



## کاربرد ترکیب عناصر جزئی کوارتز در تفسیر سنگ‌زایی گرانیتوئیدهای نقه‌ده، شمال غربی زون سنندج - سیرجان

سید علی مظهري<sup>۱\*</sup>، جلیل قلمقاش<sup>۲</sup>، علیرضا مظلومی بجستانی<sup>۱</sup>، بهزاد حاج علیلو<sup>۱</sup>

۱- دانشگاه پیام نور، گروه علمی زمین‌شناسی، تهران

۲- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران

(دریافت مقاله: ۹۰/۲/۸، نسخه نهایی: ۹۰/۶/۱۲)

**چکیده:** توزیع عناصر جزئی در کوارتزهای موجود در گرانیت‌ها نسبت به فرایندهای تفریق بسیار حساس است. فراوانی عناصر  $Li$  و  $Al, Ge, Ti$  در کوارتزهای اولیه گرانیتوئیدهای نقه‌ده با استفاده از روش LA-ICP-MS مورد بررسی قرار گرفته‌اند. دو واحد مختلف گرانیتوئیدی توده‌ی نقه‌ده (گرانیتوئیدهای مافیک‌تر (MMG) و مونزوگرانیت‌ها) روندهای کاملاً متفاوتی از نظر نسبت عناصر جزئی کوارتز نشان می‌دهند. تغییر نسبت  $Ti/Ge$  در کوارتزهای MMG پیشنهاد می‌کند که تفریق ماگمایی عامل اصلی در شکل‌گیری سنگ‌های این واحد نبوده است بلکه تغییرات  $Li$  در کوارتز گرانیتوئیدهای مافیک‌تر بواسطه‌ی تبلور مقادیر متفاوت آمفیبول همزمان با آن است. از سوی دیگر، روند تغییرات  $Ti/Ge$  و  $Li$  در مونزوگرانیت‌ها نشان‌دهنده‌ی نقش اصلی تفریق ماگمایی در تشکیل آنهاست. تفاوت تغییر میزان  $Al$  در کوارتزهای واحدهای MMG و مونزوگرانیت را می‌توان به عواملی همچون ضریب اشباع آلومینیوم نسبت داد.

**واژه‌های کلیدی:** کوارتز؛ عناصر جزئی؛ گرانیتوئید؛ سنگ‌شناسی؛ تفریق ماگمایی؛ نقه‌ده؛ زون سنندج - سیرجان.

### مقدمه

است. عناصر جزئی در کوارتز نسبت به فرایندهای سنگ‌زایی بسیار حساس‌اند، و بنابراین دارای ثبت ویژگی‌های خاستگاه و روند شکل‌گیری سنگ‌های گرانیتی هستند [۵]. کوارتز می‌تواند مقادیر جزئی از عناصر ناسازگار را طی تبلور در شبکه‌ی اتمی وارد سازد. تمرکز این عناصر بوسیله‌ی فراوانی در گدازه، توزیع در فازهای مختلف، شرایط ترمودینامیکی حاکم بر سیستم و نظم شبکه‌ی اتمی ساختار کوارتز کنترل می‌شود [۶]. با توجه به اینکه تمام بررسی‌های انجام شده روی کوارتزها در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاکی از پیروی ترکیب عناصر جزئی از روند شکل‌گیری ماگمایی است، تعیین میزان این عناصر می‌تواند نقش به‌سزایی در تشخیص و یا تکمیل شناخت فرایندهای

بررسی رفتار عناصر جزئی در کانی‌های مختلف می‌تواند در کنار بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین، نقش مهمی در تعیین روند سنگ‌زایی آنها داشته باشد. با گسترش روش‌های آنالیزی به ویژه تجزیه نقطه‌ای همچون LA-ICP-MS و SIMS، استفاده از ترکیب عناصر جزئی کانی‌ها در بررسی‌های سنگ‌شناسی گسترش بسیاری یافته است. هرچند بررسی عناصر جزئی در کانی‌های فرومنیزین بیشتر مورد توجه قرار گرفته (به عنوان مثال [۱-۳])، ولی اهمیت فراوانی عناصر مختلف در کانی‌های فلسیک نیز در سال‌های اخیر تأیید شده است [۴-۶]. یکی از شاخص‌ترین کانی‌ها در این زمینه کوارتز

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۱۲ ۲۶۴۴۰ (۰۵۷۱)، نمابر: ۲۶۵۷۵۳۱ (۰۵۷۱)، پست الکترونیکی: ali54894@yahoo.com

حاکم در طول تبلور ماگمای گرانیتی ایفا کند. عامل بازدارنده‌ی اصلی در این زمینه مشکلات دسترسی به تجهیزات مورد نیاز است.

در این پژوهش با توجه به فراهم شدن امکان استفاده از روش LA-ICP-MS، تغییرات عناصر جزئی در گرانیتوئیدهای توده‌ی نفوذی نقده، یکی از توده‌های شمال غربی زون سنندج-سیرجان، مورد بررسی قرار گرفته است. داده‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی این توده قبلاً ارائه شده است ([۹-۷])، و بنابراین با تعیین ترکیب کوارتز می‌توان شناخت بهتری از سنگ‌شناسی ماگماهای تشکیل دهنده‌ی توده‌ی نقده بدست آورد. در ابتدا مختصری در مورد زمین‌شناسی و مشخصات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نقده آورده شده و سپس داده‌های عناصر جزئی کوارتز مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

#### موقعیت زمین‌شناسی

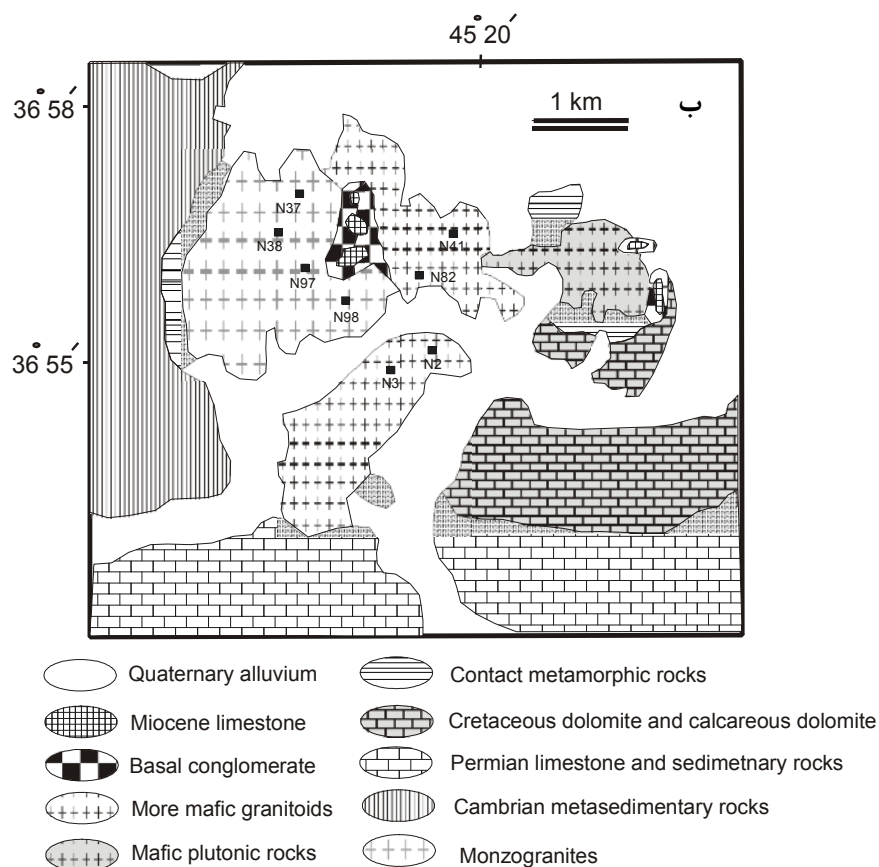
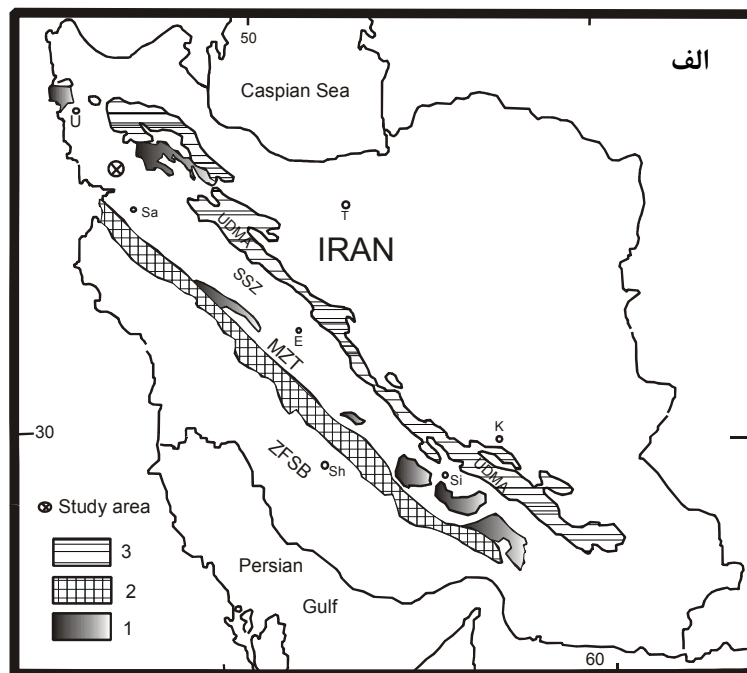
توده‌ی نقده در شمال غربی زون سنندج-سیرجان واقع شده است (شکل ۱). زون سنندج - سیرجان بخشی از کوهزایی زاگرس است که از باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس حاصل شده و از سه زون زمین‌ساختی که در راستای شمال غربی-جنوب شرقی به موازات هم قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است [۱۰]. این سه زون از صفحه‌ی عربستان تا ایران مرکزی عبارتند از: (۱) کمربند چین خورده‌ی ساده‌ی زاگرس در شمال غربی، (۲) زون سنندج-سیرجان در میانه و (۳) کمان ماگمایی ارومیه-دختر در شمال شرقی. زون سنندج-سیرجان که در [۱۱] از آن به عنوان زون پیچیده زاگرس یاد شده است، شامل توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و مافیک فراوان است که سن، ماهیت و خاستگاه بسیاری از آنها به خوبی تعیین نشده است. معمولاً فرض بر این است که توده‌های نفوذی سری‌های آهکی-قلیایی وابسته به قوسی هستند که طی فروانش نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران شکل گرفته‌اند ([۱۳، ۱۲]). بررسی‌های نگارندگان در بخش شمالی زون سنندج-سیرجان تصویری بسیار پیچیده‌تر از این داستان را نشان داده است. با استفاده از تابش سنجی، سن توده‌های نفوذی گستره‌ای بیش از ۳۰۰ میلیون سال [۱۴]، یعنی خیلی پیش از فروانش تا کمتر از ۴۰ میلیون سال ([۱۵، ۷])، پس از فروانش و برخورد را مشخص

می‌سازد. همچنین علاوه بر توده‌های آهکی-قلیایی، توده‌های قلیایی دیگری نیز وجود دارند که به سختی می‌توان آنها را به طور مستقیم به فروانش وابسته دانست (به عنوان مثال توده‌ی پیرانشهر [۱۵]).

توده‌ی نقده در ۵ کیلومتری غرب شهر نقده بین طول‌های جغرافیایی ۲۲° ۴۵' - ۱۵° ۴۵' شرقی و عرض‌های ۵۸° ۳۶' - ۵۲° ۳۶' شمالی واقع شده است. این توده به صورت استوک‌های کوچک در منطقه‌ای به وسعت حدود ۲۰ کیلومتر مربع رخنمون یافته است (شکل ۱). توپوگرافی ناحیه دشت مانند است، سنگ‌های نفوذی در ارتفاع پایین ظاهر شده و با سنگ‌های رسوبی کامبرین، پرمین و کرتاسه احاطه شده‌اند ([۱۷، ۱۶]). در بیشتر نقاط مرز بین نفوذی‌ها و سنگ میزبان با نهشته‌های کواترنری پوشیده شده و ارتباط صحرایی بین این دو مشخص نیست. البته سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در برخی مناطق رخنمون دارند و ضخامت هورنفلس‌ها در حاشیه‌های شرقی و غربی توده به چند صد متر می‌رسند (شکل ۱). در مرکز توده‌ی سنگ‌های گرانیتی به وسیله کنگلومرا و سنگ آهک‌های میوسن پوشیده شده‌اند که آنها را به سازند قم نسبت داده‌اند [۱۷].

توده‌ی نقده از دو بخش سنگ‌های مافیک و فلسیک تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک کمتر از ۲۰٪ رخنمون سطحی توده را اشغال کرده‌اند و تنها در بخش‌های شرقی ظاهر می‌شوند (شکل ۱). ترکیب آنها دیوریت و گابرو-دیوریت بوده و سن  $96 \pm 2.3$  سال سنجی به روش SHRIMP و ژنز کاملاً متفاوت با گرانیتوئیدها دارند [۸]. لذا در اینجا در مورد سنگ‌های مافیک لزومی به بحث بیشتر نیست.

بخش‌های دیگر توده از سنگ‌های گرانیتوئیدی با ظاهر و رنگ‌های مختلف تشکیل شده‌اند. ترکیب آنها از گرانیت‌های سفید رنگ تا کوارتز-دیوریت‌های خاکستری تغییر می‌کند. لوکوگرانیت‌ها بدون برونوم هستند، در حالیکه گرانیتوئیدهای مافیک‌تر دارای برونوم‌های میکروگرانولار مافیک (MME) فراوانند. MME در اندازه‌های متفاوت (به‌طور معمول  $< 30\text{ cm}$ ) به شکل‌های زاویه‌دار تا بیضوی و مدور قابل مشاهده‌اند. آخرین مرحله از فعالیت ماگمایی در توده‌ی نقده با آپلیت‌ها و دایک‌های هولولوکوگرانیتی بروز می‌یابد که گرانیتوئیدهای دیگر را قطع کرده‌اند.



**شکل ۱** (شکل بالا) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در ایران و زون سنندج- سیرجان (اقتباس از [۱۰]). ۱= نواحی پرکامبرین، ۲= زون تراست زاگرس، ۳= مجموعه‌ی ماگمایی ارومیه دختر. E= اصفهان، K= کرمان، MTZ= تراست اصلی زاگرس، Sa= سنندج، SSZ= سنندج- سیرجان زون، T= تهران، U= ارومیه، ZFSB= کمر بند چین خورده‌ی ساده زاگرس. (شکل پایین) نقشه‌ی ساده‌ی توده‌ی نقده که موقعیت نمونه‌های انتخاب شده برای این پژوهش نیز روی آن مشخص شده است (تصحیح شده از [۱۷]).

## سنگ‌نگاری و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای نقده

گرانیتوئیدهای نقده به سن  $41.85 \pm 0.81$  Ma هستند (نتایج سن‌سنجی به روش SHRIMP [۹]) و براساس ترکیب کانی-شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، می‌توان آنها را به دو گروه گرانیتوئیدهای مافیک‌تر (MMG) و مونزوگرانیت‌ها رده‌بندی کرد:

## - گرانیتوئیدهای مافیک تر

ترکیب مدال سنگ‌های MMG نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، کوارتز مونزودیوریت و گرانودیوریت هستند. چنانکه در بالا اشاره شد، این سنگ‌ها دارای MME فراوان با بافت ریزدانه ( $\phi = 0.1-0.5$  mm) هستند، در حالیکه سنگ‌های میزبان متوسط تا درشت‌دانه ( $\phi = 0.5-3$  mm) با فلدسپارهای پورفیری پراکنده‌اند و اندازه‌ی آنها گاه به یک سانتی‌متر نیز می‌رسد. کانی‌های اصلی عبارتند از پلاژیوکلاز (۲۰-۴۵ wt%)، آمفیبول (۴۰-۱۰)، بیوتیت (۲۵-۵)، کوارتز (۳۰-۵) و فلدسپار پتاسیم (۳۰-۵). ایلمنیت، مگنتیت، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی رایج هستند و زیرکن، آلانیت، مونازیت و پیریت گهگاه مشاهده می‌شوند. وجود بافت‌های غیرتعادلی مختلف در پلاژیوکلازها، آپاتیت‌های سوزنی شکل، اونیوکریست‌های فلدسپارهای پتاسیم و وجود برونوم‌های ریزدانه‌ی فراوان، نشان‌دهنده نقش اختلاط ماگمایی<sup>۱</sup> در ژنز MMG است [۷].

ترکیب شیمیایی این واحد از  $\text{SiO}_2 = 58.07$  تا  $\text{SiO}_2 = 65.23$  تغییر می‌کند (جدول ۱). تغییرات شیمیایی، جدایش پلاژیوکلاز، آمفیبول و در درجه ضعیف‌تر آپاتیت و زیرکن را طی شکل‌گیری MMG پیشنهاد می‌کند، ولی تمام روندهای موجود در نمودارها را توجیه نمی‌کند [۷]. ترکیب ایزوتوپی ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}} = 0.70681$  و  $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}} = -1.00$ ) و مشخصات شیمیایی، خاستگاه متابازالتی را برای سنگ‌های MMG تأیید می‌کند؛ در حالیکه ترکیب ایزوتوپی برونوم‌های ریزدانه‌ی مافیک متفاوت است ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}} = 0.70495$  و  $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}} = -0.74$ ) و نشان می‌دهد خاستگاه آنها باید تهمی شده‌تر باشد [۷]. با توجه به ویژگی‌های واحد MMG می‌توان گفت که بازالت‌های تولید شده در عمق، گرمای لازم برای ذوب پوسته‌ی آمفیبولیتی را فراهم کرده و موجب تشکیل یک ماگمای گرانیتی شده است. سپس در یک سیستم باز و طی بر هم کنش بین ماگماهای فلیسک و مافیک، سنگ‌های MMG به همراه برونوم‌های ریزدانه‌ای مافیک تشکیل شده‌اند [۷].

## - مونزوگرانیت‌ها

این واحد از گرانیت‌های تحول یافته با ترکیب مونزوگرانیت (در نمودار اشتريکیزن) تشکیل شده است. آنها به نسبت سنگ‌های MMG ریزدانه‌ترند ( $\phi = 0.5-1.5$  mm) و کوارتز کانی اصلی است (۳۰-۴۵ wt%). فلدسپار قلیایی (۲۰-۳۰) و پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰) کانی‌های اصلی دیگر هستند. تنها کانی مافیک اصلی به جز کانی‌های کدر، بیوتیت است. سری کامل ایلمنیت-مگنتیت اکسیدهای Fe-Ti در مونزوگرانیت وجود دارد. تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و مونازیت کانی‌های فرعی رایجند. یکی از ویژگی‌های بارز مونزوگرانیت‌ها در توده‌ی نقده نبود MME و حضور برونوم‌های کوارتز آمفیبولیت در برخی رخنمون‌هاست. کوارتز و آمفیبول تنها کانی‌های این برونوم‌ها هستند و بافت آنها نشان می‌دهد که نمی‌توانند سنگ‌های ماگمایی باشند [۹].

ترکیب مونزوگرانیت‌ها نشان‌دهنده‌ی گرانیت‌های آهکی-قلیایی پتاسیم بالای پرآلومین ( $\text{ASI} = 1.12-1.17$ ) است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها منطبق با مقدار کمی جدایش فلدسپار قلیایی، اکسیدهای Fe-Ti، آپاتیت و زیرکن بوده و ترکیب ایزوتوپی ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}} = 0.708638$ ،  $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}} = -4.26$ ) نقش بیشتر پسته را در ژنز آنها مشخص می‌سازد [۹]. با توجه به وجود زیرکن بازمانده (به سن‌های  $98.5 \pm 1.7$  Ma و  $13.1 \pm 58.6$  Ma)، برونوم‌های کوارتز آمفیبولیت و ترکیب ژئوشیمیایی مونزوگرانیت‌ها، روند شکل‌گیری پیشنهادی برای تشکیل آنها بدین صورت است [۹]: سنگ‌های مافیک قدیمی مجموعه توده‌ی نفوذی نقده را می‌توان به‌عنوان سنگ مادر در نظر گرفت که ذوب بخشی آنها در شرایط فشار آب نسبتاً بالا انجام شده و مذاب حاصل با هضم بخشی از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده قدیمی، مونزوگرانیت‌های نقده را به‌وجود آورده است.

## - دایک‌های لوکوگرانیتی

این گرانیت‌ها کاملاً از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. حجم کانی‌های مافیک کمتر از ۲ درصد و شامل کلریت و کانی‌های کدر است که احتمالاً حاصل دگرسانی بیوتیت اولیه بوده‌اند. دایک‌های لوکوگرانیتی سنگ‌هایی به شدت تفریق یافته با  $\text{K}_2\text{O}$  و Rb بالا و  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ، LILE و HFSE پایین و عناصر فرومنیزین بسیار پایین‌اند. این ترکیب شیمیایی نشان‌دهنده‌ی تفریق شدید پیش از تشکیل ماگمای گرانیتی است.

**جدول ۱** ترکیب عناصر اصلی (برحسب درصد) و برخی عناصر فرعی و کمیاب (برحسب ppm) گرانیتوئیدهای نقه که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته‌اند. MMG = گرانیتوئیدهای مافیک‌تر، MG = مونزوگرنیتها، LD = دایک‌های لوکوگرنیتی.

| sample ID                      | G۸۲N   | G۳N    | G۴۱N   | G۲N    | G۳۷N   | G۹۸N   | G۹۷N   | G۳۸N   | G۹۶N   | G۳۹N   |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Rock type                      | MMG    | MMG    | MMG    | MMG    | MG     | MG     | MG     | MG     | LD     | LD     |
| SiO <sub>2</sub>               | ۵۸,۰۷  | ۶۲,۱۱  | ۶۵,۱۵  | ۶۵,۲۳  | ۷۰,۵۲  | ۷۱,۵۱  | ۷۲,۳۹  | ۷۴,۰۷  | ۷۴,۷۰  | ۷۳,۹۸  |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰,۷۰   | ۰,۶۶   | ۰,۵۲   | ۰,۵۶   | ۰,۱۴   | ۰,۱۱   | ۰,۱۴   | ۰,۰۶   | ۰,۰۴   | ۰,۰۵   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۷,۸۷  | ۱۶,۶۴  | ۱۵,۶۷  | ۱۵,۴۶  | ۱۵,۶۲  | ۱۵,۳۰  | ۱۵,۲۱  | ۱۴,۴۷  | ۱۴,۳۱  | ۱۴,۱۶  |
| FeOt                           | ۶,۳۷   | ۵,۴۷   | ۴,۳۸   | ۴,۸۹   | ۲,۲۷   | ۲,۰۳   | ۱,۹۱   | ۱,۴۴   | ۰,۶۶   | ۰,۶۸   |
| MgO                            | ۲,۸۹   | ۲,۴۱   | ۱,۹۱   | ۲,۰۸   | ۲,۴۰   | ۰,۳۱   | ۰,۲۹   | ۰,۱۲   | ۰,۱۳   | ۰,۱۴   |
| MnO                            | ۰,۱۳   | ۰,۱۲   | ۰,۱۱   | ۰,۱۲   | ۰,۰۳   | ۰,۰۴   | ۰,۰۴   | ۰,۰۴   | ۰,۰۲   | ۰,۰۲   |
| CaO                            | ۷,۰۶   | ۵,۶۷   | ۴,۵۰   | ۴,۵۳   | ۲,۲۱   | ۱,۸۲   | ۱,۷۲   | ۱,۰۷   | ۱,۵۲   | ۰,۵۴   |
| Na <sub>2</sub> O              | ۳,۱۳   | ۳,۱۳   | ۳,۰۱   | ۲,۹۸   | ۳,۹۰   | ۳,۸۰   | ۳,۷۳   | ۳,۵۷   | ۳,۳۸   | ۳,۴۳   |
| K <sub>2</sub> O               | ۱,۶۰   | ۲,۱۴   | ۲,۸۱   | ۲,۵۸   | ۳,۲۳   | ۳,۵۷   | ۳,۶۲   | ۴,۱۴   | ۵,۶۱   | ۵,۷۱   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰,۲۴   | ۰,۲۱   | ۰,۱۷   | ۰,۱۸   | ۰,۱۰   | ۰,۰۹   | ۰,۰۸   | ۰,۰۷   | ۰,۰۱   | ۰,۱۰   |
| L.OI.                          | ۰,۸۰   | ۰,۶۶   | ۰,۸۲   | ۰,۵۹   | ۰,۸۱   | ۰,۴۱   | ۰,۴۷   | ۰,۵۹   | ۰,۳۳   | ۰,۲۸   |
| total                          | ۹۸,۸۶  | ۹۹,۱۲  | ۹۹,۰۵  | ۹۹,۲۰  | ۹۹,۲۳  | ۹۸,۹۸  | ۹۸,۶۲  | ۹۹,۶۴  | ۹۹,۸۰  | ۹۹,۰۹  |
| ASI                            | ۰,۹۱   | ۰,۹۳   | ۰,۹۷   | ۰,۹۷   | ۱,۱۲   | ۱,۱۴   | ۱,۱۵   | ۱,۱۸   | ۱,۱۴   | ۱,۱۱   |
| Li                             | ۱۱,۴۲  | ۱۵,۴۳  | ۱۴,۸۹  | ۲۰,۲۷  | ۱۸,۹۶  | ۱۵,۷۱  | ۱۵,۲۱  | ۱۲,۶۶  | ۵,۱۰   | ۵,۱۹   |
| Rb                             | ۴۷,۰۰  | ۶۵,۴۹  | ۸۷,۶۹  | ۸۴,۶۰  | ۸۰,۲۴  | ۸۳,۹۴  | ۸۶,۴۳  | ۱۰۱,۵۷ | ۱۲۰,۲۳ | ۱۲۶,۰۲ |
| Sr                             | ۴۰,۹۴۴ | ۳۳۷,۶۲ | ۲۷۵,۲۸ | ۲۷۹,۱۵ | ۲۲۱,۰۶ | ۱۷۵,۶۵ | ۱۶۷,۶۴ | ۱۰۷,۰۴ | ۴۳,۹۴  | ۴۳,۳۸  |
| Ba                             | ۳۰,۶۵۸ | ۳۸۳,۹۴ | ۴۵۷,۵۳ | ۴۴۹,۳۵ | ۶۷۶,۴۲ | ۶۶۲,۴۶ | ۶۶۲,۰۶ | ۶۶۸,۰۵ | ۲۶۲,۱۷ | ۲۱۹,۴۶ |
| Cu                             | ۱۶,۲۶  | ۹,۸۶   | ۱۱,۷۵  | ۸,۰۶   | ۴,۲۶   | ۴,۳۱   | ۲,۰۶   | ۳,۵۹   | ۲,۳۲   | ۳,۹۲   |
| Zn                             | ۶۴,۱۵  | ۵۷,۱۹  | ۵۵,۲۱  | ۵۷,۶۸  | ۳۲,۷۰  | ۲۷,۲۸  | ۲۴,۳۵  | ۲۵,۱۳  | ۱۵,۴۷  | ۱۰,۶۲  |
| Ga                             | ۱۹,۶۵  | ۱۷,۴۱  | ۱۶,۶۷  | ۱۶,۸۱  | ۱۸,۰۵  | ۱۶,۶۴  | ۱۶,۳۳  | ۱۶,۲۶  | ۱۴,۵۸  | ۱۴,۹۸  |
| Y                              | ۸۱,۳۰  | ۲۶,۹۹  | ۲۴,۳۴  | ۲۵,۴۷  | ۱۲,۵۲  | ۱۳,۰۰  | ۱۳,۸۰  | ۱۶,۶۰  | ۱۰,۱۳  | ۱۰,۹۹  |
| Nb                             | ۸,۳۶   | ۸,۶۷   | ۱۱,۷۶  | ۱۰,۷۸  | ۱۳,۳۷  | ۱۳,۰۰  | ۱۳,۰۵  | ۱۵,۳۴  | ۲۰,۸۲  | ۲۲,۲۹  |
| Ta                             | ۰,۶۶   | ۰,۸۶   | ۱,۳۴   | ۰,۹۶   | ۱,۳۲   | ۱,۳۶   | ۱,۳۸   | ۱,۲۸   | ۳,۷۵   | ۳,۹۷   |
| Zr                             | ۱۸۴,۰۰ | ۱۸۵,۴۰ | ۱۶۴,۵۰ | ۱۷۶,۴۰ | ۱۳۰,۳۰ | ۱۱۶,۲۰ | ۱۰۸,۵۰ | ۸۲,۹۰  | ۵۰,۳۰  | ۴۹,۹۰  |
| Hf                             | ۷,۵۶   | ۱۲,۹۰  | ۷,۲۷   | ۷,۶۷   | ۳,۶۳   | ۴,۰۰   | ۳,۸۰   | ۲,۹۰   | ۳,۳۰   | ۲,۰۷   |
| Mo                             | ۰,۳۸   | ۰,۲۴   | ۰,۲۳   | ۰,۲۳   | ۲۲,۳۷  | ۱۴,۷۹  | ۱۲,۳۲  | ۰,۰۳   | ۰,۲۱   | ۰,۱۲   |
| Sn                             | ۱,۲۷   | ۱,۷۳   | ۱,۶۵   | ۱,۸۸   | ۰,۷۸   | ۱,۳۹   | ۱,۴۱   | ۱,۴۳   | ۰,۸۲   | ۰,۴۹   |
| Tl                             | ۰,۲۳   | ۰,۲۷   | ۰,۳۸   | ۰,۴۰   | ۰,۳۹   | ۰,۳۶   | ۰,۳۷   | ۰,۳۰   | ۰,۴۵   | ۰,۴۶   |
| Pb                             | ۶,۴۶   | ۷,۲۸   | ۸,۶۹   | ۸,۵۴   | ۱۶,۱۳  | ۱۸,۳۱  | ۱۸,۵۷  | ۲۳,۱۶  | ۲۴,۰۴  | ۲۳,۷۹  |
| U                              | ۱,۳۹   | ۱,۵۱   | ۱,۶۴   | ۱,۹۱   | ۱,۷۷   | ۱,۷۴   | ۱,۷۷   | ۱,۲۴   | ۲,۱۸   | ۲,۰۶   |
| Th                             | ۱۷,۹۳  | ۸,۲۵   | ۹,۴۳   | ۱۱,۸۹  | ۹,۰۳   | ۸,۶۹   | ۹,۴۶   | ۱۰,۳۹  | ۵,۳۶   | ۶,۹۶   |
| RbSr                           | ۰,۱۱   | ۰,۱۹   | ۰,۳۲   | ۰,۳۰   | ۰,۳۶   | ۰,۴۸   | ۰,۵۲   | ۰,۹۵   | ۲,۷۴   | ۲,۹۰   |

## روش بررسی

ده مقطع نازک به ضخامت ۸۰-۷۰ میکرون برای تعیین عناصر Li, Al, Ge, Ti در کوارتز به وسیله LA-ICP-MS تجزیه شدند. این مقاطع شامل ۴ نمونه از کوارتز دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها، ۴ نمونه از مونزوگرنیت‌ها و دو نمونه از دایک‌های لوکوگرنیتی هستند. موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. در مجموع ۳۶ نقطه از کوارتزهای نمونه‌های یاد

شده مورد تجزیه قرار گرفتند. این آنالیزها در C.I.C<sup>2</sup> دانشگاه گرانا‌دا انجام گرفت. تجزیه با استفاده از لیزر مارکانتک<sup>۳</sup> ۲۱۳ نانومتري که متصل به آگيلنت<sup>۴</sup> ICP-MS۷۵۰۰ بود، صورت گرفت. روش آنالیز در [۳] تشریح شده است و استانداردهایی که در این تجزیه‌ها مورد استفاده قرار گرفت، از فینینگن مات<sup>۵</sup>

2- Centro de Instrumentacion Cientifica

3- Mercantek

4- Agilent

5- Finnigan MAT

هایی یک ظرفیتی مثل  $H^+$ ،  $Li^+$ ،  $Na^+$  و  $K^+$  برای ایجاد توازن باری حاصل از جایگزینی  $Si^{4+}$  با کاتیون‌های سه ظرفیتی ( $Al^{3+}$ ،  $Fe^{3+}$ ) وارد شبکه می‌شوند.

یون‌های خاص مثل  $Ti^{4+}$ ،  $Ge^{4+}$  و  $Al^{3+}$  پتانسیل یونی مشابه  $Si^{4+}$  دارند و هنگامی که جانشین  $Si^{4+}$  می‌شوند، پیوندهای قوی یونی- کووالانسی با اتم‌های اکسیژن در چهاروجهی  $SiO_4$  تشکیل می‌دهند. بنابراین، آنها کاملاً محدود به ساختار شبکه‌اند، و تمرکز آنها در کوارتز یک مشخصه‌ی ماگمایی قوی است که می‌توان از آن به‌عنوان شاخصی برای تشخیص فرایندهای آذرین استفاده کرد [۵]. نسبت بین عناصر سازگار و ناسازگار معمولاً برای ارزیابی تفریق یک سیستم آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد.  $Ti$  یک عنصر به شدت سازگار در سیستم گرانیته است چرا که تمایل زیادی به جایگیری در کانی‌های مافیک اولیه (ایلمنیت، مگنتیت، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) دارد. البته،  $Ge$  در هیچ فاز کانیایی شرکت نمی‌کند، بنابراین تمرکز آن در مذاب بازمانده افزایش می‌یابد و می‌تواند به عنوان عنصر ناسازگار رفتار کند [۵]. علاوه بر این،  $Ti$  و  $Ge$  رفتار پیوندی مشابهی در ساختار کوارتز ایفا کرده و هر دو طی فرایندهای ساب‌سالی‌دوس نامتحرک هستند. از این رو، نسبت  $Ge/Ti$  در بررسی عناصر جزئی کوارتز آذرین بسیار مورد توجه قرار گرفته است ([۶، ۵]). تغییرات ترکیب  $Ti$  و  $Ge$  در گرانیتوئیدهای نقده در جدول ۲ و شکل ۲ نمایش داده شده‌اند. میزان  $Ti$  در کوارتز گرانیتوئیدهای مافیک تر بین ۱۱۲ تا ۱۲۹ ppm و در مونزوگرنیت‌ها بین ۱۸ تا ۳۳ ppm متغیر است و در دایک‌های لوکوگرنیت میزان  $Ti$  به ۶ و ۷ ppm می‌رسد. تمرکز  $Ge$  در گرانیتوئیدهای مافیک‌تر، مونزوگرنیت‌ها و دایک‌های لوکوگرنیتی به ترتیب ۰.۷۴-۰.۶۳، ۰.۸۱-۰.۶۴ و ۰.۷۱-۱.۳۳ تعیین شد. چنانکه مشخص است گرانیتوئیدهای مافیک تر و مونزوگرنیت‌ها روندهای کاملاً متفاوتی در ترکیب عناصر جزئی کوارتز نشان می‌دهند. همچنین تفاوت چشمگیر میزان عناصر  $Ti$ ،  $Al$  و  $Li$  بین دو واحد مختلف گرانیتوئیدهای نقده با داده‌های ژئوشیمیایی که دو خاستگاه متفاوت را برای آنها در نظر می‌گرفت، همخوانی دارد. با ترسیم تمرکز این عناصر نسبت به شاخص‌های تفریق (مثل درصد  $SiO_2$  یا  $Rb/Sr$  در سنگ کل، شکل ۲) گرانیتوئیدهای مافیک‌تر برخلاف مونزوگرنیت‌ها روند منظمی نشان نمی‌دهند. اگر تفریق ماگمایی عامل اصلی در کنترل تغییرات شیمیایی گرانیت‌ها

برلین، مطابق با روش جاکامون و همکاران (۲۰۰۹) است [۶]. میانگین پرتو لیزری بین ۳۰ تا ۴۰ میکرومتر بوده است. برتری این روش نسبت به روش‌های دیگر این است که امکان تجزیه درجای هر نقطه از ترکیب کانی داده می‌شود، و به راحتی می‌توان کوارتز ماگمایی را از کوارتز تجدید تبلور یافته یا از کوارتزهای تأخیری تشکیل شده در درز و شکاف‌ها جدا کرد.

داده‌های دیگر ژئوشیمیایی شامل تجزیه ICP-XRF، EPMA، MS و آنالیزهای ایزوتوپی و تعیین سن روی این نمونه‌ها موجود است و جزئیات روش‌های آزمایشگاهی ارائه شده است [۹، ۸]. ترکیب عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های انتخاب شده برای این پژوهش در جدول ۱ آورده شده‌اند.

### بحث و بررسی

نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های انتخاب شده برای این پژوهش [۸، ۹] در جدول ۱ آورده شده و داده‌های حاصل از تجزیه کوارتز در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در اینجا رابطه‌ی ترکیب شیمیایی سنگ کل با ترکیب عناصر جزئی کوارتز و نقش احتمالی ترکیب کوارتز در پتروژنز گرانیتوئیدهای توده‌ی نقده بررسی می‌شود.

بررسی‌هایی که تاکنون انجام گرفته نشان می‌دهد که عناصر زیادی می‌توانند وارد ترکیب کوارتز شوند که تمرکز آنها از کمتر از ۱ ppm تا بیش از چند صد ppm تغییر می‌کند [۴]. آلومینیوم، فسفر، لیتیم، تیتانیوم، ژرمانیوم و سدیم به ترتیب بیشترین سهم را در ترکیب عناصر کمیاب کوارتز دارند و بیش از ۹۵٪ آنرا شکل می‌دهند؛ و  $K$ ،  $Fe$ ،  $Be$ ،  $B$ ،  $Ba$  و  $Sr$  عناصر دیگر راه یافته به درون کانی کوارتز را تشکیل می‌دهند [۵].

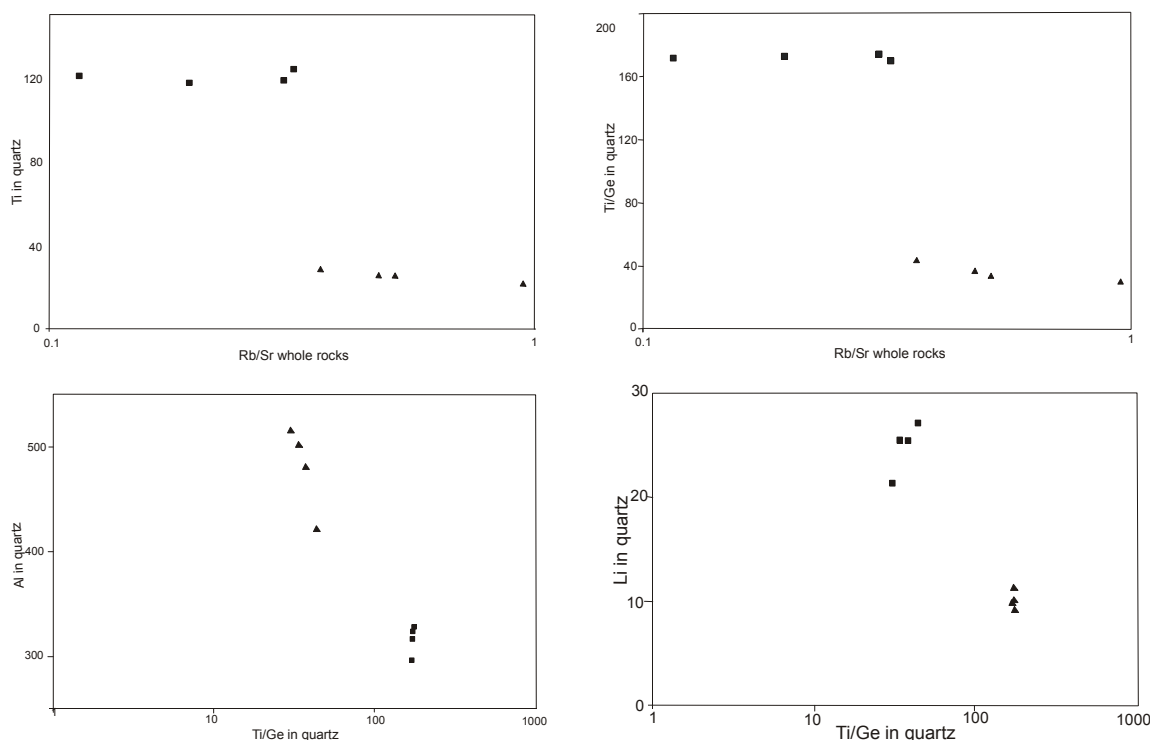
ساختار ایده‌آل کوارتز با نظم کامل رشته‌های بهم پیوسته چهاروجهی  $SiO_4$  که در طول محور c بلورشناسی رشد کرده‌اند، مشخص می‌شوند. گاه ممکن است برخی اتم‌ها از این حالت ایده‌آل خارج شوند به طوریکه یک یا چند اتم حذف شوند و اکسیژنی بوجود آید و یا ظرفیت‌های خالی سلیکون ایجاد شود [۱۸]. سه نوع جانشینی عناصر کمیاب در کوارتز وجود دارند [۴]: (۱) جانشینی منفرد؛ (۲) جانشینی دوگانه؛ (۳) جانشینی جبرانی<sup>۶</sup>. جانشینی منفرد عبارت است از جایگزینی  $Si^{4+}$  با کاتیون‌های چهار ظرفیتی دیگر مثل  $Ti^{4+}$  یا  $Ge^{4+}$ . جانشینی دوگانه به جایگزینی کاتیون‌های  $Si^{4+}$  با یک  $Al^{3+}$  و یک  $P^{5+}$  برای توازن باری مربوط می‌شود. در جانشینی جبرانی کاتیون-

باشد، با افزایش ضریب تفریق میزان Ti در کوارتز کاهش و Ge افزایش یافته و در نتیجه نسبت Ti/Ge کاهش منظمی خواهد یافت. بنابراین، در گرانیتوئیدهای مافیک‌تر توده‌ی نقده، تفریق ماگمایی نمی‌تواند عامل اصلی در تحول ماگمایی باشد زیرا چنانکه از جدول‌های ۱ و ۲ برمی‌آید، تفاوت معنی داری در نسبت Ti/Ge در کوارتزهای گرانودیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها دیده نمی‌شود و حتی این نسبت در برخی کوارتزهای دیوریت‌هایی که میزان سیلیس پایین‌تری دارند، بیشتر شده است. این نتایج نشان می‌دهد که تفریق ماگمایی عامل تعیین کننده در

ژن این واحد نیست. چنانکه قبلاً توضیح داده شد شواهد کانی-شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از تأثیر اختلاط ماگمایی در تشکیل گرانیتوئیدهای مافیک‌تر نقده داشته است. نکته جالب توجه در تجزیه کوارتز برونوم‌های ریزدانه مافیک این است که ترکیب آنها تفاوت مشخصی با کوارتزهای سنگ میزبان ندارد که نشان‌دهنده‌ی تبلور کوارتز از یک ماگمای واحد باشد. البته شواهد سنگ‌نگاری نیز می‌تواند دلیل آن را توضیح دهد زیرا کوارتز در MME به صورت بین دانه‌ای فضای کانی‌های مافیک را پر کرده است.

جدول ۲ داده‌های LA-ICP-MS عناصر جزئی کوارتزهای گرانیتوئیدهای نقده (برحسب ppm).

|         | Ti  | Ge   | Al  | Li   | Ti/Ge |
|---------|-----|------|-----|------|-------|
| N82-1   | ۱۲۳ | ۰٫۷۱ | ۲۷۸ | ۱۰٫۷ | ۱۷۳٫۲ |
| N82-2   | ۱۱۸ | ۰٫۸۹ | ۳۲۳ | ۱۲٫۱ | ۱۷۱٫۰ |
| N82-3   | ۱۲۱ | ۰٫۷۳ | ۳۰۱ | ۱۱٫۳ | ۱۶۵٫۸ |
| N82-en1 | ۱۱۸ | ۰٫۷۰ | ۳۸۶ | ۱۲٫۳ | ۱۶۸٫۶ |
| N82-en2 | ۱۲۵ | ۰٫۶۹ | ۲۹۵ | ۱۰٫۴ | ۱۸۱٫۲ |
| N3-1    | ۱۱۲ | ۰٫۶۳ | ۲۳۵ | ۱۱٫۱ | ۱۷۷٫۸ |
| N3-2    | ۱۲۴ | ۰٫۷۴ | ۴۰۴ | ۱۰٫۰ | ۱۶۷٫۶ |
| N3-3    | ۱۱۷ | ۰٫۶۷ | ۳۳۴ | ۹٫۵  | ۱۷۴٫۶ |
| N41-1   | ۱۲۹ | ۰٫۷۶ | ۲۲۵ | ۱۰٫۱ | ۱۶۹٫۷ |
| N41-2   | ۱۲۲ | ۰٫۷۲ | ۳۴۷ | ۹٫۴  | ۱۶۹٫۴ |
| N41-3   | ۱۲۲ | ۰٫۷۱ | ۳۱۹ | ۹٫۹  | ۱۷۱٫۸ |
| N41-4   | ۱۲۵ | ۰٫۷۳ | ۲۹۶ | ۱۰٫۱ | ۱۷۱٫۲ |
| N2-1    | ۱۱۳ | ۰٫۶۴ | ۳۰۳ | ۱۰٫۲ | ۱۷۶٫۶ |
| N2-2    | ۱۱۸ | ۰٫۶۷ | ۲۹۶ | ۹٫۲  | ۱۷۶٫۲ |
| N2-3    | ۱۲۱ | ۰٫۷۱ | ۴۱۸ | ۸٫۶  | ۱۷۰٫۴ |
| N2-en1  | ۱۱۹ | ۰٫۷۹ | ۳۷۱ | ۸٫۴  | ۱۷۰٫۰ |
| N2-en2  | ۱۲۴ | ۰٫۶۹ | ۲۴۹ | ۹٫۵  | ۱۷۹٫۷ |
| N37-1   | ۳۱  | ۰٫۶۴ | ۴۵۷ | ۲۱٫۳ | ۴۸٫۴  |
| N37-2   | ۲۵  | ۰٫۶۵ | ۴۱۲ | ۳۴٫۷ | ۳۸٫۵  |
| N37-3   | ۲۹  | ۰٫۶۵ | ۳۹۶ | ۲۵٫۶ | ۴۴٫۶  |
| N98-1   | ۳۳  | ۰٫۶۸ | ۴۴۵ | ۲۶٫۸ | ۴۸٫۵  |
| N98-2   | ۲۴  | ۰٫۶۷ | ۵۱۸ | ۳۰٫۱ | ۳۵٫۸  |
| N98-3   | ۱۹  | ۰٫۶۹ | ۴۸۷ | ۲۱٫۲ | ۲۷٫۵  |
| N98-4   | ۲۷  | ۰٫۷۰ | ۴۷۵ | ۲۴٫۳ | ۳۸٫۶  |
| N97-1   | ۲۱  | ۰٫۷۲ | ۴۸۹ | ۲۶٫۴ | ۲۹٫۲  |
| N97-2   | ۳۰  | ۰٫۷۸ | ۵۱۷ | ۲۴٫۷ | ۳۸٫۵  |
| N38-1   | ۳۲  | ۰٫۷۹ | ۵۷۶ | ۲۵٫۳ | ۴۰٫۵  |
| N38-2   | ۱۸  | ۰٫۷۷ | ۴۸۴ | ۱۸٫۱ | ۲۳٫۴  |
| N38-3   | ۲۱  | ۰٫۸۱ | ۵۴۳ | ۲۱٫۹ | ۲۵٫۹  |
| N38-4   | ۲۵  | ۰٫۸۱ | ۴۶۱ | ۲۰٫۲ | ۳۰٫۹  |
| N96-1   | ۷   | ۱٫۳۳ | ۱۷۰ | ۱۴٫۱ | ۵٫۳   |
| N96-2   | ۶   | ۱٫۴۲ | ۱۶۷ | ۱۳٫۲ | ۴٫۳   |
| N96-3   | ۷   | ۱٫۷۱ | ۱۸۱ | ۱۳٫۲ | ۴٫۱   |
| N39-1   | ۷   | ۱٫۵۸ | ۱۸۷ | ۱۲٫۸ | ۴٫۴   |
| N39-2   | ۶   | ۱٫۵۴ | ۱۵۳ | ۱۳٫۶ | ۳٫۹   |
| N39-3   | ۶   | ۱٫۴۹ | ۱۷۵ | ۱۳٫۵ | ۴٫۰   |



شکل ۲ تغییرات ترکیب عناصر جزئی در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نقده. ■= گرانیتوئیدهای مافیک تر؛ ▲= مونزوگرنیتها. لازم به یادآوری است که برای هر سنگ میانگین مجموع نقاط آنالیز شده از کوارتزها آورده شده است.

مافیک‌تری را که دارای  $Ti/Ge$  بالاتر هستند می‌توان بدین شکل توضیح داد که همزمان با کوارتزهایی که دارای  $Ti$  بالاتر بوده‌اند، کانی‌های فرومنیزین (به ویژه آمفیبول و بیوتیت که ظرفیت بالایی برای جذب  $Li$  دارند) کمتری متبلور شده‌اند، لذا میزان  $Li$  در کوارتز افزایش یافته است. در حالیکه کوارتزهای با نسبت  $Ti/Ge$  پایین، همراه با آمفیبول بیشتری متبلور شده‌اند و بیشتر لیتیم به صورت جانشینی به جای  $Mg^{2+}$  وارد شبکه این کانی‌ها شده و تمرکز آن در کوارتز کاهش یافته است. این ایده با سنگ‌نگاری سنگ‌های این واحد همخوان است چرا که نمونه‌هایی که دارای کوارتزهای با  $Ti/Ge$  پایین هستند، دارای آمفیبول مدال بیشتری هستند. بنابراین عامل اصلی تغییر ترکیب لیتیم در کوارتزهای واحد گرانیتوئیدهای مافیک‌تر، تبلور آمفیبول است. در مونزوگرنیتها کاهش نسبی میزان  $Li$  در طی کاهش  $Ti/Ge$  دیده می‌شود (شکل ۲) که می‌تواند نشانه‌ی دیگری از نقش تبلور ماگمایی در شکل‌گیری این واحد باشد به طوری که سنگ‌های شکل‌گرفته تحول یافته‌تر با  $Ti/Ge$  کمتر دارای  $Li$  بالاتری هستند.

در واحد مونزوگرنیتی تغییر منظم ترکیب کوارتز مشاهده می‌شود. با افزایش ضریب تفریق سنگ کل، میزان  $Ti$  و نسبت  $Ti/Ge$  در کوارتز کاهش منظمی نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۲). این امر بازگوکننده‌ی نقش مهم تفریق در شکل‌گیری مونزوگرنیتها (البته در دامنه‌ی گسترده‌ی تغییرات شیمیایی این واحد) است.

عناصر دیگری که مقدار آنها در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نقده اندازه‌گیری شدند، آلومینیوم و لیتیم است. رابطه‌ی میزان  $Li$  و نسبت  $Ti/Ge$  در کوارتز گرانیتوئیدهای نقده در شکل ۲ ارائه شده‌اند. با افزایش  $Ti/Ge$ ، میزان  $Li$  در گرانیتوئیدهای مافیک افزایش می‌یابد در حالیکه، در مونزوگرنیتها به نسبت کاهش می‌یابد. افزایش منظم نسبت  $Li/Mg$  طی تفریق ماگمایی به خوبی اثبات شده است [۱۹]، ولی علاوه بر این، برخلاف قلیاهای بزرگتر دیگر، اندازه‌ی کوچک  $Li$  موجب جانشینی آن به جای  $Mg^{2+}$  (و تا حدی  $Fe^{2+}$ ) در کانی‌های فرومنیزین می‌شود [۶] که این امر تفسیر رفتار  $Li$  را کمی پیچیده‌تر می‌سازد. افزایش میزان  $Li$  در واحد گرانیتوئیدهای

آلومینیوم در ماگماهای دو واحد گرانیتوئیدی توده‌ی نقده موجب ایجاد روندهای مختلف در میزان Al کوارتز این گرانیت‌ها شده است به طوریکه میزان Al در گرانیتوئیدهای مافیک‌تر متآلومین با Ti/Ge کوارتز نسبت مستقیم و در مونزوگرانیت‌های پراآلومین نسبت معکوس دارد.

#### قدردانی

در اینجا لازم است از فرناندو به آ، پیلار مونته رو، خوزه مولینا و کلیه کارکنان آزمایشگاه‌های گروه مینرالوژی و پترولوژی دانشگاه گرانا، اسپانیا صمیمانه تشکر نماییم که همکاری کاملی در انجام آنالیزهای مورد نیاز به عمل آوردند.

#### مراجع

- [1] Tiepolo M., Tribuzio R., "Slab-melting during Alpine orogeny: evidence from mafic cumulates of the Adamello batholith (Central Alps, Italy)", *Chemical Geology*, 216 (2005) 271–288.
- [2] Giacomini F., Tiepolo M., Dallai, L., Ghezzi, C., "On the onset and evolution of the Ross-orogeny magmatism in North Victoria Land-Antarctica, *Chemical Geology*", 240 (2007) 103–128.
- [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] Götz J., Plötze M., Graupner T., Hallbauer D.K., Bray C.J., "Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography", *Geochimica and Cosmochimica Acta* 68 (2004) 3741–3759.
- [5] Larsen R.B., Henderson H., Ihlen P.M., Jacamon F., "Distribution and petrogenetic behaviour of trace elements in granitic pegmatite quartz from granite from South Norway", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147 (2004) 615–628.
- [6] 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.

[۷] مظهری س.ع، "پتروژنز توده های نفوذی نقده- سردشت"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۷) ۲۱۵ صفحه.

عوامل مؤثر در تمرکز Al در کوارتز متنوع و تا حدودی مبهم است. با وجود اینکه برخی گزارش‌ها افزایش میزان Al را طی تفریق ماگمایی بیان کرده‌اند ([۵،۴])، فاکتورهای گوناگون همچون دما، ضریب اشباع آلومینیوم مذاب و فعالیت آب را نیز در رفتار Al موجود در کوارتز مؤثر دانسته‌اند [۶]. واحدهای گرانیتوئیدی توده‌ی نقده از نظر تمرکز Al در کوارتز نیز رفتار متفاوتی نشان می‌دهد بگونه‌ای که با افزایش نسبت Ti/Ge در کوارتزهای گرانیتوئیدهای مافیک‌تر، Al در کوارتز افزایش می‌یابد اما در مونزوگرانیت‌ها عکس این حالت مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه امکان دخالت عوامل گوناگون در چگونگی رفتار Al کوارتز وجود دارد، تعیین علت اصلی روندهای مشاهده شده در گرانیتوئیدهای نقده مشکل است. اما با مشاهده‌ی شیمی سنگ کل واحدهای مختلف گرانیتوئیدی نقده به راحتی می‌توان مشاهده کرد که گرانیتوئیدهای مافیک‌تر نقده از نظر ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) متآلومین هستند در حالیکه مونزوگرانیت‌ها پراآلومین هستند. بنابراین می‌توان ASI را یکی از عوامل مهم در رفتار Al کوارتزهای توده‌ی نقده منظور کرد. داده‌های تجزیه کوارتز بر دو نمونه از دایک‌های لوکوگرانیتی نشان می‌دهد که این کوارتزها دارای Ti بسیار پایین، Al پایین و Ge بالا هستند (جدول ۲) که با داده‌های دیگر ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری همخوان است و حکایت از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای شدیداً تفریق یافته دارد.

#### برداشت

داده‌های حاصل از عناصر جزئی کوارتزهای گرانیتوئیدهای توده‌ی نقده وجود دو نوع ماگمای گرانیتوئیدی با خاستگاه متفاوت را در این مجموعه تأیید می‌کند. در واحد گرانیتوئیدهای مافیک‌تر ارتباط معنی داری میان Ti/Ge و شاخص‌های تفریق سنگ کل مشاهده نمی‌شود و نقش تفریق ماگمایی نسبت به فرایندهای دیگر همچون آمیختگی ماگمایی در این واحد کم‌رنگ است؛ ولی در واحد مونزوگرانیتی با افزایش شاخص تفریق، نسبت Ti/Ge کوارتز کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده تأثیر به سزای تفریق ماگمایی در ژنز مونزوگرانیت‌های نقده است. تغییرات میزان Li کوارتز در سنگ‌های واحد گرانیتوئیدهای مافیک‌تر به واسطه‌ی تبلور مقادیر متفاوت آمفیبول همزمان با آن است؛ در حالیکه میزان Li کوارتز در مونزوگرانیت‌های تحول‌یافته‌تر به علت افزایش مقدار آن طی جدایش ماگمایی، افزایش می‌یابد. تفاوت ضریب اشباع

- [14] Bea F., Mazhari A., Montero P., Amini S., Ghalamghash J., "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 (2011) 172-179.
- [15] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash J., Molina J.F., Pillar M., Scarrow J.H., Williams S., "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 Geological Society* 166 (2009) 53-69.
- [16] Eftekharnajad J., "(1:250000) geological map of Mahabad", Geological Survey of Iran Press (1973)
- [۱۷] خدابنده ع.ا.، سلطانی غ.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطده"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳)
- [18] Halliburton L.E., Jani M.G., Bossoli R.B., "Electron spin resonance and optical studies of oxygen vacancy centers in quartz", *Nuclear Instrumental Methods Physical Research B1* (1984), 192-197.
- [19] Nockolds S.R., Allen R., "The geochemistry of some igneous rock series. Part III", *Geochimica and Cosmochimica Acta* 9 (1956) 34-77.
- [8] 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*", (2010) doi: 10.1007/s12517-010-0142-1.
- [9] 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.
- [10] Alavi M., "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.
- [11] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science* 304 (2004) 1-20.
- [12] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007) 859-877.
- [13] Ghalamghash J., Nedelec A., Bellon H., Vousoughi Abedini M., Bouchez J.L., "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times – Part I: Petrogenesis and K/Ar dating", *Journal of Asian Earth Sciences* 35 (2009) 401-415.