

دلایل پایداری آندالوزیت در زونهای سیلیمانیت و اسپینل-کردیریت موجود در میگماتیت‌های هاله مجاورتی الوند، همدان

عادل ساکی، عباس چرچی

گروه زمین شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۲۷ تاریخ پذیرش: ۹۱/۳/۲۲

Adel_saki@scu.ac.ir

چکیده

میگماتیت‌ها، بخش مهمی از دگرگونی درجه بالای هاله دگرگونی الوند همدان (غرب ایران) را تشکیل داده‌اند. میگماتیت‌های با منشأ رسی از مزوسوم (با مجموعه کانیهای بیوتیت+سیلیمانیت+گارنت+کردیریت+اسپینل+ارتوپروکسن) و لویکوسوم (با مجموعه کانیهای گارنت+پلاژیوکلاز+فلدسپار پتاسیم و کوارتز) تشکیل شده‌اند. در این میگماتیت‌ها بافت واکنشی (سیپلیتیک) کانی‌های اسپینل-کردیریت-پلاژیوکلاز جایگزین حاشیه آندالوزیت گردیده است. حضور ریزساختارهای ذوب در این سنگ‌ها بیانگر این است که بافت واکنشی آندالوزیت تحت شرایط ذوب بخشی رخ داده است. رشد اسپینل با کردیریت در دمایی حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد می‌باشد که بیانگر حضور آندالوزیت در این دما در مزوسوم میگماتیت‌های همدان است. مطالعات صحرایی، شواهد پتروگرافی، واکنشهای ذوب و دما-فشار سنجی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که علت نیمه پایداری آندالوزیت تا زون اسپینل-کردیریت در میگماتیت‌های همدان، نرخ گرم شدگی سریع این سنگ‌ها و اوراستپینگ (overstepping) است. انتشار حرارت ناشی از توده الوند سبب ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی درجه بالا (میگماتیت‌ها) شده است بنابراین، در این نوع دگرگونی، دوره دمایی تحمیل شده به سنگ نسبت به دیگر انواع دگرگونی کمتر و نرخ گرم شدگی (گرادیان زمین گرمایی ۵۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر) زیادتر است، بطوریکه این حادثه سبب کاهش ΔS (آنتروپی) واکنش پلی مورفیک آندالوزیت-سیلیمانیت شده است و دامنه اوراستپینگ (overstepping) آندالوزیت را افزایش داده است تا جائیکه محدوده آن در مزوسوم میگماتیت-های همدان تا 50 ± 200 درجه سانتیگراد رسیده است.

کلمات کلیدی: هاله دگرگونی الوند، میگماتیت‌های رسی، بافت حاشیه‌ای، آندالوزیت overstepping

مقدمه

ایزوگراد آندالوزیت (And-out isograd) نیز ذکر کرده‌اند (Cesare et al., 2002). بطور کلی علل مختلفی برای توجیه این مسئله مطرح شده است که از آن جمله تاثیر Mn^{3+} و Fe^{3+} است که در صورت تمرکز در آندالوزیت، میدان پایداری آنرا تغییر خواهد داد و باعث افزایش پایداری آندالوزیت تا دماهای بالاتر می‌شود (Kerrick and Speer, 1988; Grambling and Williams, 1985) یکی دیگر از علل حضور نیمه پایدار آندالوزیت در محدوده سیلیمانیت ΔS (آنتروپی) پایین واکنش پلی مورفیک آندالوزیت-سیلیمانیت است (Walther and Wood, 1984). تاثیر این عامل، بخصوص در دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود که نرخ گرم شدگی سریع است (Pattison, 1992). ظاهراً هر قدر دوره دمایی تحمیل شده به سنگ کمتر باشد، دامنه overstepping بیشتر خواهد شد و به همین دلیل است که میزان آن در زونلیتها، بیشتر از تمام موارد است (Cesare et al., 2002; Cesare, 1999). میگماتیت‌های همدان، شاید بدلیل وجود پلی مورف‌های سیلیکات آلومین، منطقه بسیار جالبی از لحاظ مطالعات کانی شناسی دگرگونی باشند ولی مطالعات اندکی بر روی این سنگ‌ها انجام شده است. نکته مهم در این منطقه، نیمه پایداری کانی آندالوزیت بصورت شکل

همراهی متفاوتی از پلی مورف‌های سیلیکات‌های آلومین در سنگ‌های رسی دگرگون شده وجود دارد، برای مثال آندالوزیت + سیلیمانیت و Leake and Skirrow, 1960; Rumble, 1973; Okrusch and Pattison, 1992; Evans and (Evans, 1970; Cavosie et al., 2002) و آندالوزیت + کینایت (Berti, 1986; Kerrick, 1988; Grambling, 1981). پایداری آندالوزیت در دماهای بالا موضوعی است که مورد توجه بسیاری از زمین شناسان قرار گرفته است، بطوریکه مدل‌های مختلفی برای حضور و پایداری آندالوزیت در زون سیلیمانیت و زون اسپینل-کردیریت ارائه شده است که بعضی از این مدل‌ها در زیر آورده شده‌اند. پایداری نمونه‌های دارای آندالوزیت در محدوده سیلیمانیت، در هاله‌های دگرگونی مجاورتی گزارش شده است (Pattison, 1992) که اوراستپینگ (overstepping) آندالوزیت نامیده می‌شود (Cesare et al., 2002). میزان این اوراستپینگ (overstepping) متغیر است، بعنوان مثال، گاهی میزان آن ۵۰ تا ۸۰ درجه سانتیگراد گزارش شده است (Larson and Sharp, 2001)، در حالی که مقدار آن را تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد بالاتر از

دروغین (سودومورف) بجای استارولیت در محدوده زون سیلیمانیت و اسپینل - کردیریت است که در این مطالعه به بررسی، علل آن می پردازیم.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

زون سنندج سیرجان که میزبان توده های گرانیت زیادی از جمله باتولیت الوند می باشد دارای طولی در حدود ۱۵۰۰ و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر است که از شمال غرب تا جنوب شرق کشور ادامه دارد. منطقه مورد مطالعه بخشی از این نوار دگرگونی موسوم به زون سنندج - سیرجان است که به صورت نوار طویل شده ای در امتداد و به موازات رورانگی زاگرس، گسترش دارد (Alavi, 2004). زون سنندج - سیرجان را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته (شکل ۱a) و آنرا زون زاگرس فلس مانند نامیده است. منطقه مورد مطالعه بین طول های جغرافیایی ۲۵° ۴۸' تا ۳۳° ۴۸' شرقی و عرض های ۳۳° ۳۴' تا ۴۲° ۳۴' شمالی قرار دارد. بر طبق نظر (Mohajjel et al., 2003) منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ های آذرین و دگرگونی می باشد. سنگ ها و واحدهای رسوبی منطقه در طی بسته شدن نئوتیس و برخورد قاره اورازیا و گندوانا تحت تاثیر فعالیت های موجود در حاشیه قاره دچار دگرگونی شده اند. افزایش فشار و گرما در منطقه باعث رخداد یک دگرگونی دیناموترمال در منطقه شده است که سنگ های دگرگونی ناحیه ای را ایجاد کرده اند. ادامه روند برخورد قاره ای و تکامل فرایند کوهزائی باعث شروع فعالیت های پلوتونیسیم و ایجاد باتولیت الوند شده است. انتشار گرمای ماگما سبب شده است که سنگ های دگرگونی مجاورتی در منطقه ظاهر شود.

سنگ شناسی عمومی منطقه

سنگ های مجموعه دگرگونی همدان در مراحل مختلف دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی تشکیل شده اند: سنگ های دگرگونی ناحیه ای: سنگ های دگرگونی ناحیه ای به سن پالئوزئیک تا اوایل ژوراسیک قدیمیترین سازندهای زمین شناسی منطقه را تشکیل داده اند که اغلب شامل اسلیت، فیلیت، انواع شیست ها، هستند. در مورد نوع دگرگونی ناحیه ای همدان، (صادقیان، ۱۳۷۳) معتقد است نوع دگرگونی ها از نوع دما و فشار متوسط، تیپ باروون (کیانیت - سیلیمانیت) می باشد. بهاری فر، ۱۳۸۳ نوع دگرگونی ناحیه ای سنگ های منطقه همدان را فشار پایین - دما بالا و مربوط به یک قوس ماگمایی می داند.

سنگ های دگرگونی مجاورتی: سنگ های دگرگونی مجاورتی که شامل انواع شیست های لکه دار، هورنفلس ها و میگماتیت ها (شکل ۱b) می باشند در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. هورنفلس شیست ها و هورنفلس ها تنوع زیادی داشته و از تاثیر دگرگونی مجاورتی بر سنگ های دگرگونی ناحیه ای حاصل شده اند. این سنگ ها در نتیجه تاثیر حرارتی توده های بازیک و اسیدی بر روی سنگ های قدیمی تر به وجود آمده اند. (بهاری فر، ۱۳۸۳ و سپاهی گرو ۱۳۷۸، Sepahi et al., 2004). حداکثر فشار برای تشکیل سنگ های سیلیکات آلومین دار را در حدود ۴ کیلو بار و دما در حدود ۶۰۶ درجه

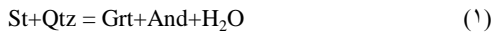
سانتیگراد در نظر گرفته و متوسط گرادیان زمین گرمایی در منطقه حدود ۴۹ درجه سانتی گراد بر کیلومتر تخمین زده اند (بهاری فر، ۱۳۸۳).

با توجه به اینکه آندالوزیت در موزوسوم میگماتیت های همدان پایدار است یا به عبارت دیگر اوراستپینگ (overstepping) شدید آندالوزیت در این سنگ - ها رخ داده است، در زیر پتروگرافی میگماتیت های رسی همدان مورد بررسی قرار می گیرد.

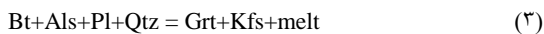
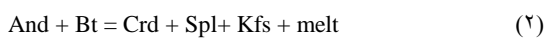
مطالعات صحرایی و پتروگرافی میگماتیت های دارای آلومینوسیلیکات ها

موزوسوم: موزوسوم بخش خاکستری رنگ میگماتیت های همدان را تشکیل می دهد (شکل ۲a,b,c). رنگ تیره آن بدلیل وجود کانی های فرومنیزین بویژه بیوتیت و کردیریت است. در سنگ ها مسکویت اولیه ای مشاهده نشده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می دهد که کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ عبارتند از بیوتیت، کردیریت و آندالوزیت بطوریکه در بخش های حاشیه - ای آندالوزیت، اسپینل شکل گرفته است و با کوارتز واکنش داده و کردیریت های ریزی در اطراف خود بوجود آورده است بطوریکه از واکنش بیشتر آن با کوارتز محافظت کرده است (توجه شود در اینجا اسپینل در داخل کردیریت بصورت ادخال نمی باشد). در این سنگ ها فلدسپارپتاسیم به سیلیمانیت تبدیل شده اند و در بعضی از نقاط موزوسوم تبدیل بیوتیت به ارتوپروکسن به مقدار کم دیده می شود. در موزوسوم میگماتیت ها آندالوزیت هایی دیده می شود که تا ۱۰ سانتیمتر طول دارند (شکل ۲d,e,f) و همچنین در مطالعات میکروسکوپی مشخص گردید آندالوزیت هایی به اندازه ۸ میلیمتر بشکل صلیب در قالب استارولیت بصورت شکل دروغین (سودومورف) متبلور شده اند (این صلیبها با توجه به اینکه در جهت طولی کشیده تر هستند از صلیب کیاستولیت متمایز هستند، شکل ۲e,f). ریز ساختارهای کرونا (سیمپلتیک) در حاشیه این آندالوزیت به اندازه چند میلیمتر قابل مشاهده است که از اسپینل تشکیل شده است (شکل ۲f و ۳c) و بعد از هاله اسپینل، کردیریت هایی مشاهده می شوند که از واکنش کوارتز با اسپینل بوجود آمده اند و در اطراف اسپینل ها دیده می شوند و با کردیریت های درشت (۱۰ میلیمتر) که دارای ماکل ساعت شنی هستند و در متن سنگ دیده می شوند متفاوت هستند. در بعضی از نقاط در اطراف اسپینل حاشیه نازکی از پلاژیوکلاز نیز به چشم می خورد.

ملانوسوم: ملانوسوم در سنگ های میگماتیتهای همدان در صحرا تاحدودی از موزوسوم و لویکوسوم قابل تشخیص است، بطوریکه تکه های زاویه دار و شناوری از آن که رنگشان از موزوسوم تیره تر است در لوکوسوم شناورند ولی در مقاطع نازک تفاوت بسیار مشخص است بطوریکه که ملانوسوم دارای مودال بیشتری از کانی های حرارت بالا نسبت به موزوسوم می باشد و مقدار کانی بیوتیت در آن به نحو چشمگیری کاهش یافته است. آندالوزیت در این بخش از میگماتیت ها دیده نمی شود. ملانوسوم (بخش تیره رنگ) شامل ارتوپروکسن (شکل ۳b)، سیلیمانیت، اسپینل، کردیریت، بیوتیت، گارنت، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی فلزی است. گارنت بصورت ادخال درون کردیریت دیده می شود و در متن سنگ کمتر دیده می شود، بیوتیت



حضور پارازنز کانی‌های اسپینل-کوارتز و ارتوپروکسن در مزوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌های همدان، بیانگر گذر از رخساره هورنبلند-هورنفلس به رخساره پروکسن-هورنفلس در این سنگ‌ها می‌باشد و معمولاً با توجه به شواهدی از جمله حضور گرهنک‌های مذاب در مزوسوم در مقیاس میکروسکوپی (بافت آذرین و ترکیب گرانیته) و حضور کانی‌های دمای بالا (اسپینل و ارتوپروکسن) فرآیند ذوب بخشی بدون سیال در این سنگ‌ها رخ داده است. حضور مذاب نشان می‌دهد که بافت حاشیه‌ای (سیمپلیتیک) اسپینل+کردریت+پلاژیوکلاز بجای آندالوزیت تحت شرایط ذوب بخشی رخ داده است. بنابراین، مشاهدات پتروگرافی، شواهد بافتی و مجموعه‌ها در میگماتیت‌های رسی منطقه همدان نشان می‌دهد که واکنش‌های شماره ۲ و ۳ مهمترین واکنش‌های ایجاد مذاب در این میگماتیت‌ها هستند. توجه شود که گارنت‌های موجود در لوپکوسوم شکل دار و حاصل تبلور از یک مذاب هستند.



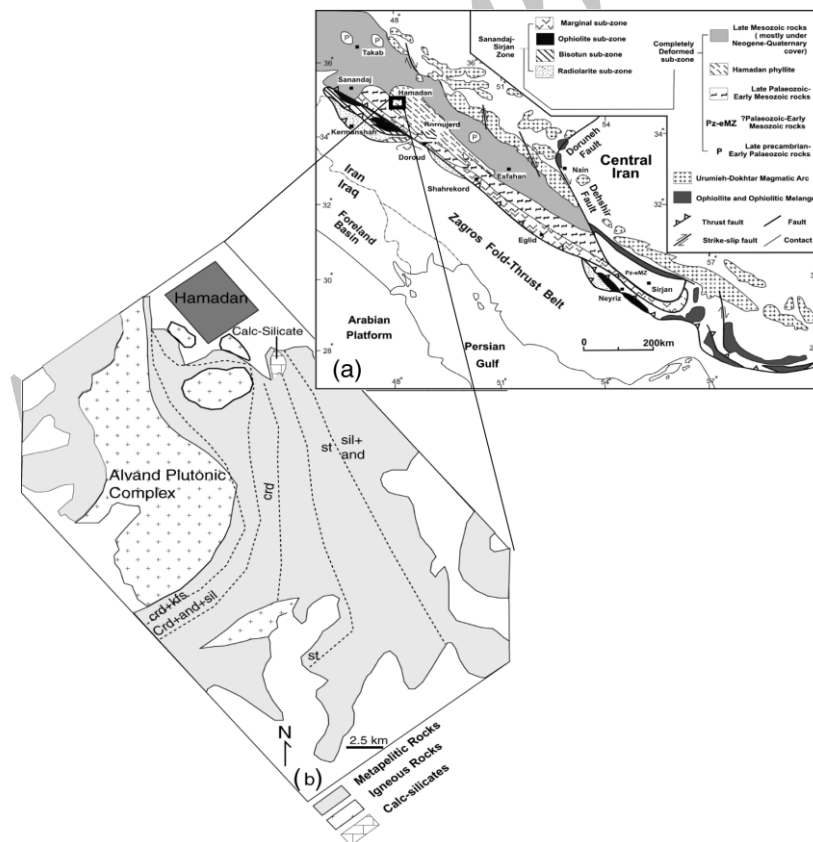
کاهش مقدار SiO_2 و یا جدا شدن کانی آندالوزیت از مناطق غنی از SiO_2 بوسیله رشد کردریت، سبب ایجاد مناطقی در اطراف بلور آندالوزیت می‌شود که از SiO_2 فقیر می‌باشند و همین عامل، سبب رشد اسپینل در حاشیه آندالوزیت شده است. این واکنش (۲) عامل اصلی ایجاد مذاب و بافت حاشیه‌ای در میگماتیت‌های همدان می‌باشد.

نسبت به مزوسوم خیلی کمتر شده بطوریکه کمتر از ۵ درصد حجمی می‌باشد. سیلیمانیت‌ها و اسپینل‌ها معمولاً به همراه کردریت دیده می‌شوند و مقدار آنها زیاد است (شکل ۳a).

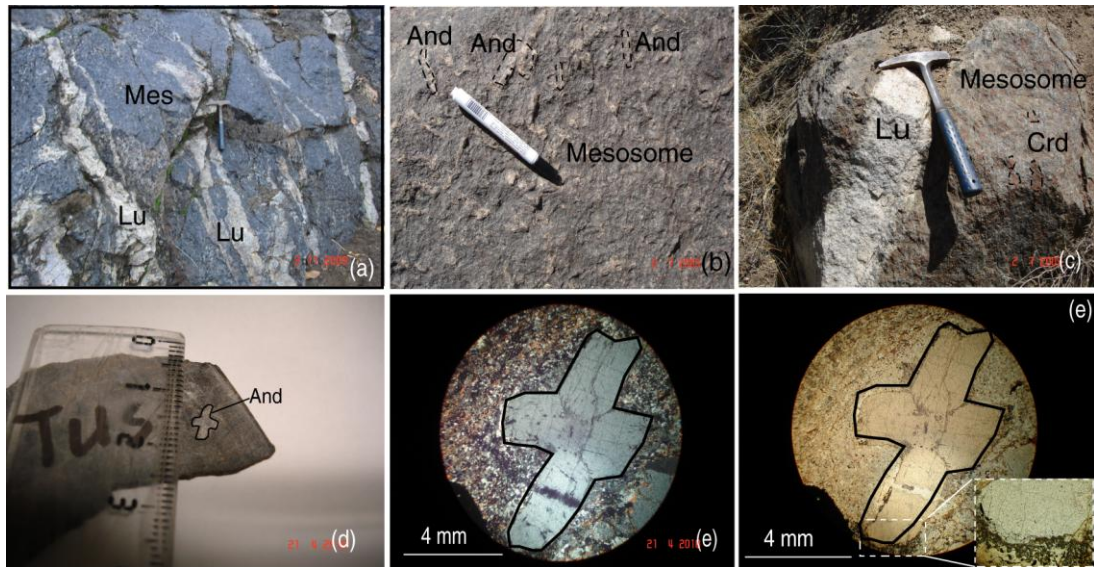
لوپکوسوم: لوپکوسوم بخش روشن رنگ میگماتیت‌ها را تشکیل می‌دهد که به شکل‌های مختلفی در میگماتیت‌های همدان دیده می‌شود از مقیاس میکروسکوپی (شکل ۲a,b,c) تا رگه‌هایی به ضخامت ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر دیده می‌شود و معمولاً دارای کانیهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و گارنت می‌باشد. بیشترین حجم این بخش از میگماتیت‌ها از فلدسپارپتاسیم تشکیل شده است که دارای بافت میکروپریتی می‌باشند و باعث شده‌اند که ترکیب لوپکوسوم شبیه به یک آلکالی گرانیته باشد. بعلاوه بلورهای گارنت به اندازه چند میلیمتر در این بخش دیده می‌شوند. بعلاوه بخش‌هایی که بافت آذرین دارند و از کانیهای با رنگ روشن (فلدسپارپتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز) تشکیل شده‌اند بصورت گرهنک‌هایی در این بخش از میگماتیت‌ها بوجود آمده است که ترکیب کانی شناسی گرانیته دارند و کانی‌ها بافت آذرین را نشان می‌دهند (شکل ۳d, e).

واکنش‌های ذوب در میگماتیت‌های همدان

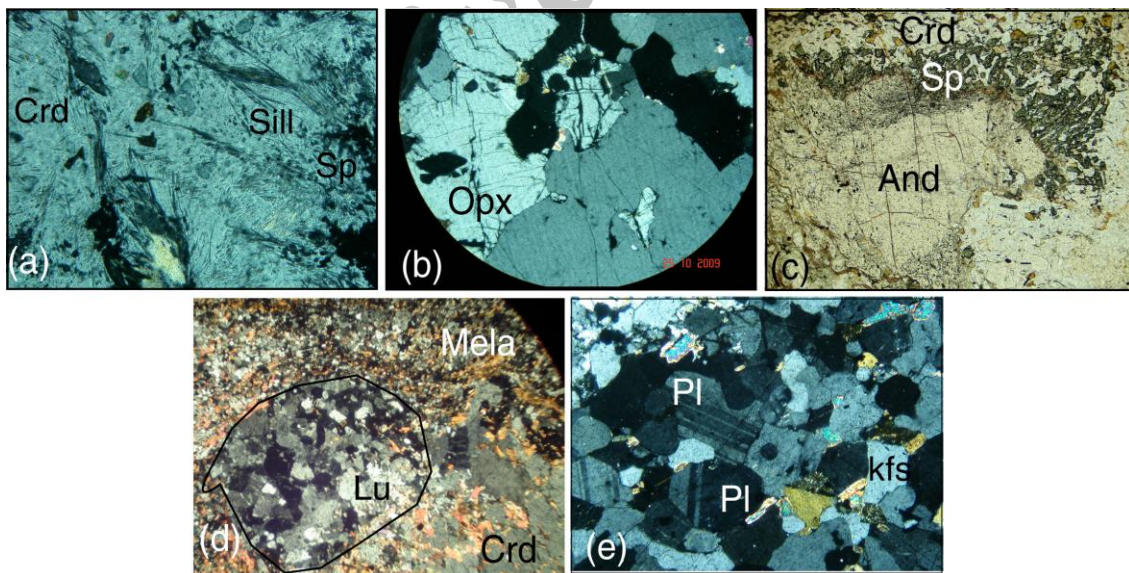
شکل‌گیری آندالوزیت‌های صلیبی شکل در قالب استارولیت در مزوسوم میگماتیت‌های همدان بر اساس واکنش زیر می‌باشد.



شکل ۱ الف. موقعیت زون سنندج-سیرجان و منطقه مورد مطالعه، ب. نقشه زمین شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن (با تغییراتی از Sepahi et al., 2004). سنگهای کالک-سیلیکانه در قسمت شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند.



شکل ۲. (a) رخمون مزوسوم و لویکوسوم در میگماتیتهای رسی همدان، (b) آندالوزیتهای درشت که در مزوسوم میگماتیتهای پایدار است، (c) لویکوسوم رگه ای با ترکیب گرانیت گارنت دار، (d) آندالوزیت صلیبی در مزوسوم که بجای استارولیت شکل گرفته است (e، f) آندالوزیت صلیبی موجود در مزوسوم در نور پلاریزه و طبیعی.



شکل ۳. (a) تصویر میکروسکوپی سیلیمانیت و اسپینل که بر روی زمینه ای از کوردیریت رشد کرده‌اند، طول میدان دید ۲/۵ میلی‌متر، (b) تصویر میکروسکوپی ارتوپروکسنهای موجود در ملانوسوم، طول میدان دید ۲/۵ میلی‌متر، (c) تصویر میکروسکوپی آندالوزیت که از حاشیه به اسپینل و کوردیریت تبدیل شده است، طول میدان دید ۲/۵ میلی‌متر، (d) تصویر میکروسکوپی ریز ساختارهای ذوب که ترکیب گرانیتی دارند (گرهکهای لویکوسوم) که در زمینه مزوسوم بوجود آمده‌اند، طول میدان دید ۵ میلی‌متر (e) گرهکهای لویکوسوم موجود در شکل d که با بزرگنمایی بیشتر نمایش داده شده‌اند، طول میدان دید ۲/۵ میلی‌متر.

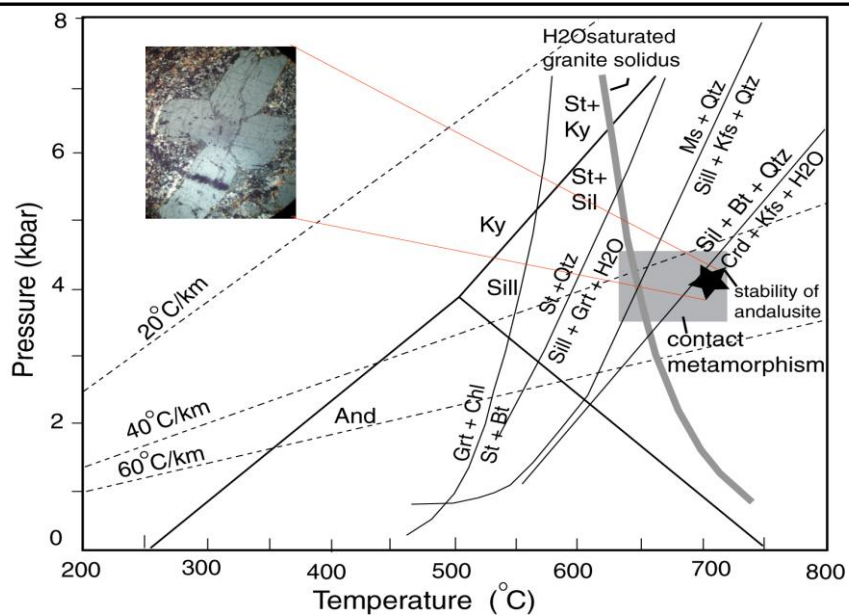
با توجه به اینکه در دگرگونی‌های مجاورتی مشاهده می‌شود که نرخ گرم شدگی سریع است و دوره دمایی تحمیل شده به سنگ نسبت به دیگر انواع دگرگونی کمتر می‌باشد بنابراین، ΔS (آنتروپی) واکنش پلی مورفیک آندالوزیت-سیلیمانیت کاهش می‌یابد و دامنه *overstepping* بیشتر خواهد شد (Pattison and Tracy, 1991; Cesare, 1999; Cesare et al., 2002; Walther and Wood, 1984). با نگاهی به شکل ۵ و با توجه به حرارت و فشار محاسبه شده برای شکل گیری میگماتیت‌های همدان متوجه می‌شویم که گرادیان زمین گرمایی در دگرگونی مجاورتی باتولیت الوند حدود ۵۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر است و در این حالت نرخ انتشار دما بسیار بالا می‌باشد که خاص دگرگونی‌های مجاورتی و دگرگونی‌های مرتبط با فوسهای آتشفشانی می‌باشد (Spear, 1993) با توجه به این موضوع بنظر می‌رسد که علل حضور نیمه پایدار آندالوزیت در محدوده سیلیمانیت در میگماتیت‌های همدان بدلیل انتقال سریع حرارت از توده الوند به سنگ‌های میزبان است که سبب ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی درجه بالا در اطراف خود شده است و باعث شده است که اوراستپینگ (*overstepping*) آندالوزیت در موزوم میگماتیت‌ها تا 50 ± 200 درجه سانتیگراد برسد، بطوریکه هر چند آندالوزیت در این زون پایدار نیست لیکن به علت انتقال سریع حرارت و زمان کم، فرصت کافی برای تبدیل تمام و کمال همه آندالوزیت به سیلیمانیت از نظر کنتیکی فراهم نبوده است.

نتیجه گیری

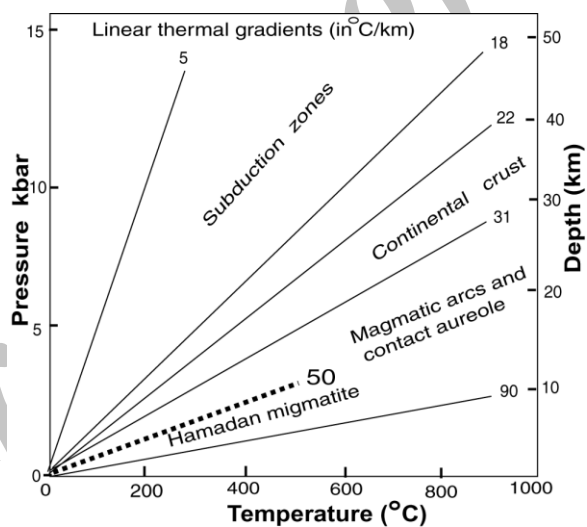
اوراستپینگ (*overstepping*) آندالوزیت، موضوعی است که مورد توجه بسیاری از زمین شناسان قرار گرفته است، بطوریکه مدل‌های مختلفی برای حضور آندالوزیت در زون سیلیمانیت ارائه شده است. بر اساس نتایج ژئوترموبارومتری میگماتیت‌های موجود در هاله دگرگونی مجاورتی الوند، میزان اوراستپینگ (*overstepping*) آندالوزیت در منطقه همدان تا 50 ± 200 درجه سانتیگراد رسیده است. مطالعات صحرایی، شواهد پتروگرافی، شیمی کانی‌ها، واکنش‌های ذوب و دما-فشار سنجی موزوم‌های دارای آندالوزیت صلیبی نشان می‌دهد که علت پایداری آندالوزیت در زون سیلیمانیت در میگماتیت‌های همدان، نرخ گرم شدگی سریع است به عبارت دیگر این حادثه طی دگرگونی سریع رخ داده است. انتشار حرارت ناشی از جایگیری توده الوند در سنگ‌های میزبان رسی سبب ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی درجه بالا (میگماتیت‌ها) شده است، دوره دمایی تحمیل شده به سنگ کم و نرخ گرم شدگی (گرادیان زمین گرمایی ۵۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر) زیاد بوده است، بطوریکه این حادثه سبب کاهش ΔS (آنتروپی) واکنش پلی مورفیک آندالوزیت-سیلیمانیت شده است (اندالوزیت آنتروپی پایین‌تری نسبت به سیلیمانیت دارد) و دامنه اوراستپینگ (*overstepping*) آندالوزیت را افزایش داده است تا جائیکه مقدار آن در موزوم این میگماتیت‌ها تا 50 ± 200 درجه سانتیگراد رسیده است.

در منطقه همدان سنگ‌های با درجه دگرگونی بالا (میگماتیت‌ها) در هاله دگرگونی مجاورتی الوند (کمتر از ۳ کیلومتر) قرار دارند بطوریکه، حرارت ناشی از توده نفوذی الوند سبب توسعه پدیده ذوب بخشی در این سنگ‌ها شده است و همانطور که در بخش پتروگرافی شرح داده شد در موزوم این میگماتیت‌ها آندالوزیت‌های صلیبی شکل حضور دارند که از نظر کانی شناسی پدیده‌ای غیر عادی محسوب می‌شود زیرا، در این شرایط معمولاً سیلیمانیت پلی مورف پایدار آل‌مینوسیلیکات‌ها می‌باشد. در شکل ۴ نتایج ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دمای بالا و دارای سیلیکات آلومین (آندالوزیت) در منطقه همدان نشان داده شده است (Sepahi et al., 2004). مهمترین نکته‌ای که در این زمینه وجود دارد، این است که دمای شکل گیری پارازنز اسپینل-کوردیریت-کوارتز در میگماتیت‌ها ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد است (Saki et al., 2012; Saki, 2011) و در این دما آندالوزیت نیمه پایدار است و فقط از حاشیه به اسپینل تبدیل شده است، این موضوع یعنی قرارگیری نمونه-های دارای آندالوزیت (ستاره بر روی شکل ۴)، در محدوده سیلیمانیت و رخساره گرانولیت (پیروکسن-هورنفلز) ابهام برانگیز است. بر اساس نتایج ژئوترموبارومتری، میزان *overstepping* آندالوزیت در منطقه همدان تا 50 ± 200 درجه سانتیگراد نیز می‌رسد. بطور کلی علل مختلفی برای توجیه این مسئله در نظر گرفته شده است که از آن جمله تاثیر Fe^{3+} و Mn^{3+} است که در صورت تمرکز در آندالوزیت، میدان پایداری آنرا تغییر خواهد داد، (Grambling, 1981; Pattison, 1992) آندالوزیت و سیلیمانیت از نظر عناصر فوق شبیه به هم بوده و بطور متوسط حدود ۰/۵ درصد ناخالصی در ترکیب هر دو دیده می‌شود (بهراری فر، ۱۳۸۳) با توجه به مقدار کم ناخالصی و مطابق با داده های (Kerrick and Speer, 1988 و Whitney et al., 1996)، بعید به نظر می‌رسد که حضور آندالوزیت از این مسئله متأثر شده باشد. از طرف دیگر، وجود ۱/۵ درصد Fe_2O_3 تنها می‌تواند به میزان ۲۰ درجه سانتیگراد منحنی آندالوزیت سیلیمانیت را جابجا کند (Holdaway and Mukhopadhyay, 1993) که در منطقه همدان، مقدار آن بسیار کمتر از ۰/۵ درصد بوده و اگر هم تاثیری در پایداری پلی مورف‌ها داشته باشد، توجیه کننده اوراستپینگ (*overstepping*) مشاهده شده نخواهد بود (بهراری فر، ۱۳۸۳). بنابراین، در میگماتیت‌های مورد مطالعه ترکیب شیمیایی آندالوزیت تاثیر چندانی در پایداری این کانی تا دماهای بالاتر ندارد. هنگامی که فشار ثابت است (معمولاً در دگرگونی‌های مجاورتی)، ارتباط مستقیمی بین انرژی آزاد گیبس و درجه حرارت وجود دارد (Yardley et al., 1980). در این حالت خاصیتی به نام آنتروپی (S) که نشان دهنده درجه بی نظمی در ترتیب قرارگیری اتم‌های یک ماده می‌باشد، تعیین کننده نحوه تغییرات انرژی گیبس (G) نسبت به حرارت است و بنابراین، ΔS واکنش‌های دگرگونی کنترل کننده پایداری کانیها در درجه حرارت‌های بالاتر و یا پایین‌تر می‌باشد. *Overstepping* شدید در واکنش‌هایی مثل $And=Sill$ که تغییرات آنتروپی در آن بسیار اندک است، رخ می‌دهد.

$$\Delta S = \sum S_{\text{فرآورده}} - \sum S_{\text{واکنش دهنده}}$$



شکل ۴. نمودار دما - فشار. نقطه سه تایی آل‌مینوسیلیکات‌ها از هولداوی می‌باشد. شرایط دما و فشار اوج دگرگونی با تفریاتی از (Sepahi et al., 2004 و سپاهی گرو، ۱۳۸۰) ستاره بر روی شکل شرایط پایداری آندالوزیت‌های صلیبی موجود در مزوسوم میگماتیت‌های همدان را نشان می‌دهد که در منطقه پایداری سیلیمانیت قرار گرفته‌اند.



شکل ۵. رابطه خطی بین دما-عمق که بیانگر گرادیان زمین گرمایی می‌باشد (Holdaway and Mukhopadhyay, 1993). گرادیان زمین گرمایی میگماتیت‌های همدان با خط چین نشان داده شده است که در منطقه دگرگونی مجاورتی قرار گرفته است.

منابع

- بهری فر، ع.، ۱۳۸۳، پترولوژی سنگ های دگرگونی منطقه همدان، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی گرو، ع.، ۱۳۷۸، پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی گرو، ع.، معین وزیری، ح.، ۱۳۸۰، یافته های نو درباره سنگهای دگرگونی و میگماتیت های مجاور مجموعه پلوتونیک الوند، مجله علمی و پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، (۱۵) ۳۷-۵۲.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۳، بررسی پترولوژی سنگ های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- Alavi, M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro foreland evolution". *American Journal of Science* 3004 (2004) 1-20.
- Cavosie, A., Sharp, Z. D., Selverstone, J., "Co-existing aluminum silicates in quartz veins: a quantitative approach for determining andalusite-sillimanite equilibrium in natural samples using oxygen isotopes", *American Mineralogist* 84 (2002) 417-423
- Cesare, B., "Multi-Stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: 2. Algebraic analysis of mineral assemblages", *Journal of metamorphic geology* 17 (1999) 735-746.
- Cesare, B., Gomez-Pugnaire, M.T., Sanchez-Navas, A., Grobety, B., "Andalusite – sillimanite replacement (Mazarrn - SE Spain): microstructural and TEM study", *American Mineralogy* 87 (2002) 433-444.
- Evans, B. W., Berti, J. W., "Revised metamorphic history for the Chiwaukum Schist, North Cascades, Washington", *Geology* 14 (1986) 695-698.
- Grambling, J. A., "Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico", *American Mineralogist* 66 (1981) 702-722.
- Grambling, J.A., Williarns, M.L., "The effects of Fe and Mn on aluminum silicate phase relations of North-Central New Mexico U.S.A", *Journal of Petrology* 26 (1985) 324-354.
- Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., "A re-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates", *American Mineralogy* 78 (1993) 298-315.
- Kerrick, D. M., "Al₂SiO₅-bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: Aluminum mobility in metapelites", *Geology* 16 (1988) 636-640.
- Kerrick, D.M., Speer, J.A., "The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids", *American Journal of Sciences* 288 (1981) 52-192.
- Larson, T.E., Sharp, Z.D., "Aluminum silicate polymorph transformation and the significance of fibrolite vs. prismatic sillimanite. A case study from the 'triple-point isobar', New Hampshire", *Geo. Soc. America, Abstracts with Programs* 33 (2001) No. 6 A-18.
- Leake, B. E., Skirrow, G., "The pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelaun intrusion, County Galway, Eire", *Journal of Geology* 68 (1960) 23-40.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Science* 21 (2003) 397-412.
- Okrusch, M., Evans, B. W., "Minor element in coexisting andalusite and sillimanite", *Lithos*, 3 (1970) 261-268.
- Pattison, D. R. M., "Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole Scotland", *Journal of Geology* 100 (1992) 423-446.
- Pattison, D.R.M., Tracy, R.J. "Phase equilibria and thermobarometry of metapelites", In: D.M. Kerrick, (Ed.), *Contact metamorphism. Rev. Min.*, 26 (1991) 105-206.
- Rumble, D., "Andalusite, kyanite, and sillimanite from the Mount Moosilauke region, New Hampshire", *Geological Society of America Bulletin* 84 (1973) 2423-2430.
- Saki, A., "Formation of Spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran", *Geological Magazine* 148 (3) (2011) 423-434.
- Saki, A., Moazzen, M., Baharifar, A.A., "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks within the Alvand contact aureole, western Iran", *International geology review* Vol. 54, No. 11, August 2012, 1229-1240
- Sepahi, A. A., Whitney, D. L., Baharifar, A. A., "Petrogenesis of And-Ky-Sil veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran", *Journal of Metamorphic Geology* 22(2) (2004) 119-134.

- Spear, E.S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time-time paths", Mineralogical Society of America Monograph, (1993)799 p.
- Walther, J.V., Wood, B.J., "Rate and mechanism in prograde metamorphism", Contribution to Mineralogy and Petrology 88 (1984) 246-259.
- Whitney, D.L., Mechum, T.A., Kuehner, S.M., Dilek, Y.R., "Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism", Journal of Metamorphic Geology 14 (1996) 163- 181.
- Yardley, B.W.D., Leake, B.E., Farrow, C.M., "The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland", Journal of Petrology 21 (1980) 365-399.

Archive of SID