



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

## Geochemistry of apatite in various felsic rocks of the Piranshahr plutonic complex: an approach to investigate magmatic evolution

Seyed Ali Mazhari<sup>1\*</sup>, Kwan-Nang Pang<sup>2</sup>

1. Associate Professor, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

2. Associate Researcher, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

### Article info

#### Article history

Received: 21 Dec 2023

Accepted: 14 Jan 2024

#### Keywords:

trace elements, apatite, geochemistry, magmatic evolution, Piranshahr complex.



### Abstract

The felsic intrusive rocks in the Piranshahr plutonic complex consist of three groups: syenite, nepheline-syenite, and alkali-feldspar granite. They are co-genetic and formed approximately 40 million years ago. Textural relationships, major oxides, and trace element composition of the selected felsic rock samples were studied using SEM, EPMA, and LA-ICP-MS methods. In the studied samples, apatite appears as euhedral to subhedral crystals with prismatic forms and has a homogeneous texture without zonation. The low amounts of MnO and the REE pattern of apatites confirm their magmatic nature, indicating that post-crystallization processes did not affect the composition of apatites. All apatite crystals fall into the fluorapatite category. The amounts of fluorine and chlorine vary in different felsic rocks, and the F/Cl ratio decreases from granites towards syenites and nepheline-syenites. The determination of the apatite saturation temperature indicates that alkali feldspar granites have a higher crystallization temperature range (858-844°C) than both syenites (818-783°C) and nepheline syenites (668-610°C). Analyzing the manganese levels in the examined apatites suggests a consistent oxidizing setting with minimal fluctuations in  $fO_2$  conditions ( $\log fO_2 = -8$  to  $-9.8$ ). Trace elements in different apatites show significant differences; for instance, apatites in granitic samples are enriched with HFSE and rare earth elements (REE), while apatites in nepheline-syenites have a higher concentration of components such as silica, Cr, Ni, and V. The composition of trace elements and the F/Cl ratios in apatites demonstrate consistent variations and alignment with the host rock composition. The results of the apatite mineral composition confirm previous petrological findings regarding the impact of volatile phases separation on magmatic evolution in the Piranshahr felsic rocks.

### Introduction

Apatite is a common minor mineral found in a wide range of rock types and is considered the most abundant phosphate mineral in the Earth's crust. This mineral contains significant amounts of elements with different geochemical behaviors such as halogens, rare earth elements (REE), Sr, Y, Th, and U, which

are sensitive to melt and fluid evolution. Previous studies indicate that apatite can serve as an effective tool for understanding complex magmatic processes and post-magmatic transformations (alteration, hydrothermal activity, and metamorphism) (e.g. Bruand et al., 2017).

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106551>

\*Corresponding author: Seyed Ali Mazhari; E-mail: a.mazhari@hsu.ac.ir

How to cite this article: Mazhari, A., Pang, K.N., 2024. Geochemistry of apatite in various felsic rocks of the Piranshahr plutonic complex: an approach to investigate magmatic evolutions. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9 (2), 77-105. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106551>



The Piranshahr massif is one of the numerous intrusive bodies located in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone. Detailed geochemical, isotopic, and dating studies on this massif indicate the presence of two types of magmas: felsic and mafic, displaying compositional diversity. The felsic portion of this massif consists of various rock occurrences formed under undersaturated nepheline syenite, saturated (syenite), and oversaturated (alkali feldspar granite) conditions. These are co-genetic and have evolved through complex petrological processes (Mazhari et al., 2009). In this study, the composition of major and trace elements in apatite crystals in various felsic rocks of the Piranshahr massif (along with their other geochemical and isotopic characteristics) is examined better to understand the magmatic evolution processes of this massif.

## Material and methods

### Analytical methods

Based on previous data from the Piranshahr intrusive assemblage, eight samples of felsic rocks were selected to investigate the composition of apatite. For this study, polished thin sections prepared from the samples were initially carefully examined using SEM, and the characteristics of the apatite crystals were investigated. The composition of the major oxides of apatite was determined by EPMA (Electron Probe Micro-Analysis) using the CAMECA SX100 electron microprobe.

The composition of trace elements in apatites was measured using LA-ICP-MS. For this purpose, a 193  $\mu\text{m}$  Analyte Excite laser ablation system connected to a quadrupole ICP-MS of the Agilent 7500c type (with a plasma power of 1100 W) was utilized. The analysis of trace elements was performed at the same points where their major oxide

compositions had previously been determined by EPMA. The analyses were conducted under conditions of an 8 Hz repetition rate, a spot size of 43  $\mu\text{m}$ , and a laser energy of 80 mJ. The NIST SRM 610 was used as an external standard, while the Ca level was calibrated using the laboratory's internal standard. The NIST SRM 612 was also utilized as an auxiliary reference. The error estimation for measuring trace elements in this study is less than 10%. All analyses were done at the Chinese Academy of Science, Guangzhou, China.

## Results and discussion

Apatites, in terms of their morphology, appear as prismatic to sub-prismatic crystals with various dimensions. These crystals exhibit a homogeneous texture and often appear without zoning, and the presence of wide inclusions or pores is rarely observed. The morphological characteristics and the absence of significant inclusions indicate that apatite in the felsic rocks of the Piranshahr intrusive complex has not been significantly influenced by post-crystallization processes (such as hydrothermal alteration or metamorphism).

All apatite crystals in the felsic rocks of the Piranshahr intrusive complex fall into the category of fluorapatite. The apatite in alkali feldspar samples, on average, contains 2.3 wt% fluorine, whereas the amount of F in the apatites of syenites (average wt% 2.6) and nepheline syenites (average wt% 1.5) is lower. On the other hand, the apatites in the nepheline syenite samples have higher chlorine content compared to those in the syenites and alkali feldspar granites. Apatite crystals in alkali granite samples exhibit enrichment in many high field strength elements (HFSE) such as Ga, Y, Nb, Zr, Hf, U, Th, and rare earth elements (REE), while apatites in nepheline

syenites are relatively depleted in these elements. Apatite crystals in nepheline syenite samples have the highest concentrations of metallic elements such as V, Cr, and Ni. The amounts of these metals are minimal in apatites of alkali feldspar granites, while apatites in syenites exhibit intermediate compositions.

The REE patterns in apatites show a good correlation with the whole-rock patterns. However, the abundance of REE in apatite is several times higher than that in whole-rock. In all samples, light rare earth elements (LREE) are enriched compared to heavy rare earth elements (HREE), but the ratios vary among different types of felsic rocks. Generally, the LREE/HREE ratio in apatites increases from syenites towards nepheline syenites and alkali feldspar granites.

The calculation of the apatite saturation temperature suggests a higher crystallization temperature in alkali feldspar granites (858–844°C) compared to syenites (818–783°C) and nepheline syenites (668–610°C). The results of calculations using the manganese content in the studied apatites indicate an oxidizing environment with limited variations in  $fO_2$  conditions ( $\log fO_2 = -8$  to  $-9.8$ ) during their formation.

### Conclusion

The investigation of variations in trace elements, whose concentrations in apatite are typically influenced by melt oxidation conditions (such as Ce, Eu, and Ga), suggests that  $fO_2$  has not played a significant role in the compositional changes of the studied apatites. The distribution coefficients of trace elements

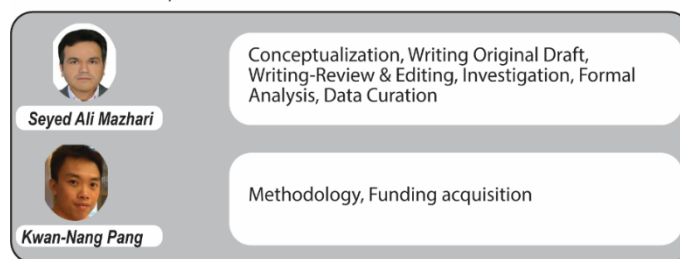
between apatite crystals and the host rock show pronounced and irregular variations, indicating the influence of various factors (such as initial melt and temperature) on these distribution coefficients.

The variations in the composition of apatite trace elements in the felsic rocks of Piranshahr show good consistency with the compositional changes in the host rocks and align well with the proposed trends in magmatic evolution from petrological studies. The results of this research indicate that the examination of changes in the composition of apatite trace elements can contribute to understanding magmatic developments, especially where complex magmatic differentiation and separation of volatile phases have occurred.

### References

- Bruand, E., Fowler, M., Storey, C., Darling, J., 2017. Apatite trace element and isotope applications to petrogenesis and provenance. *American Mineralogist* 102, 75–84.
- Mazhari S. A., Bea F., Amini S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Pillar, M., Scarrow, J.H., Williams, S., 2009. The Eocene Bimodal Piranshahr Massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A Marker of the End of the Collision in the Zagros Orogen *Journal of the Geological Society*, 166, 53–69.

### CRediT authorship contribution statement





## ژئوشیمی آپاتیت در انواع سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر: رهیافتی برای بررسی تحولات ماگمایی

سید علی مظهري<sup>۱\*</sup>، کوان-نانگ پانگ<sup>۲</sup>

۱. دانشیار، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران  
۲. دانشیار، مؤسسه علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان

اطلاعات مقاله	چکیده
<p><b>تاریخچه مقاله</b> دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۳۰ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۲۴</p> <p><b>واژه‌های کلیدی</b> عناصر کمیاب، آپاتیت، ژئوشیمی، تحول ماگمایی، مجموعه نفوذی پیرانشهر.</p> 	<p>سنگ‌های نفوذی فلسیک در مجموعه نفوذی پیرانشهر شامل سه گروه سینییت، نفلین‌سینییت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت می‌شوند که در حدود ۴۰ میلیون سال پیش تشکیل شده و هم‌ژنز هستند. روابط بافتی و ترکیب اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب آپاتیت از نمونه‌های منتخب انواع سنگ‌های فلسیک به روش‌های SEM، EPMA و LA-ICP-MS مورد بررسی قرار گرفت. در نمونه‌های مورد مطالعه آپاتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فرم‌های منشوری ظاهر شده و دارای بافت همگن و بدون منطقه‌بندی می‌باشد. مقادیر پایین MnO و الگوی REE آپاتیت‌ها نیز ماهیت ماگمایی آن‌ها را تأیید کرده و بیانگر عدم تأثیر فرایندهای بعد از تبلور بر روی ترکیب آپاتیت‌هاست. تمام بلورهای آپاتیت در رده فلوتورواپاتیت قرار می‌گیرند. میزان فلوتور و کلر در انواع مختلف سنگ‌های فلسیک متغیر است و نسبت F/Cl از گرانیت‌ها به سمت سینییت‌ها و نفلین‌سینییت‌ها کاهش می‌یابد. محاسبه دمای اشباع آپاتیت نشان می‌دهد که دمای تبلور در آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها (۸۴۴-۸۵۸ درجه سانتی‌گراد) نسبت به سینییت‌ها (۷۸۳-۸۱۸ درجه سانتی‌گراد) و نفلین‌سینییت‌ها (۶۶۸-۶۱۰ درجه سانتی‌گراد) بیشتر است. میزان Mn موجود در آپاتیت‌ها حاکی از شرایط تقریباً ثابت اکسایش با حداقل نوسانات (۹/۸- تا ۸- log fO<sub>2</sub>) در انواع سنگ‌های فلسیک می‌باشد. عناصر کمیاب در آپاتیت‌های مختلف تفاوت بارزی نشان می‌دهد به طوری که در نمونه‌های گرانیتی آپاتیت سرشار از عناصر HFSE و عناصر نادر خاکی (REE) است در حالی که آپاتیت‌های سنگ‌های نفلین‌سینییتی تمرکز بالاتری از اجزایی همچون سیلیس، Ni، Cr و V نشان می‌دهند. ترکیب عناصر کمیاب با نسبت F/Cl در آپاتیت‌ها تغییرات هماهنگ و منطبق با ترکیب سنگ میزبان نشان می‌دهد. نتایج بررسی ترکیب کانی آپاتیت، یافته‌های پترولوژیکی قبلی در مورد سنگ‌های فلسیک پیرانشهر مبنی بر تأثیر تفکیک فازهای فرار بر تحول ماگمایی را تأیید می‌کند.</p>

### مقدمه

محسوب می‌شود (Piccoli and Candela, 2002). این کانی مقادیر قابل توجه از عناصر با رفتارهای ژئوشیمیایی متفاوت همچون هالوژن‌ها، عناصر نادر

آپاتیت (Ca<sub>5</sub> [PO<sub>4</sub>]<sub>3</sub> [F, Cl, OH]) یک کانی فرعی رایج در انواع مختلف سنگ‌های آذرین است و فراوان‌ترین کانی حاوی فسفات در پوسته زمین

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106551>

\*نویسنده مسئول: سید علی مظهري [a.mazhari@hsu.ac.ir](mailto:a.mazhari@hsu.ac.ir)

استناد به این مقاله: مظهري، ع.، پانگ، ک. ن. (۱۴۰۲) ژئوشیمی آپاتیت در انواع سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر: رهیافتی برای بررسی تحولات ماگمایی. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۲، صفحه ۷۷ تا ۱۰۵.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106551>



اطلاعات بازرشی در مورد جزئیات فرایندهای آذرین و حتی بعد از تبلور، فراهم می‌آورد (Piccoli and Candela, 2002). تحقیقات پیشین کاربرد آپاتیت در بسیاری از مطالعات پترولوژیکی همچون تعیین ترکیب سنگ کل (Bruand et al., 2017)، اکتشاف منابع معدنی (Belousova et al., 2002; Ihlen et al., 2014)، تعیین ضرایب جدایش مذاب/سیال - کانی (Prowatke and Klemme, 2006)، تعیین فوگاسیته اکسیژن (Miles et al., 2014)، و زمین‌زمان‌سنجی و زمان‌سنجی حرارتی (Chew and Spikings, 2015) را به اثبات رسانده است.

توده پیرانشهر یکی از توده‌های نفوذی واقع در شمال غربی پهنه سندنج- سیرجان است. مطالعات تفصیلی زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی و سن‌سنجی بر روی این توده وجود دو نوع ماگمای فلسیک و مافیک با تنوع ترکیبی را نشان می‌دهد (Mazhari et al., 2009). بخش فلسیک این توده از رخنمون‌های مختلف سنگ‌های مختلف تحت اشباع (نفلین سیینیت)، اشباع (سیینیت) و فوق اشباع (آلکالی فلدسپار گرانیته) تشکیل یافته که هم‌منشأ بوده و از طریق فرایندهای پیچیده پترولوژیکی شکل گرفته‌اند (Mazhari et al., 2009). در این مطالعه ترکیب عناصر اصلی و کمیاب بلورهای آپاتیت در انواع سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر (که سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی آن‌ها موجود است) برای تحلیل بهتر روند تحولات ماگمایی این توده مورد بررسی قرار می‌گیرد.

خاکی (REE)، Sr، Y، Th و U دارد که نسبت به تحول مذاب و سیال حساس هستند (Bruand et al., 2017). مطالعات گذشته نشان می‌دهد که آپاتیت می‌تواند به عنوان ابزاری مؤثر برای درک فرایندهای پیچیده ماگمایی و تحولات بعد از ماگماتسیم (دگرسانی، فعالیت هیدروترمال و دگرگونی) مورد استفاده قرار گیرد (به عنوان مثال، Sha and Chappell, 1999; Palma et al., 2019). ویژگی مهم آپاتیت این است که بلورهای حاصل از تبلور ماگماهای مختلف، بدون توجه به تغییرات شیمیایی و ایزوتوپی در سنگ منبع، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص می‌باشند که از این خاصیت می‌توان در تعیین ماهیت اولیه ماگما بهره برد (Belousova et al., 2001; Chu et al., 2009; Laurent et al., 2017). بنابراین در مواردی که داده‌های ایزوتوپی ماگما برای تعیین منشأ قابل استفاده نباشد، از ترکیب شیمیایی آپاتیت می‌توان برای تشخیص منبع ماگما و تحولات ماگمایی و فرایندهای پس از ماگماتسیم استفاده کرد (Liu et al., 2023). در مطالعات پترولوژی به طور معمول ترکیب سنگ‌کل به عنوان میانگین ترکیب ماگما در نظر گرفته می‌شود (Miles et al., 2013). بسیاری از عوامل در حین تشکیل ماگما و پس از آن می‌تواند بر ترکیب سنگ‌کل تأثیر گذاشته و موجب ایجاد چالش در تفسیر روند تحول ماگمایی شود؛ درحالی‌که آپاتیت می‌تواند ترکیب ژئوشیمیایی مذاب در زمان تبلور خود را نشان دهد (Nathwani et al., 2020). به علت تنوع شیمیایی و گسترش وسیع، آپاتیت

## مواد و روش‌ها

## موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه نفوذی پیرانشهر در ناحیه شمال‌غربی پهنه سنندج-سیرجان و در مختصات  $20^{\circ}$  تا  $45^{\circ}$  تا  $30^{\circ}$  طول جغرافیایی شرقی و  $25^{\circ}$  تا  $36^{\circ}$  عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. پهنه سنندج-سیرجان به عنوان یکی از واحدهای تکتونوماگمایی ایران، با گسترش طولی تقریباً ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتر از شمال‌غربی تا جنوب‌شرقی ایران امتداد دارد (شکل ۱-ا). در این پهنه، به‌ویژه در نیمه شمالی آن، مجموعه نفوذی‌های زیادی وجود دارند که در بازه‌های زمانی مختلف شامل دوران پالئوزوئیک (Bea et al., 2011)، مزوزوئیک (Mazhari et al., 2011; Yajam et al., 2015) و سنوزوئیک (Mazhari et al., 2009; Mazhari et al., 2020) شکل گرفته‌اند. توده نفوذی پیرانشهر یکی از این مجموعه‌های سنگی نفوذی است که در دوره ائوسن به‌وجود آمده و از برخورد صفحات ایران و عربستان و بسته شدن نئوتتیس شکل گرفته است (Mazhari et al., 2009).

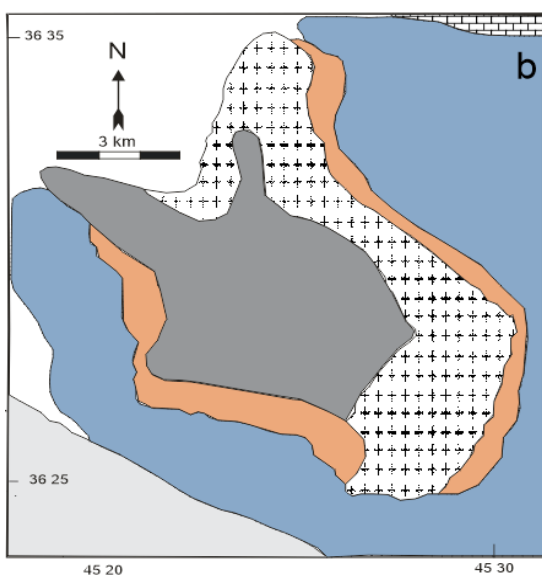
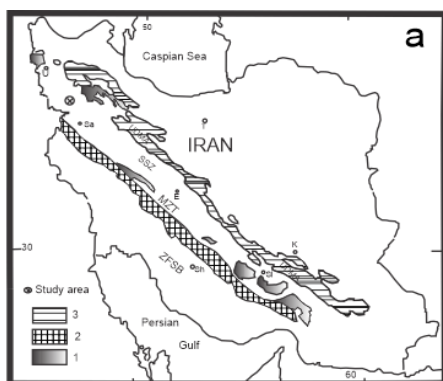
توده پیرانشهر با رخنمونی به شکل بیضی نامنظم (با عرضی حدود ۱۰ و طول تقریبی ۱۶ کیلومتر) در یک روند اصلی  $S30^{\circ}E$  ظاهر شده است (شکل ۱-ب). سنگ‌های میزبان این توده سنگ آهک و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مزوزوئیک می‌باشند که بر اثر حرارت توده متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. در

برخی مناطق ضخامت هورنفلس‌ها به حدود ۱۰۰۰ متر می‌رسد. در این مجموعه نفوذی سنگ‌های آذرین کاملاً متمایز (اعم از فلسیک و مافیک) با منشأ متفاوت حضور دارند. داده‌های سن‌سنجی رادیومتری، سن نسبتاً یکسان را (حدود ۴۰ میلیون سال پیش) برای تشکیل آنها پیشنهاد می‌دهد (Mazhari et al., 2009). گابروهای مافیک در بخش‌های مرکزی و غربی توده جای گرفته‌اند، در حالیکه سنگ‌های نفوذی فلسیک اغلب ترکیب سیینیتی داشته و در قسمت‌های شمالی، شرقی و همچنین در جنوب مجموعه نفوذی واقع شده‌اند. در شمال مجموعه نفوذی گابروها به صورت یک زائده<sup>۱</sup> با روند شمالی-جنوبی در سیینیت‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۱-ب). در سمت غربی زائده، ترکیب سیینیت‌ها اشباع از سیلیس و دارای کوارتز مدال می‌شود به‌طوری که در برخی مناطق آلکالی‌فلدسپار گرانیته ظاهر می‌گردد، اما در شرق زائده میزان کوارتز در سیینیت‌ها کم شده و رخنمون‌هایی از نفلین سیینیت مشاهده می‌گردد. مرز بین سنگ‌های نفوذی فلسیک و مافیک در اکثر بخش‌های مجموعه نفوذی پیرانشهر مشخص است به‌استثنای زائده شمالی که شواهد آرایش ماگمای گابرویی با سیینیت‌ها دیده می‌شود و سیینیت‌ها دارای انکلاوهای بزرگ گابرویی می‌باشند (Mazhari et al., 2009).

همانطور که در فوق اشاره شد، مطالعات دقیق ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های این مجموعه نفوذی

<sup>1</sup> apophysis

سنگ‌های فلسیک قدیمی واکنش داده است (Mazhari et al., 2009). در این تحقیق تمرکز بر روی انواع نمونه‌های فلسیک مجموعه نفوذی و بررسی ترکیب آپاتیت آن‌ها خواهد بود.



شکل ۱- a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و پهنه سنندج- سیرجان (اقتباس از Alavi, 1994). ۱: نواحی پرکامبرین، ۲: پهنه تراست زاگرس، ۳: مجموعه ماگمایی ارومیه دختر. E: اصفهان، K: کرمان، MTZ: تراست اصلی زاگرس، Sa: سنندج، SSZ: سنندج- سیرجان پهنه، T: تهران، U: ارومیه، ZFSB: کمر بند چین خورده ساده زاگرس. b) نقشه ساده مجموعه نفوذی پیرانشهر (Mazhari et al., 2009).

Fig. 1. a) The location of study area in Iran and Sanandaj-Sirjan Zone (Alavi, 1994). 1:

انجام گرفته است. داده‌های پترولوژیکی دو نوع ماگمای مافیک در توده پیرانشهر را نشان می‌دهد. گابروهای آلکالن (G1) فراوان تر هستند و نسبت‌های LILE/HFSE شبیه به ماگماهای گوشته‌ای درون صفحه‌ای دارند. نوع دوم گابروهای کالک آلکالن (G2) هستند که ویژگی‌های ماگماهای قوسی را نشان می‌دهند. نسبت‌های ایزوتوپی نمایانگر منشأ غنی شده تر گابروهای G2 نسبت به نوع G1 می‌باشد (Mazhari et al., 2009). تشکیل مجموعه نفوذی پیرانشهر در یک جایگاه تکتونیکی برخوردی موجب ایجاد ماگماهای مختلف با منابع متفاوت شده است. گابروهای آلکالن از یک گوشته‌ای کمتر تحول یافته منشأ گرفته در حالی که سنگ‌های مافیک کالک آلکالن از طریق واکنش‌های دگرسانی در گوشته بالای مناطق فرورانش شکل گرفته‌اند (Mazhari et al., 2009).

سنگ‌های فلسیک در مجموعه نفوذی پیرانشهر شامل سیینیت، نفلین سیینیت و گرانیت‌های متاآلمین نوع A-2 هستند. نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی حاکی از منشأ مشترک سنگ‌های فلسیک توده نفوذی پیرانشهر می‌باشد (Mazhari et al., 2009). نفلین سیینیت و گرانیت از طریق تفریق ماگمای سیینیتی در محیط باز شیمیایی تشکیل شده‌اند. نفلین سیینیت‌ها بازمانده غنی از آب و آلکالی از ماگمایی هستند که یک فاز غنی از فلوتور قبلاً از آن جدا شده است. گرانیت‌ها در یک محیط شیمیایی باز تشکیل شده‌اند، به طوری که سیال آلکالن غنی از فلوتور و آبدار آزاد شده از سیینیت‌ها با

EPMA با استفاده از دستگاه الکترو مایکروپروپو CAMECA SX100 بر روی مقاطع نازک صیقلی نمونه‌های ذکر شده تعیین شد. ولتاژ شتابنده 20 kV و جریان بیم 20 nA برای این آنالیزها به کار گرفته شد.

ترکیب عناصر فرعی و کمیاب در آپاتیت به کمک LA-ICP-MS اندازه‌گیری شد. برای این کار از یک سیستم کاهنده لیزری 193 μm Analyte Excite Agilent متصل به یک ICP-MS چهار قطبی نوع Agilent 7500c (توان پلاسما 1100 W) استفاده شد. آنالیز عناصر کمیاب بر روی همان نقاطی انجام شد که قبلاً ترکیب اکسیدهای اصلی آن‌ها به روش EPMA تعیین شده بود. آنالیزها در شرایط فرکانس متناوب 8 Hz، اندازه بیم نقطه‌ای 43 μm و انرژی لیزری 80 mJ انجام شد. از NIST SRM 610 به عنوان استاندارد خارجی استفاده شد در حالی که میزان Ca با استفاده از استاندارد داخلی آزمایشگاه کالیبره شد. از استاندارد NIST SRM 612 نیز به عنوان یک رفرنس کمکی بهره گرفته شد (Li et al., 2014). برآورد خطا برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب در این تحقیق کمتر از 10٪ است. مطالعات SEM، EPMA و LA-ICP-MS در جوانگزو، آکادمی علوم چین، انجام شده است.

## نتایج

### پتروگرافی سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر

فراوان‌ترین سنگ‌های فلسیک در توده پیرانشهر سینیته‌ها هستند که تفاوت حجمی آنها با دو دسته

Precambrian area, 2: Zagros thrust zone, 3: Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage; E: Esfahan, K: Kerman, MTZ: main Zagros thrust, Sa: Sanandaj; SSZ: Sanandaj- Sirjan Zone, T: Tehran, U: Urumieh, ZFSB: Zagros fold simple belt. B) Simple geological map of Piranshahr plutonic assemblage (modified from Mazhari et al., 2009).

### روش انجام پژوهش

از مجموعه نفوذی پیرانشهر، تعداد هشت نمونه از سنگ‌های فلسیک این مجموعه برای بررسی ترکیب آپاتیت انتخاب گردید. این هشت نمونه شامل چهار سینیته (نمونه‌های N29، N60، N71 و N75)، دو آلکالی‌فلدسپار گرانیته (N33 و N72) و دو نفلین سینیته (N67 و N68) هستند. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ‌کل این نمونه‌ها در جدول 1 پیوست آورده شده است. روش انجام آنالیز سنگ‌کل، تعیین نسبت‌های ایزوتوپی، سن‌سنجی، جداسازی زیرکن و بررسی مورفولوژی بلورها در مطالعات قبلی (Mazhari et al., 2009) تشریح شده است. مقادیر اکسیدهای اصلی و زیرکونیم بوسیله XRF و غلظت عناصر کمیاب با کمک ICP-MS اندازه‌گیری شده است. نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sr به روش TIMS (thermal-ionization mass spectrometer) تعیین شده و سن‌سنجی U-Pb به روش LA-ICP-MS صورت پذیرفته است. خلاصه نتایج این آنالیزها برای نمونه‌های مورد استفاده در این تحقیق در جدول 2 پیوست آورده شده است.

برای این تحقیق، مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از نمونه‌ها در ابتدا توسط SEM به دقت مورد مطالعه قرار گرفته و ویژگی‌های بلورهای آپاتیت در آن‌ها بررسی شد. ترکیب اکسیدهای اصلی آپاتیت به روش



بی‌شکل هستند. دانه‌های بی‌شکل و ریز آپاتیت فراوان‌ترین کانی کمیاب در ساینیت‌ها می‌باشد. سایر کانی‌های فرعی بسیار کمیاب هستند.

گرانیت‌ها محدود به زائده شمالی می‌شوند و دارای بلورهای فراوان شکل‌دار تا بی‌شکل آلکالی فلدسپار (۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی)، کوارتز بین دانه‌ای (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و بیوتیت (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) می‌باشند (شکل ۲-۲). برخی نمونه‌ها مزوپرتیت را به صورت تنها فلدسپار دارند، اما دیگر نمونه‌ها دو نوع آلکالی فلدسپار دارند. بر خلاف ساینیت و نفلین ساینیت، این گرانیت‌ها مقادیر زیادی زیرکن دارند. در نمونه N72 علاوه بر زیرکن، کانی‌های حاوی REE مثل آلانیت و مونازیت نیز دیده می‌شوند که می‌توانند منعکس کننده میزان بالای REE در این سنگ باشند (بیشترین مقدار در کل توده پیرانشهر). سایر کانی‌های فرعی در آلکالی-فلدسپار گرانیت ایلمنیت و آپاتیت می‌باشند.

نفلین ساینیت‌ها سنگ‌هایی با رنگ روشن می‌باشند که از نفلین (۲۰-۳۰ درصد حجمی) و مزوپرتیت نیمه شکل‌دار (۶۰-۷۰ درصد حجمی) با کمی بلورهای بی‌شکل هدنبرژیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، که همیشه به صورت بین دانه‌ای هستند، تشکیل شده است (شکل ۲-۲). کانی‌های فرعی فراوان مگنتیت و آپاتیت می‌باشد و زیرکن نیز به میزان کم قابل رؤیت است.

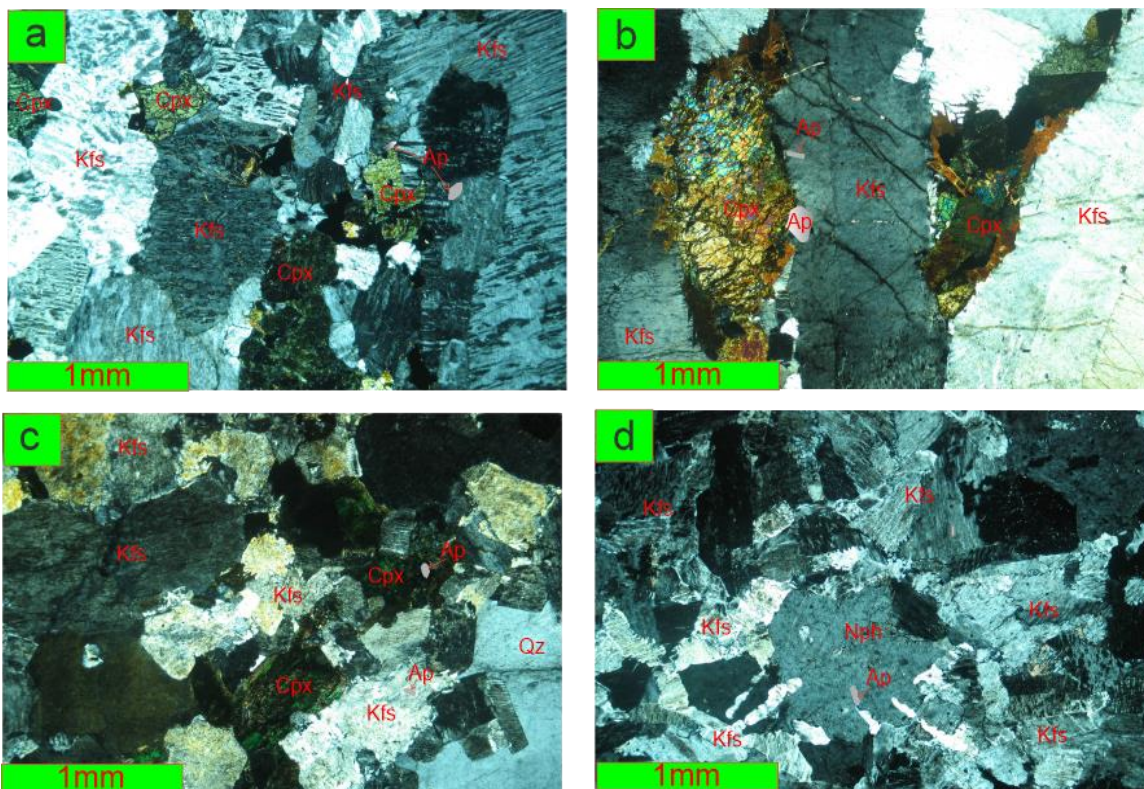
سنگ‌های فلسیک پیرانشهر برخلاف بیشتر گرانیت‌های نوع A با ترکیب مشابه، شواهد تحولات

دیگر بسیار زیاد است. آلکالی فلدسپار گرانیت و نفلین ساینیت محدود به بخش شمالی می‌شوند که به همراه ساینیت‌ها دیده می‌شوند. متأسفانه رخنمون سنگ‌ها به گونه‌ای است که مشاهده مستقیم مرز بین این سه گروه ممکن نیست.

آلکالی فلدسپار مزوپرتیتی کانی اصلی تشکیل دهنده (۷۰ تا ۸۰ درصد حجمی) ساینیت‌ها می‌باشد و پس از آن کانیهای فرومنیزین قرار می‌گیرند که به ترتیب فراوانی عبارتند از کلینوپیروکسن هدنبرژیتی (۳۰-۱۰ درصد حجمی)، الیوین فایالیتی (۵ تا ۱۵ درصد حجمی) و بیوتیت (کمتر از ۱۰ درصد حجمی). این مجموعه کانی‌ها خاص گرانیتوئیدهای نوع A می‌باشند. آمفیبول در ساینیت‌ها به ندرت دیده می‌شود که آنهم به صورت آگرگات‌های آمفیبول‌های سدیم‌دار آبی رنگ فیبری شکل در اطراف کلینوپیروکسن ظاهر می‌شود. مزوپرتیت به شکل بلورهای شکل‌دار که اندازه آن از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر تغییر می‌کند دیده می‌شود. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل سبز رنگ قابل مشاهده است که یا به شکل بلورهای مجزا و یا متصل به الیوین هستند (شکل ۲-۲). بیوتیت شامل آنیت قهوه‌ای رنگ می‌باشد که به صورت بلورهای بی‌شکل یا بیشتر به حالت مجموعه بلورهای ریزدانه احاطه کننده کلینوپیروکسن، الیوین یا مگنتیت در یک بافت کرونا مانند مشاهده می‌شوند. الیوین بلورهای بی‌شکل تشکیل می‌دهد که معمولاً به طور ناقص به ایدینگسیت تبدیل شده‌اند. ایلمنیت و مگنتیت فراوان‌ترین کانی‌های فرعی می‌باشند که

که در آن‌ها مزوپرتیت کمی بیشتر سوسوریته شده و اژیرین و ریبکیت به طور موضعی با مجموعه کانی‌های ریز دانه میکایی جانشین شده است.

طولانی پس از ماگمایی نشان نمی‌دهند و بافت‌های ماگمایی اولیه را به خوبی حفظ کرده اند؛ و تنها واکنش ساب سالیدوس مهم اکسولوشن مزوپرتیتی می‌باشد. تنها استثنا گرانیت‌های پرآلکالن می‌باشند



شکل ۲- a نمای کلی از بافت سنگ‌های فلسیک در مجموعه نفوذی پیرانشهر. (b و a) نمونه‌هایی از سیینیت‌ها، (c) نمونه آلکالی‌فلدسپار گرانیت (d) یک نمونه از نفلین سیینیت. Ap: آپاتیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Kfs: آلکالی‌فلدسپار، Nph: نفلین، Qz: کوآرتز.  
Fig. 2. a) General view of the microscopic texture of felsic rocks in the Piranshahr plutonic assemblage. (a,b) syenitic samples, (c) alkali-feldspar granite, and (d) a nepheline syenite sample. Ap: apatite, Cpx: clinopyroxene, Kfs: alkali feldspat, Nph: nepheline, Qz: quartz.

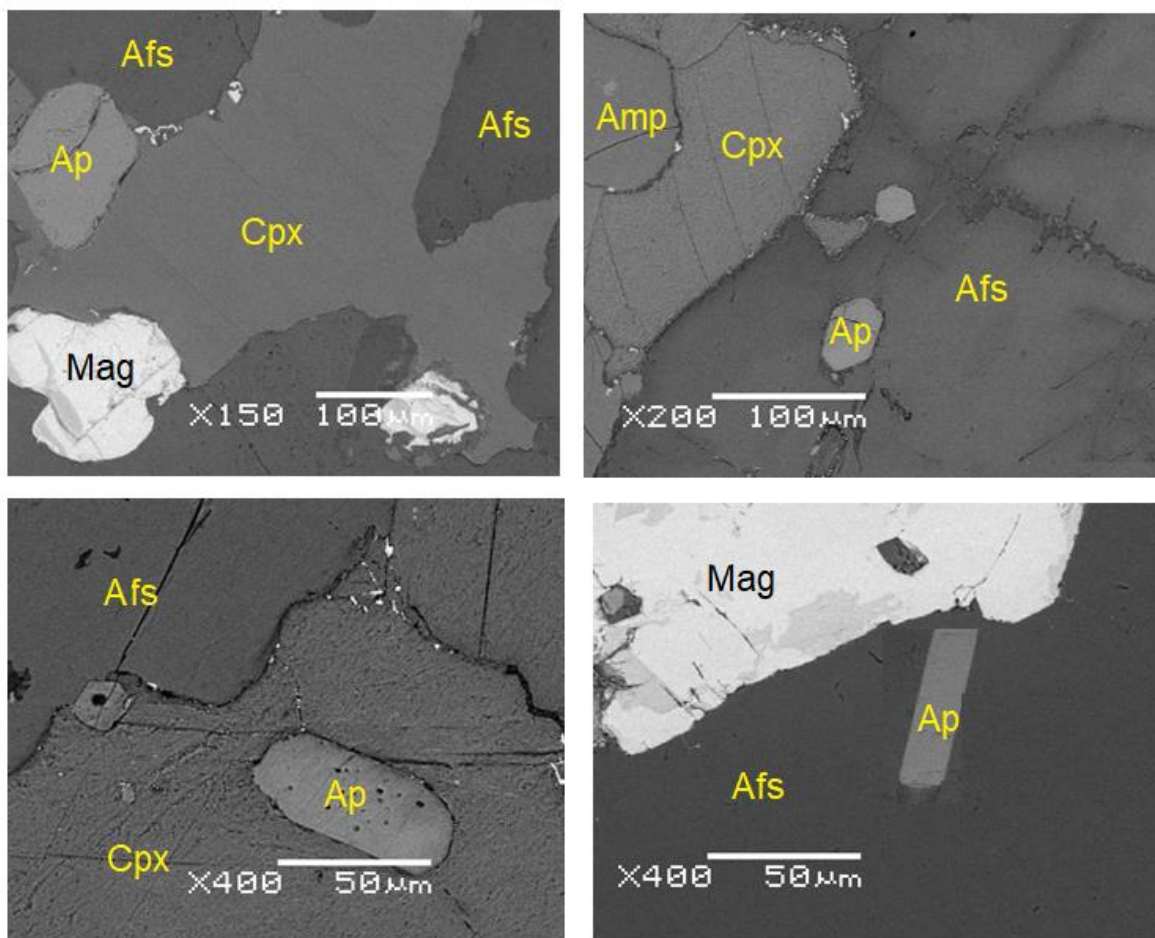
اغلب بین  $20 \mu\text{m}$  تا  $100 \mu\text{m}$  و نسبت عرض/طول بین ۱:۱ تا ۳:۱ تغییر می‌کند. این بلورها بافت همگن و اغلب بدون منطقه‌بندی نشان می‌دهند و به ندرت در آن‌ها ادخال یا منافذ وسیع مشاهده می‌شود. ویژگی‌های ریخت‌شناسی و نبود ادخال فراوان بیانگر این است که آپاتیت در سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر تحت تأثیر فرایندهای بعد از تبلور

### بافت آپاتیت‌ها

همان‌گونه که در بالا اشاره شد آپاتیت به عنوان کانی فرعی در همه سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر حضور دارد. بررسی نمونه‌های مورد مطالعه در تصاویر SEM نشان می‌دهد که این آپاتیت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فرم‌های منشوری در ابعاد مختلف ظاهر می‌شوند (شکل ۳) و اندازه آن‌ها

فلدسپار يا در طول مرز بين ساير کاني‌ها به صورت دانه‌هاي آزاد ديده مي‌شوند (شکل ۳).

(همچون دگرسانی هیدروترمال يا دگرگونی) واقع نشده‌اند (Miles et al., 2013). بلورهاي آپاتيت معمولاً به صورت ادخال در کاني‌هاي مافيک و



شکل ۳- تصاویر BSE (Back-scattered electron) از نمونه سنگ‌های فلسيک توده پيرانشهر که ویژگی‌های ریخت‌شناسی و بافت غالب در بلورهاي آپاتيت را نشان می‌دهد. Afs: آلکالی فلدسپار، Amp: آمفیبول، Ap: آپاتيت، Cpx: کلینوپيروکسن، Mag: مگنتيت.

Fig. 3. Back-scattered electron (BSE) images of some felsic samples of the Piranshahr pluton indicates major properties of the morphology and texture of apatite crystals. Afs: alkali feldspar, Amp: amphibole, Ap: apatite, Cpx: clinopyroxene, Mag: magnetite.

در همه نمونه‌ها دارای مقادير مشابه از اکسيدهای اصلی کلسيم ( $\text{CaO} = 53/5 - 54/7 \text{ wt\%}$ ) و فسفر ( $\text{P}_2\text{O}_5 = 40/95 - 42/5 \text{ wt\%}$ ) هستند و از این نظر تفاوت معنی‌داری بين انواع سنگ‌هاي فلسيک (يعنی آلکالی فلدسپار گرانيت، سينييت و نفلين سينييت)

ترکیب شيميایی آپاتيت در سنگ‌هاي فلسيک توده پيرانشهر

نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب آپاتيت در جدول ۱ ارائه شده است. بلورهاي آپاتيت مورد مطالعه

دیده نمی‌شود. مواد فرار به ویژه هالوژن‌ها از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده ساختار آپاتیت محسوب می‌شوند. براساس میزان F، Cl و OH آپاتیت به سه گروه فلوئوروآپاتیت، کلرین آپاتیت و هیدروکسی آپاتیت تقسیم‌بندی می‌شود. بلورهای آپاتیت در سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر همگی در رده فلوئوروآپاتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ا). البته بررسی جزئیات تغییرات هالوژن‌ها در آپاتیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که مقادیر F و Cl در سه گروه سنگ‌های فلسیک یکسان نیست. آپاتیت در نمونه‌های آلکالی فلدسپار به طور میانگین ۳/۲ wt% فلوئور دارد در حالی که میزان F در آپاتیت‌های ساینیت‌ها (میانگین ۲/۶ wt% و نفلین ساینیت‌ها (میانگین ۱/۵ wt%) کمتر است. در سوی دیگر آپاتیت‌های نمونه‌های نفلین ساینیت دارای کلر بالاتر از آپاتیت‌های ساینیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیته می‌باشند (شکل ۴-ب). به‌طور کلی نسبت F/Cl از کمتر از ۲ در آپاتیت‌های نمونه‌های نفلین ساینیت تا بیش از ۵۰/۵ در آپاتیت‌های آلکالی گرانیته تغییر می‌کند و به همین علت از این نسبت می‌توان برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی بلورهای آپاتیت در نمودارهای دوتایی استفاده کرد (شکل‌های ۵ و ۶).

ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای آپاتیت انواع سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر تغییرات و روندهای متفاوتی ظاهر می‌سازند. آپاتیت در نمونه‌های آلکالی فلدسپار گرانیته دارای بالاترین مقادیر MnO می‌باشند و آپاتیت‌های نمونه‌های نفلین ساینیت کمترین میزان منگنز را دارا می‌باشند.

میزان MnO در آپاتیت‌های ساینیت‌ها در بین دو گروه قرار می‌گیرد (شکل ۵-ا). در مورد SiO<sub>2</sub> روند متفاوت است و میزان سیلیس در آپاتیت‌های نفلین ساینیت‌ها بالاتر از ساینیت‌ها و آلکالی گرانیته‌ها می‌باشد (شکل ۵-ب). میزان Rb در آپاتیت ساینیت‌ها از دو گروه دیگر کمتر می‌باشد (شکل ۵-ج) ولی میزان Ba و Sr تغییرات منظمی در آپاتیت‌های انواع سنگ‌های فلسیک نشان نمی‌دهد (شکل ۵-د و ۵-ه). بلورهای آپاتیت در نمونه‌های نفلین ساینیت دارای بیشترین مقادیر عناصر فلزی همچون V، Cr و Ni می‌باشند. مقادیر این فلزات در آپاتیت‌های آلکالی-فلدسپار گرانیته از همه کمتر است و آپاتیت‌های ساینیت‌ها ترکیب بینابین دارند (شکل ۵-ف-ه). در بسیاری از عناصر HFSE همچون Ga، Y، Nb، Zr، Hf، U، Th و عناصر نادر خاکی (REE) بلورهای آپاتیت در نمونه‌های آلکالی گرانیته غنی‌شدگی نشان می‌دهند درحالی‌که آپاتیت‌های نفلین ساینیت‌ها از این عناصر به نسبت فقیر شده هستند (شکل ۶).

نمودارهای الگوی بهنجار شده نسبت به کندریت عناصر نادر خاکی برای آپاتیت‌ها و سنگ‌کل نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۷ نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، روند الگوی REE در آپاتیت‌ها انطباق خوبی با سنگ‌کل نشان می‌دهد. البته فراوانی عناصر نادر خاکی در آپاتیت چندین برابر بیشتر از سنگ‌کل می‌باشد (شکل ۷). در همه نمونه‌ها عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شده هستند اما نسبت‌ها در انواع سنگ‌های فلسیک متفاوت است.

شیب در روند الگوی REE در آپاتیت‌های آلکالی-فلدسپار گرانیت مشاهده می‌شود که تفکیک‌یافته-ترین الگو ( $La_N/Yb_N = 8/5 - 12/3$ ) با مقادیر پایین  $Eu/Eu^* = 0/4 - 0/2$  را ظاهر می‌سازند (شکل ۷-۷c). به‌طور کلی نسبت LREE/HREE در آپاتیت‌ها از سیینیت‌ها به سمت نفلین سیینیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت افزایش می‌یابد (شکل ۷-۷d).

بلورهای آپاتیت در نمونه‌های سیینیتی روندی کم-شیب در الگوی REE ( $La_N/Yb_N = 2/7 - 4/9$ ) با مقادیر متفاوت آنومالی  $Eu (Eu/Eu^* = 0/33 - 1/27)$  دارند (شکل ۷-۷a). هرچند فراوانی REE در آپاتیت-های نفلین سیینیت کمتر از سیینیت‌ها است، الگوی REE در آن‌ها تحول‌یافته‌تر و دارای شیب بیشتر ( $La_N/Yb_N = 5/4 - 6/9$ ) و آنومالی شدید  $Eu (Eu/Eu^* = 0/41)$  می‌باشد (شکل ۷-۷b). بیشترین

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (wt%) و عناصر کمیاب (ppm) بلورهای آپاتیت در نمونه سنگ‌های مورد مطالعه. GR: آلکالی-فلدسپار گرانیت، PU: نفلین سیینیت، SY: سیینیت.

Table 3. The results of apatite major oxides (wt%) and trace elements (ppm) analyses of the studied samples.

GR: alkali-feldspar granite, PU: nepheline syenite, SY: syenite.

Sample No	N33G-ap-1	N33G-ap-2	N33G-ap-3	N72G-ap-1	N72G-ap-2	N72G-ap-3	N72G-ap-4	N67G-ap-1
ID	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	PU
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.11
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeOt	0.03	0.05	0.06	0.12	0.09	0.07	0.06	0.01
MgO	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00
MnO	0.05	0.06	0.06	0.09	0.08	0.07	0.05	0.01
CaO	53.74	54.16	54.02	54.16	53.78	54.25	53.92	54.32
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41.72	40.95	41.44	41.19	41.68	41.36	41.5	42.07
Cl%	0.45	0.39	0.43	0.13	0.18	0.25	0.2	1.02
F%	2.93	3.15	3.16	3.52	3.37	3.22	3.35	1.37
Total	98.97	98.88	99.22	99.29	99.25	99.4	99.17	98.95
Rb	30.53	34.02	43.17	49.26	49.77	32.12	45.11	42.39
Cs	0.16	0.13	0.12	0.14	0.18	0.16	0.17	0.13
Sr	21.54	20.17	27.36	22.88	22.65	23.66	16.52	19.45
Ba	91.55	69.65	74.07	43.63	54.28	46.44	72.12	12.9
V	0.83	0.72	0.81	0.64	0.73	0.76	0.68	3.35
Cr	0.55	0.86	0.75	0.53	0.69	0.37	0.47	2.57
Ni	0.51	0.72	0.35	0.76	0.47	0.63	0.91	1.79
Ga	5.87	6.75	6.51	7.04	6.92	6.07	6.34	4.16
Y	315.81	850.09	896.89	1429.41	1375.23	1205.5	1159.68	72.1
Nb	1.08	2.53	2.89	4.35	4.13	3.78	3.61	0.2
Zr	75.5	160.17	268.08	218.47	171.29	263.54	197.86	8.87
Hf	10.72	19.12	19.94	34.13	25.26	28.79	28	0.83
U	42.13	68.19	50.74	74.73	71.07	53.21	77.82	11.9
Th	352.3	1073.5	1107.8	1717.2	1699.1	1588.9	1455.3	27.81
La	398.45	907.06	866.27	1393.78	1313.29	1150.9	1202.62	34.46
Ce	873.36	2457.16	2319.56	3940.43	3557.6	3117.69	3257.81	114.89
Pr	99.64	279.46	263.82	447.92	404.62	354.59	370.52	9.23
Nd	363.7	1126.35	1063.28	1835.61	1630.79	1429.14	1493.37	40.05
Sm	69.66	245.97	236.92	418.11	349.37	312.44	313.75	8.14
Eu	8.1	19.57	17.15	26.02	25.39	20.26	24.74	0.97
Gd	55.86	220.71	208.35	372.02	319.56	280.04	292.63	7.68
Tb	8.99	34.31	32.39	57.59	49.68	43.54	45.49	1.25

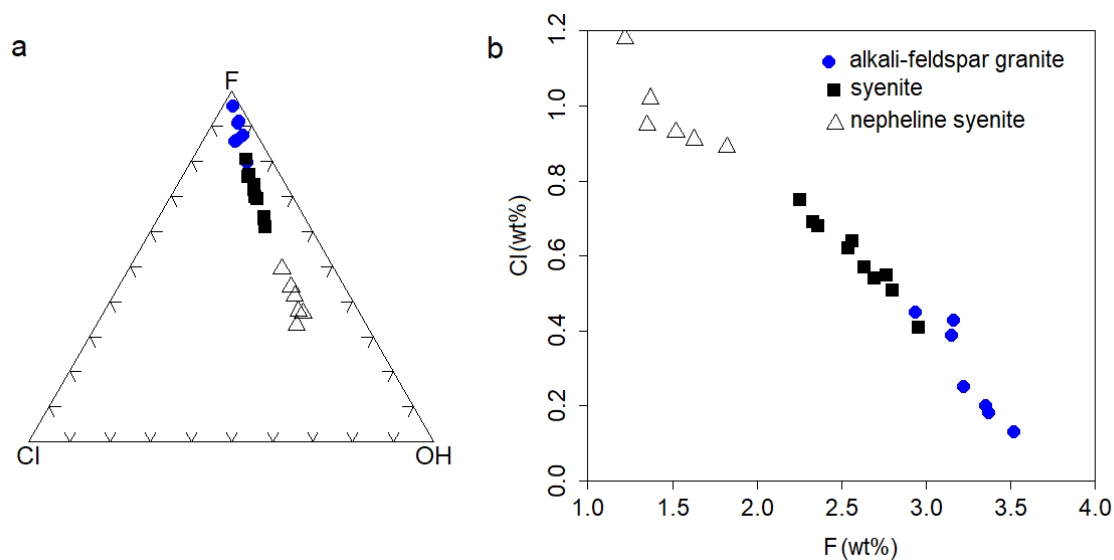
Dy	53.64	202.34	191.01	339.11	292.96	256.73	268.27	7.79
Ho	10.63	39.46	37.25	65.99	57.13	50.07	52.32	1.6
Er	27.28	98.4	94.25	140.79	134.64	124.76	127.46	4.19
Tm	3.76	12.83	12.72	18.49	17.56	16.14	16.67	0.62
Yb	21.85	72.19	68.17	105.64	102.92	90.82	95	3.47
Lu	2.55	7.24	6.91	9.14	8.87	8.83	8.56	0.52
Sum REE	1997.47	5723.05	5418.05	9170.64	8264.38	7255.95	7569.21	234.86
$\delta$ Eu	0.42	0.28	0.26	0.22	0.25	0.23	0.27	0.40
$\delta$ Ce	1.05	1.17	1.17	1.20	1.17	1.17	1.17	1.55
log fO2	-8.9	-8.68	-8.68	-8.46	-8.9	-8.24	-8.02	-10
T °C	858.15	858.15	858.15	844.38	844.8	844.8	844.38	610.43

Sample No	N67G-ap-2	N67G-ap-3	N67G-ap-4	N68G-ap-1	N68G-ap-2	N75G-ap-1	N75G-ap-2	N75G-ap-3
SiO <sub>2</sub>	0.10	0.11	0.08	0.09	0.09	0.05	0.04	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeOt	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
MgO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
MnO	0.01	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05
CaO	54.68	54.63	53.84	53.9	54.23	54.17	53.51	53.86
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41.66	41.8	42.47	42.31	41.75	41.72	42.21	41.65
Cl%	0.95	1.18	0.91	0.89	0.93	0.75	0.68	0.62
F%	1.35	1.22	1.63	1.82	1.52	2.25	2.36	2.54
Total	98.8	98.99	99	99.1	98.57	99.02	98.9	98.81
Rb	48.75	36.88	41.87	41.34	43.63	7.64	9.59	10.94
Cs	0.15	0.11	0.12	0.1	0.16	0.02	0.02	0.03
Sr	22.37	16.92	22.58	25.71	24.6	20.41	17.65	16.97
Ba	13.36	12.52	12.17	21.44	13.67	65.43	81.2	67.33
V	3.18	3.49	3.2	3.22	3.37	1.98	1.57	1.56
Cr	2.32	2.46	2.48	2.24	2.11	1.4	1.5	1.61
Ni	2.18	2.13	2.26	2.06	1.95	1.49	1.33	1.3
Ga	4.28	4.72	4.47	4.83	4.71	5.13	5.11	5.26
Y	72.87	62.65	86.61	91.17	91.16	137.61	194.97	251.3
Nb	0.23	0.18	0.24	0.28	0.26	0.43	0.40	0.49
Zr	7.00	5.56	13.36	12.58	11.71	14.45	18.85	22.19
Hf	0.96	0.72	2.03	2.23	1.05	1.47	1.58	2.65
U	13.66	10.35	11.8	11.72	15.05	2.38	2.88	3.63
Th	35.97	24.19	36.57	43.35	31.18	6.47	9.08	9.79
La	39.51	29.89	63.91	93.47	43.46	58.34	79.47	93.21
Ce	132.12	99.95	184.48	254.07	145.33	160.85	224.99	266.06
Pr	10.62	8.03	20.71	32.2	11.68	24.26	34.34	40.76
Nd	46.06	34.85	85.8	131.54	50.67	111.4	161.49	193
Sm	9.31	7.082	18.95	29.76	10.22	27.52	39.15	46.66
Eu	1.22	0.93	1.7	2.81	1.29	11.05	11.21	11.73
Gd	8.83	6.68	16.52	25.36	9.72	25.54	38.54	46.58
Tb	1.44	1.09	2.59	3.93	1.59	4.09	6.01	7.21
Dy	8.96	6.78	15.62	23.45	9.86	23.76	33.9	40.32
Ho	1.84	1.39	3.01	4.42	2.02	4.47	6.3	7.47
Er	4.89	3.56	7.57	8.97	5.28	10.25	15.43	18.63
Tm	0.74	0.49	1.02	1.35	0.77	1.41	2.21	2.69
Yb	3.99	2.93	7.62	11.75	4.37	8.03	13.55	16.85

Lu	0.61	0.43	0.95	1.48	0.64	0.93	1.85	2.38
Sum REE	270.14	204.082	430.45	624.56	296.9	471.9	668.44	793.55
$\delta$ Eu	0.44	0.44	0.32	0.34	0.42	1.36	0.96	0.84
$\delta$ Ce	1.55	1.55	1.22	1.11	1.55	1.03	1.04	1.04
log fO2	-9.78	-9.78	-9.56	-9.12	-9.34	-9.34	-9.34	-9.12
T °C	610.43	610.43	668.25	610.43	668.25	782.93	782.93	817.76

Sample No	N60G-ap-1	N60G-ap-2	N29G-ap-1	N29G-ap-2	N29G-ap-3	N71G-ap-2	N71G-ap-1
ID	SY	SY	SY	SY	SY	SY	SY
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
FeOt	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
MgO	0.04	0.06	0.03	0.00	0.04	0.05	0.05
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.07
CaO	53.99	53.7	53.95	54.19	53.87	53.91	53.73
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41.62	41.77	41.33	41.49	41.31	41.6	41.38
Cl%	0.64	0.69	0.57	0.54	0.55	0.51	0.41
F%	2.56	2.33	2.63	2.69	2.76	2.80	2.95
Total	98.99	98.69	98.64	99.09	98.68	98.99	98.67
Rb	12.3	9.67	19.62	20.66	21.69	24.51	23.76
Cs	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07
Sr	16.29	18.35	16.63	19.14	20.1	22.70	23.56
Ba	53.42	84.44	39.08	58.35	61.26	69.22	83.44
V	1.62	1.73	1.34	1.55	2.12	2.27	1.19
Cr	1.73	1.56	1.15	1.16	1.22	1.38	1.29
Ni	1.51	1.70	1.23	1.56	1.18	1.30	1.44
Ga	5.42	5.27	5.57	5.35	5.61	5.34	5.53
Y	219.75	186.45	388.75	428.1	408.51	484.12	468.23
Nb	0.59	0.51	0.72	0.93	0.89	1.06	1.14
Zr	15.55	20.11	29.65	34.11	25.32	28.61	32.66
Hf	2.74	2.26	3.69	7.07	7.43	8.39	12.16
U	3.25	3.01	3.24	12.76	15.16	13.43	18.60
Th	12.42	10.44	15.92	66.23	69.53	78.58	83.17
La	106.96	82.65	162.42	204.81	215.05	243.00	267.68
Ce	307.13	233.99	484.88	621.87	652.97	737.81	821.06
Pr	47.18	35.72	72.79	83.04	87.19	98.52	101.59
Nd	224.5	167.95	360.16	377.18	396.04	447.5	431.91
Sm	54.08	40.62	84.92	88.79	92.23	104.34	101.54
Eu	12.26	11.65	9.95	9.49	9.96	11.06	9.98
Gd	54.62	40.08	80.76	83.08	87.23	98.56	93.70
Tb	8.42	6.25	11.8	12.66	13.29	15.02	14.78
Dy	46.75	35.25	70.96	76.03	79.83	90.2	88.7
Ho	8.63	6.55	14.01	15.01	15.76	17.81	17.51
Er	21.84	15.74	35.4	39.54	41.41	45.79	47.41
Tm	3.18	2.27	5.98	6.45	6.72	7.3	7.47
Yb	20.15	13.89	41.02	42.65	44.67	49.48	48.33
Lu	2.91	1.92	5.75	6.09	6.29	6.70	6.82
Sum REE	918.61	694.53	1440.8	1666.69	1748.64	1973.09	2058.48
$\delta$ Eu	0.75	0.96	0.41	0.37	0.37	0.37	0.34

$\delta\text{Ce}$	1.04	1.04	1.07	1.15	1.15	1.15	1.20
$\log f\text{O}_2$	-8.90	-8.90	-9.12	-9.12	-8.90	-9.12	-8.46
$T\text{ }^\circ\text{C}$	782.93	817.76	797.73	797.73	797.73	807.35	807.35



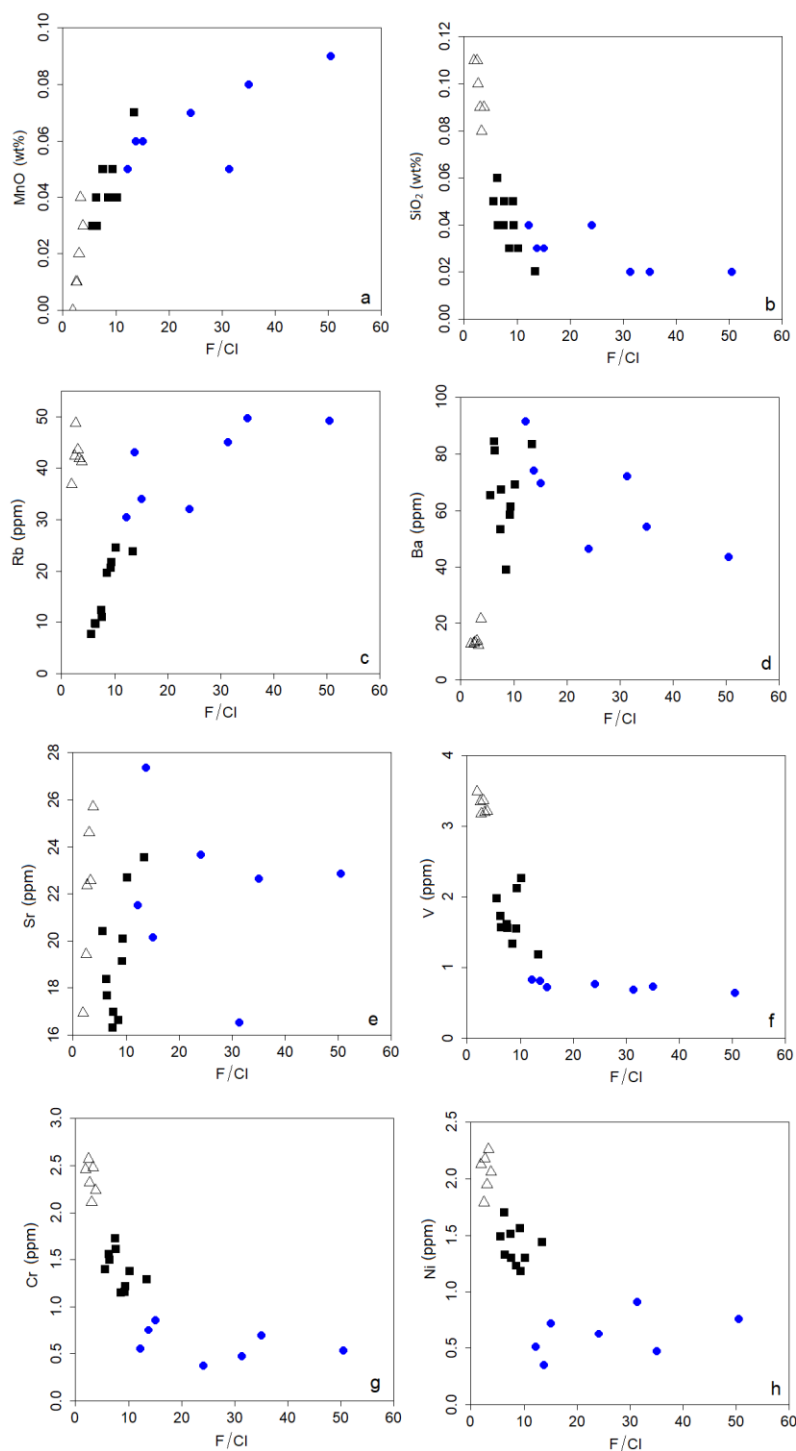
شکل ۴- نمایش ترکیب آپاتیت در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای F-Cl-OH (a) و فلوئور در برابر کلر (b).  
 Fig. 4. Plot of apatite composition of the studied samples on the F-Cl-OH (a) and fluorine vs. chlorine (b) diagrams.

ترکیب اولیه آپاتیت ممکن است تحت تأثیر فرایندهای بعد از تبلور مثل دگرسانی هیدروترمال یا دگرگونی نیز تغییر کند (Henrichs et al., 2018). بنابراین برای استفاده از تغییرات ترکیبی آپاتیت در مطالعات پترولوژیکی و بازسازی فرایندهای ماگمایی تعیین تأثیر هر کدام از این عوامل مهم می‌باشد.

## بحث

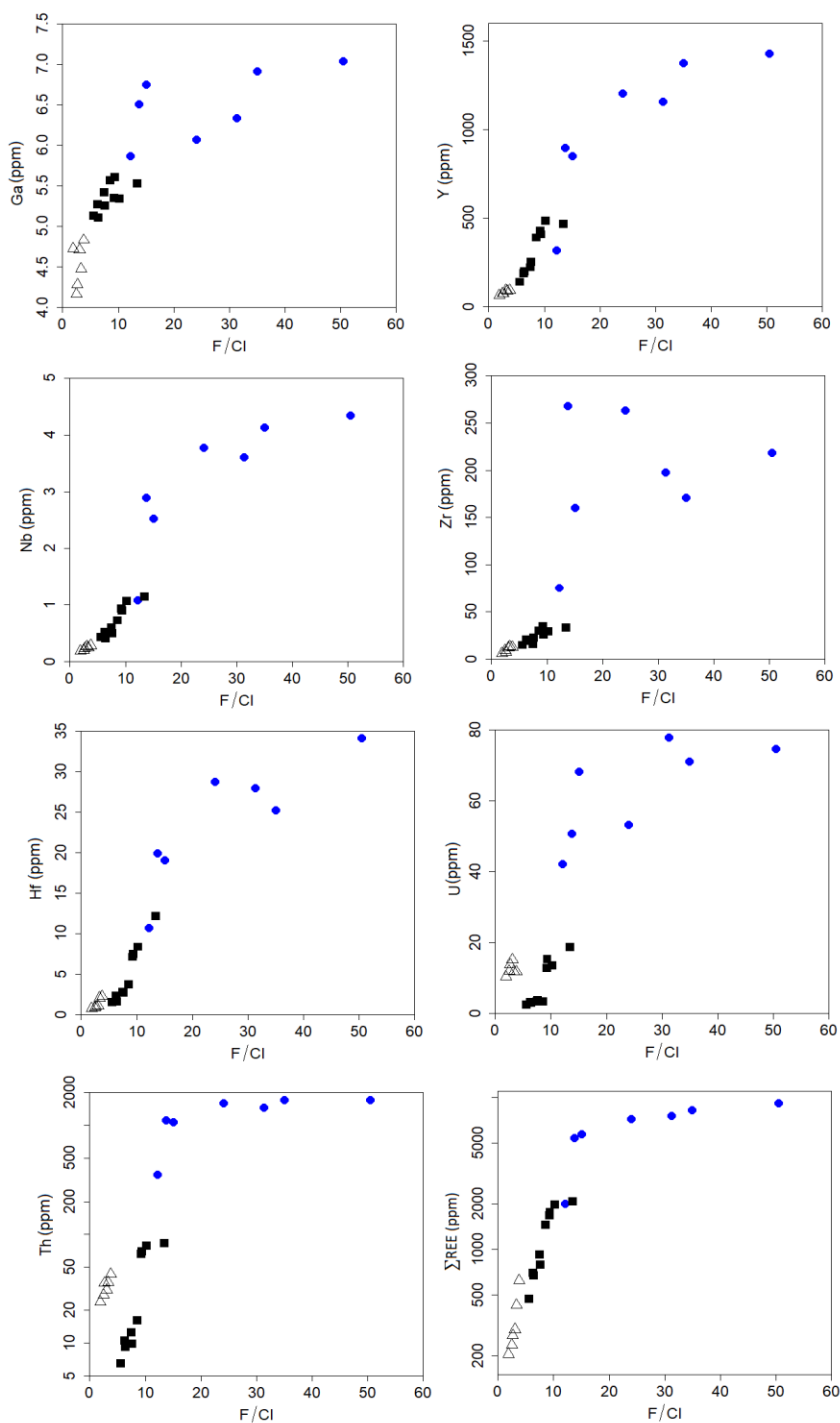
ترکیب ژئوشیمیایی آپاتیت در سنگ‌های آذرین توسط فاکتورهای متعددی کنترل می‌شود (Liu et al., 2023): (۱) ترکیب منبع ماگما یا ماگمای مادر، (۲) تبلور کانی‌های رقیب همزمان یا قبل از آپاتیت، (۳) ضرایب توزیع عناصر بین آپاتیت و مذاب و (۴) شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل. علاوه بر این





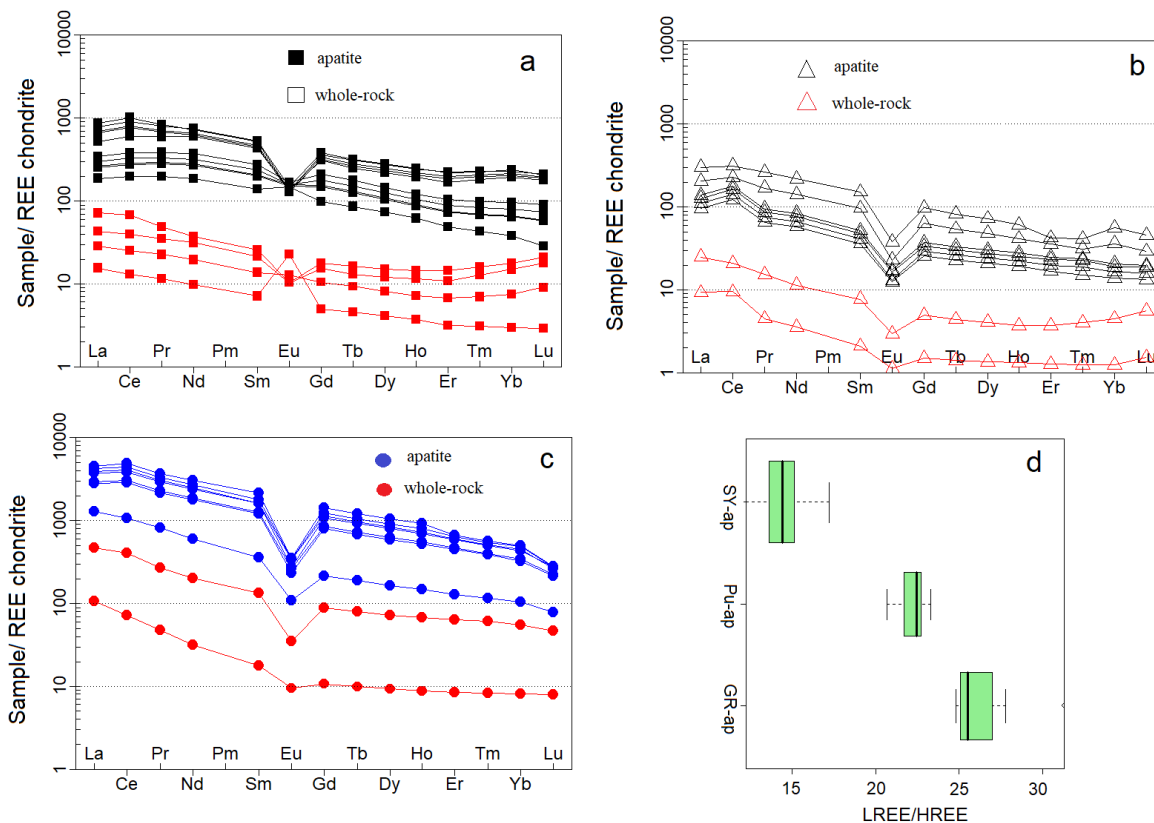
شکل ۵- نمودارهای دوتایی نسبت  $F/Cl$  در مقابل ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای آپاتیت نمونه‌های مورد مطالعه. علائم همانند شکل ۴ است.

Fig. 5. Binary diagrams of  $F/Cl$  vs. trace element composition in apatite grains of the studied samples. The symbols are similar to Fig.4.



شکل ۶- نمودارهای دوتایی نسبت  $F/Cl$  در مقابل ترکیب عناصر HFSE و  $\Sigma REE$  در بلورهای آپاتیت نمونه‌های مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۴ است.

Fig. 6. Binary diagrams of  $F/Cl$  vs. HFSE and  $\Sigma REE$  in apatite grains of the studied samples. The symbols are the same as Fig. 4.



شکل ۷- نمودارهای الگوی بهنجارشده REE برای آپاتیت‌ها و سنگ‌کل در نمونه‌های مورد مطالعه: (a) سینیت‌ها، (b) نفلین سینیت‌ها و (c) آلکالی‌فلدسپار گرانیت. مقادیر مورد استفاده برای بهنجارسازی از بوینتون (1984) می‌باشد. (d) نسبت LREE (La+Ce+Pr+Nd) به HREE (Er+Tm+Yb+Lu) در آپاتیت‌های مورد مطالعه. آپاتیت‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیت، Pu-ap؛ آپاتیت‌های نفلین سینیت، SY-ap؛ آپاتیت‌های سینیت.

Fig. 7. Chondrite-normalized REE patterns of apatites and whole-rock samples: a) syenites, b) nepheline syenites, and c) alkali-feldspar syenites. Normalizing values are from Boynton (1984). d) The ratios of LREE (La+Ce+Pr+Nd) to HREE (Er+Tm+Yb+Lu) for the studied apatites. GR-ap: alkali-feldspar granites apatites, Pu-ap: nepheline syenites apatites, SY-ap: syenites apatites.

فرایندهای ثانویه هستند. این مشخصات می‌تواند نشان‌دهنده تبلور آن‌ها از ماگمای در حال تعادل یا شرایط نزدیک به تعادل باشد (Ladenburger et al., 2016). الگوی REE و محدوده تغییرات ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت‌های مورد مطالعه نیز شبیه به سنگ میزبان می‌باشد که حکایت از این دارد که

### منشأ ماگمایی آپاتیت‌ها

در بخش‌های قبل بیان گردید که آپاتیت‌های مورد مطالعه در سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با سطوح بلوری به خوبی شکل‌یافته ظاهر می‌شوند (شکل ۳)، و اغلب دارای ترکیبی همگن بدون آثار دگرسانی یا

طریق فرمول زیر محاسبه نمود (Chapman et al., 2016):

غلظت عنصر کمیاب در سنگ کل / غلظت عنصر کمیاب در آپاتیت = ضریب توزیع عنصر کمیاب

ضرایب توزیع محاسبه شده آپاتیت از این طریق در شکل ۸-b ارائه شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، ضرایب توزیع عناصر تفاوت‌های قابل ملاحظه (تا چند ده برابر)، حتی در انواع مشابه، نشان می‌دهند. به عنوان مثال در بین همه نمونه‌ها، بیشترین و کمترین مقادیر ضرایب توزیع عناصر REE مربوط به دو نمونه آلکالی گرانیت می‌شود (به ترتیب نمونه‌های N33 و N72، شکل ۸-b). ضریب توزیع REE محاسبه شده برای آپاتیت‌ها در نمونه‌های نفیلین سیینیت و سیینیتی معمولاً بین دو نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت هستند. موناژیت و آلانیت اگر همزمان یا قبل از تبلور آپاتیت متبلور شوند، می‌توانند تأثیر قابل ملاحظه بر روی کاهش ضرایب توزیع بسیاری از عناصر کمیاب همچون REE در آپاتیت‌ها داشته‌باشند (به عنوان مثال Belousova et al., 2002). همان‌گونه که در بخش پتروگرافی توصیف شد، برخی از نمونه‌های گرانیتی (من جمله N72) دارای موناژیت و آلانیت هستند، درحالی‌که سایر نمونه‌ها (از جمله N33) فاقد این کانی‌های فرعی می‌باشند. بنابراین اختلاف بارز بین ضرایب توزیع در آپاتیت‌های دو نمونه آلکالی فلدسپار گرانیت را می‌توان به تبلور کانی‌های حاوی عناصر کمیاب در طی سردن ماگما نسبت داد.

بلورهای آپاتیت به احتمال فراوان آپاتیت‌های اولیه می‌باشند (Rønso, 2008).

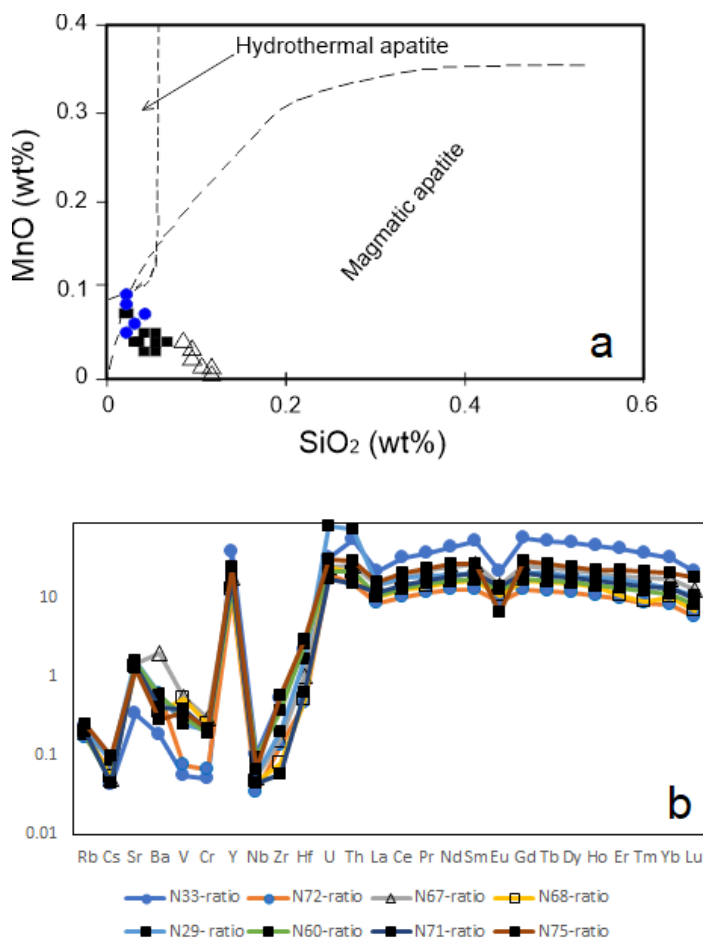
معمولاً مقادیر MnO آپاتیت‌های متأثر از فرایندهای هیدروترمال بالاتر از ۱ wt% است که این امر در مورد آپاتیت‌های منطقه مورد مطالعه صدق نمی‌کند (شکل ۸-a) و آپاتیت‌های دگرگونی نیز الگوی REE یکنواختی بدون تفکیک LREE/HREE دارند (O'Sullivan et al., 2020). ترکیب آپاتیت‌ها در سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر با الگوهای تفکیک یافته، روندهای کاملاً متفاوت با آپاتیت‌های دگرگونی نشان می‌دهند (شکل ۷). مجموع این شواهد بافتی و ترکیبی حاکی از آن است که فرایندهای بعد از تبلور نقش چندانی در تشکیل بلورهای آپاتیت مورد مطالعه نداشته‌اند و آن‌ها را می‌توان به عنوان آپاتیت ماگمایی در نظر گرفت.

**بررسی ضریب توزیع عناصر کمیاب و شرایط ترمودینامیکی تشکیل بلورهای آپاتیت**

استفاده از ترکیب سنگ کل به عنوان مذاب اولیه برای تخمین ضریب توزیع عناصر کمیاب با چالش‌های مختلف همراه است. با این حال در سنگ‌های فلسیک به علت ویسکوزیته بالای ماگمای مادر و نقش کمتر تفریق بلوری، به کارگیری ترکیب سنگ کل به عنوان مذاب اولیه رایج است (Pan et al., 2016). برای بدست آوردن تخمینی از ضریب توزیع عناصر کمیاب آپاتیت در سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر ترکیب میانگین بلورهای آپاتیت آنالیز شده در هر سنگ به عنوان مبنای محاسباتی در نظر گرفته شد. ضریب توزیع برای هر یک از عناصر کمیاب را می‌توان از

این موضوع با سایر مطالعات انجام شده منطبق می‌باشد که بیانگر تأثیر زیاد ترکیب مذاب و عوامل گوناگون بر روی ضرایب توزیع می‌باشد به طوری که نمی‌توان ضریب توزیع ثابتی برای عناصر کمیاب در آپاتیت، حتی برای سنگ‌های مشابه، ارائه داد (به عنوان مثال Fujimaki, 1986; Yan et al., 2023).

در نمونه‌های نفیلین ساینیت و ساینیتی کانی‌های اولیه که دارای مقادیر بالای عناصر کمیاب باشند در سنگ‌ها مشاهده نمی‌شود (به بخش پتروگرافی مراجعه شود). با این وجود در این نمونه‌ها نیز علیرغم توزیع نسبتاً یکنواخت، تفاوت‌های قابل ملاحظه برای ضریب عناصر کمیاب مشاهده می‌شود (شکل ۸-ب).



شکل ۸-ا) ترسیم ترکیب آپاتیت‌های مورد مطالعه در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل MnO برای تمایز آپاتیت ماگمایی از گرمایی (Zafar et al., 2020). میانگین محاسبه شده ضرایب توزیع عناصر کمیاب بلورهای آپاتیت در سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر. علائم همانند شکل ۴ است.

Fig. 8. a) Plot of apatite compositions on the binary diagram of SiO<sub>2</sub> vs. MnO distinctive of magmatic and hydrothermal apatites (Zafar et al., 2020). b) The calculated average partition coefficients of the apatite trace elements for felsic rocks in the Piranshahr plutonic assemblage. Symbols are the same as Fig. 4.

فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های آذرین فلسیک را می‌توان با استفاده از میزان منگنز در آپاتیت تخمین زد (Miles et al., 2014):

$$\log fO_2 = -0.0022 (\pm 0.0003) \times Mn(\text{ppm}) - 9.75 (\pm 0.46) \quad (2)$$

نتایج محاسبات با استفاده از ترکیب منگنز در آپاتیت‌های مورد مطالعه یک محیط اکسیدان با تغییرات محدود فوگاسیته اکسیژن (  $\log fO_2 = -8$  to  $-9.8$ ) را برای شرایط تشکیل آن‌ها نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۹-a). تحقیقات مختلف نشان می‌دهد که تغییرات کم فوگاسیته اکسیژن در ماگماهای هم منشأ تأثیر چندانی بر روی توزیع و غلظت عناصر کمیاب در آپاتیت ندارد (Pan et al., 2016) و منابع ذکر شده در آن). برای بررسی صحت این امر در آپاتیت‌های مورد مطالعه به بررسی ارتباط فوگاسیته اکسیژن و عناصر کمیاب شاخص در تعیین  $fO_2$  می‌پردازیم.

با افزایش فوگاسیته اکسیژن میزان  $Eu^{3+}$  در مذاب افزایش و  $Ce^{3+}$  کاهش می‌یابد در نتیجه جانشینی  $Eu^{3+}$  در آپاتیت بیشتر شده ولی جانشینی  $Ce^{3+}$  کاهش خواهد یافت. این امر منجر به افزایش آنومالی  $Eu$  ( $\delta Eu$ ) و کاهش آنومالی  $Ce$  ( $\delta Ce$ ) در الگوی REE آپاتیت خواهد شد (MacDonald et al., 2013). در بلورهای آپاتیت مورد مطالعه چنین ارتباطی مشاهده نمی‌شود. آپاتیت‌های نمونه‌های گرانیته که بالاترین فوگاسیته اکسیژن را دارند، باید دارای بالاترین مقادیر آنومالی  $Eu$  و کمترین مقادیر  $\delta Ce$  باشند؛ که اینچنین نیست و بالاترین مقادیر  $\delta Eu$  مربوط به بخشی از بلورهای آپاتیت نمونه‌های

آپاتیت در سیستم‌های ماگمایی متآلومین به علت این که نسبت به سایر کانی‌ها زودتر اشباع می‌شود و با سایر کانی‌های فسفات‌دار واکنش نمی‌دهد، می‌تواند در یک محدوده وسیع دمایی وسیع متبلور شود (Wolf and London, 1995). بر همین اساس تخمین دمای تبلور آپاتیت به روشهای مختلف و با استفاده از سیستم‌های آزمایشگاهی و طبیعی انجام گرفته و نتایج مناسبی بر روی آزمایش قابلیت انحلال آپاتیت در مذاب‌های با ترکیب طبیعی بدست آمده است (Piccoli and Candela, 2002). برای سیستم‌های متآلومین تا کمی پراآلومین، دمای تبلور آپاتیت را می‌توان به کمک معادله تجربی زیر تخمین زد (Harrison and Watson, 1984):

$$T = [26400.C_{SiO_2}^I - 4800] / [12.4.C_{SiO_2}^I - \ln(C_{P_2O_5}^I) - 3.97] \quad (1)$$

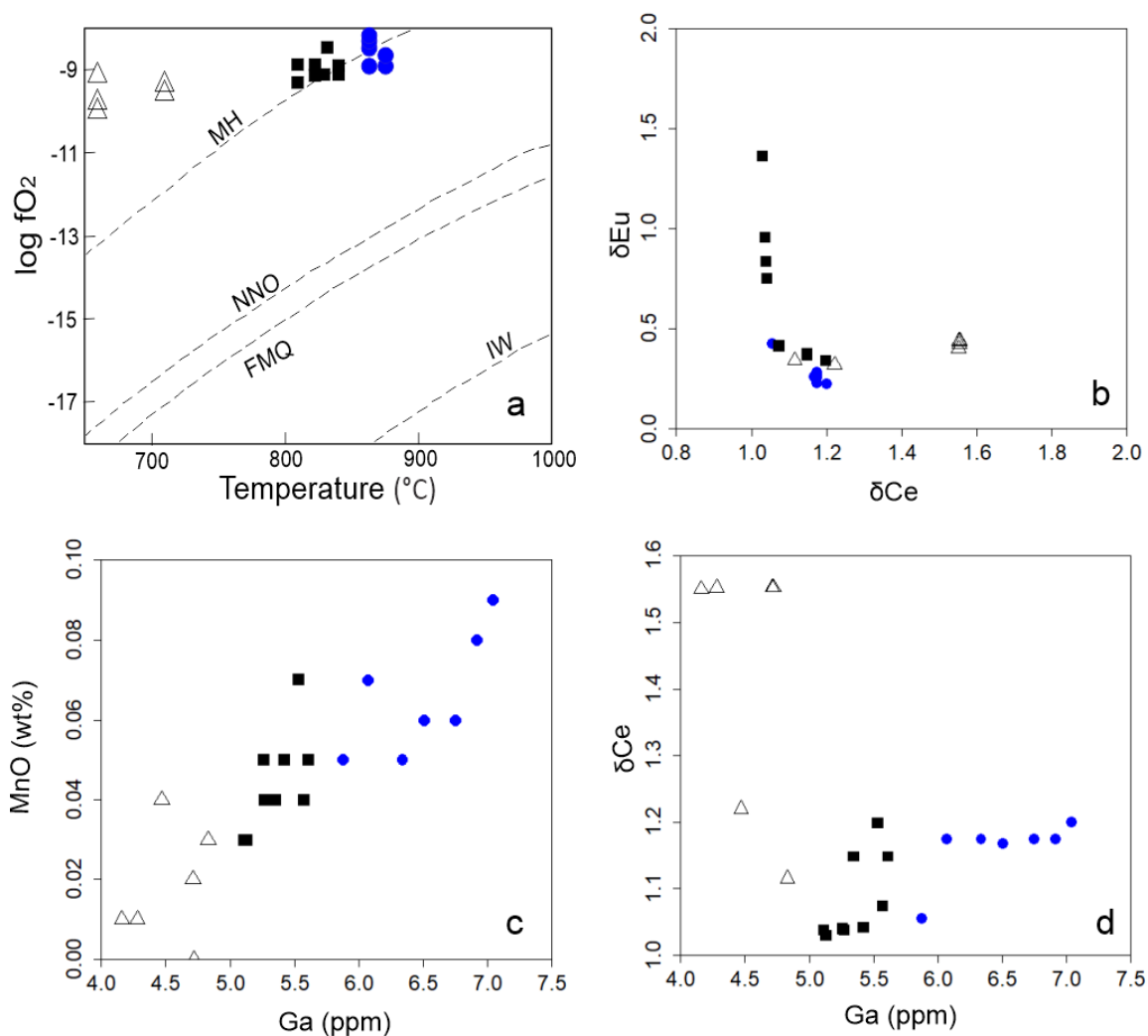
در این معادله  $T$  دمای اشباع آپاتیت (بر حسب کلونین)،  $C_{SiO_2}^I$  غلظت سیلیس و  $C_{P_2O_5}^I$  غلظت فسفات در مذابی است که آپاتیت شروع به تبلور می‌کند. این غلظت‌ها بر حسب درصد وزنی می‌باشند. از ترکیب سنگ‌کل به عنوان مذاب در حال تعادل برای محاسبه دمای اشباع آپاتیت در نمونه سنگ‌های فلسیک استفاده شد. محاسبه دمای اشباع آپاتیت از طریق معادله (۱) دمای بالاتری را برای شروع تبلور در نمونه‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیته (۸۴۴-۸۵۸ درجه سانتی‌گراد) نسبت به سینیته‌ها (۷۸۳-۸۱۸ درجه سانتی‌گراد) و نقلین‌سینیته‌ها (۶۶۸-۶۱۰ درجه سانتی‌گراد) پیشنهاد می‌دهد (جدول ۱ پیوست).

سینیتی می‌باشد (شکل ۹-ب). مطالعات پترولوژیکی در توده پیرانشهر نقش تبلور فلدسپار در تحول ماگمایی سنگ‌های سینیتی توده پیرانشهر را به اثبات رسانده است (Mazhari et al., 2009). در واقع می‌توان گفت تأثیر ترکیب ماگمای مادر و تبلور فلدسپار برای توزیع Eu در بلورهای آپاتیت مورد مطالعه بیشتر از فوگاسیته اکسیژن بوده است.

یکی دیگر از عناصری که در مطالعات تأثیر فوگاسیته اکسیژن بر تبلور آپاتیت مورد توجه قرار گرفته، Ga است (به عنوان مثال Sha and Chappell, 1999). تحقیقات تجربی نشان داده که اگر سایر شرایط (مثل میزان Ga ماگما) ثابت باشد، با کاهش فوگاسیته اکسیژن غلظت Ga در آپاتیت افزایش می‌یابد (Pan et al., 2016) و منابع ذکر شده در آن. در بلورهای آپاتیت مورد مطالعه نه تنها این امر مشاهده نشد، بلکه گاه عکس این حالت نیز ظاهر می‌گردد. به عنوان مثال در نمودار تغییرات Ga برابر MnO یا  $fO_2$  و  $\delta Ce$  آپاتیت‌های نمونه‌های گرانیوتیدی علی‌رغم داشتن بالاترین  $fO_2$ ، بالاترین مقادیر Ga را نیز دارا هستند (شکل ۹- c,d). مجموع این شواهد بیانگر این است که تغییرات محدود فوگاسیته اکسیژن نمی‌تواند نقشی تعیین کننده در توزیع و ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت در سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر داشته باشد.

**بررسی تغییرات عناصر کمیاب در انواع سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر**

مطالعات پترولوژیکی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، ایزوتوپی و سن‌سنجی بر روی نمونه‌های سنگ‌کل مجموعه نفوذی پیرانشهر نشان می‌دهد که سنگ‌های فلسیک این مجموعه هم منشأ بوده و نفیلین‌سینیت‌ها و گرانیت‌ها محصولات تفریق یافته از ماگمای سینیتی هستند (Mazhari et al., 2009). نوسان در فعالیت شیمیایی سیلیس ماگمای سینیتی در صفحه بحرانی اشباع از سیلیس می‌تواند موجب تفکیک سینیت به دو بخش تحت اشباع (نفیلین-سینیت) و اشباع از سیلیس (گرانیت) شود. ترکیب شیمیایی نفیلین‌سینیت‌ها مطابق است با مذابهای بازمانده غنی از آب و آکالی که بعداً فاز بخار غنی از F از آن جدا شده است. این امر با مقدار کم فلئور در نفیلین‌سینیت‌ها که کمترین مقدار در بین سنگ‌های فلسیک پیرانشهر است همخوانی دارد، و غنی‌شدگی در بیشتر عناصر LILE و تهی‌شدگی HFSE را که به آسانی به صورت کمپلکس‌های فلئور در یک فاز بخار غنی از F منتقل می‌شوند (Montero et al., 1998)، توضیح می‌دهد. به طور مشخص تحول سینیت‌ها به سمت نفیلین‌سینیت‌های تحت اشباع با میزان کم کوارتز نورماتیو در سینیت‌های اطراف آنها بروز می‌یابد که کمترین میزان کوارتز در نرم تمام سینیت‌ها می‌باشد (Mazhari et al., 2009). آکالی-فلدسپار گرانیت‌ها بیشترین میزان F و HFSE را در کل مجموعه نفوذی دارند، به طوری که می‌توان آنها را حاصل تجمع فاز بخار غنی از F دانست که طبق مدل ارائه شده در بررسی‌های پترورژنتیکی از ماگمای نفیلین‌سینیتی خارج شده‌اند.



شکل ۹- نمودارهای تغییرات (a) دما در برابر فوگاسیته اکسیژن، (b)  $\delta\text{Ce}$  در برابر  $\delta\text{Eu}$ ، (c)  $\text{MnO}$  در برابر  $\text{Ga}$  و (d)  $\delta\text{Ce}$  در برابر  $\text{Ga}$  در بلورهای آپاتیت نمونه‌های مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۴ می‌باشند.

Fig. 9. Variation diagrams of a) temperature vs.  $f\text{O}_2$ , b)  $\delta\text{Ce}$  vs.  $\delta\text{Eu}$ , c)  $\text{Ga}$  vs.  $\text{MnO}$ , and d)  $\text{Ga}$  vs.  $\delta\text{Ce}$  in the apatite crystals of the studied samples. Symbols are similar to Fig. 4.

در LILE و برخی عناصر فلزی همچون V، Cr و Ni غنی شده هستند (شکل‌های ۵ و ۶). این تمایز ترکیبی در آپاتیت‌ها با تفاوت ترکیبی سنگ‌های میزبان همخوانی دارد.

میزان هالوژن‌ها در بلورهای آپاتیت نیز در راستای روند تحولات ماگمایی پیشنهاد شده در مطالعات قبلی تغییر می‌کند. آپاتیت‌های نمونه‌های گرانیتی

با دقت در نتایج آنالیز شیمیایی بلورهای آپاتیت در سنگ‌های نفوذی فلسیک پیرانشهر می‌توان دریافت که بین ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت و سنگ‌کل انطباق خوبی وجود دارد. بلورهای آپاتیت در گرانیت‌ها بالاترین میزان عناصر REE و HFSE و در نفلین‌سینیت‌ها کمترین مقادیر از این عناصر را دارا هستند؛ و از سوی دیگر آپاتیت‌های نفلین‌سینیت‌ها



(همچون مذاب اولیه و دما) بر روی ضرایب توزیع می‌باشد.

همه آپاتیت‌های مورد مطالعه در رده فلئوروآپاتیت قرار می‌گیرند ولی نسبت F/Cl در آن‌ها بسیار متغیر است. این نسبت در آپاتیت‌های آلکالی-فلدسپار گرانیته‌ها بالاترین مقدار بوده و در نمونه‌های سیینیتی و نفلین سیینیتی به ترتیب کاهش می‌یابد. با افزایش F/Cl در آپاتیت میزان عناصر HFSE و REE افزایش و برخی عناصر همچون Si، Cr، Ni و V کاهش می‌یابد. تغییرات ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت در سنگ‌های فلسیک پیرانشهر با تغییرات ترکیبی سنگ‌های میزبان انطباق خوبی نشان می‌دهد و با روند تحولات ماگمایی پیشنهاد شده در مطالعات پترولوژیکی همخوانی دارد. نتایج حاصل از این تحقیق مشخص می‌سازد که بررسی تغییر ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت می‌تواند به درک تحولات ماگمایی، بالاخص در مجموعه‌هایی که تفکیک ماگمایی پیچیده داشته و جدایش فازهای فرار در آن‌ها رخ داده است، کمک کند.

### قدردانی

مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری این تحقیق با کمک سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد و هزینه آنالیزهای شیمیایی از طریق بودجه پژوهشی مؤسسه علوم زمین آکادمی سینیکا، تایون پرداخت شد. در این‌جا از همه این عزیزان قدردانی می‌گردد.

دارای بیشترین F می‌باشند درحالی‌که آپاتیت‌های نفلین سیینیت‌ها به نسبت غنی از Cl شده‌اند (شکل ۴). تغییرات عناصر کمیاب در بلورهای آپاتیت منطبق با تغییرات نسبت F/Cl است (شکل‌های ۵ و ۶) که مؤید جدایش فازهای فرار در طی فرایندهای تفریق ماگمایی در سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر به سه گروه هم منشأ سیینیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیته و نفلین-سیینیت تقسیم می‌شوند. بررسی بافت و نتایج آنالیز شیمیایی بر روی بلورهای آپاتیت انواع سنگ‌های فلسیک این مجموعه ماهیت ماگمایی آپاتیت‌ها و عدم تأثیر فرایندهای ثانویه بر روی این کانی‌ها را تأیید می‌کند.

دمای اشباع آپاتیت نمونه‌های گرانیته نسبت به سیینیت‌ها و نفلین سیینیت بالاتر است. محاسبه فوگاسیته اکسیژن با استفاده از میزان Mn در آپاتیت نشانگر تشکیل آپاتیت‌ها در یک محیط اکسیدان با تغییرات محدود می‌باشد. بررسی تغییرات عناصر کمیاب که غلظت آن‌ها در آپاتیت به طور معمول متأثر از شرایط اکسایش مذاب هستند (همچون Ce، Eu و Ga) پیشنهاد می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در تغییرات ترکیبی آپاتیت‌های مورد مطالعه نداشته است. ضرایب توزیع عناصر کمیاب بین بلورهای آپاتیت و سنگ‌میزبان تغییرات شدید و نامنظم نشان می‌دهد که بیانگر تأثیر عوامل گوناگون

## References

- Alavi M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Bea F., Mazhari A., Montero P., Amini S., Ghalamghash J., 2011. Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 172-179.
- Belousova, E.A., Walters, S., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2001. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 603-619.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration* 76, 45-69. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2).
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-107.
- Bruand, E., Fowler, M., Storey, C., Darling, J., 2017. Apatite trace element and isotope applications to petrogenesis and provenance. *American Mineralogist* 102, 75-84.
- Chapman, J.B., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Giesler, N., Pullen, A., 2016. A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology* 439: 59-70.
- Chew, D.M., Spikings, R.A., 2015. Geochronology and thermochronology using apatite: Time and temperature, lower crust to surface. *Elements* 11, 189-194. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.189>.
- Chu, M-F., Wang, K-L., Griffin, W.L., Chung, S-L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Iizuka, Y. 2009, Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology* 50, 1829-1855.
- Fujimaki, H., 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 84, 42-45. <https://doi.org/10.1007/BF00371224>.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim Cosmochim Acta* 48, 1467-1477.
- Henrichs, I.A., O'Sullivan, G., Chew, D.M., Mark, C., Babechuk, M.J., McKenna, C., Emo, R., 2018. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. *Chemical Geology* 483, 218-238. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.03>.
- Ihlen, P.M., Schiellerup, H., Gautneb, H., Skår, Ø., 2014. Characterization of apatite resources in Norway and their REE potential- a review. *Ore Geology Review* 58, 126-147. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.003>.
- Ladenburger, S., Marks, M.A.W., Upton, B., Hill, P., Wenzell, T., Markl, G., 2016. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland. *American Mineralogist* 101, 612-626. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5443>.
- Laurent, O., Zeh, A., Gerdes, A., Villaros, A., Gros, K., Slaby, E. 2017. How do granitoid magmas mix with each other? Insights from textures, trace element and Sr-Nd isotopic composition of apatite and titanite from the Matok pluton (South Africa). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 172:80.
- Li, H., Ling, M.X., Ding, X., Zhang, H., Li, C.Y., Liu, D.Y., Sun, W.D., 2014. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China. *Lithos* 200-201, 142-156.
- Liu, S., Zhang, G., Li, H., 2023, Fingerprinting crustal anatexis with apatite trace element, halogen, and Sr isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 351, 14-31.
- Mazhari S. A., Bea F., Amini S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Pillar, M., Scarrow, J.H., Williams, S., 2009. The Eocene Bimodal Piranshahr Massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A Marker of the End of the Collision in the Zagros Orogen. *Journal of the Geological Society*, 166, 53-69.
- Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F., 2011. Petrogenesis of granitic unit of naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 4, 1207-1214.
- Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., Kumar, Shellnut, G., S., Bea, F., 2020. Tectonomagmatic development of the Eocene Pasevh pluton (NW Iran): Implications for the Arabia-Eurasia collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 203,

104551.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104551>
- Macdonald, R., Bagiński, B., Dzierzanowski, P., Jokubauskas, P., 2013. Apatite-supergroup minerals in UK Palaeogene granites: composition and relationship to host-rock composition. *European Journal of Mineralogy* 25, 461–471.
- Miles, A.J., Graham, C.M., Hawkesworth, C.J., Gillespie, M.R., Hinton, R.W., EIMF, 2013. Evidence for distinct stages of magma history recorded by the compositions of accessory apatite and zircon. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 166, 1-19. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0862-9>.
- Miles, A.J., Graham, C.M., Hawkesworth, C.J., Gillespie, M.R., Hinton, R.W., Bromiley, G.D., EMMAC, 2014. Apatite: a new redox proxy for silicic magmas? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 132, 101-119. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.040>.
- Montero, P., Bea, F., 1998. Accurate determination of 87Rb/86Sr and 143Sm/144Nd ratios by inductively-coupled-plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis. *Analytica Chimica Acta* 358, 227-233.
- Nathwani, C., Loader, M., Wilkinson, J.J., Buret, Y., Sievwright, R.H., Hollins, P., 2020. Multi-stage arc magma evolution recorded by apatite in volcanic rocks. *Geology* 48, 323-327. <https://doi.org/10.1130/G46998.1>.
- O'Sullivan, G., Chew, D., Kenny, G., Henrichs, I., Mulligan, D., 2020. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. *Earth-Science Reviews* 201, 103044. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103044>.
- Palma, G., Barra, F., Reich, M., Valencia, V., Simon, A.C., Vervoort, J., Leisen, M., Romero, R., 2019. Halogens, trace element concentrations, and Sr–Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 246, 515-540.
- Pan, L-C., Hu, R-Z., Wang, Z-S., Bi, X-W., Zhu, J-J., Li, C., 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos* 254–255, 118-130. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.010>
- Piccoli, P.M., Candela, P.A., 2002. Apatite in Igneous Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 255-292.
- Prowatke, S., Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4513-4527. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.162>.
- Rønso, J.G., 2008. Apatite in the Ilímaussaq alkaline complex: Occurrence, zonation and compositional variation. *Lithos* 106, 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.006>.
- Sha, L-K., Chappell, B.W., 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3861-3881.
- Wolf, M.B., London, D., 1995. Incongruent dissolution of REE- and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. *American Mineralogist* 80, 765-775.
- Yajam S., Montero P., Scarrow J.H., Ghalamghash J., Razavai S.M.H., Bea F., 2015. The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence *Geologica Acta* 13, 25-43.
- Yan, X-Y., Yang, D-B., Xu, W-L., Quan, Y-K., Wang, A-Q., Hao, L-R., Tang, H-T., Wang, F., 2023. Apatite geochemistry from mafic rocks in the northeastern North China Craton: New insights into petrogenesis. *Lithos* 436-437, 106942. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106942>
- Zafar, T., Rehman, H.U., Mahar, M.A., Alam, M., Oyebamiji, M., Rehman, S.U., Leng, C-B., 2020. A critical review on petrogenetic, metallogenic and geodynamic implications of granitic rocks exposed in north and east China: New insights from apatite geochemistry. *Journal of Geodynamics* 136, 101723. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101723>.

جدول ۱ پیوست- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (ppm) نمونه سنگهای مورد مطالعه. GR= آلکالی‌فلدسپار گرانیت، PU: نفلین سیینیت، SY: سیینیت. TAS: دمای اشباع آپاتیت (Harrison and Watson, 1984) بر حسب درجه سانتی گراد است.

Supplementary Table 1. The results of major oxides (wt%) and trace elements (ppm) analyses of the studied samples. GR= alkali-feldspar granite, PU: nepheline syenite, SY: syenite. TAS is apatite saturation temperature (°C) (Harrison and Watson, 1984).

Sample No.	N33G	N72G	N67G	N68G	N29G	N60G	N71G	N75G
ID	GR	GR	PU	PU	SY	SY	SY	SY
SiO <sub>2</sub>	69.60	67.75	57.39	59.07	61.51	62.10	64.66	63.32
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.31	0.06	0.15	0.61	0.45	0.44	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22	14.04	23.66	22.30	16.92	17.25	17.22	18.43
FeOt	1.88	5.29	2.20	2.56	4.98	4.93	3.81	2.83
MgO	0.22	0.25	0.04	0.10	0.22	0.30	0.22	0.09
MnO	0.05	0.16	0.02	0.04	0.12	0.17	0.13	0.06
CaO	0.83	0.26	0.41	0.46	1.24	1.62	0.54	1.02
Na <sub>2</sub> O	5.19	6.55	9.01	8.51	6.38	6.22	7.00	6.22
K <sub>2</sub> O	4.93	4.40	5.95	5.65	5.16	5.26	4.65	5.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.07	0.02	0.03	0.09	0.10	0.07	0.06
F	0.25	0.75	0.08	0.03	0.14	0.14	0.13	0.12
L.OI.	0.44	0.50	0.67	0.55	2.49	0.26	0.33	0.29
Total	99.85	100.33	99.51	99.45	99.86	98.80	99.19	99.05
Li	5.44	200.08	17.95	27.82	13.16	9.75	68.21	4.74
Rb	152.63	248.84	211.97	206.70	98.10	61.48	118.82	38.22
Cs	3.27	2.73	2.54	2.09	0.43	0.55	1.36	0.23
Be	3.53	14.99	2.02	2.33	1.29	0.27	3.84	0.19
Sr	67.52	17.06	13.90	18.37	11.88	11.64	16.83	14.58
Ba	425.67	96.95	6.45	47.64	86.86	118.80	185.42	256.51
Sc	1.67	0.60	0.17	0.36	3.56	3.17	1.48	2.53
V	14.16	9.74	5.90	6.10	6.70	5.35	4.57	4.88
Cr	14.28	7.68	8.38	9.70	5.73	8.63	6.45	7.01
Co	1.83	1.86	0.31	0.37	1.66	1.67	0.65	0.97
Ni	6.77	4.48	2.65	0.26	0.57	3.76	2.83	1.96
Cu	5.65	5.68	3.58	2.01	5.49	5.05	4.06	5.49
Zn	30.73	198.84	19.77	38.04	73.01	53.48	98.21	44.49
Ga	19.35	37.04	27.33	27.37	28.51	22.11	27.62	20.66
Y	17.88	110.25	4.12	6.92	22.22	14.36	26.76	7.86
Nb	21.56	113.06	4.07	5.70	14.51	5.88	24.92	6.57
Ta	1.92	6.72	4.85	0.42	0.85	0.30	1.31	0.32
Zr	314.00	1579.60	54.50	167.80	146.20	47.40	528.80	32.60
Hf	7.62	58.84	1.11	4.30	3.59	0.98	16.22	0.63
Mo	0.57	2.62	1.16	1.00	0.61	0.82	0.97	1.15
Sn	1.83	18.82	1.03	2.21	1.78	0.29	4.99	0.17
Tl	0.42	0.32	0.89	0.77	0.25	0.15	0.31	0.11
Pb	13.50	12.90	5.46	6.35	4.62	3.76	10.59	3.36
U	1.69	3.39	0.48	0.47	0.13	0.15	0.94	0.10
Th	15.32	105.09	1.21	1.97	0.69	0.54	5.36	0.28
La	33.20	145.19	2.86	7.79	13.54	8.91	22.31	4.86
Ce	58.22	328.37	7.66	16.94	32.33	20.48	54.74	10.72
Pr	5.86	32.94	0.54	1.89	4.28	2.78	5.98	1.43
Nd	19.14	120.76	2.11	6.92	18.96	11.82	22.73	5.86
Sm	3.48	26.13	0.41	1.49	4.25	2.70	5.08	1.38
Eu	0.70	2.60	0.08	0.22	0.77	0.94	0.77	1.70
Gd	2.79	23.25	0.38	1.27	4.04	2.73	4.69	1.28
Tb	0.47	3.79	0.07	0.21	0.62	0.44	0.78	0.22
Dy	2.98	23.55	0.43	1.30	3.94	2.60	4.93	1.32
Ho	0.63	4.91	0.10	0.26	0.83	0.51	1.04	0.27

Er	1.76	13.45	0.26	0.77	2.28	1.41	3.06	0.66
Tm	0.27	1.98	0.04	0.13	0.42	0.22	0.53	0.10
Yb	1.68	11.60	0.26	0.93	3.16	1.55	3.72	0.62
Lu	0.26	1.52	0.05	0.18	0.58	0.29	0.68	0.09
TAS	858	844	610	668	798	817	807	783

جدول ۲ پیوست- سن (برحسب میلیون سال) و نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نمونه‌های مورد مطالعه (Mazhari et al., 2009).  
Supplementary Table 2. Age (Ma) and Sr-Nd isotopic ratios of the studied samples (Mazhari et al., 2009).

Sample No.	Age (Ma)	$\epsilon$ Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	TDM (Ga)
N33G	41	4.24	0.7048	0.475
N72G	41	2.89	0.7048	0.739
N67G	41	2.29	0.7048	0.662
N68G	41	4.44	0.7048	0.562
N29G	41	4.41	0.7048	0.731
N60G	41	4.50	0.7047	0.585
N71G	41	3.37	0.7048	0.631
N75G	41	3.68	0.7048	0.728