



## بررسی شیمی آپاتیت در مجموعه آذرین لار، شمال زاهدان

راحله مرادی<sup>\*</sup>، محمد بومری<sup>\*</sup>، ساسان باقری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۱/۲۰، نسخه نهایی: ۹۷/۶/۳)

**چکیده:** مجموعه آذرین لار در پهنه جوش خورده سیستان واقع است. سنگ‌های آذرین به شکل استوک، دایک، گدازه و آذرآواری هستند. کانی‌زایی مس-مولیبدن به وسیله سیال‌های گرمابی در استوک‌ها تشکیل شده است. آپاتیت فراوان‌ترین کانی فرعی در سنگ‌های آذرین مورد بررسی است که به شکل‌های منشوری و برشی قابل مشاهده است. بر پایه نتایج ریزکاوالکترونی، آپاتیت‌های مورد بررسی از نوع فلوبئور آپاتیت و با مقدار کمی کلر هستند که نشان دهنده تعادل آن با یک مذاب/سیال نسبتاً آبدار و اکسایشی است. این مذاب/سیال در گستره سامانه‌های کانی‌زایی شده دنیا قرار می‌گیرد. حضور آپاتیت‌های کلر پایین و سنگ‌های میزبان پتابسیم بالا (شوشوونیتی) می‌تواند نشان دهنده جدایش کلر - پتابسیم ماگمایی اولیه باشد که نیازمند آبزدایی رسوبات فروزانده شده در گوشه‌های سنگ کره‌ای عمیق و همچنین رخداد تبلور جدایشی در سنگ‌های لار است.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی آپاتیت؛ سنگ‌های آذرین شوشوونیتی؛ مجموعه آذرین لار؛ پهنه جوش خورده سیستان.

امر امکان برآورد گریزندگی هالوژن‌های موجود در مذاب یا فاز بگین در تعادل با آپاتیت را فراهم می‌سازد. به طور کلی هالوژن‌ها در ۱) کشف منابع، انتقال بسیاری از عناصر ارزشمند کانسار ساز چون طلا، مس، اورانیوم و خاکی نادر در سیال‌های گرمابی، چگونگی تکامل سیال‌های گرمابی و تعیین راستای جریان سیال [۱، ۹]، ۲) بازسازی محیط‌های دیرینه (ترکیب دریاهای کهن، [۱۰]، ۳) ارائه محدودیت‌های سنگ‌زایی محیط‌های دگرگونی، رسوبی و ماگمایی [۱، ۱۴-۱۱]، ۴) تأثیر زیست محیطی در طول گاززدایی در فوران آتش‌شان‌ها [۱۳]، ۵) خاستگاه و تکامل زمین و سایر سیارات [۱] نقش مهمی دارند.

در این پژوهش، آپاتیت‌های مجموعه آذرین لار بررسی شده‌اند. این مجموعه در استان سیستان و بلوچستان و ۲۰ کیلومتری شمال شرق زاهدان قرار گرفته است (شکل ۱). پژوهش‌های انجام شده در این منطقه بیشتر پیرامون

### مقدمه

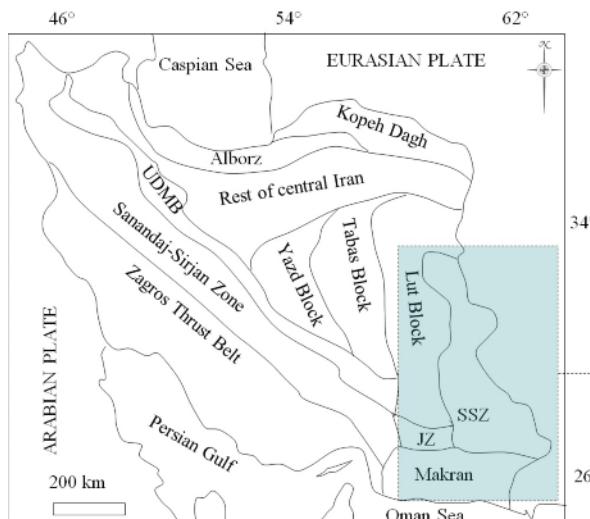
آپاتیت از کانی‌های فرعی رایج در بیشتر محیط‌های زمین‌شناسی چون آذرین، دگرگونی، رسوبی، گرمابی، توده‌های زیستی، خاک‌ها و حتی مواد فرازمینی است [۱] که غنی از هالوژن‌های فلوبئور و کلر است. سایر هالوژن‌ها همانند بور و ید نیز در این کانی موجودند اما از فراوانی کمتری برخوردارند [۲]. این کانی از سه گونه فلوبئور آپاتیت، کلر آپاتیت و هیدروکسیل آپاتیت تشکیل شده است و به عنوان شاخصی از گریزندگی مواد فرار در سامانه‌های ماگمایی، دگرگونی و گرمابی محسوب می‌شود [۳، ۴]. گفتنی است که کانی‌هایی چون اسکاپولیت، سودالیت، تیتانیت، بیوتیت و آمفیبول نیز از کانی‌های هالوژن دار به شمار می‌آیند [۵، ۶] اما در مقام مقایسه، آپاتیت‌های آذرین اهمیت بسزایی دارند زیرا قادر به حفظ ویژگی‌های ترکیبی خود به ویژه مقدار هالوژن‌ها طی فرآیندهای دگرگونی درجه پایین، دگرسانی گرمابی و هوازدگی هستند [۷، ۸]. این

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۴۱۲۲۳۹، پست الکترونیکی: boomeri@science.usb.ac.ir

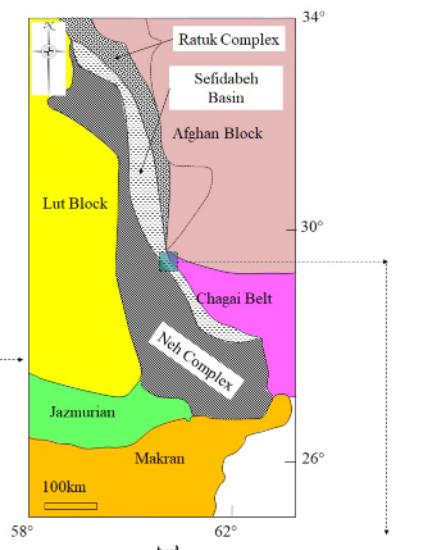
### روش بررسی

نخست بازدیدهای صحرایی به همراه نمونه برداری با تأکید بر تفکیک سنگ‌های منطقه و تعیین ارتباط سنی آن‌ها انجام شد. پس از بررسی نمونه‌ها با میکروسکوپ قطبشی عبوری، تعداد ۶ مقطع نازک-صیقلی از سنگ‌های آذرین درونی کانی‌زایی شده با بافت پورفیری، سنگ‌های درونی کانی‌زایی نشده با بافت دانه‌ای و سنگ‌های بیرونی سالم که دارای نسل‌های مختلف آپاتیت بودند برای انجام تجزیه انتخاب شد. مقاطع برگزیده با استفاده از یک ریزکاو الکترونی که ابزاری کارآمد و با دقیق برابر بررسی هالوژن‌هاست، برای تعیین کلر و فلورور تجزیه شدند.

ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین بوده [۱۵-۱۸] و شیمی کانی‌ها بندرت بررسی شده است [۱۹، ۲۰]. با وجود فراوانی آپاتیت در سنگ‌های آذرین منطقه، داشتن نسل‌های مختلف و اندازه‌های متنوع، پژوهشی پیرامون آن انجام نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی آپاتیت بررسی می‌شود تا بتوان با توجه به نتایج به دست آمده به شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل نسل‌های مختلف این کانی و ویژگی‌های مذاب/سیال در ارتباط با آن پی برد. در آخر نیز با استفاده از ترکیب آپاتیت، پتانسیل کانی‌زایی این منطقه با سایر مناطق دنیا مقایسه می‌شود.

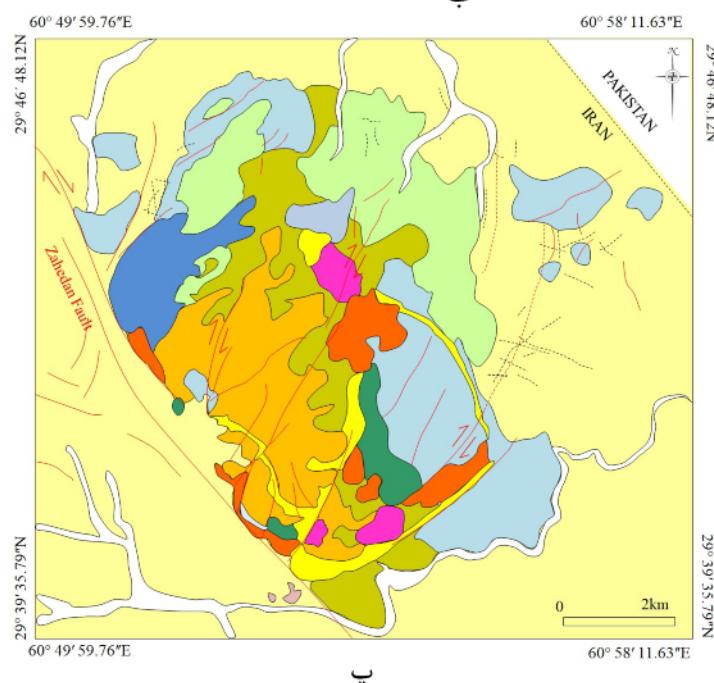


الف



ب

| Legend               |   |
|----------------------|---|
| Pliocene to Holocene | Alluvium<br>Composite fan<br>Travertine   |
| Oligocene to Miocene | Intermediate dikes<br>Brecciated mixed area of extrusive and intrusive rocks<br>Quartz syenite/Quartz monzonite<br>Layered alkali feldspar syenite<br>porphyritic syenite to monzonite<br>Mela syenite (Shonkinite)<br>Hornfels<br>Ring dikes<br>Extrusive rocks<br>Limestone<br>Flysch |
| Paleocene to Eocene  | Fault   |



پ

شکل ۱ نقشه‌های زمین‌شناسی الف: پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران [۲۱]، ب: پهنه جوش خورده سیستان، پ: مجموعه آذرین لار.

متغیر ۴-۰٪ میلیمتر، میانبارهای منشوری تا نیمه منشوری با اندازه‌های متنوع در کانی‌هایی چون فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن و همچنین به صورت همزیست با بیوتیت قابل مشاهده هستند (شکل ۲).

#### بحث و بررسی

##### تمایز زمین‌شیمیایی نسل‌های مختلف آپاتیت

آپاتیت‌های مجموعه آذرین لار علاوه بر جدایش بر اساس ویژگی‌های میکروسکوپی، با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نیز قابل تمایز هستند. آپاتیت‌های سنگ‌های سالم دانه‌ای که به صورت میانبار در سایر کانی‌ها دیده می‌شوند دارای آهن و منگنز بیشتری نسبت به آپاتیت‌های سنگ‌های پورفیری دگرسان شده هستند (جدول ۱). در مقابل، آپاتیت‌های سنگ‌های پورفیری دگرسان شده به ویژه انواع منشوری دارای مقداری کلر، گوگرد و سدیم کمتری هستند (جدول ۱).

##### زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی

کلسیم و فسفر عناصر اصلی در آپاتیت هستند. مقدار متوسط  $P_2O_5$  آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $42.05\%$ ،  $41.25\%$  و  $40.60\%$  درصد وزنی بوده (جدول ۱ و شکل ۳ الف) و مقدار متوسط  $CaO$  نیز به ترتیب  $52.51\%$  و  $52.23\%$  و  $51.27\%$  درصد وزنی است (جدول ۱ و شکل ۳ الف).

آپاتیت‌های برشی فسفر و کلسیم بالاتری نسبت به سایر آپاتیت‌ها دارند (جدول ۱ و شکل ۳ الف).

مقدار متوسط  $FeO$  و  $MnO$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $0.36\%$ ،  $0.92\%$  و  $0.05\%$  و  $0.07\%$  درصد وزنی است (جدول ۱ و شکل ۳ ب) که مشابه گرانیت‌وئیدهای نوع I هستند [۲۳]. به طور کلی، مقدار سدیم در آپاتیت‌های معمولی  $0.10-0.14\%$  درصد وزنی گزارش شده [۱۲] در حالی که مقدار متوسط  $Na_2O$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $0.36\%$ ،  $0.92\%$  و  $0.60\%$  درصد وزنی است (جدول ۱ و شکل ۳ ب). چنان که دیده می‌شود، مقدار  $Na_2O$  در آپاتیت‌های لار نسبتاً بالاست. بالا بودن مقدار  $Na_2O$  نمی‌تواند در ارتباط با مقدار سدیم سنگ میزان و منبع آن باشد [۱۱]. به عقیده شا

#### زمین‌شناسی

مجموعه آذرین لار از نظر زمین‌شناسی در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارد (شکل ۱ الف). این پهنه شامل دو گوه افزاینده با عنوان "رتوك" و "نه" و یک مجموعه رسوی سیلیسی آواری (فلیش) به نام "سفیدآبه" است (شکل ۱ ب). این مجموعه با ریخت‌شناسی خشن، به شکل یک بیضی و با سن الیگومن [۲۲] در واحدهای سیلیسی آواری پالتومن و اتومن نفوذ کرده و سبب تشکیل هورنفلس در اطراف خود شده است. پیکره اصلی مجموعه آذرین لار شامل سنگ‌های آذرین بیرونی و پهنه‌های مخلوط به رنگ‌خاکستری تا خاکستری‌تیره است که از اطراف خود و گاه در بخش‌های مرکزی مورد هجوم سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق واقع شده است (شکل ۱ ب).

سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق بیشتر دارای بافت‌های پورفیری و گاهی دانه‌ای، تنش آواری، میلونیتی و آپلیتی بوده و شامل ملاسینیت، سینیت، مونزونیت، فلدسپات سینیت قلیایی، کوارتز فلدسپات سینیت قلیایی، کوارتزسینیت، کوارتزمونزونیت، لوکوسینیت، میکروسینیت، میکرولولوکوسینیت، گرانیت و آپلیت هستند. برخی از سنگ‌های سینیتی تا مونزونیتی پورفیری که به طور معمول شامل فلدسپار پتاسیم، پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و آپاتیت هستند، در اثر عوامل زمین ساختی خرد شده، بر اثر سیال‌های گرمابی و سطحی دگرسان و هوازده شده‌اند و کانی‌زایی‌هایی از مس و مولیبدن نوع پورفیری و رگه‌ای را به نمایش می‌گذارند [۱۹]. بر اساس پژوهش‌های پیشین پیرامون مجموعه آذرین لار، مagma اسازنده این سنگ‌های آذرین از نوع قلیایی، آهکی - قلیایی، پتاسیمی و فراپتاسیمی است [۲۲، ۱۵-۱۸] در حالی که باقری و بخشی [۱۶] و مرادی [۱۹] بر ماهیت شوشومنیتی این سنگ‌ها معتقد هستند.

#### ویژگی‌های میکروسکوپی آپاتیت‌ها

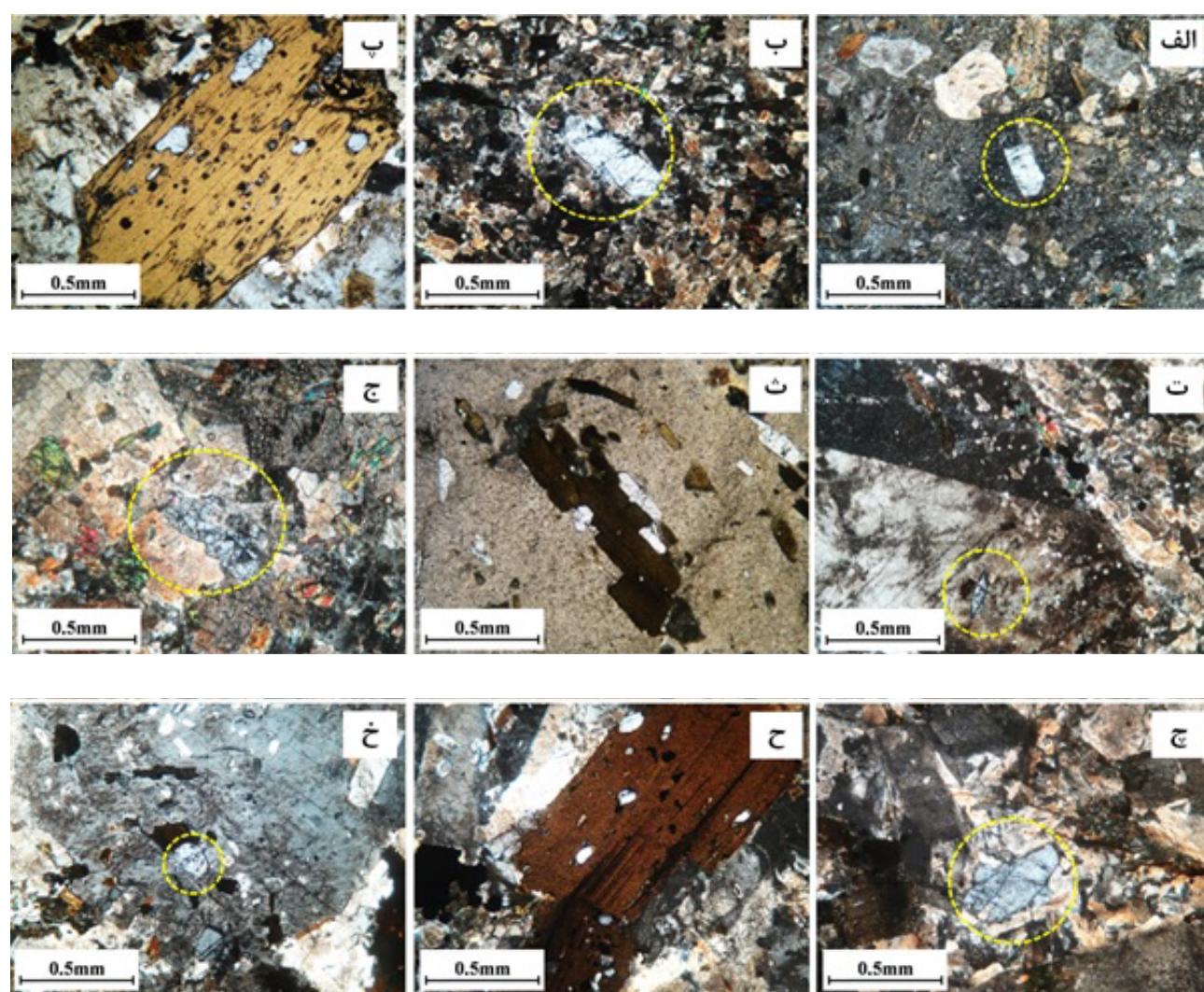
آپاتیت در سنگ‌های بیرونی مجموعه آذرین لار هم به صورت درشت بلورهای منشوری و با اندازه‌های متغیر و هم به صورت ریز در زمینه دیده می‌شوند. در مقام مقایسه، فراوانی آپاتیت در سنگ‌های درونی و نیمه عمیق لار بیشتر است. آپاتیت‌ها از نظر رخداد به صورت منشورهای سالم و گاهی برشی در اندازه‌های

است (جدول ۱ و شکل ۳ پ) که دارای رابطه منفی با  $P_2O_5$  است.

با توجه به شکل‌های ۳ ب و پ آپاتیت‌های برشی شده عناصر منگنز، سدیم و گوگرد مقدار پایین‌تری در مقایسه با سایر آپاتیت‌ها دارند که به عقیده بوذری و همکاران [۲۷] چنین ویژگی‌هایی در صورتی پدید می‌آید که سنگ تا حدی دچار دگرسانی فیلیک با pH پایین مربوط به نهشته‌های پورفیری قرار گرفته باشد.

و چاپل [۱۱] بالا بودن مقدار سدیم به وسیله جایگزینی کاتیونی کلسیم با سدیم قابل توجیه است.

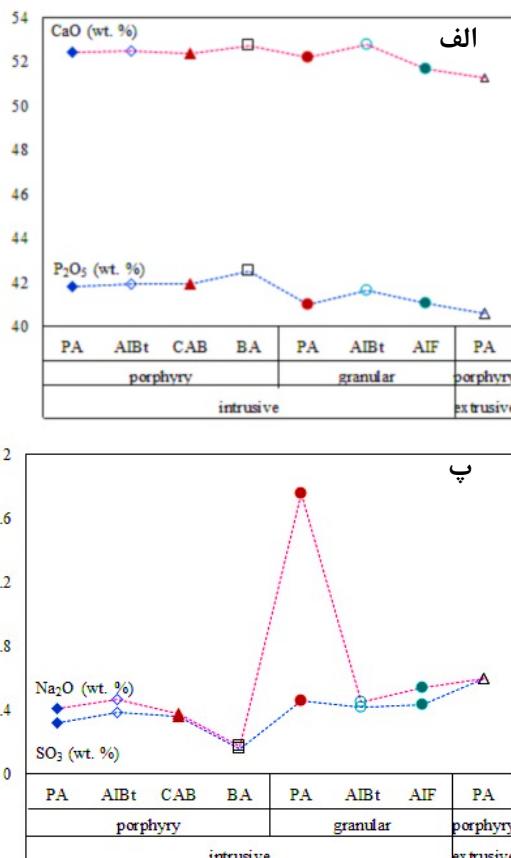
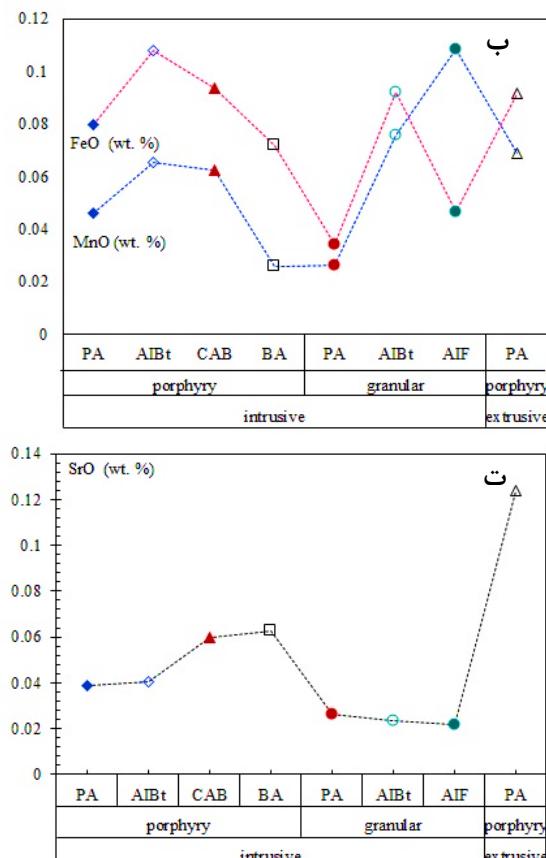
در آپاتیت گوگرد به صورت سولفات گنجانده شده است و جانشین فسفات می‌شود [۲] و بیشتر آپاتیت‌های طبیعی مقداری کمتر از ۰/۵ درصد وزنی گوگرد دارند [۲۴]؛ البته مقدادر بالاتر از ۲ درصد وزنی نیز گزارش شده است [۲۵]. مقدار متوسط  $SO_3$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب ۰/۳۱، ۰/۴۳ و ۰/۶۰ درصد وزنی



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی (الف) آپاتیت منشوری در سنگ درونی پورفیری (XPL)، (ب) آپاتیت منشوری در سنگ درونی پورفیری (XPL)، (پ: میانبارهای آپاتیت در بیوتیت سنگ درونی پورفیری (XPL)، (ت: میانبار آپاتیت در فلدسپار سنگ درونی پورفیری (XPL)، (ث: آپاتیت‌های همزیست با بیوتیت در سنگ درونی پورفیری (XPL)، (ج: آپاتیت برشی در سنگ درونی پورفیری (XPL)، (چ: آپاتیت منشوری در سنگ درونی دانه‌ای (XPL)، (خ: میانبار آپاتیت در فلدسپار سنگ درونی دانه‌ای (XPL).

جدول ۱ نتایج تجزیه آپاتیت‌های مجموعه آذرین لار توسط ریزکاو الکترونی.

| نوع سنگ                               | درونی                      |                                     |                                |                               |                            |                                |                                 |                                    | پیروفیزی |
|---------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|----------------------------|--------------------------------|---------------------------------|------------------------------------|----------|
|                                       | پورفیری                    |                                     |                                |                               | دانه‌ای                    |                                |                                 |                                    |          |
| بافت                                  | دگرسان شده                 |                                     |                                |                               | با کمترین دگرسانی سالم     |                                |                                 |                                    |          |
| مقدار دگرسانی                         | آپاتیت‌های منشوری          |                                     |                                |                               | آپاتیت‌های منشوری          | آپاتیت‌های منشوری              | آپاتیت‌های منشوری               | آپاتیت‌های منشوری                  |          |
| نسل‌های آپاتیت                        | آپاتیت‌های منشوری<br>منفرد | میانگین آپاتیت‌های آپاتیت در بیوتیت | آپاتیت‌های<br>عمریست با بیوتیت | آپاتیت‌های<br>آپاتیت‌های برشی | آپاتیت‌های منشوری<br>منفرد | آپاتیت‌های منشوری<br>در بیوتیت | آپاتیت‌های آپاتیت<br>در فلدسپار | میانگین آپاتیت‌های آپاتیت<br>منفرد | پورفیری  |
| میانگین                               | میانگین                    | میانگین                             | میانگین                        | میانگین                       | میانگین                    | میانگین                        | میانگین                         | میانگین                            | پیروفیزی |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt. %) | ۴۱.۸۱                      | ۴۱.۹۵                               | ۴۱.۹۱                          | ۴۲.۵۳                         | ۴۱.۰۰                      | ۴۱.۶۶                          | ۴۱.۰۸                           | ۴۰.۶۰                              | پیروفیزی |
| Na <sub>2</sub> O                     | ۰.۴۱                       | ۰.۴۷                                | ۰.۳۷                           | ۰.۱۷                          | ۱.۷۶                       | ۰.۴۵                           | ۰.۵۴                            | ۰.۶۰                               | پیروفیزی |
| FeO                                   | ۰.۰۸                       | ۰.۱۱                                | ۰.۰۹                           | ۰.۰۷                          | ۰.۰۳                       | ۰.۰۹                           | ۰.۰۵                            | ۰.۰۹                               | پیروفیزی |
| SiO <sub>2</sub>                      | ۰.۲۴                       | ۰.۲۵                                | ۰.۲۶                           | ۰.۲۰                          | ۰.۳۵                       | ۰.۴۲                           | ۰.۳۰                            | ۰.۳۹                               | پیروفیزی |
| CaO                                   | ۵۲.۴۶                      | ۵۲.۴۷                               | ۵۲.۳۶                          | ۵۲.۷۶                         | ۵۲.۲۱                      | ۵۲.۸۰                          | ۵۱.۶۹                           | ۵۱.۲۷                              | پیروفیزی |
| MnO                                   | ۰.۰۵                       | ۰.۰۷                                | ۰.۰۶                           | ۰.۰۳                          | ۰.۰۳                       | ۰.۰۸                           | ۰.۱۱                            | ۰.۰۷                               | پیروفیزی |
| SO <sub>3</sub>                       | ۰.۱۲                       | ۰.۱۹                                | ۰.۱۶                           | ۰.۱۵                          | ۰.۴۶                       | ۰.۴۱                           | ۰.۴۳                            | ۰.۶۰                               | پیروفیزی |
| SrO                                   | ۰.۰۴                       | ۰.۰۴                                | ۰.۰۶                           | ۰.۰۶                          | ۰.۰۳                       | ۰.۰۲                           | ۰.۰۲                            | ۰.۱۲                               | پیروفیزی |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | ۰.۱۱                       | ۰.۱۰                                | ۰.۱۲                           | ۰.۱۱                          | ۰.۱۵                       | ۰.۱۵                           | ۰.۰۶                            | ۰.۰۵                               | پیروفیزی |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | ۰.۲۹                       | ۰.۲۶                                | ۰.۲۵                           | ۰.۲۴                          | ۰.۳۰                       | ۰.۳۳                           | ۰.۲۸                            | ۰.۲۴                               | پیروفیزی |
| F*                                    | ۲.۲۴                       | ۲.۱۶                                | ۱.۹۹                           | ۲.۳۵                          | ۲.۲۹                       | ۲.۰۵                           | ۱.۹۸                            | ۱.۹۲                               | پیروفیزی |
| Cl                                    | ۰.۴۲                       | ۰.۴۳                                | ۰.۵۹                           | ۰.۳۰                          | ۰.۶۴                       | ۰.۵۰                           | ۰.۶۷                            | ۰.۳۷                               | پیروفیزی |
| مجموع                                 | ۹۸.۴۷                      | ۹۸.۷۰                               | ۹۸.۴۲                          | ۹۸.۷۷                         | ۹۹.۲۵                      | ۹۸.۹۶                          | ۹۷.۲۱                           | ۹۶.۳۲                              | پیروفیزی |
| تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۵۲            |                            |                                     |                                |                               |                            |                                |                                 |                                    |          |
| F                                     | ۲.۴۶                       | ۲.۳۷                                | ۲.۱۹                           | ۲.۵۵                          | ۲.۵۲                       | ۲.۲۵                           | ۲.۲۱                            | ۲.۱۶                               | پیروفیزی |
| Cl                                    | ۰.۲۵                       | ۰.۲۵                                | ۰.۳۵                           | ۰.۱۷                          | ۰.۳۸                       | ۰.۲۹                           | ۰.۴۰                            | ۰.۲۲                               | پیروفیزی |
| OH                                    | ۱.۲۹                       | ۱.۳۸                                | ۱.۴۷                           | ۱.۲۷                          | ۱.۱۱                       | ۱.۴۶                           | ۱.۳۹                            | ۱.۶۱                               | پیروفیزی |
| مجموع                                 | ۴                          | ۴                                   | ۴                              | ۴                             | ۴                          | ۴                              | ۴                               | ۴                                  | پیروفیزی |

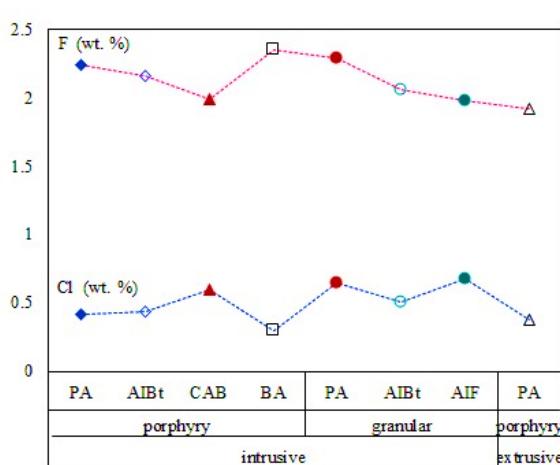


شکل ۳ تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی آپاتیت‌های مجموعه آذرین لار. علائم استفاده شده برای معرفی گروههای سنگی و آپاتیت‌های بررسی شده در همه نمودارها همانند این شکل است.

میزان جدایش زیاد می‌شود [۲۹]. فلوئور نسبت به کلر مقداری بیشتری دارد که به عقیده وانگ و همکاران [۳۰] این می‌تواند به سبب قابلیت زیاد فلوئور برای تفکیک شدید طی فرآیندهای ماقمایی و به عبارتی رخداد تبلور جدایشی باشد. از سوی دیگر، کمتر بودن مقدار کلر نسبت به فلوئور می‌تواند به سبب گریزندگی بیشتر کلر طی فرآیندهای ماقمایی یا پسا ماقمایی باشد [۳۱]. فلوئور در آپاتیت‌های همزیست با بیوکیت و آپاتیت‌های سنگ‌های بیرونی کمترین مقدار و در آپاتیت‌های برشی بیشترین مقدار را دارد (شکل ۵). کلر در آپاتیت‌های برشی کمترین مقدار را دارد (شکل ۵) که این به گریزندگی بیشتر آن طی فرآیندهای برشی مربوط است.

#### تعیین دما

روش‌های متعددی برای محاسبه دمای آپاتیت وجود دارد از جمله روش پیکولی و کاندلا [۳۲] برای سنگ‌های سیلیکاته، روش واتسون [۳۳] برای سنگ‌های فوق قلیابی و روش هامودا و همکاران [۳۴] برای کربناتیت‌ها که این روش‌ها بیشتر برای تعیین دمای اشباع آپاتیت به کار می‌روند. در مقایسه با روش‌های نام برده، روش‌های زمین دماسنجی برایه زوج کانی آپاتیت-بیوکیت مانند روش لودینگتون [۳۵]، روش ژو و سرژنسکی [۳] و روش سالت [۳۶] از اهمیت بالاتری برخوردارند و بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند. در اینجا نیز از دو روش لودینگتون و ژو و سرژنسکی برای زمین دماسنجی استفاده شده است که در ادامه توضیح داده می‌شوند.

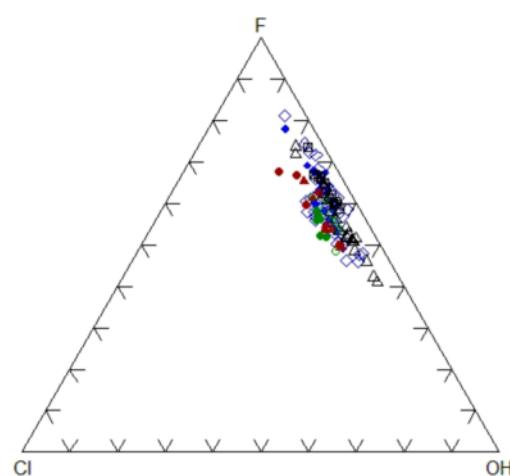


شکل ۵ مقدار فلوئور و کلر در سنگ‌های مجموعه آذرین لار.

عنصر استرانسیوم از عناصر فرعی مهم در آپاتیت‌ها به شمار می‌آید که در آپاتیت‌های لرزولیتی گوشه‌های بالاترین مقدار را دارد و در برخی موارد به مرتبه درصد نیز می‌رسد [۷]؛ در حالی که سنگ‌های گرانیت‌وئیدی و گرانیت پگماتیتی کمترین مقدار را نشان می‌دهند (کمتر از ۱۰۰ ppm) که در ارتباط با تبلور جدایشی شدید در این نوع از سنگ‌هاست [۲۸]. در مورد لار می‌توان گفت که مقدار متوسط  $\text{SrO}$  آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی به ترتیب  $0.05\%, 0.02\%$  و  $0.12\%$  درصد وزنی بوده (جدول ۱ و شکل ۳ ت) که با سنگ‌های گرانیت‌وئیدی جدایشی همخوانی دارد. افزون بر این، مقدار استرانسیوم سنگ‌های بیرونی بیشتر از سنگ‌های درونی است که با کاهش مقدار کلسیم همخوانی دارد زیرا این دو عنصر در ارای شعاع یونی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابهی هستند؛ بنابراین استرانسیوم به راحتی جایگزین کلسیم می‌شود.

#### زمین‌شیمی هالوژن‌ها

با توجه به نمودار تقسیم‌بندی انواع آپاتیت براساس عضوهای نهایی فلوئور، کلر و هیدروکسیل، آپاتیت‌های مورد بررسی در ضلع فلوئور- هیدروکسیل و با رویکردی به سمت قطب فلوئور قرار دارند (شکل ۴). مقدار متوسط فلوئور در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $2.19\%, 2.11\%$  و  $1.92\%$  درصد وزنی بوده در حالی که مقدار کلر به ترتیب  $0.44\%, 0.40\%$  و  $0.37\%$  درصد وزنی است (جدول ۱ و شکل ۵). مقدار فلوئور در آپاتیت‌های لار با مقدار فلوئور آپاتیت‌های آذرین ( $1.9-3.2\% \text{ wt.}\%$ ) همخوانی دارد که با افزایش



شکل ۴ نمودار سه تایی فلوئور- کلر- هیدروکسیل برای تقسیم بندی آپاتیت‌ها به همراه جایگاه آپاتیت‌های لار.

با دماهای محاسبه شده توسط ایزوتوب‌های گوگرد زوج کانی‌های سولفیدی همخوانی دارد [۱۹]. از سوی دیگر، با توجه به نمودار شکل ۶، دمای آپاتیت‌ها بین همدهاهاي ۶۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتي گراد و با روبيکري به سمت همدماي ۱۱۰۰ درجه سانتي گراد قرار مي‌گيرد (شکل ۶) که در با سنگ‌هاي گرانيتی همخوانی دارد (شکل ۶).

#### روش پيشنهادي ژو و سرژنسکي

روش پيشنهادي ژو و سرژنسکي [۳] از ديگر روش‌هاي زمين دماسنجي بر اساس زوج کانی آپاتيت- بيوتيت است که به صورت زير ارائه شده است:

$$Kd^{Ap/Bt}_{D,F} = \left( \frac{X_F}{X_{OH}} \right)^{Ap} / \left( \frac{X_F}{X_{OH}} \right)^{Bt}, Kd^{Ap/Bt}_{D,Cl} = \left( \frac{X_{Cl}}{X_{OH}} \right)^{Ap} / \left( \frac{X_{Cl}}{X_{OH}} \right)^{Bt}$$

در اين روش تقسيم‌بندی فلوئور و كلر بين آپاتيت‌ها و بيوتيت‌هاي همزیست به عنوان تابعی از مقدار آهن بيوتیت در نظر گرفته شده است. در بيوتیت‌هاي غنی از آهن، بیشترین مقدار فلوئور در درون آپاتيت و بیشترین مقدار كلر در بيوتیت انباسته می‌شود. اين امر به دليل تأثير شیمی بلوری و تقسیم‌بندی فلوئور- هیدروکسیل بین دو فاز جامد است که به ترکیب سیال به تعادل رسیده بستگی دارد [۳]. نمونه‌های مجموعه آذرین لار به صورت همراستا با هم و دارای شبیه متفاوت از همدهاها قرار گرفته‌اند و در گستره تقریبی ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتي گراد واقع می‌شوند (شکل ۷).

#### روش پيشنهادي لودینگتون

يکی از مهم‌ترین زمين دماسنج‌ها، زمين دماسنج پيشنهادي استورمر و کارمايك [۳۷] بوده که بر اساس تبادل فلوئور- هيدروکسیل بين آپاتيت و بيوتيت همزیست است. لودینگتون [۳۵] اين زمين دماسنج را با در نظر گرفتن اثر جايگزیني کاتيون هشت‌وجهی در بيوتیت اصلاح کرد، اين اثر توسط مونز و لودینگتون [۳۸] بررسی شد و مشاهده شد که به شدت بر ضريب توزيع فلوئور- هيدروکسیل در بيوتیت و آپاتيت تأثير دارد. لودینگتون برای واکنش

$$\text{biotite(F)} + \text{apatite(OH)} = \text{biotite(OH)} + \text{apatite(F)} \quad (1)$$

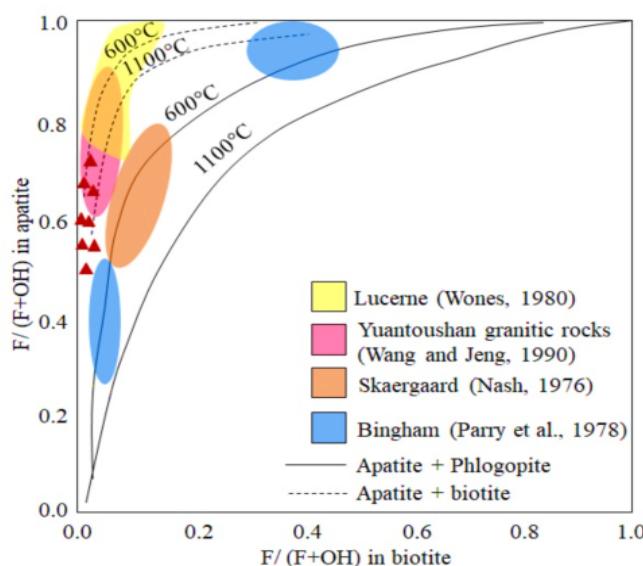
رابطه زمين دماسنجي زير را پيشنهاد كرده است:

$$T (\text{K}) = 1100 / \log K, \log K = \log [X_F / X_{OH}]_{\text{apatite}} + \log [X_{OH} / X_F]_{\text{biotite}} - 1.107 (X_{\text{annite}}) - 1.444 (X_{\text{siderophyllite}}) \quad (2)$$

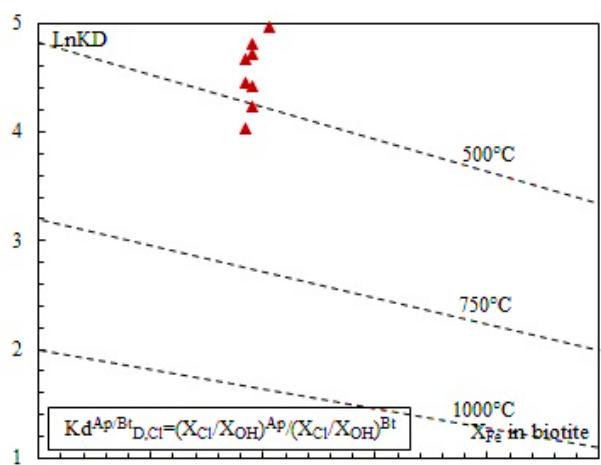
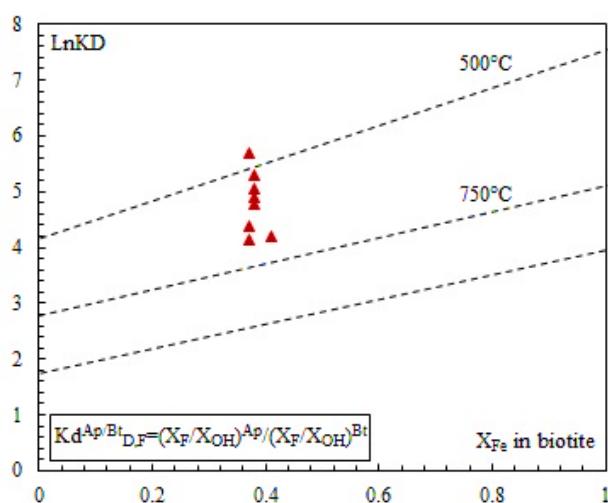
در رابطه بالا کسر مولی آنيت و سيدروفيليت با فرض زير محاسبه شده‌اند:

$$[\text{Mg}^{VI} / \Sigma \text{oct}], [\text{Fe}^{VI} - 5\text{Al}^{VI} / \Sigma \text{oct}], \text{and } [6\text{Al}^{VI} / \Sigma \text{oct}] \quad (3)$$

گفتني است که اين زمين دماسنج به دقت تجزيه حساس است. دمای محاسبه شده آپاتيت‌هاي لار با استفاده از اين معادله و با به کارگيري داده‌های بيوتیت‌هاي همزیست با آپاتيت [۱۹]، در گستره ۶۳۰ تا ۷۵۴ درجه سانتي گراد بوده که



شکل ۶ نمودار زمين دماسنجي بر اساس مقدار فلوئور- هيدروکسیل آپاتيت- بيوتيت [۳۵] و جايگاه آپاتيت‌هاي لار.



شکل ۷ دماهای تعادل بیوتیت- آپاتیت محاسبه شده بر اساس زمین دماسنج‌های پیشنهادی ژو و سرزنگی [۳] و جایگاه نمونه‌های مجموعه آذرین لار. (الف) تقسیم بندی فلورور- هیدروکسیلین آپاتیت و بیوتیت و (ب) تقسیم بندی کلر- هیدروکسیلین آپاتیت و بیوتیت.

سنگ‌های بیرونی بالا است که می‌تواند بیانگر بالا بودن مقدار گوگرد در ماقمای سازنده و تبلور در شرایط اکسایشی باشد [۴۱، ۴۲]. در شرایط اکسایشی، گوگرد بیشتر به صورت  $SO_4^{2-}$  وجود دارد که به راحتی جایگزین  $PO_4^{3-}$  در آپاتیت می‌شود [۴۳] که این را می‌توان از تطابق معکوس بین فسفر و گوگرد نتیجه گرفت (شکل‌های ۳ الف و پ). از سوی دیگر با کمتر شدن اکسایش، گوگرد به صورت  $S^{2-}$  در مذاب رخ می‌دهد و به صورت سولفید تبلور می‌یابد [۱۱]. این امر با فراوان بودن کانی‌زایی سولفیدی مس و مولیبدن در سنگ‌های درونی پورفیری و کمبود و نبود آن در سنگ‌های درونی دانه‌ای و بیرونی لار همچومنی دارد. مسئله مطرح شده درباره گریزندگی اکسیژن در آپاتیتها این است که گریزندگی به دست آمده بیانگر گریزندگی ماقمای بوده و یا گریزندگی ثانویه است؟ به عبارتی حالت اکسایش به دست آمده مربوط به ماقمای بوده و یا به سبب فرآیند گاززدایی و خروج کلر از مذاب و ورود آن به فاز سیال، به صورت اکسایش ثانویه نمود یافته است [۴۴]؟ به طور معمول، طی فرآیند گاززدایی کلر وارد سیال شده و بنابراین آپاتیتهايی که از چنین سیالی تشکیل می‌شوند از نوع کلر بالا هستند ولی در منطقه لار آپاتیتها کلر پایین بوده بنابراین گریزندگی به دست آمده از این روش، گریزندگی اولیه بوده و

### تعیین گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن و حالت اکسایش ماقمای اطلاعات ارزشمندی پیرامون انتشار و گونه‌زایی عنصر فرار طی فوران‌های آتشفسانی، تغییرات آب و هوایی، تعیین ویژگی‌های فلزیابی توده‌های آذرین، ترکیب سنگ منبع، فرآیندهای ماقمایی سیستم باز، صعود و تکامل ماقمای و جایگاه زمین‌ساختی در اختیار زمین‌شناس‌ها قرار می‌دهد [۴۰، ۴۹]. بازسازی کمی شرایط اکسیداسیون و احیا با محاسبه گریزندگی اکسیژن که یک اندازه‌گیری از قابلیت دستری و ظرفیت اکسیژن برای شرکت در واکنش‌های کانی- سیال است، امکان پذیر است. برای این منظور، مایلز و همکاران [۴۰] از منکنز به عنوان فشارسنج اکسیژن برای برآورد گریزندگی اکسیژن از روی کانی آپاتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی استفاده کردند. بر این اساس رابطه اندازه‌گیری گریزندگی اکسیژن در آپاتیت به صورت زیر است:

$$\log f_{O_2} = -0.0022(\pm 0.0003) \text{ Mn(ppm)} - 9.75(\pm 0.46)$$

بر اساس رابطه بالا، گریزندگی اکسیژن در آپاتیتها لار دارای گستره تغییرات  $11_{19}^{10} - 11_{60}^{19}$  تا  $10_{19}^{10}$  بوده که بیانگر حالت اکسایشی ماقمای سازنده است. از سوی دیگر، مقدار منگنز و آهن آپاتیتها مورد بررسی پایین بوده که به عقیده شا و چاپل [۱۱] بیانگر گریزندگی بالای اکسیژن است. افزون بر این، مقدار گوگرد نیز می‌تواند برای تعیین گریزندگی اکسیژن به کار رود. به طور کلی، مقدار گوگرد در آپاتیتها لار به ویژه در

در آب انباسته می‌شود [۱۴]. اگرچه کلر می‌تواند طی فرورانش توسط رسوبات آواری منتقل شود، اما فرآیند آبزدایی بعدی طی مرحله اول فرورانش می‌تواند به طور کامل کلر را خارج کند [۴۵]. اگرچه هوازدگی و آبزدایی هر دو قادر به خارج کردن کلر هستند، اما دومی فرآیندی محتمل‌تر است. فلوئور طی فرورانش حساسیت کمتری نسبت به کلر دارد. با توجه به این توضیحات، به نظر می‌رسد که رخداد آبزدایی طی فرورانش می‌تواند عاملی محتمل برای مقدار پایین کلر در نمونه‌های مورد بررسی باشد.

**جدایش و افزایش مقدار سیلیس:** حلالیت کلر در مایعات سیلیکاتی به طور گسترده تابعی از ترکیب ماقماس است به طوری که با افزایش مقدار سیلیس کاهش می‌یابد [۱۳]. ماهیت سنگ‌های لار نشان می‌دهد که جدایش یافته هستند [۱۹]؛ بنابراین رخداد جدایش و افزایش سیلیس نیز می‌تواند در کاهش کلر در نمونه‌های لار نقش داشته باشد. اگرچه با افزایش جدایش، مقدار سیلیس در سنگ‌های لار افزایش می‌یابد اما مقدار آن چندان زیاد نیست که به تنها می‌رسد که جدایش آبزدایی و سپس جدایش عوامل مهم در کاهش کلر هستند.

شیمی آپاتیت در مورد شرایط تبلور نیز می‌تواند اطلاعاتی را فراهم آورد. در آپاتیت‌های لار مقدار عناصر اصلی، فرعی، نادر و هالوژن‌ها در هسته و لبه با هم فرق دارند که در انواع مختلف سنگی متفاوت است. این مطلب نشان می‌دهد که شرایط تبلور از جمله ترکیب مذاب، دما و فشار پایدار نبوده است [۵۰]. افرون بر این، بیان شد که دسته‌ای از آپاتیت‌ها به صورت میانبار در داخل فلدسپات‌ها هستند و پیش از فلدسپات متبلور شده‌اند. این مطلب نیز می‌تواند بیانگر وجود اتاق ماقمایی با شرایط نایابیدار دما- فشار برای تشکیل این دسته از آپاتیت‌ها باشد [۴۳].

#### مقایسه آپاتیت‌های لار با سایر سنگ‌های کانی‌زایی شده و سنگ‌های عقیم

آپاتیت از جمله مهم‌ترین کانی‌های فرعی است که برای تمایز توده‌های دara و فاقد کانی‌زایی و همچنین تمایز انواع مختلف کانسارها به کار می‌رود. اگرچه عناصر فرعی و به ویژه عناصر کمیاب حساسیت بالاتری برای جدایش‌های نام برده داشته اما

بیانگر حالت اکسایش ماقماس است که با نتایج برآمده از شیمی سنگ کل نیز همخوانی دارد [۱۹].

#### تعیین ویژگی‌های منبع

چنان که گفته شد، آپاتیت‌های لار دارای کلر پایینی هستند که با ماهیت پتاسیم بالای (شوشوونیتی) سنگ‌های میزبان آن [۱۶]، [۱۹] همخوانی چندانی ندارد؛ بنابراین وجود یک منبع با نسبت کلر به پتاسیم پایین برای چنین آپاتیت‌هایی مورد نیاز است. برای فراهم آوردن چنین منبعی چندین احتمال وجود دارد که عبارتند از: ۱) رخداد فرآیند گاززدایی طی تبلور [۵]، ۲) دخالت پوسته قاره‌ای پایینی در منبع گوشته‌ای [۴۴]، ۳) رخداد هوازدگی [۱۴]، ۴) فرآیند آبزدایی [۴۵] و ۵) جدایش و افزایش مقدار سیلیس [۱۳]. در ادامه موارد بالا در مورد آپاتیت‌های لار بررسی می‌شوند.

**گاززدایی:** گاززدایی هالوژن‌ها در ماقماس‌هایی که بسیار به سطح زمین نزدیک هستند رخ می‌دهد (کمتر از ۲۰۰ MPa [۴۶]). با از دست رفتن گاز، نسبت‌های فلوئور و کلر تغییر می‌کند که به رفتار این دو هالوژن طی گاززدایی وابسته است [۵]. با ادامه روند، سیالی که از چنین مذابی خارج می‌شود کلر بالایی خواهد داشت که با ماهیت کلر پایین آپاتیت‌های لار همخوانی ندارد.

**دخالت پوسته قاره‌ای پایینی در منبع گوشته‌ای:** دخالت پوسته قاره‌ای پایینی در منبع گوشته‌ای به صورتی که زی و همکاران [۴۴] پیشنهاد کرده‌اند، قادر به تولید چنین ماقمایی نیست، زیرا نسبت کلر به پتاسیم در پوسته قاره‌ای پایینی حدود ۰,۰۵ [۴۷] است و در گستره‌ی متغیر بازالت پشت‌های میان اقیانوسی (MORB) آلوده نشده قرار می‌گیرد (۰,۰۷-۰,۰۸)، [۴۸]. بنابراین آلودگی توسط پوسته قاره‌ای بالایی یا میانی قادر به کاهش نسبت کلر به پتاسیم ماقماس است [۴۹]. آلودگی پوسته‌ای عظیم در مورد نمونه‌های لار ممکن نیست زیرا با شیمی سنگ کل لار در تضاد است [۱۹].

**هوازدگی و آبزدایی:** کلر طی فرآیند هوازدگی خارج می‌شود. در مقابل پتاسیم و فلوئور به علت نرخ مهاجرت نسبتاً پایین‌تری که دارند، بیشتر حفظ می‌شوند. این امر موجب نسبت‌های پایین‌تری از کلر به پتاسیم شده و به عبارتی کلر را در پوسته قاره‌ای بالایی تهی می‌کند، زیرا کلر به اقیانوس منتقل شده و

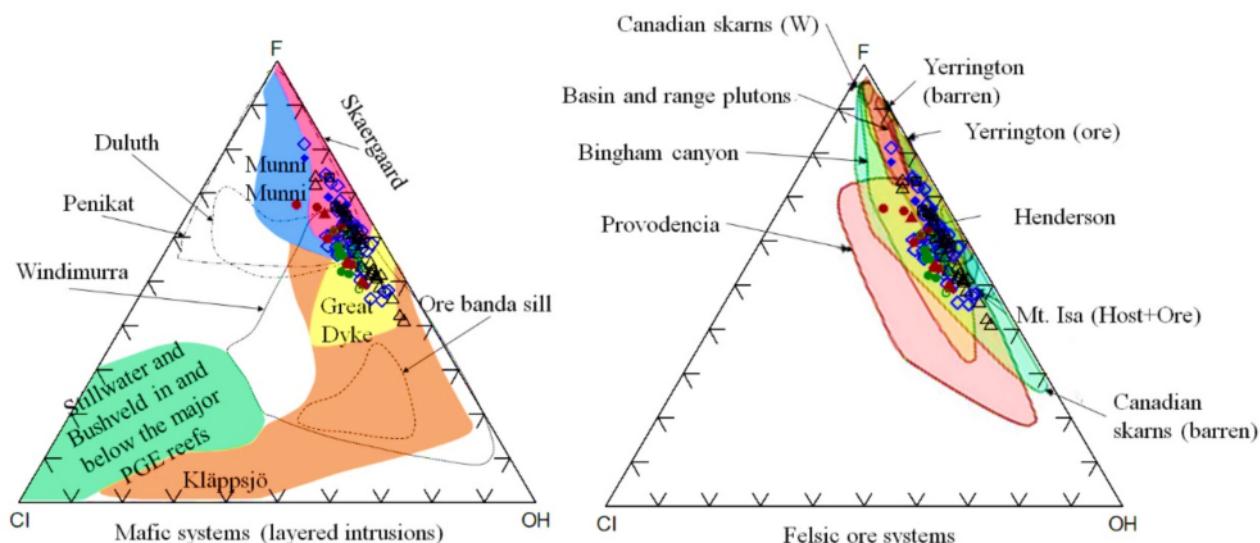
در کانسارهای نوع کائرونا کمتر از  $0.08\text{--}0.49$  درصد وزنی [۲۷] است. متوسط مقدار  $\text{SO}_3$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $0.31\text{--}0.43\text{--}0.60$  درصد وزنی بوده که در گستره کانسارهای پورفیری است. **استرانسیوم:** استرانسیوم در انواع کانسارها تغییرات گسترده‌ای دارد به طوری که در کانسارهای مولیبدن پورفیری و اسکارن طلا-کبالت کمترین مقدار استرانسیوم ( $38\text{--}55.9\text{ ppm}$ ) وجود دارد. در کربناتیتها و سنگ‌های فاقد کانی‌زایی مانند کلینوپیروکسنیت‌ها و سینیت‌های آبیتیبی بیشترین مقدار استرانسیوم دیده می‌شود ( $1744\text{--}260.37\text{ ppm}$ ) [۲۷]. آپاتیت‌های طلای کوه‌زایی، طلا-نقره فراگرما و مس-طلای پورفیری قلیایی گستره‌ی وسیعی را نمایان می‌سازند ( $118\text{--}510.6\text{ ppm}$ ) [۲۷]. مانند منگنز تغییرات گسترده استرانسیوم نیز ابزاری مفید برای تمایز انواع گروه‌های سنگی است [۵۱]. متوسط مقدار  $\text{SrO}$  در آپاتیت‌های لار در سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی به ترتیب  $0.05\text{--}0.12\text{--}0.16$  درصد وزنی است.

**هالوژن‌ها:** آپاتیت‌های نمونه‌های شکاف میان اقیانوسی که به طور گرمابی دگرسان شده‌اند و متعلق به شکاف اقیانوسی اطلس هستند، بیشتر از نوع هیدروکسیل آپاتیت ( $\text{Ca}_{0.81}\text{Al}_{0.11}\text{O}_{36}\text{OH}_{0.55}$ ) و با بیشترین مقدار کلر هستند ( $\text{Ca}_{0.11}\text{Al}_{0.36}\text{O}_{36}\text{Cl}_{0.27}$ ) [۲۷]. آپاتیت‌های کانسارهای نوع کائرونا و کانسارهای مس-طلا-کبالت، نیکل کوه‌زایی، کانسارهای برشی مس-طلا وابسته به پورفیری، کربناتیتها و سنگ‌های فاقد کانی‌زایی شامل کلینوپیروکسنیت، کوارتز مونزونیت و سنگ‌های سینیتی کمریند آبیتیبی سپر کانادا نسبتاً پایین است ( $40\text{--}620\text{ ppm}$ ) اما برخی از کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری، مس-پورفیری، مس-مولیبدن-پورفیری، اکسید آهن-مس-طلا ( $\text{IOCG}$ ) و سنگ‌های فلدسپات قلیایی دگرگون شده بریتیش کلمبیا منگنز بالاتری دارند ( $334\text{--}10934\text{ ppm}$ ) [۲۷]. این تنوع به دلیل این است که منگنز عنصری حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا بوده [۴۰] و بیانگر تشکیل آپاتیت در جایگاه‌های زمین‌شناسی مختلف است. از سوی دیگر، مقدار بالای منگنز ممکن است در ارتباط با سیال غنی از منگنز مسئول دگرسانی فیلیک باشد [۵۱]. متوسط مقدار  $\text{MnO}$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $0.05\text{--}0.07\text{--}0.08$  درصد وزنی است.

**عنصر اصلی و هالوژن‌ها** نیز کاربرد بسیاری در این امر دارند. در ادامه فراوانی عناصر اصلی، فرعی و هالوژن‌ها در انواع سنگ‌ها به صورت کمی بیان شده و با آپاتیت‌های لار مقایسه می‌شود. **کلسیم:** در بیشتر آپاتیت‌ها، مقدار کلسیم بین  $36.7\text{--}40.6$  درصد وزنی است [۵۱]. آپاتیت‌های سنگ‌های فاقد کانی‌زایی به غیر از نمونه‌های مربوط به شکاف میان اقیانوسی، به طور معمول کلسیم کمتری از آپاتیت‌های سنگ‌های کانی‌زایی شده دارند (جز کانسارهای نوع کوروکو که کلسیم فلورو آپاتیت آن‌ها به  $39.7$  درصد وزنی می‌رسد) [۵۱]. آپاتیت‌های برش‌های مس-طلا وابسته به پورفیری، اسکارن طلا-کبالت و اسکارن تنگستن بیشترین مقدار کلسیم را دارند [۵۱]. متوسط مقدار  $\text{CaO}$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $52.51\text{--}52.23\text{--}51.27$  درصد وزنی است که در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری مقدار بالاتری را نشان می‌دهد.

**منگنز:** مقدار منگنز در آپاتیت‌های کانسارهای مختلف منحصر به فرد است. به عنوان مثال در اسکارن طلا-کبالت، کانسارهای نوع کائرونا، مس-نیکل کوه‌زایی، کانسارهای برشی مس-طلا وابسته به پورفیری، کربناتیتها و سنگ‌های فاقد کانی‌زایی شامل کلینوپیروکسنیت، کوارتز مونزونیت و سنگ‌های سینیتی کمریند آبیتیبی سپر کانادا نسبتاً پایین است ( $40\text{--}620\text{ ppm}$ ) اما برخی از کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری، مس-پورفیری، مس-مولیبدن-پورفیری، اکسید آهن-مس-طلا ( $\text{IOCG}$ ) و سنگ‌های فلدسپات قلیایی دگرگون شده بریتیش کلمبیا منگنز بالاتری دارند ( $334\text{--}10934\text{ ppm}$ ) [۲۷]. این تنوع به دلیل این است که منگنز عنصری حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا بوده [۴۰] و بیانگر تشکیل آپاتیت در جایگاه‌های زمین‌شناسی مختلف است. از سوی دیگر، مقدار بالای منگنز ممکن است در ارتباط با سیال غنی از منگنز مسئول دگرسانی فیلیک باشد [۵۱]. متوسط مقدار  $\text{MnO}$  در آپاتیت‌های سنگ‌های درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار به ترتیب  $0.05\text{--}0.07\text{--}0.08$  درصد وزنی است.

**گوگرد:** مقدار گوگرد در آپاتیت‌های کانسارهای مس-طلا پورفیری قلیایی کمتر از  $0.08$  تا  $0.54$  درصد وزنی [۵۱] بوده و



شکل ۸ مقایسه هالوژن‌های فلوئور، کلر و هیدروکسیل آپاتیت‌های کانی‌زایی فلزیک و مافیک جهان (بر اساس داده‌های مراجع [۵۲، ۵۳]).

۴- مقدار پایین کلر در آپاتیت‌های لار در مقابل مقدار بالای پتاسیم سنگ‌های میزان نشان دهنده جدایش کلر- پتاسیم ماگمای اولیه به سبب آبزدایی رسوبات فروزانده شده در گوشه سنگ کره‌ای عمیق و رخداد تبلور جدایشی در سنگ‌های لار است.

۵- آپاتیت‌های لار به ویژه آپاتیت‌های توده‌های درونی پورفیری، بیشترین همپوشی را در عناصر اصلی، فرعی و هالوژن‌ها با سایر سامانه‌های کانی‌زایی شده دارند؛ بنابراین توده‌های نام برده، توده‌های مولد کانی‌زایی مس و مولیبدن در لار هستند.

#### مراجع

- [1] Dong P., "Halogen-element ( $F$ ,  $Cl$ , and  $Br$ ) behavior in apatites, scapolite, and sodalite: an experimental investigation with field applications", Ph.D. Thesis, University of Saskatchewan (2005).
- [2] Pan Y., Fleet M. E., "Compositions of the apatite group minerals; substitution mechanisms and controlling factors ", In: Kohn M. J., Rakovan J., Hughes J. M., (Eds) "Phosphates; geochemical, geobiological, and materials importance", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 48 (2002) 13-49.
- [3] Zhu C., Sverjensky D. A., " $F$ - $Cl$ - $OH$  partitioning between biotite and apatite",

برداشت  
این پژوهش پیرامون آپاتیت‌های مجموعه آذرین لار نشان می‌دهد که:

۱- بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و زمین‌شیمیابی، آپاتیت‌های سنگ‌های آذرین درونی پورفیری، دانه‌ای و بیرونی لار از نوع فلوئور آپاتیت هستند و نسل‌های مختلفی دارند: ۱) آپاتیت‌های منشوری تا نیمه منشوری که به صورت میانبار در سایر کانی‌ها رخ داده‌اند و دارای مقدار آهن، منیزیم و کلر بیشتری هستند، ۲) آپاتیت‌های منشوری منفرد که دارای مقدار کلر، گوگرد و سدیم کمتر هستند، ۳) آپاتیت‌های منشوری برشی که دارای فلوئور بالاتر و منگنز، سدیم و گوگرد پایین‌تر هستند و به نظر می‌رسد که بیشتر از سایر آپاتیت‌ها دستخوش دگرسانی فیلیک شده‌اند و ۴) آپاتیت‌های منشوری تا نیمه منشوری همزیست با بیوتیت.

۲- مذاب/ سیال در ارتباط با آپاتیت‌های لار نسبتاً آبدار و اکسایشی بوده است.

۳- آپاتیت‌های همزیست با بیوتیت در گستره دمایی  $63^{\circ}$  تا  $75^{\circ}$  درجه سانتی‌گراد قرار دارند که با دماهای محاسبه شده توسط ایزوتوپ‌های گوگرد زوج کانی‌های سولفیدی همخوانی دارد.

- [13] Aiuppa A., Baker D. R., Webster J. D., "Halogens in volcanic systems", Chemical Geology 263 (2009) 1–18.
- [14] Pyle D. M., Mather T. A., "Halogens in igneous processes and their fluxes to the atmosphere and oceans from volcanic activity: A review", Chemical Geology 263 (2009) 110–121.
- [15] Chance P., "Petrogenesis of a low-Ti, potassic suite: Kuh-e Lar caldera subsidence complex, eastern Iran", M.Sc. Thesis, University of Western Ontario (1981).
- [16] Bagheri S., Bakhshi M.R., "Investigation of north Zahedan magmatism and its relation to ore genesis", Published Research Report, University of Sistan and Baluchestan (2001).
- [17] Ghafari-Bijar S., "Geochemistry of potassic mafic rocks in the Lar complex, north of Zahedan, east of Iran", M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan (2009).
- [18] Farokh-Nezhad M., "Geochemical characterization of potassic mafic rocks, monzonites and syenites from Lar complex, eastern Iran", M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan (2011).
- [19] Moradi R., "Geochemistry of the Lar Cu and Mo deposit, north of Zahedan", Ph.D. Thesis, University of Sistan and Baluchestan (2016).
- [20] Moradi R., Boomeri M., Bagheri S., Nakashima K., "Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: implications for  $P$ ,  $T$ , and  $fO_2$ ", Turkish Journal of Earth Science 25 (2016) 1-16.
- [21] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran, a review", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229–1258.
- [22] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221–239.
- [23] Chu M. F., Wang K. L., Griffin W. L., Chuang S. L., O'Reilly S. Y., Pearson N. J., Iizuka Y., "Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids", Journal of Petrology 50 (2009) 1829–1855.
- [24] Broderick C. A., Streck M. J., Halter W. E., "Sulfur-rich apatites in silicic, calc-alkaline magmas: inherited or not?" American Geophysical Union, Fall Meeting (2007) V11B-0592.
- Geochimica et Cosmochimica Acta 56 (1992) 3435–3467.
- [4] Pan Y., "Scapolite in skarn deposits: Petrogenetic and geochemical significance", In: Lentz D. R., (Eds), "Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems", Mineralogical Association of Canada Short Course Series 26 (1998) 69–109.
- [5] Mathez E. A., Webster J. D., "Partitioning behavior of chlorine and fluorine in the system apatite-silicate melt-fluid", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 1275–1286.
- [6] Teiber H., Marks M. A., Wenzel T., Siebel W., Altherr R., Markl G., "The distribution of halogens ( $F$ ,  $Cl$ ,  $Br$ ) in granitoid rocks", Chemical Geology 374 (2014) 92–109.
- [7] O'Reilly S. Y., Griffin W. L., "Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle", Lithos 53 (2000) 217–232.
- [8] Doherty A. J., Webster J. D., Goldoff B. A., Piccoli P. M., "Partitioning behavior of chlorine and fluorine in felsic melt-fluid(s)-apatite systems at 50 MPa and 850–950 °C", Chemical Geology 384 (2014) 94–109.
- [9] Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E. Y., Liu Y., "Major and trace element characteristics of apatite in granitoids from central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization", Resource Geology 62 (2012) 63–83.
- [10] Channer D. M. De R., de Ronde C. E. J., Spooner E. T. C., "The Cl-Br-I composition of -3.23 Ga modified seawater; implications for the geological evolution of ocean halide chemistry", Earth and Planetary Science Letters 150 (1997) 325–335.
- [11] Sha L. K., Chappell B. W., "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 (1999) 3861–3881.
- [12] Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. I., "Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type", Journal of Geochemical Exploration 76 (2002) 45–69.

- [35] Ludington S., "The biotite-apatite geothermometer revisited", *American Mineralogist* 63 (1978) 551-553.
- [36] Sallet R., "Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved  $F-OH$  biotite-apatite thermometer grid", *Lithos* 50 (2000) 241-253.
- [37] Stormer J. C., Carmichael I. S. E., "Fluoride-Hydroxyl exchange in apatite and biotite: a potential igneous geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 31 (1971) 121-131.
- [38] Munoz J. L., Ludington S. D., "Fluoride-Hydroxyl exchange in biotite", *American Journal of Science* 274 (1974) 396-413.
- [39] Belvin P. L., "Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid 726 metallogeny of Eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems", *Resource Geology* 54 (2004) 727 241-252.
- [40] Miles A. J., Graham C. M., Hawkesworth C. J., Gillespie M. R., Hinton R. W., Bromiley G. D., EMMAC., "Apatite: A new redox 1 proxy for silicic magmas?", *Geochimica et Cosmochimica Acta* (2014) 1-54.
- [41] Peng G., Luhr, J. F., McGee J. J., "Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite", *American Mineralogist* 82 (1997) 1210-1224.
- [42] McArthur J. M., "Systematic variations in the contents of Na, Sr,  $CO_3$ , and  $SO_4$  in marine carbonate-fluorapatite and their relation to weathering", *Chemical Geology* 21 (1978) 89–112.
- [43] McCubbin F. M., Elardo S. M., Shearer, C. K., Smirnov A., Hauri E. H., Draper D. S., "A petrogenetic model for the comagmatic origin of chassaignites and nakhhlites: Inferences from chlorine-rich minerals, petrology, and geochemistry", *Meteoritics and Planetary Science* 48 (2013) 819–853.
- [44] Xie Z., Li Q. Z., Chen J. F., Gao T. S., "The geochemical characteristics of the early-Cretaceous volcanics in Luzong Region and Their Source Significances", *Geological Journal of China Universities* 13 (2007) 235–245.
- [45] Straub S. M., Layne G. D., "The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks: Implications for volatile recycling [25] Imai A., Listanco E. L., Fujii T., "Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mt. Pinatubo, Philippines", *Geology* 21 (1993) 699-702.
- [26] Parat F., Holtz F., Streck M. J., "Sulfur-bearing magmatic accessory minerals", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 73 (2011) 285-314.
- [27] Bouzari F., Hart C. J. R., Bissig T., Barker S., "Hydrothermal Alteration Revealed by Apatite Luminescence and Chemistry: A Potential Indicator Mineral for Exploring Covered Porphyry Copper Deposits", *Economic Geology* 111 (2016) 1397–1410.
- [28] Chappell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Journal of Earth Science* 83 (1992) 1–26.
- [29] Nash W. P., "Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks", In: Nriagu J. O., Moore P. B., (Eds), "Phosphate minerals", Springer-Verlag (1984) 215–241.
- [30] Wang L. X., Marks M. A. W., Keller J., Markl G., "Halogen variations in alkaline rocks from the Upper Rhine Graben (SW Germany): Insights into F, Cl and Br behavior during magmatic processes", *Chemical Geology* 380 (2014) 133-144.
- [31] Webster J. D., "Partitioning of F between  $H_2O$  and  $CO_2$  fluids and topaz rhyolite melt: Implications for mineralizing hydrothermal fluids in F-rich granitic systems", *Contributions to mineralogy and petrology* 104 (1990) 424–438.
- [32] Piccoli P., Candela P., "Apatite in felsic rocks: a model for the estimation of initial halogen concentrations in the Bishop Tuolumne (Long Valley) and Tuolumne intrusive suite (Sierra Nevada Batholith) magmas", *American Journal of Sciences* 294 (1994) 92–135.
- [33] Watson E. B., "Apatite saturation in basic to intermediate magmas", *Geophysical Research Letters* 6 (1979) 937-940.
- [34] Hammouda T., Chantel J., Devidal, J. L., "Apatite solubility in carbonatitic liquids and trace element partitioning between apatite and carbonatite at high pressure", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 (2010) 7220-7235.

- geochemistry and Hf–Nd isotopic decoupling", Gondwana Research 21 (2012) 266–280.*
- [51] Mao M., Rukhlov A. S., Rowins S. M., Spence S. J., Coogan L.A., "Apatite Trace Element Compositions: A Robust New Tool for Mineral Exploration", Economic Geology 111 (2016) 1187–1222.
- [52] Willmore C. C., Boudreau A. E., Kruger F. J., "The halogen geochemistry of the Bushveld complex, republic of South Africa: implications for chalcophile element distribution in the lower and critical zone", Journal of petrology 41 (2000) 1517–1539.
- [53] Webster J. D., Piccoli P. M., "Magmatic Apatite: A Powerful, Yet Deceptive, Mineral", Elements 11 (2015) 177-182.
- [54] Nedachi M., "Chlorine and fluorine contents of rock-forming minerals of the Neogene granitic rocks in Kyushu, Japan", Mining Geology 8 (1980) 39-48.
- in subduction zones", Geochimica et Cosmochimica Acta 67 (2003) 4179–4203.*
- [46] Stelling J., Botcharnikov R. E., Beermann O., Nowak M., "Solubility of  $H_2O$ - and Chlorine-bearing fluids in basaltic melt of Mount Etna at  $T=1050–1250\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P=200\text{ MPa}$ ", Chemical Geology 256 (2008) 101–109.
- [47] Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust", Treatise on geochemistry 3 (2004) 1–64.
- [48] Michael P. J., Cornell W. C., "Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts", Journal of Geophysical Research 103 (1998) 18325–18356.
- [49] Rowe M. C., Lassiter J. C., "Chlorine enrichment in central Rio Grande Rift basaltic melt inclusions: Evidence for subduction modification of the lithospheric mantle", Geology 37 (2009) 439–442.
- [50] Tang M., Wang X-L., Xu X. S., Zhu C., Cheng T., Yu Y., "Neoproterozoic subducted materials in the generation of Mesozoic Luzong volcanic rocks: Evidence from apatite