



تغییر ترکیب شیمی آپاتیت در انواع گرانیت و کاربرد آن در سنگ‌شناسی: بررسی موردی از توده‌های نقده، زوزن، بانه و شیرکوه

سید علی مظہری*

دانشگاه پیام نور- گروه علمی زمین‌شناسی- تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷- ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۶/۸، نسخه نهایی: ۹۱/۱۲/۷)

چکیده: در این بررسی کانی آپاتیت در نمونه‌های گرانیت‌وئیدی چهار توده‌ی شناخته شده به روش ریز پردازش الکترونی (EPMA) مورد بررسی قرار گرفت. داده‌های حاصل نشان می‌دهد که تمرکز بسیاری از عناصر کمیاب موجود در آپاتیت را می‌توان بدین روش تعیین کرد. ترکیب عناصر کمیاب در آپاتیت گرانیت‌های مختلف دامنه‌ی تغییرات گستردگی نشان می‌دهد و معمولاً^{*} بین این تغییرات و ترکیب سنگ میزبان رابطه‌ی منظمی برقرار است. با استفاده از نمودارهای دوتایی که تغییرات ترکیب سنگ کل از قبیل ضربی اشباع آلومینیوم (ASI) و استرانسیوم با عناصر کمیاب آپاتیت را ترسیم می‌کند، می‌توان به نوع ماقمای اولیه دست یافت. ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت در انواع مختلف گرانیت تفاوت‌های روشی از خود نشان می‌دهند. آپاتیت‌های گرانیت نوع I غنی از Si, S, Cl, F, Na, Mn, Fe, Th و LREE هستند در حالی که نمونه‌های نوع II نیز بروونبوم‌های ریز دانه‌ی مافیک در بسیاری از موارد تمرکز غیر معمولی نسبت به آپاتیت های دیگر در سنگ میزبان نشان می‌دهند که حاکی از نقش فرایند اختلاط ماقمایی در تشکیل این سنگ‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: آپاتیت؛ گرانیت؛ نوع I؛ نوع II؛ زوزن؛ نقده؛ بانه؛ شیرکوه.

مقدمه

داد که ترکیب کانی‌های فلزیک نیز می‌تواند در تعیین ماهیت ماقماهای گرانیتی نقشی به سزایی بازی کند [۴، ۵]. بررسی‌های دقیق شیمی کانی‌ها نشان داد که برخی از کانی‌های فرعی و کمیاب نیز در این گونه بررسی‌های سنگ‌شناسی قابلیت مناسبی دارند. آپاتیت یکی از این کانی‌هاست که در زمینه‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفته است. آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی شاخص در اکثر محیط‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل می‌شود و در گستره‌ی دما-فشار گستردگی پایدار است به طوری که می‌توان آن را در

در دهه‌ای اخیر با پیشرفت تجهیزات آزمایشگاهی استفاده از ترکیب کانی‌ها در بررسی‌های سنگ‌شناسی گسترش چشمگیری یافته است. در آغاز از ترکیب اکسیدهای اصلی کانی‌های فرومیزین برای بررسی پتروژنیز و جایگاه زمین‌ساختی ماقماهای بازالتی مورد استفاده قرار گرفت [۱]، و سپس با تلفیق داده‌های عناصر اصلی و کمیاب این کانی‌ها، اطلاعات با ارزشی از فرایندهای سنگ‌شناسی حاکم بر شکل‌گیری ماقماهای مختلف بدست آمد [۲، ۳]. پژوهش‌های بعدی نشان

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۷۱ ۲۶۴۴۰۱۲، نامبر: ۰۵۷۱ ۲۶۵۷۵۳۱، پست الکترونیکی: ali54894@yahoo.com

کرد [۱۵]. در این پژوهش ترکیب آپاتیت در نمونه‌های منتخب از چهار توده‌ی گرانیت‌وئیدی مختلف ایران با استفاده از EPMA تجزیه شده، و روابط کانی‌های فرعی با به کارگیری SEM استفاده شده است. این توده‌ها شامل دو توده‌ی گرانیت‌وئیدی نوع I (نقده و وزن) و دو توده‌ی نوع S (بانه و شیرکوه) می‌شود که بررسی‌های سنگ‌شناسی دقیق قبلاً روی آن‌ها صورت گرفته است ([۲۱-۱۸]). نتایج حاصل نشان می‌دهد که بررسی ترکیب آپاتیت همراه با بررسی دقیق روابط کانی‌شناسی کانی‌های فرعی می‌تواند در تعیین فرایندهای پتروژنتیکی گرانیت‌وئیدها کارساز باشد.

موقعیت زمین‌شناسی و مشخصات پترولوژیکی گرانیت‌وئیدهای مورد مطالعه

سنگ‌های گرانیتی که برای این بررسی انتخاب شده‌اند از چهار توده‌ی شناخته شده ایران انتخاب شده‌اند که داده‌های پترولوژیکی نسبتاً جامعی در مورد آنها وجود دارد. دو توده‌ی (نقده و وزن) شاخص گرانیت‌وئیدهای نوع I و دو توده دیگر (بانه و شیرکوه) دارای ویژگی‌های گرانیت‌وئیدهای نوع S هستند که در این بخش خلاصه‌ای از مشخصات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی توده‌های یاد شده آورده شده‌اند:

توده‌ی نقده

توده نقده در ۵ کیلومتری غرب شهر نقده و در شمال غربی زون سندنج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱). این توده از دو بخش مافیک و فلسیک با ژن و عوامل زمین‌شناسی متفاوت تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌های مافیک دیوریت-گابرو بوده و در حدود 96Ma و در یک محیط زمین‌ساختی فرورانشی حاصل شده‌اند. بنابر داده‌های ژئوشیمیابی معلوم شد که آنها از گوشه‌های غنی شده بالای ورقه در حال فرورانش مشتق شده‌اند [۲۲]. سنگ‌های فلسیک در حدود 40 Ma تشکیل شده‌اند و از نظر ژئوشیمیابی به دو گروه گرانیت‌وئیدهای مافیکتر (MMG) و مونزو-گرانیت‌ها تقسیم می‌شوند. صعود بازالت‌های عمیق از گوشه، گرمای لازم برای ذوب پوسته آمفیبولیتی را فراهم آورده و موجب تشکیل ماقمای اولیه شده است. پس از آن، برهم‌کنش بین ماقمای فلسیک و مافیک سنگ‌های مختلف واحد MMG را بوجود آورده است. ذوب

دمای اتاق و فشار ۱ اتمسفر مشاهده کرد، و البته این کانی تا دمای 135°C و فشار ۲۵ GPa نیز پایدار باقی می‌ماند [۶]. آپاتیت در آغاز تبلور ماقمایی به عنوان یک فاز اولیه تشکیل می‌شود، تبلور آن طی جدایش ماقمایی ادامه می‌یابد و در طول شکل‌گیری آبغون‌های سیلیکاتی به حد اشباع می‌رسد [۷]. هرچند فرمول ایده آل آپاتیت $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})_2$ است، اما می‌تواند با توجه به شرایط حاکم بر محیط مقادیر قابل توجهی از برخی عناصر کمیاب همچون REE, Sr, U و Th را در ساختار خود جای دهد. بررسی تغییرات عناصر کمیاب در آپاتیتها نشان داده است که از آن می‌توان به عنوان ابزاری سودمند در پژوهش‌های زمین‌شناسی استفاده کرد. این تغییرات در شناخت خاستگاه کانسارها [۸] و در زمینه‌ی پی‌جوبی کانی‌ها [۹] مفید هستند و در شناخت چگونگی شکل گیری انباشته‌های اقیانوسی^۱ مورد استفاده قرار گرفته اند [۱۰]. علاوه بر این از آپاتیت برای بررسی فرایندهای ماقمایی تأخیری در فعالیت‌های آتشفسانی [۱۱] و پتروژنز سنگ‌های مختلف اولترامافیک، قلیایی و کربناتیتی استفاده شده است [۱۳, ۱۲]. اما در این میان بیشترین توجه بر روی بررسی رفتار آپاتیت در ماقمای گرانیتی متمرکر شده و بررسی‌های فراوانی در این زمینه انجام شده است. بررسی‌های انجام شده نشان داد که فراوانی و نسبت انباشت عناصر فرعی و کمیاب در آپاتیت تحت تأثیر عوامل تعیین کننده نوع گرانیت (I یا S) است و در نتیجه از شیمی‌آپاتیت می‌توان برای تعیین نوع و خاستگاه گرانیتها کمک گرفت [۱۴]. آپاتیت برای بررسی تکامل گرانیتها و تشخیص روندهای حاکم در طول شکل‌گیری ماقما نیز به کار گرفته شده است ([۱۷-۱۵]).

ترکیب شیمیابی آپاتیت را می‌توان با استفاده از تجهیزات و فناوری‌های جدید به دست آورد به طوریکه معمولاً از داده‌های ریز پردازندۀ الکترونی (EPMA) می‌توان برای تعیین اکسیدهای اصلی و از روش طیف‌ستجی جرمی سایش لیزری پلاسمای جفت القایی (LA-ICP-MS) برای تعیین میزان عناصر کمیاب استفاده کرد؛ (به عنوان مثال [۱۲, ۱۴, ۱۰]). این پژوهش‌ها نشان می‌دهند که در بسیاری از موارد برای تعیین میزان عناصر کمیاب در آپاتیت می‌توان از EPMA نیز استفاده

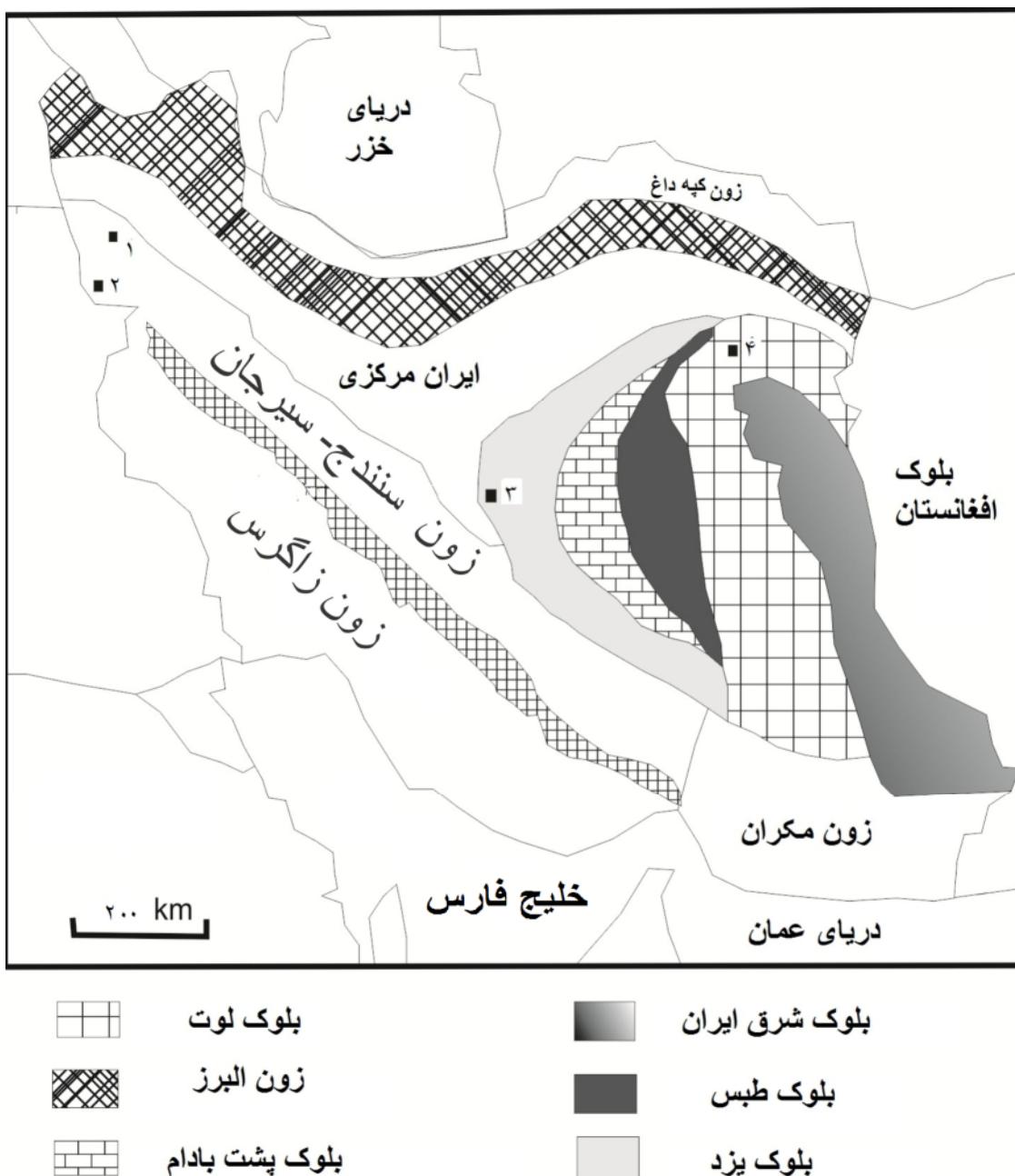
1- oceanic cumulates

شناسی مستقل از گرانیت‌های آهکی شامل گرانیت‌های آهکی-قیلیایی پتانسیم بالای متالومین تا کمی پرآلومین است. این گرانیت‌های از طریق ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک گوشه‌ای حاصل شده‌اند. روابط صحرابی، شواهد سنگ نگاری و ترکیب شیمیایی نشان می‌دهد که ذوب بخشی گوهی گوشه‌ای به همراه اختلاط ماجمایی و تبلور جدایشی منجر به تشکیل این سنگ‌ها شده است [۱۹].

سنگ‌های مافیک نقده به همراه هضم برخی از سنگ‌های قدیمی تر پوسته نیز مونزو گرانیتها را پدید آورده است [۱۸].

توده‌ی زوزن

توده‌ی زوزن در شمال شرقی بلوك لوت و ۱۲۰ کیلومتری شهر بیرجند واقع شده است (شکل ۱). این توده نیز از دو بخش متمایز فلیسیک و مافیک تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک دیوریت‌های وابسته به قوس آتش‌شانی هستند و از نظر سنگ-



شکل ۱ موقعیت توده‌های مورد بررسی در واحدهای زمین شناسی ایران. ۱ = توده‌ی نقده، ۲ = توده‌ی زوزن، ۳ = توده‌ی شیرکوه، ۴ = توده‌ی زوزن

نمونه N2 و N38 بررسی شدند تا به ترتیب معرف واحدهای MMG و مونزوگرانیت باشند.

ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه‌های یاد شده به روش ICP-MS و در آزمایشگاه ACME کانادا تعیین شد. مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از این نمونه‌ها نیز در گروه علوم زمین پردازندۀ الکترونی JEOL JXA-8900R به ترتیب برای تعیین کانی‌های فرعی و ژئوشیمی آپاتیت تجزیه شدند. شرایط اجرایی برای بررسی‌های ریز پردازشی جریان باریکه 15 kV و 25nA و قطر باریکه $1\text{-}5\mu\text{m}$ ، برحسب اندازه بلور آپاتیت، بود. زمان شمارش برای هر عنصر اصلی S و برای عناصر کمیاب 20s بود. ترکیبی از کانی‌های مصنوعی و طبیعی استاندارد در تجزیه‌ی آپاتیت‌ها مورد استفاده قرار گرفت؛ و تصحیح داده‌ها به روش ZAF [۲۴] انجام شد.

سنگنگاری

ترکیب مودی و کانی‌های کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ خلاصه شده است. کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلازیوکلاز، کانی‌های اصلی تمام نمونه‌ها بوده‌اند. بیوپتیت کانی مافیک در همه نمونه‌ها و آمفیبیول در گرانوودیوریت‌های نوع I و Z12 و (N2) فراوان بودند. گارنت و مسکوویت دیگر کانی‌های موجود در گرانیت‌های نوع S (B8 و S10) را تشکیل داده‌اند.

بررسی SEM بر روی مقاطع نازک صیقلی نمونه‌های مورد بررسی تفاوت‌هایی چند در فراوانی کانی‌های کمیاب گرانیت‌های نوع I و S را نشان داد. در گرانیت‌وئیدهای نقدۀ و وزن مگنتیت، اکسید Fe-Ti اصلی است در حالیکه در گرانیت‌های بانه و شیرکوه ایلمنیت فراوان‌تر است. این اختلاف حاکی از تفاوت شرایط اکسایش محیط در زمان تشکیل ماست. آپاتیت و زیرکن کانی فرعی رایج در کل نمونه‌ها بودند. آپاتیت یا به حالت مدور و کروی و به صورت ادخال در کانی‌های دیگر (بیوپتیت، آمفیبیول، تیتانیت) دیده می‌شود و یا به صورت میله‌ای در زمینه پراکنده است. در نمونه‌ی گرانوودیوریتی توده‌های نقدۀ و وزن N2 و Z12 علاوه بر این حالت‌های متداول آپاتیت، بلورهای سوزنی شکل هم در زمینه‌ی اصلی سنگ و هم در برونبومهای مافیک ریزدانه (MME) دیده می‌شود (شکل ۲).

توده‌ی بانه

توده‌ی بانه یکی از توده‌های نفوذی پرشمار شمال زون سندج-سیرجان است (شکل ۱). این توده مجموعه‌ای متتشکل از سنگ‌های مختلف مافیک و فلزیک نفوذی است که در سنگ‌های دگرگونی کرتاسه فوقانی نفوذ کرده و به وسیله‌ی سنگ‌های الیگو-میوسن پوشانده شده است. گرانیت‌وئیدهای این توده شامل چندین فاز متفاوت بیوپتیت گرانیت، دو میکا گرانیت، گرانیت گارنت‌دار و گرانیت آمفیبیول دار است به جز دسته آخر، فازهای دیگر دارای مشخصات گرانیت‌وئیدهای نوع S هستند [۲۰]. آنها از طریق ذوب سنگ‌های پوسته‌ای مختلف و در شرایط محیطی متمایز تشکیل شده‌اند [۲۰]. گرانیت‌های گارنت‌دار جوانترین فاز هستند که به صورت دایک در بیوپتیت گرانیت‌ها نفوذ کرده‌اند.

توده‌ی شیرکوه

باتولیت گرانیتی شیرکوه در بلوك یزد و در غرب خرد قاره‌ی ایران مرکزی (CIM) جای گرفته است (شکل ۱). روابط صحرایی و داده‌های سال سنجی Rb-Sr سن ژوراسیک میانی را برای جایگیری این توده پیشنهاد می‌کند [۲۳]. ترکیب گرانیت‌وئیدها از لوکوگرانیت تا گرانوودیوریت تغییر می‌کند و با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مختص گرانیت‌های نوع S همخوانی دارد [۲۱]. گرانیت شیرکوه از طریق ذوب بخشی سنگ‌های رسوی دگرگون شده‌ی غنی از پلازیوکلاز (متاگریوک‌ها) حاصل شده است و تغییرات ترکیب سنگ‌ها از تبلور جدایشی، شامل جدا شدن بلورهای بازمانده از گدازه‌ی اولیه، حاصل شده است [۲۱].

انتخاب نمونه و روش بررسی

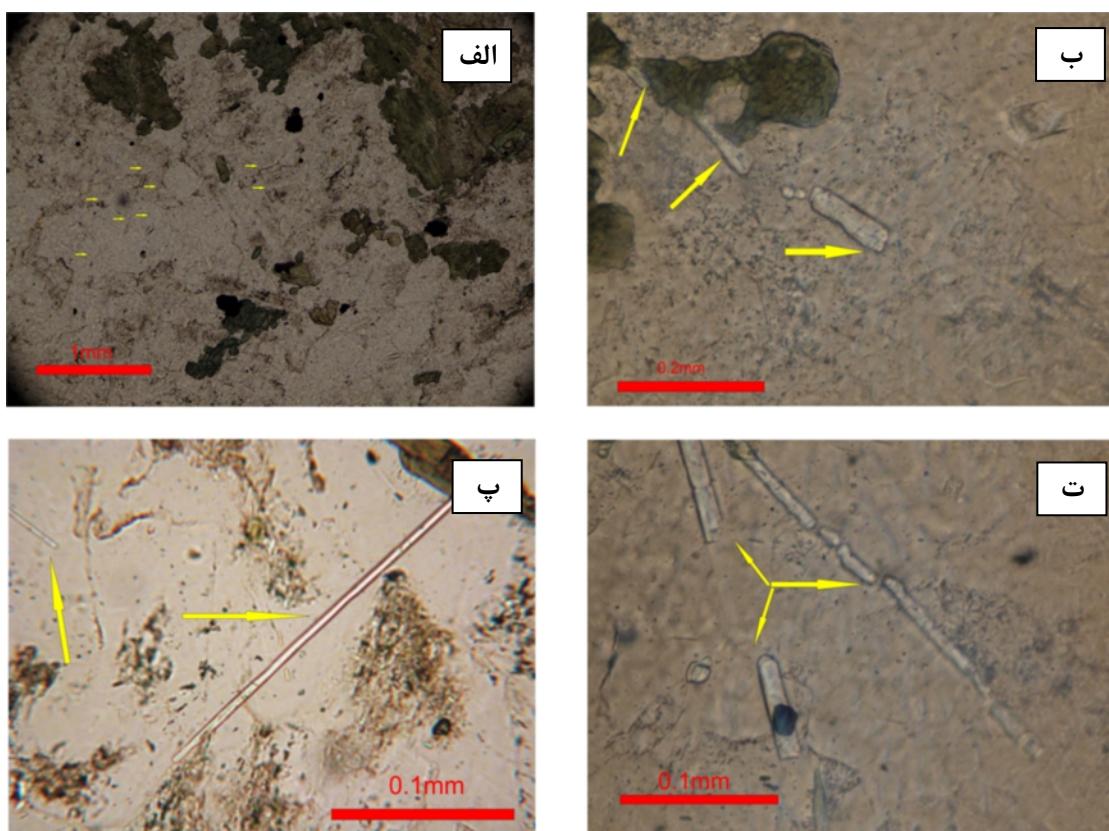
چنانکه اشاره شد، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های توده‌های مورد بحث قبل از منتشر شده‌اند [۲۲-۱۸]. برای در این پژوهش پنج نمونه از گرانیت‌وئیدهای توده‌های یاد شده انتخاب شدند تا پس از بررسی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ کل و تعیین عناصر اصلی و کمیاب موجود در آپاتیت این گرانیت‌ها، ارتباط بین ژئوشیمی آپاتیت با انواع گرانیت‌ها بررسی شد. از هر یک از توده‌های بانه (B8)، شیرکوه (S10) و وزن (Z12) یک نمونه انتخاب شد ولی از توده‌ی نقدۀ دو

است و زنوتایم در بعضی گرانیت‌های پرآلومین ظاهر می‌شود. ترکیب و فراوانی کانی‌های فرعی و کمیاب نقشی عمده در توزیع عناصر کمیاب در ماگما و کانی‌های مختلف (از جمله آپاتیت) به عهده دارند که در ادامه به آن اشاره خواهد شد.

تیتانیت در نمونه‌های نقده و زوزن به فراوانی دیده می‌شود در حالیکه مونازیت تنها در گرانیت‌های پرآلومین بانه و شیرکوه حضور دارد. سولفیدها (به خصوص پیریت) در گرانیت‌های نوع S فراوان بودند در حالیکه در نمونه‌های نوع I به ندرت مشاهده شدند. آلانیت در برخی نمونه‌های شبه رخشان قابل مشاهده

جدول ۱ فراوانی مدار و ترکیب کانی‌های فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی. Q = کوارتز، Kf = مونازیت، Pg = فلدسپار قلیایی، Am = آمفیبول، Bio = بیوتیت، Mu = مسکوویت، Gt = گارنت، Z12 = گرانودیوریت زوزن، N2 = گرانودیوریت نقده، N38 = مونزو-گرانیت نقده، B8 = گرانیت گارنت دار بانه، S10 = گرانیت گارنت دار شیرکوه.

نمونه	Q	Kf	Pg	Am	Bio	Mu	Gt	کانی‌های فرعی و کمیاب
Z12	۱۴	۱۳	۳۷	۲۸	۸	-	-	آپاتیت+زیرکن+تیتانیت+مگنتیت+ایلمونومگنتیت+آلانیت
N2	۱۸	۱۶	۳۵	۲۱	۱۰	-	-	آپاتیت+زیرکن+تیتانیت+مگنتیت+ایلمونومگنتیت
N38	۲۱	۳۵	۳۵	-	۹	-	-	آپاتیت+زیرکن+تیتانیت (نادر)+مگنتیت+ایلمونومگنتیت+زنوتایم+اسفالریت
B8	۲۲	۴۵	۲۳	-	۷	نادر	۲	آپاتیت+زیرکن+مونازیت+ایلمنیت+ایلمونومگنتیت+پیریت
S10	۱۹	۴۰	۲۰	-	۱۰	۶	۵	آپاتیت+زیرکن+مونازیت+ایلمنیت+ایلمونومگنتیت+پیریت+زنوتایم



شکل ۲ روابط مختلف بافتی آپاتیت‌ها در گرانیت‌های مورد بررسی. (الف) نمای کلی از شکل‌های مختلف آپاتیت که در زمینه‌ی گرانیتی پراکنده شده‌اند. (ب) آپاتیتهای میله‌ای و صفحه‌ای شکل. (پ) آپاتیتهای سوزنی. (ت) آپاتیتهای میله‌ای طویل شده در کنار آپاتیتهای صفحه‌ای. پیکان‌ها بلورهای آپاتیت را نشان می‌دهند. تمام تصاویر در نور PPL هستند.

پوسته‌ای در مونزوگرانیت‌ها و اختلاط ماقمایی در MMG تأثیر گذار بوده و جدایشی بلورین نیز در شکل‌گیری ماقمایی هر دو گروه نقش داشته است (۱۸، ۵، ۲۲) [۲]. گرانیتوئیدهای زوزن ویژگی‌های سنگ‌های پتاسیم آهکی- قلیایی بالا با ترکیب متالومین تا کمی پرآلومین داشته و باز هم در گروه نوع I رده‌بندی می‌شوند، و از ذوب‌بخشی گوهی گوشه‌ای بالای مناطق فرورانش حاصل شده‌اند [۱۹]. گرانیت‌های گارنت‌دار تودهای بانه و شیرکوه با ضربه اشباع آلومینیوم (ASI) بالا و ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیابی گرانیتوئیدهای نوع S، از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شده‌اند (۲۰، ۲۱) [۲۱].

برداشت

ترکیب عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۲ آورده شده است. چنانکه قبل اشاره شد، جزئیات تغییرات ژئوشیمیابی و شکل‌گیری ماقمایی تودهای یاد شده در پژوهش‌های پیشین بررسی شدند (۱۸-۲۲) [۲]. گرانیتوئیدهای نقده به دو فاز MMG با ترکیب متالومین و مونزوگرانیت با ترکیب پرآلومین قابل تقسیم‌اند. با این حال، بررسی‌های دقیق ژئوشیمیابی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که هر دو گروه خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع I را دارند و از طریق ذوب منابع مافیک متفاوت حاصل شده‌اند. البته فرایندهای آلایش

جدول ۲ ترکیب اکسیدهای اصلی (wt%) و عناصر کمیاب (ppm) سنگ‌های مورد بررسی.

sample ID	Z12	S10	B8	N2	N38
SiO ₂	۶۶,۹۲	۶۹,۷۷	۷۰,۸۶	۶۵,۲۳	۷۴,۰۷
TiO ₂	۰,۷۲	۰,۳۹	۰,۱۴	۰,۵۶	۰,۰۶
Al ₂ O ₃	۱۴,۱۷	۱۴,۷۳	۱۵,۱۱	۱۴,۵۶	۱۴,۴۷
FeOt	۴,۵۴	۳,۸۴	۳,۱۲	۴,۸۹	۱,۴۴
MgO	۱,۶۳	۱,۰۱	۰,۹۴	۲,۰۸	۰,۱۲
MnO	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۰۴
CaO	۲,۴۹	۲,۱۷	۰,۴۸	۴,۵۳	۱,۰۷
Na ₂ O	۳,۹۷	۲,۵۸	۳,۱۲	۲,۹۸	۳,۵۷
K ₂ O	۳,۹۲	۴,۵۳	۵,۵۲	۲,۵۸	۴,۱۴
P ₂ O ₅	۰,۲۰	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۸	۰,۰۷
L.OI.	۱,۱۲	۱,۰۱	۰,۶۰	۰,۵۹	۰,۵۹
Sum	۹۹,۷۴	۱۰۰,۲۶	۱۰۰,۱۷	۹۹,۲۰	۹۹,۶۴
Rb	۱۵۷,۰۰	۱۵۶,۶۰	۱۶۷,۷۰	۸۴,۶۰	۱۰۱,۵۷
Cs	۰,۲۰	۶,۶۳	۴,۴۳	۲,۶۱	۱,۲۲
Sr	۲۶۳,۵۰	۱۲۸,۳۰	۲۳۲,۴۰	۲۷۹,۱۵	۱۰۷,۰۴
Ba	۶۶۶,۹۰	۴۴۲,۴۰	۵۰۱,۵۰	۴۴۹,۳۵	۶۶۸,۰۵
Y	۲۲,۴۰	۲۷,۷۰	۲۶,۸۰	۲۲,۴۷	۱۶,۶۰
Nb	۱۲,۲۰	۱۲,۵۰	۹,۷۰	۱۰,۷۸	۱۵,۳۴
Ta	۰,۷۰	۱,۴۶	۰,۶۶	۰,۹۶	۱,۲۸
Zr	۳۶۷,۵۰	۱۴۹,۰۰	۲۴۲,۰۰	۱۷۶,۴۰	۸۲,۹۰
Th	۲۲,۰۰	۳۲,۲۰	۱۷,۸۰	۱۱,۸۹	۱۰,۳۹
La	۲۶,۹۰	۴۱,۱۹	۶,۸۸	۳۱,۴۳	۲۵,۴۱
Ce	۵۹,۰۴	۶۰,۱۴	۱۴,۶۴	۵۷,۹۷	۴۵,۵۶
Pr	۷,۰۳	۶,۹۵	۱,۱۳	۶,۴۰	۴,۵۶
Nd	۲۵,۱	۲۵,۵۳	۳,۵۲	۱۱,۵۲	۱۴,۸۴
Sm	۴,۶۱	۵,۸۲	۱,۳۹	۲,۵۴	۳,۰۷
Eu	۰,۹۱	۱,۱۴	۰,۱۷	۱,۱۴	۰,۶۵
Gd	۴,۱۸	۶,۲۹	۱,۵۴	۴,۴۰	۲,۷۶
Tb	۰,۷۷	۰,۹۰	۰,۳۵	۰,۶۹	۰,۴۳
Dy	۳,۹۷	۵,۲۸	۳,۹۲	۴,۲۸	۲,۷۶
Ho	۰,۷۴	۱,۰۱	۰,۱۸	۰,۹۱	۰,۵۸
Er	۲,۲۷	۲,۹۱	۲,۳۷	۲,۴۲	۱,۵۸
Tm	۰,۳۵	۰,۱۵	۰,۷۵	۰,۳۹	۰,۲۳
Yb	۲,۳۹	۲,۴۹	۱,۲۸	۲,۶۳	۱,۵۱
Lu	۰,۳۸	۰,۳۱	۰,۱۷	۰,۳۹	۰,۲۳

تغییرات قابل توجه در ترکیب آپاتیت گرانیتهای مختلف را نشان می‌دهد.

بیش از ۱۰۰ بلور آپاتیت در پنج نمونه انتخاب شده مورد تجزیه EPMA قرار گرفتند. داده‌های ۲۷ آنالیز به عنوان معرف ترکیب شیمیایی آپاتیتها در جدول ۳ آورده شده‌اند. این نتایج

جدول ۳ داده‌های منتخب آنالیز ریز پردازشی (به صورت درصد وزنی) آپاتیت در گرانیتهای مورد بررسی. Za و N2a به ترتیب نشانگر آپاتیتهای سوزنی گرانودیوریت‌های نقه و زوزن است. b.d. = پایین تر از حد تشخیص دستگاه.

Sample ID	Z12-1	Z12-2	Z12-3	Z12-4	Z12-5	Za-1	Za-2	N2-1	N2-2	N2-3	N2-5	N2a-1	N2a-2
SiO ₂	·,۲۲	·,۱۸	·,۱۵	·,۱۷	·,۱۳	·,۲۵	·,۳۱	·,۲۵	·,۱۴	·,۰۹	·,۱۷	·,۷۵	·,۸۳
FeO	·,۰۶	·,۰۸	·,۰۵	·,۰۱	·,۰۶	·,۱۵	·,۱۶	·,۰۳	·,۰۹	·,۰۲	·,۰۱	·,۴۳	·,۴۱
MnO	·,۱۵	·,۳۳	·,۱۲	·,۰۷	·,۲۳	·,۱۴	·,۱۲	·,۰۸	·,۱۸	·,۲۴	·,۰۹	·,۸۱	·,۶۲
CaO	۵۴,۰۵	۵۴,۴۱	۵۴,۲۸	۵۴,۵۱	۵۴,۱۷	۵۲,۸۵	۵۳,۷۵	۵۵,۰۱	۵۴,۶۵	۵۴,۹۷	۵۵,۰۸	۵۱,۴۳	۵۱,۲۱
Na ₂ O	·,۰۴	·,۰۸	·,۰۵	·,۱۱	·,۰۹	·,۰۸	·,۰۷	·,۰۲	·,۱۱	·,۰۸	·,۱۳	·,۱۸	·,۱۵
P ₂ O ₅	۴۱,۷۳	۴۰,۹۸	۴۱,۷۷	۴۱,۶۹	۴۱,۸۵	۴۱,۳۵	۴۰,۸۹	۴۰,۵۵	۴۱,۲۳	۴۱,۸۵	۴۱,۶۴	۴۲,۶۷	۴۲,۹۳
F	۲,۲۶	۲,۳۷	۲,۴۵	۲,۱۲	۲,۵۱	۲,۹۶	۲,۸۷	۲,۲۳	۲,۵۵	۱,۹۳	۲,۰۴	۲,۵۴	۲,۴۸
Cl	۱,۱۲	۱,۱۵	۰,۸۵	۰,۷۱	۰,۳۴	۰,۸۵	۰,۶۱	۱,۰۹	۰,۴۵	۰,۳۵	۰,۲۷	۰,۵۴	۰,۳۲
SO ₃	·,۰۵	·,۰۶	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۷	·,۰۱	b.d.	·,۱۲	·,۱۴	·,۱۳	·,۰۹	·,۰۱	·,۰۱
SrO	·,۱۲	·,۲۱	·,۱۵	·,۱۴	·,۱۹	·,۶۷	·,۵۹	·,۳۲	·,۲۹	·,۲۱	·,۴۱	·,۷۲	·,۸۷
ThO ₂	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۳	b.d.	b.d.	·,۰۶	·,۰۲	·,۰۷	·,۰۶	b.d.	b.d.
UO ₂	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۱	n.d.	·,۱۴	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	b.d.	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲
La ₂ O ₃	·,۰۶	·,۰۵	·,۰۵	·,۰۶	·,۰۵	·,۰۹	·,۱۰	·,۰۴	·,۰۵	·,۰۵	·,۰۴	·,۱۱	·,۱۳
Ce ₂ O ₃	·,۱۷	·,۲۲	·,۱۵	·,۲۸	·,۲۱	·,۴۶	·,۳۹	·,۲۵	·,۲۹	·,۲۶	·,۳۱	·,۸۷	·,۹۱
Pr ₂ O ₃	·,۰۴	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۳	·,۱۴	·,۰۸	·,۰۹	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۴	·,۱۱	·,۰۷
Nd ₂ O ₃	·,۰۶	·,۰۸	·,۰۶	·,۰۵	·,۰۸	·,۲۱	·,۱۶	·,۰۴	·,۰۹	·,۰۸	·,۰۹	·,۲۸	·,۲۳
Sm ₂ O ₃	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۴	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	·,۰۲	·,۱
Gd ₂ O ₃	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	n.d.
Dy ₂ O ₃	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	b.d.	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	b.d.	·,۰۲	·,۰۱
Er ₂ O ₃	b.d.	·,۰۱	b.d.	b.d.	·,۰۱	b.d.	b.d.	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	·,۰۱	b.d.
Yb ₂ O ₃	b.d.												
Total	۱۰۰,۲۴	۱۰۰,۳۵	۱۰۰,۳۱	۱۰۰,۰۶	۱۰۰,۱۵	۱۰۰,۲۱	۱۰۰,۲۰	۱۰۰,۱۸	۱۰۰,۳۷	۱۰۰,۳۸	۱۰۰,۵۱	۱۰۱,۲۰	۱۰۱,۲۱

ادامه جدول ۳

Sample ID	N38-1	N38-2	N38-3	N38-4	B8-1	B8-2	B8-3	B8-4	B8-5	B8-6	S10-1	S10-2	S10-3	S10-4
SiO ₂	·,۲۱	·,۱۲	·,۳۵	·,۱۹	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۷	·,۰۴	·,۰۳	·,۰۶
FeO	·,۱۱	·,۰۹	·,۱۳	·,۱۱	·,۲۱	·,۱۸	·,۲۴	·,۱۹	·,۲۷	·,۲۲	·,۲۰	·,۱۶	·,۲۵	·,۳۲
MnO	·,۳۸	·,۲۹	·,۳۴	·,۴۱	·,۳۷	·,۴۲	·,۳۵	·,۴۸	·,۳۱	·,۰۷	·,۶۴	·,۴۳	·,۵۷	·,۴۸
CaO	۵۴,۰۸	۵۴,۲۲	۵۴,۳۶	۵۴,۱۸	۵۴,۲۳	۵۴,۰۸	۵۴,۳۹	۵۳,۹۷	۵۴,۱۴	۵۴,۱۱	۵۳,۸۸	۵۴,۳۲	۵۴,۹	۵۳,۷۶
Na ₂ O	·,۱۰	·,۱۳	·,۱۲	·,۱۵	·,۲۱	·,۲۹	·,۱۸	·,۲۲	·,۴۱	·,۲۵	·,۲۸	·,۵۱	·,۳۴	·,۶۲
P ₂ O ₅	۴۱,۶۱	۴۱,۷۵	۴۱,۲۲	۴۱,۳۸	۴۱,۲۰	۴۱,۷۹	۴۰,۷۳	۴۱,۲۹	۴۰,۸۸	۴۰,۹۶	۴۱,۰۲	۴۰,۳۴	۴۱,۴۵	۴۰,۷۳
F	۲,۷۵	۲,۵۸	۲,۳۳	۲,۴۴	۳,۱۲	۲,۸۴	۳,۰۷	۲,۷۵	۳,۰۳	۳,۲۱	۳,۳۲	۳,۲۱	۲,۸۱	۳,۴۹
Cl	·,۴۱	·,۳۹	·,۷۴	·,۴۸	·,۱۲	·,۳۲	·,۳۵	·,۵۴	·,۴۳	·,۱۸	·,۳۲	·,۴۹	·,۳۵	·,۲۸
SO ₃	·,۰۵	·,۰۳	·,۰۷	·,۰۳	b.d.	b.d.	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
SrO	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۱۱	·,۰۳	·,۱۳	·,۱۶
ThO ₂	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	b.d.	b.d.	b.d.
UO ₂	b.d.	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	b.d.	·,۰۳	·,۰۲
La ₂ O ₃	·,۰۳	·,۰۴	·,۰۳	·,۰۴	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱
Ce ₂ O ₃	·,۱۶	·,۲۱	·,۱۲	·,۱۴	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۴	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۴
Pr ₂ O ₃	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	b.d.
Nd ₂ O ₃	·,۰۴	·,۰۵	·,۰۴	·,۰۴	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲
Sm ₂ O ₃	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲	b.d.	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱
Gd ₂ O ₃	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۲
Dy ₂ O ₃	·,۰۱	·,۰۱	b.d.	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۴	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۴	·,۰۵	·,۰۳	·,۰۵	·,۰۲
Er ₂ O ₃	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۴	·,۰۴	·,۰۲	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۲	·,۰۴	·,۰۴	·,۰۳
Yb ₂ O ₃	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۱	·,۰۲	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۳	·,۰۱	·,۰۱	·,۰۳
Total	۱۰۰,۰۹	۱۰۰,۰۶	۹۹,۹۸	۹۹,۹۶	۹۹,۶۸	۹۹,۶۷	۹۹,۴۶	۹۹,۷۷	۹۹,۶۷	۹۹,۶۶	۱۰۰,۰۸	۹۹,۸۲	۱۰۰,۲۳	۱۰۰,۱۱

سنگ میزبان نشان نمی‌دهد بلکه بیشتر با میزان Sr سنگ میزبان همخوانی دارد (شکل ۴ الف). از آنجا که Ca^{2+} و Sr^{2+} شعاع یونی و خواص شیمیایی مشابه هم دارند، Sr در ساختمان آپاتیت می‌تواند جانشین کلسیم شود و در نتیجه میزان استرانسیوم آپاتیت متأثر از مقدار آن در سنگ میزبان خواهد بود [۹]. آپاتیت‌های سوزنی از نظر میزان استرانسیوم نیز با سایر آپاتیت‌ها همخوانی ندارند و غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند.

دامنه‌ی تغییرات UO_2 در آپاتیت‌ها کم است و رابطه‌ی خاصی با تغییر نوع سنگ میزبان نشان نمی‌دهد ولی ThO_2 در آپاتیت گرانیت‌های نوع I ($0.07-0.10\text{ wt\%}$) به نسبت غنی‌تر از نوع S (کمتر از ۰.۰۰ درصد وزنی) است.

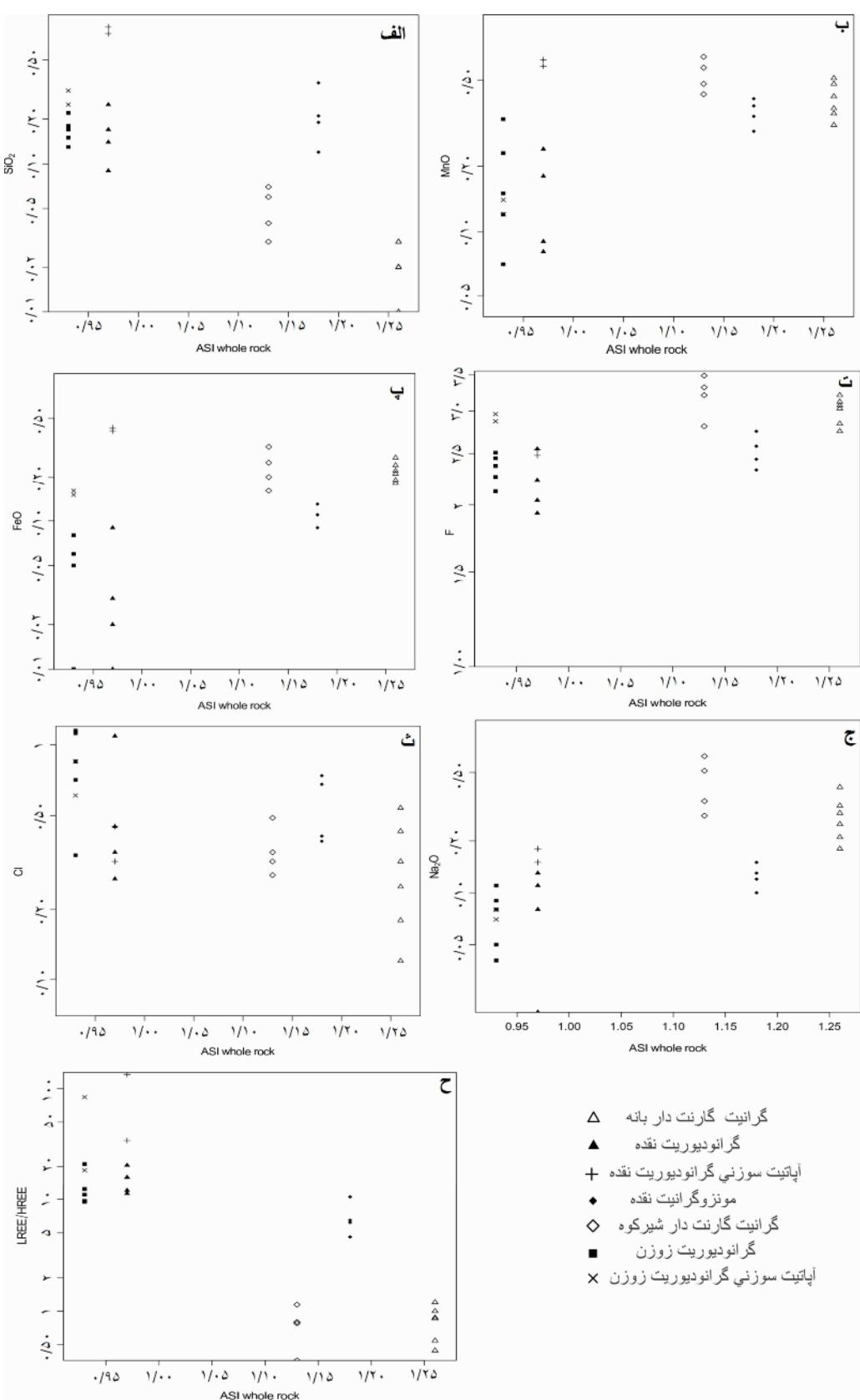
در ساختمان آپاتیت مقادیر قابل ملاحظه‌ای عناصر نادر خاکی (REE) می‌تواند جانشین Ca شود ([۲۵، ۱۳]). این جانشینی با Na^+ به جای Ca^{2+} و Si^{4+} به جای P^{5+} همراه می‌شود تا توازن باری برقرار گردد [۱۴]. داده‌های این پژوهش نشان می‌دهد که غلظت بسیاری از اکسیدهای REE بالاتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳). نکته جالب توجه تفاوت آشکار تمرکز اکسیدهای REE در آپاتیت گرانیت‌های مختلف است. آپاتیت گرانیت‌های نوع I از نظر میزان REE غنی‌تر از نوع S است. آرایش درونی عناصر نادر خاکی نیز تمایز قابل ملاحظه‌ای بین آپاتیت‌ها در گرانیت‌های مختلف نشان می‌دهد. چنانکه از جدول ۳ و شکل ۲ برمی‌آید، آپاتیت در LREE گرانیت‌های نقده و وزن از نظر میزان $(\text{La}_2\text{O}_3+\text{Ce}_2\text{O}_3+\text{Pr}_2\text{O}_3+\text{Nd}_2\text{O}_3)$ بسیار غنی‌تر از نمونه‌های HREE بانه و شیرکوه و بر عکس از نظر میزان $(\text{Dy}_2\text{O}_3+\text{Er}_2\text{O}_3+\text{Yb}_2\text{O}_3)$ تهی شده‌تر است. نسبت LREE/HREE در آپاتیت گرانیت نوع I از ۴.۶ تا ۱۲.۳ تغییر می‌کند در حالیکه این نسبت در نوع S کمتر از ۱.۱۵ است (شکل ۳ج). آپاتیت‌های سوزنی گرانوودیورتی‌های نقده و وزن از نظر REE نیز متمایز از سایر آپاتیت‌های دیگرند به طوریکه تمرکز اکسیدهای REE در آنها بسیار بالا بوده و حتی به بیش از یک درصد وزنی می‌رسد و نسبت LREE/HREE گاه تا بیش از ۱۰۰ نیز افزایش می‌یابد (جدول ۳ و شکل ۳ح).

اکسیدهای اصلی تشکیل دهنده‌ی آپاتیت (CaO و P_2O_5) تغییرات محدودی در گرانیت‌ها نشان می‌دهد به طوریکه CaO از ۴۲.۹۲ تا ۵۱.۲ wt\% و P_2O_5 بین ۴۰.۲ تا ۵۵ wt\% متغیرند. پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که شاخص اشباع آلومینیوم (ASI) ماگمای میزبان نقشی مؤثر در توزیع عناصر کمیاب در آپاتیت ایفا می‌کند ([۱۷، ۱۴]). داده‌های این پژوهش نیز رابطه‌ی بین ASI سنگ میزبان و ترکیب آپاتیت را تأیید می‌کند و از این رو، در نمودارهای دوتایی از این شاخص برای ترسیم جدایش آپاتیت‌های مختلف استفاده شده است (شکل ۳). تمرکز SiO_2 در آپاتیت‌های نوع I و S متفاوت است. گرانیت‌های نوع I آپاتیت‌هایی با سیلیس بالاتر ($0.07-0.13\text{ wt\%}$) دارند. آپاتیت‌های نسبت به گرانیت‌های نوع S ($0.01-0.07\text{ wt\%}$) سوزنی که در گرانوودیورتی‌های توده‌های نقده و وزن وجود دارند، از نظر ترکیب شیمیایی نسبت به آپاتیت‌های دیگر روند متفاوتی نشان می‌دهند که این تفاوت در مورد SiO_2 هم صدق می‌کند. چنان که از شکل ۳ الف پیداست، میزان سیلیس به صورت غیرمعمول در آپاتیت‌های سوزنی بالا است.

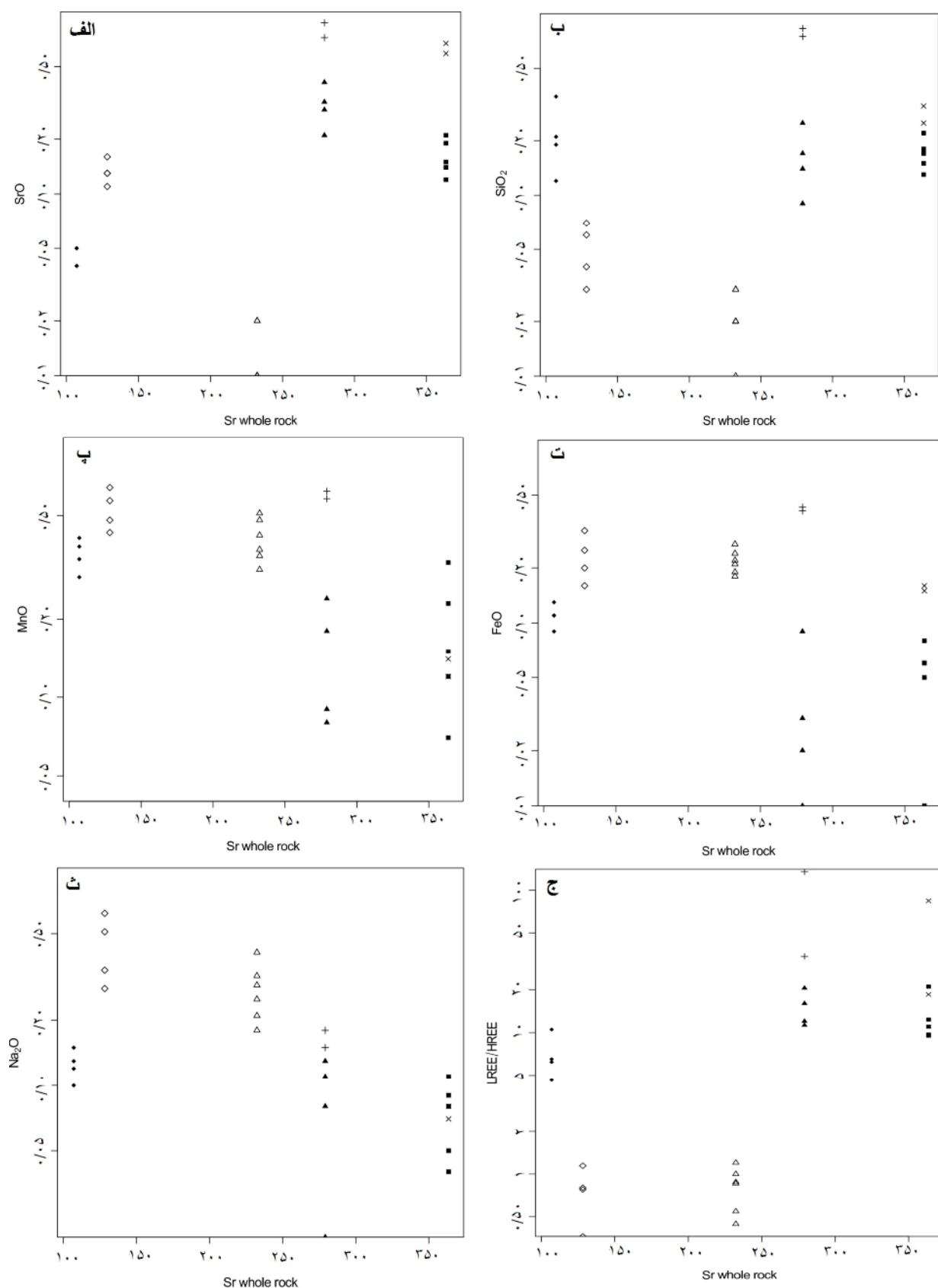
اکسیدهای منگنز و آهن در آپاتیت گرانیت‌های نوع S نسبت به نوع I (به ترتیب $0.08-0.13\text{ wt\%}$ و $0.01-0.04\text{ wt\%}$) غنی‌شدگی MnO و FeO ($0.16-0.32\text{ wt\%}$ و $0.31-0.64\text{ wt\%}$) نشان می‌دهند (جدول ۳ و شکل ۳ ب و پ). ترکیب آهن و منگنز آپاتیت‌های سوزنی با بلورهای دیگر آن سنگ متفاوت است. گرانیت‌های سوزنی به طور نسبی دارای فلوئور کمتر ($0.93-2.75\text{ wt\%}$) و کلر بیشتری ($1.15-1.32\text{ wt\%}$) از گرانیت‌های بانه و شیرکوه (به ترتیب $2.44-3.23\text{ wt\%}$ و $0.54-0.74\text{ wt\%}$). برای F و Cl هستند (شکل ۳ ت و ث).

میزان سدیم در آپاتیت گرانیت‌های بانه و شیرکوه ($0.02-0.15\text{ wt\%}$) بالاتر از گرانیت‌های نوع I است (شکل ۳ج). میزان گوگرد در آپاتیت گرانیت‌های نوع I بیشتر است به طوریکه درصد وزنی SO_3 تا ۰.۱۴ نیز می‌رسد در حالیکه در آپاتیت گرانیت‌های گارنت‌دار معمولاً کمتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳).

گسترده‌ی تغییرات استرانسیوم در آپاتیت گرانیت‌های مختلف وسیع است و میزان SrO از ۰.۱ تا حدود ۰.۷۰ wt\% تغییر می‌کند. محتوای SrO در آپاتیت رابطه منظمی با ASI



شکل ۳. تغییر ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت (برحسب درصد وزنی) در گرانیت‌های مختلف مورد بررسی با توجه به ضریب اشباع آلومینیوم سنگ میزان.



شکل ۴ تغییرات ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت (برحسب درصد وزنی) در مقابل استرانسیوم سنگ میزان (برحسب ppm). علامت همانند شکل ۳ است.

بحث

های I تا 15 wt\% نیز می رسد (جدول ۳). در ماقماهای نوع I که فشاربخشی اکسیزن بالاتر است، گوگرد بیشتر به شکل SO_4^{2-} ظاهر می شود که در آپاتیت جانشین PO_4^{3-} می شود اما در ماقماهای نوع S که شرایط احیایی است، گوگرد به شکل S^{2-} وجود دارد. در این شرایط و هنگام تبلور، گوگرد بیشتر در ساختار کانی های سولفیدی جای می گیرد [۱۵]. این شرایط در نمونه ی گرانیتؤیدهای مورد بررسی نیز دیده می شود به طوریکه در گرانیت های نوع I که کانی های سولفیدی به ندرت ظاهر می شوند، میزان SO_3 بیشتر است.

استرانسیوم در میان عناصر کمیاب آپاتیت نقش ویژه ای دارد. چنانکه قبل اشاره شد، میزان SrO در آپاتیت به میزان Sr سنگ میزان وابسته است. با بررسی دقیقتر مشخص می شود که بین میزان استرانسیوم و سایر عناصر در آپاتیت هم خوانی خوبی وجود دارد (شکل ۴). گرانیت های نوع S آپاتیت های غنی از FeO , MnO , F , Na_2O و HREE دارند در حالیکه در نوع I سیلیس و LREE فراوان است (شکل ۴). این نمودارها نشان می دهد که استرانسیوم موجود در آپاتیت می تواند پتانسیل خوبی برای تمایز ماقماهای مختلف گرانیتی داشته باشد.

عناصر نادر خاکی در آپاتیت تمرکز قابل ملاحظه ای نشان می دهد، بنابراین می توانند به صورت بالقوه از نظر سنجشناصی مهم باشند. میزان REE در آپاتیت گرانیت های نوع I فراوان تر است و البته تمرکز اصلی روی LREE است. در سوی دیگر، آپاتیت گرانیت های نوع S از LREE بسیار تهی شده هستند در حالیکه میزان HREE در آنها بالاتر است (جدول ۳ و شکل ۳ و ۴). توزیع REE در سیستم های ماقمایی معمولاً با عناصر فرعی و کمیاب کنترل می شود [۲۶]. در میان کانی های رایج حاوی REE، آپاتیت از نظر تمام عناصر نادر خاکی غنی است، زیرکن و زنوتایم در HREE غنی هستند، در صورتیکه مونازیت و آلایت به طور خاص عناصر LREE را در خود جای می دهند [۲۶]. بررسی های SEM نشان می دهد که مونازیت یکی از کانی های کمیاب موجود در گرانیت های نوع S است (جدول ۱) و از آنجا که این کانی غنی از عناصر نادر خاکی سبک است، تبلور آن موجب کاهش غلظت این عناصر در ماقما

ریز پردازش الکترونی نشان داد که تمرکز بسیاری از عناصر کمیاب در آپاتیت بیشتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳). این عناصر در آپاتیت گرانیت های مختلف دامنه تغییرات وسیع و متمازی دارند که این تغییرات با برخی عوامل همچون ترکیب سنگ میزان رابطه منظمی از خود نشان می دهد. داده های EPMA از گرانیت های توده های مورد بررسی، ارتباط بین ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت با ضربیت اشباع آلومینیوم (ASI) سنگ کل را تأیید می کند (شکل ۳) که با نتایج حاصل از بررسی بر روی گرانیت های استرالیا و چین هم خوانی دارد [۱۴, ۱۶]. نتایج تجزیه ای آپاتیت نشان می دهد که ترکیب عناصر کمیاب این کانی، علاوه بر خاستگاه، به شرایط محیطی تشکیل ماقما نیز بستگی دارد [۱۷, ۱۵]. با توجه به تغییرات قابل توجه و منظمی که در ترکیب آپاتیت گرانیت های مورد بررسی در این پژوهش بدست آمده نحوه تغییر عناصر موجود در آپاتیت با توجه به نوع گرانیت و شرایط تشکیل آن بررسی می شود.

غنى شدگى نسبى اكسيدهای آهن و منگنز در آپاتيت گرانیت های نوع S به فشاربخشی پایین اکسیژن و آلومینیوم بالاتر نسبت داده شده است [۱۴]. چنین شرایطی در این پژوهش نیز مشاهده می شود به طوریکه غلظت این اكسيدها در آپاتيت گرانیت های متالومین نوع I به کمتر از نصف پرآلومین نوع S می رسد (جدول ۳ و شکل ۳ ب، پ). در بین گرانیت های نوع I، چنانکه در شکل دیده می شود، آپاتیت های نمونه پرآلومین (N38) تمرکز بالاتری از آهن و منگنز دارد، اما این تمرکز کمتر از نمونه های نوع S با ASI برابر است. بنابراین دو عامل شرایط اکسایش و ترکیب ماقما، هر دو، در توزیع این اكسيدها در آپاتیت نقش دارد. چنانکه در جدول ۱ آورده شد، ترکیب کانی شناسی (وجود ایلمنیت فراوان) نشان می دهد که گرانیت های بانه و شیرکوه در فشار اکسیژن پایین تری نسبت به نمونه های نقده و وزن تشکیل شده اند. میزان SO_3 آپاتیت نیز بر تفاوت شرایط اکسایش گرانیت های مختلف تأکید می کند. مقدار گوگرد در آپاتیت گرانیت های نوع S آنچنان پایین است که به وسیله ای EPMA قابل تشخیص نیست اما در گرانیت-

به عنوان شواهد اختلاط ماقمایی در پتروژن توده‌های نقدہ و زوزن محسوب شوند.

نتیجه گیری

به این ترتیب آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی متداول در اکثر محیط‌های زمین‌شناسی ظاهر می‌شود و بررسی ترکیب شیمیایی آن می‌تواند کمک زیادی به درک ماهیت شکل گیری‌های سنگ‌شناسی بنماید. در این پژوهش آپاتیت‌های EPMA گرانیت‌وئیدهای مختلف از چهار ناحیه‌ی ایران به روش گرانیت‌وئیدهای قرار گرفت. نتایج حاصل نشان می‌دهد که تفاوت قابل ملاحظه‌ای در شیمی آپاتیت انواع گرانیت وجود دارد که واپسیت به شرایط تبلور و ترکیب ماقماست. گرانیت‌وئیدهای نوع I به نسبت نوع S غنی از عناصر Cl, Si, F, Na, Mn و HREE هستند و از سوی دیگر، تمرکز کمتری از Fe, Mn و HREE را نشان می‌دهند. علاوه براین، ترکیب آپاتیت از فرایندهای جدایشی نیز متأثر می‌شود که این در آپاتیت‌های سوزنی شکل گرانیت‌وئیدهای نوع I و برونبوم‌های ریزدانه مافیک به صورت تمرکز غیرعادی بسیاری از عناصر کمیاب نمود پیدا می‌کند. این ویژگی‌ها می‌تواند حاکی از تأثیر اختلاط ماقمایی در فرایند تشکیل این نمونه‌ها باشد.

قدردانی

از کارکنان آزمایشگاه میکروپریوب بخش علوم زمین Academia Sinica که کمال همکاری را در انجام آنالیزها داشتند، قدردانی می‌شود. هزینه‌ی مالی این پژوهشی از محل پژوهانه مصوب دانشگاه پیام نور تأمین شد.

مراجع

- [1] Leterrier J, Maury RC, Thonon P, Girard D, Marchal M, "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–154. ##
- [2] Giacomini F., Tiepolo M., Dallai L., Ghezzo C., "On the onset and evolution of the Ross-orogeny magmatism in North Victoria Land-Antarctica", Chemical Geology 240 (2007) 103–128. ##

خواهد شد و آپاتیت متبلور شده از این ماقما نیز به نوبه‌ی خود فقیر از LREE خواهد بود. علاوه بر Th نیز در ترکیب مونازیت جای می‌گیرد، و بنابراین آپاتیت گرانیت‌های نوع S از نظر توریم نیز فقیر شده‌اند (جدول ۳).

تهی شدگی HREE در آپاتیت گرانیت‌های نوع I باید به تبلور کانی‌های غنی از این عناصر همزمان یا قبل از تبلور آپاتیت مربوط باشد. علاوه بر زیرکن و زنوتایم، آمفیبول نیز می‌تواند مقادیر قابل توجهی HREE را در خود متمرکز سازد [۲۶]. زیرکن در تمام نمونه‌های گرانیت‌وئیدی وجود دارد و نمی‌تواند عامل تهی شدگی باشد، زنوتایم نیز تنها به مقدار کم در بعضی نمونه‌های پرآلومین ظاهر می‌شود، بنابراین باز نمی‌تواند تعیین کننده باشد؛ ولی آمفیبول در گرانودیوریت‌های نقدہ و زوزن از کانی‌های اصلی محسوب می‌شود و تبلور آن در حین یا قبل از تبلور آپاتیت، می‌تواند موجب کاهش عناصر نادر خاکی سنگین در ترکیب آپاتیت شود.

آپاتیت‌های سوزنی موجود در گرانودیوریت‌ها و برونبوم‌های ریز دانه‌ی توده‌های نقدہ و زوزن ترکیبی متفاوت با سایر آپاتیت‌ها در سنگ میزبان ارائه می‌دهند. چنانکه در جدول ۳ و شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شد، آپاتیت‌های سوزنی تمرکز بالای نامعمولی از (REEs)O, SrO, MnO, FeO در آپاتیت‌های گرانودیوریتی دهند که با آپاتیت‌های دیگر در آن نمونه‌ی گرانودیوریتی همخوانی ندارد. محققان مختلف تأثیر عوامل ماقمایی دیگر که ترکیب متفاوتی با ماقمای اصلی دارند را دلیل به وجود آمدن این ویژگی‌های نامعمول در شیمی آپاتیت نمونه‌های گرانیتی می‌دانند [۱۱]. در آپاتیت گرانیت‌ها معمولاً نسبت $\text{Sr}_{\text{apatite}}/\text{Sr}_{\text{bulk-rock}}$ است [۱۴]؛ اما در آپاتیت‌های سوزنی گرانودیوریت‌های نقدہ و زوزن این نسبت بالاتر است. مقادیر بالای نسبت $(\text{Sr}_{\text{apatite}}/\text{Sr}_{\text{bulk-rock}})$ به عنوان شاخصی از تأثیر ماقمای مافیک در ژنز ماقمای گرانیتی معرفی شده است [۱۷]. داده‌های زئوشمیایی و روابط صحرایی در توده‌های زوزن و نقدہ نقش فرایندهای اختلاط ماقمایی را در تشکیل این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند [۵، ۱۸، ۱۹]. بنابراین آپاتیت‌های سوزنی موجود در نمونه‌های گرانودیوریتی و MME می‌توانند

- Volcan Irazu, Costa Rica”, Contribution to Mineralogy and Petrology 157 (2010) 135–145.* ##
- [12] Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D., “*Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite*”, *Lithos* 85 (2005) 76-92. ##
- [13] RØnsbo J.G., “*Apatite in the Ilmaussaq alkaline complex: Occurrence, zonation and compositional variation*”, *Lithos* 106 (2009) 71-82. ##
- [14] 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. ##
- [15] Broska I., Williams C.T., Uher P., Konecny P., Leichmann J., “*The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia*”, the role of apatite and P-bearing feldspar”, *Chemical Geology* 205 (2004) 1-15. ##
- [16] Hsieh P.-S., Cheni C.-H., Yang H.-J., Lee C.-Y., “*Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions*”, *Journal of Asian Earth Sciences* 33 (2008) 428-451. ##
- [17] Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., Oreilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y., “*Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids*”, *Journal of Petrology* 50 (2009) 1829-1855. ##
- [18] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F., “*Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran*”, *Arabian Journal of Geosciences* 4 (2011) 59-76. ##
- [19] Mazhari S.A., Safari M., “*High-K calc-alkaline plutonism in Zouzan, NE of Lut block, Eastern Iran*”, an evidence for arc related magmatism in Cenozoic: *Journal of Geological Society of India* (2012) (accepted, in press). ##
- [3] Molina J.F., Scarrow J.H., Montero P.G., Bea F., “*High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia*”, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158 (2009) 69-98. ##
- [4] Jacamon F., Larsen R.B., “*Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation*”, *Lithos* 107 (2009) 281-291. ##
- [۵] مظہری س.ع., قلمقاش ج., مظلومی بجستانی ع.ر., حاج علیلو ب., ”کاربرد ترکیب عنصر جزئی کوارتز در تفسیر پتروژئیکی گرانیت‌های نقده، شمال غرب زون سندج-سیرجان”， مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۹۱) سال بیستم، شماره ۳، صفحات ۵۰۵-۵۱۴ ##
- [6] Watson E. B., “*Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar*”, *Earth and Planetary Science Letters* 51 (1980) 322–335. ##
- [7] Hoskin P.W. O., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B.W., “*Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoids magmas: an integrated approach*”, *Journal of Petrology* 41 (2000) 1365-1396. ##
- [8] Treloar P.J., Colley H., “*Variations in F and Cl contents in apatites from magnetite-apatite ores in northern Chile, and their ore-genetic implications*”, *Mineralogical Magazine* 60 (1996) 285–301. ##
- [9] 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. ##
- [10] Meurer W.P., Natland J.H., “*apatite compositions from oceanic cumulates with implications for the evolution of mid-ocean ridge magmatic systems*”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110 (2001) 281- 298. ##
- [11] Boyce J.W., Hervig R.L., “*Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at*

- [24] Chen C.-H., Tung T.C., “*On-line data reduction for electron microprobe analysis*”, *Acta Geologica Taiwanica* 22 (1984) 196–200. ##
- [25] Nash W.P. “*Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks*. In: Nriagu, J.O., Moore, P.B. (Eds.): *Phosphate Minerals*”, Springer-Verlag, Berlin (1984) 442p. ##
- [26] Bea F., “*Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal ptyoliths; implications for the chemistry of crustal melts*”, *Journal of Petrology* 37 (1996) 521-552 ##
- [۲۰] مظہری س.ع., ”*مطالعه پترولوری و ژئوشیمی توده های آذرین غرب بانه (کردستان)*”， پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۲) ۱۵۶ صفحه. ##
- [21] Sheibi M., Esmaeily D., Nedelec A., Bouchez J.L., Kananian A., “*Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh granite, southwest Yazd, Central Iran*”, *Island Arc* 19 (2010) 292-312. ##
- [22] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F., “*The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran*”, *Arabian Journal of Geosciences* 4 (2011) 1207- 1214. ##
- [23] Forster H., “*Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran*”, *Journal of Geological Society of London* 135 (1978) 443–55. ##