

مدل بندی ژئوشیمیایی فازهای کنترل کننده فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در آمفیبولیت های میگماتیتی سه قلاتون، نیریز، ایران

عبدالناصر فضل نیا *

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

فرآیند دگرگونی ناحیه ای مرتبط با قوس در حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش، باعث یک دگرگونی نوع باروین در آمفیبولیت های قدیمی کمپلکس دگرگونی قوری رخنمون یافته در جنوب شرق زون سنندج- سیرجان شده است. این فرآیند دگرگونی باعث شده آمفیبولیت های جنوب سه قلاتون، در شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۷ تا ۹ کیلو بار، متحمل ذوب بخشی شوند. در نتیجه این فرآیند، (۱) میگماتیت های مافیک در نتیجه درصدهای مختلفی از ذوب بخشی گسترش یافته اند، (۲) رخنمون های کوچک ترونجمیتی با خروج کمتر از ۱۰ درصد مذاب تولید شده و (۳) همچنین تبلور در جای متعادل و نیروی چسبندگی مذاب- بلور باعث شده است تا بخش بزرگی از مذاب بخشی نتواند از میگماتیت های مافیک خارج شود. همچنین گرانیوی بالای مذاب و دمای ذوب بخشی پایین در منشأ، نیز عامل مهم دیگری در عدم خروج مذاب بوده اند. تبلور درجا باعث توسعه بافت های پوئی کیلوبلاستیک در بسیاری از میگماتیت های مافیک ناحیه سه قلاتون شده است. شواهد صحرائی و پتروگرافی و مدل بندی ژئوشیمیایی بر اساس عناصر REE، Sr، Ba، Cr، Nb، Y و Ti نشان می دهند که سنگ مادر اولیه (آمفیبولیت) متحمل بین ۲۰ تا ۵۰ درصد ذوب بخشی شود، اما تبلور درجا و نیروی چسبندگی مذاب- ملانوسوم باعث شده تا حداکثر ۱۰ درصد مذاب (لوکوسوم) بتواند از سنگ خارج و ترونجمیت ها را ایجاد کند.

واژه های کلیدی: کمپلکس دگرگونی قوری، میگماتیت مافیک، ذوب بخشی، گرانیت ترونجمیتی، مدل بندی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی

Kriegsman, 2008; Sawyer, 2010)

مقدمه

میگماتیت ها، بخش هایی از پوسته هستند که شرایط جدایش مذاب در محل تشکیل آن ها مناسب نبوده و مذاب با سرعت مناسبی منتقل نشده است. خروج ناقص مذاب از میگماتیت ها معمولاً باعث واکنش برگشتی بین بخش های متبلور شده به صورت درجا و بخش های

ذوب بخشی، یک فرآیند ارتباطی مناسب بین دگرگونی و ماگماتیسم است و نقش کلیدی در توسعه میگماتیت ها، گرانیولیت ها و گرانیولیت های نوع S در طول تکامل پوسته دارد (Ashworth and Brown, 1990; Clemens and Droop, 1998; Álvarez-Valero and

Martin *et al.*, Martin and Moyen, 2002, *al.*, 1991 و Champion and Smithies, 2007, *al.*, 2005 (Fazlnia *et al.*, 2009): انواع غنی از Al و انواع فقیر از Al. این گروه‌های سنگی، با مقایسه رفتار عناصر عمده کنترل شده توسط پلاژیوکلاز، گارنت و یا هورنبلند توصیف می‌شوند. انواع غنی از Al، عمدتاً توصیف‌کننده ذوب بخشی در حضور گارنت و آمفیبول، بدون حضور پلاژیوکلاز (یا از طریق تفریق گارنت/هورنبلند) هستند. این گروه سنگی توسط مقدار Sr و Eu بالا، REE تفریق یافته با HREE پایین و نسبت‌های بالای Sr/Y مشخص می‌شوند. در مقابل، انواع فقیر از Al، توسط تهی بودن در Sr و Eu، REE کمتر تفریق یافته با HREE بالاتر و نسبت‌های پایین Sr/Y مشخص می‌شوند. این گروه انعکاسی از کنترل ذوب در حضور پلاژیوکلاز (یا توسط پلاژیوکلاز باقی مانده در طول ذوب بخشی و یا تفریق پلاژیوکلاز) هستند.

هم سنگ مادر دگرگونی نیمه‌پلیتی - گریواکی - آمفیبولیتی و هم مذاب‌های پرآلومینوس تولید شده در طول آناتکسی عموماً حاوی فازهای فرعی مونازیت، زئوتایم، آپاتیت، زیرکن، روتیل و اپیدوت - زوئیزیت بر اساس نوع سنگ مادر و نیز شرایط اکسیداسیون و احیاء هستند. اکثر این کانی‌ها، حرارت بسته شدن بالایی دارند و نگهدارنده‌های بسیار خوبی برای عناصر کمیاب و REE هستند. این فازها از چندین مسیر واکنشی در طول فرآیندهای دگرگونی رشد می‌کنند. سرعت رشد این فازها بستگی به دما، فراهم بودن عناصر لازم برای رشد و مدت زمان عملکرد دگرگونی دارد. این سرعت رشد باعث تغییر در تمرکز عناصر کمیاب و REE در آن‌ها می‌شود (Hawkins and Bowring, 1999; Cruciani *et al.*, 2001).

دگرگونی مرتبط با قوس می‌تواند باعث دگرگونی درجه بالا و ذوب بخشی شود، در نتیجه، مذاب‌های گرانیتی می‌توانند تولید شوند (Spear, 1993; Pitcher, 1997; Best, 2003). توده‌های نفوذی کوچکی از

باقی مانده (رستیت‌ها) در حال سرد شدن می‌شود. این فرآیند باعث تغییراتی در ترکیب عناصر اصلی و فرعی مذاب‌ها به شکل لوکوسوم می‌شود. در هر حال رخنمون‌های کمی در دنیا وجود دارد که دقیقاً ارتباط بین گرانیت‌های خارج شده از قسمت‌های ذوب شده و بخش‌های باقی مانده (رستیت‌ها) را نشان دهند. گرانیت‌هایی که از این سنگ‌ها جدا می‌شوند، می‌توانند همگن شده و در نتیجه، لوکوگرانیت‌ها را ایجاد نمایند (برای مثال Harris *et al.*, 1974 و Chappell and White, 1974). گرانیت‌هایی که در پوسته زیرین و یا در بخش‌های دیگر پوسته در اثر ذوب آب‌زدایی بیوتیت یا آمفیبول، در نتیجه تغییرات گرادیان زمین‌گرایی (برای مثال فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای) تولید می‌شوند، می‌توانند از منابع خود جدا و مهاجرت نمایند (McMillan *et al.*, 2003). در نتیجه این فرآیندها، نفوذی‌های گرانیتی با حجم‌های مختلف تولید می‌شوند. به هر حال تشخیص و دسته‌بندی ذوب بخشی، به صورت عملکردی از محیط ژئودینامیک و نوع پروتولیت، به وسیله مطالعه شیمی، مقدار مذاب تولید شده، مقدار جدایش، ساز و کار نفوذ و جایگزینی مذاب در اعماق پوسته، می‌تواند در بازسازی محیط‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه مفید باشند (Brown, 1994; Cesare *et al.*, 1997; Kriegsman, 2001).

برخی مطالعات اولیه (Barker, 197; Barker and Arth, 1976) نشان داده‌اند که ترونجمیت‌ها و تونالیت‌ها، به شدت از یک منشأ بازالتی فقیر از پتاسیم به صورت تبلور تفریقی یا ذوب بخشی در فشار متغیر ایجاد می‌شوند. آن‌ها سنگ‌های حد واسط تا فلسیک (عمده‌تاً SiO_2 بیشتر از ۶۵ درصد وزنی)، با نسبت بالای $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (بزرگتر از ۱/۵)، مقادیر LILE پایین تا متوسط و بدون غنی شدن در پتاسیم هستند که با افزایش تفریق ایجاد می‌شوند. سری سنگ‌های سدیک ترونجمیتی - تونالیتی به دو گروه تقسیم شده‌اند (برای مثال Rapp *et al.*, 1976, Barker *et al.*, 1986, Martin, 1986).

رسی دگرگون شده (بیوتیت- گارنت- کیانیت شیست) شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری نفوذ نموده است. ترکیب اولیه این باتولیت، عمدتاً سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت- آنورتوزیت (باتولیت چاه‌بازرگان، شکل ۱) همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک- اولترامافیک (مجموعه تله‌پهلوانی، شکل ۱) است (فضل‌نیا، ۱۳۸۸؛ فضل‌نیا، ۲۰۰۷؛ *Fazlnia et al.*, 2007؛ *Fazlnia et al.*, 2009).

دومین واقعه دگرگونی، با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه‌سانتیگراد و ۸/۵ کیلوبار در زمانی حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش، در ارتباط با قوس قاره‌ای فعال پهنه سنندج- سیرجان جنوبی (شکل ۱) رخ داده است (*Fazlnia et al.*, 2007; *Sheikholeslami et al.*, 2008; *Fazlnia et al.*, 2009).

آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس کمی قبل از این زمان به لبه جنوبی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان در حوالی شرق نیریز، موجب این فرآیند دگرگونی شده است. در طول واقعه دوم، واکنش‌های دگرگونی، سبب ذوب بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبه قوس فعال قاره‌ای شده است (*Fazlnia et al.*, 2009). مطالعات انجام شده (*Fazlnia et al.*, 2009) بر اساس برخی عناصر فرعی و خاکی نادر، نشان می‌دهد آمفیبولیت‌های مورد مطالعه درجات کمی از ذوب بخشی (کمتر از ۲۰٪) را تحمل کرده و نفوذی‌های کوچک ترونجمیتی را تولید کرده‌اند (شکل ۱). در بخش‌هایی که مذاب‌ها نتوانسته‌اند خارج شوند، به‌خوبی آثار آمفیبولیت‌های میگماتیتهی مشاهده می‌شوند.

در ادامه این واقعه و در طول بسته‌شدن نئوتتیس، پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان، متحمل دگرشکلی برشی (*Mohajjel et al.*, 2003; *Golonka*, 2004; *Sarkarnejad and Alizadeh*, 2009) و ماگماتیسم در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر در طول سنوزوئیک (برای مثال *Berberian and King*, 1981, 2005, *Shahabpour* و

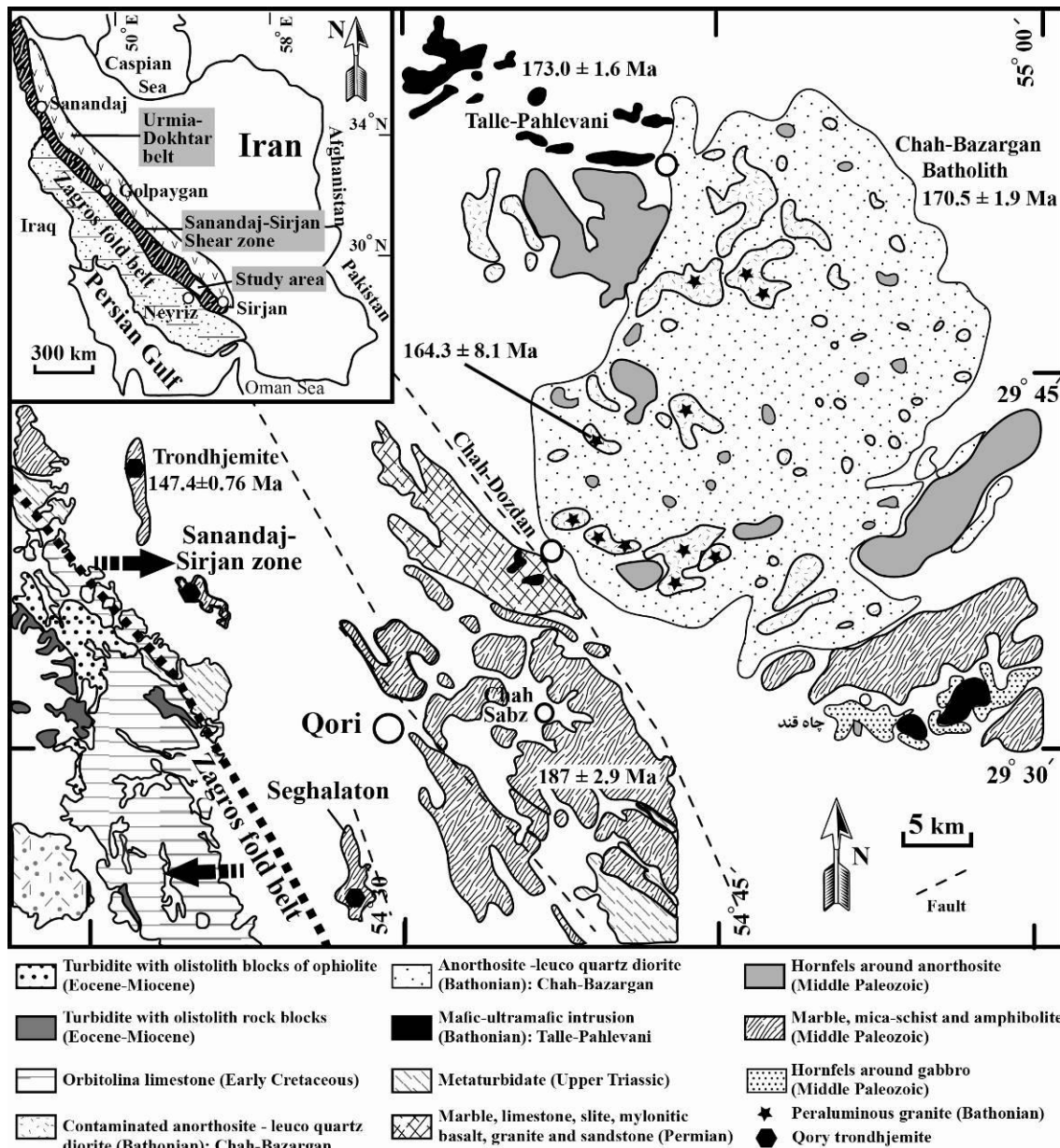
سنگ‌های گرانیتهی و ترونجمیتی، در بخش‌های درجه بالای دگرگونی کمپلکس قوری (رخنمون سه‌قلاتون) برنزد دارند (شکل ۱). در این نوشتار بر روی مجموعه عوامل کنترل‌کننده توزیع عناصر در آمفیبولیت‌های میگماتیتهی و ترونجمیت‌های حاصل از آن، متمرکز شده است.

زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس دگرگونی شمال شرق نیریز (قوری) عمدتاً از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی (کیانیت شیست) دگرگون شده تشکیل یافته است. میگماتیتهایی از قاعده پالئوزوئیک شمال شرق نیریز، که حاوی لوکوسوم‌هایی با ترکیب ترونجمیت تا گرانیته هستند، اولین بار توسط فضل‌نیا و همکاران (۲۰۰۹) گزارش شده است. در نقشه زمین‌شناسی ارائه شده توسط سبزه‌یی و همکاران (۱۳۷۲)، به وجود میگماتیتهی و گرانیته آتاکسی اشاره‌ای گذرا شده است. این میگماتیته‌ها، ترکیب مافیک داشته و در حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شده‌اند (*Fazlnia et al.*, 2009). آمفیبولیت‌های مورد مطالعه (سه‌قلاتون) دو واقعه دگرگونی را در حد رخساره‌های میانی باروونین تحمل نموده‌اند. اولین واقعه، اوج دگرگونی معادل ۶۴۰ درجه‌سانتیگراد و ۸/۱ کیلوبار را نشان می‌دهد. این واقعه در زمان‌هایی بین ۱۸۷ و ۱۸۰ میلیون سال پیش (شکل ۱)، در اثر ضخیم شدن پوسته قاره‌ای رخ داده است. این رخداد دگرگونی از نوع ناحیه‌ای و هم‌زمان با کوهزایی (Syn-tectonic metamorphism) رخ داده است.

پس از اولین واقعه دگرگونی، عملکرد سیستم ریفت در سرزمین ابرقاره گندوانا (*Sears et al.*, 2005; *Fazlnia et al.*, 2007) باعث شده است تا در یک سیستم ریفتی اولیه در حال گسترش (Incipient Rift)، ماگماتیسم غیرکوهزایی در شمال شرق نیریز توسعه یابد (فضل‌نیا، زیر چاپ). در اثر این واقعه، باتولیت ناهمگن چاه‌بازرگان- تله‌پهلوانی به داخل سنگ‌های نیمه‌رسی-

(Shahabpour, 2007) این پهنه را توسعه داده است. (2008) دگرشکلی برشی در پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان را مربوط به ژوراسیک می‌دانند. (Davoudian *et al.*, در مقابل برخی محققین



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال شرق نیریز با تغییرات (از سبزه‌یی و همکاران، ۱۳۷۲). این مطالعه عمدتاً بر روی رخنمون سه‌قلاتون استوار است. سن‌های ذکر شده در نقشه از Fazlania و همکاران (۲۰۰۷) و Fazlania و همکاران (۲۰۰۹) است.

روابط صحرایی و مشاهدات پتروگرافی

مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌های رخنمون‌یافته در سه‌قلاتون به سه دسته تقسیم می‌شوند: الف) انواع با رنگ روشن (فلسیک آمفیبولیت) که عمدتاً از بلورهای پلاژیوکلاز همراه با کمی بلورهای

کوارتز، هورنبلند و گارنت تشکیل شده‌اند. این نوع از آمفیبولیت‌ها در شمال این منطقه رخنمون دارند؛ ب) انواع با رنگ تیره (مافیک آمفیبولیت) که عمدتاً از هورنبلند و مقادیر مساوی از پلاژیوکلاز و هورنبلند همراه با مقادیر کمی کوارتز تشکیل شده‌اند. مقادیر

آپاتیت و تیتانیت (اسفن) و برخی نمونه‌ها دارای مقادیر جزئی روتیل هستند. در این نمونه‌ها، بلورهای اپیدوت و کلریت مشاهده نمی‌شوند.

در انواع آمفیبولیت‌هایی که در قسمت جنوبی سه‌قلاتون رخنمون دارند، به‌خوبی فابریک‌های میگماتیتهای مشاهده می‌شوند (شکل ۲).

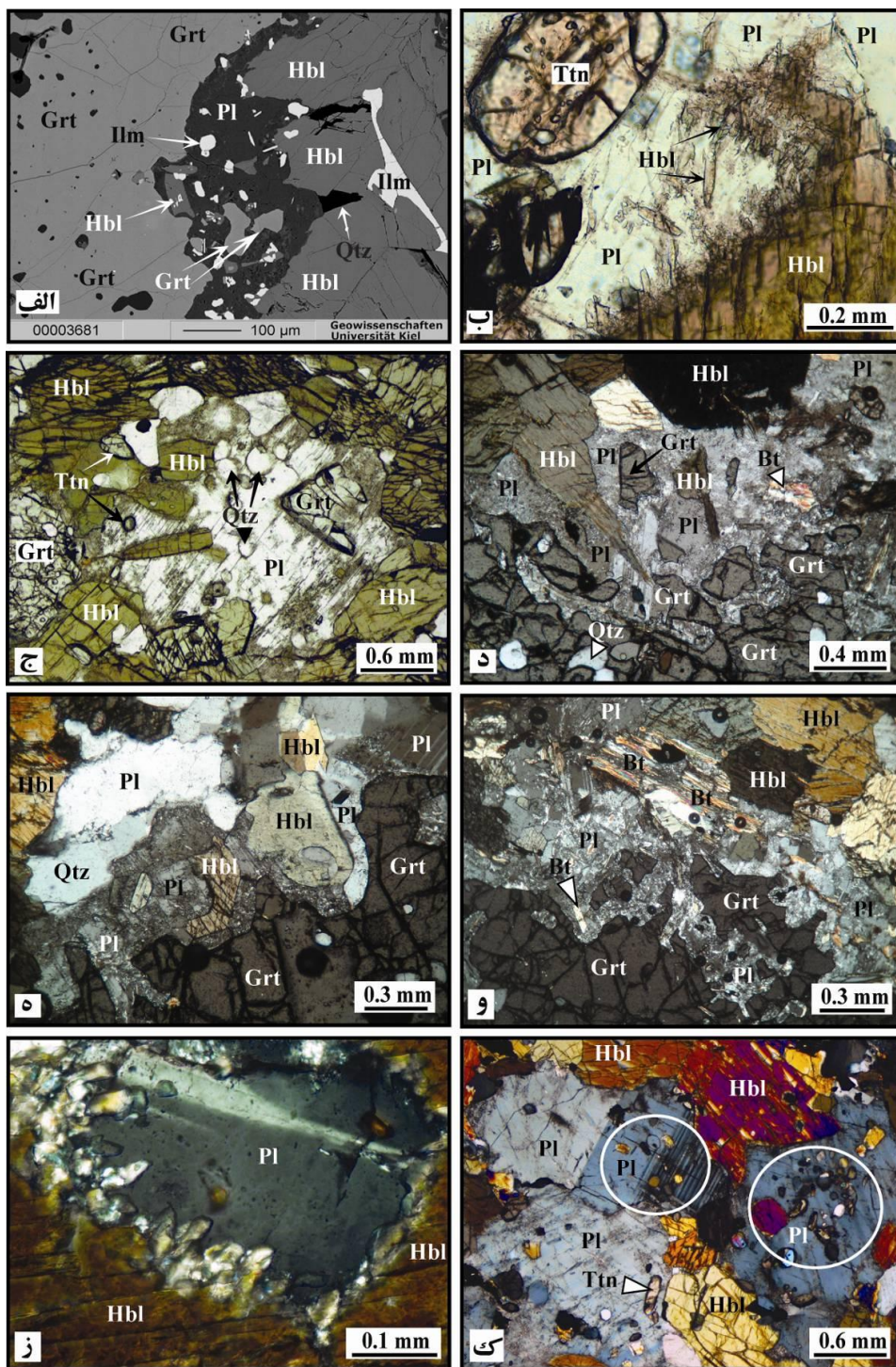


شکل ۲- تصاویر صحرایی از میگماتیتهای همراه با آمفیبولیت‌ها؛ الف) جدایش بخشی از مذاب از آمفیبولیت‌ها، ب) مخلوط شدن بخش مذاب و بخش دیرگداز.

(2009). این بلورها فابریک پوئی کیلوبلاستیک نشان نمی‌دهند.

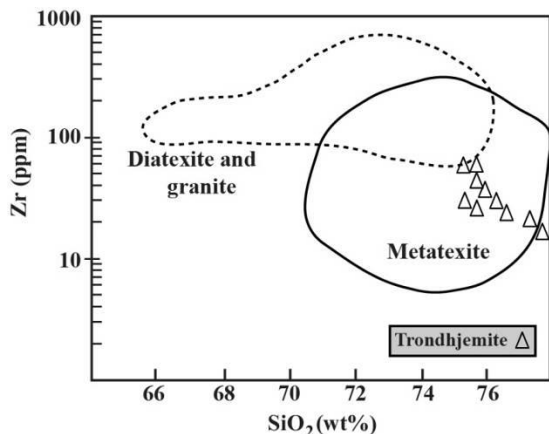
برخی بلورهای پلاژیوکلاز موجود در بخش‌های ملانوسوم دارای بافت پوئی کیلوبلاستیک هستند (شکل ۳). ادخال در این بلورها شامل گارنت، هورنبلند و کوارتز تحلیل رفته است. همچنین، در مرز داخلی این بلورها با گارنت، بلورهای تقریباً خودشکل بیوتیت وجود دارد. بلورهای فرعی ایلمنیت، آپاتیت، تیتانیت و روتیل نیز از دیگر کانی‌های موجود در این نوع از پلاژیوکلازهاست. این نوع پلاژیوکلازها مجاور گارنت و هورنبلندهای به‌شدت تحلیل رفته قرار دارند و به‌صورت فابریک کرونا (شکل ۳- الف، د، ه و و) مشاهده می‌شوند.

به همین علت، در این مطالعه از آن‌ها به‌عنوان میگماتیتهای مافییک نام برده می‌شود. در این نوع سنگ‌ها، بخش‌های تیره عمدتاً از هورنبلند، گارنت و مقادیر کمی تیتانیت و آپاتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳- الف). بلورهای فرعی روتیل نیز بیشتر در این قسمت‌ها یافت می‌شود. به این بخش‌ها ملانوسوم گفته می‌شود. در بخش‌های روشن که گاه لکه‌هایی از بخش‌های تیره وجود دارد، اغلب بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شوند. این بخش را می‌توان لوکوسوم نامید. بلورهای پلاژیوکلاز در این قسمت‌ها دارای ترکیب آندزین (به‌طور متوسط An43) هستند (Fazlnia et al.,



شکل ۳- تصاویر BSC و میکروسکوپی از میگماتیت‌های مافیک جنوب سه‌قلاتون؛ الف) تصویر BSC که تحلیل رفتن گارنت و هورنبلند و تبلور پلاژیوکلاز و برخی ایلمنیت‌ها را نشان می‌دهد. ب) PPL و ز) XPL تبلور پلاژیوکلاز در اطراف هورنبلند را در (ب: PPL و ز: XPL) نشان می‌دهند که هورنبلندها در حال ناپایداری و به دام افتادن در پلاژیوکلاز هستند، ج) تحلیل رفتن و به دام افتادن بلورهای هورنبلند، گارنت و کوارتز در داخل بلورهای نوظهور پلاژیوکلاز و ایجاد فابریک پوئی کیلوبلاستیک (PPL)، د، ه) و و) تشکیل کرنا در اطراف گارنت و هورنبلند و تشکیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و ایلمنیت (XPL). توسعه این فابریک به ایجاد فابریک پوئی کیلوبلاستیک (شکل ک) منجر می‌شود. ک) فابریک پوئی کیلوبلاستیک پلاژیوکلاز و به دام افتادن بلورهای ناپایدار گارنت، هورنبلند و کوارتز و بلورهای پایدار تیتانیت و آپاتیت در داخل پلاژیوکلاز (XPL)؛ اختصار نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳)

اکثر ترونجمیت‌ها و آمفیبولیت‌های میگماتیتهی مافیک، تدریجی است. ترونجمیت‌ها در صحرا مشخصه دیاتکسیت و در نمودارهای ژئوشیمیایی مشخصه متاتکسیت دارند (شکل ۴) که دلیل آن تغییرات در نحوه تبلور مذاب تولید شده است.



شکل ۴- نمودار تفکیک میگماتیتهای متاتکسیتی، دیاتکسیتی و گرانیتی بر اساس Zr در برابر SiO_2 (Sawyer, 1996)

تفسیر ژئوشیمیایی کنترل‌کننده‌های عناصر

داده‌های ژئوشیمیایی از Fazlnia و همکاران (۲۰۰۹) است که در جدول ۱ متوسط ترکیبی انواع سنگ‌ها آمده است. توزیع عناصر اصلی و فرعی در ترونجمیت‌های سه‌قلاتون مرتبط با ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های همراه با این سنگ‌هاست. شواهد صحرایی و گردهمایی کانیایی در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که احتمالاً کانی‌های اصلی گارنت، پلاژیوکلاز و هورنبلند و کانی‌های فرعی آپاتیت، تیتانیت، روتیل و ایلمنیت و همچنین بیوتیت کنترل‌کننده توزیع عناصر در ترونجمیت‌ها هستند. این کانی‌ها به صورت واکنش‌های دگرگونی در طول حرارت دهی، عاملی در جذب و یا خروج عناصر بوده‌اند. تحلیل و یا پایداری برخی از کانی‌ها در طول فرآیند دگرگونی ناحیه‌ای در ۱۴۷ میلیون سال پیش باعث شده است تا تغییراتی در توزیع عناصر در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها ایجاد شود. هورنبلند و گارنت، بلورهای تحلیل رفته و

در این بخش‌ها به خوبی می‌توان دلایل توسعه فابریک پوئی کیلوبلاستیک پلاژیوکلاز را مشاهده نمود. در بخش‌هایی از ملانوسوم که گارنت‌ها و هورنبلندها تحلیل رفته‌اند، پلاژیوکلازها بدون ادخال بوده و دارای ترکیب آندزین (به طور متوسط An33) (Fazlnia et al., 2009) هستند. ترکیب شیمیایی دانه‌های هورنبلند و گارنت در بخش‌هایی که تحلیل رفته‌اند دچار نوسان شده است (Fazlnia et al., 2009) و تغییرات گسترده‌ای در مقدار این عناصر دیده می‌شود. در مقابل در بخش‌هایی که این بلورها خودشکل بوده و تحلیل رفتگی نشان نمی‌دهند، تغییرات محدود است.

در برخی بخش‌ها، لوکوسوم‌ها خارج و به هم متصل شده و توانسته‌اند نفوذی‌های کوچکی از گرانیت با ترکیب ترونجمیتی را به وجود آورند (شکل ۲- الف). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ترکیب الیگوکلاز دارد (در حاشیه بلور An12 و در هسته An32) (Fazlnia et al., 2009). در قسمت‌هایی که خروج لوکوسوم باعث به هم ریختن فابریک نواری (ساختار استروماتیکی) میگماتیتهای مافیک شده، بخش‌های تیره (ملانوسوم‌ها) به صورت قطعات با گوشه‌های گرد در داخل تجمعات لوکوسوم دیده می‌شود که به آن دیاتکسیت گفته می‌شود (شکل ۲- ب). این قسمت‌ها منظره‌ای شبیه به ساختارهای نوبلیتیک و شولن دارند (شکل ۲- ب). در قسمت‌هایی که لوکوسوم‌ها، توانایی خروج و اتصال به هم را نداشته‌اند، فابریک اولیه حفظ شده که به آن متاتکسیت می‌گویند. این سنگ‌ها مشخصه ساختار استروماتیکی میگماتیتهای را نشان می‌دهند.

در بخش‌هایی که لوکوسوم‌ها تشکیل دایک‌هایی با ترکیب ترونجمیتی داده‌اند، بلورهای اصلی، شامل پلاژیوکلاز و کوارتز است. بلورهای فرعی شامل گارنت و گاه هورنبلند تحلیل رفته، همچنین مقادیر جزئی از بلورهای بیوتیت و کانی‌های فرعی تیتانیت، روتیل و آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند که نشانگر بقایایی از آمفیبولیت‌های مادر هستند. مرز

تغییرات Ba در مقابل Sr نشان می‌دهد که این دو عنصر توسط پلاژیوکلاز و بیوتیت کنترل می‌شوند. ترسیم تجزیه‌های شیمیایی آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها در نمودارهای Ba در مقابل Sr (شکل ۵-الف) و Ba/Sr در مقابل Sr (شکل ۵-ب) نشان می‌دهند که این سنگ‌ها عمدتاً از روند پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر از روند بیوتیت تبعیت می‌کنند. به‌علاوه آمفیبولیت‌های میگماتیتهای عمدتاً از روند بیوتیت تبعیت می‌کنند. چنین روندهایی نشان می‌دهند که این بلورها، کانی‌های پایدار در حین ذوب بخشی بوده‌اند و یا کانی‌هایی بوده‌اند که در طی اوج دگرگونی و میگماتیتهای شدن، تشکیل و پایدار شده‌اند. چنین استدلالی با تشکیل پلاژیوکلاز کلسیک (به‌صورت بافت پوئی کیلوبلاستیک) و بیوتیت در کرونا گارنت و هورنبلند هم‌خوانی دارد. عدم تبعیت آمفیبولیت‌ها و میگماتیتهای مافیک از روند تغییرات گارنت و هورنبلند در این نمودارها نشان می‌دهد که این دو کانی، بلورهای ناپایدار در طی اوج دگرگونی و میگماتیتهای شدن بوده‌اند.

تحلیل رفتن بلورهای گارنت، هورنبلند و ایلمنیت اولیه در بسیاری از این سنگ‌ها در ۱۴۷ میلیون سال پیش در منطقه سه‌قلاتون و تشکیل بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت و ایلمنیت‌های کرونا، باعث شده است تا عناصر Na و Si کاهیدگی و عناصر Al، Ti، Ca، Fe و Mg افزودگی نشان دهند. کاهیدگی و افزودگی در عناصر فوق در میگماتیتهای مافیک به‌ترتیب نشانگر خروج مذاب‌های سیلیسی ترونجمیتی و تشکیل بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک (عناصر Al و Ca)، ایلمنیت (عناصر Fe و Ti) و بیوتیت (عناصر Fe، Mg و Ti) است. آنومالی‌های مثبت Sr و Ti (Fazlnia *et al.*, 2009) نشانگر پایداری نگهدارنده‌های این عناصر (به ترتیب ایلمنیت و پلاژیوکلاز) است.

پلاژیوکلاز کلسیک با بافت پوئی کیلوبلاستیک رشد یافته‌اند (شکل ۳). بلورهای بیوتیت به‌صورت بافت کرونا به‌همراه برخی از بلورهای ایلمنیت در متن بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. فراوانی و پایداری برخی بلورهای تیتانیت، روتیل و آپاتیت در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها احتمالاً نشانگر توزیع عناصر کنترل‌شده توسط این کانی‌ها در سنگ است.

جدول ۱- متوسط ترکیب آمفیبولیت‌های بدون ذوب بخشی، میگماتیتهای مافیک و ترونجمیت‌ها از Fazlnia و همکاران (۲۰۰۹)

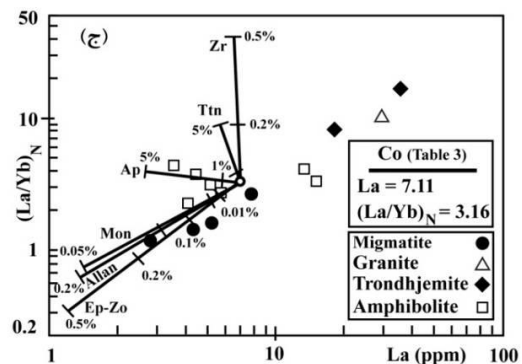
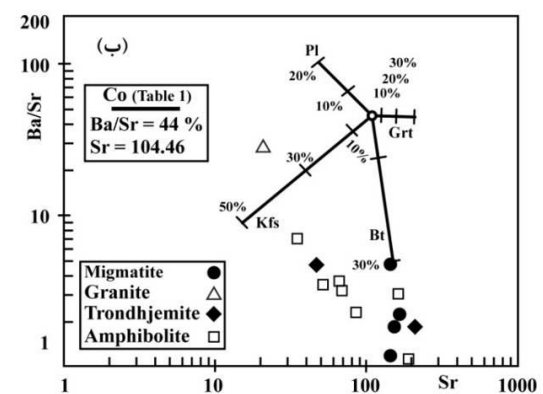
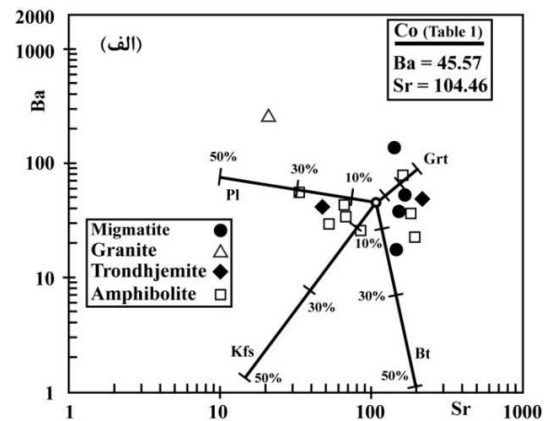
Rock type	Ave. Trondhjemite	Ave. Amphibolite	Ave. Migmatite
Element	No. 2	No. 8	No. 5
Rb	15.80	6.04	5.76
Ba	46.20	45.57	56.14
Sr	126.25	104.46	244.17
V	n.m.	279.33	309.68
Cr	1.35	135.07	117.74
Co	n.m.	36.37	44.06
Y	23.50	28.21	22.68
Ni	1.30	92.72	84.69
Zr	35.00	94.33	94.78
Zn	6.75	76.71	102.56
Nb	40.95	14.85	4.92
La	26.50	7.11	4.66
Ce	31.15	14.67	12.15
Pr	4.10	3.34	1.82
Nd	16.00	12.06	9.73
Sm	4.70	3.62	2.80
Eu	1.15	1.49	1.46
Gd	3.55	4.70	4.04
Tb	0.55	0.82	0.65
Dy	3.45	5.09	4.25
Ho	0.75	1.10	0.88
Er	2.05	2.99	2.44
Tm	0.30	0.49	0.35
Yb	2.05	3.13	2.31
Lu	0.30	0.48	0.34
Hf	n.m.	3.15	2.44
Ta	n.m.	0.86	0.50
Pb	n.m.	1.64	2.80
Th	3.55	1.12	0.64
U	1.55	0.73	0.69
P	881	6597	1578
Ti	1439	23295	23304
K	4724	7229	5639
Eu*	4.1	4.4	3.4
Eu/Eu*	0.3	0.3	0.5
La/Yb	13.0	3.8	3.1
Rb/St	0.2	0.2	0.0
Rb/Ba	0.3	0.3	0.1
K/Ba	105.5	188.1	126.3
Sm/Yb	2.30	1.19	1.33
La/Sm	5.51	1.90	2.04

Note: n.m. = not measured

چنین استدلال‌هایی نشان می‌دهند که احتمالاً ناپایداری گارنت و هورنبلند و همچنین بخش‌های سدیک پلاژیوکلازهای اولیه در شرایط اوج دگرگونی و میگماتیته شدن، باعث کنترل عناصر اصلی و تشکیل مایعات ترونجمیتی شده است. چنین شرایطی با دماهای به‌دست آمده توسط آنالیزهای نقطه‌ای گارنت (دماهایی بین ۷۰۰ و ۸۰۰ درجه سانتیگراد، شکل ۶) و دماهای گزارش شده قبلی (Fazlnia *et al.*, 2009) (دمای متوسط ۷۰۰ درجه سانتیگراد) برای مذاب‌های آب‌دار پوسته میانی و زیرین پهنه‌های فرورانشی انطباق دارد (Champion and Smithies, 2007; Martin *et al.*, 2005; Moyen *et al.*, 2001).

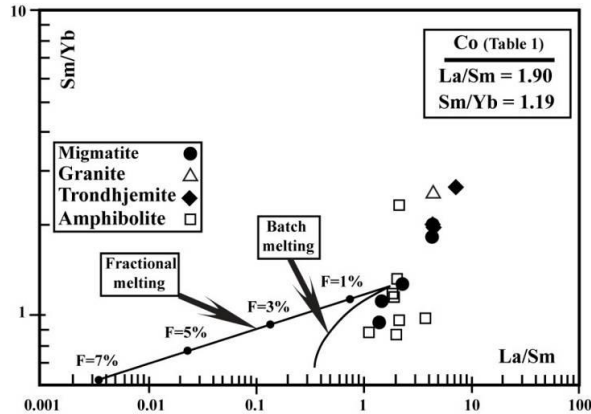
در ترونجمیت‌ها و گرانیت‌های تولید شده نیز تغییرات در مقدار Ba و Sr به‌خوبی توسط تبلور پلاژیوکلاز قابل توجیه هستند. بنابراین تبلور چنین بلوری در ترونجمیت‌ها عامل اصلی توزیع عناصر در این سنگ‌هاست. مدل‌بندی ذوب بخشی بر اساس عناصر خاکی نادر و برخی از عناصر فرعی در این سنگ‌ها (شکل ۷ و جدول ۲) نشان می‌دهد که فرآیند ذوب به‌صورت متعادل بوده است. بنابراین توزیع عناصر در مایعات تولید شده در ارتباط با بخش‌های دیرگداز است که به‌صورت متعادل در کنار مایعات ترونجمیتی قرار دارند.

بررسی درصد‌های ذوب بخشی متعادل متفاوت بین ۲ تا ۵۰ درصد سنگ مادر اولیه (آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها) نشان می‌دهد که احتمالاً گارنت و هورنبلند به‌ترتیب با سهم ۴۰ درصد و ۶۰ درصد در ذوب آمفیبولیت‌ها شرکت کرده‌اند (جدول ۲). چنین استدلالی با شواهد پتروگرافی ذوب بخشی انطباق دارد (شکل ۳). این احتمال وجود دارد که سنگ‌های فوق بین ۲ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی را متحمل شده‌اند (جدول ۲). تفاوت در مقادیر عناصر اصلی و فرعی مدل‌بندی شده در



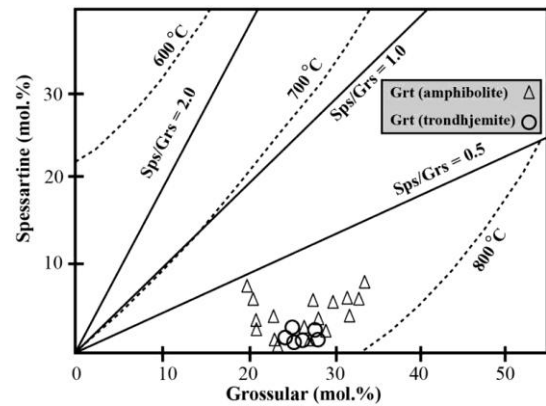
شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر فرعی در اثر تبلور تفریقی فازهای مختلف. مقدار تمرکز اولیه از متوسط نمونه‌های آمفیبولیت محدوده مورد مطالعه (جدول‌های ۱ و ۳) استفاده شده است. الف) و ب) پلاژیوکلاز و بیوتیت نقش مهمی در نگهداری Ba و Sr ایفا می‌کنند، ج) کانی‌های فرعی مانند آپاتیت و در مقادیر کمتر تیتانیوم عاملی در نگهداری REE هستند. اما به نظر می‌رسد این دو کانی تأثیری چندانی در REE میگماتیتهای مافیک ندارند. ضرایب توزیع بر اساس مذاب‌های گرانیتی پرآلومینوس یا ریولیتی در تعادل با کانی‌های مختلف ارائه شده‌اند. (Pitcher, 1997; Luhr and Carmichael, 1980; Watson and Green, 1981; Bacon and Druitt, 1988; Bea *et al.*, 1994).

مثال پلاژیوکلاز، بیوتیت و برخی از ایلمنیت‌ها) در بخش‌های دیرگداز آمفیبولیت‌ها (ملانوسوم) بوده است (شکل ۳).



شکل ۷- ترسیم La/Sm در برابر Sm/Yb که نشان‌دهنده ذوب متعادل و ذوب نامتعادل (تفریقی) است. منحنی‌ها و اعداد از Keskin (۲۰۰۵)

جدول ۲ به علت پایداری برخی از کانی‌ها به‌هنگام ذوب (برای مثال تیتانیت، آپاتیت و روتیل) (شکل ۵-ج) و یا تبلور و تشکیل بلورهای کرونا (برای



شکل ۶- حرارت‌سنجی توصیفی بر اساس ترکیب کانی‌شناسی گارنت؛ نسبت‌ها و محدوده‌ها از Bahariya (۲۰۰۹) است.

جدول ۲- مدل‌بندی ژئوشیمیایی ذوب بخشی متعادل برای حالاتی که الگوهای REE مقرر هستند. ضرایب توزیع کانی‌ها از Luhr و Carmichael (۱۹۸۰)، Watson و Green (۱۹۸۱)، Nash و Crecraft (۱۹۸۵)، Bacon و Druitt (۱۹۸۸) و Bea و همکاران (۱۹۹۴) است.

Element	Kd (Hbl)	Kd (Grt)	D ₁	D ₂	Co	C ⁱ =Co/(D+f(1-D))									
						f ₁					f ₂				
						0.02	0.05	0.10	0.20	0.50	0.02	0.05	0.10	0.20	0.50
Ba	0.3	0.017	0.24	0.19	45.57	176.2	162.0	142.8	115.4	73.3	224.3	200.29	169.9	130.4	76.8
Sr	0.01	0.015	0.01	0.01	104.46	3385.3	1725.9	949.9	500.2	206.6	3273.0	1697.2	941.6	498.1	206.4
La	0.36	0.001	0.29	0.22	7.11	23.53	21.97	19.80	16.52	11.05	30.66	27.84	24.14	19.07	11.70
Ce	0.68	0.01	0.55	0.41	14.67	26.43	25.80	24.81	23.04	18.98	34.62	33.24	31.17	27.70	20.78
Nd	1.6	0.4	1.36	1.12	12.06	8.91	8.98	9.11	9.36	10.22	10.79	10.82	10.88	11.00	11.37
Sm	2.3	6.4	3.12	3.94	3.62	1.18	1.20	1.24	1.34	1.76	0.93	0.95	0.99	1.08	1.46
Eu	3.2	9.3	4.42	5.64	1.49	0.34	0.35	0.36	0.40	0.55	0.27	0.27	0.29	0.32	0.45
Gd	0.00	3.7	0.74	1.48	4.70	6.30	6.24	6.13	5.93	5.40	3.19	3.23	3.28	3.39	3.79
Dy	11.1	116	32.08	53.06	5.09	0.16	0.17	0.18	0.20	0.31	0.10	0.10	0.11	0.12	0.19
Er	7.41	170	39.93	72.45	2.99	0.08	0.08	0.08	0.09	0.15	0.04	0.04	0.05	0.05	0.08
Yb	1.8	140	29.44	57.08	3.13	0.11	0.11	0.12	0.13	0.21	0.06	0.06	0.06	0.07	0.11
Lu	1.8	47	10.84	19.88	0.48	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
Y	8.28	130	32.62	56.97	28.21	0.88	0.91	0.96	1.07	1.68	0.51	0.52	0.55	0.62	0.97
Cr	40	4	32.80	25.60	135.07	4.20	4.33	4.56	5.11	7.99	5.38	5.54	5.84	6.53	10.16
Ti	13.6	5.6	12.00	10.40	23295	1977	2034	2137	2377	3584	2281	2346	2462	2734	4087
Nb	9	0.051	7.21	5.42	14.85	2.10	2.15	2.25	2.49	3.62	2.78	2.86	2.98	3.27	4.63

بلورهای آپاتیت و تیتانیت فراوان در آمفیبولیت‌ها و میگماتیت‌های مافیک، احتمالاً باعث کنترل بخشی از عناصر خاکی نادر بوده است (شکل ۵-ج). بررسی مدل‌بندی ژئوشیمیایی و شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که بخش عمده‌ای از قسمت‌های ذوب شده، مجدداً به صورت درجا و متعادل متبلور شده‌اند و بنابراین بخش‌های کمی از مذاب (احتمالاً کمتر از ۱۰

مدل‌بندی ژئوشیمیایی پایداری این کانی‌ها و بلورهای تشکیل شده در ملانوسوم‌ها، بر اساس تبلور متعادل (جدول ۳)، نشان می‌دهد که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک، بیوتیت و ایلمنیت به‌صورت بافت کرونا درجا، به‌همراه پایداری آپاتیت و تیتانیت در حین ذوب بخشی، عامل اصلی کنترل‌کننده تغییرات در عناصری مانند Ba، Sr، Y، Ti، Cr، Nb و برخی از REE‌ها بوده است. وجود

دیرگداز در ملانوسوم نیز عامل دیگری بر عدم خروج بخش اعظمی از مذاب بوده است. به هر حال کمتر از ۱۰ درصد مذاب تولید شده از سنگ توانایی خروج داشته است. این شواهد نشان می‌دهد که خروج ناقص مذاب باعث واکنش‌های برگشتی (تبلور) بین بخش‌های دیرگداز (رستیت یا ملانوسوم) و مذاب به‌دام افتاده شده و همین عامل، محاسبات دقیق مقدار ذوب را تحت تأثیر قرار داده است.

درصد)، توانایی خروج و تشکیل ترونجمیت‌ها را داشته‌اند. پایداری و تبلور کانی‌های ذکر شده در بالا در ملانوسوم، مقدار ذوب بخشی حدوداً بین ۲ تا ۱۰ درصد را موجب شده است (جدول ۲). در حالی که مقدار ذوب بخشی بیشتر بوده، اما به‌علت تبلور درجا و عملکرد فازهای دیرگداز پایدار (مانند آپاتیت و تیتانیت)، مقدار مذاب تولید شده کمتر محاسبه شده است. به‌علاوه نیروی چسبندگی بین بخش‌های مذاب و فازهای

جدول ۳- مدل‌بندی ژئوشیمیایی تبلور متعادل برای حالتی که الگوهای REE مقرر هستند. ضرایب توزیع کانی‌ها مانند جدول ۲

Element	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd	D ₁	D ₂	PM	Co	Co × PM	C ^l =Co/(D+f(1-D))									
	(Pl)	(Bt)	(Ilm)	(Ap)	(Zr)	(Ttn)							f ₁	f ₁	f ₁	f ₁	f ₂	f ₂	f ₂	f ₂	
Ba	0.19	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.17	6.99	46.20	322.89	186.7	139.6	79.4	55.5	185.2	138.8	79.2	55.4		
Sr	1.25	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.94	21.1	126.25	2663.88	126.2	126.2	126.2	126.2	133.7	132.8	130.3	127.8		
La	4.61	0.06	7.1	456	1.3	46	20.62	17.79	0.69	7.11	4.89	0.38	0.43	0.66	1.45	0.44	0.49	0.76	1.63		
Ce	3.87	0.05	7.8	569	2.04	87	25.74	23.66	1.78	14.67	26.04	0.63	0.71	1.10	2.47	0.69	0.77	1.19	2.65		
Nd	2.56	0.08	7.60	855	3.35	152	36.84	34.89	1.35	12.06	16.33	0.36	0.41	0.64	1.48	0.38	0.43	0.67	1.55		
Sm	1.45	0.06	6.9	1105	3.79	204	46.24	44.20	0.44	3.62	1.61	0.09	0.10	0.15	0.36	0.09	0.10	0.16	0.38		
Eu	2.99	0.05	2.5	23.8	0.45	181	13.31	21.04	0.17	1.49	0.25	0.12	0.14	0.21	0.43	0.08	0.09	0.13	0.30		
Gd	2.05	0.1	0.00	2133	9.21	0.00	65.68	44.25	0.60	4.70	2.80	0.08	0.09	0.14	0.34	0.12	0.13	0.21	0.49		
Dy	1.94	0.17	4.9	3257	38.8	206	111.28	87.81	0.74	5.09	3.75	0.05	0.06	0.09	0.22	0.06	0.07	0.11	0.28		
Er	1.94	0.22	0.00	4231	165	0.00	129.31	86.91	0.48	2.99	1.43	0.03	0.03	0.05	0.11	0.04	0.04	0.07	0.16		
Yb	0.82	0.12	4.1	2216	278	104	74.66	57.08	0.49	3.13	1.54	0.05	0.05	0.08	0.20	0.06	0.07	0.11	0.26		
Lu	1.32	0.2	3.6	2981	923	92	100.53	74.74	0.07	0.48	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03		
Y	0.78	0.1	0.2	162	71.4	0.00	5.86	4.20	4.55	28.21	128.35	5.25	5.77	8.22	14.30	7.27	7.92	10.84	17.19		
Cr	0.31	42.3	3	0.00	119	21	3.14	4.87	3000	135.07	405212	46.11	49.75	65.19	94.53	30.10	32.95	45.99	76.10		
Ti	0.00	0.00	150	0.00	0.00	5.3	15.29	13.28	1330	23295	#####	1680	1874	2860	6038	1933	2152	3263	6740		
Nb	0.04	24.50	11.6	0.00	0.00	0.00	1.68	2.00	0.71	14.85	10.54	9.20	9.61	11.07	13.07	7.83	8.26	9.91	12.38		

Note: D₁ = 80% Pl + 2% Bt + 10% Ilm + 3% Ap + 0.5% Zr + 5.5% Ttn; D₂ = 75% Pl + 4% Bt + 8.5% Ilm + 2% Ap + 0.5% Zr + 10%

آمفیبولیت‌های میگماتیتهی رخنمون یافته در سه‌قلاتون، بلورهای پایدار در لیکیدوس هستند (شکل ۳). این بلورها به‌خوبی در متن این سنگ‌ها و به‌صورت ادخال در داخل پلاژیوکلازهای پوئی کیلوبلاستیک و در کروانی برخی بلورهای هورنبلند و گارنت مشاهده می‌شوند.

اما روند تغییرات این عناصر در آمفیبولیت‌های میگماتیتهی نشان می‌دهد که احتمالاً تیتانیت و آپاتیت کنترل‌کننده‌های اصلی این REE نبوده‌اند. همچنین بلورهای روتیل و ایلمنیت، بلورهای پایداری در هنگام ذوب بوده‌اند. این دو کانی نیز کنترل‌کننده‌های مهمی برای REE (مخصوصاً HREE) نبوده‌اند. بنابراین، این عناصر در حین ذوب بخشی توسط کانی‌های اصلی سنگ یعنی گارنت و هورنبلند کنترل می‌شده‌اند.

بلورهای فرعی در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها، کنترل‌کننده‌های بسیار مناسبی برای عناصر فرعی به‌خصوص REE (برای مثال La و Yb) هستند. با توجه به شواهد پتروگرافی، کانی‌های فرعی تیتانیت، آپاتیت، روتیل، ایلمنیت و بیوتیت احتمالاً کنترل‌کننده‌های عناصر کمیاب به‌هنگام ذوب بخشی آمفیبولیت‌های میگماتیتهی بوده‌اند. اما عناصر خاکی نادر بسیار حساس به مقدار تبلور و یا ذوب کانی‌های گارنت و هورنبلند هستند. روند توزیع عناصر REE (شکل ۵-ج) در آمفیبولیت‌ها علاوه بر گارنت و هورنبلند تا حدودی می‌تواند به مقدار و فراوانی تیتانیت و آپاتیت مربوط شود. آمفیبولیت‌هایی که شواهد ذوب نشان نمی‌دهند از روند تیتانیت و آپاتیت تبعیت می‌کنند. بلورهای تیتانیت و آپاتیت در آمفیبولیت‌ها و

نتیجه‌گیری

دگرگونی ناحیه‌ای مرتبط با قوس در ۱۴۷ میلیون سال پیش، باعث شده تا بخشی از آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در لبه جنوب‌شرقی پهنه سندانج-سیرجان در شمال شرق نیریز (کمپلکس قوری، رخنمون سه‌قلاتون) دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط-حرارت متوسط و بالا (سری رخساره باروین) را تحمل کنند. نتیجه این واقعه، ذوب بخشی و ایجاد میگماتیت‌های مافیک و تشکیل رخنمون‌های کوچکی از گرانیتهای ترونجمیتی بوده است.

در شرایط آبدار حدود ۲۰ تا ۵۰ درصد این آمفیبولیت‌ها متحمل ذوب بخشی متعادل شده‌اند، اما تبلور درجای متعادل و نیروی چسبندگی بلور-مذاب باعث شده تا کمتر از ۱۰ درصد مذاب تولید شده خارج و رخنمون‌های کوچک گرانیتهای ترونجمیتی را تشکیل دهد.

تشکر و قدردانی

از پروفسور فولکر شنک که شرایط لازم برای انجام آزمایش‌های مختلف را در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم نمودند تشکر می‌شود. از خانم آستروئید واینکاف و آندریاس فیلر به خاطر آماده‌سازی نمونه‌های سنگی برای آزمایش XRF، ICP-MS و تهیه مقاطع نازک تشکر می‌شود. از جناب آقای دکتر عباس مرادیان از دانشگاه شهید باهنر و جناب آقای دکتر محسن مؤذن از دانشگاه تبریز که پیشنهادات مفیدی را برای بهتر شدن مطالب ارائه نمودند، تشکر می‌شود. از آقایان دکتر علیرضا شاکر اردکانی و دکتر سید جواد یوسفی که در نمونه‌برداری صحرایی کمک‌های فراوانی به نویسنده مبذول داشتند سپاسگزاری می‌شود. از وزارت علوم، تحقیقات و فن‌آوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاه‌های ارومیه، شهید باهنر کرمان و کیل آلمان که مساعدت‌های لازم را برای این تحقیق مبذول داشتند تشکر می‌شود.

منابع

- سبزه‌بی، م.، نوازی، م.، قویدل، م.، حمدی، س. ب.، روشن‌روان، ج. و اشراقی، س. ا. (۱۳۷۲) نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فضل‌نیا، ع. (۱۳۸۸) ذوب بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک: دلایل تشکیل میان‌بارهای گرانیتهای پراآلمینوس. مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز (ز) ۲۳: ۶۱-۸۷.
- فضل‌نیا، ع. (۱۳۹۰) آرایش ماگمایی توسط زئولیت‌های رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک، ایران. فصل‌نامه علوم زمین ۸۰: ۱۲۷-۱۳۴.
- فضل‌نیا، ع. (زیر چاپ) بازسازی ژئوشیمیایی نفوذی‌های مافیک-اولترامافیک تله‌پهلوانی، شهر بابک، ایران. فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی.
- Álvarez-Valero, A. M. and Kriegsman, L. M. (2008) Partial crustal melting beneath the Betic Cordillera (SE Spain): the case study of Mar Menor volcanic suite. *Lithos* 101: 379-396.
- Ashworth, J. R. and Brown, M. (1990) An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures. In: Ashworth, J. R. and Brown, M. (Eds.): High-temperature metamorphism and crustal anatexis. Mineralogical Society, series 2, Unwin Hyman, London: 1-18.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 224-256.
- Bahariya, G. E. (2009) Geology and petrogenesis of Neoproterozoic migmatitic rock association, Hafafit

- Region, Eastern Desert, Egypt: Implications for syntectonic anatectic migmatites. *Lithos* 113: 465-482.
- Barker, F. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.): *Trondhjemites, dacites, and related rocks. Developments in petrology* 6: 1-12.
- Barker, F. and Arth, J. G. (1976) Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4: 596-600.
- Barker, F., Arth, J. G., Peterman, Z. E. and Friedman, I. (1976) The 1.7- to 1.8- b.y. -old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexican: Geochemistry and depths of genesis. *Geological Society of America Bulletin* 87: 189-198.
- Bea, F., Pereira, M. D. and Stroh, A. (1994) Mineral leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite-a laser ablation-ICP-MS study. In: Foley, S. F. and Van der Laan, S. R. (Eds.): *Trace-Element Partitioning with Application to Magmatic Processes. Chemical Geology* 117: 291-312.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. 2th edition, Blackwell Publishing, Oxford.
- Brown, M. (1994) The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Review* 36: 83-130.
- Cesare, B., Salvioli Mariani, E. and Venturelli, G. (1997) Crustal anatexis and melt extraction in the restitic xenoliths at El Hoyazo -SE Spain. *Mineralogical Magazine* 61: 15-27.
- Champion, D. C. and Smithies, R. H. (2007) Geochemistry of Paleoarchean granites of the East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: implications for Early Archean crustal growth. *Developments in Precambrian Geology* 15: 369-409.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Clemens, J. D. and Droop, G. T. R. (1998) Fluids, P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos* 44: 21-36.
- Cruciani, G., Franceschelli, M., Caredda, A. M. and Carcangiu, G. (2001) Anatexis in the Hercynian basement of NE Sardinia, Italy: a case study of the migmatite of Porto Ottiolu. *Mineralogy and Petrology* 71: 195-223.
- 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., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic 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.
- 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.
- 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.
- Hawkins, D. P. and Bowring, S. A. (1999) U-Pb monazite, xenotime and titanite geochronological constraints on the prograde to post-peak metamorphic thermal history of Paleoproterozoic migmatites

- from Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 150-169.
- Keskin, M. (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.MantlePlumes.org.
- 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 anatectic migmatites. *Lithos* 56: 75-96.
- Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E. (1980) The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 343-372.
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14: 753-756.
- Martin, H. and Moyen, J. F. (2002) Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology* 30: 319-322.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- McMillan, A., Harris, N. B. W., Holness, M., Ashwal, L., Kelley, S. and Rabeloson, R. (2003) A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. *Contributions 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.
- Moyen, J. F., Martin, H. and Jayananda, M. (2001) Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research* 112: 87-105.
- Nash, W. P. and Crecraft, H. R. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2309-2322.
- Pitcher, W. S. (1997) *The Nature and Origin of Granite*. 2th Edition, Academic Press, London.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research* 51: 1-25.
- 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.
- Sawyer, E. W. (2010) Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos* 116: 273-286.
- Sears, J. W., George, G. M. S. and Winne, J. C. (2005) Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos* 80: 147-154.
- 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 anity 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.

Spear, F. S., 1993, *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineralogical Society of America Monographs, Washington.

Watson, E. B. and Green, T. H. (1981) Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters* 56: 405-421.

Geochemical modelling of controlling phases on abundances of major and trace elements in the migmatitic amphibolites, Seghalaton, Neyriz, Iran

Abdolnaser Fazlnia *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

Abstract

Arc-related regional metamorphic process at *c.* 147 Ma caused a Barrovian-type metamorphism on the Qori old amphibolites crop outed in the southeast of the Sanandaj-Sirjan zone. As a consequence, the amphibolites from the southern Seghalaton subjected to partial melting under the metamorphic peak 700 to 750 °C and 7 to 9 Kbar. As a result of the process: 1) mafic migmatite, formed by different degrees of partial melting, were expanded in these amphibolites; 2) extracting of small outcrops of trondhjemites were produced by the less than 10 percent of the melt and 3) balanced *in situ* crystallization and the adhesion force of melt-crystal lead to remain a large part of the partial melt in the mafic migmatites. Additionally, high viscosity of the magma and low temperature of the partial melting in the source were other important factors to be extracting the melt. *In situ* crystallization of many mafic migmatite from the Seghalaton area caused poikiloblastic texture to be developed. Field and petrographic evidences as well as geochemical modelling using REE, Sr, Ba, Cr, Nb, Y and Ti, show that the protolith (amphibolite) has undergone a partial melting event between 20 to 50 percent, but *in situ* crystallization and adhesion force of melt-melanosome caused up to 10 percent of the melt (leucosome) to leave these rocks and to produce the trondhjemites.

Key words: Qori metamorphic vomplex, Mafic migmatite, Partial melting, Trondhjemitic granite, Geochemical modelling of major and trace elements

* a.fazlnia@urmia.ac.ir