

## ГЕНЕЗИС АПАТИТОВЫХ РУД МАГАНСКОГО МАССИВА (север Восточной Сибири)

Л.И. Панина, А.Т. Исакова

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

С помощью широкого привлечения методов комплексного изучения включений минералообразующих сред выяснены условия формирования одного из крупнейших апатитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции, расположенного в экзоконтактовой зоне — апокварцитовых фенит-эгиринитах — Маганского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива. Здесь изучены наиболее обогащенные фосфором экзоконтактовые нефелинсодержащие эгириниты и ийолитовые жилы в эгиринитах. В жильных ийолитах в нефелине обнаружены первичные расплавные включения силикатно-солевого состава, а в апатите — сингенетичные первичные расплавные включения силикатного, щелочного сульфатно-карбонатного и карбонатного составов. В экзоконтактовых нефелинсодержащих эгиринитах в апатите зафиксированы первичные расплавные включения щелочного сульфатно-карбонатного состава. При детальном изучении включений установлено, что кристаллизация нефелина в апатитсодержащих ийолитовых жилах происходила при 1100—1120 °С из гомогенного, обогащенного SO<sub>3</sub>, Cl, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O нефелинитового расплава, локально загрязненного вмещающими кварцевыми песчаниками и кварцитами. При более низких температурах — либо на заключительных стадиях кристаллизации нефелина, либо на ранних стадиях образования апатита — расплав уже был гетерогенный, вероятно, в связи с проявлением несмесимости и состоял из более кремнистой силикатной, а также щелочной сульфатно-карбонатной и карбонатной фракций. Кристаллизация апатита осуществлялась преимущественно из обособившихся щелочных сульфатно-карбонатных расплавов: в жильных ийолитах при 1080—980 °С, в эгиринитах — при 940—760 °С. Щелочные сульфатно-карбонатные расплавы в жильных ийолитах по сравнению с таковыми в эгиринитах были больше обогащены SO<sub>3</sub>, но меньше фосфором. Завершилась кристаллизация апатита из карбонатных расплавов, содержащих незначительные количества фосфора.

*Апатит, ийолитовые жилы, экзоконтактовые эгириниты, силикатные и силикатно-солевые включения, щелочные сульфатно-карбонатные и карбонатные включения.*

## GENESIS OF APATITE ORES OF THE MAGAN MASSIF (*northern East Siberia*)

L.I. Panina and A.T. Isakova

Having applied methods of comprehensive melt inclusion studies, we have elucidated the formation conditions for one of the largest apatite deposits in the Maimecha–Kotui province, located in the exocontact zone of the Magan alkaline ultramafic carbonatite massif, in apoquartzite fenite-aegirinites. We examined the most P-enriched exocontact nepheline-containing aegirinites and ijolite veins in them. In veined ijolite, primary silicate–salt melt inclusions in nepheline and syngenetic primary silicate, alkali sulfate–carbonate, and carbonate melt inclusions in apatite were found. Primary alkali sulfate–carbonate melt inclusions were also identified in apatite from exocontact nepheline-containing aegirinites. Detailed analysis of the inclusions has shown that nepheline of the apatite-containing ijolite veins crystallized at 1100–1120 °C from homogeneous nephelinite melt, which was enriched in SO<sub>3</sub>, Cl, CO<sub>2</sub>, and H<sub>2</sub>O and locally contaminated with quartz sandstones and quartzites. At lower temperatures (either at the final stages of nepheline crystallization or at the early stages of apatite formation), the melt was already heterogeneous (probably, because of immiscibility) and consisted of more Si-saturated, alkali sulfate–carbonate, and carbonate fractions. Apatite crystallized mainly from separated alkali sulfate–carbonate melts: at 1080–980 °C in veined ijolites and at 940–760 °C in aegirinites. Alkali sulfate–carbonate melts in veined ijolites were enriched in SO<sub>3</sub> but depleted in P as compared with those in aegirinites. At the final stage, apatite crystallized from P-poor carbonate melts.

*Apatite, ijolite veins, exocontact aegirinites, silicate and silicate–salt inclusions, alkali sulfate–carbonate and carbonate inclusions*

## ВВЕДЕНИЕ

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы более ста лет привлекают внимание исследователей большим разнообразием слагающих их пород и широким спектром приуроченных к ним по-

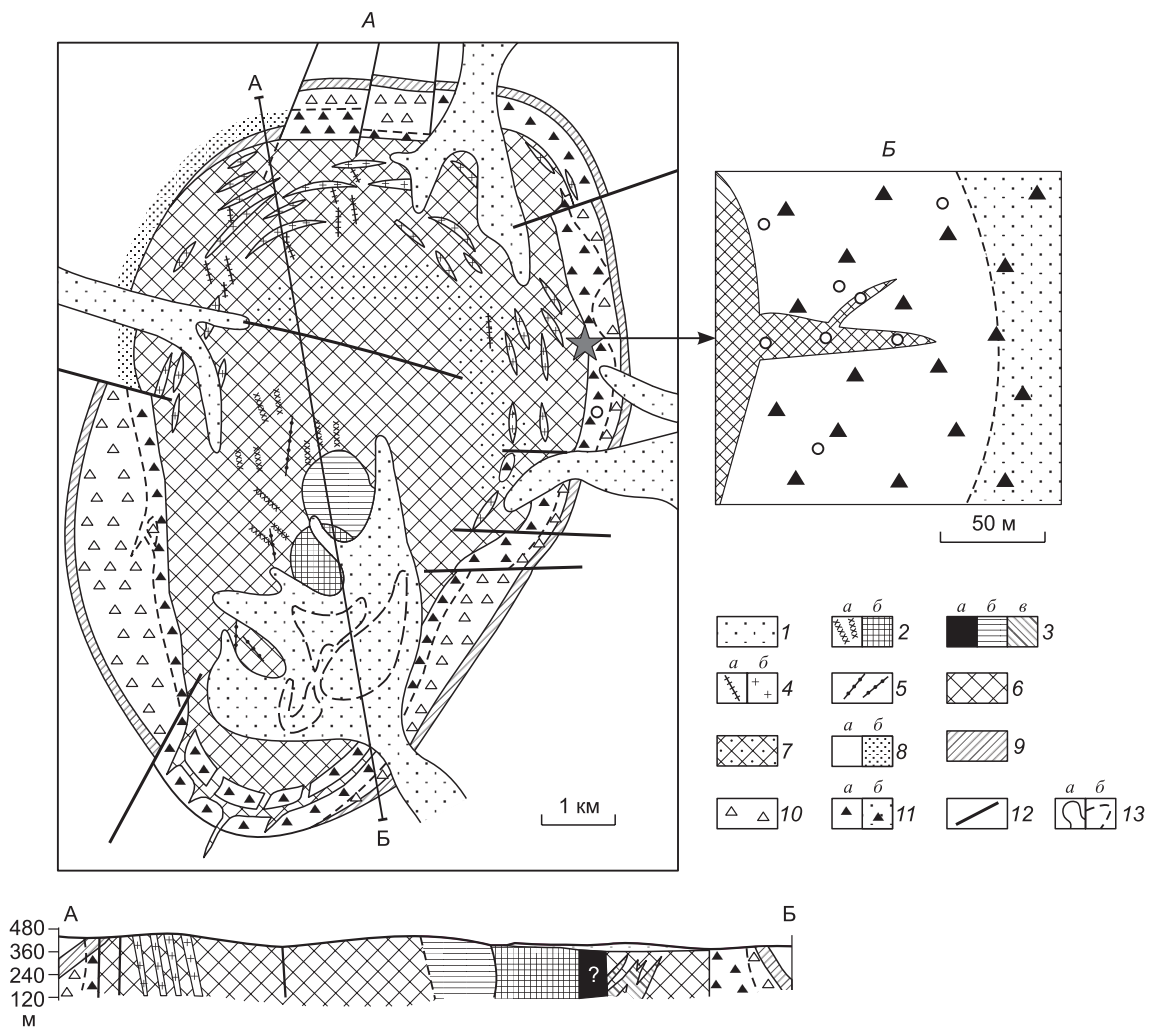
лезных ископаемых (апатит, флогопит, флюорит, Fe, Cu, TR, Zr, Nb и др.). Рудопроявления апатита — предмет нашего изучения — в породах сложнопостроенных щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов разнообразны по минеральным парагенезисам, относительному времени и способу формирования. Объективные данные об условиях кристаллизации апатита имеют не только теоретическое, но и большое практическое значение. В ряде щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов европейской части России, а также за рубежом апатит уже промышленно извлекается из пород и используется в основном для получения фосфорных удобрений. Вопрос о перспективах апатитоносности щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов в Маймечя-Котуйской провинции (север Сибирской платформы) рассматривается с 1965 г. В эти годы здесь были выделены наиболее перспективные на апатитовые руды массивы — Маган, Ыраас, Ессей, Гули. На этих массивах с 1970 г. проводились поисково-оценочные работы на апатит и были даны прогнозные запасы. В эти же годы были разработаны основы генетической классификации важнейших типов апатитовых руд [Кухаренко и др., 1965; Дудкин, 1977; и др.], которые в последующие годы развивались и дополнялись. В настоящее время наиболее полной и аргументированной считается генетическая классификация Л.С. Егорова [1976, 1991]. По ассоциации главных породообразующих минералов им выделены четыре типа апатитовых руд: 1 — силикат-апатитовый, включающий фенитовый, ийолитовый, мелилитолитовый подтипы; 2 — силикат-магнетит-апатитовый (фоскоритовый); 3 — карбонат-апатитовый (карбонатитовый); 4 — магнетит-апатитовый с нельсонитовым и франколитовым подтипами. По этой классификации, апатитовое оруденение фенитового подтипа связывается с метасоматической деятельностью, а ийолитового — с автосоматозом. Фоскоритовый, карбонатитовый типы и нельсонитовый подтип относятся к магматическому этапу становления интрузий. Следует отметить, что в целом положительно воспринимая терминологию предложенной классификации, не все исследователи [Булах, Иваников, 1984; Эпштейн, 1994] согласны с генетическими представлениями Л.С. Егорова и нередко считают магматическими образованиями только апатиты ийолитового подтипа, а все остальные типы и подтипы относят к продуктам постмагматической переработки пород массивов.

Противоречивость в генетических представлениях объясняется тем, что они базируются в основном на геолого-минералогических исследованиях, т.е. на косвенных признаках. Прямые данные о физико-химических условиях формирования апатитовых руд в настоящее время можно получить с помощью методов термобарогеохимии — при изучении расплавных и флюидных включений, законсервированных в минералах. Расплавные и флюидные включения обладают уникальными свойствами сохранять информацию о *PT*-параметрах, химических составах исходных и производных расплавов, условиях их эволюции (поведении отдельных элементов в ходе подъема и кристаллизации магмы, процессах кристаллизационной дифференциации, ликвации и смешения расплавов), а также флюидонасыщенности минералообразующих систем [Базарова и др., 1975; Roedder, 1984; Костюк и др., 1990; Соболев, 1996; Бакуменко и др., 1999; и др.], которая в других случаях полностью или частично теряется в вещественном составе пород из-за наложенных процессов, широко распространенных в природных системах. Методы изучения включений широко используются на мировом уровне, а полученные с их помощью сведения способствуют более глубокому пониманию сложных процессов петро- и рудогенеза.

В своих исследованиях мы широко применяли методы термобарогеохимии. Объектом данного изучения явились апатитовые руды Маганского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива, представляющего одно из трех наиболее перспективных апатитовых месторождений Маймечя-Котуйской провинции. Апатитовое месторождение приурочено к экзоконтактовой апокварцитовой фенит-эгириновой зоне и, по мнению Л.С. Егорова [1991], было сформировано в результате авто- и контактового метасоматоза, осложненного взаимодействием расплава и флюидов с вмещающим ультракислым окружением.

#### **ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ИССЛЕДУЕМЫХ АПАТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД МАГАНСКОГО МАССИВА**

Маганский массив расположен в 220 км южнее пос. Хатанга на водоразделе рек Маган и Джогджо — левых притоков р. Котуй. Он в плане (рис. 1, а) имеет форму неправильного овала, вытянутого в меридиональном направлении на 9 км вдоль контролирующего Котуйского разлома, расширяющегося на севере (6.5 км) и сужающегося на юге (4 км). В центральной части интрузии располагаются породы ийолит-якупирангитовой серии, слагающие 80—85 % площади массива. Здесь же отмечается небольшой, почти изометричный, диаметром около 1 км шток доломитовых карбонатитов, который граничит с полем развития фоскоритов и магнетитов. Среди ийолитов отмечаются мелкие, изометричные ксенолиты измененных оливинитов. Породы ийолит-якупирангитовой серии на периферии массива рассекаются гребенчатыми нефелин-пироксен-апатитовыми жилами (ийолитовый подтип руды) [Егоров, 1991; Фролов и др., 2003]. Вокруг тела ийолитов-якупирангитов на контакте с вмещающими почти мономинеральными кварцитами рифея располагается мощная (70—600 м) зона фенитов. Эта экзоконтак-



**Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Маган с местами отбора образцов [Егоров, 1991] (А); апофиз ийолитов в нефелинсодержащих эгиринитах (Б).**

*А:* 1 — аллювиальные отложения; 2 — карбонатиты (*а* — кальцитовые, *б* — доломитовые); 3 — фоскориты (*а* — нельсониты, *б* — магнетиты, *в* — рудные форстериты); 4 — тингуаниты (*а*) и нефелиновые сиениты (*б*); 5 — флогопитовые ийолит-пегматиты; *б* — ийолит-якупирангиты; 7 — апатитовые ийолиты; 8 — доломиты рифея (*а*) и контактовые мраморы (*б*); 9 — алевроитовые доломиты и мергели рифея; 10 — кварцевые песчаники и кварциты (в зоне термального контактового метаморфизма); 11 — апатитовые эгириниты: *а* — нефелинсодержащие, *б* — калишпат-нефелинсодержащие; 12 — разломы; 13 — геологические границы (*а* — фазовые, *б* — фациальные). *Б:* полыми кружками обозначены места отбора образцов.

товая зона является наиболее перспективной на апатитовое оруденение (фенитовый подтип), запасы которого по разным оценкам составляют 50—150 млн т  $P_2O_5$ . Фенитовая зона приурочена к сильно раздробленным участкам и сложена неоднородными неравномерно-зернистыми породами, состоящими из преобладающего клинопироксена (эгирина, эгирин-диопсида, эгирин-авгита, авгита), а также того или иного количества калишпата, апатита, нефелина. В зоне выделяется несколько подзон, сменяющихся от экзоконтакта интрузии в следующей последовательности: нефелин-apatитсодержащие эгириниты, калишпат-нефелинсодержащие эгириниты, эгирин-apatитовые руды (эгиапиты), твейтозиты, сиенит-порфиры, кварциты [Егоров, 1982]. Следует отметить, что эгиринитами исследователи [Данилин, Богадица, 1980; Егоров, 1991; Эпштейн, 1994] назвали экзоконтактовые фенитизированные породы, состоящие преимущественно из клинопироксена, для которого характерны даже в пределах одного образца широкие вариации содержания эгиринового минала — от 15 до 65—70%. Эгиринитам свойственны мелко-, среднезернистая структура и массивная или такситовая текстура. По содержанию и распределению апатита эгиринитовые подзоны крайне неоднородны. В них выделяются разные по форме участки, сложенные бедными и богатыми рудами с содержанием  $P_2O_5$  от 4—8 до 15—16 мас. %. Размеры богатых участков руд колеблются от первых квадратных метров (гнезда, небольшие линзы) до 300 × 60 м.

Вертикальное строение руд, изученное по скважинам до глубины 300 м, также неоднородное. Богатые и бедные руды в разрезе тесно перемежаются между собой. Эгириниты рассекаются жилами апатитсодержащих ийолитов, нередко являющихся апофизами ийолит-якупирангитовой интрузии (см. рис. 1, Б).

Для исследования мы использовали образцы из коллекции Л.С. Егорова, наиболее полно отражающие особенности формирования апатитового оруденения на Маганском массиве (см. рис. 1, А, Б): а) нефелин-apatитсодержащие эгириниты из непосредственного контакта массива с вмещающими кварцитами; б) жильные апатитсодержащие ийолиты в эгиринитах, среди которых отмечаются простые и зональные разновидности.

**Нефелин-apatитсодержащие эгириниты** распространены в непосредственном контакте с массивом и образуют зону шириной до 30 м и более. В их составе помимо клинопироксена (75—95 об. %), апатита (0—20 об. %) и нефелина (1—15 об. %) присутствуют калишпат и альбит, флогопит, сфен и рудные минералы, а также кальцит, количество которых не превышает первых процентов. Клинопироксен в породе преобладает, представлен округлыми и призматическими зернами от 0.2 до 0.5 мм по длинной оси. Для призматических зерен характерны сноповидные радиально-лучистые формы срастания. Зерна нефелина ксеноморфны, выполняют интерстиции между клинопироксеном, иногда образуют пойкилобластовую структуру, нередко замещаются канкринитом и кальцитом. Апатит встречается в виде мелких (0.2—0.5 мм) изометричных или призматических зерен. Часто распределен довольно равномерно в промежутках между зернами клинопироксена, но иногда колебания его содержания велики, вплоть до полного отсутствия на некоторых участках и образования отдельных обособлений и гнезд на других. Флогопит и рудные минералы располагаются в интерстициях между зернами пироксена. Флогопит образует пластинки, а рудные — близкие к овальной форме зерна. Структура породы призматически-зернистая и микрогранобластовая. В усредненном химическом составе наиболее однородного нефелин-apatитсодержащего эгиринита, по данным Л.С. Егорова [1991], присутствуют (мас. %): 47.7 SiO<sub>2</sub>, 0.5 TiO<sub>2</sub>, 0.7 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 12.8 FeO, 0.3 MnO, 8.4 MgO, 18.5 CaO, 4.5 Na<sub>2</sub>O, 0.3 K<sub>2</sub>O, 3.2 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 1.4 CO<sub>2</sub>.

**Жильные апатитсодержащие ийолиты в эгиринитах** имеют как простое, так и зональное строение. Во всех ийолитовых жилах клинопироксен (25—40 об. %) представлен призматическими и короткостолбчатыми зернами, а нефелин (55—60 об. %) и апатит (1—8 об. %) — ксеноморфными. Нефелин образует довольно крупные обособления, а апатит — мелкие индивиды. Нефелин иногда замещается канкринитом, цеолитами, кальцитом. От массивообразующих ийолитов жильные ийолиты отличаются в основном повышенной фосфорноспособностью. В простых жилах апатит равномерно распределен в породе, а в жилах зональных ийолитов он концентрируется либо в их осевых, либо периферических частях, образуя обособления разной мощности, вплоть до значительных, составляющих более половины поперечного сечения жил. В ийолитах отмечаются также незначительные, но иногда существенно варьирующие количества кальцита, биотита, рудных минералов, калишпата, альбита. Структура породы неравномерно-зернистая. Химический состав простых ийолитовых жил включает (мас. %): 42.4 SiO<sub>2</sub>, 0.3 TiO<sub>2</sub>, 21.4 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5.0 FeO, 0.1 MnO, 4.4 MgO, 8.5 CaO, 10.9 Na<sub>2</sub>O, 3.7 K<sub>2</sub>O, (0.2—0.5) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2.6 CO<sub>2</sub> [Бутова, Егоров, 1962].

Ниже приводятся химические составы главных породообразующих минералов исследуемых пород.

**Нефелин**, присутствующий в зональных апатитсодержащих ийолитовых жилах эгиринитов, характеризуется некоторым количеством железа, который в виде Fe<sup>3+</sup> входит в алюмосиликатный каркас минерала (табл. 1, ан. 1). Его химический состав по сравнению с таковым из массивообразующих ийолитов (см. табл. 1, ан. 2, 3) имеет более высокое количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и полное отсутствие CaO [Егоров, 1991] при равном количестве щелочей. Вместе с тем повышенные содержания кальция Л.С. Егоров [1991] связывает с вероятной примесью в нефелине изучаемых образцов кальцита или канкринита, поскольку анализ осуществлялся методом мокрой химии.

**Клинопироксены** в жильных апатитовых ийолитах и эгиапитах, по данным Л.С. Егорова [1991], относятся преимущественно к авгитам и эгирин-авгитам, для них характерна высокая кальциевость и низкая щелочность (см. табл. 1, ан. 4, 6). Их железистость в среднем составляет 45.5 % в жилах апатитовых ийолитов и 31.3 % эгиапитах, а содержания эгиринового компонента 15.5 и 23 % соответственно. В исследуемых эгиринитах наиболее часто присутствует чистый эгирин (см. табл. 1, ан. 5), железистость которого превышает 80 %, а количество эгиринового минала 65 %. Согласно [Дир и др., 1965], для эгирина типичны широкие колебания химического состава с преобладанием замещения NaFe<sup>3+</sup> ↔ Ca(Mg, Fe<sup>2+</sup>). При этом содержание щелочей зависит от содержания окиси Fe, Ti, Al в шестерной координации, а Mg и закиси Fe — от содержания Ca. Количество щелочей обратно пропорционально содержанию Ca. Л.С. Егоров [1991] считает, что взаимодействие меланефелинитовой магмы с ультракислым окружением способствовало повышению эгиринистости пироксена.

**Апатит** из жильных ийолитов в эгиринитах и в самих эгиринитах имеет довольно близкий, несколько варьирующий состав (см. табл. 1, ан. 7—10). Он характеризуется, прежде всего, присутствием довольно высоких количеств SrO и F (0.5—0.8 и 1.7—2.4 мас. % соответственно). При этом отмечается,



Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов, мас. %

Компонент	Нефелин			Клинопироксен			Апатит					
	1(1)	2(1)	3(1)	4(3)	5(3)	6(5)	7(17)	8(1)	9(5)	10(5)	11(7)	12(1)
SiO <sub>2</sub>	44.25	43.68	43.36	51.33	53.02	52.93	0.12	0.13	0.06	0.10	0.28	—
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.26	0.12	0.65	1.55	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.51	30.60	31.20	1.37	4.64	1.03	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—
FeO	0.69	1.29	0.79	13.32	19.54	9.38	0.04	0.00	0.03	0.00	0.60	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.29	0.51	0.28	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	—
MgO	0.02	0.00	0.00	9.18	2.41	11.95	0.02	0.04	0.00	0.04	0.50	0.19
CaO	0.00	0.76	1.25	18.64	4.62	18.90	55.25	55.70	55.51	55.60	54.36	55.43
Na <sub>2</sub> O	15.20	15.68	15.96	2.65	11.91	3.30	0.30	0.23	0.24	0.28	—	0.18
K <sub>2</sub> O	6.02	6.56	5.64	0.11	0.49	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.03
BaO	0.00	—	—	—	—	—	0.04	0.21	0.05	0.00	—	—
SrO	0.00	—	—	—	—	—	0.53	0.81	0.54	0.52	0.28	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.12	0.67	0.93	—	0.30	41.05	41.12	40.93	40.74	41.95	41.41
Cl	0.00	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.01	0.00	—	0.06
SO <sub>3</sub>	0.00	—	—	—	—	—	0.00	0.02	0.01	0.01	—	0.05
F	—	—	—	—	—	—	2.40	1.70	—	1.93	1.76	1.54
Сумма	99.69	98.95	98.99	98.47	98.69	98.70	99.77	99.96	97.38	99.22	101.24*	99.88**
						-O = F <sub>2</sub>	1.00	0.71	—	0.81	0.74	0.65
						Сумма	98.77	99.25	97.38	98.41	100.50*	99.23**

Примечание. Породы: апатитсодержащие ийолитовые жилы в эгиринитах: простые — 4, 9; зональные с обогащением апатитом в осевой части — 1, 7 и эндоконтактной части — 8; нефелинсодержащие эгириниты — 10; ийолитуртиты — 11; ийолиты — 3; апатитовые ийолиты — 2; эгириниты — 5; эгирин-авгит-apatитовые породы (эгиапиты) — 6, 12. Прочерк — не определялось. Анализы 2—4, 6, 11, 12 — данные Л.С. Егорова [1991], остальные — наши. В скобках указано количество анализов.

\* Учтено (мас. %) 0.20 TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.80 H<sub>2</sub>O, 0.51 CO<sub>2</sub>.

\*\* Учтено (мас. %) 0.76 H<sub>2</sub>O, 0.20 CO<sub>2</sub>.

что в зональных ийолитовых жилах с эндоконтактовым обогащением апатитом последний дополнительно содержит Ba при максимальном количестве Sr и минимальном F (см. табл. 1, ан. 8). По данным Л.С. Егорова [1991], проводившего полный химический анализ апатита из массивообразующих ийолитуртитов и экзоконтактных эгирин-apatитовых пород (эгиапитов), минерал относится к гидроксилфторapatиту. В апатите им было также установлено наличие TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CO<sub>2</sub> (см. табл. 1, ан. 11, 12). В работе [Егоров, 1991, с. 167] отмечено, что повышение фтористости и снижение редкоземельности апатитов происходит в направлении «от ийолитов и тыльной зоны фенит-эгиринитового пояса к фронтальной его зоне». По всей видимости, некоторый недостаток в сумме анализируемых нами апатитов может быть связан с возможным присутствием в их составе TR, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции физико-химических условий кристаллизации исследуемых пород 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 и определен характер распределения включений для обоснования их первичности-вторичности, а также 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 на микрозонде была использована совмещенная с микроскопом микротермокамера с силовым нагревателем, позволяющая нагревать включения до 1350—1400 °С.

С помощью микрозондового анализа был выяснен химический состав породообразующих минералов, а также дочерних фаз и стекол в прогретых и непрогретых расплавных включениях. Анализ производился с помощью рентгеноспектрального микроанализатора 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 и минералы со строго установленными содержаниями отдельных элементов и составом, близким к составу изучаемых 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 2 раз для каждой точки. Для исследования очень мелких кристаллических фаз в раскристаллизованных включениях применяли сканирующий электронный микроскоп LEO1430VP с энергетическим спектрометром OXFORD, который с помощью программы INCA Energy 300 позволял проводить полуколичественный химический анализ. Все исследования и анализы проводились на установках ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

## РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Все рассматриваемые апатитсодержащие породы Маганского массива нами были детально изучены методами термобарогеохимии.

В **apatитсодержащих ийолитах**, образующих как простые, так и зональные жилы в экзоконтактовых эгиринитах, включения минералообразующих сред были изучены в нефелине и апатите. В *нефелине* были обнаружены первичные расплавные включения силикатно-солевого состава, а в апатите — первичные сингенетичные расплавные включения силикатного, щелочного сульфатно-карбонатного и карбонатного составов.

В **нефелине силикатно-солевые включения** встречаются поодиночке. Их очень мало. Они имеют овально-призматическую форму, размер их не превышает 10 × 20 мкм. Они раскристаллизованы, в их содержимом отмечаются бесцветные (преимущественно) и зеленоватые фазы, а также иногда небольшая черная рудная фаза (рис. 2). В процессе нагревания при 600—650 °С бесцветные и зеленые фазы начинают рассыпаться, появляется множество мельчайших газовых пузырьков, которые при 700—850 °С объединяются в крупный пузырь. При этих температурах происходит интенсивное плавление дочерних фаз, в том числе и рудной фазы. Около 1000 °С полностью расплавляются все дочерние фазы и начинает уменьшаться газовый пузырь. При 1100—1120 °С газ исчезает.

В химическом составе прогретого включения при 42.1 мас. % SiO<sub>2</sub> отмечается очень высокое (32.3 мас. %) количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, около 9 мас. % щелочей, 2 мас. % CaO, 7.5 мас. % SO<sub>3</sub>, 0.4 мас. % Cl и 0.4 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (табл. 2, ан. 1), и, вероятно, до 6 мас. % CO<sub>2</sub>, которое можно предполагать, исходя из недостатка аналитической суммы стекол включений. Следовательно, нефелин кристаллизовался из гомогенного щелочного высокоглиноземистого силикатного (нефелинитового) расплава, обогащенного карбонатно-солевой составляющей.

В **apatите силикатные включения** встречаются также довольно редко. Они чаще отмечаются поодиночке, реже совместно с карбонатно-солевыми и карбонатными включениями. Форма их, так же как и включений в нефелине, овально-призматическая, размеры иногда достигают 20—40 мкм. Содержимое обычно однородное, стекловатое, бесцветное, изредка виден небольшой газовый пузырь. Прогомогенизировать включения, к сожалению, не удалось из-за их повсеместной разгерметизации в процессе нагрева.

Химический состав большинства непрогретых однородных стекловатых силикатных включений (см. табл. 2, ан. 2—4) представлен, как и в силикатных включениях в нефелине, щелочным высокоглиноземистым силикатом. Но в нем несколько больше (46.4—46.9 мас. %) SiO<sub>2</sub>, меньше (5.2—5.7 мас. %) щелочей, совсем нет сульфатов. При этом сумма анализируемых оксидов оказалось невысокой (85.7—87.0 мас. %), что может свидетельствовать о присутствии в расплаве каких-либо дополнительных компонентов, в том числе CO<sub>2</sub> и воды. Отсутствие сульфатов, по-видимому, может быть связано с пространственным отделением от расплава несмеси-



сульфатно-карбонатной составляющей, которая в виде сульфатно-карбонатных включений встречается совместно с силикатными включениями. В нор-

**Рис. 2. Силикатно-солевое включение в нефелине зональных ийолитовых жил из эгиринитов.**

Изображение в проходящем свете.

Таблица 2. Химический состав первичных силикатно-солевых (1) и силикатных (2—6) включений в нефелине и апатите жильных зональных ийолитов из эгиринитов Маганского массива, мас. %

№ п/п	Матрица	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SrO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Сумма
1	Нефелин	42.10	32.33	0.23	0.00	0.00	1.90	7.07	1.55	0.00	0.35	0.42	7.43	93.46
2	Апатит	46.37	33.15	0.00	0.00	0.00	1.47	4.62	1.04	0.06	0.23	0.00	0.02	86.97
3	»	46.89	32.60	0.00	0.00	0.00	1.45	4.35	0.88	0.06	0.08	0.00	0.02	85.78
4	»	46.56	32.34	0.00	0.00	0.00	1.19	4.73	0.63	0.00	0.07	0.05	0.07	85.65
5	»	50.85	32.46	0.00	0.00	0.02	0.98	10.28	0.01	0.00	0.33	0.00	0.00	94.93
6	»	51.01	32.68	0.00	0.00	0.01	0.87	8.96	0.18	0.00	0.29	0.00	0.03	94.03

Примечание. 1 — температура гомогенизации включения 1120 °С, остальные включения непрогретые.

мативном составе силикатных включений в апатите отмечается (мас. %) от 37 до 40 альбита, до 4—6 ортоклаза, до 35—38 силлиманита, 6—7 анортита, а также до 0.5—0.8 апатита и 1—2 кальцита.

В более высококремнистых стекловатых включениях в апатите количество SiO<sub>2</sub> достигает 51 мас. % (см. табл. 2, ан. 5, 6) при примерно том же содержании Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, но более повышенных значениях (9.0—10.3 мас. %) Na<sub>2</sub>O. В их нормативном составе рассчитывается (мас. %) до 71—74 альбита, до 3 ортоклаза, 2 грегорита, около 1 апатита и 16—17 корунда.

Включения щелочного сульфатно-карбонатного состава в апатите преобладают среди остальных разновидностей включений. Форма их призматическая, овальная, неправильная, размеры 10 × 8, 10 × 30, 10 × 40, 40 × 40 мкм. Они бесцветные, реже бурые, иногда содержат темные обособления, пятна. Содержимое обычно грубо- или тонкораскристаллизовано, но иногда выглядит монолитным (рис. 3). При нагревании включения вначале темнеют, но при 350—400 °С заметно подплавление дочерних фаз, а в монолитных включениях — распад на тонкозернистый агрегат. Около 500 °С в большинстве включений появляются газовые пузырьки, и продолжается плавление дочерних фаз. Среди последних часто обнаруживаются фазы зеленоватого цвета призматической формы. При 800—830 °С практически все бесцветные дочерние фазы полностью расплавляются, а зеленоватые фазы еще частично сохраняются, но около 880 °С они тоже полностью расплавляются. Газовые пузыри стремительно уменьшаются в размерах и при 980—1080 °С гомогенизируются. После закалки включения тонко раскристаллизуются, но в одном случае наблюдалось обособление среди карбонатно-солевого агрегата крупного призматического кристалла кальцита, содержащего (мас. %): 53.8 CaO, 0.7 щелочей, 0.2 BaO и 1.1 SrO (рис. 4). Химический состав прогретого карбонатно-солевого расплава (табл. 3, ан. 1—10) высококальциевый, обогащен щелочами (особенно Na), Ba, Sr, P, SO<sub>3</sub> и содержит в среднем (мас. %): около 45 CaO, 8.6 Na<sub>2</sub>O, ~1 K<sub>2</sub>O и SrO, 3.3 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 5.5 SO<sub>3</sub> и 0.4 BaO, т.е. является щелочным сульфатно-карбонатным. При этом состав непрогретых включений (см. табл. 3, ан. 11—15) мало отличается от состава гомогенизированных включений.

В нормативном составе щелочных сульфатно-карбонатных включений отмечаются (мас. %): свыше 70 кальцита, 8.5 грегорита (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), около 7.5 апатита, 7.7 тенардита (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), около 2 арканита (K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), свыше 1 стронцианита (SrCO<sub>3</sub>) и 0.5 витерита (BaCO<sub>3</sub>), а также в некоторых случаях может быть до 20 % натрона (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> · 10H<sub>2</sub>O).

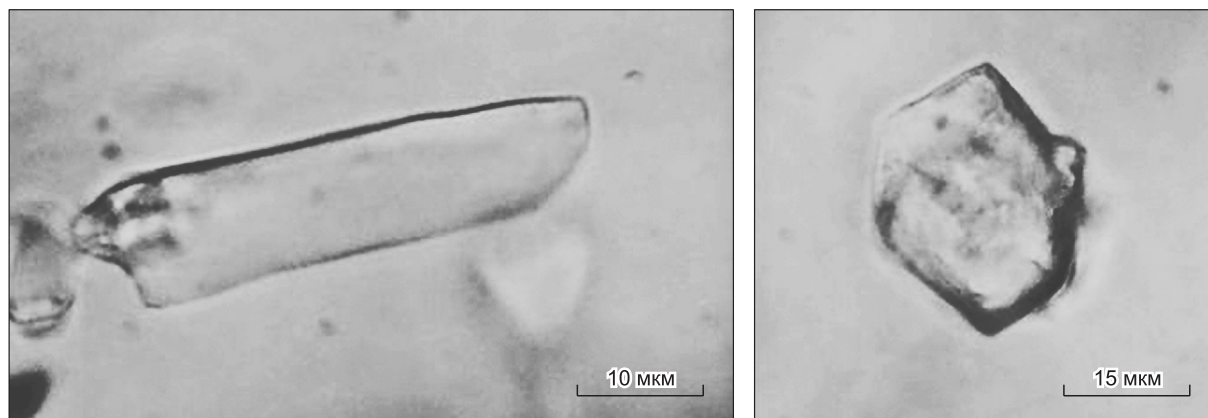
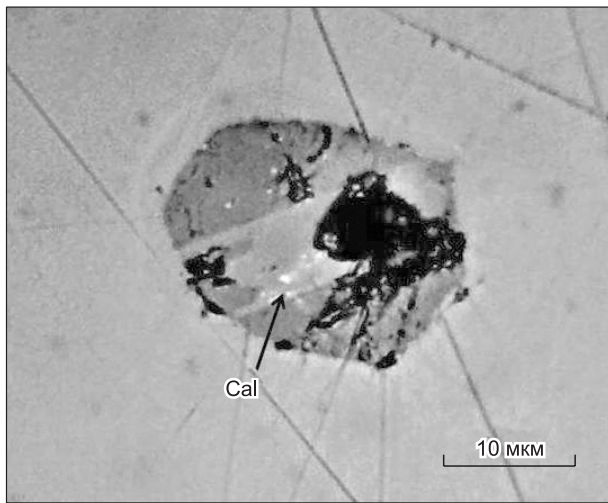


Рис. 3. Щелочные сульфатно-карбонатные включения в апатите ийолитовых жил из эгиринитов.

Изображение в проходящем свете.



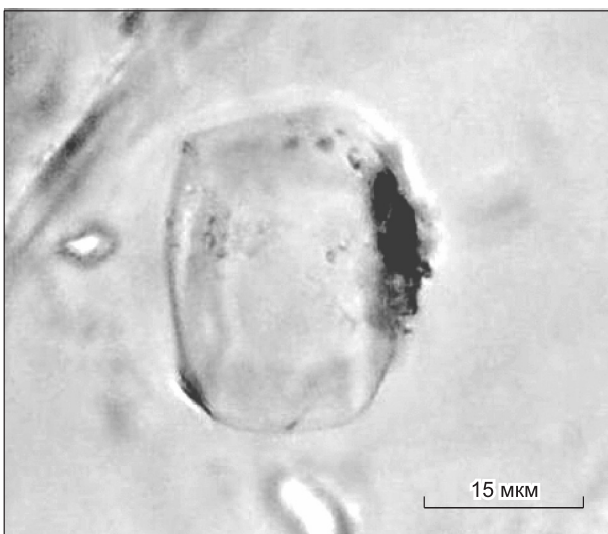
**Рис. 4.** Прогретое щелочное сульфатно-карбонатное включение с обособившимся призматическим кристаллом кальцита (Cal) в апатите жильных ийолитов из эгиринитов.

Изображение в отраженном свете.

*Включения карбонатного состава* в апатите довольно редкие. Они имеют округлую, призматическую, неправильную и частично ограниченную форму. Размер их варьирует от  $15 \times 25$  до  $40 \times 40$  мкм. Содержимое часто монолитное, однородное, иногда тонкораскристаллизованное, бесцветное, изредка содержит темную вкрапленность или обособления (рис. 5). Иногда обнаруживаются мелкие газовые пузырьки. При нагревании включения слегка буреют, при  $540\text{--}560^\circ\text{C}$  обособляются

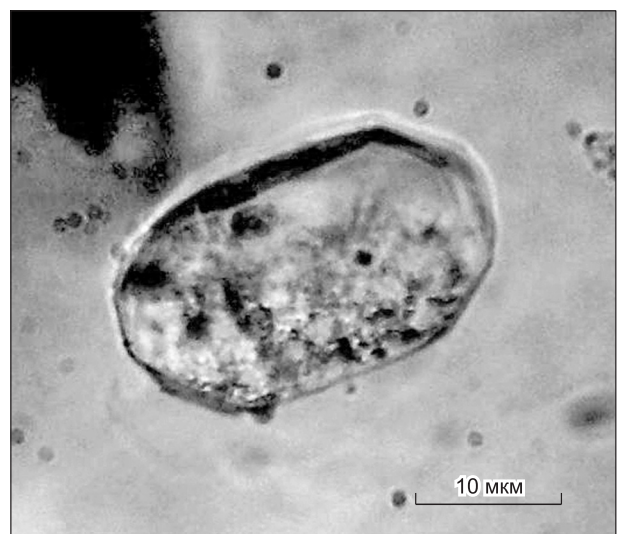
мельчайшие газовые пузырьки, которые при дальнейшем повышении температуры увеличиваются в размерах и при  $720\text{--}800^\circ\text{C}$  объединяются в один крупный пузырь. При более высоких температурах включения взрываются (разгерметизируются). В их составе в среднем отмечается около 60 мас. % CaO и небольшая (до 0.2—0.5 мас. %) примесь  $\text{Na}_2\text{O}$ , SrO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , BaO (см. табл. 3, ан. 16—21).

**В экзоконтактовых нефелинсодержащих эгиринитах в апатите** были обнаружены также первичные щелочные сульфатно-карбонатные включения. Их обычно много, располагаются бессистемно, имеют призматическую, овальную и неправильную формы. Размеры их колеблются от  $50 \times 10$  и  $50 \times 20$  до  $15 \times 15$  мкм и меньше. Включения преимущественно бесцветные, выглядят чаще однородными, реже тонкораскристаллизованными, иногда в них отмечается одна или две зеленоватые и темноокрашенные фазы (рис. 6). При нагревании около  $400^\circ\text{C}$  содержимое включений темнеет, покрывается пылью, при  $450\text{--}510^\circ\text{C}$  распадается на мельчайшие бесцветные фазы округлой и неправильной формы. Около  $600^\circ\text{C}$  начинается их интенсивное плавление, обособляются несколько газовых пузырей, часть из которых сразу исчезает, а часть объединяется в один или два крупных газовых пузыря сферической формы. Около  $700^\circ\text{C}$  светлые фазы во включениях полностью расплавляются и наблюдается перемещение газовой фазы внутри вакуоли. Присутствующие в некоторых включениях зеленоватые дочерние фазы полностью расплавляются при  $860\text{--}940^\circ\text{C}$ , а гомогенизация включений происходит при  $880\text{--}940^\circ\text{C}$ . Включения, состоящие только из светлых фаз, гомогенизируются при более низких температурах —  $760\text{--}810^\circ\text{C}$  и содержат, как показал анализ, меньше  $\text{SO}_3$  (см. табл. 3, ан. 28—30).



**Рис. 5.** Включение карбонатного состава в апатите жильных ийолитов из эгиринитов.

Изображение в проходящем свете.



**Рис. 6.** Щелочное сульфатно-карбонатное включение в апатите экзоконтактовых эгиринитов.

Изображение в проходящем свете.



Таблица 3. Химический состав щелочных сульфатно-карбонатных и карбонатных включений в апатите из жильных ийолитов в эгиринитах и экзоконтактовых нефелинсодержащих эгиринитов Маганского массива, мас. %

Компонент	Жильные ийолиты в эгиринитах														
	980*	980	~ 880	~ 880	≥ 870	830	> 870	> 970	> 750	> 780	Негретые				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.04	0.06	0.03	0.00	0.03	0.07	0.08	0.00	0.03	0.00	0.17	0.18	0.04	0.00	0.00
MnO	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.15	0.00	0.00	0.00
MgO	0.09	0.09	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.15	0.09	0.02	0.00	0.00
CaO	48.93	47.08	41.93	41.65	44.94	47.89	45.30	46.87	45.45	40.89	45.46	46.06	43.51	45.90	44.36
Na <sub>2</sub> O	6.17	6.65	12.66	8.52	11.61	7.44	12.25	3.38	5.28	12.71	10.34	9.77	8.70	6.34	6.57
K <sub>2</sub> O	0.58	0.59	0.61	0.53	0.62	0.89	0.88	0.76	0.63	0.80	2.04	1.83	1.26	0.75	2.55
BaO	0.45	0.36	0.27	0.31	0.53	0.52	0.63	0.00	0.00	0.20	0.71	0.73	0.00	0.00	0.10
SrO	0.99	0.95	0.77	0.88	1.37	1.13	1.30	0.85	0.84	0.73	1.03	0.95	0.45	0.26	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.16	3.74	3.81	5.16	4.93	3.19	3.53	2.13	3.76	0.83	3.79	4.08	0.57	0.87	3.83
Cl	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.04	0.01	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.01
SO <sub>3</sub>	6.90	7.42	6.57	7.81	5.73	4.33	6.62	2.64	4.75	3.54	4.53	5.00	5.13	4.99	1.54
Сумма	67.49	67.01	66.65	64.89	69.81	65.53	70.83	56.67	60.82	59.78	68.38	68.94	59.74	59.11	59.25

Компонент	Жильные ийолиты в эгиринитах						Нефелинсодержащие эгириниты								
	Негретые						880	880	880	980	880	990	730	770	760
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.03	0.06	0.00	0.06	0.10	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.41	0.02	0.00	0.00	0	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.02	0.00	0.34	0.31	0.05	0.05	0.08	0.13	0.18
CaO	58.78	60.53	59.17	59.14	60.63	58.33	49.21	47.78	43.68	48.37	44.04	49.08	45.21	43.79	43.12
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.23	0.31	0.33	0.29	0.03	2.51	4.86	5.77	3.84	11.49	6.48	7.01	7.05	10.30
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.05	4.15	2.63	2.74	2.41	2.91	2.34	0.98	0.78
BaO	0.00	0.00	0.00	0.30	0.18	0.30	0.00	0.20	0.15	0.17	0.00	0.56	0.39	0.31	0.83
SrO	0.26	0.02	0.19	0.35	0.33	0.63	0.75	0.58	0.90	0.95	0.57	1.26	0.7	0.80	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.25	0.25	0.26	0.22	0.28	3.38	2.01	1.80	2.95	4.15	7.38	5.5	7.04	3.18
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.14	0.08	0.12	0.00	0.13	0.20	0.07	0.10	0.15
SO <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	2.79	1.63	1.15	0.32	1.28	0.19	0.08	0.20
Сумма	59.93	61.03	59.97	60.39	61.65	60.23	60.04	62.45	57.51	60.53	63.22	69.20	61.55	60.38	59.68

Примечание. Включения: 1—15, 22—30 — щелочные сульфатно-карбонатные, в том числе 5 с дочерним кальцитом; 16—21 — карбонатные. Жилы ийолитов в эгиринитах: 8—10 — простые, остальные — зональные.

\* Температура гомогенизации (°С).

В целом в химическом составе прогретых включений присутствуют (мас. %): 43—49 CaO, 2.5—11.5 Na<sub>2</sub>O, 0.8—4.2 K<sub>2</sub>O, до 0.8 BaO, 0.6—1.3 SrO, 1.8—7.4 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, до 0.2 Cl и 0.1—2.8 SO<sub>3</sub> (см. табл. 3, ан. 22—30). При этом увеличение CaO в составе включений сопровождается уменьшением Na<sub>2</sub>O и незначительным увеличением K<sub>2</sub>O. Их состав по сравнению с щелочными сульфатно-карбонатными включениями в апатите жильных ийолитов из эгиринитов содержит больше К, Р, но меньше Na и SO<sub>3</sub>. Соответственно, в среднем нормативном составе у них, как и в жильных ийолитах, рассчитываются примерно одинаковые количества BaCO<sub>3</sub>, SrCO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, но заметно меньше щелочных сульфатов, больше апатита (9.8 %), а также незначительные (до 0.2 %) количества MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>, NaCl и заметные (2—4 %) KHCO<sub>3</sub> (кальцитита), NaHCO<sub>3</sub> (нарколита), Ca(OH)<sub>2</sub> (портландита).

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении полученных результатов обращают на себя внимание следующие факты.

1. В жильных апатитсодержащих ийолитах из экзоконтактовых эгиринитов Маганского массива присутствуют в нефелине специфические силикатно-солевые, а в апатите силикатные включения, ассоциирующие с щелочными сульфатно-карбонатными и карбонатными включениями. Состав прогретых и гомогенизированных при 1120—1100 °С включений в нефелине отвечает составу нефелинитовых расплавов, обогащенных карбонатно-солевой составляющей. Силикатные включения в апатите характеризуются также стабильно высокими (27—33 мас. %) количествами  $Al_2O_3$ , но содержания Si, Ca, щелочей у них варьируют. Количество  $SiO_2$  изменяется от 46 до 51 мас. %, содержание Ca понижается с увеличением кремнезема при незакономерном поведении щелочей. При этом в нормативном составе наиболее высококремнистых включений в апатите рассчитывается лишь альбит, калишпат и корунд. Такие особенности химического состава законсервированных силикатных включений, по-видимому, надо связывать с тем, что при кристаллизации апатита в жильных ийолитах расплавы уже были локально контакминированы силикатным материалом — вмещающими кварцитами и несмесимы с карбонатно-солевыми фракциями. Как установил Л.С. Егоров [1991], внедрение щелочно-ультраосновной магмы на Маганском массиве сопровождалось метасоматическими изменениями вмещающих кварцитов. Этот процесс выразился в зональном распределении метасоматитов в экзоконтактовых ореолах с последовательной сменой их все более высокотемпературными и более ийолитоподобными породами (в фазовом соотношении) по мере приближения к контакту с ийолитами. В экзоконтактовых породах наряду с эгирином и обогащенными эгириновым миналом пироксенами в том или ином количестве присутствуют нефелин, калишпат и альбит. Содержание последних в твейтозитах превышает 20 об. %. При взаимодействии щелочной ультраосновной магмы с вмещающими кварцитами происходил в той или иной мере вынос из магмы Ca, Mg, Fe, P, щелочей и обогащение ее Si при инертном поведении Al [Егоров, 1982, 1991].

Своеобразный гиперглиноземистый силикатный химический состав, подобный законсервированным расплавам в силикатно-солевых включениях в нефелине и силикатных включениях в апатите ийолитовых жил из эгиринитов Маганского массива, ранее был зафиксирован на Вишневых горах в зальбандах даек щелочных пегматитов «линии скрещивания», находящихся в гнейсах и фенитах экзоконтакта миаскитовой зоны [Еськова и др., 1964]. Он выражался в появлении вокруг пегматитового ядра даек дополнительных зон альбитового и альбит-корундового состава, образование которых связывают с взаимодействием щелочного пегматитового расплава-раствора с более кислыми вмещающими породами. При этом предполагают вынос Na во вмещающие кварцсодержащие породы и привнос Si в пегматиты при инертном поведении Al, что приводило к обогащению расплава алюминием, избыточная часть которого кристаллизовалась в виде корунда. При воздействии щелочной магмы кварц замещался альбитом, т.е. происходил натровый метасоматоз.

Исходя из сходного процесса взаимодействия щелочной магмы с кислым окружением на Маганском массиве и Вишневых горах, а также присутствия в изучаемых нами законсервированных высококремнистых силикатных включениях в апатите маганских жильных ийолитов высоких количеств Al, избыточная часть которого, судя по нормативному составу, могла кристаллизоваться в виде корунда, можно допустить возможность обнаружения корунда в экзоконтактовых породах Маганского массива при более детальном их изучении.

2. Законсервированные в нефелине зональных апатитсодержащих ийолитовых жил из эгиринитов нефелинитовые расплавы содержат 7.4 мас. %  $SO_3$  и 0.4 мас. % Cl (см. табл. 2, ан. 1) и являются гомогенными. Вместе с тем законсервированные в апатите тех же жильных пород силикатные включения лишены  $SO_3$  и Cl, но содержат, вероятно, некоторое количество  $H_2O$  и  $CO_2$ . При этом в апатите жильных ийолитов совместно с первичными силикатными присутствуют первичные сингенетичные щелочные сульфатно-карбонатные и карбонатные включения, которые, по-видимому, представляют собой несмесимые фракции, отделившиеся от исходного карбонатно-солевого нефелинитового расплава. Процесс силикатно-карбонатно-солевой несмесимости, несомненно, произошел при температурах ниже 1100—1120 °С: либо на заключительных стадиях кристаллизации нефелина, либо на ранних стадиях образования апатита. Исходя из состава включений (см. табл. 2, 3), в процессе проявления карбонатно-солевой силикатной несмесимости в карбонатно-солевую фракцию перераспределялись Ca,  $SO_3$ , Cl, большая часть P, щелочей,  $CO_2$ , а силикатная фракция, естественно, обеднялись ими.

3. Основная масса апатита на Маганском массиве кристаллизовалась из щелочных сульфатно-карбонатных расплавов, которые были обогащены P, S, Cl, Ba, Sr, щелочами и, судя по составу апатита, F. Однако их состав при формировании апатитового оруденения в нефелинсодержащих эгиринитах (см. табл. 3, ан. 22—30) и присутствующих в них жильных ийолитах (см. табл. 3, ан. 1—15) несколько отличался. Щелочные сульфатно-карбонатные расплавы в эгиринитах в среднем содержали больше  $P_2O_5$  (4.1 против 3.4 в зональных и 2.2 мас. % в простых жильных ийолитах),  $K_2O$  (2.4 против 1 и 0.7 мас. %

соответственно), но меньше  $\text{SO}_3$  (~1 против 5.5 и 3.6 мас. % соответственно),  $\text{Na}_2\text{O}$  (6.3 против 8.9 и 7.2 мас. % соответственно) при практически равном количестве (0.83—0.86 мас. %) SrO. Примечательно, что состав щелочных сульфатно-карбонатных расплавов, участвовавших в формировании зональных и простых апатитсодержащих ийолитовых жил в эгиринитах, также несколько различался, что хорошо видно из приводимых в табл. 3 значений. При этом температура кристаллизации апатита из щелочных сульфатно-карбонатных расплавов в зональных и простых ийолитовых жилах происходила практически при одних и тех же температурах — 1080—980 °С, а в нефелинсодержащих эгиринитах при более низких — 940—760 °С.

4. Более поздние и более низкотемпературные карбонатные расплавы, законсервированные в апатите жильных ийолитов, были существенно обеднены  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.2—0.4 мас. %) и щелочами (~ 0.3—0.5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ), содержали 0.13—0.3 мас. % BaO, до 0.4 мас. % SrO (см. табл. 3, ан. 16—21) и, вероятно, в малой степени участвовали в формировании апатитовых руд массива.

Щелочные карбонатно-солевые расплавы, обогащенные в той или иной мере фосфором и серой, отмечались также и на других массивах. Так, они были зафиксированы при изучении включений в клинопироксене, мелилите и апатите монтичеллит-мелилит-оливиновых пород на Маломурунском массиве (Алданский щит). Они содержали в среднем от 2 до 9.4 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$ , от 7.3 до 17 мас. % щелочей и до 16—20 мас. %  $\text{SO}_3$ . Здесь был также зафиксирован процесс силикатно-карбонатно-солевой несмесимости, протекавший при 1170—1200 °С [Панина, Усолицева, 1999, 2000]. Силикатно-карбонатные расплавы включения были также обнаружены в диопсиде биотитовых шонкинитов Рябинового массива (Центральный Алдан). В эгирин-авгите этих же пород присутствовали карбонатно-солевые и карбонатные включения. Процесс силикатно-карбонатной несмесимости, вероятно, происходил на поздних стадиях кристаллизации диопсида при температурах, несколько превышающих 1190—1220 °С [Рокосова, Панина, 2013]. При изучении магнетит-apatитовых руд в щелочно-базитовом карбонатитовом комплексе Мушугай-Худук (Монголия) в апатите были обнаружены фосфатно-сульфатные (16.9 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$  и ~30 мас. %  $\text{SO}_3$ ) и фосфатно-карбонатные (17.6 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 9 мас. %  $\text{CO}_2$ ) включения. Силикатно-солевая несмесимость здесь наблюдалась при 1290—1240 °С [Наумов и др., 1988; Андреева и др., 1998]. В щелочно-ультраосновных карбонатитовых интрузиях Маймеча-Котуйской провинции щелочные фосфатно-сульфатные включения были обнаружены в апатите ийолитов и магнетит-apatитовых руд Гулинского плутона, а также в перовските, монтичеллите и апатите оливин-монтичеллит-мелилитовых пород Крестовского массива. В гулинском апатите карбонатно-солевые расплавы имели высококальциевый (30—40 мас. % CaO) щелочной (5—12 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ , 2—4 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ) состав, обогащенный P, Sr,  $\text{SO}_3$  и F [Исакова и др., 2015]. В Крестовской интрузии они содержали от 2 до 30 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$  и от 3 до 13 мас. %  $\text{SO}_3$ , а также до 20—25 мас. % щелочей. Проявление силикатно-солевой несмесимости отмечено при 1250 °С [Панина и др., 2001; Panina, 2005].

Обнаружены природные макропроявления жидкостной силикатно-карбонатно-солевой несмесимости, при которой в карбонатно-солевом расплаве концентрируются заметные количества P и S. Так, в лавах влк. Олдоиньо Ленгаи (Танзания) среди нефелиновых агломератов были обнаружены блоки кальцитовых пород, обогащенные серой, апатитом, флюоритом, Ba-Mg-оксидами и Mn-Fe шпинелью [Dawson, 1993]. В карбонатитовых лавах того же вулкана в щелочном карбонатном, богатом Cl, F цементе лапиллей были обнаружены амбовидные и округлые тела, состоящие из субмикроскопических прорастаний щелочных карбонатов и щелочных фосфатов, а также щелочных карбонатов и щелочных Fe-сульфидов. Предполагают [Dawson et al., 1992], что они образовались в результате быстрой закалки двух типов щелочных солевых расплавов — богатых серой и богатых фосфором, отделившихся от исходной карбонатитовой магмы в процессе несмесимости.

В настоящее время не вызывает сомнения, что щелочные глубинные магмы изначально обогащены  $\text{CO}_2$ , S, Cl, F, P. По экспериментальным данным [Hamilton, Kjarsgaard, 1993; Lee, Wyllie, 1997; Chailot-Prat, Arnold, 1999; Сук, 2001], главными факторами несмесимости в щелочных магмах являются критические содержания Ca, щелочей и высокое давление летучих компонентов —  $\text{CO}_2$ , Cl, S, F, играющих роль катализаторов расслоения. Из-за высокой активности щелочей летучие не могут отделиться от магмы, что приводит к изменению структуры последней и создает условия для проявления несмесимости. Жидкостная силикатно-карбонатно-солевая несмесимость проявляется в широкой области температур и давлений, зависит от общего состава исходного силикатного расплава, его флюидонасыщенности и фугитивности кислорода [Brooker, Hamilton, 1990; Brooker, 1998]. В процессе жидкостной несмесимости происходит перераспределение компонентов между несмесимыми, сосуществующими фазами. Состав силикатного несмесимого расплава по сравнению с составом исходной магмы становится несколько обогащенным Si, Al и обедненным щелочами, Ca, летучими. Состав же сосуществующего с ним карбонатно-солевого расплава, наоборот, становится богатым Ca,  $\text{CO}_2$ , щелочами, F, Cl, S, P, а также Sr и Ba. Нередко карбонатно-солевые расплавы при понижении температуры и изменении давления продолжают распадаться на дополнительные несмесимые фракции более простого состава — карбо-

натно-сульфатную, карбонатно-хлоридную, карбонатно-фосфатную, известково-карбонатную [Brooker, Hamilton, 1990; Панина, Моторина, 2008]. Проявления карбонатно-силикатной несмесимости отмечены также при высокобарическом метаморфизме пород Кокчетавского массива (север Казахстана). Карбонатитовые и силикатные расплавы были несмесимы при 4.5—7.0 ГПа и 950—1100 °С. Карбонатитовые расплавы содержали до 18 мас. % SiO<sub>2</sub>, а силикатные — до 4.5 об. % CaCO<sub>3</sub> [Михно, Корсаков, 2015].

## ВЫВОДЫ

1. Нефелинитовые расплавы, из которых формировались жильные апатитсодержащие ийолиты в эгиринитах, были локально контаминированы вмещающими кварцитами. Это сопровождалось привносом в расплав Si при инертном поведении Al и незакономерном щелочей.

2. Кристаллизация нефелина в апатитсодержащих ийолитовых жилах в эгиринитах осуществлялась при 1120—1100 °С из гомогенного контаминированного нефелинитового расплава, обогащенного SO<sub>3</sub>, Cl, CO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, H<sub>2</sub>O. При более низких температурах расплав стал гетерогенным, вероятно, в результате проявления процесса силикатно-карбонатной несмесимости и обособления несмесимых более кремнистой силикатной, щелочной сульфатно-карбонатной и карбонатной фракций.

3. Кристаллизация преобладающей массы апатита, с которой связано оруденение, происходила из обособившегося в результате несмесимости щелочного сульфатно-карбонатного расплава, обогащенного Sr и Ba. В жильных ийолитах из эгиринитов она осуществлялась при 1080—980 °С, в экзоконтактных нефелинсодержащих эгиринитах — 940—760 °С. При образовании апатита в нефелинсодержащих эгиринитах сульфатно-карбонатные расплавы были больше обогащены фосфором и меньше SO<sub>3</sub> по сравнению с расплавами, участвовавшими в формировании жильных ийолитов в эгиринитах.

4. Более поздние карбонатные расплавы содержали небольшое количество фосфора, и с ними была связана завершающая стадия кристаллизации апатита.

## ЛИТЕРАТУРА

**Андреева И.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н.** Фторидно-сульфатные и хлоридно-сульфатные солевые расплавы карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 307—315.

**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.

**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.

**Булах А.Г., Иваников В.В.** Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1984, 240 с.

**Бутакова Е.Л., Егоров Л.С.** Маймечя-котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—589.

**Данилин Е.Л., Богадица В.Н.** Некоторые закономерности распределения апатита в рудных телах месторождения Маган Маймечя-Котуйской провинции // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1980, с. 77—83.

**Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М., Мир, 1965, 405 с.

**Дудкин О.Б.** Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л., Наука, 1977, 204 с.

**Егоров Л.С.** Апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1976, 187 с.

**Егоров Л.С.** О роли взаимодействия ийолитов карбонатитовой ассоциации с ультракислой средой в образовании апатитовых руд // Докл. АН СССР, 1982, т. 256, № 5, с. 1196—1198.

**Егоров Л.С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л., Недра, 1991, 260 с.

**Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н.** Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., Наука, 1964, 318 с.

**Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю.** Карбонатитовые расплавы и генезис апатитового оруденения на Гулинском плутоне (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 595—607.

**Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 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.

**Михно А.О., Корсаков А.В.** Карбонатитовый, силикатный и сульфидный расплавы: гетерогенность минералообразующей среды в породах сверхвысоких давлений Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 110—132.

**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., Усольцева Л.М.** Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтчеллит-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., Моторина И.В.** Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия, 2008, № 5, с. 487—504.

**Панина Л.И., Сазонов А.М., Усольцева Л.М.** Мелилитовые и монтчеллитсодержащие породы Крестовской интрузии (север Сибирской платформы) и их генезис // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1314—1332.

**Рокосова Е.Ю., Панина Л.И.** Вещественный состав и условия кристаллизации шонкинитов и минетт Рябинового массива (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 797—814.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

**Сук Н.И.** Экспериментальное исследование силикатно-карбонатных систем // Петрология, 2001, т. 9, № 5, с. 547—558.

**Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М., НИИ-Природа, 2003, 493 с.

**Эпштейн Е.М.** Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М., Недра, 1994, 256 с.

**Brooker R.A.** The effect of CO<sub>2</sub> saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // J. Petrology, 1998, v. 39, № 11—12, p. 1905—1915.

**Brooker R.A., Hamilton D.L.** Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites // Nature, 1990, v. 346, p. 459—462.

**Chalot-Prat F., Arnold M.** Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // Lithos, 1999, v. 46, № 4, p. 627—659.

**Dawson J.B.** A supposed sövite from Oldoinyo Lengai, Tanzania: result of extreme alteration of alkali carbonatite lava // Miner. Mag., 1993, v. 57, № 1, p. 93—101.

**Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M.** 1996 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas // Miner. Mag., 1992, v. 56, p. 1—16.

**Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A.** The immiscibility of silicate and carbonate liquids // South Afr. J. Geol., 1993, v. 96, p. 139—142.

**Lee W.J., Wyllie P.J.** Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions // Contr. Miner. Petrol., 1997, v. 127, p. 1—16.

**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. Mineral., 1984, v. 12, 620 p.