مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۱، بهار ۹۲، از صفحهٔ ۹۷ تا ۱۰۶

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

# ذوب بخشی سنگ‌های رسی و نیمه‌رسی درب هاله‌ی دگرگونی منطقه‌ی سرابی تویسرکان، همدان

**کاظم برزوئی[۱*]، علی اصغر سپاهی[۱]، محسن موذن[۲]**

*۱- گروه زمین شناسی،دانشکده علوم، دانشگاه بو علی سینا، همدان*

*۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز*

(دریافت مقاله: ۹۰/۳/۱، نسخه نهایی: ۹۰/۱۲/۲)

**چکیده:** نفوذ مجموعه پلوتونیک الوند در سنگ‌های رسی ونیمه‌رسی منطقه تویسرکان باعث تشکیل هاله گرمایی در اطراف آن در منطقه سرابی شده، است. دگرگون شدن سنگ‌ها باعث تشکیل انواع هورنفلس‌ها در منطقه شده است. پدیده ذوب بخشی و میگماتیتی شدن در دگرگونی‌های درجه بالا و نزدیک به همبری به علت گرمای حاصل از توده در سنگ‌های با ترکیب مناسب دیده می‌شود. مقدار ذوب بخشی و حجم ماگمای آناتکسی تشکیل شده کم بوده و بخش‌های روشن (لوکوسم) به صورت قطره‌ای در مقیاس میلی‌متری تا سانتی‌متر مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی و بافت در بخش روشن رنگ میگماتیت‌ها شامل کوارتز و فلدسپار پتاسیم با بافت آذرین که در آن فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود که کوارتز با بافت بین بلوری(interstitial) فضای بین آنها را پر کرده است. تفاوت بافتی بین بخش‌های روشن - تیره، (لوکوسوم و ملانوسوم)، ترکیب کانی‌شناسی لوکوسوم، ساخت آذرین در بخش لوکوسوم و محدود بودن تشکیل لوکوسوم همگی شواهدی از رخداد پدیده آناتکسی در هاله منطقه سرابی است. واکنش‌های موثر در تشکیل مذاب و بخش روشن میگماتیتی شامل واکنش‌های ذوب در حضور سیال آزاد (fluid–present) و واکنش ذوب بدون حضور سیال آزاد (fluid-absent) می‌باشد. مجموعه کانی‌های دگرگونی درجه بالا شامل کردیریت، سیلیمانیت و گارنت می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی لوکوسوم‌ها شبیه لوکوگرانیت‌های حاصل از ذوب بخشی است و با منشاء تبلور از مذاب مطابقت دارد.

**واژه‌های کلیدی:** *سرابی؛ هاله دگرگونی؛ سنگ‌های رسی؛ ذوب بخشی؛ میگماتیت.*

**مقدمه**

میگماتیت‌ها به سنگ‌هایی گفته می‌شوند که از بخش‌های روشن غنی از کوارتز و فلدسپات و بخش‌های تیره‌ی غنی از کانی‌های (Fe, Mg) دار تشکیل شده‌اند. [۱] میگماتیت‌ها از نظر خاستگاه انواع مختلف دارند: میگماتیت‌های تزریقی که در اثر تزریق ماگمای گرانیتی در سنگ‌های دگرگون تشکیل می‌شوند، میگماتیت‌های دگرنهادی که در نتیجه ورود عناصر قلیایی به سنگ طی فرآیند دگرنهادی تشکیل می‌شوند، میگماتیت‌های جدایشی که در نتیجه‌ی جدایش دگرگونی کانی‌های تیره و روشن سنگ در حالت جامد تشکیل می‌شوند، و میگماتیت‌های آناتکسی که در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون با دمای بالا تشکیل می‌شوند.

نتایج حاصل از بررسی‌های تجربی، میگماتیت‌های آناتکسی در نواحی دگرگون ناحیه‌ای، واکنش‌هایی مانند واکنش‌های ذوب و شرایط ترمودینامیکی ذوب، در مورد میگماتیت‌های همبری نیز صدق می‌کند [۲]. آناتکسی در هاله‌های دگرگونی توسط تعدادی از پژوهشگران مطرح شده است، برای مثال در هاله‌ی Etive در اسکاتلند [۴،۳]، هاله‌ی Ballachalish در اسکاتلند [۵-۷] و هاله‌ی Laramie در Morton pass ایالت متحده آمریکا [۸] هاله‌ی دگرگونی اطراف توده‌ی نفوذی در

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۵۰۴۴۱۷ ، نمابر: ۰۸۱۱۸۲۵۳۴۶۷، پست الکترونیکی: kazem.borzoei@gmail.com

Archive of SID

www.SID.ir

آلپین اسکاتلند [۱۰،۹] و در ایران هاله دگرگونی اطراف توده‌ی نفوذی کلیبر [۱۱]. طی آناتکسی که منجر به تشکیل گدازه‌ی اولیه می‌شود. گدازه تولید شده می‌تواند در محل خود باقی مانده و یا مهاجرت کند [۱۳،۱۲،۶]. آناتکسی در شکل گیری ژئوشیمیایی و فیزیکی هاله‌ی دگرگونی همبری نقش مهمی دارد. مذاب حاصل از ذوب بخشی همه‌ی شاره‌های موجود در محل ذوب را مصرف کرده و در نتیجه باعث کاهش فعالیت و تغییر شرایط تعادلی فازی سنگ‌های باقیمانده می‌شود [۴]. بررسی ذوب سنگ‌های با ترکیب رسی می‌تواند شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم در طول تشکیل میگماتیت‌های حاصل از ذوب بخشی را روشن کند. ترکیب‌های رسی به عنوان معرف-های حساس برای حالت‌های مختلف دگرگونی هستند و این حساسیت در گستره‌ی ذوب بخشی سنگ‌ها نیز وجود دارد [۱۴، ۱۵] ترکیب‌های رسی در مقایسه با سنگ‌های دیگر مانند ترکیب‌های کوارتزی و فلدسپاتی نسبت به تغییر در حالت‌های دگرگونی حساس‌ترند. رس‌ها برتری دیگری نیز دارند؛ مثلاً رس‌ها عموماً در بر دارنده‌ی میکای فراوانند، بنابراین دارای آب هستند. از این رو حتی در صورت عدم حضور یک فاز آبدار نسبت به سنگ‌های دیگر، ذوب بخشی در دماهایی پایین‌تر امکانپذیر است. سیستم KFMASH مهم‌ترین سیستم برای بررسی ذوب بخشی سنگ‌های رسی است که اولین بار در حدود ۴۰ سال قبل مورد بررسی قرار گرفت و رسم شده است [۱۶]. در این سیستم پدیده‌ی ذوب می‌تواند در حضور شاره‌ی آزاد و یا بدون حضور آن صورت گیرد. واکنش‌های ذوب بدون حضور شاره‌ی آزاد ترکیب‌های رسی وابسته به هیدرات (OH) موجود در ساختار بلوری برخی از کانی‌ها مانند میکاست [۱۳] که می‌تواند $H_2O$ مذاب‌های در دمای پایین را تولید کند [۱۷، ۱۴، ۱۸]. این فرایندی است که آبدهی خوانده می‌شود [۱۹] این نام گذاری به‌دلیل آب آزاد شده ازکانی آبدار است که بدون تشکیل فاز بخار در گدازه حل شده، و در نتیجه ذوب بدون شاره‌ی آزاد خوانده می‌شود. از شواهد بافتی مختلف می‌توان برای نشان دادن رخداد پدیده‌ی ذوب بخشی در سنگ‌های رسی به‌علت دگرگونی درجه‌ی بالا به شرح زیر استفاده کرد: ۱) لوکوسوم‌ها بافت آذرین را نشان دهند [۲۰].۲) شواهد ساختاری نفوذ و تشکیل لوکوسوم در راستای سطوح ضعف را نشان نمی‌دهند. ۳) بافت‌های معمولی در لوکوسوم شامل بافت-های پوئی‌کلیتی، میرمیکیت، گرانوفیری، پرتیت و میکروپرتیت می‌شوند [۲۱] مقیاس میگماتیت‌ها تشکیل شده به ترکیب شیمیایی توده‌ی نفوذی، حجم توده‌ی نفوذی، شکستگی‌های سنگ و مقدار حضور شاره طی فرآیند آناتکسی نیز بستگی دارد [۲]. حضور شاره به ویژه آب، در فرآیند آناتکسی نقش ویژه‌ای دارد و نبود آن یکی از دلایل ذوب نشدن سنگ‌های با ترکیب شیمیایی مناسب در دمای بالا است [۲۲]. با توجه به بررسی-های که قبلا توسط [۲۴،۲۳] در منطقه همدان روی میگماتیت‌ها انجام شده است، کمتر به میگماتیت‌های منطقه‌ی سرابی توجه شد، لذا لازم است ذوب بخشی و عوامل ذوب در منطقه مورد بررسی قرار گیرد.

**موقعیت زمین شناسی**

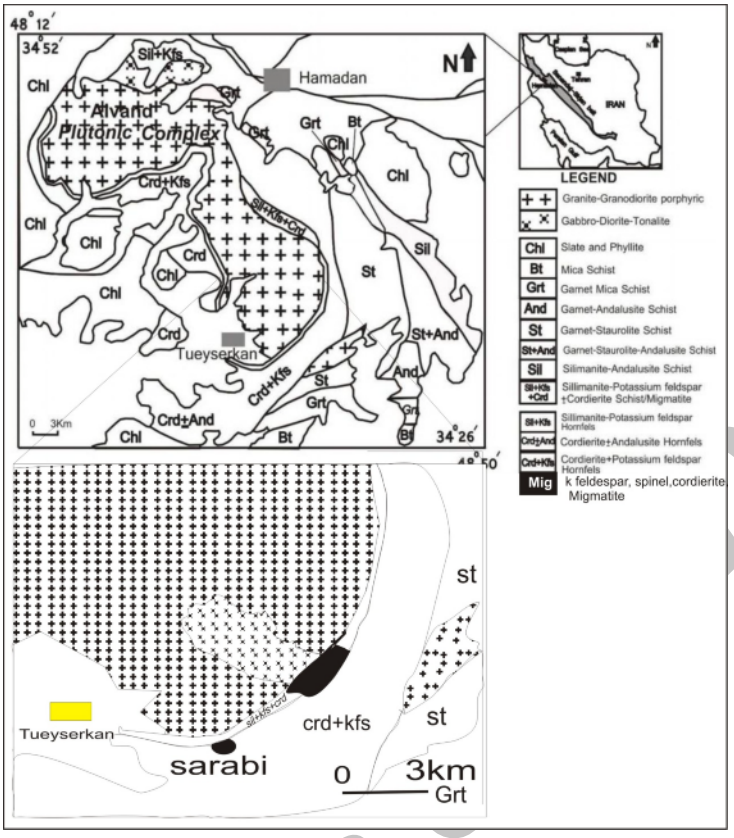
منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌شرقی شهرستان تویسرکان، استان همدان واقع شده است (شکل۱). این منطقه بخشی از نوار دگرگونی- ماگمایی موسوم به پهنه‌ی سنندج- سیرجان است که به‌صورت نواری طویل در راستای روراندگی زاگرس، از سنندج در شمال‌غربی تا سیرجان در جنوب‌شرقی ایران گسترش دارد. این زون حدود ۱۵۰۰ کیلومتر در ازا و حدود ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد. زون سنندج- سیرجان را برخی پژوهشگران مانند [۲۵،۲۶] جزئی از کوهزاد زاگرس در نظر گرفته و آن را زون زاگرس فلس مانند ( Zagros Imbricate Zone) می‌نامند. بنا بر نظر [۲۷] منطقه‌ی مورد بررسی احتمالاً زیر پهنه‌ی با دگرشکلی پیچیده قرار دارد. منطقه‌ی مورد بررسی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون با درجات مختلف دگرگونی را شامل می‌شود که با توده‌ی پلوتونیک الوند با سن ژوراسیک میانی [۲۸] که شامل سنگ‌های گابرو، دیوریت و گرانیت است، قطع شده است. مهم‌ترین واحد سنگ-های دگرگونی منطقه را سنگ‌های رسی تشکیل می‌دهند که دارای میان لایه‌هایی از سنگ‌های دیگر مانند متابازیت‌ها، متاکربنات‌ها، متاپسامیت‌ها و کالک-سیلیکات‌ها می‌باشد.

**آناتکسی درهاله‌ی دگرگونی منطقه‌ی سرابی**

میگماتیت‌های سرابی در حد فاصل بین هورنفلس‌ها با توده نفوذی تشکیل شده‌اند. این میگماتیت‌ها دارای خاستگاه آناتکسی بوده و لوکوسوم‌ها در حد چند میلی متر تا چند سانتی متر تشکیل شده‌اند. وسعت هاله‌ای که دستخوش ذوب بخشی شده است حدود ۲ کیلومتر طول دارد. بخش روشن (لوکوسوم) به‌صورت قطره‌ای با کانی‌های درشت فلدسپار پتاسیم و کوارتز به‌صورت بین دانه‌ای است. بخش‌های تیره‌ی (ملانوسوم) با بافت گرانوبلاستیک هورنفلسی و دارای کانی‌های تیره (Fe, Mg) دار مثل کردیریت، اسپینل، گارنت و بیوتیت هستند.

Archive of SID

www.SID.ir




**شکل ۱** موقعیت زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی: موقعیت زون سنندج- سیرجان و موقعیت منطقه‌ی مورد نظر را نشان می‌دهد اقتباس از [۲۳]. بخش پایین تصویر بخش‌هایی را که به وسیله ی گابرو دستخوش ذوب بخشی شده است را نشان می‌دهد.

**سنگ نگاری سنگ‌هایی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند**

سنگ‌هایی که در منطقه‌ی سرابی دستخوش ذوب بخشی شده‌اند شامل ۳ دسته‌اند (جدول ۱):

۱) سنگ‌های دارای کانی‌های آندالوزیت، اسپینلِ، کردیریت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلدسپارپتاسیم، سیلیمانیت و کوارتز. از ویژگی‌های این دسته از سنگ‌ها این است که در بخش مزوسوم پس از هم‌رشدی کردیریت با اسپینل پیرامون آندالوزیت، رشد کردیریت به دور این هم‌رشدی شکل گرفته است. (شکل۲-الف) و از نکات قابل توجه در این سری از سنگ‌ها وجود سیلیمانیت کم در برخی موارد بر روی آندالوزیت و زمینه‌ی سنگ است. لوکوسوم‌ها در این سنگ‌ها در مقیاس میلی‌متری دیده می‌شود.

۲) این دسته از سنگ‌ها دارای کانی‌های فلدسپارپتاسیم، کردیریت، پلاژیوکلاز، گارنت، بیوتیت و کوارتز است که کردیریت‌های حاوی ادخال فیبرولیت‌اند (شکل ۲-ب). در صورتی که در زمینه‌ی سنگ هیچ‌گونه سیلیمانیت دیده نمی‌شود، در بخش لوکوسوم این سنگ‌ها کوارتز همراه با فلدسپارپتاسیم با ساخت قطره‌ای و دارای بافت میرمیکیت می‌باشد.

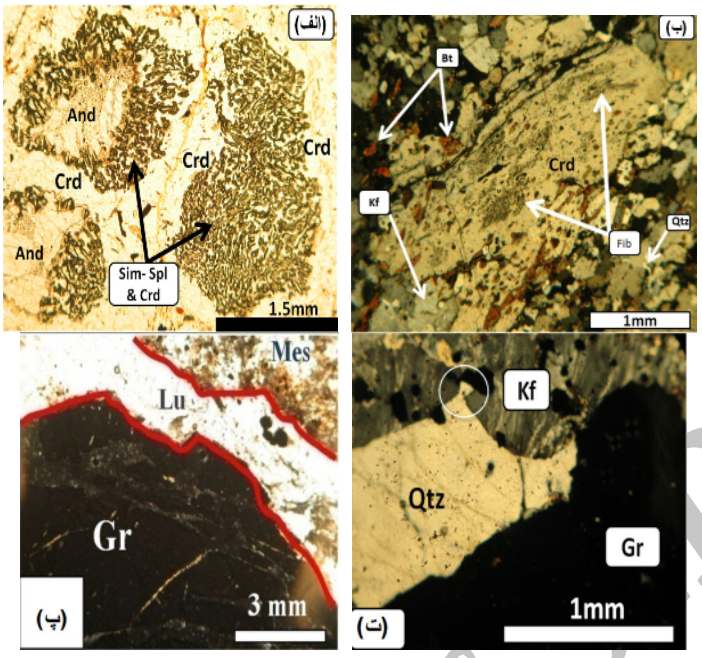
**جدول ۱** مجموعه‌ی کانی‌های دگرگونی هاله مجاورتی منطقه‌ی سرابی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند.

L = partial melting X = major phase O = Minor phase

| Sample No. | Bt | Ms | Qtz | Crd | Kf | Sil | Spl | Pl | Zr | Gr | And | L |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| NM31 | X | | X | X | X | X | X | X | O | | X | X |
| NM11 | X | | X | X | X | | X | X | | | X | X |
| N78 | X | | X | X | X | | | X | | X | | X |
| N83 | X | X | X | X | X | | | X | | | | X |
| N93 | X | X | X | X | X | | | X | | | | X |
| NM52 | X | | X | X | X | | X | X | O | | X | X |
| N31 | X | | X | | X | | | X | | X | | X |

Archive of SID

www.SID.ir




**شکل۲** تصاویر میکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه: الف سنگ‌های دارای هم رشدی اسپینل و کردیریت به دور از آندالوزیت. ب) سنگ‌های دارای کردیریت با ادخال فیبرولیت. پ) اوکوسوم‌های اطراف گارنت. ت) بافت آذرین لوکوسوم‌های اطراف گارنت که کوارتز به‌صورت بین دانه‌ای فضای بین فلدسپار پتاسیم را پر کرده است.

۳) سنگ‌های این دسته دارای کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم و کوارتز می‌باشد. از اختصاصات این دسته از سنگ‌ها این است که لوکوسوم بیشتر در اطراف گارنت‌ها می‌باشد و به صورت هاله‌ای دور تا دور آن را فراگرفته است (شکل ۲- پ) و در قسمت لوکوسوم کوارتز به صورت بین دانه‌ای فضای بین فلدسپار پتاسیم را پر کرده است (شکل۲- ت).

**شواهد ذوب بخشی این سنگ‌ها به قرار زیر است:**

**الف: شواهد ماکروسکوپی ذوب بخشی**

بخش‌های ذوب شده به شکل قطره‌ای هستند و این قطره‌ها با توده‌ی آذرین الوند در ارتباط نیستند بلکه به صورت منقطع و منفصل تشکیل شده‌اند (شکل۳- الف و ب) که در نتیجه امکان تزریق رگه از توده‌ی آذرین را رد می‌کند. همچنین با توجه به ویژگی‌های ساختی لوکوسوم‌ها امکان تشکیل آن‌ها از خاستگاه جدایش دگرگونی در حالت جامد نیز رد می‌شود زیرا لوکوسوم-ها با ملانوسوم‌ها به‌صورت متناوب دیده نمی‌شوند.

**ب: شواهد میکروسکوپی**

بافت لوکوسوم‌ها با تبلور از مذاب همخوانی دارد، در صورتی که مزوسوم‌ها بافت تبلور در حالت جامد را نشان می‌دهند. شکل دانه‌ها و اندازه‌ی آن‌ها در لوکوسوم و ملانوسوم متفاوت است. در لوکوسوم‌ها فلدسپارپتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده که کوارتز به صورت بی‌شکل با بافت بین بلوری فضای بین فلدسپارپتاسیم را پر کرده است. در صورتی که در ملانوسوم فلدسپار پتاسیم به‌صورت بی‌شکل و کوارتز نیز به صورت دانه‌ای است. در بخش لوکوسوم، خاموشی پیوسته‌ی دانه‌های کوارتز بی‌شکل تبلور آن از گدازه طی مراحل نهایی تبلور را نشان می‌دهد. همچنین بخش‌هایی از لوکوسوم دارای بافت میرمیکیت (شکل ۳ - پ) و پرتیت (شکل ۳ - ت) می‌باشد.

**شواهد کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی لوکوسوها**

- کوارتز و فلدسپارپتاسیم مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی لوکوسوم‌ها هستند.
- کانی‌های تیره مثل بیوتیت، کردیریت و اکسید آهن یا وجود ندارند یا بسیار اند.
- سنگ‌شناسی لوکوسوم‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سنگ-شناسی لوکوسوم‌ها به لوکوگرانیت تا گرانیت حاصل از ذوب بخشی با خاستگاه تبلور از مذاب همخوانی دارد.

بر اساس ترکیب کانی‌شناسی (جدول۲)، لوکوسوم‌ها به گروه-های زیر تقسیم می‌شوند.

۱) لوکوسوم‌های داری فلدسپار پتاسیم + کوارتز: این لوکوسوم-ها دارای فلدسپار پتاسیم به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار است که کوارتز بی‌شکل و با حجم کم فضای بین فلدسپارپتاسیم‌ها را پر کرده است (شکل ۳- ث و ح).

۲ ) لوکوسوم‌های داری کوارتز + فلدسپارپتاسیم + بیوتیت: در این لوکوسوم‌ها فلدسپارپتاسیم شکل دار بوده و کوارتز بی‌شکل

Archive of SID

www.SID.ir

با بافت بین بلوری فواصل بین کانی‌ها راپر کرده و بیوتیت نیز به‌صورت ریز و شکل‌دار است.

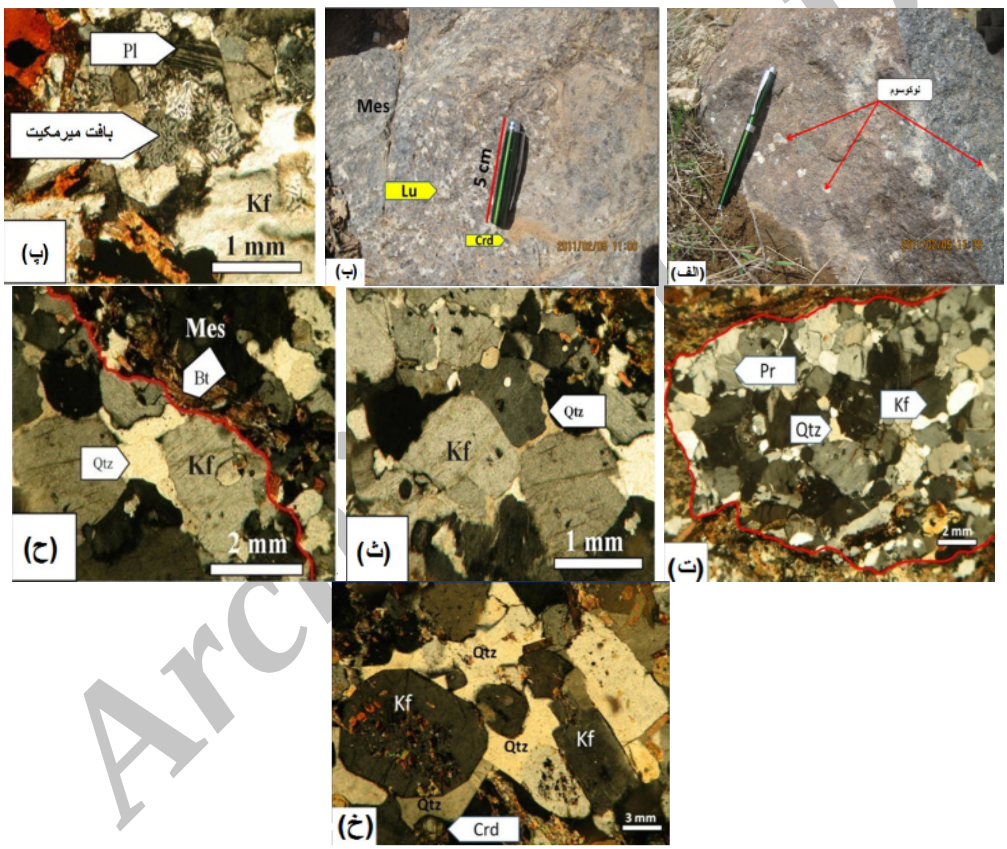
۳) لوکوسوم‌های داری کوارتز + فلدسپارپتاسیم + کردیریت: در این لوکوسوم‌ها فلدسپارپتاسیم به صورت شکل‌دار و بلورهای کردیریت به‌صورت قطره‌ای و بدون ماکل و ادخال دیده می‌شود که کوارتز فضای بین کردیریت و فلدسپارپتاسیم را به‌صورت بین دانه‌ای پر کرده است (شکل ۳- خ).

**واکنش‌های ذوب و عوامل کنترل کننده‌ی ذوب در هاله‌ی دگرگونی سرابی**

بر اساس پاراژنز سنگ‌های دگرگون رسی و نیمه‌رسی، منطقه‌ی سرابی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند، می‌توان ۵ زون کانی‌شناسی را برای سنگ‌های منطقه در نظر گرفت:

۱) گارنت – فلدسپار پتاسیم ۲) کردیریت- فلدسپار پتاسیم ۳) زون اسپینل-کردیریت- فلدسپارپتاسیم ۴) زون-فلدسپارپتاسیم -کردیریت- گارنت ۵) زون گدازه

روابط فازی کانی‌های دارای KFMASH نمونه‌های بررسی شده از زون‌های مختلف هاله در نمودار AFM (شکل۴) نشان داده شده‌اند، و جدول (۳) نیز واکنش‌های دگرگونی در سنگ-های رسی و نیمه‌رسی منطقه را نشان می‌دهد.




**شکل ۳** (الف و ب) تصاویر ماکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه‌ی (پ) بافت میرمیکیت (هم رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز) در بخش لوکوسوم. (ت) لوکوسوم قطره‌ای با بافت آذرین. (ث وح) نمونه‌ای از لوکوسوم‌ها با بافت بین بلوری، پتاسیم فلدسپارهای شکل‌دار که فضای بین آن‌ها را کوارتز پرکرده است. (خ) نمونه‌ای از لوکوسوم‌ها که دارای‌کردیریت قطره‌ای ریز که کوارتز فضای بین کردیریت و فلدسپار پتاسیم را پر کرده است. از پ تا خ تصاویر میکروسکوپی با نور قطبیده.

**جدول۲** کانی‌شناسی لوکوسوم‌هادر منطقه‌ی سرابی، X = major phase O = Minor phase

| Sample No. | Bt | Ms | Qtz | Crd | Kf | Ab |
|---|---|---|---|---|---|---|
| NM31 | | O | X | | X | |
| NM11 | | | X | | X | X |
| N78 | | | X | | X | |
| N83 | | | | | | |
| N93 | | | X | | X | X |
| NM52 | | O | X | | X | |
| N31 | X | | X | X? | X | |

www.SID.ir

واکنش‌های احتمالی ذوب در منطقه با توجه به کانی‌شناسی لوکوسوم‌ها به‌صورت زیرند.

۱) واکنش‌های ذوب با حضور شاره آزاد (fluid – present).

(۱) $Qtz + Kf + Crd + H_2O = L$

(۲) $Crd + Kf + Qtz + Sil + H_2O = L$

(۳) $Gr + Kf + Qtz + Sil + H_2O = L$

(۴) $Crd + Kf + Qtz + Spl + H_2O = L$

۲) واکنش ذوب بدون حضور شاره‌ی آزاد (fluid-absent).

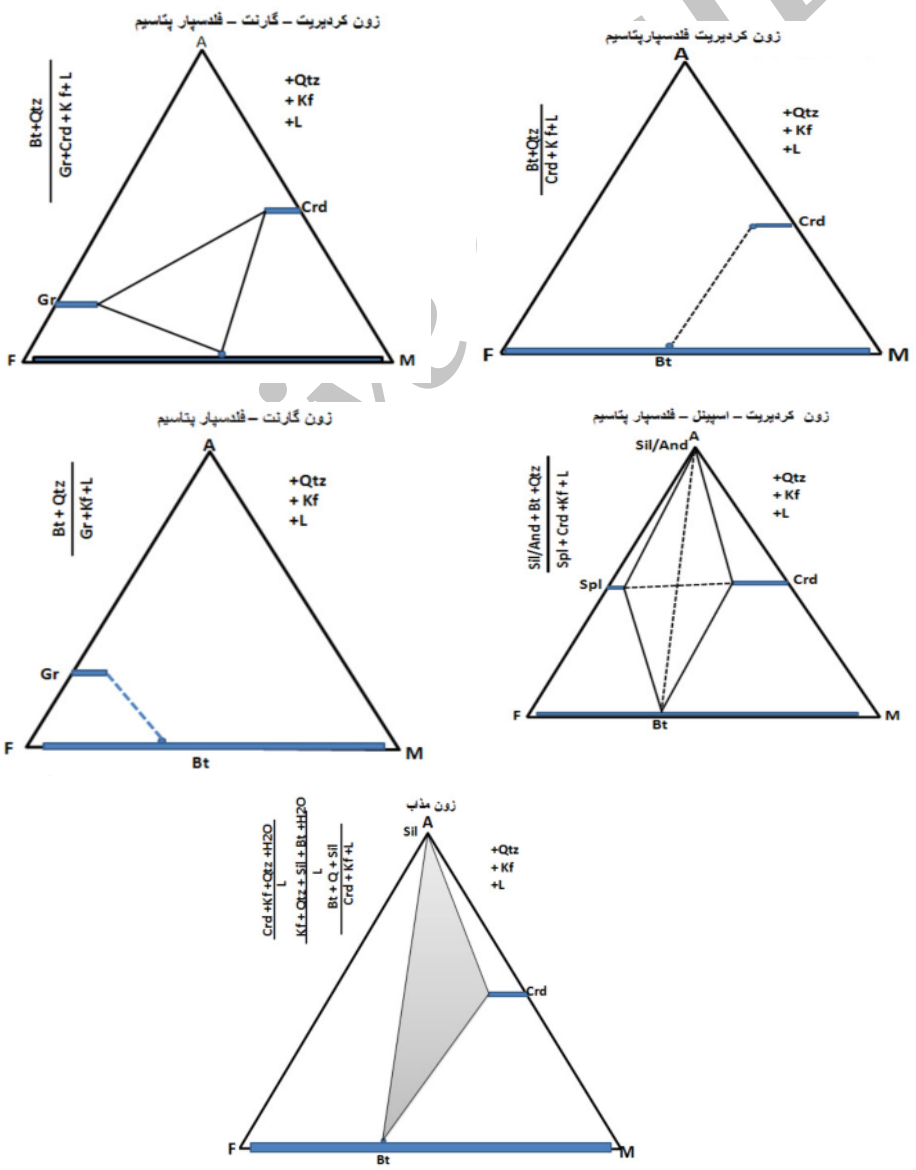
(۵) $Qtz + Bt + Sil = Crd + Kf + L$ [۲۹]

(۶) $Bt + Sil + Qtz = Kf + Gr + L$ [۲۹]

(۷) $Qtz + Bt + Sil = Crd + Kf + Gr + L$[۲۹]

(۸) $Bt + Qtz + Sil = Crd + Kf + Spl + L$

در سنگ‌های دگرگونی همبری منطقه‌ی سرابی واکنش‌های ذوب با حضور شاره‌ی آزاد و بدون حضور شاره‌ی آزاد مهم‌ترین واکنش‌های ذوب را شامل می‌شوند. واکنش‌ها بدون حضور شاره‌ی آزاد در نمودار سنگ‌زایی P-T شکل (۴-الف) و نموداری شکل (۴- ب و پ) که شامل سازاهای (NC)TFMASH همراه با پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و ایلمنیت است رسم شده است. با توجه به این که کانی‌های گارنت و اسپینل معمولاً فشارهای بالاتری را نسبت به کردیریت می‌طلبند در تصویر نموداری کانی‌های اسپینل و گارنت در فشارهای بالاتر و کردیریت در فشارهای پایین‌تر قرار می‌گیرند.




**شکل ۴** روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی و نیمه رسی دگرگون منطقه سرابی.

www.SID.ir

**جدول۳** مجموعه‌ی کانی‌ها و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی ونیمه‌رسی منطقه‌ی سرابی.

| واکنش‌های دگرگونی | | زون کانی‌شناسی |
|---|---|---|
| Bi+ Q+ Sil → Crd+ Spl+ Kf+L | (ذوب نا متجانس) | سیلیمانیت – پتاسیم فلدسپار – کردیریت |
| Qtz Crd+ Spl+ Kf+ $H_2O$→ L | (ذوب متجانس) | |
| Bi+ Sil+ Q→ Kf+ Crd+ L | (ذوب نا متجانس) | کردیریت – پتاسیم فلدسپار |
| Q+And+Bi+Crd+Sil + $H_2O$ → L | (ذوب متجانس) | |
| Bi+ Sil+ Q → Kf+ Gr+ L | (ذوب نا متجانس) | گارنت- پتاسیم فلدسپار |
| Bi+ Sil+ Q + Kf+ Crd+ $H_2O$ → L | (ذوب متجانس) | |
| Bi + Q+ Sil → Crd+ Gr+ Kf+L | (ذوب نا متجانس) | کردیریت – گارنت- پتاسیم فلدسپار |
| Bi + Q + Si + Crd+ Gr+ Kf + $H_2O$→L | (ذوب متجانس) | |

با توجه به این‌که این دسته از سنگ‌ها معمولاً در گستره‌ی دما و فشار مشابه قرار دارند عاملی باعث می‌شود که در دسته‌ای از سنگ‌ها اسپینل و در دسته‌ای دیگر گارنت تشکیل شود که می‌تواند وجود آلومینوسیلیکات باشد. این واکنش‌ها، نشان دهنده‌ی دمای تشکیل سنگ‌ها در حد رخساره‌ی گرانولیت تحتانی است. عوامل کنترل کننده‌ی ذوب درسنگ‌هایی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند عبارتند از:

۱) کانی‌شناسی سنگ‌های دسته‌ی یک نشان می‌دهدکه سنگ در زون اسپینل-کردیریت- فلدسپار پتاسیم قرار دارد. با توجه به حضور سیلیمانیت در این دسته از سنگ‌ها و واکنش‌های (شکل۵) و جدول (۳)، می‌توان نتیجه گرفت که عامل ذوب بخشی حضور شاره منفذی، آب آزاد شده از شکسته شدن کانی‌های آب‌دار و مصرف شدن سیلیمانیت به مقدار کم است. بررسی‌هایی که توسط [۳۰] از سنگ‌های دارای هم رشدی اسپینل- پلاژیوکلاز - کردیریت منطقه‌ی همدان انجام گرفت، دمای حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در فشار حدود ۴ کیلو بار را پیشنهاد کرده است. همچنین دمایی که توسط [۲۳] از میگماتیت‌های همدان بر آورد شده، دمایی حدود ۶۳۰ تا ۶۷۰ درجه در فشاری حدود ۳/۵ تا ۴/۳ کیلو بار است. با توجه به بافت هم رشدی اسپینل و کردیریت به دور آلومینوسیلیکات و رشد کردیریت به دور آن، می‌توان گفت که علاو بر موارد فوق کاهش فشار و یا افزایش دما نیز می‌تواند در تشکیل مذاب دخیل باشد، زیرا تبدیل اسپینل به کردیریت با کاهش فشار و یا افزایش دما همراه است که با توجه به وجود گابرو در منطقه به نظر می‌رسد که افزایش دما به علت نفوذ توده‌ی گابرویی باشد.

۲) دسته‌ی دوم و سوم از سنگ‌ها دارای زون کانی‌شناسی کردیریت – گارنت –فلدسپار پتاسیم اند. با توجه به بررسی‌های تجربی [۲۹] سنگ‌های رسی درجات بالا، حاوی مجموعه‌های کردیریت، گارنت و فلدسپار پتاسیم‌اند که بر حسب ترکیب سنگ و فشار حاکم بر محیط، گارنت یا کردیریت ظاهر می‌شود. این مجموعه‌ها در اثر واکنش‌های (۵ و ۶ و ۷) ایجاد می‌شود با توجه به روابط فازی و واکنش‌های موجود در سنگ‌های دگرگون منطقه (شکل۵) و از مقایسه آن‌ها با واکنش‌های (۵ و ۶ و۷) روشن است که بخش دوم واکنش‌های به دست آمده با بخش دوم واکنش‌های (۵ و ۶ و ۷) یکی است. تنها تفاوت در بخش واکنش دهنده‌هاست که در واکنش‌های (۵ و ۶ و۷) سیلیمانیت وجود دارد ولی در واکنش‌های به دست آمده وجود ندارد. همچنین با وجود سیلیمانیت درون کردیریت می‌توان گفت که علاوه بر آب بین منفذی و آب آزاد شده از شکسته شدن کانی‌های آبدار مصرف شدن سیلیمانیت به طور کامل نیز عامل ذوب بخشی باشد. با توجه به مقدار کم لوکوسوم‌ها، می‌توان گفت، چون مقدار سیلیمانیت در این سنگ‌ها کم بوده و نیز با مصرف شدن آن واکنش ذوب متوقف شده است، بنابراین با مشاهدات صحرایی نیز همخوانی دارد، بنابراین سنگ‌های دسته ۲ و ۳ در همبری گابرو ولی دسته‌ی ۱ در فاصله کمی دورتر از گابروها قرار دارد.

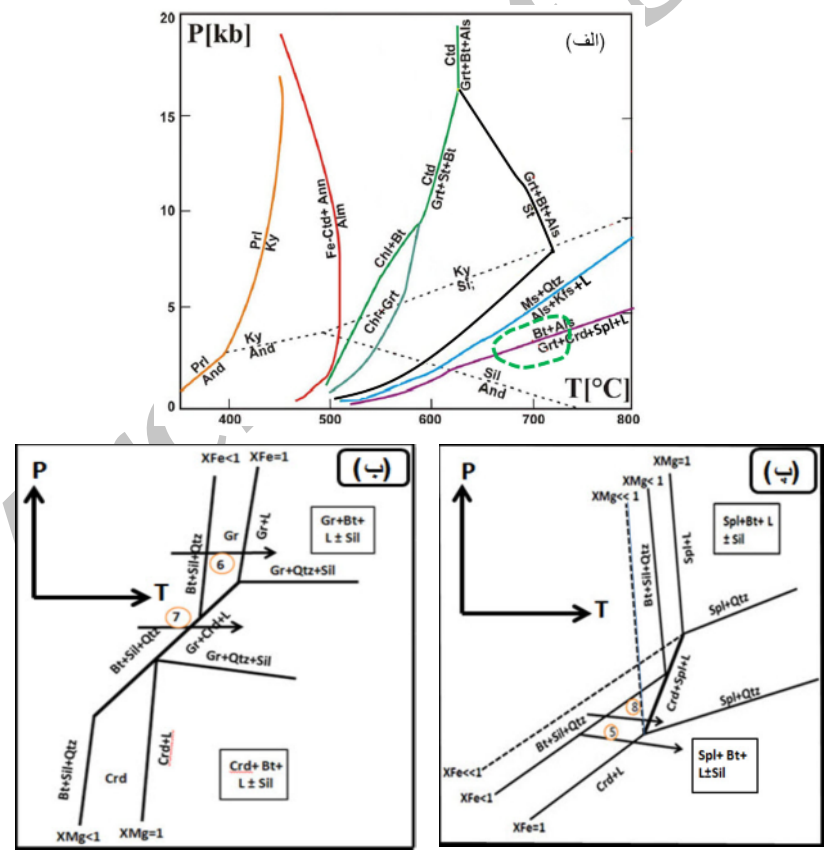
**بررسی ساخت لوکوسوم‌ها در سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی سرابی**

ساخت لوکوسوم‌ها در منطقه به‌صورت قطره‌ای (شکل۳-الف، ب ت) است. این ساخت نشان می‌دهد که واکنش‌های ذوب در

Archive of SID

www.SID.ir

حضور شاره‌ی آزاد در تشکیل آن دخیل بوده‌اند، زیرا زمانی که واکنش‌های باحضور شاره ی آزاد در ذوب دخیل‌اند به علت وجود آب در داخل واکنشگرها (به دلیل حجم مولی بسیار زیاد آب) حجم مولی مواد سمت چپ (واکنشگرها) بیشتر از حجم مولی مواد سمت راست (محصولات) بوده است، لذا $\Delta V$ (اختلاف حجم) منفی می‌شود، و چنین واکنش‌هایی نمی‌توانند باعث ایجاد فشار به علت ذوب شوند، و در نتیجه بنابراین لوکوسوم‌های نوع قطره‌ای تشکیل می‌شوند. ساخت رگه‌ای بیانگر این است که واکنش‌های ذوب بدون حضور شاره‌ی آزاد در تشکیل آن دخیل بوده است.در واکنش‌های ذوب بدون حضور شاره‌ی آزاد تمام فازهای سمت چپ واکنش (واکنشگرها) جامدند در حالی که در بخش راست واکنش (محصولات) فاز جامد و فاز مذاب (ذوب نامتجانس) و یا تنها فاز مذاب (ذوب متجانس) وجود دارد، به‌دلیل حجم مولی مذاب حاصل از حجم مولی مواد جامد اولیه بیشتر است لذا $\Delta V$ واکنش‌های ذوب بدون حضور شاره آزاد مثبت است [۳۱] این فرایند باعث ایجاد فشار به علت ذوب شده، و می‌تواند منجر به شکستگی در سنگ و نفوذ گدازه‌ی تشکیل شده در راستای این شکستگی‌ها به‌صورت رگه‌ای شود. با توجه به محدود بودن واکنش‌های بدون حضور شاره‌ی آزاد لوکوسوم‌های رگه‌ای در منطقه گسترش نیافته است. ساخت غالب در لوکوسم ساخت قطره‌ای می‌باشد که ممکن است به علت حضور آب بین منفذی نسبتاً زیاد باشد که باعث پایداری کانی‌های آبدار در دماهای بالاتر شده است. به‌همین دلیل واکنش‌های بدون حضور شاره‌ی آزاد کمتر انجام شده است.




**شکل۵** (الف) نمودار سنگ‌زایی رسی و نیمه رسی منطقه‌ی سرابی با توجه به سنگ نگاری سنگ‌ها و واکنش‌های پیشنهادی و نیز دما گزارش شده توسط [۲۳،۳۰] می‌توان برای سنگ‌های منطقه که دستخوش ذوب بخشی شده اند گستره‌ی مشخص شده روی شبکه را در نظر گرفت. که با توجه به دما- فشار و ترکیب سنگ، کانی‌های اسپینل، کردیریت و گارنت تشکیل می‌شود. (ب) تصویر نموداری سنگ‌های دارای گارنت و گارنت-کردیریت. این دسته از سنگ‌ها معمولا دارای مقدار کمی آلومینوسیلیکات بوده‌اند که با توجه به فشار و دما می‌توانند مجموعه‌ی گارنت و یا گارنت-کردیریت تشکیل دهند. (پ) تصویر نموداری سنگ‌های دارای کردیریت و اسپینل، این دسته از سنگ‌ها با توجه به اینکه دارای آلومینو سیلیکات هستند معمولاً در فشار های بالاتر به جای گارنت، اسپینل تشکیل می‌شود.

www.SID.ir

**برداشت**

مجموعه‌ی پلوتونیک الوند در منطقه‌ی سرابی عامل اصلی و خاستگاه گرماب دگرگونی همبری و ذوب بخشی سنگ‌های هاله‌ی دگرگونی منطقه است. سنگ‌های رسی با ترکیب شیمیایی‌مناسب نزدیک به همبری دستخوش ذوب بخشی شده‌اند. مقیاس ذوب‌بخشی گسترده نبوده و در حد ماکروسکوپی در صحرا نیز دیده می‌شود. بخش روشن (لوکوسوم‌ها) بیشتر از کانی‌های کوارتز و فلدسپار پتاسیم تشکیل شده است و دارای بافت آذرین با کانی‌های فلدسپارپتاسیم شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار که کوارتز به‌صورت بی شکل بین آن‌ها هستند. تفاوت بافتی بین بخش روشن (لوکوسوم) و تیره‌ی (ملانوسوم)، در بخش روشن بافت آذرین و در بخش تیره‌ی بافت هورنفلسی دیده می‌شود. کانی‌شناسی و توزیع گدازه در سنگ‌های با ترکیب مناسب (سنگ‌های با نقطه‌ی ذوب پایین یا سنگ‌های رسی و نیمه‌رسی) همگی خاستگاه آناتکسی بخش‌های روشن لوکوسوم‌ها را تائید می‌کند. با شروع ذوب علاوه بر مصرف شدن تمامی آب بین روزنه‌ای در هاله‌ی با افزایش دما، با شکسته شدن کانی‌های آب‌دار نیز ذوب ادامه داشته است (سنگ‌های دسته یک). اما در سنگ‌های گروه دو و سه علاوه بر واکنش‌های بالا با افزایش دما و مصرف شدن سیلیمانیت، ذوب ادامه داشت که با مصرف تمامی سیلیمانیت و بالا نرفتن دما از حد زون فلدسپار پتاسیم -گارنت-کردیریت که نشان دهنده‌ی دمای تشکیل سنگ در حد رخساره‌ی گرانولیت تحتانی است، واکنش‌های ذوب متوقف شده است. همچنین یکی از دلایلی که در میگماتیت‌های منطقه، سیلیمانیت وجود ندارد، می‌تواند همین مسئله باشد. علت وجود ساختار قطره‌ای منطقه می‌تواند واکنش‌های با حضور شاره‌ی آزاد (زیاد بودن شاره‌ی بین منفذی) و نیز محدود بودن واکنش‌های بدون حضور شاره‌ی آزاد باشد.

**قدردانی**

از راهنمایی داوران محترم که داوری این مقاله را به عهده گرفتند تشکر و قدردانی می‌کنیم

**مراجع**

[1] Sederholm J. J., *"Selected Works: Granites and migmatites"*, Oliver and Boyd, Edinburgh (1967).

[2] Kerrick D. M., *"Overview of contact metamorphism. In: Contact Metamorphism"*, Kerrick, D.M. (ed.). Reviews in Mineralogy, 26, Mineralogical Society of America(1991).

[3] Moazzen M., *"Contact metamorphic Processes inthe Etive aureole"*, Scotland Unpublished Ph. D. thesis, University of Manchester(1999)392.

[4] Moazzen M., Droop G. T. R., Harte B., *"Abrupt transition in $H_2O$ activity in the melt – present zone of a thermal aureole: Evidence from $H_2O$ contents of cordierites"*, Geology29, (4) (2001) 311-314.

[5] Harte B., Pattison D. R. M., Linklater C. M., *"Field relations and petrography of partially melted pelitic and semi- pelitic rocks: Equilibrium and kinetics in contact metamorphism: The Ballachulish igneous complex and its aureole"*, (eds Voll, G., Topel; Pattison, D. R. M. and Seifert, F.). Springer-Verlag: Heidelberg(1991).

[6]Pattison D. R. M., Harte B., *"Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3- kbar Ballachulish aureole"*, Scotland. J. metamorph.Geol 6(1988)475-494.

[7] Pattison D. R. M., Harte B., *"Petrography and mineral chemistry of pelites. In Equilibrium and kinetics in contactmetamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its aureole"*, (eds. Voll, G., Topel, J., Pattison, D. R. M. and Seifert,F.). Springer-Verlag: Heidelberg (1991).

[8] Grant J. A., Frost B. R., *"Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie anorthosite complex, Morton Pass, Wyoming"*, American Journal of Science 290 (1990) 425-427.

[9] Platten I. M., *"Partial melting of feldspathic quartzite around Late Caledonian minor intrusions in Appin"*, Scotland. Geological Magazine 119(1982) 413-419.

[10] Platten I. M., *"Partial melting of semipelite and the development of marginal breccias around a late Caledonian minor intrusions in the Grampian Highlands of Scotland"*, Geological Magazine120 (1983) 37-49.

[۱۱] مؤذن م.، حاجی علی اوغلی ر.، *"ذوب بخشیسنگ‌های رسی و نیمه رسی در هاله دگرگونی کلیبر-شمال باختری ایران"*، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۴ (۱۳۸۶) ص ۱۳.

[12] Neogi S., Dasgupta S., Fukuoka M., *"High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan crystalline complex"*, Indaia.J. Petrol39(1998) 61-99

[13] Nyman N. W., Pattison D. R. M., Ghen E. D., *"Melt extraction during formation of K-feldspar +*

Archive of SID

www.SID.ir

*sillimanite migmatites"*, west of Revelstoke, British Columbia. j. Petrol36(1995) 351-327.
[14] Fitzsimons I. C. W., *"Metapelitic migmatites from brattstrand Bluffs, East Antarctica-metamorphism"*, melting and exhumation of the mid crust.J. Petrol. 37(1996) 395-414.
[15] Grant J. A., *"Partial melting of common rocks as a posssibl source of cordierite anthophyllite assemblages"*, Am. J. Sci.,266 (1968) 908-931.
[۱۶] مسعودی ف.، میگماتیت‌ها،انتشارات دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۰) ص۱۱۹.
[17] Le Brton N., Thompson A. B., *"Fluid- absent (dehydration) melting of Btotite in metaplites in the early stages of crustal anatexis"*, Contrib.Mineral. Petrol., 99 (1988) 226-237.
[18] Whiteney D. L., *"Dilek. Corecomplex develomant in central Anatolia"*, Geology, 25 (1997) 1023-1026.
[۱۹] مسعودی ف.، میگماتیت‌ها، انتشارات دانشگاه تربیت معلم(۱۳۸۰) ص۱۲۳.
[20] Vernon R. H., Collins W. J., *"Igneous microstructueres in migmatites."*, Geol16 (1988)1126-29.
[۲۱] مسعودی ف.، میگماتیت‌ها، انتشارات دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۰) ص ۶۵.
[22] Tuttle O. F., Bowen N. L., *"Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8-KAlSi3O8- SiO2-H2O"*, Geol74 (1958).
[۲۳] بهاری‌فر ع. ا.، *"پترولوژی سنگ‌های منطقه همدان"*، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران. (۱۳۸۳).
[۲۴] بدرزاده ز.، *"پترولوژی دگرگونه‌های منطقه سرابی-تویسرکان، تاکید ویژه بر ماهیت دگرگونه‌های درجه بسیار بالا"*، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، پژوهشکده علوم، سازمان زمین شناسی کشور. (۱۳۸۱).
[25] Alavi M., "Tectonics *of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations"*, Tectonophysics.,Vol. 229 (1994) 211-238.
[26] Alavi M., *"Regionalstratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution"*, Amer. J. Sci., Vol. 304 (2004)1-20.
[27] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., *"Cretaceous-Tertiary convergence andcontinental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, J. Asian Earth Sci, 21(2003) 397-412.
[28] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., *"Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism"*, J. Asi. Earth. Sci., Vol. 39 (2010) 668–683.
[29] Yardley B. W. D., *"An introdution to metamorphic petrology"*, Longman.pp.248 (1991).
[30] Saki A., *"Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacingandalusite in metapelitic migmatites of the Alvand aureole"*, Iran, Geol. Mag., accepted (4 August 2010).
[31] Clemens J. D., Droop G. T. R., *"Fluid P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust"*, Lithos 44 (1998) 21- 36.

Archive of SID

www.SID.ir