

## ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ АПАТИТА И МИНЕРАЛОВ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В СВЯЗИ С ТРЕНДАМИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В РАССЛОЕННОМ МАССИВЕ МОНЧЕПЛУТОН (Кольский полуостров)

А.Ю. Барков<sup>1</sup>, Е.В. Шарков<sup>2</sup>, А.А. Никифоров<sup>1</sup>, В.Н. Королюк<sup>3</sup>, С.А. Сильянов<sup>4</sup>, Б.М. Лобастов<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Череповецкий государственный университет, 162600, Череповец, просп. Луначарского, 5, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

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

<sup>4</sup> Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, 660025, Красноярск, просп. им. Газеты «Красноярский рабочий», 95, Россия

Изучены вариации составов апатита (Ар) и редких земель (РЗЭ) в сопоставлении с геохимическими трендами и вариациями породообразующих минералов в массиве Мончеплутон. Установленные вариации Ар отличаются по своему характеру от трендов других расслоенных интрузий. Во всех подразделениях и блоках массива вариации составов Ар принципиально подобны. Не наблюдается корреляции составов (содержаний Cl) со степенью магнезиальности апатитосодержащих пород и сосуществующих с Ар раннемагматических силикатов. Значительно развит хлорапатит (>6 мас. % Cl). На диаграмме F—Cl—OH отмечаются широкие поля твердых растворов, представленные комбинациями компонентов хлорапатита, гидроксилapatита и фторапатита. На оси Cl—F точки составов полностью отсутствуют, что объясняется фактором кристаллохимической природы. Составы Ар в краевой серии (массив Нюд) обеднены Cl, соответствуя гидроксилapatиту с повышенным содержанием фторапатитового компонента. Выделяются две области: ≤ 3 мас. % Cl и > 6 мас. % Cl, в которые преимущественно ложатся точки составов Ар из всех подразделений массива Мончеплутон. Предполагается существование двух основных генераций Ар. Начало кристаллизации ранней генерации увязывается с накоплением значимых уровней Р, F, Cl и др. несовместимых компонентов на раннем этапе кристаллизации H<sub>2</sub>O-содержащего интеркумулусного расплава. Вероятна его последующая дегазация с отделением F от Cl (F остается в расплаве; Cl распределяется во флюидную водосодержащую фазу). На первом этапе кристаллизуются комбинации фаз гидроксилapatита и фторапатита с низким содержанием Cl. На позднем этапе из высокохлористого флюида формируется хлорапатит. В процессе автотектонического преобразования и реакции Cl-содержащего флюида с плагиоклазом и пироксеном в массиве Поаз кристаллизовались зерна феррохлоропаргасита (4.1 мас. % Cl). Максимальные содержания Sr (до 4.1 мас. % SrO) свойственны Ар из высокомагнезиальных кумулатов Дунитового блока и массивов гор Кумужья, Ниттис, Травяная. Эта особенность связана с накоплением Sr в интеркумулусном расплаве, где Ар явился единственно возможным минеральным носителем Sr в связи с отсутствием или весьма малым развитием интеркумулусного плагиоклаза. Редкоземельные элементы совместно с Sr и Р аккумуляровались на поздних стадиях кристаллизации интеркумулусного расплава, из микрообъемов которого формировались монацит-(Ce), РЗЭ-содержащий апатит и алланит-(Ce). В массиве Сопча в сосуществовании с Ар формировался лаврингит. Впервые для расслоенной интрузии на диаграмме Ce—La—Nd выявлен единый и довольно протяженный тренд составов РЗЭ-содержащих фосфатов (монацит и РЗЭ-содержащий Ар) с преобладающим замещением La ↔ Nd при относительно постоянном уровне Ce.

*Вариации составов апатита, минералы редких земель, поведение летучих компонентов, минералогическо-геохимические тренды кристаллизации, массив Мончеплутон (Мончегорский), расслоенные интрузии, мафит-ультрамафитовые комплексы, Кольский полуостров, Фенноскандинавский щит*

## COMPOSITIONAL VARIATIONS OF APATITE AND REE-BEARING MINERALS IN RELATION TO CRYSTALLIZATION TRENDS IN THE MONCHEPLUTON LAYERED COMPLEX (Kola Peninsula)

A.Y. Barkov, E.V. Sharkov, A.A. Nikiforov, V.N. Korolyuk, S.A. Sil'yanov, B.M. Lobastov

We have investigated the compositional variations of apatite (Ap) and rare-earth element (REE) minerals in the Monchepluton layered complex on the Kola Peninsula. On the basis of large sets of pertinent analytical data, we have estimated geochemical trends involving major, minor, and trace elements and studied their relation with the compositions of rock-forming silicate and oxide minerals. The variations observed in Ap differ considerably from trends reported for other layered intrusions. The composition fields of Ap are not consistent

with the variations in the chemical composition of the bulk rocks and their constituent minerals, as determined along the representative cross sections of the entire complex. The compositional variations of Ap are fairly similar in all units of the complex. Chlorapatite (>6 wt.% Cl) is invariably abundant. There is no relationship between the Cl content of Ap and the degree of magnesium enrichment of the coexisting early magmatic silicates. In the F–Cl–OH diagram, broad fields of ternary solid solution are observed. There are no compositions along the Cl–F axis. The compositions of Ap are notably poor in Cl in the marginal series (the Nyud massif) and correspond to hydroxylapatite with a high content of fluorapatite component. Two composition fields of Ap are recognized in the Monchepluton complex:  $\leq 3$  wt.% and  $> 6$  wt.% Cl; there are, however, extensive overlaps. Two generations of apatite are thus implied. The first nucleated at the early stage of crystallization of H<sub>2</sub>O-bearing intercumulus melt as a result of substantial increase in the contents of P, F, Cl, and other incompatible components. The following stage of degassing of the crystallizing melt caused a decoupling of Cl and F. Fluorine remained mostly in the melt; in contrast, Cl was partitioned efficiently into an H<sub>2</sub>O-bearing fluid phase. At the early stage, the apatite incorporated combinations of hydroxylapatite and fluorapatite, with a low content of Cl. At the late stage, chlorapatite crystallized from a Cl-rich fluid, and ferrochloropargasite (4.1 wt.% Cl) formed in the Poaz massif as a result of autometasomatic alteration via reactions of this fluid with plagioclase and pyroxene. The apatite has high Sr contents (up to 4.1 wt.% SrO) in the highly magnesian cumulates of the Dunite block and the massifs of mounts Kumuzh'ya, Nittis, and Travyanaya. This enrichment illustrates the accumulation of Sr in the intercumulus melt, in which Ap was the only Sr-bearing phase in the absence or scarcity of intercumulus plagioclase. The REE contents also increased in the intercumulus melt and led to the formation of monazite-(Ce), REE-bearing Ap, and allanite-(Ce) in the remaining microvolumes of melt. Loveringite and Ap crystallized as coexisting phases in Mt. Sopcha. For the first time in a layered intrusion, an extensive range of compositions is documented in the Ce–La–Nd diagram for the REE-bearing phosphates (monazite and REE-rich apatite), which display a predominant La  $\leftrightarrow$  Nd substitution at the constant contents of Ce.

*Compositional variations of apatite, REE minerals, behavior of volatiles, mineralogical and geochemical crystallization trends, Monchepluton layered complex, layered intrusions, mafic–ultramafic complexes, Kola Peninsula, Fennoscandian Shield*

## ВВЕДЕНИЕ

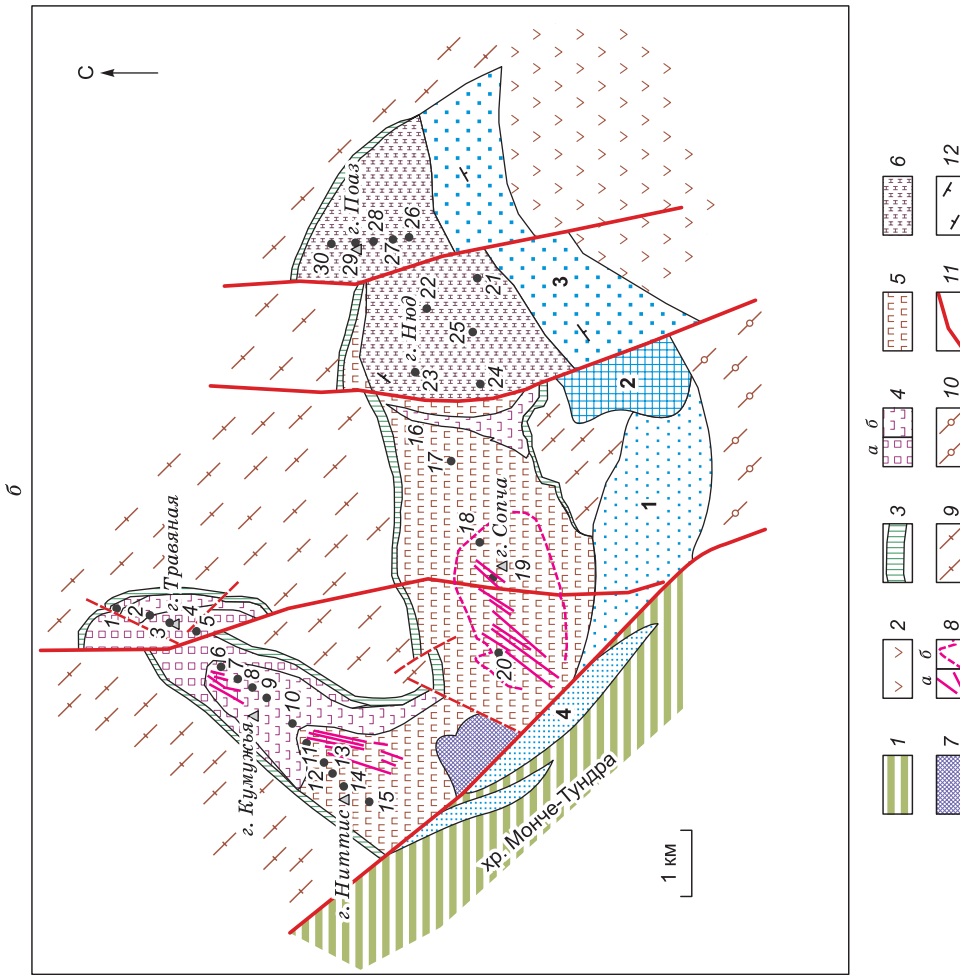
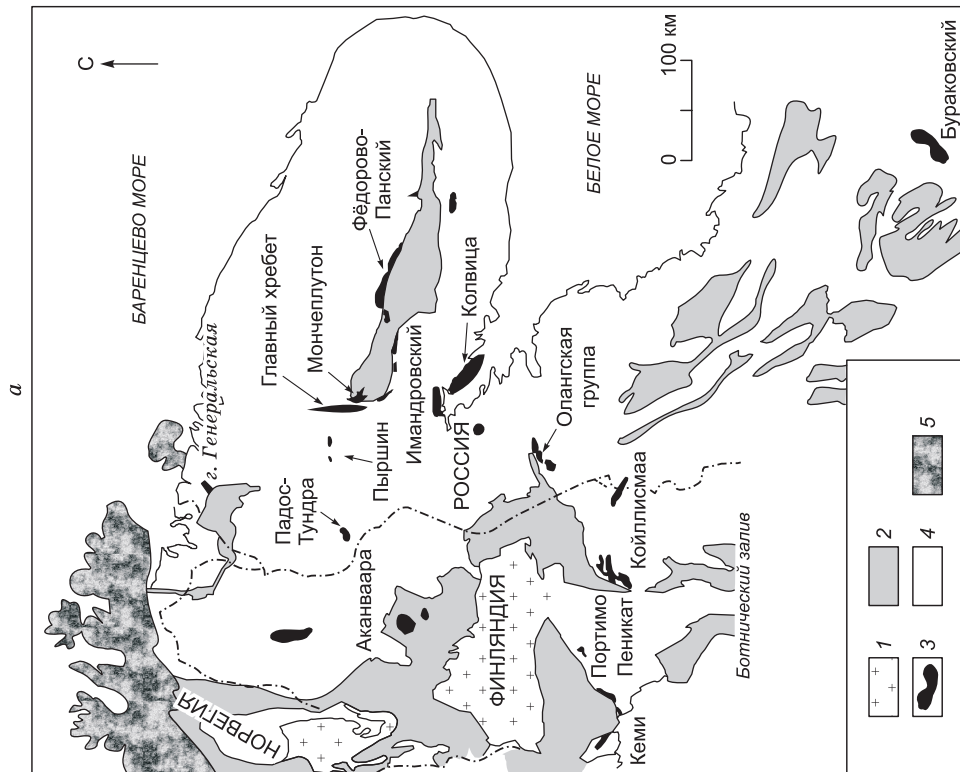
Апатит (Ap) довольно распространенный аксессуарный минерал в горных породах самого разного состава, возраста и геотектонической позиции. Особый интерес в петро- и рудогенезе представляет его способность отражать поведение галогенов и других компонентов на различных стадиях кристаллизации комплексов и рудных зон [Холоднов, Бушляков, 2002]. Использованию Ap в качестве индикатора способствует его свойство сохранять первичный состав в ходе диффузионного низкотемпературного перераспределения компонентов при достижении повторного равновесия в системе [Tacker, Stormer, 1989]. Особенности кристаллизации Ap охарактеризованы в таких мафит-ультрамафитовых комплексах, как Скаергаард [Nash, 1976], Киглэпейт [Huntington, 1979], Садбери [Warner et al., 1998], Дюфек [Drinkwater et al., 1990], Стиллуотер, Бушвельд [Boudreau, McCallum, 1990], Клапсё [Meurer et al., 2004] и Кивакка [Barkov, Nikiforov, 2016]. Характерные тренды кристаллизации Ap привели к предложению нового критерия поиска зон малосульфидного Pd–Pt оруденения типа «Кивакка риф» [Барков, Никифоров, 2015].

Объектом настоящего исследования выбран расслоенный массив Мончеплутон (Мончегорский) палеопротерозойского возраста (~2.5 млрд лет), Кольский полуостров (рис. 1). Этот массив хорошо известен и охарактеризован в циклах работ [Козлов, 1973; Чашин и др., 1999; Гроховская и др., 2003; Печерский и др., 2004; Шарков, 2006; Sharkov, Chistyakov, 2012; Шарков, Чистяков, 2014]. Основные задачи предпринятого изучения следующие:

1. Охарактеризовать вариации составов аксессуарного Ap во всех подразделениях массива Мончеплутон: Дунитовом блоке (ДБ), массивах субмеридионального простирания гора Ниттис (НТ)—гора Кумужья (КМ)—гора Травяная (ТР), а также субширотно ориентированных массивов гора Сопча (СП)—гора Нюд (НД)—гора Поаз (ПЗ).

2. Исследовать составы аксессуарных минералов, содержащих редкоземельные элементы (РЗЭ), которые нередко сопровождают Ap в интеркумулясных парагенезисах.

3. Рассмотреть тренды кристаллизации составов Ap и минералов РЗЭ с привлечением геохимических трендов и составов породообразующих минералов в апатитсодержащих мафит-ультрамафитах. Представляется, что наши результаты и интерпретации способствуют более полному освещению проблем эволюции и закономерностей поведения летучих компонентов и РЗЭ на поздних стадиях кристаллизации расслоенных интрузий и мафит-ультрамафитовых комплексов.



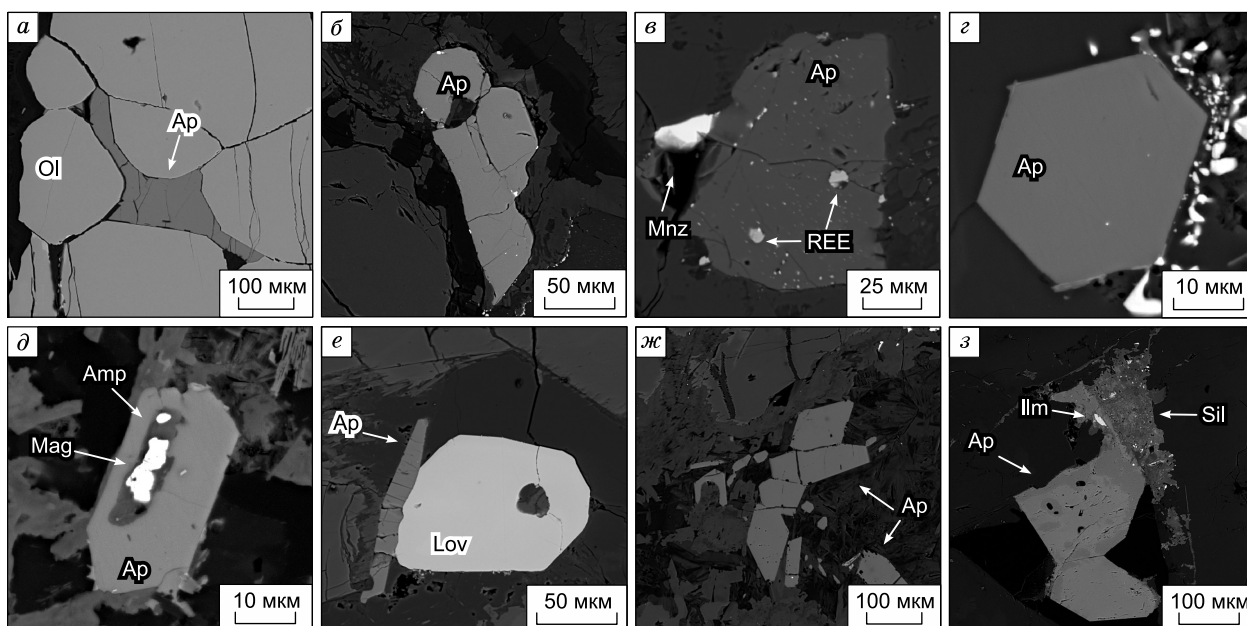
**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта, по [Вауанова et al., 2009] с изменениями, показывающая местоположение массива Мончеплутон и других расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита (а); схема геологического строения комплекса Мончеплутон [Sharikov, Chistyakov, 2012] с дополнениями В.В. Кнауф, Н.С. Гусева (б).

а: 1 — светокварцевые гранитные породы, 2 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы, 3 — расчлененные интрузии, 4 — архейские породы, 5 — каледониды; б: массивы: 1 — Южносолончинский, 2 — Моршковского озера, 3 — Вуручуйвенч, 4 — Вуручуйвенч, 4 — южного обрамления гор Ниттис, Кумужья, Траваяная. 1 — габронориты и габронорит-анортоситы Мончеплутонского массива; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы имандра-варзугской серии; 3–8 — образования массива Мончеплутон: 3 — крайняя серия с сульфидной медно-никелевой минерализацией («донная залежь»), 4 — чередование  $О1 + Орх \pm Слг$ ,  $Орх-О1$  и  $Орх + О1(+P)$  кумулатов (а — свежие, б — измененные), 5 — Орх кумулаты, б —  $P1 + Орх \pm Срх$  кумулаты, 7 — кумулаты и образования дунитового блока, 8 — сульфидное  $Сu-Ni$  оруденение (а — жили сплошных сульфидов, б — вкрапленные руды рудного пласта (горизонт 330)) массива Сопча; 9, 10 — образования архейской рамы: 9 — гранулиты и гнейсыдиориты Кольского блока, 10 — риодциты и дациты Имандро-Варзугской зоны; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания. Точки 1–30 (выделены курсивом) схематически отмечают местоположение проанализированных геохимических проб (см. табл. 1, 2).

## ПРОБЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗОВ

В ходе экспедиционных работ по наиболее протяженному продольному и поперечным разрезам массива Мончеплутон отобрано более 300 проб. Около 100 проб довольно свежих кумулатов разных составов использованы для детальных минералогических исследований. Тридцать «реперных» проб (см. рис. 1, б) проанализированы методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Анализы выполнялись в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Составы Ar и фаз PЗЭ изучались методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (СЭМ-ЭДС) в R&D центре НорНикель, ИГДГ и Г СФУ, г. Красноярск. Предпочтительность метода СЭМ-ЭДС обусловлена субмикронными медианными размерами зерен PЗЭ-содержащих минералов (рис. 2, в) и многих зерен Ar. Породообразующие и рудные минералы исследованы методом волнодисперсионной спектроскопии (ВДС) на установке JEOL JXA-8100 по апробированной методологии [Королюк и др., 2009; Лаврентьев и др., 2015]. Анализы выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 100 нА и диаметре зонда ~1 мкм. Линия  $K_{\alpha}$  использовалась для всех элементов кроме Cr (линия  $K_{\beta_1}$ ). Наложения линий  $TiK_{\beta_1}$  на  $VK_{\alpha}$  корректировались с помощью программного обеспечения OVERLAP CORRECTION. В анализах оливина использованы стандарты оливина (Mg, Si, Fe, Ni), хром- и марганецсодержащих гранатов (Ca, Cr, Mn). Образцы магнезиального хромита (Cr, Fe, Mg, Al), марганецсодержащего граната (Mn), ильменита (Ti) и оксиды  $NiFe_2O_4$  (Ni),  $ZnFe_2O_4$  (Zn) и  $V_2O_5$  (V) использованы в качестве стандартов при анализе хромшпинелидов. Применялась программа коррекций ZAF; значения минимального предела обнаружения составили (критерий  $1\sigma$ ): 0.01 мас. % для Cr и <0.01 мас. % для Ni, Ca и Mn.

Анализы апатита и PЗЭ-содержащих минералов выполнены методом СЭМ-ЭДС на установке Tescan Vega III SBH с интегрированной системой Oxford X-Act при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 2.3 нА (на чаше Фарадея). Накопление спектров производилось из точки до шкалы в 300 тыс. импульсов. Использованы образцы стандартов MAC (Micro-Analysis Consultants Ltd, Великобритания; регистрационный № 11192): чистые элементы Ti, Fe, V, Zr, Y, GaP (P),  $SrF_2$  (Sr),  $LaB_6$  (La),  $CeO_2$  (Ce), NaCl (Cl),  $CaF_2$  (F),  $SiO_2$  (Si),  $Al_2O_3$  (Al), MgO (Mg),  $CaF_2$  и волластонит (Ca). Измерение тока зонда производилось на стандарте кобальта MAC (регистрационный № 9941) через каждые 60 мин исследования. Собранные массивы аналитических данных СЭМ-ЭДС в этой части включают более тысячи анализов Ar и около 150 анализов PЗЭ-содержащих фаз.



**Рис. 2.** Характерные примеры текстур и минеральных ассоциаций апатита в комплексе Мончеплутон:

Изображения в обратнорассеянных электронах. Используются следующие сокращения: Ap — апатит; REE — PЗЭ-содержащий апатит, до 10–15 мас. % ( $\Sigma PЗЭ_2O_3$ ); Mnz — монацит-Ce; Ol — оливин; Amp — амфибол типа барруазита; Mag — магнетит, Lov — лOVERингит; Ilm — Mn-содержащий ильменит; Sil — тонкая смесь водосодержащих силикатов: кальциевого амфибола и шамозита. а — дунитовый блок; б, в — гора Ниттис; г, д — гора Кумужья; е — гора Сопча; ж — гора Нюд; з — гора Поаз.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И НАБЛЮДЕНИЯ

### Тренды кристаллизации и вариации составов породообразующих и оксидных минералов

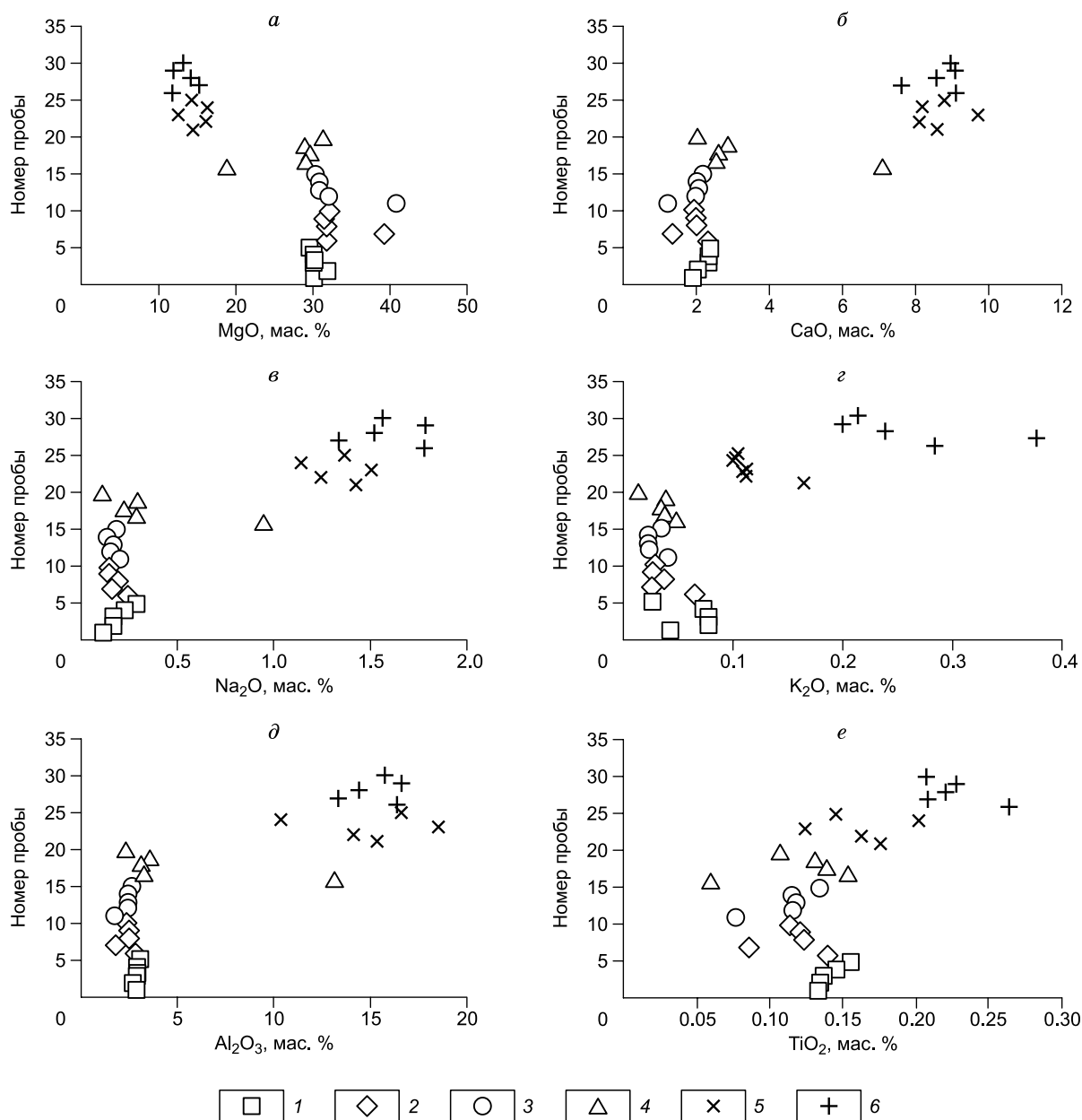
Среди исследованных нами мафит-ультрамафитов (оливин ± хромит + ортопироксен ± клинопироксен ± плагиоклазовые кумулаты) присутствуют дуниты, «хромититы», гарцбургиты, ортопироксени-ты, нориты и габбронориты. Преобладают адкумулаты с подчиненным развитием мезо- и ортокумулатов. В массиве горы Кумужья отмечались необычные проявления гарцбургита с шаровидными обособлениями ойкокритов ортопироксена, интерпретированные как отражение последствий кристаллизации из переохлажденного расплава [Barkov et al., 2015, 2016].

Преобладающая серия ультрамафитов в массивах НТ—КМ—ТР, а также существенная часть разреза массива СП (табл. 1) характеризуются стабильно высокой, почти равной магнезиальностью пород (~30 мас. % MgO) с локальным развитием промежуточных к дуниту разновидностей (рис. 3, а). Эти примитивные кумулаты имеют низкоглиноземистые составы и в целом соответствуют примерно единой, ранней стадии фракционной кристаллизации комплекса. Геохимическая эволюция в заметной мере проявлена при переходе к верхним уровням разреза массива СП и более значительно — к массивам НД и ПЗ (рис. 3—5).

Таблица 1. Химические составы мафит-ультрамафитовых пород массива Мончеплутон по результатам рентгенофлуоресцентного анализа (мас. %)

№ п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	SO <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	П.п.п.	Сумма
1	ТР-4	51.53	0.13	2.82	9.06	0.16	30.04	1.88	0.11	0.04	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.61	0.08	2.71	99.23
2	ТР-17	50.14	0.13	2.70	10.11	0.18	31.79	2.01	0.18	0.08	0.02	0.01	0.04	0.01	0.57	0.17	1.42	99.60
3	ТР-40	53.16	0.14	2.84	9.57	0.18	30.15	2.31	0.17	0.08	0.01	<0.01	<0.03	0.01	0.61	0.07	0.09	99.42
4	ТР-42	53.46	0.14	2.87	9.54	0.18	30.04	2.30	0.23	0.07	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.61	0.07	0.07	99.63
5	ТР-46	53.56	0.15	2.99	9.35	0.18	29.58	2.36	0.29	0.03	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.61	0.07	0.42	99.66
6	КМ-1	51.84	0.14	2.78	9.57	0.17	31.85	2.30	0.24	0.06	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.57	0.10	-0.23	99.46
7	КМ-9	44.95	0.09	1.74	12.03	0.18	39.25	1.35	0.16	0.03	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.48	0.19	-0.39	100.11
8	КМ-18	52.27	0.12	2.40	9.79	0.18	31.82	2.00	0.20	0.04	0.02	<0.01	<0.03	0.01	0.65	0.09	0.25	99.85
9	КМ-35	53.12	0.12	2.40	9.63	0.18	31.56	1.99	0.14	0.03	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.63	0.09	0.00	99.96
10	КМ-66	52.61	0.11	2.34	9.60	0.18	32.13	1.93	0.15	0.03	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.62	0.09	0.00	99.84
11	НТ-3	42.73	0.08	1.67	12.59	0.18	40.90	1.20	0.20	0.04	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.41	0.22	-0.38	99.87
12	НТ-12	53.18	0.12	2.35	9.50	0.17	31.99	1.97	0.16	0.02	0.01	<0.01	<0.03	0.01	0.64	0.09	-0.09	100.14
13	НТ-21	53.68	0.12	2.40	9.37	0.18	30.78	2.05	0.17	0.02	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.63	0.07	-0.08	99.44
14	НТ-29	53.73	0.11	2.38	9.42	0.18	30.78	1.99	0.14	0.02	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.63	0.08	-0.09	99.44
15	НТ-35	53.79	0.13	2.59	9.55	0.18	30.44	2.16	0.18	0.03	0.01	<0.01	<0.03	0.01	0.61	0.07	-0.13	99.66
16	СП-2	50.80	0.06	13.07	6.37	0.12	18.92	7.05	0.94	0.05	0.01	<0.01	<0.03	0.01	0.17	0.02	1.45	99.06
17	СП-12	53.86	0.15	3.22	9.82	0.19	29.17	2.53	0.28	0.04	0.02	0.01	<0.03	0.02	0.56	0.07	0.00	99.94
18	СП-27	53.77	0.14	3.06	9.56	0.18	29.67	2.60	0.22	0.03	0.01	<0.01	<0.03	0.01	0.58	0.06	-0.11	99.80
19	СП-32	53.50	0.13	3.54	9.58	0.18	28.90	2.85	0.29	0.04	0.02	<0.01	<0.03	0.02	0.55	0.07	0.00	99.68
20	СП-39	52.79	0.11	2.31	10.29	0.19	31.42	2.02	0.10	0.01	0.01	0.01	<0.03	0.01	0.58	0.08	0.30	100.26
21	НД-7	51.07	0.18	15.32	6.65	0.13	14.39	8.58	1.43	0.16	0.03	0.01	<0.03	0.01	0.11	0.03	1.02	99.13
22	НД-23	51.24	0.16	14.08	7.27	0.13	16.05	8.08	1.24	0.11	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.12	0.03	0.50	99.07
23	НД-36	51.18	0.12	18.47	5.35	0.10	12.58	9.69	1.51	0.11	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.11	0.02	0.39	99.69
24	НД-48	50.67	0.20	10.33	10.10	0.17	16.29	8.18	1.14	0.10	0.02	<0.01	0.15	0.02	0.25	0.03	1.86	99.50
25	НД-67	51.16	0.14	16.58	6.00	0.11	14.24	8.78	1.37	0.10	0.02	0.01	<0.03	0.01	0.12	0.03	0.89	99.58
26	ПЗ-1	51.63	0.26	16.32	6.53	0.11	11.79	9.09	1.78	0.28	0.03	0.02	<0.03	0.02	0.09	0.03	1.35	99.34
27	ПЗ-8	52.19	0.21	13.28	6.87	0.14	15.22	7.60	1.34	0.38	0.03	0.03	<0.03	0.01	0.11	0.03	2.05	99.51
28	ПЗ-17	52.43	0.22	14.35	7.29	0.13	14.19	8.56	1.52	0.24	0.03	0.01	<0.03	0.01	0.11	0.03	0.52	99.66
29	ПЗ-27	51.13	0.23	16.54	6.31	0.12	11.95	9.07	1.78	0.20	0.04	0.01	<0.03	0.01	0.09	0.02	2.07	99.60
30	ПЗ-30	50.69	0.21	15.67	7.37	0.14	13.17	8.95	1.57	0.21	0.03	0.01	<0.03	0.01	0.09	0.03	1.66	99.81

Примечание. Все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Здесь и в табл. 2: порядковые номера проб (1—30) отмечены курсивом на рис. 1, б. Используются те же, что и в тексте, буквенные сокращения: ТР — гора Травяная; КМ — гора Кумужья; НТ — гора Ниттис; СП — гора Сопча; НД — гора Нюд; ПЗ — гора Поаз.

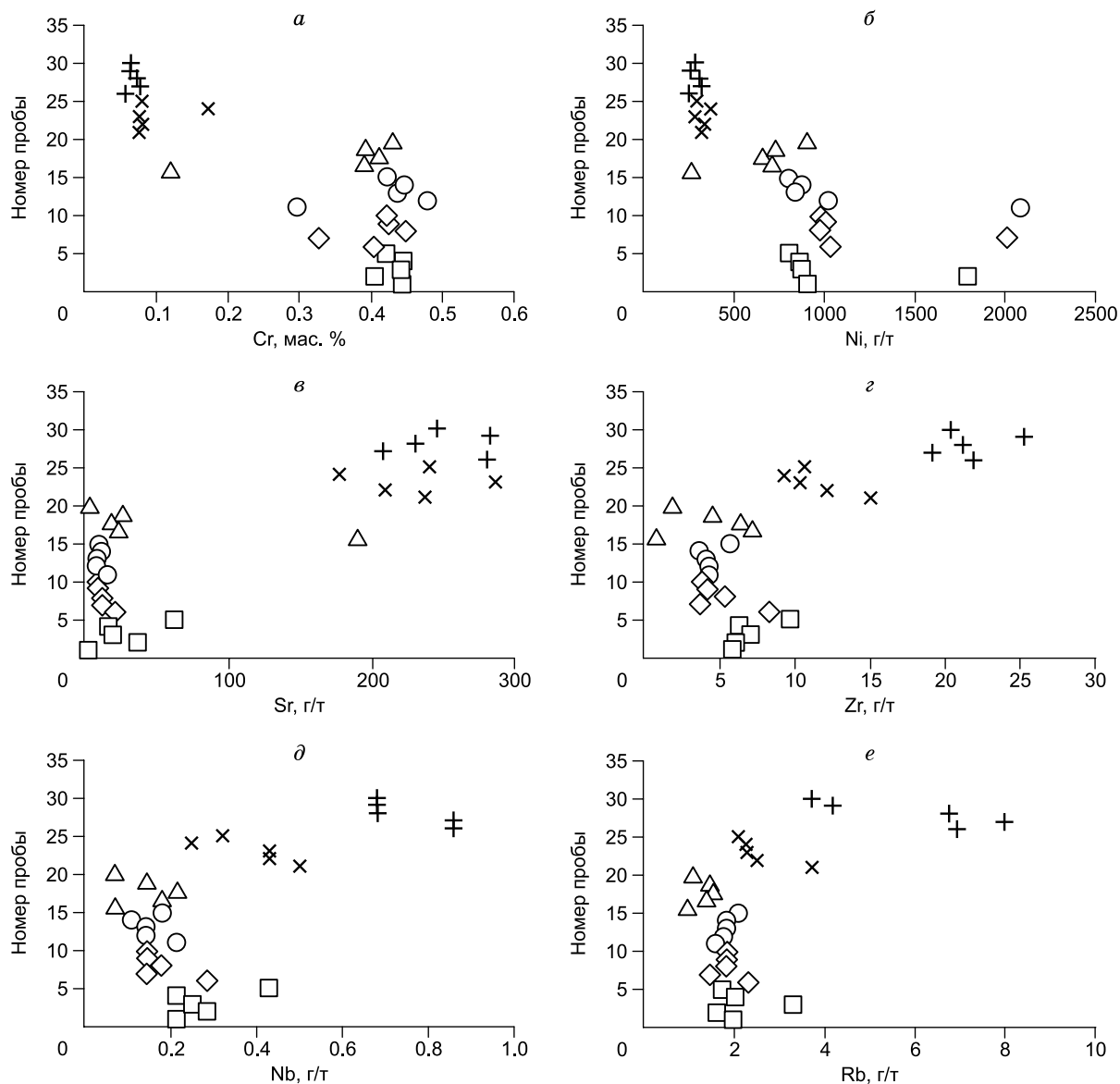


**Рис. 3. Вариации содержаний главных и второстепенных элементов в породах массива Мончеплутон:**

*a–e* — номер пробы: *a* — MgO, *б* — CaO, *в* — Na<sub>2</sub>O, *г* — K<sub>2</sub>O, *д* — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, *е* — TiO<sub>2</sub> соответственно, по результатам рентгенофлуоресцентного анализа. Номера проб (1–30) соответствуют точкам отбора, показанным на геологической схеме (см. рис. 1, б). 1 — гора Травяная, 2 — гора Кумужья, 3 — гора Ниттис, 4 — гора Сопча, 5 — гора Нюд, 6 — гора Поаз.

Тренды фракционирования исходной магмы отражаются нормальным падением магнезиальности кумулатов с соответствующим возрастанием отношения Fe/Mg и ростом содержаний Ca, Na, K и Al (см. рис. 3, б–д). С ходом прогрессирующей кристаллизации резко понижаются уровни совместимых элементов (Cr, Ni) и возрастают несовместимых: Ti, Sr, Zr, Nb, Rb, Y, Ce, La, Nd, Pr, Sm, другие РЗЭ и ΣРЗЭ (см. рис. 3, е; 4, 5; табл. 1, 2). В силу отличающейся кристаллохимии Sc не образует столь отчетливого тренда (табл. 2).

Составы оливина (табл. 3) высокомагнезиальны во всех подразделениях массива. Средние значения Fo слегка понижаются от ДБ (89.7) к массивам НТ—КМ—ТР (85.3—85.9). Близкие величины Fo установлены в массивах СП (83.8) и блоке оливинсодержащих кумулатов в прикраевой части массива ПЗ (85.4). Примесь Ni в оливине сравнительно невысока: 0.27—0.40 мас. % NiO (см. табл. 3).

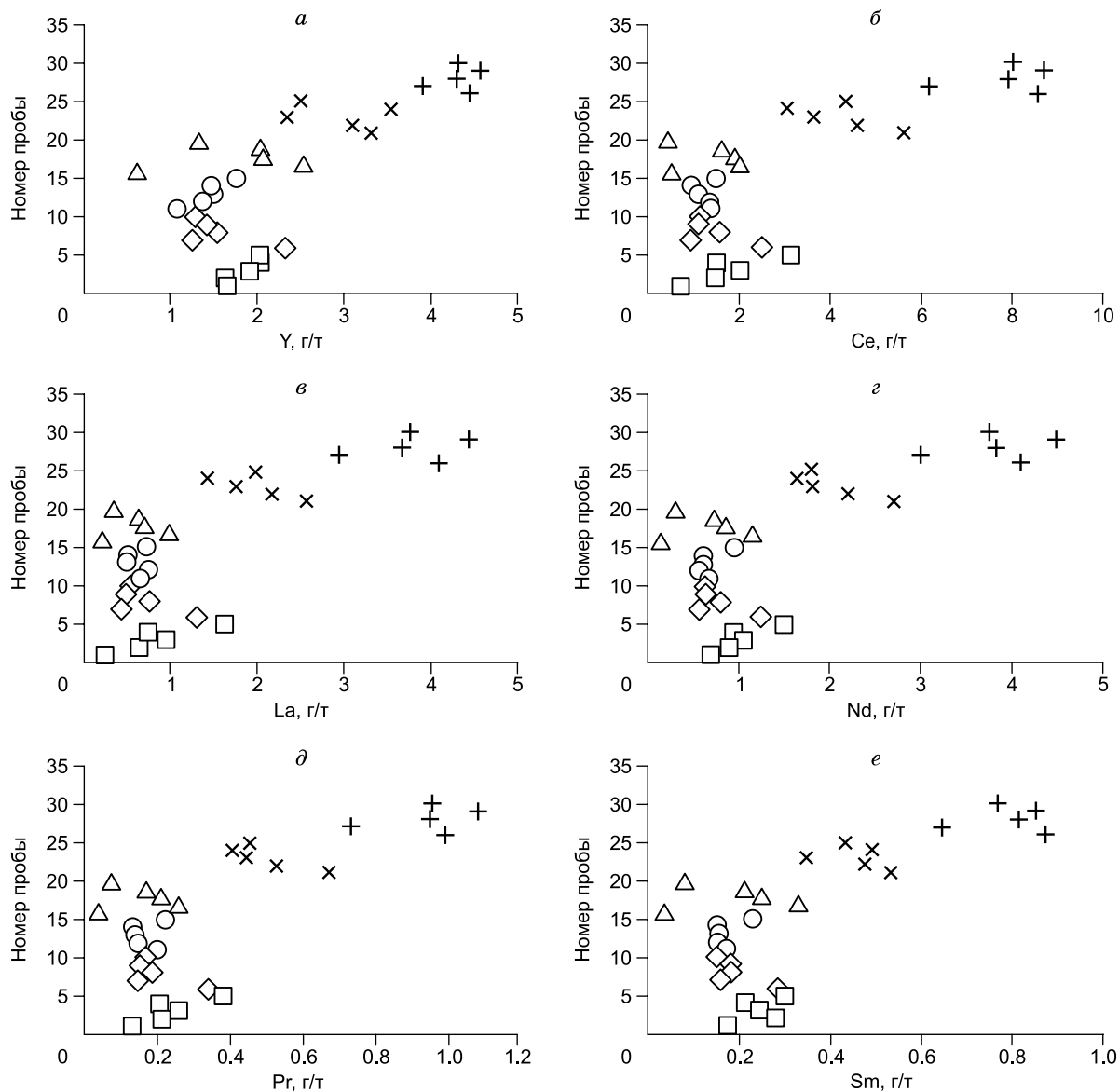


**Рис. 4. Вариации содержаний примесных и редких элементов в породах массива Мончеплутон:**

*a–e* — номер пробы: *a* — Cr, *б* — Ni, *в* — Sr, *г* — Zr, *д* — Nb, *е* — Rb соответственно, по результатам масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Номера проб (1—30) соответствуют точкам отбора, показанным на геологической схеме (см. рис. 1, б). Усл. обозн. см. на рис. 3.

Составы ортопироксена столь же высокомагнезиальны и взаимно сопоставимы в ультрамафитах четырех подразделений массива, где средние содержания En составляют 84.5 (ДБ)—83.5 (НТ)—83.1 (КМ)—83.4 (ТР)—82.1 (СП). Средние уровни примеси Cr, как «совместимого» элемента, колеблются незначительно: 0.41—0.60 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Значения En резко уменьшаются при переходе к массивам НД (76.7)—ПЗ (76.0) с сильным падением примеси Cr: 0.25 и 0.17 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответственно. Самое низкое содержание (En<sub>66.7</sub>) отмечено в тонкозернистом норите краевой серии массива Нью.

Магнезиальность клинопироксена, выраженная индексом  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$  (см. табл. 3), плавно понижается в ряду от почти равных значений в серии: 89.0 (ДБ)—88.4 (НТ)—88.3 (КМ)—88.6 (ТР)—87.4 (СП) до 82.2 (НД)—82.4 (ПЗ). Примесь Cr в клинопироксене массивов ДБ—НТ—КМ—ТР—СП варьирует в ряду столь же близких величин: 1.08—1.03—1.03—1.04—0.97, резко понижаясь до 0.48 (НД) и 0.24 (ПЗ) мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, как отражение возрастающей степени истощения расплава в отношении Cr. Содержание Aeg также закономерно снижается от ~2.0 до 1.1 (см. табл. 3), поскольку Na вовлекается в схему парного изоморфного замещения, отвечающего за входение Cr в кристаллическую структуру моноклинного пироксена.



**Рис. 5. Вариации содержаний редких элементов в породах массива Мончепултон:**

*a–e* — номер пробы: *a* — Y, *б* — Ce, *в* — La, *г* — Nd, *д* — Pr, *е* — Sm соответственно, по результатам масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Номера проб (1–30) соответствуют точкам отбора, показанным на геологической схеме (см. рис. 1, б). Усл. обозн. см. на рис. 3.

В ультрамафитах ДБ и массивов НТ, КМ и ТР плагиоклаз является интеркумулятивной фазой и обладает пониженным содержанием An: 31.9–66.9 (см. табл. 3). С ходом кристаллизации и накоплением Ca, Al (см. рис. 3, б, д) происходит весьма значимое изменение характера раннемагматического парагенезиса с началом кристаллизации примокристов кумулятивного плагиоклаза с высоким содержанием An: 77.6 (СП)—78.1 (НД)—78.2 (ПЗ). Заметная близость этих значений выражает сходные условия на этой стадии магматической кристаллизации в значительном объеме магматического резервуара. Вместе с тем в поздних интеркумулятивных ассоциациях габброноритов массива Поаз локально проявлен почти чистый альбит.

Как ожидалось, фазы хромшпинелидов явились чувствительными показателями уровней и направленности процесса фракционирования исходной магмы. Средние значения их индекса Mg# закономерно понижаются от ДБ (Mg# 38.0), включающего Сопчеозерское месторождение хромита, к промежуточным и равным значениям 23.8 (НТ) и 24.0 (КМ), затем пониженным 8.6 (ТР), 12.3 (СП) и 11.3 (НД), до минимума 5.6 (ПЗ). Индекс Cr# при этом неизменно относительно высок (см. табл. 3). Акцессорный ильменит показывает закономерную тенденцию понижения примесей Mg (гейкилитовый ком-



Таблица 2. Геохимические вариации в составах мафит-ультрамафитовых пород массива Мончеплутон

Эле- мент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	ТР-4	ТР-17	ТР-40	ТР-42	ТР-46	КМ-1	КМ-9	КМ-18	КМ-35	КМ-66	НТ-3	НТ-12	НТ-21	НТ-29	НТ-35
Sc	33	24	33	33	32	29	17.2	30	30	28	14.2	33	34	33	33
V	75	64	79	83	79	75	44	70	70	68	37	79	75	76	78
Cr	4429.9	4036.6	4412.5	4442.9	4202.2	4031.9	3269.9	4475.4	4250.4	4216	2963.5	4790.4	4369.4	4452.6	4228.8
Co	86	115	87	85	80	89	136	90	84	88	144	93	81	85	83
Ni	901	1794.9	866	858	803	1033.2	2005.9	973	1006	982	2081.7	1016.8	834	875	802
Cu	25	355	37	38	35	51	52	12.5	52	24	23	31	17.0	31	30
Zn	50	71	66	61	57	58	67	58	61	57	69	65	61	58	53
Rb	1.97	1.61	3.3	2.0	1.71	2.3	1.48	1.80	1.80	1.84	1.57	1.74	1.81	1.81	2.1
Sr	<3	37	19.1	16.1	62	20	12.5	11.7	9.2	9.3	15.7	8.6	9.5	11.5	10.2
Y	1.66	1.63	1.92	2.0	2.0	2.3	1.26	1.53	1.41	1.29	1.09	1.38	1.51	1.47	1.76
Zr	5.8	6.0	7.0	6.3	9.7	8.3	3.6	5.3	4.2	3.8	4.2	4.2	4.1	3.6	5.6
Nb	0.21	0.29	0.25	0.22	0.43	0.29	0.14	0.18	0.14	0.14	0.21	0.14	0.14	0.11	0.18
Cs	0.13	0.22	0.33	0.14	0.12	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	<3	<3	3.1	<3	4.0	3.3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
La	0.25	0.64	0.95	0.74	1.62	1.30	0.44	0.76	0.50	0.57	0.65	0.75	0.50	0.51	0.74
Ce	0.72	1.49	2.0	1.52	3.1	2.5	0.96	1.57	1.13	1.15	1.38	1.36	1.11	0.96	1.52
Pr	0.13	0.21	0.26	0.21	0.38	0.34	0.15	0.19	0.15	0.17	0.20	0.15	0.14	0.13	0.22
Nd	0.69	0.89	1.05	0.94	1.50	1.25	0.57	0.80	0.64	0.63	0.68	0.56	0.61	0.61	0.95
Sm	0.18	0.28	0.25	0.21	0.30	0.29	0.16	0.18	0.18	0.15	0.17	0.15	0.16	0.15	0.23
Eu	0.047	0.090	0.073	0.053	0.092	0.095	0.034	0.037	0.040	0.038	0.049	0.049	0.045	0.043	0.060
Gd	0.21	0.24	0.28	0.25	0.34	0.31	0.17	0.24	0.22	0.18	0.19	0.15	0.18	0.15	0.22
Tb	0.042	0.038	0.050	0.048	0.058	0.063	0.032	0.044	0.040	0.033	0.030	0.028	0.034	0.028	0.044
Dy	0.30	0.27	0.34	0.34	0.41	0.45	0.24	0.28	0.29	0.27	0.20	0.20	0.24	0.20	0.31
Ho	0.066	0.065	0.074	0.075	0.087	0.098	0.054	0.065	0.065	0.065	0.049	0.052	0.054	0.052	0.072
Er	0.22	0.20	0.23	0.24	0.27	0.30	0.16	0.20	0.20	0.19	0.14	0.18	0.18	0.17	0.24
Tm	0.038	0.035	0.038	0.042	0.048	0.046	0.026	0.032	0.034	0.034	0.023	0.030	0.032	0.028	0.040
Yb	0.25	0.23	0.25	0.28	0.31	0.31	0.19	0.22	0.23	0.23	0.15	0.21	0.21	0.21	0.28
Lu	0.040	0.035	0.041	0.044	0.048	0.049	0.030	0.034	0.035	0.035	0.024	0.033	0.034	0.035	0.044
Hf	0.076	0.094	0.13	0.11	0.19	0.14	0.067	0.11	0.079	0.078	0.071	0.083	0.078	0.084	0.11
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Th	0.096	0.092	0.10	0.095	0.19	0.18	0.039	0.093	0.051	0.057	0.071	0.048	0.052	0.048	0.095
U	0.027	0.036	0.030	0.025	0.046	0.048	<0.02	0.022	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

понент) от средних значений 2.96 мас. % MgO в массиве ТР до 0.54 и 0.56 мас. % в массивах НД—ПЗ; в этом же направлении отмечается рост значений MnO от 0.65 до 2.48, с максимумом 10.31 мас. % MnO (пирофанитовый компонент) в отдельных зернах ильменита массива ПЗ.

#### ПРОЯВЛЕНИЯ И СОСТАВЫ АПАТИТА, МИНЕРАЛОВ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ, ЛОВЕРИНГИТА И ФЕРРОХЛОРОПАРГАСИТА

Аксессуарный Ар формирует зерна размерностью от  $\leq 5$  мкм до  $\leq 0.25$  мм (см. рис. 2). Они обычно локализуются в интерстициях или у границ зерен раннемагматических силикатов в ассоциации с низкокальциевым плагиоклазом, кальциевыми амфиболами, минералами группы хлорита и другими водосодержащими силикатами, кварцем, магнетитом, ильменитом, иногда рутилом, цирконом и сульфидными минералами. Довольно необычные текстурные формы выражены поликристаллическими зернами с шестоватыми индивидами Ар и элементами радиально-лучистого строения. Определение «кумулясный апатит» [Mutanen et al., 1988] вряд ли приложимо к аксессуарному Ар мафит-ультрамафитовых комплексов, в которых подчас наблюдаются субидiomорфные включения Ар в раннемагматических силикатах. Такие зерна, по нашему мнению, кристаллизовались из порций захваченного интерстициального расплава.

по результатам масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) (г/т)

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
СП-2	СП-12	СП-27	СП-32	СП-39	НД-7	НД-23	НД-36	НД-48	НД-67	ПЗ-1	ПЗ-8	ПЗ-17	ПЗ-27	ПЗ-30
21	31	32	32	33	22	24	16.8	39	18.1	24	27	26	22	24
55	91	86	85	79	71	73	54	114	58	105	89	85	80	84
1205.4	3912.7	4108.2	3924.8	4299.8	757.2	801	761.4	1720.5	798.7	578.7	770.8	732	642.2	650.1
63	83	84	81	99	50	56	41	65	46	45	53	52	44	51
265	707	660	729	903	322	336	280	369	292	250	317	305	263	286
34	37	24	57	40	25	27	18.2	75	14.9	30	24	23	12.3	26
49	65	64	68	70	48	51	38	70	42	59	81	55	58	62
0.96	1.37	1.51	1.44	1.10	3.7	2.5	2.3	2.2	2.1	6.9	8.0	6.8	4.2	3.7
189	23	18.6	26	4.0	236	209	285	177	239	279	207	229	281	244
0.63	2.5	2.1	2.0	1.35	3.3	3.1	2.4	3.5	2.5	4.4	3.9	4.3	4.6	4.3
0.77	7.2	6.4	4.5	1.82	15.0	12.1	10.3	9.3	10.6	22	19.1	21	25	20
0.072	0.18	0.22	0.14	0.072	0.50	0.43	0.43	0.25	0.32	0.86	0.86	0.68	0.68	0.68
<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	0.26	0.15	0.22	0.11	0.11
24	17.4	12.3	17.1	7.7	74	49	52	31	53	144	194	90	100	90
0.23	0.98	0.71	0.64	0.36	2.6	2.2	1.76	1.44	2.00	4.1	2.9	3.7	4.4	3.8
0.53	2.0	1.91	1.62	0.48	5.6	4.6	3.6	3.1	4.3	8.6	6.2	7.9	8.7	8.0
0.038	0.26	0.21	0.17	0.073	0.67	0.52	0.44	0.41	0.45	0.99	0.73	0.95	1.08	0.95
0.14	1.15	0.86	0.74	0.30	2.7	2.2	1.81	1.65	1.80	4.1	3.0	3.8	4.5	3.8
0.035	0.33	0.25	0.21	0.080	0.53	0.48	0.35	0.49	0.43	0.87	0.65	0.81	0.85	0.77
0.061	0.087	0.077	0.073	0.030	0.28	0.23	0.21	0.19	0.19	0.44	0.26	0.33	0.30	0.26
0.055	0.31	0.28	0.25	0.12	0.55	0.49	0.39	0.55	0.45	0.82	0.64	0.74	0.92	0.84
0.009	0.063	0.051	0.045	0.025	0.09	0.09	0.070	0.09	0.077	0.13	0.11	0.13	0.14	0.12
0.064	0.42	0.32	0.30	0.19	0.60	0.58	0.46	0.62	0.48	0.82	0.72	0.80	0.88	0.82
0.017	0.095	0.070	0.070	0.048	0.13	0.13	0.089	0.15	0.094	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17
0.065	0.31	0.21	0.21	0.17	0.39	0.38	0.26	0.44	0.28	0.55	0.46	0.50	0.56	0.47
0.011	0.052	0.034	0.034	0.030	0.060	0.055	0.041	0.063	0.041	0.085	0.078	0.082	0.082	0.076
0.074	0.34	0.25	0.22	0.20	0.37	0.35	0.27	0.40	0.27	0.52	0.50	0.50	0.50	0.46
0.012	0.052	0.039	0.034	0.032	0.057	0.053	0.040	0.060	0.043	0.080	0.077	0.080	0.080	0.073
<0.05	0.11	0.096	0.089	0.040	0.22	0.19	0.17	0.18	0.18	0.39	0.32	0.35	0.43	0.34
<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.065	0.051	0.054	0.055	<0.05
<0.02	0.10	0.087	0.069	0.029	0.40	0.32	0.23	0.17	0.24	0.55	0.49	0.61	0.62	0.51
<0.02	0.020	<0.02	<0.02	<0.02	0.090	0.060	0.051	0.039	0.054	0.13	0.11	0.14	0.14	0.13

Составы зерен Ар в подразделениях массива варьируют в весьма значительных пределах (рис. 6, табл. 4). Не имеется сколько-нибудь значимой корреляции между содержанием Cl в Ар и степенью магнетизальности апатитсодержащих пород и ассоциирующих Fe-Mg силикатов, что можно видеть из сопоставления содержаний Cl со значениями Mg# ассоциирующего ортопироксена (рис. 7). Следует отметить еще два существенных обстоятельства. 1. Составы Ар разнятся в породах расслоенной серии и краевой серии (массив НД), где содержание Cl в апатите невелико: <1.5 мас. % (см. рис. 7). Средние соотношения содержаний летучих компонентов Ар из краевой серии массива Нюд ( $\text{OH}_{51.5}\text{F}_{43.5}\text{Cl}_{5.0}$ , ат. %, по данным 40 микроанализов) соответствуют гидроксилapatиту с высоким содержанием фтор-apatитового и весьма низким хлорapatитового компонентов. Общие же вариации составов Ар краевой серии в этом массиве составляют  $\text{OH}_{39.3-59.1}\text{F}_{35.7-53.6}\text{Cl}_{2.5-17.5}$ . 2). На основе вариаций во всех подразделениях массива выделяются два основных поля, в которые попадает резко преобладающее число составов акцессорного Ар из расслоенной серии (см. рис. 7).

Для всех подразделений массива Мончеплутон характерны сходные по типу поля составов (см. рис. 6, з) со значительным развитием хлорapatита с содержанием более 6 мас. % Cl. Подобные составы свойственны нижним ультрамафитовым кумулатам других расслоенных интрузий [Boudreau et al., 1986; Boudreau, McCallum, 1989]. В массиве Кивакка резкий рост содержаний Cl (также до составов «чистого» хлорapatита) отмечен в оливиновых габброноритах ЭПГ-содержащей зоны [Barkov, Nikiforov, 2016].

Максимальные содержания F (мас. %) заметно подобны в апатите ДБ (до 1.7), ТР (1.8), СП (2.0), НД (2.2) и ПЗ (1.9). Значительно более высокие и равновеликие уровни обнаружены в Ар массивов НТ (3.4 мас. %) и КМ (3.2 мас. % F). Подобные содержания (3.3 мас. % F) ранее найдены в Ар наиболее верхних уровней разреза массива Кивакка, где фторапатит развит в наиболее эволюционированных образованиях расслоенной серии: пегматоидном лейкократовом габбронорите с высоким содержанием «титаномагнетита» [Barkov, Nikiforov, 2016]. Такое же содержание (3.3—3.5 мас. % F) известно в Ар из габбро-анортозитов интрузии Дюфек, Антарктида [Drinkwater et al., 1990]. Таким образом, наши данные довольно контрастны всем приведенным примерам, показывая что столь же обогащенный F апатит формируется в ранних высокомагнезиальных кумулатах массивов НТ и КМ.

Обращает внимание высокая примесь Sr, достигающая 3.9—4.1 мас. % SrO в апатите ДБ (рис. 8; см. табл. 4). Ранее Sr-содержащий хлорапатит описан в ультрамафитовых кумулатах расслоенной интрузии Луккулайсваара [Барков и др., 1993], входящей в олангскую группу совместно с массивом Кивакка.

РЗЭ-содержащие минералы (табл. 5) формируют субмикронные зерна и прожилковидные обособления ( $\leq 5$ —10 мкм), часто ассоциирующие с зернами Ар (см. рис. 2, в). Они представлены: 1) монацитом-(Ce), который резко преобладает, 2) РЗЭ-содержащим апатитом, 3) алланитом-(Ce) и 4) лOVERингитом (в массиве СП; см. рис. 2, е). Примесь РЗЭ в аксессуарном Ар Мончеплутона составляет 1—3, в исключительных и не всегда достоверных случаях до  $\sim 10$ —15 мас. %  $(\Sigma \text{РЗЭ})_2\text{O}_3$ , и проявляется локально в отдельных зернах или зонах. Ассоциация минералов РЗЭ с Ар известна в других расслоенных массивах [Boudreau, McCallum, 1990; Barkov, Nikiforov, 2016]. Значительные содержания РЗЭ (до 15 мас. %  $(\Sigma \text{РЗЭ})_2\text{O}_3$ ) свойственны Ар из щелочных комплексов [Enkhbayar et al., 2016], для которых характерно присутствие в ассоциирующем монаците до 0.5 атомов Са на формульную единицу (а. ф. е). Однако некоторые составы монацита с аномально высокими содержаниями Са (см. табл. 5) могут быть результатом эффекта интерференции (флуоресценции) в ходе микроанализа, что обусловлено критически малыми размерами анализируемых зерен. Тем самым могут быть объяснены примеси S, Cl, F (см. табл. 5), отражающие воздействие зерен сульфидов и Ар в сростаниях. Вместе с тем основное число составов монацита по данным 40 микроанализов вполне укладываются в теоретическую формулу, где эмпирические содержания Р составляют 0.95—1.05 и  $\Sigma$ катионов = 0.9—1.2 а. ф. е. Проявления алланита-(Ce) весьма редки. Представительные формулы трех его зерен довольно стехиометричны. Однако содержания Al нетипично высоки, и составы согласуются с двухвалентной формой почти всего присутствующего железа:  $(\text{Ca}_{1.43}\text{Ce}_{0.24}\text{La}_{0.12})_{\Sigma 1.8}(\text{Al}_{2.42}\text{Fe}_{0.60}^{2+})_{\Sigma 3.0}\text{Si}_{3.15}\text{O}_{12}(\text{OH})$  (ан. 2, см. табл. 5);  $(\text{Ca}_{1.27}\text{Ce}_{0.30}\text{Nd}_{0.12}\text{La}_{0.10}\text{Pr}_{0.04})_{\Sigma 1.8}(\text{Al}_{2.14}\text{Fe}_{0.76}^{2+})_{\Sigma 2.9}\text{Si}_{3.2}\text{O}_{12}(\text{OH})$  (ан. 36, см. табл. 5);  $(\text{Ca}_{1.13}\text{Ce}_{0.48}\text{La}_{0.25}\text{Nd}_{0.14})_{\Sigma 2.0}(\text{Al}_{1.51}\text{Fe}_{1.39}^{2+})_{\Sigma 2.9}\text{Si}_{3.1}\text{O}_{12}(\text{OH})$  (ан. 40; см. табл. 5).

Вполне можно предположить, что повышенный Al здесь обусловлен относительным дефицитом Fe, двухвалентная форма которого контролировалась сравнительно восстановительной средой минералообразования. Ce, La и Nd являются основными РЗЭ в составах всех РЗЭ-содержащих минералов, что соответствует анализам пород, в которых эти элементы доминируют среди РЗЭ (см. табл. 2). Составы всего многообразия изученных зерен монацита и РЗЭ-содержащего Ар формируют единый тренд в рамках соотношений основных РЗЭ: Ce—La—Nd (рис. 9).

Лoverингит — редкий оксидный минерал, титанат группы кричтонита сложного и контрастного состава, найден в массиве СП в сростании с Ар (см. рис. 2, е). Его состав (СЭМ-ЭДС) —  $\text{TiO}_2$  58.85,  $\text{ZrO}_2$  5.68,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  12.15,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0.78,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  1.22,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  1.16,  $\text{La}_2\text{O}_3$  1.13, FeO 14.69, CaO 1.90, MgO 2.06, сумма 99.62 мас. % — соответствует формуле  $(\text{Ca}_{0.60}\text{Ce}_{0.13}\text{La}_{0.12})_{\Sigma 0.85}(\text{Ti}_{13.13}\text{Fe}_{3.65}^{2+}\text{Cr}_{2.85}\text{Mg}_{0.91}\text{Zr}_{0.82}\text{V}_{0.19})_{\Sigma 21.55}\text{O}_{38}$ . Первые проявления лoverингита в России связаны с другими расслоенными комплексами Карело-Кольского региона: бураковским и блоком Ласт-Явр из федорово-панского комплекса [Barkov et al., 1994, 1996].

В массиве Поаз нами обнаружено новое проявление феррохлоропаргасита [ $\text{NaCa}_2(\text{Fe}_4^{2+}\text{Al})(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})\text{Cl}_2$ ] — весьма редкого минерала группы амфиболов, известного всего в нескольких районах мира, в частности в массиве Луккулайсваара в Северной Карелии [Barkov et al., 2001b] и габброидном массиве Тудор, Канада [Duesterhoeft et al., 2017]. Составы (СЭМ-ЭДС) двух зерен феррохлоропаргасита из массива ПЗ довольно подобны:  $\text{SiO}_2$  36.95, 36.84;  $\text{TiO}_2$  0.63, 1.63;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16.16, 15.36; FeO 23.04, 23.20; MgO 5.21, 5.24; MnO 0.53, 0; CaO 11.18, 11.21;  $\text{Na}_2\text{O}$  2.05, 1.93;  $\text{K}_2\text{O}$  1.63, 1.42; Cl 4.00, 4.08; Cl  $\equiv$  O 0.90, 0.92; сумма: 100.48, 99.99 мас. %. Этот необычный амфибол в массиве Поаз, вероятно, сформирован из  $\text{H}_2\text{O}$ -Cl-содержащего флюида в результате аутометасоматической реакции с первичным плагиоклазом и пироксеном.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В расслоенных интрузиях известны два типа трендов кристаллизации аксессуарного Ар. Первый тип, наблюдаемый в крупных массивах Бушвельд и Стиллиутер, характеризуется развитием хлорапатита в стратиграфически нижних, ранних ультрамафитовых кумулатах расслоенной серии. Наблюдается

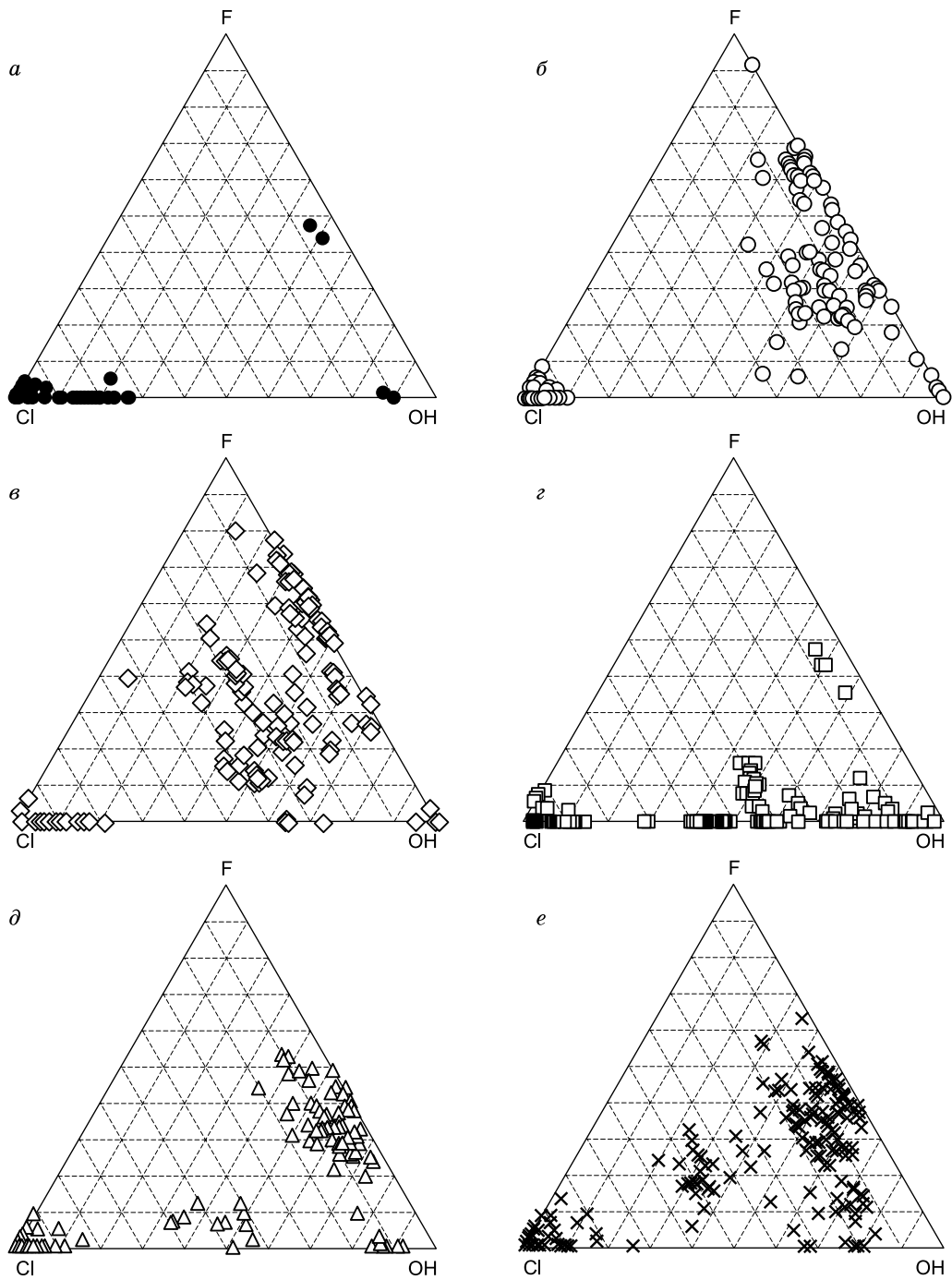
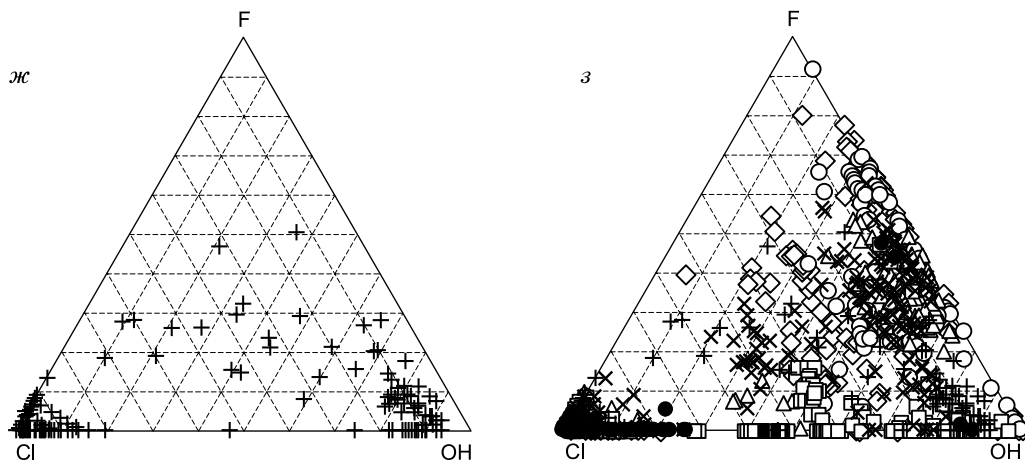


Рис. 6. (Начало).

общий тренд возрастания содержаний F, и на верхних уровнях кристаллизуется фторапатит [Boudreau et al., 1986; Boudreau, McCallum, 1989]. Второй тип эволюционного тренда описан из расслоенной интрузии Кивакка, Северная Карелия [Barkov, Nikiforov, 2016]. Масштабные вариации в содержаниях Cl с формированием хлорапатита в этом комплексе приурочены к уровню развития зоны малосульфидного Pd-Pt оруденения. Нельзя, однако, исключать, что подобные обнаруженным в Кивакке флуктуации могут быть свойственны и платиноносным зонам рифа Меренского и J-M рифа. В этой связи может быть отмечено проявление фазы весьма высокохлористого состава из рифа Меренского [Barkov et al., 2001a].

Поля составов и наблюдаемый характер вариаций Ar в массиве Мончеплутон обладают отчетливым своеобразием (см. рис. 6). Установленные вариации составов пород и породообразующих минера-

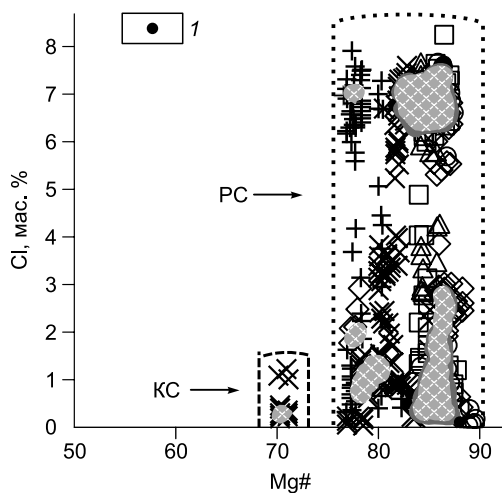


**Рис. 6. Вариации составов акцессорного апатита из:**

*а* — дунитового блока, *б* — горы Ниттис, *в* — горы Кумужья, *г* — горы Травяная, *д* — горы Сопча, *е* — горы Нюд, *ж* — горы Поаз, *з* — в целом из всех подразделений массива Мончеплутон на тройной диаграмме F—Cl—ОН (мол. %).

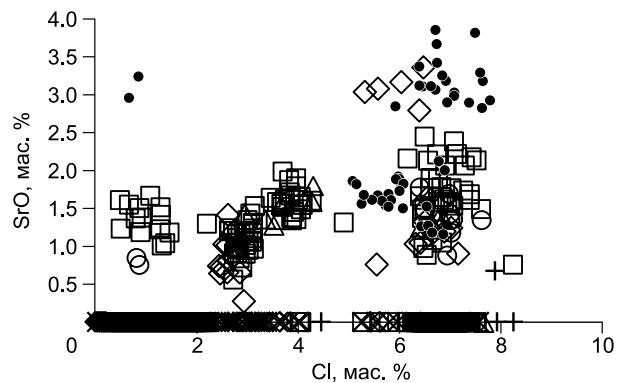
лов (см. рис. 3—5; табл. 1—3) выражены значительным падением уровней магнезиальности, содержания Cr, Ni, возрастанием Ca, Na, K, Sr, Rb, Al, каждого из РЗЭ, ΣРЗЭ, Nb и других несовместимых элементов в направлении массивов НД и ПЗ. Следовательно, там находятся наиболее фракционированные члены комагматических серий, представляющие сравнительно поздние стадии магматической кристаллизации комплекса, что согласуется с данными [Sharkov, Chistyakov, 2012].

Вопреки ожидаемому, составы Ap не укладываются в конформный этим закономерностям тренд с, казалось бы, вероятностной серией составов, варьирующих от хлорапатита (ДБ-КМ и др.) до фторапатита (НД-ПЗ). Именно такая модель соответствовала бы известным трендам в массивах Бушвелд и Стиллуотер. Наперекор таким ожиданиям и фактически в каждом массиве мы наблюдаем значительные вариации и вполне однотипные поля составов с широким развитием «чистого» хлорапатита. В частности, конфигурация полей составов Ap из массивов КМ и НД удивительно подобна (см. рис. 6, в, е). Таким образом, основные условия кристаллизации акцессорного Ap были довольно сходными во всем весьма значительном объеме интеркумулусного расплава в массиве Мончеплутон. Вместе с тем имеются и некоторые различия. Например, в массивах НТ и ТР развиты разные серии



**Рис. 7. Сопоставление содержаний хлора в апатите и значений индекса  $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$  в составах ромбического пироксена в породах, содержащих акцессорный апатит, в массиве Мончеплутон.**

PC — расслоенная серия, KC — краевая серия (массив Нюд). Участки наиболее сильного перекрытия составов выделены штриховкой. 1 — дунитовый блок. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.



**Рис. 8. Вариации содержаний стронция и хлора в составах акцессорного апатита в массиве Мончеплутон.**

Усл. обозн. см. на рис. 3, 7.

Таблица 3. Вариации (и средние значения) составов главных породообразующих и рудных оксидных минералов по исследованным разрезам массива Мончеплутон

Минерал	ДБ	НТ	КМ	ТР	СП	НД	ПЗ
Оливин	Fo 86.7—95.7 (89.7); NiO 0.31—0.40 (0.35)%; N = 18	Fo 84.3—85.7 (85.3); NiO 0.30—0.31 (0.31)%; N = 4	Fo 84.3—89.6 (85.9); NiO 0.29—0.37 (0.34)%; N = 44	Fo 83.0—86.4 (85.4); NiO 0.28—0.35 (0.31)%; N = 26	Fo 83.0—84.6 (83.8); NiO 0.32—0.34 (0.33)%; N = 4	Не отмечался	Fo 85.1—85.7 (85.4); NiO 0.27—0.30 (0.29)%; N = 4
Ортопироксен	Wo 2.6—2.9 (2.7); En 82.3—86.8 (84.5); Fs 10.5—15.1 (12.8); Aeg <0.1—0.2 (<0.1); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.38—0.42 (0.41)%; N = 8	Wo 1.85—5.8 (3.3); En 81.1—84.9 (83.5); Fs 12.1—13.8 (13.0); Aeg <0.1—0.4 (0.1); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.51—0.67 (0.59)%; N = 55	Wo 1.9—5.7 (3.4); En 74.6—86.8 (83.1); Fs 10.3—20.4 (13.2); Aeg <0.1—0.5 (0.2); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.17—0.79 (0.60)%; N = 50	Wo 1.1—4.2 (3.2); En 82.5—85.4 (83.4); Fs 12.7—14.6 (13.3); Aeg <0.1—0.4 (0.2); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.27—0.73 (0.60)%; N = 45	Wo 2.1—6.3 (3.7); En 80.1—84.3 (82.1); Fs 13.1—14.9 (14.1); Aeg <0.1—0.3 (0.1); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.21—0.64 (0.52)%; N = 49	Wo 2.0—7.6 (3.3); En 66.7—81.9 (76.7); Fs 14.8—30.8 (19.9); Aeg <0.1—0.4 (0.1); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.11—0.50 (0.25)%; N = 69	Wo 2.2—6.5 (3.9); En 73.7—78.9 (76.0); Fs 18.1—21.2 (20.0); Aeg <0.1—0.4 (0.1); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.08—0.32 (0.17)%; N = 29
Клинопироксен	Wo 33.4—45.1 (43.0); En 46.4—55.5 (50.1); Fs 3.2—10.5 (5.3); Aeg 0.8—2.1 (1.6); Mg# 84.1—92.6 (89.0); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.74—1.50 (1.08)%; N = 28	Wo 40.3—47.5 (43.5); En 44.1—51.1 (47.7); Fs 5.8—8.0 (6.8); Aeg 1.3—3.3 (2.0); Mg# 85.6—91.2 (88.4); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.81—1.45 (1.03)%; N = 48	Wo 34.1—46.0 (42.1); En 44.6—55.4 (48.8); Fs 5.1—8.8 (6.9); Aeg 1.6—3.8 (2.2); Mg# 84.3—95.5 (88.3); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.80—1.32 (1.03)%; N = 40	Wo 39.3—45.6 (42.2); En 45.3—50.5 (48.6); Fs 6.6—8.2 (7.2); Aeg 1.7—2.4 (2.0); Mg# 85.6—91.3 (88.6); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.93—1.20 (1.04)%; N = 20	Wo 38.9—46.3 (44.0); En 45.0—51.8 (47.3); Fs 6.4—8.4 (7.1); Aeg 1.3—2.5 (1.6); Mg# 84.3—92.9 (87.4); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.72—1.33 (0.97)%; N = 39	Wo 40.4—45.6 (43.5); En 43.0—49.1 (45.7); Fs 7.7—12.4 (9.5); Aeg 0.7—2.3 (1.3); Mg# 76.6—87.5 (82.2); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.26—0.99 (0.48); N = 64	Wo 39.0—45.4 (43.6); En 43.1—48.7 (45.4); Fs 8.7—11.4 (9.9); Aeg 0.8—1.8 (1.1); Mg# 79.0—87.1 (82.4); Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.13—0.32 (0.24)%; N = 27
Плагиоклаз	An 58.3—65.4 (62.2); Ab 34.5—41.7 (37.7); Or 0.1 (0.1); N = 4	An 44.8—59.9 (54.4); Ab 39.8—54.7 (45.4); Or <0.1—0.7 (0.2); N = 40	An 31.9—66.9 (52.0); Ab 32.5—68.1 (47.4); Or <0.1—2.4 (0.6); N = 39	An 55.4—62.4 (58.9); Ab 37.3—44.1 (40.7); Or <0.1—0.9 (0.4); N = 12	An 52.5—77.6 (61.8); Ab 22.2—46.6 (37.2); Or 0.1—2.9 (0.8); N = 48	An 48.6—78.1 (66.6); Ab 21.2—51.0 (32.7); Or 0.1—1.6 (0.7); N = 67	An 2.5—78.2 (66.3); Ab 21.3—97.4 (32.7); Or 0.1—3.2 (1.0); N = 47
Хромит-магнезиохромит	Mg# 19.4—64.9 (38.0); Cr# 59.0—73.9 (68.3); N = 32	Mg# 10.1—46.8 (23.8); Cr# 49.6—78.5 (63.8); N = 57	Mg# 5.4—42.9 (24.0); Cr# 45.2—91.8 (66.0); N = 49	Mg# 1.7—25.9 (8.6); Cr# 53.1—99.1 (83.4); N = 66	Mg# 4.1—45.9 (12.3); Cr# 31.2—93.7 (70.4); N = 48	Mg# 3.7—25.0 (11.3); Cr# 58.0—76.6 (67.1); N = 14	Mg# 4.7—6.3 (5.6); Cr# 95.6—97.6 (96.6); N = 4

Примечание. Представлены результаты электронно-микросондового анализа методом волновой спектроскопии; средние значения приведенных рядов даны в скобках; N — число выполненных точечных анализов. Содержания примесных компонентов приведены в форме NiO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в мас. %. Индексы Mg# = 100Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup> + Mn) и Cr# = 100Cr/(Cr + Al) рассчитаны в значениях атомов на формульную единицу.

составов, простирающиеся вдоль осей F—ОН и ОН—Сl соответственно (см. рис. 6, б, з). Вероятно, эти серии укладываются в единый эволюционный тренд, ориентированный от ранней к поздней сериям. Несмотря на то, что интрузивные серии пород массивов НД и ПЗ являются отчетливо наиболее фракционированными, магнезиальность кристаллизующегося расплава оставалась все еще довольно значительной во всех интрузивных сегментах комплекса. Такое наблюдение можно, к примеру, обосновать повышенными значениями минимальной магнезиальности клинопироксена в массивах НД и ПЗ (Mg# 77—79, см. табл. 3).

Составы Ар в краевой серии (НД), характеризующейся резко пониженной магнезиальностью [Mg# Орх (ортопироксена) ~70], обладают пониженным содержанием Cl, значительным F и соответствуют гидроксилпатиту с повышенным содержанием фторпатитового компонента (ОН<sub>39.3—59.1</sub>F<sub>35.7—53.6</sub>Cl<sub>2.5—17.5</sub>). Таким образом, соотношение Cl/F в быстро кристаллизующемся расплаве краевой зоны было заметно

Таблица 4. Составы апатита из расслоенного массива Мончеплутон (мас. %)

№ п/п	Местоположение	CaO	SrO	FeO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	F	O≡Cl	O≡F	Сумма
1	ДБ	51.32	3.04	0	41.41	7.08	0	1.60	0	101.25
2	»	50.44	3.67	0.35	40.63	6.73	0	1.52	0	100.30
3	»	51.78	1.93	0	41.04	5.97	0	1.35	0	99.37
4	»	52.13	1.82	0	41.18	6.07	0	1.37	0	99.83
5	НТ	53.27	0	0.45	41.41	6.54	0	1.48	0	100.19
6	»	53.39	0	0.53	41.13	6.86	0.12	1.55	0.05	100.43
7	»	55.51	0	0	42.53	0.05	1.76	0.01	0.74	99.10
8	»	54.74	0	0	43.19	0.08	2.45	0.02	1.03	99.41
9	»	51.38	1.79	0.58	40.92	6.42	0.08	1.45	0.03	99.69
10	»	55.09	0.76	0	43.17	0.86	1.37	0.19	0.58	100.48
11	КМ	52.9	1.25	0	41.38	7.03	0	1.59	0	100.97
12	»	54.65	0	0.32	42.64	0.41	2.17	0.09	0.91	99.18
13	»	54.32	0	0.3	42.73	2.88	1.5	0.65	0.63	100.45
14	»	54.39	0	0	42.83	2.67	0.43	0.60	0.18	99.54
15	»	51.66	2.79	0.53	41.08	6.39	0	1.44	0	101.01
16	»	55.6	0	0	43.17	0.26	0.95	0.06	0.40	99.52
17	»	54.76	0	0.36	42.53	0.16	2.79	0.04	1.17	99.39
18	»	55.51	0	0	43.31	0.58	3.17	0.13	1.33	101.10
19	ТР	53.2	1.21	0.46	42.21	2.74	0.39	0.62	0.16	99.43
20	»	52.9	0	0.77	40.83	7	0	1.58	0	99.92
21	»	52.74	0	0	40.49	6.99	0	1.58	0	98.64
22	»	53.16	0	0	41.29	6.18	0.12	1.40	0.05	99.30
23	»	53.95	1.08	0	42.25	3.06	0.31	0.69	0.13	99.83
24	СП	55.27	0	0	43.03	0.42	1.28	0.09	0.54	99.37
25	»	54.9	0	0.37	42.83	0.81	1.24	0.18	0.52	99.44
26	»	54.71	0	0.42	42.76	0.74	1.52	0.17	0.64	99.34
27	»	53.51	1.29	0	42.67	3.51	0.23	0.79	0.10	100.32
28	»	52.62	0	0.64	40.56	6.54	0	1.48	0	98.88
29	»	53.06	0	0.32	40.95	6.96	0	1.57	0	99.72
30	»	54.21	0	0	42.28	0.78	1.96	0.18	0.83	98.23
31	НД	53.25	0	0	41.27	6.46	0.08	1.46	0.03	99.57
32	»	54.74	0	0.6	42.44	0.71	1.69	0.16	0.71	99.31
33	»	53.39	0	0.4	41.43	4.03	0.21	0.91	0.09	98.46
34	»	53.74	0	0.35	41.73	6.82	0	1.54	0	101.10
35	»	53.48	0	0	41.06	5.77	0.05	1.30	0.02	99.03
36	»	53.55	0	0.37	41.96	3.83	0.64	0.87	0.27	99.21
37	»	55.06	0	0.32	42.8	1.03	0.13	0.23	0.05	99.05
38	»	54.83	0	0.59	42.94	0.46	1.43	0.10	0.60	99.54
39	ПЗ	53.86	0	0	41.68	6.9	0	1.56	0	100.88
40	»	53.91	0	0	41.91	6.36	0.13	1.44	0.05	100.82
41	»	53.86	0	0	41.27	5.07	0.71	1.15	0.30	99.47
42	»	54.68	0	0	41.36	2.29	1.79	0.52	0.75	98.85
43	»	54.69	0	0	41.52	2.62	1.13	0.59	0.48	98.89
44	»	55.69	0	0	43.31	0.95	0.36	0.21	0.15	99.94
45	»	54.21	0	0	41.57	2.41	1.23	0.54	0.52	98.36

Примечание. Приведены результаты количественного СЭМ-ЭДС анализа. Ноль означает содержание ниже его минимального предела обнаружения. Используются те же, что и ранее (в тексте и табл. 3), сокращенные формы названий подразделений массива Мончеплутон.

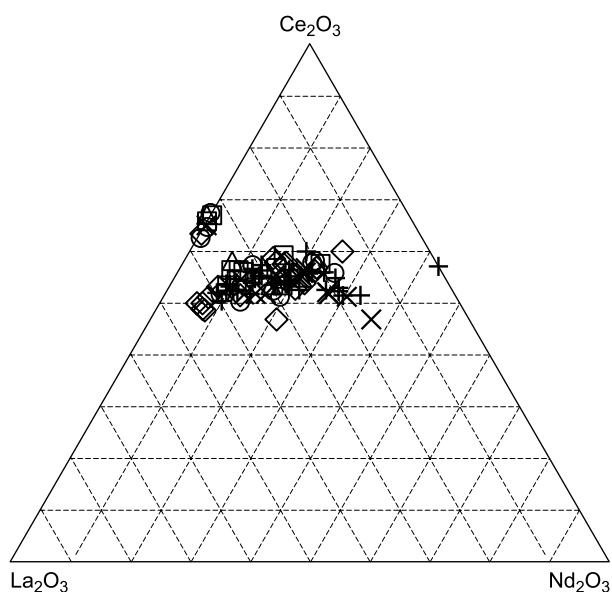
Таблица 5. Составы редкоземельных и РЗЭ-содержащих минералов из расслоенного массива Мончеплутон (мас. %)

№ п/п	Место-положение	CaO	SrO	FeO	MgO	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	Cl	F	Сумма
1	ТР	31.82	2.42	0.99	0.96	9.76	5.71	1.85	0	0	34.81	2.74	1.57	0	3.65	0	96.28
2	»	14.93	0	8.03	2.6	7.33	3.57	0	0	0	0	35.28	22.99	0	0	0	94.73
3	»	1.29	0	0	0	34.61	23.83	6.09	2.49	0	29.65	0	0	0	0	0	97.96
4	КМ	31.29	0	1.45	2.02	9.16	5.22	2.58	0	0	39.21	2.44	0	1.05	3.98	0	98.4
5	»	42.24	0	0.44	0	5.68	3.37	1.8	0	0	45.44	0	0	0	0.34	1.35	100.66
6	»	28.56	0	1.53	0.86	14.1	7.08	4.05	1.53	0	42.44	0	0	1.85	0.08	0.39	102.47
7	»	29.19	0	0.4	0.78	12.91	10.17	2.22	1.21	0	41.77	1.54	0	0	1.93	0	102.12
8	»	34.98	0.7	0	0	9.11	7.59	1.33	0	0	43.56	0	0	0	2.14	0	99.41
9	»	38.81	0	0	0	6.7	5.86	1	0	0	43.97	0	0	0	2.23	0	98.57
10	»	5.81	0	0.44	0	29.13	18.99	6.09	2.08	6.44	31.87	1.37	0	0	0	0	102.22
11	»	43.77	0	1.74	0.43	4.61	2.2	1.87	0	0	39.85	0	0	2.32	0	0	96.79
12	»	6.49	0	0.54	1.23	30.03	21.84	5.37	2.34	1.22	29.56	1.48	0	0	0	0	100.1
13	»	45.24	0	1.75	0.32	4.59	2.28	1.38	0	0	39.92	0	0	2.02	0.39	0.81	98.7
14	»	6.79	0	0	1.59	33.72	15.32	8.61	3.18	0	30.5	1.03	0.66	0	0	0	101.4
15	»	0.97	0	1.11	2.04	32.88	21.53	6.99	2.28	0.8	28.83	2.87	0	0	0	0	100.3
16	»	4	0	0.73	1.44	31.11	14.69	11.35	3.18	0	29.51	2.74	1.23	0	0	0	99.98
17	НТ	47.88	0	0.57	4.41	1.19	0.68	—	0	0	44.34	0.28	0	2.62	0.03	0	102
18	»	43.89	0	2.02	2.31	4.45	2.47	1.66	0	0	39.82	0	0	2.42	0	1.64	100.68
19	»	35.15	0	0	0	10.79	4.86	3.59	1.31	0	44.59	0	0	0	0	0.97	101.26
20	»	10.52	0	1.12	1.33	24.62	17.6	4.6	1.76	1.35	31.58	2.31	0.28	0.3	0	0	97.37
21	»	50.36	0	1.47	0	2.25	1.08	—	0	0	40.7	0	0	2	0.24	0	98.1
22	»	47.8	0	1.36	1.31	3.4	2.19	0.96	0	0	40.56	0	0	1.75	0.83	0	100.16
23	»	20.83	0	1.6	2.29	18	8.8	5.05	1.33	0	36.94	4.41	0.25	1.62	0.25	0	101.37
24	»	9.43	0	0	2.37	28.27	16.89	6.61	2.77	0	32.88	2.2	0.77	0	0	0.41	102.6
25	»	22.29	0	0	0	18.37	12.58	3.86	1.32	0	39.05	0	0	0	0	0.67	98.14
26	»	25.69	0	0.41	0	16.36	9.83	4.62	1.58	0	42.35	0	0.15	0	0.16	0.4	101.55
27	»	4.9	0	0.46	0	33.66	24	5.4	2.55	0	31.8	0	0	0	0	0	102.77
28	»	32.39	0	0	0.93	14.52	8.24	4.13	1.29	0	38.4	1.18	0	0	0.8	0.54	102.42
29	»	16.05	0	0.46	1.51	21.81	13.08	5.86	1.88	0.74	32.97	2.05	0.59	0	0.45	0	97.45
30	»	0.46	0	0	0	33.92	23.69	6.99	2.94	2.51	30.11	0	0	0	0	0.27	100.89
31	»	40.98	0	0.46	1.36	5.65	3.15	1.89	0	0	39.16	1.69	0.57	0	1.75	0.55	97.21
32	СП	30.19	0	0.54	0	12.16	9.86	2.22	0	0	41.59	0	0	0	0.81	0	97.37
33	»	1.67	0	0	0	35.86	22.02	8.51	2.96	0	31.92	0	0	0	0	0	102.94
34	»	17.24	0	1.26	0	23.24	13.37	5.91	2.27	0	36.8	0	0	2.15	0	0	102.24
35	»	18.16	0	0	0	24.19	15.95	4.42	1.53	0	29.31	0	0	1.45	0.09	0.82	95.92
36	НД	13.29	0	10.19	0	9.29	2.99	3.6	1.31	0	0.21	35.86	20.29	0	0	0	97.03
37	ПЗ	9.4	0	13.56	5.97	10.58	3.67	4.56	1.21	0	0	38.64	14.04	0	0	0	101.63
38	»	16.69	0	12.27	6.02	5.91	2.06	3.22	0	0	0	38.57	14.98	1.6	0	0	101.32
39	»	17.52	0	13.06	0.83	6.38	2.18	2.12	0	0	0	37.59	20.5	0	0	0	100.18
40	»	11.22	0	17.74	0.93	13.84	7.12	4.3	0	0	0	33.37	13.66	0	0	0	102.18

Примечание. Приведены результаты количественного СЭМ-ЭДС анализа. Ноль означает содержание ниже его минимального предела обнаружения. Используются те же, что и ранее (в тексте и табл. 3), сокращенные формы названий подразделений массива Мончеплутон.

низким и не достигало тех максимумов, что установлены в Ар парагенезисах расслоенной серии. Как отмечалось, для ультрамафитов расслоенной серии выделены два поля, куда с большими перекрытиями преимущественно попадают точки составов Ар из всех массивов и блоков (см. рис. 7). Первая область составов характеризуется умеренно низким Cl (до 3 мас. %). Вторая область представлена хлорапати-





**Рис. 9. Вариации составов РЗЭ-содержащих фаз фосфатов (монацита-(Ce) и апатита) из массива Мончеплутон на тройной диаграмме  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ — $\text{La}_2\text{O}_3$ — $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (мол. %).**

Усл. обозн. см. на рис. 3, 7.

том: более 6 мас. % Cl. Все эти наблюдения предполагают значительную вероятность существования двух генераций Ар, отвечающих разным стадиям посткумулусной кристаллизации комплекса. Обе генерации развиты в породах единой магнезиальности; как отмечалось, не имеется значимой корреляционной зависимости между содержанием Cl в апатите и магнезиальностью вмещающих его кумулатов и сосуществующих раннемагматических силикатов (см. рис. 7).

Мы полагаем, что условия начала кристаллизации акцессорного Ар первой генерации возникли на раннем этапе посткумулусной эволюции магматического комплекса, когда в интеркумулусном расплаве накопились достаточные уровни P,  $\text{H}_2\text{O}$  и летучих компонентов в ассоциации с другими несовместимыми элементами (РЗЭ, Sr и др.). Отношение Cl/F в расплаве на этой стадии эволюции могло быть достаточно низким, способствуя ранней кристаллизации фаз с преобладанием компонентов гидроксил- и фторапатита. Установленные нами составы Ар краевой серии подтверждают выдвинутое положение.

Как отмечалось, самые высокие содержания примеси Sr (до 4.1 мас. % SrO) свойственны фазам Ар в ДБ, а также близрасположенным ультрамафитам массива КМ и в меньшей мере ТР и НТ (см. рис. 8). Эта черта обусловлена локально высокой концентрацией «свободного» Sr, накопившегося в позднем расплаве в связи с отсутствием или весьма малым развитием интеркумулусного плагиоклаза, который мог бы выступать в качестве альтернативного Ар минерального носителя Sr, задействованного в изоморфизме с Ca. Столь высокая примесь Sr в Ар довольно необычна для мафит-ультрамафитовых комплексов. Как известно, Sr наиболее характерен для Ар кимберлитов и щелочных комплексов [Chakhmouradian et al., 2002], где его содержание достигает максимума в стронадельфите  $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , стронциевом аналоге фторапатита из хибинского комплекса [Pekov et al., 2010].

Вторая генерация Ар, представленная хлорапатитом (см. рис. 7), формировалась из Cl-содержащего флюида на более позднем этапе кристаллизации интеркумулятивных парагенезисов. Термодинамические данные [Candela, 1986] свидетельствуют, что Cl обладает более значительным геохимическим сродством с водосодержащим флюидом и преимущественно распределяется во флюидную фазу, тогда как F остается в сосуществующем расплаве. Таким образом, эффективное отделение Cl от F может быть следствием процесса дегазации кристаллизующегося расплава. В массиве ПЗ нами неоднократно отмечались зерна с зональным распределением компонентов: центральные части сложены гидроксиллапатитом (с подчиненной примесью F), тогда как по периферии развивается хлорапатит: > 6 мас. % Cl. Это наблюдение подтверждает относительно позднюю кристаллизацию фаз Ар, значительно обогащенных Cl. Вместе с тем в отдельных случаях наблюдалась противоположная тенденция (см. рис. 2, з): центральные части обогащены Cl (3.3—4.5 мас. %) в сопоставлении с периферией (0.7—0.8 мас. % Cl) при довольно постоянном содержании F в зерне в целом (0.8—1.1 мас. % F). Такое контрастное распределение может объясняться локальными флуктуациями содержания паров воды как источника гидроксила в системе. Зональные по содержанию Cl зерна апатита обнаружены в платиноносной зоне расслоенной интрузии Кивакка, Северная Карелия [Barkov, Nikiforov, 2016]. Свидетельство хлористого состава позднего флюида можно видеть в формировании (на стадии автотомасоматоза) высокохлористого амфибола, соответствующего феррохлоропаргаситу. Отметим, что в Бушвельдском массиве [Cawthorn, 1994, 2013] допускается вероятность первоначальной кристаллизации фторапатита, который вступает в последующую реакцию с интерстициальным расплавом, и в процессе достижения повторного равновесия формируется Ар, обогащенный Cl и РЗЭ.

Таким образом, наши данные указывают на доминирующую роль уровней фугитивности хлора, контролировавших кристаллизацию хлорапатита, столь широко проявленную в массиве Мончеплутон. Отметим, что в других массивах, в частности гранитоидных, более существенное влияние может оказывать температура, с понижением которой кристаллизуется обогащенный фтором апатит [Ферштатер, 1987; Холоднов, Бушляков, 2002].

Таким образом, наши данные указывают на доминирующую роль уровней фугитивности хлора, контролировавших кристаллизацию хлорапатита, столь широко проявленную в массиве Мончеплутон. Отметим, что в других массивах, в частности гранитоидных, более существенное влияние может оказывать температура, с понижением которой кристаллизуется обогащенный фтором апатит [Ферштатер, 1987; Холоднов, Бушляков, 2002].

Интересная особенность заключается в том, что составы Ar массива Мончеплутон в совокупности покрывают практически все пространство диаграммы Cl—F—ОН. Однако фактически отсутствуют составы непосредственно на оси Cl—F (см. рис. 6, з). Такое распределение может быть закономерным и указывать на кристаллохимическую причину. Как известно, минеральные виды группы Ar способны кристаллизоваться с разными структурами: моноклинной и гексагональной [Bauer, Klee, 1993; Calderín et al., 2003]. Так, «чистый» хлорапатит имеет моноклинную ячейку (пространственная группа  $P2_1/b$ ) с четырьмя формульными единицами в структуре, которая при температурах выше 310 °С (~350 °С) трансформируется в гексагональную ячейку с двумя формульными единицами. Гидроксилапатит также обладает моноклинной симметрией с фазовым переходом к гексагональной структуре при ~370 °С. Фторапатит же, как и его стронциевый аналог — стронадельфит [Rekov et al., 2010], при нормальных условиях имеет гексагональную структуру ( $P6_3/m$ ). Таким образом, можно предполагать, что в условиях довольно низкотемпературной кристаллизации Ar в Мончеплутоне были более стабильны моноклинные формы, что отразилось наблюдаемым формированием комбинаций составов с преобладанием гидроксилапатитового и хлорапатитового компонентов. Вероятно, в этих условиях гексагональная форма фторапатита не была стабильной, и потому бинарное замещение между «чистыми» хлорапатитовым и фторапатитовым компонентами явилось кристаллохимически затрудненным. В результате реализовались более благоприятные и стабильные комбинации тройных твердых растворов.

Редкоземельные элементы совместно с P также относительно аккумуляровались на продвинутых и поздних стадиях эволюции интеркумулусного расплава, из микрообъемов которого в ассоциации с Ar кристаллизовались фазы фосфатов PЗЭ и другие PЗЭ-содержащие минералы, включая ловерингит (см. рис. 2, е). Контрастное сочетание высокого содержания Cr (12.15 мас. %  $Cr_2O_3$ ) с Zr, Ce и La отражает специфику состава интеркумулятивного расплава, в котором накопились высокие уровни несовместимых элементов в сочетании с оставшимся Cr. Проявление монацита-(Ce) в интерстициальной ассоциации недавно сообщалось для хромититов массива Падос-Тундра, Кольский полуостров [Barkov et al., 2017]. Наше исследование впервые для расслоенной интрузии документирует единый и довольно протяженный тренд составов PЗЭ-содержащих фаз, представленных монацитом-(Ce) и PЗЭ-содержащим Ar в массиве Мончеплутон (см. рис. 9). Форма тренда согласуется с преобладающим замещением  $La \leftrightarrow Nd$  при относительно выдержанном уровне Ce. Вместе с тем прослеживаются подчиненные схемы изоморфизма:  $Ce \leftrightarrow La$  и  $Ce \leftrightarrow Nd$ , вероятно, отвечающие разным стадиям процесса минералообразования (см. рис. 9).

## ВЫВОДЫ

1. Вариации составов апатита в массиве Мончеплутон отличаются от трендов, известных в других расслоенных интрузиях. В них аксессуарный хлорапатит развит в ранних ультрамафитовых кумулатах (или малосульфидном ЭПГ-содержащем горизонте нижней части разреза), а фторапатит кристаллизуется из наиболее фракционированных порций расплава в габброидных породах верхнего стратиграфического уровня.

2. Наблюдаемые поля составов апатита не коррелируют с составами апатитсодержащих пород и породообразующих минералов, которые указывают на более эволюционированный характер пород массивов Нюд и Поаз. Во всех подразделениях массива вариации составов апатита существенно подобны: а) не имеется сколько-нибудь значимой корреляции составов (содержаний Cl) со степенью магнезиальности вмещающих пород и сосуществующих раннемагматических силикатов; б) значительно развит хлорапатит (> 6 мас. % Cl); в) на диаграмме F—Cl—ОН присутствуют широкие поля твердых растворов, представленные комбинациями компонентов хлорапатита, гидроксилапатита и фторапатита; г) непосредственно на оси Cl—F точки составов полностью отсутствуют, что объясняется нами воздействием фактора кристаллохимической природы. Вероятно, в условиях низкотемпературной кристаллизации были стабильны моноклинные формы с преобладанием гидроксилапатитового и хлорапатитового компонентов. Таким образом, бинарное замещение между компонентами моноклинного хлорапатита и гексагонального фторапатита явилось кристаллохимически затрудненным. Поэтому реализовались более благоприятные и стабильные комбинации наблюдаемых тройных твердых растворов.

3. Выделены две области составов ( $\leq 3$  мас. % Cl и  $> 6$  мас. % Cl), в которые в своем подавляющем большинстве ложатся точки составов апатита из всех подразделений массива Мончеплутон. Составы апатита в краевой серии (массив Нюд) не показывают существенного обогащения Cl, соответствуя гидроксилапатиту с повышенным содержанием фторапатитового компонента. Они разительно отличаются от высокохлористых фаз апатита расслоенной серии.

4. Наши данные указывают на вероятное существование двух генераций «посткумулусного» апатита. Начало кристаллизации первой генерации увязывается с накоплением значимых уровней P, F, Cl и других несовместимых компонентов на раннем этапе кристаллизации  $H_2O$ -содержащего интеркуму-

лусного расплава. Вероятна его последующая дегазация с эффективным отделением F от Cl: фтор преимущественно остается в расплаве, тогда как Cl распределяется во флюидную водосодержащую фазу. На первом этапе кристаллизуются комбинации фаз фторапатита и гидроксилapatита с низким содержанием Cl. На более позднем этапе из высокохлористого флюида формируется хлорапатит. По нашему мнению, на этой стадии вероятно перекристаллизация ранних фаз гидроксил- и фторапатита. Характерно также формирование зональных текстур с центральными зонами низко-Cl состава (гидроксилapatит-фторапатит) и хлорапатитовой периферией. Обратная этой зональности также эпизодически имеет место как отражение локальных флуктуаций уровня H<sub>2</sub>O в системе. В процессе автотасоматического преобразования и реакции с первичным плагиоклазом и пироксеном в массиве Поаз формировались зерна феррохлорапатита (4.1 мас. % Cl).

5. Максимальные содержания Sr (до 4.1 мас. % SrO) свойственны зернам апатита из высокомагнезиальных кумулятов Дунитового блока и массивов гор Кумужья, Ниттис и Травяная. Такая особенность связана с накоплением Sr как несовместимого элемента, в интеркумуляусном объеме расплава, где, в связи с весьма малым развитием интеркумуляусного плагиоклаза, апатит явился единственно возможным минеральным носителем Sr.

6. Редкоземельные элементы совместно со Sr и P накапливались на поздних стадиях фракционной кристаллизации в интеркумуляусном расплаве, из микрообъемов которого кристаллизовались монацит-(Ce), РЗЭ-содержащий апатит, алланит-(Ce) и лаверингит. Впервые для расслоенной интрузии нами выявлен единый и довольно протяженный тренд составов монацита и РЗЭ-содержащих зерен апатита, с преобладающим замещением La ↔ Nd при относительно постоянном уровне Ce. Другие схемы изоморфизма (Ce ↔ La и Ce ↔ Nd) играли второстепенную роль.

Мы благодарны д.г.-м.н. В.В. Холоднову, анонимному рецензенту и коллективу редколлегии за доброжелательную критику и предложенные улучшения, оставляя за собой ответственность за выводы и положения статьи.

Настоящее исследование поддержано РФФИ (грант 19-05-00181). Работа также выполнялась по государственному заданию ИГМ СО РАН и научно-исследовательскому проекту Череповецкого государственного университета. Экспедиционные исследования выполнены при активном участии С.С. Крамзаева (ЛПИРМ, ЧГУ).

## ЛИТЕРАТУРА

**Барков А.Ю., Никифоров А.А.** Новый критерий поиска зон платинометалльной минерализации типа «Кивакка Риф» // Вестн. ВГУ, Геология, 2015, № 4, с. 75—83.

**Барков А.Ю., Савченко Е.Э., Меньшиков Ю.П.** Хлорапатит как показатель флюидной мобилизации платиновых элементов в интрузии Луккулайсваара, Северная Карелия // ДАН, 1993, т. 328, № 1, с. 84—89.

**Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехвич В.С.** Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 239—352.

**Козлов Е.К.** Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., Наука, 1973, 288 с.

**Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н.** О точности определения состава основных породобразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA-8100 // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 10, с. 1070—1074.

**Лаврентьев Ю.Г., Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н.** Рентгеноспектральный микроанализ породобразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1813—1824.

**Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Начасова И.Е.** Детальная запись геомагнитного поля во время остывания Мончегорского интрузива // Физика Земли, 2004, № 8, с. 14—24.

**Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987, 263 с.

**Холоднов В.В., Бушляков И.Н.** Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, 392 с.

**Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н.** Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 6, с. 507—515.

**Шарков Е.В.** Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения / Ред. О.А. Богатиков. М., Научный мир, 2006, 367 с.

**Шарков Е.В., Чистяков А.В.** Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в ранне-палеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений, 2014, т. 56, № 3, с. 171—194.

**Barkov A.Y., Nikiforov A.A.** Compositional variations of apatite, fractionation trends, and a PGE-bearing zone in the Kivakka layered intrusion, northern Karelia, Russia // *Can. Mineral.*, 2016, v. 54, p. 475—490.

**Barkov A.Y., Pakhomovskii Y.A., Trofimov N.N., Lavrov M.M.** Loveringite: a first occurrence in Russia, from the Burakovsky layered intrusion, Karelia // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1994, v. 3, p. 101—111.

**Barkov A.Y., Savchenko Y.E., Menshikov Y.P., Barkova L.P.** Loveringite from the Last-Yavr mafic-ultramafic intrusion, Kola Peninsula; a second occurrence in Russia // *Nor. Geol. Tidsskr.*, 1996, v. 76, p. 115—120.

**Barkov A.Y., Martin R.F., Tarkian M., Poirier G., Thibault Y.** Pd–Ag tellurides from a Cl-rich environment in the Lukkulaivaara layered intrusion, northern Russian Karelia // *Can. Mineral.*, 2001a, v. 39, № 2, p. 639—653.

**Barkov A.Y., Martin R.F., Kaukonen R.J., Alapieti T.T.** The occurrence of Pb–Cl–(OH) and Pt–Sn–S compounds in the Merensky Reef, Bushveld layered complex, South Africa // *Can. Mineral.*, 2001b, v. 39, № 5, p. 1397—1403.

**Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F.** A novel mechanism of spheroidal weathering: a case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 2015, v. 87, p. 79—85.

**Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Halkoaho T.A.A., Konnunaho J.P.** The origin of spheroidal patterns of weathering in the Pados-Tundra mafic-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 2016, v. 88, № 2, p. 105—113.

**Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N.** Compounds of Ru–Se–S, alloys of Os–Ir, framboidal Ru nanophases, and laurite–clinocllore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // *Eur. J. Mineral.*, 2017, v. 29, № 4, p. 613—621.

**Bauer M., Klee W.E.** The monoclinic-hexagonal phase transition in chlorapatite // *Eur. J. Mineral.*, 1993, v. 5, p. 307–316.

**Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F.** Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 165–198.

**Boudreau A.E., McCallum I.S.** Investigations of the Stillwater complex: Part V. Apatites as indicators of evolving fluid composition // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1989, v. 102, p. 138—153.

**Boudreau A.E., McCallum I.S.** Low-temperature alteration of REE-rich chlorapatite from the Stillwater complex, Montana // *Am. Mineral.*, 1990, v. 75, p. 687—693.

**Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S.** Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 967—986.

**Calderín L., Stott M.J., Rubio A.** Electronic and crystallographic structure of apatites // *Phys. Rev. B*, 2003, v. 67, № 13, 134106.

**Candela P.A.** Toward a thermodynamic model for the halogens in magmatic systems: An application to melt-vapor-apatite equilibria // *Chem. Geol.*, 1986, v. 57, p. 289—301.

**Cawthorn R.G.** Formation of chlor- and fluor-apatite in layered intrusions // *Mineral. Mag.*, 1994, v. 58, p. 299—306.

**Cawthorn R.G.** Rare earth element abundances in apatite in the Bushveld Complex — A consequence of the trapped liquid shift effect // *Geology*, 2013, v. 41, p. 603—606.

**Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Mitchell R.H.** Strontium-apatite: new occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40 (1), p. 121—136.

**Drinkwater J.L., Czamanske G.K., Ford A.B.** Apatite of the Dufek Intrusion; distribution, paragenesis, and chemistry // *Can. Mineral.*, 1990, v. 28, p. 835–854.

**Duesterhoeft E., Raase P., Gremler P.** A new occurrence of extremely rare ferro-chloro-pargasite in Tudor, Ontario // *Int. J. Earth Sci.*, 2017, v. 106, № 8, p. 2815—2816.

**Enkhbayar D., Seo J., Choi S.-G., Lee Y.J., Batmunkh E.** Mineral chemistry of REE-rich apatite and sulfur-rich monazite from the Mushgai Khudag, alkaline volcanic-plutonic complex, south Mongolia // *Int. J. Geosci.*, 2016, v. 7, p. 20—31.

**Huntington H.D.** Kiglapait mineralogy I: Apatite, biotite, and volatiles // *J. Petrol.*, 1979, v. 20, p. 625—652.

**Meurer W.P., Hellström F.A., Claesson D.T.** The relationship between chlorapatite and PGE-rich cumulates in layered intrusions: the Kläppsjö gabbro, north-central Sweden, as a case study // *Can. Mineral.*, 2004, v. 42, p. 279—289.

**Mutanen T., Törnroos R., Johanson B.** The significance of cumulus chlorapatite and high-temperature dashkesanite to the genesis of PGE mineralization in the Koitelainen and Keivitsa-Satovaara complexes, northern Finland // *Geo-Platinum 87*. Dordrecht, Springer, 1988, p. 159—160.

**Nash W.P.** Fluorite, chlorine, and OH-bearing minerals in the Skaergaard intrusion // *Am. J. Sci.*, 1976, v. 276, p. 546—557.

**Pekov I.V., Britvin S.N., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu., Pasero M., Merlino S.** Stronadelphite,  $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , a new apatite-group mineral // *Eur. J. Mineral.*, 2010, v. 22, № 6, p. 869—874.

**Sharkov E.V., Chistyakov A.V.** The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // *Petrol.*, 2012, v. 20, № 7, p. 607—639.

**Tacker R.C., Stormer J.C.** A thermodynamic model for apatite solid solutions applicable to high-temperature geologic problems // *Am. Mineral.*, 1989, v. 74, p. 877—888.

**Warner S., Martin R.F., Abdel-Rahman A.-F.M., Doig R.** Apatite as a monitor of fractionation, degassing, and metamorphism in the Sudbury igneous complex, Ontario // *Can. Mineral.*, 1998, v. 36, p. 981—999.

*Рекомендована  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 1 апреля 2019 г.,  
принята в печать 9 июля 2020 г.*