



بررسی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیتهای لوکوکرات در منطقه توپسرکان، همدان

معصومه زارع شولی^۱، زهرا طهماسبی^{۱*}، عادل ساکی^۲ و احمد احمدی خلجی^۱

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۱۳، پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۱۳

چکیده

در مجاورت توده پلوتونیک الوند، انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه پایین تا بالا وجود دارد. نفوذ توده مافیک باتولیت الوند در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (شیست‌ها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های آناتکسی در هاله دگرگونی خود شده است. پدیده ذوب‌بخشی در هاله همبری الوند فقط در سنگ‌های با ترکیب رسی رخ داده است. مشاهده‌های صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که در منطقه مورد بررسی میگماتیت‌ها از ذوب‌بخشی هورنفلس‌ها حاصل شده‌اند. اختلاف قابل توجه در مقادیر عناصر نادر خاکی و الگوی REE گرانیتهای لوکوکرات و لوکوسوم‌های میگماتیت نشان می‌دهد که ارتباط ژنتیکی بین میگماتیت‌ها و گرانیتهای هم‌جوار وجود ندارد و نفوذ گرانیتهای لوکوکرات بعد از حادثه میگماتیته شدن رخ داده است. این نشان‌دهنده آن است که آناتکسی و ذوب‌بخشی به دلیل حرارت ناشی از توده‌های گرانیتهی نیست؛ بلکه گرمای حاصل از توده‌های مافیک قدیمی تر (گابرویدیت‌ها) عامل اصلی پدیده ذوب‌بخشی و میگماتیته شدن در منطقه است. این یافته‌ها با داده‌های سن‌سنجی توده پلوتونیک الوند و سنگ‌های میگماتیتهی پیرامون آنها همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های میگماتیتهی، ذوب‌بخشی، گرانیتهای لوکوکرات، توپسرکان، همدان، زون سندج-سیرجان

مقدمه

کلیدی در گسترش میگماتیت‌ها، گرانیتهای نوع S در طول تکامل پوسته بازی می‌کند (Kriegsman, 2001; Alvarez-Valero and Kriegsman, 2008; Sawyer, 2010). ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی به همراه آب مورد نیاز برای آغاز ذوب در دماهای پایین به وسیله واکنش‌های آبزدایی میکاها انجام می‌شود (Harris et al., 1995; Jung et al., 1998; Genier et al., 2008; Sawyer, 2010). در دمای حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، شکست مسکویت تنها

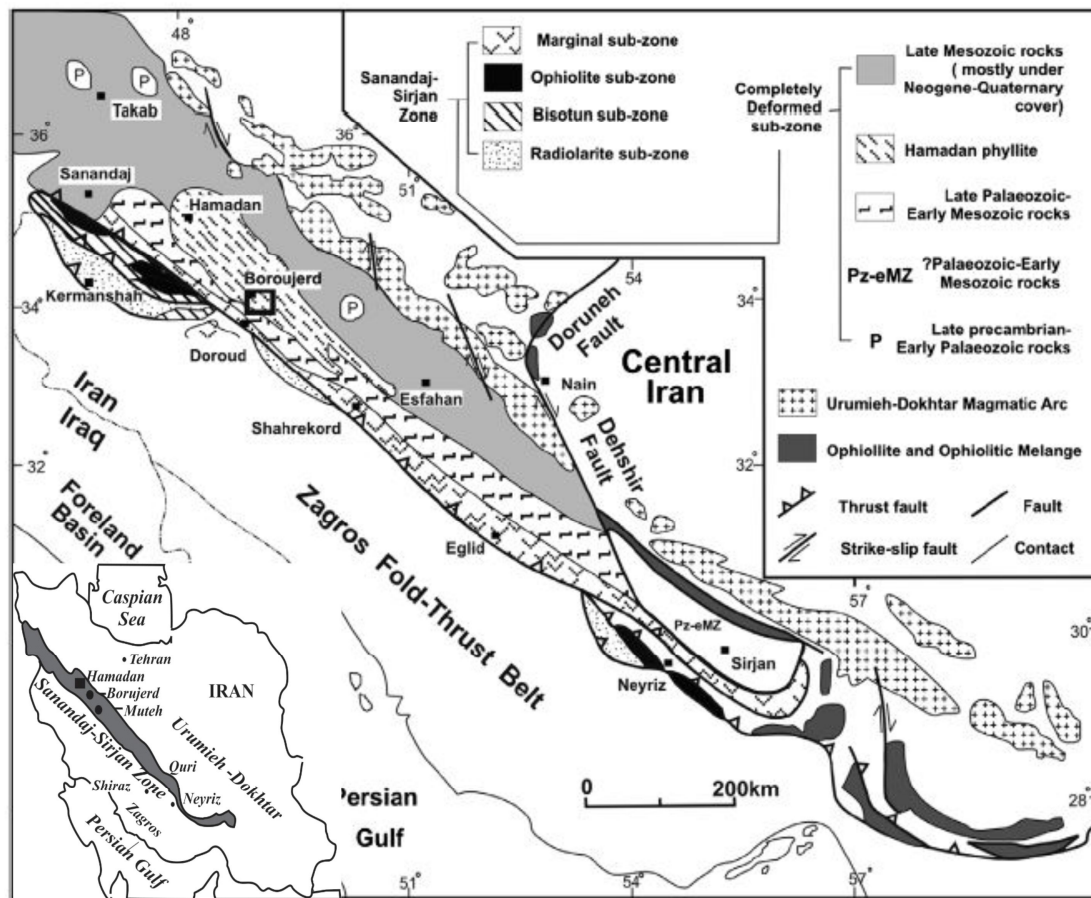
روابط ژنتیکی بین میگماتیت‌زایی و ذوب‌بخشی و نحوه خروج مذاب گرانیتهی موضوع بررسی‌های اخیر متعددی بوده است (Fyfe, 1973; White and Chappell, 1977; Vielzeuf and Holloway, 1988; Patino Douce and Harris, 1998; Kriegsman, 2001; Corona-Chavez et al., 2006; Lancaster et al., 2009). ذوب‌بخشی فرایندی ارتباطی مناسب بین دگرگونی و ماگماتیسم است و نقشی

(Saki, 2010b). این رخداد باعث دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌ها و واحدهای رسوبی پالئوزوئیک تا مزوزوئیک شده است که شامل توالی از سنگ‌های رسی، نیمه‌رسی، مافیک، رسی-آهکی و آهکی در نزدیکی شهر همدان است. تکامل زمین‌ساختی زون سنندج-سیرجان با ماگماتیسیم کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش ادامه‌داشته است. مجموعه پلوتونیک الوند در بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج-سیرجان یکی از توده‌های نفوذی مهم به‌شمار می‌آید (Mohajjel et al., 2003). باتولیت الوند در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای در رژیم کششی در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر سنندج-سیرجان نفوذ کرده است (Shahbazi et al., 2010). نفوذ این توده در سنگ‌های میزبان رسی سبب شکل‌گیری دگرگونی مجاورتی در بخش شرقی توده شده است. تاکنون سن تشکیل انواع سنگ‌های دگرگونی و نفوذ باتولیت الوند به‌طور دقیق مشخص نشده است؛ ولی همه نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند (Shahbazi et al., 2010). سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت شیست، گارنت آندالوزیت (\pm سیلیمانیت یا کیانیت) شیست، گارنت استارولیت شیست، گارنت-سیلیمانیت (\pm کیانیت) شیست است (Baharifar et al., 2004). سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند و شامل انواع شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها با درجات مختلف دگرگونی که شامل هورنفلس‌های کردیریت + فلدسپار پتاسیم (\pm آندالوزیت، سیلیمانیت) و هورنفلس‌های گارنت-استارولیت (\pm کیانیت) است. این سنگ‌ها از تأثیر توده‌های بازیگ و اسیدی بر روی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به‌وجود آمده‌اند (Baharifar et al., 2004; Sepahi et al., 2009). درجات دگرگونی به سمت باتولیت الوند افزایش می‌یابد؛ به طوری که در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده توالی از ایزوگرادهای بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و اسپینل دیده می‌شود (Baharifar et al., 2004; Saki et al., 2012).

واکنشی در غیاب بخار است که می‌تواند ۵ تا ۱۵ درصد حجمی در سنگ مذاب ایجاد کند (Miller, 1985; Gardien et al., 1995)؛ اما برای خروج مذاب نیاز به درصدهای ذوب‌بخشی بالاتر است. این شرایط با آغاز ذوب آب‌زدایی بیوتیت انطباق می‌یابد. در این شرایط حجم لوکوسوم در میگماتیت‌ها می‌تواند به بیش از ۲۵ درصد حجمی برسد (Sawyer, 1996; Genier et al., 2008) و مذاب قابلیت خروج را پیدا کند. اگر این مذاب‌ها به هم بپیوندند، می‌توانند گرانیت‌های پرآلومینوس را ایجاد کنند. بنابراین، گرانیت‌هایی که در پوسته زیرین یا در بخش‌های دیگر پوسته، در اثر ذوب آب‌زدایی بیوتیت یا آمفیبول، در نتیجه تغییرات گرادیان زمین‌گرمایی (فرایند دگرگونی ناحیه‌ای) تولید می‌شوند، به‌خوبی می‌توانند از منابع خود جدا شوند و مهاجرت کنند (McMillan et al., 2003). در این پژوهش سعی شده است براساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی به ارتباط فرایند ذوب‌بخشی و میگماتیته شدن سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و تشکیل گرانیت‌های پرآلومینوس پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در بخش شمالی زون سنندج-سیرجان در زیر پهنه دگرشکلی پیچیده قرار دارد (شکل ۱) که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی است (شکل ۲) (Baharifar et al., 2004; Saki and pourkaseb, 2012). سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد (Baharifar, 1997; Ahmadi khalaji and Tahmasebi, 2016). رخداد زمین‌شناسی مشخص در منطقه همدان قابل مشاهده است. اولین رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی در ارتباط با فرورانش دریای نئوتتیس و به دنبال آن برخورد قاره گندوانا با میکروقاره ایران است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2000; Alavi, 2004; Shahabpour, 2005; Shahabpour, 2007; Sheikholeslami et al., 2008; Saki, 2010a;



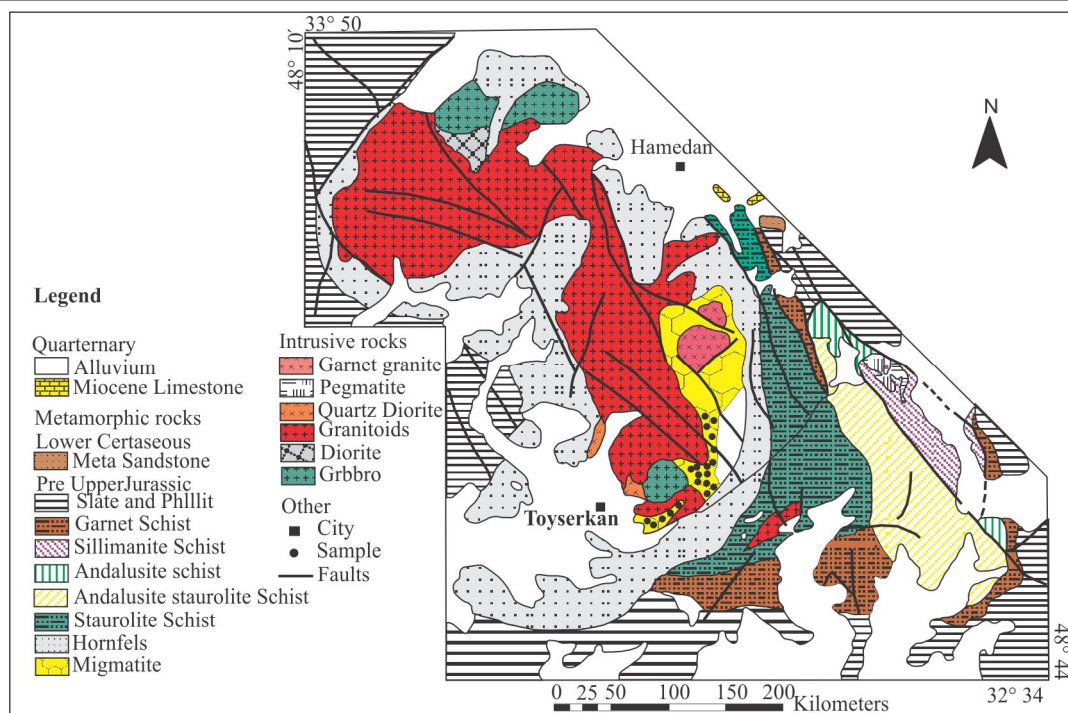
شکل ۱. موقعیت منطقه مورد بررسی (تویسرکان) در نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت زمین‌ساختی زون‌ها در غرب ایران (Mohajjel et al., 2003)، موقعیت منطقه مورد بررسی با علامت مربع تو پر نشان داده شده است.

Fig. 1. The studied area (Tuyserkhan) on the geological map of Iran and the tectonic setting of the zones in western Iran (Mohajjel et al., 2003). The studied area is marked by a black square.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرائی و پتروگرافی برای شناسایی ترکیب کانی‌ها و تعیین شرایط دما و فشار، ۳۵ نقطه از کانی‌های مختلف به روش الکترون مایکروپروب به وسیله دستگاه CAMECA مدل SX 100 در انستیتو تحقیقاتی علوم زمین دانشگاه چین تجزیه شدند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر با ۱۵kv و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بوده است. برای تجزیه نمونه، از جریانی به شدت ۳ nA استفاده شد. داده‌های الکترون مایکروپروب بیانگر هر کانی در جدول‌های ۱ تا ۳ آمده است. برای مقایسه از استانداردهای طبیعی و مصنوعی استفاده

شده و تصحیح PAP صورت گرفته است. فرمول کانی‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن، بیوتیت ۱۲۲ اکسیژن، کلدیریت ۱۸ و پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} بر اساس عنصرسنجی و با استفاده از برنامه AX تعیین شد. همچنین برای بررسی‌های ژئوشیمیایی به منظور ارتباط بین میگماتیت‌ها و گرانیت‌های لوکوکرات و سنگ‌های رسی دگرگون‌شده، چندین نمونه از سنگ‌های ذکر شده بالا انتخاب و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در دانشگاه پکن در کشور چین تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول‌های ۴، ۵ و ۶ ارائه شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه تويسرکان (Baharifar et al., 2004)

Fig. 2. The geological map with sampling points of Tuyserkān area (Baharifar et al., 2004)

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی

بررسی صحرایی رخنمون‌های سنگی نشان می‌دهد که چندین واحد سنگی مختلف در محدوده مورد بررسی وجود دارد. سنگ‌های آذرین و سنگ‌های رسی دگرگون‌شده، فراوان‌ترین سنگ‌ها در منطقه هستند. همچنین میان‌لایه‌هایی از متابازیت‌ها (مانند آمفیبولیت شیست و آمفیبولیت)، متاکربنات، کالک سیلیکات و کوارتزیت قابل مشاهده است. سنگ‌های رسی دگرگون‌شده شامل اسلیت، انواع شیست‌ها (گارنت شیست، استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت شیست) و در نزدیکی باتولیت الوند، هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها هستند (Baharifar et al., 2004). میگماتیت‌ها در حد فاصل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و گرانیتوئیدها گسترش دارند و در منطقه همدان بیشتر در جنوب باتولیت الوند قابل مشاهده هستند (شکل ۲). در این پژوهش رخنمون میگماتیت‌های واقع در جنوب شرقی باتولیت الوند، در نزدیکی شهر تويسرکان مورد

بررسی قرار گرفته است.

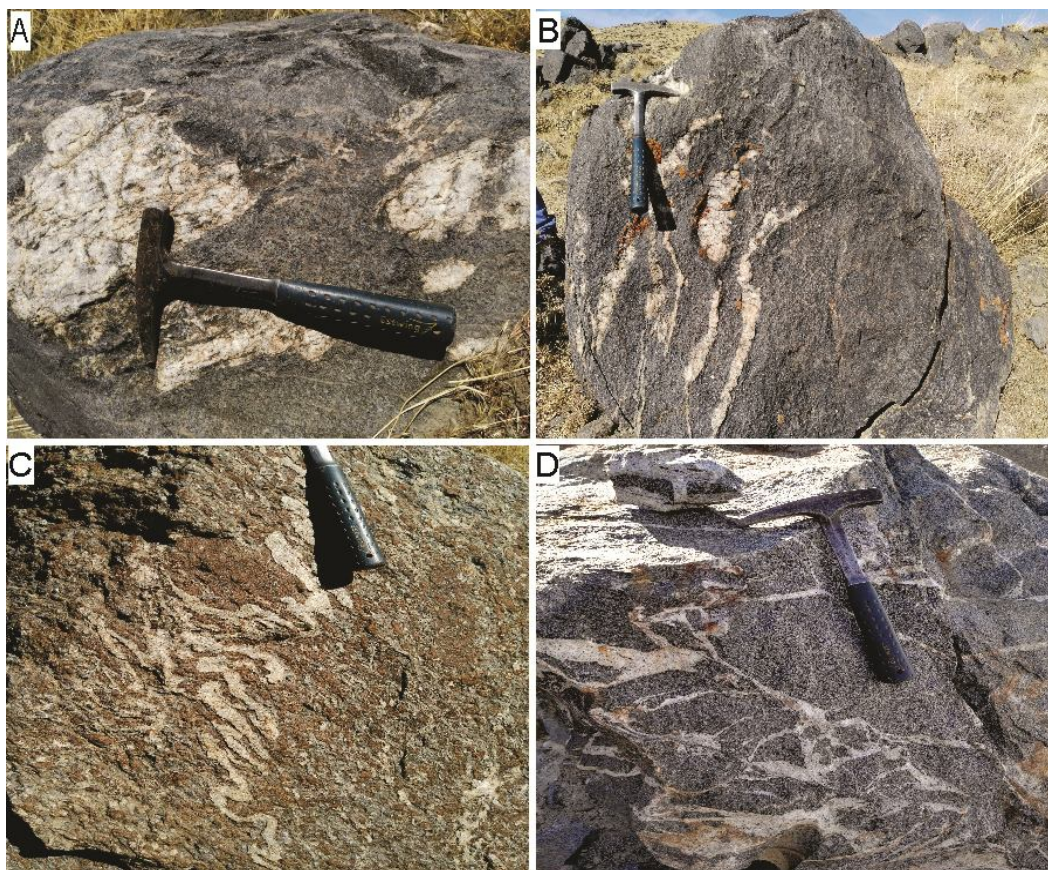
میگماتیت‌های منطقه مورد بررسی بر اساس تقسیم‌بندی ساویر (Sawyer, 2008) بیشتر از نوع متاتکسیت بوده و ساختارهای لکه‌ای (شکل ۳-A)، استروماتیک لایه‌ای (شکل ۳-B)، چین خورده (شکل ۳-C) و شبکه‌ای (شکل ۳-D) را نشان می‌دهند. در میگماتیت‌های متاتکسیت، لایه‌بندی میگماتیتهای حفظ شده است.

در این سنگ‌ها، بخش‌هایی روشن به صورت رگه‌ای یا عدسی‌شکل حضور دارند که لوکوسوم هستند و بیشتر مرز تدریجی و گاهی مشخص با بخش‌های تیره‌تر دارند. ترکیب کانی‌شناسی میگماتیت‌ها در بخش لوکوسوم شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم است. در لوکوسوم‌ها فلدسپارپتاسیم شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده که کوارتز به صورت بی‌شکل با بافت بین بلوری^۱ فضای بین فلدسپارها را پر کرده است. در بسیاری از قسمت‌ها، لوکوسوم توسط بخش‌های بسیار تیره

1. Interstitial texture

(شکل ۴-A و B). آندالوزیت گاهی از حاشیه به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۴-C و D). بلورهای گارنت به صورت ادخال درون کردیریت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-E). بخش‌هایی که بافت آذرین دارند (کوآرتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارتاسیم) به صورت لکه‌هایی در این بخش از میگماتیت‌ها دیده می‌شود که این ریز ساختارها اثبات‌کننده ذوب‌بخشی هستند (شکل ۴-F).

محاصره می‌شوند. این قسمت‌ها که اغلب از کانی‌های مافیک تشکیل شده‌اند، ملانوسوم نامیده می‌شوند. رنگ‌های متفاوت لوکوسم‌ها و ملانوسوم‌ها، به‌علت تفاوت در اندازه دانه‌ها و نسبت کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ است. اندازه دانه‌های لوکوسم نسبت به بخش‌های دربرگیرنده غیرلوکوسمی درشت‌تر است. کانی‌های تشکیل‌دهنده ملانوسوم‌ها عبارتند از بیوتیت، آندالوزیت، کردیریت، اسپینل و سیلیمانیت. در حاشیه آندالوزیت سیمپلکتیت اسپینل و کردیریت مشاهده می‌شود



شکل ۳. ساخت‌های مختلف موجود در میگماتیت‌های منطقه تویسرکان، A: لکه‌ای، B: لایه‌ای، C: چین‌خورده و D: شبکه‌ای

Fig. 3. The several existing fabrics in the migmatites of Tuyserkan area A: spotted, B: layered, C: folded, and D: Net structures

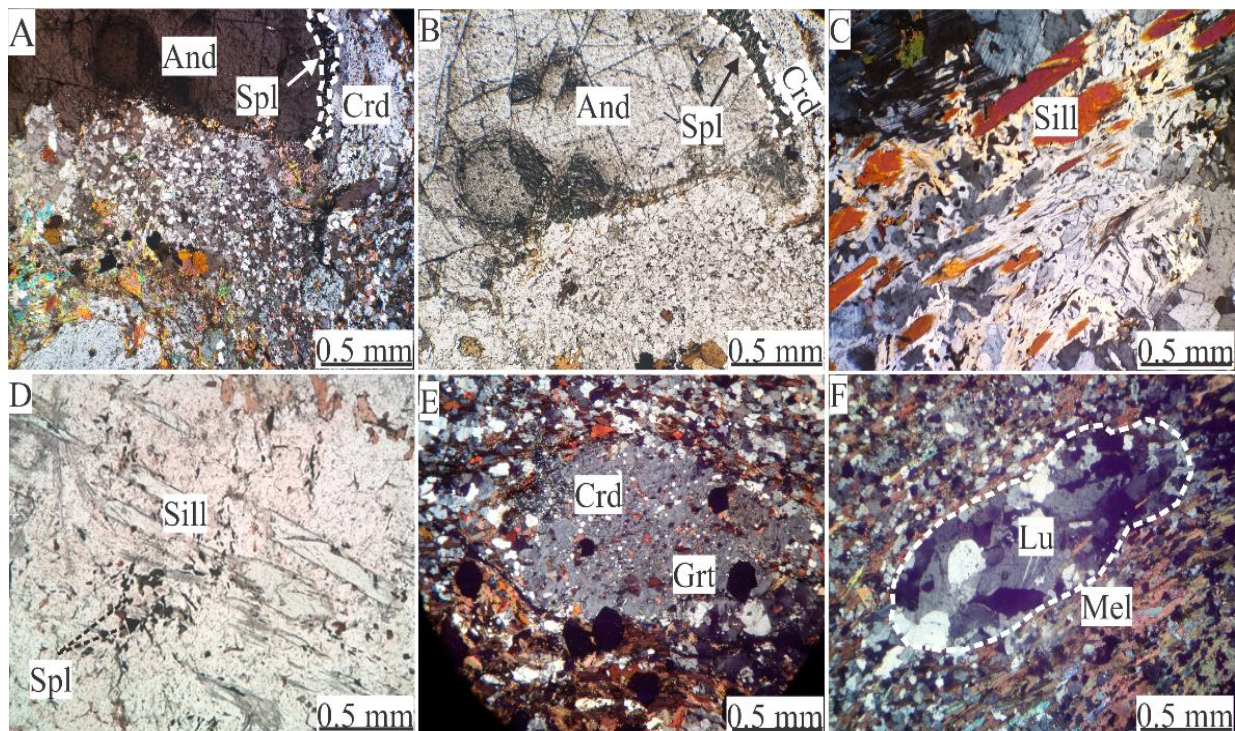
استفاده شده برای ترموبارومتري در این قسمت مورد بررسی قرار گرفته و سپس از این نتایج در ترموبارومتري میگماتیت‌ها استفاده شده است.

شیمی کانی‌ها

از آنجا که بررسی‌های ترموبارومتري بر پایه شیمی کانی‌های متعادل با یکدیگر استوار است، ابتدا شیمی بعضی از کانی‌های

محتوای Fe^{2+} بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. بر طبق نمودارهای سه‌تایی Fe و $Mg, Mn+Ca$ (Coleman et al., 1965)، ترکیب گارنت‌های موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها غنی از آلماندین است که به اختصار به صورت ($Alm_{78-8}, Sp_{88-9}, Py_{10-11}, Grs_3$) است (شکل ۵-B). مقدار گروسولار و اسپسارترین آن کم است. مقدار پیروپ در این کانی تغییرات گسترده‌ای ندارد و در حد ۱۱ درصد است. در ترکیب گارنت تیتان وجود ندارد و یا مقدار آن خیلی پایین است.

بیوتیت: نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. بیوتیت دارای مقادیر بالای TiO_2 است که مقدار آن بین ۱/۴۰ تا ۲/۹۱ درصد وزنی است. کسر مولی منیزیوم برای نمونه‌ها از ۰/۳۲ تا ۰/۳۵ متغیر است. با توجه به نمودار شکل ۵-A که بر اساس مقدار AIV در برابر $Mg/Fe+Mg$ است، ترکیب بیوتیت‌ها در محدوده بین آیت-فلوگویت قرار می‌گیرند. **گارنت:** برای بررسی ترکیب شیمیایی گارنت در سنگ‌های بررسی شده، تعداد ۸ نقطه تجزیه ریزکاو الکترونی شد.



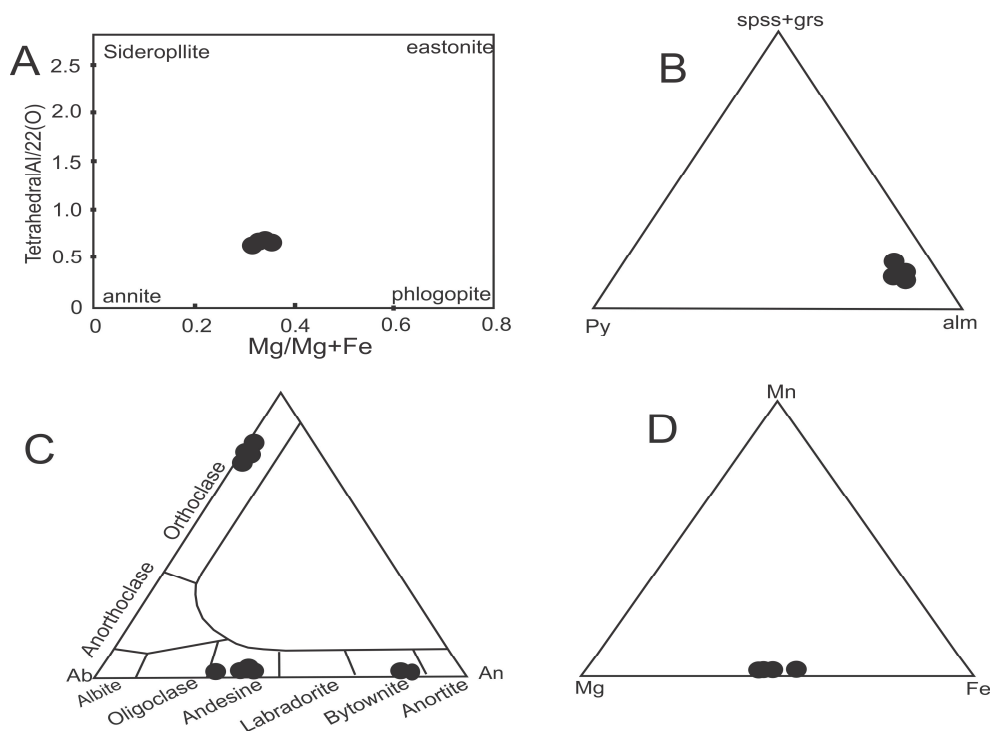
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی میگماتیت‌های منطقه تویسرکان، A: بافت کرونا ی اسپینل + کردیریت در اطراف آندالوزیت بخش ملانوسوم در نور XPL، B: بافت کرونا ی اسپینل + کردیریت در اطراف آندالوزیت در نور PPL، C: شکل‌گیری بلورهای سیلیمانیت در بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها در نور XPL، D: شکل‌گیری بلورهای سیلیمانیت در بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها در نور PPL، E: درشت‌بلورهای کردیریت و گارنت در بخش ملانوسوم در نور و XPL و F: تشکیل لکه‌های لوکوسوم (فلدسپارتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز) در زمینه ملانوسوم در نور XPL. علایم اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (And: آندالوزیت، Spl: اسپینل، Crd: کردیریت، Sill: سیلیمانیت، Grt: گارنت، Lu: لوکوسوم، Mel: ملانوسوم).

Fig. 4. Microscopic images of Tuyserkan migmatites: A: spinel+cordierite corona texture around andalusite in the melanosome portion in XPL, B: spinel+cordierite corona texture around andalusite in PPL, C: sillimanite mineral formation in the melanosome migmatites in XPL, D: sillimanite mineral formation in the melanosome migmatites in PPL, E: cordierite and garnet porphyroblasts in the melanosome portion in XPL, and F: leucosome spots (K-feldspar, plagioclase and quartz) in the melanosome matrix in XPL. Abbreviations after Kretz (1983) (And: Andalusite, Spl: Spinel, Crd: Cordierite, Sill: Sillimanite, Grt: Garnet, Lu: Leucosome, Mel: Melanosome).

کوردیریت: تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کوردیریت در جدول ۳ آمده است. تعداد کاتیون‌های کوردیریت بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. مقدار X_{Fe} کوردیریت‌ها بین ۰/۴۸ تا ۰/۵۱ و مقدار X_{Mg} در کوردیریت‌ها بین ۰/۴۷ تا ۰/۵۰ متغیر است. با توجه به نمودار شکل ۵-D، ترکیب کوردیریت‌ها در محدوده بین کوردیریت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار قرار می‌گیرند.

اسپینل: تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های اسپینل در جدول ۳ آمده است. تعداد کاتیون‌های اسپینل بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است. به‌طور معمول اسپینل‌های میگماتیت‌های منطقه غنی از Mg یا از نوع hercynite هستند. مقدار X_{Her} اسپینل ۰/۹۲ برآورد شده است.

فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلازها: در میگماتیت‌ها ۷ نمونه پلاژیوکلاز و ۷ نمونه فلدسپار پتاسیم مورد آنالیز الکترون ماکروپروب قرار گرفتند. تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپار پتاسیم در جدول ۲ آمده است. ترکیب شیمیایی فلدسپارها و پلاژیوکلازها در نمودارهای سه‌تایی Or، Ab و An نشان داده شده است (شکل ۵-C). بر طبق این نمودار ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلازها از $An=30$ تا $An=88$ تغییر می‌کند که در رده آندزین و بیتونیت قرار می‌گیرند. بر طبق نمودار شکل ۵-C، ترکیب شیمیایی فلدسپارهای پتاسیم دارای ترکیبی با تغییر خیلی کم از $Or=78$ ، $Ab=21$ تا $Or=89$ ، $Ab=11$ هستند و در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. مقادیر X_K فلدسپارها بین ۰/۷۸-۰/۸۹ متغیر است.



شکل ۵. ترکیب شیمیایی کانی‌ها در میگماتیت‌های تویسرکان. A: ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های منطقه تویسرکان در نمودار $Mg/Mg+Fe$ vs. Al -tetrahedral/22(O) مقابل Al Tetrahedral/22(O) که بین قطب فلوگوپیت و آنیت قرار گرفته‌اند، B: ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه تویسرکان روی نمودار سه‌تایی $Mn+Ca$ ، Mg و Fe (Coleman et al., 1965)، C: ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکال منطقه تویسرکان در نمودارهای سه‌تایی Ab ، Or و An (Deer et al., 1962) و D: ترکیب شیمیایی کوردیریت‌های منطقه تویسرکان بر روی نمودارهای سه‌تایی Mn ، Mg و Fe

Fig. 5. The chemical composition of the minerals in Tuyserkhan migmatites. A: The composition of the biotites of Tuyserkhan area in $Mg/Mg+Fe$ vs. Al -tetrahedral/22(O) diagram lie between phlogopite and annite, B: The chemical composition of the garnets of Tuyserkhan area in the $Mn+Ca$, Mg and Fe ternary diagram (Coleman et al., 1965), C: The chemical composition the plagioclases and alkali-feldspars of Tuyserkhan area in the Ab - Or - An ternary diagrams (Deer et al., 1962), and D: The chemical composition of Tuyserkhan cordierites on the Fe - Mg - Mn ternary diagrams

جدول ۱. آنالیزهای میکروپروب کانی‌های بیوتیت و گارنت در منطقه تویسرکان

Table 1. The microprobe analyses of the biotite and garnet minerals in Tuyserkan area

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
SiO₂	35.99	35.78	36.02	36.15	36.14	36.32	35.81	33.54	33.31	32.93	34.77	34.76
TiO₂	0.08	0.05	0.12	0.03	0.10	0.00	0.02	1.40	1.55	1.75	2.91	2.84
Al₂O₃	20.69	20.53	20.29	20.79	20.73	20.64	20.53	18.93	19.30	18.62	17.92	17.99
FeO	36.36	36.85	36.21	36.74	36.72	37.00	37.09	22.26	22.93	22.95	22.71	22.46
MnO	3.62	3.41	3.61	3.80	3.57	3.28	3.31	0.07	0.13	0.06	0.04	0.10
MgO	2.42	2.43	2.38	2.39	2.46	2.47	2.55	6.76	6.49	6.68	5.89	5.97
CaO	0.89	0.89	0.88	0.89	0.86	0.91	0.86	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03
Na₂O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.07	0.10	0.04	0.11	0.07
K₂O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.94	9.19	9.35	9.45	9.38
Total	100.12	99.94	99.51	100.80	100.59	100.64	100.18	91.98	92.99	92.37	93.85	93.61
Si	2.92	2.91	2.94	2.92	2.92	2.93	2.91	2.69	2.66	2.65	2.74	2.74
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.09	0.11	0.17	0.17
Al	1.98	1.97	1.96	1.98	1.98	1.97	1.96	1.79	1.81	1.77	1.67	1.67
Fe³⁺	0.18	0.20	0.14	0.19	0.18	0.17	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	2.29	2.31	2.33	2.30	2.31	2.33	2.29	1.49	1.53	1.55	1.50	1.49
Mn	0.25	0.24	0.25	0.26	0.24	0.22	0.23	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31	0.81	0.77	0.80	0.69	0.70
Ca	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.94	0.96	0.95	0.94
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.80	7.82	7.84	7.74	7.74
X_{alm}	0.79	0.79	0.80	0.79	0.79	0.79	0.79	-	-	-	-	-
X_{spss}	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	-	-	-	-	-
X_{py}	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	-	-	-	-	-
X_{Grs}	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-	-

جدول ۳. آنالیزهای مایکروپروب کانی‌های کردیریت و اسپینل در میگماتیت‌های تویسرکان

Table 3. The microprobe analyses of the cordierite and spinel minerals in Tuyserkhan migmatites

Mineral	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Spl	Spl	Spl	Spl
SiO₂	46.52	46.74	46.57	46.59	46.95	46.76	0.04	0.03	0.12	0.09
TiO₂	0.03	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.04	0.01	0.05
Al₂O₃	31.89	31.67	31.90	31.94	32.02	31.74	56.34	57.58	56.79	57.30
FeO	12.42	12.42	12.46	12.51	12.34	12.20	39.00	39.09	39.43	38.90
MnO	0.46	0.47	0.49	0.48	0.44	0.38	0.36	0.38	0.34	0.48
MgO	5.63	5.68	5.50	5.80	5.81	5.95	1.53	1.65	1.50	1.54
CaO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.14	0.15	0.17	0.21	0.17	0.19	0.03	0.08	0.03	0.04
K₂O	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01
Total	97.10	97.21	97.10	97.56	97.77	97.23	97.38	98.87	98.23	98.41
Si	4.94	4.96	4.95	4.92	4.95	4.49	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.99	3.96	4.00	3.98	3.98	3.96	1.96	1.97	1.96	1.97
Fe³⁺	0.16	0.14	0.15	0.22	0.17	0.18	0.04	0.04	0.04	0.03
Fe²⁺	0.95	0.96	0.96	0.88	0.92	0.90	0.92	0.91	0.93	0.92
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.89	0.90	0.87	0.91	0.91	0.94	0.07	0.07	0.07	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	11.00	11.00	11.00	11.01	11.00	10.54	3.00	3.00	3.00	3.00
X_{Mg}	0.47	0.47	0.47	0.50	0.49	0.50				
X_{Fe}	0.51	0.51	0.51	0.48	0.49	0.48				
X_{Mn}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02				

دما و فشارسنجی

به کارگیری روش‌های ترمودینامیکی برای همیافت‌های تعیین شده به صورت بافتی، مبنای دما-فشارسنجی در این پژوهش بوده است. در انتخاب کانی‌ها به عنوان همیافت باید شرایط متعادل وجود داشته باشد (Dale and Holland, 2003). بدین منظور، از ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل استفاده شد. همچنین، سعی شد از ترکیب شیمیایی حاشیه بیوتیت‌های موجود در زمینه که در مجاورت گارنت قرار دارند، استفاده شود. دما و فشارسنجی با استفاده از واکنش‌های تعادلی چندگانه و داده‌های ترمودینامیکی در برنامه ترموکالکک نسخه ۳/۲ (Holland and Powell, 1998) انجام شد. ترکیب فعالیت اعضای نهایی کانی‌ها با برنامه Ax محاسبه شد. در این برنامه فعالیت بیوتیت از مدل اختلاط ایده آل سایت Al-M1 محاسبه شده است. این برنامه برای به دست آوردن فعالیت اعضای نهایی کردیریت، بدون در نظر گرفتن آب و نسبت Max Ratio برابر ۰/۲ عمل می‌کند. سیالات درگیر در سنگ‌های میگماتیتهای شامل H₂O، N₂، CH₄ و CO₂ هستند که در این محاسبات فقط سیال با ترکیب H₂O در نظر گرفته شده است. در این محاسبه واکنش‌ها دارای انحراف معیار مناسب برای دما و فشار در نظر گرفته شده‌اند. در این روش، ابتدا واکنش‌های دگرگونی در سنگی انتخاب می‌شود که بالاترین تعداد کانی‌های دگرگونی را در حالت تعادل کانیایی دارد. سپس با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها، منحنی نشان‌دهنده واکنش را در نمودار P-T رسم کرده و با استفاده از پیوند گاه‌ها، دما و فشار به دست می‌آید. با استفاده از ترموکالکک و فعالیت اعضای نهایی، واکنش‌ها و دما و فشار هر کدام از این واکنش‌ها تعریف می‌شود. دما و فشار محاسبه شده برای اوج دگرگونی به ترتیب تقریباً ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۴ کیلو بار بوده است (شکل ۶-۱). بر اساس این داده‌ها عمق شکل‌گیری این سنگ‌ها حدود ۱۱ کیلومتر است؛ بنابراین، گرا دیان زمین گرمایی در این سنگ‌ها ۵۴ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است که در محدوده دگرگونی مجاورتی و گروه دگرگونی نوع باکان قرار می‌گیرد

و منطبق بر دگرگونی‌های دمای بالا- فشار پایین است (شکل ۶-۲). شکل ۶، نتیجه دما و فشارسنجی بر اساس منحنی‌های تعادلی چندگانه و گرا دیان زمین گرمایی میگماتیت‌های تویسرکان را نشان می‌دهد.

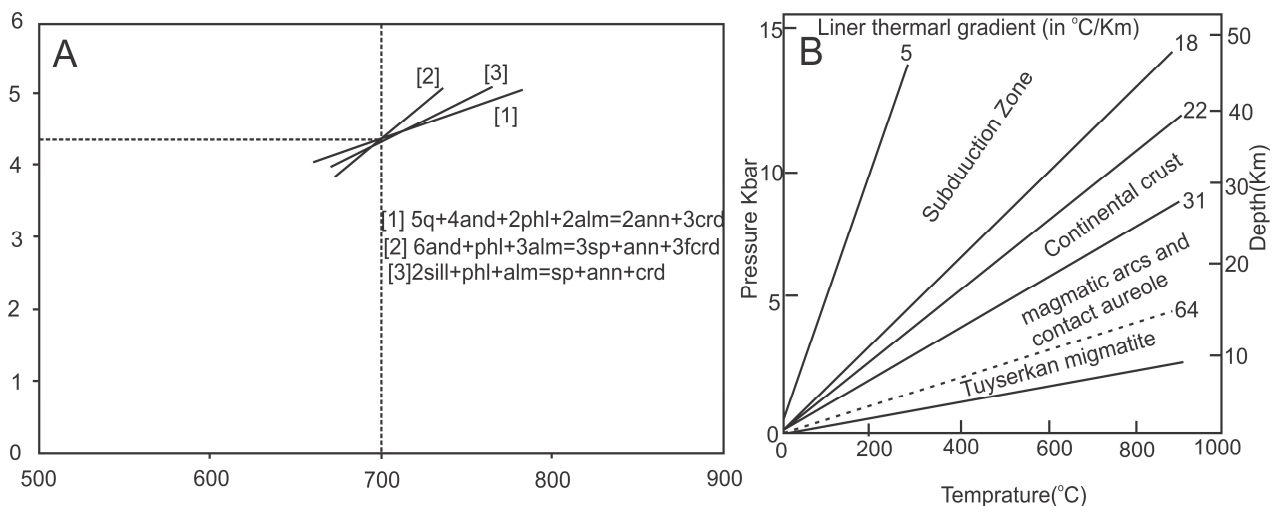
ژئوشیمی

(۱) مقایسه ژئوشیمی سنگ‌های رسی دگرگون شده (کردیریت هورنفلس‌ها) و میگماتیت‌ها

در این مقایسه سنگ‌های رسی دگرگون شده (کردیریت هورنفلس‌ها) که در مجاورت بدون فاصله با میگماتیت‌ها قرار دارند، در نظر گرفته شده‌اند. طبق جدول ۴، محتوای SiO₂ سنگ‌های رسی دگرگون شده (هورنفلس‌ها) از ۵۹/۳۱ تا ۶۵/۲۶ درصد وزنی متغیر بوده و میانگین آن ۶۲/۴۳ درصد وزنی است. بیشتر نمونه‌ها غنی از آلومینیم هستند و میانگین آن ۱۸/۹۲ درصد وزنی است. این سنگ‌ها از اکسیدهای TiO₂ و MnO فقیر هستند و در مقابل در اکسیدهای K₂O و FeO غنی‌تر هستند. مقادیر میانگین اکسیدهای Na₂O و MgO به ترتیب ۱/۶۶ و ۲/۱۴ درصد وزنی است. این مقادیر با بررسی‌های پتروگرافی تطابق دارد. فراوانی اکسیدهای سدیم و پتاسیم با فراوانی مودال بیوتیت، مسکویت و فلدسپارپتاسیم ارتباط دارد. فراوانی نسبی کردیریت و بیوتیت باعث افزایش درصد وزنی اکسیدهای آهن و منیزیم شده است. برای پی‌بردن به سنگ مادر (پروتولیت) میگماتیت‌ها در منطقه همدان از الگوی عناصر نادر خاکی استفاده شده است. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت سنگ‌های رسی دگرگون شده و میگماتیت‌ها در شکل ۷-۱ و نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده به گوشته اولیه برای سنگ‌های رسی دگرگون شده و میگماتیت‌ها در شکل ۷-۲ نشان داده شده است. مقایسه الگوی REE متاپلیت‌های منطقه مورد بررسی با مزوسوم‌ها نشان می‌دهد که الگوی REE متاپلیت‌ها و مزوسوم‌ها مشابه بوده است و تغییرات ترکیبی قابل توجهی در طی دگرگونی و بعد از آن را نشان نمی‌دهند. این لیتولوژی‌ها در ادامه به عنوان پروتولیت احتمالی

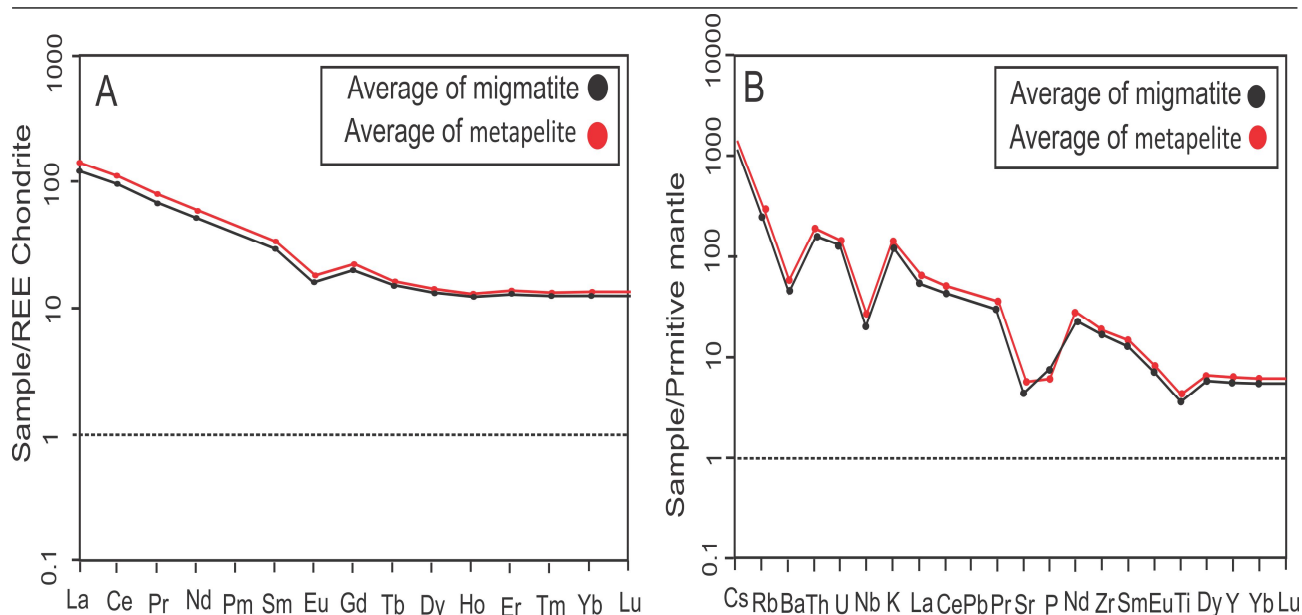
تهی شدگی نسبی Th, La, Ce, U و Zr ممکن است تجزیه یا متلاشی شدن زیرکن و موناژیت در مذاب را نشان دهد. الگوی این عناصر در لوکوسوم‌های بهنجار شده به میانگین سنگ‌های رسی دگرگون شده (شکل ۸-B) تهی شدگی نشان نمی‌دهند که این الگو با تعادل رسیدن لوکوسوم‌ها با فازهای فرعی در رستیت‌ها سازگار است. میگماتیت‌ها در مقایسه با سنگ‌های رسی دگرگون شده در اکسیدهای SiO_2, Na_2O و تا حدودی P_2O_5 کاهش و در اکسیدهای FeO, Al_2O_3, TiO_2, MgO ، K_2O, CaO, MnO افزایش نشان می‌دهند (جدول ۵). این مشخصات به همراه بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که دلیل چنین تغییراتی، خروج مذاب‌های فلسیک در این سنگ‌هاست. دلیل افزایش برخی اکسیدها (مانند $FeO, Al_2O_3, TiO_2, MgO, K_2O, CaO, MnO$ ، میگماتیت‌ها می‌تواند باقی ماندن کربنیت، گارنت، بیوتیت و پلاژیو کلازها در بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها باشد.

استفاده شده است. برای شناسایی عناصر توزیع شده در داخل مذاب یا در باقی مانده (رستیت)، میانگین ترکیب شیمیایی سنگ‌ها از پروتولیت احتمالی به عنوان استانداردهای بهنجارسازی برای ژئوشیمی رستیت و مذاب (لوکوسوم) در نمودارهای عناصر چندگانه استفاده شده است (شکل ۸). بیشتر عنصر Sr نسبتاً عناصر سازگار Y و Yb در لیتولوژی‌های رستیت باقی مانده‌اند (این عناصر غنی شدگی را نشان می‌دهند). تمام لیتولوژی‌ها (رستیت‌ها) تهی شدگی قابل توجهی از La, Th, Ba و Ce را نشان می‌دهند و همچنین برخی از سنگ‌ها تهی شدگی Zr را نشان می‌دهند (شکل ۸-A). تهی شدگی Ba درگیری فلدسپارها در ذوب بخشی را نشان می‌دهد. با توجه به این که Zr و Hf در کانی زیرکن و عناصر $U, Th, LREE$ در داخل موناژیت و زیرکن قرار می‌گیرند و همچنین اینکه این فازهای فرعی سهم بزرگی از Ce و La در سنگ را شامل می‌شوند می‌توان گفت (Bea et al., 1994; Nehring et al., 2010)



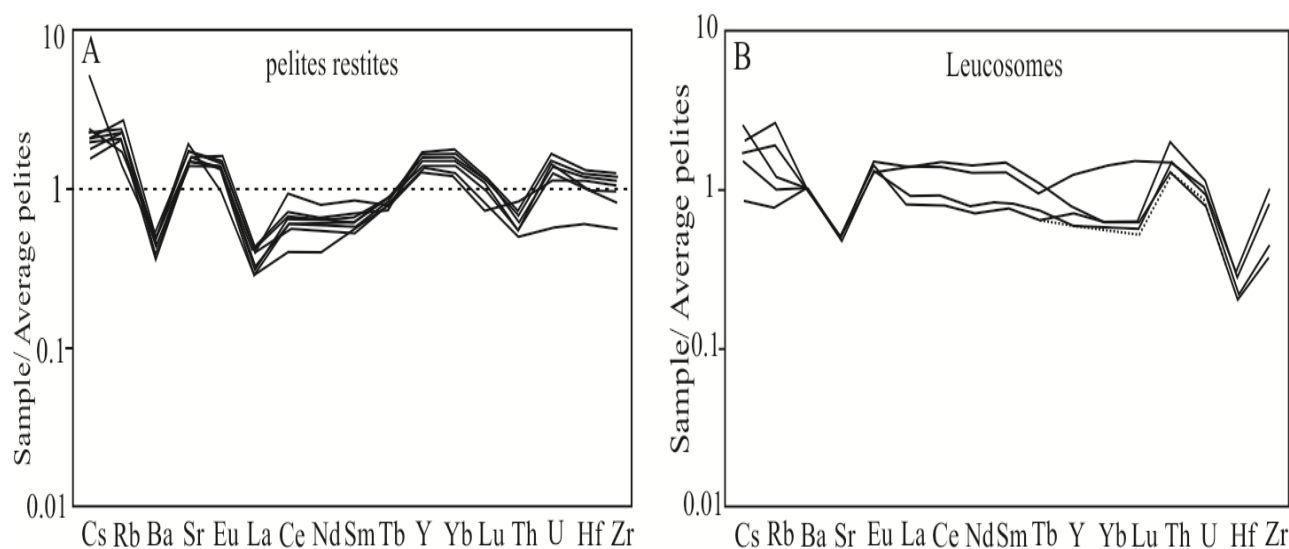
شکل ۶. A: تخمین دما و فشار میگماتیت‌های تویسرکان با استفاده از برنامه ترموکالک، با استفاده از واکنش‌های ۱-۳ ارائه شده فشار ۴ کیلوبار و دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد برای اوج دگرگونی استنباط شده است و B: رابطه خطی دما-عمق بیانگر گرادبان زمین‌گرمایی است (Holdaway and Mukghopdhyay, 1993). گرادبان زمین‌گرمایی میگماتیت‌های تویسرکان با خط نقطه‌چین نشان داده شده است که در منطقه دگرگونی مجاورتی قرار گرفته است.

Fig. 6. A: The pressure and temperature estimation of Tuyserkan migmatites using thermocalc software, based the reactions 1-3, the pressure and temperature of the peak metamorphism has been estimates as 4 kbar and 700 °C, respectively, and B: The linear relationship between temperature and depth is indicative of geothermal gradient (Holdaway and Mukghopdhyay, 1993). The geothermal gradient of the Tuyserkan migmatites is depicted by a dotted line that lies in the contact metamorphic field.



شکل ۷. A: نمودار عناصر خاکی نادر میانگین سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و میگماتیت‌ها بهنجارشده به کندریت در منطقه تويسرکان (Boynton, 1984) و B: نمودار عنكبوتی فراوانی عناصر ناسازگار میانگین سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و میگماتیت‌ها بهنجارشده به گوشته اولیه در منطقه تويسرکان (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7. A: The rare earth element diagram of the average metamorphosed pelitic rocks and migmatites chondrite-normalized in Tuyserkhan area (Boynton, 1984), and B: The spider diagram of the incompatible elements of the metamorphosed pelitic rocks and primary mantle-normalized migmatites of Tuyserkhan area (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۸. A: نمودارهای عنكبوتی مزوسوم (رستیت) میگماتیت‌های بهنجارشده به متوسط سنگ‌های رسی دگرگون‌شده منطقه تويسرکان و B: نمودارهای عنكبوتی لوکوسوم میگماتیت‌ها بهنجارشده به متوسط سنگ‌های رسی دگرگون‌شده منطقه تويسرکان

Fig. 8. A: The spider diagram of mesosome (restite) normalized to average metapelitic rocks of Tuyserkhan area, and B: The spider diagram of leucosome migmatites -normalized to average metapelitic rocks of Tuyserkhan area

جدول ۴. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt.%) و کمیاب (ppm) در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (کردیریت هورنفلس‌ها) منطقه توپسرکان

Table 4. The chemical composition of the major and rare elements in metamorphosed pelitic rocks of Tuyserkhan area

Sample	TU-1	TU-2	TU-3	TU-5	TU-7	TU-8	TU-9	average
	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Metapelite
SiO₂(wt.%)	63.06	61.75	64.84	62.66	59.31	60.14	65.26	62.43
TiO₂	0.79	0.84	0.65	0.83	0.98	m	0.78	0.81
Al₂O₃	18.27	19.26	17.98	19.02	20.24	20.12	17.54	18.92
Cr₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03
Fe₂O₃	6.44	7.94	7.33	7.13	8.44	7.34	7.02	7.38
MnO	0.13	0.14	0.19	0.13	0.16	0.13	0.13	0.14
MgO	1.82	2.31	2.10	1.99	2.55	2.21	1.99	2.14
CaO	0.42	0.37	0.51	0.52	0.71	0.63	0.58	0.53
Na₂O	2.04	1.18	1.60	1.62	1.52	1.94	1.74	1.66
K₂O	4.30	4.26	3.31	3.90	4.33	3.93	3.22	3.89
P₂O₅	0.18	0.15	0.16	0.17	0.14	0.16	0.17	0.16
Total	97.54	98.29	98.76	98.07	98.50	97.50	98.52	98.17
Cr (ppm)	220	200	210	260	350	270	260	252.86
V	160	177	144	175	207	193	148	172.00
Cs	14.65	10.40	15.70	9.48	7.27	10.50	9.70	11.10
Rb	188.5	177.0	158.5	154.5	176.0	162.5	133.0	164.3
Sr	104.0	65.7	76.1	92.8	115.0	117.5	104.5	96.5
Ba	309	309	245	359	337	354	282	314
Th	13.45	14.20	12.45	14.45	15.65	14.05	12.80	13.86
U	2.84	3.00	2.79	3.01	2.72	2.89	2.79	2.86
Ta	1.0	1.0	0.9	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0
Nb	14.1	14.2	12.5	15.3	17.6	15.9	14.7	14.9
La	36.3	39.9	33.6	39.1	43.5	40.0	35.2	38.2
Ce	73.9	82.8	68.2	81.5	88.9	82.3	73.4	78.7
Pr	8.10	8.90	7.48	8.81	9.56	8.93	7.77	8.51
Nd	30.1	33.2	27.9	33.0	35.9	33.6	29.8	31.9
Sm	5.54	5.72	5.05	6.23	6.68	6.12	5.67	5.86
Eu	1.24	1.23	1.02	1.20	1.47	1.37	1.14	1.24

ادامه جدول ۴. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt.%) و کمیاب (ppm) در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (کردیریت هورنفلس‌ها) منطقه تویسرکان

Table 4 (Continued). The chemical composition of the major and rare elements in metamorphosed pelitic rocks of Tuyserkan area

Sample	TU-1 Metapelite	TU-2 Metapelite	TU-3 Metapelite	TU-5 Metapelite	TU-7 Metapelite	TU-8 Metapelite	TU-9 Metapelite	average Metapelite
Gd	4.92	5.09	4.75	5.78	5.95	5.51	5.38	5.34
Tb	0.72	0.73	0.66	0.82	0.79	0.81	0.76	0.76
Dy	4.45	4.50	3.93	4.97	4.38	4.61	4.49	4.48
Ho	0.91	0.95	0.80	0.99	0.89	0.93	0.96	0.92
Er	2.85	2.96	2.59	3.04	2.73	3.08	2.98	2.89
Tm	0.43	0.44	0.38	0.46	0.39	0.44	0.44	0.43
Yb	2.81	2.91	2.43	2.94	2.49	2.87	2.73	2.74
Lu	0.43	0.44	0.38	0.48	0.40	0.44	0.42	0.43
Y	25.9	26.8	23.0	28.8	26.3	27.5	27.2	26.5
Hf	5.0	4.8	4.5	5.6	5.5	4.9	5.4	5.1
Zr	187	175	170	210	207	186	203	191.14
Ga	20.9	23.3	20.6	22.4	25.0	24.4	19.8	22.3
Sn	4	4	3	4	2	4	8	4.1
W	13	9	9	13	14	14	12	12

جدول ۵. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt.%) و کمیاب (ppm) در میگماتیت‌های منطقه تویسرکان

Table 5. The chemical composition of the major and rare elements in Tuyserkan migmatites

Sample	Tu 10	Tu 12-2	Tu 12-3	Tu 13-2	Tu 13-3	Tu 14-A	Tu 14-B	Tu 15-B	Tu 16-1	Tus Mig	Average migmatite
SiO ₂ (wt.%)	59.43	56.10	63.57	58.27	56.79	56.82	59.03	56.16	60.45	62.06	58.87
TiO ₂	1.01	1.12	0.77	1.01	1.02	0.75	0.89	0.94	0.93	0.72	0.92
Al ₂ O ₃	20.32	21.44	18.64	20.46	21.49	21.47	20.01	21.55	20.14	18.15	20.37
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05
Fe ₂ O ₃	8.58	9.11	7.26	8.62	9.28	8.95	7.95	8.43	7.69	8.74	8.46
MnO	0.17	0.20	0.13	0.20	0.24	0.22	0.18	0.18	0.16	0.16	0.18
MgO	2.48	2.92	2.11	2.76	2.76	2.98	2.45	2.64	2.48	2.43	2.60
CaO	0.76	0.98	0.58	0.85	0.77	0.62	0.89	0.68	0.77	0.49	0.74
Na ₂ O	1.52	1.70	1.74	1.57	1.58	1.52	1.96	1.66	1.70	1.34	1.63
K ₂ O	4.37	4.19	3.34	4.19	4.31	4.58	5.02	4.86	4.37	3.25	4.25
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.15	0.13	0.11	0.13	0.11	0.14	0.12	0.17	0.13
Total	98.82	97.95	98.33	98.10	98.41	98.10	98.53	97.29	98.84	97.56	97.56

ادامه جدول ۵. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt.%) و کمیاب (ppm) در میگماتیت‌های منطقه توپسرکان

Table 5 (Continued). The chemical composition of the major and rare elements in Tuyserkkan migmatites

Sample	Tu 10	Tu 12-2	Tu 12-3	Tu 13-2	Tu 13-3	Tu 14-A	Tu 14-B	Tu 15-B	Tu 16-1	Tu Mig	Average migmatite
Cr (ppm)	390	300	260	250	380	310	290	360	230	360	313
V	208	244	159	218	232	164	186	208	199	168	198.60
Cs	7.47	9.52	9.34	10.10	8.64	10.90	9.94	8.90	8.45	27.7	11.10
Rb	171.0	178.5	138.5	193.0	191.0	198.5	217	192	170.5	163.0	181.3
Sr	118.5	123.0	105.0	121.5	121.5	131.0	155.5	130.5	137.0	85.0	122.9
Ba	367	380	301	415	423	417	459	424	417	254	386
Th	16.10	19.00	13.25	17.25	17.75	16.55	15.25	16.40	15.45	13.30	16.03
U	2.87	3.51	2.85	3.19	2.87	3.08	2.82	2.98	2.89	2.75	2.98
Ta	1.2	1.6	1.0	1.4	1.1	1.0	1.1	1.1	1.2	0.9	1.2
Nb	18.2	21.3	14.3	19.3	18.1	15.0	16.8	17.2	16.8	13.7	17.1
La	43.6	51.4	36.2	46.9	49.2	45.3	42.0	45.1	42.5	37.4	44.0
Ce	90.2	105.5	75.1	96.1	101.0	93.6	86.8	92.7	88.9	77.0	90.7
Pr	9.86	11.30	8.08	10.20	10.80	10.00	9.34	10.10	9.33	8.50	9.75
Nd	36.6	42.1	30.2	37.8	40.5	36.8	34.4	37.8	34.7	31.7	36.3
Sm	6.70	7.73	5.70	7.28	7.11	6.89	6.08	7.19	6.17	6.03	6.69
Eu	1.47	1.36	1.13	1.42	1.57	1.31	1.50	1.39	1.44	1.19	1.38
Gd	6.07	7.10	5.03	6.67	5.97	5.55	5.11	6.39	5.52	5.53	5.89
Tb	0.82	0.93	0.72	0.89	0.78	0.75	0.68	0.86	0.76	0.75	0.79
Dy	4.90	5.32	4.22	5.11	4.47	4.32	4.12	5.24	4.69	4.43	4.68
Ho	0.99	1.09	0.89	1.02	0.89	0.85	0.87	1.06	0.95	0.92	0.95
Er	3.20	3.34	2.82	3.11	2.86	2.68	2.79	3.39	2.96	2.78	2.99
Tm	0.43	0.48	0.40	0.46	0.42	0.39	0.41	0.50	0.43	0.41	0.43
Yb	2.94	3.19	2.77	3.05	2.78	2.60	2.79	3.22	2.70	2.72	2.88
Lu	0.47	0.49	0.42	0.49	0.43	0.42	0.46	0.51	0.43	0.40	0.45
Y	28.7	31.3	26.6	30.1	26.1	24.7	25.2	31.6	28.0	26.5	27.9
Hf	5.8	6.3	5.2	6.1	6.0	4.9	5.1	5.9	5.1	4.5	5.5
Zr	217	233	197	222	225	182	192	221	185	166	204
Ga	24.9	26.6	21.5	25.3	26.5	25.1	23.7	27.3	23.8	22.8	24.8
Sn	2	3	3	3	2	3	3	3	2	5	2.9
W	18	11	12	9	16	13	11	16	8	19	13.30

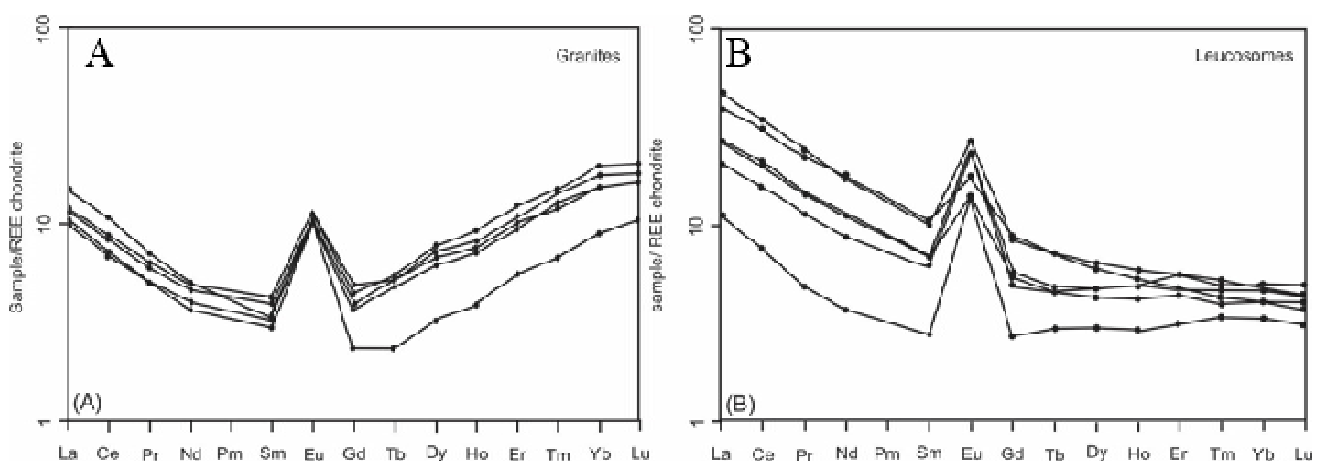
لوکوسوم‌هاست. مقدار SiO_2 و اجزای تشکیل‌دهنده کانی‌های مافیسیک (FeO و MgO ، TiO_2) در لوکوسوم‌ها بیشتر از گرانیت‌های لوکوکرات است و همچنین مقادیر بالای نسبت $(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe})$ را نشان می‌دهند (جدول ۶). این مقادیر نشان می‌دهد که گرانیت‌های مجاور میگماتیت‌ها و لوکوسوم‌ها هم منشأ نیستند؛ به عبارت دیگر، گرانیت‌های مجاور با میگماتیت ارتباط ژنتیکی ندارند.

عناصر کمیاب و نادر خاکی: مقادیر عناصر کمیاب در لوکوسوم‌ها و گرانیت‌های لوکوکرات بسیار متغیر است (جدول ۶). الگوی REE بهنجار شده به کندریت برای گرانیت‌های لوکوکرات در شکل ۹-A نشان داده شده است. این الگوها در مقادیر HREE و LREE غنی‌شدگی را نشان می‌دهند و با آنومالی مثبت Eu مشخص می‌شوند. حضور گارنت در گرانیت‌ها سبب غنی‌شدگی در عناصر HREE شده است. الگوی REE لوکوسوم‌ها (شکل ۹-B) با الگوی REE گرانیت‌های لوکوکرات متفاوت است؛ به طوری که مقادیر بالای LREE، مقادیر پایین HREE و آنومالی مثبت Eu را نشان می‌دهند.

۲) ژئوشیمی لوکوسوم‌ها و گرانیت‌های هم‌جوار

برای بررسی منشأ و روابط احتمالی بین لوکوسوم و گرانیت‌های هم‌جوار (گرانیت‌های لوکوکرات)، مقایسه ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفت. ترکیب شیمیایی گرانیت‌های لوکوکرات و لوکوسوم‌ها در جدول ۶ آمده است. گرانیت‌های لوکوکرات به صورت رگه‌هایی با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و نیز به صورت توده‌های کشیده در درون گرانیتوئیدهای اصلی الوند و سنگ‌های دگرگون‌شده، پراکنده هستند (Aliani et al., 2011). در این مقایسه گرانیت‌های لوکوکراتی که در مجاورت بدون فاصله با میگماتیت‌ها قرار دارند و لوکوسوم‌هایی که چند سانتی‌متر ضخامت دارند، در نظر گرفته شده‌اند. ضخامت گرانیت‌های لوکوکرات که در مجاورت میگماتیت‌ها قرار دارند، به چند سانتی‌متر تا چندین متر می‌رسد. این گرانیت‌ها رنگی روشن دارند و اغلب از کانی‌های کواتز، فلدسپار پتاسیم، مسکویت، بیوتیت و گارنت تشکیل شده‌اند.

عناصر اصلی: سازنده‌های تشکیل‌دهنده فلدسپارها (K_2O و Al_2O_3) در گرانیت‌های لوکوکرات مقادیر بالاتری دارند. نسبت $(\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca})$ در گرانیت‌های لوکوکرات بیشتر از



شکل ۹. A: الگوی REE گرانیت‌های مجاور میگماتیت‌ها، بهنجار شده به کندریت، منطقه تويسرکان (Boynton, 1984) و B: الگوی REE لوکوسوم میگماتیت‌ها، بهنجار شده به کندریت، منطقه تويسرکان (Boynton, 1984)

Fig. 9. A: The REE pattern of the chondrite-normalized adjacent migmatites, Tuyserkhan area (Boynton, 1984), and B: The REE pattern of the chondrite-normalized leucosome of migmatites, Tuyserkhan area (Boynton, 1984)

مقادیر پایین‌تر عناصر HREE در لوکوسوم‌ها در مقایسه با گرانیت‌های لوکوکرات به دلیل نبود گارنت در بخش لوکوسوم میگماتیت‌هاست. اختلاف در مقادیر عناصر نادر خاکی سنگین^۱ و متفاوت بودن الگوی REE گرانیت‌های لوکوکرات و بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها نشان می‌دهد که هیچ‌گونه ارتباط ژنتیکی بین میگماتیت‌ها و گرانیت‌های لوکوکرات هم‌جوار وجود ندارد که جوان‌تر بودن گرانیت‌های لوکوکرات و تزریق بعد از میگماتیت‌زایی آنها را تأیید می‌کند.

جدول ۶. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در گرانیت‌ها و لوکوسوم میگماتیت‌های منطقه تویسرکان

Table 6. The chemical composition of the major and rare elements in Tuyserkkan granites and leucosome of migmatites

Sample	TU 21	TU 17	TU 18	TU 19	TU 20	Ave	Tu 11	Tu 12-1	Tu 13-1	Tu14 A-Lu	Tu15 B-2	Tu 16-2	Ave
Lithology	G	G	G	G	G	G	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu
SiO₂	72.50	72.72	72.84	71.98	72.44	72.5	73.30	70.68	70.85	71.58	80.77	70.39	72.93
TiO₂	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00	0.02	0.18	0.12	0.20	0.13	0.16	0.14
Al₂O₃	14.24	14.29	14.16	14.28	14.26	14.2	14.12	15.00	14.58	13.49	8.13	15.15	13.41
Cr₂O₃	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.06	0.03	0.04
Fe₂O₃	1.64	1.70	1.59	1.98	1.47	1.7	1.38	2.23	1.76	3.43	2.36	1.83	2.17
MnO	0.09	0.11	0.06	0.11	0.08	0.1	0.02	0.05	0.03	0.07	0.02	0.02	0.04
MgO	0.13	0.14	0.13	0.20	0.13	0.1	0.15	0.55	0.39	0.82	0.28	0.36	0.43
CaO	0.50	0.46	0.87	0.43	0.44	0.5	0.59	0.53	0.74	0.79	0.88	1.48	0.84
Na₂O	2.39	2.32	2.61	2.37	2.31	2.4	2.34	1.96	1.98	1.58	1.12	2.53	1.92
K₂O	7.61	7.71	6.49	7.57	7.89	7.5	6.87	7.29	7.77	5.88	4.59	7.09	6.58
P₂O₅	0.22	0.22	0.14	0.22	0.23	0.2	0.17	0.18	0.19	0.19	0.10	0.21	0.17
Total	99.38	99.73	98.97	99.21	99.33	99.20	98.98	98.68	98.44	98.05	98.44	99.25	98.67
Cr	240	240	280	300	210	254.0	180	260	240	280	470	210	273.3
V	9	8	11	10	8	9.2	9	34	28	39	36	29	29.17
Cs	3.40	3.67	3.42	2.56	3.87	3.4	4.44	3.51	3.07	4.85	2.17	2.82	3.48
Rb	208	217	175.5	212	223	207.1	201	197.5	205	174.0	133.5	194.5	184.3
Sr	103.5	106.0	105.0	100.5	109.5	104.9	130.0	197.5	216	183.5	137.0	277	190.2

(Lu: Leucosome, G: Granite, Ave: Average)

ادامه جدول ۶. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در گرانیت‌ها و لوکوسوم میگماتیت‌های منطقه تويسرکان

Table 6 (Continued). The chemical composition of the major and rare elements in Tuyserkan granites and leucosome of migmatites

Sample	TU 21	TU 17	TU 18	TU 19	TU 20	Ave	Tu 11	Tu 12-1	Tu 13-1	Tu14 A-Lu	Tu15 B-2	Tu 16-2	Ave
Lithology	G	G	G	G	G	G	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu
Ba	141.5	161.5	178.0	188.0	168.5	167.5	262	663	1170	1110	911	1110	871.0
Th	0.71	0.97	1.28	0.53	0.89	0.90	0.87	2.62	1.77	4.43	2.64	2.93	2.54
U	1.55	0.84	0.50	0.64	1.00	0.90	0.55	1.14	0.80	1.23	0.77	0.77	0.88
Ta	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3
Nb	1.3	1.1	0.9	0.9	2.2	1.3	1.1	3.6	2.6	4.2	2.7	4.1	3.1
La	3.3	3.6	4.7	3.1	3.8	3.7	3.5	8.4	6.3	12.2	8.1	14.8	8.9
Ce	5.8	6.8	8.7	5.6	7.0	6.8	6.2	17.0	12.6	25.0	16.2	28.0	17.5
Pr	0.62	0.73	0.87	0.61	0.78	0.7	0.59	1.79	1.39	2.72	1.78	2.91	1.86
Nd	2.4	2.8	3.0	2.2	3.0	2.7	2.2	7.0	5.2	10.4	6.7	10.7	7.0
Sm	0.63	0.77	0.65	0.58	0.82	0.7	0.54	1.36	1.20	2.04	1.34	1.97	1.41
Eu	0.78	0.78	0.79	0.76	0.82	0.8	1.04	1.71	1.80	1.31	1.05	1.98	1.48
Gd	0.95	1.15	0.60	1.01	1.26	1.0	0.70	1.49	1.28	2.27	1.42	2.17	1.56
Tb	0.23	0.26	0.11	0.25	0.25	0.2	0.14	0.23	0.22	0.34	0.22	0.34	0.25
Dy	2.00	2.52	1.04	2.31	2.20	2.0	0.97	1.53	1.39	2.06	1.53	1.93	1.57
Ho	0.52	0.67	0.28	0.59	0.54	0.5	0.21	0.35	0.30	0.42	0.35	0.38	0.34
Er	2.01	2.61	1.17	2.30	2.14	2.0	0.66	0.98	0.93	1.18	1.17	1.01	0.99
Tm	0.42	0.49	0.22	0.47	0.40	0.40	0.11	0.15	0.13	0.17	0.16	0.14	0.14
Yb	3.24	4.15	1.90	3.71	3.22	3.2	0.70	0.97	0.85	0.99	1.05	0.86	0.90
Lu	0.53	0.66	0.34	0.58	0.53	0.50	0.10	0.14	0.12	0.14	0.16	0.13	0.13
Y	15.2	19.4	8.0	18.1	16.6	15.5	6.4	9.8	9.0	12.0	10.1	11.4	9.8
Hf	1.5	1.3	0.50	1.10	1.60	1.20	0.3	1.1	0.7	1.0	0.7	1.8	0.9
Zr	35	29	15	25	37	28.2	9	39	25	38	28	74	35.5
Ga	13.7	13.3	12.1	13.0	13.4	13.1	11.7	11.8	11.0	11.4	6.7	11.6	10.7
Sn	4	4	5	3	4	4.0	5	3	4	4	3	3	3.7
W	14	13	16	16	12	14.2	10	14	13	21	26	11	15.83

(Lu: Leucosome, G: Granite, Ave: Average)

بحث

در مجاورت توده پلوتونیک الوند، انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه پایین تا بالا وجود دارد. سنگ‌های حاشیه توده الوند نخست متحمل دگرگونی ناحیه‌ای و سپس در مراحل بعدی در نتیجه تأثیر حرارتی توده، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. نفوذ توده مافیک باتولیتی الوند در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (شیست‌ها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های آناتکسی در هاله دگرگونی خود شده است. بنابراین، مجموعه پلوتونیک الوند (به‌ویژه توده‌های مافیک آن)، عامل اصلی خاستگاه گرمایی دگرگونی مجاورتی و ذوب‌بخشی سنگ‌های هاله دگرگونی است. در برخی نقاط، میگماتیت‌ها در منطقه تویسرکان در نزدیکی گرانیت‌های لوکوکرات قرار دارند؛ اما در برخی نقاط دیگر در تماس با گرانیت‌ها نبوده و در عوض در تماس با سنگ‌های هورنفلس رخنمون دارند. میگماتیت‌ها در مقایسه با سنگ‌های رسی دگرگون‌شده در اکسیدهای SiO_2 ، Na_2O و تا حدودی P_2O_5 کاهش و در اکسیدهای FeO ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، MgO ، CaO ، K_2O ، MnO افزایش نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که عناصر دیرگداز هنگام درجات شدید دگرگونی مجاورتی از سنگ خارج نشده‌اند؛ اما عناصر دیگر با خروج موضعی یا کامل خود بخش‌های روشن میگماتیت‌ها را به‌وجود آورده‌اند. با توجه به اینکه الگوی عناصر نادر خاکی میگماتیت‌ها و سنگ‌های رسی دگرگون‌شده روند مشابهی دارند، می‌توان نتیجه گرفت که میگماتیت‌ها از تحول کردیریت هورنفلس‌های منطقه حاصل شده‌اند. به‌علاوه بررسی عناصر REE لوکوسوم‌ها و گرانیت‌های هم‌جوار (گرانیت‌های لوکوکرات) نشان می‌دهد که ارتباط ژنتیکی بین میگماتیت‌ها و گرانیت‌هایی که در مجاورت آنها واقع شده‌اند، وجود ندارد. مهم‌ترین نتایج الگوهای REE، تفاوت در مقادیر HFSE گرانیت‌ها و لوکوسوم‌هاست. الگوی عناصر نادر خاکی در لوکوسوم‌های میگماتیت‌ها و گرانیت‌های هم‌جوار نشان می‌دهد که لوکوسوم و گرانیت‌های مجاور هم‌منشأ نیستند و نفوذ

گرانیت‌های لوکوکرات بعد از حادثه میگماتیتی شدن رخ داده است. دما و فشار محاسبه‌شده میگماتیت‌ها بر اساس شبکه‌های پتروژنتیک به ترتیب تقریباً ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۴ کیلوبار بوده است. دماسنجی به روش‌های مختلف بر روی توده‌های نفوذی (گابروها) توسط سپاهی و همکاران (Sepahi et al., 2012) انجام شده است و دمای حدود ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد برای گابروها و ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برای الیون گابروها تخمین زده است. همچنین با توجه به واکنش‌های دگرگونی مجاورتی، حداکثر دمای مجاورت گرانیت‌های پورفیری (توده نفوذی الوند) ۵۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (Sepahi and Moein vaziri, 2001) که چنین دمایی برای میگماتیت‌زایی در منطقه کافی نیست. شهبازی و همکاران (Shahbazi et al., 2010)، سن سنگ‌های پلوتونیک الوند را برای گابروها $166/5 \pm 1/8$ ، برای گرانیت‌ها $163/0 \pm 9/9$ و $161/7 \pm 0/6$ میلیون سال و برای گرانیت‌های لوکوکرات $154/4 \pm 1/3$ و $153/3 \pm 2/7$ میلیون سال قبل به‌دست آورده‌اند. جعفری (Jafari, 2018) سن میگماتیت‌های همدان را ۱۶۰ تا ۱۸۰ میلیون سال و به‌طور متوسط ۱۷۰ میلیون سال به‌دست آورده است که تقریباً هم‌سن با توده پلوتونیک الوند است. ضمن اینکه الگوی عناصر نادر خاکی در لوکوسوم‌های میگماتیت‌ها و گرانیت هم‌جوار نشان می‌دهد که لوکوسوم و گرانیت‌های لوکوکرات هم‌منشأ نیستند. محاسبات ژئوترموبارومتری میگماتیت‌ها و توده‌های نفوذی و همچنین سن سنجی‌هایی که بر روی توده پلوتونیک الوند و سنگ‌های میگماتیتی انجام شده است، تأیید می‌کند که آناتکسی و ذوب‌بخشی به‌دلیل حرارت ناشی از توده‌های گرانیتی نیست؛ بلکه گرمای حاصل از توده‌های مافیک قدیمی‌تر (گابروئیت‌های منطقه) عامل پدیده ذوب‌بخشی و میگماتیتی شدن در منطقه است (Sepahi et al., 2009)، لذا میگماتیت‌ها در اثر دگرگونی مجاورتی در نتیجه تزریق توده‌های مافیک که هم‌سن با میگماتیت‌هاست، پدید آمده‌اند.

نتیجه‌گیری

توده پلوتونیک الوند در منطقه تویسرکان عامل اصلی و منبع گرمایی دگرگونی همبری و ذوب‌بخشی سنگ‌های هاله دگرگونی منطقه است. پدیده ذوب‌بخشی و میگماتیتی شدن به علت گرمای حاصل از توده‌های مافیک در دگرگونی‌های درجات بالا و نزدیک به همبری دیده می‌شود. مشاهده‌های صحرائی، بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که میگماتیت‌ها از ذوب‌بخشی کردیریت هورنفلس‌های منطقه حاصل شده‌اند. با توجه به این که حداکثر دمای مجاورت گرانیتهای پورفیری (توده نفوذی الوند) ۵۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است، چنین دمایی برای

میگماتیت‌زایی در منطقه کافی نیست و میگماتیت‌ها حاصل ذوب‌بخشی در اعماق بیشتر بوده‌اند که توسط دیاپیرهای گرانیتهی بالا کشیده شده‌اند. الگوی عناصر نادر خاکی لوکوسوم‌ها و گرانیتهای لوکوکرات نشان می‌دهد که ارتباط ژنتیکی بین میگماتیت‌ها و گرانیتهای هم‌جوار وجود ندارد و نفوذ گرانیتهای لوکوکرات بعد از حادثه میگماتیتی شدن رخ داده است. این نشان‌دهنده آن است که آناکسی و ذوب‌بخشی به دلیل حرارت ناشی از توده‌های گرانیتهی نیست؛ بلکه میگماتیت‌ها در اثر دگرگونی مجاورتی در نتیجه تزریق توده‌های مافیک که هم‌سن با میگماتیت‌هاست، پدید آمده‌اند.

References

- Ahmadi Khalaji, A. and Tahmasebi, Z., 2016. Mineral chemistry of garnet in pegmatite and metamorphic rocks in the Hamedan area. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 243–258. (in Persian with English abstract)
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(4): 211–238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro foreland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
- Aliani, F., Sabouri, Z., Maanijou, M. and Sepahi, A.A., 2011. Litology and Geochemistry of hololeucocrate granitoids of Alvand granitoid mass (Hamadan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1):133–144. (in Persian)
- Alvarez-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(3): 379–396.
- Baharifar, A.A., 1997. New perspective on petrogenesis of the regional metamorphic rocks of Hamedan area, Iran. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Tehran, Iran, 170 pp. (in Persian with English abstract)
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): Metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events, 40 K-40 Ar dating. *Comptes Rendus Geoscience*, 366(16): 1443–1452.
- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome the trace-element partitioning in peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117(1–4): 291–312.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 210–265.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element

- geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 63–114.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society America Bulletin*, 76(5): 483–508.
- Corona-Chavez, 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(3): 169–191.
- Dale, J. and Holland, T.J.B., 2003. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-P rock from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 813–829.
- Deer, W.A., Howie R.A. and Zussman, J., 1962. *Rock-forming minerals*. Longman, London, 528 pp.
- Fyfe, W.S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Royal Society of London Philosophical Transactions A*, 273 (1235): 457–461.
- 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) 15581–15591.
- 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(3–4): 575–597.
- 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(B8): 15767–15777.
- Holdaway, M.J. and Mukhopadhyay, B., 1993. A re-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *American Mineralogist*, 78(3–4): 298–315.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3): 309–344.
- Jafari, S.R., 2018. Petrology of High Grade metamorphic rocks of the Hamedan and the adjacent areas in the Sanandaj-Sirjan Zone. Ph.D. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 201 pp. (in Persian with English abstract)
- 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(3): 425–445.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1): 277–279.
- Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1): 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(1): 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 (5): 585–599.
- Miller, C.F., 1985. Are strongly per-aluminous magmas derived from mature sedimentary (pelitic) sources? *The Journal of Geology*, 93 (6): 673–689
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22(8): 1125–1139.
- 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(4): 397–412.
- Nehring, F., Foley, S.F. and Hölttä, P., 2010. Trace element partitioning in the granulite facies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159(4): 493–519.
- Patino Douce, A.E. and Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan

- anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710.
- Saki, A., 2010a. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17(4): 704–714.
- Saki, A., 2010b. Mineralogy, geochemistry and geodynamic setting of the granitoids from NW Iran. *Geological Journal*, 45(4): 1–16.
- Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran. *International Geology Review*, 54(11): 1229–1240.
- Saki, A. and Pourkaseb, H., 2012. Study of the physico-chemical conditions of the formation of skarns in Alvand batolith with metacarbonate rocks. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 123–134. (in Persian with English abstract)
- Sawyer, E.W., 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas, *Transactions. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87(1–2): 85–94.
- Sawyer, E.W., 2008. Working with migmatites, *Mineralogical Association of Canada Short Course*. Quebec City, Quebec, v. 38, 168 pp.
- 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(3–4): 273–286.
- Sepahi, A.A., Borzoei, K. and Salami, S., 2012. The study of minerals chemistry, thermobarometry and tectonic setting of plutonic rocks from Sarabi Tueyserkan area (Hamedan province). *Petrology*, 3(11): 39–58. (in Persian with English abstract)
- Sepahi, A.A., Jafari, S.R. and Mani-Kashani, S., 2009. Low pressure migmatites from the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt in the Hamedan region (Iran). *Geologica Carpathica*, 60(2): 107–119.
- Sepahi, A.A. and Moein vaziri, H., 2001. New findings on metamorphic rocks and adjacent megametates of the Alvand plutonic complex. *Research Journal of University of Isfahan "Science"*, 15(1–2): 37–52. (in Persian)
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc anity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5–6): 652–665.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj- Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683.
- 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(4–6): 504–521.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 313–345.
- 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(3): 257–276.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1–2): 7–22.



Study of Migmatization and Leucocrate granite formation processes in the Tuyserkan area, Hamedan

Masoumeh Zare Shooli¹, Zahra Tahmasbi^{1*}, Adel Saki² and Ahmad Ahmadi Khalaji¹

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorram abad, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Submitted: Sept. 04, 2018

Accepted: Feb. 02, 2019

Keywords: migmatites, partial melting, leucocratic granite, Tuyserkan, Hamadan, Sanandaj-Srjan zone

Introduction

Partial melting is an appropriate correlation process between metamorphism and magmatism which plays a key role in the development of migmatites, granulites and S-type granites during crust evolution (Kriegsman, 2001; Alvarez-Valero and Kriegsman, 2008; Sawyer, 2010). In this study, we tried to address the correlation between partial melting process and metapelites migmatization and the formation of adjacent granites through microscopic and field evidence and geochemical data.

Materials and methods

Petrography and field studies were carried out and in order to identify minerals' composition and determine temperature and pressure. A few spots of different minerals were analyzed by microprobe electron method with CAMECA device model SX100 at the Geosciences Research Institute of China University. Also, in order to evaluate the geochemical and the correlation between migmatites, leucocratic granite and metapelites, several samples of the mentioned rocks were selected. Their major and minor elements were respectively analyzed by the XRF and ICP-MS methods at Beijing University of China.

Results

While the pattern of rare earth elements (REE) in migmatite leucosome and adjacent granites shows

that leucosome and leucocratic granite do not have the same origin, the leucocratic granite influence has occurred after the migmatization event, geothermobarometric calculations of migmatites and intrusive bodies as well as age measurement of Alvand Plutonic mass and migmatite rocks confirm that anatexis and partial melting do not come from granitic body heat but also heat of older mafic bodies is the cause of partial melting and migmatization in the region. Therefore, migmatites have emerged because of contact metamorphism which itself is the result of injection of the same age mafic bodies with migmatites.

Discussion

Migmatites of the study area are composed of quartz, plagioclase, potassium feldspar, biotite, andalusite, cordierite, spinel, and sillimanite minerals. Temperature and pressure for metamorphism peak are approximately 700 °C and 4 kbar, respectively. Based on these data, the formation depth of these rocks is about 11 km. Therefore, their geothermal gradient is 54 °C/km which is located in the contact metamorphism zone and the Buchan type metamorphism series and it is in accordance with high temperature-low pressure metamorphisms. Migmatites are located near the leucocratic granite in some parts of Tuyserkan. However, they do not have any contact with granites in other parts but they have outcrops with hornfels rocks instead. The pattern

*Corresponding author Email: tahmasebi.z@lu.ac.ir

of rare earth elements (REE) has been used to find out the migmatites protolith in the Hamadan area. Since, the pattern of rare earth elements (REE) of migmatites and metapelites has a similar process, this lithology has been used as a probable protolith. In order to identify the distributed elements inside the molten or in the residual (restite), the average chemical composition of probable protolith (cordierite hornfels) was used as a normalization standard for restite geochemistry in multi-element diagrams. According to spider diagrams pattern (mesosome, leucosome) normalized to the average metapelites based on mass balance, it can be concluded that migmatites have been formed by evolution of cordierite hornfels. In order to investigate the origin and possible relations between leucosome and adjacent granites (leucocratic granite), the chemical composition of these rocks was compared. Leucocratic granite located in the migmatites immediate contact and leucosome which is a few centimeters thick are considered in this comparison. The pattern of rare earth elements (REE) shows a significant difference in the migmatite leucosome and adjacent granites. The most important results of REE patterns is the difference in HFSE value in granites and leucosome. Thermometry has been conducted on intrusive masses (gabbro) through various methods and by Sepahi et al. (2012). The approximate temperatures of 950 ° C for gabbro and 1300 ° C for olivine gabbro are estimated. Also, due to contact metamorphism reactions, the maximum contact temperature of porphyry granites (Alvand intrusive mass) is estimated to be about 530 to 550 ° C (Sepahi and Moein Vaziri, 2001). Such a temperature is not sufficient for migmatization in the region. Shahbazi et al. (2010) have acquired the age of Alvand plutonic rocks to be 166.5 ± 1.8 Ma for gabbro, 163.0 ± 9.9 and 161.7 ± 0.6 Ma for granites and 154.4 ± 1.3 and 153.3 ± 2.7 Ma for leucocratic granite. Jafari (2018) has acquired the age of Hamadan's

Migmatites to be about 160 to 180 Ma and an average of 170 million years which is almost equal to the age of Alvand Plutonic body.

References

- Alvarez-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(3): 379–396.
- Jafari, S.R., 2018. Petrology of High Grade metamorphic rocks of the Hamedan and the adjacent areas in the Sanandaj-Sirjan Zone. Ph.D. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 201 pp. (in Persian with English abstract)
- Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1): 75–96.
- 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(3–4): 273–286.
- Sepahi, A.A., Borzoei, K. and Salami, S., 2012. The study of minerals chemistry, thermobarometry and tectonic setting of plutonic rocks from Sarabi Tueyserkan area (Hamedan province). *Petrology*, 3(11): 39–58. (in Persian with English abstract)
- Sepahi, A.A. and Moein vaziri, H., 2001. New findings on metamorphic rocks and adjacent megametates of the Alvand plutonic complex. *Research Journal of University of Isfahan "Science"*, 15(1–2): 37–52. (in Persian)
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj- Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683.