

## КАРБОНАТИТОВЫЕ РАСПЛАВЫ И ГЕНЕЗИС АПАТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ГУЛИНСКОМ ПЛУТОНЕ (север Восточной Сибири)

А.Т. Исакова<sup>1,2</sup>, Л.И. Панина<sup>1</sup>, Е.Ю. Рокосова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

С целью выяснения генезиса апатитового оруденения на Гулинском щелочно-ультраосновном карбонатитовом массиве изучены включения минералообразующих сред в апатитсодержащих ийолитах и магнетит-флогопит-apatитовых рудах в карбонатитах. В апатите исследуемых пород обнаружены и изучены первичные включения карбонатно-солевых и карбонатных расплавов. Включения карбонатно-солевых расплавов имеют высококальциевый щелочной состав, обогащенный P, Sr, SO<sub>3</sub>, F (мас. %): 30—40 CaO, 5—12 Na<sub>2</sub>O, 2—4 K<sub>2</sub>O, 1—3 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 1.5—3.0 SO<sub>3</sub>, 1—3 SrO, а также десятые и сотые доли процента MgO, FeO, BaO, SiO<sub>2</sub>. Гомогенизация включений происходит при 850—970 °С. В карбонатных включениях преобладает CaO (54—67 мас. %), а также присутствуют в небольших (десятые доли процента) количествах MgO, FeO, SrO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Включения гомогенизируются при 840—860 °С. Подобные первичные карбонатно-солевые и карбонатные включения обнаружены в гранате и вторичные — в силикатных минералах ийолитов (клинопироксене, нефелине). Кроме того, в клинопироксене ийолитов выявлены первичные включения высококальциевых щелочно-ультраосновных расплавов, близких к составу мелилитит-меланефелинитов, существенно обогащенных P, SO<sub>3</sub> и CO<sub>2</sub> (мас. %): 41—46 SiO<sub>2</sub>, 8—16 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2—8 FeO, 3—6 MgO, 12—20 CaO, 2—9 Na<sub>2</sub>O, 1—6 K<sub>2</sub>O, 0.4—2.1 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0.2—2.3 SO<sub>3</sub>, 0.02—0.35 Cl. Достичь гомогенизации в силикатных включениях не удалось, они при 1150—1170 °С взрывались. Исходя из полученных данных, образование апатита в магнетит-флогопит-apatитовых рудах и ийолитах на Гулинском плутоне происходило при 850—970 °С из богатых фосфором щелочных карбонатно-солевых расплавов. Появление таких расплавов, по-видимому, было связано с проявлением силикатно-солевой несмешиваемости в мелилитит-меланефелинитовых расплавах, существенно обогащенных солевой составляющей, которая проявилась либо на завершающих стадиях кристаллизации клинопироксена, либо при образовании мелилита. Присутствие в пространственно обособленных карбонатно-солевых расплавах щелочей, S, F и CO<sub>2</sub> способствовало концентрации и удерживанию в них фосфора до довольно низких температур, что в итоге привело и возникновению апатитового оруденения в ийолитах и формированию рудных залежей и жил в карбонатитах.

*Апатит, ийолиты, карбонатиты, силикатные включения, щелочные карбонатно-солевые включения, карбонатные включения.*

## CARBONATITE MELTS AND GENESIS OF APATITE MINERALIZATION IN THE GULI PLUTON (northern East Siberia)

A.T. Isakova, L.I. Panina, and E.Yu. Rokosova

Inclusions of mineral-forming environments in apatite-containing ijolites and magnetite–phlogopite–apatite ores in carbonatites were studied to elucidate the genesis of apatite mineralization in the Guli alkaline ultramafic carbonatite massif. Primary inclusions of carbonate–salt and carbonate melts have been discovered and studied. The carbonate–salt melt inclusions are of alkaline high-Ca composition and are enriched in P, Sr, SO<sub>3</sub>, and F (wt.%): CaO — 30–40, Na<sub>2</sub>O — 5–12, K<sub>2</sub>O — 2–4, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1–3, SO<sub>3</sub> — 1.5–3, and SrO — 1–3. They also contain minor MgO, FeO, BaO, and SiO<sub>2</sub> (tenths and hundredths of percent). The homogenization temperature of these inclusions is 850–970 °C. The carbonate inclusions contain predominant CaO (54–67 wt.%) and minor MgO, FeO, SrO, Na<sub>2</sub>O, and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (tenths of percent). Their homogenization temperature is 840–860 °C. Similar primary carbonate–salt and carbonate inclusions were found in garnet, and secondary inclusions were detected in silicate minerals (clinopyroxene and nepheline) of ijolites. Clinopyroxenes of ijolites also contain primary inclusions of alkaline ultramafic high-Ca melts similar in composition to melilitite–melanephelinites, highly enriched in P, SO<sub>3</sub>, and CO<sub>2</sub> (wt.%): SiO<sub>2</sub> — 41–46, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 8–16, FeO — 2–8, MgO — 3–6, CaO — 12–20, Na<sub>2</sub>O — 2–9, K<sub>2</sub>O — 1–6, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.4–2.1, SO<sub>3</sub> — 0.2–2.3, and Cl — 0.02–0.35. According to the obtained data, apatite of the magnetite–phlogopite–apatite ores and ijolites of the Guli pluton crystallized from phosphorus-rich alkaline carbonate–salt melts at 850–970 °C. The generation of these melts was, most likely, due to the silicate–salt immiscibility in melilitite–melanephelinite melts highly enriched in salts, which occurred either at the final stages of clinopyroxene crystallization or during the formation of melilitite. The presence of alkalis, S, F, and CO<sub>2</sub> in spatially separated carbonate–salt melts contributed to the concentration and preservation of phosphorus in them at low temperatures, which led to the formation of apatite mineralization in ijolites and ore deposit in carbonatites.

*Apatite, ijolites, carbonatites, silicate inclusions, alkaline carbonate–salt inclusions, carbonate inclusions*

## ВВЕДЕНИЕ

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексные массивы содержат разные полезные ископаемые, в том числе апатит. Рудопроявления апатита в таких массивах разнообразны по минеральным парагенезисам, относительному времени и способу формирования. Апатитовые руды были разделены на типы и подтипы, и разработаны основы их генетической классификации [Кухаренко и др., 1965; Дудкин, 1977]. В настоящее время наиболее полной и аргументированной считается генетическая классификация Л.С. Егорова [1991]. По ассоциации главных минералов им выделены три типа апатитовых руд: 1 — силикат-apatитовый (ийолитовый); 2 — силикат-магнетит-apatитовый (фоскоритовый); 3 — карбонат-apatитовый (карбонатитовый). В пределах этой классификации апатитовые руды на фронте ийолитизации, фоскоритизации и карбонатизации связываются с контактово-метасоматической деятельностью, а остальные апатитовые руды относятся к магматическому и автometасоматическому этапам становления интрузий. Однако в целом положительно воспринимая терминологию предложенной классификации, не все исследователи согласны с генетическими представлениями Л.С. Егорова [1991] и нередко считают магматическими образованиями только апатиты ийолитового типа, а все остальные относят к продуктам постмагматической переработки пород массива.

Неоднозначность в генетических представлениях объясняется тем, что основываются они главным образом на геолого-минералогических исследованиях, т.е. на косвенных признаках.

Конкретную качественную и количественную информацию о минералообразующей среде и ее химизме, флюидонасыщенности, эволюции, *P-T*-условиях кристаллизации в настоящее время можно получить с помощью комплексных термобарогеохимических исследований законсервированных включений в минералах. Расплавные и флюидные включения обладают уникальными свойствами сохранять информацию о температурах и давлениях среды, химических составах исходных и производных расплавов и растворов, условиях их эволюции и поведения отдельных элементов в ходе подъема и кристаллизации, ликвации и смешения расплавов [Базарова и др., 1975; Roedder, 1984; Соболев, 1996], которая в других случаях полностью или частично теряется в вещественном составе пород из-за наложенных процессов, широко распространенных в природных системах.

Нами с помощью методов термобарогеохимии были охарактеризованы физико-химические условия формирования апатитового оруденения на Гулинском плутоне Маймеча-Котуйской провинции (север Сибирской платформы).

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АПАТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД И РУД ГУЛИНСКОГО ПЛУТОНА

Гулинский плутон является самым крупным щелочно-ультраосновным карбонатитовым массивом в мире. Он сложен преимущественно дунитами и перидотитами. В северо-восточной части массива отмечается пластообразное тело и жилы пироксенитов, а в юго-западной — лавовое поле меймечитов. На севере располагаются два карбонатитовых штока, между которыми находятся якупирангиты и апомелилитовые породы с линзовидными телами ийолитов. В ийолитах и апомелилитовых породах отмечаются жилы ийолит-пегматитов, их мощность колеблется от десятков сантиметров до 5—10 м и более при протяженности в десятки и сотни метров. В дунитах наблюдаются также небольшие тела и дайки оливиновых меланефелинитов, пикритов, меймечитов.

В массиве апатит встречается практически во всех породах, но его скопления приурочены к ийолитам и карбонатитам и относятся, по классификации Л.С. Егорова [1991], к ийолитовому и апатит-карбонатитовому типам соответственно. Данные породы и явились предметом нашего исследования.

*Ийолиты* с высоким содержанием апатита (особенно поблизости от карбонатитов) характеризуются повышенной известковистостью: среди породообразующих минералов помимо обязательных нефелина, клинопироксена и флогопита также отмечается гранат, реже мелкие ксеноморфные зерна сфена и волластонита. Апатит в породе встречается в виде небольших призматических зерен, изредка он включен в крупные зерна нефелина. Последние обычно ксеноморфны. Клинопироксен представлен преимущественно идиоморфными зернами и пространственно ассоциирует с красно-бурыми лапчатыми выделениями Fe-Mg слюды. Зерна граната красновато-бурого цвета, они ксеноморфны и выполняют интерстиции между минералами. Структура породы — средне-, крупнозернистая. В *ийолит-пегматитах* присутствует нефелин, клинопироксен, немного граната и карбонатов. Апатит образует лучистые агрегаты, рассекающие породообразующие минералы. Скопления апатита в ийолитах и ийолит-пегматитах носят жилковидно-гнездовой характер. В *карбонатитах* обособления апатита отмечаются в парагенезисе с магнетитом, слагающим до 5—25 об. %, флогопитом (до 5—15 об. %), карбонатами, а также с клинопироксеном (до 10—25 об. %), гранатом, оливином и образуют жилко- и штокообразные тела (залежи) разной мощности. Апатит здесь либо короткопризматический, либо (чаще) сахаровидный и слагает иногда свыше 40—45 об. % рудной залежи. Текстура породы полосчатая, местами флюидално-линейная.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав породообразующих минералов в рассматриваемых апатитсодержащих породах был определен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax-Micro.

Для реконструкции физико-химических условий кристаллизации и концентрации апатита наряду с традиционными геологическими, минералогическими и петрографическими методами мы широко использовали методы термобарогеохимии, которые основаны на изучении первичных и вторичных расплавных и флюидных включений, законсервированных в минералах в процессе их роста и охлаждения. С помощью оптических микроскопов был проведен поиск, определен характер распределения включений для обоснования их первичности-вторичности и визуальной диагностики фазового состава включений. Для определения температуры консервации минералообразующей среды минералом-хозяином, а также гомогенизации и закалки содержимого включений с целью последующего определения его состава была использована совмещенная с микроскопом микротермокамера с силитовым нагревателем, которая позволяла нагревать включения до 1350—1400 °С и визуально следить за ходом прогресса и охлаждения.

С помощью микрозондового анализа был выяснен качественный и количественный состав кристаллических фаз и стекол в прогретых и непрогретых расплавных включениях. Анализ проводили на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro. При съемке диаметр зондового пучка не превышал 2—3 мкм, ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток 40 нА. В качестве стандартов использовали искусственные гомогенные стекла, минералы со строго установленными содержаниями отдельных элементов и составом, близким к составу изученных образцов. При анализе определяли содержания основных петрогенных компонентов, а также S, Cl, Ba, Sr. Пределы обнаружений элементов рассчитаны [Лаврентьев и др., 1974] по 2 $\sigma$ -критерию (мас. %): SiO<sub>2</sub> — 0.009, TiO<sub>2</sub> — 0.036, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.012, FeO — 0.019, MgO — 0.013, MnO — 0.022, CaO — 0.010, Na<sub>2</sub>O — 0.020, K<sub>2</sub>O — 0.010, BaO — 0.105, SrO — 0.019, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.008, Cl — 0.011, SO<sub>3</sub> — 0.011. Определения повторялись не менее двух раз для каждой точки. Для исследования очень мелких кристаллических фаз во включениях применяли сканирующий электронный микроскоп LEO1430VP с энергетическим спектрометром OXFORD, который с помощью программы INCA Energy 300 позволял проводить полуколичественный химический анализ. Для идентификации стекла и дочерних фаз включений также широко привлекалась КР-спектроскопия, позволяющая получать предварительные результаты о фазовом составе расплавных и солевых включений без их разрушения.

Все исследования и анализы проводились на установках ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

## ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД

Химические составы одноименных минералов в стандартных ийолитах и в их разностях, обладающих повышенной известковистостью и апатитоносностью, хотя и близкие, но все же заметно отличаются друг от друга. Так, *клинопироксен*, наиболее распространенный минерал ийолитов, относится к диопсиду, однако в обогащенном апатитом разностях он более магнезиальный (Mg# = 0.86 против 0.84), содержит почти в 2 раза меньше Na<sub>2</sub>O и в 3 раза TiO<sub>2</sub>, но в 2 раза больше MnO (табл. 1, ан. 1, 2). *Нефелин* в своем составе содержит до 24—25 % кальсилитового минала. При этом нефелин стандартных ийолитов содержит почти в 2 раза больше FeO, чем нефелин из ийолитов с повышенной известковистостью (см. табл. 1, ан. 5, 6). *Fe-Mg слюда* в ийолитах представлена биотитом, а в их апатитсодержащих разностях — флогопитом. В биотите содержится до 1.1 мас. % TiO<sub>2</sub> и 0.07—0.14 мас. % BaO, а во флогопитах до 0.30 мас. % TiO<sub>2</sub> и 0.40 мас. % BaO. В биотит-магнетит-apatитовых жилах состав слюды представлен биотитом и практически не отличается от такового в ийолитах (см. табл. 1, ан. 9—11). *Апатит* в рассматриваемых породах обогащен SrO (от 0.5 до 1.2 мас. %), причем чем выше в породе Ca, тем меньше Sr содержится в минерале. Наименьшее количество Sr отмечается в апатите из биотит-магнетит-apatитовых жил (см. табл. 1, ан. 13—15). В апатите наблюдается также очень незначительная (сотые доли процента) примесь BaO и до 2.5 мас. % F. По данным Л.С. Егорова [1991], в апатите, кроме того, присутствует CO<sub>2</sub>. *Кальцит* в ийолитах содержит SrO, при этом в минерале из обогащенных известностью ийолитов его больше, чем в небогатенных: 1.30—1.35 против 0.9—1.0 мас. %. Для кальцита характерна также незначительная (десятые и сотые доли процента) примесь BaO, MgO и FeO (табл. 2, ан. 1, 2). *Волластонит* присутствует в виде мелких зерен и кристаллитов в клинопироксене обогащенном апатитом ийолитов. Его состав стандартный и содержит лишь небольшую (0.12—0.20 мас. %) примесь FeO, MnO и MgO (см. табл. 2, ан. 5). *Пектолит* в породе довольно редок и отмечается в основном в ийолитах с повышенной известковистостью. Его состав (см. табл. 2, ан. 8) также стандартен. *Гранат* в ийолитах представлен шорломит-меланитом. Количество TiO<sub>2</sub> в нем изменяется от 4 до 12 мас. %. В минерале присутствует до 0.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 20—24 мас. % FeO, а также до 0.5—0.7 мас. % MgO и

Таблица 1. Химический состав клинопироксена, нефелина, слюды и апатита из пород и включений (мас. %)

Компо- нент	Клинопироксен				Нефелин				Fe-Mg слюда				Апатит				
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	III	II	I	II	III	I	II
	1 (10)	2 (18)	3 (4)	4 (1)	5 (2)	6 (4)	7 (2)	8 (1)	9 (3)	10 (4)	11 (1)	12 (4)	13 (3)	14 (11)	15 (4)	16 (1)	17 (4)
SiO <sub>2</sub>	54.03	53.05	53.55	51.22	41.46	41.17	41.18	41.25	40.19	40.26	39.84	40.42	0.74	0.32	Н.п.о.	Н.п.о.	0.53
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.40	Н.п.о.	0.07	0.02	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	0.27	0.80	1.75	0.94	0.01	Н.п.о.	»	»	Н.п.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.84	0.57	0.44	34.82	34.18	34.28	33.70	13.77	12.55	12.33	11.94	Н.п.о.	»	»	»	»
FeO <sub>общ.</sub>	4.50	5.15	7.67	8.65	0.57	1.06	0.44	1.61	5.37	10.75	10.93	9.45	»	»	»	»	0.17
MnO	0.29	0.15	0.42	0.32	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.24	0.30	0.38	0.35	»	»	»	»	0.01
MgO	15.16	14.99	13.21	12.71	»	0.03	»	»	24.37	22.03	21.09	22.09	»	»	»	»	0.04
CaO	24.56	24.35	22.96	23.09	0.06	0.03	0.16	»	0.01	0.15	0.11	0.19	54.13	53.64	54.22	52.99	53.88
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.66	1.26	2.71	15.64	16.40	15.99	16.90	0.33	0.08	0.11	0.17	0.14	0.02	0.07	Н.п.о.	0.04
K <sub>2</sub> O	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.13	7.86	7.71	7.78	6.29	9.98	8.90	9.49	8.70	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	»	0.02
BaO	»	»	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.36	0.11	0.12	Н.п.о.	0.15	»	»	»	Н.п.о.
SrO	»	»	»	»	»	»	»	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	»	0.81	1.18	0.46	1.45	1.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	39.58	40.81	42.00	41.41	40.95
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.50	—	2.05	2.48
Сумма	99.72	99.61	99.64	99.34	100.45	100.62	99.83	99.75	94.89	95.93	96.15	94.34	95.56	98.51	96.85*	97.9	99.41

Примечание. Породообразующие минералы — 1, 2, 5, 6, 9—11, 13—15; дочерние фазы из включений — 3, 4, 7, 8, 12, 16, 17. Здесь и в табл. 2: I — апатитоносный ийолит, II — ийолит, III — биотит-магнетит-апатитовая жильная порода. Здесь и далее: прочерк — элемент не определялся, Н.п.о. — ниже пределов обнаружения, FeO<sub>общ.</sub> = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в скобках указано количество анализов.

\* В сумме также учитывается 0.1 мас. % SO<sub>3</sub>.

Таблица 2. Химический состав кальцита, волластонита, пектолита, граната и магнетита из пород и включений (мас. %)

Компо- нент	Cal				Wo			Pct		Grt		Mgt	
	I	II	I	II	I	I	II	I	I	II	II	II	II
	1 (8)	2 (3)	3 (1)	4 (5)	5 (2)	6 (3)	7 (3)	8 (5)	9 (3)	10 (5)	11 (3)	12 (2)	13 (3)
SiO <sub>2</sub>	Н.п.о.	0.20	Н.п.о.	1.63	51.52	52.14	50.60	54.33	55.49	32.54	29.54	0.22	0.90
TiO <sub>2</sub>	»	Н.п.о.	»	0.03	0.04	Н.п.о.	Н.п.о.	0.03	Н.п.о.	6.42	13.30	0.36	Н.п.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	»	»	»	0.22	0.05	0.21	»	0.04	»	0.66	0.43	Н.п.о.	0.40
FeO <sub>T</sub>	0.01	0.16	»	0.42	0.17	0.11	0.27	0.05	»	23.84	20.56	86.96	88.73
MnO	Н.п.о.	0.03	»	0.03	0.19	0.19	Н.п.о.	0.05	»	0.10	0.31	0.73	0.29
MgO	0.07	0.12	»	0.72	0.12	Н.п.о.	0.70	0.08	»	0.60	0.83	0.38	0.68
CaO	56.58	56.42	52.99	66.78	47.56	47.08	45.91	33.24	33.61	31.67	30.40	0.36	0.19
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.05	Н.п.о.	0.13	0.10	Н.п.о.	0.13	9.29	9.56	0.12	0.46	0.11	Н.п.о.
BaO	0.16	0.10	»	0.16	Н.п.о.	»	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.16	»
SrO	1.33	0.97	1.30	0.63	0.02	»	»	»	»	»	»	0.05	»
Сумма	58.19	58.05	54.29	70.75	99.8	99.73	97.61	97.13	98.66	95.95*	95.88*	89.33	91.19

Примечание. Породообразующие минералы — 1, 2, 5, 8, 10, 12; дочерние фазы из включений — 3, 4, 6, 7, 9, 11, 13. Cal — кальцит, Wo — волластонит, Pct — пектолит, Grt — гранат, Mgt — магнетит.

\* Низкие суммы анализов, вероятнее всего, связаны с присутствием в составе гранатов редких и редкоземельных элементов.

0.05—0.12 мас. % MnO (см. табл. 2, ан. 10). Магнетит в ийолитах содержит заметную (0.7—0.8 мас. %) примесь MnO и до 0.3—0.4 мас. % MgO и CaO (см. табл. 2, ан. 12).

### ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Среди включений минералообразующих сред в минералах исследуемых пород были обнаружены силикатные, карбонатно-солевые и солевые разности. Силикатные включения присутствуют в клинопи-

### Рис. 1. Раскристаллизованные силикатные включения в клинопироксене ийолитов.

Wo — волластонит, Mgt — магнетит, Cs — куспидин, Hyn — гаюин, Cal — кальцит. Изображение в отраженных электронах.

роксене, а карбонатно-солевые и карбонатные — в апатите, гранате и по трещинам в клинопироксене и нефелине.

**Силикатных включений** в клинопироксене немного, встречаются они поодиночке, являются первичными, полностью раскристаллизованными. Форма включений либо близка к изометричной, либо вытянутая и обычно имеет сглаженные очертания. Среди включений иногда наблюдаются довольно крупные экземпляры — до  $50 \times 40$  мкм. Содержимое включений представлено разнообразными дочерними фазами, встречающимися в разных сочетаниях друг с другом. Кроме наиболее часто отмечаемых клинопироксена, нефелина, биотита, апатита и магнетита во включениях присутствуют также разнообразные высококальциевые минералы и дочерние фазы, нередко содержащие  $SO_3$ , Cl, F,  $CO_2$ : волластонит, пектолит, содалит, гаюин, гранат, перовскит, куспидин, кальцит, гипс, барит (рис. 1). Изредка среди дочерних фаз виден деформированный газовый пузырь. *Клинопироксен*, присутствующий во включениях, отличается от породообразующего минерала ийолитов более низкой магнезиальностью ( $Mg\# = 0.75-0.65$ ), повышенными содержаниями MnO и  $Na_2O$  (до 2—3 мас. %) и почти полным отсутствием  $TiO_2$  (см. табл. 1, ан. 3, 4). Дочерний *нефелин* из силикатных включений характеризуется по сравнению с породообразующим минералом меньшим (до 20 %, см. табл. 1, ан. 7, 8) содержанием кальсилитового минала. *Биотит* из включений содержит около 1 мас. %  $TiO_2$ , 0.35 мас. % MnO и близок по составу к породообразующему биотиту ийолитов (см. табл. 1, ан. 12). *Апатит* из включений значительно обогащен SrO (0.6—1.3 мас. %) и содержит небольшую примесь Mg и Fe (см. табл. 1, ан. 16, 17). Дочерний *кальцит*, так же как и породообразующий, заметно обогащен SrO (0.6—1.3 мас. %) и содержит небольшую примесь Mg и Fe (см. табл. 2, ан. 3, 4). Кроме того, в некоторых случаях он содержит повышенные количества CaO (до 65—75 мас. %), что может свидетельствовать о присутствии в составе включений помимо кальцита также поргландита. *Волластонит* в силикатных включениях встречается довольно часто, и его состав (см. табл. 2, ан. 6, 7) практически не отличается от состава породообразующего волластонита в апатитоносных ийолитах. *Пектолит* по составу (см. табл. 2, ан. 9) аналогичен породообразующему минералу. Дочерний *гранат*, в отличие от такового в ийолитах, является преимущественно шорломитом (см. табл. 2, ан. 11): количество  $TiO_2$  в нем всегда более высокое, чем в породообразующем гранате (12—15 мас. %). Он содержит также больше MgO (0.7—0.9 мас. %) и MnO (до 0.3 мас. %), но меньше FeO (12—15 мас. %) и CaO (до 30 мас. %). *Магнетит* во включениях, так же как и породообразующий минерал, незначительно (десятые доли мас. %) обогащен MgO, CaO, MnO (см. табл. 2, ан. 13). *Лейцит*, *содалит*, *гаюин*, *перовскит*, *барит*, *гипс* и *куспидин* обнаружены только в качестве дочерних фаз. В составе *лейцита* в виде примеси отмечается (мас. %): 1.4 BaO, 1.9  $Na_2O$ , 1.2 CaO и около 0.2 FeO и 0.4 MgO (табл. 3, ан. 1). Для *гаюина* типично несколько пониженное содержание  $SO_3$ , а также небольшая примесь Fe и Mg (см. табл. 3, ан. 2). *Содалит* (см. табл. 3, ан. 3) имеет стандартный состав при заметной (1.6 мас. %) примеси FeO. *Перовскит* характеризуется несколько повышенными концентрациями Ti и Ca и пониженными Fe (см. табл. 3, ан. 4). *Барит* содержит небольшую (0.5—0.6 мас. %) примесь CaO и 0.4—0.5 мас. % SrO (см. табл. 3, ан. 5). *Гипсу* свойственна небольшая примесь (0.6—0.7 мас. %) FeO и MgO (см. табл. 3, ан. 6). *Куспидин*, очень редкий минерал щелочных интрузий, имеет стандартный состав (см. табл. 3, ан. 7).

*Прогрев и гомогенизация* силикатных включений в клинопироксене ийолитов были сопряжены с большими трудностями. Начало плавления дочерних фаз удавалось зафиксировать лишь около 760—800 °С. При несколько более высоких температурах происходило обособление газового пузыря и принятия им сферической формы. Плавление кристаллических фаз продолжалось до 1100—1125 °С. Однако очень часто при температурах, близких к 1000 °С, включения взрывались (разгерметизировались). Вследствие этого нам лишь в редких случаях удавалось полностью расплавить содержимое включений и наблюдать за уменьшением газового пузыря до 1150—1170 °С. Однако из-за опасения разгерметиза-

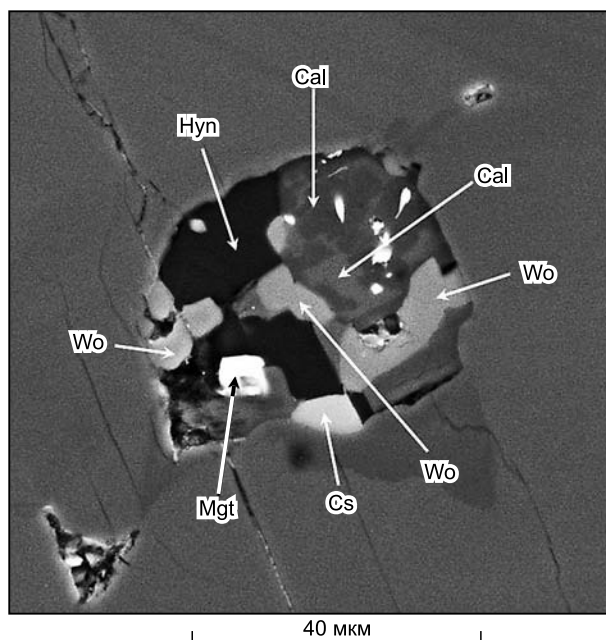


Таблица 3. Химический состав дочерних фаз из силикатных включений в клинопироксене ийолитов (мас. %)

Компонент	Lct	Hyn	Sdl	Prv	Brt	Gp	Cs
	1 (1)	2 (7)	3 (1)	4 (1)	5 (3)	6 (1)	7 (1)
SiO <sub>2</sub>	52.52	33.49	37.78	Н.п.о.	Н.п.о.	1.22	32.39
TiO <sub>2</sub>	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	58.32	»	Н.п.о.	Н.п.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.39	26.91	30.10	Н.п.о.	»	0.98	»
FeO <sub>общ.</sub>	0.23	0.35	1.61	0.57	»	0.66	»
MgO	0.36	0.30	Н.п.о.	Н.п.о.	»	0.60	»
CaO	1.15	10.88	»	38.72	0.56	33.87	57.88
Na <sub>2</sub> O	1.87	17.44	24.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
K <sub>2</sub> O	17.22	0.11	1.05	»	»	0.25	»
BaO	1.37	Н.п.о.	Н.п.о.	»	66.10	Н.п.о.	»
Cl	Н.п.о.	0.75	5.79	»	Н.п.о.	»	»
SO <sub>3</sub>	»	5.44	0.50	»	33.56	48.57	»
O≡Cl	0.00	0.17	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.11	94.98	96.40	97.61	100.67*	86.15	99.65**

Примечание. Lct — лейцит, Hyn — гаюин, Sdl — содалит, Prv — перовскит, Brt — барит, Gp — гипс, Cs — кус-пидин.

\* В сумме также учитывается 0.45 мас. % SrO.

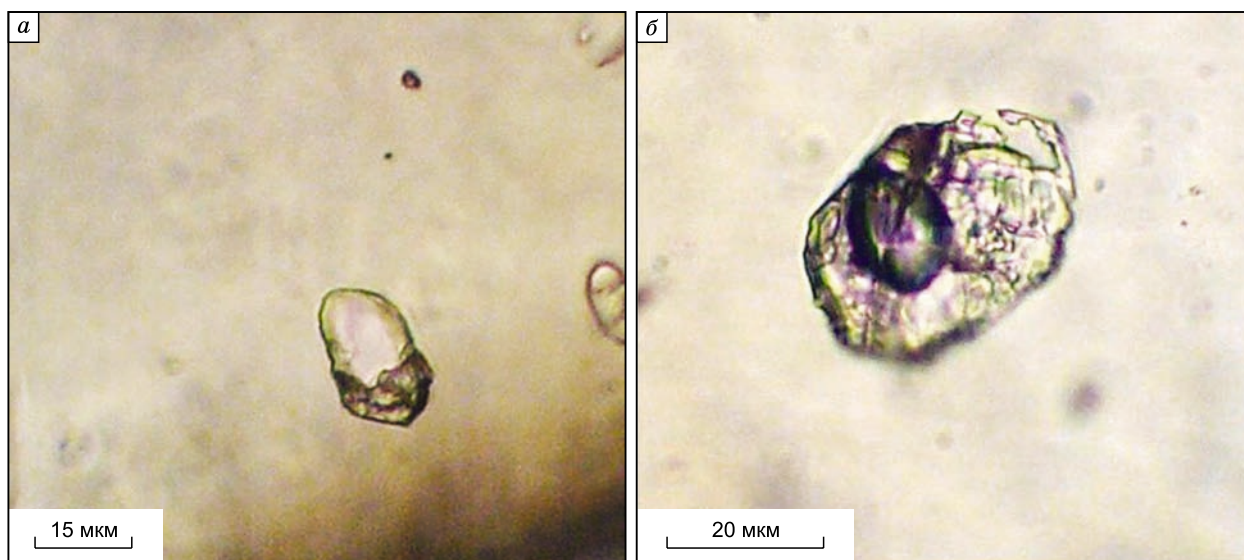
\*\* В сумме также учитывается 9.38 мас. % F.

Таблица 4. Химический состав прогретых стекловатых включений в клинопироксене ийолитов (мас. %)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>общ.</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	SrO	SO <sub>3</sub>	Cl	Сумма
1	43.15	Н.п.о.	15.74	2.06	Н.п.о.	1.14	22.71	9.42	Н.п.о.	0.10	Н.п.о.	Н.п.о.	0.08	0.02	94.42
2	44.07	0.50	14.36	5.76	»	4.51	19.45	6.03	1.23	0.05	»	»	0.42	0.37	96.75
3	41.10	1.57	9.60	7.90	»	8.13	18.92	1.47	4.61	0.11	»	»	0.20	0.10	93.71
4	45.10	0.56	12.30	5.90	»	5.30	16.20	9.60	1.50	2.06	»	»	0.23	0.35	99.10
5	42.23	0.25	13.15	6.18	0.34	6.87	14.78	5.99	2.06	0.20	3.00	1.92	0.03	0.02	97.02
6	41.35	2.84	8.14	8.67	0.36	6.22	13.40	1.06	6.97	1.83	Н.п.о.	0.50	0.08	0.02	91.44
7	46.86	0.42	16.08	3.49	Н.п.о.	6.09	12.51	5.82	3.40	1.28	»	Н.п.о.	Н.п.о.	0.35	96.30
8	46.27	Н.п.о.	16.36	3.37	»	3.73	12.23	4.87	4.58	0.40	4.52	»	0.20	0.10	96.63
9	45.61	0.15	15.74	4.38	0.17	7.38	12.83	6.10	2.93	0.42	2.21	0.62	0.02	Н.п.о.	98.56

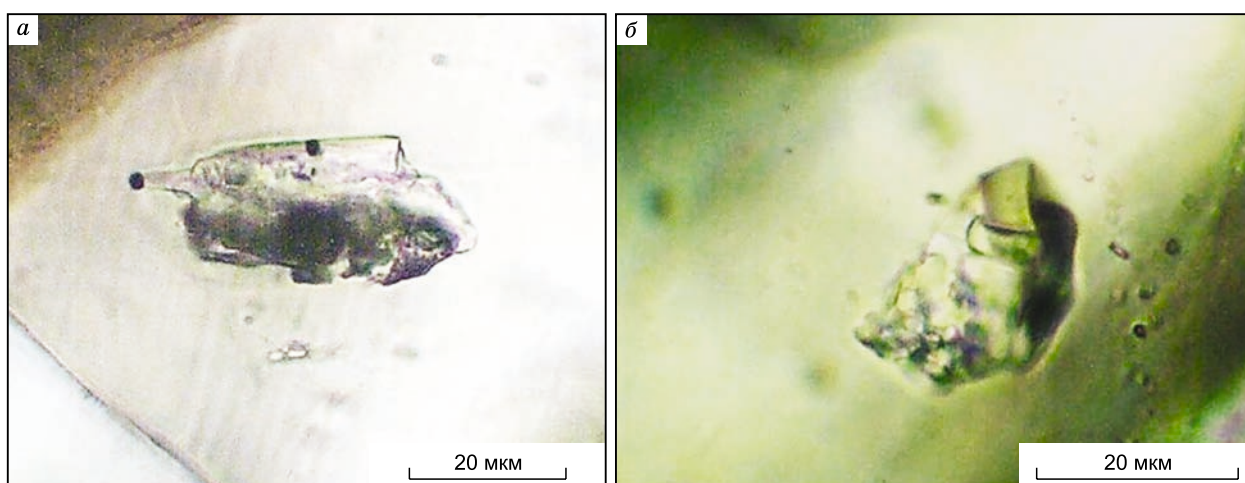
ции включений их нагрев прекращался до исчезновения газового пузыря, т.е. до наступления полной гомогенизации содержимого включений. Как показал анализ закаленного стекла включений, в его химическом составе присутствуют (мас. %): 41—46 SiO<sub>2</sub>, 8—16 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2—8 FeO, 3—6 MgO, 12—20 CaO, 2—9 Na<sub>2</sub>O, 1—6 K<sub>2</sub>O, до 0.4—2.1 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0.2—2.3 SO<sub>3</sub>, 0.02—0.35 Cl, а также в некоторых включениях отмечается до 2—4.5 BaO и 0.4—2.3 SrO (табл. 4). Таким образом, этот законсервированный расплав является высококальциевым, щелочным базит-ультрабазитовым, близким к составу мелилититов-меланефелинитов, обогащенных солевой составляющей, а также фосфором, барием и стронцием. Присутствие гипса в виде дочерней фазы во включениях свидетельствует о наличии в расплаве кроме SO<sub>3</sub> также некоторого количества воды.

**Карбонатно-солевых включений** в апатите и гранате довольно много, распространены они бессистемно, относятся к первичным. В клинопироксене и нефелине подобные включения встречаются реже, приурочены они к трещинам и являются вторичными. Форма включений во всех минералах чаще неправильная, но в гранате и апатите нередко отмечаются включения с близкой к изометричной и округлой или призматической формами. Их размеры колеблются от очень мелких до крупных — 30 × 35 и 30 × 40 мкм. Содержимое включений чаще тонко раскристаллизовано, реже отмечаются монолитные кристаллические агрегаты (рис. 2, 3). Изредка во включениях виден газовый пузырь. Кристаллические фазы бесцветные или окрашены в бурые и зеленоватые цвета. Наиболее крупные фазы имеют призматическую, а также близкую к квадратной или неправильную форму. В процессе *нагрева и гомогенизации* все карбонатно-солевые включения, независимо от их первичности-вторичности и минерала-хозяина, ведут себя одинаково: при 300—340 °С в них заметно плавление солевых фаз, а около 400—450 °С



**Рис. 2. Первичные карбонатно-солевые включения в апатите (а) и гранате (б).**

Изображения в проходящем свете.



**Рис. 3. Вторичные карбонатно-солевые включения в клинопироксене (а) и нефелине (б).**

Изображения в проходящем свете.

начинается распад монолитных кристаллических агрегатов в связи с расплавлением в них наиболее легкоплавких солей и освобождения зажатой в интерстициях флюидной фазы. При более высоких температурах во всех включениях присутствуют обособившиеся газовые пузыри. Около 800 °С расплавляются последние зеленые фазы, и газовые пузыри начинают уменьшаться в размерах. Гомогенизация включений в апатите происходит при 850—970 °С, в гранате — 940—965 °С, клинопироксене — 865—930 °С и нефелине — 800—830 °С.

Химический состав прогретых карбонатно-солевых включений во всех минералах близкий и отвечает составу щелочных карбонатитовых расплавов, обогащенных фосфором (табл. 5). В них преимущественно отмечаются (мас. %) 30—40 CaO, 5—12 Na<sub>2</sub>O, 2—4 K<sub>2</sub>O, 1—3 SrO, 1.5—3 SO<sub>3</sub>, 1—3 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а также небольшие (десятые и сотые доли процента) количества FeO, MgO, BaO, SiO<sub>2</sub>, Cl. В нормативном составе включений рассчитывается (мас. %): 56—82 кальцита, 17—20 грегорита (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), 7—3 апатита, 3.7—7.0 арканита (K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), 1.0—1.5 стронцианита (SrCO<sub>3</sub>), до 0.2 витерита (BaCO<sub>3</sub>) и незначительно магнезита (MgCO<sub>3</sub>) и сидерита (FeCO<sub>3</sub>). Вместе с тем химический состав включений из граната несколько отличается от такового в других минералах: они содержат наибольшие количества (мас. %) SrO

Таблица 5. **Химический состав карбонатно-солевых включений в минералах ийолитов и магнетит-флогопит-апатитовых жил Гулинского плутона (мас. %)**

Порода	Минерал-хозяин	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>общ.</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Сумма
Ийолит	Апатит	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	35.68	10.35	3.56	0.14	0.98	3.62	—	2.01	56.36
		0.31	0.03	»	»	0.05	33.39	9.49	3.59	0.42	0.66	3.10	0.04	2.06	53.14
		0.27	Н.п.о.	0.12	»	0.02	35.30	12.25	3.87	0.20	0.62	1.14	Н.п.о.	2.80	56.59
		Н.п.о.	»	Н.п.о.	»	Н.п.о.	35.71	10.89	3.82	Н.п.о.	0.69	2.53	»	1.35	54.99
		0.08	»	»	»	0.03	35.42	7.31	3.32	»	0.49	1.80	»	3.71	52.16
		0.03	»	»	0.03	0.04	40.11	4.59	3.33	0.13	0.92	1.72	0.02	1.06	51.98
		0.05	»	0.05	Н.п.о.	0.11	45.83	2.80	0.51	Н.п.о.	0.35	2.50	0.36	1.43	53.99
Магнетит-флогопит-апатитовая		0.13	»	0.02	»	0.07	30.34	8.90	5.10	0.43	0.70	2.51	0.02	3.96	52.18
		Н.п.о.	»	Н.п.о.	»	Н.п.о.	36.80	5.88	4.86	—	—	0.52	—	3.28	51.34
Ийолит	Гранат	0.99	»	0.17	0.65	0.06	39.57	6.48	1.90	0.86	3.19	1.61	0.43	4.05	59.96
		0.25	0.04	Н.п.о.	0.49	0.02	36.80	9.38	1.82	0.94	3.46	2.07	0.36	4.81	60.44
		0.84	0.08	0.04	0.95	0.03	33.98	7.52	1.85	0.63	2.47	1.34	0.70	3.05	53.48
	Клинопироксен	0.41	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.41	28.36	16.34	3.36	Н.п.о.	1.12	0.60	Н.п.о.	2.32	52.92
		0.01	»	»	»	0.50	28.77	14.56	5.44	»	0.78	0.64	»	2.82	53.52
		0.24	»	»	»	0.05	37.89	13.76	0.98	»	0.34	0.08	»	2.67	56.01
		0.83	»	0.25	»	Н.п.о.	44.24	10.03	0.90	1.14	1.80	0.10	»	0.35	59.64
		1.25	»	0.06	0.62	0.46	35.04	4.70	5.69	1.06	1.44	0.58	0.12	2.03	53.05
		0.85	»	0.01	0.18	2.54	36.02	8.78	6.40	0.40	0.62	2.66	—	2.44	60.90
	3.29	0.16	0.52	0.41	1.52	36.58	3.31	5.57	0.48	0.65	0.75	Н.п.о.	2.99	56.23	
	Нефелин	0.91	Н.п.о.	0.11	0.41	1.03	38.25	11.02	4.43	0.85	1.08	1.24	»	2.26	61.59
		0.04	»	0.13	0.05	0.41	41.54	7.75	5.61	0.31	0.74	0.07	»	1.64	58.29

Примечание. Включения в апатите и гранате — первичные, в клинопироксене и нефелине — вторичные.

Таблица 6. **Химический состав прогретых карбонатных включений в апатите и клинопироксене (мас. %)**

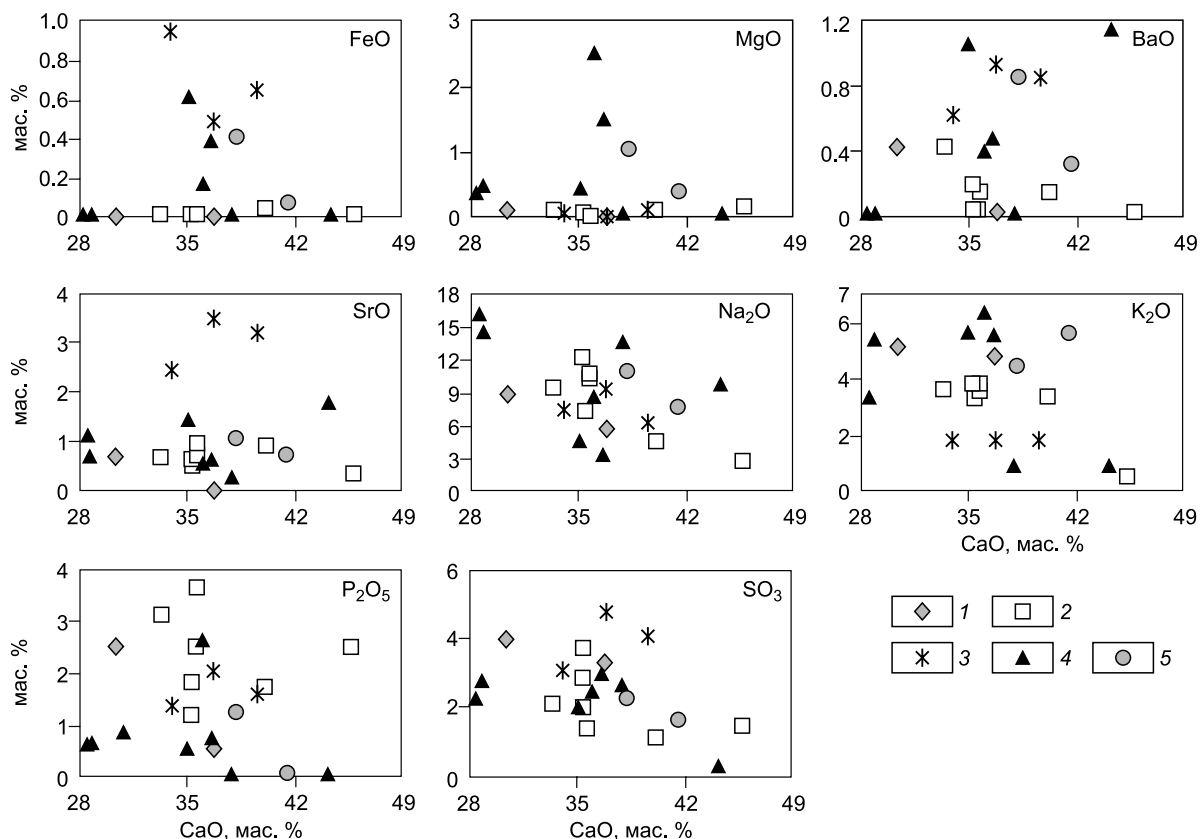
Порода	Минерал-хозяин	SiO <sub>2</sub>	FeO <sub>T</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	BaO	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Сумма
Ийолит	Апатит	0.08	Н.п.о.	Н.п.о.	0.08	55.28	0.85	0.18	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.49	56.96
Магнетит-флогопит-апатитовая		Н.п.о.	»	»	0.01	54.98	0.13	Н.п.о.	»	0.62	0.14	»	0.04	55.92
		»	2.06	»	0.08	53.97	0.07	»	»	0.48	0.20	»	0.18	57.04
Ийолит	Клинопироксен	0.72	0.35	0.05	0.35	60.13	0.30	0.10	»	0.08	0.05	0.09	0.17	62.39
		0.21	0.16	Н.п.о.	0.11	63.39	0.07	0.03	0.33	1.46	0.05	0.09	0.12	66.02
		0.17	0.06	0.02	0.04	60.66	0.06	0.04	0.73	0.20	0.01	0.21	Н.п.о.	62.20
		1.93	0.07	0.01	0.06	61.44	0.08	0.03	0.01	0.19	0.05	0.16	0.09	64.12
		0.32	0.13	Н.п.о.	0.09	64.00	0.05	0.01	0.05	0.76	0.02	0.07	Н.п.о.	65.50
		0.25	0.44	0.04	0.06	67.74	0.06	0.02	0.03	0.52	0.06	0.03	0.02	69.27
		0.28	0.26	0.24	0.35	64.91	0.32	0.12	0.22	0.42	0.09	0.05	Н.п.о.	67.26
		0.22	0.13	0.19	0.15	57.35	0.12	0.01	0.06	0.24	0.20	Н.п.о.	»	58.67

Примечание. Включения в апатите — первичные, в клинопироксене — вторичные.

(2.5—3.5), BaO (0.63—0.94), FeO (0.5—0.95), SO<sub>3</sub> (3—4.81), Cl (0.4—0.7) и минимальные (1.8—1.9) K<sub>2</sub>O. Высокие (3.3—4.0) количества SO<sub>3</sub> характерны также для включений из апатита, содержащегося в магнетит-флогопит-апатитовых жилах. Включения в клинопироксене и нефелине по сравнению с включениями в апатите содержат больше Mg, Fe, Si. Эти различия хорошо видны на рис. 4.

**Карбонатные включения** встречаются гораздо реже щелочных карбонатно-солевых включений. Как и последние, они являются первичными в апатите и гранате и вторичными в клинопироксене и нефелине. Форма их неправильная, бочонковидная, округлая. Содержимое представлено монолитным или





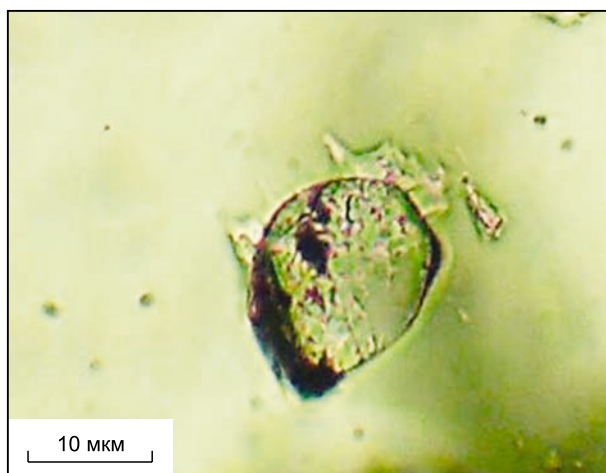
**Рис. 4. Соотношение CaO с другими компонентами в гомогенизированных карбонатно-солевых включениях.**

1 — в апатите магнетит-флогопит-апатитовых жил, 2 — в апатите ийолитов, 3 — в гранате ийолитов, 4 — в пироксене ийолитов, 5 — в нефелине ийолитов. Включения в апатите и гранате — первичные, в клинопироксене и нефелине — вторичные.

тонкокристаллическим агрегатом (рис. 5). Среди дочерних фаз иногда различимы одна или две частично ограниченные бесцветные или слегка зеленоватые фазы. Газовый пузырь обычно не виден, но он начинает сразу обособляться при подплавлении солевых фаз около 300—350 °С. При повышении температуры и интенсивном плавлении содержимого включений газовый пузырь увеличивается в размерах и достигает своего максимума при 780—800 °С, когда солевые фазы полностью расплавляются. Гомогенизация газа происходит при 840—860 °С. При закалке содержимое включений тонко раскристаллизуется и в его составе отмечается 54—67 мас. % CaO, иногда 1—3 мас. % SiO<sub>2</sub>, десятые доли процента FeO, SrO и сотые доли процента щелочей, фосфора, хлора и серы (табл. 6). При этом наблюдается характерная особенность: в нормативном составе включений из клинопироксена помимо преобладающего кальцита в значительном количестве (20—30 мас. %) отмечается также портландит, что свидетельствует о существенном обогащении карбонатного расплава водой.

**Рис. 5. Первичные карбонатные включения в апатите из флогопит-магнетит-апатитовых жил.**

Изображение в проходящем свете.



## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют связывать апатитовую минерализацию в ийолитах и апатитовое оруденение в карбонатитах (биотит-магнетит-апатитовых жилах) с присутствием высокотемпературных (850—990 °С) щелочных высококальциевых карбонатно-солевых расплавов, обогащенных фосфором и отвечающих составам щелочных карбонатитов. Солевые компоненты и фосфор в заметных количествах отмечаются также и в силикатных расплавах, из которых кристаллизовался клинопироксен ийолитов. Состав этих расплавов, согласно анализу стекол законсервированных в клинопироксене силикатных включений, был низкокремнистый, содержал повышенные количества Са, заметные — щелочей и отвечал составам мелилититов-меланефелинитов.

Наличие генетической связи между щелочными породами и карбонатитами в настоящее время не вызывает сомнений, так же как и способность этих пород концентрировать фосфор в своем составе. Фосфор является весьма подвижным элементом и тяготеет к наиболее легкоплавкой и летучей составляющей расплавов. Экспериментально установлено [Рябчиков, 1987], что этот элемент изначально может присутствовать в мантийных расплавах. При экспериментальном изучении фосфорсодержащих щелочных систем Л.В. Делицына и Б.Н. Мелентьев [1969] пришли к выводу о ликвационном механизме разделения силикатной и фосфатной составляющей расплава. Однако Л.Н. Когарко [1977] при исследовании плавкости в системе нефелин—фторapatит—диоксид установила весьма ограниченную область ликвации и связывала образование апатит-нефелиновых хибинских руд исключительно с позиций кристаллизационной дифференциации. Л.М. Делицын с соавторами [1974], изучавшие систему акмит—нефелин—виллиомит, отвели место ликвации только на заключительных этапах формирования ийолитуртитов. Расслоение фосфат-силикатного расплава ими связывается с накоплением в нем акмитовой составляющей. При экспериментальном изучении фосфатно-карбонатно-силикатных систем Н.И. Сук [2001] отметила, что с увеличением содержания фосфора в фельдшпатоидных силикатных расплавах в солевой фазе обнаруживаются неоднородности, выражающиеся в присутствии обособлений карбонатного и фосфатного состава. При этом фосфатная фаза обладает большей эффективностью концентрирования редких земель, чем карбонатная.

В настоящее время конкретные данные о физико-химических условиях природного минералообразования, в том числе и об условиях кристаллизации апатита, получают с помощью изучения законсервированных включений — реликтов минералообразующих сред. По термометрическим данным [Романчев, 1972; Nesbitt, Kelly, 1977; Панина, 1985; Наумов и др., 1988; Morogan, Lindblom, 1995; Samson et al., 1995; Nielsen et al., 1997; Андреева и др., 1998, 1999], апатит кристаллизуется в большом температурном интервале (от 1220 до 800 °С и ниже), начиная от акцессорного на раннемагматическом этапе формирования ультрабазитов до завершающих стадий образования рудных залежей в карбонатитах. Он является «сквозным» минералом, и законсервированные в нем включения содержат информацию о составе расплавов и их эволюции на разных этапах формирования породного комплекса. При изучении включений была подтверждена значительная роль процессов несмесимости в природных щелочных системах. Установлено [Andersen, 1988; Kogarko et al., 1991, 1995; Mitchell, 1991, 1997; Соловова и др., 1996, 1998; Панина, Усольцева, 1999, 2000; Рипп и др., 2000; Sharygin, 2001; Панина и др., 2003; Panina, 2005; Solovova et al., 2005], что глубинные магмы изначально обогащены летучими компонентами, среди которых преобладают углекислота, щелочи, галоиды, сера, а также фосфор. Первоначально эти флюиды, вероятно, играют роль агентов мантийного метасоматоза и способствуют выплавлению глубинных расплавов. При достижении критических содержаний Са и щелочей при высоком давлении флюидов (преимущественно  $\text{CO}_2$ ) глубинные магмы становятся неоднородными, и при температурах около 1280—1250 °С в них проявляется двухфазовая карбонатно-силикатная жидкостная несмесимость. Процесс карбонатно-силикатной несмесимости сопровождается перераспределением основных и второстепенных компонентов между сосуществующими фазами: силикатный расплав обогащается Si, Al и обедняется Са и щелочами, фосфором, хлором, серой, которые уходят в карбонатитовую жидкость. При медленном остывании в диапазоне от 1200 до 800—600 °С пространственно отделившиеся карбонатитовые расплавы становятся снова неоднородными и распадаются на несмесимые карбонатные и солевые фракции разного состава: щелочно-сульфатную, щелочно-фосфатную, щелочно-фторидную, щелочно-хлоридную и Fe, Mg, Са-карбонатную [Panina, 2005]. Проявление многофазовой карбонатно-солевой несмесимости в благоприятных условиях приводит к формированию разных типов оруденения [Панина, Моторина, 2008]. В качестве примера проявления многофазовой силикатно-карбонатно-фосфатной несмесимости можно привести результаты изучения включений И.А. Андреевой [2000]. Она установила, что на высокотемпературной стадии формирования щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) исходная магма была гетерогенна и представлена сосуществующими несмесимыми расплавами — силикатно-фосфатным и меланефелинитовым. На более поздней стадии минералообразования были отмечены фосфатно-карбонатные расплавы.

Близкие результаты были получены при изучении условий образования апатита в высококальциевых щелочных породах Маломурунского и Сыннырского массивов [Панина и др., 1990, 1991; Панина, Усольцева, 1999, 2003]. Было установлено, что кристаллизация акцессорного апатита всегда начиналась на высокотемпературном этапе (1280—1180 °С) совместно с фемическими минералами, с которыми устанавливалась тесная парагенетическая связь. В калишпатизированных и карбонатизированных породах образование апатита осуществлялось уже из щелочных сульфатно-карбонатных расплавов, которые при 1020—1050 °С разделялись на несмешиваемые щелочно-сульфатную и существенно-кальциевую карбонатные фракции. Было отмечено, что на поздних магматических этапах при проявлении карбонатно-солевой несмешиваемости от карбонатных расплавов отделяются щелочно-фосфатные солевые расплавы. В целом было установлено, что в природных макросистемах многофазовая силикатно-карбонатно-солевая жидкостная несмешиваемость проявляется в процессе медленного остывания и длительной эволюции в земной коре щелочных базит-ультрабазитовых расплавов, а также приводит к образованию разных типов интрузивных карбонатитов и сопутствующего оруденения: широко распространенных кальцитовых и доломитовых карбонатитов и более редко встречаемых типов, обогащенных P, S, галоидами (например, в Западном Забайкалье, Мушугай-Худук в Южной Монголии, Маунтин-Пасе в Калифорнии, Томтор в Сибири).

По данным изучения силикатных включений, на Гулинском плутоне на ранних стадиях формирования ийолитов при температурах, превышающих 1170—1150 °С, когда кристаллизовался клинопироксен, расплав отвечал составу мелилититов-меланефелинитов и был обогащен S, Cl, P, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O. На заключительных этапах образования клинопироксена или даже при кристаллизации более позднего мелилита [Расс, Плечов, 2000] расплав при медленном охлаждении, по-видимому, становился неравновесным и распадался на несмешиваемые фракции — силикатную и щелочную карбонатно-солевую (карбонатитовую), обогащенную фосфором. Присутствие в карбонатно-солевых расплавах щелочей, S, Cl, F, CO<sub>2</sub> способствовало концентрации и удерживанию в них фосфора до довольно низких температур. С кристаллизацией апатита при 850—970 °С из щелочных карбонатно-солевых (карбонатитовых) расплавов связано формирование апатитовых скоплений в ийолитах и образование апатитовых рудных залежей и жил в карбонатитах. Вероятно, от щелочного карбонатно-солевого расплава произошло отделение несмешиваемой бесщелочной Са-карбонатной фракции, из которой при 840—850 °С кристаллизовались кальцитовые карбонатиты.

## ВЫВОДЫ

1. На Гулинском плутоне формирование рудного апатита в ийолитах и жилах карбонатитов происходило при 970—850 °С из щелочного карбонатно-солевого расплава, обогащенного фосфором.
2. Щелочной карбонатно-солевой расплав, вероятно, отделился от низкокремнистой мелилитит-меланефелинитовой магмы, обогащенной S, F, Cl, CO<sub>2</sub>, щелочами и P в результате жидкостной несмешиваемости при температурах, незначительно превышающих 1150—1170 °С, на завершающих стадиях кристаллизации клинопироксена либо при кристаллизации более позднего мелилита.
3. При 840—850 °С в магматической камере наряду со щелочным карбонатно-солевым расплавом присутствовал высококальциевый карбонатитовый расплав, из которого кристаллизовались кальцитовые карбонатиты.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 11-05-00283а).

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И.А.** Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., 2000, 27 с.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 307—315.
- Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Состав магм и генезис тералитов карбонатитосодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия, 1999, № 8, с. 826—841.
- Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.** Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.
- Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н., Делицына Л.В.** Система акмит—нефелин—виллиомит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 186—189.
- Делицына Л.В., Мелентьев Б.Н.** Сосуществование жидких фаз при высоких температурах. Система апатит—нефелин—виллиомит // Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 431—433.

- Дудкин О.Б.** Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л., Наука, 1977, 204 с.
- Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л., Недра, 1991, 260 с.
- Когарко Л.Н.** Проблемы генезиса агпайтовых магм. М., Наука, 1977, 291 с.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б.** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). М., Наука, 1965, 550 с.
- 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.
- Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Природные фосфатно-силикатные расплавы // Докл. АН СССР, 1988, т. 300, № 3, с. 672—675.
- Панина Л.И.** Физико-химические условия формирования пород в интрузивах щелочно-ультраосновной формации // Геология и геофизика, 1985 (1), с. 39—51.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах Маломурунского массива (Алдан) // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653—669.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 655—670.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Проблема карбонатитообразования на Сыннырском щелочном плутоне (Северное Прибайкалье) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск—Хабаровск, 2003, с. 75—87.
- Панина Л.И., Моторина И.В.** Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия, 2008, № 5, с. 487—504.
- Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Шарыгин В.В., Жидков А.Я.** Перспективы апатитоносности высокоультракальциевых щелочных массивов // Горнодобывающие комплексы Сибири и их минерально-сырьевая база. Ч. 2. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, с. 103—105.
- Панина Л.И., Шарыгин В.В., Прошенкин И.Е.** Апатитоносность калиевых щелочных массивов // Геология и геофизика, 1991 (1), с. 107—115.
- Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М.** Генезис мелилитовых пород вулкана Пиан ди Челли по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, Центральная Италия) // Петрология, 2003, № 3, с. 405—421.
- Расс И.Т., Плечов П.Ю.** Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // ДАН, 2000, т. 375, № 3, с. 389—392.
- Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, 230 с.
- Романчев Б.П.** Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений // Геохимия, 1972, № 2, с. 172—179.
- Рябчиков И.Д.** Процессы мантийного магмообразования // Эволюция магматизма в истории Земли. М., Наука, 1987, с. 349—371.
- Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.
- 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., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н.** Изучение включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Южная Африка) // Геохимия, 1998, № 5, с. 435—447.
- Сук Н.И.** Экспериментальное исследование силикатно-карбонатных систем // Петрология, 2001, т. 9, № 5, с. 547—558.
- Andersen T.** Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway // Lithos, 1988, v. 22, p. 99—112.
- Kogarko L.N., Plant D.A., Henderson C.M.B., Kjarsgaard B.A.** Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia // Contr. Miner. Petrol., 1991, v. 109, p. 124—129.
- Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H.** Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle // Contr. Miner. Petrol., 1995, v. 121, p. 267—274.

**Mitchell R.H.** Coexisting glasses occurring as inclusions in leucite from lamproites: examples of silicate liquid immiscibility in ultrapotassic magmas // *Miner. Mag.*, 1991, v. 55, p. 197—202.

**Mitchell R.H.** Carbonate-carbonate immiscibility, neighborite and potassium iron sulphide in Oldoinyo Lengai natrocarbonatite // *Miner. Mag.*, 1997, v. 61, p. 779—789.

**Morogan V., Lindblom S.** Volatiles associated with the alkaline-carbonatite magmatism at Alno: a study of fluid and solid inclusions in minerals from the Langazsholmen ring complex // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 122, p. 262—274.

**Nesbitt B.E., Kelly W.C.** Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 271—294.

**Nielsen N.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallized melt inclusions. Gardiner complex // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 126, p. 331—344.

**Panina L.I.** Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melts: data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 150, p. 19—36.

**Roedder E.** Fluid inclusions. *Rev. Miner.*, 1984, v. 12, 620 p.

**Samson I.M., Liu W., Williams-Jones A.E.** The nature of orthomagmatic hydrothermal fluids in the Oka carbonatite, Quebec, Canada: Evidence from fluid inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, № 10, p. 1963—1977.

**Sharygin V.V.** Silicate-carbonate liquid immiscibility in melt inclusions from melilitolite minerals: the Pian di Celle volcano (Umbria, Italy) // *Memorias.*, 2001, № 7, p. 399—402.

**Solovova I.P., Girnits A.V., Kogarko L.N., Kononkova N.N., Stoppa F., Rosatelli G.** Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // *Lithos*, 2005, v. 85, p. 113—128.

*Рекомендована к печати 5 марта 2014 г.  
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию  
12 сентября 2013 г.*