

# واکنش‌های متداول ذوب و مشخصه آنها در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله الوند، همدان

عادل ساکی<sup>۱\*</sup> و علی اکبر بهاری<sup>۲</sup>

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور ابهر، ابهر، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۱/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۰۹

## چکیده

نفوذ کمپلکس الوند در سنگ‌های رسی دگرگون شده میزبان (شیست‌ها) سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های آناتکسی در هاله دگرگونی توده شده است. پدیده ذوب بخشی در هاله همبری الوند، فقط در سنگ‌های با ترکیب رسی رخ داده است. وجود کانی‌های اسپینل-کوارتز و حضور ارتوپیروکسن در این سنگ‌ها، مشخصه گذر از شرایط رخساره آمفیبولیت به گرانولیت یا پیروکسن-هورنفلس است و معمولاً مرتبط با فرایندهای ذوب بخشی بدون آب است. مهم‌ترین واکنش‌های توسعه مذاب در سنگ‌های رسی دگرگون شده موجود در هاله الوند عبارتند از  $Bt + Sil/And = Kfs + Spl + Crd + melt$  و  $Bt + Als + Pl + Qtz = Grt + Kfs + melt$ . این دگرگونی اصولاً از راه رسانش گرمایی از نفوذ توده‌های مرتبط با کمان ماگمایی در همه سطوح پوسته کنترل می‌شود. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان تحت تأثیر یک دگرگونی چند مرحله‌ای تدفینی و گرمایی مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نوتتیس و در نهایت، برخورد دو قاره عربی و ایران مرکزی در طی کرتاسه قرار گرفته‌اند، به گونه‌ای که این وقایع، سبب شکل‌گیری ذوب بخشی در درجات بالای دگرگونی در بخش‌هایی از هاله دگرگونی کمپلکس نفوذی الوند شده‌اند.

**کلید واژه‌ها:** سنگ‌های میگماتی، هاله الوند، واکنش‌های ذوب، رخساره پیروکسن-هورنفلس.

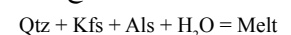
\*نویسنده مسئول: عادل ساکی

E-mail: adel\_saki@scu.ac.ir

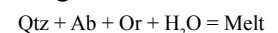
## ۱- مقدمه

شیست‌ها و گنیس‌های آلومینیم‌دار عموماً به عنوان منشأ مذاب‌های گرانیتی پرآلومینیم در نظر گرفته شده‌اند (Patinō-Douce and Harris, 1998; Knesel and Davidson, 2002; Whittington and Treloar, 2002; Pitra & de Waal, 2001; Norlander et al., 2002; White et al., 2003). در سنگ‌های رسی و کوارتزفلدسپاتی، واکنش‌های ذوب، ایجاد مذاب‌های گرانیتی را ایجاد کرده‌اند که بر اساس افزایش درجه مذاب این واکنش‌ها در زیر آورده شده‌اند (شکل ۱):

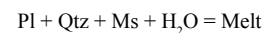
۱- واکنش‌های ذوب اشباع از آب



۲- واکنش‌های ذوب اشباع از آب



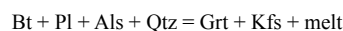
۳- مذاب حاصل از ذوب رس‌های غنی از مسکوویت



۴- مذاب آب‌زدایی مسکوویت (بدون سیال)



۵- مذاب آب‌زدایی بیوتیت پس از اتمام مسکوویت (بدون سیال)



در این واکنش‌های ذوب، واکنش ذوب آب‌زدایی مسکوویت در دمای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و در مقابل واکنش ذوب آب‌زدایی بیوتیت در دمای تقریبی ۸۲۵-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهند و در نتیجه درجه پایین ذوب بخشی به دلیل بالا بودن محتوای آب مذاب، به وسیله واکنش آب‌زدایی مسکوویت بافر می‌شود (Le Breton and Thompson, 1988). در شرایط یکسان P-T و سنگ مادر (پرتولیت)، جریان آب تأثیر چشمگیری بر رفتار ذوب می‌گذارد. در ذوب‌های خاص بدون آب آزاد، آب از شکسته شدن کانی‌های آبداری مانند مسکوویت و بیوتیت آزاد می‌شود. این گونه واکنش ذوب به عنوان ذوب بخشی آب‌زدایی شناخته شده است. ذوب بخشی اشباع و فوق اشباع از آب، فرایندهایی هستند که دارای آب اضافی هستند. افزایش فعالیت آب باعث کاهش سالیدوس فلدسپار+کوارتز

نسبت به میکاها می‌شود، به گونه‌ای که باعث محدودیت مسکوویت می‌گردد. به هر حال، شروع ذوب غنی از آب باعث کاهش فعالیت آب در سنگ منشأ می‌شود و به سرعت آب شروع به ناپدید شدن می‌کند و یا فعالیت آن در سیال کم شده و بنابراین، مذاب به سمتی پیش می‌رود که نسبت کانی‌های آبدار را با واکنش‌های ۳، ۴ و ۵ افزایش می‌دهد به استثنای حالت خاصی که در طول فرایند ذوب، مقدار آب اضافه به سنگ مادر نفوذ کرده و کمبود آب آن را جبران می‌کند. درباره ماهیت واکنش‌های ذوب در میگماتیت‌های واقع در هاله همبری باتولیت الوند همدان، مطالعات کمتری انجام شده است. در این مطالعه به مشاهدات صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و واکنش‌های ذوب سنگ‌های میگماتی این منطقه پرداخته شده است که زمینه‌ای برای مطالعات بیشتر دگرگونی و ژئودینامیکی در این بخش از پوسته است.

## ۲- جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در کمر بند دگرگونی سنندج-سیرجان، واقع در جنوب‌باختر همدان قرار دارد. کوهزایی زاگرس در طی فرورانش دریای نوتتیس و به دنبال آن برخورد بین قاره‌های آفریقا-عربی (گندوانا) با میکرو قاره ایران در طی کرتاسه تا تشریری (Alavi, 1994; Berberian & King, 1981; Shahbazi et al., 2010) یا ژوراسیک (Mohajjel & Fergusson, 2000، شکل ۲) انجام شده است. کوتاه‌شدگی پوسته در ارتباط با فرورانش و برخورد سبب دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌های رسوبی پالئوزوییک تا مزوزوییک شده است که شامل توالی از سنگ‌های رسی، نیمه رسی، مافیک، رسی-آهکی و آهکی در نزدیک شهر همدان است (شکل ۳). تکامل زمین‌ساختی کمر بند سنندج-سیرجان با ماگماتیسیم کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش ادامه داشته است. توده‌های آذرین مافیک تا حد واسط (آلبوین گابرو، گابرو، گابرو نوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت) قدیمی‌تر از پلوتون‌های گرانیتی مشتق شده از پوسته (باتولیت الوند) در منطقه هستند (Valizadeh & Cantagrel, 1975)، اما همه نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند (Shahbazi et al., 2010). نتایج سن‌سنجی U-Pb نشان داده است

– **گارنت:** گارنت موجود در مزوسوم در زون اسپینل-کردیریت ناپدید می‌شود و فقط به صورت هم‌برداری در کردیریت دیده می‌شود. بلورهای گارنت در لوکوسوم تا اندازه ۱ سانتی‌متر شکل گرفته‌اند (شکل ۴-d).

– **آندالوزیت:** این کانی دارای شکل هم‌بعد با حاشیه‌های از بین رفته است و معمولاً دارای اندازه کمتر از ۲۰ میلی‌متر است. در این نمونه‌ها دست کم سه ریزساختار متفاوت از کردیریت دیده می‌شود: الف) کردیریت به صورت حاشیه‌ای (کرونا) در اطراف آندالوزیت ایجاد شده است (شکل ۵-c)، ب) کردیریت‌های زمینه دارای هم‌برداری از مذاب، بیوتیت و سیلیمانیت هستند (شکل ۵-a) و ۳) کردیریت در هم‌رشدی‌های سیمپلیتیک با بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شود، به گونه‌ای که در تعدادی از نمونه‌ها وجود دارد (شکل ۵-c).

– **اسپینل:** اسپینل به دو صورت در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-c). یک حالت آن، این است که این کانی در حاشیه آندالوزیت به صورت تاج (کرونا) مانند به همراه کانی‌های کردیریت، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و ایلمنیت شکل گرفته است و گاه اسپینل به صورت حاشیه نازکی به همراه پلاژیوکلاز دیده می‌شود. نوع دیگر اسپینل، اسپینل‌هایی هستند که به حالت شکل دار با بلورهای فلدسپار پتاسیم یا کردیریت ایجاد شده‌اند.

– **فلدسپار پتاسیم:** این کانی به همراه دیگر کانی‌ها به‌ویژه کردیریت، اسپینل و مذاب، بخشی از ساختار تاج مانند را به وجود می‌آورد (شکل ۵-d)، همچنین برخی از بلورهای فلدسپارهای پتاسیم در مزوسوم و لوکوسوم حضور دارند (شکل ۵-d).

– **پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلاز به طور خاص، درون مزوسوم و لوکوسوم شکل گرفته است (شکل ۵-d)، همچنین به صورت حاشیه نازکی به همراه اسپینل در اطراف آندالوزیت دیده می‌شود.

– **سیلیمانیت:** سیلیمانیت بخشی از مزوسوم است و درون کانی‌های دیگر قرار دارد (برای مثال، پلاژیوکلاز و کردیریت).

– **بیوتیت:** بیوتیت به شکل‌های مختلفی در نمونه‌ها دیده می‌شود. در سنگ‌های غنی از بیوتیت هم به صورت اسکلتی در زمینه و هم شکل دار در ریزساختار تاج مانند (به صورت تصادفی یا جهت یافته) دیده می‌شود.

– **مذاب:** مذاب به صورت تازه در حفره‌هایی شکل گرفته است (شکل ۵-a) و یا به صورت هم‌برداری در کانی‌های کردیریت، اسپینل و پلاژیوکلاز دیده می‌شود.

– **ایلمنیت:** این کانی یک فاز فرعی است که در زمینه به صورت بلورهای کوچک و یا درشت شکل دار در ارتباط با عدسی‌های بیوتیت شکل گرفته است.

– **ریزساختارهای ناجی شکل (کرونا):** این ریز ساختار معمولاً در اطراف بلورهای آندالوزیت که قطری در حدود ۲ سانتی‌متر دارند، شکل گرفته است و از کانی‌های اسپینل + کردیریت + پلاژیوکلاز تشکیل شده است که بین زمینه و بلور آندالوزیت قرار گرفته‌اند. تاج‌ها (کرونا)، اسپینل‌های بی‌شکلی را نشان می‌دهند که در زمینه‌ای از کردیریت، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز شکل گرفته‌اند. اسپینل در ارتباط مستقیم با زمینه و یا آندالوزیت دیده نمی‌شود (شکل ۵-c).

#### ۴- مواد و روش‌ها

ترکیب عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت، گارنت، اسپینل، پلاژیوکلاز، کردیریت و ایلمنیت در نمونه‌های دگرگونی معرف، به وسیله میکروسکوپ الکترونی مدل Cameca SX100 (با شرایط 10-20 nA, 15 kV) تعیین شده است. قطر نقاط تجزیه شده ۳ و ۵ میکرون است. استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای کالیبراسیون به کار گرفته شده‌اند. آهن فریک موجود در فازهای فرومنیزین با استفاده از روابط استوکیومتری (Droop, 1987) انجام شده است. مخفف کانی‌های به کار برده شده در متن، از Kretz (1983) است.

که تمام گرانیوتیوها در طی ژوراسیک و پیش از کرتاسه به وجود آمده‌اند (Shahbazi et al., 2010). نفوذی‌ها در طی ۱۰ میلیون سال تزیق شده‌اند. گابروها حدود  $165/5 \pm 1/8$  میلیون سال پیش، گرانیت‌ها  $163/9 \pm 0/9$  و  $163/7 \pm 0/6$  و گرانیت‌های لوکوکراتیک بین  $154/4 \pm 1/3$  و  $153/3 \pm 2/7$  به وجود آمده‌اند. گرانیت‌ها و گرانیت‌های لوکوکراتیک نشان‌دهنده توده‌های نوع A هستند. باتولیت الوند در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای در یک رژیم کششی در طی فرورانش اقیانوس نوتیس به زیر سندج-سیرجان نفوذ کرده است (Shahbazi et al., 2010).

همه سنگ‌های دگرگونی در منطقه پیش از دگرگونی همبری ناشی از نفوذ باتولیت الوند، تحت تأثیر یک دگرگونی ناحیه‌ای که تا رخساره شیست سبز و آمفیبولیت پیش رفته است، قرار گرفته‌اند. نفوذی‌ها، شامل گرانیت‌ها معمولاً مرتبط با هاله همبری هستند که به وسیله میگماتیت‌ها، بافت‌های هورنفلسی و مجموعه کانی‌هایی که جایگزین کانی‌های پیشین شده‌اند، تعریف می‌شوند (Saki, 2011; Baharifar et al., 2004; بهاری‌فر، ۱۳۷۵) سنگ‌های میگماتیتهی در جنوب باختر باتولیت الوند قرار دارند (شکل ۳).

#### ۳- سنگ‌نگاری میگماتیت‌های همدان

سنگ‌های آذرین و سنگ‌های رسی دگرگون شده، فراوان‌ترین سنگ‌ها در منطقه همدان هستند و دیگر سنگ‌ها مانند متابازیت‌ها (آمفیبولیت شیست و آمفیبولیت‌ها)، متاکربنات‌ها و کالک-سیلیکات‌ها به مقدار کم به صورت لایه‌ای با آن‌ها دیده می‌شوند. سنگ‌های رسی دگرگون‌شده، به صورت اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت شیست، گارنت آندالوزیت ( $\pm$  سیلیمانیت یا کیانیت) شیست، گارنت-استارولیت شیست، گارنت-سیلیمانیت یا کیانیت شیست، هورنفلس و میگماتیت (نزدیک باتولیت الوند) دیده می‌شوند. سنگ‌های زون دگرگونی شامل هورنفلس‌های کردیریت + فلدسپار پتاسیم ( $\pm$  آندالوزیت، فیروولیت) و گارنت-استارولیت ( $\pm$  کیانیت) هستند. در توالی دگرگونی همدان، کردیریت و فلدسپار پتاسیم فقط در نزدیکی ( $< 3$  کیلومتر) گرانیت الوند دیده می‌شوند. روند عمومی افزایش درجه دگرگونی به سمت پلوتون است به گونه‌ای که در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده، خطوط هم‌درجه بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و اسپینل دیده می‌شوند.

همان گونه که در بالا بیان شد، سنگ‌های رسی شامل رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی (گرانیتوید) در زون اسپینل و سیلیمانیت هستند. این سنگ‌ها به صورت لایه‌ای روشن (کوارتز-فلدسپاتی) و تیره (غنی از کانی‌های فرومنیزین) هستند که اصطلاح میگماتیت (Sederholm, 1967) برای آن‌ها به کار می‌رود.

بهترین محل گسترش میگماتیت‌ها در منطقه همدان، جنوب باتولیت الوند است (شکل ۴). زون‌های دگرگونی میگماتیتهی در چند موقعیت مختلف نزدیک باتولیت الوند در سنگ‌های رسی توسعه یافته است. زون میگماتیتهی مشاهده شده، در ارتباط با درجه بالای دگرگونی در سنگ‌های رسی است.

لوکوسوم‌هایی که در طی پدیده میگماتیت‌زایی در منطقه مورد مطالعه به وجود می‌آیند از نظر ریخت‌شناسی به شرح زیر است:

۱) لوکوسوم‌های استروماتیک با شبکه به هم پیوسته (شکل ۴-a) و ۲) دایک‌های ناموازی و گره‌ک‌های پگماتیتهی و آپلیت‌ها (شکل ۴-b) و ۳) لوکوسوم‌های آگماتیتهی با توزیع تصادفی گره‌ک‌های با اندازه متفاوت (شکل ۴-c, d) که بخش‌های کوارتز-فلدسپاتی آن با پیوستن به هم بخش‌های بزرگ‌تری را به صورت دایک‌های گرانیت و یا پیگماتیتهی به وجود می‌آورند. کانی‌های دگرگونی میگماتیت‌های همدان شامل گارنت، آندالوزیت، اسپینل، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و سیلیمانیت هستند.

## ۵- بحث

### ۵-۱. تشخیص میگماتیت‌های آناتکسی از میگماتیت‌های غیر آناتکسی در هاله همبری الوند

شواهدی که بیانگر شکل‌گیری لوکوسوم یا نوسوم بر اثر ذوب در میگماتیت‌های همدان هستند عبارتند از:

- ۱) وجود دمای کافی برای پدیده ذوب.
- ۲) ترکیب کونکتیک، مذاب یا بخشی از مذاب در طی دگرشکلی جابه‌جا شده است و در بخش‌هایی که ساختار میگماتیتی ندارند، لوکوسوم مهاجرت کرده است.
- ۳) ریزساختارهای آذرین مانند: الف) بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوردیریت در برابر کوارتز بی‌شکل (شکل ۵-د). ب) دوقلوبی (ماکل) ساده در فلدسپار پتاسیم که نشان‌دهنده منشأ آذرین است.

### ۵-۲. کانی‌شناسی

**بیوتیت:** جدول ۱ نتایج تجزیه معرف میکروپروب بیوتیت‌ها را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. بیوتیت دارای مقدار زیادی  $TiO_2$  بین ۳/۰۲ تا ۳/۲۵ درصد است. فلوگوپیت-آیت، تشکیل‌دهنده‌های غالب بیوتیت هستند. بر اساس تقسیم‌بندی Robinson et al. (1982)، بیوتیت‌های مورد مطالعه متعلق به زون‌های Sill-kfs و Grt-Crd-kfs هستند.

**گارنت:** ترکیب گارنت در جدول ۲ آورده شده است. گارنت‌ها عموماً، غنی از آهن (آلماندین) هستند که مقدار آن بین ۸۰-۹۰ درصد است. Ti در گارنت حضور ندارد یا مقدار آن بسیار کم است. محتوی  $Fe^{3+}$  گارنت بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

**کوردیریت:** ترکیب شیمیایی کوردیریت در جدول ۳ آورده شده است. مجموع میانگین اکسیدهای کوردیریت بیشتر از ۹۸/۵ درصد است. کوردیریت در زون‌های دگرگونی فلدسپار پتاسیم-کوردیریت، سیلیمانیت-فلدسپار پتاسیم و اسپینل-کوردیریت، در مقاطع نازک به صورت همسان دیده می‌شود. کوردیریت در زون کوردیریت-مسکوویت به طور کامل پختی شده است. مقدار کسر مولی  $(X_{Mg})$  کوردیریت با افزایش درجه دگرگونی از زون فلدسپار پتاسیم-کوردیریت تا اسپینل-کوردیریت تغییر سامان‌مندی نشان نمی‌دهد (۰/۴۵ تا ۰/۶۲).

**اسپینل:** ترکیب شیمیایی اسپینل در جدول ۴ آورده شده است. ترکیب شیمیایی محلول جامد آن غنی از هرسینیت است ( $X_{Her} = ۰/۸۶-۰/۸۹$ ).

**فلدسپار:** تجزیه‌های میکروپروب فلدسپارها در جدول ۵ آورده شده است. محتوی آنورتیت پلاژیوکلازها متغیر است. برای مثال مقدار  $Ca / (Na+K+Ca)$  بین ۰/۳۳-۰/۸۸ است. ترکیب پلاژیوکلازها بر روی نمودار سه‌تایی Or-An-Ab قرار گرفته است. پلاژیوکلازها غنی از آنورتیت هستند. پلاژیوکلاز با محتوی بالای Ca برای دما فشارسنجی استفاده شده است.

**ایلمنیت:** این کانی فرعی در تمام زون‌ها دیده می‌شود افزون بر این، هم در سنگ‌های رسی و هم در سنگ‌های سیلیسی وجود دارد. ترکیب شیمیایی این کانی در جدول ۶ نشان می‌دهد که این کانی ترکیب ثابتی دارد ( $X_{ilm} = ۰/۹۳-۰/۹۶$ ). مقدار MgO کمتر از ۲/۰۲ در همه زون‌هاست.

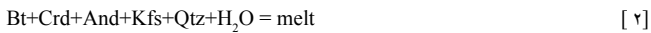
### ۵-۳. واکنش‌های متداول ذوب و ویژگی آنها

بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری، توالی واکنش‌های زیر برای میگماتیت‌های همدان استنتاج شده است. بیشتر بافت‌های واکنشی و مجموعه کانی‌های دیده‌شده در میگماتیت‌های رسی، می‌توانند واکنش‌های ایجاد مذاب در سیستم  $(KFMASH) K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  را توصیف کنند.

**ذوب با حضور سیال:** مجموعه کانی‌های بدون مسکوویت و دارای سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم در سنگ‌های رسی دگرگون شده به همراه لوکوسوم‌های گرانیتی فراوان، بیانگر شرایط دمایی بالاتر از واکنش ذوب آب‌زدایی [۱] است. لوکوسوم‌های

کوارتز-فلدسپاتی نشان می‌دهند که فازهای متبلور مذاب اولین ظهورشان در زون بالایی اسپینل است. با توجه به مجموعه کانی‌های زیر شروع ذوب بخشی (عمدتاً Bt+Qtz

Crtd+And+Kfs+Qtz احتمالاً واکنش ذوب غیر پیوسته اشباع از آب زیر است:



مجموعه کانی‌های Bt+Crtd+And+Kfs+Qtz اولین پیدایش لوکوسوم را ثابت می‌کنند (melt-in: isograde) به گونه‌ای که نشان می‌دهد که هیچ کدام از فازهای جامد توسط واکنش [۲] تماماً مصرف نشده‌اند. فاز محدودکننده احتمالاً سیال است که در خلل و فرج کوچک حضور دارد. اگر واکنش [۲] همه آب موجود را مصرف کند، آنگاه واکنش‌های ذوب تحت اشباع از آب می‌شوند، آب سریعاً در مذاب حل می‌شود و منجر به شکل‌گیری شرایطی بدون سیال می‌شود.

**ذوب بدون سیال:** سه واکنش ایجادکننده ذوب عبارتند از:

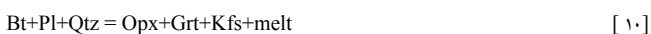


هم‌برداری بیوتیت و سیلیمانیت در کانی‌های گارنت و فلدسپارپتاسیم موجود در سنگ‌های رسی دگرگون شده (شکل ۴-ا) نشان‌دهنده واکنش KFMASH ذوب پیش‌رونده آب‌زدایی بیوتیت [۵] است که شکل‌گیری لوکوسوم‌های غنی از گارنت را نمایان می‌سازد و سبب توسعه مجموعه کانی‌های گارنت، سیلیمانیت، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز در بیشتر سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه همدان شده است.

تشکیل لوکوسوم‌های غنی از گارنت در سنگ‌های رسی دگرگون شده بدون سیلیمانیت منطقه همدان (شکل ۴-د) در ارتباط با واکنش KFMASH ذوب بدون آب بیوتیت است [۵ و ۶]. در دسترس نبودن سیلیس و یا جدا شدن آندالوزیت، از زمینه دارای سیلیس توسط کوردیریت‌های حاشیه آندالوزیت، سبب به وجود آمدن مناطق کم سیلیس در سنگ شده و بنابراین بلورهای اسپینل در این مناطق و در حاشیه آندالوزیت بر اساس واکنش KFMASH بدون کوارتز زیر [۹] رشد می‌کند (شکل ۵-ج).



**واکنش شکل‌گیری ارتوپروکسن:** کاهش مقدار بیوتیت و پلاژیوکلاز به صورت پیوسته با افزایش دما و پیدایش ارتوپروکسن و گارنت همراه است. واکنش مرتبط با اولین پیدایش ارتوپروکسن عبارت است از:



### ۵-۴. تشخیص بین مذاب‌های اشباع و غیر اشباع از آب در میگماتیت‌های همدان

لوکوسومی که از کوارتز، فلدسپارپتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده باشد و کانی‌های بدون آب مانند گارنت و کوردیریت در آن دیده نشوند، با مذاب‌های اشباع از آب سازگار است در حالی که لوکوسومی که دارای کانی‌های بدون آب مانند گارنت، کوردیریت و ارتوپروکسن باشد، با مذاب‌های تحت اشباع از آب همخوانی دارد (Ward et al., 2007). در نتیجه، میگماتیت‌های همدان به دلیل وجود گارنت فراوان در لوکوسوم و همچنین فراوانی کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز، جزو مذاب‌های اشباع تا تحت اشباع از آب، به شمار می‌آیند.

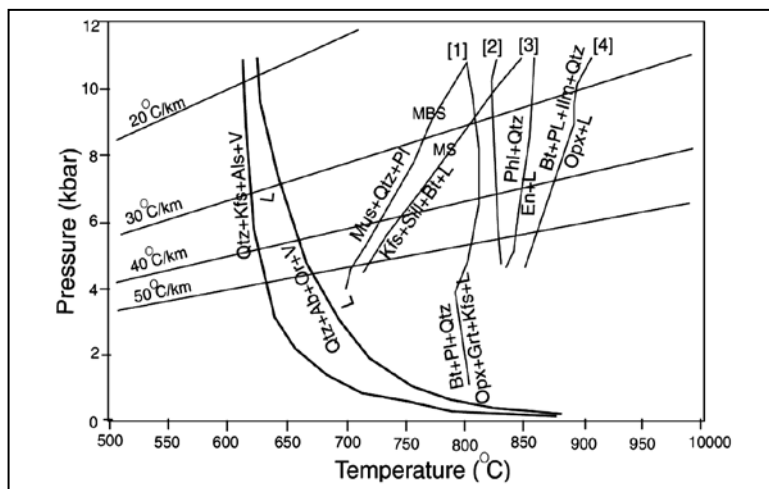
## ۶- نتیجه‌گیری

ذوب‌بخشی رخ داده است. واکنش‌های  $Sil/And+Bt=Crd+Spl+Kfs+melt$  و  $Bt+Als+Pl+Qtz=Grt+Kfs+melt$  مهم‌ترین واکنش‌های توسعه مذاب در سنگ‌های رسی دگرگون‌شدهٔ هاله همبری الوند هستند.

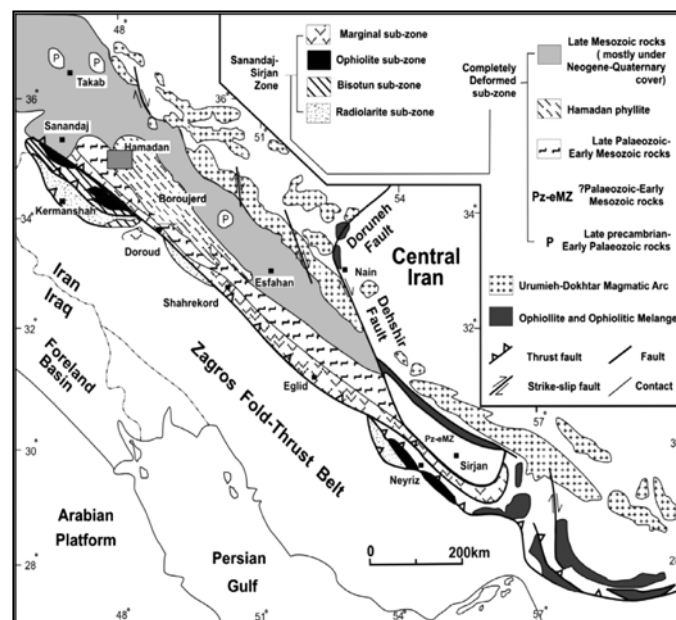
### سپاسگزاری

نویسندگان از سردبیر محترم مجله علوم زمین و داوران محترم آن مجله کمال تشکر را دارند. همچنین از معاونت علمی و پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز نیز سپاسگزاری می‌نمایند.

نتایج مهم این تحقیق بر روی میگماتیت‌های همدان نشان داد که: نفوذ کمپلکس الوند (در طی ژوراسیک) در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (شیست‌ها) ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های آناتکسی در هاله همبری این توده کرده است به گونه‌ای که ذوب‌بخشی فقط در ترکیبات رسی رخ داده است. وجود کانی‌های اسپینل-کوارتز و پیدایش ارتوپروکسن در این سنگ‌ها، نشان‌دهندهٔ گذر از رخساره آمفیبولیت به گرانولیت یا پیوکسن-هورنفلس است که مرتبط با فرایندهای ذوب‌بخشی بدون سیال است. وجود مذاب نشان می‌دهد که سمپلتیک اسپینل-کوردیریت-پلاژیوکلاز به جای آندالوزیت در شرایط

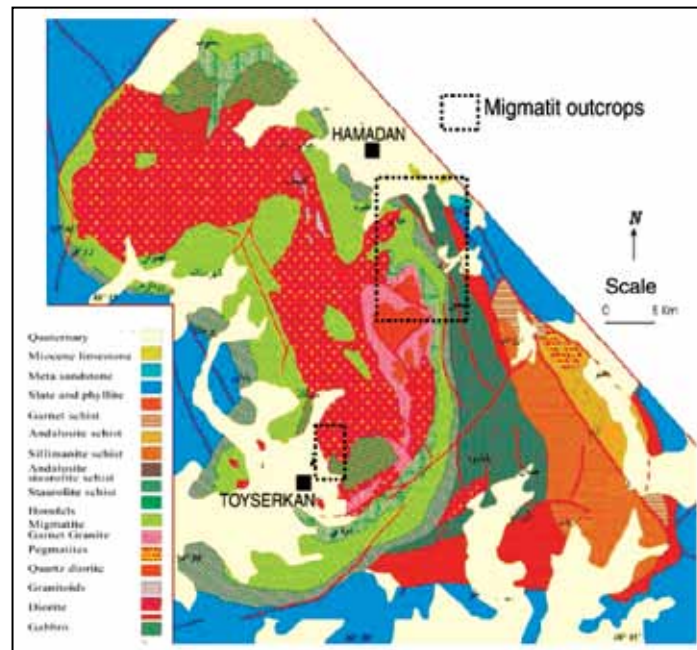


شکل ۱- نمودار تجربی تعیین‌کننده سالیدوس و واکنش‌های ذوب برای رسوبات رسی دگرگون شده است (Whittington and Treloar, 2002) واکنش ذوب اشباع از آب  $Qtz + Ab + Or + H_2O = M$  گرفته شده از (Ebadi and Johannes (1991). واکنش ذوب اشباع از آب  $Qtz + Kfs + Als + H_2O = M$  محاسبه شده توسط (Holtz and Johannes (1996). واکنش ذوب آب‌زدایی  $Qtz + Ms + Pl = Kfs + Sil + Bt + M$  (سیستم طبیعی) مسکوویت-بیوتیت شیست (MBS) و مسکوویت شیست (MS) از (Vielzeuf Montel (1994); Patin o Douce and Harris (1998, 1995). مخفف کانی‌ها از (Kretz (1983).

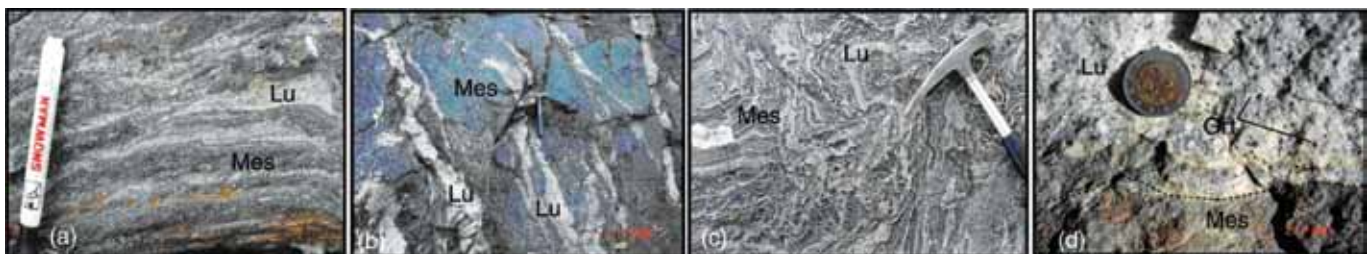


شکل ۲- موقعیت زون سنندج-سیرجان در ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعه.





شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییراتی از Baharifar et al., 2004) به همراه محل‌های نمونه‌برداری و ستون چینه‌نگاری منطقه.



شکل ۴- تصاویر صحرایی میگماتیت‌ها. (a) میگماتیت‌های استروماتیک. میگماتیت‌هایی که لوکوسوم کوچکی دارند، در شکل a و b بیانگر تبلور از یک مذاب محلی هستند در حالی که لوکوسوم‌های بزرگ‌تر بیانگر شواهدی دال بر حرکت مذاب در یک سیستم هستند. (c) میگماتیت‌های چین‌خورده. (d) پری‌تکتیک ایجادشده در اثر واکنش ذوب آب‌زدایی بیوتیت، گارنت‌های شکل‌دار در رگه‌های لوکوسوم به وجود آمده‌اند.



شکل ۵- ریز ساختارهای لوکوسوم در میگماتیت‌های شکل ۴، بیانگر شواهدی هستند که ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد برای مثال، (a) لکه‌های فلدسپار پتاسیم-پلاژیوکلاز-کوارتز (لوکوسوم، Lu) در ظاهر مذاب به صورت لکه‌ها و رگه‌های ماکروسکوپی جابه‌جا شده است. (b) درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز در مقابل کوارتزهای بی‌شکل. (c) بافت حاشیه‌ای Spl + Crd + And در موزوم. (d) درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز.

جدول ۱- تجزیه‌های معرف کانی بیوتیت، Fe کلی برای بیوتیت، به صورت  $Fe^{2+}$  در نظر گرفته شده است. تعداد کاتیون‌ها برای بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO <sub>2</sub>	35.45	35.45	35.20	35.30			
TiO <sub>2</sub>	3.02	3.10	3.20	3.25			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.63	17.95	17.93	18.24			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.00	0.00			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.00	0.06	0.03			
FeO	20.51	21.30	20.80	21.24			
MnO	0.15	0.18	0.11	0.00			
MgO	9.34	8.09	8.30	8.55			
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00			
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.06	0.11	0.10			
K <sub>2</sub> O	9.54	9.74	9.98	10.02			
Totals	95.87	95.87	95.63	96.710			
Cations per 11 oxygen atoms							
Si	2.702	2.716	2.703	2.683			
Ti	0.171	0.179	0.185	0.186			
Al	1.580	1.621	1.623	1.634			
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000			
Fe(2+)	1.302	1.365	1.336	1.350			
Mn	0.010	0.012	0.007	0.000			
Mg	1.060	0.924	0.950	0.970			
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000			
Na	0.010	0.000	0.000	0.016			
K	0.931	0.952	0.978	0.971			
Totals	7.800	7.776	7.798	7.808			
X <sub>Mg(M2)</sub>	0.341	0.298	0.309	0.313			
X <sub>Mg(M1)</sub>	0.380	0.327	0.333	0.343			
X <sub>Al(T2)</sub>	0.647	0.642	0.648	0.659			
X <sub>Al(M2)</sub>	0.145	0.168	0.163	0.158			
Mg/(Mg+Fe)	0.455	0.404	0.416	0.418			

جدول ۲- تجزیه‌های معرف کانی گارنت، نسبت  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  برای گارنت با استفاده از محاسبات استوکیمیتری به دست آمده است. تعداد کاتیون‌ها برای گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI	TuI
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO <sub>2</sub>	36.84	36.82	36.16	36.85	37.36	37.63	37.10
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.98	20.71	21.00	20.77	20.93	21.06	20.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.04	0.12	0.08	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	1.46	1.07	1.83	0.27	0.54	1.09
FeO	34.93	31.33	31.16	34.35	32.99	32.78	31.79
MnO	3.70	4.75	4.83	3.39	3.81	6.42	4.87
MgO	2.39	3.32	3.26	2.65	2.43	3.06	3.33
CaO	0.67	1.56	1.56	0.57	1.06	1.19	1.22
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Totals	98.60	99.83	99.45	100.75	101.52	101.35	100.29
Cations per 12 oxygen atoms							
Si	2.998	2.970	2.967	2.909	2.997	2.996	2.978
Ti	0.012	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	2.032	1.969	2.002	1.965	1.978	1.976	1.984
Cr	0.000	0.000	0.000	0.006	0.008	0.005	0.000
Fe(3+)	0.053	0.089	0.065	0.132	0.111	0.032	0.066
Fe(2+)	2.401	2.113	2.107	2.365	2.213	2.183	2.134
Mn	0.258	0.324	0.331	0.259	0.435	0.339	0.331
Mg	0.293	0.399	0.393	0.318	0.259	0.363	0.398
Ca	0.059	0.135	0.135	0.049	0.044	0.102	0.105
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Totals	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Mg/(Mg+Fe2)	0.109	0.159	0.157	0.121	0.110	0.143	0.157
Fe2/(Fctot)	1.023	0.960	0.970	0.946	0.955	0.985	0.970

جدول ۳- تجزیه‌های معرف کانی کوردیريت، تعداد کاتیون‌های کوردیريت بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Mineral	Crd	TuI	Crd	TuI	Crd	TuI	Crd
SiO <sub>2</sub>	48.07	47.98	48.09	48.42	48.42	48.42	48.42
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.53	32.35	32.29	32.92	32.60		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	0.68	1.26	1.17	0.61		
FeO	8.64	9.74	9.35	9.00	9.19		
MnO	0.55	0.70	0.60	0.45	0.55		
MgO	7.14	6.52	6.58	7.11	7.06		
CaO	0.01	0.02	0.06	0.04	0.01		
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.19	0.16	0.18	0.19		
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.16	0.00	0.01		
Totals	98.70	98.11	98.48	99.17	98.65		
Cations per 18 oxygen atoms							
Si	4.968	5.004	4.997	4.978	5.006		
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.005		
Al	3.963	3.977	3.955	3.989	3.972		
Cr	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000		
Fe(3+)	0.136	0.053	0.098	0.091	0.047		
Fe(2+)	0.747	0.850	0.812	0.773	0.794		
Mn	0.048	0.062	0.053	0.039	0.048		
Mg	1.100	1.014	1.019	1.090	1.088		
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0000		
Ca	0.001	0.002	0.007	0.004	0.001		
Na	0.036	0.038	0.032	0.036	0.038		
K	0.000	0.000	0.021	0.000	0.001		
Total	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00		

جدول ۴- تجزیه‌های معرف کانی اسپینل. تعداد کاتیون‌های اسپینل بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

Mineral	Sp	Sp	Sp
<b>Sample</b>			
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.48	58.14	57.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.00	0.06
FeO	36.20	36.52	36.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.92	2.95	1.88
MnO	0.68	0.72	0.59
MgO	2.93	2.83	2.06
CaO	0.12	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.05
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00
<b>Totals</b>	<b>100.22</b>	<b>101.17</b>	<b>98.41</b>
<b>Cations per 4 oxygen atoms</b>			
Si	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	1.967	1.937	1.957
Cr	0.002	0.000	0.001
Fe(3+)	0.041	0.063	0.041
Fe(2+)	0.860	0.863	0.896
Mn	0.016	0.017	0.015
Mg	0.124	0.119	0.089
Ca	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000
<b>Totals</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>
X <sub>Fe<sup>3+</sup></sub> (Her)	0.860	0.863	0.896
X <sub>Mg</sub> (Spl)	0.124	0.119	0.089
X <sub>Mn</sub>	0.016	0.017	0.015

جدول ۵- تجزیه‌های معرف کانی فلدسپار. تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

Mineral	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp
<b>Sample</b>						
SiO <sub>2</sub>	59.94	45.99	46.35	60.39	60.43	60.67
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	0.05	0.07	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.07	34.56	34.33	25.51	25.14	25.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
FeO	0.05	0.37	0.22	0.25	0.26	0.20
MnO	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09
MgO	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01
CaO	6.98	17.67	17.91	7.14	6.57	6.58
Na <sub>2</sub> O	7.75	1.34	1.44	7.57	7.56	7.84
K <sub>2</sub> O	0.12	0.00	0.00	0.15	0.15	0.13
<b>Totals</b>	<b>100.02</b>	<b>99.96</b>	<b>100.33</b>	<b>101.20</b>	<b>100.12</b>	<b>100.60</b>
<b>Cations per 8 oxygen atoms</b>						
Si	2.672	2.119	2.128	2.663	2.686	2.685
Ti	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
Al	1.317	1.876	1.857	1.326	1.317	1.313
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Fe(3+)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	0.002	0.014	0.008	0.010	0.010	0.007
Mn	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Mg	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001
Ca	0.333	0.872	0.881	0.337	0.313	0.312
Na	0.670	0.120	0.128	0.647	0.651	0.673
K	0.007	0.000	0.000	0.008	0.009	0.001
<b>Totals</b>	<b>5.006</b>	<b>5.003</b>	<b>5.000</b>	<b>4.998</b>	<b>4.986</b>	<b>4.995</b>
Ca / (Na+K+Ca)	0.330	0.879	0.873	0.340	0.322	0.316

جدول ۶- تجزیه‌های معرف کانی ایلمنیت.

Mineral	Ilm
<b>Sample</b>	
SiO <sub>2</sub>	0.00
TiO <sub>2</sub>	52.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07
FeO	45.88
MnO	2.05
MgO	0.10
CaO	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00
<b>Totals</b>	<b>100.97</b>
<b>Cations per 8 oxygen atoms</b>	
Si	0.000
Ti	1.002
Al	0.001
Cr	0.001
Fe(3+)	0.000
Fe(2+)	0.968
Mn	0.058
Mg	0.006
Ca	0.000
Na	0.000
K	0.000
<b>Totals</b>	<b>1.999</b>

**کتابنگاری**

بهارى فر، آ. آ.، ۱۳۷۵- نگرشی نو بر دگرگونی‌های ناحیه‌ای زون سندج - سیرجان، منطقه همدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

**References**

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran :new data and interpretations .Tectonophysics,229,211-238.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. & 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 .<sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar dating. Comptes Rendus Geoscience.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. Mineral Magazine 51: 431–435.
- Ebadi, A. & Johannes, W., 1991- Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H<sub>2</sub>O–CO. Contrib Miner Petrol 106, 286–295.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996- Petrogenesis and experimental petrology of Granitic rocks. Springer, Heidelberg, Berlin, New York.
- Knesel, K. M. & Davidson, J. P., 2002- Insight into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions. Science 296, 2206–2208.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogy 68, 277–279.
- Le Breton, N. & Thompson, A. B., 1988- Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelite in the early stages of crustal anatexis. Contribution to Mineralogy and Petrology 99,226–237.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sandandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Structural Geology 22, 1125–1139.
- Norlander, B. H., Whitney, D. L., Teyssier, C. & Vanderhaeghe, O., 2002- Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. Lithos, 61, 103–125.
- Patinō-Douce, A. E. & Harris, N., 1998- Experimental constraints on Himalayan Anatexis. Journal of Petrology 39, 689–710.
- Pitra, P. & de Waal, S. A., 2001- High-temperature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa). Journal of Metamorphic Geology 19, 311–325.
- Robinson P. R., Hollocher, K. T., Tracy, R. J. & 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. ), 289-340, The Univercity 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. no. 3 p. 423-434.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K., Vousoughi & Abedini, M., 2010- Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, in press.
- Sederholm, J. J., 1967- Selected Works: Granite and Migmatites. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Vielzeuf, D. & Montel, J.M., 1994- Partial melting of metagreywackes; Part 1, fluid-absent experiments and phase relationships. Contribution to Mineralogy and Petrology 117, 375–393.
- Valizadeh, M. V., Cantagrel, J. M., 1975- Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas 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.
- Ward, R. A., Steven, G. & Kisters, A. F. M., 2007- Deformation-controlled, fluid-induced anatexis: a field and experimental study on the Damara Orogen, Namibia. Sixth Hutton Symposium, Stellenbosch, South Africa, Abstract Volume, pp. 222-3.
- White, R. W., Powell, R. & Clarke, G. L., 2003- Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia. Journal of Petrology 44, 1937– 1960.
- Whittington, A. G. & Treloar, P. J., 2002- Crustal anatexis and its relation to the exhumation of collisional orogenic belts, with particular reference to the Himalaya. Miner Mag 66:53–91.