

مدل بندی ژئوشیمیایی ذوب بخشی زنولیت های میگماتیتی تله پهلوانی شهر بابک

عبدالناصر فضل نیا*

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

چکیده

فرو افتادن قطعاتی از گارنت-بیوتیت-کیانیت شیبست های مجموعه دگرگونی فوری (بخش جنوبی زون سندنج-سیرجان، شمال شرق نیریز) به داخل توده نفوذی تله پهلوانی با ترکیب اولیه لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت باعث شده است تا این شیبست ها (زنولیت ها) درجات دگرگونی مجاورتی شدیدی را در حد اواخر رخساره پیروکسن هورنفلس تحمل نموده، به میگماتیت های فلسیک تبدیل شوند. حجم مذاب تولید شده (لوکوسوم) بر اساس مدل بندی ژئوشیمیایی عناصر فرعی، حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی بوده است. خروج بخشی از این مذاب ها (احتمالاً کمتر از ۲۵ درصد حجمی) و اتصال آنها به یکدیگر، میانبرهای کوچک گرانیت پرآلومینوس را تولید نموده است.

واژه های کلیدی: مدل بندی ژئوشیمیایی، ذوب بخشی، میگماتیت، متاپلیت، عناصر خاکی نادر

مقدمه

یا شیمیایی پیچیده ای است که به شرایط حرارتی، فشار، ترکیب کانیایی و مقادیر آب در سنگ منشأ وابسته است. میگماتیت ها شواهد کانی شناسی و شیمیایی مناسبی را برای ارتباط بین مذاب های بخشی، رستیت و مکانیسم های جدایش مذاب فراهم می نمایند. در سنگ های پلیتی-نیمه پلیتی به علت وجود کانی های آبداری مانند بیوتیت و مسکوویت شرایط ذوب آبدایی پیچیده بوده، در محدوده وسیعی از حرارت، واکنش ها پیش می روند.

میگماتیت های پلیتی-نیمه پلیتی و نفوذی های گرانیتی پرآلومینوس موارد ایده آلی برای بازسازی شرایط دگرگونی، آناتکسی و نحوه تشکیل گرانیت ها در طول کوهزایی ها هستند. میگماتیت ها به طور گسترده در سنگ های رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی، در سرزمین های نوع باروین توزیع می شوند. آنها منابع مناسبی برای ماگماهای گرانیتی پرآلومینوس پوسته هستند. آناتکسی پوسته ای، شواهدی از آشفته گی حرارتی

ذوب بخشی کمتر از ۲۰ درصد نیز می تواند باعث خروج مذاب از میگماتیت شده، تشکیل گرانیت های پراآلومینوس را دهد.

این مطالعه، مدل بندی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی است که برای به دست دادن مقدار ذوب بخشی و فازهای کانیایی مؤثر بر روی این فرآیند در میگماتیت های رسی (فلسیک) ارائه می گردد. این میگماتیت ها به صورت زئولیت هایی در داخل کمپلکس آذرین تله پهلوانی رخنمون دارند.

محیط زمین شناسی

مجموعه دگرگونی قوری (شمال شرق نیریز) که عمدتاً از سنگ های بازیک (آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی (کیانیت شیست) دگرگون شده تشکیل یافته (شکل ۱)، به وسیله دو واقعه دگرگونی ناحیه ای تکامل یافته است (Fazlnia *et al.*, 2009).

اولین واقعه دگرگونی در زمانی بین ۱۸۷ و ۱۸۰ میلیون سال پیش بر اثر ضخیم شدن پوسته قاره ای به وقوع پیوسته است. این رخداد دگرگونی همزمان با کوهزایی رخ داده است. بر اثر این واقعه سنگ های با سن پالئوزوئیک میانی و پایانی در حد رخساره میانی بارووین (رخساره آمفیبولیت؛ اوج شرایط دگرگونی معادل ۶۴۰ درجه سانتی گراد و ۸/۱ کیلوبار) دگرگون شده اند.

پس از اولین واقعه دگرگونی، عملکرد سیستم ریفت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Sears *et al.*, 2004; Golonka, 2004; Saki, 2010) باعث شده است تا در یک سیستم ریفتی اولیه در حال گسترش (Incipient Rift)، ماگماتیسیم غیر کوهزایی در شمال شرق مجموعه دگرگونی قوری توسعه یابد (فضل نیا، ۱۳۸۹). بر اثر این واقعه، باتولیت ناهمگن تله پهلوانی با سن $170 \pm 1/9$ Ma

ذوب بخشی در سنگ های دگرگونی رخساره آمفیبولیت، معمولاً در شرایط بدون بخار، به همراه آب مورد نیاز برای آغاز ذوب در حرارت پایین به وسیله واکنش های آب زدایی میکاها و آمفیبول انجام می پذیرد (Harris *et al.*, 1995; Jung *et al.*, 1998; Genier *et al.*, 2008; Sawyer, 2010). تحت حرارت های حدود ۷۰۰ درجه سانتی گراد، شکست مسکوویت تنها واکنشی در غیاب بخار است که می تواند ۵ تا ۱۵ درصد حجمی در سنگ مذاب ایجاد نماید (Miller, 1985; Gardien *et al.*, 1995). اما برای خروج مذاب نیاز به درصدهای ذوب بخشی بالاتر است. این شرایط با آغاز ذوب آب زدایی بیوتیت انطباق می یابد. در این شرایط، حجم لوکوسوم در میگماتیت می تواند به بیش از ۲۵ درصد حجمی برسد (Sawyer, 1996; Genier *et al.*, 2008) و مذاب قابلیت خروج را پیدا کند. اگر این مذاب ها به هم بپیوندند، می توانند میگماتیت های دیاتکسیتی و نهایتاً گرانیت های پراآلومینوس را ایجاد نمایند (برای مثال: Brawn, 1994). مدل بندی های ژئوشیمیایی بر اساس عناصر اصلی و فرعی می تواند در حل پیچیدگی فرآیندهای ذوبی در میگماتیت ها مفید واقع شود. مذاب های تولید شده می توانند بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی به صورت متعادل یا نامتعادل تولید شوند.

مطالعات مدل بندی شیمیایی روی میگماتیت ها به منظور به دست آوردن درصد محتمل ذوب بخشی و فازهایی که در این فرآیند دخالت دارند، می تواند به وسیله برخی معادلات ترمودینامیک ساده انجام شود.

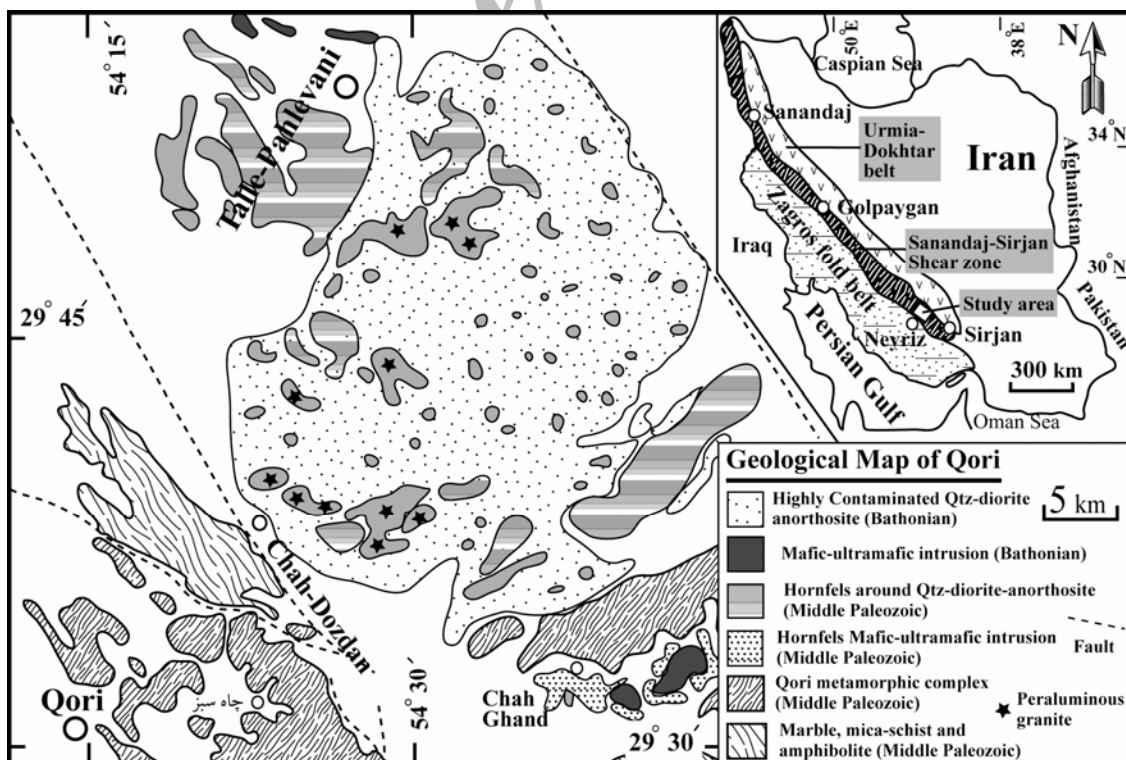
مطالعات مدل بندی ژئوشیمیایی بر روی میگماتیت های مافیک و ترونجمیت های همراه (فضل نیا و همکاران، ۱۳۸۹؛ Champion and Smithies, 2007; Fazlnia *et al.*, 2009) نشان می دهد که درصدهای

را باعث شده است.

در طول واقعه دوم، واکنش‌های دگرگونی، باعث ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبه قوس فعال قاره‌ای شده است. بر اثر این واقعه، میگماتیتهایی با ترکیب مافیک و در حد رخساره میانی باروین (رخساره آمفیبولیت) تشکیل و بر اثر خروج درجات کوچکی از مذاب‌ها از آمفیبولیت‌های میگماتیتهای، تولید نفوذی‌های کوچک ترونجمیتی شده است (Fazlnia *et al.*, 2009). در ادامه این واقعه و در طول بسته‌شدن نئوتتیس زون دگرگونی سنندج-سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل نموده (Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al.*, 2003; Sarkarinejad and Alizadeh, 2009) و مگماتیسم در زون ارومیه-دختر در طول سنوزوئیک (برای مثال: Berberian and King, 1981; Shahabpour, 2005; Shahabpour, 2007; Dargahi *et al.*, 2010) این زون را توسعه داده است.

به‌صورت قدرتمند (forceful) به داخل سنگ‌های نیمه‌رسی - رسی دگرگون‌شده (بیوتیت-گارنت-کیانیت شیست) شمال شرق کمپلکس دگرگونی قوری نفوذ نموده است. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک-اولترامافیک است (فضل‌نیا، ۱۳۸۹؛ Fazlnia *et al.*, 2007; Fazlnia *et al.*, 2009).

دومین واقعه دگرگونی با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوبار (Fazlnia *et al.*, 2009; Sheikholeslami *et al.*, 2008) در زمانی حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش در ارتباط با قوس قاره‌ای فعال زون سنندج-سیرجان جنوبی به‌وقوع پیوسته است (Fazlnia *et al.*, 2009). آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس کمی قبل از این زمان به لبه جنوبی زون دگرگونی سنندج - سیرجان در حوالی شرق نیریز، این نوع فرآیند دگرگونی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده شمال شرق نیریز فارس (با تغییرات از سبزه‌ای و همکاران، ۱۳۷۲).

روش انجام پژوهش

در مطالعه صحرایی سعی شد تا ارتباط بین نمونه‌های زئولیتی میگماتیته شده، توده اصلی ماگمایی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مجاور برقرار و بر این اساس نمونه‌برداری انجام گردد. سپس روابط میکروسکوپی بین نمونه‌ها مطالعه گردید. بر اساس روابط صحرایی و میکروسکوپی چندین نمونه از سنگ‌های ذکر شده در بالا انتخاب و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در دانشگاه کیل آلمان تجزیه شدند. در مطالعه مدل‌بندی ژئوشیمیایی به منظور به دست آوردن مقدار ذوب‌بخشی و فازهایی که این ذوب و عناصر را کنترل می‌نمودند، از معادلات ریاضی Shaw (۱۹۷۰) استفاده گردید.

روابط صحرایی و میکروسکوپی

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 باتولیت فوق بخش‌هایی هستند که اکنون مشخصه یک گرانودیوریت-تونالیت بیوتیت‌دار را دارند. این سنگ‌ها در واقع از ماگماهای لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی که به وسیله زئولیت‌های رسی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری آرایش یافته‌اند، به وجود آمده‌اند (فضل‌نیا، زیر چاپ). در واقع، واپاشی برخی از این زئولیت‌ها منجر به پراکندگی بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کوارتز و کردیریت در بسیاری از بخش‌های توده ماگمایی فوق گردیده 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، زیر چاپ). برخی دیگر از این زئولیت‌ها احتمالاً ذوب‌بخشی و در نتیجه ساختارهای میگماتیته را توسعه داده‌اند (شکل ۲). این ساختارها بیشتر در قسمت‌های مرکزی و جنوب‌غربی توده نفوذی قابل مشاهده هستند. زئولیت‌های با ساختار میگماتیته در بخش‌هایی که لوکوگرانیت‌های پرآلومینوس و پگماتیت‌ها حضور دارند، گسترش زیادی یافته‌اند (شکل ۱). اندازه این زئولیت‌ها از چندین سانتی‌متر تا چندین ده متر می‌رسند. در این زئولیت‌ها و یا در داخل بخش‌های آرایش‌یافته، بخش‌های روشنی به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل و یا به صورت ساختارهایی در سایه فشارشی حضور دارند که لوکوسوم هستند و بیشتر مرز تدریجی و گاهی مشخص با بخش‌های تیره‌تر دارند. بخش‌های روشن دارای گردهمایی کانیایی عمدتاً کوارتز و فلدسپار پتاسیم هستند که با کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز + بیوتیت ± مسکوویت ± کردیریت + گارنت ± سیلیمانیت همراهی می‌شوند (شکل ۳).

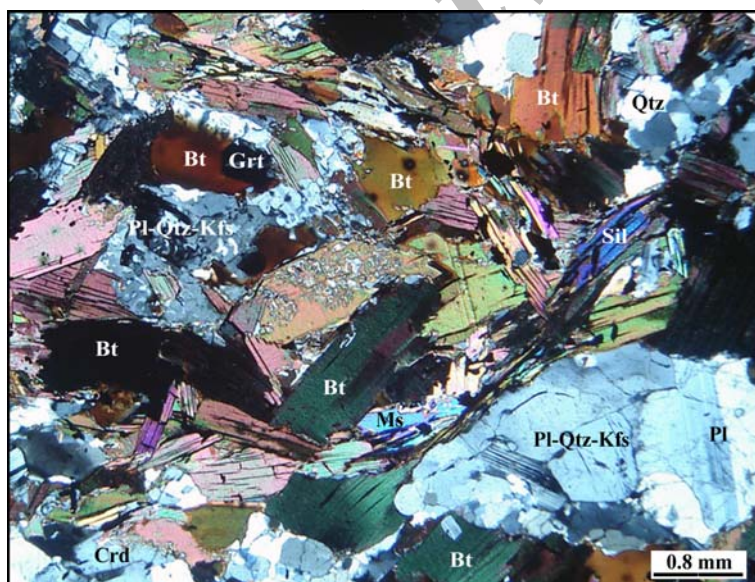
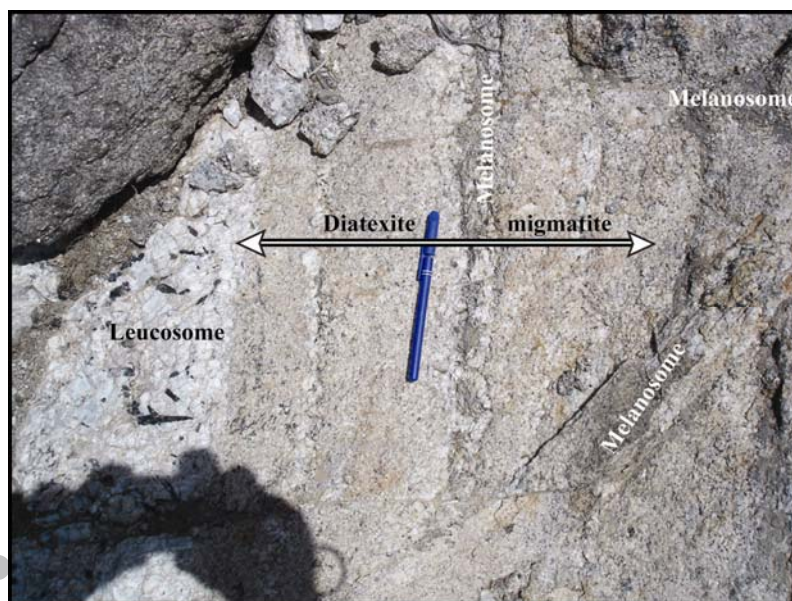
در بسیاری بخش‌ها، لوکوسوم‌ها به وسیله بخش‌های بسیار تیره شامل گردهمایی عمدتاً بیوتیت + گارنت + سیلیمانیت منشوری + کردیریت ± فلدسپار پتاسیم ± پلاژیوکلاز ± کوارتز محاصره می‌شوند (اشکال ۲ و ۳). این قسمت‌ها که عمدتاً گسترش اندک و ضخامت نازکی دارند و از اجزای عمدتاً مافیک تشکیل شده‌اند، می‌توانند ملانوسوم نامیده شوند. گاه ملانوسوم‌ها به صورت متناوب و یا به دام افتاده در لوکوسوم‌ها مشاهده می‌شوند (رک: فضل‌نیا، ۱۳۸۸).

در ساختارهای میگماتیته قسمت‌های حجیمی وجود دارد که مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلیسک (مانند لوکوسوم) هستند که به صورت لایه‌بندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده بوده و مزوسوم

به دلیل افزایش ذوب بخشی و در نتیجه افزایش لوکوسوم حالت لایه‌بندی میگماتیته را از دست داده‌اند. در این حالت، ملانوسوم‌ها به دلیل جریان لوکوسوم در داخل آن به دام افتاده‌اند (اشکال ۲ و ۳). این نوع دوم ترکیبی بسیار شبیه به گرانیت‌های پرآلومینوس دارند. به همین خاطر، میانبارهای گرانیتی مورد مطالعه در محدوده دیاتکسیت-گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴).

نامیده می‌شوند. در بسیاری بخش‌ها ملانوسوم مانند پرده بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می‌گیرد. زئولیت‌های میگماتیته دارای دو مشخصه صحرایی و ژئوشیمیایی هستند. برخی از آنها فابریک متاتکسیتی و برخی دیگر دیاتکسیتی هستند. انواع متاتکسیتی مشخصات لایه‌بندی یک میگماتیت را حفظ نموده‌اند و بنابراین، دارای لوکوسوم کمتری هستند، اما در انواع دیاتکسیت

شکل ۲- رخنمون متداولی از ساختار میگماتیته در زئولیت‌های شیستی فرو افتاده از شیست‌های کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری. این شکل یک میگماتیت دیاتکسیتی را که دارای ساخت رفت (شولن) است، نمایش می‌دهد.



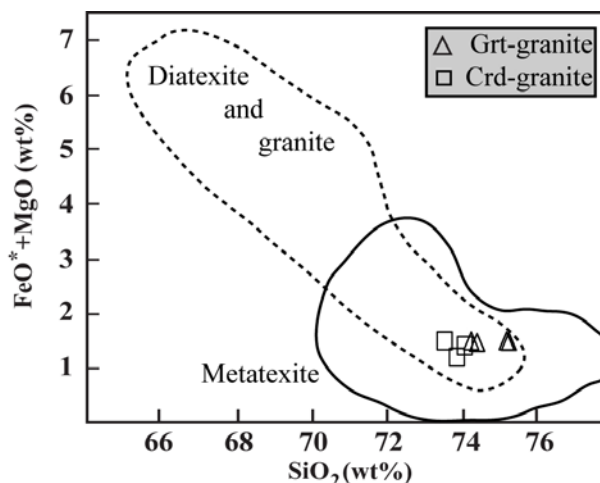
شکل ۳- تصویر میکروسکوپی از متداولترین زئولیت‌های میگماتیته. این شکل یک میگماتیت دیاتکسیتی را که دارای ساخت رفت (شولن) است، نمایش می‌دهد. عدسی‌های حاصل از ذوب از بخش‌های رستیتی غنی در بیوتیت جدا شده و به دلیل جریان یافتن بخش‌های تیره را از هم جدا نموده‌اند.

و ایلمنیت افزوده شده است. این مشخصات با غنی‌تر شدن زنولیت‌های میگماتیته در کردیریت، گارنت و بیوتیت هماهنگی دارد. بالا بودن کربنوم در تمام نمونه‌های سنگی نشان‌دهنده طبیعت پرآلومینوس این سنگ‌ها است. افزایش نسبت‌های La_n/Sm_n ، La_n/Yb_n ، Gd_n/Yb_n و Sm/Yb و عنصر Y در زنولیت‌های میگماتیته شده نسبت به زنولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های نگهدارنده عناصر خاکی نادر حدواسط و سنگین (مانند گارنت) به ذوب حساس‌تر بوده و در واکنش‌های ذوب شرکت نموده‌اند.

برای تعیین مقدار احتمالی ذوب‌بخشی می‌توان از مدل‌بندی ژئوشیمیایی که بر اساس مدل‌های ذوب‌بخشی متعادل و نامتعادل استوار هستند، سود برد. با توجه به اینکه مذاب‌ها در کنار سنگ مادر اولیه حضور دارند و قسمت اعظم مذاب به دلیل واکنش‌های برگشتی (واکنشی‌هایی هستند که بین مذاب تولید شده و بخش‌های رستیتی به‌هنگام حرکت مذاب، انجام می‌شده است و همین عامل می‌توانسته جلوی خروج بیشتر مذاب را بگیرد) در داخل زنولیت‌ها، نتوانسته‌اند خارج شوند، از مدل‌بندی ساده ذوب متعادل (Shaw, 1970) استفاده گردید.

در این محاسبات، مقادیر متوسط عناصر اصلی و فرعی زنولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها و زنولیت‌های میگماتیته مد نظر قرار گرفت. بنابراین، عیار عناصر در متوسط نمونه سنگ مادر اولیه (Co) و سنگ مادر باقی‌مانده (Cs، به‌صورت رستیت) مد نظر قرار گرفتند (جدول‌های ۲).

با توجه به اینکه نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه منشأ متاپلیت فلسیک و متاگرایی‌واک دارند (شکل ۵-الف)، از متوسط ترکیب شیمیایی شیل‌ها (Li, 2000) برای مدل‌بندی استفاده گردید.



شکل ۴- نمودار توصیفی میگماتیته و گرانیت‌های همراه (Sawyer, 1996).

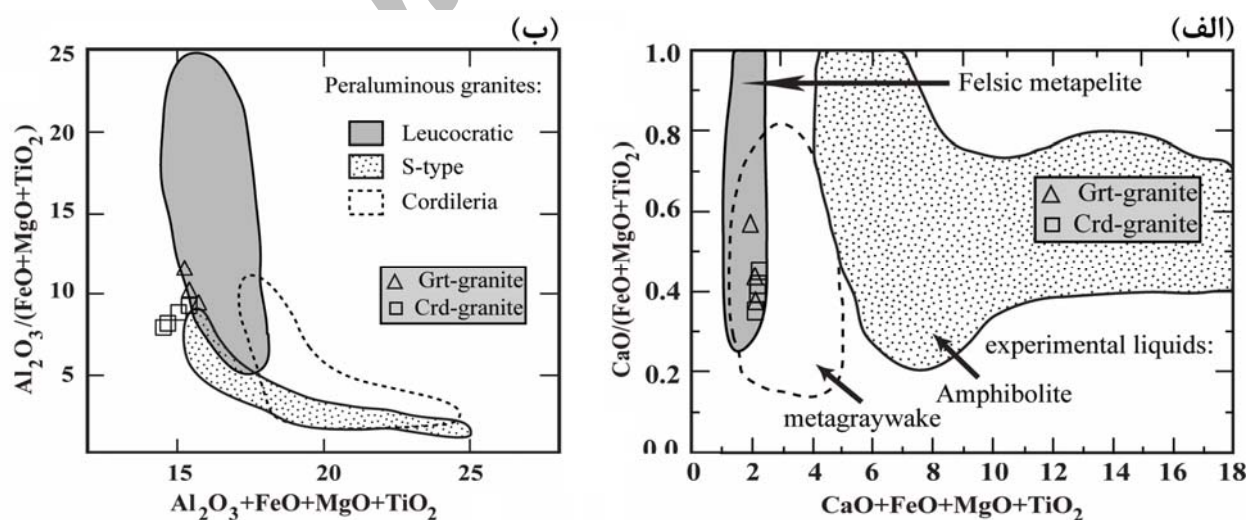
مدل‌بندی ژئوشیمیایی

متوسط ترکیبی هر گروه سنگی رخنمون یافته در نفوذی تله‌پهلوانی بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی موجود در فضل‌نیا (۱۳۸۹) محاسبه و در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در این محاسبات متوسط سه گرانیت پرآلومینوس گارنت‌دار، چهار گرانیت پرآلومینوس کردیریت‌دار، سه زنولیت میگماتیته و ده زنولیت بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت گردآوری شده است. ضمناً مقادیر نرم CIPW نیز در جدول‌های ۱ گردآوری شده است. کاهیدگی مقادیر SiO_2 ، P_2O_5 ، Na_2O و K_2O و افزودگی مقادیر MgO ، TiO_2 ، Al_2O_3 و FeO^* در زنولیت‌های میگماتیته شده نسبت به زنولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که عناصر دیرگداز هنگام درجات شدید دگرگونی مجاورتی از سنگ خارج نشده‌اند، اما عناصر دیگر با خروج موضعی و یا کامل خود به ترتیب بخش‌های روشن میگماتیته‌ها و میانبارهای لوکوکراتیک را ایجاد نموده‌اند. چنین تغییراتی در عناصر اصلی، در نرم CIPW هم قابل مشاهده است؛ به‌طوری‌که کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، آنورتیت و آپاتیت کاهیده و به درصد کردندوم، هیپرستن

جدول ۱- متوسط ترکیب شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های مختلف رخنمون‌یافته در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی (منبع: فضل‌نیا، ۱۳۸۹).

Sample Rock type	Average garnet granite	Average cordierite granite	Average of granite	Average migmatitic xenolith	Average metapelite and xenolith
(wt%)					
SiO ₂	73.87	74.82	74.41	54.43	62.07
Al ₂ O ₃	14.02	13.45	13.69	21.53	17.47
TiO ₂	0.05	0.08	0.07	1.41	0.70
MgO	0.13	0.28	0.21	4.04	2.85
FeO*	1.25	1.22	1.23	11.06	6.26
CaO	0.65	0.64	0.65	1.13	1.56
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.11	0.09	0.14
Na ₂ O	2.06	2.85	2.51	1.14	1.86
K ₂ O	6.08	5.10	5.52	2.40	3.63
MnO	0.06	0.05	0.05	0.28	0.18
Total	98.31	98.62	98.49	97.63	96.73
H ₂ O ⁺	1.03	0.93	0.97	1.97	2.38
CIPW norm					
Qtz	36.28	36.27	36.33	21.97	25.3
Or	35.93	30.14	32.63	14.20	21.45
Ab	17.43	24.12	21.23	9.65	15.74
An	2.51	2.39	2.46	5.04	6.82
Crn	3.13	2.37	2.69	15.21	7.98
Hy	2.65	2.9	2.69	28.57	17.77
Ilm	0.09	0.15	0.13	2.68	1.33
Ap	0.25	0.28	0.26	0.20	0.32

FeO* is total FeO.



شکل ۵- نمودارهای توصیفی برای سنگ‌های گرانیتی از Patinõ Douce (۱۹۹۹).

جدول ۲- متوسط ترکیب شیمیایی عناصر فرعی سنگ‌های مختلف رخنمون یافته در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی.

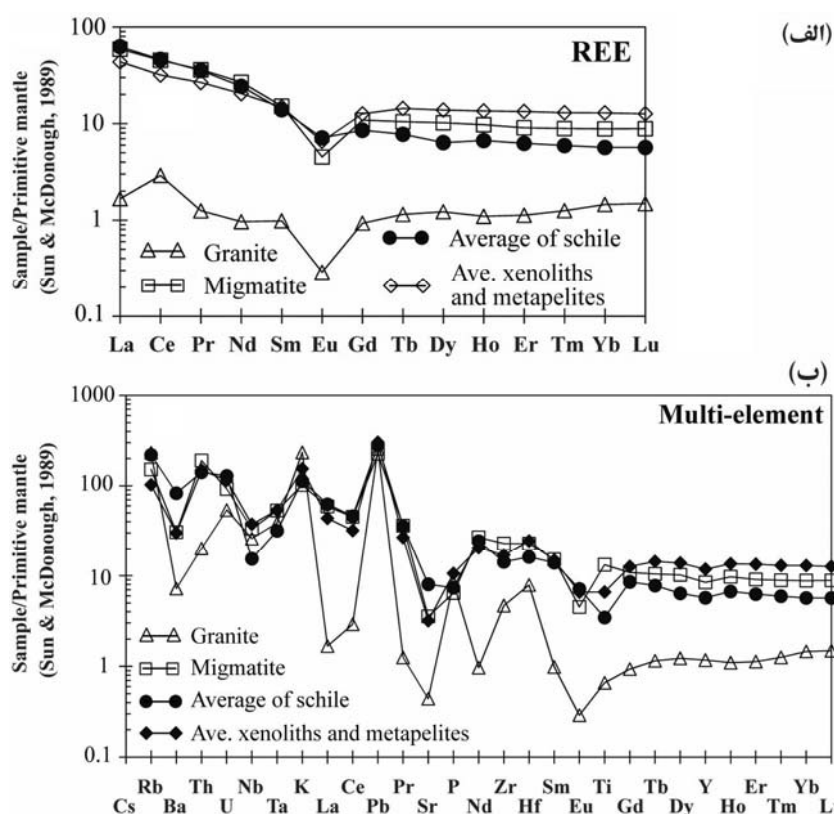
Rock type	Average garnet granite	Average cordierite granite	Average of granite	Average migmatitic xenolith	Average metapelite and xenolith	Average Schel (Li, 2000)
Sample No. (ppm)	No. 3	No. 4	No. 7	No. 3	No. 10	
V	2.80	6.65	5	196.88	101.97	130
Cr	0.97	2.68	1.95	109.16	69.61	90
Co	0.69	0.83	0.77	21.34	13.47	19
Ni	1.04	1.47	1.28	67.53	31.37	50
Rb	152.6	143.9	147.6	96.25	65.21	140
Sr	6.02	11.74	9.29	75.24	67.10	170
Y	3.96	6.36	5.33	38.45	53.82	26
Zr	56.69	49.25	52.44	256.3	190.3	160
Nb	37.91	4.04	18.55	23.77	26.70	11
Ba	42.45	56.44	50.44	214.1	210.3	580
La	0.97	1.28	1.15	40.65	30.02	43
Ce	4.54	5.63	5.16	80.54	56.65	82
Pr	0.27	0.41	0.35	9.98	7.37	9.8
Nd	0.99	1.55	1.31	36.35	27.67	33
Sm	0.31	0.53	0.44	6.74	6.62	6.2
Eu	0.04	0.06	0.05	0.76	1.10	1.2
Gd	0.41	0.66	0.56	6.49	7.53	5.1
Tb	0.08	0.16	0.12	1.13	1.56	0.84
Dy	0.67	1.08	0.90	7.54	10.20	4.7
Ho	0.14	0.21	0.18	1.60	2.22	1.1
Er	0.45	0.61	0.54	4.36	6.42	3
Tm	0.08	0.10	0.09	0.66	0.96	0.44
Yb	0.70	0.74	0.72	4.35	6.38	2.8
Lu	0.12	0.10	0.11	0.66	0.94	0.42
Hf	2.75	2.21	2.44	7.06	7.55	5
Ta	2.65	0.78	1.58	2.18	2.20	1.3
Pb	17.61	18.56	18.15	16.06	21.57	20
Th	1.14	2.15	1.72	16.19	12.71	12
U	0.88	1.33	1.14	1.94	2.42	2.7
Ti	668	1033	876	17647	8773	4600
P	775	810	795	611	1007	700
K	64582	54142	58616	25514	38579	28239
Na	44802	61875	54558	24793	40474	12832
Rb/St	25.41	13.34	18.5	1.32	1.04	0.82
Rb/Ba	3.66	3.21	3.4	0.53	0.40	0.24
K/Ba	1535.3	1166.2	1324.4	127.9	231.0	48.69
Eu*	0.4	0.6	0.5	6.6	7.1	5.65
Eu/Eu*	0.11	0.09	0.10	0.11	0.16	0.21
La _n /Yb _n	0.88	1.36	1.16	7.09	3.42	11.03
La _n /Sm _n	2.05	1.56	1.77	3.88	2.94	4.48
Gd _n /Yb _n	0.49	0.75	0.64	1.32	0.97	1.51
Sm/Yb	0.44	0.72	0.61	1.55	1.04	2.21
La/Sm	3.13	2.41	2.63	6.03	4.54	6.94

نیست، تغییراتی در مقدار عیار این عناصر داده شد (جدول ۳) تا بتوان از آنها در مدل‌بندی ژئوشیمیایی (استفاده نمود؛ Champion and Smithies, 2007; Fazlnia et al., 2009). تغییر در عیار عناصر Rb, Ba,

بر اساس شکل ۶، الگوی متوسط زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها با متوسط شیل‌ها مقایسه شدند. با توجه به اینکه الگوی برخی از عناصر نمونه‌های سنگی فوق با الگوی عناصر متوسط شیل‌ها هماهنگ

هورنفلس) از یک منبع زئولیت رسی میگماتیتهی شده (فضل‌نیا، ۱۳۸۸) تولید شده است، استفاده می‌شود. ضرایب توزیع کلی با فرض ۵، ۱۰، ۳۰، ۵۰، ۶۰ و ۷۰ درصد محاسبه شدند (جدول ۴). به علاوه، درجه ذوب بخشی برای عناصر ناسازگار و به شدت ناسازگار با فرض ضریب توزیع صفر محاسبه گردید.

Sr، Y، Zr، Nb، Tb تا Lu انجام گردید. تغییری در عیار عناصر زئولیت‌های میگماتیتهی ایجاد نمی‌شود تا بتوان مقدار محتمل ذوب بخشی را به دست آورد. مدل‌بندی عناصر فرعی برای آزمایش اینکه سنگ‌های گرانیتی پرآلومینوس در فشار حدود ۴/۵ کیلو بار و حرارتی حدود ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد (اواخر رخساره پیروکسن



شکل ۶- نمودار عنکبوتی برای عناصر خاکی نادر و چند عنصری. نورمالیز بر اساس Sun and McDonough (۱۹۸۹) است. بر اساس الگوی عناصر در متوسط شیل‌ها تغییراتی در عیار متوسط برخی عناصر زئولیت‌های بدون ذوب و متاپلیت‌ها ایجاد شد تا الگوی آنها از الگوی متوسط عناصر شیل‌ها تبعیت نماید (جدول ۳).

فاز ناپایداری در طی ذوب بخشی بوده است. افزودگی بر مقدار Zr و کاهیدگی در مقدار P در زئولیت‌های میگماتیتهی نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب بخشی و متاپلیت‌ها، نشان می‌دهد که زیرکن فاز پایدار و مونازیت و آپاتیت فازهای ناپایدار در طی ذوب بخشی بوده‌اند (جدول ۲).

نتایج حاصل از این مدل‌بندی (جدول ۴) نشان می‌دهد که رفتار HREEs و Y به مقدار گارنت در باقی‌مانده (میگماتیتهای متاکسیتهی) حساس هستند، اما به غنی بودن سنگ منشأ حساسیت ندارند. کاهیدگی گارنت در منشأ، مقادیر ضرایب توزیع کلی باقی‌مانده به اولیه HREEs (Cs/Co) را افزایش می‌دهد. بنابراین، گارنت

جدول ۴- محاسبه ضرایب توزیع برای درصد‌های ذوب‌بخشی ۵، ۱۰، ۳۰، ۵۰، ۶۰ و ۷۰ درصد و مقدار ذوب در ضریب توزیع کلی صفر.

Value	Source Tables 1 and 2.						
	f	f	f	f	f	f	Kd
	0.05	0.1	0.3	0.5	0.6	0.7	0
Ba	1.03	1.03	1.04	1.05	1.07	1.09	
Rb	0.71	0.70	0.61	0.45	0.32	0.09	0.73
Sr	1.07	1.07	1.09	1.13	1.16	1.21	
U	1.26	1.27	1.35	1.49	1.61	1.81	
Th	0.77	0.76	0.69	0.57	0.46	0.28	0.78
Nb	1.36	1.38	1.49	1.69	1.87	2.15	
Zr	0.56	0.54	0.41	0.17	-0.04	-0.38	0.59
Y	1.18	1.19	1.24	1.34	1.43	1.57	
La	0.72	0.71	0.63	0.48	0.35	0.13	0.74
Ce	0.69	0.67	0.58	0.41	0.26	0.01	0.70
Pr	0.72	0.71	0.63	0.48	0.34	0.13	0.74
Nd	0.75	0.73	0.66	0.52	0.40	0.20	0.76
Sm	0.98	0.98	0.97	0.96	0.95	0.94	0.98
Eu	1.48	1.50	1.65	1.91	2.13	2.51	
Gd	1.17	1.18	1.23	1.32	1.40	1.54	
Tb	1.15	1.16	1.21	1.29	1.37	1.49	
Dy	0.85	0.85	0.80	0.72	0.66	0.54	0.86
Ho	1.20	1.21	1.27	1.38	1.47	1.63	
Er	1.15	1.16	1.21	1.29	1.37	1.49	
Tm	1.14	1.15	1.19	1.27	1.34	1.45	
Yb	1.16	1.17	1.21	1.30	1.37	1.50	
Lu	1.31	1.33	1.42	1.59	1.74	1.98	
Cr	0.62	0.60	0.48	0.28	0.09	-0.21	0.64
Ni	0.44	0.41	0.24	-0.07	-0.34	-0.78	0.46
P	1.68	1.72	1.93	2.30	2.63	3.17	
Ti	0.47	0.44	0.28	-0.01	-0.26	-0.68	0.50
K	1.54	1.57	1.73	2.02	2.28	2.71	
Na	1.67	1.70	1.90	2.26	2.58	3.11	
V	0.49	0.46	0.31	0.04	-0.21	-0.61	0.52
Co	0.61	0.59	0.47	0.26	0.08	-0.23	0.63
Hf	0.92	0.91	0.89	0.84	0.80	0.74	0.92
Ta	1.01	1.01	1.01	1.02	1.02	1.03	
Pb	1.36	1.38	1.49	1.69	1.86	2.14	

ملاحظه Sr و Eu نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز یک فاز باقی‌مانده در منبع نبوده و در واکنش‌های ذوب دخالت داشته است. چنین استدلالی به‌وسیله کاهش درصد وزنی CaO و درصد مودال پلاژیوکلاز زئولیت‌های میگماتیته نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها قابل توجیه است.

بررسی عناصر ناسازگارتر مخصوصاً Th، La و Rb نشان می‌دهد که درجات بزرگی از ذوب‌بخشی (بیش از ۶۰ درصد) در برخی از زئولیت‌ها امکان‌پذیر بوده است.

جدول ۳- متوسط عناصر فرعی در زئولیت‌های میگماتیته و متاپلیت‌ها و زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی. مقدار بازسازی برخی عناصر نیز در این جدول ارائه شده است (بر اساس جدول ۱ و ۲).

Value	Average of metapelites and xenoliths	Recalculate	Average of migmatitic xenoliths
	n=10; Table 1		n=2; Table 1
Ba	210.27	220	214.13
Rb	65.21	70	96.25
Sr	67.10	80	75.24
U	2.42	2.4	1.94
Th	12.71	12.7	16.19
Nb	26.70	32	23.77
Zr	190.30	150	256.33
Y	53.82	45	38.45
La	30.02	30	40.65
Ce	56.65	56.6	80.54
Pr	7.37	7.4	9.98
Nd	27.67	27.7	36.35
Sm	6.62	6.6	6.74
Eu	1.10	1.1	0.76
Gd	7.53	7.5	6.49
Tb	1.56	1.3	1.13
Dy	10.20	6.5	7.54
Ho	2.22	1.9	1.60
Er	6.42	5	4.36
Tm	0.96	0.8	0.66
Yb	6.38	5	4.35
Lu	0.94	0.9	0.66
Cr	69.61	69.6	109.16
Ni	31.37	31.4	67.53
P	1007	1007	611
Ti	8773	8773	17647
K	38579	38579	25514
Na	40474	40474	24793
V	101.97	102.0	196.88
Co	13.47	13.5	21.34
Hf	7.55	6.5	7.06
Ta	2.20	2.2	2.18
Pb	21.57	21.6	16.06

به‌همین علت، ضرایب توزیع Zr و P به‌ترتیب کاهش و افزایش می‌یابند. ضمناً افزایش در مقدار Ti در زئولیت‌های میگماتیته نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها، نشان می‌دهد که بخش اعظم ایلمنیت و بیوتیت فازهای پایدار هنگام ذوب‌بخشی بوده‌اند. این شواهد به‌خوبی نشان می‌دهد که چرا LREEها ضرایب توزیع‌شان با افزایش ذوب‌بخشی کاهش می‌یابند. بنابراین زیرکن، ایلمنیت و بیوتیت می‌توانند نگهدارنده‌های خوبی برای این عناصر باشند.

۲۵ درصد حجمی)، توانسته از زنولیت‌های میگماتیته‌ی خارج شود و تفاوت در ترکیب شیمیایی این مذاب جدید با مذاب اصلی باتولیت (لوکوکوارتز دیوریت - آنورتوزیت)، باعث شده است تا میانبارهای کوچکی در مقیاس متر تا چندین ده متر در باتولیت تله‌پهلوانی ایجاد شوند.

این احتمال وجود دارد که بخش کوچکی از مذاب خروجی توانسته است به صورت مکانیکی با ماگمای اصلی وارد واکنش شده و بنابراین مانند واکنش‌های برگشتی و نیروهای چسبندگی در میگماتیته‌ها، محاسبات ذوب‌بخشی به‌روش مدل‌بندی ژئوشیمیایی را دچار اشکال نماید.

نتیجه‌گیری

میانبارهای گرانیتی رخنمون یافته در مجاور زنولیت‌های رسی میگماتیته‌ی شده در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی بر اثر ذوب‌بخشی این زنولیت‌ها تولید شده‌اند. محاسبات درصد ذوب‌بخشی بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و همچنین محل فرو افتادن زنولیت‌ها، نشان می‌دهد که در حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد سنگ مادر اولیه ذوب شده و احتمالاً در حدود کمتر از ۲۵ درصد حجمی این مذاب‌ها خارج و باعث تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس شده است.

بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی، کانی‌هایی که در واکنش‌های ذوب شرکت نموده‌اند، عمدتاً گارنت، پلاژیوکلاز و مسکوویت بوده‌اند. البته، بلورهای بیوتیت در مقادیر کمتر نیز در واکنش‌های ذوب دخالت نموده‌اند. کانی‌های فرعی آپاتیت و مونازیت فازهای ناپایدار در حین ذوب‌بخشی بوده‌اند.

عیارهای Rb به‌طور مشخص با مقدار پتاسیم مرتبط است، اما با ضریب توزیع K انطباق ندارد.

شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که در میگماتیته‌های دیاتکسیتی که درصد ذوب‌بخشی بالاتری دارند، بیوتیت فراوانتر است. چنین شواهدی نشان می‌دهد که احتمالاً بیوتیت عامل اصلی در حفظ Rb بوده است. نهایتاً اینکه گارنت و پلاژیوکلاز و بخش بزرگی از مسکوویت و بخش کوچکی از بیوتیت در فرآیندهای ذوب‌بخشی دخالت کرده‌اند. همچنین فازهای فرعی مانند آپاتیت نیز در واکنش‌های ذوب‌بخشی وارد شده‌اند. این واکنش‌ها، میگماتیته‌های متاتکسیتی را ایجاد نموده‌اند.

در بخش‌هایی که درصد ذوب‌بخشی بالاتر بوده، ساختار لایه‌ای میگماتیته از بین رفته است و ساختار دیاتکسیت و نهایتاً میانبارهای لوکوکراتیک گرانیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۵-ب). به هر حال، ذوب‌بخشی گسترده (۵۰ تا ۷۰ درصد؛ جدول ۴) در زنولیت‌های رسی میگماتیته‌ی توانسته است ساختارهای میگماتیته‌ی و میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس را ایجاد نماید.

واکنش‌های برگشتی و نیروی چسبندگی مذاب - بلور در زنولیت‌های متاتکسیتی و دیاتکسیتی باعث شده است تا بخش اعظم مذاب‌های تولیدشده در ساختارهای میگماتیته‌ی باقی‌مانده (شکل ۲). این واکنش‌ها باعث شده تا بخشی از مذاب با قسمت‌های رستیتی وارد واکنش شود و کانی‌های بعد از واقعه ذوب را ایجاد نماید. این مشخصات باعث می‌شود تا تغییراتی در عیار عناصر اصلی و فرعی میانبارهای گرانیتی ایجاد شود و بنابراین، عیار متوسط کلیه عناصر در این سنگ‌ها نسبت به سنگ مادرشان پایین‌تر باشد (شکل ۶). با توجه به این تغییرات و همچنین شواهد صحرایی و شیمیایی، احتمالاً درصدهای خیلی کمتر مذاب (احتمالاً کمتر از

سپاسگزاری

به این وسیله از پروفیسور دکتر فولکر شنک که شرایط لازم را برای انجام آزمایش‌های مختلف در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم نمودند. خانم آستروئید واینکاف و آندریاس فیلر که نمونه‌های سنگی را برای آزمایش XRF، ICP-MS و تهیه مقاطع نازک آماده‌سازی کردند و دکتر عباس مرادیان از دانشگاه شهید باهنر و دکتر محسن موذن از دانشگاه تبریز که پیشنهادهای مفیدی را برای بهتر شدن مطالب ارائه نمودند. همچنین علیرضا شاکر اردکانی و دکتر سید جواد یوسفی که در نمونه‌برداری صحرائی کمک‌های فراوانی به نویسنده مبذول داشتند و سرانجام 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، صمیمانه قدردانی و سپاسگزاری می‌نمایم.

منابع

- فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۸) ذوب‌بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک: دلایل تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس. مجله علوم دانشگاه شهید چمران (شماره زمستان، زیر چاپ).
- فضل‌نیا، ع. ن.، مرادیان، ع. و علی‌پور، ص. (۱۳۸۹) مدل‌بندی ژئوشیمیایی فازهای کنترل‌کننده فراوانی عناصر اصلی و فرعی در آمفیبولیت‌های مافیک میگماتیتی سه‌قلاتون، نیریز، ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (شماره پائیز، زیر چاپ).
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 18: 210-265.
- 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.
- Champion, D. C. and Smithies, R. H. (2007) Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: Implications for Early Archean crustal growth. *Developments in Precambrian Geology* 15: 369-409.
- Dargahi, D., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- 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 of Islamic Republic of Iran* 18: 221-237.

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

فضل‌نیا، ع. ن. (زیر چاپ) آلایش ماگمایی به‌وسیله زئولیت‌های رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک، ایران. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۹) روابط ژئوشیمیایی بین میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس و زئولیت‌های میگماتیتی موجود در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی، شهر بابک، ایران. فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران (شماره پائیز، زیر چاپ).

- R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- 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. and Vigneresse, J. L. (Eds.): *Understanding Granites: Integrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75.
- Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research* 17: 704-714.
- 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. 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. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.
- 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.
- 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.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. and Ulmer, P., 1995, Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + orthose + muscovite assemblage and implication for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100 (B8) 15: 581-15, 591.
- Genier, F., Bussy, F., Epard, J. L. and Baumgartner, L. (2008) Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles-Rouges massif, western Alps. *Lithos* 102: 575-597.
- 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.
- Jung, S., Mezger, K., Masberg, P., Hoffer, E. and Hoernes, S. (1998) Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite — implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 425-445.
- Li, Y. H. (2000) *A compendium of geochemistry: from Solar Nebula to the Human Brain*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Miller, C. F. (1985) Are strongly per-aluminous magmas derived from mature sedimentary (pelitic) sources? *Journal of Geology* 93: 67-689.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M.

- Journal of Asian Earth Sciences 31: 504-521.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A. S. and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Emami, H. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran).

Archive of SID