

# روابط ژئوشیمیایی بین لخته‌های گرانیتی پر آلومینوس و بیگانه سنگ‌های میگماتیته موجود در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی، نیریز، ایران

عبدالناصر فضل‌نیا\*

استادیار دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۱

تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۰

## چکیده

سقوط قطعات گارنت - بیوتیت - کیانیت شیبست‌های رخنمون یافته در شمال غرب کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری نیریز (بخش جنوب زون دگرگونی سندج - سیرجان)، به هنگام نفوذ توده ماگمایی غیره‌کوهزایی لوکو کوارتز دیوریتی - آنورتوزیتی (توده ماگمایی اولیه بی‌آب و بسیار پر حرارت) تله‌پهلوانی به این بخش از کمپلکس قوری، در ۱۷۰ میلیون سال پیش، باعث شد تا این قطعات، متحمل دگرگونی همبری شدیدی شوند. در نتیجه این فرایند، این قطعات، درجات ذوب بخشی جزئی را تحمل کرده و ساختارهای میگماتیته در آنها ایجاد شده است. همچنین جدایش برخی از این مذاب‌ها، منجر به ایجاد میانبارهای کوچک گرانیتی پرآلومینوس شده است.

مشاهدات صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های شیمیایی نشان می‌دهند که ارتباط تنگاتنگی بین این بیگانه سنگ‌ها، ذوب بخشی، ایجاد ساختارهای میگماتیته و میانبارهای کوچک گرانیتی وجود دارد. کاهش مقدار اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$ ، افزایش  $\text{FeO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3^*$  و  $\text{MgO}$  و ارتباط نسبت‌های عنصری  $\text{Gdn/Ybn}$ ،  $\text{Sr/Y}$ ،  $\text{K/Sr}$ ،  $\text{Lan/Ybn}$ ،  $\text{Lan/Smn}$  نشانگر تشکیل میانبارهای گرانیتی از بیگانه سنگ‌های میگماتیته دیاتکسیتی است. بنابراین، ذوب آب‌زدایشی مسکوویت و بیوتیت، بیگانه سنگ‌های شیبستی را میگماتیته و میانبارهای کوچک گرانیتی را تولید کرده است.

**واژه‌های کلیدی:** کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی، بیگانه سنگ‌های میگماتیته، ذوب بخشی، گرانیت پرآلومینوس

## مقدمه

مطالعه نسبت‌های فیزیکوشیمیایی مجموعه‌های دچار ذوب شده هستند. میگماتیته‌ها، بخش‌هایی از پوسته هستند که شرایط جدایش مذاب در محل تشکیل آنها مناسب نبوده و انتقال مذاب با سرعت مناسبی صورت نگرفته است. خروج ناقص مذاب از میگماتیته‌ها معمولاً باعث واکنش برگشتی بین بخش‌های متبلور شده به صورت درجا و بخش‌های باقی‌مانده (رستیت‌ها) در حال سرد شدن می‌شود. این فرایند باعث تغییرات در ترکیب عناصر اصلی و فرعی مذاب‌های به شکل لوکوسوم می‌شود. به هر حال، رخنمون‌های کمی در دنیا وجود دارد که دقیقاً ارتباط

ارتباط بین دگرگونی درجه بالا، میگماتیته‌زایی و ذوب بخشی، محققان بسیاری را برای به دست آوردن مدلی برای تعیین نحوه خروج مذاب گرانیتی از دیرگدازهای درجه دگرگونی بالا ترغیب کرده است (برای مثال، Fyfe, 1973; White and Chap- pel, 1977; Vielzeuf and Holloway, 1988; Patinõ Douce and Harris, 1998; Kriesman, 2001; Corona-Chavez et al., 2006; Lancaster et al., 2009). میگماتیته‌ها که مشخصه مناطق به شدت دگرگون شده هستند، آزمایشگاه‌های طبیعی برای

\* نویسنده مرتبط [qfazlnia@yahoo.com](mailto:qfazlnia@yahoo.com) و [a.fazlnia@urmia.ac.ir](mailto:a.fazlnia@urmia.ac.ir)

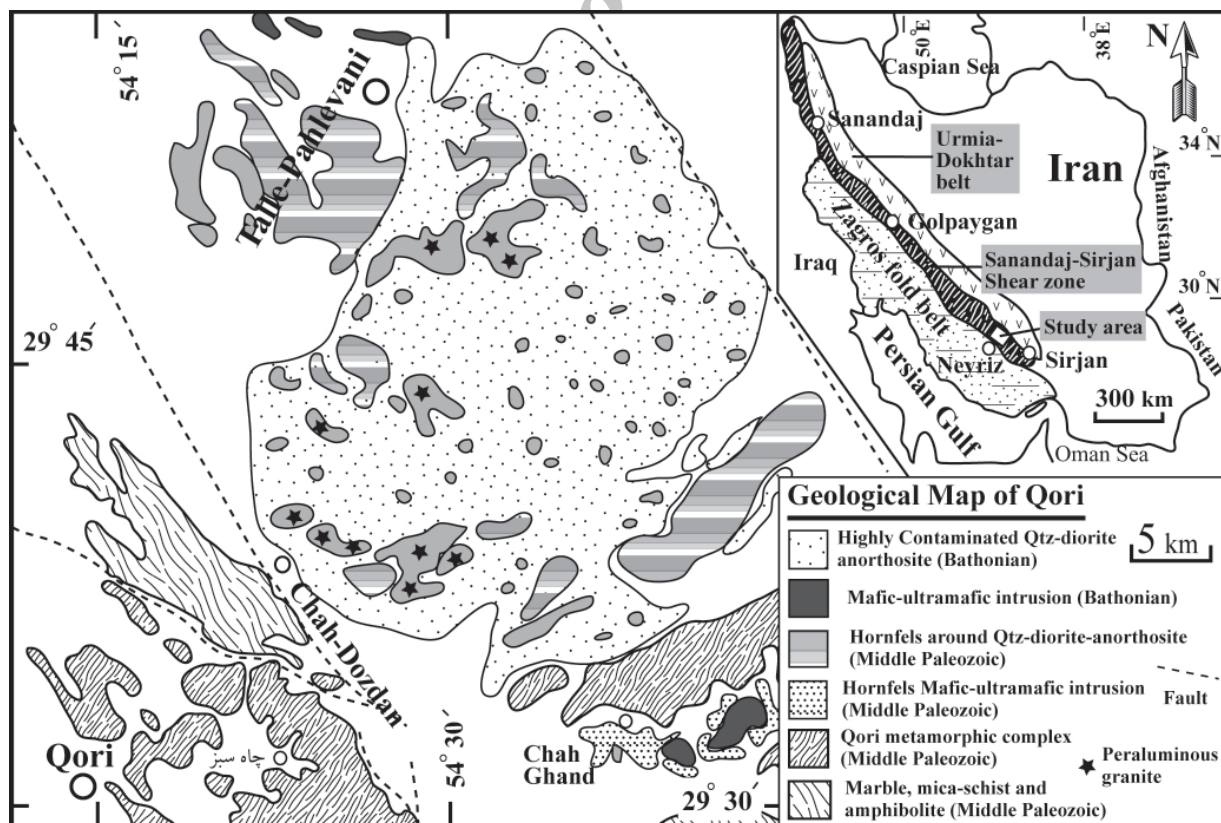
گرانیتی با حجم‌های مختلف تولید می‌شود. این مطالعه بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی و داده‌های شیمیایی به ارتباط فرایندهای ذوب و میگماتیته شدن بیگانه سنگ‌های نیمه‌پلیتی (شیست) دگرگونی ناحیه‌ای و تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس می‌پردازد. همچنین در این مطالعه نحوه حرارت‌دهی و واکنش‌های انجام‌شده در این بیگانه سنگ‌ها نیز بررسی می‌شود.

### محیط زمین‌شناختی

زون دگرگونی سنندج - سیرجان، نوار باریکی بین شهرهای سیرجان در جنوب شرق و ارومیه در شمال غرب ایران است (شکل ۱). این زون از غرب به راندگی زاگرس و از شرق به زون ماگمایی ارومیه - دختر محدود می‌شود. در ناحیه گلپایگان این زون به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است (افتخارنژاد، ۱۳۶۰). بخش شمالی در کرتاسه پایانی، دگرشکل و دگرگون شده و سنگ‌های فلسیک نفوذی در این زمان، در این بخش نفوذ کرده‌اند. فرایندهای دگرگونی در بخش شمالی و در نزدیکی همدان با انواع دگرگونی نوع باکان (دگرگونی‌های فشار پایین یا دگرگونی‌های سری آندالوزیت - سیلیمانیت) همخوان است (Berberian and King, 1981). بخش جنوبی شامل سنگ‌های دگرشکل و دگرگون‌شده در تریاس میانی و بالایی است که بیشتر شامل سنگ‌های رسی، بازی و اولترابازی دگرگون‌شده همراه با

بین گرانیت‌های خارج شده از بخش‌هایی که دچار ذوب بخشی شده‌اند و بخش‌های باقی‌مانده (رستیت‌ها) را برقرار نمایند. میگماتیته‌ها بهترین مثال برای تشکیل گرانیت‌های نوظهور هستند. مطالعات کنونی (Carrington and Watt, 1994; Otamendi and Patin Douce, 2001; McMillan et al., 2003; Corodina et al., 2009; na-Chavez et al., 2006; Fazlnia et al., 2009) نشان می‌دهند که لوکوسوم‌های میگماتیته‌ها، بخش‌هایی شامل مخلوط مذاب و بلور هستند. گرانیت‌هایی که از این سنگ‌ها جدا می‌شوند، می‌توانند همگن شده و در نتیجه، لوکوگرانیت‌ها را ایجاد کنند (Chappel and White, 1974; Harris et al., 1995).

بخش‌هایی که دمای محیط آنها نزدیک به دمای سالدوس سنگ‌های پوسته‌ای معمولی است، بهترین گزینه برای توسعه ذوب بخشی در نتیجه آشفستگی گرادیان زمین‌گرمایی و تولید لوکوگرانیت‌ها هستند (McMillan et al., 2003; Fazlnia et al., 2009). شکی نیست که منشاء مذاب‌های تشکیل شده در پوسته ژرفای، با نحوه تشکیل آنها در پوسته میانی و با ناشی از ذوب بیگانه سنگ‌های فرو افتاده در نفوذی‌های ماگمایی پر دما، متفاوت است. در هر حال، گرانیت‌هایی که در پوسته زیرین و یا در بخش‌های دیگر پوسته، اثر ذوب آبدایشی بیوتیت یا آمفیبول، در نتیجه تغییرات گرادیان زمین‌گرمایی تولید می‌شوند، به خوبی می‌توانند از منابع خود جدا شده و مهاجرت کنند (McMillan et al., 2003). در نتیجه این فرایندها، نفوذی‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده شمال شرق نبریز فارس (با تغییرات از سبزه‌ای و همکاران، ۱۳۷۲). در این نقشه سه رخنمون کوارتز - دیوریت آرایش یافته و به شدت آرایش یافته همراه با نفوذی‌های مافییک - اولترامافییک، کمپلکس تله‌پهلوانی را تشکیل می‌دهند.

سنگ‌های آمفیبولیت این بخش از کمپلکس رخ داد و نفوذی‌های کوچکی با ترکیب ترونجمیت ایجاد شد (Fazlnia et al., 2009). در ادامه این رخداد و در طول بسته‌شدن نوتتیس، زون دگرگونی سندج - سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل کرده (Mohajjel et al., 2003; Golonka, 2004; Davodian et al., 2008; Sarka-rinejad and Alizadeh, 2009) و ماگماتیسیم در زون ارومیه - دختر در طول سنوزویک (Berberian and King, 1981; Shahabpour, 2005, 2007) این زون را توسعه داد.

### روابط صحرایی و مشاهدات سنگ‌نگاری

بررسی صحرایی رخنمون‌های سنگی مختلف در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی نشان می‌دهد که چندین نوع رخنمون سنگی مختلف در محدوده مورد مطالعه وجود دارد. سنگ‌های اصلی موجود در این باتولیت، بخش‌هایی هستند که اکنون مشخصه یک گرانودیوریت - تونالیت بیوتیت‌دار را دارند. این سنگ‌ها در واقع از ماگماهای لوکوکوارتز دیوریتی - آنورتوزیتی که به‌وسیله بیگانه سنگ‌های پلیتی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری آرایش یافته‌اند، به‌وجود آمده‌اند (فضل‌نیا، ۱۳۹۰). در واقع، از هم پاشیدن برخی از این بیگانه سنگ‌ها منجر به پراکندگی بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کوارتز و کلدیریت در بسیاری بخش‌های توده ماگمایی فوق شده است. گاه درصد این بلورها تا ۴۰ درصد حجم سنگ می‌رسد. بقیه درصد حجمی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز با ۴۰-۴۵ درصد آنورتیت تشکیل داده است (فضل‌نیا، ۱۳۹۰). برخی دیگر از این بیگانه سنگ‌ها احتمالاً ذوب‌بخشی و در نتیجه ساختارهای میگماتیته را توسعه داده‌اند (شکل ۳ الف و ۳ ب). این ساختارها بیشتر در بخش‌های مرکزی و جنوب غربی توده نفوذی قابل مشاهده هستند. بیگانه سنگ‌هایی با ساختار میگماتیته در بخش‌هایی که لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس و پگماتیت‌ها حضور دارند، گسترش زیادی یافته‌اند. اندازه این بیگانه سنگ‌ها از چندین سانتی‌متر تا چندین ده متر می‌رسد. در این بیگانه سنگ‌ها و یا در درون بخش‌های آرایش یافته، بخش‌های روشنی به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل و یا به صورت ساختارهایی در سایه فشارشی حضور دارند که آنها لوکوسوم هستند و بیشتر آنها اکثراً مرز تدریجی و گاه مشخص با بخش‌های تیره‌تر دارند. بخش‌های روشن دارای مجموعه کانیاپی عمدتاً کوارتز و فلدسپار پتاسیم هستند که با کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز + بیوتیت ± مسکوویت ± کلدیریت + گارنت ± سیلیمانیت همراه می‌شوند. در بسیاری بخش‌ها، لوکوسوم‌ها توسط بخش‌های بسیار تیره عمدتاً شامل مجموعه بیوتیت + گارنت + سیلیمانیت منشوری + کلدیریت ± فلدسپار پتاسیم ± پلاژیوکلاز ± کوارتز محاصره می‌شوند (شکل ۲ ب). این بخش‌ها که عمدتاً گسترش کم و ضخامت‌های نازکی دارند و از اجزای عمدتاً مافیک تشکیل شده‌اند را می‌توان ملانوسوم نامید. گاه ملانوسوم‌ها به صورت متناوب (شکل ۲ الف) و یا به دام افتاده در لوکوسوم‌ها (شکل‌های ۲ ج و ۲ د)

مقادیر زیادی سنگ آهک دگرگون‌شده هستند (Berberian and King, 1981). این سنگ‌ها دارای مجموعه‌های کانیاپی متداولی از سری رخساره‌های باروین هستند و به علت عملکرد زون‌های برشی - راندگی، به صورت تیغه‌های فلسی شده، رخنمون یافته‌اند. توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتی تا دیوریتی و یا گابرویی در انتهای تریاس و ژوراسیک به بخش جنوبی زون فوق نفوذ کرده‌اند (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2005, 2007; Arvin et al., 2007; Sheikholeslami et al., 2008).

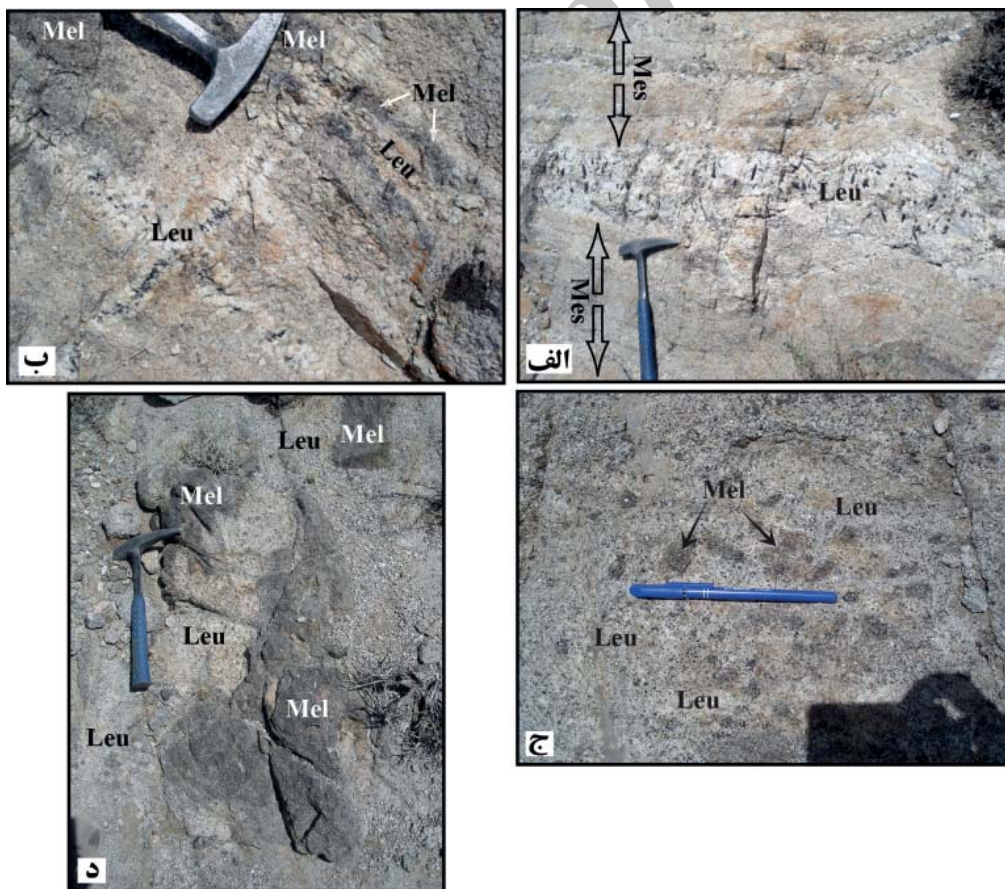
سه رخداد زمین‌شناسی مشخص در ناحیه شرق نیریز قابل مشاهده است. اولین رخداد، دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی همزمان با کوهزایی است (Berberian and King, 1981; Sheikholeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2007, 2009) اثر ضخیم‌شدن پوسته قاره‌ای توسعه یافته است (Sheikholeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2007, 2009). این رخداد باعث دگرگونی و دگرشکلی کمپلکس قوری (شرق نیریز) در حد فشار و دما متوسط سری باروین شد. این کمپلکس عمدتاً از سنگ‌های بازی (آمفیبولیت)، آهکی (کالک شیست) و پلیتی (کیانیت شیست) دگرگون‌شده، تشکیل شده است. سن این واقعه دگرشکلی - دگرگونی که همزمان با فعالیت زمین‌ساختی بوده مربوط به ژوراسیک پیشین است (Sheikholeslami et al., 2008). دیگر محققان (Fazlnia et al., 2007, 2009) سن این رخداد بر اساس سن‌یابی ایزوتوپی U-Th-Pb بر روی دانه‌های زیرکن<sup>۱</sup> و موزانیت<sup>۲</sup>  $189 \pm 2/V$  میلیون سال تعیین شده است. پس از این رخداد، عملکرد سیستم کافت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Golonka, 2004; Sears et al., 2005)، باعث شد تا در یک سامانه کافتی اولیه در حال گسترش (Incipient Rift)، ماگماتیسیم ناکوهزایی در شمال شرق توسعه یابد (فضل‌نیا، ۱۳۹۰ الف). در اثر این رخداد، باتولیت ناهمگن تله پهلوانی به صورت قدرتمند به سینه سنگ‌های نیمه‌پلیتی - پلیتی دگرگون‌شده (بیوتیت - گارنت - کیانیت شیست: کیانیت + گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز + پلاژیوکلاز) شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری نفوذ کرد. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت - آنورتوزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک - اولترامافیک است (Fazlnia et al., 2007, 2009; فضل‌نیا، ۱۳۹۰ الف). فرو افتادن قطعاتی از دگرگونی ناحیه‌ای قوری و میگماتیته شدن آن و در نهایت تشکیل گرانیت‌های پرآلومینوس در این کمپلکس آذرینی موضوع مورد بحث در این مقاله است. پس از گسترش این کافت به اقیانوس نوتتیس، فرورانش این اقیانوس در لبه جنوبی زون دگرگونی سندج - سیرجان در حوالی شرق نیریز، باعث شد تا یک فرایند دگرگونی مرتبط با کمان، کمی پیش از ۱۴۷ میلیون سال پیش (Fazlnia et al., 2009)، بخشی از سنگ‌های غربی دگرگونی ناحیه‌ای کمپلکس دگرگونی قوری را تحت تاثیر قرار می‌دهد. در نتیجه این فرایند، ذوب‌بخشی در

1- SHRIMP

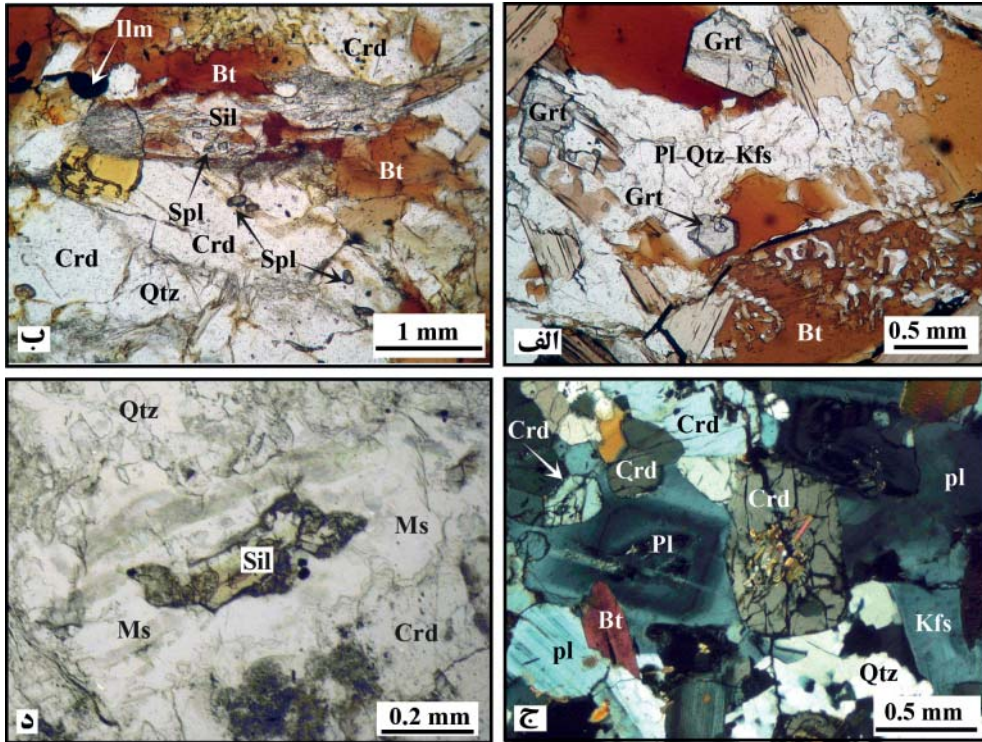
2- CHIME

میگماتیتهای دارای ساختار نپولیتیک یا رفت (شولن)، به دلیل حضور بیشتر بخش لوکوسوم لایه‌بندی میگماتیت تقریباً محو شده است. به عبارت بهتر مذاب فراوان، باعث خرد شدن لایه‌بندی میگماتیتهای شده است. به چنین ساختاری دیاتکسیت می‌گویند. دیاتکسیت‌ها ترکیب نزدیکی با بسیاری از گرانیت‌های پرآلومینوس مطالعه شده، به‌وسیله Sawyer (1996) دارند (به بخش ژئوشیمی مراجعه شود). در بخش‌هایی با چنین ساختارهایی توسعه یافته، مجموعه‌های کانیاپی در مزوسوم و ملانوسومها فاقد مسکوویت هستند و بیوتیت و گارنت (شکل ۳ الف) و تا حدودی سیلیمانیت (شکل ۳ ب) تحلیل رفته‌اند. علاوه بر این، مقدار مودال کردیریت (شکل ۳ ج) و سیلیمانیت منشوری بیشتر شده است. چنین مشخصه‌ای نشان می‌دهد که احتمالاً کانی‌های تحلیل رفته، در طول ذوب‌بخشی فازهای ناپایدار بوده‌اند. به‌علاوه تبلور چنین مذاب‌هایی می‌تواند پلاژیوکلازهای ماگمایی با ترکیب الیگوکلاز تولید کند که دارای زون‌بندی شیمیایی و نشانگر تبلور از مذاب است (شکل ۳ ج). این بلورها، دانه‌های کردیریت و بیوتیت را در بر گرفته‌اند که نشانگر تبلور بلورهای پلاژیوکلاز از مذاب بعد از رخداد این بلورها است. به نظر McMillan et al. (2003) هنگامی که بیوتیت فاز واکنش‌دهنده در حین ذوب‌بخشی باشد

مشاهده می‌شوند. در ساختارهای میگماتیتهای بخش‌هایی حجیمی وجود دارد که مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلسیک (مانند لوکوسوم) هستند (شکل ۲ الف) که به صورت لایه‌بندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده هستند که مزوسوم نامیده می‌شوند. در بسیاری بخش‌ها، ملانوسوم مانند پرده‌ای بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می‌گیرد (شکل ۲ ب). میگماتیتهای مورد مطالعه بیشتر ساختار استروماتیک لایه‌ای (شکل ۲ الف)، دیکتیونیتیک (شکل ۲ ب)، رفت (شولن؛ شکل ۲ ج) و نپولیتیک (شکل ۲ د) دارند. در بخش‌هایی با مقدار مذاب کم که میگماتیت به صورت ساختار لایه‌ای مانند مشاهده می‌شود (فابریک‌های استروماتیک لایه‌ای یا دیکتیونیتیک)، مقدار مذاب (لوکوسوم) به حدی نیست که باعث خرد شدن ملانوسوم و مزوسوم شود و مذاب بتواند به راحتی جریان یابد. به چنین ساختارهایی با لایه‌بندی میگماتیتهای حفظ شده، متاتکسیت می‌گویند (شکل‌ها ۲ الف و ۲ ب). مطالعه دقیق میکروسکوپی این بخش‌ها نشان داد که در مجموعه کانیاپی آنها، مسکوویت مودال کمی، حضور دارد و بیوتیت‌ها و گارنت‌ها تقریباً تحلیل رفته‌اند. چنین مشخصه‌ای نشان می‌دهد که مسکوویت در طول ذوب‌بخشی به طور گسترده فاز ناپایدار بوده است.

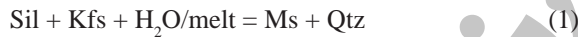


شکل ۲- رخنمون‌های رایج از ساختارهای میگماتیتهای در بیگانه سنگ‌های شیستی فرو افتاده از شیست‌های کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری. الف) میگماتیت متاتکسیتی با ساختار استروماتیک لایه‌ای. ب) میگماتیت متاتکسیتی با ساختار دیکتیونیتیک. ج) میگماتیت دیاتکسیتی با ساختار رفت (شولن). د) میگماتیت دیاتکسیتی با ساختار نپولیتیک. نمادهای اختصاری: Leu = لوکوسوم؛ Mel = ملانوسوم؛ Mes = مزوسوم.



شکل ۳- عکس‌های میکروسکوپی از بیگانه‌های سنگ‌های شیستی میگماتیته شده و لوکوگرانیت پرآلمینوس. سه تصویر الف (PPL)، ب (PPL) و ج (XPL) از بخش‌های مختلف یک مقطع نازک تهیه شده است. تحلیل رفتن بلورهای بیوتیت، گارنت و سیلیمانیت واضح است. همچنین تبلور پلاژیوکلاز، ماگمایی در شکل ج بلورهای کردیریت و بیوتیت را در بر گرفته است. (د) - احاطه شدن بلور سیلیمانیت منشوری به وسیله مسکوویت (در نور PPL). مخفف کانی‌ها از Kretz, 1983.

ایجاد کند.



دیگر میانبارهای گرانیتی موجود در کمپلکس نفوذی تله‌پهلوانی، غنی در بلورهای کردیریت هستند. این سنگ‌ها عمدتاً در بخش جنوب غربی این کمپلکس یعنی جاییکه کمپلکس دگرگونی قوری از سنگ‌های رسی و نیمه‌رسی تشکیل شده، رخنمون دارند. این گرانیت‌ها در نزدیکی بیگانه‌های میگماتیته دیانکسیتی حضور دارند. در این گرانیت‌ها، گارنت یا حضور ندارد یا به شدت تحلیل رفته است. بلورهای کردیریت درشت دانه بوده و بر اساس رنگ تداختی، بخش مرکزی غنی از  $\text{CO}_2$  و بخش بیرونی غنی از  $\text{H}_2\text{O}$  است. بلورهای مسکوویت عمدتاً در اطراف گارنت‌ها و سیلیمانیت‌ها به شدت تحلیل رفته و یا کردیریت‌ها حضور دارند (یک واکنش دگرگونی برگشتی). همچنین درصد مودال بلورهای بیوتیت بسیار کمتر از گرانیت‌های گارنت‌دار و حدود ۱ تا ۲ درصد است. سیلیمانیت‌ها مانند گارنت، به شدت تحلیل رفته و به وسیله مسکوویت‌ها احاطه شده‌اند. در شکل ۲د به خوبی یک میگماتیته دیانکسیتی به یک گرانیت غنی در کردیریت منتهی می‌شود.

به نظر فضل‌نیا (۱۳۸۸) عدم آمیخته شدن این مذاب‌های گرانیتی جدا شده از این بیگانه‌های سنگ‌های میگماتیته با ماگمای اصلی این کمپلکس (لوکووارتز دیوریت - آنورتوزیت)، به دلیل ترکیب و دما مختلف این دو مذاب است.

(شکل ۳ الف)، به اندازه کافی مذاب تولید می‌شود که بر نیروهای چسبندگی بین مذاب و فازهای دیرگداز غلبه کرد و به صورت عدسی‌ها گرانیتی خارج و به هم متصل شوند (شکل‌ها ۲ ج و ۲ د). در محدوده مورد مطالعه لخته‌های گرانیتی پرآلمینوس در مجاورت چنین ساختارهایی قرار می‌گیرند.

قطر میانبارهای لوکوگرانیتی، به چندین سانتی‌متر تا چندین ده متر و به ندرت تا ۷۰ متر می‌رسد و با گسترش در بخش‌های مرکزی و جنوب غربی کمپلکس نفوذی تله‌پهلوانی (در تماس گسلی با بخش شمال شرقی کمپلکس دگرگونی قوری)، رنگ کاملاً روشنی دارند و عمدتاً از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و مسکوویت (همراه کمی گارنت و کردیریت) تشکیل شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز کم بوده و ترکیب الیگوکلازی دارند. بر اساس رخداد گارنت یا کردیریت دو نوع از این گرانیت‌ها رخنمون دارند: انواع غنی از گارنت عمدتاً در بخش‌های مرکزی این کمپلکس و همراه با بیگانه‌های میگماتیته متانکسیت مشاهده می‌شوند. دانه‌های گارنت خودشکل بوده و همراه با بیوتیت و مسکوویت هستند. با توجه به شکل ۳د بسیاری از بلورهای مسکوویت دارای میانبارهای<sup>۱</sup> سیلیمانیتی منشوری هستند. چنین مشخصه‌ای نشان می‌دهد که پس از جدایش مذاب لوکوسومی از میگماتیته، بلورهای مسکوویت، از واکنش برگشتی مذاب با بلورهای دیرگداز (سیلیمانیت) تولید شده‌اند. بنابراین چنین واکنشی می‌تواند تغییراتی در ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها

### ژئوشیمی سنگ

ترکیب شیمیایی ۲۰ نمونه از سنگ‌های موجود در کمپلکس تله‌پهلوانی با دستگاه XRF (مدل Philips PW ۴۸۰) در دانشگاه کیل آلمان انجام شد. برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و خاکی کمیاب از دو دستگاه ICP-MS (inductively coupled plasma-mass spectrometry) یکی در دانشگاه کیل با مدل 7500cs AG-ILENT و دیگری در شرکت ALX Chemex در کانادا استفاده شد. جدول ۱ و ۲ به ترتیب این تجزیه‌ها را نشان می‌دهند.

### ۱- متابلیت‌های ناحیه‌ای و بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میکماتی

محتوای  $SiO_2$  از ۵۸ و ۶۷ درصد وزنی متغیر بوده و میانگین آن ۶۲ درصد وزنی است. بیشتر نمونه‌ها غنی از آلومینیوم هستند و میانگین آن ۱۷/۵ درصد وزنی است. ترکیب متوسط این سنگ‌ها در محدود پراولومینوس رسم می‌شوند که نشانگر غنی بودن این سنگ‌ها از آلومینیوم است (شکل ۴). چنین مطلبی به وسیله ساخته

شدن کوندوم و هیپرستن در نورم CIPW نشان داده می‌شود. به طور کلی، این سنگ‌ها از اکسیدهای  $TiO_2$  و  $MnO_2$  فقیر هستند و در مقابل در اکسیدهای  $K_2O$  و  $FeO$  غنی‌تر هستند. مقادیر میانگین اکسیدهای  $Na_2O$  و  $MgO$  به ترتیب ۱/۸۶ و ۱/۵۶ درصد وزنی و میانگین اکسید  $P_2O_5$  حدود ۰/۱۴ درصد وزنی است. این مقادیر با مطالعات سنگ‌نگاری تطابق کامل دارد، به گونه‌ای که همه نمونه‌ها، از بلورهای آلومینیم‌دار (مانند بیوتیت، مسکوویت، گارنت) غنی هستند. فراوانی اکسیدهای سدیم و به ویژه پتاسیم با فراوانی‌های مودال بیوتیت، مسکوویت و فلدسپار پتاسیم هماهنگ است. فراوانی نسبی گارنت‌های آلماندن - پیروپ (فضل‌نیا، ۱۳۸۸) و کردیریت و بیوتیت‌های فراوان به همراه مقادیر جزئی ایلمنیت موجب افزایش نسبی درصد وزنی اکسیدهای آهن و منیزیم شده است. رخداد بلورهای آپاتیت به صورت منشوری نشانگر تبلور آنها از مذاب است. به علاوه این آپاتیت‌ها غنی از کلر و آب هستند (فضل‌نیا، ۱۳۸۸) که نشانگر دماهای پایین تشکیل آنهاست (Sha and Chappell, 1999).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی XRF بر روی رخنمون‌های مختلف سنگی کمپلکس تله‌پهلوانی

Sample	140-1	187	190-B	189-E	260	264	272	181-E	182-E2	183-E1	188-E1	189-E3	190-E1
Rock type	P-g Grt Kiel	P-g Grt Kiel	P-g Grt Kiel	P-g Crd Kiel	P-g Crd Kiel	P-g Crd Kiel	P-g Crd Kiel	Xeno Mig Kiel	Xeno Mig Kiel	Xeno Mig Kiel	Xeno Kiel	Xeno Kiel	Xeno Kiel
$SiO_2$	74.12	73.91	73.58	74.45	74.29	75.30	75.24	43.39	62.68	57.22	66.82	64.25	59.22
$Al_2O_3$	13.85	14.03	14.18	13.85	13.65	13.18	13.11	26.77	17.71	20.12	16.41	16.65	18.83
$TiO_2$	0.06	0.05	0.05	0.09	0.07	0.09	0.08	2.14	0.92	1.17	0.29	0.58	0.39
MgO	0.14	0.11	0.13	0.27	0.31	0.26	0.28	5.17	2.07	4.87	1.90	2.15	3.75
FeO*	1.28	1.10	1.38	1.21	1.20	1.24	1.23	15.74	6.92	10.53	5.84	4.85	6.27
CaO	0.65	0.72	0.59	0.71	0.66	0.63	0.56	0.84	1.34	1.21	2.44	3.05	1.59
$P_2O_5$	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.03	0.15	0.08	0.05	0.12	0.13
$Na_2O$	2.04	1.82	2.32	2.95	2.73	2.87	2.83	0.79	1.79	0.84	2.16	2.88	2.44
$K_2O$	5.95	6.20	6.10	5.05	5.21	5.04	5.10	1.76	3.90	1.55	1.70	2.55	4.12
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.40	0.11	0.34	0.18	0.24	0.20
Total	98.25	98.16	98.51	98.77	98.28	98.81	98.64	97.21	97.75	97.93	97.86	97.32	96.94
H2O+	1.25	1.08	0.75	0.91	1.12	0.86	0.84	2.02	2.07	1.81	2.03	2.32	1.65
CIPW norm													
Qtz	37.09	37.26	34.79	35.37	35.91	36.91	36.98	10.74	26.62	28.56	35.01	24.51	15.51
Or	35.16	36.64	36.05	29.84	30.79	29.78	30.14	10.40	23.05	9.16	10.05	15.07	24.35
Ab	17.26	15.40	19.63	24.96	23.1	24.29	23.95	6.68	15.15	7.11	18.28	24.37	20.65
An	2.57	2.85	2.14	2.80	2.56	2.34	1.99	3.97	5.67	5.48	11.78	14.35	7.04
Crn	3.11	3.28	2.98	2.50	2.58	2.15	2.20	22.11	8.47	15.05	6.7	3.89	7.78
Hy	2.71	2.34	2.24	2.82	2.95	2.87	2.90	38.99	16.55	30.17	15.31	13.75	20.58
Ilm	0.11	0.09	0.10	0.17	0.13	0.17	0.15	4.06	1.75	2.22	0.55	1.10	0.74
Ap	0.23	0.25	0.28	0.25	0.25	0.28	0.28	0.07	0.35	0.19	0.12	0.28	0.30

FeO\* is total FeO; Kiel = Kiel University; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite.

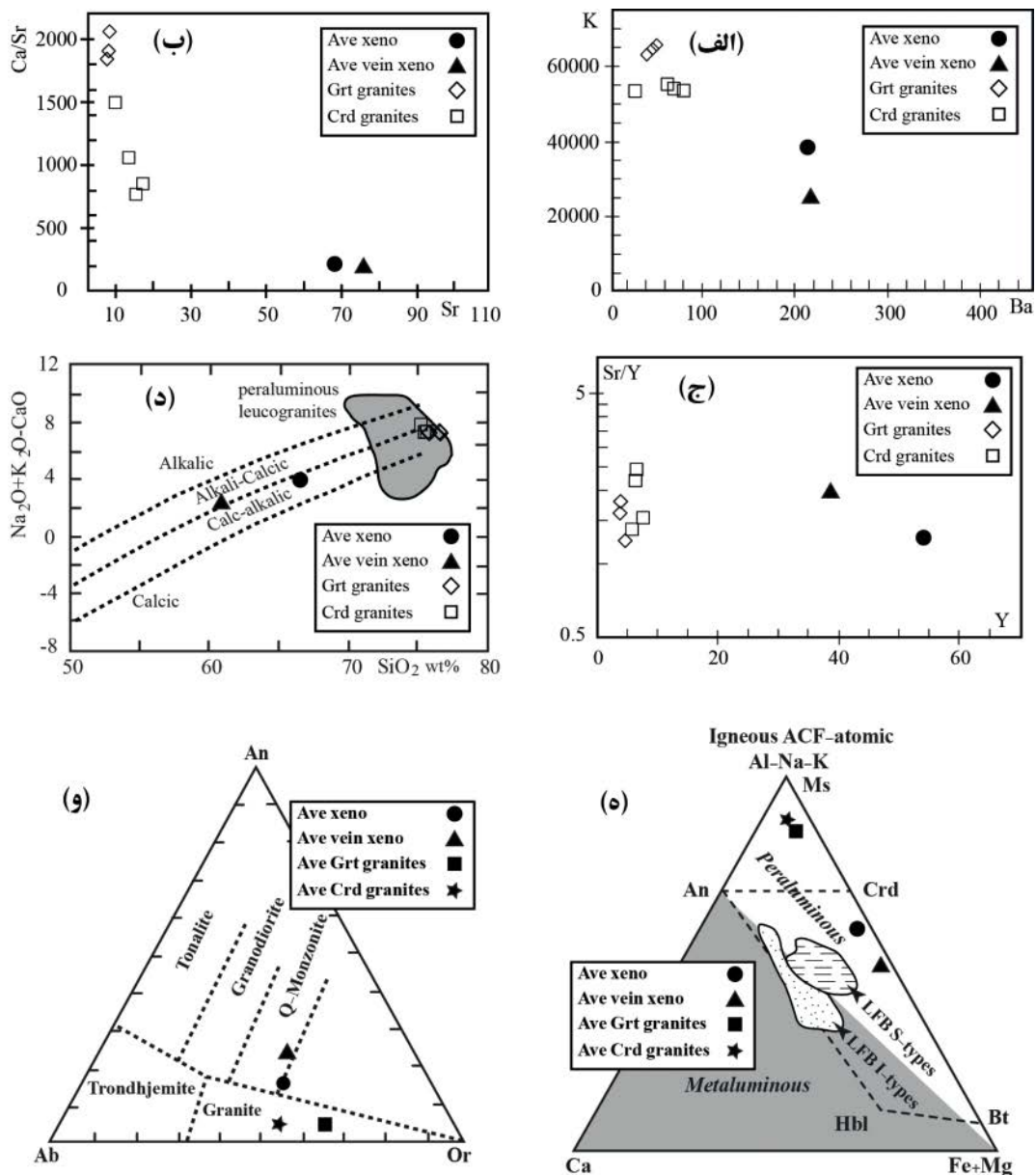
Mig = Migmatitic xenolith; Pelite = Metapelite

ادامه جدول ۱-

Sample	191-E5	192-E2	193-E3	111-c	114-a	220	221	Average	Average	Average	Average
Rock type	Xeno	Xeno	Xeno	Pelite	Pelite	Pelite	Pelite	Garnet Granite	Crdierite Granite	migmatite Xenolith	metapelite & Xenolith
	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel				
SiO <sub>2</sub>	63.05	65.11	60.22	59.04	64.16	58.2	60.64	73.87	74.82	54.43	62.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.13	16.36	17.35	19.41	16.96	19.48	16.09	14.02	13.45	21.53	17.47
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.75	0.87	0.81	0.74	0.88	0.85	0.05	0.08	1.41	0.70
MgO	2.55	2.01	3.55	1.87	3.56	3.46	3.65	0.13	0.28	4.04	2.85
FeO*	6.33	5.88	7.49	5.80	5.65	6.96	7.50	1.25	1.22	11.06	6.26
CaO	2.21	2.45	1.22	0.64	0.74	0.52	0.75	0.65	0.64	1.13	1.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11	0.19	0.17	0.15	0.21	0.21	0.11	0.12	0.09	0.14
Na <sub>2</sub> O	1.73	1.81	1.94	0.43	1.58	1.71	1.93	2.06	2.85	1.14	1.86
K <sub>2</sub> O	3.87	2.94	4.18	6.81	2.33	3.75	4.09	6.08	5.10	2.40	3.63
MnO	0.24	0.18	0.17	0.27	0.06	0.08	0.16	0.06	0.05	0.28	0.18
Total	98.05	97.60	97.18	95.25	95.93	95.25	95.87	98.31	98.62	97.63	96.73
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.48	1.88	1.68	3.45	3.43	3.52	2.4	1.03	0.93	1.97	2.38
CIPW norm											
Qtz	25.04	30.89	19.82	22.33	35.36	23.00	21.54	36.28	36.27	21.97	25.3
Or	22.87	17.37	24.70	40.24	13.77	22.14	24.17	35.93	30.14	14.20	21.45
Ab	14.64	15.32	16.42	3.64	13.37	14.47	16.33	17.43	24.12	9.65	15.74
An	10.38	11.44	4.81	2.06	2.69	1.21	2.35	2.51	2.39	5.04	6.82
Crn	6.29	6.01	7.87	10.57	10.85	12.17	7.63	3.13	2.37	15.21	7.98
Hy	17.02	14.90	21.47	14.47	18.13	20.09	21.76	2.65	2.9	28.57	17.77
Ilm	1.61	1.42	1.65	1.54	1.41	1.67	1.61	0.09	0.15	2.68	1.33
Ap	0.21	0.25	0.44	0.39	0.35	0.49	0.49	0.25	0.28	0.20	0.32

سنگ‌ها بوده است. به‌علاوه فراوانی استرانسیم در هر دو نوع گرانیت متفاوت است که در قسمت مربوطه بحث شده است. مشابه بودن نگهدارنده‌های Sr و Eu در سنگ‌های مورد مطالعه (متاپلیت‌های ناحیه‌ای و بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته) و یکسان بودن نسبت Sr/Y (شکل ۴ ج) نشان می‌دهد که هم Sr و هم Eu دقیقاً سازگاری مشابهی را در حین ذوب‌بخشی داشته‌اند. بی‌هنجاری منفی در Eu (شکل‌های ۵ ج، ۵ د، ۶ ج و ۶ د) و تیتانیم (شکل‌های ۵ ج و ۵ د)، ناشی از پایین بودن مقدار فراوانی این دو عنصر در سنگ مادر اولیه هستند. همچنین کانی‌هایی که می‌توانند باعث نگهداری این عناصر شوند (به ترتیب پلاژیوکلاز و ایلمنیت) در این سنگ‌های اولیه بسیار کم هستند. مقادیر میانگین Lan/Ybn, Lan/Smn و Gdn/Ybn نمونه‌های پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته (جدول ۲؛ شکل‌های ۵ و ۶)، نشان می‌دهند که LREE بسیار غنی‌تر از MREE و به‌ویژه HREE هستند. الگوی عناصر HREE به صورت مسطح بوده که نشانگر پایین بودن عیار اولیه این عناصر در سنگ مادر اولیه است.

مقدار باریم در نمونه‌های پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته یک بی‌هنجاری منفی را نسبت به عناصر مجاور خود نشان می‌دهند (شکل ۵). افزون بر این، در شکل ۴ الف که دو عنصر باریم و پتاسیم را نسبت به هم مقایسه می‌نماید، بیان می‌کند که در حین ذوب‌بخشی، باریم عنصری پایدار بوده و نتوانسته وارد مذاب شود. بنابراین کانی‌های پتاسیم‌داری که برای تولید مذاب، ناپایدار شده‌اند، عاملی در تغییرات یا فراوانی عنصر باریم نبوده‌اند. بی‌هنجاری‌های منفی این عنصر نشان می‌دهد که احتمالاً سنگ مادر اولیه اصالتاً از باریم فقیر بوده است. همچنین مطالعه فراوانی استرانسیم نشان می‌دهد که این عنصر، بی‌هنجاری منفی واضحی در نمودارهای عنکبوتی چندعنصری هم در پلیت‌های دگرگون شده ناحیه‌ای و هم بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته دارد. مطالعه میکروسکوپی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در بلورهای پلاژیوکلاز فقیر هستند. بنابراین احتمالاً چنین بی‌هنجاری ناشی از این مشخصه میکروسکوپی است. مقایسه این عناصر در نمودار Sr در مقابل Ca/Sr نشان می‌دهد که استرانسیم یک فاز پایدار در حین ذوب‌بخشی بیگانه



شکل ۴- نمودارهای تغییرات و توصیفی ژئوشیمیایی. (الف)- نمودار تغییرات K در برابر Ba. (ب)- نمودار تغییرات Sr در برابر نسبت‌های عنصری Ca/Sr. (ج)- نمودار تغییرات Y در برابر نسبت‌های عنصری Sr/Y. (د) نمودار توصیفی محدوده لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس (Frost et al., 2001). (ه) نمودار اتمی Ca-(Al-Na)-Ab-An-Or (Barker, 1979) و نمودار مثلثی نورماتیو (Healy et al., 2004). (و) نمودار مثلثی نورماتیو (Barker, 1979) و نمودار مثلثی نورماتیو (Healy et al., 2004).

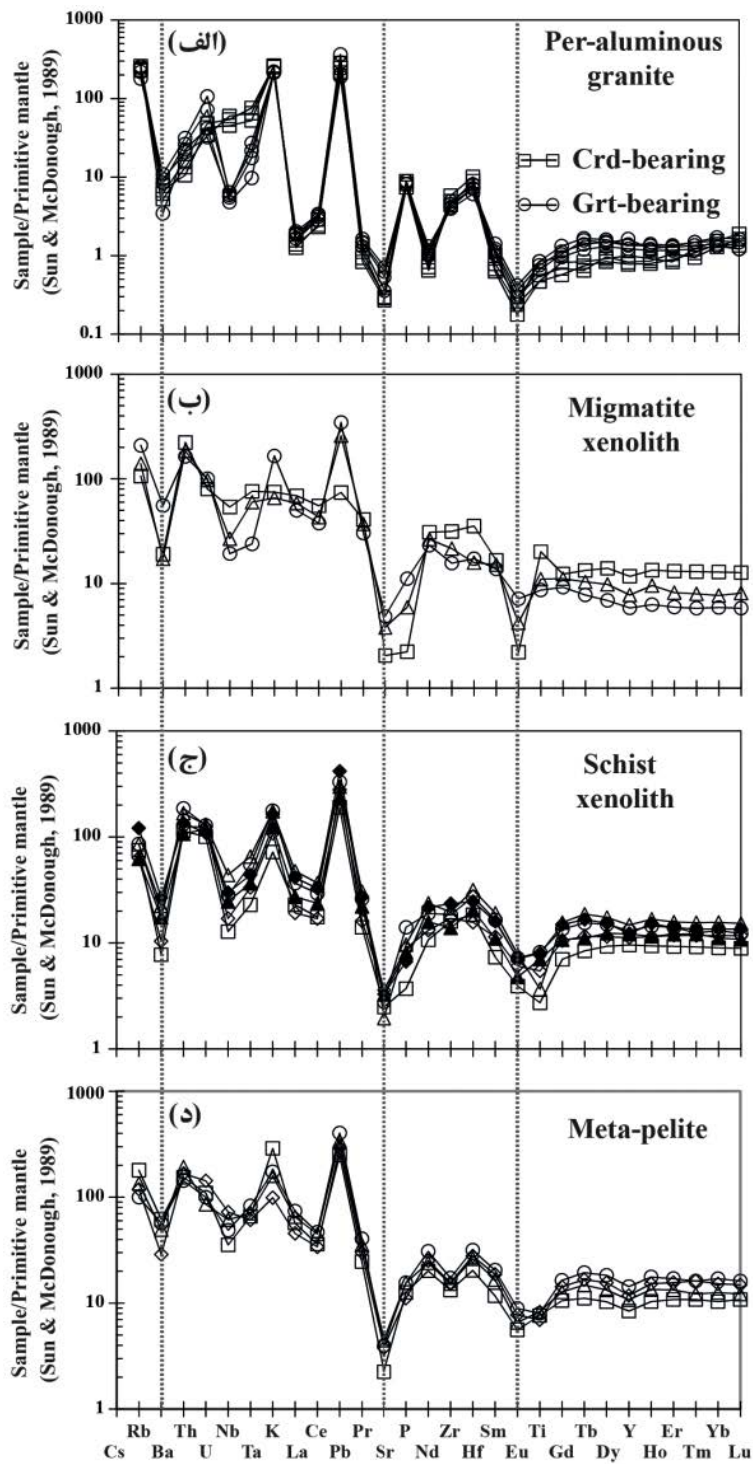
## ۲- بیگانه سنگ‌های میگماتی

میانگین ترکیبی اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  و تا حدودی  $\text{CaO}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  (جدول ۱) نشان می‌دهد که این عناصر در بعضی موارد کاهش نسبت به نمونه‌های پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتی دارند. افزون بر این، میانگین ترکیبی اکسیدهای  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3^*$  و  $\text{MnO}$  یک افزودگی مشخصی نسبت به نمونه‌های ذکر شده در بند ۴-۱ دارند. این مشخصات به همراه شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که دلیل چنین تغییراتی، خروج مذاب‌های فلسیک از این سنگ‌هاست. باقی ماندن کربدیریت، گارنت، بیوتیت و بخش‌های کلسیک پلاژیوکلاز در بخش‌های

دیرگداز بیگانه سنگ‌های میگماتی (ملانوسوم یا رستیت) می‌تواند دلیلی برای این افزایش برخی اکسیدها در بیگانه سنگ‌های میگماتی باشد.

وجود بی‌هنجاری‌های منفی Sr و Ba و Eu در بیگانه سنگ‌های میگماتی (شکل‌های ۵ ب و ۶) ناشی از تهی‌شدگی سنگ مادر اولیه (شکل‌های ۵ ج، ۵ د، ۶ ج و ۶ د) از این عناصر است. بالاتر بودن میانگین عیار Sr در بیگانه سنگ‌های میگماتی نسبت به متوسط نمونه‌های پلیتی دگرگون شده و بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتی نشان می‌دهد که Sr در حین ذوب‌بخشی فاز پایدار بوده است. در ضمن کاهش مقدار Y و افزایش در محتوای نسبت Sr/Y (شکل ۴ ج) نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز



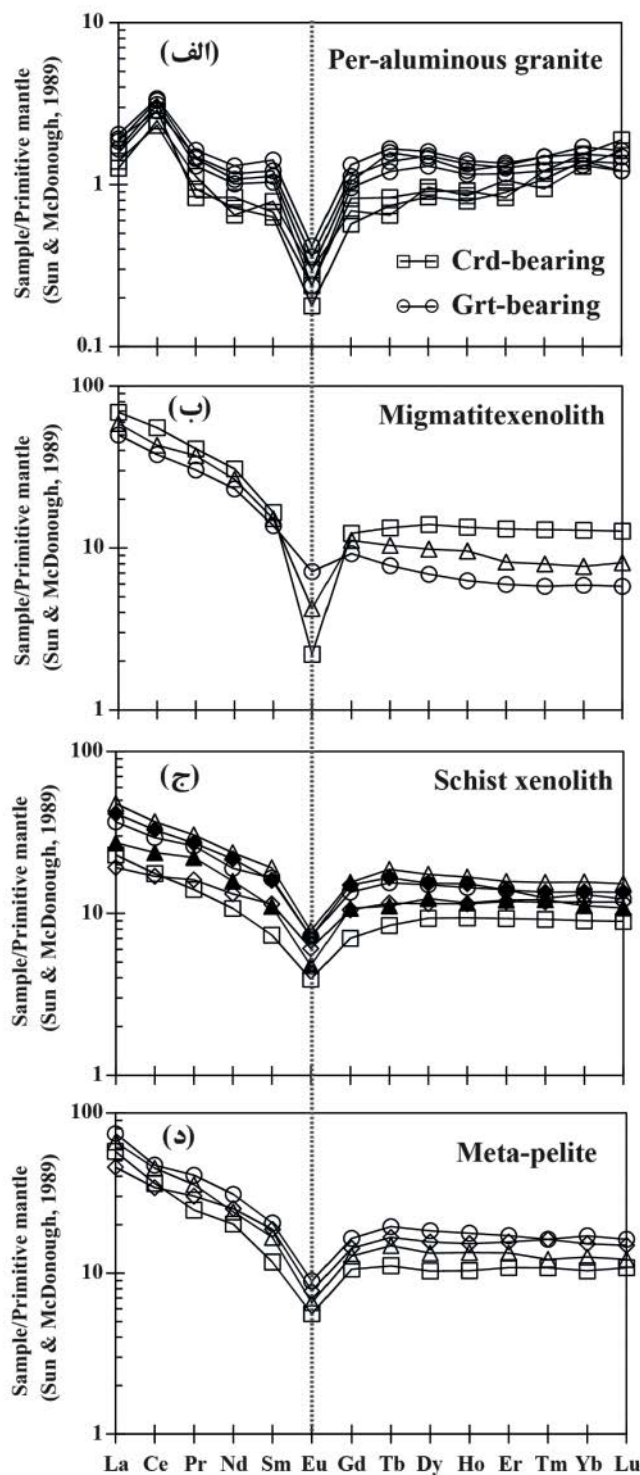


شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده بر اساس پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985). الف) نمودار چندعنصری لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس، ب) نمودار چندعنصری بیگانه سنگ‌های میگماتیته. ج) نمودار چندعنصری بیگانه سنگ‌های شیستی. د) نمودار چندعنصری سنگ‌های نیمه‌پلیتی دگرگون‌شده از کمپلکس دگرگونی قوری.

MREE و به‌ویژه HREE در بیگانه سنگ‌های میگماتیته کمتر از نمونه‌های پلیتی دگرگون شده و بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته است.

بالاتر بودن مقادیر متوسط Rb/Sr, Rb/Ba, Lan/Ybn, Lan/Smn و Gdn/Ybn بیگانه سنگ‌های میگماتیته از نمونه‌های پلیتی

نقش چندانی در واکنش‌های ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌های ایفاء نکرده است. کاهش در محتوای Y بیگانه سنگ‌های میگماتیته نشان می‌دهد که احتمالاً قسمتی از گارنت در برخی از این بیگانه سنگ‌ها فاز ناپایدار در واکنش‌های ذوب‌بخشی بوده است. این استدلال با این واقعیت همراهی می‌شود که متوسط ترکیبی



شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده بر اساس پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985). الف) نمودار چندعنصری لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس، ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب بیگانه سنگ‌های میگماتیته. ج) نمودار عناصر کمیاب خاکی بیگانه سنگ‌های شیبستی. د) نمودار عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های نیمه پلیتی دگرگون شده از کمپلکس دگرگونی قوری. نماد نمونه‌ها مشابه شکل ۵ است.

محدود بودن مقدار ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌ها است. بالاتر بودن سه نسبت عناصر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که عناصر LREE ناسازگارتر از MREE و مخصوصاً HREE است و در درصد ذوب‌بخشی پایین از بخش‌های دیرگداز خارج شده‌اند (جدول ۲؛

دگرگون شده و بیگانه سنگ‌های بدون ساختار میگماتیته نشان می‌دهد که در بین عناصر با شعاع یونی بزرگ، Rb نسبت به دو عنصر Ba و Sr سازگارتر بوده و در حین ذوب‌بخشی در فازهای دیرگدازتر باقی مانده است. چنین درصد ذوبی نشانگر

جدول ۲- تجزیه شیمیایی ICP-MS بر روی رخنمون‌های مختلف سنگی کمپلکس تله پهلوانی.

Sample	140-1	187	190-B	189-E	260	264	272	181-E	182-E2	183-E1	188-E1	189-E3	190-E1
Rock	P-g	P-g	P-g	P-g	P-g	P-g	P-g	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno
type	Grt	Grt	Grt	Crd	Crd	Crd	Crd	Mig	Mig	Mig	Kiel	Kiel	Kiel
	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel
V	3.32	2.23	2.85	5.05	6.65	7.59	7.32	266.33	138.90	185.42	64.41	85.25	112.20
Cr	1.06	0.89	0.97	2.46	2.89	3.23	2.12	153.54	79.94	94.01	64.61	58.60	74.13
Co	0.69	0.49	0.88	1.02	0.95	0.77	0.59	30.24	14.06	19.73	8.97	10.12	17.98
Ni	0.91	1.08	1.12	1.62	1.55	1.30	1.41	106.11	34.16	62.31	25.48	19.87	32.54
Rb	165.12	144.19	148.56	114.38	138.95	157.08	165.05	67.66	132.61	88.47	47.81	40.32	54.17
Sr	6.08	6.28	5.69	15.04	11.21	7.54	13.17	43.25	102.21	80.25	52.49	75.71	41.21
Y	3.78	3.54	4.56	6.31	7.42	5.57	6.14	53.41	26.60	35.34	43.55	51.13	67.14
Zr	65.12	55.29	49.67	46.60	55.15	50.81	44.42	352.27	175.40	241.31	178.87	191.32	219.31
Nb	42.85	32.22	38.65	4.22	4.58	3.43	3.93	38.41	13.77	19.12	9.14	12.15	31.24
Ba	36.78	47.43	43.15	76.43	58.99	24.25	66.08	132.92	389.15	120.31	54.24	72.61	157.19
La	0.87	0.96	1.08	1.40	1.27	1.14	1.32	47.33	34.34	40.27	15.76	13.20	32.74
Ce	4.39	4.12	5.12	6.03	5.87	5.55	5.06	98.18	66.96	76.48	31.26	30.15	65.34
Pr	0.31	0.26	0.23	0.45	0.40	0.36	0.41	11.32	8.37	10.26	3.88	4.45	8.43
Nd	0.88	0.97	1.13	1.77	1.46	1.37	1.58	41.77	31.40	35.89	14.52	17.89	32.12
Sm	0.35	0.28	0.30	0.63	0.50	0.46	0.54	7.37	6.11	6.73	3.26	5.07	8.49
Eu	0.05	0.03	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06	0.37	1.20	0.71	0.66	1.02	1.31
Gd	0.41	0.34	0.49	0.79	0.62	0.57	0.67	7.33	5.50	6.63	4.19	6.27	9.28
Tb	0.07	0.08	0.09	0.18	0.17	0.13	0.15	1.44	0.84	1.12	0.91	1.25	2.02
Dy	0.71	0.62	0.67	1.18	1.07	0.96	1.11	10.30	5.08	7.24	6.87	8.45	12.83
Ho	0.14	0.13	0.15	0.23	0.20	0.19	0.22	2.20	1.03	1.57	1.54	1.88	2.75
Er	0.51	0.43	0.40	0.65	0.63	0.56	0.61	6.29	2.86	3.93	4.46	5.68	7.56
Tm	0.07	0.08	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.96	0.43	0.59	0.68	0.87	1.15
Yb	0.64	0.69	0.76	0.84	0.76	0.65	0.69	6.35	2.91	3.79	4.44	5.79	7.71
Lu	0.12	0.10	0.14	0.12	0.11	0.09	0.09	0.94	0.43	0.60	0.66	0.87	1.13
Hf	3.12	2.37	2.75	2.23	2.50	2.21	1.88	10.95	5.33	4.89	5.72	4.84	9.78
Ta	2.68	2.16	3.11	1.120	0.89	0.40	0.72	3.11	0.98	2.46	0.94	1.37	2.68
Pb	15.25	17.46	20.12	25.92	20.45	14.47	13.39	5.26	24.59	18.34	13.51	19.87	21.23
Th	1.14	0.90	1.39	2.67	2.24	1.91	1.76	18.93	13.92	15.72	9.73	10.68	14.28
U	0.72	0.90	1.01	2.24	1.52	0.88	0.68	1.68	2.11	2.04	2.11	2.61	2.75
Ti	751	626	626	1126	876	1126	1001	26783	11514	14643	3630	7259	4881
P	704	775	845	775	775	845	845	211	1057	564	352	845	916
K	63166	65820	64759	53612	55310	53505	54142	18684	41403	16455	18047	27071	43739
Na	44367	39582	50457	64158	59374	62418	61548	17181	38930	18269	46977	62636	53067
Rb/St	27.16	22.96	26.11	7.61	12.40	20.83	12.53	1.56	1.30	1.10	0.91	0.53	1.31
Rb/Ba	4.49	3.04	3.44	1.50	2.36	6.48	2.50	0.51	0.34	0.74	0.88	0.56	0.34
K/Ba	1717.4	1387.7	1500.8	701.4	937.6	2206.4	819.3	140.6	106.4	136.8	332.7	372.8	278.3
Eu/Eu*	0.132	0.097	0.101	0.099	0.089	0.078	0.099	0.050	0.207	0.106	0.177	0.180	0.147
Lan/Ybn	0.14	0.18	0.14	0.22	0.22	0.24	0.28	0.94	1.50	1.26	0.45	0.28	0.54
Lan/Smn	0.54	0.75	0.79	0.49	0.56	0.54	0.53	1.40	1.23	1.31	1.06	0.57	0.84
Gdn/Ybn	0.43	0.33	0.43	0.63	0.54	0.58	0.65	0.77	1.26	1.17	0.63	0.72	0.80

Kiel = Kiel University; CCC=ALS Chemex Company of Canada; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite;  
Mig = Migmatite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite.

ادامه جدول ۲-

Sample Rock type	191-E5	192-E2	193-E3	111-c	114-a	220	221	Average of	Average of	Average of	Average of
	Xeno	Xeno	Xeno	Pelite	Pelite	Pelite	Pelite	Garnet Granite	Crdierite Granite	migmatite Xenolith	metapelite & Xenolith
	CCC	CCC	Kiel	CCC	CCC	CCC	CCC				
V	106.2	73.6	98.32	108.2	137.7	123.1	110.7	2.8	6.7	196.9	102.0
Cr	60.2	81.1	71.43	69.4	58.6	82.7	75.3	1.0	2.7	109.2	69.6
Co	12.1	14.2	15.59	18.2	13.1	10.3	14.1	0.7	0.8	21.3	13.5
Ni	30.5	34.4	31.58	31.2	46.4	22.9	38.8	1.0	1.5	67.5	31.4
Rb	77.1	39.5	54.67	114.1	75.3	85.6	63.5	152.6	143.9	96.2	65.2
Sr	69.4	68.9	58.62	47.4	79.5	94.1	83.7	6.0	11.7	75.2	67.1
Y	55.8	55.2	59.12	38.3	53.7	48.9	65.4	4.0	6.4	38.5	53.8
Zr	263.3	155.7	207.32	148.6	174.3	170.5	193.8	56.7	49.2	256.3	190.3
Nb	21.3	17.6	20.12	25.3	51.6	43.7	34.8	37.9	4.0	23.8	26.7
Ba	187.3	122.3	131.54	432.1	201.5	345.6	398.3	42.5	56.4	214.1	210.3
La	28.4	18.7	25.24	39.2	31.3	44.8	50.9	1.0	1.3	40.6	30.0
Ce	58.2	42.1	52.12	64.1	60.3	79.7	83.2	4.5	5.6	80.5	56.6
Pr	7.5	6.1	7.21	6.8	8.3	9.8	11.2	0.3	0.4	10.0	7.4
Nd	29.4	21.4	25.71	27.3	34.1	32.5	41.8	1.0	1.5	36.4	27.7
Sm	7.1	4.9	7.33	5.2	8.3	7.4	9.1	0.3	0.5	6.7	6.6
Eu	1.2	0.8	1.21	0.94	1.3	1.1	1.5	0.0	0.1	0.8	1.1
Gd	8.9	6.4	8.07	6.3	8.5	7.6	9.8	0.4	0.7	6.5	7.5
Tb	1.8	1.2	1.67	1.2	1.8	1.6	2.1	0.1	0.2	1.1	1.6
Dy	11.3	9.1	11.09	7.6	11.5	9.8	13.5	0.7	1.1	7.5	10.2
Ho	2.5	1.9	2.37	1.7	2.5	2.2	2.9	0.1	0.2	1.6	2.2
Er	6.7	5.8	6.73	5.2	7.5	6.4	8.2	0.4	0.6	4.4	6.4
Tm	1.0	0.9	0.92	0.8	1.2	0.9	1.2	0.1	0.1	0.7	1.0
Yb	6.7	5.5	6.46	5.1	7.5	6.2	8.4	0.7	0.7	4.4	6.4
Lu	1.0	0.8	0.91	0.8	1.1	0.9	1.2	0.1	0.1	0.7	0.9
Hf	7.6	6.3	8.41	6.3	8.6	8.1	9.8	2.7	2.2	7.1	7.5
Ta	1.8	1.5	2.25	2.7	2.5	2.9	3.4	2.7	0.8	2.2	2.2
Pb	29.7	16.4	23.55	17.7	20.8	24.2	28.7	17.6	18.6	16.1	21.6
Th	11.5	9.1	15.88	13.1	14.2	16.4	12.2	1.1	2.1	16.2	12.7
U	2.3	2.5	2.71	2.3	3	1.8	2.1	0.9	1.3	1.9	2.4
Ti	10638	9387	10889	10138	9262	11014	10638	668	1033	17647	8773
P	634	775	1339	1198	1057	1479	1479	775	810	611	1007
K	41085	31212	44376	72296	24736	39811	43420	64582	54142	25514	38579
Na	37625	39365	42192	9352	34363	37190	41975	44802	61875	24793	40474
Rb/St	1.11	0.57	0.93	2.41	0.95	0.91	0.76	25.41	13.34	1.32	1.04
Rb/Ba	0.41	0.32	0.42	0.26	0.37	0.25	0.16	3.66	3.21	0.53	0.40
K/Ba	219.4	255.2	337.4	167.3	122.8	115.2	109.0	1535.3	1166.2	127.9	231.0
Eu/Eu*	0.150	0.142	0.157	0.163	0.155	0.147	0.159	0.11	0.09	0.12	0.16
Lan/Ybn	0.53	0.44	0.52	0.92	0.53	0.93	0.80	0.15	0.24	0.60	1.92
Lan/Smn	0.88	0.83	0.75	1.65	0.82	1.32	1.22	0.69	0.53	0.99	1.52
Gdn/Ybn	0.89	0.78	0.83	0.82	0.76	0.82	0.78	0.40	0.60	0.79	1.21

Kiel = Kiel University; CCC=ALS Chemex Company of Canada; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite; Mig = Migmatite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite.

(McMillan et al., 2003).

همچنین درصد ذوب‌بخشی کمتر در گرانیتهای گارنت‌دار به وسیله محتوای بالاتر عناصر ناسازگاری مانند Ta و Rb، Nb ثابت می‌شود. فراوانی کمتر LREE در گرانیتهای گارنت‌دار احتمالاً به دلیل کمبود کانیاپی مانند آپاتیت و ایلمنیت که عناصر مناسبی برای تمرکز این عناصر هستند، توجیه می‌شود. بنابراین، احتمالاً در حین ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌ها برای تولید این نوع از گرانیتهای این دو نوع کانی فازهای پایدار بوده‌اند.

فراوانی باریم در هر دو نوع گرانیتهای نسبت به بیگانه سنگ‌ها کاهش چشمگیری یافته (یک بی‌هنجاری منفی؛ شکل ۵ الف) که نشانگر سازگار بودنش در حین ذوب‌بخشی بوده است. میانگین باریم در گرانیتهای کردیریت‌دار بیشتر از انواع گارنت‌دار است که دلیل آن، احتمالاً درصد ذوب بیشتر و ناپایداری کامل مسکوویت برای تولید گرانیتهای کردیریت‌دار است. کاهش شدید مقدار Sr و نسبت Ca/Sr در هر دو نوع گرانیتهای (شکل ۴ ب) نشان می‌دهد که Sr فاز پایدار در حین ذوب هر دو نوع گرانیتهای بوده است. بالاتر بودن این نسبت در گرانیتهای گارنت‌دار احتمالاً هم به دلیل خروج کمتر Sr و هم ناشی از درصد ذوب‌بخشی کمتر و در نتیجه، عدم حضور پلاژیوکلازهای کلسیک در واکنش‌های ذوب است.

یکسان بودن تقریبی فراوانی Y و مشابه بودن نسبت Sr/Y در همه گرانیتهای (شکل ۵ ج) نشان می‌دهد که Y یک عنصر سازگار در حین ذوب‌بخشی بوده است. الگوهای سطح با شیب مثبت به سمت Yb در HREE و Y گرانیتهای کردیریت‌دار نشان می‌دهد که احتمالاً گارنت یک فاز ناپایدار در حین ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌ها بوده است. در مقابل، شیب کاملاً سطح این عناصر برای گرانیتهای گارنت‌دار بیانگر پایداری گارنت در حین ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌ها است. بی‌هنجاری منفی Eu، Nd و La و پایین بودن میانگین نسبت‌های Lan/Ybn، Lan/Smn و Gdn/Ybn در هر دو نوع گرانیتهای بیانگر این است که LREE و MREE چندان به ذوب‌بخشی حساس نبوده‌اند و به عنوان عناصر سازگار در حین ذوب‌بخشی عمل کرده‌اند. برای مثال پایدار بودن پلاژیوکلاز کلسیک در حین ذوب‌بخشی باعث بی‌هنجاری منفی Eu شده است. مجموع عناصر REE در هر دو نوع گرانیتهای کمتر از سنگ مادر آنهاست؛ این نشان می‌دهد که حجم مذاب، محدود بوده و کانی‌های نگهدارنده این عناصر در حین ذوب‌بخشی فازهای تقریباً پایدار بوده‌اند.

هر دو نوع گرانیتهای دارای ماهیت پرآلومینوس هستند (شکل ۵ الف) و تشکیل لوکوگرانیتهایی (شکل‌های ۴ د و ۵ الف) را می‌دهند که با گرانیتهای نوع S-متداول، کمی متفاوت هستند (شکل ۷ الف). سنگ مادر آنها احتمالاً متاگزیوک (شیست‌های نیمه پلیتی) است (شکل ۷ ب).

### تفسیر و نتایج

در نتیجه کافتش سرزمین گندوانا (که در بخش‌های مختلف

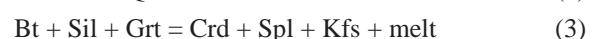
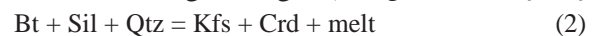
شکل ۶ ب). پایین‌تر بودن میانگین نسبت Eu/Eu\* و بی‌هنجاری منفی‌تر در این سنگ‌ها نشانگر پایداری فازهای کلسیک‌تر فلدسپار پلاژیوکلاز در حین ذوب‌بخشی بیگانه سنگ‌ها بوده است.

نظم کمتر الگوهای عناصر در نمودار عنکبوتی (شکل ۵ ب) برای بیگانه سنگ‌های میگماتیتهی نشانگر توزیع ناهمگون ذوب در این سنگ‌ها و همچنین واکنش برگشتی بخش‌های ذوب‌شده با بخش‌های دیرگداز است، که باعث شده که تمرکز عناصر در سراسر چنین بیگانه سنگ‌هایی متغیر باشد.

### ۳- میانبرهای گرانیتهی

میانبرهای گرانیتهی بر اساس رخداد گارنت یا کردیریت دارای دو الگوی متفاوت توزیع برخی از عناصر هستند (جدول‌های ۱ و ۲؛ شکل‌های ۴، ۵ الف و ۶ الف). بالاتر بودن ترکیب میانگین اکسیدهای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و K<sub>2</sub>O و پایین‌تر بودن MgO و Na<sub>2</sub>O در گرانیتهای گارنت‌دار نسبت به انواع کردیریت‌دار نشان می‌دهد که توزیع برخی از کانی‌ها مانند سیلیمانیت، مسکوویت، گارنت، کردیریت و بیوتیت در این تغییرات دخالت دارند. در انواع گارنت‌دار که دانه‌های گارنت غنی از منگنز است (فضل‌نیا، ۱۳۸۸)، بلورهای سیلیمانیت منشوری و مسکوویت‌های احاطه‌کننده آنها فراوان هستند (شکل ۵۳). این مشخصه می‌تواند عاملی در فراوانی دو اکسید نام‌برده در این نمونه‌ها باشد. در مقابل فراوانی دو اکسید دیگر در انواع کردیریت‌دار (کردیریت‌ها غنی از اکسید MgO هستند؛ فضل‌نیا، ۱۳۸۸)، با فراوانی بلورهای کردیریت و پلاژیوکلاز قابل توجیه است.

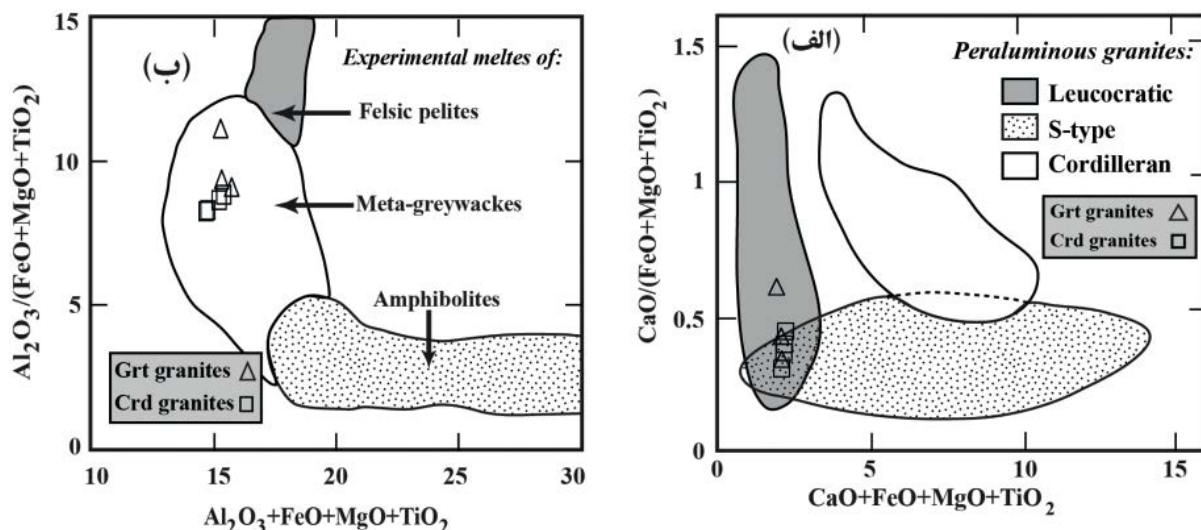
فراوانی بیشتر عناصری مانند V، Co، Cr، Ni، Y، Sr و HREE در گرانیتهای کردیریت‌دار نسبت به انواع گارنت‌دار نشان می‌دهد که احتمالاً این گرانیتهای در شرایط درصد ذوب‌بخشی بالاتر ایجاد شده‌اند. چنین استدلالی با مشاهده گارنت‌های تحلیل رفته و درصد مودال کمتر بیوتیت تایید می‌شود (شکل ۳). همچنین بلورهای سیلیمانیت نیز در این گرانیتهای وجود ندارد و یا به شدت تحلیل رفته است. این مشخصه احتمالاً انجام واکنش‌های زیر را برای تولید چنین مذاب‌هایی نشان می‌دهد:



فراوانی سیلیمانیت در نمونه‌های گارنت‌دار که در اثر واکنش برگشتی به وسیله مسکوویت‌های تاخیری احاطه شده‌اند، احتمالاً با واکنش زیر انطباق دارند:



این واکنش‌ها نشان می‌دهد که چرا گارنت و سیلیمانیت در گرانیتهای کردیریت‌دار به شدت تحلیل رفته‌اند و درصد مودال بیوتیت در آنها نسبت به انواع گارنت‌دار کاهش چشمگیری دارد. هنگامی که بیوتیت در شرایط آزدایی در واکنش‌های ذوب‌بخشی شرکت کند، حجم مذاب بیشتر شده و احتمالاً مذاب با سهولت بیشتری سنگ مادر اولیه که ساختار میگماتیتهی دارد را ترک می‌کند و فابریک دیاتکسیته در میگماتیتهای ایجاد می‌شود



شکل ۷- نمودارهای توصیفی نوع و سنگ مادر اولیه لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس (Patinõ Douce, 1999).

همبری دما بالا و جریان‌های همرفتی درون ماگمای اولیه در طول ضربان‌های بعدی تزریق ماگمای میزبان، خرد شده و بلورهای جامد آنها به صورت مکانیکی، باعث آرایش گسترده‌ای در باتولیت تله‌پهلوانی شده است (شکل ۸ در Fazlnia et al., 2007). مطالعه توزیع عناصر اصلی (جدول ۱) در هر دو گرانیت گارنت‌دار و کردیریت‌دار نشان می‌دهد که بر اثر ذوب‌بخشی در بیگانه سنگ‌های شیستی میگماتی، مقدار میانگین اکسید  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  در این نوع بیگانه سنگ‌ها نسبت به انواع بدون ساختار میگماتی کاهش یافته است. به علاوه با بررسی نحوه توزیع Sr و Y (شکل ۴ج) و همچنین Ca و Sr (شکل ۴ب) مشخص می‌شود که از نظر ژئوشیمیایی، ارتباط تنگاتنگی بین توزیع کاهش و افزایش عناصر وجود دارد و با توجه به سازگاری عناصر، ارتباط بین بیگانه سنگ‌های شیستی میگماتی، ذوب‌بخشی و میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس برقرار می‌شود. در نمودار اتمی ACF (شکل ۴ه) قرارگیری بیگانه سنگ‌های میگماتی دیاکتیسی بین بیگانه سنگ‌های شیستی بدون ساختار میگماتی-شیستی‌های دگرگونی ناحیه‌ای و گرانیت‌های گارنت و کردیریت‌دار نشان می‌دهد که بر اثر ذوب‌بخشی، کاهش در مقدار عناصر  $\text{Al}$ ،  $\text{Na}$  و  $\text{K}$  و افزودگی در مقدار  $\text{Fe}$  و  $\text{Mg}$  ایجاد شده است. چنین شواهد ژئوشیمیایی برای عناصر فرعی و خاکی کمیاب وجود دارد که بر اساس کاهش یا افزایش این عناصر و نحوه پایداری نگهدارنده‌های آنها در حین ذوب‌بخشی به این ارتباط کمک می‌کند (بخش ژئوشیمی سنگ). بنابراین با توجه به شواهد صحرائی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی و همچنین دما-فشار میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس از ذوب‌بخشی برخی بیگانه سنگ‌های شیستی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری تولید شده‌اند.

وجود رگه‌هایی از پگماتیت در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی، که عمدتاً در نزدیکی تجمع بیگانه سنگ‌های با ساختار میگماتی و گرانیت‌های پرآلومینوس (اکثراً در جنوب غرب این توده) رخ

این سرزمین متفاوت بوده و مربوط به پرمین، تریاس و ژوراسیک است: (Golanka, 2004)، ماگماتیسم ناکوهزایی، مهم‌ترین واقعه سنگ‌شناختی در طول این رویدادها بوده است (Sears et al., 2005). جدایش زون دگرگونی سندج-سیرجان بر اثر کافتش باعث تشکیل ماگمای ناکوهزایی تله‌پهلوانی (شکل ۱) با ترکیب لوکووارتز دیوریت-انورتوزیت و گابروهای آپاتیت‌دار-پیروکسنیت (کمپلکس مافیک-الترامافیک) به صورت قدرتمند در بخش جنوبی این زون (جنوب‌غربی کمپلکس دگرگونی قوری که عمدتاً از گارنت-کیانیت شیست تشکیل شده‌اند) شد (Fazlnia et al., 2007؛ فضل‌نیا، ۱۳۹۰ الف).

قطعات فرو افتاده (بیگانه سنگ‌ها) در این ماگما، عمدتاً گارنت بیوتیت - کیانیت شیست‌ها هستند. بنابراین بیگانه سنگ‌های حاضر، غنی از کانی‌های آلومینیم‌دار (مانند مسکوویت، بیوتیت، گارنت، استاورولیت و کیانیت) هستند. بیگانه سنگ‌های رسی دگرگون‌شده، دگرگونی همبری دما بالایی را تحمل کرده‌اند. دما و فشار اوج دگرگونی همبری این بیگانه سنگ‌ها  $760 \pm 27$  درجه سانتی‌گراد و  $5/1 \pm 1/2$  کیلوپار (فضل‌نیا، ۱۳۸۸)، نشانگر محدوده ذوب‌بخشی بی‌آب‌شدگی کامل مسکوویت و ابتدای بیوتیت (شکل ۳) است. در نتیجه چنین شرایط دگرگونی، برخی بیگانه سنگ‌های شیستی، ذوب‌بخشی را تحمل کرده‌اند و ساختارهای میگماتی را گسترش دادند. غلبه بر نیروهای پیوستگی مذاب-بلور در محدوده ذوب‌بخشی بی‌آب‌شدگی بیوتیت، باعث شده است، تا بخشی از مذاب تولیدشده، قابلیت جدایش از بیگانه سنگ‌های میگماتی را به دست آورد. احتمالاً در بخش‌های عمیق‌تر که این بیگانه سنگ‌ها تجمع بیشتری داشته‌اند، در اثر اجتماع بخشی از مذاب‌های تولیدشده و عدم آمیختگی آنها با ماگمای میزبان (به علت اختلاف دما و ترکیب شیمیایی متفاوت)، عدسی‌های کوچکی از گرانیت‌های پرآلومینوس غنی از پتاسیم در باتولیت تله‌پهلوانی تشکیل شده است. در مقابل، برخی دیگر از بیگانه سنگ‌های شیستی میگماتی شده، به علت تحمل دگرگونی

- فضل‌نیا، ع.ن.، ۱۳۹۰ (الف)، تکامل ژئوشیمیایی نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی، شهرابک، ایران. پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۲ (۵)، ۹۳-۱۱۲.

- فضل‌نیا، ع.ن.، ۱۳۹۰ (ب)، آرایش ماگمایی بوسیله زنولیت‌های رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهرابک، ایران. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی. شماره تابستان، ۲۰ (۸۰)، ۱۳۴-۱۲۷.

- فضل‌نیا، ع.ن.، ۱۳۸۸، ذوب بخشی زنولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهرابک: دلایل تشکیل میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس، مجله علوم دانشگاه شهید چمران. شماره زمستان، ۲۳، ۸۷-۶۱.

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A., 2007, Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 474-489.

- Barker, F., 1979, Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 1-12.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences, Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 18, 210-265.

- Carrington, D.P., and Watt, G.R., 1994, Contrasting geochemistry of granulite-facies leucosomes and S-type granites: K-feldspar as culprit. *Mineralogical Magazine*, 58, 152-153.

- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

- Corona-Chávez, P., Poli, S., and Bigioggero, B., 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico, *Journal of metamorphic. Geology*, 24, 169-191.

- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N., 2008, Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92, 393-413.

- Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F., and Mirmohammadi, M. S., 2009, Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz. *Iran, lithos*, 112, 413-433.

- Fazlnia, A.N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M., and Alipour, S., 2007, Synchronous Activity of An-

داده‌اند، نشان می‌دهد که احتمالاً واکنش‌های ذوب آبرزایشی کانی‌های آبداری مانند مسکوویت و بیوتیت موجب آزاد شدن فازهای آبگین غنی در عناصر ناسازگار شده است. سپس این فاز آبگین، توانسته است درون این باتولیت، رگه‌های پگماتیتی را ایجاد کند.

شباهت سنی بیگانه سنگ‌های با ساختار میگماتیتی، گرانیت‌های پرآلومینوس و توده ماگمایی اصلی، نشانگر این مطلب است که هم رویدادهای سنگ‌شناختی در این کمپلکس در زمانی مشابه انجام شده است. بنابراین، نفوذ ماگمای ناکوهزایی به اعماق پوسته میانی که قبلاً یک رویداد دگرگونی ناحیه‌ای را در توارسین تحمل کرده‌اند، باعث ایجاد یک باتولیت به شدت ناهمگن، در اثر آرایش با بخش شمال شرقی کمپلکس دگرگونی قوری، کرده است. اختلاف اندک سنی رویداد دگرگونی ناحیه‌ای و نفوذ باتولیت مورد مطالعه نشان می‌دهد که هنگام نفوذ این توده ماگمایی، سنگ میزبان دگرگونی، دماهای بالایی داشته است. این وضعیت باعث شده است که اولاً توده ماگمایی اولیه، دما و حالت مذاب خود را سریع از دست ندهد؛ ثانیاً اتلاف دما برای افزایش دما بیگانه سنگ‌ها تا نقطه ذوب به حداقل برسد. این عامل باعث شده است که سقوط بخش‌های از سنگ میزبان خرد شده به بخش‌های عمیق باتولیت (شکل ۸ در Fazlnia et al., 2007)، راحت‌تر انجام شود و در نهایت فرایندهای دگرگونی و ذوب‌بخشی در این بیگانه سنگ‌ها، در اعماق بیشتر باتولیت، منجر به ایجاد ساختارهای میگماتیتی و میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس و از هم پاشیدن برخی بیگانه سنگ‌ها شده، در نتیجه آرایش گسترده در این باتولیت رخ داده است.

### تشکر و قدردانی

به این وسیله از پروفیسور دکتر فولکر شنک که امکان انجام آزمایش‌های مختلف را در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم کرد، تشکر می‌شود. از خانم آستروئید واینکاف و آندریاس فیلر برای آماده‌سازی نمونه‌های سنگی برای آزمایش XRF، ICP-MS و تهیه مقاطع نازک تشکر می‌شود. از آقای دکتر علیرضا شاکر اردکانی و آقای دکتر سید جواد یوسفی که در نمونه‌برداری صحرائی کمک‌های فراوانی به نویسنده مبذول داشتند، سپاسگزاری می‌شود. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاه‌های ارومیه و شهید باهنر کرمان و دولت آلمان که مساعدت‌های لازم را برای این تحقیق مبذول داشتند، تشکر می‌گردد.

### منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۰، تقسیم‌بندی تکنونیک‌های ایران بر اساس حوضه‌های رسوبی. *مجله انجمن نفت ایران*، ۸۲، ۲۸-۱۹.

- سبزه‌ای، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمدی، س.ب.، روشن‌روان، ج. و اشراقی، س.ا.، ۱۳۷۲، "نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز". سازمان زمین‌شناسی کشور.

orthositic and S-type Granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of Zircon SHRIMP and Monazite CHIME Dating, *Journal of sciences. Islamic Republic of Iran*, 18, 221-237.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost D.F., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

- Fyfe, W.S., 1973, The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Series, A*, 273, 457-461.

- Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273.

- Harris, N., Ayres, M., and Massey, J., 1995, Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite-implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15767-15777.

- Healy, B., Collins, W.J., and Richards, S.W., 2004, A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example. *Lithos*, 78, 197-216.

- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- Kriegsman, L.M., 2001, Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites. *Lithos*, 56, 75-96.

- Lancaster, J., Fu, B., Page, F.Z., Kita, N.T., Bickford, M. E., Hill, B.M., McLelland, J.M., and Valley, J.W. 2009, Genesis of metapelitic migmatites in the Adirondack Mountains. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 41-54.

- McMillan, A., Harris, N.B.W., Ashwal, M.H.L., Kelley, S., and Rambeloson, R., 2003, A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 145, 585-599.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi M.R., 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.

- Otamendi, J.E., and Patin Douce, A.E., 2001, Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones. *Journal of Petrology*, 42, 1571-1772.

- Patinō Douce, A.E., 1999, What do experiments tell

us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, 168. Geological Society of London, Special Publication, 168, 55-75.

- Patinō Douce, A.E., And Harris, N., 1998, Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, 689-710.

- Sarkarinejad, K., and Alizadeh, A., 2009, Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. *Journal of Geodynamics*, 47, 201-209.

- Sawyer, E.W., 1996, Melt-segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 85-94.

- Sears, J.W., George, G.M.S., and Winne, J.C., 2005, Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*, 80, 147-154.

- Sha, L.K., and Chappell B.W., 1999, Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3861-3881.

- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405-417.

- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 652-665.

- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M., 2008, Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 504-521.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, London, 312.

- Vielzeuf, D., and Holloway, J.R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257-276.

- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.