

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 549.517.1: 553.86

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САПФИРА И ЦИРКОНА В ОБЛАСТЯХ ЩЕЛОЧНО-
БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА

А.Э. Изох, С.З. Смирнов, В.В. Егорова, Чанг Туан Ань*,
С.В. Ковязин, Нго Тхи Фьонг*, В.В. Калинина

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

** Geological Institute of the Vietnamese Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam*

Исследование особенностей геохимического состава мегакристаллов клинопироксена и граната из россыпного месторождения сапфиров Дак Нонг и модельные расчеты показали, что они образовались в результате кристаллизации щелочных базальтов в глубинной промежуточной камере (давление 14—15 кбар), что близко к границе МОХО (50 км) для этой части Юго-Восточной Азии. Эти камеры являлись источником тепла и углекислотных флюидов для генерации коровых сиенитовых расплавов, из которых кристаллизовались сапфиры и цирконы. При этом условия образования сапфира и циркона существенно различаются. Наличие включений жадеита в россыпных цирконах указывает на высокие давления при его кристаллизации, что дополнительно подтверждается повсеместной разгерметизацией богатых углекислотой расплавных включений. Сапфиры же кристаллизовались из более железистого сиенитового расплава в более высоких горизонтах земной коры при участии углекислотного и карбонатно-водно-углекислотного флюидов. Последующие извержения щелочных базальтов играли роль транспортера, выносящего мегакристаллы граната и пироксена, а также ксенокристаллы сапфира и циркона на поверхность.

Показано, что для образования сапфиров необходимыми условиями являются наличие многоэтапного базальтового вулканизма с глубинными промежуточными камерами в областях с мощной континентальной корой, а поисковым критерием является широкое развитие мегакристовой ассоциации (клинопироксен, гранат, санидин и ильменит) и присутствие в россыпях мегакристаллов цирконов.

Базальтовый вулканизм, континентальная земная кора, сапфир, циркон, Вьетнам

THE CONDITIONS OF FORMATION OF SAPPHIRE AND ZIRCON IN THE AREAS
OF ALKALI-BASALTOID VOLCANISM IN CENTRAL VIETNAM

A.E. Izokh, S.Z. Smirnov, V.V. Egorova, Tran Tuan Anh,
S.V. Kovyazin, Ngo Thi Phuong, and V.V. Kalinina

Study of the chemical composition of clinopyroxene and garnet megacrysts from the Dak Nong sapphire deposit and model calculations have shown that megacrysts originated from the crystallization of alkali basaltoid magma in a deep-seated intermediate chamber at 14–15 kbar, which is close to the Moho depth (50 km) in this part of southeastern Asia. The chamber was a source of heat and CO₂ fluids for the generation of crustal syenitic melts producing sapphires and zircons. The formation conditions of sapphires and zircons are significantly different. The presence of jadeite inclusions in placer zircons points to high pressures during their crystallization, which is confirmed by the ubiquitous decrepitation of CO₂-rich melt inclusions. Sapphires crystallized from iron-rich syenitic melt in the shallower Earth's crust horizons with the participation of CO₂ and carbonate-H₂O-CO₂ fluids. The subsequent eruptions of alkali basalts favored the transportation of garnet and pyroxene megacrysts as well as sapphire and zircon xenocrysts to the surface. It is shown that sapphire deposits can be produced only during multistage basaltic volcanism with deep-seated intermediate chambers in the regions with thick continental crust. The widespread megacryst mineral assemblage (clinopyroxene, garnet, sanidine, ilmenite) and the presence of placer zircon megacrysts can be used as indicators for sapphire prospecting.

Basaltic volcanism, continental Earth's crust, sapphire, zircon, Vietnam

ВВЕДЕНИЕ

Россыпные месторождения ювелирного сапфира и циркона широко распространены в Юго-Восточной Азии, Австралии и Приморье, где они связаны с многоэтапными проявлениями кайнозойского базальтового магматизма. Выделяется Западно-Тихоокеанский пояс таких месторождений [Sutherland et al., 2004; Высоцкий, Баркар, 2006]. Мегакристы циркона и корунда установлены в Центральной и Юго-Восточной Монголии в связи с кайнозойскими базальтами [Агафонов и др., 2006]. В Центральном Вьетнаме россыпные месторождения сапфиров эксплуатируются в провинциях Гиа Лай (Плейку), Дак Лак (Дак Нонг), Бинь Фуок, Бинь Туан (Хонг Лиём), Лам Донг и др. (рис. 1). В провинции Донг Най (Заа Киём) разрабатываются россыпи циркона и граната. В этом же ареале отмечаются непромышленные проявления сапфира. В россыпях, приуроченных к вулканическим центрам, циркон доминирует над сапфиром, тогда как в удаленных россыпях преобладает корунд. Щелочные базальты в этих районах выносят мегакристаллы клинопироксена, санидина, граната и титаномагнетита, что указывает на наличие очагов глубинной кристаллизации магм. В районе дер. Заа Киём провинции Донг Най в шлаковых конусах щелочных базальтов обнаружены мегакристаллы клинопироксена, граната, санидина и титаномагнетита, а также крупные кристаллы циркона (до 3 см). Россыпные проявления циркона и единичные зерна сапфира были обнаружены авторами в районе провинциального центра Плейку. В россыпи, приуроченной к шлаковому конусу вулкана Нуй Боонг, сапфир и циркон ассоциируют с мегакристаллами клинопироксена, санидина и ильменита.

Приуроченность сапфиров и цирконов исключительно к щелочным базальтам и их ассоциация в породах с минералами глубинных парагенезисов предполагают, что сами по себе эти минералы являются индикаторами процессов петрогенезиса, протекающих в глубинных зонах земной коры или верхней мантии. Таким образом, комплексное минералогическое и термобарометрическое исследование сапфиров,

цирконов и минералов мегакристовой ассоциации, приуроченных к одному и тому же вулканическому центру, дает возможность реконструировать условия, при которых протекали эти процессы.

В данной работе представлены результаты исследований сапфиров, цирконов и мегакристаллов клинопироксена и граната из россыпного месторождения Дак Нонг (провинция Дак Лак). Месторождение приурочено к элювиальным латеритам, развивающимся по покровам щелочных базальтов вулканического центра Дак Нонг [Garnier et al., 2005]. В шлихах из этой россыпи помимо сапфиров синего, зеленого и желтого цветов присутствуют оплавленные кристаллы циркона (до 0.5 см). Среди минералов, характерных для мегакристовой ассоциации щелочных базальтоидов, обнаружены клинопироксен, гранат, санидин и ильменит. Кроме минералов мегакристовой ассоциации в россыпи широко представлены гранат, оливин, клино- и ортопироксены и шпинель из ксенолитов лерцолитов. В единичных зернах обнаружены турмалины шерлдравитового и увит-шерлдравитового ряда и необычный Y-содержащий гранат. Главной

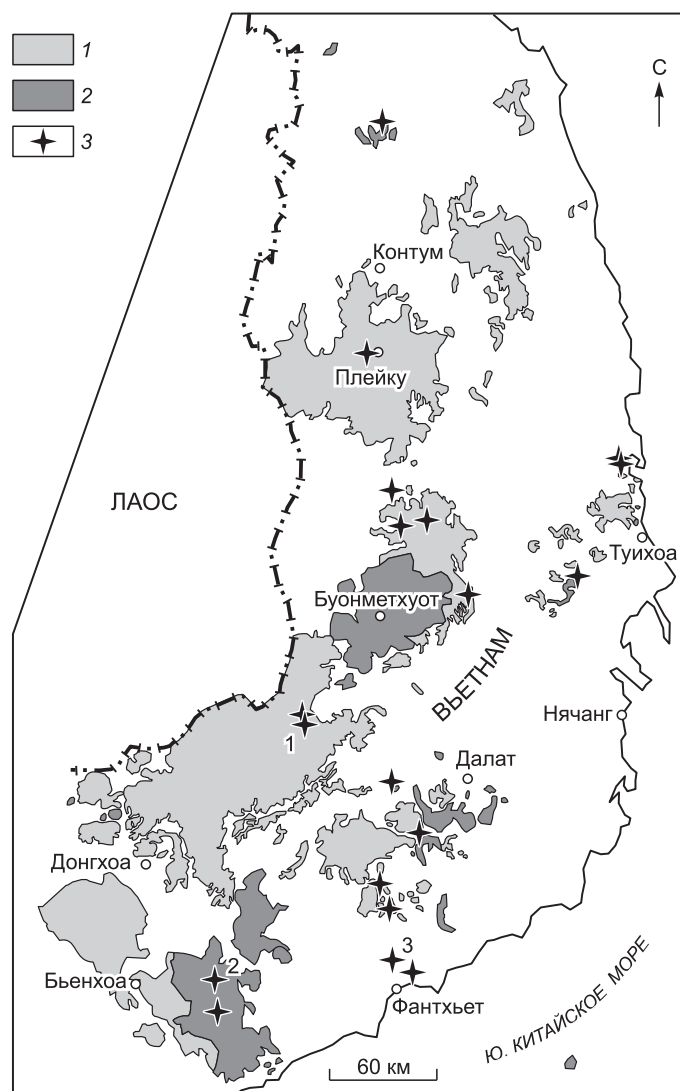


Рис. 1. Распределение неогеновых (1) и четвертичных (2) базальтов и россыпных месторождений сапфира (3) в Центральном Вьетнаме.

Цифрами указаны россыпные проявления сапфира и циркона: 1 — Дак Нонг; 2 — Заа Киём; 3 — Хонг Лиём.

целью исследования являлось выяснение условий образования мегакристаллов граната и клинопироксена, сапфира и циркона и построение модели, позволяющей увязать процессы мантийного базальтоидного магматизма с образованием цирконовых и сапфириносных парагенезисов.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Неоген-четвертичный внутриплитный базальтоидный магматизм охватывает огромные территории на востоке и юго-востоке Азии — от Северной Монголии и Тувы до Южного Вьетнама. На всей этой территории базальты слагают обширные поля, среди которых встречаются вулканические аппараты различной степени сохранности. В Центральном и Южном Вьетнаме базальтовые плато часто превышают 100 км в диаметре при мощности до нескольких сотен метров, причем общая площадь покровов превышает 23 тыс. км² [Hoang, Flower, 1998] (см. рис. 1). Большую часть объема базальтовых потоков занимают толеитовые базальты, щелочные породы развиты в подчиненном количестве. Выделяются два эпизода вулканической активности. В первый обычно изливаются кварцевые и оливиновые толеиты с подчиненным количеством щелочных базальтов, второй эпизод характеризуется излиянием оливиновых толеитов, щелочных базальтов, базанитов и реже нефелинитов [Hoang, Flower, 1998]. Именно со вторым эпизодом связан вынос мегакристаллов пироксенов, граната, амфиболов, K-Na полевых шпатов, флогопита, а также гранатовых и шпинелевых лерцолитов, вебстеритов и пироксенитов. С этими же ареалами связаны и россыпные месторождения сапфира и циркона.

В большинстве моделей образование сапфира и циркона связывается с кристаллизацией щелочно-базальтовой магмы в глубинных промежуточных камерах. Выделяются несколько групп моделей генезиса сапфира и циркона [Высоцкий, Баркар, 2006]. Некоторые исследователи образование этих минералов связывают с процессами фракционной кристаллизации щелочных базальтов в глубинных камерах [Киевченко и др., 1982; Irving, 1986; Hong-Sen et al., 2002]. При этом предполагается, что расплав с высокой степенью дифференциации, из которого кристаллизовался сапфир, отвечал по составу фонолиту (нефелиновому сиениту) или трахиту (сиениту). В этом случае корунды также следует рассматривать в качестве фенокристаллов, даже несмотря на признаки их корродированности или образования шпинелевых и титаномагнетитовых кайм [Chen et al., 2006].

Другие исследователи предполагают ксеногенную природу сапфира и циркона. При этом считается, что щелочные базальты только выносят ксенокристаллы этих минералов, которые формировались из различных коровых или мантийных источников. На основании исследования минеральных включений в корундах и цирконах предполагается, что эти минералы кристаллизовались из щелочно-салических или салических расплавов в нижних или средних частях земной коры [Aspen et al., 1990; Guo et al., 1996a; Высоцкий и др., 2002; Smirnov et al., 2006]. В ряде случаев обосновывается метаморфическое или метасоматическое происхождение сапфиров [Sutherland, Schwarz, 2001; Sutherland et al., 2002; Graham et al., 2004]. Другие авторы допускают, что корунды возникают за счет контаминации базальтовой магмой глиноземистых (включая бокситы) или карбонатных пород [Levinson, Cook, 1994].

Важно подчеркнуть, что обнаружено несколько ксенолитов корундосодержащих пород, вынесенных щелочными базальтами. Находка корунд-анортотлазовой породы отмечена в Австралии [Stephenson, 1976]. Ксенолит щелочно-полевошпатовой породы с корундом, цирконом, магнетитом, ильменорутилом и иттриевыми титан-ниобатами, биотитом и апатитом описан в щелочных базальтах Шотландии [Upton et al., 1983; Aspen et al., 1990]. Аналогичные ксенолиты известны в Китае. Во всех этих случаях корунд находится в парагенезисе, характерном для сиенитов.

Таким образом, из приведенного обзора становится ясным, что происхождение сапфира и циркона тем или иным образом связано с щелочно-базальтоидным магматизмом, однако комплексных исследований минералов, характеризующих развитие очагов базальтовых магм, сапфириновых и цирконовых парагенезисов, приуроченных к одному вулканическому источнику, еще очень мало, а сами результаты противоречивы. Для достижения поставленной цели наиболее удачной выглядит россыпь Дак Нонг в провинции Дак Лак (Центр. Вьетнам). Элювиальный характер россыпи и совместное нахождение в ней минералов мегакристовой ассоциации (гранат, клинопироксен, K-Na-полевой шпат), сапфира и циркона позволяют восстановить не только историю и глубину их становления, но и степень влияния базальтовых расплавов на формирование коровых парагенезисов, содержащих сапфир и циркон.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение состава минеральных фаз и стекол расплавных включений проводилось с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax Micro в Аналитическом центре ИГМ СО РАН при ускоряющем напряжении 20 кВ. Для анализа минеральных фаз использовался ток зонда 50 нА, для анализа

включений — 20—30 нА. Калибровка осуществлялась по природным минералам и искусственным соединениям, составы которых охарактеризованы разными методами.

Для определения редкоэлементного состава мегакристов клинопироксенов, сапфира и включений циркона в сапфире проводился анализ методом масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в аналитическом центре ИГМ СО РАН. Съемка каждого зерна сопровождалась контрольным измерением стандартов стекол (NIST 612, 614). Погрешность анализа по величине стандартного отклонения не превышала 25 % для содержаний менее 1 г/т и 10 % для содержаний более 1 г/т. Редкоэлементный состав цирконов россыпи определялся методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионный зонд). Анализы выполнены с использованием ионного микроскопа CAMECA IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль). Для получения вторичных ионов был использован первичный пучок ионов O_2^- с энергией ~14.5 кэВ. Область сбора вторичных ионов ограничивалась полем зрения 25 мкм в диаметре. Для подавления интерферирующих молекулярных и кластерных ионов и уменьшения матричных эффектов использовался прием энергетической фильтрации. Абсолютные концентрации каждого элемента вычислялись из измеренных интенсивностей положительных одноатомных вторичных ионов элементов, нормированных на интенсивность вторичных ионов кремния $^{30}Si^+$. Значения концентрации SiO_2 в каждой точке определялись независимо методом электронно-микронного анализа. Для устранения вклада интерферирующих молекулярных ионов в интенсивность аналитического сигнала для $^{153}Eu^+$, $^{174}Yb^+$ использовалась процедура вычитания. Точность определения концентраций микропримесей использованным методом характеризуется величиной 5—10 отн.% для концентраций >1 г/т и 15—20 отн.% в диапазоне концентраций 1—0.1 г/т.

Для идентификации минеральных включений и дочерних фаз флюидных и расплавных включений дополнительно привлекался метод КР (рамановской) спектроскопии. КР спектры регистрировались на многоканальном спектрометре X-Y Dilor OMARS с охлаждаемым CCD детектором. В качестве возбуждающей была использована линия 514 нм газового Ar лазера.

Микротермометрические измерения расплавных включений проводились с использованием термокамеры конструкции Соболева — Слуцкого в диапазоне температур от 500 до 1300° С.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Клинопироксены мегакристовой ассоциации россыпи Дак Нонг по своему составу отвечают высокоглиноземистым авгитам ($En_{42-54}, Fs_{12-20}, Wo_{34-44}$), магнезиальность которых варьирует от 74 до 81 ат.%. Содержания Al_2O_3 составляют 7.7—8.6 мас.%, TiO_2 (0.7—1.54 мас.%) и Na_2O (1.42—1.76 мас.%) и возрастают по мере уменьшения магнезиальности (табл. 1, рис. 2).

Содержание хрома во всех клинопироксенах в основном ниже предела обнаружения. От моноклиновых пироксенов из ксенолитов лерцолитов и вебстеритов ($Mg\#$ — 90—92), вынесенных теми же базальтами, они отличаются меньшей магнезиальностью, большими содержаниями титана и меньшими хрома. Содержание РЗЭ в клинопироксенах составляет 2—6 хондритовых единиц (рис. 3). Спектры распределений РЗЭ, нормированные на хондрит, отражают обогащение клинопироксенов MREE ($(Ce/Sm)_n = 0.68—0.81$) и имеют отрицательный наклон в области тяжелых лантаноидов ($(Sm/Yb)_n = 2—2.6$) без европиевой аномалии.

Гранаты мегакристовой ассоциации по составу отвечают пироп-альмандину ($Prp_{59-66}, Alm_{20-27}, Grs_{13-15}$) с магнезиальностью, варьирующей от 69 до 76 ат.%. (см. табл. 1, рис. 4). От гранатов из ксенолитов лерцолитов мегакристы отличаются полным отсутствием Cr_2O_3 , тогда как в гранатах из лерцолитов содержание его может достигать 0.25 мас.%, и повышенным содержанием титана (TiO_2 —0.48—0.69 мас.%). Как и в клинопироксенах, в мегакристах граната обнаруживается тесная взаимосвязь между составами пироба и вмещающими их базальтами. Гранаты Вьетнама более магнезиальны ($Mg\#$ — 69—76) по сравнению с гранатами Монголии ($Mg\#$ — 61—63).

Общее содержание лантаноидов в гранатах составляет 0.1—40 хондритовых единиц. Для них характерно резко дифференцированное распределение редкоземельных элементов. Они характеризуются обеднением легкими лантаноидами и резким обогащением HREE ($(Nd/Yb)_n = 0.04—0.07$) (рис. 5). На мультиэлементных спектрах гранатов выделяются минимумы по Sr и Ba. Содержание тяжелых лантаноидов достигает 40 хондритовых единиц.

Цирконо- и сапфиросные ассоциации. Сапфиры представляют собой кристаллы и обломки кристаллов со средней и слабой степенью окатанности. В большинстве своем они имеют темно-синюю и сине-зеленую окраску. Изредка в этой же россыпи встречаются сапфиры розового цвета. Окраска сапфиров имеет зонально-секториальный характер (рис. 6). Большинство кристаллов содержит слабо окрашенное или бесцветное ядро и густо окрашенную внешнюю зону. Сапфиры россыпи Дак Нонг характе-

Таблица 1. **Содержания главных (мас.%) и рассеянных (г/т) элементов в мегакристаллах клинопироксена и граната из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Ц. Вьетнам**

Компонент	Клинопироксен				Гранат				
	288/3	288/4	288/5	288/9	286/3	286/4	287/1	287/3	287/5
SiO ₂	49.80	50.10	49.90	50.64	40.34	40.75	41.17	40.96	39.82
TiO ₂	0.99	0.80	0.80	0.70	0.52	0.44	0.42	0.46	0.60
Al ₂ O ₃	8.24	8.12	8.13	7.27	22.67	22.87	23.12	22.97	22.21
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.05	0.17	11.77	10.88	9.87	10.70	14.15
FeO	7.27	6.96	6.77	6.58	0.04	0.06	0.14	0.08	0.02
MnO	0.18	0.18	0.15	0.16	0.41	0.34	0.30	0.33	0.42
MgO	15.50	16.12	16.44	17.13	18.08	18.99	19.77	19.01	16.21
CaO	16.45	15.88	15.66	15.58	5.48	5.22	5.14	5.15	5.60
Na ₂ O	1.46	1.38	1.39	1.18	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Сумма	100.0	99.6	99.3	99.4	99.3	99.6	100.0	99.7	99.1
Ba	0.12	0.14	0.12	0.12	0.07	0.21	0.09	0.54	0.06
Th	0.031	0.022	0.026	0.025	нпо	0.006	0.010	0.008	0.06
Nb	0.21	0.16	0.13	0.14	0.04	0.09	0.11	0.09	0.07
La	1.03	0.85	0.85	0.81	0.03	0.06	0.08	0.06	0.02
Ce	3.96	3.67	3.17	3.02	0.26	0.34	0.43	0.56	0.22
Pr	0.68	0.58	0.54	0.53	0.08	0.10	0.20	0.11	0.06
Sr	42	45	39	43	0.64	0.64	0.37	0.39	0.40
Nd	3.69	3.24	2.89	2.89	0.96	1.14	2.50	1.44	0.85
Zr	13	8.9	6.7	9.6	46	55	125	61	37
Hf	0.59	0.48	0.39	0.53	1.11	1.36	2.67	1.63	0.90
Sm	1.22	1.09	1.12	1.03	1.06	1.17	3.03	1.24	0.88
Eu	0.49	0.47	0.38	0.43	0.62	0.77	1.30	0.87	0.54
Gd	1.34	1.24	1.14	1.26	3.35	3.73	6.15	4.21	2.51
Tb	0.21	0.19	0.17	0.2	0.79	0.92	1.63	1.05	0.69
Dy	1.38	1.2	1.04	1.3	7.25	7.88	13.70	10.76	6.22
Ho	0.26	0.24	0.2	0.26	1.86	2.01	3.31	2.47	1.69
Y	6.3	5.4	5.1	5.9	50	53	87	72	48
Er	0.62	0.56	0.55	0.69	6.1	6.2	11.7	9.6	5.9
Yb	0.62	0.52	0.45	0.53	6.9	6.1	12.4	13.6	8.0
Lu	0.072	0.054	0.064	0.07	1.04	0.86	1.70	1.79	1.32
Prp	—	—	—	—	63.2	65.8	68.2	66.2	57.5
Alm	—	—	—	—	23.1	21.2	19.1	20.9	28.2
Grs	—	—	—	—	13.8	13.0	12.7	12.9	14.3
En	49.4	51.3	52.2	53.5	—	—	—	—	—
Fs	13.0	12.4	12.1	11.5	—	—	—	—	—
Wo	37.7	36.3	35.7	35.0	—	—	—	—	—
Mg#	79.2	80.5	81.2	82.3	73.2	75.7	78.1	76.0	67.1
P, кбар	13.9	14.5	14.7	14.2	—	—	—	—	—

Примечание. Главные элементы — данные электронно-микронного анализа, рассеянные — данные ICP-MS анализа. Mg# — магнезиальность минерала Mg-100/(Mg + Fe) ат.%, Нпо — ниже предела обнаружения.

ризуются пониженным содержанием Ga по сравнению с сапфирами из других базальтовых россыпей и отсутствием в своем составе Cr (табл. 2).

Цирконы являются единственным минералом месторождения Дак Нонг, который встречен как непосредственно в россыпи, так и в виде включений в сапфире, что позволяет предположить их генетическую связь. Методом катодоллюминесценции установлено, что все цирконы обладают осцилляторной полигональной зональностью (рис. 7, а). Для некоторых характерно наложение на полигональную зональность криволинейного рисунка, который именуют конволютной зональностью (см. рис. 7, б).

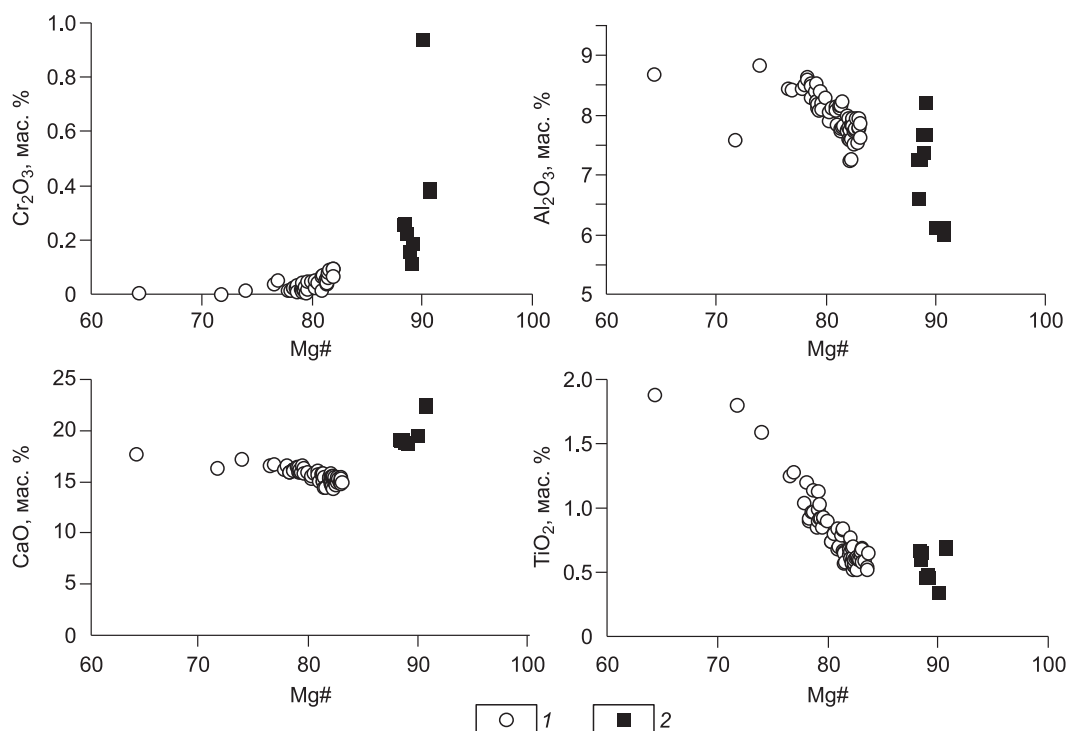


Рис. 2. Вариации составов мегакристаллов клинопироксена из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Вьетнам.

1 — мегакристаллы клинопироксена, 2 — клинопироксены из ксенолитов лерцолитов.

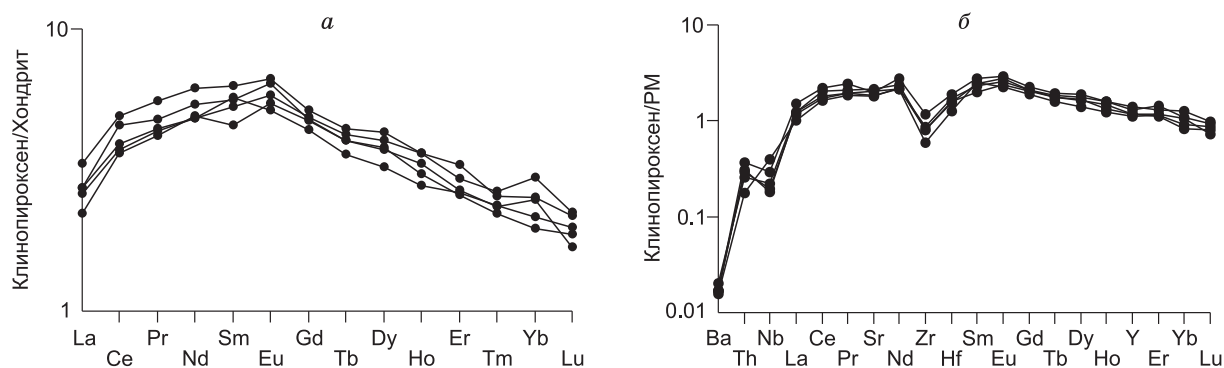


Рис. 3. Диаграммы распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в клинопироксенах мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Вьетнам.

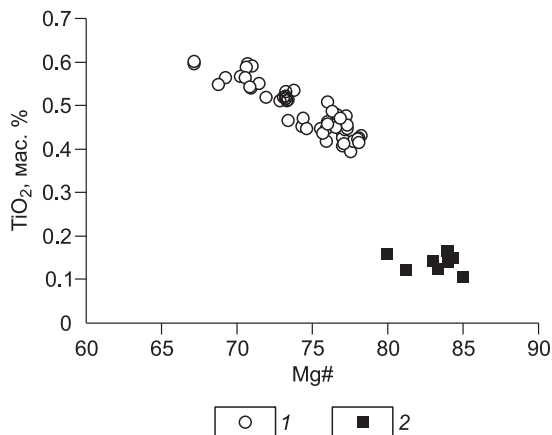
Россыпные цирконы в большинстве случаев содержат 0.6—1.3 мас.% HfO₂ и крайне незначительные количества U и Th. Отношение Th/U по изученным кристаллам составило 0.3—1.6 (табл. 3), что соответствует диапазону колебаний Th/U отношений в цирконах магматического генезиса [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Распределение РЗЭ в цирконах месторождения Дак Нонг характеризуется отчетливым преобладанием HREE над LREE и осложнено Ce-максимумом и Eu-минимумом (см. табл. 3, рис. 8, а). Суммарное содержание РЗЭ колеблется от 957 до 5509 хондритовых единиц. Для россыпных цирконов характерны большие вариации глубины Eu-минимума (Eu/Eu* = 0.05—0.66). Для большинства россыпных цирконов соотношение Eu/Eu* составило 0.5—0.6. Содержания и распределения РЗЭ в ядерных и периферийных частях кристаллов практически не отличаются, но в среднем ядерные части кристаллов содержат несколько более высокие концентрации РЗЭ, чем периферийные, что хорошо заметно на рис. 8, а.

Включения минеральных фаз и минералообразующих сред в сапфире и цирконе. Сапфиры и цирконы содержат включения сингенетичных им минералов (рис. 9) и минералообразующих сред: рас-

Рис. 4. Вариации составов мегакристаллов граната из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Вьетнам.

1 — мегакристаллы граната, 2 — гранаты из ксенолитов лерцолитов.



плавов и флюидов (рис. 10). Кроме этого, сапфиры содержат кристаллические включения, образовавшиеся при распаде корундового твердого раствора (топотаксические включения).

Минеральные включения. Топотаксические включения в сапфире представлены пластинчатыми кристаллами гематита, псевдобрукита и хегбомитоподобного минерала (см. рис. 9, а, табл. 4), закономерно ориентированными по отношению к корунду. Характерной особенностью включений гематита является высокое содержание в них Al_2O_3 и TiO_2 . В зонах с обильными включениями содержание Al_2O_3 в гематите достигает 17—18 мол.%, в то время как в корунде содержание Fe_2O_3 достигает порядка 3 мол.% (см. табл. 2 и 4).

Включения сингенетичных минералов в сапфире представлены кристаллами циркона (см. рис. 9, б, в), плагиоклаза и ферроколумбита. Плагиоклаз, захваченный в процессе роста сапфиром, относится к олигоклазам (An_{12}). Для ферроколумбита характерно пониженное содержание MnO (около 3.6 мас.%) и повышенное содержание ZrO_2 (около 0.8 мас.%) (см. табл. 4).

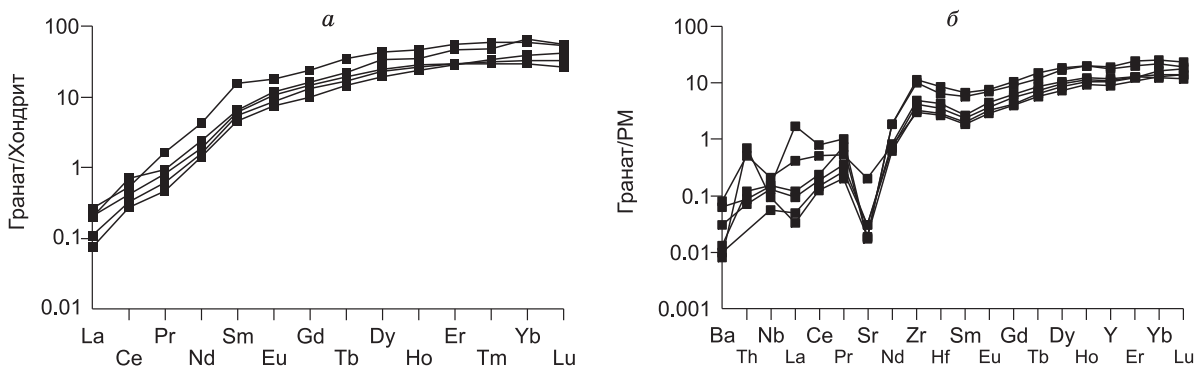


Рис. 5. Диаграммы распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в гранатах мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Вьетнам.

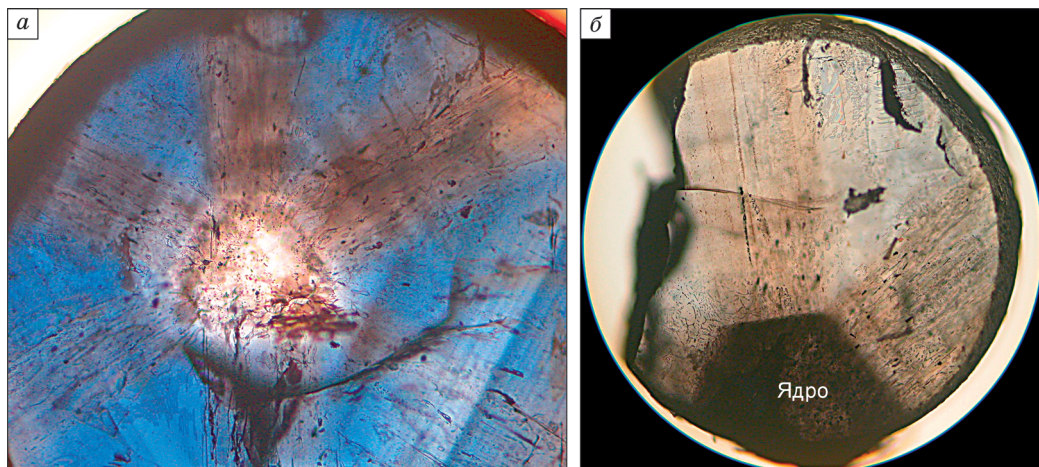


Рис. 6. Особенности внутреннего строения сапфиров из месторождения Дак Нонг:

а — неравномерное распределение окраски в темно-синем сапфире (ядро бесцветное); б — секториальное распределение окраски и включений (последние концентрируются в ядре кристалла и формируют рисунок шестилучевой звезды).

Таблица 2.

Составы сапфиров из россыпи Дак Нонг

Компонент	Темно-синие		Светло-синие		Зеленовато-синие	
	\bar{X} (13)	SD	\bar{X} (9)	SD	\bar{X} (6)	SD
TiO ₂	0.094	0.11	0.073	0.09	0.070	0.04
Al ₂ O ₃	98.69	0.59	99.51	0.42	99.44	0.80
Cr ₂ O ₃	0.004	0.00	0.008	0.00	0.003	0.00
FeO	1.23	0.32	1.08	0.40	1.66	0.50
Сумма	100.03		100.67		101.17	—

Примечание. \bar{X} — среднее содержание элемента (в скобках — количество зерен), SD — стандартное отклонение. FeO — все железо пересчитано на Fe²⁺. Содержание Ga, измеренное методом LA-ICP-MS для разных цветовых разновидностей, составляет 33—43 г/т.

Циркон в сапфире представлен хорошо образованными призматическими кристаллами (см. рис. 9, в, з). Состав включений циркона характеризуется более высокими, по сравнению с россыпными цирконами, концентрациями Hf (около 2.5 мас.% HfO₂), Th и U (см. табл. 3, ан. 13—15). Th/U отношение в цирконах-включениях составило 0.8—2.3, что выше, чем у россыпных цирконов, но также соответствует диапазону колебаний величины Th/U отношений в магматических цирконах [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Суммарное содержание РЗЭ во включениях составило 1230—3487 хондритовых единиц, что соответствует диапазону концентраций для россыпного циркона. По характеру распределения РЗЭ цирконы включений аналогичны россыпным цирконам (см. рис. 8, а), но для них характерен меньший диапазон вариаций Eu-минимума (Eu/Eu* = 0.31—0.46). Концентрации РЗЭ, определенные для включений цирконов в сапфирах россыпи Дак Нонг, соответствуют наиболее низким содержаниям, установленным для включений циркона в сапфирах других месторождений Юго-Восточной Азии (см. рис. 8, б).

Сингенетичные минералы в россыпном цирконе представлены редкими включениями бадделита и турмалина, вероятно, фойтитового состава. В одном из кристаллов методом электронно-микроскопического анализа было определено включение кристалла жадеита ((Na_{0.91}K_{0.04})_{0.95}(Al₁Fe_{0.05})_{1.05}[(Si_{1.91}Al_{0.1})_{2.01}O₆]. Это является важным отличием россыпного циркона от сапфира, который содержит включения кислого плагиоклаза, и указывает на более высокие давления кристаллизации цирконов.

Включения минералообразующих сред в сапфире. Флюидные и расплавные включения в кристаллах сапфира и циркона из россыпи Дак Нонг представлены на рис. 10. Кристаллы сапфира содержат крайне редкие первичные расплавные включения (см. рис. 10, а). Подавляющее большинство включений расплава относится к вторичным и локализовано вдоль залеченных трещин (рис. 10, б). Силикатная составляющая расплавных включений представлена либо стеклом, либо раскристаллизованным агрегатом.

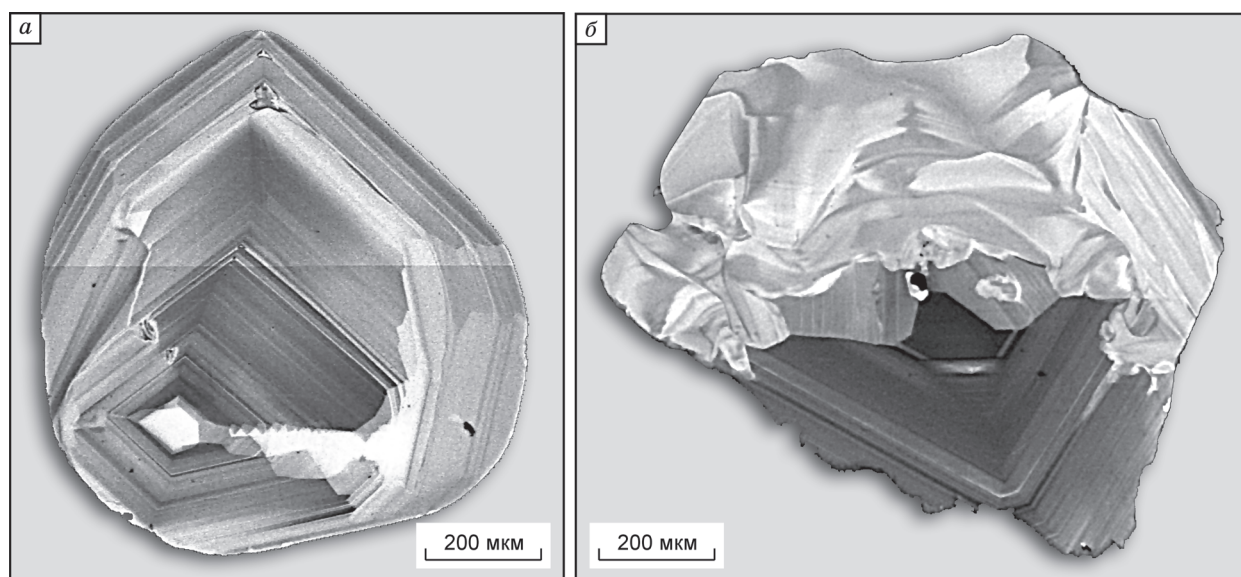


Рис. 7. Ростова (а) и конволютная (б) зональности россыпного циркона, выявленная методом катодолуминесценции.

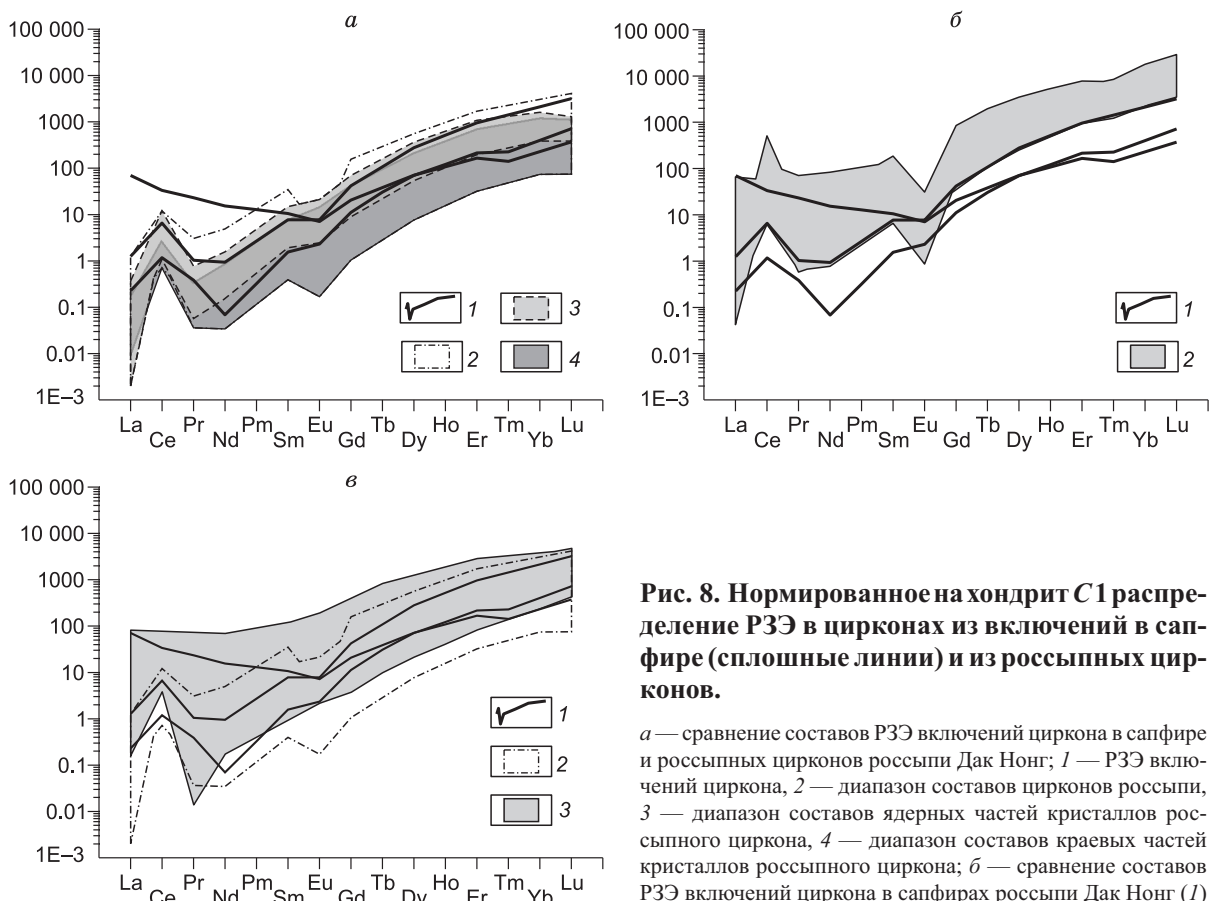


Рис. 8. Нормированное на хондрит *C1* распределение РЗЭ в цирконе из включений в сапфире (сплошные линии) и из россыпных цирконов.

a — сравнение составов РЗЭ включений циркона в сапфире и россыпных цирконов россыпи Дак Нонг; 1 — РЗЭ включений циркона, 2 — диапазон составов цирконов россыпи, 3 — диапазон составов ядерных частей кристаллов россыпного циркона, 4 — диапазон составов краевых частей кристаллов россыпного циркона; *b* — сравнение составов РЗЭ включений циркона в сапфирах россыпи Дак Нонг (1) с включениями циркона в сапфирах Таиланда, Лаоса и Китая

(2), по [Guo et al., 1996b; Sutherland et al., 1998]; *v* — сравнение составов РЗЭ включений циркона в сапфирах (1) и россыпных цирконов месторождения Дак Нонг (2) с составом цирконов из корундосодержащих сиенитов (3), по данным [Hinton, Upton, 1991]. Состав хондрита [Sun, McDonough, 1989].

Иногда присутствуют кристаллы оксида Fe (магнетит?). Как для первичных, так и для вторичных расплавленных включений в сапфирах установлены широкие вариации объемной доли флюидного обособления (см. рис. 10, *a, б*). Это предполагает гетерогенный захват сосуществующих флюидной и силикатной фаз.

Флюидные включения, сопутствующие вторичным расплавленным включениям в сапфире (см. рис. 10, *б*), имеют, как правило, углекислотный состав. В одном из кристаллов сапфира были обнаружены первичные флюидные включения, содержащие водный раствор и пузырек, состоящий из жидкой и газообразной CO_2 (см. рис. 10, *в, з*). В одном из этих включений виден агрегат кристаллических фаз. Методом КР-спектроскопии установлено, что среди этих фаз присутствуют карбонаты (слабая, но отчетливая линия с числом 1086 см^{-1}). Аналогичные фазы отсутствуют в виде самостоятельных кристаллических включений в изученных сапфирах, что позволяет рассматривать их как дочерние фазы.

Большая часть первичных расплавленных включений в цирконе содержит стекло и флюидное обособление (см. рис. 10, *д—з*). В подчиненном количестве присутствуют частично раскристаллизованные включения, которые содержат кристаллы силикатных фаз, по составу отвечающие амфиболу, альбиту и калиевому полевому шпату. Многие включения содержат достаточно крупные кристаллы сложного оксида Fe и Cu (купрошпинель?). Флюидные обособления в стекловатых включениях представляют собой либо гетерогенные (газ + жидкость), либо гомогенные (жидкость) пузырьки. Данные КР-спектроскопии этих обособлений показывают, что они состоят из углекислоты с небольшой примесью азота. Главным отличием включений минералообразующих сред в цирконе от сапфира является отсутствие в цирконе флюидных включений, сингенетичных с расплавленными. Однако подавляющее большинство расплавленных включений окружено роем более мелких включений, приуроченных к радиально расходящимся трещинам (см. рис. 10, *ж, з*). Такое взаимоотношение предполагает, что включения в цирконе были разгерметизированы, вероятно, при транспортировке кристаллов к поверхности.

Термометрия расплавленных включений. Раскристаллизованный агрегат включений в сапфирах начинает плавиться при $685 \text{ }^\circ\text{C}$, а последний кристалл растворяется в расплаве при $740\text{—}780 \text{ }^\circ\text{C}$. Стекло

Таблица 3. Составы россыпных цирконов и включений циркона в сапфирах россыпи Дак Нонг

Компонент	DLS195-6-12		DLS195-6-13		DLS195-6-25		DLS195-6-26		DLS195-6-31		DLS195-6-32		DLS192		DN01		DN01	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	14	15	
SiO ₂	32.17	32.12	32.00	32.10	32.21	32.30	32.20	32.09	32.19	32.00	32.05	32.23	31.93	32.27	32.34			
	0.93	1.85	0.83	0.78	0.99	0.90	0.85	0.83	1.35	0.89	0.84	0.80	2.60	2.58	2.44			
	67.33	66.82	67.41	67.23	67.46	67.50	67.28	67.30	66.83	67.29	66.78	67.24	65.63	64.39	63.96			
	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	0.25	0.69	0.76			
	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.06	0.30	0.93			
УO ₂	100.43	100.79	100.24	100.11	100.66	100.70	100.33	100.22	100.37	100.18	99.67	100.27	100.23	100.24	100.43			
Сумма																		
Ионно-зондовый анализ (г/г)																		
Y	28.28	1109.00	289.24	200.51	670.40	181.61	90.02	355.83	74.89	249.47	278.51	490.06	880.81	181.12	182.93			
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	107.03	36.57	—			
Nb	24.00	80.71	15.53	11.68	14.79	8.92	9.94	10.60	8.28	6.58	5.17	6.54	337.57	37.31	—			
Ba	1.21	1.29	1.36	1.03	1.24	1.29	0.78	0.40	0.90	0.12	0.20	0.25	—	—	—			
Hf	5122.90	10282.92	4601.23	4560.15	5474.29	4748.73	5665.54	4650.44	7478.87	6379.02	5580.73	5273.51	—	—	—			
La	0.02	0.09	0.02	Нпо	0.00	0.01	0.04	Нпо	0.03	0.00	Нпо	Нпо	0.30	0.05	16.84			
Ce	0.45	7.39	0.96	0.79	1.65	0.66	0.50	1.17	0.43	0.87	0.65	1.54	4.10	0.74	20.69			
Pr	0.01	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	—	0.04	2.22			
Nd	0.02	0.73	0.12	0.09	0.40	0.07	0.06	0.17	0.03	0.18	0.07	0.15	0.45	0.03	7.32			
Sm	0.06	2.27	0.46	0.35	1.18	0.29	0.18	0.57	0.10	0.49	0.38	0.68	1.20	0.24	1.65			
Eu	0.01	1.23	0.27	0.18	0.84	0.14	0.07	0.37	0.05	0.35	0.24	0.48	0.46	0.14	0.42			
Gd	0.21	14.35	3.09	2.18	8.39	1.84	0.95	4.00	0.57	3.48	2.75	5.29	8.75	2.32	4.30			
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.16	1.45			
Dy	1.93	93.12	22.05	14.30	53.53	13.71	6.77	28.03	4.98	20.69	20.28	35.41	71.98	18.02	18.24			
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.84	6.07			
Er	5.24	179.73	52.19	35.37	113.69	32.26	16.06	60.02	14.08	45.38	52.78	91.43	161.22	36.11	27.70			
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.82	4.85			
Yb	12.44	272.23	99.06	74.54	200.60	65.51	30.00	101.07	33.58	85.46	107.32	174.05	367.71	69.40	39.33			
Lu	1.89	32.85	14.22	11.84	27.80	9.74	4.41	14.55	4.89	12.48	17.52	26.75	—	11.41	6.00			
Th	3.12	837.92	44.47	9.73	128.49	17.89	6.43	45.56	5.73	60.06	15.82	61.21	1092.71	—	—			
U	11.41	508.22	88.15	26.93	196.16	44.74	18.73	83.76	17.02	70.01	30.33	82.50	1252.73	—	—			
Th/U	0.27	1.65	0.50	0.36	0.66	0.40	0.34	0.54	0.34	0.86	0.52	0.74	0.87	2.33	0.82			

Примечание. 1—12 — россыпные цирконы (нечетные — ядерные части кристаллов, четные — краевые зоны), 13—15 — включения циркона в сапфирах; Нпо — ниже предела обнаружения; прочерк — не определялось.

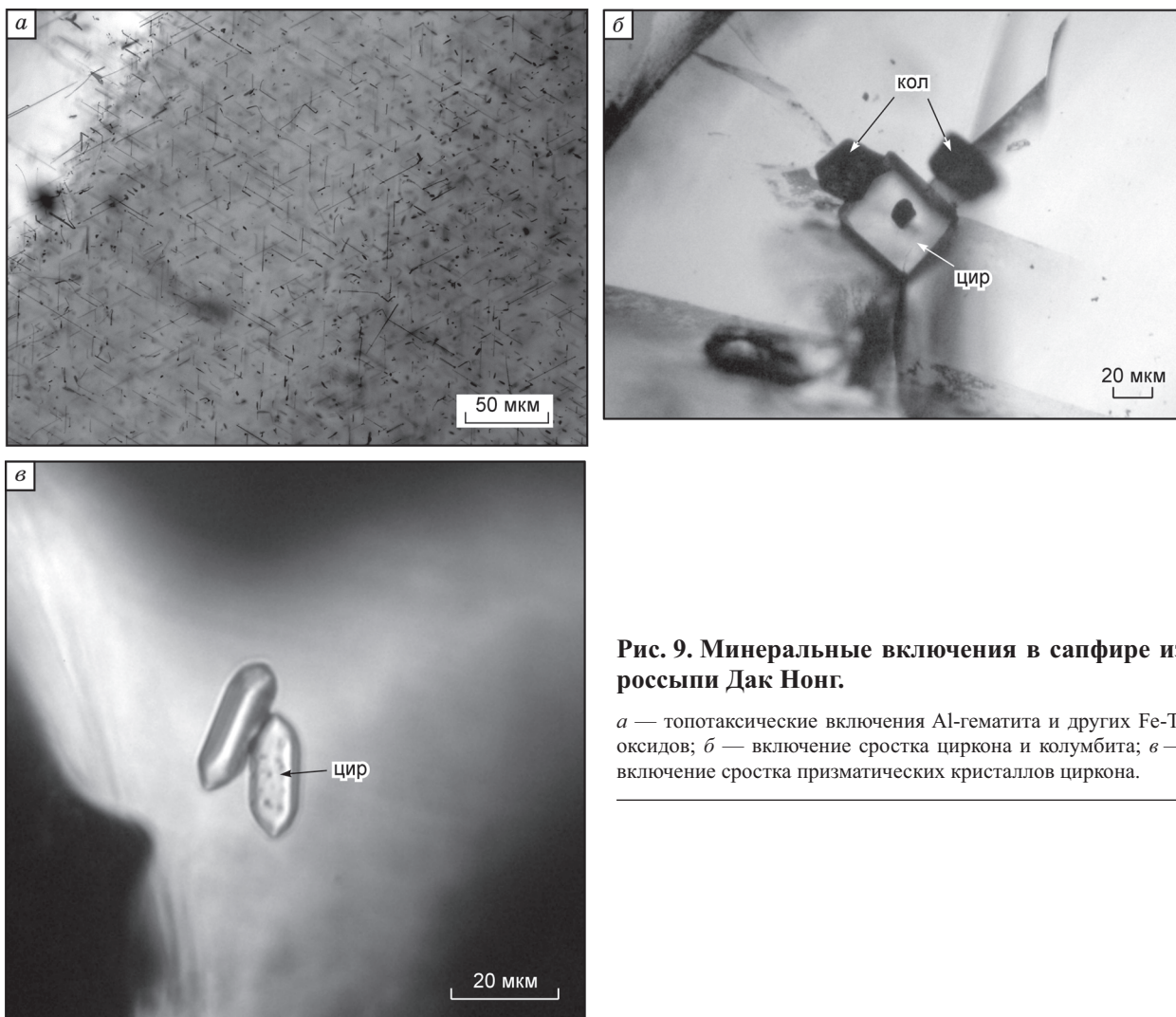


Рис. 9. Минеральные включения в сапфире из россыпи Дак Нонг.

a — топотаксические включения Al-гематита и других Fe-Ti оксидов; *б* — включение сростка циркона и колумбита; *в* — включение сростка призматических кристаллов циркона.

стекловатых включений размягчается при 725—860 °С. Когда стекло переходит в жидкое состояние, пузырек приобретает подвижность и перемещается в вакуоли. Этот факт свидетельствует в пользу крайне низкой вязкости расплава. В силу вероятной гетерогенности вещества включений в момент захвата температура гомогенизации включений может не отражать температуру захвата. По этой причине для определения температур захвата использовали температуры гомогенизации только включений с самыми мелкими пузырьками, предполагая, что газовый пузырек в них представляет главным образом собственную флюидную фазу включений. Таким образом удалось оценить температуру захвата включений около 930—1100 °С. Для первичных и вторичных включений в сапфире характерны общие черты поведения, близкие температуры фазовых переходов и минимальные температуры гомогенизации. Это позволяет предположить, что вторичные и первичные включения захватывались при близких температурах и могут представлять разные по времени захвата порции одного и того же расплава, из которого происходила кристаллизация сапфира.

В силу разгерметизации расплавные включения в цирконах не позволяют получить надежные данные относительно температур их захвата. Термометрические эксперименты показали, что стекло расплавных включений в цирконе переходит в жидкость (без раскристаллизации) при температурах 800—900 °С (пузырек приобретает подвижность), однако температура гомогенизации не была достигнута даже после 3—4 ч выдержки при 1300 °С.

Составы расплавных включений. Стекла непрогретых включений в сапфире близки по составу к расплавам сиенитового состава (SiO_2 — 56—60 мас.%, сумма щелочей ~6 мас.%) (табл. 5). Суммарное содержание щелочей в стекловатых включениях составляет также около 6 мас.%. Содержания FeO крайне незначительны (0.1—0.3 мас.%), а CaO и MgO — на уровне предела обнаружения электронно-микронного анализа. Обращает на себя внимание крайне высокое содержание алюминия (23—30 мас.%

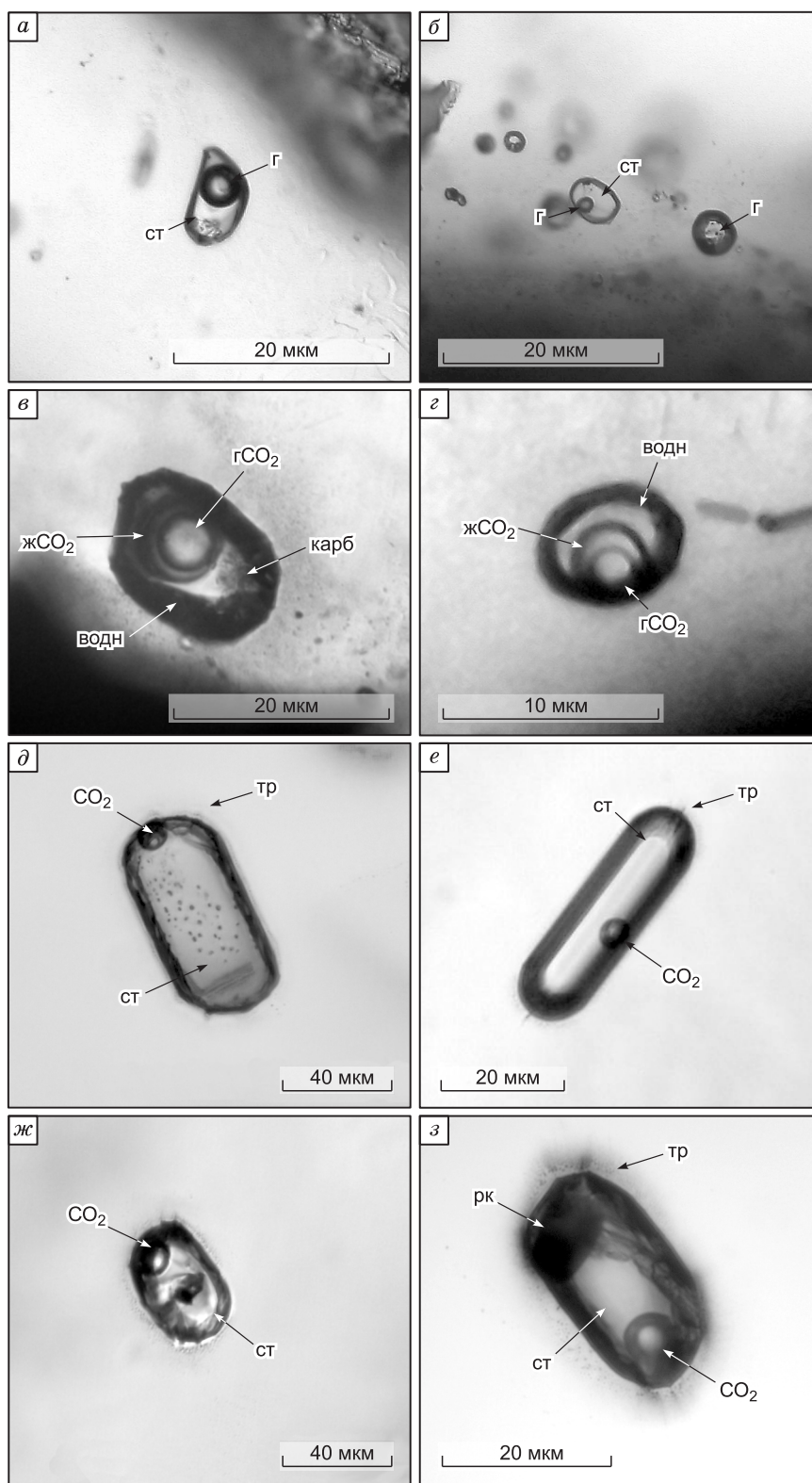


Рис. 10. Включения минералообразующих сред в сапфирах и цирконах россыпи Дак Нонг.

а, б — расплавные включения в сапфире: *а* — первичное стекловатое включение с аномальной газовой фазой, *б* — серия вторичных включений, состоящая из стекловатых расплавных и флюидных (малоплотная CO_2) включений; *в, г* — первичные флюидные включения в сапфире, содержащие гетерогенное углекислотное обособление с жидкой (жCO_2) и газообразной (гCO_2) углекислотой и дочерние кристаллы карбоната, *д-з* — стекловатые расплавные включения в россыпном цирконе (CO_2 — пузырек высокоплотной углекислоты, ст — стекло, тр — трещины разгерметизации).

Таблица 4. Микронзондовые анализы минеральных включений в сапфирах россыпи Дак Нонг (за исключением циркона)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	—	64.2
ZrO ₂	»	»	»	»	0.11	»	0.79	Нпо
TiO ₂	0.53	1.47	1.55	1.57	24.9	23.4	Нпо	»
Nb ₂ O ₅	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	Нпо	77.1	—
Ta ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	3.61	—
Al ₂ O ₃	14.3	12.8	11.9	11.9	2.90	1.72	—	22.1
Cr ₂ O ₃	Нпо	0.03	0.02	0.02	Нпо	Нпо	—	Нпо
Fe ₂ O ₃	83.2	84.5	85.6	85.6	69.3	73.1	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	15.9	0.06
MnO	1.68	1.12	1.05	1.02	0.23	0.26	2.93	0.02
MgO	0.44	0.29	0.32	0.35	0.15	0.15	—	Нпо
CaO	—	—	—	—	—	—	—	3.13
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	9.71
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.82
Сумма	100.2	100.3	100.5	100.5	97.5	98.7	100.4	100.1

Примечание. Содержание оксидов в мас.%. 1—4 — ламелли Al-Ti гематита (топотаксические включения), 5, 6 — ламелли псевдобрукита (топотаксические включения), 7 — включение Fe-колумбита, 8 — включение олигоклаза. В анализах 1—6 общее железо пересчитано на Fe³⁺, в анализах 7 и 8 общее железо пересчитано как Fe²⁺. Нпо — ниже предела обнаружения, прочерк — не определялось.

Al₂O₃) и повышенное TiO₂ (около 0.2 мас.%). Размеры проанализированных включений исключают возможность захвата минерала-хозяина при электронно-микронзондовом анализе.

Стекла расплавных включений в цирконах близки к включениям в сапфирах по содержанию SiO₂ (57—60 мас.%) и сумме оксидов щелочных элементов (~6—7 мас.%). Однако для них характерны более низкие содержания Al₂O₃ (18 — 21 мас.%) и TiO₂, при более высоких концентрациях FeO (2—3 мас.%), MgO (0.1—1.6 мас.%) и CaO (0.3—0.6 мас.%) (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия становления очага базальтоидных магм. Образование мегакристов пироксена и граната является результатом кристаллизации базальтоидного расплава в камерах на различных глубинных уровнях. Приведенные в данной работе составы клинопироксена из щелочных базальтов и россыпей, где присутствуют сапфир и циркон, позволяют восстановить состав расплавов соответствующих очагов базальтового магматизма и определить глубину их становления. Для этой цели была проведена оценка составов расплавов, равновесных с клинопироксенами мегакристовой ассоциации россыпи Дак Нонг. Оценка проведена по содержанию РЗЭ с использованием коэффициентов распределения минерал—расплав для щелочно-базальтоидных систем [Fujimaki et al., 1984] по формуле $C_L = C_{Срх} / K$, где C_L — концентрация элемента в расплаве; $C_{Срх}$ — концентрация элемента в клинопироксене; K — коэффициент распределения элемента между расплавом и минералом. Полученные расчетным путем содержания РЗЭ близки к содержаниям РЗЭ в щелочных базальтах вулканического плато Дак Нонг по данным [Garnier et al., 2005] (рис. 11). Наряду с положительными корреля-

Таблица 5. Микронзондовые анализы непрогретых стекловатых расплавных включений в сапфирах и цирконах россыпи Дак Нонг

Компонент	Стекловатые включения			
	в сапфире		в цирконе	
SiO ₂	56.95	60.19	59.78	56.71
TiO ₂	0.15	0.13	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	30.16	24.65	18.36	21.35
FeO	0.29	0.11	2.72	1.75
MgO	0.01	0.01	1.64	0.12
MnO	0.05	0.01	Нпо	Нпо
CaO	0.06	0.04	0.57	0.31
K ₂ O	1.00	1.17	3.32	3.20
Na ₂ O	5.47	4.17	3.41	2.57
Сумма	94.17	90.47	89.89	86.09
Дефицит	5.83	9.53	10.11	13.91

Примечание. Содержания оксидов в мас.%. Дефицит — недостаток суммы, обусловленный наличием компонентов, не анализируемых методом микронзондового анализа.

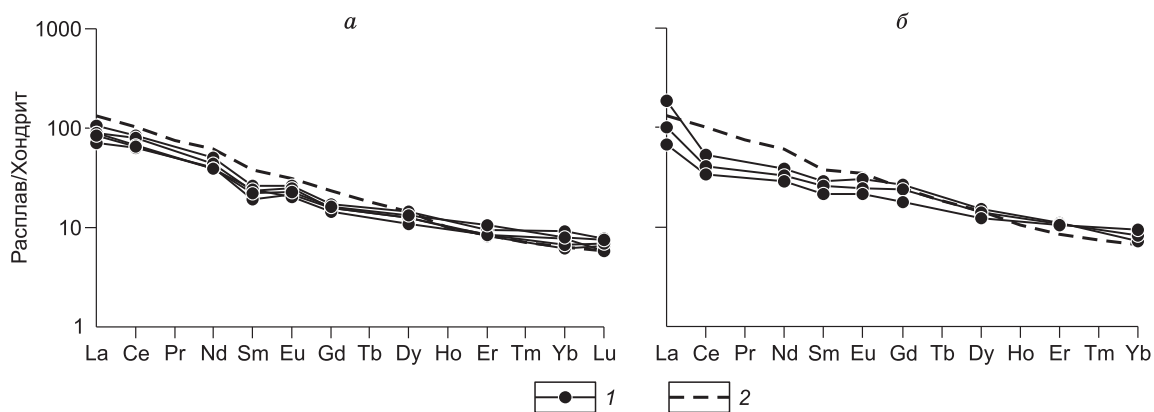


Рис. 11. Оценка составов расплавов, равновесных с клинопироксенами (а) и гранатами (б) мегакристовой ассоциации из щелочных базальтов вулканического плато Дак Нонг, Вьетнам.

1 — расчетные составы расплавов, 2 — состав реального щелочного базальта из работы [Garnier et al., 2005]. Содержания элементов нормированы на хондрит [Boynston, 1984].

циями составов клинопироксенов и выносящего их базальта, это лишний раз подтверждает генетическое родство между мегакристами и щелочными базальтами Дак Нонг.

Определение давления образования клинопироксенов мегакристовой ассоциации Дак Нонг осуществлялось с применением клинопироксенового барометра [Nimis, 1999]. Этот барометр основан на зависимости между давлением, объемом элементарной ячейки и полиэдра M1 в структуре клинопироксена. Определенные таким образом давления образования клинопироксенов мегакристовой ассоциации Дак Нонг составляют 14—17 кбар. Эксперименты [Green, Hibberson, 1970; Thompson, 1975] показали, что близкие по составу клинопироксены кристаллизуются из расплава природного щелочного оливинового базальта при давлении 14—16 кбар и температуре 1200 °С, что хорошо согласуется с нашими оценками.

Приведенные выше данные и рассуждения позволяют утверждать, что клинопироксен мегакристовой ассоциации вулканического центра и россыпи Дак Нонг кристаллизовался из щелочно-базальтовой магмы в глубинном промежуточном очаге при давлении 14—17 кбар, что соответствует глубине 56—60 км. Для Восточной Азии эти глубины близки к границе коры и литосферной мантии. Вероятнее всего, эти магматические очаги на глубинах >50 км представляли собой долгоживущие источники тепла и флюидов, воздействующие на породы нижних горизонтов земной коры. Результатом этого воздействия может оказаться частичное плавление коровых пород в непосредственной близости от очагов щелочно-базальтовой магмы, приводящее к появлению расплавов системы кварц—полевошпат. Известно, что при высоких давлениях линия котектических составов упомянутой системы смещается к составам полевых шпатов и, таким образом, сами расплавы должны иметь состав, близкий к сиенитовому.

Условия образования цирконо- и сапфиросных ассоциаций. В начале данной статьи уже говорилось, что современные представления о происхождении циркона и сапфира весьма противоречивы. Если в отношении сапфира все предыдущие исследователи сходятся на том, что он является ксеногенным по отношению к базальту, то в отношении циркона нет такого единства мнений. В силу того, что циркон является типичным акцессорным минералом магматических пород, состав которых варьирует от габброидов до гранитных пегматитов, следует особо рассмотреть вопрос происхождения циркона из россыпи Дак Нонг.

Генезис циркона, который включен в кристаллы сапфира, не вызывает сомнения в ксеногенности по отношению к базальту. По этой причине мы начнем рассмотрение с происхождения россыпных цирконов. Наличие первичных расплавных включений в россыпном цирконе и его осцилляторная полигональная зональность однозначно свидетельствуют в пользу магматического генезиса. Дополнительным свидетельством магматического генезиса можно считать высокие значения Th/U отношений. Основываясь на составах стекол расплавных включений, можно говорить о том, что образование циркона связано с кристаллизацией сиенитовых магм. Аналогичный вывод можно сделать из сходства состава РЗЭ россыпных цирконов с составом цирконов из корундсодержащих сиенитов (рис. 8, в)

В работе [Wark, Miller, 1993] было показано, что содержания Hf в цирконе может грубо отражать степень дифференциации расплава, из которого он кристаллизовался. Таким образом, широкий разброс содержаний гафния в россыпных цирконах позволяет предполагать, что их образование может быть свя-

зано с разными этапами эволюции сиенитовой магмы. В то же время сходство содержаний РЗЭ и их распределения в ядрах и внешних зонах кристаллов россыпного циркона говорит о том, что, вероятнее всего, сами кристаллы циркона в большинстве случаев представлены только одной генерацией.

Щелочно-салический расплав, из которого кристаллизовался циркон, был резко обогащен, но не насыщен углекислотой. Это можно объяснить высоким давлением, при котором имела место кристаллизация циркона. Свидетельством высоких давлений при образовании, по крайней мере, некоторых кристаллов, является находка включения жадеита. Подъем кристаллов привел к возникновению избыточного внутривакуольного давления, растрескиванию включений и, вероятно, образованию флюидного пузырька. Но так как давление все еще оставалось достаточно высоким, выделившийся при растрескивании флюид был представлен жидкой углекислотой с небольшой примесью азота.

В отличие от цирконов, большинство исследованных кристаллов сапфира содержат вторичные расплавные включения. В крайне редких случаях удалось обнаружить включения, которые можно характеризовать как первичные. В дальнейших рассуждениях мы будем считать, что обнаруженные нами включения характеризуют поздние стадии кристаллизации корунда. Эти включения, так же как и включения в цирконах, имеют сиенитовый состав и подразумевают, что кристаллизация сапфира, так же как и циркона, связана с сиенитовой магмой. Наличие в сапфире включений кислого плагиоклаза, Fe-колумбита и циркона является дополнительным подтверждением того, что его образование связано с кристаллизацией магм кислого или среднего составов, а не с метаморфическими процессами. Состав включений Fe-колумбита (см. табл. 4) в сапфире россыпи Дак Нонг близок к составам включений, зафиксированных в сапфирах других россыпей, и к составам колумбитов из гранитных пегматитов [Guo et al., 1996b; Sutherland et al., 1998].

Наличие включений кислого плагиоклаза и оценка температур захвата расплавных включений говорит о том, что кристаллизация сапфиров протекала в коровых условиях при температурах около 900—1100 °С. Вероятнее всего, синие корунды кристаллизовались при высоком содержании Fe³⁺. Экспериментальные исследования показывают, что кристаллизация высокожелезистых корундов, аналогичных сапфирам Дак Нонг, при давлениях порядка 3 кбар возможна при температурах 1100—1200 °С и более [Feenstra et al., 2005]. Учитывая, что оценка температур сделана как для поздних стадий кристаллизации корунда, можно считать, что она является минимальной, а кристаллизация сапфиров россыпи Дак Нонг, вероятно, протекала в более широком диапазоне температур, чем было зафиксировано по гомогенизации расплавных включений.

Уже подчеркивалось, что наличие включений циркона в сапфирах говорит о возможном генетическом родстве сапфиров и цирконов из россыпи Дак Нонг. Однако полученные в данной работе результаты:

а) резкое отличие между составами цирконов из россыпи и из включений в сапфирах по содержанию Hf, Th и U;

б) отсутствие в россыпных цирконах включений плагиоклаза, колумбита и других минералов, характеризующих высокую степень дифференциации материнского расплава;

в) редкие находки жадеита в россыпном цирконе;

г) более низкие содержания Fe, Mg и Ca в расплавных включениях в сапфире по сравнению с расплавными включениями в цирконе —

говорят в пользу того, что, в отличие от россыпных цирконов, сапфиры и захваченные ими цирконы образовывались из щелочно-салических расплавов, характеризующихся более высокой степенью дифференциации и кристаллизовавшихся при более низком давлении.

Ассоциации включений минералообразующих сред в сапфирах и цирконах россыпи Дак Нонг указывают и на принципиальные отличия флюидного режима образования этих минералов. Вероятнее всего, россыпной циркон кристаллизовался из гомогенного расплава, богатого, но не насыщенного углекислотой. Кристаллизация сапфиров и сингенетичных им цирконов, на поздних этапах представленных включениями, также происходила из магм, богатых летучими компонентами. Однако наличие вторичных включений — существенно углекислотного и первичных — углекислотно-водного флюидов дает основание предположить, что сиенитовая магма была насыщена водой и углекислотой и содержала свободную флюидную фазу, состав которой мог существенно варьировать во времени. Это еще раз подтверждает наше предположение о том, что образование сапфиров и сингенетичных им цирконов протекало при более низком давлении, чем россыпных цирконов. Важной особенностью является наличие в углекислотно-водных включениях карбонатных фаз, свидетельствующих о том, что существенная часть углекислоты во флюиде была представлена в форме карбоната. Обогащенность сиенитовых расплавов, из которых кристаллизовался сапфир, Fe и Ti определили доминирующую окраску корунда в синих, желтых и зеленых тонах.

Модель образования сапфиров и цирконов россыпи Дак Нонг. Обзор литературы, касающейся образования сапфино- и циркононосных ассоциаций, связанных с базальтами, показал, что непротиворе-

чивую модель, которая объясняет имеющиеся фактологические данные, в том числе и для исследуемого нами объекта, предлагает Дж. Гао с соавторами [Guo et al., 1996a]. Согласно этой модели, формирование корундов и цирконов происходит из салических расплавов, которые возникают в коре под воздействием тепла, отделяющегося от промежуточных камер толеитового и щелочного базитового магматизма. Переисщещение глиноземом, по мнению этих авторов, возникает за счет взаимодействия коровых расплавов с гипотетическими карбонатитовыми расплавами. Сапфир и циркон кристаллизуются в коровых условиях из гибридного салического расплава. С этой моделью хорошо согласуется присутствие специфических минеральных включений в сапфирах: оксидов Ta-Nb, щелочных полевых шпатов, циркона, апатита, монацита, т.е. минералов, характерных для щелочно-салических магм, а не для базальтов [Guo et al., 1996a; Sutherland et al., 1998]. Геохронологические исследования включений цирконов в сапфирах Австралии, Лаоса и Вьетнама показали, что их формирование происходило практически синхронно с излияниями щелочных базальтов [Sutherland et al., 2002; Garnier et al., 2005], что также согласуется с моделью Дж. Гао с соавторами. Однако присутствие карбонатитов является уязвимым звеном данной модели, поскольку реально карбонатитовые расплавы в ассоциации со щелочными базальтами известны только в Кении (вулкан Олдоиньо Ленгай). В Кении также известны промышленные сапфировые россыпи. Во всех других сапфиросных районах, связанных со щелочными базальтами, карбонатитов и признаков их присутствия не обнаружено.

Таким образом, из анализа литературных данных и наших исследований следует, что образование сапфиров имеет много общих особенностей, которые необходимо учитывать в модели их формирования. Главными такими особенностями являются:

- сопряженность россыпей сапфиров с многоэтапными проявлениями кайнозойского базальтового вулканизма, развитого в областях с мощной континентальной корой;
- широкое проявление мегакристаллов пироксена, граната, ильменита и титаномагнетита в базальтах, что свидетельствует о наличии глубинных промежуточных камер;
- присутствие в сапфиросных россыпях кристаллов циркона, возрастной диапазон кристаллизации которых отвечает времени излияний базальтов [Sutherland et al., 2002; Garnier et al., 2005];
- одинаковые геохимические особенности сапфиров, которые характеризуются высокими содержаниями Fe^{3+} и Ti при низких концентрациях Cr;
- однотипный парагенезис минеральных включений в сапфирах и сиенитовый состав расплавных включений;
- карбонатно-водно-углекислотный состав флюидных включений.

Известно, что кристаллизация корунда возможна из относительно низкремнистых расплавов, содержащих глинозем в количествах, значительно превышающих содержание щелочей. Такими породами являются щелочные сиениты миаскитового ряда и средние породы монцонитового состава. Для кристаллизации корунда непосредственно из щелочно-базальтоидной магмы необходимо нейтрализовать влияние щелочей. В противном случае произойдет связывание глинозема со щелочами в форме щелочных полевых шпатов или нефелина. Насыщенность салического расплава углекислотой и наличие флюидной фазы, содержащей CO_2 и карбонат, по-видимому, играло ключевую роль при формировании корундовой минерализации, связанной с щелочно-салическими магмами. Дело в том, что наличие свободной углекислоты и карбоната способствует связыванию щелочей в легкоподвижные щелочно-карбонатные комплексы и появлению резкого избытка глинозема, особенно в расплавах миаскитового состава.

Таким образом, можно предложить следующую модель образования сапфиров, которая близка к модели, предложенной Дж. Гао с соавторами [Guo et al., 1996a], но не требует участия карбонатитовых расплавов. Полученные нами данные по минералам мегакристовой ассоциации свидетельствуют о наличии системы глубинных магматических камер под вулканическим плато Дак Нонг, в которых происходила кристаллизация щелочно-базальтового и(или) толеитового расплава. Глубины этих камер близки к положению границы МОХО под Восточной Азией. Для района россыпи Дак Нонг это величины порядка 50—60 км. Под воздействием тепла и флюида, отделяющегося от этих промежуточных камер, происходит плавление нижнекоровых пород с образованием самостоятельных сиенитовых расплавов. По нашим данным, кристаллизация цирконов протекала в условиях повышенных давлений при высоком содержании углекислоты в материнском расплаве. Образование сапфиров, вероятнее всего, протекало в более высоких горизонтах земной коры, при участии сильно дифференцированных сиенитовых расплавов и флюидной фазы углекислотного и углекисотно-водного состава. О том, что эти расплавы не являются фракционатами базальтов, свидетельствуют данные по изотопии кислорода корундов [Garnier et al., 2005] и крайне низкие содержания Ca и Mg в стеклах расплавных включений в сапфирах (см. табл. 5).

Известно, что летучие компоненты расплавов внутриплитных базальтов представлены главным образом углекислотой [Бакуменко и др., 1999]. Известно, что флюид, законсервированный в выносимых этими базальтами ксенолитах мантийных пород, также имеет существенно углекислотный состав [Murck

et al., 1978; Andersen et al., 1984; Bergman, Dubessy, 1984; Реддер, 1987; Головин, Шарыгин, 2007]. В основных расплавах повышенной щелочности концентрация углекислоты настолько велика, что на ранних стадиях кристаллизации происходит расслоение магмы на силикатный и карбонатитовый расплавы [Соловова и др., 1996, 2006]. Таким образом, не только сама базальтовая магма, но и породивший ее мантийный источник также может являться источником углекислотной флюидной фазы. Итак, генерирующиеся под влиянием промежуточных очагов базальтовой магмы и, возможно, мантийного источника флюида сиенитовые расплавы должны характеризоваться высоким содержанием углекислоты. Вероятно, именно эти расплавы представлены включениями в россыпных цирконах. Дифференциация или фракционирование сиенитовых магм приводило к накоплению редких элементов, формированию щелочно-карбонатных комплексов, пересыщению глиноземом и появлению корунда в наиболее сильно дифференцированных очагах. Кристаллизация этих расплавов протекала в менее глубинных коровых горизонтах. Последующие внедрения щелочных базальтов, прорывая на пути к поверхности магматические тела корового происхождения и захватывая их фрагменты, содержащие сапфир и циркон, играли роль транспортера этих минералов. Вслед за этим процессом латеритизации выполнил роль концентратора, что привело к формированию россыпей, имеющих промышленное значение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование особенностей геохимического состава мегакристаллов клинопироксена и граната и модельные расчеты показали, что они образовались в результате глубинной кристаллизации щелочных базальтов в промежуточной камере, которая располагалась на глубине ~50 км (давление 14—17 кбар), что соответствует границе МОХО для этой части Юго-Восточной Азии. Промежуточные глубинные очаги базальтовой магмы являлись источником тепла и углекислотных флюидов для генерации нижнекоровых сиенитовых расплавов, из которых кристаллизовались цирконы. Сапфиры же кристаллизовались из более фракционированного (железистого) сиенитового расплава в более высоких горизонтах земной коры при участии углекислотного и углекислотно-водного флюидов. Последующие извержения щелочных базальтов играли роль транспортера, выносящего мегакристаллы граната и пироксена, а также ксенокристаллы сапфира и циркона на поверхность.

Таким образом, для образования сапфира необходимыми условиями являются наличие многоэтапного базальтового вулканизма с глубинными промежуточными камерами в областях с мощной континентальной корой. Признаками промышленных скоплений сапфиров в таких районах может служить присутствие в россыпях минералов мегакристовой ассоциации (клинопироксен, гранат, санидин и ильменит) и циркона. Учитывая эти признаки, можно рекомендовать район деревни Заа Кием, где в россыпи широко представлены не только кристаллы циркона, но и минералы мегакристовой ассоциации базальтов, как перспективный и для нахождения россыпей сапфиров.

Авторы выражают свою искреннюю признательность за полезные комментарии и советы чл.-кор. РАН Е.В. Складору (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и д.г.-м.н. А.А. Томиленко (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), а также к.г.-м.н. В.В. Шарыгину за детальное обсуждение основных положений статьи. За помощь в выполнении аналитических работ авторы благодарны к.х.н. Л.Н. Поспеловой, к.х.н. С.В. Палесскому и к.х.н. И.В. Николаевой (АЦ ИГМ СО РАН). Анализ цирконов методом вторично-ионной масс-спектрометрии был выполнен сотрудником ИМИ РАН (г. Ярославль) С.Г. Симакиным.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Вьетнам 07-05-90005 и программы фундаментальных исследований Вьетнамской академии наук и технологий 70.79.06.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л.В., Антипин В.С., Батжаргал Ш., Берзина А.П., Владыкин Н.В., Геншафт Ю.С., Дорфман М.Д., Иванова Г.Ф., Кебезинская В.В., Леснов Ф.П., Коваленко В.И., Костиков А.Т., Лхамсурен Ж., Максимюк И.Е., Ненашева С.Н., Пинус Г.В., Салтыковский А.Я., Сотников В.И., Черников А.А., Щербаков Ю.Г. Минералы Монголии. М., Наука, 2006, 352 с.

Бакуменко И.Т., Томиленко А.А., Базарова Т.Ю., Ярмолюк В.В. Об условиях формирования вулканитов Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области (по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // Геохимия, 1999, № 12, с. 1352—1356.

Высоцкий С.В., Баркар А.В. Сапфиры Приморья: геология, минеральные ассоциации и генезис. Владивосток, Дальнаука, 2006, 112 с.

Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН, 2002, т. 387, № 6, с. 806—810.

Головин А.В., Шарыгин В.В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1043—1060.

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М., Недра, 1982, 279 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2 т. Т. 2. Пер. с англ. М., Мир, 1987, 632 с.

Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология, 1996, т. 4, № 4, с. 339—363.

Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Симакин С.Г. Высокотемпературный карбонатитовый расплав и его взаимоотношения с щелочными магмами дункельдыкского комплекса, Юго-Восточный Памир // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 4, с. 519—522.

Andersen T., O'Reilly S., Griffin W.L. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria — implications for mantle metasomatism // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 88, p. 72—85.

Aspen P., Upton B.G.J., Dicken A.P. Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalts: high pressure syenitic debris from upper mantle sources? // Eur. J. Miner., 1990, v. 2, p. 503—517.

Bergman S.C., Dubessy J. CO₂ — CO fluid inclusions in a composite peridotite xenolith — implications for upper mantle oxygen fugacity // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 85, p. 1—13.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare-earth elements: meteorite study // Rare-earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Chen X.M., Zhao M., Dong Z.L. Coronas of corundum xenocryst in the Tertiary alkali basalt. Goldschmidt Conference Abstract, 2006, p. A66.

Feenstra A., Samann S., Wunder B. An experimental study of Fe–Al solubility in the system corundum–hematite up to 40 kbar and 1300 °C // J. Petrol., 2005, v. 46, p. 1881—1892.

Fujimaki H., Tatsumo M., Aoki K. Partition coefficients for Hf, Zr REE between phenocrysts and groundmasses // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, p. 662—672.

Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G., Fallick A.E., Phang Trong T., Hoang Quang V., Pham Van L., Schwarz D. Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, Southern Vietnam // Miner. Mag., 2005, v. 69, № 1, p. 21—38.

Graham I. T., Sutherland F. L., Webb G.B., Fanning C.M. Polygenetic corundums from New South Wales gemfields, Australia // Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD Conference / Eds. A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk, A.N. Mitrokhin, L.F. Simanenko, N.J. Cook, R. Seltmann. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 336—339.

Green T.H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma // Phys. Earth. Plan. Int., 1970, v. 3, p. 247—254.

Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contr. Miner. Petrol., 1996a, v. 122, p. 368—386.

Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Zircon inclusions in corundum megacrysts: I. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in alkali basalts // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996b, v. 60, p. 2347—2363.

Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 3287—3302.

Hoang N., Flower M. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse igneous province' // J. Petrol., 1998, v. 39, № 3, p. 369—395.

Hong-sen X., Wei-guo Z., Wei H., Wen-ge Z., Jie G., Ji-an X. Discovery of corundum in alkali basalt at high temperature and high pressure // J. Physics, Condensed Matter, 2002, v. 14, p. 11365—11368.

Hoskin P.W.O., Schaltegger J.M. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry. V. 53 / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin, Washington, Amer. Miner. Soc., 2003, p. 27—62.

Irving A.J. Polybaric magma mixing in alkaline basalts and kimberlites: evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts // Geol. Soc. Austral. Abstr. Ser., 1986, v. 16, p. 262—264.

Levinson A.A., Cook F.A. Gem corundum in alkali basalts: origin and occurrence // Gems Gemol., 1994, v. 30, p. 253—262.

Murck B. W., Burruss R.C., Hollister L.S. Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths // Amer. Miner., 1978, v. 63, p. 40—46.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 135, p. 62—74.

Smirnov S.Z., Izokh A.E., Kovyazin S.V., Mashkovtsev R.I., Trang Trong H., Ngo Thi P., Kalini-na V.V., Pospelova L.N. Inclusions in Dak Nong placer sapphires, Central Vietnam: conditions of corundum crystallization in the continental crust // *J. Geol., Series B*, 2006, v. 28, p. 58—70.

Stephenson P.J. Sapphire and zircon in some basaltic rock from Queensland, Australia // *Abstr. 25th Int. Geol. Congr. Sydney*, 1976, v. 2, p. 602—603.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // *Magmatism in oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication, 1989, v. 42, p. 313—345.

Sutherland F.L., Schwarz D. Origin of gem corundums from basaltic fields // *Austral. Gemmol.*, 2001, v. 21, p. 30—33.

Sutherland F. L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. Models of corundum origin from alkali basalt terrains: a reappraisal // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 356—372.

Sutherland F.L., Bosshart G., Fanning C.M., Hoskin P.W.O., Coenraads R.R. Sapphire crystallization, age and origin, Ban Huai Sai, Laos: age based on zircon inclusions // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 20, p. 841—849.

Sutherland F.L., Graham I.T., Webb G.B. Sapphire-ruby-zircon deposits from basaltic fields, West Pacific continental margins // *Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins* / Eds. A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk, A.N. Mitrokhin, L.F. Simanenko, N.J. Coock, R. Seltmann. Proceedings of the Interim IAGOD Conference. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 385—387.

Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis II. Snake river plain, Idaho, U.S.A. // *Contr. Miner. Petrol.*, 1975, v. 52, p. 213—232.

Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P., Finch A., Valley J.W. Megacrysts and associated xenoliths: evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland // *J. Petrol.*, 1983, v. 40, p. 935—956.

Wark D.A., Miller C.F. Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. // *Chem. Geol.*, 1993, v. 110, p. 49—67.

*Рекомендована к печати 14 августа 2009 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 5 февраля 2009 г.,
после доработки – 27 июля 2009 г.*