

محاسبه اکتیویته سیالات در میگماتیت‌های همدان با استفاده از کانی‌گردیریت

عادل ساکی^{1*}، کاظم رنگزن²

1-دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران، اهواز
2-دانشیار، گروه سنجش از دور دانشگاه شهید چمران، اهواز

پذیرش مقاله: 1394/8/9

تأیید نهایی مقاله: 1395/4/10

چکیده

نفوذ کمپلکس الوند (نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند) در سنگ‌های رسی دگرگون شده میزبان (شیستها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های آناتکسی در هاله دگرگونی توده شده است. مهمترین واکنش‌های توسعه مذاب در سنگ‌های رسی دگرگون شده موجود در هاله الوند عبارتند از: بیوتیت + سیلیمانیت / آندالوزیت = فلدسپارپتاسیم + اسپینل + گردیریت + مذاب و بیوتیت + سیلیمانیت / آندالوزیت + پلاژیوکلاز + کوارتز = فلدسپارپتاسیم + گارنت + مذاب که عمدتاً مرتبط با فرآیند ذوب بدون سیال می‌باشد. با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، فشار و دمای اوج دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های میگماتیتی به ترتیب 4-5 کیلو بار و 750 درجه سانتیگراد، تخمین زده شده است. ایزوپلیتهای (خطوط هم‌تراز) اشباعی و سطح اشباعی برای سیالات CO_2 و H_2O در گردیریت بطور قوی وابسته به فشار است. در مقابل، آزاد سازی H_2O بوسیله کانی گردیریت متعادل با مذابی که در طی واکنش‌های ذوب آبدایی بیوتیت بوجود می‌آید بوسیله توزیع H_2O بین مذاب گرانیتهی و گردیریت یا DW که معادله آن عبارت است از $[DW = \text{wt}\% \text{H}_2\text{O}(\text{melt}) / \text{wt}\% \text{H}_2\text{O}(\text{Crd})]$ کنترل می‌شود که عمدتاً وابسته به حرارت است. فعالیت (اکتیویته) کل سیالات در گردیریت موجود در مزوسوم میگماتیت‌ها $a_{\text{H}_2\text{O}}(0.62) + a_{\text{CO}_2}(0.15)$ کمتر از 0/77 در این دما-فشار تعیین شده است. درصد آب موجود در مذاب و گردیریت‌ها به ترتیب 3/7 و 1/1 درصد وزنی تخمین زده شده است که بر این اساس DW در این سنگ‌ها 3/36 محاسبه شده است. این مقدار DW سبب کاهش 15-30 درصدی مذابی می‌شود که از سنگ‌های رسی بوجود می‌آید.

واژه‌های کلیدی: گردیریت- اکتیویته سیالات-سنگ‌های میگماتیتی- هاله الوند- مذاب.

مقدمه

سیالات و مذاب نقش کلیدی در شکل‌گیری و تکامل سنگ‌ها و مجموعه کانی‌ها در دگرگونی‌های درجه بالا دارند. به منظور ارزیابی فرآیندهای فیزیکو-شیمیایی رخ داده در پوسته عمیق ضروری است که اصول شکل‌گیری دگرگونی‌های درجه بالا مانند گرانولیت‌ها، میگماتیت‌ها و گرانیت‌ها مطالعه شود بطوریکه علاوه بر مطالعات دما-فشارسنجی این مناطق باید ترکیب سیالات شرکت کننده در این فرآیندها نیز مد نظر قرار گیرد (هارلی و همکاران، 2002). مشخص کردن نفوذ و گسترش سیالات در طی زمان (برای مثال: نیوتن و همکاران، 1980؛ بیوک و همکاران، 1998) و ایجاد مذاب (برای مثال: واترز، 1988؛ استیون و کلیمنز، 1993) در طی دگرگونی‌ها، نقطه درک تکامل مجموعه کانی‌های شکل گرفته در مناطق با دگرگونی بالا می‌باشد.

کردیریت $(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot (n \text{ H}_2\text{O}, m\text{CO}_2)$ یک کانی قدرتمند و حساس به شرایط سیال در طی دگرگونی‌های دمای بالا است که مکمل روش‌های تعادل کانیایی، واکنش‌های دگرگونی و ایزوتوپ‌های پایدار است (هارلی و همکاران، 2002). کردیریت دارای H_2O و CO_2 در داخل کانال‌هایی در ساختمان خود است، که در طی شکل‌گیری این کانی بوجود می‌آیند و از این خصوصیات کردیریت برای تعیین محتوی سیالات در سیال مجاور و یا مذاب استفاده می‌شود (اسچریر، 1985؛ موذن و همکاران، 2001؛ کورپین، 1984؛ وری و همکاران، 1990؛ کارینگتون و هارلی، 1996). علاوه بر این، می‌توان با استفاده از اکتیویته H_2O و CO_2 محاسبه شده از سیالات کردیریت، محاسبات دما-فشار (به عنوان یک روش ترموبارومتری غیر وابسته) دقیق را برآورد نمود. بنابراین می‌توان تفاوت

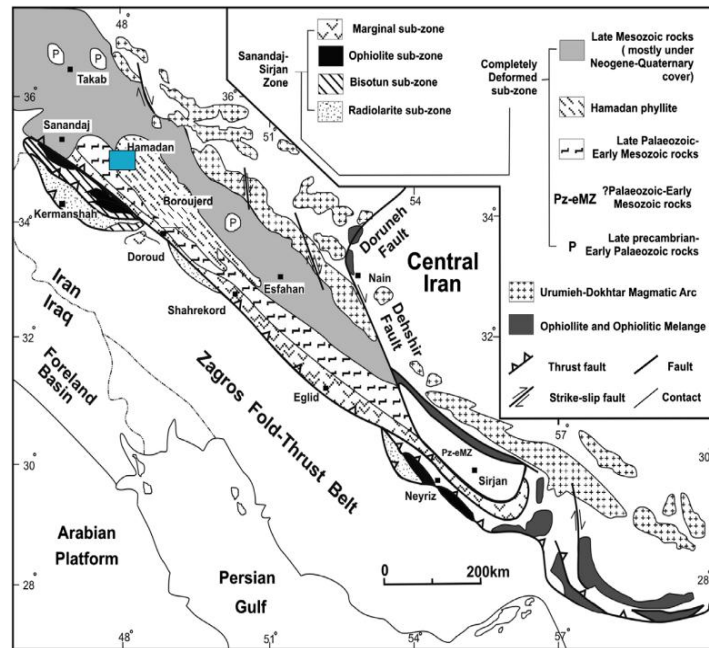
بین شرایط بدون-سیال (Fluid-absent) و دارای سیال (Fluid-present) را تشخیص داد. در حالت دارای سیال وضعیت فراوانی مطلق و XCO_2 ($=\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$) سیالات موجود در کانال‌های کردیریت بستگی به دما، فشار و XCO_2 در سیال مجاور دارد (هارلی و کارینگتون، 2001؛ تامپسون و همکاران، 2001). در شرایط دارای سیال نسبت H_2O و CO_2 بین کردیریت و مذاب، کنترل کننده خصوصیات کانال‌های دارای سیال کردیریت می‌باشد (هارلی و کارینگتون، 2001؛ استیون و همکاران، 1995). کانال‌های کردیریت پایداری آن را متاثر می‌کنند (برای مثال: اسچریر، 1985) و عمیقاً می‌توانند واکنش‌های کانیایی و توپولوژی شبکه واکنش‌های دارای کردیریت را تغییر دهند. بنابراین، ترکیب سیال کانال‌های کردیریت مفسر خوبی برای تعیین شرایط P-T گرانولیت‌ها و میگماتیت‌ها می‌باشد (ریگبی، 2008). سطح اشباعی سیالات CO_2 و H_2O در کردیریت توسط مطالعات تجربی تعیین می‌شود و از آن برای تعیین شرایط P-T مناطق با درجه دگرگونی بالا و همچنین برای ارزیابی شرایط سیالات در شکل‌گیری گرانولیت‌ها و میگماتیت‌ها استفاده می‌شود (هارلی، 2002). ایزوپلیت‌های (خطوط هم‌تراز) اشباعی و سطح اشباعی برای سیالات H_2O و CO_2 در کردیریت بطور قوی وابسته به فشار است. در مقابل، آزاد سازی H_2O بوسیله کانی کردیریت متعادل با مذابی است که در طی واکنش‌های ذوب آبدایی بیوتیت بوجود می‌آید و بوسیله توزیع H_2O بین مذاب گرانیتی و کردیریت $\text{DW}[\text{DW}=\text{wt}\%\text{H}_2\text{O}(\text{melt})/\text{wt}\%\text{H}_2\text{O}(\text{Crd})]$ کنترل می‌شود که عمدتاً وابسته به حرارت است (هارلی و همکاران، 2002). برای محتوی آب (0/4-1/6 درصد) نوعی از کردیریت $\text{DW} = 2/5 - 6$ است

شمال غرب تا جنوب شرق ادامه دارد. منطقه مورد مطالعه بخشی از این نوار دگرگونی موسوم به زون سنندج-سیرجان است که به صورت نوار طویل شده‌ای در امتداد و به موازات روراندگی زاگرس، گسترش دارد. علوی (2004) زون سنندج-سیرجان را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته شکل 1 و آنرا زون زاگرس فلس مانند نامیده است. بر طبق نظر محجل (2003)، منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی می باشد. سنگ‌ها و واحدهای رسوبی منطقه در طی بسته شدن نئوتتیس و برخورد قاره اورازیا و گندوانا تحت تاثیر فعالیت‌های موجود در حاشیه قاره دچار دگرگونی شده‌اند. افزایش فشار و گرما در منطقه باعث رخداد یک دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه شده است که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را ایجاد کرده‌اند. ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرایند کوهزائی باعث شروع فعالیت‌های پلوتونیسم و ایجاد باتولیت الوند شده است. انتشار گرمای ماگما سبب شده است که سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه ظاهر شود و سنگ‌های دگرگونی پیشین دچار تغییر و تحول شوند (شکل 2).

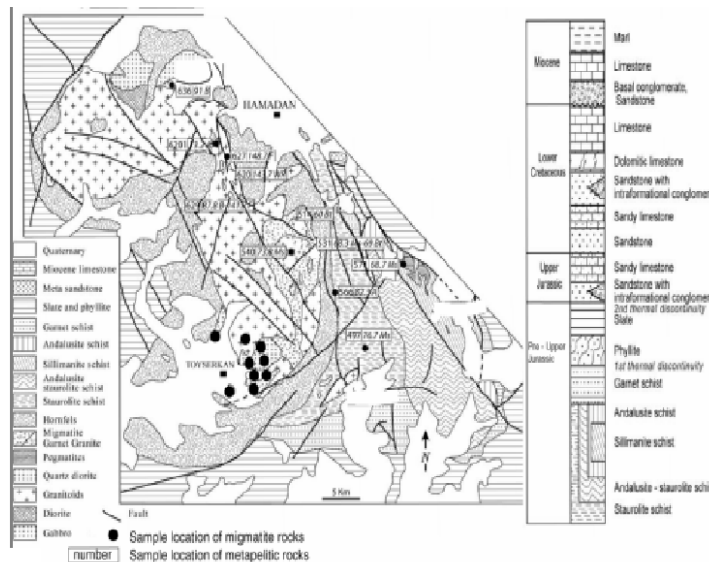
که در طی واکنش‌های آبدایی بیوتیت در فشار 3 تا 7 کیلو بار و دمای 725-900 درجه سانتیگراد شکل گرفته است. این گستره از DW باعث کاهش 15 تا 30 درصدی در تولید مذاب با منشاء رسی می‌شود. کردیریت در گرانیتهای نوع S غنی از H_2O (1/3-1/9 درصد) است. در مقابل، محتوی H_2O پایین (0/6-1/2 درصد) در کردیریت‌هایی که در بعضی گرانیتهای و میگماتیت‌ها بوجود آمده‌اند بیانگر شرایط بدون-سیال در طی ذوب بخشی می‌باشد. در این مقاله سعی شده است که جهت تعیین فعالیت (اکتیویته) سیال در میگماتیت‌های منطقه توپسراکان از کانی کردیریت‌های موجود در مزوسوم این سنگ-ها استفاده شود. این نوع مطالعات تاکنون بر روی این سنگ‌ها انجام نشده است. مطالعه ریز ساختارهای میگماتیت‌های توپسراکان و تعیین شرایط شکل-گیری آنها توسط ساکی، 2011؛ سپاهی و همکاران، 2013) انجام شده است. این مطالعه می‌تواند در تعیین فعالیت (اکتیویته) سیال در این میگماتیت‌ها موثر باشد.

موقعیت زمین‌شناسی

زون سنندج سیرجان که میزبان توده‌های گرانیتهی زیادی از جمله باتولیت الوند می‌باشد دارای طولی در حدود 1500 و عرض 200 کیلومتر است که از



شکل 1: موقعیت زون سنندج-سیرجان در ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعه با تغییراتی از (اشتوکلین و ستوده نیا، 1972).



شکل 2: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییراتی از بهاری فر، 2004) به همراه محل‌های نمونه‌برداری و ستون چینه‌نگاری منطقه.

مواد و روش‌ها

مطالعات صحرایی و پتروگرافی میگماتیت‌ها: سنگ‌های

مختلف دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده-

اند:

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: سنگ‌های دگرگونی

ناحیه‌ای به سن پالئوزئیک تا اوایل ژوراسیک

مجموعه دگرگونی همدان (شکل 2) در مراحل

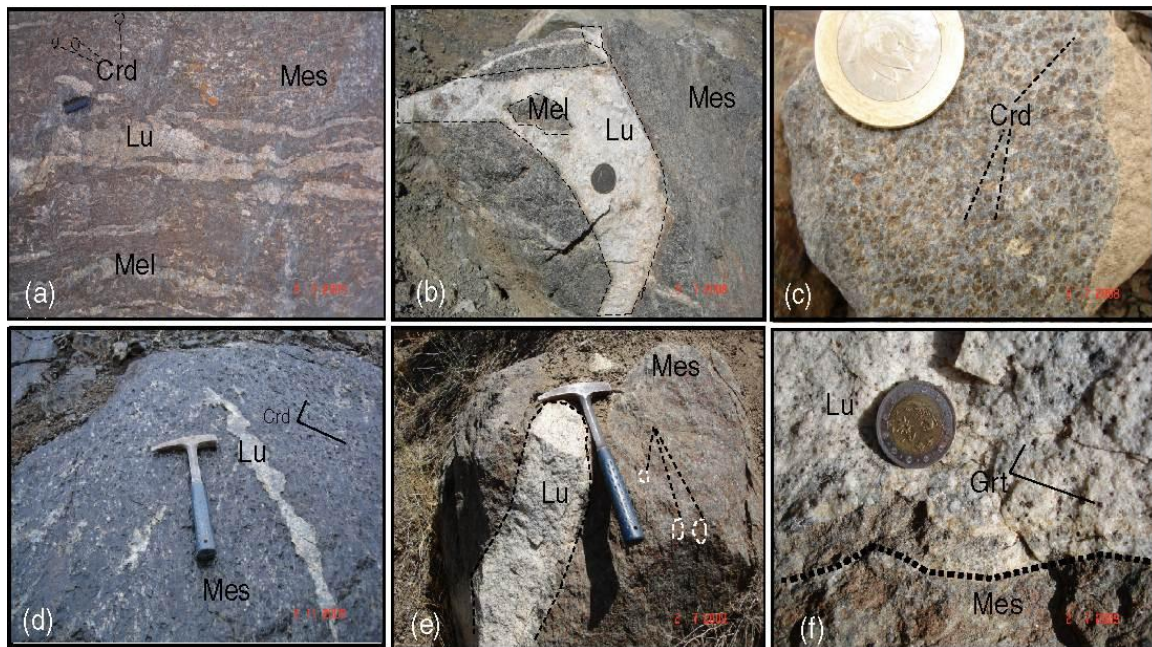
مزوسوم: مزوسوم بخش تیره رنگ میگماتیت‌های توپسیرکان را تشکیل می‌دهد (شکل 3 a و b). رنگ تیره آن بدلیل وجود کانی‌های فرومنیزین بویژه بیوتیت است. در این سنگ هیچگونه مسکویت اولیه‌ای مشاهده نشده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ عبارتند از بیوتیت، کردیریت، گارنت و آندالوزیت بطوریکه در بخش‌های حاشیه‌ای آندالوزیت اسپینل شکل گرفته است و با کوارتز واکنش داده و کردیریت‌های ریزی در اطراف خود بیشتر آن با کوارتز محافظت کرده است. در بعضی از نقاط مزوسوم تبدیل بیوتیت به ارتوپیروکسن به مقدار کم دیده می‌شود (شکل 4 b, c). بعلاوه بخش‌هایی که بافت آذرین دارند و از کانی‌های با رنگ روشن (آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز) تشکیل شده‌اند بصورت گرهک‌هایی در این بخش از میگماتیت‌ها بوجود آمده است. کردیریت‌های درشت در مزوسوم (تا حد 2 سانتیمتر) دیده می‌شوند (شکل 4 e و d) و (شکل 3 c, d و e).

ملانوسوم: ملانوسوم در سنگ‌های میگماتیتهی توپسیرکان در صحرا تا حدودی از مزوسوم و لویکوسوم قابل تشخیص است، بطوریکه تکه‌های زاویه‌دار و شناوری از آن که رنگشان از مزوسوم روشن‌تر است در لوکوسوم شناورند ولی در مقاطع نازک بخوبی تفاوت آن با این دو بسیار مشخص است بطوریکه که دیده می‌شود ملانوسوم دارای حجم بیشتری از کانی‌های حرارت بالا نسبت به مزوسوم می‌باشد و مقدار کانی بیوتیت در آن به نحو چشمگیری کاهش یافته است (شکل 3 a و b) آندالوزیت در این بخش از میگماتیت‌ها دیده نمی‌شود. ملانوسوم (بخش خاکستری رنگ) شامل

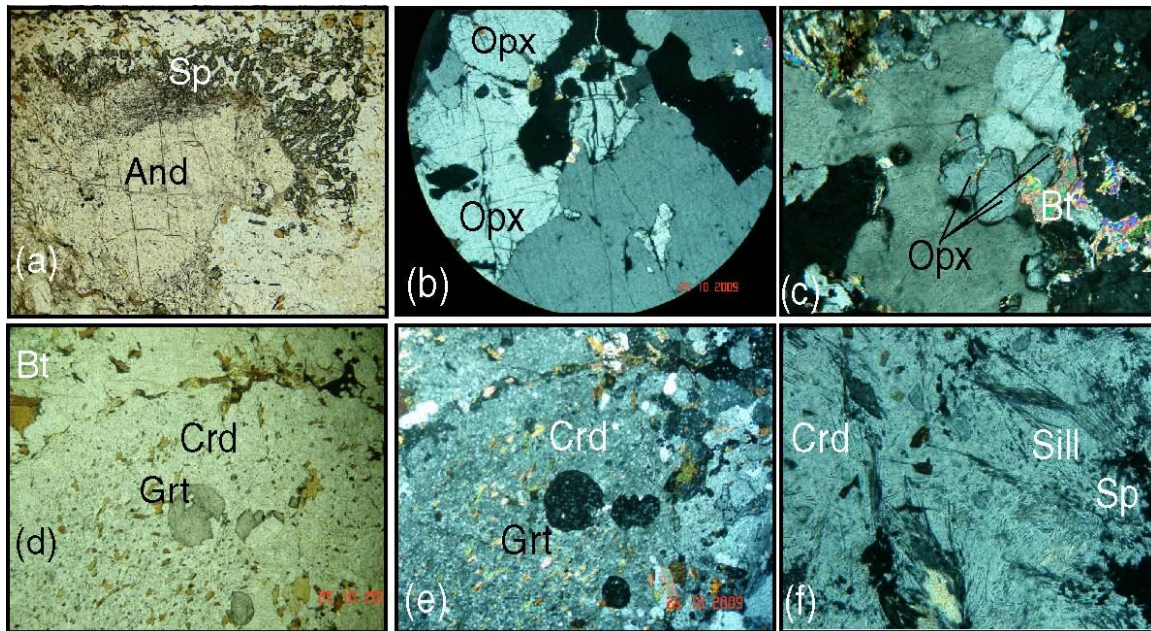
قدیمی‌ترین تشکیلات زمین‌شناسی منطقه را تشکیل داده‌اند که اغلب شامل: اسلیت، فیلیت و انواع شیست‌ها هستند. در مورد نوع دگرگونی ناحیه‌ای همدان، صادقان (1373) معتقد است نوع دگرگونی‌ها از نوع دما و فشار متوسط، تیپ باروین (کیانیت-سیلیمانیت) می‌باشد. بهاری فر (1376) نوع دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های منطقه همدان را فشار پایین-دما بالا و مربوط به یک قوس ماگمایی می‌داند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که شامل انواع شیست‌های لکه-دار و هورنفلس‌ها می‌باشد در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. هورنفلس شیست‌ها و هورنفلس‌ها تنوع زیادی داشته و از تأثیر دگرگونی مجاورتی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حاصل شده‌اند. این سنگ‌ها در نتیجه تأثیر حرارتی توده‌های بازیک و اسیدی بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. بهاری فر 1376 و 1383، سپاهی 1378، سپاهی و همکاران، 2004 و 2013 حداکثر فشار برای تشکیل سنگ‌های سیلیکات آلومین‌دار در حدود 4 کیلوبار و دما در حدود 650 درجه سانتی-گراد بوده است و متوسط گرادیان زمین گرمایی در منطقه حدود 49 درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است (بهاری فر، 1383). بهترین محل گسترش میگماتیت‌ها در منطقه همدان جنوب و شرق باتولیت الوند می‌باشد (شکل 2). زون‌های دگرگونی میگماتیت‌ها در چند موقعیت مختلف نزدیک باتولیت الوند در سنگ‌های رسی توسعه یافته است. زون میگماتیتهی که در شکل 2 دیده می‌شود در ارتباط با درجه بالای دگرگونی در سنگ‌های رسی می‌باشد. میگماتیت‌های توپسیرکان همدان از بخش‌های زیر تشکیل شده‌اند (ساک، 2011؛ ساکی و همکاران، 2012):

میگماتیت‌های تویسرکان دیده می‌شود از مقیاس میکروسکوپی تا رگه‌هایی به ضخامت 20 تا 30 سانتیمتر دیده می‌شود و معمولاً دارای کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوگرانیت و گارنت می‌باشد (شکل 3 e و f). بیشترین حجم این بخش از میگماتیت‌ها از آلکالی فلدسپار تشکیل شده است که دارای بافت میکروپریتی می‌باشند و باعث شده‌اند که ترکیب لویکوسوم شبیه به یک آلکالی گرانیت باشد. بعلاوه بلورهای گارنت به اندازه چند میلیمتر در این بخش دیده می‌شوند.

سیلیمانیت، اسپینل، کردیریت، بیوتیت، گارنت، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی فلزی تشکیل شده است (شکل 4 f). گارنت بصورت ادخال درون کردیریت دیده می‌شود و در متن سنگ کمتر دیده می‌شود، بیوتیت نسبت به مزوسوم خیلی کمتر شده بطوریکه شاید کمتر از 5 درصد حجمی باشد. سیلیمانیت‌ها و اسپینل‌ها معمولاً به همراه کردیریت دیده می‌شوند و مقدار آنها زیاد می‌باشد. لویکوسوم: لویکوسوم بخش روشن رنگ میگماتیت‌ها را تشکیل می‌دهد که به شکل‌های مختلفی در



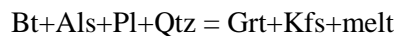
شکل 3: تصاویر صحرائی از میگماتیت‌های تویسرکان، (a و b) لویکوسوم و مزوسوم بصورت لایه‌های روشن و تیره در تصویر مشاهده می‌شوند. (c و d) بلورهای درشت کردیریت در مزوسوم که گاهی به اندازه 1/5 سانتیمتر نیز می‌رسند. (e و f) بخش‌های روشن رنگ که ترکیب گرانیتی دارند و در آنها بلورهای درشت گارنت وجود دارد.



شکل 4: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های میگماتیته منطقه توپسرکان. (a) رشد اسپینل به رنگ سبز در اصراف بلورهای آندالوزیت موجود در مزوسوم، طول میدان دید 4/8 میلیمتر حالت ppl. (b و c) رشد کانی ارتوپیروکسن در مزوسوم میگماتیته‌ها، طول میدان دید 1/2 میلیمتر حالت xpl. (d و e) درشت بلورهای کردیریت به همراه دربرداری گارنت در مزوسوم میگماتیته‌ها، طول میدان دید 4/8 میلیمتر حالت به ترتیب ppl و xpl. (f) بلورهای سیلیمانیت به همراه اسپینل در مزوسوم، طول میدان دید 1/2 میلیمتر حالت xpl.

دگرگون شده نشان دهنده واکنش KFMASH ذوب پیشرونده آزدایی بیوتیت (رابطه 2) است که شکل گیری لویکوسوم‌های غنی از گارنت را نمایان می‌سازد و سبب توسعه مجموعه کانی‌های گارنت، سیلیمانیت، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز در اغلب سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه همدان شده است.

رابطه 2)



تشکیل لویکوسوم‌های غنی از گارنت در سنگ‌های رسی دگرگون شده بدون سیلیمانیت منطقه همدان (شکل 2 a) در ارتباط با واکنش KFMASH ذوب بدون آب بیوتیت است. در دسترس نبودن سیلیس و یا جدا شدن آندالوزیت از زمینه دارای سیلیس توسط کردیریت‌های حاشیه آندالوزیت سبب بوجود آمدن مناطق کم سیلیس در سنگ شده و بنابراین

واکنش‌های ذوب در میگماتیته‌های توپسرکان: بر اساس مشاهدات پتروگرافی، توالی واکنش‌های زیر برای میگماتیته‌های همدان بدست آمده است. اغلب بافت‌های واکنشی و مجموعه کانی‌های مشاهده شده در میگماتیته‌های رسی می‌توانند واکنش‌های ایجاد مذاب در سیستم $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KFMASH) را توصیف شوند. مجموعه کانی‌های بدون مسکویت و دارای سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های رسی دگرگون شده به همراه لویکوسوم‌های گرانیتی فراوان (شکل 2 b) بیانگر شرایط دمایی بالاتر از واکنش ذوب آزدایی است (رابطه 1).

رابطه 1)



همبرداری بیوتیت و سیلیمانیت در کانی‌های گارنت و فلدسپار پتاسیم موجود در سنگ‌های رسی

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها: ترکیب عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت، گارنت، اسپینل، پلاژیوکلاز، کردیریت و ایلمینیت در نمونه‌های انتخاب شده از مزوسوم میگماتیت‌ها توسط دستگاه میکروپروب مدل Cameca SX100 تعیین شده است (ساکي و همکاران، 2012)، جداول 1 و 2 و 3.

بلورهای اسپینل در این مناطق و در حاشیه آندالوزیت بر اساس واکنش KFMASH بدون کوارتز زیر (رابطه 3) رشد می‌نمایند (شکل 5 C)



جدول 1: آنالیزهای معرف کانی کردیریت. تعداد کاتیون‌های کردیریت بر اساس 18 اتم اکسیژن محاسبه شده است.

| Mineral | Crd | Crd | Crd | Crd | Crd | Crd |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample | Tu1 | Tu1 | Tu1 | Tu1 | Tu1 | |
| SiO ₂ | 48.07 | 47.98 | 48.42 | 48.42 | 48.09 | 48.21 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 32.53 | 32.35 | 32.92 | 32.60 | 32.92 | 32.95 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.06 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.75 | 0.68 | 1.17 | 0.61 | 1.26 | 1.28 |
| FeO | 8.64 | 9.74 | 9.00 | 9.19 | 9.35 | 9.37 |
| MnO | 0.55 | 0.70 | 0.45 | 0.55 | 0.60 | 0.62 |
| MgO | 7.14 | 6.52 | 7.11 | 7.06 | 6.58 | 6.70 |
| CaO | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.06 | 0.06 |
| Na ₂ O | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.19 | 0.16 | 0.17 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.16 | 0.16 |
| Totals | 98.70 | 98.11 | 99.17 | 98.65 | 98.48 | 98.88 |
| Cations per 18 oxygen atoms | | | | | | |
| Si | 4.968 | 5.004 | 4.978 | 5.006 | 4.997 | 5.003 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.005 | 0.001 | 0.004 |
| Al | 3.963 | 3.977 | 3.989 | 3.972 | 3.955 | 3.958 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.005 |
| Fe(3+) | 0.136 | 0.053 | 0.091 | 0.047 | 0.098 | 0.099 |
| Fe(2+) | 0.747 | 0.850 | 0.773 | 0.794 | 0.812 | 0.813 |
| Mn | 0.048 | 0.062 | 0.039 | 0.048 | 0.053 | 0.054 |
| Mg | 1.100 | 1.014 | 1.090 | 1.088 | 1.019 | 1.020 |
| Zn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.007 |
| Ca | 0.001 | 0.002 | 0.004 | 0.001 | 0.032 | 0.033 |
| Na | 0.036 | 0.038 | 0.036 | 0.038 | 0.021 | 0.021 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Total | 11.00 | 11.00 | 11.00 | 11.00 | 11.00 | 11.00 |
| | | | | | | |
| | | | | | | |

جدول 2: آنالیزهای معرف کانی اسپینل. تعداد کاتیونها اسپینل بر اساس 4 اتم اکسیژن محاسبه شده است. آنالیزهای معرف کانی گارنت. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیومتری بدست آمده است. تعداد کاتیونها برای گارنت بر اساس 12 اتم اکسیژن محاسبه شده است.

| Mineral | Sp | Sp | Sp | | Grt | Grt | Grt | Grt |
|--------------------------------|--------|--------|-------|----------------------------|--------|--------|-------|--------|
| Sample | Tu1 | Tu1 | Tu1 | | Tu1 | Tu1 | Tu1 | Tu1 |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.02 | | 36.16 | 36.85 | 37.36 | 37.63 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 58.48 | 58.14 | 57.03 | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.08 | 0.00 | 0.06 | | 0.04 | 0.10 | 0.12 | 0.08 |
| Fe ₂ O ₃ | 36.20 | 36.52 | 36.79 | | 2.19 | 1.83 | 0.27 | 0.54 |
| FeO | 1.92 | 2.95 | 1.88 | | 34.35 | 35.22 | 32.99 | 32.78 |
| MnO | 0.68 | 0.72 | 0.59 | | 3.39 | 3.81 | 6.42 | 5.03 |
| MgO | 2.93 | 2.83 | 2.06 | | 2.65 | 2.43 | 2.17 | 3.06 |
| CaO | 0.12 | 0.02 | 0.00 | | 0.57 | 0.51 | 1.06 | 1.19 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.05 | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.00 | | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Totals | 100.22 | 101.17 | 98.41 | | 101.52 | 101.32 | 101.0 | 101.35 |
| Cations per 12 oxygen atoms | | | | Cations per 4 oxygen atoms | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Si | 2.909 | 2.959 | 2.997 | 2.996 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Ti | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 |
| Al | 1.967 | 1.937 | 1.957 | Al | 0.000 | 1.965 | 1.978 | 1.976 |
| Cr | 0.002 | 0.000 | 0.001 | Cr | 2.050 | 0.006 | 0.008 | 0.005 |
| Fe(3+) | 0.041 | 0.063 | 0.041 | Fe(3+) | 0.132 | 0.111 | 0.016 | 0.032 |
| Fe(2+) | 0.860 | 0.863 | 0.896 | Fe(2+) | 2.311 | 2.365 | 2.213 | 2.183 |
| Mn | 0.016 | 0.017 | 0.015 | Mn | 0.231 | 0.259 | 0.435 | 0.339 |
| Mg | 0.124 | 0.119 | 0.089 | Mg | 0.318 | 0.291 | 0.259 | 0.363 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Ca | 0.049 | 0.044 | 0.91 | 0.102 |
| Na | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Na | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.005 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Totals | 3.000 | 3.000 | 3.000 | Totals | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| X _{Fe2+} (Her) | 0.860 | 0.863 | 0.896 | Mg/(Mg+Fe2) | 0.121 | 0.110 | 0.105 | 0.143 |
| X _{Mg} (Spl) | 0.124 | 0.119 | 0.089 | Fe2/(Fetot) | 0.946 | 0.955 | 0.993 | 0.985 |
| X _{Mn} | 0.016 | 0.017 | 0.015 | | | | | |

جدول 3: آنالیزهای معرف کانی فلدسپار. تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس 8 اکسیژن محاسبه شده است. آنالیزهای معرف کانی بیوتیت. Fe کلی برای بیوتیت بصورت Fe^{2+} در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس 11 اتم اکسیژن محاسبه شده است. آنالیزهای معرف کانی ایلمنیت.

| Mineral | fsp | fsp | fsp | fsp | Fsp | | Bt | Bt | Bt | Bt | Ilm | Ilm |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|------------------|-------------------|-------|-------|-------|-----------------|--------|--------|
| Sample | Tu1 | Tu1 | Tu1 | Tu | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 59.94 | 45.99 | 46.35 | 60.39 | 60.43 | | 35.45 | 35.45 | 35.20 | 35.30 | 0.00 | 0.02 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.07 | 0.00 | | 3.02 | 3.10 | 3.20 | 3.25 | 52.82 | 54.44 |
| Al ₂ O ₃ | 25.07 | 34.56 | 34.33 | 25.51 | 25.14 | | 17.63 | 17.95 | 17.93 | 18.24 | 0.03 | 0.02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | | 0.12 | 0.00 | 0.06 | 0.03 | 0.07 | 0.00 |
| FeO | 0.05 | 0.37 | 0.22 | 0.25 | 0.26 | | 20.51 | 21.30 | 20.80 | 21.24 | 45.88 | 43.47 |
| MnO | 0.07 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.15 | 0.18 | 0.11 | 0.00 | 2.05 | 2.01 |
| MgO | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | | 9.34 | 8.09 | 8.30 | 8.55 | 0.10 | 0.19 |
| CaO | 6.98 | 17.67 | 17.91 | 7.14 | 6.57 | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 7.75 | 1.34 | 1.44 | 7.57 | 7.56 | | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.10 | 0.00 | 0.06 |
| K ₂ O | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.15 | | 9.54 | 9.74 | 9.98 | 10.02 | 0.00 | 0.00 |
| Totals | 100.02 | 99.96 | 100.33 | 101.20 | 100.12 | | 95.87 | 95.87 | 95.63 | 96.710 | 100.97 | 100.22 |
| Cations per 8 oxygen atoms | | | | | Cations per 11 O | | | | | Cations per 8 O | | |
| Si | 2.672 | 2.119 | 2.128 | 2.663 | 2.686 | | | | | | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | | 2.702 | 2.716 | 2.703 | 2.683 | 1.002 | 1.020 |
| Al | 1.317 | 1.876 | 1.857 | 1.326 | 1.317 | | 0.171 | 0.179 | 0.185 | 0.186 | 0.001 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | | 1.580 | 1.621 | 1.623 | 1.634 | 0.001 | 0.000 |
| Fe(3+) | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe(2+) | 0.002 | 0.014 | 0.008 | 0.010 | 0.010 | | 1.302 | 1.365 | 1.336 | 1.350 | 0.968 | 0.919 |
| Mn | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | 0.010 | 0.012 | 0.007 | 0.000 | 0.058 | 0.058 |
| Mg | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | | 1.060 | 0.924 | 0.950 | 0.970 | 0.006 | 0.008 |
| Ca | 0.333 | 0.872 | 0.881 | 0.337 | 0.313 | | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.670 | 0.120 | 0.128 | 0.647 | 0.651 | | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.016 | 0.000 | 0.000 |
| K | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.009 | | 0.931 | 0.952 | 0.978 | 0.971 | 0.000 | 0.000 |
| Totals | 5.006 | 5.003 | 5.000 | 4.998 | 4.986 | | 7.800 | 7.776 | 7.798 | 7.808 | 1.999 | 1.980 |
| Ca / (Na+K+Ca) | 0.330 | 0.879 | 0.873 | 0.340 | 0.322 | | 0.341 | 0.298 | 0.309 | 0.313 | | |
| | | | | | | $X_{Mg(M1)}$ | 0.380 | 0.327 | 0.333 | 0.343 | | |
| | | | | | | $X_{Al(T2)}$ | 0.647 | 0.642 | 0.648 | 0.659 | | |
| | | | | | | $X_{Al(M2)}$ | 0.145 | 0.168 | 0.163 | 0.158 | | |
| | | | | | | $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ | 0.455 | 0.404 | 0.416 | 0.418 | | |

کردیریت تا اسپینل-کردیریت تغییر سیستماتیکی نشان نمی‌دهد (0/45 تا 0/62).

اسپینل: ترکیب شیمیایی اسپینل در جدول 2 آورده شده است. ترکیب شیمیایی محلول جامد آن غنی از هرسینیت است ($X_{(Her)} = 0/86-0/89$).

گارنت: ترکیب گارنت در جدول شماره 2 آورده شده است. عموماً، گارنت‌ها غنی از آهن (آلماندین) هستند که مقدار آن بین 80-90 درصد است. Ti در گارنت حضور ندارد یا مقدار آن بسیار کم است.

کردیریت: ترکیب شیمیایی کردیریت در جدول 1 آورده شده است. مجموع میانگین اکسیدهای کردیریت بیشتر از 98/5 درصد است. کردیریت در زون‌های دگرگونی فلدسپارپتاسیم-کردیریت، سیلیمانیت-فلدسپارپتاسیم و اسپینل-کردیریت، در مقاطع نازک بصورت همسانگرد دیده می‌شود. کردیریت در زون کردیریت-مسکویت بطور کامل پنینتی شده است. مقدار کسرمولی (X_{Mg}) کردیریت با افزایش درجه دگرگونی از زون فلدسپارپتاسیم-

ایلمینیت: این کانی فرعی در تمام زون‌ها دیده می‌شود بعلاوه، هم در سنگ‌های رسی و هم در سنگ‌های سیلیسی وجود دارد.

ترکیب شیمیایی این کانی در جدول 3 نشان می‌دهد که این کانی ترکیب ثابتی دارد 0/93-0/96 $X_{Ilm} =$ مقدار MgO کمتر از 2/02 در همه زون‌ها می‌باشد.

تخمین دما-فشار میگماتیت‌های توپسرکان: ارزیابی دما-فشار این سنگ‌ها توسط ساکی و همکاران 2013 محاسبه شده است که به خلاصه‌ای از مهمترین روش بکار برده شده پرداخته می‌شود. تخمین دمای اوج دگرگونی با استفاده از منحنی‌های تعادلی چند گانه که توسط برنامه ترموکالک نسخه 3/2 از هولند و پاول، 1998 بدست آمده است. شکل 5 بر این اساس دما و فشاری که با استفاده از اکتیویته کانی‌های متعادل در مزوسوم میگماتیت‌ها (جدول 4) محاسبه شده است نشان می‌دهد بطوریکه دما و فشار این سنگ‌ها به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و فشار 4/2 کیلوبار می‌باشد.

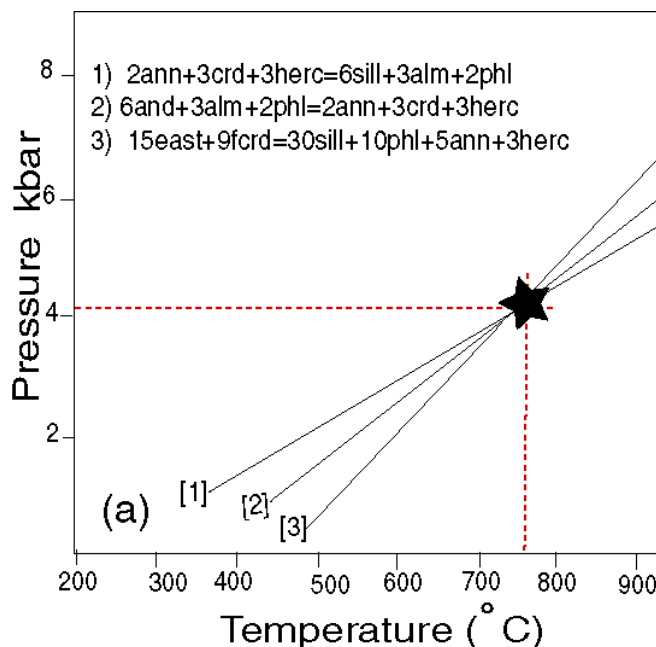
محتوی Fe^{3+} گارنت بر اساس 8 کاتیون و 12 اتم اکسیژن محاسبه شده است.

فلدسپار: آنالیزهای میکروپروب فلدسپارها در جدول 3 آورده شده است. محتوی آنورتیت پلاژیوکلازها متغیر است. برای مثال مقدار $Ca / (Na+K+Ca)$ بین 0/33-0/88 است. ترکیب پلاژیوکلازها بر روی نمودار سه تایی Ab-An-Or قرار گرفته است. پلاژیوکلازها غنی از آنورتیت هستند. پلاژیوکلاز با محتوی بالای Ca برای دما-فشارسنجی استفاده شده است (ادامه را ببینید).

بیوتیت: جدول 3 نتایج آنالیز معرف مایکروپروب بیوتیت‌ها را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. بیوتیت دارای مقدار بالای TiO_2 است که مقدار آن بین 3/02 تا 3/25 درصد است. فلوگوپیت-آنیت تشکیل دهنده‌های غالب بیوتیت هستند. بر اساس تقسیم‌بندی (روبینسون، 1982) بیوتیت‌های مورد مطالعه متعلق به زون‌های Sill-kfs و Grt-Crd-kfs می‌باشند.

جدول 4: مقدار اکتیویته بکاربرده شده در برنامه ترموکالک برای محاسبه واکنش‌های متعادل بکار برده شده در شکل 3. تمامی علائم اختصاری از کرتز، 1983 می‌باشند.

| Mineral assemblage | Activity |
|--|--|
| Grt, Bt, Crd, Spl, Pl, Ilm, Opx Sil, Qtz, H ₂ O | $py = 0.032, alm = 0.35, phl = 0.030,$ $ann = 0.073, east = 0.030,$ $Crd = 0.36, fCrd = 0.18,$ $An = 0.90, Ab = 0.24, Spl = 0.14,$ $herc = 0.85, mt = 0.03768,$ $Ilm = 0.62, En = 1, Sil = 1,$ $Qtz = 1, H_2O = 1$ |



شکل 5: تخمین دما-فشار میگماتیت‌های تویسرکان با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه (برنامه ترموکالک نسخه 3/2)

بحث و نتایج

آبگیری کردیریت توسط واکنش زیر بیان می‌شود:

رابطه 4)

$(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18} + H_2O = (Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18} \cdot H_2O$
 مطالعات تجربی از آبگیری کردیریت (کاری، 1995؛ هارلی و کارینگتون، 2001؛ هارلی و همکاران، 2002) استفاده از مدل اختلاط ایده‌آل برای مشارکت H_2O جهت پر کردن یک کانال از ساختمان کردیریت توسط یک مولکول H_2O حمایت می‌نماید. از اینرو، n بصورت تعداد مولکول-های H_2O در شبکه کردیریت (بدون سیال بر اساس 18 اکسیژن در فرمول ساختمانی آن) تعریف می‌شود. با استفاده از این مدل که برای واکنش (1) استفاده شده است رابطه تعادلی زیر بوجود می‌آید:

رابطه 5)

$$RT \ln (a_{H_2O}) = \Delta H_1 - T\Delta S_1 + P\Delta V_1 + RT \ln [n / (1 - n)]$$

جائیکه زیرنویس 1 در معادله 2 نوشته شده است به واکنش 1 اشاره دارد و a_{H_2O} بیانگر اکتیویته (فعالیت) H_2O است که بصورت واحد یا یک (در صورتی که H_2O خالص باشد) در شرایط دما-فشار دلخواه است. همچنین نتایج تجربی (کاری، 1995؛ اسکین و گانتر، 1996؛ هارلی و کارینگتون، 2001) نشان می‌دهد که تغییرات حجم جامدات در واکنش 1 صفر است، $P\Delta V_1$ در معادله 2 با تغییر حجم H_2O از فشار 1 کیلو بار به بالا کاهش می‌یابد. این موضوع بوسیله $-RT \ln(fH_2O)$ محاسبه می‌شود، fH_2O در اینجا، منظور فوگاسیته H_2O در شرایط P-T دلخواه است. با جایگزینی $-RT \ln(fH_2O)$ بجای $P\Delta V_1$ در معادله 2، با تقسیم معادله 2 به RT و گرفتن توان (exponent) رابطه کلیدی زیر بوجود می‌آید:

رابطه 7)

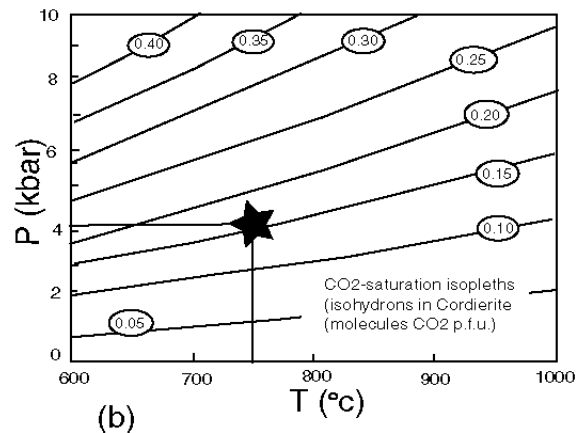
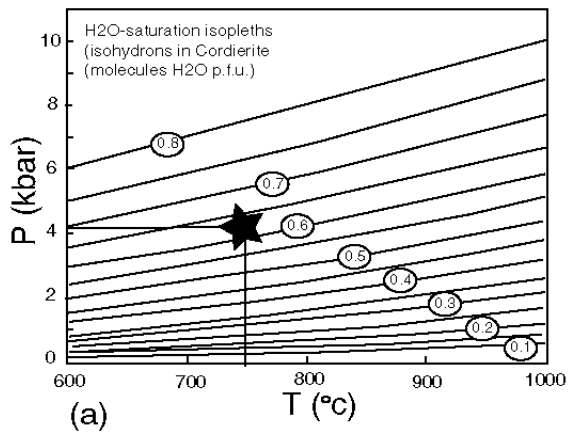
$$a_{H_2O} = [n/(1-n)] \{ \exp[(4203(\pm 320) / T - 11.75(\pm 0.33)] / f_{H_2O} \}$$

این معادله برای محاسبه اکتیویته آب a_{H_2O} برای مثال در کردیریت‌های طبیعی با محتوی آب و شرایط دما-فشار (تخمین غیروابسته متعادل) اندازه-گیری شده، بکار می‌رود. در نهایت نتایج این رابطه باعث ایجاد شکل 6 a شده است. بر اساس دما-فشار محاسبه شده برای میگماتیت‌های تویسرکان که به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و فشار 4/2 کیلوبار است اکتیویته آب a_{H_2O} در کردیریت‌های موجود در مزوسوم این میگماتیت‌ها 0/62 است که با ستاره بر روی شکل 6 a نشان داده شده است. بر همین اساس و بر اساس شکل 6 b اکتیویته CO_2 (a_{CO_2}) در این کانی حدود 0/15 است. محتوی CO_2 کردیریت با (m) نشان داده شده است.

رابطه 6)

$$a_{H_2O} = [n/(1-n)] \exp[(\Delta H_1 / RT) - (\Delta S_1 + R)] / f_{H_2O}$$

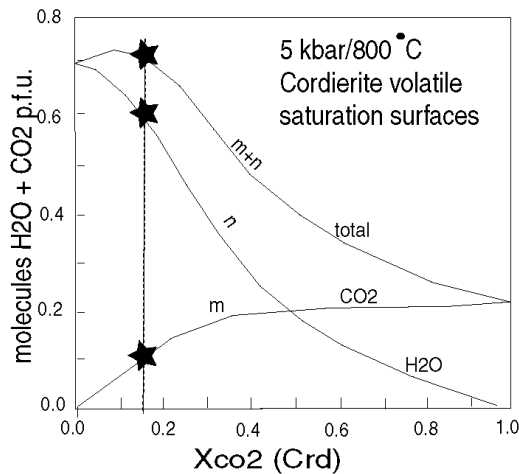
بطوریکه اکتیویته آب a_{H_2O} متناسب با $n/(1-n)$ در کردیریت با شرایط دما-فشار خاص است. بیشینه سیالات در کردیریت مجاور با H_2O خالص که توسط هارلی و کارینگتون، 2001 در فشار و دمای به ترتیب 2-8 کیلوبار و 500 تا 1000 درجه سانتیگراد با استفاده از روش بالا مدل شده است باعث ایجاد مقدار ΔH_1 و ΔS_1 به ترتیب $kJ\ mol^{-1}$ $39/95^1$ و $97/69\ j\ K^{-1}\ mole^{-1}$ گردیده است. با جایگزینی این مقدار آنتالپی و آنتروپی در معادله 3، معادله 4 بوجود می‌آید که بیانگر ارتباط بین اکتیویته آب a_{H_2O} با دما-فشار دلخواه و محتوی آب H_2O کردیریت (n) است.



شکل 6: (a) نمودار دما-فشار که خطوط روی آن ایزوپلیت‌های آب در کردیریت مجاور با سیال غنی از H_2O است و مدلی است که توسط هارلی و کارینگتون، 2001 پیشنهاد شده است. با توجه به اینکه دما و فشار در میگماتیت‌های همدان به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و فشار 4/1 کیلوبار می‌باشد بنابراین، اکتیویته H_2O در این سنگ‌ها حدود 0/62 می‌باشد. (b) نمودار دما-فشار که خطوط روی آن ایزوپلیت‌های آب در کردیریت مجاور با سیال غنی از CO_2 است و مدلی است که توسط تامپسون و همکاران، 2001 پیشنهاد شده است. با توجه به اینکه دما و فشار در میگماتیت‌های همدان به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و فشار 4/1 کیلوبار می‌باشد بنابراین، اکتیویته CO_2 در این سنگ‌ها حدود 0/16 می‌باشد.

موجود در شبکه کردیریت بر اساس فرمول ساختمانی آن به ترتیب 0/6 و 0/1 محاسبه شد به عبارت دیگر، مجموع آن یعنی $m+n$ نیز 0/7 است.

با توجه به اکتیویته محاسبه شده برای CO_2 موجود در کردیریت‌های مزوسوم‌های تویسرکان که حدود 0/15 است (شکل 6 b) از نمودار شکل 7 استفاده شد و تعداد مولکول‌های H_2O (n) و CO_2 (m)



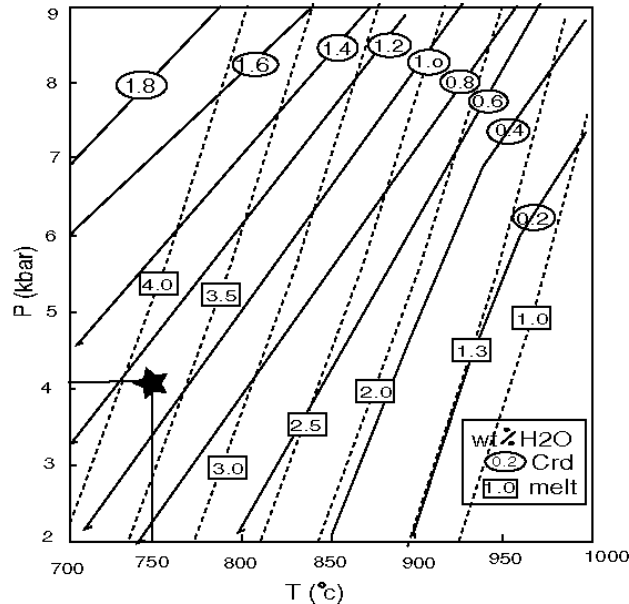
شکل 7: نمودار ترکیب سیالات کانال‌های کردیریت، با تغییراتی از وری و همکاران، 1990 ستاره‌ها شرایط کردیریت‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

است، این ایزوپلیت دارای شیب مثبت dP/dT تند (80-90 بار بر درجه سانتیگراد) می‌باشد و همچنین Dw (برای مذاب آزدایی) با درجه حرارت بطور یکنواخت افزایش می‌یابد، کردیریت‌های بوجود آمده بر اثر ذوب-آزدایی دارای ایزوپلیت‌های H_2O وابسته به دما با شیب مثبت dP/dT تند (34-75 بار بر درجه سانتیگراد) هستند. کردیریت در دمای بالای (750-850) مجموعه KFMASH (کردیریت + گارنت + سیلیمانیت + کوارتز + فلدسپارپتاسیم + مذاب) شکل 8 دارای مقدار درصد آب کمتر از 0/8-1 است و فقط 0/2-0/6 درصد آب در شرایط درجه حرارت خیلی بالا (UHT) که دما بیشتر از 900 تا 950 درجه سانتیگراد می‌باشد. کردیریت در طی ذوب دو متغیره در دمای پایینتر (یعنی دما کمتر از 750-850 و فشار 2-7 کیلوبار) به همراه مجموعه کردیریت + بیوتیت +

مقدار بالای توزیع H_2O بین مذاب و کردیریت (Dw) تاثیر مهمی بر مذاب آزدایی مجموعه دارای بیوتیت دارد. در مذاب آزدایی بیوتیت بشرط آنکه دیگر اجزاء شیمیایی بصورت فاز اضافی وجود داشته باشند (برای مثال SiO_2)، Dw متناسب با واکنش-های ذوب، بوسیله مذابی که دارای کمترین H_2O در دما و فشار خاص است، ایجاد می‌شود. هارلی و کارینگتون 2001 نشان دادند که مقدار Dw مرتبط با واکنش‌های ذوب آزدایی بیوتیت در دمای 750 تا 900 درجه سانتیگراد بین 2/6 و 6 است. زمانی که دما بالای 850 درجه باشد این مقدار نیز بین 4-6 خواهد بود. نمودار دما-فشار با خطوط کانتور (شکل 2) در سیستم (KFMASH) توسط هارلی و کارینگتون، 2001 ارائه شده است، بطوریکه ایزوپلیت با کمترین H_2O (بر اساس درصد وزنی) برای مذاب گرانیتی پرآلومینوس در نظر گرفته شده

(Crd) مقدار Dw مرتبط با واکنش‌های ذوب در دمای 750 درجه سانتیگراد برای میگماتیت‌های تویسرکان 3/36 است که متناسب با واکنش‌های ذوب آبدایی 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.

سیلیمانیت + کوارتز + فلدسپار پتاسیم + مذاب بوجود می‌آید (شکل 8). بر اساس شکل 8 مقدار درصد H₂O در مذاب میگماتیت‌های همدان 3/7 درصد است و مقدار درصد در H₂O در کردیریت‌های موجود در مزوسوم 1/1 درصد است که بر اساس رابطه $DW [DW = wt\%H_2O(melt) / wt\%H_2O]$

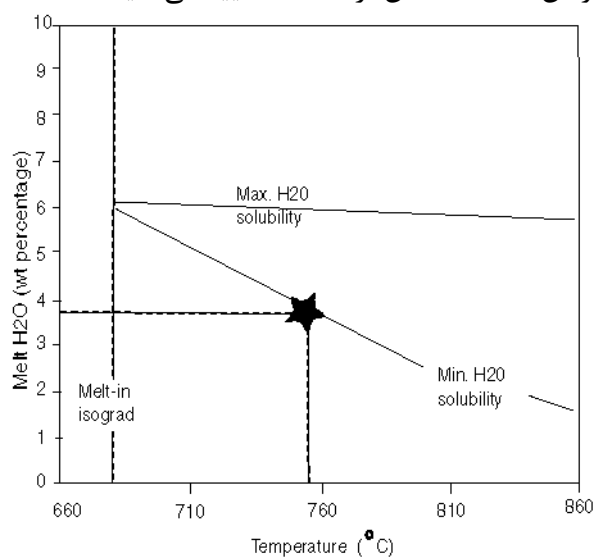


شکل 8: نمودار دما-فشار که بر روی آن منحنی‌های هم‌تراز، رابطه کردیریت-مذاب و H₂O را برای حالتی که مذاب دارای حداقل درصد H₂O در دما و فشار است را نمایش داده است. خطوط منقطع بیانگر مقدار آب موجود در مذاب است که از جوهنیس و هولتز، 1996 می‌باشد. خطوط ممتد درصد آب موجود در کردیریت را نشان می‌دهد. ستاره شرایط موجود برای کردیریت‌ها و مذاب میگماتیت‌های تویسرکان را با توجه به دما و فشار آنها نشان می‌دهد.

حدود 3/7 درصد می‌باشد (شکل 3). محتوی H₂O نمونه‌های ذوب زون اسپینل بر اساس شکل 9 بر روی خط دارای آب حداقل (Min. H₂O) قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال fluid-absent می‌باشد در صورتیکه اگر نزدیک خط دارای حداکثر آب (Max H₂O) قرار می‌گرفت نشانه این بود که واکنش‌های ذوب دارای سیال fluid-present بوده‌اند. این موضوع صحت مطالعات پتروگرافی، واکنش‌های ذوب بدون مذاب و مقدار Dw محاسبه

دما و فشار سنگ‌های دگرگونی دمای بالای (میگماتیت‌ها) تویسرکان به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و 4/2 کیلوبار توسط ساکی و همکاران (2012) تعیین شده است. کردیریت‌های دارای آب نسبتاً بالا و CO₂ پایین که در مزوسوم میگماتیت‌های تویسرکان وجود دارد نشان داد که اکتیویته کل H₂O+CO₂ در این کانی حدود 0/6 در این دما و فشار است. با توجه به اکتیویته محاسبه شده برای آب مشخص گردید که درصد آب موجود در مذاب

شده در میگماتیت‌های تویسرکان منطقه همدان، را تایید می‌نماید.



شکل 9: تخمین محتوی 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 (ریگی و همکاران، 2008؛ هولمز، 1996) می‌باشد.

نتیجه‌گیری

اسپینل) بر روی خط دارای آب حداقل (Min. H₂O) قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون-سیال fluid-absent می‌باشد. این موضوع صحت مطالعات پتروگرافی، واکنش‌های ذوب بدون مذاب و مقدار Dw محاسبه شده در میگماتیت‌های تویسرکان منطقه همدان، را تایید می‌نماید.

سپاسگزاری

از معاونت مالی و پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز و همچنین از داوران و سر دبیر محترم مجله به خاطر زحماتشان تشکر می‌نمائیم. بخشی از این تحقیق مربوط به پژوهانه سال 93 نویسنده اول می‌باشد.

بر اساس دما-فشار محاسبه شده برای میگماتیت-های تویسرکان که به ترتیب 750 درجه سانتیگراد و فشار 4/2 کیلوبار است اکتیویته آب a_{H2O} در کردیریت‌های موجود در مزوسوم این میگماتیت‌ها 0/62 است و اکتیویته CO₂ (a_{CO2}) در این کانی حدود 0/15 است. مقدار درصد H₂O در مذاب میگماتیت‌های همدان 3/7 درصد است و مقدار درصد H₂O در کردیریت‌های موجود در مزوسوم 1/1 درصد است که بر اساس رابطه $DW = \frac{wt\%H_2O(melt)}{wt\%H_2O(Crd)}$ مقدار Dw مرتبط با واکنش‌های ذوب در دمای 750 درجه سانتیگراد برای میگماتیت‌های تویسرکان 3/36 است که متناسب با واکنش‌های ذوب آبدایی بیوتیت است. محتوی H₂O نمونه‌های ذوب (زون

کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران، 220 ص.
 -صادقیان، م.، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.

منابع

- بهراری فر، ع.، 1376. نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان پایان نامه
- 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, II. ^{40}K - ^{40}Ar dating, *Comptes Rendus Geoscience*.
- Carrington, D. P. and Harley, S. L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 270-291.
- Harley, S. L., Thompson, P., Hensen, B. J. and Buick, I. S. 2002. Cordierite as a sensor of fluid conditions in high-grade metamorphism and crustal anatexis, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 71-86.
- Harley, S. L. and Carrington, D. P., 2001. The distribution of H₂O between cordierite and granitic melt: Improved calibration of H₂O incorporation in cordierite and its application to high-grade metamorphism and crustal anatexis, *Journal of Petrology*, v.42, p. 1595-1620.
- Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309-344.
- Johannes, W. and Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*, Springer Verlag, Berlin, 318 p.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogy*, v. 68, p. 277-279.
- Kurepin, V. A., 1984. H₂O and CO₂ contents of cordierite as an indicator of thermodynamical conditions of formation, *Geokhimiya*, v. 8, p. 1125-1134.
- Moazzen, M., Droop, G. T. R. and Harte, B., 2001. Abrupt transition in H₂O activity in the melt-present zone of a thermal aureole: evidence from H₂O contents of cordierites, *Geology*, v. 29, p. 311-314.
- Newton, R. C., Smith, J. V. and Windley, B. F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites, and crustal growth, *Nature*, v. 288, p. 45-49.
- Rigby, M. J., Droop, G. T. R. and Bromiley, G. D., 2008. Variations in fluid activity across the etive thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, p. 331-346.
- Robinson, P. R., Hollocher, K.T., Tracy, R.J. and Dietsch, C.W., 1982. High grade Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts, In: NEIGC 74th Annual Meeting of the state Geological

- and Natural History Survey of Connecticut, guidebook for fieldtrips in Connecticut and South-Central Massachusetts (eds Joester, R.A & Quarrier, S.S.), p. 289-340, The University of Connecticut, Storrs.
- Saki, A., 2011. Formation of Spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran, Geological Magazine, v. 148(3), p. 423-434
- 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, v. 54(11), p. 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, v. 22, p. 119-134.
- Sepahi, A.A., 1999. Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on granitoids, PhD Thesis (in Farsi), Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran.
- Sepahi, A. A., Borzoei, K. and Salami, S., 2013. Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran), Geological Quarterly, v. 57(3), p. 515-526.
- Schreyer, W., 1985. Experimental studies on cation substitutions and fluid incorporation in cordierite, Bulletin de Mineralogie, v.108, p. 273-291.
- Stevens, G. and Clemens, J. D., 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? Chemical Geology, v. 108, p.1-17.
- Stevens, G., Clemens, J. D. and Droop, G. T. R., 1995. Hydrous cordierite in granulites and crustal magma production, Geology, v. 23, p. 925-928.
- Stocklin, J. and Setudinia, A., 1972. Lexique Stratigraphique International Volume III ASIE, Centre National de la Recherche Scientifique, 15, quai Anatole-France, 75 p (Paris-VII).
- Thompson, P., Harley, S. L. and Carrington, D. P., 2001. H₂O-CO₂ partitioning between fluid, cordierite and granitic melt at 5 kbar and 900 C. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 150, p. 170-190.
- Vielzeuf, D. and Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes; Part 1, fluid-absent experiments and phase relationships, Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 117, p. 375-393.
- Vry, J. K., Brown, P. E. and Valley, J. W., 1990. Cordierite volatile content and the role of CO₂ in high-grade metamorphism, American Mineralogist, v. 75, p. 71-88.
- Waters, D. J., 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa, Journal of Metamorphic Geology, v. 6, p. 387-404.