

تفاوت سری دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده شمال و جنوب باتولیت الوند، همدان

عادل ساکی^(۱)

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۰۵

چکیده

روابط صحرائی و پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه همدان واقع در باختر ایران، تحت تاثیر دگرگونی‌های متفاوت در جنوب و شمال باتولیت الوند (با سن ژوراسیک) قرار گرفته‌اند. نفوذ باتولیت در سنگ‌های میزبان رسی در منطقه شمال الوند (محدوده روستای چشین) باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی دارای کانی‌های استارولیت، کیانیت، گارنت و سیلیمانیت شده است، درحالی‌که چنین سنگ‌هایی در منطقه جنوب الوند (شهر توپسرکان) دارای کانی‌های کردیت، آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده دو منطقه (شمال و جنوب) با هم متفاوت است. با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، فشار و دمای اوج دگرگونی و همچنین اکتیویته سیالات در سنگ‌های شمال باتولیت الوند به ترتیب ۶۳۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، -دو-چهار کیلو بار و کسر مولی CO₂ حدود ۰/۱۷ و در سنگ‌های دگرگونی جنوب به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، چهار کیلو بار و اکتیویته آب پایین تخمین زده شده است. بر اساس دما و فشارهای محاسبه شده گرادیان زمین‌گرایی در منطقه شمال و جنوب الوند با هم متفاوت و به ترتیب ۴۲/۵ و ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است که به ترتیب با سری‌های دگرگونی باروین و باکان منطبق است. داده‌های حاصل از رسم سودو سکشن با استفاده از برنامه Theriak/Domino با نتایج به‌دست‌آمده از دیگر روش‌ها تطابق خوبی نشان می‌دهد. بنابراین، سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان تحت تاثیر یک دگرگونی چند مرحله‌ای تدفینی و حرارتی مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در طی ژوراسیک-کرتاسه قرار گرفته‌اند، به طوری‌که این وقایع سبب شکل‌گیری دگرگونی‌های متفاوت در بخش‌هایی از هاله دگرگونی کمپلکس نفوذی الوند شده است.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، منطقه همدان، واکنش‌های تعادلی چندگانه، سری‌های دگرگونی باروین و باکان.

مقدمه

فشار صورت گرفته است. این سه رده با توجه به روابط پایداری پلی مرفهای Al₂SiO₅، آمفیبول از نوع گلوکوفان و ژادئیت+کوارتز معرفی شده‌اند که به شرح زیر می‌باشند (Miyashiro, 1994).

نوع P/T پایین (یا سری آندالوزیت - سیلیمانیت)، نوع P/T متوسط (یا سری کیانیت - سیلیمانیت) و نوع P/T بالا

به نظر (Harker, 1932) تمام کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از لحاظ خصوصیات کانی‌شناسی کم و بیش به یکدیگر شبیه هستند. رده‌بندی سه‌گانه مطرح شده در زیر، یک رده‌بندی مقدماتی از کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای است که بر مبنای موقعیت منحنی‌های دما-

* نویسنده مرتبط: adel_saki@yahoo.com

(یا دگرگونی گلوکوفانی).

کم پهنه‌های برخوردی قاره‌ای یا قوسی، به‌وسیله مکانیسم مشابهی ولی در اعماق بیشتری تشکیل شده‌اند و فقط نسبت به نواحی P/T پایین از گرادیان کمتری برخوردارند (Miyashiro, 1994). به نظر می‌رسد یک سری نواحی دگرگونی P/T متوسطی وجود دارد که با نواحی دگرگونی P/T پایین یا بالا هیچ‌گونه ارتباطی ندارد (Bickle, 1975). فرآیند گرم شدن به علت ضخیم شدن پوسته قاره‌ای حاصل از رورانندگی‌ها صورت گرفته در طی برخورد قاره‌ای ناشی شده است. توالی باروین موجود در سرزمین‌های مرتفع اسکاتلند با روابط کانی‌شناسی موجود در طیف زون‌های کلریت تا مسکویت این نوع دگرگونی، مطابقت دارد. در ناحیه تیپ بارو اصولاً کلریتوئید وجود ندارد. معمولاً نواحی دگرگونی P/T متوسط با افزایش دما بخشی از توالی رخساره‌های زئولیت، پره‌نیت-پومپلیت، شیسیت سبز، آمفیبولیت و گرانولیت را نشان می‌دهد (Miyashiro, 1994).

مواد و روش‌ها

علیرغم اینکه در سال‌های اخیر مطالعات زیاد و دقیقی بر روی دگرگونی‌های هاله باتولیت الوند انجام شده است مانند: (Baharifar, 1997, 2004; Sadeghian, 1994; Sepahi, 1999, 2008; Badrzadeh, 2002; Sepahi et al., 2004; Shahbazi et al., 2010; Tork, 2011; Saki et al., 2012) اما کمتر به تفاوت سری دگرگونی در این منطقه پرداخته شده است برای مثال، دگرگونی سری باکان است یا باروین؟ و یا اینکه چرا کانی‌شناسی سنگ‌های رسی دگرگون شده در جنوب و شمال الوند متفاوت است. به عبارتی در جنوب بیشتر کردیریت و آندالوزیت و در شمال استارولیت و کیانیت وجود دارد. در این مطالعه سعی شده است تا علت تفاوت در کانی‌شناسی و سری دگرگونی سنگ‌های رسی دگرگون شده در شمال و جنوب باتولیت الوند که به ترتیب در منطقه چشین و توپسرکان قرار دارند، بحث شود و برای اولین بار از سودوسکشن‌های واقعی جهت مطالعه این سنگ‌ها بهره گرفته شده است. این سودوسکشن‌ها با استفاده از برنامه Theriak/Domino رسم شده‌اند و نتایج آن با ترموکالک جهت صحت سنجی مقایسه شده است.

انواع سنگ‌های نوع P/T پایین در قوس‌های قدیمی، مناطق برخوردی و مناطق کشش قاره‌ای مشاهده می‌شوند. در سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها) در این شرایط وجود کردیریت در درجات دگرگونی پایین و بالا متداول است ولی استارولیت وجود ندارد یا اینکه بسیار نادر است. در سنگ‌های رسی دگرگون شده (متاپلیت‌ها)، گارنت فقط در بخش بسیار درجه بالا یافت می‌شود. حضور گارنت در درجات پایین و متوسط به متاپلیت‌های غنی از MnO محدود می‌شود (Miyashiro, 1994). نواحی دگرگونی P/T پایین دیگری نیز وجود دارند که در مقایسه با حالات بحث شده در بالا، در فشارهای بالاتری دگرگون شده‌اند و ویژگی‌های نواحی معرف گذر از دگرگونی P/T پایین به نوع P/T متوسط می‌باشند. در این نواحی استارولیت تقریباً در پهنه آندالوزیت و پهنه سیلیمانیت-مسکویت تحتانی تشکیل می‌شود و گارنت در درجات دگرگونی پایین‌تر و کردیریت در درجات دگرگونی بالاتر تشکیل می‌شوند. بعضی از سری‌ها به استثنای تشکیل آندالوزیت در سری مورد بحث ویژگی‌های کانی‌شناسی بسیار مشابهی با نوع P/T متوسط نشان می‌دهند (Helms and Labotka, 1991). در کل، نواحی P/T پایین در بخشی از پوسته که در اعماق کم، گرمای شدیدی حاکم باشد، یافت می‌شوند (Miyashiro, 1994). نواحی P/T پایین با توده‌های گرانیتوئیدی همراه هستند. این توده‌ها هم‌زمان با دگرگونی و یا پس از دگرگونی هستند.

کمربندهای دگرگونی دمای بالا و فشار پایین، منعکس‌کننده پراکنش حرارتی در پوسته بالایی می‌باشند و به‌وسیله مجموعه کانیایی آندالوزیت و سیلیمانیت مشخص می‌شوند. گرادیان حرارتی این نوع دگرگونی معمولاً بین ۳۵ و ۷۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر و فشاری کمتر از پنج کیلو بار می‌باشد (Richards and Collins, 2002).

یک ناحیه P/T متوسط به‌طور پیوسته و به‌تدریج به یک ناحیه دگرگونی P/T پایین تبدیل می‌شود. تفاوت دو ناحیه فقط از نظر نسبت P/T می‌باشد. نواحی P/T متوسط، با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی زیادی همراه است و به نظر می‌رسد که نسبت به نواحی P/T پایین موجود در اعماق

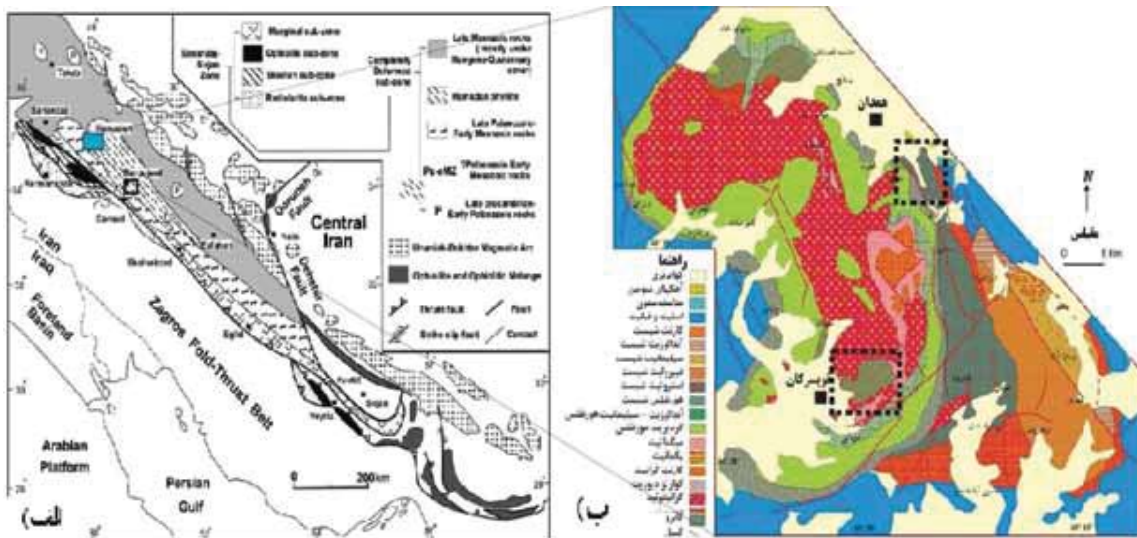
برخورد قاره‌ها، تحت تاثیر فعاليت‌های موجود در حاشيه قاره دچار دگرگونی شده‌اند. افزایش فشار و گرما باعث رخداد یک دگرگونی دیناموترمال شده است که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را ایجاد کرده‌اند. ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرایند کوهزائی باعث شروع فعاليت‌های پلوتونیسیم و ایجاد باتولیت الوند شده است (شکل ۱ ب). انتشار گرمای ماگما سبب شده است که سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه ظاهر شود و سنگ‌های دگرگونی پیشین دچار تغییر و تحول شوند. بیشترین سنگ‌های دگرگونی که در اطراف باتولیت الوند دیده می‌شوند سنگ‌های رسی دگرگون شده هستند که دارای میان لایه‌هایی از آمفیبولیت، سنگ‌های کربناته و کالک-سیلیکات‌ها نیز همراه آنها هستند.

سنگ‌های رسی دگرگون شده به صورت اسلیم، فیلیت، شیست، گارنت شیست، استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت شیست و در فاصله نزدیک باتولیت الوند هونفلس‌ها و میگماتیت‌ها دیده می‌شوند (Baharifar, 1997, 2004). روند عمومی افزایش درجه دگرگونی به سمت پلوتون می‌باشد به طوری که در سنگ‌های رسی دگرگون شده ایزوگرادهای بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و اسپینل دیده می‌شوند (Baharifar, 1997, 2004).

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، روابط بافتی رسی دگرگون شده مورد بررسی قرار گرفتند و سپس تعدادی از کانی‌های شاخص سنگ‌های رسی دگرگون شده مورد آنالیز مایکروپروب (EPMA) توسط دستگاه CAMECA SX 50 در دانشگاه Bretagne Occidentale کشور فرانسه قرار گرفتند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر 15 kv و زمان تجزیه برای هر نقطه 40 ثانیه بوده است. برای تجزیه نمونه، از جریانی به شدت 10-20 nA استفاده شده است. خطای دستگاه حدود یک درصد به صورت اکسید عناصر است. نتایج آن در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار دگرگونی موسوم به زون سنندج-سیرجان است که به صورت نوار طولی در امتداد و به موازات رورانگی زاگرس، از ارومیه و سنندج در شمال غربی کشور تا سیرجان و اسفندقه در جنوب شرقی ایران گسترش دارد. علوی (2004, Alavi) پهنه سنندج-سیرجان را جزئی از کوه زاد زاگرس دانسته (شکل ۱ الف) و آن را پهنه زاگرس فلس مانند نامیده است. منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد. سنگ‌ها و واحدهای رسوبی منطقه در طی بسته شدن نئوتتیس و



شکل ۱. الف) موقعیت پهنه سنندج-سیرجان و منطقه مورد مطالعه، ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن (با تغییراتی از بهاری‌فر ۱۳۷۸). سنگ‌های کالک-سیلیکاته در بخش شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند

مطالعات صحرایی و پتروگرافی

برای انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی، نمونه‌برداری از دو منطقه که به صورت مستطیل خط‌چین بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱ ب) آورده شده است، انجام گرفت که یکی در شمال منطقه چشین (حدود ۳۰ نمونه برداشت شده است) و دیگری در جنوب منطقه توپسرکان (حدود ۴۰ نمونه برداشت شده است) می‌باشد. موقعیت تمام نمونه‌ها در محدوده‌های مشخص شده قرار می‌گیرد. پس از مطالعات صحرایی حدود ۵۰ مقطع نازک از سنگ‌ها جهت مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی تهیه شده است. به‌طور کلی در اطراف توده الوند سنگ‌های دگرگون شده رسی در نواحی مختلف، کانی‌شناسی متفاوتی دارند. در این مقاله سعی شده است تا سنگ‌های دگرگونی بخش‌های جنوبی و شمالی از نظر کانی‌شناسی و شرایط دگرگونی باهم مقایسه شوند.

در بخش‌های جنوبی توده الوند در منطقه توپسرکان، در فواصل دورتر از چهار کیلومتر از باتولیت الوند، سنگ‌ها به صورت اسلیم و فیلیت هستند و با نزدیک شدن به توده (حدود سه کیلومتری) در گردنه دولایی، هورنفلس‌های کردیریت‌دار وجود دارند که کردیریت مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این هورنفلس‌ها است و با نزدیک شدن به توده در میگماتیت‌های توپسرکان دیده می‌شود. در نزدیک این سنگ‌ها نیز پورفیروبلست‌های اصلی سنگ، کردیریت و آندالوزیت است که اندازه کانی کردیریت در میگماتیت‌ها به بیش از ۱/۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد و اثری از کانی استارولیت و کیانیت دیده نمی‌شود. در بخش شمالی باتولیت الوند (در منطقه چشین) سنگ‌ها به صورت شیست و هورنفلس هستند و هیچ اثری از کانی کردیریت دیده نمی‌شود در حالی که در این منطقه کانی استارولیت به صورت پورفیروبلست‌هایی در حدود ۱/۵ سانتی‌متر در نمونه‌هایی به همراه کیانیت دیده می‌شود. رگه‌های کوارتزی موجود در منطقه شمالی که در هورنفلس‌ها شکل گرفته‌اند دارای کیانیت هستند در صورتی که در منطقه جنوبی الوند (توپسرکان) این رگه‌ها دارای کانی آندالوزیت می‌باشند.

در این مطالعه سعی شده است تا علت تفاوت در کانی‌شناسی و سری دگرگونی سنگ‌های رسی دگرگون شده

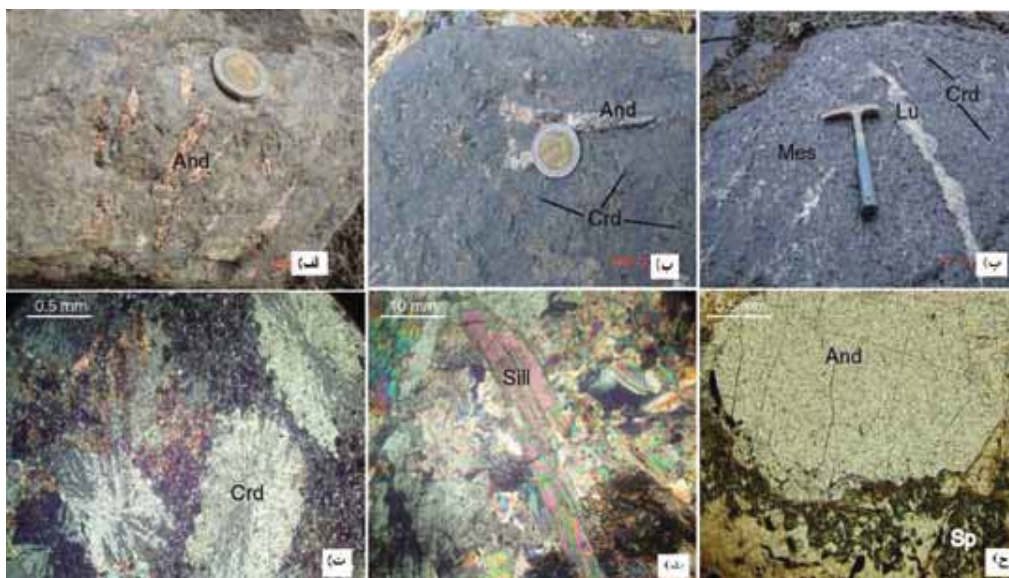
در شمال و جنوب باتولیت الوند که به ترتیب در منطقه چشین و توپسرکان قرار دارند، بحث می‌شود.

پتروگرافی سنگ‌های جنوب الوند (منطقه توپسرکان)

با نزدیک شدن به باتولیت الوند، در منطقه گردنه دولایی بلورهای درشت آندالوزیت و کردیریت به‌وفور دیده می‌شوند (شکل ۲ الف، ب و ت). پورفیروبلست‌های کردیریت از حاشیه ناپایدار شده و به گارنت + فیبرولیت تبدیل می‌شود. در شروع این مرحله، کانی‌های کردیریت، آندالوزیت، گارنت و فیبرولیت در سنگ پایدارند، اما با نزدیک‌تر شدن به توده، کردیریت کاملاً حذف شده، گارنت همراه با فیبرولیت و مقادیری بیوتیت و آلکالی فلدسپار، قالب آن را پر کرده، گارنت و فیبرولیت، ابتدا فقط در حاشیه کردیریت و در نهایت جایگزین کردیریت شده‌اند، با پیشرفت درجه دگرگونی، گارنت‌ها به صورت پراکنده و جزئی در زمینه سنگ هم ظاهر می‌شوند. بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار و کوارتز، کانی‌های اصلی سازنده زمینه و ایلمنیت، گرافیت و آپاتیت، کانی‌های فرعی هستند. بافت سنگ پورفیروگرانوبلاستی است. با حرکت به سمت منطقه توپسرکان میگماتیت‌ها ظاهر می‌شوند که در مزوسوم آنها آندالوزیت به اسپینل تبدیل می‌شود (شکل ۲ پ، ت و ج) و ارتوپیروکسن شروع به‌ظاهر شدن می‌نماید (رخداد دارد). در سنگ‌های این منطقه به‌هیچ‌عنوان استارولیت و با کیانیت حتی در رگه‌های دگرگونی هم دیده نمی‌شوند.

پتروگرافی سنگ‌های شمال الوند (منطقه چشین)

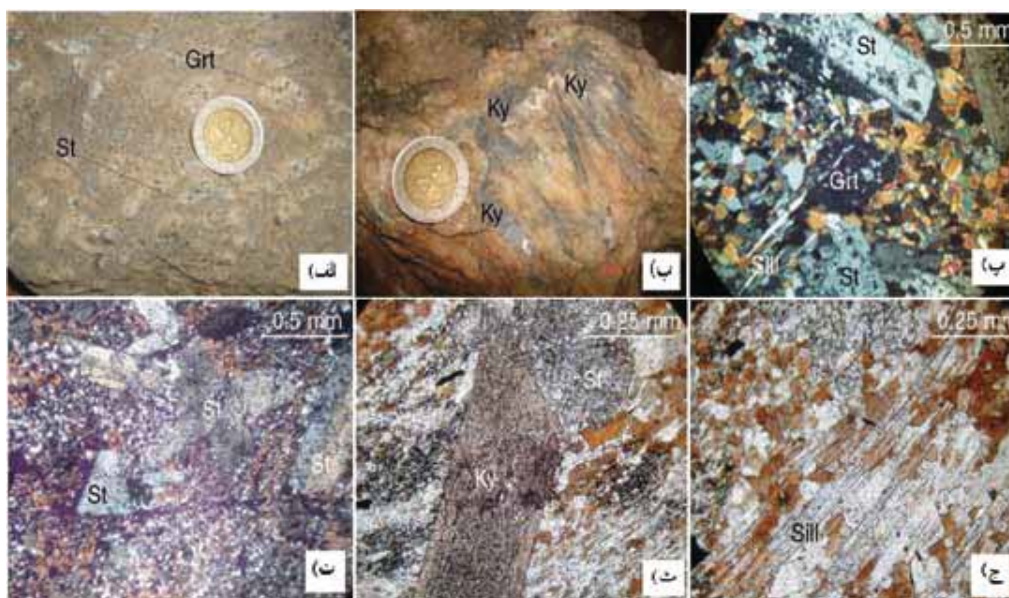
استارولیت در این سنگ‌ها به صورت بلورهایی که قطر ۱/۵ سانتی‌متر دارند دیده می‌شود (شکل ۳ الف، پ و ت). سیلیمانیت هورنفلس‌ها به سبب پیشرفت دگرگونی مجاورتی از تحول گارنت-استارولیت-هورنفلس‌ها حاصل شده‌اند، استارولیت تقریباً حذف شده و کاملاً به گرگه‌هایی از گارنت و فیبرولیت تبدیل شده است (شکل ۳ ج). سیلیمانیت برای اولین بار ظاهر شده‌اند. بلورهای مسکوویت نیز معمولاً در کنار سیلیمانیت‌ها و گارنت‌ها بجای بلورهای استارولیت دیده می‌شوند. فیبرولیت و گارنت با اندازه یک تا دو میلی‌متر در زمینه سنگ نیز ظاهر شده و بیوتیت‌های زمینه نیز درشت‌تر می‌شوند. ایلمنیت و تورمالین به‌عنوان کانی‌های فرعی در زمینه سنگ قابل مشاهده‌اند. بافت



شکل ۲. پتروگرافی سنگ‌های جنوب باتولیت الوند (منطقه تویسرکان) الف و ب) حضور آندالوزیت و کردیریت‌های درشت در این سنگ‌ها، پ) حضور لویکوسوم و مزوسوم در میگماتیت‌های تویسرکان به همراه کردیریت‌هایی به قطر دو سانتی‌متر، ت) کردیریت با ماکل پاپیونی (ث) شکل‌گیری سیلیمانیت‌های درشت در میگماتیت‌ها، ج) شکل‌گیری سیمپلتیک اسپینل-کردیریت در اطراف آندالوزیت. علائم اختصاری عبارتند از And: آندالوزیت، Crd: کردیریت، Sill: سیلیمانیت، Sp: اسپینل، Mes: مزوسوم، Lu: لویکوسوم

در این سنگ‌ها دیده می‌شود که گاه با چشم غیرمسلح نیز کاملاً قابل تشخیص است (شکل ۳ ت). رگه‌های دگرگونی در این سنگ‌ها معمولاً دارای کیانیت می‌باشند و در منطقه چشین به‌وفور دیده می‌شوند (شکل ۳ ب).

سنگ پرفیروگرانوبلاستی است. قابل ذکر است که در بعضی نواحی علی‌رغم ظهور فیبرولیت، استارولیت هنوز پایدار بوده و اثری از تبدیل آن دیده نمی‌شود (احتمالاً به دلیل پدیده اوراستپینگ شکل ۳ پ و ت). کیانیت به همراه استارولیت



شکل ۳. تصاویر صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های شمال باتولیت الوند (منطقه چشین) الف) حضور استارولیت‌های درشت در هورنفلس‌های چشین، ب) بلورهای کیانیت در نمونه دستی، پ و ت) استارولیت به همراه گارنت، ث) شکل‌گیری کیانیت‌های درشت در هورنفلس‌ها به همراه استارولیت و گارنت، ج) با افزایش دما استارولیت به‌طور کامل از بین می‌رود و سیلیمانیت‌های منشوری درشت به همراه گارنت در هورنفلس شکل می‌گیرند. علائم اختصاری عبارتند از: Grt: گارنت، St: استارولیت، Ky: کیانیت، Sill: سیلیمانیت

بحث

معمولاً سری‌های کمپلکس دگرگونی در هسته‌های کوهزایی و در پهنه‌های تصادم توسعه پیدا می‌کنند. سنگ‌های دگرگونی موجود در نواحی مرکزی رشته کوه‌ها در واقع نمایشگر نیمرخ دم- عمق در زمان دگرگونی است و براساس مجموعه کانی‌های موجود می‌توان انواع دگرگونی‌های زیر را در این مناطق باز شناسایی کرد (Twiss and Moores, 1992).

۱- دگرگونی تیپ باکان (Buchan type metamorphism)
 ۲- دگرگونی تیپ باروین (Barrovian type metamorphism)
 ۳- دگرگونی تیپ شیسست‌آبی (Blueschist type metamorphism)

دگرگونی نوع باکان نشانه بالاتر بودن دم از حد معمول گرادیان زمین‌گرایی است و در مناطق کمان ماگمایی و در شرایط همجواری با سنگ‌های آذرین نفوذی کم‌عمق توسعه می‌یابد. دگرگونی حاصل می‌تواند قبل از کوهزایی، هم‌زمان یا بعد از کوهزایی باشد. البته فازهای مختلف دگرگونی می‌توانند بر روی هم حک شوند. دگرگونی نوع P/T پایین (سری آندالوزیت - سیلیمانیت) معادل نوع باکان می‌باشد و در جایی از پوسته صورت می‌گیرد که در اعماق کم‌گرما شدیدی حاکم است. نوار دگرگونی P/T پایین، معمولاً با تعداد زیادی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و اغلب با سنگ‌های آتشفشانی فلسیک هم‌سن همراه می‌باشند. وجود این سنگ‌ها دلالت بر آن دارد که مقدار کل بالآمدگی و فرسایش کم بوده است. در بخش‌های مختلفی از نوار دگرگونی P/T پایین، وسعت رخنمون سنگ‌های گرانیتوئیدی از رخنمون سنگ‌های دگرگونی بیشتر است و نواحی دگرگونی نسبتاً کوچک توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی زیادی محصور شده‌اند که نشان‌دهنده تامین گرمای دگرگونی توسط ماگماهای گرانیتوئیدی است. دگرگونی نوع باروین نشانه شیب زمین‌گرایی عادی بوده و این نوع دگرگونی در تمامی نواحی کوهزایی به‌عنوان دگرگونی ناحیه‌ای کلاسیک شناخته شده است که رخنمون هسته‌های دگرگونی در مجاورت زون‌های تصادم معمولاً مشاهده می‌شود.

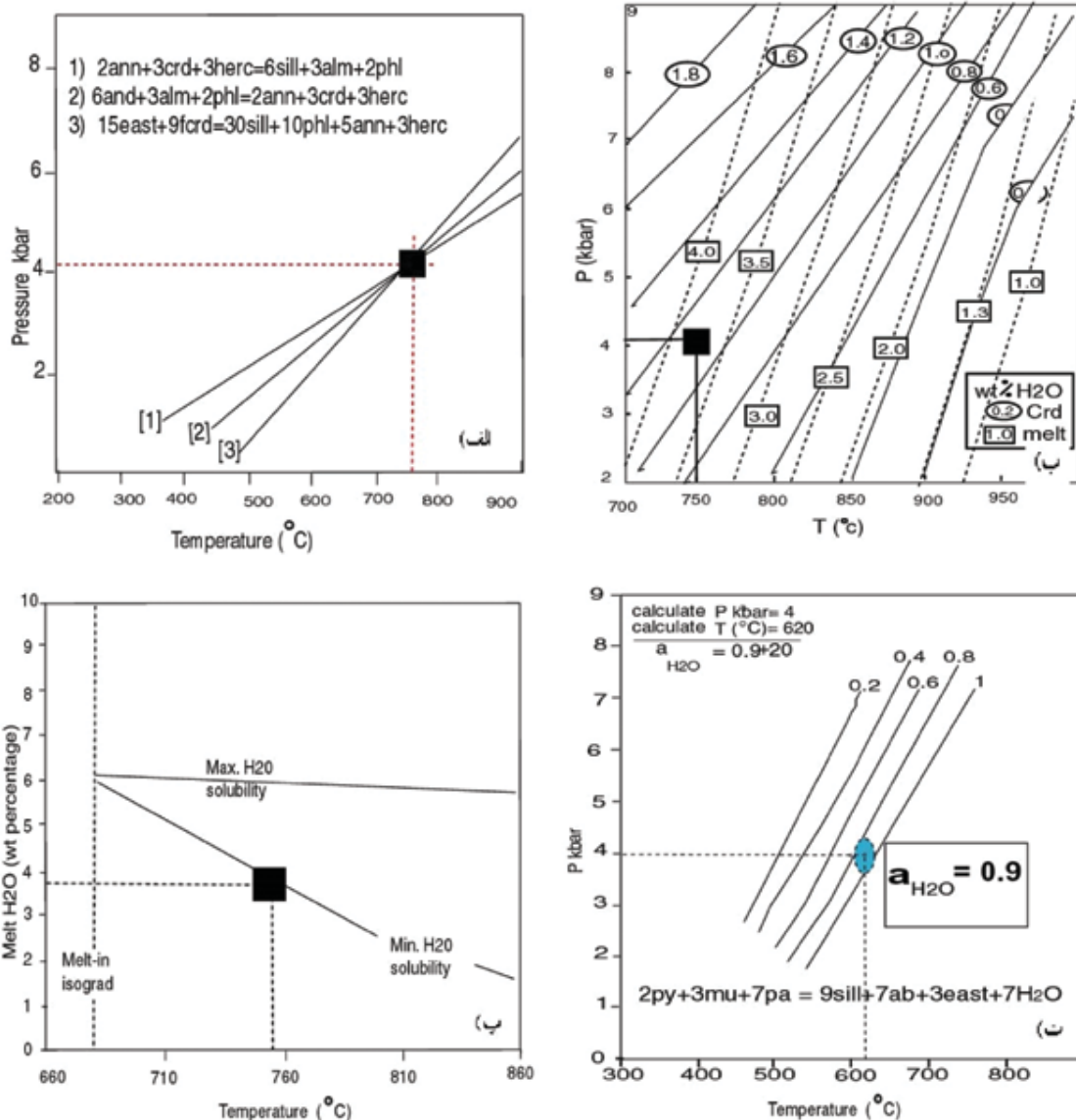
جهت تعیین سری دگرگونی در منطقه جنوب و شمال الوند، پی بردن به گرادیان زمین‌گرایی در منطقه ضروری

است به‌طوری‌که برای دستیابی به این موضوع لازم است دم و فشار سنگ‌های دگرگونی در منطقه شمال و جنوب باتولیت الوند محاسبه و با هم مقایسه شوند.

محاسبه دم-فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های دگرگونی جنوب باتولیت الوند

به‌منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب در سنگ‌های جنوب باتولیت الوند از روش‌های متعارف فشار-دم سنجی مانند دماسنج‌های تبادل کاتیونی، فشارسنج GASP از (Koziol and Newton, 1988) و منحنی‌های تعادلی چندگانه (پتروژنتیک‌گرید) که به کمک برنامه THERMOCALC رسم شده‌اند، استفاده شده است. ترمومتر تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون (Ferry and Spear, 1987) برای این سنگ‌ها بکار گرفته شده است. مدل‌های انحلال (Helffrich and Wood, 1989) و (Ganguly and Saxena, 1984) برای گارنت بکار گرفته شده‌اند (Saki et al., 2012). دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است و فشار حدود سه تا چهار کیلو بار محاسبه شده است. بعلاوه به کمک منحنی‌های تعادلی چندگانه به‌دست‌آمده از نرم‌افزار ترموکالک نسخه ۳/۲ از (Holland and Powell, 1998) دم و فشار محاسبه شده‌اند که بر روی شکل ۴ الف نشان داده شده است و تطابق خوبی با دیگر روش‌ها نشان می‌دهد. محاسبه اکتیویته تمام کانی‌ها با استفاده از برنامه AX از (Holland and Powell, 1998) انجام شده است. بر اساس این داده‌ها عمق شکل‌گیری دگرگونی‌ها حدود ۱۰ تا ۱۴ کیلومتر بوده است و بنابراین گرادیان زمین‌گرایی در این سنگ‌ها حدود ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر (°C/km) بوده است.

بر اساس شکل ۴ ب مقدار درصد H₂O در مذاب میگماتیت‌های همدان ۳/۷ درصد است و مقدار درصد H₂O در کردیریت‌های موجود در مزوسوم ۱/۱ درصد است. بر اساس رابطه $DW [DW = wt(H_2O(melt) / wt(H_2O(Crd))]$ مقدار DW مرتبط با واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میگماتیت‌های توپسرکان ۳/۳۶ است که



شکل ۴. الف) تخمین دما-فشار میگماتیت‌های تویسرکان با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه (برنامه ترموکالک نسخه ۳/۲)، ب) نمودار دما-فشار که بر روی آن منحنی‌های هم‌تراز، رابطه کردیریت-مذاب و H₂O را برای حالتی که مذاب دارای حداقل درصد H₂O در دما و فشار است را نمایش داده است. خطوط منقطع بیانگر مقدار آب موجود در مذاب است که از (Johannes and Holtz 1996) می‌باشد. خطوط ممتد درصد آب موجود در کردیریت را نشان می‌دهد. ستاره شرایط موجود برای کردیریت‌ها و مذاب میگماتیت‌های تویسرکان را با توجه به دما و فشار آنها نشان می‌دهد. پ) تخمین محتوای آب نمونه‌های میگماتیت تویسرکان که در آنها ذوب بخشی رخ داده است که بر روی خط دارای حداقل آب قرار گرفته‌اند. خط دارای حداقل آب از (Johannes and Holtz, 1996) و (Rigby et al., 2008) می‌باشد، ت) تخمین دما-فشار و اکتیویته سیال در سنگ‌های رسی دگرگون شده شمال (چشین) با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه (برنامه ترموکالک نسخه ۳/۲)

اگر نزدیک خط دارای حداکثر آب (Max H₂O) قرار می‌گرفت نشانه این بود که واکنش‌های ذوب دارای سیال بوده‌اند. این موضوع صحت مطالعات پتروگرافی، واکنش‌های ذوب بدون مذاب و مقدار Dw محاسبه شده در میگماتیت‌های تویسرکان منطقه همدان را تایید می‌نماید.

متناسب با واکنش‌های ذوب آب‌زدایی بیوتیت است و بیانگر مذابی است که دارای کمترین H₂O در دما و فشار خاص است و با ذوب بدون-سیال در این میگماتیت‌ها مطابقت دارد. محتوای H₂O نمونه‌های ذوب زون اسپینل بر اساس شکل ۴ ب، بر روی خط دارای آب حداقل (Min. H₂O) قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون-سیال می‌باشد در صورتی که

محاسبه دما-فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های دگرگونی شمال باتولیت الوند

سنگ‌های رسی دگرگون شده زون سیلیمانیت (هورنفلس‌ها) در منطقه همدان، در نتیجه تأثیر حرارتی باتولیت الوند بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی تر به وجود آمده‌اند. سپاهی (۱۳۷۸ و ۲۰۰۴)، حداکثر فشار برای تشکیل سنگ‌های سیلیمانیت دار در حدود چهار کیلو بار و دما در حدود ۶۰۶ درجه سانتی‌گراد بوده است (Sepahi et al., 2004).

با استفاده از حرارت و فشارهای به دست آمده از روش‌هایی که اکتیویته آب در آن‌ها تأثیر ندارد (مانند گارنت-بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آزدایی زیر که با اکتیویته‌های متغیر آب به کمک برنامه ترموکالک به دست آمده است، می‌توان اکتیویته دقیق آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده را حساب کرد. ترمومتر تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون (Ferry and Spear, 1987) برای هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار بکار گرفته شده است. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. بنابراین گرادیان زمین‌گرایی در این سنگ‌ها حدود ۴۲/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر (°C/km) بوده

است. پس از محاسبه دما به وسیله واکنش‌های مستقل از اکتیویته سیالات، از واکنش زیر برای تعیین اکتیویته آب در هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار استفاده شد، مقدار این اکتیویته حدود ۱-۰.۸/ محاسبه شده است (شکل ۴ ت).



انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با اکتیویته متفاوت آب $sdP=0.8 \text{ kbar}$ و $\text{sdT}=33^\circ\text{C}$ بوده است.

شیمی سنگ کل (پروتولیت) سنگ‌های رس دگرگون شده منطقه چشین و توپسرکان

نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی دو نمونه از سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه چشین و توپسرکان در جدول ۴ آورده شده است. سنگ کل در دو منطقه تقریباً یکسان و بر اساس نمودار متمایز کننده می‌باشد (Herron, 1988).



ترکیبی شیل قرار می‌گیرند. بنابراین در این منطقه اختلاف در دگرگونی به پروتولیت وابستگی ندارد زیرا در هر دو منطقه شمال و جنوب ترکیب سنگ مادر تقریباً یکسان می‌باشد.

جدول ۱. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های کردیریت، گارنت و بیوتیت موجود در هورنفلس‌های میگماتیکی توپسرکان. آنالیزهای معرف کانی بیوتیت. Fe کلی برای بیوتیت به صورت Fe^{2+} در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیومتری به دست آمده است. تعداد کاتیون‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt
SiO ₂	48.07	47.98	48.09	48.09	48.42	36.84	36.82	36.68	36.16	36.85	35.20	35.30
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	3.20	3.25
Al ₂ O ₃	32.53	32.35	32.29	32.29	32.92	20.98	20.71	21.00	21.63	20.77	17.93	18.24
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	1.75	0.68	1.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.10	0.06	0.03
Fe ₂ O ₃	8.64	9.74	9.35	1.26	1.17	0.86	1.46	1.07	2.19	1.83	0.000	0.000
FeO	0.55	0.70	0.60	9.35	9.00	34.93	31.33	31.16	34.35	35.22	20.80	21.24
MnO	7.14	6.52	6.58	0.60	0.45	3.70	4.75	4.83	3.39	3.81	0.11	0.00
MgO	0.01	0.02	0.06	6.58	7.11	2.39	3.32	3.26	2.65	2.43	8.30	8.55
CaO	0.18	0.19	0.16	0.06	0.04	0.67	1.56	1.56	0.57	0.51	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.16	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000
Na ₂ O	98.70	98.11	98.48	0.16	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.10
K ₂ O	48.07	47.98	48.09	0.000	0.000	98.60	99.83	99.45	100.75	101.52	9.98	10.02

ادامه جدول ۱.

Mineral	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt
Totals	0.00	0.00	0.01	98.48	99.17						95.63	96.710
		8 (O)			18 (O)			12 (O)			11(O)	
Si	2.672	2.119	2.128	4.997	4.978	2.998	2.970	2.967	2.909	2.959	2.703	2.683
Ti	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.012	0.002	0.000	0.000	0.000	0.185	0.186
Al	1.317	1.876	1.857	3.955	3.989	2.032	1.969	2.002	0.000	1.965	1.623	1.634
Cr	0.00	0.00	0.00	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	2.050	0.006	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.098	0.091	0.053	0.089	0.065	0.132	0.111	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.002	0.014	0.008	0.812	0.773	2.401	2.113	2.107	2.311	2.365	1.336	1.350
Mn	0.003	0.001	0.000	0.053	0.039	0.258	0.324	0.331	0.231	0.259	0.007	0.000
Mg	0.001	0.000	0.002	1.019	1.090	0.293	0.399	0.393	0.318	0.291	0.950	0.970
Ca	0.333	0.872	0.881	0.007	0.004	0.059	0.135	0.135	0.049	0.044	0.000	0.000
Na	0.670	0.120	0.128	0.032	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016
K	0.007	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.978	0.971
Totals	5.006	5.003	5.000	11.00	11.00	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.798	7.808
XMg _(M2)											0.309	0.313
XMg _(M1)											0.333	0.343
XAl _(T2)											0.648	0.659
XAl _(M2)											0.163	0.158
Mg _(Mg+Fe²⁺)						0.109	0.159	0.157	0.121	0.110	0.416	0.418

جدول ۲. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های فلدسپار و اسپینل‌های موجود در هورنفلس‌های میگماتیته تویسرکان. تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است. تعداد کاتیون‌ها اسپینل بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	fsp	fsp	fsp	Sp	Sp	Sp
Sample						
SiO ₂	59.94	45.99	46.35	0.00	0.00	0.02
TiO ₂	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.07	34.56	34.33	58.48	58.14	57.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06
FeO	0.05	0.37	0.22	36.20	36.52	36.79
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	1.92	2.95	1.88
MnO	0.07	0.02	0.00	0.68	0.72	0.59
MgO	0.01	0.00	0.02	2.93	2.83	2.06
CaO	6.98	17.67	17.91	0.12	0.02	0.00
Na ₂ O	7.75	1.34	1.44	0.00	0.02	0.05
K ₂ O	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Totals	100.02	99.96	100.33	100.22	101.17	98.41
	Cations per 8 oxygen atoms			Cations per 4 oxygen atoms		
Si	2.672	2.119	2.128	Si	0.000	0.000
Ti	0.001	0.000	0.002	Ti	0.000	0.000
Al	1.317	1.876	1.857	Al	1.967	1.937
Cr	0.000	0.000	0.000	Cr	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	Fe ³⁺	0.041	0.063
Fe ²⁺	0.002	0.014	0.008	Fe ²⁺	0.860	0.863
Mn	0.003	0.001	0.000	Mn	0.016	0.017
Mg	0.001	0.000	0.002	Mg	0.124	0.119
Ca	0.333	0.872	0.881	Ca	0.000	0.000
Na	0.670	0.120	0.128	Na	0.000	0.000

ادامه جدول ۲.

Mineral	fsp	fsp	fsp	Sp	Sp	Sp
K	0.007	0.000	0.000	K	0.000	0.000
Totals	5.006	5.003	5.000	Totals	3.000	3.000
Ca / (Na+K+Ca)	0.330	0.879	0.873	X _{Fe²⁺} (Her)	0.860	0.863
				XMg (Spl)	0.124	0.119
				XMn	0.016	0.017

جدول ۳. نتایج معرف آنالیز میکروپروب کانی‌های بیوتیت، استارولیت، گارنت و فلدسپار موجود در سنگ‌های دگرگونی چشین. آنالیزهای معرف کانی بیوتیت. Fe کلی برای بیوتیت به صورت Fe²⁺ در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نسبت Fe²⁺/Fe³⁺ برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیومتری به دست آمده است. تعداد کاتیون‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Mineral	Bt	Bt	St	St	Grt	Grt	Grt	fsp	fsp	Fsp
SiO ₂	35.45	35.45	26.70	27.75	37.25	37.30	37.20	60.39	60.43	60.67
TiO ₂	3.02	3.10	0.45	0.70	0.04	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.63	17.95	55.70	53.35	21.04	21.10	21.07	25.51	25.14	25.18
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.25	0.26	0.20
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.00	0.00	0.86	1.46	1.07	0.00	0.00	0.09
FeO	20.51	21.30	11.75	14.40	28.00	36.20	31.16	0.03	0.00	0.01
MnO	0.15	0.18	0.05	0.30	9.56	1.12	6.20	7.14	6.57	6.58
MgO	9.34	8.09	0.95	1.40	1.02	1.95	2.75	7.57	7.56	7.84
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	2.80	2.42	1.74	0.15	0.15	0.13
ZnO	0.000	0.000	2.18	0.10	0.00	0.00	0.00	101.20	100.12	100.60
Na ₂ O	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	60.39	60.43	60.67
K ₂ O	9.54	9.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Totals	95.87	95.87	97.65	97.90	99.70	100.0	99.95	25.51	25.14	25.18
	11 (O)			12 (O) 4 (O)						
Si	2.702	2.716	7.47	7.82	2.998	2.970	2.967	0.000	0.000	0.000
Ti	0.171	0.179	0.10	0.15	0.012	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.580	1.621	18.37	17.74	2.032	1.969	2.002	1.967	1.937	1.957
Cr	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.00	0.00	0.053	0.089	0.065	0.041	0.063	0.041
Fe ²⁺	1.302	1.365	2.75	2.77	2.401	2.113	2.107	0.860	0.863	0.896
Mn	0.010	0.012	0.12	0.07	0.258	0.324	0.331	0.016	0.017	0.015
Mg	1.060	0.924	0.41	0.60	0.293	0.399	0.393	0.124	0.119	0.089
Ca	0.000	0.000	0.00	0.00	0.059	0.135	0.135	0.000	0.000	0.000
Na	0.010	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.931	0.952	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Totals	7.800	7.776	29.23	29.15	8.000	8.000	8.000	3.000	3.000	3.000
X _{Mg(M2)}	0.341	0.298								
X _{Mg(M1)}	0.380	0.327								
X _{Al(T2)}	0.647	0.642								
X _{Al(M2)}	0.145	0.168								
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.455	0.404			0.109	0.159	0.157			

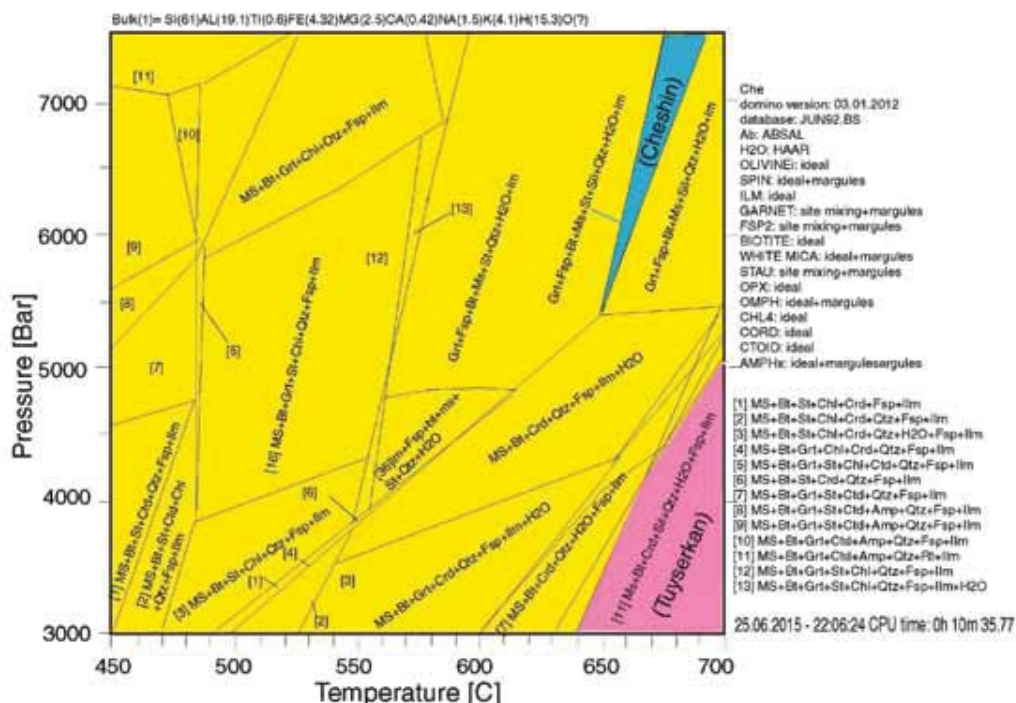
جدول ۴. نتایج معرف آنالیز سنگ کل (پروتولیت) سنگ‌های رس دگرگون شده توپسرکان و چشین

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Sum
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	%	%	%
Tu	59.1	1.00	19.0	6.40	0.08	2.80	0.48	1.20	6.00	0.140	2.80	0.58	99.5
Che	60.0	0.97	19.5	6.90	0.13	2.10	0.50	0.90	3.90	0.100	2.70	1.70	99.6

مدل تعادل فازی

و گاهی کیانیت. این مجموعه بر روی سودوسکشن ترسیم شده با استفاده از نرم‌افزار theriak-domino محدود دمای و فشار ۶۵۰ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۵ تا هفت کیلو بار را به ترتیب نشان می‌دهد، همان‌طور که بر روی سودوسکشن با رنگ آبی ملاحظه می‌شود مشخص شده و شرایط سنگ‌های توپسرکان با رنگ صورتی مشخص شده است. سنگ‌های دو منطقه دارای اختلاف دما و فشار با هم می‌باشند به طوری که سنگ‌های منطقه شمال الوند (چشین) در فشار بیشتر و دمای کمتری نسبت به سنگ‌های جنوب الوند (توپسرکان) شکل گرفته‌اند دگرگون شده‌اند (شکل ۵) و بنابراین تطابق خوبی بین این نتایج با نتایج نرم‌افزار ترموکالک دیده می‌شود.

سودوسکشن رسم شده در این تحقیق با استفاده از برنامه Theriak/Domino (از De Capitani and Petrakakis, 2010) است. در این برنامه از پایگاه داده داده‌های ترمودینامیکی (دیتابیس) (Holland and Powell 1998) استفاده شده است. ترکیب سنگ کل منطقه مورد مطالعه به صورت درصد مولی وارد نرم‌افزار شده است و نمودار شکل ۵ برای سنگ‌های دگرگونی شمال (چشین) و جنوب (توپسرکان) الوند رسم شده است (محدوده‌های آبی و صورتی رنگ مجموعه کانی‌های مشخص هر منطقه را بر روی نمودار نشان می‌دهند). با توجه به مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای میکروپروب کانی‌ها در نمونه‌های دگرگونی منطقه چشین مجموعه کانی‌ها عبارتند از استارولیت، گارنت، سیلیمانیت



شکل ۵. سودوسکشن رسم شده برای نمونه سنگ کل دگرگونی همدان با استفاده از برنامه Theriak/Domino نسخه ۲۰۱۲. منطقه آبی مجموعه کانی‌های منطقه شمال الوند (چشین) را نشان می‌دهد و منطقه صورتی مجموعه کانی‌های جنوب الوند (توپسرکان) را نشان می‌دهد همان‌طور که مشاهده می‌شود دو منطقه دارای شرایط دگرگونی متفاوت هستند

نتیجه‌گیری

۱. نفوذ باتولیت در سنگ‌های میزبان رسی در منطقه شمال الوند (محدوده روستای چشین) باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی هورنفلسی دارای کانی‌های استارولیت، کیانیت، گارنت و سیلیمانیت شده است، در حالی که چنین سنگ‌هایی در منطقه جنوب الوند (شهر تویسرکان) دارای کانی‌های کردیت، آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده دو منطقه (شمال و جنوب) با هم متفاوت است.
۲. به‌منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب در سنگ‌های جنوب باتولیت الوند از روش‌های متعارف فشار-دما سنجی مانند دماسنج‌های تبادل کاتیونی، فشارسنج GASP و منحنی‌های تعادلی چندگانه (پتروژنتیک گرید) که به کمک برنامه ترموکالک رسم شده‌اند، استفاده شده است. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است و فشار حدود سه تا چهار کیلو بار محاسبه شده است. بر اساس این داده‌ها عمق شکل‌گیری دگرگونی‌ها حدود ۱۰ تا ۱۴ کیلومتر بوده است و بنابراین گرادیان زمین‌گرمایی در این سنگ‌ها حدود ۵۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) هست. این گرادیان منطبق بر دگرگونی سری باکان است.
۳. محاسبه دما، فشار و اکتیویته سیالات در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه چشین (شمال باتولیت الوند) برای اوج دگرگونی به ترتیب ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد، فشار دو تا چهار کیلو بار و اکتیویته آب حدود ۱-۰/۸. محاسبه شده است. بنابراین گرادیان زمین‌گرمایی در این سنگ‌ها حدود ۴۲/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) بوده است که با گرادیان زمین‌گرمایی سری دگرگونی بارروین تطابق دارد.
۴. به‌طور کلی مجموعه کانی‌های جنوب و شمال باتولیت الوند با سری‌های دگرگونی به‌دست‌آمده از گرادیان زمین‌گرمایی دو منطقه (باکان و باروین) همخوانی کاملی نشان می‌دهد.
۵. جهت تایید نتایج به دست آمده با استفاده از برنامه

ترموکالک از سودوسکشن رسم شده با استفاده از برنامه Theriak/Domino نیز در این تحقیق استفاده شده است به طوری که همه روش‌ها تطابق خوبی با هم نشان می‌دهند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی و اداری مالی دانشگاه شهید چمران اهواز جهت حمایت مالی تشکر و قدردانی می‌شود. بخشی از این تحقیق از اعتبار ویژه سال ۹۴ نویسنده تامین شده است. از جناب آقای دکتر بهاری‌فر به خاطر در اختیار قرار دادن بخشی از داده‌ها تشکر می‌شود.

منابع

- بهاری فر، ع، ا، ۱۳۷۸. نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.
- سپاهی، ع، ا، ۱۳۷۹. پترولوژی کمپلکس نفوذی الوند با نگرشی ویژه بر گرانیوتئیدها. رساله دکتری، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.
- صادقیان، م، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های اذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان پایان‌نامه کارشناسی ارشد.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Bickle, M.J., 1975. Hawkesworth, C.J., England, P.I. and Athey, D. R. A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letter*. S26, 13-28.
- Bukher, K and Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer verlag 318.
- DeCapitani, C., and Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software, *American Mineralogist*: v. 95, no. 7, p. 1006-1016.
- Ganguly, J., and Saxena, S., 1984. Mix-

ing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69, 88-97.

- Harker A., 1932. *Metamorphism, A study of the transformation of rock masses*. Metuen, London.

- Helffrich, G., and Wood, B., 1989. Sub-regular model for multicomponent solutions. *American Mineralogist* 74, 1016-1022

- Helms.T.S., and Labotka.T.C., 1991, Petrogenesis of early Proterozoic pelitic schists of the southern BlackHills. South Dakota: Constraint on regional Low-Pressure metamorphism. *Geological Society of America Bulletin* 103.1324- 1334

- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.

- Holland, T.J.B., and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-343

- Koziol, A.M., and Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-aluminosilicate-quartz geobarometer. *American Mineralogist* 73, 216-223

- Johannes, W. and Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.

- Lux, DR., De Yoreo, JJ., Guidotti CV, and Decker ER., 1986. Role of plutonism in low-pressure/high-temperature metamorphic belt for-

mation. *Nature* 323: 794-797.

- Miyashiro, A. 1994, *Metamorphic Petrology*, UCL Press, London.

- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125-1139.

- Rigby, M. J., Droop. G. T. R. and Bromiley, G. D., 2008. Variations in fluid activity across the entire thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 331-346.

- Richards.S.W and Collins.W.J., 2002. The Cooma Metamorphic Complex, a low-P, high-T (LPHT) regional aureole beneath the Murrumbidgee Batholith, *Journal of metamorphic Geology*, 2002,20,119-134.

- Saki A, Moazzen M and Baharifar A. 2012. Migmatites microstructures and partial melting of the Hamadan pelites within the Alvand aureole, West Iran. *International Geology Review*, 54 (11) 1229-1240.

- Sepahi, A. A., Whitney, D. L., and Baharifar, A. A., 2004. Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 119-134.

- Spear, F.S, 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of American Monograph Series 1, 799.

- Twiss, R. j. and Moores, E. M., 1992. "Structural Geology". W. H. Freeman and Company, NewYork, 532.