

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ МАССИВА ТОМТОР — ОТРАЖЕНИЕ ИХ ГЕНЕЗИСА

Л.И. Панина, Е.Ю. Рокосова, А.Т. Исакова, А.В. Толстов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На щелочно-ультраосновном карбонатитовом Томторском массиве (Якутия), содержащем уникальное месторождение Sc-REE-Y-Nb руд, было изучено влияние исходных расплавов на химический состав породообразующих минералов щелочных лампрофиров (мончикитов) из вулканической серии калиевых порфировых щелочно-ультраосновных пород. Ранее при термобарогеохимических исследованиях было установлено, что эти породы формировались из двух смешивающихся щелочно-базитовых расплавов разного типа щелочности. При детальном изучении химического состава минералов было выяснено, что для большинства вкрапленников характерна многократная незакономерная зональность, которая фиксирует влияние разных исходных магм и их смешение. Было установлено, что ядра вкрапленников диопсида (Di I), в которых ранее были обнаружены включения железистых Na-расплавов, имеют высокожелезистый состав с низкими содержаниями Ti, Al и Ca и повышенными Na и Mn. Промежуточные зоны вкрапленников (Di II), содержащие включения высокомагнезиальных K-расплавов, отличаются повышенной магнезиальностью, высокими количествами Ti, Al и низкими Mn и Na. Мелкие зерна основной массы, а также краевые, иногда и промежуточные зоны вкрапленников диопсида часто имеют смешанный состав между Di I и Di II с несколько повышенными значениями Mg, Ti, Al. Во вкрапленниках амфибола, так же как во вкрапленниках диопсида, присутствуют зоны как с пониженной магнезиальностью и повышенными отношениями Na/K и высоким Mn, так и зоны с высокой магнезиальностью, более низкими отношениями Na/K, низким Mn и повышенным Ti. Среди флогопитов отмечаются аналогично две разновидности: высокомагнезиальная с высоким содержанием Si, K и низким Mn и низкомагнезиальная с низким количеством Si, K и высоким Mn. Ильменит, титаномagnetит, мелкие зерна феррических минералов имеют преимущественно смешанный варьирующий состав. Сделан вывод, что химический состав породообразующих минералов, особенно зональных вкрапленников, фиксирует участие в их кристаллизации двух щелочно-базитовых расплавов — натриевых высокожелезистых, обогащенных Mn и калиевых высокомагнезиальных, обогащенных Ti, но обедненных Mn.

Щелочные лампрофиры, зональность вкрапленников, низкомагнезиальная натриевая и высокомагнезиальная калиевая магмы, смешение расплавов.

MINERAL COMPOSITION OF ALKALINE LAMPROPHYRES OF THE TOMTOR MASSIF AS REFLECTION OF THEIR GENESIS

L.I. Panina, E.Yu. Rokosova, A.T. Isakova, A.V. Tolstov

The influence of parental melts on the chemical composition of rock-forming minerals of alkaline lamprophyres (monchikites) referred to as the volcanic series of porphyritic potassic alkaline-ultrabasic rocks was studied in the Tomtor alkaline-ultrabasic carbonatite massif (Yakutia) hosting a unique deposit of Sc-REE-Y-Nb ores. Previous fluid-melt inclusion study showed that these rocks formed from two mixing alkaline-basic melts of different alkalinity. A detailed study of the chemical composition of minerals revealed a repeated irregular zoning in most of phenocrysts, which reflects the influence of different parental magmas and their mixing. It was established that the cores of diopside phenocrysts (Di I) with inclusions of Na-Fe-rich silicate melts have a low Mg-number and low contents of Ti, Al, and Ca and high contents of Na and Mn. The intermediate zones of phenocrysts (Di II) containing inclusions of K-Mg-rich silicate melts show a high Mg-number and are rich in Ti and Al and poor in Mn and Na. Groundmass grains and rims (and, sometimes, intermediate zones) of diopside phenocrysts often have a mixed Di I-Di II composition with slightly elevated contents of Mg, Ti, and Al. Amphibole phenocrysts, like the diopside ones, have both zones with low Mg contents and high Na/K ratios and Mn contents and zones with high Mg contents, low Na/K ratios, and low Mn and elevated Ti contents. Phlogopites are also of two varieties: highly magnesian, with high contents of Si and K and low content of Mn, and lowly magnesian, with low contents of Si and K and high content of Mn. Ilmenite, titanomagnetite, and fine grains of ferric minerals are mostly of mixed varying composition. The chemical composition of rock-forming minerals, especially zoned phenocrysts, evidences that they crystallized with the participation of two alkaline-basic melts: Na-Fe-rich silicate melt enriched in Mn and K-Mg-rich silicate melt enriched in Ti but depleted in Mn.

Alkaline lamprophyre, zoned phenocryst, lowly magnesian sodic and highly magnesian potassic melts, mixing of magmas

ВВЕДЕНИЕ

В центре Томторского массива в кальдере проседания диаметром до 6—7 км прослеживается 300-метровая вулканическая толща, сложенная калиевыми ультраосновными порфиристыми породами и карбонатитами. Среди порфиристых пород на разных этапах исследования массива были выделены разные типы дайковых пород: пикриты-лимбуристы [Поршнев, Степанов, 1980; Шпунт и др., 1991], меланефелиниты, мелилитсодержащие мончикиты, нефелиниты, фонолиты, щелочные трахиты [Егоров, 1998], лампроиты [Шихорина, 1991]. Однако из-за интенсивной карбонатизации и дважды отмеченного выветривания исходный состав порфиристых пород однозначно установить не удавалось, вследствие чего их диагностика оставалась предположительной. В последние годы вулканогенной толщей щелочных ультраосновных порфиристых пород в основном занимались Н.В. Владыкин и С.М. Кравченко. Н.В. Владыкин [2001] путем растворения карбонатов в калиевых порфиристых породах посчитал доказанной их лампроитовую природу, в результате чего всю вулканическую толщу отнес к пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации (формации). С.М. Кравченко [2003] поддержал эту идею, а Ю.А. Багдасаров [2009] выступил с резкой критикой. Первые термобарогеохимические исследования малоизмененных щелочных лампрофиров, входящих в серию калиевых щелочно-ультраосновных порфиристых пород, которые по химическому и микроэлементному составу соответствуют выделяемым Н.В. Владыкиным, Т.С. Торбеевой [2005] и С.М. Кравченко [2003] лампроитам, показали [Panina et al., 2015; Панина и др., 2016] правоту Ю.А. Багдасарова. Оказалось, что эти породы кристаллизовались не из лампроитовой магмы, а из смешивающихся базитовых расплавов натриевого и калиевого типа щелочности разной магнезиальности.

В предлагаемой работе мы попытались проследить влияние этих смешивающихся расплавов на химический состав породообразующих минералов в рассматриваемых щелочных лампрофитах.

ГЕОЛОГИЯ МАССИВА

Томторский массив расположен на северо-востоке Анабарского щита Сибирской платформы Якутии и относится к Уджинской провинции ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. По размерам он входит в пятерку крупнейших карбонатитовых массивов мира, а в России занимает второе место после Гулинского плутона. С массивом связано одно из крупнейших месторождений, характеризующееся новым типом Sc-REE-Y-Nb руд с чрезвычайно высоким экономическим потенциалом.

Массив прорывает среднепротерозойские карбонатные, существенно доломитовые породы. Большая часть поверхности массива перекрыта PZ и MZ-KZ отложениями различной мощности — от первых десятков до первых сотен метров. Коренные обнажения массива почти полностью отсутствуют, вследствие чего изучение пород и реконструкция геологического строения массива осуществлялись преимущественно по керну многочисленных скважин. Томторский массив относится к вулканоплутоническим комплексам центрального типа, по геофизическим данным, он простирается на глубину до 10 км при площади свыше 250 км². Массив имеет почти изометричную форму и крутые контакты с вмещающими породами [Покровский и др., 1990]. Его периферическая зона (2—6 км) сложена нефелиновыми и щелочными сиенитами натриевого (хибинитового) и калиевого (рисчорритового) типов [Кравченко и др., 1994], ядро представлено огромным карбонатитовым штоком (площадью 40 км²), а между ними расположена неполно-кольцевая интрузия нефелин-пироксеновых пород — преимущественно якупирангит-уртитов (0.1—0.3 км) (рис. 1). Карбонатитовый шток сложен частично метасоматизированными карбонатитами и интенсивно карбонатизированными ийолитами. Собственно карбонатиты составляют площадь около 12 км² [Лапин, Толстов, 1993]. Якупирангит-уртиты в северо-восточной части массива прорваны породами фоскоритовой серии (монтичеллитовые магнетитолиты, апатитолиты и др.), а карбонатитовый шток — дайковой и эффузивной серией калиевых щелочно-ультраосновных пород, которые образуют переслаивающуюся карбонатит-вулканитовую толщу [Кравченко, 2003]. K-Ag возраст этой щелочной серии, по данным А.И. Зайцева и других [1992], соответствует 430—370 млн лет. По карбонатитам развита мощная продуктивная толща кор выветривания. По данным А.Р. Энтина с соавторами [1990], временной интервал формирования Томторского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива составляет 800—240 млн лет. Последние же данные Н.В. Владыкина с соавторами [2014] свидетельствуют, как минимум, о двух этапах формирования магматических пород массива — 701—675 и 414—387 млн лет, что логично вписывается в полученные ранее данные.

Из-за почти повсеместной задернованности и труднодоступности, а также множества наложенных процессов основное внимание на массиве было уделено преимущественно изучению состава и свойств его уникальных руд, их запасов и особенностей концентрации [Энтин и др., 1989; Кравченко и др., 1990, 1996; Жмур и др., 1994; Коноплев и др., 1995; Лапин, Толстов, 1995; Толстов, Гунин, 2001; и др.]. В меньшей степени и крайне недостаточно были охарактеризованы силикатные породы и карбонатиты [Эрлих, 1964; Кравченко и др., 1992, 1994; Эпштейн и др., 1994; Фролов и др., 2003]. Наибольший

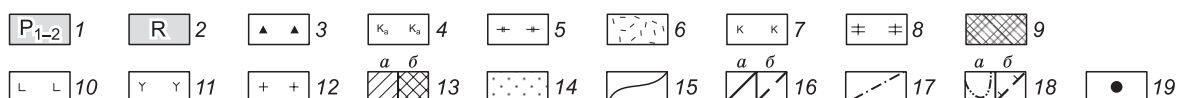
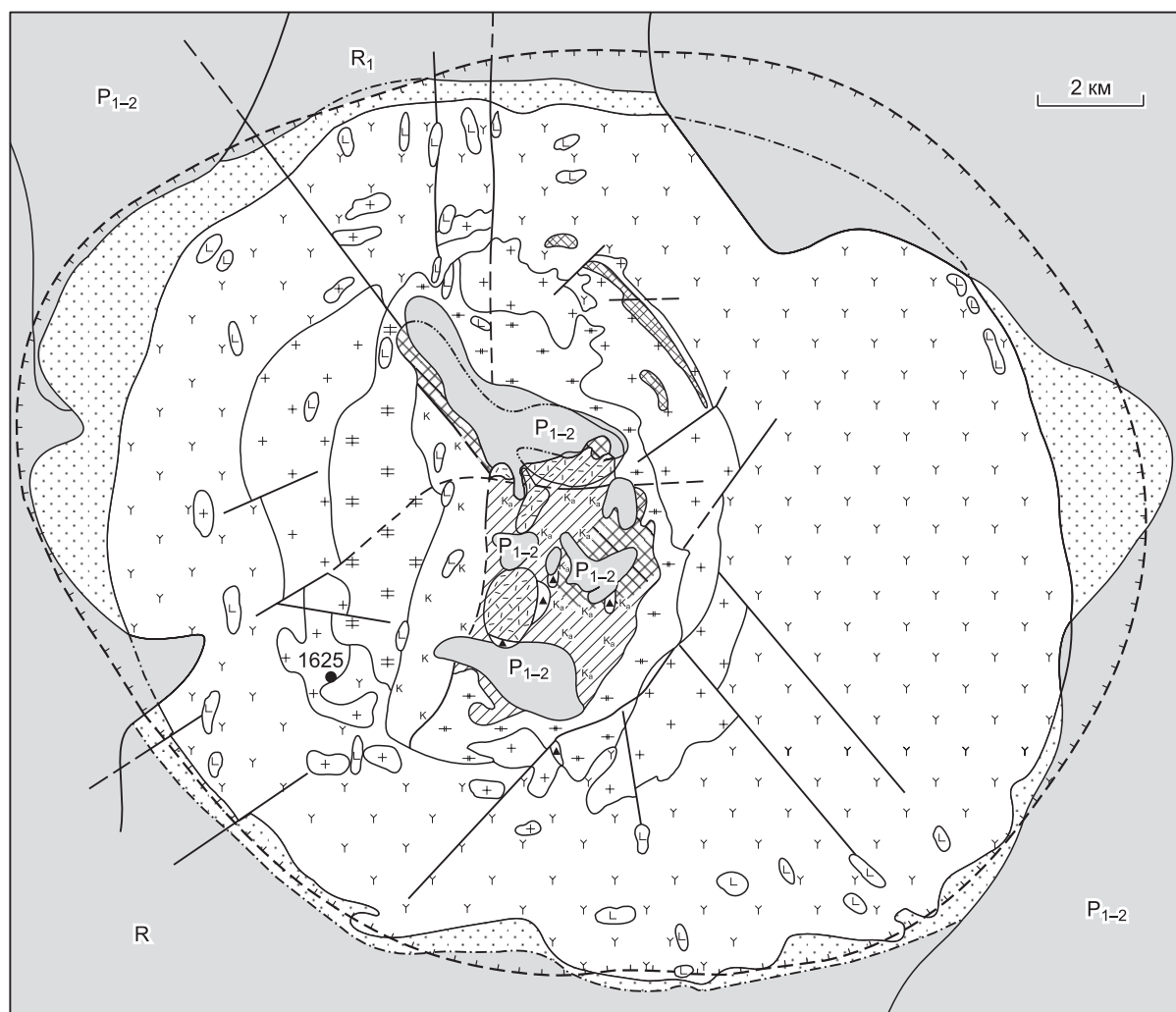


Рис. 1. Геологическое строение массива Томтор (без чехла мезокайнозойских отложений) [Лапин, Толстов, 1995].

Осадочный комплекс. 1 — пермская система, нерасчлененные нижний—верхний отделы: песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 2 — средний протерозой: алевролиты, сланцы, песчаники, гравелиты, туфы, туфобрекчии, доломиты. **Интрузивный и метасоматический комплексы.** 3—9 — карбонатитовая серия: 3—6 — поздняя (3 — взрывчатые карбонатитовые брекчии, 4 — карбонатиты (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 5 — калишпат-апатит-слюдистые породы, 6 — слюдисто-карбонатные породы (шамозит-анкеритовые и шамозит-кальцитовые)); 7—9 — ранняя (7 — доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты, 8 — калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 9 — кальцит-флогопит-магнетитовые породы); 10 — альнеит-тингуаитовая серия: пикриты, альнеиты, пикритовые порфириты, лампрофиры; 11 — щелочные и нефелиновые сиениты; 12 — ультрамафиты и фойдолиты (пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты). **Гипергенный комплекс.** 13 — площадь развития кор выветривания: а — остаточных (железисто-фосфатных), б — осветленных (пирохлор-алюмофосфатных); 14 — зоны скарирования и мраморизации; 15 — геологические границы; 16 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 17 — границы массива по данным магниторазведки; 18 — границы массива: а — перекрытые осадочным чехлом, б — по данным гравиразведки; 19 — местонахождение скв. № 1625.

интерес и споры вызывают калиевые щелочно-ультраосновные порфировые породы, образующие непрерывное чередование в вулканит-карбонатитовой толще. Как отмечено выше, среди этих пород выделено множество разновидностей, в том числе аполампроиты [Милашев и др., 1963], лейцитовые и оливиновые лампроиты [Кравченко, 2003; Владыкин, Торбеева, 2005], а также породы, «конвергентные

кимберлитам» [Толстов, 2006]. По мнению Н.В. Владыкина и Т.С. Торбеевой [2005], лампроиты в массиве Томтор слагают не только дайки, но и силлы, блоки, лавовые потоки, брекчии диатрем и туфы.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ДАЙКОВЫХ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Нами была исследована почти неизменная пироксен-амфиболовая щелочно-ультраосновная дайковая порода, входящая в состав серии калиевых щелочно-ультраосновных порфирированных пород. Порода взята из керна скв. 1625 (гл. 114 м), расположенной в юго-западной части массива на контакте якупирангит-уртитов и их карбонатизированных аналогов.

Порода порфирированная (рис. 2), иногда из-за скоплений клинопироксена и амфибола — гломеропорфирированная. Вкрапленники представлены клинопироксеном, амфиболом, анальцитом, реже флогопитом, апатитом и рудными минералами железа. Основная масса состоит из тонкораскристаллизованного агрегата мелких (10-50 мкм) зерен карбоната, клинопироксена, флогопита, амфибола, калиевого полевого шпата, рудных минералов. В породе отмечаются более поздние карбонатные прожилки мощностью от 5 до 200—500 мкм.

Валовой химический состав пород был изучен с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), а микроэлементный состав — с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Исходя из полученных данных, химический состав пород (табл. 1, ан. 1) характеризуется низкими содержаниями кремнезема при сравнительно высоком количестве глинозема и щелочей (при незначительном преобладании калия над натрием) и высоким содержанием магния и железа. По [Классификация..., 1997] и [Петрографический кодекс..., 2009], породы с подобным минеральным и химическим составами относятся к щелочным лампрофирам — мончикитам [Магматический..., 1983]. Однако породы практически того же химического состава, из той же скв. № 1625, а также из скв. № 7264 С.М. Кравченко [2003], Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева [2005] отнесли к лампроитам. Э.Н. Эрлих [1964] породе близкого состава диагностировал нефелиновым базальтом (см. табл. 1, ан. 2-5).

Следует отметить, что микроэлементный состав у вышеперечисленных пород, включая исследуемые нами мончикиты, также очень близкий. Для всех пород характерны высокие концентрации редких элементов, превышающие мантийные уровни в десятки (HREE), сотни (Ta, Nb, LREE) и даже тысячи (Ba) раз (см. табл. 1, ан. 1-4). Мультиэлементные спектры пород, нормированные к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995], имеют близкую конфигурацию и отрицательный наклон, обусловленный более высокими содержаниями LILE, Nb, Ta, LREE по сравнению с MREE и HREE (рис. 3). На спайдердиаграмме отмечаются небольшие отрицательные Hf и Ti аномалии. Некоторые значимые различия характерны только для Sr: на мультиэлементных спектрах обр. № 2 и 4 отмечается небольшая положительная аномалия, а на кривых обр. № 1 и 3 она отсутствует. Вероятнее всего, это связано с разной степенью карбонатизации рассматриваемых пород.

Химический состав породообразующих и акцессорных минералов нами определялся, главным образом, на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе Camebax-Micro. Сила тока составляла 30—40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр электронного пучка 2.5—4.0 мкм. Для эталонировки использовались международные стандарты природных минералов. При анализе фиксировали содержания основных петрогенных компонентов, а также S, Cl, Ba, Sr. Пределы обнаружений элементов рассчитаны [Лаврентьев и др., 1974] по 2σ -критерию (мас. %): SiO_2 — 0.009; TiO_2 — 0.036; Al_2O_3 — 0.012; FeO — 0.019; MgO — 0.013; MnO — 0.022; CaO — 0.010; Na_2O — 0.020; K_2O — 0.010; BaO — 0.105; SrO — 0.019; P_2O_5 — 0.008; Cl — 0.011; SO_3 — 0.011.

Кроме того, для определения химического состава породообразующих и акцессорных минералов, а также получения наглядных фотографий их химической зональности (изображения в отраженных электронах) дополнительно использовался сканирующий электронный микроскоп LEO 1430 VP, снабженный энергетическим спектрометром

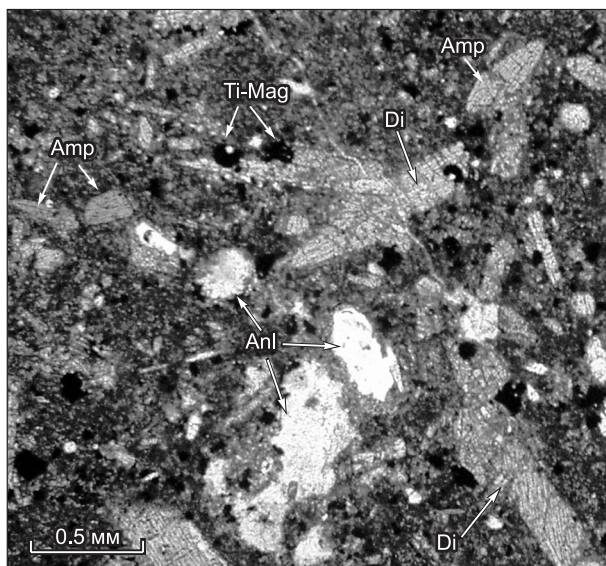


Рис. 2. Щелочной лампрофир Томторского массива.

Anl — анальцит, Amp — амфибол, Di — диопсид, Ti-Mag — титаномагнетит. Фото в проходящем свете.

Таблица 1. Химический состав калиевых щелочно-ультраосновных дайковых пород массива Томтор, мас. %

Оксид	1 (114)	2 (150)	3 (61,7)	4(25)	5
SiO ₂	39.39	35.34	39.30	31.4	35.09
TiO ₂	3.59	3.52	4.06	2.49	3.25
Al ₂ O ₃	11.86	10.54	9.76	10.3	13.43
Fe ₂ O ₃	12.57	3.71	11.70	10.2	7.19
FeO	—	7.27	—	—	3.98
MnO	0.26	0.24	0.22	0.31	0.32
MgO	5.82	6.63	8.66	5.58	4.92
CaO	11.48	12.87	12.90	17.1	15.59
Na ₂ O	3.38	3.44	2.27	2.57	2.48
K ₂ O	3.78	4.19	3.59	4.11	3.18
P ₂ O ₅	1.05	1.00	0.74	2.25	1.38
BaO	0.69	0.63	—	—	1.47
SO ₃	0.50	0.20	0.52	—	—
П.п.п.	5.70	9.47*	3.96*	10.1	6.95
Сумма	100.07	99.05	97.68	96.41	99.23
Rb	93.0	—	103	147	—
Ba	6250	6290	3030	2860	—
Th	18.0	—	15.1	12.0	—
U	4.70	—	4.78	4.92	—
Sc	16.6	25.0	33.1	9.20	—
Co	34.0	39.0	45	30.0	—
Nb	171	—	223	224	—
Ta	8.20	—	5.26	9.46	—
La	143	125	76.5	165	—
Ce	248	245	161	290	—
Sr	1500	4393	1255	4400	—
Nd	115	106	79.1	119	—
Zr	502	544	374	764	—
Hf	13.2	—	9.57	12.5	—
Sm	17.3	18.0	15.1	20.8	—
Eu	5.20	5.30	3.96	5.72	—
Gd	13.7	15.0	11.1	16.2	—
Tb	1.96	1.90	1.45	2.08	—
Dy	9.40	8.70	—	—	—
Y	42	42	17	35	—
Ho	1.44	1.40	1.39	2.02	—
Tm	0.49	0.50	0.09	0.64	—
Yb	3.10	2.50	2.15	3.67	—
Lu	0.45	0.32	0.26	0.49	—

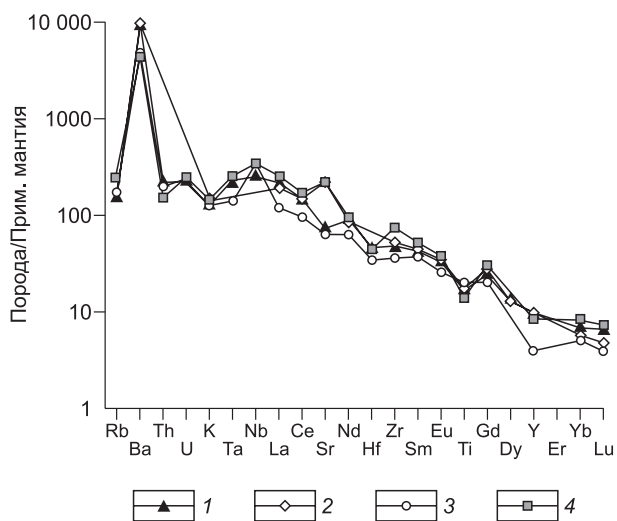
Примечание. Образцы № 1—3 — из скв. 1625, № 4 — из скв. 7265, в скобках — глубина (в м); № 5 — глубина не указана. Данные: 1 — наши; 2 — Н.В. Владыкина, Т.С. Торбеевой [2005]; 3, 4 — С.М. Кравченко [2003]; 5 — Э.Н. Эрлиха [1964].

П.п.п. (мас. %): № 2 — 8.26 CO₂, 0.25 F и 0.96 H₂O; № 3, 4 — приведено только количество CO₂; № 5 — не расшифровано. Прочерк — элемент не определялся.

OXFORD. Для проведения количественного химического анализа по эталонам использовалась программа INCA Energy 300. Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, электронный пучок захватывал область исследуемого образца на глубину 2—5 мкм от поверхности. Анализы проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Рис. 3. Спектр распределения редких элементов в калиевых щелочно-ультраосновных порфи- ровых породах Томторского массива:

1 — скв. 1625, гл. 114 м (наши данные); 2 — скв. 1625, гл. 150 м [Владыкин, Торбеева, 2005]; 3 — скв. 1625, гл. 61.7 м и 4 — скв. 7265, гл. 25 м [Кравченко, 2003]. Содержание элементов нормировано к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].



Для определения микроэлементного состава вкрапленников зональных клинопироксенов нами был использован метод вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал ФТИ РАН).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ЛАМПРОФИРОВ

Клинопироксены в породе, исходя из химического состава (табл. 2), представлены главным образом диопсидом и, в незначительной степени, эгирином-авгитом и эгирином [Morimoto, 1989] (рис. 4, а, б).

Диопсид отмечается преимущественно в виде крупных (800×2000 мкм) и мелких (150×350 мкм) вкрапленников, реже — в виде зерен основной массы. Вкрапленники преимущественно зональные, гораздо реже — однородные. Среди них отмечаются три разновидности. Однородные вкрапленники представлены светло-зелеными Di I и светло-розовато-зелеными разновидностями Di II, существенно отличающимися по химическому составу. Di I является высокомарганцевистой (0.3—0.5 мас. % MnO), низкотитанистой (1.0—2.2 мас. % TiO₂), низкомагнезиальной (Mg# 0.50—0.65) разновидностью, а Di II — низкомарганцевистой (0—0.15 мас. % MnO), высокотитанистой (3.0—4.3 мас. % TiO₂), высокомагнезиальной (Mg# 0.7—0.8) разновидностью. Крупные вкрапленники диопсида Di I иногда хорошо огранены (рис. 5, а), но чаще имеют оплавленные или корродированные края, часто разбиты трещинами. Они содержат (табл. 2, ан. 1—3) высокие количества SiO₂ (49—50 мас. %), низкие Al₂O₃ (3.3—4.0 мас. %) и CaO (20.6—21.0 мас. %).

Однородные крупные призматические вкрапленники диопсида Di II чаще всего хорошо огранены, характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃ (6.0—7.5 мас. %) и CaO (22.3—22.7 мас. %) и низкими SiO₂ (44—47 мас. %), Na₂O (0.4—1.0 мас. %) (рис. 5, б; табл. 2, ан. 4—6). Различия между Di I и Di II

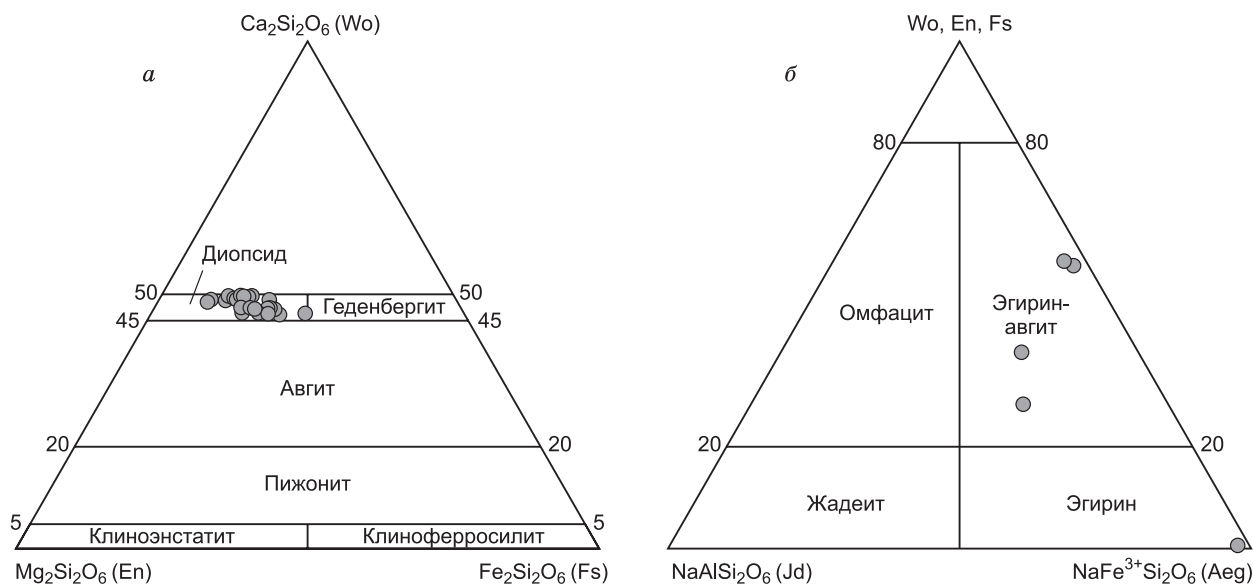


Рис. 4. Составы клинопироксенов (ф. ед.) из щелочных лампрофиров.

а — на треугольной диаграмме Wo—En—Fs и б — на треугольной диаграмме Wo, En, Fs—Jd—Aeg [Morimoto, 1989].

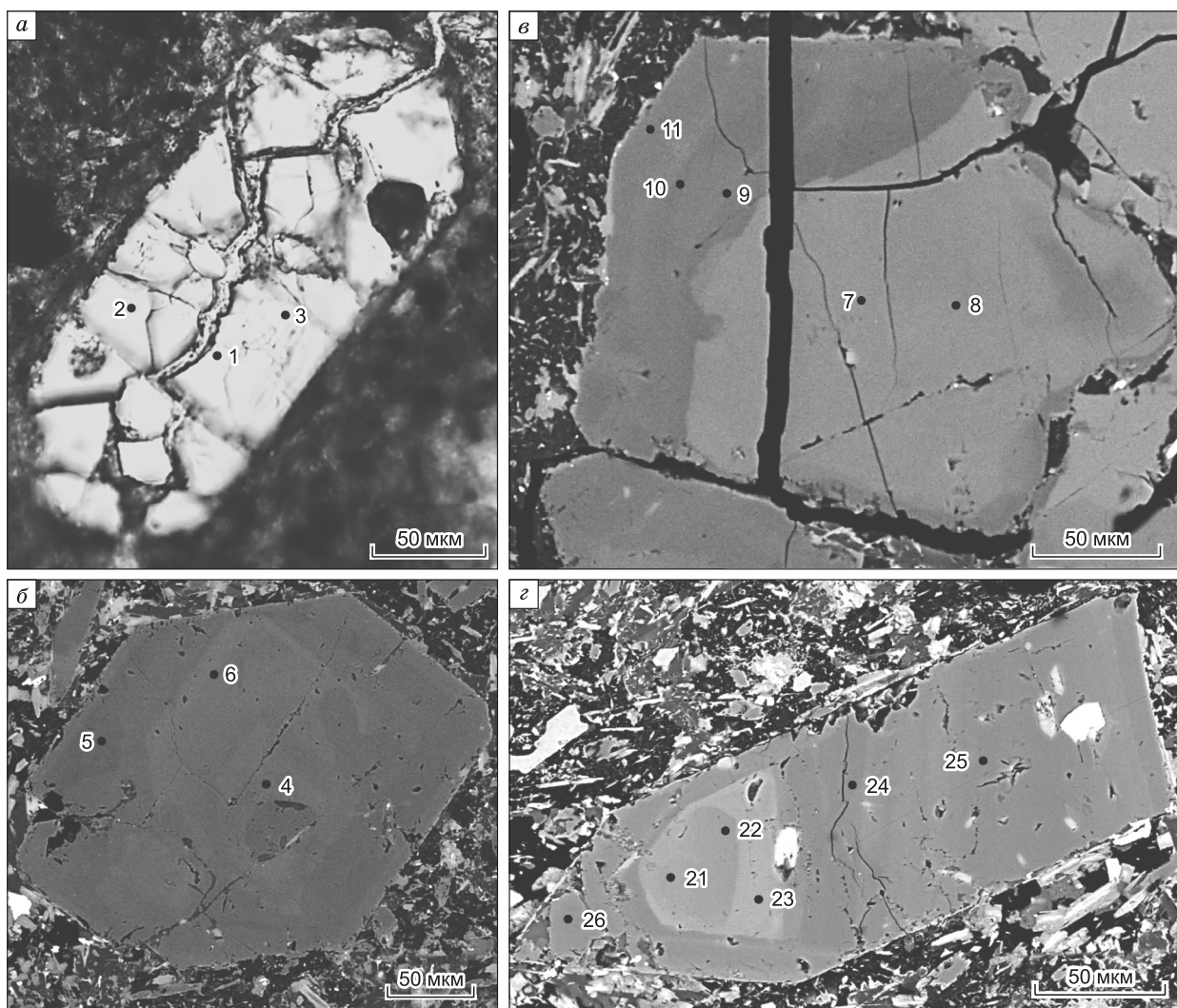


Рис. 5. Однородные и зональные клинопироксены.

a — однородные высокомарганцевистые, высокожелезистые Di I, *б* — однородные высокотитанистые, высокомагнезиальные Di II и зональные (*в*, *г*) клинопироксены; *a*, *в*, *г* — изображения в отраженных электронах (светлые участки — высокомарганцевистые низкомагнезиальные пироксены Di I, темные участки — высокотитанистые высокомагнезиальные пироксены Di II), *б* — изображение в проходящем свете. Цифры на рисунке соответствуют точкам анализа в табл. 2.

отчетливо прослеживаются на диаграмме соотношений содержаний TiO_2 , MnO , Al_2O_3 и магнезиальности в рассматриваемых клинопироксенах (рис. 6).

Зональные вкрапленники диопсида имеют разный размер, они частично или полностью огранены (рис. 5, *в*, *г*). Окраска их неравномерная, незакономерно чередующаяся от светло-зеленой в центре к розовой и зеленой до темно-зеленой к краям с резкими и постепенными переходами. Часто вкрапленники представлены в центре низкотитанистыми, высокомарганцевыми разностями Di I, в промежуточных зонах — высокотитанистыми, практически не содержащими MnO диопсидами Di II, а на краях их состав характеризуется как высокими количествами TiO_2 , так и MnO , т. е. имеют смешанный состав между Di I и Di II (см. табл. 2). В зональных очень крупных вкрапленниках ядра иногда окрашены в зеленый цвет и представлены хромистым диопсидом (Di III), содержащим 0.80—0.82 мас. % Cr_2O_3 . Его магнезиальность достигает 0.83—0.84, количество TiO_2 составляет около 2 мас. %, MnO — 0.07—0.09 мас. %, а CaO достигает максимальных значений — 22.8—23.0 мас. % (см. табл. 2, ан. 12, 16). Промежуточные зоны таких вкрапленников окрашены в темно-зеленый цвет и выполнены диопсидом, содержащим высокие (0.28—0.40 мас. %) количества MnO и низкие (1.1—1.3 мас. %) TiO_2 (см. табл. 2, ан. 13, 14, 17, 18), имеющим варьирующую (0.63—0.71) магнезиальность, иногда незначительную (0.05—0.11 мас. %) примесь Cr_2O_3 . Краевые же зоны вкрапленников чаще всего отвечают высокотитанистым диопсидам Di II (см. табл. 2, ан. 15, 19, 20).

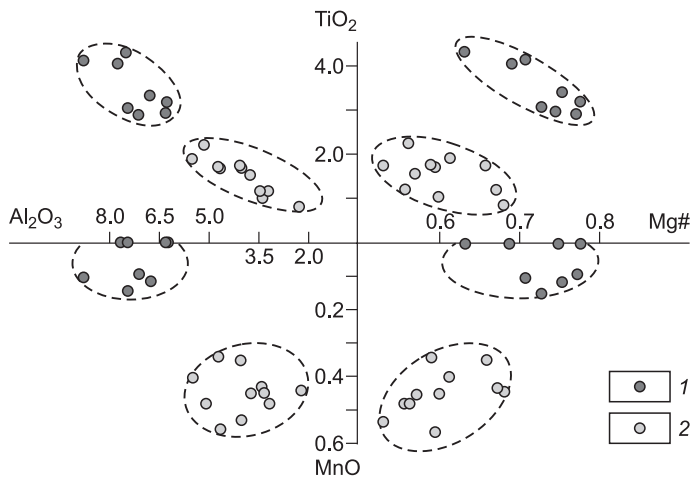


Рис. 6. Соотношения содержаний TiO_2 и MnO в зависимости от количества Al_2O_3 и магнезиальности:

1 — в высокотитанистых, высокомагнезиальных Di II;
2 — в высокомарганцовистых, высокожелезистых Di I.

Мелкие (40×80 мкм) зерна диопсида из основной массы обычно окрашены в темно-зеленый цвет, имеют игольчатый облик и характеризуются либо высокотитанистым, либо промежуточным составом между Di I и Di II (см. табл. 2, ан. 27, 28).

Эгирин-авгит в рассматриваемых породах отмечается в виде мелких (80×100 мкм) ксеноморфных зерен основной массы, а так-

же развит по трещинам в диопсиде и амфиболе совместно с кальцитом, анальцитом, флогопитом. Кроме того, в основной массе обнаружено зерно **эгирина**, которое имеет призматическую форму. В целом все эгирин-авгиты обогащены Ti и Mn, а эгирин, наоборот, лишен этих компонентов (см. табл. 2, ан. 29-31 и 32 соответственно). Наиболее высокие количества CaO (13.0—13.3 мас.%) характерны для зерен эгирин-авгита из основной массы и трещин в диопсиде, в которых содержатся также минимальные (~1 мас.%) количества Al_2O_3 .

Амфибол в породе относится к керсутиту [Leake et al., 1997], встречается в виде зональных и реже однородных вкрапленников, а также мелких зерен основной массы.

Однородные вкрапленники окрашены в бурые цвета, представлены призматическими и ксеноморфными небольшими (100×500 мкм) зернами, являются высокомагнезиальными ($Mg\# = 0.60—0.63$), содержат (табл. 3, ан. 1-3) высокие количества TiO_2 и K_2O (≥ 5 и ~2 мас.% соответственно) и заметные MnO, F и BaO (0.2—0.3, 0.3—0.6 и 0.10—0.47 мас.% соответственно).

Зональные вкрапленники керсутита обычно более крупные (1000×350 мкм), частично огранены. Их центральная часть преимущественно очень темная, занимает большую часть зерна, нередко имеет округлые сглаженные очертания (рис. 7). К краям окраска вкрапленников меняется либо от темно-бурой к бурой (см. табл. 3, ан. 8-11, 15-17), либо от темно-бурой к светло-бурой (см. табл. 3, ан. 12-14). В более мелких вкрапленниках отмечается простая зональность: их ядра темно-бурые, а краевые зоны — бурые (см. табл. 3, ан. 6, 7) или наоборот (см. табл. 3, ан. 4, 5). Мелкие зерна керсутита из основной массы очень темные и предельно железистые (см. табл. 3, ан. 18). Химический состав темноокрашенных частей вкрапленников и темно-бурых зерен из основной массы (см. табл. 3, ан. 5, 6, 8, 12, 15, 16, 18) высокожелезистый, по сравнению со светлыми частями вкрапленников содержит больше Mn, больше или такое же количество Na, часто меньше Ti, K при практически равном количестве Si, Al и Ca. В целом наблюдается определенная закономерность: чем более высокомагнезиальный состав керсутита, тем больше в нем Ti, K и меньше Mn, Na, F, Ba.

Fe-Mg слюды представлены флогопитом и биотитом [Rieder et al., 1998], присутствуют в виде вкрапленников и мелких зерен основной массы, а также развиваются по трещинам в породообразующих минералах. Вкрапленников слюды в породе мало, они относятся к флогопитам. Среди них отмечаются лапчатые зерна средних размеров (200×120 мкм) и крупные призматические лейсты, достигающие в поперечнике до 200 мкм. Лапчатые зерна по сравнению с лейстами более магнезиальные, содержат больше K, Si, F, но меньше Ti, Fe, Al, Na (табл. 4, ан. 1, 2). В основной массе слюда представлена мелкими призматическими выделениями флогопи-

Рис. 7. Зональный вкрапленник керсутита.

Изображение в отраженных электронах (светлый участок — высокомарганцовистый низкомагнезиальный с высоким отношением Na_2O/K_2O амфибол; темный участок — высокомагнезиальный с низким Mn и низким отношением Na_2O/K_2O амфибол). Цифры на рисунке соответствуют точкам анализа в табл. 3.

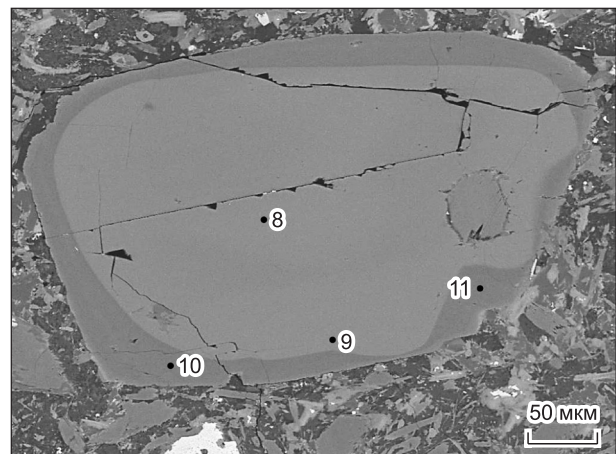


Таблица 3. Химический состав керутига в мас. % и в формульных единицах, рассчитанный на 24 атома кислорода

Ком- понент	I			II			III			IV			V			VI			VII
	1	2	3	4 я	5 к	6 я	7 к	8 я	9 пр	10 к	11 к	12 я	13 пр	14 к	15 я	16 пр	17 к	18	
SiO ₂	39.43	39.21	39.25	39.24	38.59	38.92	39.16	39.02	38.70	39.49	39.44	38.96	39.10	38.51	40.26	39.72	38.72	38.38	
TiO ₂	4.93	5.15	5.29	5.01	4.82	4.49	5.59	5.34	5.42	5.37	5.57	4.64	4.91	5.01	4.86	4.85	4.84	5.27	
Al ₂ O ₃	12.63	12.19	13.01	11.75	12.12	12.04	12.29	11.56	12.38	12.49	12.55	12.01	12.54	13.07	11.68	11.78	11.95	11.60	
FeO	13.29	12.37	13.94	13.79	16.17	18.47	12.03	16.52	12.61	10.84	10.16	16.82	11.33	9.79	15.52	16.56	14.63	19.43	
MnO	0.28	0.23	0.26	0.29	0.37	0.39	0.22	0.25	0.32	0.10	0.10	0.33	0.10	0.08	0.33	0.39	0.30	0.58	
MgO	11.39	11.91	11.68	11.15	9.20	7.64	12.18	9.29	11.89	12.95	13.52	9.52	13.24	13.99	10.26	9.16	10.35	7.48	
CaO	11.28	11.38	11.40	11.20	11.05	10.82	11.43	11.29	11.25	11.63	11.92	10.92	11.45	11.63	11.11	11.09	12.77	10.93	
Na ₂ O	2.38	2.39	2.12	2.49	2.46	2.58	2.49	2.29	2.51	2.28	2.18	2.41	2.27	2.10	2.56	2.51	2.42	2.60	
K ₂ O	1.95	1.88	1.92	1.74	1.78	1.62	1.62	1.79	1.96	2.05	2.08	1.55	1.80	1.91	1.74	1.72	1.76	1.60	
BaO	0.47	0.14	0.10	0.22	0.26	0.19	0.23	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.14	0.00	0.12	0.12	0.25	0.20	н.п.о.	
F	0.57	0.65	0.26	0.73	0.70	0.43	0.49	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.24	0.33	0.34	0.61	0.75	0.68	н.п.о.	
Сумма	98.59	97.50	99.23	97.61	97.51	97.59	97.73	97.35	97.04	97.20	97.52	97.54	97.07	96.55	99.04	98.78	98.62	97.87	
Si	6.12	6.12	6.07	6.15	6.13	6.24	6.09	6.25	6.12	6.17	6.13	6.21	6.10	6.02	6.25	6.22	6.07	6.21	
Ti	0.58	0.60	0.62	0.59	0.58	0.54	0.65	0.64	0.64	0.63	0.65	0.56	0.58	0.59	0.57	0.57	0.57	0.64	
Al	2.31	2.24	2.37	2.17	2.27	2.28	2.25	2.18	2.31	2.30	2.30	2.26	2.31	2.41	2.14	2.17	2.21	2.21	
Fe	1.73	1.61	1.80	1.81	2.15	2.48	1.57	2.21	1.67	1.42	1.32	2.24	1.48	1.28	2.02	2.17	1.92	2.63	
Mn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04	0.08	
Mg	2.64	2.77	2.69	2.61	2.18	1.83	2.83	2.22	2.80	3.02	3.13	2.26	3.08	3.26	2.38	2.14	2.42	1.80	
Ca	1.88	1.90	1.89	1.88	1.88	1.86	1.91	1.94	1.91	1.95	1.99	1.87	1.92	1.95	1.85	1.86	2.14	1.89	
Na	0.72	0.72	0.64	0.76	0.76	0.80	0.75	0.71	0.77	0.69	0.66	0.74	0.69	0.64	0.77	0.76	0.74	0.82	
K	0.39	0.37	0.38	0.35	0.36	0.33	0.32	0.37	0.40	0.41	0.41	0.32	0.36	0.38	0.34	0.34	0.35	0.33	
Ba	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	—	—	—	—	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	—	
F	0.28	0.32	0.13	0.36	0.35	0.22	0.24	—	—	—	—	0.12	0.16	0.17	0.30	0.37	0.34	—	
Mg#	0.60	0.63	0.60	0.59	0.50	0.42	0.64	0.50	0.63	0.68	0.70	0.50	0.68	0.72	0.54	0.50	0.56	0.41	

Примечание. Вкрашенники: I – однородные; II-VI – зональные (я – ядро, пр – промежуточная зона, к – край); VII – зерно керутига из основной массы породы. Окраска зерен и зон вкрашенников: темно-бурые – 5, 6, 8, 9, 12, 15, 16, 18; бурые – 1-4, 7, 10, 11, 17; свегло-бурые – 13, 14.

Таблица 4. Химический состав флогопита, биотита, анальцима и калиевого полевого шпата в мас. % и в формульных единицах

Компонент	Флогопит				Биотит		Анальцим		Ортоклаз	Калиевый цельзиан
	1 (4)	2 (2)	3 (3)	4 (10)	5 (4)	6 (1)	7 (19)	8 (11)	9 (4)	10 (1)
SiO ₂	44.07	34.06	36.28	43.02	38.12	37.20	54.83	54.56	64.03	54.81
TiO ₂	0.22	5.5	4.77	0.91	3.50	6.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	6.78	15.29	15.91	9.62	12.37	10.37	24.84	24.54	18.53	21.82
FeO	6.56	8.84	9.13	9.31	18.10	21.93	0.12	0.04	0.30	0.19
MnO	н.п.о.	н.п.о.	0.05	0.24	0.40	0.20	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	21.38	18.41	18.96	20.45	13.62	9.09	»	»	»	»
CaO	0.1	н.п.о.	0.07	0.42	н.п.о.	0.98	0.13	0.14	0.04	»
Na ₂ O	0.29	0.65	0.61	0.41	»	0.88	13.86	12.55	0.54	»
K ₂ O	10.11	8.55	8.23	9.95	9.50	7.91	0.09	н.п.о.	15.51	10.60
BaO	н.п.о.	1.15	0.93	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.06	»	0.51	14.55
F	5.27	н.п.о.	1.06	4.09	»	»	н.п.о.	»	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	94.78	92.45	96.12*	98.42	95.61	94.68	93.93	91.83	99.46	101.97
Si	2.94	2.63	2.64	2.86	2.94	3.01	1.97	2.02	11.93	10.91
Ti	0.01	0.32	0.26	0.05	0.28	0.37	—	—	—	—
Cr	—	—	0.007	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{IV}	0.54	1.37	1.36	0.75	1.06	0.99	1.05	1.07	4.07	5.12
Al ^{VI}	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11	0.00	—	—	—	—
Fe	0.37	0.57	0.55	0.52	1.14	1.48	0.00	0.00	0.05	0.03
Mn	—	—	0.00	0.01	0.04	0.01	—	—	—	—
Mg	2.13	2.12	2.05	2.03	1.51	1.10	—	—	—	—
Ca	0.01	—	0.01	0.03	—	0.08	0.01	0.01	0.01	—
Na	0.04	0.10	0.09	0.05	—	0.14	0.97	0.90	0.20	—
K	0.86	0.84	0.76	0.84	0.93	0.82	0.004	—	3.69	2.69
Ba	—	0.035	0.026	—	—	—	0.001	—	0.04	1.13
F	1.11	—	0.24	0.86	—	—	—	—	—	—
Mg#	0.85	0.79	0.79	0.80	0.57	0.42	—	—	—	—

Примечание. Вкрапленники: 1, 7 — лапчатые; 2 — призматические лейсты. Мелкие зерна из основной массы — 3, 9. Из обособлений по трещинам: 4, 8 — в диопсиде; 5, 10 — в керсутите; 6 — в анальциме. Калиевый цельзиан обнаружен в карбонатном прожилке в породе совместно с кальцитом, анальцимом, флогопитом, ильменитом. Химический состав, приведенный в формульных единицах, рассчитан на 8 катионов для слюды, на 4 катиона для анальцима и на 32 атома кислорода для полевых шпатов.

* В том числе 0.12 мас.% Cr₂O₃; в скобках — количество анализов;

та, состав которых довольно близок составу крупных призматических лейст вкрапленников (см. табл. 4, ан. 3). По трещинкам зональных вкрапленников диопсида развивается флогопит, а в керсутите и анальциме — биотит. Совместно со слюдой в трещинах диопсида могут встречаться в том или ином количестве анальцим, эгирин, апатит, кальцит, титанит, а в керсутите, кроме того, калиевый полевой шпат. В трещинках анальцима совместно с биотитом обнаружены кальцит и ильменит.

Состав флогопитов из трещин в пироксенах близок к составу лапчатых вкрапленников, но в них несколько выше содержания Al, Ti, Na и отмечается до 0.24 мас. % MnO (см. табл. 4, ан. 4). Биотиты из трещин в амфиболах и анальцимах имеют высокие количества Al, Ti и Mn (см. табл. 4, ан. 5, 6).

Анальцим в породе присутствует в виде крупных (1250×500 мкм) ксеноморфных выделений, которые часто выполняют интерстиции между вкрапленниками диопсида и керсутита, а также в виде мелких зерен развивается по трещинам в последних. Крупные зерна анальцима имеют бурю окраску и извилистые очертания. Их химический состав достаточно однороден (см. табл. 4, ан. 7, 8), включает незначительную (0.1 мас.%) примесь CaO, которая замещает Na. В анальциме также отмечены BaO и FeO (0.06 и 0.1—0.2 мас. % соответственно).

Калиевый полевой шпат отмечается в основной массе породы в виде редких вытянутых мелких (<100 мкм) лапчатых зерен. Минерал (см. табл. 4, ан. 9) содержит до 0.3—0.5 Na₂O, 0.3—0.4 FeO и до

Таблица 5. Химический состав титаномагнетита (1-4, 6, 8-10), титанистого магнетита (5, 7, 11), ильменита (12-18), титанига (19, 20), рутила (21) в мас. %

Оксид	1 (8)	2 (1)	3 (3)	4 (3)	5 (2)	6 (1)	7 (1)	8 (2)	9 (5)	10 (2)	11 (3)	12 (3)	13 (14)	14 (3)	15 (3)	16 (3)	17 (2)	18 (1)	19 (2)	20 (3)	21 (2)
SiO ₂	0.10	н.п.о.	0.73	н.п.о.	1.51	0.03	0.10	0.62	0.20	0.03	н.п.о.	0.07	0.02	0.01	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	28.78	30.61	н.п.о.
TiO ₂	18.07	18.22	17.72	16.62	4.31	11.84	4.08	10.84	18.11	13.97	3.57	51.01	52.00	52.15	51.46	47.85	46.34	46.37	36.67	36.95	93.74
ZnO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.15	н.п.о.	н.п.о.	0.12	н.п.о.	н.п.о.	0.80	н.п.о.	н.п.о.
Nb ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.45	0.67	0.67	»	0.20	»	»	0.68	»	»
V ₂ O ₅	0.31	0.59	0.26	0.18	0.28	0.15	0.19	0.39	0.34	0.11	0.09	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	»	0.03	»	»	н.п.о.	»	»
Al ₂ O ₃	2.84	3.99	1.15	3.87	0.67	0.71	0.42	0.61	2.45	1.12	0.38	»	»	»	»	0.13	»	0.01	1.39	1.89	н.п.о.
FeO	74.08	68.61	72.49	68.21	85.05	79.03	83.54	80.87	71.69	77.59	88.13	44.55	43.82	43.75	42.53	49.90	46.74	50.37	4.29	2.75	5.92
MnO	1.16	1.41	1.72	1.02	0.25	1.67	0.20	н.п.о.	1.18	1.04	0.15	4.50	3.27	3.48	4.81	1.87	0.95	1.46	0.13	н.п.о.	н.п.о.
MgO	0.05	0.02	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.26	0.38	»	1.46	0.06	0.16	0.06	н.п.о.	н.п.о.	0.02	0.09	3.25	0.01	0.14	0.30	»
CaO	0.10	0.27	0.59	»	0.19	0.22	1.69	0.37	0.64	0.42	0.50	0.40	0.30	0.15	н.п.о.	0.06	1.10	0.03	25.55	25.91	0.32
Cr ₂ O ₃	н.п.о.	2.43	н.п.о.	3.27	0.40	н.п.о.	0.18	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.31	н.п.о.	н.п.о.	0.28	»	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	96.94*	95.54	94.71	95.12*	92.66	93.97*	90.84*	93.70	96.07	94.45*	93.49	101.05	100.21	100.49	99.82	100.29	98.38	98.25	98.43	98.41	99.98

Примечание. Титаномагнетит и титанистый магнетит: 1—7 — вкрапленники; 8—10 — зональные; 11 — ядро и 7 — кайма зонального вкрапленника; 8 — титаномагнетит в сростках с ильменитом и рутилом; 9 — хадакриталлы в диопсиде; 10, 11 — мелкие зерна из основной массы. Ильменит: 12, 16 — вкрапленники, 13 — мелкие зерна из основной массы; 14, 17 — хадакриталлы в диопсиде; 18 — хадакриталлы в керуците; 15 — из трещин в анальците и диопсиде; титаниг: 19 — хадакриталлы в титаномагнетите и керуците; 20 — из трещин в диопсиде и керуците; рутил: 21 — в сростках с ильменитом и магнетитом.

* В том числе в сумме учтено наличие ZnO (мас. %): №1 — 0.23; №4 — 1.95; №6 — 0.06; №7 — 0.06; №10 — 0.11.

В скобках — количество анализов.

0.5 мас. % BaO. Кроме того, в карбонатном прожилке, рассеивающем породу, встречен калиевый целезиан, содержащий 14.6 BaO и 0.2 мас. % FeO (см. табл. 4, ан. 10). Этот бариевый полевой шпат в виде тонких оторочек оконтуривает более мелкие ксеноморфные зерна анальцима, присутствующие среди карбонатов.

Рудные железосодержащие минералы в породе представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, титанигом, рутилом, пиритом, пирротинном и халькопиритом.

Титаномагнетит является самым распространенным рудным минералом рассматриваемых лампрофиров. Обычно он образует крупные (450×300 мкм) ксеноморфные вкрапленники, хадакриталлы в диопсиде, а также мелкие зерна основной массы. Изредка титаномагнетит присутствует в очень крупных фенокристаллах диопсида в виде обособлений округлой, как бы оплавленной формы, вокруг которых развиваются зерна кальцита. Титаномагнетит иногда образует сростки с ильменитом, рутилом, пиритом, изредка в нем отмечаются мелкие ксеноморфные вроски титанига. В химическом составе титаномагнетита (табл. 5) помимо основных компонентов присутствуют также примесные элементы: Mg, Ca, Mn, Zn, замещающие Fe²⁺, а также V, Cr, Al, которые замещают Fe³⁺. Состав титаномагнетита значительно отличается от титаномагнетита более ранних апатит-магнетитовых руд (камафоритов) Томторского массива, главным образом по структурно-текстурным особенностям, повышенному содержанию титана и пониженному — ванадия, что позволило ранее А.В. Толстову [1994] выделить собственную генерацию титаномагнетита в жильных ультраосновных лампрофиров. Химический состав вкрапленников титаномагнетита и мелких зерен из основной массы лампрофиров чаще всего однородный, но заметно отличается друг от друга. В однородных вкрапленниках отмечаются максимальные количества TiO₂ 19—17 мас. %, FeO до 75, MnO до 1.4, Al₂O₃ до 3.5, ZnO до 1.4, V₂O₅ до 0.6 мас. % (табл. 5, ан. 1). Иногда в однородных вкрапленниках присутствуют высокие (~2.5 мас. %) количества Cr₂O₃, а содержание FeO понижается (см. табл. 5, ан. 2). Реже отмечаются зональные вкрапленники, в которых зоны с максимальным Ti и Mn сочетаются с зонами титаномагнетита и титанистого магнетита, содержащими Cr₂O₃ (3.3 и 0.4 мас. % соответственно; см. табл. 5, ан. 3-5). При этом в

Таблица 6.

Химический состав пирита, пирротина и халькопирита в мас.%

Элемент	Пирит			Пирротин	Халькопирит		
	1 (3)	2 (4)	3 (15)	4 (6)	5 (1)	6 (1)	7 (1)
Fe	45.47	45.16	45.83	59.82	29.81	30.37	31.08
Cu	0.05	н.п.о.	0.01	н.п.о.	33.97	33.01	32.81
Ti	0.01	0.25	0.08	»	н.п.о.	0.18	н.п.о.
Ni	0.47	0.82	0.09	»	»	н.п.о.	»
Pb	0.05	н.п.о.	0.08	»	»	»	»
S	53.45	53.57	53.24	38.52	36.02	34.68	35.89
Сумма	99.90*	100.65*	99.40*	99.10*	99.8	99.74*	99.78

Примечание. Округлые выделения и хадакрystalлы: 1, 5 — в диопсиде; 2 — в титаномагнетите; 6 — в пирите. 3, 4 — мелкие зерна из основной массы.

* В том числе (мас.%): № 1 — 0.35 Ni, 0.05 Cu; № 2 — 0.15 Ti, 0.7 Ni; № 3 — 0.01 Zn, 0.02 Zr, 0.02 Pb, 0.02 Nb; № 4 — 0.25 Si и 0.51 Ca; № 6 — 1.5 Ca. В скобках — количество анализов.

зоне хромистого титаномагнетита количества Ti, Mn, Fe уменьшаются, Al возрастает и появляется до 2 мас. % ZnO. Следует также отметить, что изредка встречаются зональные вкрапленники, в которых ядерная зона титаномагнетита содержит пониженные (11.8 мас.%) количества TiO₂, а каймы представлены титанистым магнетитом, также содержащим Cr₂O₃ (см. табл. 5, ан. 6, 7 соответственно). Такие же количества Ti характерны для титаномагнетитов, которые образуют сростки с ильменитом и рутилом (см. табл. 5, ан. 8). Хадакрystalлы титаномагнетита в диопсиде имеют такой же состав, как однородные вкрапленники с максимальными содержаниями Ti, Mn, Fe (см. табл. 5, ан. 9). В мелких же зернах количество TiO₂ уменьшается вплоть до перехода титаномагнетита в титанистый магнетит (см. табл. 5, ан. 10 и 11 соответственно). Аналогично в минерале уменьшаются количества Mn, Al, V, Zn, но увеличиваются Fe, Ca, Mg. В титанистом магнетите отмечается также присутствие Cr₂O₃ (0.3 мас.%).

Ильменит отмечается в виде вкрапленников (450×200 мкм) и мелких зерен (< 200 мкм) основной массы, присутствует как хадакрystalл в фенокристах диопсида и керсутита, а также в трещинах диопсида, керсутита и анальцима. Нередко ильменит совместно с титаномагнетитом образует в породе рудные скопления. Мелкие зерна ильменита всегда имеют лапчатую форму, а вкрапленники — как лапчатую, так и частично ограниченную, близкую к таблитчатой. По соотношению основных компонентов ильмениты делятся на две группы. В химическом составе мелких зерен из основной массы и преобладающего количества частично ограниченных вкрапленников ильменита (см. табл. 5, ан. 12, 13) превалирует TiO₂ (50—51 мас. %) при высоком количестве MnO (~4.5—4.3 мас. %). При этом во вкрапленниках отмечается 0.23—0.63 мас. % Nb₂O₅, а в мелких зернах основной массы 0.45—0.80 мас. % Nb₂O₅ и 0.1—1.6 мас. % ZrO₂. Такой же состав установлен в ильмените из трещин в анальциме и пироксене, а также у хадакрystalлов ильменита в диопсиде, но в последнем присутствует также Cr (табл. 5, ан. 14, 15). Другая группа ильменита, представленная ксеноморфными лапчатыми вкрапленниками и хадакрystalлами в диопсиде и керсутите, характеризуется (см. табл. 5, ан. 16-18) максимальными (~50 мас.%) количествами FeO и более низкими Ti и Mn. Во вкрапленниках отмечается незначительная примесь Zr и Nb, а хадакрystalлы ильменита в керсутите и диопсиде стерильны от них. Таким образом, в составе ильменита отмечается такая же закономерность, что и в титаномагнетите: увеличение количества Ti сопровождается увеличением Mn и уменьшением содержания Fe, что наблюдалось и ранее в ильменитах из апатит-магнетитовых руд массива [Толстов, 1994].

Титанит отмечается в виде хадакрystalлов в титаномагнетите и керсутите, а также по трещинам в диопсиде (совместно с зернами пирита, кальцита и анальцима) и в керсутите (совместно с крупными выделениями ильменита и другими минералами). Химический состав титанита везде практически одинаков (см. табл. 5, ан. 19, 20). Но в хадакрystalлах отмечается до 0.8 мас.% ZrO₂, 0.68 мас.% Nb₂O₅ и 0.13 мас. % MnO. Надо полагать, что Nb и Zr в структуре титанита замещают Ti, а Mn — Ca.

Рутил обнаружен в небольшом (60×45 мкм) бесформенном обособлении рудных минералов, где он совместно с ильменитом образует сростки, которые частично обрастают магнетитом. В составе рутила помимо Ti отмечается до 5.5 мас. % FeO (см. табл. 5, ан. 21).

Пирит встречается довольно редко. Он образует небольшие ксеноморфные зерна в основной массе породы, реже присутствует в виде мелких выделений округлой и неправильной форм во вкрапленниках диопсида и титаномагнетита. В округлых выделениях в клинопироксене помимо мельчайших зерен пирита отмечаются также зерна магнетита. Химический состав пирита стандартный (табл. 6, ан. 1-3), хотя содержит некоторое количество примесных элементов. Так, мелкие зерна пирита в основной массе

Таблица 7.

Химический состав апатита и карбонатов в мас. %

Компонент	Апатит					Карбонаты					
	1 (12)	2 (8)	3 (3)	4 (3)	5 (2)	6 (9)	7 (1)	8 (4)	9 (6)	10 (1)	11 (1)
SiO ₂	0.10	0.60	0.57	0.80	0.87	0.08	0.17	0.13	0.13	0.00	0.00
FeO	0.06	0.35	0.47	0.63	0.25	0.69	0.38	0.69	0.65	0.00	11.10
MgO	0.00	0.19	0.18	н.п.о.	н.п.о.	0.28	0.48	0.47	0.35	0.00	12.84
CaO	53.93	54.74	54.80	53.62	53.47	49.94	51.39	51.53	51.46	4.28	27.49
SrO	1.36	0.86	0.77	1.05	0.72	1.56	1.69	0.94	1.06	60.92	0.28
P ₂ O ₅	40.10	40.27	40.80	41.04	40.64	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
F	2.34	2.32	2.46	2.34	2.38	»	»	»	»	»	»
Cl	0.08	0.12	0.12	0.13	0.10	»	»	»	»	»	»
Ce ₂ O ₃	0.09	0.13	0.15	н.п.о.	0.38	»	»	»	»	0.61	»
Сумма	98.06	99.58	100.32	99.61	98.81	53.09*	54.53*	54.06*	54.32*	67.91*	53.62*

Примечание. Апатит: 1 — вкрапленники; 2 — мелкие зерна из основной массы; хадаккристаллы: 3 — в титаномагнетите, 4 — в диопсиде, 5 — в керсутите; кальцит: 6 — мелкие зерна из основной массы; 7 — хадаккристалл в апатите; 8 — из карбонатного прожилка в породе; 9 — из прожилков в пироксене и анальциме; стронцианит: 10 — из прожилков в анальциме, анкерит: 11 — из карбонатных прожилков в породе.

* В том числе учтено (мас. %): №6 — 0.33 MnO; №7 — 0.42 MnO; №8 — 0.54 MnO; №9 — 0.17 MnO и 0.5 Y₂O₃; №10 — 2.1 BaO; №11 — 1.91 MnO.

В скобках — количество анализов.

иногда включают Zn, Zr, Pb и Nb; в титаномагнетите зерна пирита иногда обогащены Ti и Ni, а в диопсиде — Ni и Cu. Возможно, часть этих элементов присутствует в виде механической примеси других сульфидов.

Пирротин в породе очень редок. Он обнаружен в виде небольших (5×5 мкм) шариков во вкрапленниках диопсида. В его составе (см. табл. 6, ан. 4) помимо основных компонентов отмечается небольшая примесь Si и Ca, которая, возможно, была захвачена из диопсида зондовым лучом при анализе.

Халькопирит в породе еще более редок. Он отмечен в мелкозернистой основной массе как хадаккристалл в диопсиде, а также в сростках с пиритом. Химический состав его (см. табл. 6, ан. 5-7) стандартный, в виде примеси он иногда содержит небольшие (0.18 мас. %) количества Ti.

Апатит в рассматриваемых щелочных лампрофитах отмечается преимущественно в виде мелких, очень редко — крупных вкрапленников идиоморфной призматической, гексагональной, иногда неправильной формы размером от 5—10 до 40 мкм. Он встречается так же как хадаккристалл во вкрапленниках титаномагнетита, диопсида и керсутита. Химический состав апатита везде одинаков и характеризуется присутствием довольно значительного (0.7—1.8 мас. %) количества SrO, а также заметного (0.13—0.38 мас. %) Ce₂O₃, которые частично замещают Ca. Апатит содержит свыше 2 мас. % F и 0—0.2 мас. % Cl, а также небольшую примесь Si, Fe, Mg (табл. 7, ан. 1-5).

Кальцит присутствует в породе в виде мелких зерен основной массы, хадаккристаллов в апатите, развивается по трещинкам, а также нередко вокруг крупных зерен ильменита и пирита совместно с анальцимом, ортоклазом, эгирином, биотитом. Химический состав кальцита примерно везде одинаков (см. табл. 7, ан. 6-9): он содержит небольшую примесь Fe, Mg, а также заметные количества SrO и MnO (0.6—1.7 и 0.1—1.9 мас. % соответственно). Характерно, что кальцит из прожилков в анальциме и диопсиде обогащен Y₂O₃ — от 0.1 до 0.7 мас. % (см. ан. 9). Здесь же обнаружен стронцианит, в котором присутствует 2.10 мас. % BaO и 0.61 мас. % Ce₂O₃ (см. ан. 10). Анкерит отмечен в карбонатных прожилках породы (см. ан. 11).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОГО ВКРАПЛЕННИКА ДИОПСИДА

Изучение микроэлементного состава зонального вкрапленника диопсида показало, что его ядро, представленное высокомарганцевистым, низкомагнезиальным диопсидом Di I, отличается от промежуточной зоны, сложенной высокотитанистым, высокомагнезиальным диопсидом Di II, по всем группам индикаторных элементов: LILE, HFSE, REE. Различия проявляются как в уровнях концентраций элементов, так и величинах индикаторных отношений (табл. 8). Так, в ядрах Di I по сравнению с промежуточными зонами Di II почти в 3 раза больше Ba, в 2 раза — Rb, Yb, в 1.5 раза — Er, Lu, в 1.4 раза — La, Ce, Pr, Y и меньше в 4 раза — Th, в 3 раза — Cr, в 2.5 раза — Ti, в 2 раза — Pb, K, в 1.6 раза — Hf, в 1.4 раза — Sr, Zr, Nb, в 1.2 раза — Ta. Это отчетливо видно на построенных мультиэлементных спектрах, нормированных на примитивную мантию [McDonough, Sun, 1995], которые имеют куполовидную фор-

Таблица 8.

Химический (мас.%) и микроэлементный (г/т) состав ядерной (Di I) и промежуточной (Di II) зон зонального вкрапленника клинопироксена

Компонент	Di I	Di II	Компонент	Di I	Di II	Компонент	Di I	Di II
SiO ₂	48.64	47.75	K	168	343	Cr	190	615
TiO ₂	0.97	2.45	Rb	16.4	9.16	La	40.5	29.3
Al ₂ O ₃	4.91	5.40	Ba	27.7	8.49	Ce	124	89.2
FeO	13.28	6.12	Sr	469	338	Pr	18.7	13.5
MnO	0.49	0.00	Th	0.24	1.02	Nd	91.1	72.3
MgO	8.85	13.58	U	0.048	0.054	Sm	18.4	17.8
CaO	20.96	22.71	Pb	1.24	2.17	Eu	4.69	5.07
Na ₂ O	0.94	0.40	Ta	0.925	1.13	Gd	14.6	13.4
MgO/(MgO+FeO)	0.40	0.69	Nb	3.32	4.72	Dy	9.89	9.10
(Ce/Yb) _n	7.21	10.01	Hf	9.76	15.5	Er	5.10	3.52
(La/Yb) _n	6.04	8.43	Zr	372	506	Yb	4.65	2.41
(Dy/Yb) _n	1.40	2.53	V	183	292	Lu	0.791	0.520
			Ti	9759	24657	Y	44.9	32.4

Примечание. Отношения нормированы по хондриту [Anders, Grevesse, 1989].

му, обусловленную пониженными значениями Rb, Ba, Th, K, Nb, HREE по сравнению с LREE, MREE, Hf, Zr, Sr (рис.8). Такие мультиэлементные спектры характерны для рифтогенных пород [Rivalenti et al., 1996]. На спектрах Di I и Di II присутствуют глубокие отрицательные аномалии Cr, Pb, K, у Di II — глубокий минимум Ba и значительный максимум Th, а у Di I — отрицательные глубокая аномалия Ti и небольшие аномалии Zr и Hf. Величины индикаторных отношений (Ce/Yb)_n, (La/Yb)_n, (Dy/Yb)_n у высокожелезистых, богатых марганцем Di I и высокомагнезиальных высокотитанистых диопсидов Di II также разные.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как показали исследования, вкрапленники фемических и рудных минералов в исследуемых лампрофирах являются преимущественно зональными. Зональность их многократная и незакономерная, причем она не отражает тренд кристаллизации единого исходного расплава, а фиксирует участие разных расплавов и их смешение при образовании минералов.

Так, в зональных вкрапленниках диопсида ядра Di I, в которых были обнаружены включения щелочно-базитовых расплавов Na-типа [Панина и др., 2016], состоят преимущественно из низкомагнезиальных (MgO# = 0.60—0.67) разностей с высокими содержаниями MnO и Na₂O (0.40—0.45 и 0.95—1.14 мас. % соответственно), низкими (1.0—1.2 мас. %) количествами TiO₂ и минимальными Al₂O₃ и CaO (3—5 и 21.0—21.7 мас. % соответственно).

Промежуточные зоны вкрапленников Di II, содержащие включения базитовых расплавов K-типа, являются высокомагнезиальными (Mg# = 0.73—0.78), высокотитанистыми (3—4 мас. % TiO₂), высокоглиноземистыми (6—7 мас.%) с низкими содержаниями MnO и Na₂O (0 и 0.15, 0.4 и 0.6 мас. % соответственно), и высокими — (22.2—22.8 мас. %) CaO. В неко-

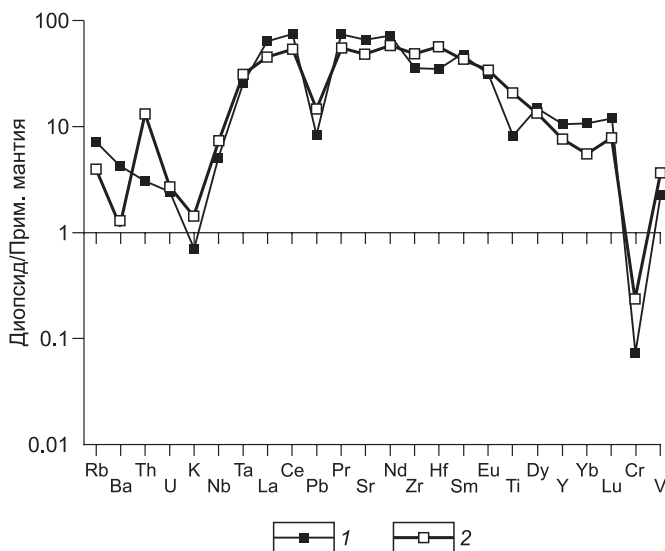


Рис. 8. Спектр распределения примесных элементов в зональном вкрапленнике диопсида из щелочных лампрофиров Томторского массива:

1 — ядерная часть вкрапленника Di I, 2 — промежуточная часть вкрапленника Di II. Содержание элементов нормировано к примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

торых вкрапленниках зоны чередуются многократно, включая в себя элементы смешения. Краевые зоны вкрапленников, как и мелкие зерна основной массы, имеют преимущественно смешанный состав с преобладанием высокомагнезиальной, высокотитанистой составляющей.

Подобная химическая особенность зональных вкрапленников диопсидов наглядно отражает участие расплавов разного типа щелочности. Щелочно-базитовый расплав Na-типа, из которого кристаллизовались железистые ядра вкрапленников Di I, согласно [Панина и др., 2016] был более железистый, содержал меньше Al, Ti, больше Na и много Mn. Расплав K-типа, из которого кристаллизовались промежуточные зоны титанистого магнезиального диопсида Di II, был высокомагнезиальный, богатый Al, Ti, но бедный Na и Mn. Образование ксеноморфных мелких зерен диопсидов из основной массы лампрофиров происходило, вероятно, уже из смешанных расплавов, в которых преобладали высокомагнезиальные разности.

Участие разных расплавов при кристаллизации зональных вкрапленников диопсида отразилось также и на микроэлементном составе их ядерных Di I и промежуточных Di II зон (см. рис. 8, табл. 8). Состав в разных зонах проанализированного вкрапленника отличается по всем группам элементов как по уровню концентраций, так и по величинам индикаторных отношений. Так, в Di I по сравнению с Di II содержится больше Pr, Nd, HREE, Sr, Ba, Rb, меньше Zr, Hf, Ta, Nb, Ti, Th. Присутствие на мультиэлементном спектре Di I отрицательных аномалий Ti, Zr, Hf обычно трактуется как признак участия флюида в области магмогенерации, т.е. свидетельствует о большей флюидонасыщенности Na-расплавов по сравнению с K-магмами, что, кстати, также отразилось в составе законсервированных включений этого типа. Ядерные и промежуточные зоны вкрапленника диопсида отличаются также по величинам индикаторных отношений. Известно [Скляр и др., 2001], что Yb является немобильным элементом в водном флюиде. Отношение Yb с другими несовместимыми элементами, например Ta/Yb или Th/Yb, должно сохраняться неизменным в ходе частичного плавления и фракционной кристаллизации родоначальной магмы. Различия же в этих отношениях свидетельствуют о разных составах их родоначальных расплавов и источников. В проанализированном зональном вкрапленнике диопсида отношение Ta/Yb, нормированное к углестому хондриту, соответствует в Di I — 2.31, а в Di II — 3.88; отношение же Th/Yb и в Di I равно 8.27, а в Di II — 35.17 (см. табл. 8). Столь существенная разница индикаторных отношений в разных зонах одного зонального вкрапленника, несомненно, отражает влияние разных расплавов на его состав.

Кроме того, вызывает вопрос присутствие в ядрах некоторых вкрапленников хромистого диопсида Di III (~0.8 мас.% Cr₂O₃) с максимальной магнезиальностью (0.83—0.84) и известковистостью (22.8—23.0 мас.% CaO), а также невысокими количествами TiO₂, Na₂O, MnO, Al₂O₃ (2; 0.6; 0.1 и 5.7 мас.% соответственно). Этот состав отличается как от высокожелезистого Mn-диопсида Di I, так и от высокомагнезиального титанистого диопсида Di II. Следовательно, его состав по количеству и соотношениям компонентов не может соответствовать ни этапу кристаллизации высокомагнезиальных высокотитанистых диопсидов II из промежуточных зон, ни тем более низкомагнезиальным высокомарганцовистым ядрам Di I вкрапленников. К сожалению, в Di III расплавные включения не были обнаружены. Исходя же из химического состава, можно допустить, что хромдиопсид Di III является ксенокристом из других пород массива, захваченным при формировании рассматриваемых лампрофиров.

Примечательно, что в породах щелочно-ультраосновной дайковой серии Кольского полуострова, которые имеют много общего с калиевыми щелочно-ультраосновными порфиристыми породами Томторского массива, присутствуют также зональные вкрапленники клинопироксена, в которых ядра, как и в рассматриваемых нами лампрофирах, имеют состав, близкий к Di I и Di III [Арзамасцев и др., 2009]. Фенокристы, содержащие близкие к Di I ядра, получившие название «клинопироксены с зеленым ядром», присутствуют в меланефелинитах. Состав их ядер характеризуется повышенными количествами Fe, Mn, Na, пониженными Mg, Ca и обогащением HFSE, REE, Y. Считается [Арзамасцев и др., 2009], что присутствие «зеленых» ядер в клинопироксенах является результатом смешения первичных меланефелинитовых расплавов с железистыми фонолитовыми магмами, происшедшего в условиях верхней мантии. Для фенокристов с ядрами, близкими по составу к Di III, характерны повышенная магнезиальность, высокие количества SiO₂, низкие Al, Ti, Mn и варьирующие содержания Cr₂O₃ (0.6—1.1 мас.%). Полагают, что эти ядра являются ксеногенными и были захвачены в мантийных условиях из шпинелевых лерцолитов.

В химическом составе томторских зональных вкрапленников **керсутита** отражены те же закономерности, что и в диопсидах. Ядра преобладающей части зональных вкрапленников по сравнению с промежуточными и краевыми зонами характеризуются пониженной магнезиальностью, повышенными отношениями Na₂O/K₂O, высокими количествами MnO и меньшим содержанием Ti. Однородные вкрапленники керсутита по составу близки промежуточным зонам, так же как и мелкие зерна и часть краевых зон вкрапленников. Аналогично вкрапленникам диопсида, химический состав керсутита отражает влияние двух смешивающихся магматических расплавов: кристаллизацию ядерных зон из более железистого Na-расплава, а промежуточных разностей — из более магнезиальной щелочной магмы K-типа.

Химический состав **флогопитов** также отражает влияние двух смешивающихся расплавов. Наиболее высокомагнезиальные их вкрапленники по сравнению с менее магнезиальными характеризуются высокими количествами Si, K и полным отсутствием Mn. Смешение Na- и K-типов щелочных расплавов наиболее заметно отразилось на химическом составе более поздних **рудных железосодержащих минералов**: появлению в них зон одновременно обогащенных (или, наоборот, обедненных) Ti и Mn, а также зон варьировующего состава. Так, вкрапленники **ильменита** представлены двумя разновидностями: высокотитанистой с высокими количествами Mn, повышенными Ca и низкими Fe, а также низкотитанистой — с высоким Fe и низкими Mn и Ca.

Химический состав **титаномагнетита** представлен хромсодержащей, высоко- и низкотитанистыми разновидностями. Содержание TiO_2 в первых двух разновидностях практически одинаковое (17—19 мас. %), а в низкотитанистой оно составляет 11—14 мас. %. Количество FeO последовательно увеличивается от хромсодержащей к высоко- и низкотитанистой разновидностям. Количество же Al_2O_3 , наоборот, соответственно, уменьшается, а MnO во всех разновидностях остается примерно на одном и том же уровне.

В зональных вкрапленниках титаномагнетита иногда отмечаются также зоны с 3.6—4.1 мас. % TiO_2 , содержащие до 0.2 мас. % Cr_2O_3 . В целом какой-либо закономерности в расположении различных химических разновидностей в зональных титаномагнетитах не наблюдается. Мелкие зерна титаномагнетита из основной массы имеют низкотитанистый состав, а также представлены титанистым магнетитом, где количество Fe достигает максимальных значений, а Ti, Mn, Al — минимальных. Вместе с тем титанистые магнетиты содержат до 0.3 мас. % Cr_2O_3 . Кристаллизация лейкократовых минералов и, по-видимому, сульфидов, имеющих однородный состав, осуществлялась, вероятнее всего, на поздних стадиях из смешанных расплавов.

Таким образом, в рассматриваемых лампрофирах химический состав породообразующих минералов, и в первую очередь зональных вкрапленников, отражает участие в их образовании смешивающихся низко- и высокомагнезиальных щелочно-базитовых расплавов натриевого и калиевого типа щелочности. Подобный вывод согласуется с результатами изучения расплавных включений в минералах щелочных лампрофиров [Panina et al., 2015; Панина и др., 2016]. По данным этих исследователей, щелочные базитовые расплавы натриевого типа, обогащенные Mn, Fe и обедненные Ti, были обнаружены в гомогенизованных при 1150—1090 °C первичных включениях в Di I. Более высокомагнезиальные и более высокотемпературные (>1200—1250 °C) расплавы калиевого типа щелочности, богатые Ti и бедные Mn, были законсервированы в первичных включениях в сфене и Di II. Исходя из присутствия в Di I-ядрах зональных вкрапленников расплавных включений натриевого типа, был сделан вывод о том, что кристаллизация клинопироксенов начиналась в промежуточной камере из щелочных базитовых расплавов натриевого типа, обогащенных Mn, Fe и обедненных Ti. Предполагали, что в этих расплавах уже присутствовали немногочисленные зерна хромистого высокомагнезиального диопсида Di III, которые могли являться ксенокристами из более ранних пород массива и которые иногда служили затравками для образования Mn-диопсида Di I. На одной из стадий кристаллизации Di I в связи с развивающимися глубинными разломами в условиях восходящих движений произошел подток более магнезиальной, более богатой Ti, K и Al, но более бедной Mn и Na магмы, из которой начали кристаллизоваться во вкрапленниках промежуточные зоны высокомагнезиального, обогащенного титаном Di II. Кристаллизация же вкрапленников керсутита началась из натриевых расплавов незадолго до поступления K щелочной магмы и осуществлялась из неоднородных смешанных расплавов, из которых кристаллизовались все остальные минералы лампрофиров.

Дополнительным подтверждением участия в формировании щелочных лампрофиров разных расплавов, как показали наши исследования, явился химический состав минералов породы, на котором отразились особенности смешивающихся расплавов.

Установленная нами деплетированность зонального вкрапленника диопсида HREE, а также Ba, Th, Rb, Nb при высоких $(La/Yb)_n$, $(Ce/Yb)_n$ и $(Dy/Yb)_n$ отношениях в зонах Di I и Di II (6.04 и 8.43; 7.21 и 10.01; 1.40 и 2.53 соответственно) свидетельствует о том, что родоначальные магмы Na- и K-базитовых расплавов образовались в условиях гранатовой фации глубинности [Rivalenti et al., 1996].

Вероятное участие в формировании Томторского массива нескольких исходных магм предполагали и другие исследователи. Так, С.М. Кравченко с соавторами [1992], установив на массиве присутствие натриевых хибинитоподобных и калиевых рисчорритоподобных пород и определив спектр их REE, пришли к выводу, что в формировании Томторского массива участвовали две разноглубинные родоначальные магмы, дифференцирующиеся в пределах малых глубин.

А.Н. Зайцев и др. [1992] на основании данных геохронологии и изотопной геохимии пришли к выводу о том, что формирование пород карбонатит-вулканитовой толщи Томторского массива, к которой приурочены исследуемые лампрофиры, осуществлялось из нескольких источников при последующем смешении их производных. Это заключение базировалось на установлении увеличения изотопного

состава Sr от магматитов к карбонатитам и от ранних карбонатитов к поздним при понижении в том же направлении содержания Sr в породах и минералах, что не соответствует эволюционному преобразованию одной исходной магмы.

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ, проект №330-2016-0005 и при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00602П).

ЛИТЕРАТУРА

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М., Наука, 2009, 379 с.

Багдасаров Ю.А. Петрогеохимические критерии лампроитового семейства магматических пород и особенности формирования массива Томтор (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1178—1185.

Владыкин Н.В. Калиевые щелочные породы и лампроиты Томторского массива // Щелочной магматизм Земли. М., ГЕОХИ РАН, 2001, с. 17—18.

Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1038—1049.

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолук В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследований // ДАН, 2014, т. 454, № 2, с. 195—199.

Егоров Л.С., Сурина Л.С., Поршнев Г.Ю. Уджинский рудно-магматический комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., Наука, 1998, с. 138—154.

Жмур С.И., Кравченко С.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. О генезисе редкоземельно-ниобиевых руд Томтора (север Сибирской платформы) // Докл. АН СССР, 1994, т. 336, № 3, с. 372—375.

Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тянь О.А. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1992, 248 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Пер. с англ. С.В. Ефремовой. М., Недра, 1997, 248 с.

Коноплев А.Д., Толстов А.В., Васильев А.Т., Нечелюстов Г.Н., Кузьмин В.И., Складнева В.М., Дубинчук В.Т., Коноплева Е.В., Сидоренко Г.А. Особенности локализации редкометалльного оруденения на месторождении Томтор // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М., Наука, 1995, с. 223—241.

Кравченко С.М. Калиевые щелочно-ультраосновные порфириновые породы центральной части массива Томтор (Полярная Сибирь): карбонатизированные лампроиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 906—918.

Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Кубышев А.И., Толстов А.В. Скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевые руды — новый тип редкометалльного сырья // Геология рудных месторождений, 1990, т. 32, №1, с. 105—109.

Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис Томторского массива (север Сибирской платформы) // Докл. АН СССР, 1992, т. 322, №5, с. 966—972.

Кравченко С.М., Лапина М.И., Лапутина И.П., Хомяков А.П., Иванов В.А. Нефелиновые и нефелиносодержащие сиениты массива Томтор, север Сибирской платформы // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 224—240.

Кравченко С.М., Лапутина И.П., Катаева З.Т., Красильникова И.Г. Геохимия и генезис скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевых богатых руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геохимия, 1996, № 10, с. 938—956.

Кравченко С.М., Заманский Дж., Федоренко В.А. Геохимия карбонатитов массива Томтор (Полярная Сибирь) // Геохимия, 2003, № 6, с. 508—622.

Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Заводская лаборатория, 1974, т. 40, № 6, с. 657—661.

Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корях выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр, 1993, № 3, с. 7—11.

Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов. М., Наука, 1995, 239 с.
Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Часть 1. М., Наука, 1983, 360 с.

Милашев В.А., Крутойрский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы // Труды НИИГА. М., Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.

Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Толстов А.В. Лампрофиры Томторского массива — результат смешения калиевых и натриевых щелочно-базитовых магм // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 654—672.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Покровский Б.Г., Беляков А.Ю., Кравченко С.М., Грязнова Ю.А. Происхождение рудной толщи и карбонатитов массива Томтор по изотопным данным // Геохимия, 1990, № 6, с. 1320—1329.

Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатность массива Томтор (северо-запад Якутии) // Щелочной магматизм и апатитность севера Сибири. Л., Недра, 1980, с. 84—100.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.

Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (9), с. 91—100.

Толстов А.В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М., ИМГРЭ, 2006, 212 с.

Толстов А.В., Гунин А.П. Комплексная оценка Томторского месторождения // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2001, вып. 11, с. 144—160.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М., НИИ-Природа, 2003, 403 с.

Шихорина К.М. Высококалиевые породы Имара-Уджинского района (северо-восток Сибирской платформы) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 3, с. 58—64.

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Брахофельд Ф.Ф., Филиппов Н.Д. Состав и петрохимические особенности щелочно-ультраосновных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 81, с. 68—80.

Энтин А.Р., Еременко Г.К., Тянь О.А., Орлов А.Н. Франколит-гроутитовая ассоциация — новый минеральный тип руд в карбонатитовой формации // Докл. АН СССР, 1989, т. 307, № 1, с. 211—213.

Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.Н., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.П., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1990, (12), с. 42—50.

Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального месторождения редких элементов (север Сибирской платформы) // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 2, с. 83—110.

Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // Зап. ВМО, 1964, ч. 93, вып. 6, с. 682—693.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 197—214.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Miner., 1997, v. 35, p. 219—246.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Canad. Miner., 1989, v. 27, p. 143—156.

Panina L.I., Rokosova E.Yu., Isakova A.T., Tolstov A.V. New data about the genesis of potassic lamprophyre of the Tomtor massif based on melt inclusions // Alkaline magmatism of the Earth and related strategic metal deposits, M., GEOKhI RAS, 2015, p. 84—85.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Mueller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // Canad. Miner., 1998, v. 36, p. 905—912.

Rivalenti G., Vannucci R., Rampone E., Mazzucchelli M., Piccardo G.B., Piccirilli E.M., Bottazzi P., Ottolini L. Peridotite clinopyroxene chemistry reflects mantle processes rather than continental versus oceanic setting // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v. 139, p. 423—437.