Archive of SID

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۰، شماره ۴۰، زمستان ۱۳۹۵، صفحات ۳۳- ۴۳

بررسی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک- سیلیکات در هاله دگرگونی الوند

هاله قربانی[۱ و *]، محسن موذن[۲] و عادل ساکی[۳]

۱. دانشجوی دکترای گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۹/۰۴

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۱/۲۸

چکیده

باتولیت الوند به سن ژوراسیک، با نفوذ در سنگ‌های آهکی سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی شده است. هورنفلس‌های کالک - سیلیکات به همراه تنوع زیادی از هورنفلس‌های رسی و مافیک در اثر نفوذ توده الوند تشکیل‌شده‌اند. بر اساس درصد مدال کانی‌ها، سنگ‌های کالک - سیلیکات موجود در منطقه به گروه‌های مختلفی تقسیم شده‌اند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، مشخص شد که سنگ‌های کالک - سیلیکات در منطقه همدان طی دو مرحله دگرگونی پیشرونده و پسرونده تشکیل‌شده‌اند، به‌طوری‌که در ابتدا دگرگونی پیشرونده و اوج دگرگونی رخداده، که باعث ایجاد کانی‌های بی‌آب مانند پیروکسن، گارنت و وزوویانیت شده است. به دنبال آن، طی کاهش دما و حضور مقادیر قابل‌توجه سیال، دگرگونی پسرونده در دمایی پایین‌تر رخداده است که در طی آن مجموعه‌ای از کانی‌های آبدار شامل ترمولیت- اکتینولیت، زوئیزیت، کلریت، اپیدوت و مقادیری از کانی‌های اکسیدی مانند هماتیت و گرافیت تشکیل‌شده است. کانی ترمولیت و اپیدوت در شرایط دگرگونی درجه پایین شکل‌گرفته‌اند. درنتیجه دگرگونی پسرونده کانی‌های ترمولیت، اپیدوت و زوئیزیت و سایر کانی‌های آبدار، جایگزین کانی‌های اوج دگرگونی شده‌اند. سنگ‌های حاصل این دگرگونی شامل انواع متفاوتی از کالک - سیلیکات‌ها مانند اپیدوت کالک - سیلیکات و اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت و زوئیزیت کالک - سیلیکات می‌باشد. دگرگونی پسرونده در منطقه سبب شده است تا در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف، مانند سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (گارنت) دگرسانی ناقصی گسترش یابد. علاوه براین در سنگ‌های موجود در منطقه بافت‌هایی مانند سیمپلکتیت دیده می‌شود که با افت دما هماهنگ می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، دگرگونی پسرونده، فرآیندهای دگرگونی، کالک- سیلیکات، همدان.

مقدمه

همه سنگ‌های دگرگونی در منطقه پیش از دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ باتولیت الوند، تحت تأثیر یک دگرگونی ناحیه‌ای که تا رخساره شیست سبز و آمفیبولیت پیش رفته، قرارگرفته‌اند. نفوذی‌ها، شامل گرانیت‌ها معمولاً مرتبط با هاله مجاورتی هستند که به‌وسیله میگماتیت‌ها، بافت‌های هورنفلسی و مجموعه کانی‌هایی

* نویسنده مرتبط: haleh_ghorbani@tabrizu.ac.ir

www.SID.ir

Archive of SID

که جایگزین کانی‌های پیشین شده‌اند، تعریف می‌شوند (Saki., 2011؛ Baharifar et al., 2004؛ بهاری فر، ۱۳۷۶) سنگ‌های میگماتیتی در جنوب باختر باتولیت الوند قرار دارند. بیشترین مطالعات در همدان بر روی سنگ‌های آذرین و یا سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بوده است. البته در بعضی مناطق استان همدان به مطالعه اسکارن‌های تشکیل‌شده در طی دگرگونی ناحیه‌ای نیز پرداخته‌شده است (نادری و مسعودی، ۱۳۹۱) اما هورنفلس‌های کالک- سیلیکات تشکیل‌شده در هاله دگرگونی الوند واقع در روستای چشین، کمتر مورد توجه قرارگرفته‌اند.

مطالعه سنگ‌های آهکی دگرگون‌شده با این که فقط بخش کوچکی از پوسته زمین را تشکیل می‌دهند، اما چون دگرگونی آن‌ها اطلاعات مهمی در مورد ترکیب فاز سیال در حین تبلور ماگما، تأثیر آن بر پایداری مجموعه کانی‌های دگرگونی و شرایط P ، T و تشکیل هورنفلس ها به دست می‌دهند اهمیت قابل‌ملاحظه‌ای دارند (Spear، 1993). کربنات‌های دگرگونی به‌طور بخشی با سنگ‌های مجاور خود (سنگ‌های رسی دگرگون‌شده) در حال تعادل نمی‌باشند. تراوش سیالات آبی، سبب گسترش واکنش‌های دگرگونی، به‌خصوص در کربنات‌هایی می‌شود که در مرز هستند (Agu، 2002). به‌علاوه مجموعه کانی‌های خاصی مانند وزوویانیت، زوئیزیت و کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک- سیلیکاته‌ای که تحت نفوذ سیالات غنی از آب قرارگرفته‌اند به وجود می‌آیند (Cartwright and Oliver، 1992). واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های تشکیل‌شده در دگرگونی مجاورتی به‌طور طبیعی به‌خصوصیات سنگ‌های نفوذی و میزبان، ترکیب سیالات متاسوماتیسم کننده، فشار کل و رژیم دمایی مربوط می‌شوند (Meinert، 1998). اگر سیالات در حجم‌های مناسبی وجود داشته باشند می‌توانند باعث ذوب بخشی، انتقال گرما، دگرگونی و تغییر شکل بلورها و همچنین انتقال فلزات برای تشکیل کانسارهای اقتصادی شوند. در مطالعه‌ی سنگ‌های کالک - سیلیکاته تعادل فازهای کانی‌شناسی در حضور مخلوطی از سیال CO_2 و H_2O بررسی می‌شود (Spear، 1993). مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های کالک - سیلیکات، به مقدار H_2O، CO_2 در سیالات دگرگونی بسیار حساس هستند و این نشان‌دهنده اهمیت ترکیب سیالات در طول دگرگونی این سنگ‌ها است (Moazzen et al., 2009).

بنابراین مطالعه سنگ‌های کالک - سیلیکات مهم به نظر می‌رسد. در این تحقیق سعی شده است با در نظر داشتن رخنمون این سنگ‌ها در اطراف باتولیت الوند، که با استفاده از مجموعه کانیایی در طول فرایند دگرگونی مجاورتی تشکیل‌شده است، شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل سنگ‌های کالک - سیلیکاته مورد مطالعه قرار گیرد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مطالعاتی از لحاظ تقسیمات جغرافیایی در استان همدان در غرب کشور، بین طول‌های جغرافیایی '۴۸ و °۴۷ تا '۲۸ و °۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۰۰ و °۳۴ تا '۴۴ و °۳۵ شمالی قرار دارد. ناحیه همدان از دیدگاه زمین‌شناختی ساختاری (Stocklin، 1968) در محدوده‌ی زون سنندج - سیرجان جای گرفته است. زون سنندج- سیرجان پرتکاپوترین پهنه ساختاری ایران است که فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است. این زون میزبان توده‌های گرانیت زیادی ازجمله باتولیت الوند می‌باشد، دارای طولی در حدود ۱۵۰۰ و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر است که از شمال غرب تا جنوب شرق کشور ادامه دارد (شکل ۱-a). سنگ‌های آذرین و دگرگونی در منطقه همدان و به‌خصوص در مجاورت باتولیت الوند موردتوجه زمین شناسان متعددی قرارگرفته و تاکنون درباره کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این منطقه پژوهش‌های زیادی صورت گرفته است (زرعیان و همکاران، ۱۳۵۰؛ بهاری فر، ۱۳۸۳؛ صادقیان، ۱۳۷۳؛ قربانی، ۱۳۹۳؛ Sepahi et al., 2004؛ Saki، 2011؛ Saki et al., 2012). وجود مسئله دگرگونی ناحیه‌ای و تکتونیک فعال (به سبب وجود راندگی‌های متعدد) موجب پیچیدگی وضع ساختمانی در این منطقه شده است و به لحاظ وضع تکتونیکی خاص این زون ساختاری، ارتباط واحدهای رسوبی به‌طورمعمول گسله است. گسل موجود در منطقه برداشت نمونه‌ها، گسل چشین - سیمین می‌باشد که این گسل با روند کلی شمال

www.SID.ir

Archive of SID

باختری- جنوب خاوری و به درازای ۱۵ کیلومتر، تا روستای سیمین، مرز میان دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی امتداد یافته است. و در دره ارزان فود با گسل دیگر با راستای NE-SW هم‌جهت می‌گردد. شیب گسل NE ۷۰ و سازوکار آن معکوس می‌باشد (اقلیمی، ۱۳۷۹).

مجموعه پلوتونیک الوند

مجموعه پلوتونیک الوند در بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج - سیرجان، یکی از توده‌های نفوذی مهم به شمار می‌آید (Mohajjel et al., 2003). باتولیت الوند در محیط زمین ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای در یک رژیم کششی در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر سنندج - سیرجان نفوذ کرده است (Shahbazi et al., 2010). این توده از گرانیتوئیدهای پورفیری، گرانیتوئیدهای لوکوکرات و سنگ‌های مافیک تشکیل‌شده است (سپاهی، ۱۳۷۸). توده‌های آذرین مافیک تا حد واسط (الیوین گابرو، گابرو، گابرو نوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت) قدیمی‌تر از پلوتون‌های گرانیتی مشتق شده از پوسته (باتولیت الوند) در منطقه هستند (Valizadeh and Cantagrel, 1975)، اما همه نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل‌گرفته‌اند (Shahbazi et al., 2010). نتایج سن سنجی U-Pb نشان داده است که تمام گرانیتوییدها در طی ژوراسیک و پیش از کرتاسه به وجود آمده‌اند (Shahbazi et al., 2010). منشا بخش‌های گرانیتی و گابرویی توده توسط محققان مختلف مورد مطالعه قرارگرفته است. سپاهی(۱۳۷۸) منشا سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و تونالیتی الوند را ماگمای تولئیتی با منشا گوشته‌ای و منشا گرانیت‌های پورفیروئید را پوسته‌ای در نظر گرفته است. اشراقی (۱۳۸۲) سنگ‌های حد واسط الوند را به فرآیند متاسوماتیسم مربوط به تأثیر سیالات گرانیتی بر روی گابروها مرتبط می‌داند. با این که در مجموعه الوند سنگ‌های مافیک - حد واسط (گابروها، دیوریت‌ها و تونالیت‌ها)، اغلب قدیمی‌تر از سنگ‌های فلسیک (گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها) هستند و بین آن‌ها گسستگی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دیده می‌شود، ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد ماگماهای مافیک و فلسیک در طول حیات خود گاهی همزمان نیز شکل‌گرفته باشند (سپاهی، ۱۳۸۷).

گرانیت الوند

این گرانیت دارای بافت پورفیری بسیار مشخص می‌باشد، به‌طوری‌که بلورهای میکروکلین پرتیت در آن گاهی به درازای ده سانتی‌متر می‌رسد. از ویژگی‌های شایان توجه این گرانیت وجود بیگانه سنگ‌هایی از جنس گروناتیت و از بیگانه سنگ‌های بسیار میکادار و بیگانه بلورهایی از آندالوزیت، سیلمانیت، کردیریت و گارنت است. گاهی بیگانه سنگ‌هایی از جنس گابرو نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: فلدسپات‌های قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کمی گارنت، آندالوزیت، سیلمانیت و کردیریت که کانی‌های اخیر بیگانه بلورند (اقلیمی، ۱۳۷۹). فلدسپات‌های قلیایی از نوع ارتوز و میکروکلین و پلاژیوکلازها از جنس آلبیت تا الیگوکلازند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از: زیرکن، آپاتیت، تورمالین، آلانیت و کانی‌های تیره. از دیدگاه تقسیمات سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها گرانیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت هستند و همه آن‌ها مزوکرات‌اند. در درون این توده گرانیتی و بیش‌تر در حاشیه آن بخش‌هایی دیده می‌شود که ترکیب آن‌ها تونالیتی و کوارتز دیوریتی است (اقلیمی، ۱۳۷۹). به‌طورکلی دو دسته اصلی سنگ در منطقه همدان وجود دارد (شکل ۱-b) که عبارتند از:

۱. سنگ‌های آذرین: سنگ‌های آذرین این مجموعه شامل سنگ‌های مافیک (گابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، دولریت)، حد واسط (دیوریت، کوارتز دیوریت، میکرو دیوریت)، فلسیک (گرانیت‌ها،گرانودیوریت، تونالیت، پگماتیت و آپلیت) و تعدادی دایک‌های دولریتی و کوارتز دولریتی است که سن آن‌ها به ترتیب از ۱۸۰ تا ۶۰ میلیون سال قبل در نظر گرفته‌شده است (سپاهی، ۱۳۷۸).

۲. سنگ‌های مجموعه دگرگونی همدان که در مراحل مختلف دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل‌شده‌اند: سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: این سنگ‌ها به سن پالئوزئیک تا اوایل ژوراسیک، قدیمی‌ترین تشکیلات زمین‌شناسی منطقه را تشکیل داده‌اند که اغلب شامل: اسلیت، فیلیت و انواع شیست‌ها هستند. در مورد نوع

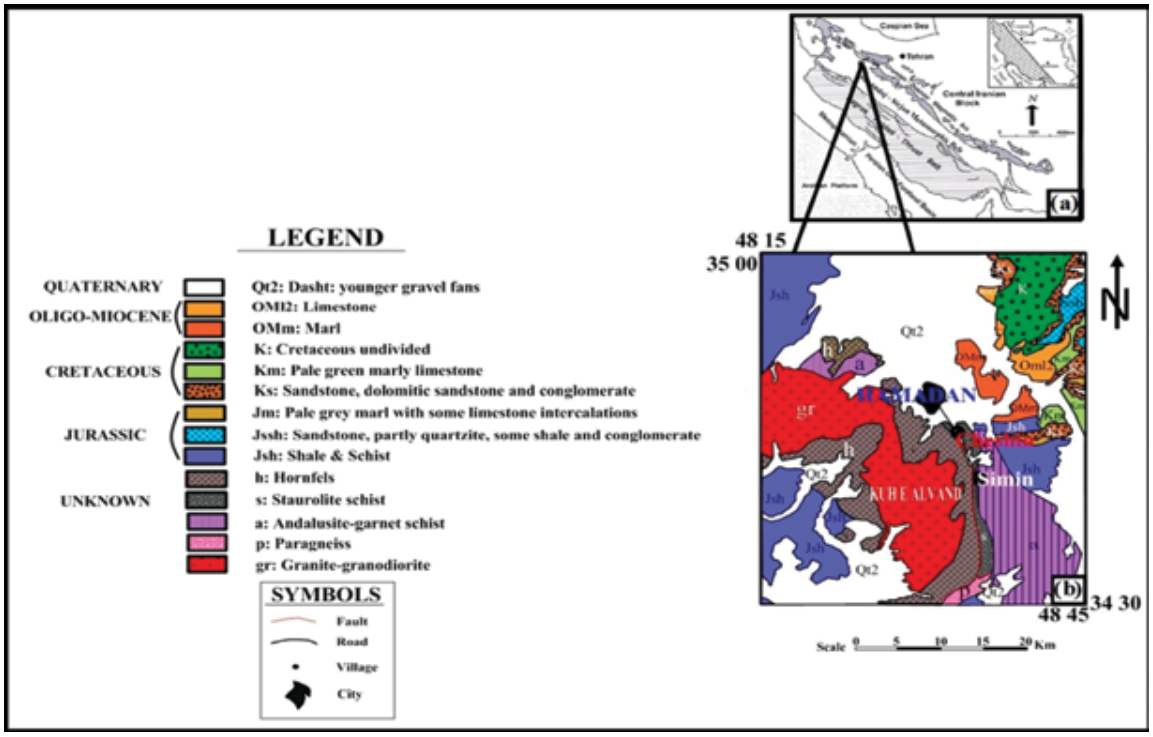
www.SID.ir

Archive of SID

دگرگونی ناحیه‌ای همدان، (صادقیان، ۱۳۷۳) معتقد است نوع دگرگونی‌ها از نوع دما و فشـار متوسط، تیپ بارووین (کیانیت - سیلیمانیت) می‌باشـد. بهاری‌فر (۱۳۷۶) نوع دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های منطقه همدان را فشار پایین- دما بالا و مربوط به یک قوس ماگمایی می‌داند.

سـنگ‌های دگرگونی مجاورتی: این سنگ‌ها که شامل انـواع شیسـت‌های لکـه‌دار و هورنفلس‌ها می‌باشـند در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. هورنفلس شیسـت‌ها و هورنفلس‌ها تنوع زیادی دارند.

میگماتیت‌هـای منطقـه را نیـز می‌تـوان به دو دسـته سـیلیمانیت میگماتیت و کردیریت میگماتیـت رده‌بندی کرد (Saki et al., 2012).



شکل ۱. a.) موقعیت زمین ساختی زون‌ها در باختر ایران (Mohajjel et al., 2003)، موقعیت زون سنندج - سیرجان و منطقه مورد مطالعه، b.) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن. سنگ‌های کالک - سیلیکاته در قسمت شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند (برگرفته با اندکی تغییرات از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان)

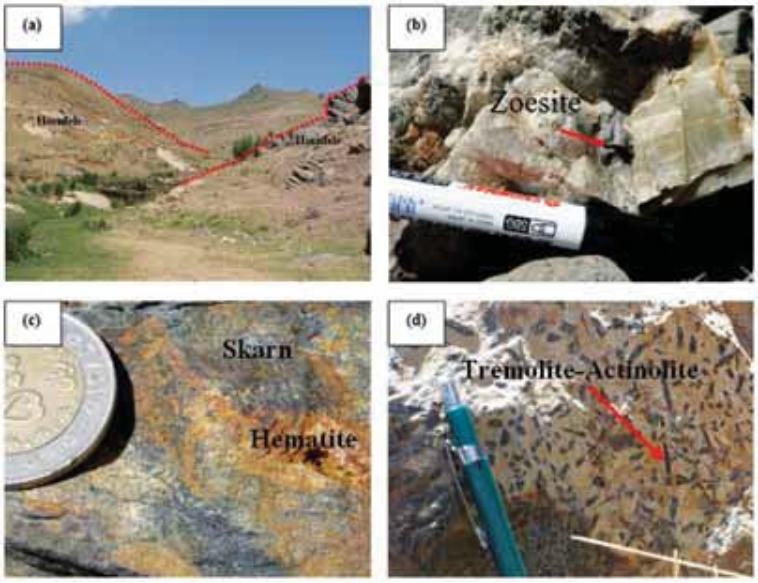
مطالعات صحرایی

سـنگ‌های دگرگونی مجاورتی در روستای چشین واقع در استان همدان انواع متنوعی از هورنفلس‌ها هستند که با فاصله گرفتن از توده نفوذی الوند درجه دگرگونی این سنگ‌ها کاسته می‌شود. هورنفلس‌های کالک- سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های دیگـر در منطقه مطالعاتـی رخنمون دارند (شـکل ۲-a). رنـگ سـبز در بعضی سـنگ‌ها به دلیل حضـور کانی‌های فرومنیزیـن اپیـدوت، ترمولیت/ اکتینولیت (شـکل ۲-d) اسـت. در این سـنگ‌ها اندازه برخـی از بلورها به‌گونه‌ای اسـت که با چشـم غیرمسـلح نیز قابل مشـاهده اسـت (شکل ۲-b، d). اثر دگرگونی پسرونده و به‌طورکلی تأثیرات ناشـی از ورود سـیالات گرمابی حاصل از توده‌های اسیدی در منطقه مورد مطالعه سـبب گسترش کانه‌زایی و تشکیل کانی‌های اکسـیدی مانند هماتیت شده است (شکل ۲-c).

پس از بررسـی مقدماتی نمونه‌های صحرایی به‌دست‌آمده از میان نمونه‌های جمع‌آوری‌شـده ۳۲ نمونه که مناسب‌ترین سـنگ‌ها ازنظر شرایط هوازدگی و دگرسـانی بوده‌اند، برای تهیه مقاطع نازک و بررسـی‌های سنگ‌شناسـی انتخاب و تفکیک شدند.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۲. a.) رخنمون هورنفلس‌ها در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت جنوب، b.) بلور درشت زوئیزیت در مجاورت کلسیت در سنگ‌های کالک- سیلیکات، c.) کانه زایی هماتیت طی دگرگونی پسرونده در منطقه مورد مطالعه d.) جهت‌گیری بلورهای ترمولیت - اکتینولیت در نمونه دستی

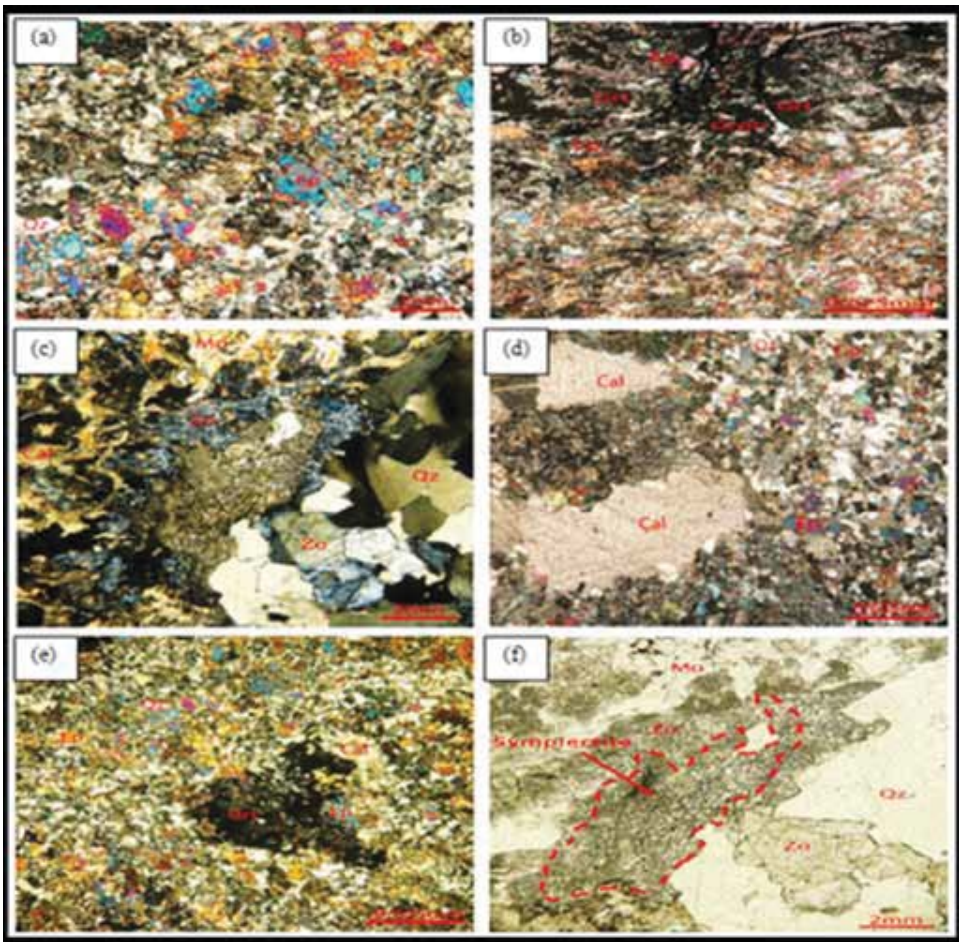
پتروگرافی

سنگ‌های کالک - سیلیکات مطالعه شده علاوه برداشتن کلسیت و کوارتز دارای مقادیر بالایی کانی‌های سیلیکات آلومینیوم مانند وزوویانیت، ترمولیت - اکتینولیت، گارنت و اپیدوت حاصل دگرگونی مجاورتی می‌باشند (شکل۳- a ،c) (جدول ۱). در این سنگ‌ها کانی‌های کالک- سیلیکات فازهای اصلی را تشکیل می‌دهند که در تمامی پاراژنزها کانی‌های کوارتز، کلسیت و کانی تیره به‌عنوان فازهای اضافی در سیستم در نظر گرفته‌شده است (شکل۳- a). بافت میکروسکوپی در این نمونه‌ها اغلب گرانوبلاستیک می‌باشد (شکل ۳-c) ولی در بعضی نمونه‌ها بافت پوئی‌کیلوبلاستیک، پورفیروبلاستیک (شکل ۳- b)، ایدیوبلاستیک و زینوبلاستیک نیز مشاهده می‌شود و همچنین در بعضی از نمونه‌های بافت سیمپلکتیت به چشم می‌خورد (شکل۳ -f). تشکیل سیمپلکتیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه را می‌توان به واکنش بین پورفیروبلاست‌ها نسبت داد. در واقع احتمال دارد که تمرکز محلول‌های غنی از آب در امتداد مرز دانه‌ها در حین سرد شدن یک سنگ و یا نشت محلول‌ها در خلال یک حادثه دگرگونی بعدی، سرعت واکنش‌ها را زیاد کند. ریزدانه بودن همرشدی‌های سیمپلکتیت و نیز محدود بودن آن‌ها به مرز بعضی از کانی‌ها، تحرک بسیار کم مواد را مشخص می‌کند. حضور چنین بافتی در سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده عدم تعادل است و در پی افت و کاهش دما، ناشی از دگرگونی پسرونده تشکیل می‌گردد. در این سنگ‌ها کانی کلسیت با رخ رومبوئدری ویژه خود دارای اندازه متغیر از ریزبلور تا درشت‌بلور بوده و دارای اشکالی متفاوت از ایدیوبلاستی تا زینوبلاستی می‌باشد (شکل ۳-d). کانی‌های اپیدوت به‌صورت بلورهای بسیار کوچک در محل مرز دانه‌های کلسیت (شکل ۳ -e،a) و یا در گارنت به‌صورت هم رشدی و یا در حواشی آن تشکیل‌شده‌اند. کوارتزها با خاموشی موجی (شکل ۳- c) خود اغلب دارای بافت مضرسی و بی‌شکل در بین کانی‌های دیگر می‌باشند. مسکوویت (شکل۳- f،c) در مقادیر فرعی در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. ترمولیت - اکتینولیت را معمولاً با توجه به رخ و شکل کشیده‌ای که دارند به‌خوبی می‌توان تشخیص داد. جهت‌گیری موازی کانی‌های آمفیبول در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه مرز بین دو پروتولیت رسی و آهکی ازنظر تنوع کانی‌شناسی مشخص و واضح است به‌طوری‌که کانی‌های ترمولیت- اکتینولیت، زوئیزیت در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند.

www.SID.ir

Archive of SID

رگه‌های زوئیزیت- کلینوزوئیزیت دار درون سنگ‌های کربناته و بلافصل سنگ‌های رسی و آهکی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه همدان شامل اپیدوت، آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلسیت، گارنت، وزوویانیت و ... به همراه کانی‌های فرعی کلریت، اسفن، گرافیت و هماتیت می‌باشند. اپیدوت‌ها را با برجستگی بالا و بی رفرنژانس بالا می‌توان شناخت. در درجات پایین دگرگونی، اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز به‌صورت گرانوبلاستیک دیده می‌شود (شکل ۳- e). در برخی نمونه‌ها دیوپسید براثر دگرگونی پسرونده به ترمولیت تبدیل‌شده است. وزوویانیت معمولاً با رنگ خاکستری یا آبی و دارای خاموشی مایل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. علاوه بر کانی اپیدوت در این سنگ‌ها زوئیزیت و کلینوزوئیزیت نیز وجود دارند (شکل ۳- c). در مقاطع مطالعه شده گرافیت نیز حضور دارد که مقدار گرافیت در بعضی از نمونه‌ها زیاد و در بعضی دیگر کم می‌باشد. به‌طورکلی گرافیت یک کانی مشخص در سنگ‌های دگرگونی مانند شیست‌های دگرگونی، گنیس، اسلیت‌ها و سنگ‌های آهکی دگرگون‌شده است و به‌عبارت‌دیگر رنگ خاکستری خیلی از سنگ‌های دگرگونی به علت وجود همین کانی است (سرابی، ۱۳۵۲). مقادیر اندکی کانی فرعی هماتیت در تعدادی از نمونه‌های سنگی به‌صورت پراکنده مشاهده می‌شود.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های کالک- سیلیکات منطقه، a.) تشکیل کانی‌های تقریباً بی‌شکل اپیدوت درزمینهٔ گرانوبلاستیک متشکل از کوارتز و کلسیت (XPL).، b.) بافت پورفیروبلاستیک که درنتیجه قرارگیری بلورهای نسبتاً دانه‌درشت گارنت درزمینهٔ ای از اپیدوت، کلسیت تشکیل‌شده است (XPL).، c.) بافت گرانوبلاستیک بلورهای کلسیت، کوارتز، زوئیزیت و مسکوویت (XPL).، d.) مجاورت بلورهای کلسیت با اندازه‌های متفاوت به همراه اجتماعی از بلورهای کوارتز، اپیدوت (XPL).، e.) تجزیه‌شدگی تقریباً نیمی از گارنت اولیه به اپیدوت و کلسیت (XPL) .، f) تشکیل بافت سیمپلکتیت در اثر دگرگونی پسرونده که توسط بلورهای کوارتز، زوئیزیت و مسکوویت احاطه شده است (PPL)

www.SID.ir

Archive of SID

جدول۱. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در همدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) است.

A= Alteration, O= Minor phase (<5%), X= Major phase(>5%)

Sample No	GR	Cal/Dol	Qz	Ep	Cpx	Hbl	Grt	Zo	Mo	Ves	Act/Tr	Hem	Texture	Rocktype
Che1C	O	X	X	X			X				X		Poiikiloblastic-Granoblastic-Nematoblastic	Cpx- Tr- Act-Grt Calc-silicate
Che1D	O	X	X	AX	X		X			O			Poiikiloblasti-porphiroblastc	Grt-Cpx Calc-silicate
Che1E	X	X	X	AX	X		X						Poiikiloblasti-porphiroblastc	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1F	O	X	X	AX	X		X					O	Poiikiloblasti-porphiroblastc	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1G	O	X	X	AX	X		X					O	Poiikiloblasti-porphiroblastic	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1J	X	X	X	X				X	O			O	Granoblastic	Zo- Ep Calc-silicate
Che1K	X	X	X	AX	X		X	X				O	Poiikiloblastic-Granoblastic	Cpx- Grt- Zo Calc-silicate
Che1L	O	X	X	AX	X		X					O	Poiikiloblasti-Granoblastic	Cpx- Grt Calc-silicate
Che1M	O	X	X	AX	X	O	X						Poiikiloblastic-Granoblastic	Grt- Cpx Calc-silicate
Che3	O	X	X	AX		O		X	O		X	O	Granoblastic-Sympletic-Nematoblastic	Ep- Tr/Act- Zo Calc- silicate
Che 4	X	X	X	AX	X		X	O					Poiikiloblasti-Granoblastic-Zinoblastic	Cpx Calc- silicate
Che5	O	X	X	AX	X		X					O	Poiikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic	Cpx- Grt Calc-silicate
Che8	O	X	X		X		X					O	Poiikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic	Grt- Cpx Calc-silicate

بـا توجه به مطالعـات پتروگرافی پاراژنزهـا (جدول ۱)، مشخص گردید که دگرگونی در منطقه مورد مطالعه طی دو مرحله صورت گرفته است:

۱. دگرگونی پیشـرونده: در مرحله اول کـه اوج دگرگونی اسـت و به‌صـورت پیشـرونده رخداده اسـت اثرهای گرمایی همزمان با جای‌گیری و تبلور توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوشـیمیایی سـنگ‌های کالک- سیلیکات شـده و درنتیجه آن کانی‌های بـدون آب مانند گارنت، کلینوپیروکسـن و وزوویانیت تشـکیل گردیده اسـت (واکنش‌های ۲، ۳، ۴ و ۶) (شکل ۴).

۲. دگرگونی پسرونده: این دگرگونی به دنبال اوج دگرگونی رخداده و ناشـی از سرد شدن توده و نفوذ سیالات بوده است. کانی‌های تشکیل‌شده در این مرحله معمولاً از نوع آبدار مانند اپیدوت، آمفیبول و ... می‌باشند (واکنش ۵ و ۷) (شـکل ۳و ۴- b، e). ترمولیت به همراه اپیدوت در درجات پایین دگرگونی شکل‌گرفته است. محصولات دگرسـانی پسـرونده مثل کلریت و ترمولیت، به‌صورت سـودومورف‌های کامل در کانی‌های دما بالاتر تشکیل

www.SID.ir

Archive of SID

می‌شـوند. در درجات دگرگونی پایین‌تـر، معروف‌ترین شـاهد برای عمل دگرگونی پسـرونده، کلریتی شـدن بیوتیت و گارنت اسـت. به‌علاوه، تشکیل سیمپلکتیت (شکل ۳ - f) مثل میرمکیت معمولاً با افت دما همراه است، ولی معمولاً در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف مثل سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (به‌خصوص در کانی‌های سـخت بدون کلیواژ مثل گارنت) دگرسـانی ناقصی گسـترش می‌یابد. اپیـدوت رایج‌ترین محصول دگرسـانی گارنـت در ایـن مرحله اسـت و در تعدادی از نمونه‌هـا تقریباً تمام گارنت ها به اپیدوت دگرسـان شـده‌اند (شکل۳-e). احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوت داشته است (Einaudi et al., 1981). سیلیکات‌های کلسیم آب‌دار و کانی‌های تیره مانند هماتیت در طی دگرگونی پسرونده تشکیل‌شده‌اند.

علاوه بر این مطالعات نشان می‌دهد که بلورهای گارنت در نمونه‌ها به دو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) گارنت‌های ایزوتروپی که دارای ادخال‌هایی از بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار کلینوپیروکسن می‌باشند که این زیر گروه باعث ایجاد بافت پوئی‌کیلوبلاستیک شده است.

ب) گارنت‌های ایزوتروپی با رنگ سیاه که توسط اپیدوت‌هایی که در اثر تجزیه گارنت به وجود آمده‌اند و باعث ایجاد بافت پوئی‌کیلوبلاستیک شده‌اند. این تجزیه‌ها نشان‌دهنده‌ی دگرگونی پسرونده می‌باشد (شکل ۳-e).

مجموعـه کانی‌هایی کـه در سـنگ‌های منطقه مورد مطالعه در طی دگرگونی پسـرونده تشکیل‌شده است را، بر مبنای وجود گروه‌های مختلف آمفیبولی می‌توان تقسیم کرد (جدول۲):

مجموعه کانی بدون ترمولیت: این سنگ‌ها خارجی‌ترین بخش هاله‌ی دگرگونی را تشـکیل می‌دهند. اپیدوت اولین کانی‌هـای حاصـل از دگرگونی اسـت. بلورهـای اپیدوت به‌صورت دانه‌ای و بی‌شـکل با بی رفرنژانس بالا می‌باشند. کلسـیت به‌طـور پراکنـده و فـراوان با در دسـترس بودن CO_2 تشکیل‌شـده اسـت. این مجموعه عمدتاً دارای بافت گرانوبلاسـتیک، پورفیروبلاسـتیک و پوئی کیلوبلاسـتیک می‌باشد. اپیدوت‌ها با خاموشی مستقیم دارای اندازه ریزبلور تا متوسـط بلور هسـتند که معمولاً در حاشیه یا در داخل بلورهای گارنت قرارگرفته‌اند. بلورهای گارنت در این مجموعه کانی به‌صورت شـکل‌دار، درشـت‌بلور تا متوسط بلور دیده می‌شوند. این مجموعه‌ها دارای گرافیت و همچنین هماتیت به مقدار جزیی می‌باشند.

مجموعه کانـی دارای ترمولیت: با دور شـدن از توده، ترمولیت‌ها از شکسـته شـدن کلینوپیروکسـن‌های اولیه تشکیل‌شـده‌اند. ترمولیت‌هـا به‌صـورت کشـیده و دارای برجسـتگی نسبتاً زیاد با بی‌رفرنژانس متوسط تا نسبتاً قوی کـه به رنگ سـبز کمرنگ دیده می‌شـوند،در این مجموعه حضور دارند. بافت عمده در این نمونه‌ها گرانوبلاسـتیک و نماتوبلاستیک می‌باشد.

مجموعه کانی دارای هورنبلند: هورنبلند به‌صورت جزیی در این سـنگ‌ها وجود دارد. هورنبلنـد در درجه دگرگونی متوسـط دارای رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها در مجاورت کلسیت و کانی‌های تیره دیده می‌شود. گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک می‌باشد. به‌تدریج با کاهش درجه دگرگونی، ترمولیت‌ها به‌صورت جزیی به‌جای هورنبلند ظاهر شده‌اند.

جدول ۲. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات هاله دگرگونی الوند

درجه دگرگونی	پاراژنز دگرگونی	مجموعه کانی‌های دگرگونی
پایین	Qz + Cal + Ep	مجموعه کانی‌های بدون ترمولیت
	Qz + Cal + Ep + Tr / Act	مجموعه کانی‌های دارای ترمولیت
متوسط	Qz + Cal + Ep + Hbl	مجموعه کانی‌های دارای هورنبلند

www.SID.ir

Archive of SID

واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات

سنگ‌های کالک- سیلیکات علاوه بر کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت، دارای مقادیر قابل‌توجهی رس می‌باشند و در اثر دگرگونی، کانی‌های سیلیکاتی کلسیم و آلومینیوم‌دار مانند اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت را تشکیل می‌دهند. به‌طورکلی اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت اولین کانی‌هایی هستند که طی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک - سیلیکات تشکیل‌شده‌اند. اپیدوت می‌تواند از شکسته شدن کانی‌های رسی مانند مارگاریت نیز تشکیل می‌شود. با توجه به مجموعه کانی‌ها می‌توان واکنش‌های زیر را در نظر گرفت (شکل ۵):

1) $2Ep + CO_2 = Cal + 3An + H_2O$

2) $3Cal + 2Qz + Tr = 5Di + 3CO_2 + H_2O$

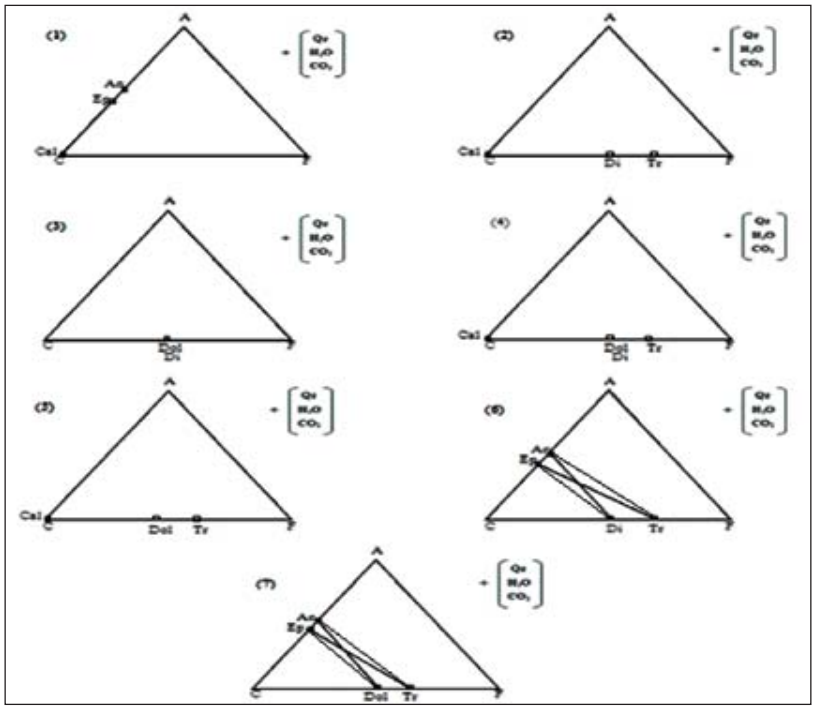
3) $2Qz + Dol = Di + 2CO_2$

4) $3Cal + Tr = 4Di + Dol + CO_2 + H_2O$

5) $8Qz + 5Dol + H_2O = 3Cal + Tr + 7CO_2$

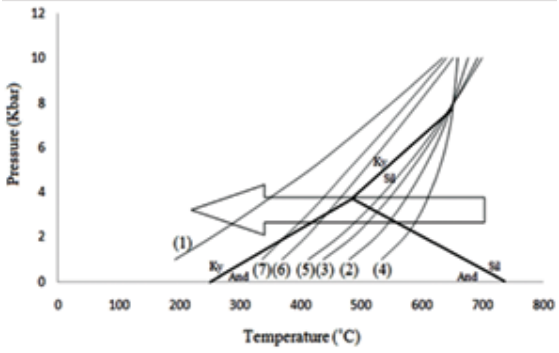
6) $2Qz + Tr + 6Czo = 5Di + 9An + 4H_2O$

7) $Tr + 6Ep + 2CO_2 = 4Di + 9An + Dol + 4H_2O$



شکل ۴. روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در سیستم ACF-(Qz, H_2O, CO_2)

در هاله دگرگونی الوند، شاهد سنگ‌های کالک- سیلیکاتی هستیم که بیانگر شرایط پسرونده و دما پایین می‌باشند، به‌طوری‌که نفوذ سیالات به این سنگ‌ها باعث این نوع دگرگونی شده است. در شکل ۵ نتایج ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی با دمای پایین در منطقه شرق باتولیت الوند نشان داده‌شده است:



شکل ۵. واکنش‌های رخداده در حین دگرگونی برگشتی

www.SID.ir

Archive of SID

نتیجه‌گیری

مجموعه پلوتونیک الوند در منطقه، عامل اصلی و خاستگاه گرمابی دگرگونی همبری می‌باشد و نفوذ این توده در سنگ‌های میزبان رسی و آهکی باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی متفاوتی در منطقه همدان شده است که عبارتند از: هورنفلس کردیریت‌دار، شیست های لکه‌دار، مرمرها و سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکات. نفوذ این توده در سنگ‌های آهکی واقع در یال شرقی توده، سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در این سنگ‌ها و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکاته شده است. فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده نفوذی در سنگ‌های میزبان سبب ایجاد شکستگی و گسترش شکستگی‌های ایجاد شده ناشی از سیالات به‌عنوان معبری مناسب برای هجوم و ورود سیالات متاسوماتیسم کننده به درون مرمرها و سنگ‌های آهکی ناخالص عمل کرده‌اند. سنگ‌های کالک - سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های رسی در شرق توده الوند رخنمون دارند. مرز بین این دو نوع پروتولیت ازنظر کانی‌شناسی بسیار متنوع است به‌طوری‌که کانی‌های ترمولیت- اکتینولیت، زوئیزیت- کلینوزوئیزیت، گارنت و پیروکسن در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهد که دگرگونی پسرونده در منطقه اتفاق افتاده است و نتایج حاصل از این مطالعه عبارت است از:

۱. باتولیت الوند عامل اصلی و منبع حرارتی دگرگونی مجاورتی در هاله است. سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه قبل از دگرگونی مجاورتی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرارگرفته‌اند. مرز بین سنگ‌های آذرین مربوط به باتولیت الوند و سنگ‌های دربرگیرنده مشخص می‌باشد.

۲. دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه به دنبال اوج دگرگونی و پس از سرد شدن توده و نفوذ سیالات رخ‌داده است.

۳. تشکیل گارنت با بافت پویی‌کیلوبلاستیک و دارای نفوذی‌های فراوان و نسبتاً درشت‌دانه از کانی‌های اپیدوت، عملکرد فرآیند دگرگونی پسرونده به دلیل کاهش شرایط فشار بر سنگ‌های دگرگون را نشان می‌دهد.

۴. تشکیل فازهای آبدار مانند آمفیبول، در حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت در سنگ‌های کالک - سیلیکات مورد مطالعه، حضور فاز سیال غنی از H_2O در فرآیندهای پسرونده را نشان می‌دهد. همچنین حضور کلسیت در مقادیر فراوان در مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی کاهش فعالیت XCO_2 به دلیل تأثیر فاز سیال غنی از H_2O است.

سپاسگزاری

از سرکار خانم دکتر حاجی علی اوغلی به‌واسطه راهنمایی‌های ایشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- اشراقی، ص.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی تویسرکان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹. گزارش نقشه ۱۰۰۰۰۰ :۱همدان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۷۶. نگرشی نو بر دگرگونی ناحیه‌ای زون سنندج- سیرجان، منطقه همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۸۳. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- زرعیان، س.، فرقانی ع.و فیاض ه.، ۱۳۵۰. توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت اول، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد۳، ۴، ۴۷-۳۷.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۷۸. پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۸۷. نقش زینوکریست‌ها، برونبوم‌ها و دایک های همزمان با پلوتونیسم در تفسیر تحول ماگمایی مجموعه پلوتونیک الوند: با تأکید بر شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی مربوط به آمیختگی ماگمایی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲، ۸۷، ۲۴۸-۲۳۳.
- سرابی، ف.، ۱۳۵۲. کانی‌شناسی نوری، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۱۹۱.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قربانی، ه.، ۱۳۹۳. مطالعه سنگ‌های کالک-

www.SID.ir

Archive of SID

سیلیکات در هاله دگرگونی الوند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

- نـادری، ف.، مسـعودی، ف.، ۱۳۹۱. "معرفـی اسـکارن‌های تشکیل‌شـده در طی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقـه علی‌آباد دمق همـدان"، ششـمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشـگاه پیام نور، کرمان، دانشگاه پیام نور مرکز کرمان.

- Agu J. J., 2002. Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA. Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 38- 56.

- 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,. Comptes Rendus Geoscience, 336, 1443-1452.

- Cartwright I. and Oliver N.H.S. 1992. Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite, Australia. Journal of the Geology Society of London, 149, 693-696.

- Einaudi M.T., Meinert L. D. and Newberry R.J., 1981. Skarn deposit. Economic Geology, 75th Anniversary, 317- 391.

- Meinert L.D., 1998. Appplication of skarn zonation models exploration. Exploration and Mining Geology, 6(2), 185-208.

- Moazzen, M., Oberhänsli, R., and Hajalioghli, R., 2009. Whole rock and relict igneous clinopyroxene geochemistry of ophiolite- related amphibolites from NW Iran-Implication for protolith nature. N. Jb.Miner.Abh., 185(1), 51-62.

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

- Saki, A., 2011. Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran. Geological Magazine 148, 423- 434.

- Saki A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks within the Alvand contact aureole, western Iran. International Geology Review, 54(11), 1229- 1240

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

- 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 (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences. 39, 668-683

- Spear, F.S, 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. Mineralogical Society of America Monogeraph Series 1, 779.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7), 1229-1258.

- Valizadeh, M. V. and Cantagrel, J.M., 1975. Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les mica du complexe magmatique du Mont Alvand pres Hamadan (Iran Occidental). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l' Academie des Sciences, Serie D. Sciences Naturelles, 281, 1083- 1086.

- Whitney, Donna L. and Evans, Bernard W., 2010. Abbreviation for names of rock - forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

www.SID.ir