (Шафеев, 1970; Беличенко и др., 2006) с упрощениями и дополнениями.

Зоны ранне- и среднемиоценового вулканизма: БС – Быстринская, КМ – Камарская и СТ – Становая. 1 – вулканы с глубинными включениями (а: КР – Карьерный, СХ – Сухой) и без включений (б: КЛ – Култукский, ШПР – Широкий, МТ – Метео, АН – Анчукский, ЗР – Зыркузунский); 2 – вулканический покров; 3 – вулканическая зона; 4 – кайнозойские осадочные отложения рифтовых впадин; 5 – хамардабанские граниты палеозоя; 6, 7 – осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфические комплексы, составляющие субтеррейны Хамардабанского составного террейна (Беличенко и др., 2006): 6 – Слюдянский, 7 – Хангарульский; 8 – Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 – изограды метаморфизма: IV – калишпата, V – гиперстена; 10 – зона главного Саянского разлома – структурного шва кристаллического фундамента Сибирской платформы; 11 – Обручевский разлом.

Fig. 2. Location of volcanoes with and without deep-seated inclusions in the eastern end of Tunka Valley (Rasskazov et al., 2013). The geological scheme is compiled after (Shafeev, 1970; Belichenko et al., 2006) with simplifications and additions.

Zones of early- and mid-Miocene volcanism: БС – Bystraya, КМ – Kamar and СТ – Stanovoy. 1 – volcanoes with deep-seated inclusions (a: КР – Kar'erny, СХ – Sukhoi) and without deep-seated inclusions (б: КЛ – Kultuk, ШПР – Shiroky, МТ – Meteo, АН – Anchuk, ЗР – Zyrkuzun); 2 – volcanic cover; 3 – volcanic zone; 4 – Cenozoic sediments of rift basin; 5 – Khamardaban Paleozoic granites; 6, 7 – sedimentary and volcano-sedimentary metamorphic complexes of subterrains of the Khamardaban composite terrane (Belichenko et al., 2006): 6 – Slyudyanka, 7 – Khangarul; 8 – Sharyzhalgay block of the Siberian platform basement; 9 – metamorphic isograds: IV – potassic feldspar, V – hypersthene; 10 – zone of the Main Sayan fault – suture of the crystalline basement of the Siberian platform; 11 – Obryuchev fault.

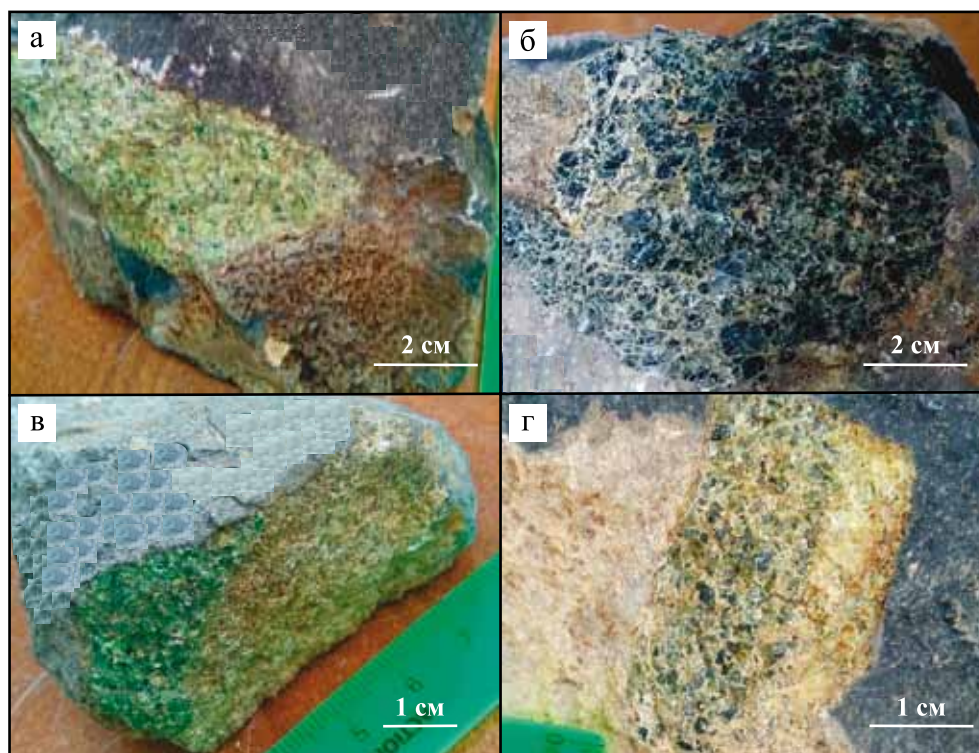


Рис. 3. Глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный.

а – зеленая группа (обр. BS-16-6, перидотит); б – черная группа (обр. BS-16-128, пироксенит); в, г – сложные глубинные включения: в – обр. BS-16-38, контакт мономинерального изумрудно-зеленого клинопироксенита с желтовато-зеленым перидотитом; г – обр. BS-16-36, контакт темно-зеленого пироксенита с желтоватым гарцбургитом.

Fig. 3. Deep-seated inclusions from trachybasalts of the Kar'erny volcano.

а – green group (sample BS-16-6, peridotite); б – black group (sample BS-16-128, pyroxenite); в, г – complex inclusions: в – sample BS-16-38, contact of green clinopyroxenite with green peridotite; г – sample BS-16-36, contact of dark-green pyroxenite with yellowish harzburgite).

по глубинным включениям из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий.

По модальному составу большинство включений из пород влк. Карьерный относятся к лерцолитам, встречаются гарцбургиты, верлиты и пироксениты. Почти все породы характеризуются парагенезисом оливин–клинопироксен–ортопироксен (рис. 5).

На диаграмме Mg/Si и Al/Si оливинсодержащие глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный подразделяются на группы: 1) сильно истощенных реститов, 2) слабо истощенных реститов, близких к примитивному составу мантии, 3) метасоматитов, 4) магматических пород, комплементарных реститам, и 5) пород смешанного (метасоматического и магматического) генезиса (рис. 6). Включения групп 1–3 относятся к “зеленому”, групп 4–5 – к “черному” типам.

Группа 1 представлена 12 образцами (см. табл. 1): (BS-16-1, BS-16-2, BS-16-3, BS-16-4, BS-16-8, BS-16-9, BS-16-10, BS-16-12, BS-16-13, BS-16-14, BS-16-15 и BS-16-16), включающими в себя шпинелевые

лещины, шпинелевые гарцбургиты с акцессорным клинопироксеном и шпинелевые верлиты с флогопитом. Для пород этой группы свойственно возрастание отношения Mg/Si с понижением отношения Al/Si ($Mg/Si = 1.21-1.34$ и $Al/Si = 0.03-0.05$).

Группа 2 характеризуется единственной находкой шпинелевого лерцолита (обр. BS-16-11). Близкие по составу глубинные включения были исследованы ранее в местонахождении Козья Шейка (Рассказов и др., 2000а), что позволяет рассматривать породы этого типа в обоих местонахождениях как единую группу ($Mg/Si = 1.02-1.19$ и $Al/Si = 0.08-0.12$).

Группа 3 насчитывает 18 образцов (BS-16-5, BS-16-6, BS-16-7, BS-16-30/2, BS-16-33/1, BS-16-33/2, BS-16-33/3, BS-16-34/1, BS-16-34/2, BS-16-36/1, BS-16-37, BS-16-38/1, BS-16-38/2, BS-16-38/3, BS-16-115/2, BS-16-153/1, BS-16-153/2 и BS-16-154/1) – шпинелевые, оливиновые вебстериты, оливиновые ортопироксениты, зеленые оливиновые клинопироксениты, верлиты с акцессорным орто-

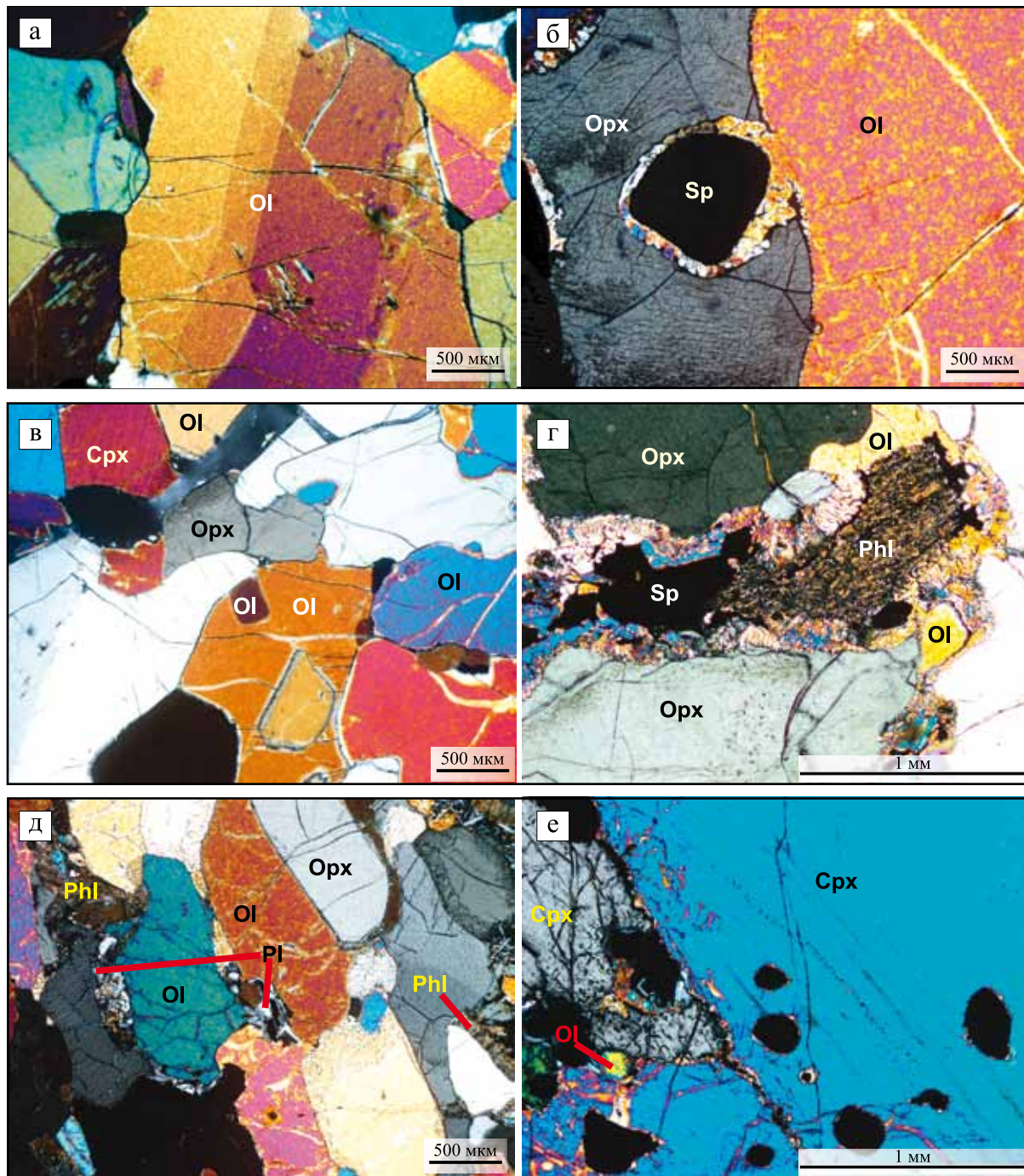


Рис. 4. Микрофотографии шлифов глубинных включений из вулканических пород влк. Карьерный (никели скрещены).

а. Оливин с пластинчатым погасанием (kink band) в *Sp*-верлите (обр. BS-16-2). б. Соотношение зерен оливина, ортопироксена и шпинели в крупнозернистом *Sp*-гарцбургите (обр. BS-16-13). Тонкозернистая кайма вокруг шпинели сложена гранулированным оливином на контакте с крупным зерном оливина и гранулированным ортопироксеном на контакте с крупным зерном ортопироксена. в. Соотношение оливина, клинопироксена и ортопироксена в неизменном среднезернистом *Sp*-лерцолите (обр. BS-16-16). Шпинель в сечении шлифа отсутствует. г. Соотношение оливина, ортопироксена, шпинели и флогопита в *Sp*-лерцолите (обр. BS-16-7). д. Соотношение оливина, ортопироксена и флогопита в среднезернистом *Sp*-лерцолите (обр. BS-16-68/1). Наблюдается вытянутость зерен всех минералов в одном направлении. Между зернами находятся продукты частичного плавления, представленные стеклом с лейстами плагиоклаза и мелкими зернами темноцветных минералов. е. Кристаллизация мелкого зерна оливина на контакте зерен клинопироксена в крупнозернистом клинопироксените (обр. BS-16-128) сопровождается развитием в клинопироксенах реакционных губчатых периферических кайм (черные пятна – поры). Обозначения: *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Sp* – шпинель, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 4. Microphotographs of thin sections of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Kar'erny Volcano (crossed polarized light).

a. Olivine with lamellar extinction (kink band) in *Sp*-wehrlite (sample BS-16-2). б. Relationship between olivine, orthopyroxene, and spinel grains (with a fine-grained reaction rim of olivine and orthopyroxene) in coarse-grained *Sp*-harzburgite (sample BS-16-13). A fine-grained rim around a spinel grain is composed of granulated olivine at the contact with the large olivine grain and of orthopyroxene in unaltered medium-grained *Sp*-lherzolite (sample BS-16-16). No spinel is detected in this thin section. в. Relationship between olivine, clinopyroxene, and orthopyroxene in medium-grained *Sp*-lherzolite (sample BS-16-68/1). All mineral grains are elongated in one direction. Between the grains, there are products of partial melting represented by a glass with plagioclase laths and fine grains of Fe-Mg minerals. г. Crystallization of a fine olivine grain at the contact of clinopyroxene grains in coarse-grained clinopyroxenite (sample BS-16-128) is accompanied by the development of reaction spongy peripheral rims in clinopyroxenes (black spots are pores). Abbreviations: *Ol* – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Sp* – spinel, *Phl* – phlogopite, *Pl* – plagioclase.

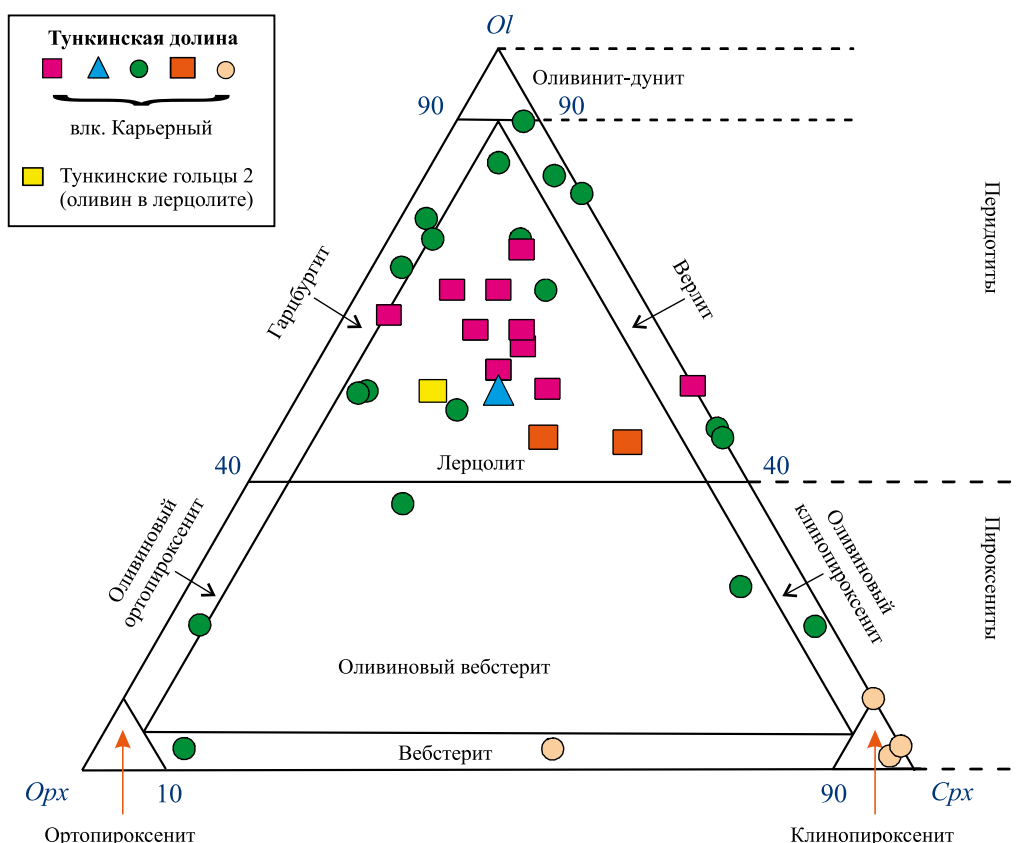


Рис. 5. Классификационная диаграмма *Ol-Cpx-Opx* модального состава глубинных включений (Streckeisen, 1973).

Fig. 5. The classification diagram *Ol-Cpx-Opx* of modal compositions of deep-seated inclusions (Streckeisen, 1973).

пироксеном, дуниты и гарцбургиты с акцессорным клинопироксеном. Относительно состава примитивной мантии все проанализированные образцы метасоматитов имеют пониженные отношения Mg/Si и Al/Si ($Mg/Si = 0.75-0.89$ и $Al/Si = 0.07-0.08$).

К группе 4 принадлежат два образца: BS-16-116 – темно-зеленый шпинелевый лерцолит с диопсидом и BS-16-68/1 – черный шпинелевый лерцолит с авгитом. Эти образцы характеризуются составом, комплементарным реститам (относительно примитивной мантии), т.е. повышенным отноше-

нием Al/Si и пониженным Mg/Si ($Mg/Si = 0.77-0.89$ и $Al/Si = 0.14-0.18$).

Группа 5 состоит из четырех образцов (BS-16-68/2, BS-16-73, BS-16-128 и BS-16-152). В нее входят клинопироксениты и вебстерит с клинопироксеном авгитового, диопсидового или фассаитового состава, различающиеся слегка повышенным отношением Al/Si при существенном (по сравнению с магматическими породами группы 4) понижении отношения Mg/Si ($Mg/Si = 0.34-0.52$ и $Al/Si = 0.09-0.15$).

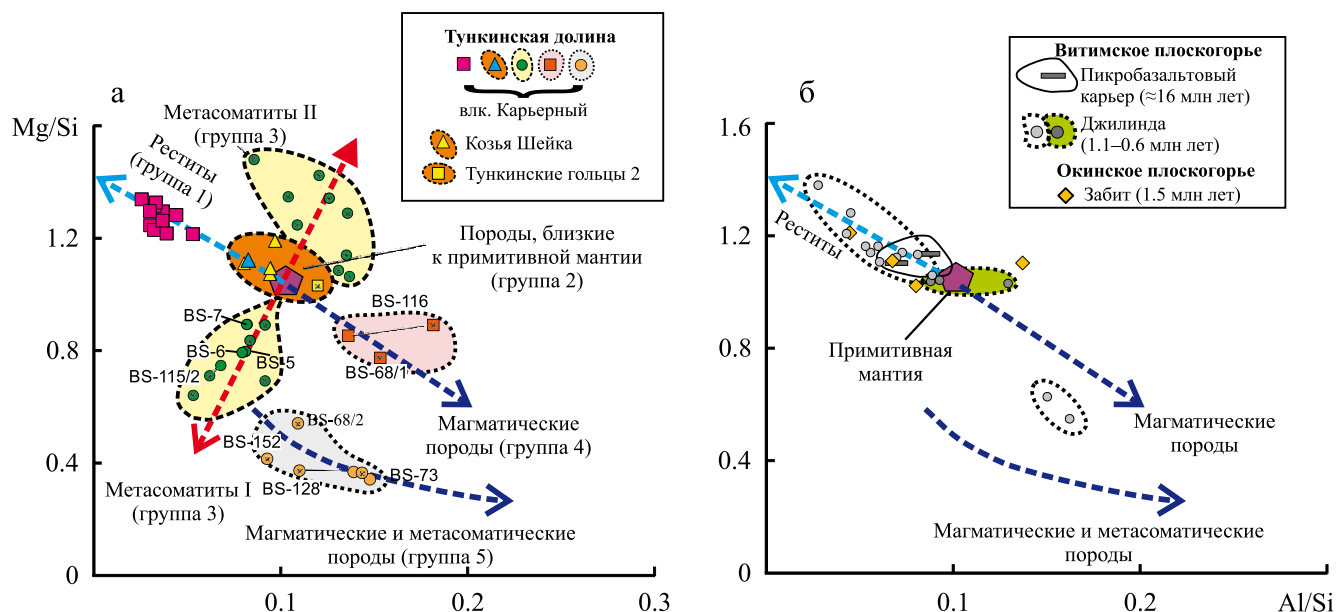


Рис. 6. Серию глубинных включений на диаграмме Mg/Si–Al/Si (мас. %) с использованием соотношений измеренных петрогенных элементов.

а. Для пород групп 2–5 отношения Mg/Si и Al/Si также рассчитывались исходя из пропорций и состава породообразующих минералов (символы помечены косым крестиком). Точки измеренных и рассчитанных составов соединены линиями. Штриховыми линиями со стрелками обозначены тренды различных генетических групп пород относительно состава примитивной мантии. По глубинным включениям из местонахождения Козья Шейка использованы данные (Рассказов и др., 2000а), из местонахождения Тункинские гольцы 2 – новый состав, рассчитанный по минералам.

б. Для сопоставления показан состав примитивной мантии из работы (Крёнер и др., 1987) и составы глубинных включений из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий (Волянюк и др., 1976; Киселев и др., 1979; Ащепков, 1991; Рассказов, 1993; Litasov, Taniguchi, 2002).

Fig. 6. Group of deep-seated inclusions in the Mg/Si–Al/Si diagram (wt %). The measured ratios of the major elements were used.

а. For rocks of groups 2–5, the Mg/Si and Al/Si ratios were also calculated from proportions and compositions of rock-forming minerals (symbols are marked with oblique crosses). Points of the measured and calculated compositions are connected by conodes. Dashed lines with arrows indicate trends of different genetic rocks of the groups relative to the primitive mantle composition. Data from (Rasskazov et al., 2000) were used for deep-seated inclusions from the location Kozya Sheika, and a new composition calculated from minerals from the location Tunka ridge 2.

б. For comparison, the composition of the primitive mantle from (Kröner et al., 1987) and the compositions of deep-seated inclusions from the volcanic rocks of the Vitim and Oka plateaus are shown (Volyanyuk et al., 1976; Kiselev et al., 1979; Ashchepkov, 1991; Rasskazov, 1993; Litasov, Taniguchi, 2002).

Валовый состав пород определялся по истертым пробам нодулей, их состав оценивался также по содержанию оксидов в породообразующих минералах с учетом их пропорций в образцах (см. рис. 5). Результаты расчетов, представленные на диаграмме Mg/Si – Al/Si (см. рис. 6а), показали удовлетворительную согласованность с результатами химического анализа пород. Выделилась совокупность рассчитанных составов, комплементарная метасоматитам относительно состава примитивной мантии (на рис. 6а обозначены подгруппы метасоматитов I и II соответственно). Рассчитанные составы подгруппы метасоматитов II получены для контактовых зон образцов, валовый состав которых не определялся из-за сложности извлечения количества материала, достаточного для представительного анализа.

Реликтовые зерна оливина

В большинстве образцов глубинных включений оливин преобладает над другими породообразующими минералами (см. рис. 5). В лерцолитах он образует зерна размером до 2 мм и более. Наряду с крупными зернами оливина в зеленых шпинелевых лерцолитах и флогопитовых верлитах встречаются его мельчайшие овальные зерна, включенные в хромдиопсид (обр. BS-16-2 и BS-16-15) и хромшпинель (обр. BS-16-2, BS-16-3 и BS-16-6) (рис. 7). По сходству состава таких зерен с оливином пород, близких к примитивной мантии, эти включения оливинов рассматриваются как реликтовые минералы, сохранившиеся от первичных мантийных пород.

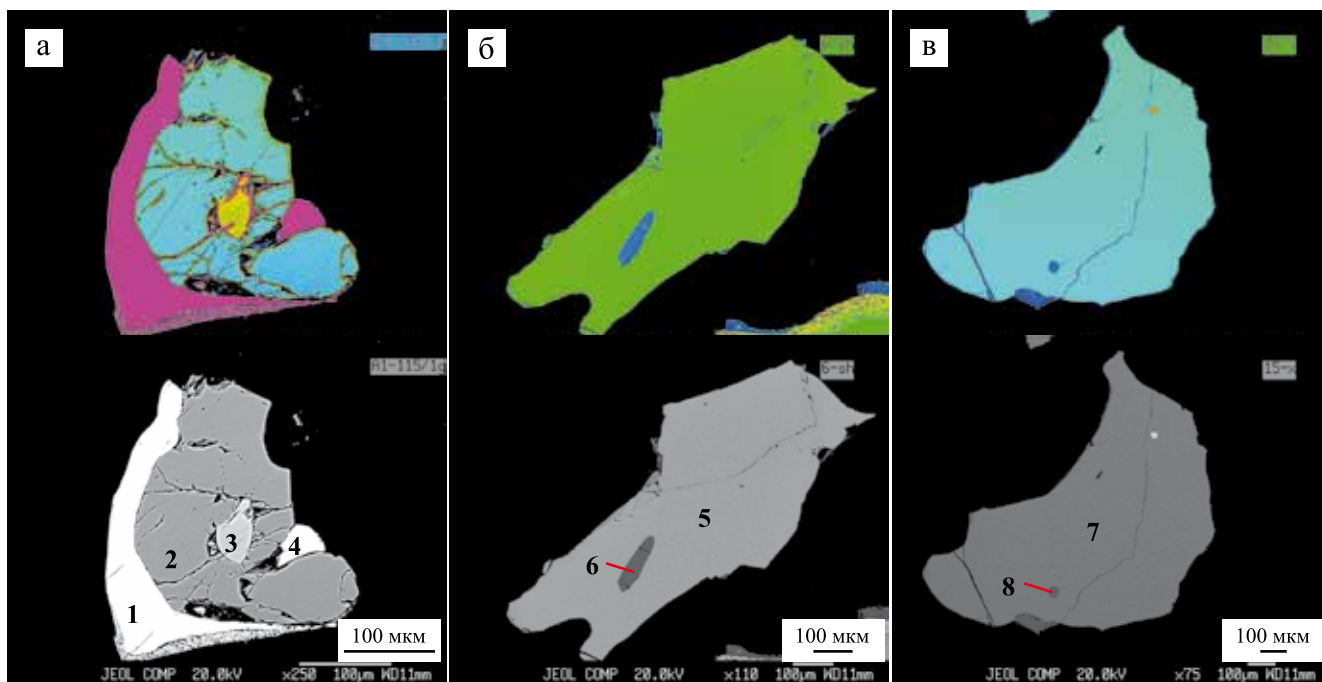


Рис. 7. Овальные включения оливина в хромдиопсиде (а, в) и шпинели (б).

Микрофотографии сделаны с использованием электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония).

Цифры обозначают шпинель (1, 4 и 5), деформированный хромдиопсид (2), недеформированный хромдиопсид (7) и мельчайшие включения оливина (3, 6 и 8).

Fig. 7. Oval inclusions of olivine in: chromediopside (a, в) and spinel (б).

Microphotographs were taken using a Superprobe JXA-8200 electron probe microanalyzer of Jeol (Japan).

The numbers indicate spinel (1, 4, and 5), deformed chromediopside (2), undeformed chromediopside (7), and submicroscopic olivine inclusions (3, 6, and 8).

Классификация оливина по составу на диаграмме факторного анализа

На диаграмме факторного анализа (рис. 8) обозначены тренды состава оливина реститов, метасоматитов, комплементарных реститам магматических пород и пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса. Фигуративные точки оливина группируются в соответствии с валовым составом глубинных включений.

Фактор 1 изменчивости исследуемой совокупности отражает проявление корреляционной связи FeO и MnO в оливине пород магматического и смешанного (магматического и метасоматического) происхождения (группы 4 и 5) в отличие от корреляционной связи MgO, SiO₂ и NiO в оливине реститов и метасоматитов (группы 1–3).

Фактор 2 обозначает разделение по соотношению NiO, MnO и MgO оливина реститов и пород, близких к примитивной мантии (группы 1 и 2), с частичным обособлением оливина метасоматитов (группа 3) и разделение оливина магматических пород и пород смешанного происхождения (группы 4 и 5). В отличие от оливина реститов (группа 1)

оливин магматических пород (группа 4) по фактору 2 смещен выше оливина пород, близких к примитивной мантии (группа 2), что отражает комплементарность оливинов групп 1 и 4 по значениям фактора 2. В оливине пород смешанного происхождения (группа 5) значения фактора 2 снижаются относительно значений в оливине магматических пород (группа 4).

Глубинные включения пород групп 4 и 5, кристаллизовавшиеся из магматического расплава, могут иметь родственные соотношения с вмещающими вулканическими породами в отличие от глубинных включений групп 1–3, которые характеризуются как ксенолиты и относятся к недифференцированному мантийному материалу, преобразованному в результате его обеднения при частичном плавлении и обогащения при наложенных процессах метасоматоза.

На факторной диаграмме (см. рис. 8) показана также совокупность одиночных кристаллов оливина из базанитов местонахождения Тункинские гольцы 2, занимающая промежуточное положение между оливинами ксенолитов и включений магматических пород. Состав оливина этого местонахож-

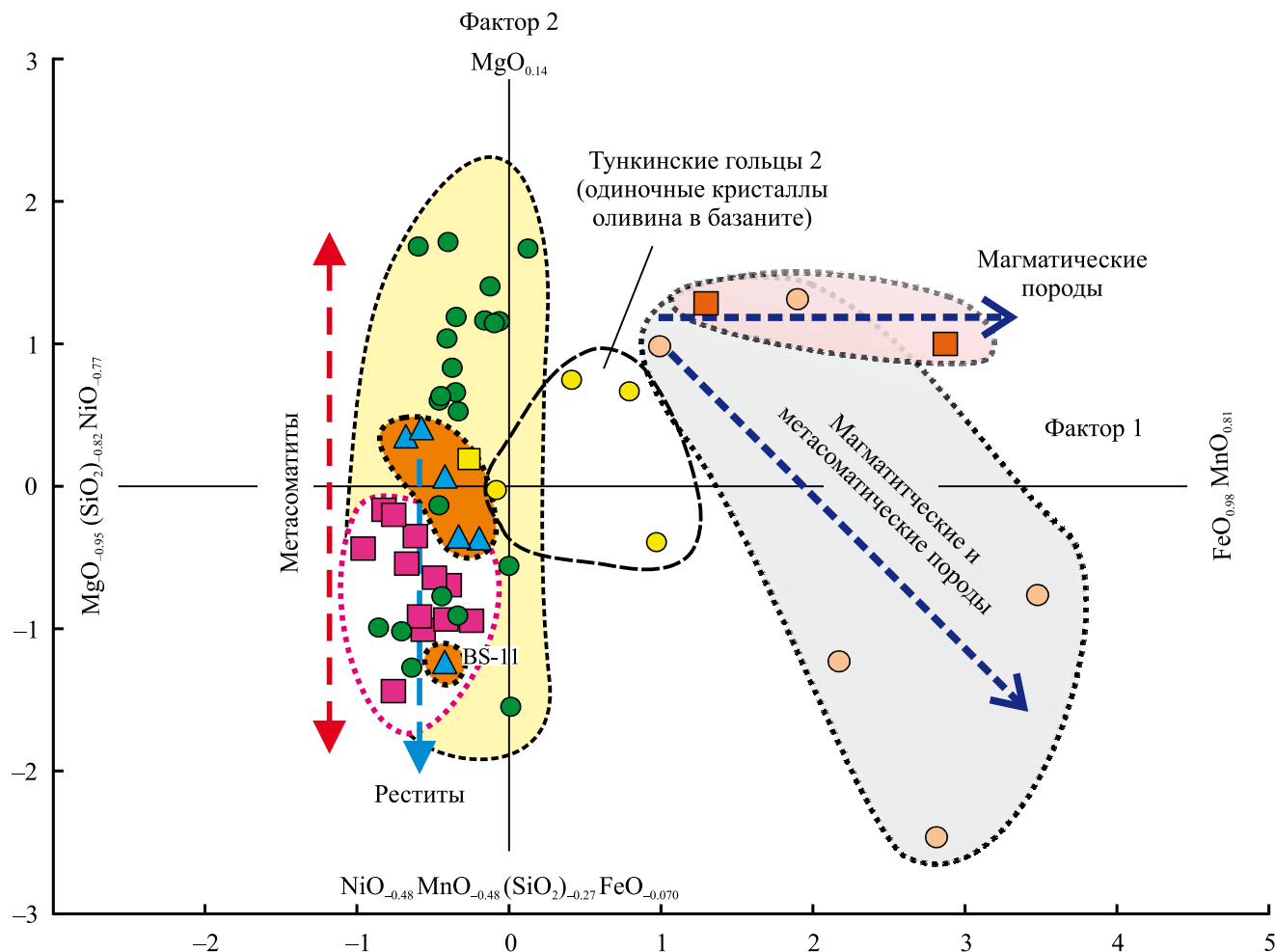


Рис. 8. Серии глубинных включений оливина из трахибазальтов влк. Карьерный на факторной диаграмме.

Расчеты выполнены в программе Statistica, версия 12. Факторные нагрузки для переменных (оксидов) показаны нижними индексами. Для оливина приняты условные обозначения групп глубинных включений, представленных на рис. 6а. В расчет дополнительно введены составы одиночных кристаллов оливина из местонахождения Тункинские гольцы 2.

Fig. 8. Group of olivine of deep-seated inclusions from trachybasalts of Kar'erny volcano on a factor diagram.

The program Statistica 12 was used for calculations. Factor loadings for variables (oxides) are shown with subscripts. For olivine, symbols of the groups of deep-seated inclusions are shown in Fig. 6a. The calculations additionally include the compositions of single olivine crystals from the location Tunka range 2.

дения отражает тенденцию его кристаллизации из магматического расплава, которая выражена слабее, чем в глубинных включениях магматического и смешанного генезиса из трахибазальтов влк. Карьерный.

Содержание NiO, MnO и CaO в оливине

На диаграмме NiO–Fo (рис. 9а) выделяются следующие тренды оливина: 1) реститов, 2) метасоматитов и 3) магматических пород. Оливин реститовых зеленых шпинелевых перидотитов (шпинелевых лерцолитов, шпинелевых гарцбургитов с акцессорным клинопироксеном и шпинелевых верлитов с флогопитом) характеризуется диапазо-

ном содержаний форстерита 89.3–90.6% при 0.3–0.4 мас. % NiO. В оливине пород, близких к примитивной мантии, определен более узкий диапазон содержаний Fo (89.7–90.6%) при 0.30–0.36 мас. % NiO. Оливин метасоматитов дает более широкий диапазон Fo (86.7–90.6%) при диапазоне содержания NiO (0.23–0.47 мас. %). Оливин группы магматических пород дает низкое содержание Fo (75.0–81.8 %) при сравнительно низком содержании NiO (0.11–0.19 мас. %). Оливин пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса обнаруживает слегка расширенный диапазон значений Fo (74.6–83.8%) при 0.09–0.20 мас. % NiO. Промежуточное положение между магматическим оливином и оливином пород, близких к примитивной

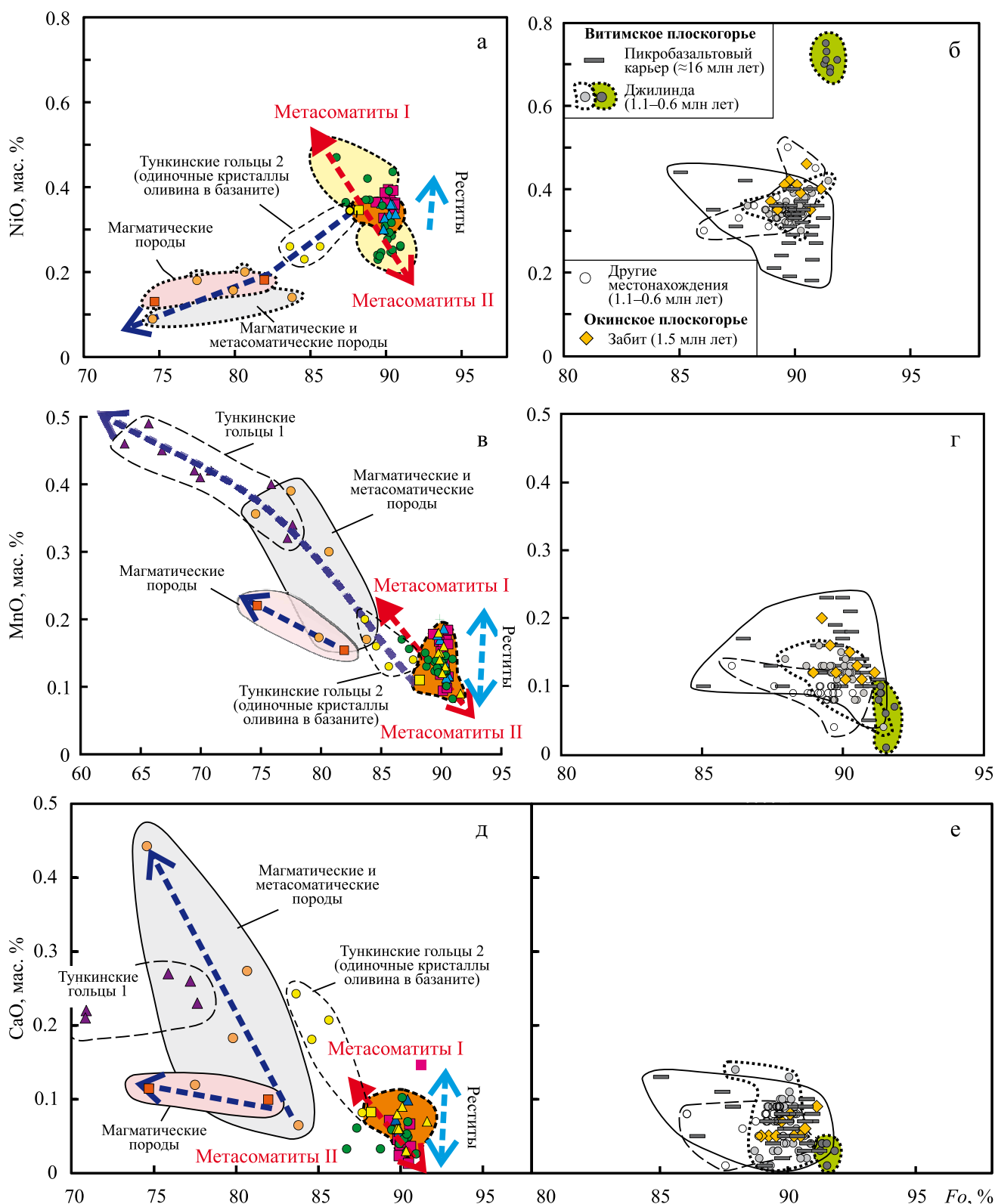


Рис. 9. Диаграммы NiO–Fo, MnO–Fo и CaO–Fo оливина включений из вулканитов Тункинской долины (а, в, д соответственно) и из вулканитов Витимского и Окинського плоскогорий (б, г, е соответственно).

Условные обозначения на "а", "в", "д" – см. рис. 6 и 8. На "а", "в", "д" использованы данные по минералам глубинных включений из вулканических пород хр. Тункинские гольцы (Рассказов и др., 1989а, б) и новые данные авторов, на "б", "г" и "е" – данные по минералам глубинных включений из вулканических пород Витимского (Ащепков, 1991; Glaser et al., 1999; Litasov, Taniguchi, 2002) и Окинського (Рассказов, 1993) плоскогорий.

Fig. 9. Diagrams of NiO, MnO and CaO vs. Fo for olivines of inclusions from volcanics of the Tunka Valley (respectively, а, в, д) and from volcanics of the Vitim and Oka plateaus (respectively, б, г, е).

Symbols in the “а”, “в”, “д” panels are as in Figs 6 and 8. For the panels “а”, “в”, “д” used data are on olivine of inclusions from volcanic rocks the Tunka ridge (Rasskazov et al., 1989b) and new data of the authors, for the panels “б”, “г”, “е” show data of minerals of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Vitim plateau (Ashchepkov, 1991; Glaser et al., 1999; Litasov, Taniguchi, 2002) and the Oka plateau (Rasskazov, 1993).

мантии, занимают одиночные кристаллы оливина из базанитов местонахождения Тункинские гольцы 2.

На диаграмме (см. рис. 9в) концентрации MnO в оливине глубинных включений разного состава из трахибазальтов влк. Карьерный в основном находятся в интервале значений от 0.08 до 0.19 мас. % при небольших вариациях Fo . В оливине глубинных включений магматического генезиса (группа 4) наблюдается резкое падение Fo со слабым возрастанием MnO. В оливине пород смешанного (магматического-метасоматического) генезиса выявляется тренд возрастания Fo с более существенным обогащением MnO (от 0.18 до 0.39 мас. %). Фигуративные точки оливина глубинных включений этой группы образуют среднюю часть протяженного тренда понижения Fo с возрастанием MnO, в начале которого находятся составы оливина из базанита местонахождения Тункинские гольцы 2 (0.12–0.20 мас. % MnO), а на его окончании – составы оливина амфиболсодержащих включений из базальта местонахождения Тункинские гольцы 1 (0.32–0.49 мас. % MnO).

На диаграмме CaO– Fo оливина (см. рис. 9д) оливин ксенолитов (группы 1–3) показывает сравнительно низкое содержание CaO (<0.13 мас. %). В оливине магматических пород содержание CaO не выходит за этот диапазон (около 0.10 мас. %), но в оливине пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса возрастает в 3–4 раза.

Отношения Ni/Mg, Mn/Fe и Ca/Fe в оливине

Оливин разных групп глубинных включений из трахибазальтов вулкана влк. Карьерный отчетливо разделяется по диапазону 100Ni/Mg. Оливин реститов и пород, близких к примитивной мантии (группы 1 и 2), имеет узкий интервал значений 100Ni/Mg (1.0–1.2), оливин метасоматитов (группа 3) – расширенный интервал (0.6–1.4), а оливин пород магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса (группы 4 и 5) – сравнительно низкие отношения 100Ni/Mg (0.4–0.7). На диаграмме 100Ni/Mg–100Mn/Fe (рис. 10а) наблюдаются смещение фигуративных полей перечисленных групп пород по ординате и их взаимное перекрытие по абсциссе. По отношению 100Mn/Fe различается оливин магматических пород (100Mn/Fe \approx 1.0) и оливин пород смешанного (магматическо-метасоматиче-

ского) генезиса, показывающие тренд возрастания 100Mn/Fe в интервале 1.1–2.0. Оливин из местонахождения Тункинские гольцы 2 показывает тренд относительно точки породы этого местонахождения, близкой к примитивной мантии, с возрастанием 100Mn/Fe в интервале 1.0–1.4.

На диаграмме 100Ni/Mg–100Ca/Fe (см. рис. 10а) оливин пород, близких к примитивной мантии (группа 2), отличается от оливина реститов (группа 1) повышенным 100Ca/Fe. Оливин магматических пород (группа 4) имеет низкую величину 100Ca/Fe (0.4–0.5), а оливин пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса (группа 5) – широкий диапазон этого отношения (0.3–1.8). Оливин из местонахождения Тункинские гольцы 2 образует узкий тренд от оливина пород, близких к примитивной мантии этого местонахождения, к оливину с 100Ca/Fe = 1.4.

ОБСУЖДЕНИЕ

По валовому составу глубинных включений из вулканитов Тункинской долины и содержаниям главных и примесных элементов оливина в изученной ассоциации различаются группы ксенолитов (реститов, пород, близких к составу примитивной мантии, и метасоматитов) и родственных пород (магматического и магматическо-метасоматического генезиса). Соответственно, ксенолиты рассматриваются как показатели процессов обеднения и обогащения литосферной части мантии и глубоких частей коры, а родственные породы служат показателем кристаллизации магматических расплавов на этих же уровнях.

Факторы, влияющие на содержание петрогенных и примесных элементов в оливине

По экспериментальным данным (Roeder, Emslie, 1970; Le Roux et al., 2011), коэффициенты распределения оливин/расплав для железа и магния изменяются от 0.30 до 0.35 и не зависят от температуры, поэтому состав оливина может использоваться для определения отношения магния к двухвалентному железу в расплаве, из которого он кристаллизовался. Следовательно, высокое содержание форстерита в мантийном оливине (>88%) свидетельствует о его магматическом происхождении, если высокомагнезиальные вкрапленники (фенокристаллы) находились в равновесии с высокомагнезиальным

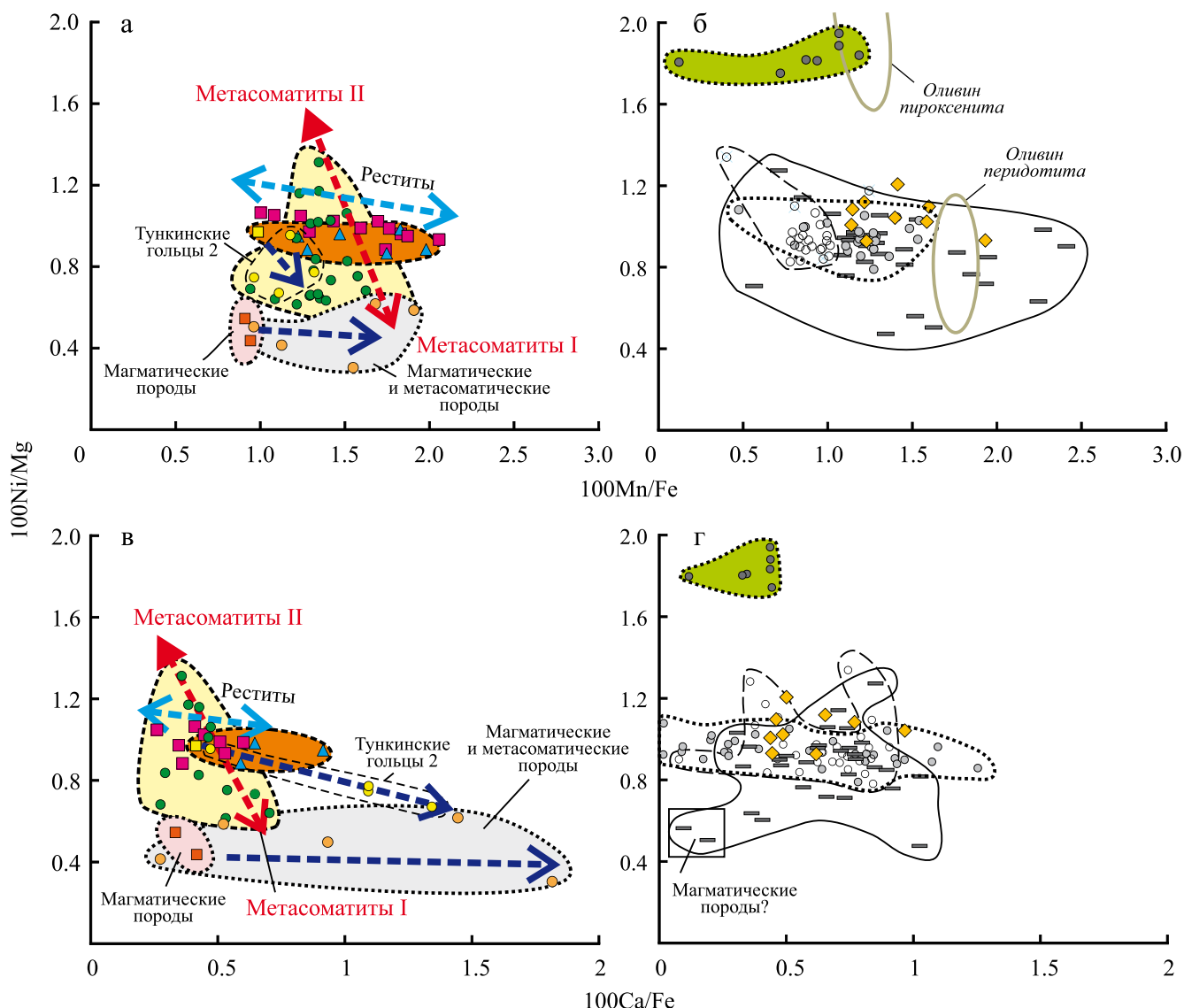


Рис. 10. Диаграммы 100Ni/Mg–100Mn/Fe и 100Ni/Mg–100Ca/Fe для оливинов включений в трахибазальтах Тункинской долины (а, в) и вулканитах Витимского и Окинського плоскогорий (б, г).

Отношение 100Ca/Fe на рис. "в" рассчитывалось по содержаниям Ca, полученным методом лазерной абляции. Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. Области составов оливинов, кристаллизовавшихся в экспериментах по плавлению перидотитов и пироксенитов, показаны по (Sobolev et al., 2007).

Fig. 10. Diagrams of 100Ni/Mg vs. 100Mn/Fe and 100Ni/Mg vs. 100Ca/Fe for olivines of inclusions from trachybasalts of the Tunka Valley (a, v) and from volcanics of the Vitim and Oka plateaus (б, г).

The ratio 100Ca/Fe was calculated using the concentration of Ca obtained by laser ablation as it was possible. Symbols are as in Figs 6, 8 and 9. Fields of olivine compositions of peridotitic and pyroxenitic sources are shown after (Sobolev et al., 2007).

расплавом (Sobolev et al., 2008). Содержание магния в оливине может возрасти вследствие влияния вмещающего расплава или воздействия диоксида углерода на оливин, находящийся в равновесии с хромшпинелью (Плечов и др., 2018).

В перидотите литосферной мантии около 90 % NiO концентрируется в оливине. Подобно магнию, никель как совместимый элемент обогащает мантийные реститы относительно недифферен-

цированного состава мантии (De Hoog et al., 2010). Вхождение никеля в магматический оливин зависит не только от состава, но и от температуры кристаллизующегося расплава (Hart, Davis, 1978; Leeman, Lindstrom, 1978; Takahashi, 1978; Kinzler et al., 1990; Li, Ripley, 2010; Nishizawa et al., 2017; Jackson, Gibson, 2018). Высоконикелиевый оливин может кристаллизоваться в магматическом расплаве из пироксенитового источника (Sobolev et al.,

2005, 2007; Staub et al., 2008; Herzberg et al., 2013; Nishizawa et al., 2017). Зависимость от состава расплава наблюдается по отношениям Mn/Fe и Zn/Fe в оливине и ортопироксене (Le Roux et al., 2011).

Вхождение Ca в оливин, находящийся в равновесии с клинопироксеном, зависит от давления (Brey, Köhler, 1990; De Hoog et al., 2010). Использование Ca -оливинового барометра требует, однако, прецизионных аналитических измерений Ca в оливине и усложняется сильной зависимостью барометрических оценок от температуры (O'Reilly et al., 1997). Коэффициент распределения оливин/расплав для кальция существенно зависит от содержания H_2O в системе. При возрастании концентрации H_2O содержание CaO в оливине понижается. Зональные высокомагнезиальные ($Mg\#$ до 94), низкокальциевые (CaO до 0.2 мас. %, иногда до 0.05 мас. %) оливины были обнаружены в базальтах Камчатки (вулканы Шивелуч и Ключевской), Индонезии, Соломоновых островов (Kamenetsky et al., 2006; Gavrilenko et al., 2016) и ксенолитах из базальтов о-ва Джеймса Росса (Антарктический полуостров в Западной Антарктике) (Altunkaynak et al., 2019).

Сопоставление оливина глубинных включений из вулканитов Тункинской долины, Витимского и Окинского плоскогорья

По отношениям $NiO-Fe$, $MnO-Fe$ и $CaO-Fe$ оливин глубинных включений из вулканитов Витимского плоскогорья сопоставляется с оливином ксенолитов из вулканитов Тункинской долины (реститов, группы пород, близких к примитивной мантии, и метасоматитов). По сравнению с оливином глубинных включений из местонахождений четвертичных вулканов Витимского плоскогорья оливин из местонахождения Пикробазальтовый карьер среднемиоценовых вулканитов этой территории обнаруживает составы с пониженным Fe и характеризуется широкими вариациями NiO , MnO и CaO (см. рис. 9б, г, е).

Наиболее сильный контраст обнаруживается у оливина включений из четвертичного лавового потока местонахождения Джиллинда, который имеет аномально высокое содержание NiO (0.7–0.8 мас. %) и пониженное MnO . В таком оливине содержание Fe несколько возрастает относительно оливина с содержанием NiO 0.3–0.4 мас. % этого же местонахождения. Соответственно, высоко- и умеренноникелевые подгруппы оливина глубинных включений местонахождения Джиллинда различаются между собой по отношению $100Ni/Mg$ (1.8–2.0 и 0.8–1.2). Высоконикелевый состав оливина первой подгруппы свидетельствует о его кристаллизации из расплавов пироксенитового источника, умеренноникелевый состав оливина второй подгруппы – о кристаллизации из перидотитового источника (см. рис. 10б).

Широкие вариации NiO и MnO в оливине глубинных включений из среднемиоценовых вулканитов (см. рис. 9б, г) отражаются в широких диапазонах отношений $100Ni/Mg$ и $100Mn/Fe$. Фигуративные поля оливина глубинных включений из четвертичных вулканитов сокращаются в области с повышенными значениями $100Ni/Mg$ и пониженными значениями $100Mn/Fe$. Подобная тенденция смены состава наблюдалась при сопоставлении оливина базальта срединных океанических хребтов (MORB) и вулканитов, извергнутых сквозь тонкую литосферу, с оливином вулканитов, извергнутых сквозь толстую литосферу (Sobolev et al., 2007).

На Витимском плоскогорье ассоциация глубинных включений из среднемиоценовых пикробазальтов характеризовалась геотермой на 50–100°C ниже геотермы ассоциации глубинных включений из четвертичных базанитов (Ащепков, 1991). Микроэлементные характеристики и изотопные отношения Nd , Sr и Pb свидетельствуют о резких различиях источников четвертичных базанитов Витимского плоскогорья и более ранних базальтов и базанитов миоценового и плиоценового возраста (Chuvashova et al., 2017; Чувашова и др., 2017; Rasskazov et al., 2020). Между тем $Sm-Nd$ изотопные определения по гранат-клинопироксененовым парам дают оценки возраста глубинных пород от 50 млн лет и моложе (Ionov et al., 1995), поэтому очевидно, что гранатовые парагенезисы глубинных включений были непосредственно связаны с образованием расплавной аномалии в мантии под Витимским плоскогорьем и находятся в родственных отношениях с вмещающими вулканитами. Для безгранатовых глубинных пород критерии для определения родственного или ксеногенного происхождения отсутствуют (Рассказов, Чувашова, 2018).

В отличие от оливина глубинных включений из вулканитов Витимского плоскогорья оливин и валовые составы ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный и других местонахождений содержат информацию о ее полигенетическом характере. Учитывая тренд снижения содержаний Ni и значений $100Ni/Mg$ в оливине магматических и магматическо-метасоматических включений влк. Карьерный, проявление низконикелевого (с низким $100Ni/Mg$) оливина в глубинных включениях из среднемиоценовых вулканитов Витимского плоскогорья можно также связать с его кристаллизацией из магматического расплава. Подобно возрастанию значений $100Mn/Fe$ в оливинах включений из трахибазальтов влк. Карьерный (см. рис. 10в), тренд повышения $100Mn/Fe$ выражен и в оливине глубинных включений из среднемиоценовых вулканитов Витимского плоскогорья при низком значении $100Ni/Mg$, но с отчетливо выраженным трендом снижения значений $100Ca/Fe$ и $100Ni/Mg$, направленным к группе магматического оливина (см. рис. 10г). Низкая вели-

чина $100\text{Ca}/\text{Fe}$ может быть следствием преобладания в магматическом флюиде H_2O , а повышение этого отношения означает увеличение роли CO_2 (Gavrilenko et al., 2016).

Оливин глубинных включений из вулканитов Окинского плоскогорья по содержаниям петрогенных и примесных элементов в оливине и соотношениям $100\text{Ni}/\text{Mg}$ – $100\text{Mn}/\text{Fe}$ хорошо сопоставляется с оливином группы реститовых включений из вулканитов Тункинской долины (см. рис. 9, 10).

Оливиновый тренд обеднения ксеногенного материала

На диаграмме $\text{Cr}\# = 100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ хромшпинели и $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ оливина (рис. 11а) хромшпинели ксенолитов, близких к примитивной мантии, показывают в основном значения $\text{Cr}\# \approx 10$ (местонахождение Козья Шейка). Фигуративные точки минералов реститовых ксенолитов смещаются относительно этих составов вдоль направления ОШММ (оливин-шпинелевый мантийный массив (Arai, 1994)). Значения $\text{Cr}\#$ в хромшпинели повышаются с увеличением степени частичного плавления. В реститах из трахибазальтов влк. Карьерный кристаллы хромшпинели перекристаллизуются с увеличением в размерах (до первых мм) при диапазоне $\text{Cr}\# = 23$ – 53 (степень частичного

плавления 10–26%). В хромшпинели ксенолитов из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий этот показатель ниже (соответственно $\text{Cr}\# < 35$ и < 23 , степень частичного плавления < 16 и $< 12\%$) (рис. 11б). Хромшпинель из глубинных включений магматического генезиса характеризуется низкохромистым составом ($\text{Cr}\# \approx 10$ и менее).

На диаграмме модального состава и его магнезиальности (рис. 12) ксенолиты, близкие к примитивной мантии (влк. Карьерный и Тункинские гольцы 2) находятся в начале тренда фанерозойских перидотитов, а ксенолиты группы реститов занимают центральную часть тренда фанерозойских перидотитов. Магнезиальность оливина в реститах возрастает при частичном плавлении и удалении выплавов из недифференцированного мантийного материала. Слабое снижение $\text{Mg}\#$ оливина реститов с повышением роли этого минерала свидетельствует об их умеренном обеднении относительно состава примитивной мантии, не достигающем обеднения, свойственного океаническим перидотитам.

Соответствие оливинового тренда реститов кривой истощения фанерозойского океанического перидотита предполагает частичное плавление литосферного материала Хамардабанского террейна, аккрецированного к раннедокембрийскому фундаменту Сибирского палеоконтинента. Ксенолиты

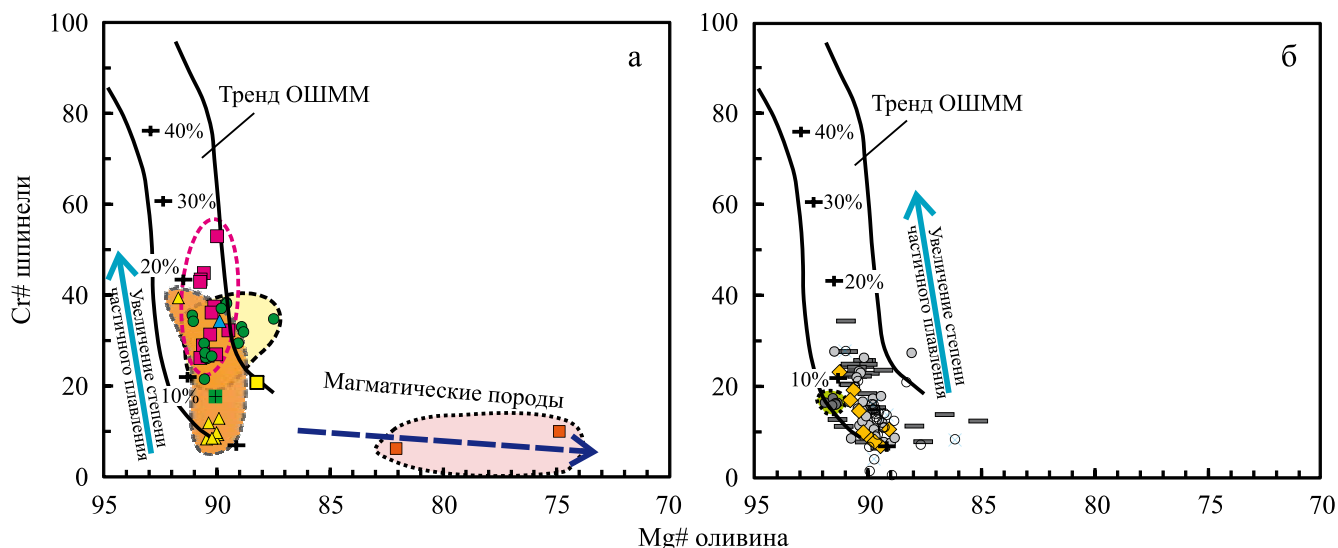


Рис. 11. Диаграмма $\text{Cr}\#$ ($100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) шпинели– $\text{Mg}\#$ ($100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) оливина для включений из трахибазальтов и базанитов Тункинской долины (а) в сопоставлении с глубинными включениями из вулканитов Окинского и Витимского плоскогорий (б).

Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. ОШММ – оливин-шпинелевый мантийный массив со шкалой степени частичного плавления реститов (Arai, 1994).

Fig. 11. Diagram of $\text{Cr}\#$ $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ spinel vs. $\text{Mg}\#$ ($100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) olivine for inclusions from trachybasalts of the Tunka Valley (a) in comparison with deep-seated inclusions from volcanics of the Oka and Vitim plateaus (b).

Symbols of groups are as in Figs 6, 8 and 9. OSHMM – olivine-spinel mantle massif (Arai, 1994).

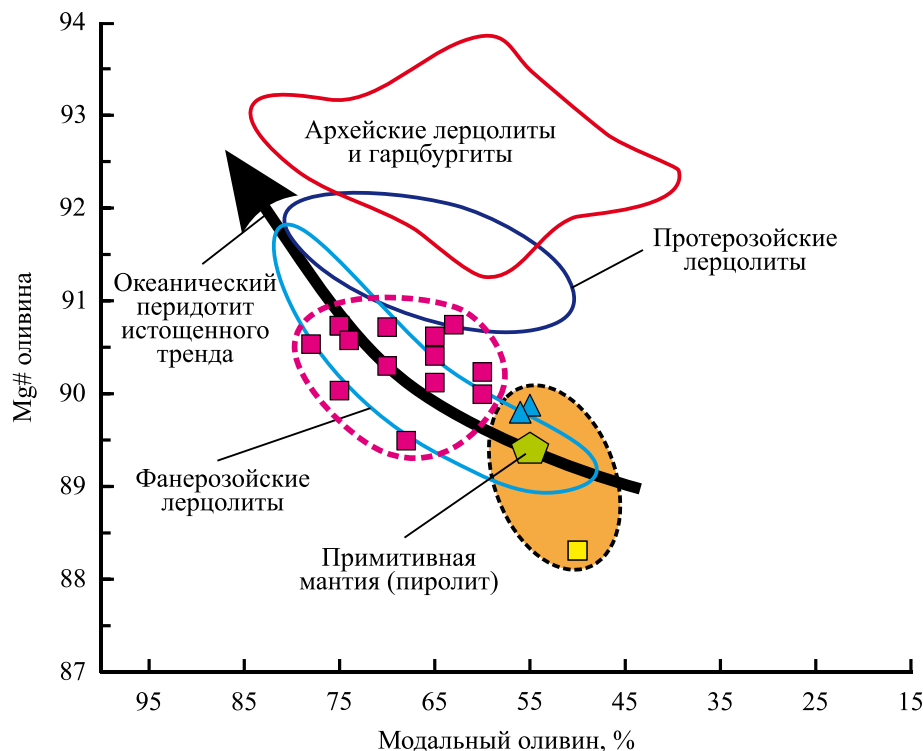


Рис. 12. Соотношение магнезиальности оливина $Mg\#$ ($100Mg/(Mg + Fe)$) и его модального содержания в глубинных ксенолитах групп 1 и 2.

Возрастание $Mg\#$ оливина от пиролита до океанического перидотита (черная стрелка) показано по (Boyd, 1989), области составов архейских, протерозойских и фанерозойских лерцолитов – по (Griffin et al., 1998). Условные обозначения – см. рис. 6.

Fig. 12. $Mg\#$ ratio of olivine $Mg\#$ ($100Mg/(Mg + Fe)$) and its modal content in deep xenoliths of the groups 1 and 2.

The increase in $Mg\#$ of olivine from pyrolite to oceanic peridotite (black arrow) is shown after (Boyd, 1989), areas of composition of Archean, Proterozoic and Phanerozoic lherzolites – according to (Griffin et al., 1998). Symbols of groups are as in Fig. 6.

реститового типа характеризуют слабо обедненную литосферную мантию в корневой части Слюдянского метаморфического субтеррейна. По возрасту синколлизионных гранитов время аккреции определяется началом палеозоя – около 488 млн лет назад (Котов и др., 1997).

Оценка PT параметров вынесенного кристаллического материала

Для глубинных включений из вулканитов Тункинской долины характерен парагенезис оливина, шпинели и плагиоклаза. Ассоциация глубинных включений относится к переходу от шпинель-пироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов в отличие от включений из вулканитов Витимского и Окинского плоскогорий более глубинного перехода от гранатовой к шпинель-пироксеновой фации.

По отсутствию гранатосодержащих пород глубина кристаллического материала из вулкани-

тов Тункинской долины ограничивается гранат-шпинелевым переходом. По экспериментальным данным в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (CMAS) этот переход определен ниже солидуса в диапазонах давлений 1.8–2.0 ГПа при температуре 1200°C и в более высоком диапазоне 2.6–2.7 ГПа при температуре 1500°C (интервал глубин 60–85 км). В Cr-содержащей системе шпинель сосуществует с гранатом. Повышение концентрации Cr сдвигает реакцию образования граната в сторону более высоких давлений. Присутствие Fe^{2+} оказывает противоположный эффект (Klemme, O'Neill, 2000; Klemme, 2004). Подобные соотношения между гранатом и шпинелью были определены в экспериментах с обогащенными и обедненными перидотитами (Robinson, Wood, 1998).

В ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный наиболее широкие барометрические оценки дают группы реститов и метасоматитов. При температурном интервале 870–1037°C по двупироксеновому геотермо-

метру (Brey, Köhler, 1990) и клинопироксеновому геобарометру (Ashchepkov et al., 2017) получается интервал давлений 1.0–2.4 ГПа. По оливин-клинопироксеновому геобарометру (Köhler, Brey, 1990) рассчитывается более широкий интервал давления (0.24–3.1 ГПа). Содержание Са в оливине имеет обратную зависимость от давления. Высокие содержания этого примесного элемента определены в оливине методом LA-ICP-MS с малой погрешностью (не более 10%), поэтому минимальная оценка давления 0.24 ГПа принимается как соответствующая геологическим условиям. Низкие содержания Са фиксируются в оливине с большей погрешностью, что может приводить к некоторым искажениям результатов расчетов относительно истинных значений максимального давления.

На рис. 13 глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный делятся по давлению на пять групп. Группы 1 и 2 находятся в безгранатовой области. При максимальной температурной оценке 1037°C гранат должен появиться в перидотитовом парагенезисе при давлении выше 1.5 ГПа. Его отсутствие в составе глубинных включений групп 3–5 требует объяснений.

Предполагая образование пород глубинных включений в корневой части Слюдянской коллизионной зоны, нужно отметить, с одной стороны, факт проявления избыточного давления в коре, отраженного в зональном метаморфизме (см. рис. 2), с другой стороны, факт распространения глубинных включений со структурами распада твердого раствора пироксенов и наличие в некке влк. Сухой пегматоидных вебстеритовых и ортопироксенитовых включений с ярко выраженными структурами распада. Гомогенные пироксеновые фазы кристаллизовались в интервале 1350–1450°C (Рассказов и др., 1994). Следовательно, корневая часть зоны коллизии испытывала избыточное давление и разогрев. В шпинель-пироксеновой фации перидотитов могло проявиться избыточное давление с нарушением в породах соотношений Са в оливине и клинопироксене, но в условиях разогрева области избыточных давлений гранат не кристаллизовался.

В интервале давлений до 1.5 ГПа глубинные включения групп 1 и 2 (см. рис. 13) характеризуют литостатическое давление. В этом интервале находятся ксенолиты, близкие к составу примитивной мантии, а также породы магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса. Значения $P = 1.5\text{--}3.1$ ГПа рассчитываются для пород, подверженных избыточному давлению. Наблюдается разделение по диапазонам содержания СаО и давления на интервалы релаксации со слабым и сильным возрастанием избыточного давления (соответственно СаО = 0.04–0.05 и ≈ 0.02 мас. %, $P = 1.5\text{--}2.1$ и ≈ 3.1 ГПа) с обособлением промежуточного интервала метасоматитов (СаО < 0.04 мас. %, $P = 2.1\text{--}2.8$ ГПа). В таком разделении от-

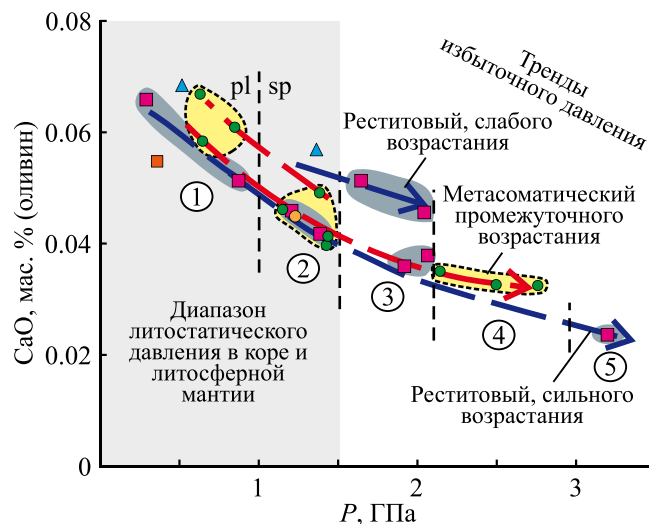


Рис. 13. Диаграмма СаО в оливине–давление (P) для глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный.

Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. Содержания СаО в оливине определены методом LA-ICP-MS, давление рассчитано по $Ca\text{-}Ol/Cpx$ геобарометру (Köhler, Brey, 1990). Цифры в кружках от 1 до 5 обозначают выборки глубинных включений по давлению. Группы 3–5 по давлению соответствуют области граната, но гранат в минеральном парагенезисе отсутствует.

Fig. 13. CaO in olivine versus pressure (P) diagram for deep-seated inclusions from trachybasalts of the Kar'erny volcano.

Symbols are as in Figs 6, 8 and 9. Calcium concentrations were determined in olivine by the LA-ICP-MS method. Pressure was calculated using the $Ca\text{-}Ol/Cpx$ geobarometer (Köhler, Brey, 1990). Numbers in circles from 1 to 5 denote pressure grouping of deep-seated inclusions. Groups 3–5 correspond in pressure to the garnet field, but garnet is absent in the mineral paragenesis.

разился аномальный эффект углекислого флюида, повлиявший на распределение СаО между оливином и клинопироксеном подобно тому, как это отмечалось в работе (Gavrilenko et al., 2016).

Сопоставление PT параметров глубинных включений и метаморфических пород фундамента

Максимальный метаморфизм гранулитовой фации Слюдянского кристаллического комплекса (давление 0.9 ГПа и температура 800°C (Васильев и др., 1981)) близок к переходу от шпинель-пироксеновой к оливин-плагноклазовой фации перидотитов ($\approx 1.0\text{--}1.1$ ГПа (Koga et al., 1999)). В обстановке коллизионного взаимодействия Хамардабанского террейна с фундаментом Сибирского палеоконтинента плагноклазосодержащие перидотиты выдвигались из мантии в земную кору в виде протрузий. Небольшие разрозненные гипербазитовые

тела реститового типа находятся в местах выхода метаморфических пород Слюдянского кристаллического комплекса на Еловском отроге и распространены в подобных метаморфических породах о-ва Ольхон и Приольхонья (Павленко, 1983; Грудинин, Меньшагин, 1987; Мехоношин и др., 2013; Мехоношин, Колотилина, 2019).

PT параметры глубинных включений из вулканитов, полученные по минералогическим геотермометрам и геобарометрам, частично перекрываются с *PT* параметрами метаморфических пород, обнаженных на земной поверхности. Для обр. BS-16-73 (с фассаитом) рассчитаны температура 550°C (двупироксеновый геотермометр (Brey, Köhler, 1990) и давление около 0.46 ГПа (клинопироксеновый геобарометр (Ashchepkov et al., 2017)). С использованием содержания кальция в оливине, полученного LA-ICP-MS, по *Ca-Ol/Cpx* барометру (Köhler, Brey, 1990), для обр. BS-16-9 и BS-16-116 рассчитано еще более низкое давление (0.29 и 0.36 ГПа соответственно).

В ассоциации кристаллических включений из вулканитов Тункинской долины получаются реалистичные оценки условий литосферной части верхней мантии и нижней-средней части земной коры, характеризующие корневую область раннепалеозойской коллизионной зоны, активизированной в кайнозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения состава ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный и других местонахождений Тункинской долины показали ее отчетливое разделение на следующие группы: 1) истощенных реститов, 2) пород, близких к примитивному составу мантии, 3) пород метасоматического генезиса, 4) пород магматического и 5) пород смешанного (метасоматическо-магматического) генезиса. Группирование по валовому составу пород согласуется с группированием породообразующего оливина по петрогенным и примесным элементам.

Распространение плагиоклаза в породах этой ассоциации глубинных включений и низкие оценки давлений по минеральным геобарометрам (до 0.28 ГПа) свидетельствуют о выносе расплавами пород с малых глубин литосферной мантии и земной коры, характеризующих область перехода от шпинель-пироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов. Оценки давлений глубинных включений частично совпадают с оценками давления обнаженных на земной поверхности пород Слюдянского кристаллического комплекса, образовавшегося в результате раннепалеозойской аккреции Хамардабанского террейна к краю Сибирского палеоконтинента. Глубинные включения характеризуют избыточные давления и аномально высокие темпе-

ратуры пород в корневой части этого метаморфического комплекса.

Полигенетическая малоглубинная специфика включений из вулканитов Тункинской долины подчеркивается при сравнительном анализе их валового состава (и входящего в них оливина) с валовым составом глубинных включений (и породообразующего оливина) из вулканитов Витимского и Окинско-го плоскогорий, представляющих собой ассоциацию пород более глубинного перехода от шпинель-пироксеновой к гранатовой фации перидотитов.

Благодарности

Авторы благодарят Л.Ф. Суворову за микронзондовые исследования минералов и Н.В. Брянского за определение микроэлементов в оливине методом LA-ICP-MS, Н.Ю. Цареву, Г.В. Бондареву и Н.Г. Колтунову – за определения содержаний петрогенных оксидов в породах методом “мокрой химии”, С.С. Брандта и М.М. Самойленко – за измерения радиогенного аргона и калия в трахибазальте влк. Карьерный, Т.В. Калашниковой (ИГХ СО РАН) – за консультации в описании шлифов. Мы также благодарны рецензенту за конструктивные замечания по рукописи, способствовавшие ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. (2019) Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье). *Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*, **29**, 3-23. doi: 10.26516/2073-3402.2019.29.3
- Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. (2019) Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала. *Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*, **30**, 108-129. doi: 10.26516/2073-3402.2019.30.108
- Ащепков И.В. (1991) Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 160 с.
- Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. (2003) О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне. *Геология и геофизика*, **44**(11), 1162-1190.
- Беличенко В.Г. (1985) Палеотектоническое районирование палеозойского юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугулья. *Геология и геофизика*, **26**(5), 11-20.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г. (2006) Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск: ИЗК СО РАН, **1**, 37-40.
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. (1981) Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 197 с.

- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. (1975а) О находке глиноземистых ультраосновных включений в базальтах Байкальской рифтовой зоны. *Докл. АН СССР*, **222**(5), 1186-1189.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. (1975б) О находке трахитов с ультраосновными включениями в Слюдянском районе. *Докл. АН СССР*, **223**(1), 199-202.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В. (1976) Включения пиропового и пиропшинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья. *Докл. АН СССР*, **228**(3), 693-696.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. (1987) Ультрабазитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-е, 161 с.
- Киселёв А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. (1979) Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 197 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Бережная Н.Г. (1997) О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов. *Петрология*, **5**(4), 380-393.
- Крёнер А., Хенсон Г.Н., Гудвен А.М. (1987) Геохимия архея. М.: Мир, 315 с.
- Логачев Н.А. (1974) Саяно-Байкальское и Становое нагорья. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья*. М.: Наука, 16-162.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. (2013) Реситовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид западного Прибайкалья. *Геология и геофизика*, **54**(10), 1562-1582.
- Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2019) Массив губы Базарной (Ольхонские ворота): Путеводитель экскурсии. Иркутск: ИЗК СО РАН. Препринт, 36 с.
- Павленко Э.Ф. (1983) Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **1**(5), 8-14.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. (2018) Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах. *Геология и геофизика*, **59**(12), 2129-2167. doi:10.15372/GiG20181212
- Рассказов С.В. (1985) Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 142 с.
- Рассказов С.В. (1993) Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука. Сиб. издат. фирма, 288 с.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1989а) Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны. *Геология и геофизика*, **30**(7), 54-61.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1989б) К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны. *Зап. ВМО*, **118**(4), 56-64.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1992) Минералы глубинных включений из разновозрастных базальтов Тункинской впадины. *Прикладная минералогия Восточной Сибири*. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 153-168.
- Рассказов С.В., Иванов А.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1994) Состав ортопироксенов и типизация глубинных включений из лав Верхне-Окинских и Тункинского сегментов Байкальской рифтовой системы. *Докл. АН*, **338**(5), 649-654.
- Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. (2000а) Глубинные включения из базанитов Зун-Мурина (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **41**(1), 100-110.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. (2000б) Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 288 с.
- Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. (2010) Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: ИЗК СО РАН, 40 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. (2018) Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 384 с. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. (2013) Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад. *Геодинамика и тектонофизика*, **4**(2), 135-168. doi:10.5800/GT2013420095.
- Флоренсов Н.А. (1960) Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 258 с.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В. (2014) Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд. ИГУ, 291 с.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Руднева Н.А. (2017) Активизация и прекращение позднекайнозойского растяжения в литосфере краевой части Байкальской рифтовой зоны: смена источников вулканизма на Витимском плоскогорье. *Вулканонология и сейсмология*, **11**(1), 28-62. doi: 10.7868/S020303061606002X
- Шафеев А.А. (1970) Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 177 с.
- Altunkaynak Ş., Ünal A., Howarth G.H., Aldanmaz E., Nývlt D. (2019) The origin of low-Ca olivine from ultramafic xenoliths and host basaltic lavas in a back-arc setting, James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Lithos*, **342-343**, 276-287. doi: 10.1016/j.lithos.2019.05.039
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204. doi: 10.1016/0009-2541(94)90066-3
- Ashchepkov I.V., Litasov Yu.D., Dobretsov N.L. (1994) Pyroxenites and composite garnet peridotite xenoliths from picrite-basalt, Vitim plateau (Trans Baikal): Implications for termobarometry and mantle reconstruction. *Kimberlite, related rocks and mantle xenoliths*. Proc. 5th Int. Kimb. Conf. V. I/A. Rio de Janeiro, Brasil, 455-466.
- Ashchepkov I.V., Ntaflou T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. (2017) Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. *Geosci. Front.*, **8**, 775-795. doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.012
- Boyd F.R. (1989) Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 15-26.

- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353-1378. doi:10.1093/petrology/31.6.1353
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. (2017) Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia. *Geosci. Front.*, **8**, 753-774. doi:10.1016/j.gsf.2016.05.011
- De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, **270**, 196-215. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.11.017
- Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt, T., Jacob D.E. (2013) Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **363**, 181-191. doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.025
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A. (2016) A calcium-olivine geothermometer and its application to subduction zone magmatism. *J. Petrol.*, **57**(9), 1811-1832. doi: 10.1093/petrology/egw062
- Glaser S.M., Foley S.F., Günther D. (1999) Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, **48**, 263-285. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00032-8
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul O., Ionov D.A. (1998) Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications. *Geodynam. Ser.*, **26**, 1-26.
- Hart S.R., Davis K.E. (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**(2), 203-219.
- Herzberg C. (2011) Basalts as temperature probes of Earth's mantle. *Geology*, **39**(12), 1179-1180.
- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A., Vidito C., Jackson M.G., Geist D. (2013) Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary. *Nature*, **493**, 393-397. doi:10.1038/nature11771
- Howarth G.H., Harris C. (2017) Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **475**, 143-151. doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.043
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. (1995) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Khamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 174-190. doi: 10.1007/s004100050120
- Jackson C.G., Gibson S.A. (2018) Preservation of systematic Ni and Cr heterogeneity in otherwise homogeneous mantle olivine: Implications for timescales of post-metasomatism re-equilibration. *Lithos*, **318-319**, 448-463. doi: 10.1016/j.lithos.2018.08.026
- Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R. (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. *Chem. Geol.*, **233**, 346-357. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.03.010
- Kinzler R.J., Grove T.L., Recca S.I. (1990) An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1255-1265. doi:10.1016/0016-7037(90)90151-A
- Klemme S. (2004) The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr₂O₃-SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos*, **77**, 639-646. doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.017
- Klemme S., O'Neill H.St.C. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 237-248. doi: 10.1007/s004100050560
- Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. (1999) Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference*. (Eds J. Gurney John, L. Gurney James, D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Red Roof Designs, Cape Town, **1**, 444-451.
- Köhler T., Brey G.P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2375-2388. doi:10.1016/0016-7037(90)90226-B
- Lambart S., Laporte, D., Schiano P. (2013) Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: review of the experimental constraints. *Lithos*, **160**, 14-36.
- Leeman W.P., Lindstrom D.J. (1978) Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 801-806. doi:10.1016/0016-7037(78)90094-7
- Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T. (2011) Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**(3-4), 395-408. doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.014
- Li C., Ripley E.M. (2010) The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning: Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling. *Chem. Geol.*, **275**, 99-104. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.05.001
- Litasov K., Taniguchi H. (2002) Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series No. 5. Sendai: Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Stefanov B., Chang Q., Hamada M., Kimura J-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H. (2017) Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction. *Sci. Rep.*, **7**, 1-11. doi:10.1038/s41598-017-10276-3
- O'Reilly S.Y., Chen D., Griffin W.L., Ryan C.G. (1997) Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineral. Magaz.*, **61**, 257-269. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.09
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. (2020) Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, **10**(9), 739. doi: 10.3390/min10090739
- Robinson J.A.C., Wood B.J. (1998) The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 277-284. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00213-1
- Roeder P.L., Emslie R.F. (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogo-

- sian I.K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, **434**, 590-597. doi:10.1038/nature03411
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, **316**, 412-417. doi: 10.1126/science.1138113
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. (2008) Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *Europ. J. Mineral.*, **20**, 305-315. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1829
- Straub S.M., LaGatta A.B., Martin-Del Pozzo A.B., Langmuir C.H. (2008) Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**(3), Q03007, doi:10.1029/2007/GC001583
- Streckeisen A. (1973) Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18**(10), 26-30.
- Takahashi E. (1978) Partitioning of Ni^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} and Mg^{2+} between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1829-1844. doi:10.1016/0016-7037(78)90238-7
- Belichenko V.G. (1985) Paleotectonic zoning of paleozooids of the southeastern part of the East Sayan, West Khamar-Daban and Prikhubsugulie. *Geol. Geofiz.*, **26**(5), 11-20. (In Russ.)
- Belichenko V.G., Reznitskii L.Z., Makrygina V.A., Barash I.G. (2006) Terranes of the Baikal-Khubsugul fragment of the Central Asian mobile belt of Paleozooids. The state of the problem. *Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent)*. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS, **1**, 37-40. (In Russ.)
- Boyd F.R. (1989) Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 15-26.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, **31**, 1353-1378. doi:10.1093/petrology/31.6.1353
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. (2014) Sources of magmatism in the mantle of the evolving Earth. Irkutsk, Irkutsk State Univ. Publ., 291 p. (In Russ.)
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. (2017) Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia. *Geosci. Front.*, **8**, 753-774. doi:10.1016/j.gsf.2016.05.011
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Rudneva N.A. (2017) The activation and cessation of Late Cenozoic extension in the lithosphere at the margin of the Baikal Rift Zone: Alternating sources of volcanism in the Vitim Upland. *J. Volcanol. Seismol.*, **11**(1), 43-77 (translated from *Volkanolog. Seismol.*, **11**(1), 28-62). doi: 10.1134/S0742046316060026
- De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, **270**, 196-215. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.11.017
- Florensov N.A. (1960) Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Moscow; Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the SSSR, 258 p. (In Russ.)
- Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E. (2013) Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **363**, 181-191. doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.025
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A. (2016) A calcium-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism. *J. Petrol.*, **57**, 1811-1832. doi: 10.1093/petrology/egw062
- Glaser S.M., Foley S.F., Günther D. (1999) Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, **48**, 263-285. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00032-8
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul O., Ionov D.A. (1998) Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications. *Geodynam. Ser.*, **26**, 1-26.
- Grudin M.I., Menshagin Yu.V. (1987) Ultramafic-mafic associations of the Early Precambrian. Novosibirsk, Nauka Publ., Sib. branch, 161 p. (In Russ.)
- Hart S.R., Davis K.E. (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**(2), 203-219.

REFERENCES

- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A., Vidito C., Jackson M.G., Geist D. (2013) Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary. *Nature*, **493**, 393-397. doi:10.1038/nature11771
- Howarth G.H., Harris C. (2017) Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **475**, 143-151. doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.043
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. (1995) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 174-190. doi: 10.1007/s004100050120
- Jackson C.G., Gibson S.A. (2018) Preservation of systematic Ni and Cr heterogeneity in otherwise homogeneous mantle olivine: Implications for timescales of post-metamorphism re-equilibration. *Lithos*, 318-31, 448-463. doi. org/10.1016/j.lithos.2018.08.026
- Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R. (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. *Chem. Geol.*, **233**, 346-357. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.03.010
- Kinzler R.J., Grove T.L., Recca S.I. (1990) An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1255-1265. doi:10.1016/0016-7037(90)90151-A
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. (1979) Volcanism of the Baikal rift zone and problems of deep magma formation. Novosibirsk, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Klemme S. (2004) The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr₂O₃-SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos*, **77**, 639-646. doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.017
- Klemme S., O'Neill H.St.C. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 237-248. doi: 10.1007/s004100050560
- Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. (1999) Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference*. (Eds J. Gurney John, L. Gurney James, D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Cape Town, Red Roof Designs, **1**, 444-451.
- Köhler T., Brey G.P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2375-2388. doi:10.1016/0016-7037(90)90226-B
- Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Reznitskii L.Z., Vasil'ev E.P., Berezhnaya N.G. (1997) Age of metamorphism of the Slyudyanka crystalline complex, southern Baikal area: U-Pb geochronology of granitoids. *Petrology*, **5**(4), 338-349 (translated from *Petrologiya*, **5**(4), 380-393).
- Kröner A., Khenson G.N., Gudven A.M. (Eds). (1987) *Geochemistry of the Archean*. Moscow, Mir Publ., 315 p. (In Russ.)
- Leeman W.P., Lindstrom D.J. (1978) Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 801-806. doi:10.1016/0016-7037(78)90094-7
- Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T. (2011) Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**, 395-408. doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.014
- Li C., Ripley E.M. (2010) The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning: Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling. *Chem. Geol.*, **275**, 99-104. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.05.001
- Litasov K., Taniguchi H. (2002) Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series No. 5. Sendai, Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Logatchev N.A. (1974) Sayan-Baikal and Stanovoy Uplands. *Uplands of Cisbaikalia and Transbaikalia*. Moscow, Nauka Publ., 16-162. (In Russ.)
- Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2019) Massif of the Bazar'naya gulf (Olkhon gates). Guidebook of field excursion. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS. Preprint, 36 p. (In Russ.)
- Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Mikheev E.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov V.V., Khromykh S.V. (2013) Resititic ultramafic rocks in the Early Caledonian collisional system of Western Cisbaikalia. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(10), 1219-1235 (translated from *Geol. Geofiz.*, **54**(10), 1562-1582). doi:10.1016/j.rgg.2013.09.007
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Stefanov B., Chang Q., Hamada M., Kimura J-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H. (2017) Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction. *Sci. Rep.*, **7**, 1-11. doi:10.1038/s41598-017-10276-3
- O'Reilly S.Y., Chen D., Griffin W.L., Ryan C.G. (1997) Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineral. Magaz.*, **61**, 257-269. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.09
- Pavlenko E.F. (1983) Features of the structural position of hyperbasites in the Olkhon region (Western Cisbaikalia). *Geol. Geofiz.*, **1**(5), 8-14. (In Russ.)
- Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A. (2018) Extremely magnesian olivine in igneous rocks. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**, 1702-1717 (translated from *Geol. Geofiz.*, **59**(12), 2129-2167). doi:10.1016/j.rgg.2018.12.012
- Rasskazov S.V. (1985) Basaltoids of the Udokan (Baikal rift zone). Novosibirsk, Nauka Publ., 142 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V. (1993) Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk, Nauka Siberian Publishing Company, 288 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1989a) Xenoliths of skarn-like clinopyroxenites from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone. *Geol. Geofiz.*, **30**(7), 54-61. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1989b) On mineralogy of amphibole-bearing deep-seated inclusions from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone. *Zapiski VMO* (Notes of the All-Soviet-Union Mineralogical Society), **118**(4), 56-64. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1992) Minerals of deep inclusions from basalts of different ages in the Tunka basin. *Applied Mineralogy of Eastern Siberia*. Irkutsk, Irkutsk State Univ. Publ., 153-168. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Sarani-

- na E.V. (2020) Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, **10**(9), 739. doi: 10.3390/min10090739
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. (2018) Volcanism and transtension in the northeastern Baikal rift system. Novosibirsk, Academic Publishing House Geo, 384 p. (In Russ.) doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1994) Orthopyroxene compositions and typifying deep inclusions from lavas of the Upper-Oka and Tunka segments of the Baikal rift system. *Dokl. Akad. Nauk*, **338**(5), 649-654. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Demonterova E.I. (2000) Deep-seated inclusions from Zun-Murin basanites (Tunka rift valley, Baikal region). *Geol. Geofiz.*, **41**(1), 100-110. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., San'kov V.A., Ruzhich V.V., Smekalin O.P. (2010) Cenozoic continental rifting: A guide to geological excursion to the Tunka rift valley. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS, 40 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. (2013) The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynam. Tectonophys.*, **4**(2), 135-168. (In Russ.)
- Robinson J.A.C., Wood B.J. (1998) The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 277-284. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00213-1
- Roeder P.L., Emslie R.F. (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 275-289.
- Shafeyev A.A. (1970) The Precambrian of the South-Western Baikal and Khamar-Daban. Moscow, Nauka Publ., 177 p. (In Russ.)
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, **316**, 412-417. doi: 10.1126/science.1138113
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, **434**, 590-597. doi:10.1038/nature03411
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A. (2008) Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *Europ. J. Mineral.*, **20**, 305-315. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1829
- Straub S.M., LaGatta A.B., Martin-Del Pozzo A.B., Langmuir C.H. (2008) Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **9**(3), Q03007. doi:10.1029/2007/GC001583
- Streckeisen A. (1973) Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18**(10), 26-30.
- Takahashi E. (1978) Partitioning of Ni^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} and Mg^{2+} between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1829-1844. doi:10.1016/0016-7037(78)90238-7
- Vasil'ev E.P., Reznitskii L.Z., Vishnyakov V.N., Nekrasova E.A. (1981) The Slyudyanka Crystalline Complex. Novosibirsk, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G. (1975a) On the discovery of alumina ultrabasic inclusions in basalts of the Baikal rift zone. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **222**(5), 1186-1189. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G. (1975b) On the discovery of trachybasalts with ultrabasic inclusions in the Slyudyansky district. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **223**(1), 199-202. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G., Elizarieva T.I., Bondareva G.V. (1976) Inclusions of pyrope and pyrope-spinel lherzolite from basanites of the Vitim plateau. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **228**(3), 693-696. (In Russ.)