

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЛАМПРОИТОВЫХ ЛАВ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА<sup>1</sup>

© 2023 г. Н. А. Мигдисова<sup>a</sup>, \*, Н. М. Сушевская<sup>a</sup>, \*\*, М. В. Портнягин<sup>b</sup>, Т. А. Шишкина<sup>a</sup>,  
Д. В. Кузьмин<sup>c</sup>, В. Г. Батанова<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук ГЕОХИ РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Киль, ФРГ

<sup>c</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук  
ИГМ СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3/1, Советский район, микрорайон Академгородок, Новосибирск, Россия

<sup>d</sup>Институт Наук о Земле ISTERre Institut des Sciences de la Terre ISTERre Université J. Fourier-CNRS  
Maison des Géosciences, Гренобль, Франция

\*e-mail: nat-mig@yandex.ru

\*\*e-mail: nadsus@gmail.com

Поступила в редакцию 23.06.2022 г.

После доработки 18.11.2022 г.

Принята к публикации 06.04.2023 г.

В работе представлены новые многочисленные данные по геохимическому составу вкрапленников оливина, клинопироксена, лейцита, а также включений шпинели в оливине и закалочного стекла из лампроитов вулкана Гауссберг (восточная Антарктида). Большинство вкрапленников оливина в лампроитах Гауссберга составляют высокомагнезиальные разновидности ( $Fo_{89-91}$ ) с повышенными содержаниями Ni (до 4900 ppm) и высоким Ni/Co отношением. По данным около 320 анализов клинопироксенов установлены две группы вкрапленников, относящихся к группе диопсида. Группа I состоит преимущественно из высокомагнезиальных разновидностей ( $Mg\# > 80$ ), в то время как клинопироксены группы II – менее магнезиальные ( $Mg\# 52-80$ ). Главное различие клинопироксенов двух групп проявляется в повышенных содержаниях  $Al_2O_3$ , FeO и пониженных  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$  и NiO в составах группы II по сравнению с группой I, а также различных содержаниях редких элементов, что может отражать их кристаллизацию из разных типов первичных расплавов. По данным изучения около 550 зерен вкрапленников лейцита в лампроитах Гауссберга показано, что они отвечают идеальной стехиометрии лейцита  $K[AlSi_2O_6]$  и при этом обогащены  $Na_2O$  (0.05–0.35 мас. %), но обеднены  $K_2O$  (19.9–20.9 мас. %) по сравнению с лейцитами из лампроитов других провинций. Содержание BaO достигает 0.3 мас. %, SrO – 0.04 мас. %. Содержание железа в большинстве вкрапленников лейцита варьирует в пределах 0.7–1.2 мас. %  $Fe_2O_3$ , при этом встречаются отдельные зерна с пониженными содержаниями  $Fe_2O_3$  (<0.5 мас. %). В микролитах основной массы и каймах вкрапленников содержание железа может достигать 2.4 мас. %  $Fe_2O_3$ , что может свидетельствовать о более окисленных условиях в момент извержения лав. На основании изучения природных образцов, существующих экспериментальных данных и расчетных моделей были восстановлены порядок и условия кристаллизации лампроитов Гауссберга. Кристаллизация происходила в порядке: хромшпинелид → хромшпинелид + оливин → оливин + лейцит (±хромшпинелид) → оливин + лейцит + клинопироксен (±хромшпинелид). Близликовидная ассоциация, представленная вкрапленниками высокомагнезиального оливина с включениями хромшпинелида, образовалась в диапазоне температур от 1180 до 1250°C. Дальнейшая кристаллизация расплава с формированием ассоциации минералов-вкрапленников оливин + лейцит + клинопироксен могла происходить при давлении ниже 2 ГПа и температурах 1070–1180°C, соответствующих присутствию воды в магматической системе. Оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации лампроитов, полученные с использованием разных оксидометров, варьируют в широком диапазоне: от QFM–0.5 до QFM + 2.3. Повышенные содержания Ni в ликвидусных оливинах Гауссберга свидетельствуют о высоких содержаниях никеля в источнике. Показано, что возможное формирование ультращел-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S001675252309008X для авторизованных пользователей.

лочных магм в районе вулкана Гауссберг происходило в ходе плавления континентальной литосферы, которая была гетерогенна и включала в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов.

**Ключевые слова:** оливин, клинопироксен, лейцит, лампроиты, ультращелочные породы, Гауссберг, Антарктида, пироксенит, перидотит, окислительно-восстановительные условия, температура кристаллизации, мантийный источник

**DOI:** 10.31857/S001675252309008X, **EDN:** WPNYVM

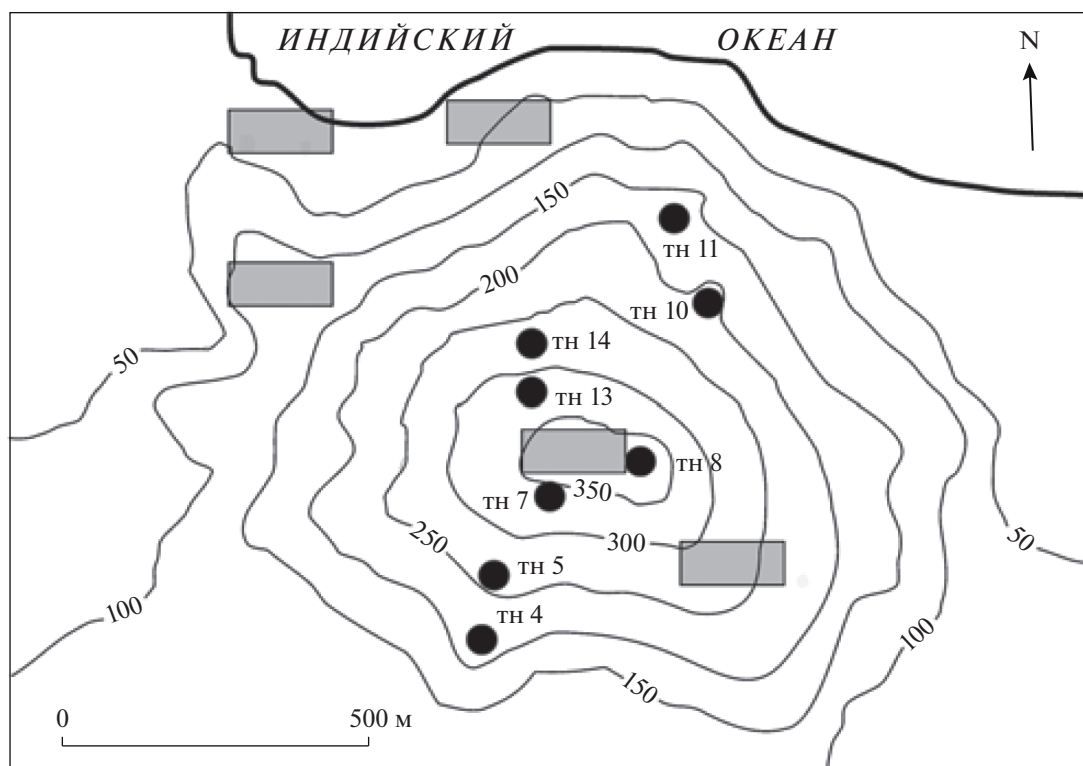
## ВВЕДЕНИЕ

Лампроиты являются редкими ультращелочными магнезиальными породами, характеризующимися низкими значениями CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O, повышенной магнезиальностью и высокими отношениями K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (Foley et al., 1987; Jaques et al., 1984). Проявления лампроитового магматизма различного геологического возраста обнаружены во многих регионах Земли, например, к ним относятся Лейцит Хиллз (Вайоминг, США), Вест Кимберли (Австралия), ультракалиевые вулканы Средиземноморского вулканического пояса, западной части Восточно-Африканского рифта и вулканических полей на северо-востоке Китая (Foley et al., 1987; Gupta, 2015). Особенный интерес к изучению этих пород вызван обнаружением алмазов в лампроитах Западной Австралии (Sobolev, 1976; Atkinson et al., 1984; Jaques et al., 1984).

Несмотря на достаточно широкое изучение проблемы образования лампроитов в течение последних десятилетий, однозначного взгляда на их происхождение не существует (Gupta, 2015). Образование лампроитов связывается с низкими степенями плавления обогащенной мантии, что объясняет их необычное обогащение несовместимыми редкими элементами в сравнении с другими ультраосновными мантийными породами (Sun et al., 2014; Murphy et al., 2002; Foley, Jenner, 2004). Многие вопросы остаются по-прежнему дискуссионными, такие, например, как глубина нахождения обогащенного мантийного источника, а именно: расположен ли он в пределах субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) (Avanzinelli et al., 2008; Chen et al., 2007; Chu et al., 2013; Davies et al., 2006; Prelevic et al., 2008; Zhang et al., 1995; Zou et al., 2003), в астеносфере (Choi et al., 2006) или в переходной мантийной зоне (Kiritani et al., 2013; Murphy et al., 2002). Происхождение метасоматизирующих флюидов и/или расплавов, существенно обогащающих источник, связывается с вовлечением глубинной астеносферной мантии (McKenzie, 1989; Zhang et al., 2000), зоной субдукции (Elburg, Foden, 1999), деламинированной субконтинентальной литосферной мантии (Choi et al., 2006), переходной мантийной зоной (Kiritani et al., 2013; Murphy et al., 2002) или деламинированной нижней континентальной коры (Chu et al., 2013).

В результате экспериментов по плавлению ультраосновных пород, богатых водосодержащими минералами (флогопитом или К-рихтеритом) с присутствием аксессуарных ильменита, рутила или апатита, проведенных при 1.5 и 5 ГПа, были получены расплавы лампроитового состава (Foley et al., 2022). Эти эксперименты показали, что важными компонентами мантийного источника большинства магматических пород должны являться водосодержащие пироксениты с различными аксессуарными фазами (Foley et al., 2022). Формирующиеся при их плавлении глубинные высококалиевые расплавы могут изменять состав в ходе реакционного взаимодействия с вмещающими мантийными породами перидотитового состава. Это может привести к образованию вулканических пород базальтового состава с характеристиками перидотитового источника вследствие разбавления исходного вклада водосодержащих пироксенитов, даже если температура в области плавления мантии остается значительно ниже точки плавления перидотита (Foley et al., 2022). Возможность протекания подобных процессов изменения составов магм в ходе их движения от мантийного источника к поверхности усложняет нахождение однозначного ответа на вопрос о происхождении тех или иных первичных лампроитовых магм. Кроме того, следует учитывать неоднородность кратонной мантии как в региональном, так и в локальном масштабах, например, возможность присутствия участков с “жилами” расплавов разных стадий плавления. Подобная локальная неоднородность была выявлена для источника щелочных магм района Алданского щита (Chayka et al., 2020). Поэтому мы считаем, что вопрос о составе источника и первичных ультращелочных магм должен решаться в каждом конкретном случае индивидуально с учетом истории образования данной континентальной области. В общем случае происхождение лампроитов связывается с плавлением переработанного древнего сублитосферного вещества кратонов протерозойско-палеозойского возраста в присутствии существенно водного флюида при низкой активности CO<sub>2</sub> (Edgar, Mitchell, 1997; Foley, Jenner, 2004; Сущевская и др., 2014).

Лампроиты вулкана Гауссберга (восточная Антарктида) — это единственное проявление на Земле данного типа пород в виде пиллоу-лав, извержение



**Рис. 1.** Расположение станций отбора изученных образцов на топографической схеме горы Гауссберг (Сушевская и др., 2014). Точки наблюдения (тн) 1–3, 15–24 располагаются у подножия южного склона вулкана и не видны на представленной схеме опробования. Распределение изученных образцов по точкам наблюдения (тн): тн 1 – образец 458 (ОГ2); тн 2 – образцы 459 (ОГ3), 460 (ОГ4), 461 (ОГ5); тн 4 – образцы 462 (ОГ6), 464 (ОГ8), тн 5 – образец 465 (ОГ9); тн 7 – образцы 468 (Г12), 469 (Г13), 470 (Г14), 482 (Г26); тн 8 – образец 471 (Г15); тн 10 – образцы 475 (Г19), 476 (Г20); тн 11 – образец 477 (Г21); тн 13 – образец 479 (Г23); тн 14 – образец 480 (Г24). Серыми прямоугольниками показаны станции отбора проб в Австралийских экспедициях (Sheraton, Cundari, 1980).

которых происходило в подледных условиях, при этом они являются самыми молодыми лампроитами из известных на Земле ( $56000 \pm 5000$  лет, Tingey et al., 1983) (рис. 1). Первоначально эти породы были названы лейцититами благодаря присутствию вкрапленников лейцита, но в настоящее время в соответствии с классификацией IUGS (International Union of Geological Sciences) принято название лампроиты или лейцитовые лампроиты (Smellie, Collerson, 2020). Уникальность ультращелочных пород Гауссберга, существенно обогащенных  $K_2O$  (до 11–12 мас. %), делает их важным петрологическим объектом для изучения, особенно с учетом влияния избытка щелочей в исходных расплавах на температуру генерации и последующей кристаллизации основных магм. По классификации Фолли с соавторами (Foley et al., 1987) лампроиты Гауссберга подобно лампроитам Западного Кимберли относятся к группе расплавов, характеризующейся низкими содержаниями  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , высокой магнезиальностью и высокими  $K_2O/Al_2O_3$ . Последние данные, основанные на изотопии Mg и Zn, показали, что происхождение лампроитов Гауссберга может быть связано с плавлением суб-

континентальной мантии, метасоматизированной карбонатными расплавами, либо содержащей субдуцированные карбонат-содержащие осадки после плавления в мантийной переходной зоне (Liu et al., 2022).

Настоящая работа посвящена детальному изучению ассоциации минералов-вкрапленников лампроитов г. Гауссберг, полученных в ходе 2-ой Советской Антарктической экспедиции 1956–1958 гг. (Vyalov, Sobolev, 1959). С этой целью нами были определены содержания главных и редких элементов в основных минеральных фазах: оливине, клинопироксене, лейците и шпинели, а также в закалочных стеклах, с применением современных аналитических методов, что позволило дополнить и существенно расширить результаты предыдущих исследований минералогии лав Гауссберга (Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004; Salvio-li-Mariani et al., 2004). Одними из главных задач исследования было проведение оценки физико-химических условий, восстановление порядка кристаллизации высококальциевых магм Гауссберга, а также оценки вклада пироксенитов в мантийный источник лампроитовых расплавов на основании полученных аналитических данных.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНА ГАУССБЕРГ

Гора Гауссберг (рис. 1), расположенная на восточном побережье Земли Принцессы Елизаветы (Земля Вильгельма II) (координаты 66°47' ю.ш., 89°18' в.д.), образована при подледном извержении вулкана и представляет собой изолированный конус высотой примерно 370 м (Golynsky, Golynsky, 2007). Поверхность вулкана покрыта пиллоу-лавами, в которых размеры отдельных подушек достигают 0.5–2 м в поперечнике и нередко имеют хорошо сохраненную черную стекловатую закалочную корку толщиной 3–5 см, а также обломками лав или туфобрекчиями. Вулкан был обнаружен в 1902 г. в ходе Немецкой Антарктической экспедиции судна “Гаусс”, в честь которого и получил название вулкан (Von Drygalski, 1989). Позже в этом районе проводились исследования первой и второй Советских Антарктических экспедиций 1955–1958 гг. (Vyalov, Sobolev, 1959; Glebovsky, 1959), а также в ходе Австралийских Антарктических экспедиций в 1977, 1987 и 1997 гг. (Sheraton, Cundari, 1980; Golynsky, Golynsky, 2007).

По данным радиолокации и системы RADARSAT известно, что вулкан Гауссберг является одной из структур хребта Гауссберг, который имеет протяженность более 500 км (Golynsky, Golynsky, 2007). Подводная часть хребта простирается до вулканических структур острова Кергелен, а наземная на побережье Антарктиды – до горы Браун (Лейченков, Гусева, 2006). Предполагаемый рифт Гауссберг, на котором расположены вулканические постройки, вероятно, был заложен одновременно с грабеном Ламберта и является частью рифтовой системы Ламберта (Лейченков, Гусева, 2006; Golynsky, Golynsky, 2007).

В соответствии с датировками, проведенными К-Аг методом, лампроиты Гауссберга сформировались в позднеплейстоценовое время ( $56000 \pm 5000$  лет, Tingey et al., 1983).

Предыдущие исследования состава лав вулкана Гауссберг показали, что образцы пиллоу-лав, отобранные в разных точках вулкана и принадлежащие разным лавовым потокам, имеют близкий химический состав, варьирующий в узких пределах и представляют собой высококальциевые (11–12 мас. %  $K_2O$ ), экстремально обогащенные редкими элементами породы, отвечающие по составу лампроитам. (Sheraton, Cundari, 1980; Sheraton, 1981; Murphy et al., 2002; Сушевская и др., 2014).

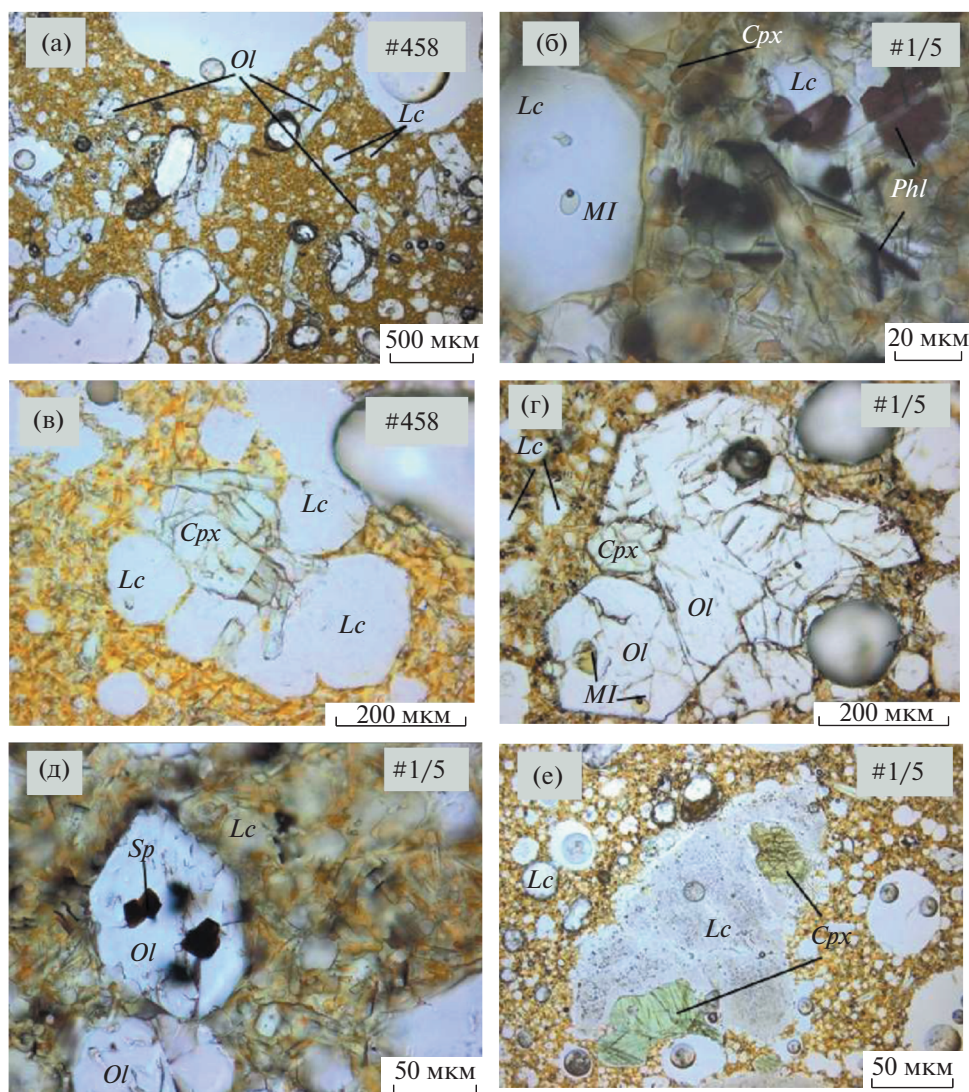
Изотопный состав Sr и Nd лампроитовых лав вулкана Гауссберг свидетельствует о чрезвычайно высоком обогащении мантийного источника (Williams et al., 1992; Nelson et al., 1986; Murphy et al., 2002; Сушевская и др., 2014). Первичный состав неодима в единицах  $\epsilon Nd$  изменяется от –13 до –15 ( $\epsilon Nd$ ), а  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0.7092 до 0.7109. Со-

гласно работе (Nelson et al., 1986) возраст обогащения для источника расплавов лампроитов г. Гауссберг оценивается в 1.4–1.8 млрд лет при использовании U–Th–Pb изотопной системы. По мнению Нельсона с соавторами (Nelson et al., 1986) лампроиты были выплавлены из чрезвычайно древнего мантийного источника, который имел высокое U/Pb отношение на ранней стадии эволюции, и более молодого источника, с пониженными значениями U/Pb, которые типичны для толеитовых расплавов океана (MORB, mid ocean ridge basalts) на поздней стадии. На основании вариаций изотопных отношений Pb лампроитов вулкана Гауссберг было показано, что в формировании их мантийного источника участвовало вещество древнего источника, обедненного литофильными элементами, т.е. ураном (низкая величина U/Pb), что привело к низким величинам  $^{206}Pb/^{204}Pb$  отношения, но обогащенного  $^{207}Pb$  и  $^{208}Pb$  (Сушевская и др., 2014). Это может быть вызвано добавкой в источник “древнего” урана (в котором доля  $^{235}U$  существенно больше, чем в современном уране) и тория.

## ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе были изучены составы минеральных и стекловатых фаз в 16 образцах лампроитов г. Гауссберг, химический и изотопный состав которых был описан ранее в работе Сушевской Н.М. с соавторами (2014). Большинство изученных образцов имеют близкие петрографические черты, минералогический и химический состав. Однородность составов позволяет рассматривать геохимические характеристики лав Гауссберга в совокупности, не разделяя на группы, что было отмечено и в предыдущих исследованиях (Sheraton, Cundari, 1980; Murphy et al., 2002).

Образцы пород представляли собой фрагменты неизмененных подушечных лав массой 1–2 кг со стекловатой, афанитовой или порфириковой структурой. Лавы пористые, размеры пор увеличиваются от края к ядру подушек. Модальный состав типичных лампроитов Гауссберга представлен вкрапленниками оливина (10%), клинопироксена (5%), лейцита (20–40%), а также стекловатой или афанитовой основной массой (30–60%) (рис. 2а, 2б, 3, 4). Типичный размер минералов-вкрапленников составляет 0.3–2 мм. Вкрапленники встречаются как в виде отдельных идиоморфных и субидиоморфных зерен, так и в виде гломеропорфировых сростков (рис. 2в, 2г). Во вкрапленниках оливина содержится включение хромшпинелида (рис. 2е). В лейците и оливине присутствуют стекловатые расплавные включения (рис. 2б, 2г). Основная масса пород сложена закалочным стеклом и микролитами лейцита, клинопироксена, флогопита, апатита (рис. 2а, 2б). В некоторых образ-



**Рис. 2.** Минералого-петрографические особенности лампроитов Гауссберга (образцы 458 и 1/5) (микрофотографии шлифов в проходящем свете без анализатора). (а) Общий вид породы (образец #458): вкрапленники и микровкрапленники оливина и лейцита, а также поры, распределенные в тонкораскристаллизованной основной массе, состоящей из микролитов лейцита, клинопироксена, с возможным присутствием апатита. (б) Основная масса породы (образец #1/5): микролиты лейцита, клинопироксена и флогопита. Микровкрапленник лейцита содержит расплавленное включение. (в–г) Сrostки вкрапленников лейцита, оливина и клинопироксена (образцы 458 и #1/5). (е) Микровкрапленник оливина с включениями хромшпинелида. (д) Сrostок крупного вкрапленника лейцита, со следами вторичных изменений и вкрапленников клинопироксена зеленого цвета (образец #1/5). Условные обозначения: *Ol* – Оливин, *Lc* – лейцит, *Cpx* – клинопироксен, *Sp* – хромшпинелид, *MI* – расплавленное (стекловатое) включение, *Phl* – флогопит. Дополнительные микрофотографии лампроитов Гауссберга приведены в приложении 1.

цах встречаются крупные зерна лейцита (до 2 мм) неправильной формы со следами вторичных изменений, часто в срastании с кристаллами клинопироксена зеленого цвета (рис. 2е, приложение 1).

Для аналитических исследований были изготовлены шашки диаметром 2.5 см из эпоксидной смолы с зернами минералов-вкрапленников и фрагментами закалочного стекла, отобранными из раздробленных образцов лампроитов Гауссберга (фракция 0.25–1 мм). Более 390 вкрапленников оливина (приложение 2, табл. S2,), 320 зерен

клинопироксена (приложение 2, табл. S3а, б, с,), 550 зерен лейцита (приложение 2, табл. S4,) и закалочное стекло (около 30 анализов) в изученных образцах были проанализированы в Институте химии им. Макса Планка в Майнце, Германия (Max Plank Institute for Chemistry, Mainz, Germany or MPI-Mainz) на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом Jeol JXA 8200 Superprobe. Составы оливинов анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 300 наноампер по процедуре, разработанной А.В. Соболевым с

соавторами (Sobolev et al., 2007; Batanova et al., 2011). В ходе измерений для элементов Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, и Co погрешность 2 $\sigma$  составила 20–30 ppm и 0.02 мол. % для форстеритового компонента оливина. Составы шпинели измерялись при 20 кВ и силе тока 80 наноампер. Для калибровки использован синтетический стандарт P&H Developments Ltd., Calibration Standards for Electron Probe Microanalysis, Standard Block GEO для всех элементов, кроме Mn, для которого использовался в качестве стандарта родонит. Составы клинопироксена и лейцита определены по обычной методике при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 20 наноампер. В качестве стандартов использовались международные природные минералы из коллекции Смитсоновского института США, г. Вашингтон (Jarosewich et al., 1980). Для всех минералов была применена процедура коррекции результатов ZAF.

Часть анализов оливина, а также включения шпинели (15 анализов) во вкрапленниках оливина (приложение 2, табл. S5), была выполнена на микрозонде JEOL JXA 8230 в Институте Наук о Земле ISTerre, Университет Гренобль-Альпы по методике высокоточного определения элементов-примесей (Batanova et al., 2015). По этой методике в зернах оливина в дополнение к макрокомпонентам Mg, Fe, Si измерялись концентрации примесных элементов Na, Al, P, Ca, Ti, Ni, Mn Zn, Cr и Co. Применялись следующие параметры анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда измерялся на чашке Фарадея 900 нА. Измерение примесных элементов производилось на пяти спектрометрах с дисперсией по длинам волн, главных элементов – на энерго-дисперсионном спектрометре. Время анализа одной точки составляло 12 мин. Вместе с образцами через каждые 30 точек производилось 3-х кратное измерение оливина Сан Карлос USNM 111312/44 (Jarosewich et al., 1980), используемого в качестве контрольного образца. Это позволяло контролировать и корректировать дрейф прибора. Воспроизводимость анализа, оцененная на контрольном образце оливина как 2 стандартных отклонения от среднего, для большинства примесных элементов составляет 4–10 ppm, для натрия 15 ppm, а для главных элементов 300 ppm.

Содержания элементов-примесей в клинопироксенах и части зерен оливина определялись в Институте химии им. Макса Планка в Майнце, Германия методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерным пробоотбором вещества LA-ICP-MS на приборе Thermo Finnigan Element 2 с лазерной приставкой New Wave, Merchantek UP213 длина волны 213 нм. Диаметр лазерного пучка составлял 80 нм. Смесь гелия и аргона использовалась в качестве газа-переносчика из лазерной приставки в масс-спектрометр. Анализ фона длился 20 с, са-

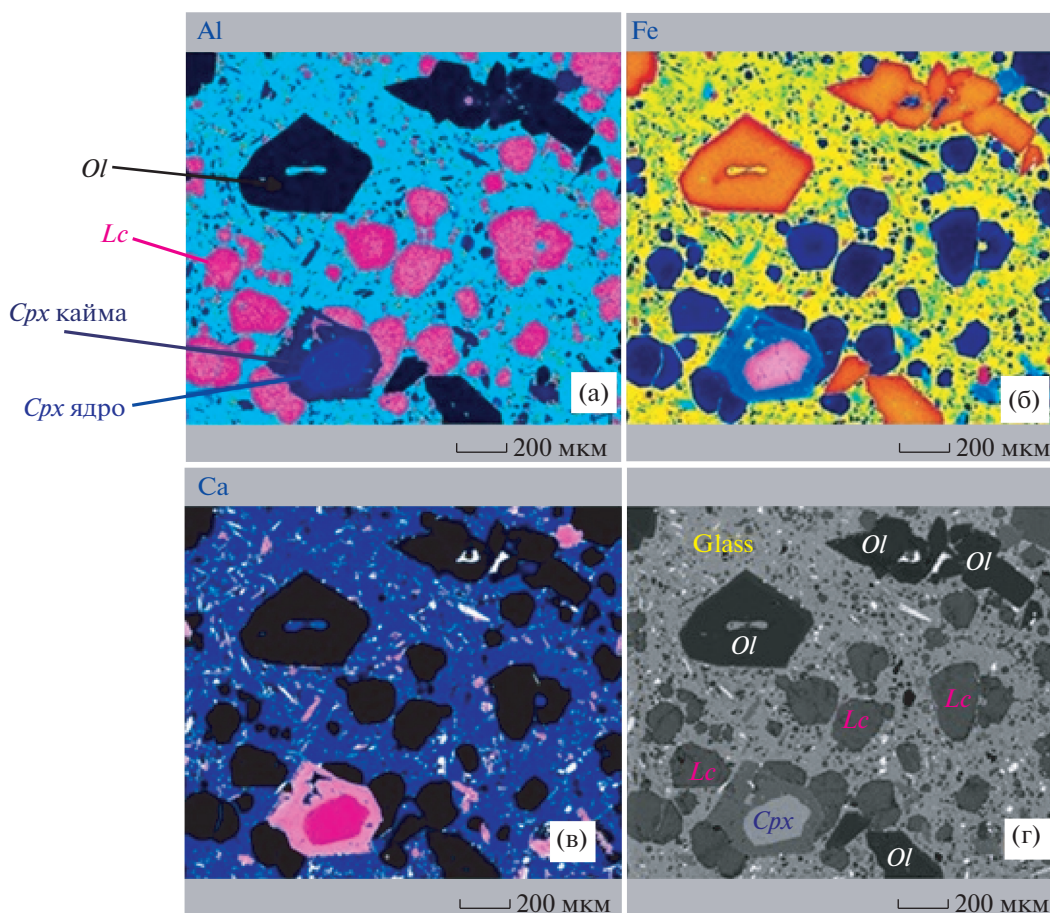
мого образца – 80–100 с. Стекла KL2-G и NIST 612 использованы в качестве стандартов. При пересчете интенсивностей для клинопироксенов для внутреннего стандарта были взяты полученные на микрозонде содержания кальция. Точность измерений для большинства элементов составляла не менее 4% (Batanova et al., 2015). Содержание элементов-примесей в оливине также определялось методом LA-ICP-MS в институте GEOMAR г. Киль, ФРГ. Анализы проводились на масс-спектрометре Agilent 7500s, совмещенном с системой лазерной абляции GeolasPro Cogerent. Диаметр лазерного пучка составлял 60 микрон. Остальные условия анализа и стандартизации были аналогичны описанным в работе (Sobolev et al., 2016).

Анализы закалочных стекол (приложение 2, табл. S1) проводились методами электронно-микрозондового анализа в Институте химии им. Макса Планка в Майнце, Германия (Max Plank Institute for Chemistry, Mainz, Germany or MPI-Mainz) на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом Jeol JXA 8200 Superprobe, а также методом LA-ICP-MS в институте GEOMAR г. Киль, ФРГ по методике, описанной в работе (Sobolev et al., 2016).

## СОСТАВЫ ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ И МИНЕРАЛОВ-ВКРАПЛЕННИКОВ

### *Закалочное стекло*

Ценность лампроитов Гауссберга, как уникального объекта ультращелочных магм, в частности, заключается в наличии свежих закалочных стекол, образованных в результате подледного извержения. Составы закалочных стекол, определенные в настоящей работе, и валовые составы изученных образцов, опубликованные в статье Сушевская и др. (2014) приведены в таблице S1 (приложение 2) и на рис. 5, 6, 7. Как было сказано выше, валовые составы лампроитов Гауссберга варьируют в достаточно узких пределах (51.5–53.5 мас. % SiO<sub>2</sub>, 7.5–8.3 мас. % MgO) (рис. 5). Однородность валовых составов лав Гауссберга в отличие от стекол, скорее всего, может отражать незначительность вклада процессов кристаллизации и отсадки вкрапленников из расплава на ранних стадиях подъема магм. Это привело к отсутствию тренда дифференциации пород, в отличие от других лампроитовых серий, например, Вест Кимберли (западная Австралия) и Лейцит Хиллз (Вайоминг, США) (Murphy et al., 2002). При этом составы закалочных стекол в лавах Гауссберга образуют тренд дифференциации от относительно примитивных составов (51.5 мас. % SiO<sub>2</sub>, 6.7 мас. % MgO) до более продвинутых (56.8 мас. % SiO<sub>2</sub>, 1.6 мас. % MgO) (рис. 5).



**Рис. 3.** Изображения участка образца #475, полученные с использованием электронного микронзонда. (а), (б), (в) карты распределения Al, Fe и Ca, (д) изображение в режиме регистрации отраженных электронов (BSE). Отмечены минералы-вкрапленники: оливин (*Ol*), клинопироксен (*Cpx*) и лейцит (*Lc*) в слабокристаллизованной основной массе, сложенной закалочным стеклом (*Glass*) с микролитами.

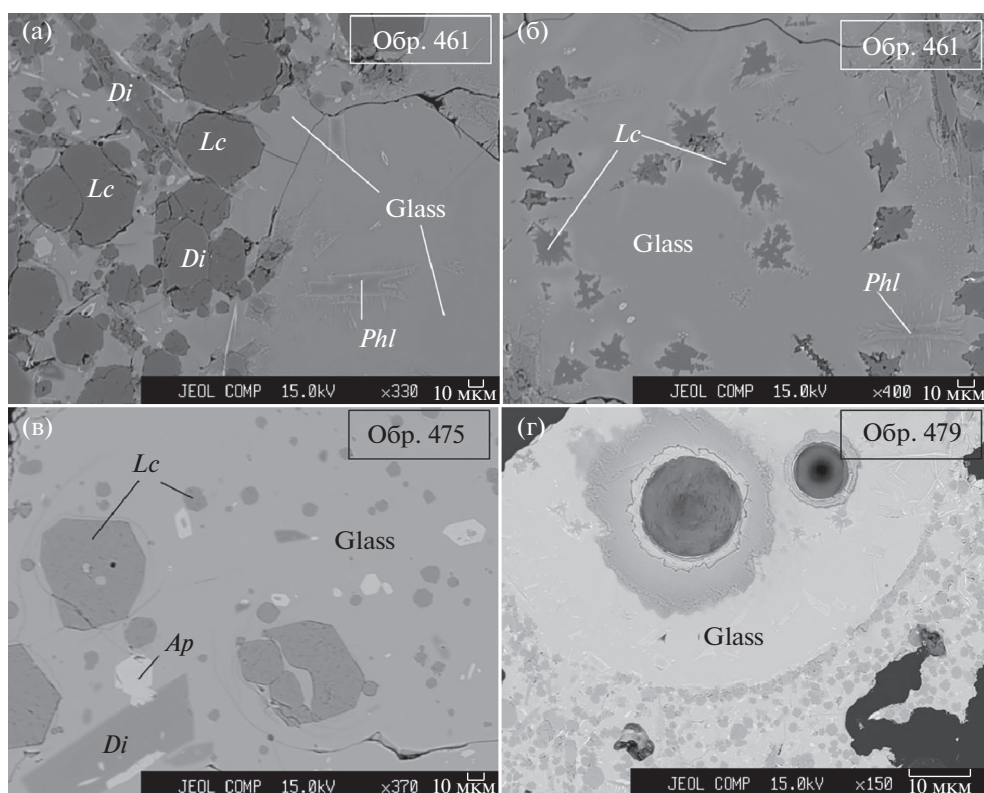
В стеклах лампроитов Гауссберга отмечаются достаточно высокие содержания летучих компонентов (рис. 6). Закономерное снижение концентрации фосфора (от 1.9 до 0.7 мас. %  $P_2O_5$ ) при дифференциации остаточного расплава можно объяснить кристаллизацией апатита. Сера и хлор, наоборот, показывают тренды увеличения содержания (от 0.02 до 1.0 мас. % S и от 0.13 до 0.27 мас. % Cl) при эволюции состава расплава. Подобные тренды могут свидетельствовать о накоплении этих летучих компонентов в расплаве в промежуточных очагах и последующей быстрой закалке при излиянии магм на поверхность.

По содержаниям редких литофильных элементов составы закалочных стекол наследуют характерные черты валовых составов лампроитов Гауссберга. На диаграммах распределения концентраций литофильных элементов, нормированных к составу примитивной мантии, отмечаются максимумы по содержанию Ba, La, Pb, Sr, Zr и Hf и минимумы U, Nb, Ta и Sm (рис. 7).

### Оливин

Вкрапленники оливина в лампроитах Гауссберга, как правило, бесцветны, иногда имеют слабый желтоватый оттенок. В некоторых вкрапленниках оливина содержатся стекловатые расплавные включения или включения хромшпинелида (рис. 2е).

Изучение методами оптической микроскопии и микронзондового анализа показало отсутствие зональности оливинов по содержанию основных и редких элементов (кроме фосфора), при этом выделяется кайма, состав которой отличается от центра зерна (рис. 3). На рис. 8 приведены карты распределения химических элементов типичного зерна оливина в лампроитах Гауссберга. Видно, что состав зерна гомогенен, только самая кайма несколько обогащена Ca и Fe, что может свидетельствовать о ее кристаллизации из более дифференцированного расплава или об изменении состава краевой части оливина при переуравновешивании с остаточным расплавом. Однако по



**Рис. 4.** Изображения основной массы в изученных образцах лампроитов вулкана Гауссберг, полученные в режиме регистрации отраженных электронов (BSE). (а–б) Образец #461: в стекловатой массе (Glass) распределены микролиты лейцита (*Lc*), диопсида (*Di*), и флогопита (*Phl*). (в) Образец #475: в стекловатой массе (Glass) распределены микролиты лейцита (*Lc*), диопсида (*Di*) и апатита (*Ap*); (г) образец #479: участок образца на границе закалочного стекла (Glass) и афанитовой основной массы. Округлое отверстие – кратер после анализа стекла методом LA-ICP-MS.

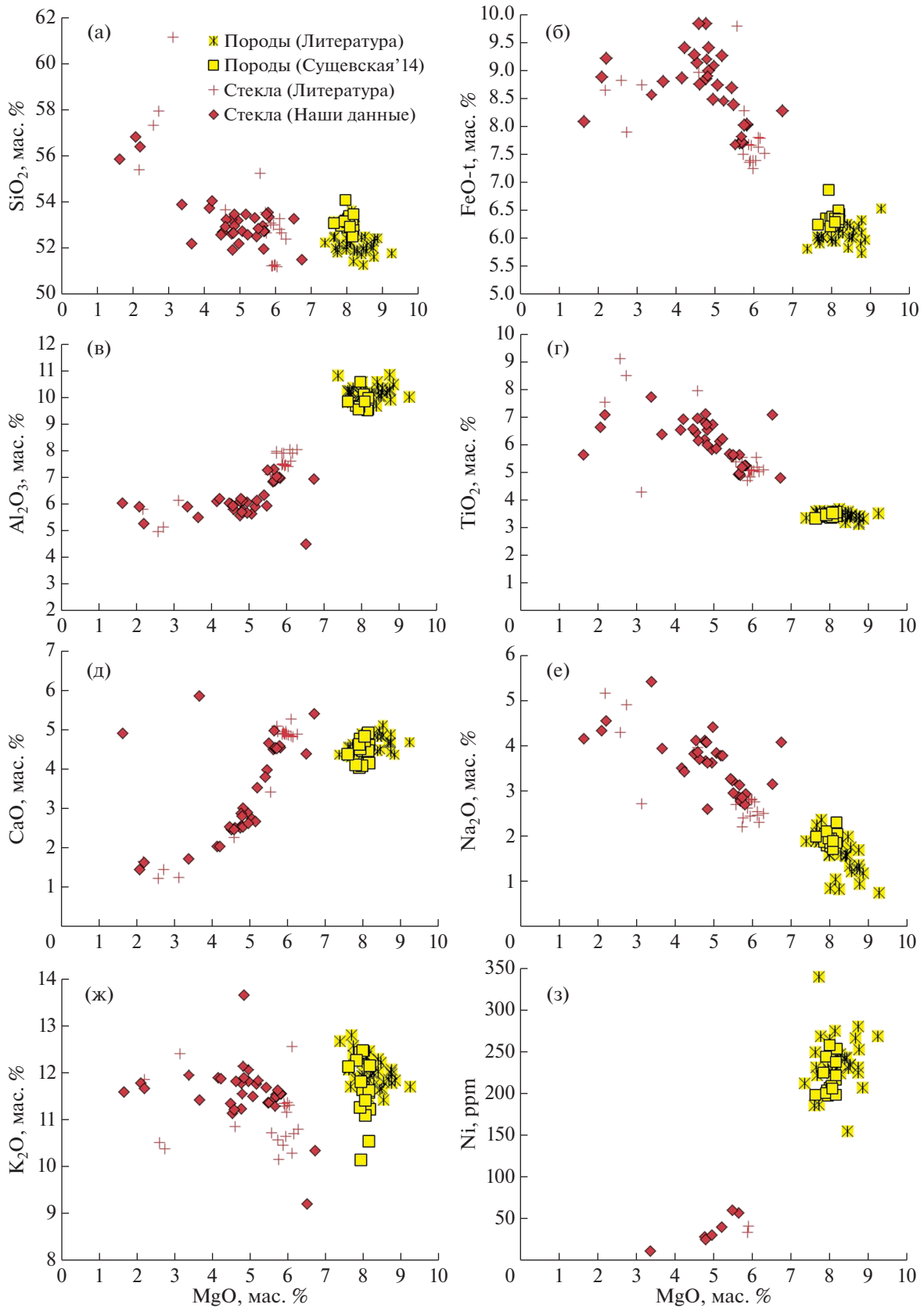
содержанию фосфора наблюдается многократно повторяющаяся осцилляторная зональность, которая может свидетельствовать о разной скорости роста зерна на разных этапах кристаллизации (обогащенные фосфором зоны образуются во время быстрого роста кристалла) (Milman-Barris et al., 2008). Отсутствие зональности в содержании других трехвалентных катионов в зерне оливина (Cr и Al) может свидетельствовать об относительно длительном нахождении вкрапленников в горячей магме, в результате чего произошло выравнивание концентраций этих элементов в пределах зерна, также как и для двухвалентных катионов (Milman-Barris et al., 2008). При этом зональность по содержанию фосфора сохранилась вследствие очень низких скоростей диффузии для данного элемента в оливине (Milman-Barris et al., 2008).

По результатам около 400 анализов отобранных вкрапленников зерен оливина установлено, что практически 95% выборки составляют высокомагнезиальные оливины  $Fo_{89-91}$  (табл. S2, приложение 2). Хотя в выборке присутствуют и редкие более железистые вкрапленники оливина

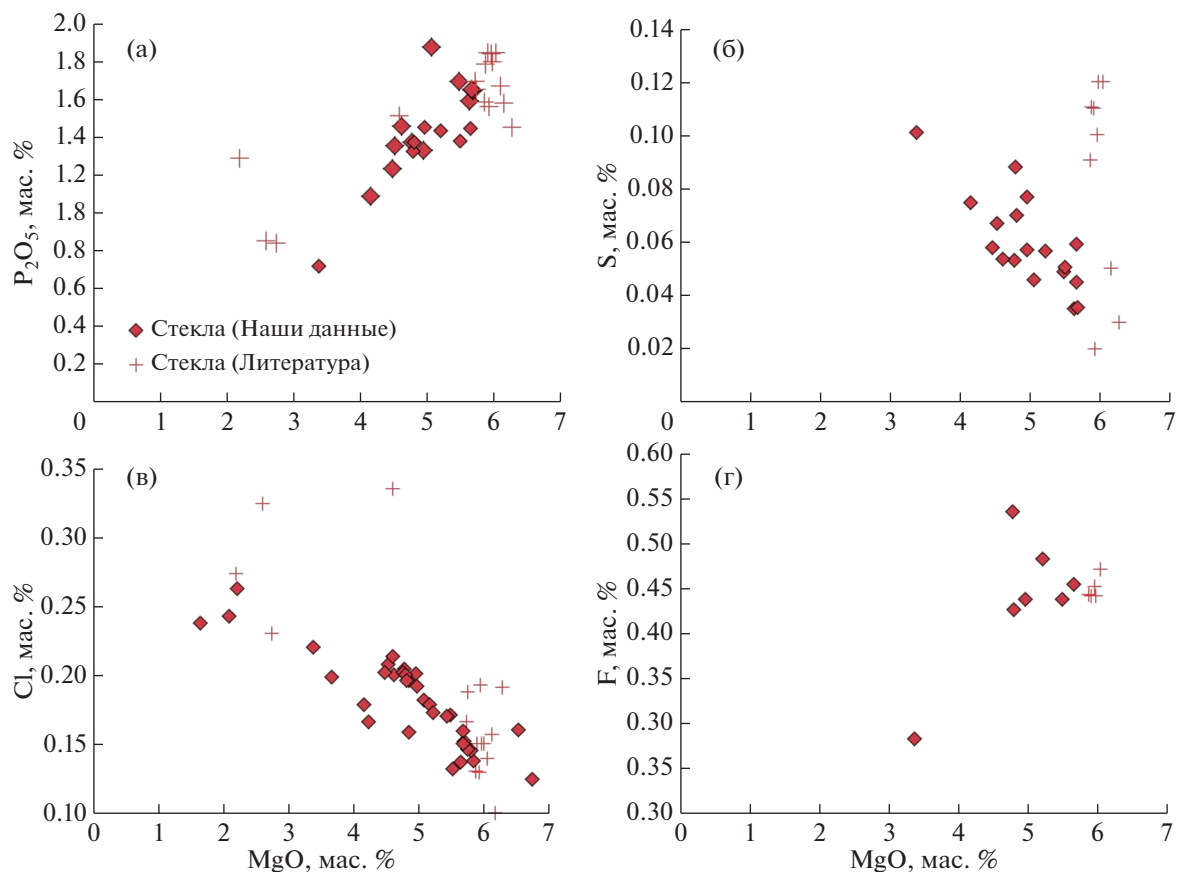
(до  $Fo_{84}$ ), что свидетельствует о фракционировании расплавов.

Вариации содержаний элементов-примесей в оливинах Гауссберга демонстрируют закономерные изменения, отвечающие эволюции расплава в ходе кристаллизации. Отмечаются тренды накопления Mn от 1100 до 3000 ppm, Co от 110 до 180 ppm и тренды падения содержаний Ni от 4800 до 1800 ppm, Cr от 500 до 100 ppm (рис. 9). Для выявления особенностей состава вкрапленников оливина лампроитов Гауссберга проведено сравнение с литературными данными по другим характерным геологическим объектам. На рис. 9 приведены составы оливинов из пикритовых лав и лерцолитовых включений в лавах щелочной провинции Джетти, расположенной в Восточной Антарктиде и связанной с проявлением магматизма под воздействием плюма Кергелен около 117–110 млн лет (Сушевская и др., 2018). Приведенные для сравнения породы высокомагнезиальной ультращелочной ассоциации Джетти, содержащие около 20–25% оливина, около 1–2% пироксена, около 5% титаномагнетита с варьирующей примесью флогопита и карбонатных мине-





**Рис. 5.** Содержания главных петрогенных элементов в закалочных стеклах и породах вулкана Гауссберг. Стекла – данные этой работы. Породы – данные из работы Сушевская и др. (2014). Также приведены составы закалочных стекол и пород по литературным данным (Sheraton, Cundari, 1980; Sheraton, 1985; Murphy et al., 2002; Foley, Jenner, 2004; Salvioli-Mariani et al., 2004).



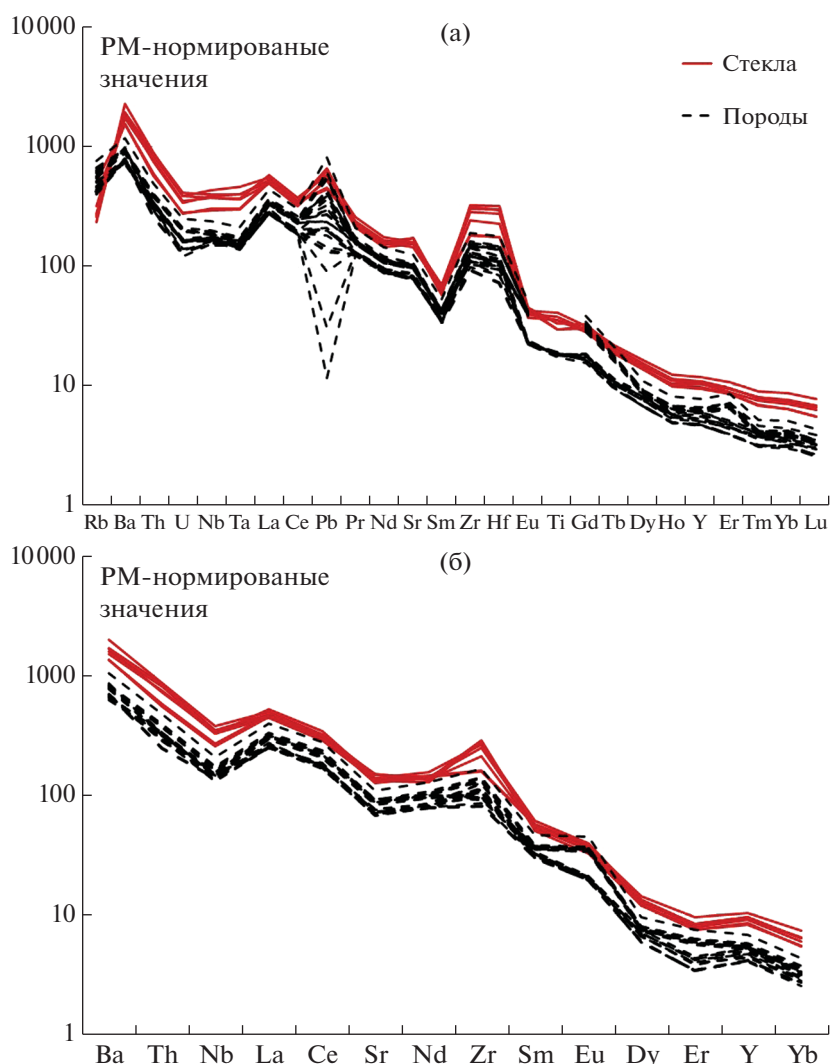
**Рис. 6.** Содержания летучих компонентов в закалочных стеклах вулкана Гауссберг в зависимости от содержания MgO (мас. %). Приведены данные нашей работы и литературные данные (Sheraton, Cundari, 1980; Foley, Jenner, 2004; Salvioi-Mariani et al., 2004).

ралов, образовались в результате плавления метасоматизированной континентальной мантии при  $T$  около  $1270^{\circ}\text{C}$  и на глубинах около 130–140 км (Сушевская и др., 2017). Лерцолитовые мантийные включения в щелочных лавах Джетти отражают состав континентальной мантии Восточной Антарктиды (Сушевская и др., 2017). На рис. 9 также приведены вариации оливинов из основных магм толеитов Южной Атлантики (PetDB, показаны полем) и траппов Земли Королевы Мод (Антарктида) (Grantham et al., 1996). Можно отметить, что оливины Гауссберга отличаются от других объектов повышенными содержаниями Ni и высокими Ni/Co отношениями. По сравнению с оливинами щелочной провинции Джетти они характеризуются повышенными содержаниями Ni и Ca, и пониженными концентрациями Al.

При этом встречаются единичные высокомагнезиальные оливины, отличающиеся пониженными содержаниями кальция (меньше 1000 ppm Ca) и алюминия (меньше 20 ppm Al), близкими к их содержаниям в оливинах из мантийных включений оазиса Джетти (рис. 9). Наиболее магнезиальные оливины Гауссберга имеют повышенные содер-

жания Ca (около 1000 ppm) по сравнению с оливинами Джетти (500 ppm), но ниже, чем содержания Ca в оливинах трапповой провинции Антарктиды (1800 ppm). Значения Mn и Mn/Fe для оливинов Гауссберга также выше, чем в оливинах щелочных пикритов и лерцолитовых включений в них оазиса Джетти, но отличаются пониженными значениями от оливинов траппов Земли Королевы Мод. Уровень отношения NiO/CoO в магнезиальных оливинах Гауссберга (~40) значительно более высокий, чем в щелочных пикритах Джетти (~20). В оливине  $Fo_{89}$  и ниже этот показатель резко снижается, приближаясь к 15, что близко к значениям этих отношений в оливинах Джетти (рис. 9).

На рис. 10 показаны вариации содержаний Li, Ti, Zr и V/Sc в изученных образцах. Оливины лампроитов Гауссберга отличаются более низкими содержаниями Li (~5 ppm) по сравнению с данными по средиземноморским оливинами, но более высокими по сравнению с оливинами из базальтов океанических островов (0–3 ppm) (Foley et al., 2013). По данным (Foley et al., 2013) повышенные содержания Li (от 10 до 45 ppm) в щелоч-



**Рис. 7.** Содержания литофильных элементов (а) и редкоземельных элементов (б) в закалочных стеклах и породах г. Гауссберг, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Стекла – данные этой работы. Породы – данные из работы Сушевская и др. (2014).

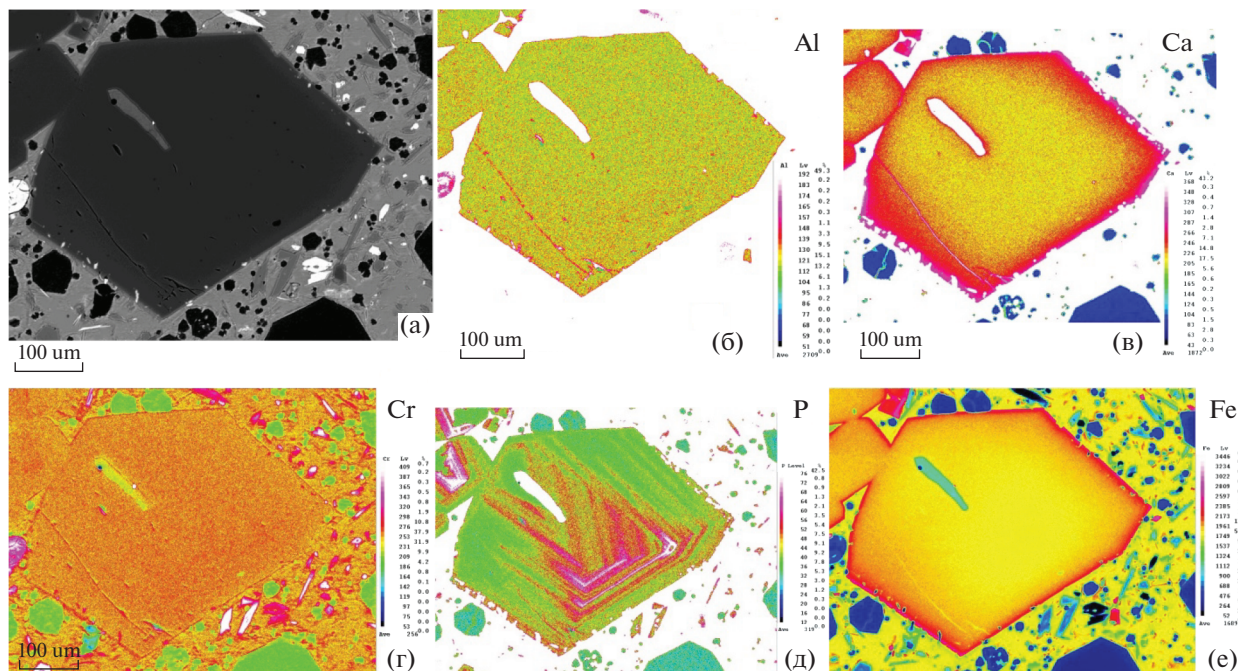
ных базальтах Средиземноморского вулканического пояса могут быть связаны с примесью в источнике континентальных осадков. При этом содержание Li в оливинах перидотитов не превышает 1–5 ppm, обычно составляя 2 ppm (Foley et al., 2013).

Содержание цинка в оливинах лампроитов Гауссберга колеблется в узком диапазоне от 130 до 160 ppm, в то время как в оливинах средиземноморских лампроитов концентрации цинка составляют от 100 до 300 ppm. Содержание титана в оливинах Гауссберга составляет от 80 до 120 ppm, что соответствует диапазону составов средиземноморских оливинов (от 40 до 120 ppm), но ниже, чем в оливинах обычных континентальных базальтов или базальтов внутриплитного магматизма (Prelevic, Foley, 2007; Prelevic et al., 2013). Значения V/Sc в оливинах Гауссберга составляет 0.8–0.9,

что ниже диапазона V/Sc (от 1 до 5), характеризующего оливины щелочных пород Средиземноморья.

#### *Клинопироксен*

В нашей работе было изучено около 330 отдельных вкрапленников клинопироксена из образцов со всех станций отбора. Вкрапленники клинопироксена в породах Гауссберга представлены довольно крупными зеленоватыми субидоморфными зернами до 2 мм. Составы клинопироксеновых вкрапленников лежат в широком диапазоне по магнезиальности (Mg#) от 92 до 52 (табл. S3a, b, c, приложение 2). Большую часть (около 90%) составляют клинопироксены повышенной магнезиальности (Mg# = 88–92). Диапазоны вариаций главных компонентов в клинопироксенах различных станций пробоотбора близки

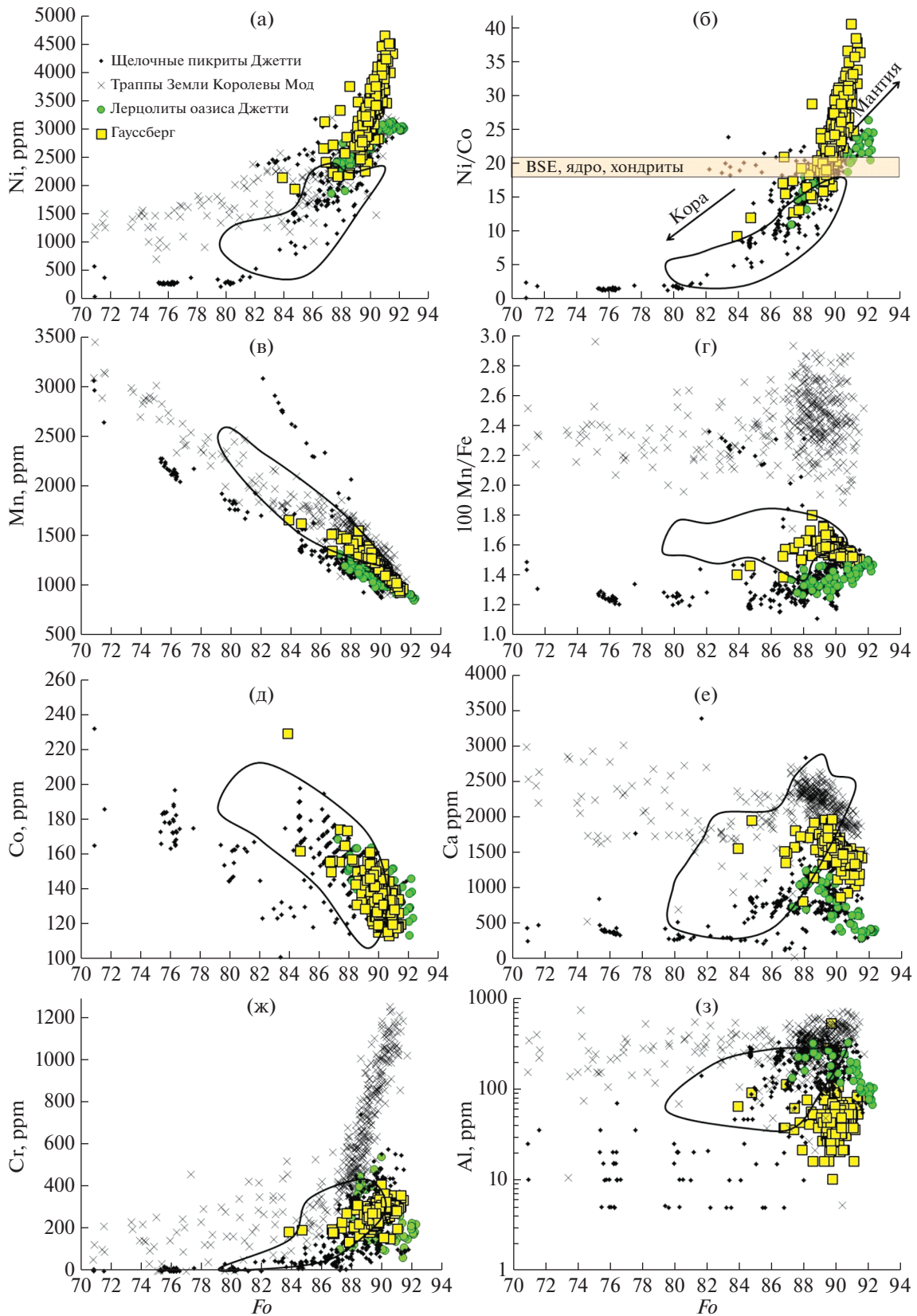


**Рис. 8.** Изображения типичного вкрапленника оливина из лампроитов Гауссберга (образец #469-4), полученные с использованием электронного микронзонда. (а) изображение в режиме регистрации отраженных электронов (BSE). (б–е) карты распределения элементов Al, Ca, Cr, Fe и P. В оливине содержится удлиненное стекловатое включение. В более высоком разрешении данные изображения приведены в приложении 4.

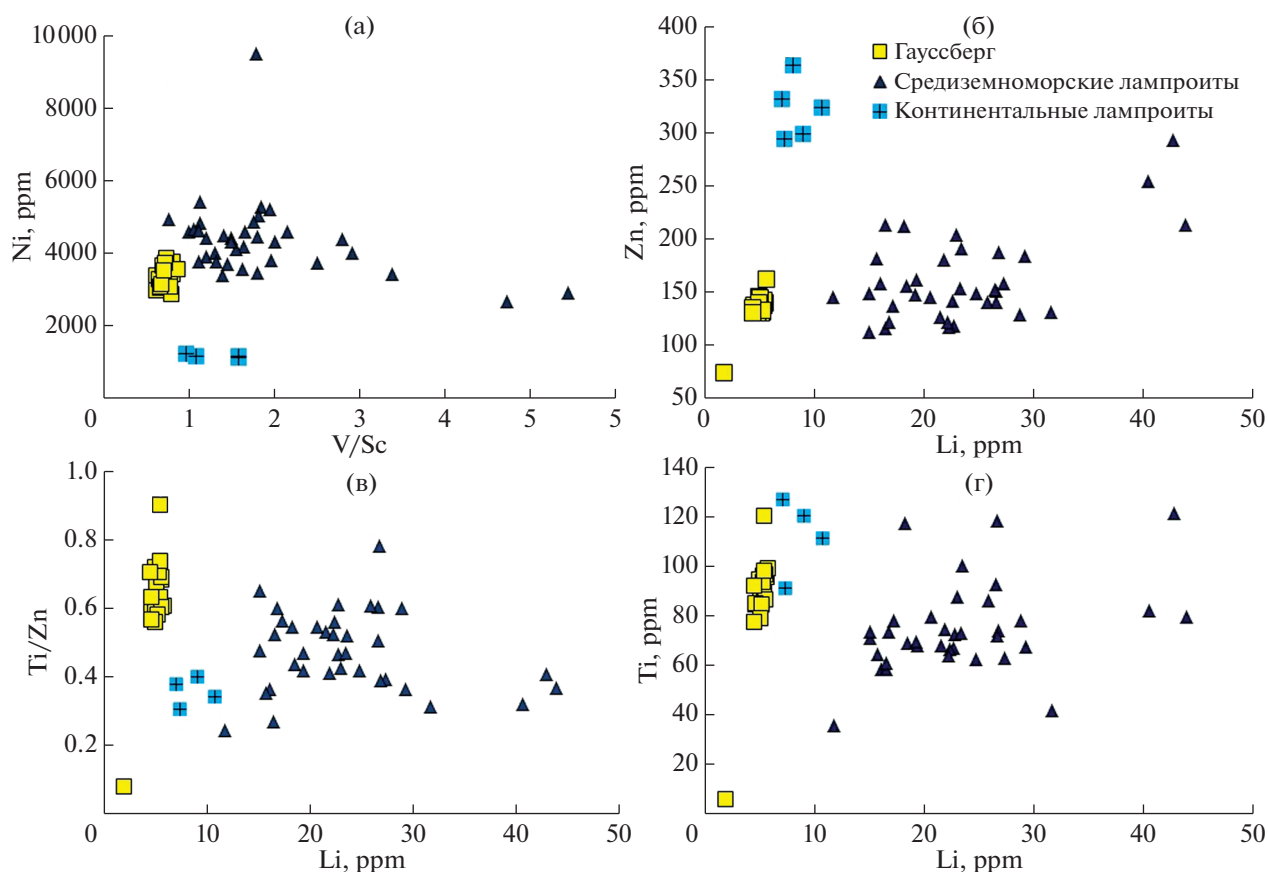
между собой. Зональность во вкрапленниках клинопироксена не наблюдается, однако встречаются единичные зерна, в которых выделяется ядро с повышенным содержанием Fe и Al, окруженное оторочкой более магнезиального состава (рис. 3, приложение 1). На основании характерных различий в содержаниях ряда химических элементов можно выделить две группы клинопироксенов: группа I – основная генерация вкрапленников клинопироксена и группа II – малочисленные зерна клинопироксена, часто слагающие центральные части крупных вкрапленников (“зеленые ядра”) (рис. 3). Группа I состоит преимущественно из высокомагнезиальных разновидностей ( $Mg\# > 80$ , хотя в некоторых зернах, отнесенных нами к этой группе, отмечается  $Mg\#$  до 69.5), с содержанием  $MgO$  на уровне 13–19 мас. %, и отличается повышенными содержаниями  $TiO_2$  (от 0.6 до 1.7 мас. %),  $Cr_2O_3$  (от 0.05 до 1.2 мас. %),  $NiO$  (0.02–0.07 мас. %) и пониженными содержаниями  $FeO$  (2.5–5 мас. %) и  $Al_2O_3$  (менее 1.2 мас. %). Группа II в основном представлена менее магнезиальными клинопироксенами ( $Mg\#$  52–83) с содержанием  $MgO$  от 10 до 16 мас. %. Она отличается от группы I повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (от 0.7 до 4.5 мас. %),  $FeO$  (от 2 до 16 мас. %) при пониженных содержаниях  $TiO_2$  (0.1–0.6 мас. %),  $Cr_2O_3$  (ниже 0.1 мас. %) и  $NiO$  (ниже 0.02 мас. %) (рис. 11). Концентрации  $CaO$  в группе I варьируют в диапазоне от 20.5 до 24 мас. %, примерно такой

же диапазон характерен и для группы II. Содержание  $Na_2O$  в клинопироксенах группы I (0.05–0.50 мас. %  $Na_2O$ ) в целом ниже, чем в клинопироксенах группы II (0.56–0.95 мас. %  $Na_2O$ ), хотя в отдельных зернах достигает 1.2–1.8 мас. %  $Na_2O$  (рис. 11e) Средний состав, пересчитанный на минералы, клинопироксенов группы I выражается как  $En_{50.7}Wo_{44.3}Fs_5$ , а группы II –  $En_{42.6}Wo_{41.4}Fs_{16}$  (приложение 2, табл. S3a, b). Согласно современной классификации (Morimoto et al., 1988) обе группы клинопироксенов относятся к полю диопсида, хотя в предыдущих работах по исследованию минералогии лампроитов Гауссберга подобные более железистые ядра пироксенов назывались салитовыми, согласно более ранней классификации (Foley, Jenner, 2004; Poldervart, Hess, 1951).

По содержанию основных элементов клинопироксены группы I лампроитов Гауссберга близки к составам вкрапленников высококалийных пород провинций Лейцит Хиллз, Вайоминг, США и вайомингитов Вест Кимберли (западная Австралия) (Gupta, Yagi, 1980). При этом они отличаются от клинопироксенов пород Антарктиды (щелочные базальты побережья Хоббс и траппы Земли королевы Мод) более низкими содержаниями глинозема (рис. 11a). Клинопироксены второй группы Гауссберга по содержаниям Ti, Cr и Al ближе к фракционированным составам клинопироксенов Антарктиды (рис. 11a, 11б).



**Рис. 9.** Содержание Ni, Mn, Co, Cr, Ca, Al и вариации характеристических отношений Ni/Co и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  относительно форстеритового компонента ( $Fo$ ) в оливиновых включениях лампроитов Гауссберга в сравнении с оливинами щелочных пикритов и лерцолитов оазиса Джетти (Сушевская и др., 2018), толеитов Южной Атлантики (PetDB, показаны полем) и траппов Земли Королевы Мод (Grantham et al., 1996). Значения Ni/Co отношения для BSE, ядра и хондритов приведены по данным (Sobolev et al., 2007).



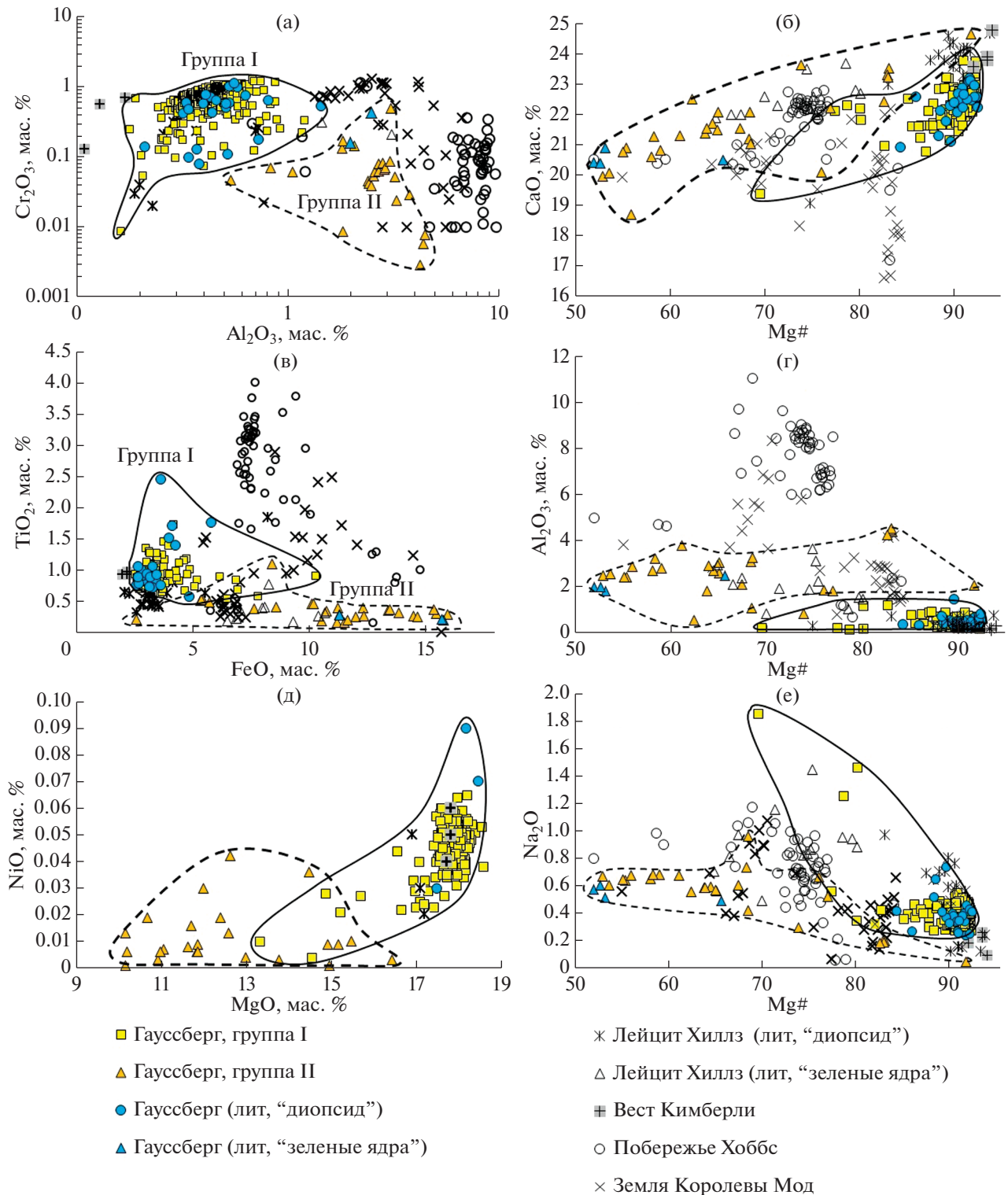
**Рис. 10.** Содержания Li, Zn, Ti и отношения V/Sc в оливиновых вкраплениях лампроитов Гауссберга в сравнении с оливинами из лампроитов средиземноморского пояса (Средиземноморские лампроиты (Prelevic, Foley, 2007), континентальные лампроиты (Prelevic et al., 2013)).

Содержания редких элементов в клинопироксенах Гауссберга приведены в табл. S3с (приложение 2). Содержание примесных элементов в клинопироксене группы II принципиально отличается от составов группы I, что еще раз подтверждает отсутствие генетической взаимосвязи между двумя группами клинопироксенов. При этом стоит отметить, что в пределах группы I характер распределения редких элементов во вкраплениях клинопироксена весьма однороден, за исключением нескольких анализов (рис. 12). Содержания литофильных элементов (например, Zr, La, V, Sc, Nb) во вкраплениях клинопироксенов значимо коррелируют между собой, хотя с главными элементами такой корреляции не наблюдается (приложение 3).

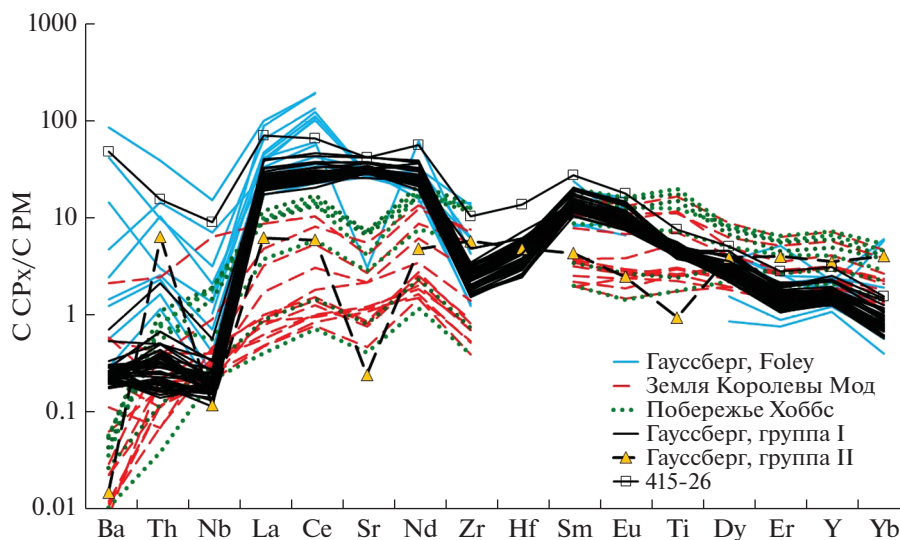
По содержанию элементов-примесей клинопироксены Гауссберга принципиально отличаются от клинопироксенов других вулканитов Антарктиды. По сравнению с клинопироксенами траптовых базальтов Земли Королевы Мод и щелочных базальтов побережья Хоббс (Мигдисова и др., 2004) в клинопироксенах Гауссберга выше содержания средних и ниже содержания тяжелых

редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 12). Данная особенность возможна связана с тем, что в ультращелочных породах позиция M2 в кристаллической структуре клинопироксена больше, чем в клинопироксенах из базальтовых расплавов и, соответственно, предоставляется большая возможность занять ее для сильно несовместимых элементов с большим ионным радиусом (Carbopin et al., 1989). Характеристическими особенностями нормированных на состав примитивной мантии спектров литофильных элементов клинопироксенов группы I Гауссберга являются минимумы Zr-Hf, Pb и Ti и максимумы Eu, La-Ce и Th. Двойной минимум Zr-Hf может быть связан с тем, что расплавы были пересыщены щелочами, с которыми Zr и Hf могут образовывать комплексы, что препятствует вхождению этих элементов в структуру клинопироксена (Foley, Jenner, 2004; Ellison, Hess, 1994).

Характерными особенностями спектра зерна из группы II являются резкие минимумы Sr, Ba, резкие максимумы Th-U и Pb, а также отсутствие минимума Zr-Hf и резкого обеднения тяжелыми редкими землями, типичного для остальных спек-



**Рис. 11.** Вариации содержаний основных оксидов и магнезиальности ( $Mg\# = 100 (MgO/40.319) / ((MgO/40.319) + (FeO/71.847))$ ) для вкрапленников клинопироксенов лампроитов Гауссберга по данным настоящей работы и литературным данным (“диопсид” – Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004; Salvioli-Mariani, 2004). На основании исследований данной работы выделены составы групп I и II вкрапленников клинопироксена в лампроитах Гауссберга. Показаны составы “зеленых ядер” клинопироксенов в лампроитах Гауссберга по данным (Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004). Для сравнения нанесены составы вкрапленников клинопироксена щелочных базальтов района Хоббс щелочной провинции Антарктиды, мезозойских траппов Земли Королевы Мод (Hart et al., 1997; Мигдисова и др., 2004) и вайомингитов Вест Кимберли (западная Австралия) (Gupta, Yagi, 1980) и Лейцит Хиллз (Вайоминг, США) (Gupta, Yagi, 1980; Barton, Bergen, 1981). Для лейцититов Лейцит Холлз отдельно показаны составы основной группы вкрапленников (“диопсид”) и “зеленых ядер” клинопироксенов (Barton, Bergen, 1981).



**Рис. 12.** Распределение редких и литофильных элементов во вкрапленниках клинопироксена лампроитов Гауссберга по данным нашей работы и Foley, Jenner (2004). Выделены значения для клинопироксенов групп I и II, а также отдельно показан анализ зерна 475-26, относящийся к группе I. Для сравнения приведены данные для вкрапленников клинопироксенов щелочной провинции Антарктиды – побережья Хоббс и мезозойских траппов Земли Королевы Мод (Мигдисова и др., 2004). Концентрации элементов нормированы к концентрациям в примитивной мантии по Sun and McDonough (1989).

тров клинопироксенов Гауссберга. Нормированный спектр клинопироксена группы II более сходен с составами вкрапленников трапповых базальтов Земли Королевы Мод и щелочных базальтов побережья Хоббс (Мигдисова и др., 2004) (рис. 12).

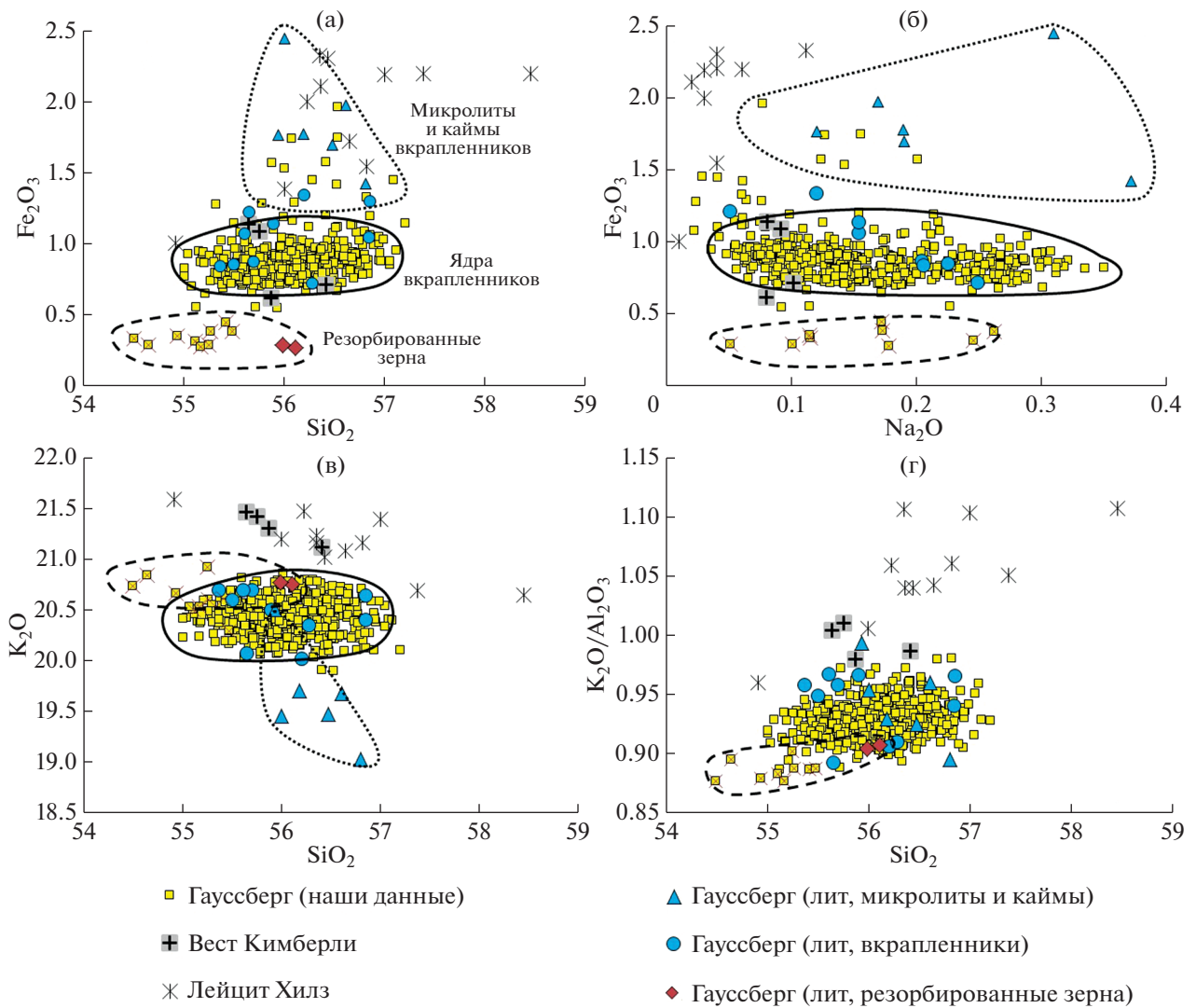
Выделение двух групп клинопироксенов, а именно присутствие “салитовых” или “зеленых ядер” с повышенными содержаниями FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O наряду с более светлоокрашенными вкрапленниками низкожелезистого клинопироксена диопсидового состава отмечалось ранее в лампроитах Гауссберга и других ультракалиевых вулканических породах (Gupta, 2015). В работах Foley (1985) и Foley, Jenner (2004) описано, что некоторые вкрапленники клинопироксена Гауссберга содержат корродированные зеленые ядра салитового состава, окруженные оболочкой диопсида. Составы этих зеленых ядер соответствуют составам группы II, выделенной в нашей работе (рис. 11). Наличие во вкрапленниках клинопироксена ярко-зеленых ядер с повышенными содержаниями Al, Fe и иногда Na фиксировалось также в лампроитах Шипрок (США) (Wagner, Velde 1986), Лейцит Хилз (США) (Barton, van Bergen, 1981), высококалиевых породах Италии и Греции (Barton et al. 1982; Pe-Piper, 1984) и других вулканических породах (Jankovics et al., 2016; Geng et al., 2022). По составу вкрапленники клинопироксенов и “зеленые ядра” из лейцититов провинции Лейцит Хилз близки клинопироксенам групп I и II Гауссберга, соответственно (рис. 11).

### Лейцит

Свежие неизменные лейциты в лампроитовых породах крайне редки. Как правило, в ходе вторичных изменений пород они бывают замещены санидином, анальцитом, кварцем, карбонатами или цеолитами (Gupta, 2015). Однако вкрапленники лейцитов в породах Гауссберга в основном представлены неизменными хорошо ограненными кристаллами, в которых могут содержаться стекловатые и флюидные включения. Хотя в некоторых образцах встречаются крупные зерна лейцита (до 2 мм) неправильной формы со следами вторичных изменений, что ранее также отмечалось в работах (Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004) (рис. 2е; приложение 1). Зональность во вкрапленниках отсутствует, но наблюдается двойникование, связанное с переходом лейцита из кубической в тетрагональную сингонию при температуре ~690°C (Peacor, 1968; Henderson, Taylor, 1969).

В нашей работе проанализировано около 550 зерен лейцита в лампроитах Гауссберга (приложение 2, табл. S4). Состав лейцитов Гауссберга отвечает идеальной стехиометрии лейцита K[AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>]. Лейциты обогащены Na<sub>2</sub>O (0.05–0.35 мас. %), но при этом обеднены K<sub>2</sub>O (19.9 до 20.9 мас. %) и характеризуются пониженными значениями K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с лейцитами из лампроитов провинций Лейцит Хилз (США) и Вест Кимберли (Африка) (Jaques et al., 1986; Mitchell, Bergman, 1991) (рис. 13). Содержание BaO в фенокристах лейцита Гауссберга достигает





**Рис. 13.** Содержания оксидов элементов (в мас. %) и отношение  $K_2O/Al_2O_3$  во вкрапленниках лейцитов пород Гауссберга в сравнении с лейцитами лампроитов провинций Вест Кимберли (Африка) (Jaques et al., 1986; Mitchell, Bergman, 1991) и Лейцит Хиллз (Вайоминг, США) (Mitchell, Bergman, 1991). Для Гауссберга приведены наши и литературные данные (Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004 и Salvioli-Mariani et al., 2004), которые разделены на три группы: ядра вкрапленников, резорбированные низкожелезистые зерна, а также высокожелезистые микролиты и каймы вкрапленников. Значки наших составов, отмеченные диагональным крестом, соответствуют низкожелезистым зернам лейцита.

0.3 мас. %, SrO – 0.04 мас. %. Определение содержания других элементов-примесей, например, редкоземельных элементов, в лейцитах затруднено из-за очень низких содержаний, которые объясняются невозможностью вхождения этих катионов в кристаллическую решетку из-за своего размера (Foley, Jenner, 2004).

По содержанию железа в лейцитах Гауссберга на основании наших и литературных данных можно выделить три группы составов (рис. 13). Большинство составов центральных частей вкрапленников образует поле с содержаниями  $Fe_2O_3$  в диапазоне 0.7–1.2 мас. %, при этом присутствуют зерна с содержаниями менее 0.45 мас. %  $Fe_2O_3$ , а также обога-

щенные железом лейциты (1.2–2.0 мас. %  $Fe_2O_3$ ). В работе Foley (1985) было выделено две генерации лейцита в лампроитах Гауссберга: более ранняя генерация, представленная резорбированными зернами, с пониженным содержанием  $Fe_2O_3$  (ниже 0.3 мас. %), и генерация типичных вкрапленников лейцита с содержанием  $Fe_2O_3$  выше 1 мас. %. Согласно данным работы (Salvioli-Mariani et al., 2004) вкрапленники образуют группу с низкими содержаниями  $Fe_2O_3$ , а железистые разновидности лейцита в лампроитах Гауссберга (1.3–2.4 мас. %  $Fe_2O_3$ ) представлены микролитами в основной массе и тонкими каймами вокруг вкрапленников (рис. 13).

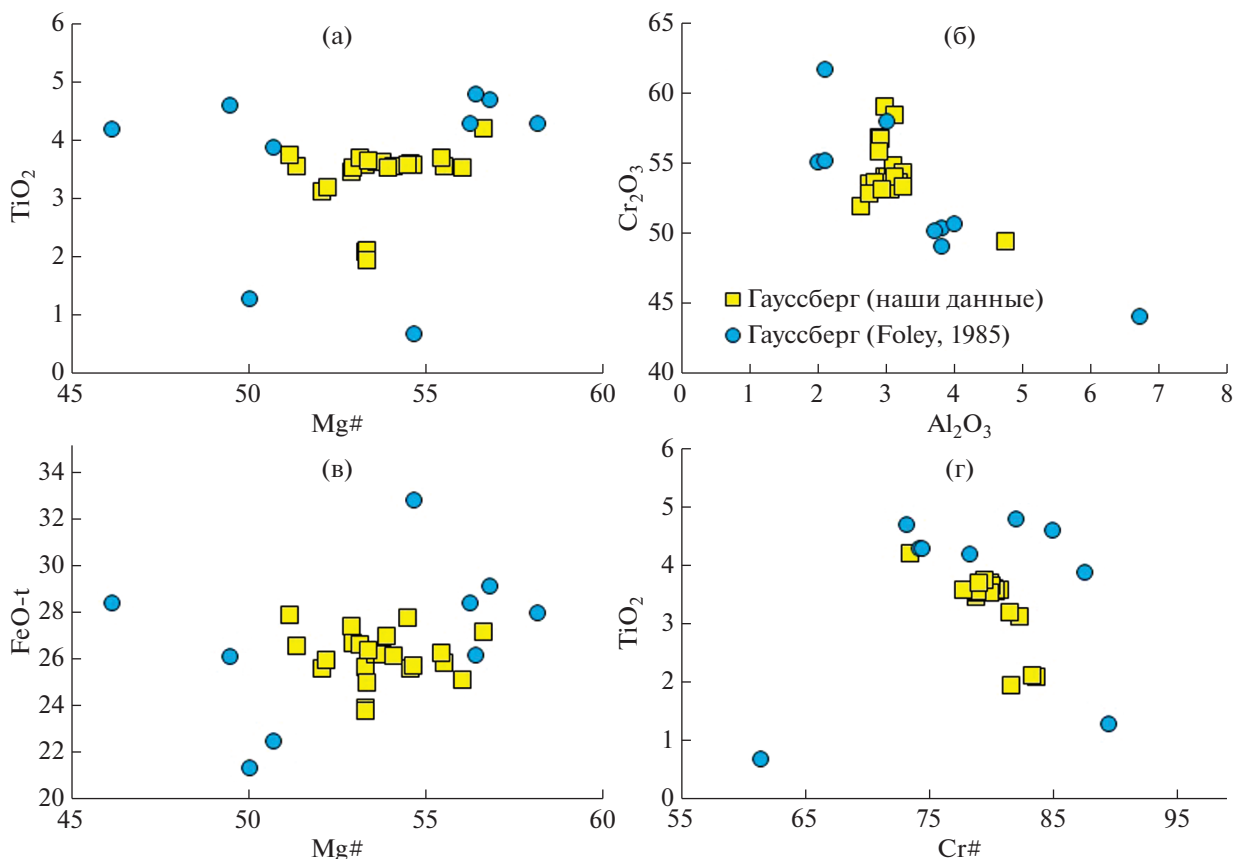


Рис. 14. Составы включений шпинели во вкрапленниках оливина из лампроитов Гауссберга по нашим данным и данным работы (Foley, 1985). Содержания оксидов в мас. %.

Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  во вкрапленниках Гауссберга находится на том же уровне, что и у лейцитов Вест Кимберли, но ниже, чем в щелочных породах провинции Лейцит Хиллз (Jaques et al., 1986; Mitchell, Bergman, 1991). Не отмечается закономерного изменения содержаний  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  с содержанием  $\text{SiO}_2$  во вкрапленниках лейцитов, что могло бы отражать ход кристаллизационной дифференциации. Можно отметить, что низкожелезистая группа зерен лейцита Гауссберга отличается также пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  и повышенными содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с типичными вкрапленниками (рис. 13).

#### Хромистая шпинель

Составы включений шпинели во вкрапленниках оливина ( $\text{Fo}_{89-90}$ ), определенные в нашей работе, варьируют в более узких пределах, чем определенные в работе (Foley, 1985) (рис. 14; приложение 2 табл. S5). Магнезиальность ( $\text{Mg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ) шпинели варьирует от 57 до 51, доля окисного железа ( $\text{Fe}^{3+\#} = 100\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ ) изменяется от 29 до 37 (среднее 34). Эти значения ниже, чем было выявлено ранее  $\text{Fe\#} \sim 40$  для того же диапазона магнезиальности (Foley,

1985). Показатели хромистости ( $\text{Cr\#} = 100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ ) совпадают с ранее опубликованными и составляют 84–77 (Foley, 1985). Содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  растут от 50 до 60 мас. % по мере падения магнезиальности шпинели, тогда как содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (в среднем 3 мас. %),  $\text{MnO}$  (0.23–0.31 мас. %),  $\text{NiO}$  (0.2–0.25 мас. %),  $\text{V}_2\text{O}_5$  (0.08–0.14 мас. %) не зависят от концентрации  $\text{MgO}$ . Содержания  $\text{TiO}_2$  (24–28 мас. %) имеют прямую корреляционную зависимость с содержаниями  $\text{FeO}$  4.2–1.9 мас. % и снижаются с падением магнезиальности (рис. 14). Концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  находятся в обратной корреляции с концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; по мере роста хромистости шпинели содержания в ней  $\text{Al}_2\text{O}_3$  падают, что обычно для магматических шпинелей (Sigurdsson, 1977).

#### ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ ГАУССБЕРГА

##### Порядок и условия кристаллизации лампроитов Гауссберга

Проведенные в данной работе и предыдущие исследования петрографических особенностей лампроитов Гауссберга показали, что ранними

кристаллизующимися фазами являются магнезиальные оливины и клинопироксены, а также лейцит, формирующие ассоциацию вкрапленников (Vyalov, Sobolev, 1959; Sheraton, Cundari, 1980; Foley, Jenner, 2004). При этом первой ликвидусной фазой лампроитов Гауссберга является хромистая шпинель, которая встречается в виде включений во вкрапленниках оливина ( $Fo_{89-90}$ ) (наши данные, Foley, 1985). В ассоциацию минералов основной массы входят: клинопироксен, лейцит, флогопит и апатит.

В основном вкрапленники в лампроитах Гауссберга образуют отдельные зерна идиоморфной и субидиоморфной формы, но встречаются и гломеропорфиновые сростки (рис. 2в, 2г; приложение 1). В работе Vyalov, Sobolev (1959) отмечалась находка кристалла оливина, окруженного кристаллами клинопироксена, что свидетельствует о более ранней кристаллизации оливина.

Отсутствие характерных петрографических свидетельств не позволяет надежно восстановить порядок кристаллизации минералов-вкрапленников на основании изучения природных образцов. В данном случае важную информацию позволяют получить экспериментальные исследования лампроитовых магм, проведенные при контролируемых условиях. Существует большое количество экспериментальных работ, посвященных изучению фазовых равновесий в ультракалиевых магматических системах, однако данные, непосредственно соответствующие составу лампроитовых магм Гауссберга, достаточно ограничены (Gupta, 2015).

Экспериментальные исследования по кристаллизации лампроитового расплава Гауссберга были проведены при атмосферном давлении и разных окислительно-восстановительных условиях в работе Foley (1985). Было показано, что при кристаллизации расплава, соответствующего среднему валовому составу лампроитов Гауссберга, в условиях фугитивности кислорода на уровне буферов NNO (никель-бунзенит) или MW (магнетит-вюстит), первой ликвидусной фазой являлся оливин при температуре  $1260^{\circ}\text{C}$ , к которому при снижении температуры на  $10-20^{\circ}\text{C}$  присоединялся лейцит. Кристаллизация клинопироксена и хромшпинелида начиналась при более низких температурах ( $<1200^{\circ}\text{C}$ ). Стоит отметить, что при более окисленных условиях (на уровне буферов НМ (гематит-магнетит) и MnН (манганозит-гаусманит) кристаллизация оливина и лейцита из расплава начиналась одновременно при температуре  $1260^{\circ}\text{C}$ . Появления хромшпинелида в качестве первой ликвидусной фазы (при  $1280^{\circ}\text{C}$ ) в экспериментах Foley (1985) удалось добиться при добавлении в стартовый состав  $0.2 \text{ мас. \% Cr}_2\text{O}_3$ . В этих экспериментах кристаллизация оливина совместно с лейцитом и хромшпинелидом начиналась при

$1260^{\circ}\text{C}$  во всем исследованном интервале окислительно-восстановительных условий (от MW до НМ). Так как данная серия экспериментов проводилась только в узком диапазоне температур (близиквидусных), появление клинопироксена, ожидаемое при более низких температурах, не было отмечено.

Фазовые равновесия в синтетической системе форстерит + диопсид + лейцит ( $Fo-Di-Lc$ ) были изучены в работах Gupta (1972) и Nag et al. (2007). Сухие эксперименты, проведенные при атмосферном давлении, показали, что кристаллизация расплава в системе  $Fo-Di-Lc$  из стартового состава  $Fo_{15}Di_{40}Lc_{45}$ , достаточно близкого нормативному составу лампроитов Гауссберга, следует последовательности:  $Ol \rightarrow Ol + Lc \rightarrow Ol + Lc + CPx$  (с присутствием остаточного расплава) (Gupta, 1972). При этих условиях точка одновременной кристаллизации трех фаз находится при температуре  $1296 \pm 3^{\circ}\text{C}$  (нормативный состав  $Fo_3Di_{60}Lc_{37}$ ). В водонасыщенной системе  $Fo-Di-Lc$  при давлении 100 МПа точка одновременной кристаллизации трех минеральных фаз имеет температуру  $880 \pm 5^{\circ}\text{C}$ , что почти на  $400^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в сухой системе при атмосферном давлении (Nag et al., 2007). При этом положение данной точки смещено в сторону лейцита, что отражает уменьшение поля стабильности этого минерала в водонасыщенной системе ( $Fo_3Di_{50}Lc_{47}$ ) (Nag et al., 2007). Стоит отметить, что при данных условиях (водонасыщенная система при 100 МПа) при дальнейшем снижении температуры до  $850 \pm 10^{\circ}\text{C}$  наблюдается кристаллизация флогопита одновременно с оливином, лейцитом и клинопироксеном (Nag et al., 2007).

Эксперименты, проведенные в системе  $Fo-Di-Lc$  при давлении 2.3 ГПа и водонасыщенных условиях, показали, что при относительно высоком давлении в системе не наблюдается кристаллизация лейцита. При этом становятся стабильными флогопит, кальсилит и калиевый полевой шпат (Nag et al., 2007). Ранее экспериментальные исследования системы  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$  показали, что в сухих условиях при температуре  $1250^{\circ}\text{C}$  лейцит стабилен при давлениях ниже  $\sim 2$  ГПа, тогда как при более высоких давлениях разлагается на калиевый полевой шпат и кальсилит. При более низких температурах поле стабильности лейцита по давлению сужается (Fasshauer et al., 1998). В водонасыщенных условиях лейцит стабилен только при давлении ниже 0.5 ГПа (Tuttle, Bowen, 1958; Morse, 1969).

Таким образом, существующие экспериментальные данные показывают, что кристаллизация ассоциации оливин + лейцит + клинопироксен из высококалиевых расплавов возможна при достаточно широком диапазоне окислительно-восстановительных условий (от MW до МН), а тем-

пература кристаллизации сильно зависит от присутствия воды в системе. При этом стабильность лейцита ограничена давлением ниже 2 ГПа в сухих системах и ниже 0.5 ГПа в водонасыщенных.

Оценки ликвидусных температур примитивных магм Гауссберга были получены по составам равновесных пар включений шпинели во вкрапленниках оливина  $Fo_{89-91}$ . При применении метода термометрии, основанного на использовании зависимости коэффициента распределения  $Al_2O_3$  между оливином и шпинелью от температуры, предложенного Coogan с соавторами (Coogan et al., 2014), был получен диапазон значений  $T = 1180-1250^\circ C$ . При использовании метода Ballhaus et al. (1991) получились более низкие оценки ликвидусных температур:  $1086-1219^\circ C$  (приложение 2, табл. S5).

Ранее оценка температуры кристаллизации лампроитовых магм Гауссберга была проведена при изучении расплавных включений в оливине и лейците в двух образцах лампроитов Гауссберга (Salvoli-Mariani et al., 2004). Микротермометрические исследования показали, что полное расплавление стекла во включениях происходит в диапазоне температур  $1070-1140^\circ C$ , хотя исчезновения усадочного пузырька авторам не удалось добиться. Плавление лейцита-хозяина началось при температуре  $1213-1238^\circ C$ . Также в работе (Salvoli-Mariani et al., 2004) проведены расчеты температуры кристаллизации оливина на основании коэффициента разделения Fe и Mg между оливином и расплавом по уравнению Ford et al. (1983). Отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  было рассчитано с использованием оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации лампроитов Гауссберга на уровне NNO-0.5, полученных в экспериментальной работе Foley (1985). Температуры равновесия расплавных включений с оливином-хозяином, рассчитанные по данной методике находятся в диапазоне  $1103-1158^\circ C$  (Salvoli-Mariani et al., 2004). Температурные диапазоны, полученные при изучении расплавных включений, ниже экспериментально-определенных при сухих условиях (Foley, 1985; Gupta et al., 1972), что может свидетельствовать о присутствии в кристаллизующейся магме воды, способствующей понижению ликвидусных температур (Nag et al., 2007). Небольшое содержание воды (0.7 мас. %  $H_2O$ ) в закалочных стеклах Гауссберга, также как и присутствие  $CO_2$ -содержащего флюида в закалочных пузырьках расплавных включений ранее было продемонстрировано для лампроитов Гауссберга (Salvoli-Mariani et al., 2004). Также наличие воды, накапливающейся в ходе фракционирования магмы, подтверждается кристаллизацией микролитов флогопита в основной массе (рис. 26).

Условия окисления лампроитов Гауссберга на уровне около буфера NNO (что соответствует

$\sim QFM + 0.7$ ) были получены в работе Foley (1985) на основании экспериментальных данных и составов природных минералов. Автором были отмечены высокие концентрации  $Fe_2O_3$  в лейцитовых вкрапленниках (до 2 мас. %) и повышенные значения Fe# во включениях шпинели в оливинных вкрапленниках ( $\sim 34$ ). Также Foley (1985) привел данные о наличии двух генераций лейцита, различающихся по содержанию  $Fe^{3+}$ : более ранние генерации лейцита заметно обеднены  $Fe^{3+}$  (около 0.3 мас. %  $Fe_2O_3$ ) по сравнению с поздней генерацией, что позволило сделать вывод об изменении режима фугитивности от более низких значений  $fO_2$  ниже буфера MW до значений на уровне NNO ( $\sim QFM + 0.7$ ), что соответствует окислению магмы по мере поднятия расплавов к поверхности (Foley, 1985). В нашем исследовании, основанном на анализе более 500 зерен и петрографических наблюдений, мы показываем, что типичные вкрапленники лейцита содержат  $0.7-1.2$  мас. %  $Fe_2O_3$ , а низкожелезистые зерна встречаются редко, в отдельных образцах, в виде измененных, частично резорбированных зерен, нередко в сростаниях с зеленым клинопироксеном (рис. 13, 2д). Являются ли данные низкожелезистые лейциты продуктами кристаллизации лампроитовой магмы Гауссберга при более восстановленных условиях, требует дополнительного изучения. В работе Salvoli-Mariani et al. (2004) было показано, что повышенное содержание Fe характерно для микролитов лейцита из основной массы и тонких кайм вкрапленников, что соответствует более окисленным условиям при излиянии лампроитовых магм Гауссберга на поверхность.

Мы провели оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации лампроитов Гауссберга с использованием нескольких методов. Результаты расчетов по оливин-шпинелевому оксибарометру (Ballhaus et al., 1991) соответствуют относительно окисленным условиям в диапазоне от QFM + 1.3 до QFM + 2.3 (приложение 2, табл. S5). При использовании оливин-шпинелевого оксибарометра (Николаев и др., 2016) получены оценки в диапазоне QFM + 0.9 до QFM + 1.9. Оценки, проведенные с помощью оксибарометров, основанных на распределении ванадия между сосуществующими оливином и расплавом (Canil, Fedortchouk, 2001; Mallmann, O'Neill, 2013; Shishkina et al., 2018), также показывают более окисленные условия кристаллизации магм по сравнению с данными Фолли (Foley, 1985) в диапазоне от QFM-0.5 до QFM + 1.2 (Mallmann, O'Neill, 2013) или от QFM + 1.4 до QFM + 3.5 (Canil, Fedortchouk, 2001; Shishkina et al., 2018). Модель Mallmann, O'Neill (2013) в отличие от моделей Shishkina et al. (2018) и Canil, Fedortchouk (2001) учитывает эффект присутствия щелочей ( $K_2O$  и  $Na_2O$ ) в расплаве, что принципиально для

ультракалийевых лампроитов Гауссберга (Шишкина и др., 2023).

Таким образом, комплекс методов по исследованию природных образцов в сочетании с результатами экспериментов по исследованию фазовых равновесий позволяет воссоздать главные тенденции в условиях кристаллизации лампроитовых магм Гауссберга. Первой кристаллизующейся фазой является хромшпинелид, который содержится в виде включений в кристаллах высокомагнезистого оливина. Кристаллизация ассоциации хромшпинелид + оливин могла происходить в диапазоне температур от 1180 до 1250°C. Дальнейшая кристаллизация магмы с формированием ассоциации минералов-вкрапленников в порядке оливин → оливин + лейцит → оливин + лейцит + + клинопироксен и с захватом расплавных включений могла происходить при более низких температурах в интервале 1070–1140°C, соответствующих присутствию воды в системе. Кристаллизация ассоциации минералов-вкрапленников лампроитов Гауссберга, скорее всего, происходила в малоглубинном очаге (ниже ~500 МПа), что соответствует полю стабильности лейцита в водосодержащих системах (Tuttle, Bowen, 1958; Morse, 1969). Кристаллизация ассоциации микролитов: клинопироксен + лейцит + флогопит при закалке лампроитовой магмы соответствует экспериментальным наблюдениям при пониженных температурах (<850°C) в водонасыщенной системе при 0.1 МПа (Nag et al., 2007). Проведенные расчеты показывают, что кристаллизация лампроитов могла происходить в широком диапазоне окислительно-восстановительных условий от QFM-0.5 до QFM + 2.3, что соответствует существующим экспериментальным данным (Foley, 1985). Различия в оценках окислительно-восстановительных условий кристаллизации ультращелочных магм Гауссберга на основании существующих оксибарометров показывают, что данные методики слабо применимы к подобным расплавам и нуждаются в проведении специальных калибровок для высокощелочных составов.

*Присутствие “экзотических”  
минералов-вкрапленников клинопироксена  
и лейцита*

На основании изучения внешнего вида вкрапленников и особенностей их состава, отмечается присутствие зерен клинопироксена и лейцита, которые принципиально отличаются от основной генерации минералов-вкрапленников лампроитов Гауссберга и, скорее всего, кристаллизовались из других порций магмы и при отличных физико-химических условиях. В некоторых образцах отмечаются агрегаты или сростки крупных резорбированных зерен лейцита (до 2 мм) и зеленых кристаллов клинопироксена, что может сви-

детельствовать об их одновременной кристаллизации (рис. 2е; приложение 1).

К данным минералам относится выделенная нами группа II вкрапленников клинопироксена, которые чаще всего слагают резорбированные или оплавленные “зеленые ядра”. Они отличаются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ , FeO и  $Na_2O$  при пониженных содержаниях  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$  и NiO и отличными от типичных вкрапленников клинопироксенов Гауссберга (группа I) содержаниями элементов-примесей (рис. 11, 12).

Повышенные содержания Na и Al в клинопироксене могут отражать относительно высокое давление при их кристаллизации (Thompson, 1977). Если опираться на факт присутствия во вкрапленниках клинопироксенов Гауссберга ядер с повышенным содержанием Al и оторочек с низким содержанием Al, то можно сделать предположение о наличии двух уровней кристаллизации магм в ходе подъема к поверхности. Однако принципиальное разделение двух групп клинопироксенов Гауссберга по содержанию Ti, Cr, Ni и существенные различия в содержаниях редких элементов не позволяют предположить их кристаллизацию из порций родственной магмы. Принципиально отличающиеся содержания редких элементов клинопироксенов Группы II и указывают на то, что они не могут быть равновесны с расплавами основной группы изученных магм, сформировавших верхнюю часть вулкана Гауссберг. Возможно, в процессе его формирования были излияния и других первичных расплавов, более ранних этапов, не представленных в верхней части вулканической постройки. Присутствие “салитовых” вкрапленников в ультракалийевых породах, в том числе, лампроитах Гауссберга может объясняться разными механизмами. Они могут являться ксенокристаллами, захваченными лампроитовой магмой Гауссберга из разрушенных клинопироксен-содержащих нодул (Barton, van Bergen, 1981) или указывать на смешение двух разных типов магм (Barton et al., 1982). В то же время, комплексные геохимические исследования, в том числе, и изотопного состава клинопироксенов в примитивных базальтах в пределах северного Китайского кратона показало, что “зеленые ядра” клинопироксенов могли кристаллизоваться из дифференцированных порций магмы, родственных основной базальтовой магме (Geng et al., 2022). В работе (Jankovics et al., 2016) было продемонстрировано, что “зеленые ядра” клинопироксенов в щелочных базальтах Карпато-Паннонского региона могут быть разделены на разные генерации. Среди них выделяются как клинопироксены метаморфогенного происхождения: ксенокристаллы, захваченные из мафических гранулитов, являющихся вмещающими породами, так и вкрапленники, образовавшиеся из

порций родственной магмы, прошедших разные стадии дифференциации (Jankovics et al., 2016).

Среди обширной изученной выборки зерен лейцита в лампроитах Гауссберга также выделяется группа зерен, которая отличается от большинства типичных вкрапленников. Она представлена крупными зернами (до 2 мм), со следами резорбции и вторичными изменениями (рис. 2е; приложение 1). Данная генерация лейцита отличается пониженными содержаниями железа и кремния, и повышенными — калия, по сравнению с типичными лейцитами. На основании присутствия в лампроитах Гауссберга двух генераций лейцита в работе Foley (1985) был сделан вывод об изменении режима фугитивности кислорода в системе. Кристаллизация низкожелезистых кристаллов лейцита (более ранняя генерация) происходила в более восстановленных условиях (немного ниже буфера NNO). А на поздних стадиях, при приближении магмы к поверхности, кристаллизация основной группы вкрапленников происходила в более окисленных условиях (на уровне буфера NNO) (Foley, 1985). Кристаллизация высокожелезистых микролитов лейцита и кайм вокруг вкрапленников отвечает еще более окисленным условиям, при излиянии магм на поверхность.

Вопрос о происхождении “зеленых ядер” клинопироксена группы П с повышенным содержанием глинозема, железа и натрия, а также низкожелезистых зерен лейцита в лампроитовых магмах Гауссберга требует дополнительного исследования.

#### *Распределение редких элементов между оливином и высококальциевым расплавом*

Содержания редких и рассеянных элементов в оливиновых вкрапленниках магматических пород достаточно низкие (табл. S2, приложение 1), за исключением Ni и Mn, концентрации которых в оливине могут превышать 1000 ppm. Размеры большинства катионов несовместимых элементов слишком велики, чтобы легко входить в кристаллическую решетку оливина на позиции M1 и M2, имеющие близкие размеры. Вхождение в структуру таких элементов как  $Zr^{4+}$ ,  $Sc^{3+}$ ,  $Li^{1+}$ , имеющих подходящие размеры катионов, требует балансировки заряда, что приводит к их пониженным концентрациям в оливине (Kohn, Schofield, 1994). Условия выплавления и кристаллизации также оказывают определяющее влияние на возможность захвата кристаллами оливина примесных компонентов. Коэффициенты распределения редких элементов в оливине растут по мере дифференциации расплава с понижением температуры, падением концентраций MgO и ростом содержаний  $SiO_2$  (Kohn, Schofield, 1994).

Наиболее совместимым среди элементов-примесей для оливина является никель. Как показано в работе (Koshlyakova et al., 2022) на основе анализа существующих экспериментальных данных существует большая зависимость коэффициента распределения никеля ( $D_{Ni}^{Ol/M}$ ) от состава расплава и температуры ( $T$ ). При этом как  $T$ , так и содержание щелочей (Na и K) в расплаве имеют отрицательную корреляцию, тогда как содержание кремнезема в расплаве — положительную корреляцию со значениями  $D_{Ni}^{Ol/M}$ . Увеличение содержания кремнезема приводит к большей полимеризации расплава и более низким значениям NBO/T (отношения немостиковых кислородов к числу тетраэдрически координированных катионов). Тогда как  $K^+$  и  $Na^+$  являются катионами-модификаторами и препятствуют полимеризации расплавов, образуя большее количество немостиковых кислородов и увеличивая NBO/T (Mysen, Richet, 2018). Ранее отрицательная взаимосвязь значения NBO/T расплава и  $D_{Ni}^{Ol/M}$  была показана в работе Mysen, Virgo (1980). На основании своих экспериментальных данных Koshlyakova et al. (2022) предполагают, что отрицательный эффект содержания K в расплаве сильнее, чем Na, что имеет большое значение для лампроитовых пород.

В работе (Foley, Jenner, 2004) было сделано предположение, что коэффициент распределения никеля зависит от щелочности расплавов, и с ростом щелочности  $D_{Ni}^{Ol/M}$  растет и может достигать 60–80 в ультращелочных расплавах (Foley, Jenner, 2004). Значения коэффициентов распределения никеля между оливином и мафическими расплавами, определенные в экспериментальных исследованиях, обычно лежат в диапазоне от 2 до 20 (Koshlyakova et al., 2022). При этом самое высокое значение  $D_{Ni}^{Ol/M}$ , полученное в эксперименте с мафическим расплавом (54 мас. %  $SiO_2$ , 12 мас. % MgO, 2.7 мас. %  $Na_2O$ ) при температуре 1250°C, составляет 48 (Duke, 1976). Рассчитанные в работе (Шишкина и др., 2023)  $D_{Ni}^{Ol/M}$  по валовым составам лампроитов и вкрапленников оливина составляют 11–21, тогда как рассчитанные по составам закалочных стекол варьируют в диапазоне 53–153. В работе Foley, Jenner (2004) значения  $D_{Ni}^{Ol/M}$ , рассчитанные по составам закалочных стекол, варьировали в диапазоне 62–95 (среднее значение 82). Расчёт, проведенный с использованием модели Koshlyakova et al. (2022), учитывающий влияние не только температуры, но и содержания щелочных элементов в расплаве, показал, что для лампроитовых расплавов Гауссберга значение  $D_{Ni}^{Ol/M}$  составляет 27. На наш взгляд, высокие коэффициенты распределения никеля для оливина

в работе Foley, Jenner (2004) объясняются некорректным выбором состава расплава. Составы закалочных стекол лампроитов Гауссберга являются дифференцированными порциями расплава, неравновесными с высокомагнезиальными оливинами, что подтверждается значениями  $KD_{Ol-Mel}^{Fe-Mg}$  на уровне 0.10–0.15, которые не отвечают равновесию (Toplis, 2005).

Коэффициенты распределения редких элементов между оливином и примитивным расплавом Гауссберга были определены в работе (Шишкина и др., 2023) в сравнении с данными по островным дугам и базальтам срединно-океанических хребтов.

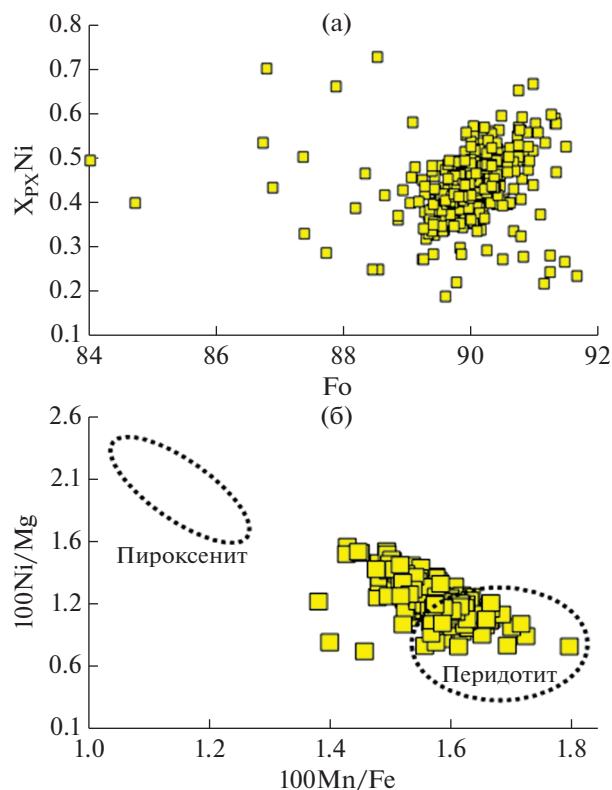
Отметим, что значения  $D_{element}^{Ol/M}$  в оливинах Гауссберга в целом близки к таковым для угандитов вулканического поля Буньяругуру и лейцититовых базанитов вулканического поля Вирунги (Foley et al., 2011).

Несмотря на отрицательный эффект содержания щелочей в расплаве на  $D_{Ni}^{Ol/M}$ , для оливинов из ультращелочных магм наблюдаются высокие содержания Ni, что может быть вызвано разными причинами и, в первую очередь, высокими концентрациями Ni в источнике выплавления магм (Davis, Smith, 1993), например, при вовлечении пироксенит-содержащего мантийного источника.

#### *Происхождение ультракалийевых лампроитов вулкана Гауссберга*

Принято считать, что образование лампроитовых расплавов происходит в результате плавления метасоматизированной, обогащенной литофильными и летучими элементами древней литосферной мантии, история формирования которой в каждом конкретном случае индивидуальна (Gurta, 2015). Полученные в нашей работе новые данные о содержаниях редких элементов в минералах лампроитов Гауссберга позволяют дополнить информацию о геохимической специфике лампроитовых магм и попытаться определить природу источника их выплавления.

На основании изучения примесных компонентов в ликвидусных оливинах можно восстановить историю их генерации из перидотитовой или пироксенитовой мантии (Sobolev et al., 2007). Так, повышенные содержания Ni, достигающие 4900 ppm в ликвидусных оливинах Гауссберга (рис. 9), могут указывать на присутствие безоливинового (пироксенитового) компонента в мантийном источнике (Sobolev et al., 2007). Оливины с высокими значениями  $100^*Mn/Fe$  и наименьшими  $Ni/(Mg/Fe)/1000$  равновесны с перидотитовой мантией, а оливины из расплавов, выплавляющихся из пироксенитового (безоливинового) источника, обладают наибольшими  $Ni/(Mg/Fe)/1000$  и наименьшими  $100^*Mn/Fe$  (рис. 14). Расчет характери-



**Рис. 15.** Генетическая роль составов оливинов. (а) Оценка доли пироксенитового компонента в плавящемся источнике Гауссберга. Расчет характеристического параметра  $X_{px}$  проводился по формуле  $X_{px}Ni = 10.54NiO/(MgO/FeO) - 0.4368$  (Sobolev et al., 2007). (б) вариации состава оливинов на графике в координатах  $100Mn/Fe - Ni/(Mg/Fe) \times 1000$  (Sobolev et al., 2007), который позволяет идентифицировать пироксенитовый и перидотитовый источники для первичных расплавов (показаны полями).

стического параметра  $X_{px}$  согласно предложенной (Sobolev et al., 2007) формуле ( $X_{px}Ni = 10.54NiO/(MgO/FeO) - 0.4368$ ) для вкрапленников оливина в лампроитах Гауссберга, позволяет предположить наличие от 30 до 60% (в среднем 50%) пироксенитового вещества в плавящемся источнике ( $X_{px}Ni \approx 0.5$ ) (рис. 15).

Численное моделирование показало, что рециклированный коровый материал, если он содержится в составе поднимающегося плюма, будет плавиться на глубине 150–170 км, образуя расплавы андезитового состава, которые в дальнейшем при взаимодействии с перидотитовым субстратом могут формировать реакционный пироксенит (Sobolev et al., 2005). При дальнейшем подъеме, на глубинах 150 км, будет происходить плавление этого реакционного пироксенита с образованием высокомагнезиальных железистых пикритов. На глубине около 100 км в плавление вступает и мантийный перидотит. Причиной возникновения пироксенитового компонента в источнике может

быть как ассимиляция разнообразных коровых пород, так и деламинация корневых частей литосферы при плюмовом воздействии (Sobolev et al., 2007). В то же время нельзя отрицать возможность образования обогащенного источника за счет метасоматического преобразования перидотита с образованием клинопироксена и флогопита (например, Grégoire et al., 2002), что приведет к кристаллизации из формирующихся расплавов оливинов с повышенными концентрациями Ni и пониженными Mn по отношению к Fe.

Существуют различные предположения о природе источников формирования ультракалийевых магм. Изучение лампроитов провинции Ксиагулих привело Sun et al. (2014) к выводу, что последние происходят из флогопит-содержащего гранатового источника нижней континентальной мантии. Это соответствует экспериментальным исследованиям, показывающим, что лампроитовые (оливин-лейцититовые) магмы могут быть производными высококалийевых оливин-пироксенитовых расплавов, которые могли образоваться в результате частичного плавления флогопит-содержащих гарцбургитов или лерцолитов в относительно восстановительных условиях в присутствии водосодержащего флюида (Gupta, 1972; Foley, 1989, 1993; Foley et al., 2022). Первичные расплавы, получаемые из гранатовых пироксенитов, в отличие от перидотитов, должны быть обогащены глиноземом и особенно заметно кальцием (Zou et al., 2003). Однако ликвидусные оливины Гауссберга относительно обогащены Ni, CaO, но обеднены глиноземом, что может объясняться гетерогенностью пироксенитовых источников (Elkins et al., 2019; Sobolev et al., 2007). По сравнению с оливинами Ксиагулихского четвертичного комплекса оливины Гауссберга имеют достаточно низкие отношения Fe/Mn в среднем около 62, что, возможно, предполагает более окислительные условия плавления (Herzberg, 2011; Kelley, Cottrell, 2009).

Новые экспериментальные данные показывают, что важными компонентами мантийного источника для формирования ультракалийевых пород должны являться водосодержащие пироксениты, в состав которых входят флогопит или К-рихтерит (Foley et al., 2022). При этом в ходе продвижения исходных магм они могут растворять вмещающие перидотитовые породы, что приводит к стиранию “пироксенитовой метки”. Кроме того следует учитывать возможность существования локальной неоднородности мантийного источника, что может приводить к изливанием щелочных лав разного состава на близлежащих территориях (Chaуka et al., 2020).

В отличие от высокомагнезиальных щелочных базальтов провинции Джетти, обогащенных летучими и в первую очередь CO<sub>2</sub>, содержание которого

в породах достигает 8 мас. %. (Сушевская и др., 2017) и формирование которых произошло в результате глубинного плавления метасоматизированной, значительно обогащенной летучими ультраосновной мантии, расплавы Гауссберга не столь обогащены летучими. Хотя в закалочных стеклах и расплавных включениях во вкрапленниках лампроитов Гауссберга и выявлено присутствие CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O – содержащего флюида, и других летучих компонентов (S, Cl, P, F) (Savioli-Marziani, 2004; наши данные), но их концентрации свидетельствуют о недосыщенности расплавов летучими компонентами. Возможно, присутствие летучих компонентов наследуется из первичных расплавов, образовавшихся при плавлении водосодержащего мантийного источника, например, пироксенита, содержащего флогопит или калиевый амфибол. Кроме того расплавы Гауссберга изначально обогащены U и Th, так называемыми континентальными маркерами, свидетельствующими о вовлечении в плавление фрагментов континентальной литосферы (Сушевская и др., 2014).

Ранее на основании изотопно-геохимических данных была предложена модель формирования мантийного источника изученных лампроитов вулкана Гауссберг за счет вещества, аналогичного древнему 2.2–2.4 млрд лет палеопротерозойскому субстрату нижней коры – верхней мантии, в сочетании с современным плюмовым веществом (Сушевская и др., 2017). Условия для такого смешения и плавления могли возникнуть в результате подъема и распространения плюма Кергелен вблизи, или в пределах существующей спрединговой зоны, разделяющей Антарктиду и Индию (Frey et al., 2000).

При этом согласно термохимической модели, предложенной А.В. Соболевым с соавторами (Соболев и др., 2009), в апикальных частях плюма под краем континента могли возникать условия, достаточные для глубинного плавления метасоматизированной мантии. Ее последующее плавление могло привести к появлению обогащенных расплавов низких степеней плавления, часть из которых поднималась на поверхность, а другая – могла остаться и законсервироваться в мантийном каркасе. С этим этапом связано проявление щелочного магматизма в восточной Антарктиде и юго-восточной Индии (Сушевская и др., 2017). Локальное термальное воздействие плюма Кергелен хотя и ослабевающее, продолжается до современного времени, о чем свидетельствует образование вулканических островов Росс и Херд в пределах плато Кергелен (Сушевская и др., 2014). Последующее плавление под воздействием Кергелен-плюма древних литосферных областей окраины Антарктиды, включающих фрагменты гипербазитов, пироксенитов и жил или даек, обогащенных щелочных базальтов, образованных на разных этапах континентального развития Гондваны, привело



к образованию лампроитовых расплавов, сформировавших вулкан Гауссберг. Эти расплавы низких степеней плавления отличались изотопными характеристиками, отвечающими обогащенной древней континентальной мантии (Сущевская и др., 2017).

Таким образом, геохимические исследования, дополненные данными о составе оливина, позволяют сделать вывод о том, что появление ультращелочных магм в районе вулкана Гауссберг могло произойти в ходе плавления древней континентальной литосферы Гондваны, которая была гетерогенна и включала в себя как перидотитовую мантию, так и фрагменты водосодержащих пироксенитов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря получению новых многочисленных данных (сотни анализов) с использованием высокоточных современных аналитических методик, в нашей работе достоверно установлены вариации составов вкрапленников оливина, клинопироксена, лейцита, а также включений шпинели в оливине и закалочного стекла из лампроитов вулкана Гауссберг (восточная Антарктида). Демонстрировано, что большинство вкрапленников оливина представлено достаточно высокомагнезиевыми составами ( $F_{0.89-0.91}$ ) с повышенным содержанием Ni (до 4900 ppm). На основании изучения большой выборки зерен клинопироксена были выявлены две группы сосуществующих клинопироксенов, различающихся уровнем содержаний Fe, Ti, Al, Sr, Na и соотношениями литофильных элементов, не связанные между собой единым трендом дифференциации. Первая группа характеризует составы типичных вкрапленников клинопироксена, кристаллизовавшихся из лампроитовой магмы Гауссберга. В то время как вторая группа вкрапленников (с повышенными содержаниями FeO,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  и пониженными  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ , NiO), которая в предыдущих работах называлась “салитовыми” или “зелеными ядрами” (Foley, 1985; Foley, Jenner, 2004), кристаллизовалась из иных первичных расплавов в отличающихся физико-химических условиях. Составы типичных вкрапленников лейцита образуют однородное поле с содержаниями железа в диапазоне 0.7–1.2 мас. %  $Fe_2O_3$ . Однако встречаются редкие резорбированные зерна лейцита с пониженными содержаниями железа (<0.45 мас. %  $Fe_2O_3$ ), которые могли кристаллизоваться при более восстановительных условиях. Более железистые разновидности лейцита (до 2.5. мас. %  $Fe_2O_3$ ) типичны для микролитов или тонких кайм вкрапленников.

На основании изучения природных образцов, существующих экспериментальных данных и расчетных моделей были восстановлены порядок и

условия кристаллизации лампроитов Гауссберга. Кристаллизация происходила в порядке: хромшпинелид → хромшпинелид + оливин → оливин + лейцит ( $\pm$ хромшпинелид) → оливин + лейцит + клинопироксен ( $\pm$ хромшпинелид). Близиквидусная ассоциация, представленная вкрапленниками высокомагнезиевого оливина с включениями хромшпинелида, образовалась в диапазоне температур от 1180 до 1250°C. Дальнейшая кристаллизация расплава с формированием ассоциации минералов-вкрапленников оливин + лейцит + клинопироксен могла происходить при давлении ниже 2 ГПа и температурах в диапазоне 1070–1180°C, соответствующем присутствию воды в магматической системе. Оценки окислительно-восстановительных условий кристаллизации лампроитов, полученные с использованием разных оксидометров, варьируют в широком диапазоне: от QFM-0.5 до QFM + 2.3, что свидетельствует о необходимости дополнительных исследований и калибровки уравнений оксидометров для ультращелочных систем.

С применением современных подходов геохимического исследования, основанных на изучении поведения главных и примесных элементов, а также их отношений, в ликвидусных оливинах, определен тип первичного источника магм Гауссберга. Наряду с перидотитовым веществом, вероятно, в плавлении принимали участие породы, имеющие характеристики пироксенитовой мантии. Возможно, в качестве таких пород могло выступать вещество гетерогенной древней литосферы Гондваны, перидотитового и пироксенитового состава, вовлеченное в плавление в результате воздействия плюма Кергелен.

Детальное исследование минералогии и геохимии лампроитов Гауссберга показало, что для более надежного воссоздания условий эволюции и кристаллизации подобных магм необходимо проведение дополнительных экспериментальных исследований по изучению фазовых равновесий и распределения редких элементов между расплавом и кристаллическими фазами в ультракалиевых системах, соответствующих стабильности системы оливин + клинопироксен + лейцит. Открытым остается вопрос об источнике “зеленых ядер” клинопироксенов с повышенными содержаниями FeO и  $Al_2O_3$ , встречающимися в лампроитах Гауссберга и вулканических породах разных щелочных провинций мира. Для решения этого вопроса необходимо проведение дополнительных детальных геохимических исследований составов вкрапленников из лав и содержащихся в них кристаллических нодулей.

*Авторы выражают большую благодарность научному редактору статьи О.А. Луканину, а также А.М. Асавину и анонимным рецензентам за ценные конструктивные замечания, которые помогли су-*

цественно доработать материал статьи. Также авторы благодарят А.Н. Кошлякову за внимательное прочтение и важные уточнения по статье.

Работа выполнена при поддержке темы Государственного задания ГЕОХИ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б. (2006) Строение и история развития земной коры осадочного бассейна моря Дейвиса, Восточная Антарктика. В сб.: Научные результаты геолого-геофизических исследований в Антарктике. Ред. Лейченко Г.Л., Лайба А.А. Вып. 1. СПб.: ВНИИОкеангеология, 101–115.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С., Назаров М.А., Альмеев Р.Р. (2016) Тестирование *Ol–Opx–Sp* оксибарометра Балльхауса–Берри–Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом. *Геохимия*, **4**, 323–343.
- Nikolaev G.S., Ariskin A.A., Barmina G.S., Nazarova M.A., Almeev R.R. (2016) Test of the Ballhaus–Berry–Green *Ol–Opx–Sp* oxybarometer and calibration of a new equation for estimating the redox state of melts saturated with olivine and spinel. *Geochem. Int.* **54**(4), 301–320.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. (2009) Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геология и геофизика*. **50**(12), 1293–1334.
- Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В., Ткачева Д.А., Лейченко Г.Л., Кузьмин Д.В., Жилкина А.В. (2018) Раннемеловой щелочной магматизм Восточной Антарктиды (специфика, условия формирования, взаимосвязь с плюмом Кергелен). *Геохимия*. (11), 1005–1026.
- Sushchevskaya N.M., Belyatsky V.V., Tkacheva D.A., Leitchenkov G.L., Kuzmine D.V., Zhilkina A.V. (2018) Early Cretaceous Alkaline Magmatism of East Antarctica: Peculiarities, Conditions of Formation, and Relationship with the Kerguelen Plume. *Geochem. Int.* **56**(11), 1051–1070.
- Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В. (2014) Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) – результат влияния мантийного плюма Кергелен. *Геохимия*. (12), 1079–1098.
- Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Antonov A.V., Krymsky R.Sh., Belyatsky V.V., Kuzmin D.V., Bychkova Ya.V. (2014) Geochemical Features of the Quaternary Lamproitic Lavas of Gaussberg Volcano, East Antarctica: Result of the Impact of the Kerguelen Plume. *Geochem. Int.* **52**(12), 1030–1048.
- Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П., Левченко О.В. (2017) Эволюция плюма Кергелен и его влияние на магматизм континентальных и океанических областей Восточной Антарктиды. *Геохимия*. (9), 782–799.
- Sushchevskaya N.M., Belyatsky V.V., Dubinin E.P., Levchenko O.V. (2017) Evolution of the Kerguelen plume and its impact upon the continental and oceanic magmatism of East Antarctica. *Geochem. Int.* **55**(9), 775–791.
- Шишкина Т.А., Аносова М.О., Мигдисова Н.А., Портнягин М.В., Сушевская Н.М., Батанова В.Г. (2023) Элементы-примеси в оливине вулканических пород: использование для изучения магматических систем. *Геохимия*. **68**(1), 1–24.
- Shishkina T.A., Anosova M.O., Migdisova N.A., Portnyagin M.V., Sushchevskaya N.M. and Batanova V.G. (2023) Trace Elements in Olivine of Volcanic Rocks: Application to the Study of Magmatic Systems. *Geochem. Int.* **61**(1), 1–23.
- Atkinson W.J., Hughes F.E., Smith C.B. (1984) A review of the kimberlitic rocks of Western Australia/ In: *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks* (Kornprobst O ed.), Amsterdam: Elsevier, 195–224 p.
- Avanzinelli R., Elliott T., Tommasini S., Conticelli S. (2008) Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium. *J. Petrol.* **49**, 195–223.
- Ballhaus C.G., Berry R.F., Green D.H. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* **107**, 27–40.
- Barton M., Van Bergen M.J. (1981) Green clinopyroxene and associated phases in a potassium-rich lava from Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Min. Petrol.* **77**, 101–114.
- Barton M., Varekamp K.C., van Bergen M.J. (1982) Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **14**, 361–388.
- Batanova V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. (2015) Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser. *Chem. Geol.* **419**, 149–157.
- Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. (2011) Consequences of channelized and diffuse melt transport in Supra-subduction zone mantle: Evidence from the Voykar ophiolite (Polar Ural). *J. Petrol.* **52**(12), 2483–2521.
- Canil D., Fedortchouk Y. (2001). Olivine-liquid partitioning of vanadium and other trace elements, with applications to modern and ancient picrites. *Can. Min.* **39**, 319–330.
- Carbonin S., Salviulo G., Munno R., Desiderio M. (1989) Crystal-chemical examination of natural diopsides: some geometrical indications of Si-Ti tetrahedral substitution. *Mineral. Petrol.* **41**, 1–10.
- Chayka I.F., Sobolev A.V., Andrey E. Izokh A.E., Batanova V.G., Krashennnikov S.P., Chervyakovskaya M.V., Kontonikas-Charos A., Kutyrev A.V., Lobastov B.M., Chervyakovskiy V.S. (2020) Fingerprints of Kamafugite-Like Magmas in Mesozoic Lamproites of the Aldan Shield: Evidence from Olivine and Olivine-Hosted Inclusions. *Minerals* **10**(337). [www.mdpi.com/journal/minerals](http://www.mdpi.com/journal/minerals) <https://doi.org/10.3390/min10040337>
- Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. (2007) Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. *Lithos.* **96**, 108–126.
- Choi S.H., Mukasa S.B., Kwon S.T., Andronikov A.V. (2006) Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia. *Chem. Geol.* **232**, 134–151.
- Chu Z.Y., Harvey J., Liu C.Z., Guo J.H., Wu F.Y., Tian W., Zhang Y.L., Yang Y.H. (2013). Source of highly potassic basalts in northeast China: evidence from Re–Os, Sr–Nd–Hf isotopes and PGE geochemistry. *Chem. Geol.* **357**, 52–66.

- Collerson K.D., McCulloch Malcolm T. (1983) Nd and Sr isotope geochemistry of leucite-bearing lavas from Gaussberg, East Antarctica. Oliver R.L., James P.R. & Jago J.B. (eds.) / Antarctic Earth Science. Cambridge, Cambridge University Press, 676-680 p.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminium-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. *Chem. Geol.* **368**, 1-10.
- Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G. (2006) Trace element and Sr–Pb–Nd–Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan shield lamproites. *J. Petrol.* **47**, 1119-1146.
- Davis L.L., Smith D. (1993) Ni-rich olivine in minettes from two Buttes, Colorado: a connection between potassic melts from the mantle and low Ni partition coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**(1), 123-129.
- Duke J.M. (1976) Distribution of the period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene and mafic silicate liquid: experimental results. *J. Petrol.* **17**(4), 499-521.
- Edgar A.D., Mitchell R.H. (1997) Ultra high pressure – temperature melting experiments on an SiO<sub>2</sub>-rich lamproite from Smoky Butte, Montana: Derivation of siliceous lamproite magmas from enriched sources deep in the continental mantle. *J. Petrol.* **38**(6), 457-477.
- Elburg M., Foden J. (1999) Sources for magmatism in central Sulawesi: geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Chem. Geol.* **156**, 67-93.
- Elkins L.J., Bourdon B., Lambart S. (2019) Testing pyroxenite versus peridotite sources for marine basalts using U-series isotopes. *Lithos.* **332–333**, 226-244.
- Ellison A.J.G., Hess P.C. (1994) Raman-study of potassium-silicate glasses containing Rb<sup>+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Y<sup>3+</sup> and Zr<sup>4+</sup> – implications for cation solution mechanisms in multicomponent liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 1877-1887.
- Fasshauer D.W., Wunder B., Chatterjee N.D., Hohne G.W.H. (1998) Heat capacity of wadeite-type K<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>9</sub> and the pressure-induced stable decomposition of K-feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.* **131**, 210-218
- Foley S.F. (1985) The oxidation state of lamproitic magmas. *Min.Petr. Mitt.* **34**, 217-238.
- Foley S.F. (1989) Experimental constraints on petrology and Chemistry in lamproites: 1. The effect of water activity and oxygen fugacity. *Eur. J. Mineral.* **1**, 411-426.
- Foley S.F. (1993) An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**, 483-489
- Foley S.F., Jacob D.E., O’Neil H.St.C. (2011) Trace element variations in olivine phenocrysts from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **162**, 1-20.
- Foley S.F., Jenner G.A. (2004) Trace element partitioning in lamproitic magmas – the Gaussberg olivine leucitite. *Lithos.* **75**, 19-38.
- 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.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. (1987) The ultrapotassic Rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.* **24**, 81-134.
- Foley S.F., Ezad I.S., van der Laan S.R., Pertermann M. (2022) Melting of hydrous pyroxenites with alkali amphiboles in the continental mantle: 1. Melting relations and major element compositions of melts. *Geosci. Front.* **13**(4), 101380.
- Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. (1983) Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. *J. Petrol.* **24**, 256-265.
- Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J. (2000) Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, Southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 73-89.
- Geng X., Liang Z., Zhang W., Liu Y., Hu Z., Deng L. (2022) Formation of green-core clinopyroxene in continental basalts through magmatic differentiation and crustal assimilation: Insights from in-situ trace element and Pb isotopic compositions. *Lithos.* **410–411**, 106587. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106587>
- Glebovsky Yu.S. (1959) Subice Brown-Gaussberg Ridge. *Byull. Soviet Antarct. Expedition.* **10**, 13-17.
- Golynsky D.A., and Golynsky A.V. (2007) “Gaussberg rift—illusion or reality?” in In *10th ISAES*, (Eds.edited by A.K. Cooper A.K., and C.R. Raymond C.R.) et al. Extended Abstract 168. U.S.Geol. Surv. Nat. Acad.; USGS OF 2007. **1047**, 5, 168 p.
- Grantham G.H. (1996) In: Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up., *London: GS Special publication.* **108**, 63-71.
- Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. (2002) Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 603-625.
- Gupta A.K., Yagi K. (1980) *Petrology and genesis of the leucite-bearing rocks.* Springer, Berlin. 252 p.
- Gupta A.K. (2015) *Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks.* Springer Geology (2015), Springer India, 529 p. DOI <http://www.springer.com/series/101721> [https://doi.org/10.1007/978-81-322-2083-1\\_1](https://doi.org/10.1007/978-81-322-2083-1_1)
- Gupta A.K. (1972). The system forsterite–diopside–akermanite–leucite and its significance in the origin of potassium-rich mafic and ultramafic rocks. *Am. Min.* **57**, 1242-1259.
- Gurenko A.A., Sobolev A.V., Kononkova N.N. (1989) New petrologic data on ugandites from the East African rift, as revealed by study of magmatic inclusions in minerals. *Doklady of the USSR Academy of Sciences.* **305**, 130-134.
- Hart S.R., Blusztajn J., Lemasurier W.E., Rex D.C. (1997) Hobbs Coast Cenozoic volcanism: Implications for the West Antarctic rift system. *Chem. Geol.* **139**, 223-248.
- Henderson C.M.B., Taylor D. (1969) An experimental study of the leucite mineral group. *Progr. Exp. Petrol.* **1**, 45-50.
- Herzberg, C. (2011) Basalts as temperature probes of Earth’s mantle. *Geology* **39**, 1179-1180.
- Jankovics M.E., Taracsák Z., Dobosi G., Embey-Isztin A., Batki A., Harangi S., Hauzenberger C.A. (2016) Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics. *Lithos.* **262**, 120-134.

- Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. (1986) The kimberlites and lamproites of Western Australia. *Geol. Surv. West. Aust. Bull.* **132**, 269.
- Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B., Gregory G.P., Ferguson J., Chappell B.W., McCulloch M.T. (1984) The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberly region, Western Australia. In: Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks* (Eds. Kornprobst O ed.), Amsterdam: Elsevier, p. 225-254.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. (1980) Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards. Newsletter.* **4**, 43-47.
- Kelley K.A., Cottrell E. (2009) Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science.* **325**, 605-607.
- Kiritani T., Kimura J.I., Ohtani E., Miyamoto H., Fukuyama K. (2013) Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China. *Lithos.* **156-159**, 1-12.
- Kohn S.C., Schofield P.F. (1994) The importance of melt composition in controlling trace-element behavior: an experimental study of Mn and Zn partitioning between forsterite and silicate melts. *Chem. Geol.* **117**, 73-87.
- Koshlyakova A.N., Sobolev A.V., Krashenninnikov S.P., Batanova V.G., Borisov A.A. (2022) Ni partitioning between olivine and highly alkaline melts: An experimental study. *Chem. Geol.* **587**, 120615.
- Liu J.Q., Chen L.H., Wang X.J., Zhang X.Y., Zeng G., Erdmann S., Murphy D.T., Kenneth K.D., Komiya T., Krmíček L. (2022) Magnesium and zinc isotopic evidence for the involvement of recycled carbonates in the petrogenesis of Gausberg lamproites, Antarctica. *Chem. Geol.* **609**, 121067.
- Mallmann G., O'Neill H.St.G. (2013) Calibration of an empirical thermometer and oxybarometer based on the partitioning of Sc, Y and V between olivine and silicate melt. *J. Petrol.* **54**(5), 933-949.
- McKenzie D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **95**, 53-72.
- Migdisova N.A., Sushchevskaya N.M., Luttinen A.V., Mikhail'skii E.M. (2004) Variations in the composition of clinopyroxene from the basalts of various geodynamic settings of the Antarctic region. *Petrology.* **12**(2), 206-224.
- Milman-Barris M.S., Beckett J.R., Baker M.B., Hofmann A.E., Morgan Z., Crowley M.R., Vielzeuf D., Stolper E. (2008) Zoning of phosphorus in igneous olivines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **155**, 739-765.
- Mitchell R.H., Bergman S.C. (1991) *Petrology of lamproites*. New York: Plenum. 446 p.
- Morimoto N., Fabries J., Fergusson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Min.* **73**, 1123-1133.
- Morse S.A. (1969) Alkali feldspar-water at 5 kb. *Carnegie Inst Wash Yearb.* **67**, 120-126.
- Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. (2002) Lamproites from Gausberg, Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments. *J. Petrol.* **43**(6), 981-1001.
- Mysen B.O., Richet P. (2018) Silicate glasses and melts. Elsevier. 2018 720 p.
- Mysen B.O., Virgo D. (1980) Trace element partitioning and melt structure: an experimental study at 1 atm. pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **44**(12), 1917-1930.
- Nag K., Arima M., Gupta A.K. (2007) Experimental study of the join forsterite-diopside-leucite and forsterite-leucite-akermanite up to 2.3 GPa [P (H<sub>2</sub>O) = P (total)] and variable temperatures; its petrological significance. *Lithos.* **98**(1-4), 177-194.
- Nelson D.R., McCulloch M.T., Sun S.-S. (1986) The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd, and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **50**, 231-245.
- Peacor D.R. (1968) A high temperature single crystal diffractometer study of leucite (K, Na) AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. *Z. Kristallogr.* **127**, 213-224.
- Pe-Piper G. (1984) Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece: inferences concerning shoshonite petrogenesis. *J. Petrol.* **25**, 453-472.
- PetDB: <https://search.earthchem.org/>
- Poldervaart A., Hess H.H. (1951) Pyroxenes in the Crystallization of Basaltic Magma. *J. Geol.* **59**(5), 472-489.
- Prelevic D., Foley S.F. (2007) Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **256**, 120-135.
- Prelevic D., Jacob D.E., Foley S.F. (2013) Recycled continental crust is an essential ingredient of Mediterranean orogenic mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **362**, 187-197.
- Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S. (2008) Mediterranean tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **72**, 2125-2156.
- Salvioli-Mariani E., Toscani L., Bersani D. (2004). Magmatic evolution of the Gausberg lamproite (Antarctica): volatile content and glass composition. *Mineral. Mag.* **68**, 83-100, <https://doi.org/10.1180/0026461046810173>
- Sheraton J.W. (1981) Chemical analyses of rocks from East Antarctica. *Bur. Min. Res. Record.* **1981/14**, 67-68.
- Sheraton J.W. (1985) Chemical analyses of rocks from East Antarctica: Part 2. *Bur. Min. Res. Record.* **1985/12**.
- Sheraton J.W., and Cundari A. (1980) Leucitites from Gausberg, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**, 417-427. <https://doi.org/10.1007/BF00374713>
- Shishkina T.A., Portnyagin M.V., Botcharnikov R.E., Almeev R.R., Simonyan A.V., Garbe-Schönberg D., Schuth S., Oeser M., Holtz F. (2018) Experimental calibration and implications of olivine-melt vanadium oxybarometry for hydrous basaltic arc magmas. *Am. Mineral.* **103**, 369-383.
- Sigurdsson H. (1977) Spinels in leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning. Proc. Ocean Drill. Program: Initial Rep. Deep sea drilling project, *Initial Reports* **37**, 883-891.
- Smellie J.L., Collerson K.D. (2021) Chapter 5. Gausberg: volcanology and petrology. *Geological Society, London, Memoirs*, **55**(1), 615-628. <https://doi.org/10.1144/M55-2018-85>
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Nicholas T. Arndt, Sun-Lin Chung, Danyushevsky L.V., Elliott Tim, Frey Frederick A., Garcia Michael O., Gurenko Andrey A., Kamenetsky Vadim S., Kerr Andrew C., Krivolutsкая Nadezhda A., Matvienkov Vladimir V., Nok-

- ogosian Igor K., Rocholl Alexander, Sigurdsson Ingvar A., Suschevskaya Nadezhda M., Mengist Teklay. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*. **316**(5823), 412-417.
- 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.  
<https://doi.org/10.1038/nature03411>
- Sobolev A.V., Sobolev N.V., Smith S.B., Kononkova N.N. (1976) New data on the petrology of the olivine lamproites of Western Australia revealed by the study of magmatic inclusions in olivine. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. **284**(1), 196-201.
- Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schonberg D., Krashennnikov S.P. (2016) Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*. **531**, 628-632.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Eds. Suanders A.D., Norry M.J., *Geol.Soc.Spec.Publ.* **42**, 313-345.
- Sun Y., Ying J., Zhou X., Shao J., Chu Z., Su B. (2014) Geochemistry of ultrapotassic volcanic rocks in Xiaogulihe NE China: Implications for the role of ancient subducted sediments. *Lithos*. **208–209**, 53-66.
- Thompson R.N. (1977) Primary basalts and magma genesis(III), Alban hills, Roman Comagmatic Province, central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* **60**, 91-108.
- Tingey R.J., McDougall I., Gleadow A.J.W. (1983) The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica. *J. Geol. Soc. Austral.* **30**, 241-246.
- Toplis M.J. (2005) The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **149**, 22-39.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**, 153.
- Von Drygalski, Erich; Translated by M.M. Raraty. (1989) *The Southern Ice-Continent: The German South Polar Expedition Aboard the Gauss, 1901–1903*. United Kingdom: Published by Bluntisham Books; Erskine Press., United Kingdom, 373 p.
- Vyalov O.S., Sobolev V.S. (1959) Gaussberg, Antarctica., *Int. Geol. Rev.* **1**(7), 30-40.
- Wagner C., Velde D. (1986) The mineralogy of K-richterite-bearing lamproites. *Am. Mineral.* **71**, 17-37.
- Williams R.W., Collerson K.D., Gill J.B., Deniel C. (1992) High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gaussberg lamproites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **111**, 257-268.
- Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y., Norman M., Qiu J.X. (2000) Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenoliths evidence. *Tectonophysics*. **328**, 131-156.
- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. (1995) Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *J. Petrol.* **36**, 1275-1303.
- Zou H., Reid M.R., Liu Y., Yao Y., Xu X., Fan Q. (2003) Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data. *Chem. Geol.* **200**, 189-201.