

دگرگونی پیشرونده در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت، به استناد دماسنجی زوج گارنت- بیوتیت

الهام بهرام‌نژاد^۱، ساسان یاقری^۱، علی احمدی^۲ و اعظم زاهدی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

^۳ دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۲۷

چکیده

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با رخنمونی منحصر به فرد از سنگ‌های دگرگونی متنوع و پهنه‌های متوالی از کانی‌های شاخص خود با امدادی شمالی-جنوبی همراه با توده‌های نفوذی فلیسک در حاشیه خاوری خردفاره ایران مرکزی، حدفاصل پهنه جوش خورده سیستان و بلوک لوت رخنمون دارد. از میان سنگ‌های موجود، متاپلیت‌ها فراوانی چشمگیری در بخش‌های مختلف دارند. شواهد بسیاری نشان از رخداد یک دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده همراه شده با توالی کانی‌های شاخص دگرگونی از باختر به خاور دارد. سنگ‌های پلینی در محدوده رخساره شیب‌سبز با پهنه گارنت آغاز و پس از عبور از پهنه‌های استارولیت، آندالوزیت و سیلیمانیت تا درجات بالای رخساره آمفیبولیت و آستانه گرانولیت با پهنه ارتوکلاز + سیلیمانیت مشخص شده‌اند. نتایج دماسنجی‌های صورت گرفته بر پایه تغییرات عناصر Mg و Fe در زوج در تعادل گارنت-بیوتیت نشانگر دمایی در گستره ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد از رخساره شیب‌سبز در بخش باختری تا دمایی ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و در آستانه گرانولیت در متاپلیت‌های بخش خاوری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم است. شرایط دگرگونی سنگ‌های پلینی در کنار دیگر سنگ‌های موجود نشان‌دهنده وجود یک رویداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده نوع آبوکوما در زوراسیک پسین، هم‌زمان با نفوذ توده گرانیتی شاه‌کوه و احتمالاً در موقعیت کمان ماگمایی پهنه فروانش توتیس در منطقه ده‌سلم بوده است.

کلیدواژه‌ها: متاپلیت، دماسنجی گارنت-بیوتیت، بلوک لوت، کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

E-mail: el_bahramnejad@yahoo.com

نویسنده مسئول: الهام بهرام‌نژاد

۱- پیش‌نویس

این مجموعه شامل ماسه‌سنگ، رسوبات کربناته، سنگ‌های آتشفشانی، رسوبات شیلی دارای میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و مارن است. با توجه به گسترش متاپلیت‌ها در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم تاکنون پژوهش خاصی در تعیین شرایط فیزیکی حاکم بر دگرگونی این سنگ‌ها صورت نگرفته است. سعی بر آن است که در این پژوهش و برای نخستین بار با تکیه بر شیمی گارنت و بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌ها بتوان شرایط حاکم بر این سنگ‌ها و کمپلکس دگرگونی ده‌سلم را بازگو کرد.

۲- روش مطالعه

به منظور مطالعه متاپلیت‌های موجود در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم ابتدا موقعیت و مسیرهای دسترسی به این واحدها روی تصاویر ماهواره‌ای مشخص شود. پس از چندین مرحله بازدید صحرایی حدود ۱۰۰ نمونه از متاپلیت‌ها در بخش‌های مختلف کمپلکس دگرگونی ده‌سلم برداشت شد که از میان آنها ۳۰ نمونه به منظور تعیین شرایط فیزیکی حاکم بر متاپلیت‌ها انتخاب و از آنها مقطع نازک تهیه شد. این مقاطع توسط میکروسکوپ مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های متاپلینی و تعیین شرایط دگرگونی آنها تجزیه شیمیایی به شیوه رزکاو الکترونی روی عناصر اصلی در نمونه‌های مورد نظر توسط ابرکاشگر خودکار مدل JOEL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده 15KV و جریان اشعه‌ای 2×10^{-8} Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه پامگانای کشور ژاپن صورت گرفت.

۳- زمین‌شناسی عمومی منطقه

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم یک کمربند دگرگونی ماگمایی به طول نزدیک به صد و عرض بیست کیلومتر در حاشیه خاوری بلوک لوت و در جنوب توده نفوذی گرانیت شاه‌کوه گسترش یافته است (سهنی، ۱۳۷۱). واحدهای دگرگون‌شده در مجموع در چهارچوب وازه‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم و گلرگاه در منطقه ده‌سلم

بررسی روابط تعادلی کانی‌های موجود در سنگ‌های متاپلینی در تفسیر نوع و درجه دگرگونی این سنگ‌ها بسیار اهمیت دارد. کانی گارنت در محدوده گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی یافت می‌شود. گارنت از جمله فراوان‌ترین کانی‌های دارای منطقه‌بندی شیمیایی در سنگ‌های دگرگونی است که تفسیر روابط تعادلی آن با دیگر کانی‌های موجود در سنگ‌های پلینی همانند بیوتیت اهمیت ویژه‌ای دارد. ترکیب شیمیایی سنگ مادر گارنت از عوامل مهم در تعیین ترکیب شیمیایی بلور و ریخت‌شناسی آن است. در سنگ‌های پلینی گارنت از راه واکنش کلریت و مسکویت ایجاد می‌شود. در سنگ مادر با مقادیر زیاد از Ca، Mn و Fe^{2+} گارنت دارای ترکیب اسپارترین و آندرادیت است. پورفیرولاست‌های آلماندر در نتیجه افزایش میزان Al و Fe^{2+} در سنگ‌های پلینی ایجاد می‌شود. هم‌زمان با افزایش درجه دگرگونی از رخساره شیب‌سبز تا آستانه گرانولیت در سنگ‌های پلینی، همواره مقادیر اکسیدهای Fe و Mg در حال افزایش هستند و اکسیدهای Ca و Mn از مرکز به حاشیه گارنت روند کاهشی نشان می‌دهند (Atherton, 1968). بیوتیت در سامانه‌های دگرگونی به تغییرات دما، فشار و سازنده‌های همچون H_2O ، CO_2 و SiO_2 حساس است (Wones and Eugster, 1965). در سنگ‌های دگرگونی بیوتیت به‌طور گسترده از دماهای پایین (۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) تا دگرگونی‌های درجه بالا حضور دارد و تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (Kertz, 1959).

در نسبتهای ساختاری ایران کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با روند تقریبی شمالی-جنوبی در حاشیه خاوری خرد فاره ایران مرکزی و بلوک لوت جای دارد (شکل ۱). در مشاهدات صحرایی کمپلکس دگرگونی ده‌سلم با مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلینی، کالک‌سیلیکات و متابازیت در جنوب گرانیت شاه‌کوه مشخص می‌شود (شکل ۲). کمپلکس دگرگونی ده‌سلم از دیرباز همواره مورد توجه پژوهشگران مختلفی بوده است. بر پایه مطالعات صورت گرفته اصلی‌ترین سنگ‌های دگرگونی موجود در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم شامل اسلیت، فیلیت، شیبست، آمفیبولیت، میگمایت و کالک‌سیلیکات است (محمودی، ۱۳۸۲؛ عارف‌نژاد، ۱۳۸۸؛ مختاری، ۱۳۹۰؛ بهرام‌نژاد، ۱۳۹۳؛ ناصری، ۱۳۹۳). سنگ مادر

کوارتز و فلدسپار سدیک در این نمونه به چشم می‌خورد. تورق برشی جوان‌تری کانی‌های سنگ از جمله بیوتیت‌ها را بریده‌اند. تورق زمینه سنگ، تورق اسلیتی تا شیب‌سوزینه ریزدانه است. ادخال‌های فراوان کوارتز در گارنت‌های موجود در سنگ سبب ایجاد بافت پوپی‌کیولاستیک در آنها شده است. سنگ مادر این نمونه یک ماسه سنگ غنی از رس است. کانی‌های موجود در این سنگ نشان می‌دهد که سنگ در رخساره شیب‌سبز دگرگون شده است. این سنگ از دید سنگ‌شناسی یک گارنت‌شیت است (شکل ۸ الف).

۴-۲. استارولیت - گارنت‌شیت

در مقطع میکروسکوپی کانی‌های استارولیت و گارنت با رشد پس از دگرشکلی (post tectonic) به صورت پورفایرولاست دیده می‌شود. تأثیر فازهای دگرشکلی جوان‌تر در منطقه به صورت تورق Crenulation Cleavage در مقطع میکروسکوپی ظهور کرده است. افزون بر گارنت و استارولیت کانی‌های بیوتیت، کوارتز و فلدسپار سدیک نیز در این نمونه دیده می‌شوند. تورق سنگ در رخنمون‌های این پهنه از تورق اسلیتی تا شیب‌سوزینه ریزدانه گسترش یافته است. مجموعه کانی‌های موجود در سنگ نشان می‌دهد که سنگ در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. نام سنگ استارولیت گارنت‌شیت است (شکل ۸ ب).

۴-۳. آندالوزیت - گارنت‌شیت

در مقطع میکروسکوپی این نمونه کانی‌های آندالوزیت، گارنت، بیوتیت، تورمالین، مسکوویت، کوارتز و فلدسپار سدیک دیده می‌شود. کانی آندالوزیت به صورت پورفایرولاست و با ادخال‌هایی از بیوتیت دیده می‌شود. تورمالین‌های ریزدانه با برجستگی بالا و رنگ زرد در زمینه سنگ تشخیص داده می‌شوند. کانی مسکوویت با رشد پس از زمین‌ساخت تورق سنگ راقطع کرده است. تجمع و جهت‌یابی نسبی بیوتیت‌ها سبب ایجاد بافت لیدوبلاستیک در سنگ شده است. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. سنگ تورق شیب‌سوزینه دارد. نام سنگ آندالوزیت گارنت‌شیت است (شکل‌های ۸ پ و ت).

۴-۴. گارنت - بیوتیت‌گنیس

در مقطع میکروسکوپی این نمونه کانی‌های گارنت، بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کلریت دیده می‌شود. پورفایرولاست‌های گارنت با ادخال‌هایی از کوارتز و کلریت در زمینه‌ای از کوارتز، بیوتیت و فلدسپار قرار دارند. تورق سنگ به صورت لایه‌بندی تفکیکی (گنیسوزنه) است. مجموعه کانی‌های موجود در سنگ نشان از این دارد که سنگ تا حد رخساره آمفیبولیت بالایی دگرگون شده است. نام سنگ گارنت بیوتیت‌گنیس است (شکل ۸ ث).

۴-۵. میگماتیت

با توجه به کانی‌های موجود در بخش‌های لوکوسوم و ملاتوسوم و با توجه به مشاهدات صحرائی میگماتیت‌ها، این سنگ‌ها از دید پروتولیت در دو گروه میگماتیت‌های پلیتی با کانی‌های سیلیمانیت، آندالوزیت، گارنت، بیوتیت و پسامیتی با کانی‌های کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار قرار می‌گیرند. میگماتیت‌های پلیتی در بخش خاوری کمپلکس بیشتر دارای آندالوزیت‌های جایگزین شده با سیلیمانیت، گارنت، بیوتیت و ارتوکلاز هستند (شکل ۸ ج). بیوتیت‌های موجود در بخش ملاتوسوم در اثر عملکرد فازهای دگرشکلی به صورت کمان‌های چندوجهی (Polygonal arc) دیده می‌شوند.

۵- توالی پهنه‌های پیش‌رونده

ایزوگرادهای دگرگونی موجود در سنگ‌های متابلیتی در نتیجه افزایش درجه دگرگونی از باختر به خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم شامل پهنه‌های گارنت، استارولیت، آندالوزیت، سیلیمانیت زبرین و سیلیمانیت بالایی هستند.

۵-۱. پهنه گارنت

این پهنه با گسترش در باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم قرار دارد. در این پهنه گارنت‌ها بیشتر سرخ‌رنگ هستند و با رده دی‌وکاهدراال که شامل دوازده صفحه

معرفی می‌شوند (شکل ۳). کمپلکس دگرگونی ده‌سلم از دبریزا به دو بخش زبرین و بالایی تقسیم شده است که احتمالاً پروتولیت آن متعلق به سازندهای پالئوزویک و مزوزویک زبرین بوده است (Stöcklin et al., 1972; Berberian, 1973). تلاش‌هایی از گذشته در راستای تعیین سن مطلق مجموعه دگرگونی به روش تعیین نسبت Rb/Sr در دو فعالیت جداگانه انجام گرفته است که به ترتیب سن‌های متوسط ۲۰۹ تا ۲۰۶ میلیون سال (Reyer and Mohaffez, 1972) و ۱۶۵±۱۰ میلیون سال (Crawford, 1977) به دست آمده است؛ اما نتایج سن‌سنجی مطلق، سن مجموعه دگرگونی ده‌سلم را بر پایه نسبت U/Pb روی نک دانه‌های زبرکن، موناژیت و زینوتاژیم ۱۶۸ تا ۱۶۳ میلیون سال معرفی کرده است (Mahmoodi et al., 2009). محدوده کوچک سنی مربوط به سرد شدن سریع گرانیت شاه‌کوه و مجموعه دگرگونی حاشیه آن به عنوان دلیلی برای تحولات سریع زمین‌ساختی در یک محیط پشت‌کمان ماگمایی در نظر گرفته شده است (Mahmoodi et al., 2009). این در حالی است که پیش از آن رخداد دگرگونی با ماهیت‌های متفاوت در بررسی تحولات گرمایی این کمپلکس در نظر گرفته شده بود (محمودی، ۱۳۸۲). این کمپلکس شامل مجموعه‌ای بیشتر از سنگ‌های متابلیتی، متابزیت، کالک‌سیلیکاتی و نفوذی‌های بسیاری از سنگ‌های آذرین فلسیک است. کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در طی این مطالعه بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری خود به ۵ واحد زمین‌ساختی A تا E از باختر به خاور جدا شده است. هر واحد زمین‌ساختی از واحد کناری خود با یک گسل اصلی و یا با یک ناپوستگی جدا شده و ۵ فاز دگرشکلی D₁ تا D₅ این واحدها را متأثر ساخته است (عارف‌نژاد، ۱۳۸۸؛ بهرام‌نژاد، ۱۳۹۳). متابلیت‌ها در این واحدهای زمین‌ساختی گسترش چشمگیری دارند. واحد زمین‌ساختی A با گسترش در باختر کمپلکس از باختر به گسل گار سفید و از خاور به گسل کهر می‌رسد و با بیشترین فعالیت زمین‌ساختی در سنوزویک مشخص می‌شود. این واحد شامل یک توالی ستر از سنگ‌های پلیتی و پسامیتی است که به سوی بالای توالی به واحدهای کربناته با میان‌لایه‌های بازالتی می‌پیوندد. واحد عدسی شکل B میان گسل کهر و متابزیت‌های واحد C قرار گرفته است. ترکیب اولیه آن بیشتر پلیتی است. مهم‌ترین ویژگی این پهنه ظهور میگماتیت‌های بیشتر پلیتی، رگه‌ها و دایک‌های لوکوسوم پگماتیتی و عدسی‌ها تا ورفه‌های کشیده تورمالین‌گرانیت، مسکوویت‌گرانیت تا بیوتیت‌گرانیت است که گسترش فراوانی دارند (شکل ۴). واحد زمین‌ساختی C از دواره باختری به یک نوار باریک چند ده متری از متابزیت‌ها شامل بازالت‌های وزیکوله محدود می‌شود و در بخش شمالی به‌طور جیره با متاپریدوتیت‌ها همراه است. در حالی که در بخش خاوری به برش‌های زمین‌ساختی از مرمرها می‌رسد. در میان سنگ‌شناسی یاد شده توده‌های باریک و کشیده از متاسامیت، مرمر، کالک‌سیلیکات و گرانیت گسترش دارند (شکل ۵). واحد زمین‌ساختی D از باختر توسط گسل‌های وارون تا رانده در زیر مرمرها و گرانیت‌های واحد C قرار می‌گیرد؛ اما در بخش خاوری توسط رسوبات نئوژن پوشانده می‌شود. ستبرای زیادی از رسوبات پلیتی و پسامیتی تحت تأثیر رخداد میگماتیتی شدن تا درجات بالایی با دانکسیت سبب شده است که حجم زیادی از رگه‌ها، دایک‌ها و عدسی‌های گرانیت پگماتیتی با منشأ بیشتر لوکوسوم ظاهر شود (بهرام‌نژاد، ۱۳۹۳؛ شکل ۶). واحد زمین‌ساختی E محدود به حاشیه جنوب باختری بانولیت شاه‌کوه است و با یک همبری دگرگونی مجاورتی از گرانیت شاه‌کوه جدا می‌شود. این مجموعه شامل سنگ‌های سیلیسی کلاستیک دانه‌ریزی است که به تدریج از خاور به باختر از حالت توده‌ای با لایه‌بندی اولیه محفوظ مانده به یک سنگ متورق پورفایرولاستیک تبدیل می‌شود.

۴- سنگ‌شناسی

متابلیت‌های مورد مطالعه در این پژوهش از باختر به خاور شامل گارنت‌شیت، استارولیت گارنت‌شیت، آندالوزیت گارنت‌شیت، گارنت بیوتیت‌گنیس و میگماتیت است (شکل ۷).

۴-۱. گارنت‌شیت

پورفایرولاست‌های گارنت با ادخال‌هایی از کوارتز به همراه بیوتیت در زمینه‌ای از

۶-۴. میکاها

مسکرویت و بیوتیت از جمله مهم‌ترین میکاهای تجزیه شده در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم هستند. کانی کلریت نیز به‌صورت فرعی و بیشتر در متاپلیت‌های بخش باختری کمپلکس ده‌سلم حضور دارد.

– **مسکوویت:** مورفیت میکاهای سفید تجزیه شده در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در شکل ۱۱ نشان داده شده است. ترکیب میکای سفید از فزیت در درجات پایین دگرگونی تا مسکوویت در درجات بالای دگرگونی متغیر است. میکاهای سفید موجود در متاپلیت‌های ده‌سلم غنی از عضو پایانی مسکوویت هستند.

– **بیوتیت:** نتایج حاصل از تجزیه بیوتیت‌ها نشان از مقادیر بالای $Fe/(Fe+Mg) (> 0.5)$ دارد و بر این اساس از فلورگیت‌ها تمایز می‌شوند. بر این اساس بیوتیت در محدوده استوئیت تا سیدروفیلیت قرار می‌گیرد و غنی از عضو نهایی سیدروفیلیت است. مورفیت بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در شکل ۱۲ نشان داده شده است. نتایج حاصل از تجزیه بیوتیت‌ها و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن در جدول ۲ آورده شده است.

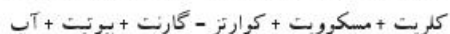
۶-۵. گارنت

نتایج حاصل از تجزیه گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم نشان از روند افزایشی عناصر Fe و Mg از مرکز به حاشیه بلور دارد. این روند با کاهش تدریجی Mn موجود از مرکز به حاشیه بلور همراه می‌شود (جدول ۳ و شکل ۱۳). گارنت‌های موجود در نمونه گارنت بیوتیت‌گینس غنی از عضو پایانی گروسولار هستند. تغییر ترکیب دیگری به موازات این پدیده آن هم با حضور پلاژیوکلازهای حدواسط غنی از کلسیم در این متاپلیت‌ها رخ داده است که ممکن است نشان از بالا رفتن محلی کلسیم در سنگ با افزایش دما داشته باشد. افزون بر تغییر ترکیب گارنت از مرکز به حاشیه بلور گارنت، این تغییر ترکیب از آلماندن اسپسارتن در باختر تا آلماندن پیروپ در خاور رخ داده است (شکل ۱۴). گفنتی است که ترکیب گارنت موجود در متاپلیت‌های بخش باختری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم پیش از این در پژوهش Masoudi et al. (2006) نیز بررسی شده است و نتایج مشابه با پژوهش حاضر را برای تغییرات ترکیب و نوع گارنت موجود در متاپلیت‌های باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم نشان می‌دهد.

۷- واکنش‌های دگرگونی

در سنگ‌های دگرگونی همزمان با افزایش دما و درجه دگرگونی همواره کانی‌های سازگار با شرایط حاکم بر دگرگونی در طی واکنش‌های خاص ایجاد می‌شوند. واکنش‌های شکل‌گیری کانی‌های موجود در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به شرح زیر است:

با حضور کانی‌هایی مانند کلریت، مسکوویت و کوارتز در متاپلیت‌ها همزمان با افزایش دما کانی‌های بیوتیت و گارنت در نتیجه واکنش پیوسته زیر ایجاد می‌شوند:



اگر چه ممکن است بسیاری از پروتولیت‌ها در طی دگرگونی دارای مقادیر ثابتی از بیوتیت، کلریت و مسکوویت باشند، اما تنها در غلظت‌های مناسب از Al و Fe^{2+} دو کانی گارنت و استارولیت در سنگ ظاهر می‌شوند. در سنگ‌های با مقادیر بالاتر از Al ، استارولیت از راه واکنش کلریت‌توید با کوارتز تشکیل می‌شود. ممکن است بافت‌های واکنشی مانند پویکیلوبلاست‌های گارنت همراه با اذخالی‌های کلریت‌توید در سنگ‌های استارولیت دار دیده شود (Best, 1982). با توجه به اینکه هیچ کلریت‌تویدی در منطقه مورد مطالعه یافت نشده است، انتظار می‌رود که دو کانی گارنت و استارولیت در سنگ‌های دارای کانی‌های غنی از Al و Fe^{2+} از واکنش کلریت، مسکوویت و بیوتیت شکل گرفته باشند. در بررسی توالی‌های موجود در باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم انتظار می‌رود پس از پهنه استارولیت، پهنه کیانیت باشد؛ اما در مشاهدات صحرایی این توالی استارولیت به‌طور ناگهانی از مجموعه کانی‌های

لوزی شکل است، بیشتر به‌صورت سالم و بدون تجزیه در متاپلیت‌ها گسترش یافته‌اند. این گارنت‌ها از خمیره کانی‌های ورقه‌ای موجود در سنگ‌ها جدا شده‌اند و به‌صورت نهشته‌های پلاس در رودخانه‌های منطقه تجمع یافته‌اند (شکل ۹ الف). در مجاورت این سنگ‌ها تاسیسات استحصال پودر سیباده در منطقه وجود دارد. در مطالعات میکروسکوپی این پهنه شامل مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت، کلریت، کوارتز و آلپیت است (شکل ۹ ب).

۵-۲. پهنه استارولیت

ظهور کانی استارولیت در سنگ‌های پلیتی نشانگر آغاز رخساره آمفیولیت است (Buchner and Ferry, 1994). زوج گارنت استارولیت به همراه مسکوویت، بیوتیت، کوارتز و گاه کلریت در سنگ‌های متاپلیتی موجود در این پهنه دیده می‌شود (شکل ۹ پ). بلورهای درشت استارولیت با اشکال چند وجهی و با ماکل صلیبی در سنگ‌های پلیتی باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به چشم می‌خورند. بیشتر دیده می‌شود که این استارولیت‌ها از خمیره سنگ که توسط کانی‌های ورقه‌ای اشغال شده، جدا شده و به همراه گارنت به‌صورت پلاس در رودخانه‌های منطقه تجمع یافته‌اند.

۵-۳. پهنه آندالوزیت

بالا بودن شیب زمین گرمایی به دلیل حضور توده‌های نفوذی در بخش‌های خاوری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم سبب شده است تا روند ظهور ایزوگرادها تغییر کند و به جای ایزوگراد کیانیت، آندالوزیت ظاهر شود. در مقطع میکروسکوپی سنگ‌های موجود در پهنه آندالوزیت، کانی‌های آندالوزیت، گارنت، مسکوویت، پلاژیوکلاز، کوارتز و تورمالین دیده می‌شود (شکل ۹ ت).

۵-۴. پهنه سیلیمانیت زیرین

با گذر از پهنه آندالوزیت و تشکیل سیلیمانیت در متاپلیت‌های موجود در کمپلکس ده‌سلم، پهنه سیلیمانیت زیرین با مجموعه کانیایی سیلیمانیت، بیوتیت و کوارتز در این سنگ‌ها ظاهر می‌شود. سیلیمانیت بیشتر به شکل جایگزین شده به جای آندالوزیت ظهور می‌کند و به تدریج در کنار بیوتیت و به شکل فیبرهای کشیده گسترش می‌یابد (شکل ۹ ث).

۵-۵. پهنه سیلیمانیت بالایی

با ظهور فلدسپار آلکالن به همراه کانی‌هایی همچون سیلیمانیت، گارنت، بیوتیت و کوارتز و همزمان با ظهور گسترده میگماتیت‌ها، پهنه سیلیمانیت بالایی در سنگ‌های متاپلیتی کمپلکس ده‌سلم تشخیص داده می‌شود (شکل ۹ ج).

۶- شیمی کانی‌ها

۶-۱. استارولیت

نتایج حاصل از تجزیه استارولیت‌های موجود در متاپلیت‌های بخش باختری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم نشان می‌دهد مقدار عناصر Fe ، Mg و Ti به‌طور تدریجی از مرکز به حاشیه کانی افزایش یافته در حالی که مقدار Mn به تدریج از مرکز به حاشیه کانی کاهش یافته است. فرمول ساختاری استارولیت بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن به دست آمده است. نتایج حاصل از تجزیه کانی استارولیت و محاسبات مربوط به تعیین فرمول ساختاری آن در جدول ۱ آورده شده است.

۶-۲. آندالوزیت

نتایج حاصل از تجزیه آندالوزیت‌های موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن در جدول ۱ آورده شده است.

۶-۳. فلدسپارها

فلدسپارهای پتاسیم دار موجود در متاپلیت‌های خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در نمودار سه‌تایی $Ab-Ox-An$ نزدیک به قطب ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). فلدسپارهای سدیم و کلسیم دار در نمونه گارنت بیوتیت‌گینس در مرز واحدهای زمین‌ساختی C و D در گروه پلاژیوکلازهای حدواسط جای می‌گیرند (شکل ۱۰). نتایج حاصل از تجزیه فلدسپارهای موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در جدول ۱ آورده شده است.

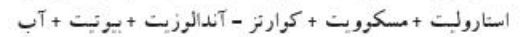
در متاپلیت‌های باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم حدود ۳ تا ۴ کیلوپار است. نتایج داماسنجی صورت گرفته روی متاپلیت‌های خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم نشان از دماهای ۵۵۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد در نمونه گارنت بیوتیت گنیس و ۶۷۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد در نمونه میگماتیت دارد. با وجود تشکیل متاپلیت‌های مورد مطالعه در خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در دمای بالا، انتظار فشار بالا نمی‌رود. افزایش دما در متاپلیت‌ها با تغییرات ترکیب گارنت از آلماندن اسپارترین در باختر تا آلماندن پیروپ در بخش خاوری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم سازگار است. بررسی تغییرات دگرگونی در متاپلیت‌ها از باختر به خاور کمپلکس ده‌سلم نشان می‌دهد که همزمان با افزایش دما استارولیت با آندالوزیت و آندالوزیت به وسیله سیلمنیت جایگزین شده است. در دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد فشار تشکیل کانی‌های گارنت، بیوتیت و سیلمنیت در حدود ۵ تا ۶ کیلوپار است (شکل ۱۵).

۹- بحث

با وجود نمایش برخی پهنه‌های دگرگونی شاخص روی نقشه‌های یکصد هزار منطقه (نادری میفان و اکرمی، ۱۳۸۳)، هنوز ارتباط منطقی از دید توالی پهنه‌های دگرگونی پیش‌رونده میان دو مجموعه دگرگونی بخش باختری و خاوری کمپلکس ده‌سلم دیده نمی‌شود. آیا بخش باختری و خاوری کمپلکس دو توده مجزا هستند که در طی دو فرایند مختلف مجزا و در زمان‌های متفاوت دگرگون شده و در کنار هم قرار گرفته‌اند و با دو بخش کمپلکس مرتبط با دو ژرفای متفاوت دگرگونی یک پروتولیت هستند؟ نقش دگرگونی همراه با فعالیت ماگمایی جوان‌تر در منطقه نهندان مرتبط با رخداد انوسن الیگوسن در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم چیست؟

واحد باختری A شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پلیتی است که پیشینه تا اوایل رخساره آمفیولیت دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده است. در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه گسترش پهنه‌های شاخص در واحد زمین‌ساختی A به شکل نامناسی نمایش داده شده است، این در حالی است که توالی پهنه‌های شاخص بیوتیت، گارنت، استارولیت و آندالوزیت مربوط به این پهنه در مشاهدات صحرایی و مطالعات مقاطع میکروسکوپی آشکار شده است. ترتیب پهنه‌های موجود در این واحد شبیه به بخش آغازین توالی‌های کلاسیک باروین است؛ اما در ادامه و در پی پیوستن به ایزوگرادهای آندالوزیت و سیلمنیت به روشنی نشان از افت محسوس فشار و افزایش دما دارد. بر این اساس شیب محسوس سطوح ایزوگرادها به سوی باختر قابل تصور است و افزایش دمای دگرگونی و کاهش فشار به سوی خاور دریافت می‌شود (بهرام‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۳). احتمالاً بالا بودن شیب زمین‌گرایی به دلیل حضور توده‌های نفوذی در بخش خاوری کمپلکس سبب شده است تا روند ظهور ایزوگرادها تغییر کند و به جای ایزوگراد کبایت، آندالوزیت ظاهر شود. متاپلیت‌ها در واحد زمین‌ساختی B دچار دگرگونی دما بالا و فشار کمتری شبیه به توالی آبوکوما (Miyashiro, 1958) شده‌اند. دگرگونی پیش‌رونده تا جایی بالا رفته است که سبب گسترش گنیس و میگماتیت‌های متانکسیتی تا دیاتکسیتی شده و لوکوگرانی‌ها تا بیوتیت‌گرانی‌ها را ایجاد کرده است. در بخش خاوری، واحد زمین‌ساختی D به‌طور چیره با میگماتیت‌های دیاتکسیتی پلیتی و ماسه‌سنگی مشخص می‌شود و رگه‌ها، توده‌ها و دایک‌های گرانی گوناگونی در این واحد وجود دارد که به شدت چین‌خورده و دگرشکل شده‌اند. بیشتر فازهای دگرشکلی واحد زمین‌ساختی D را تحت تأثیر خود فرار داده‌اند. بخشی از توالی‌های واحد زمین‌ساختی A شامل کرنات‌های کم‌ژرفایی است که با گدازه‌های مافیک در تناوب بوده، در حالی که بیشتر این واحد زمین‌ساختی از سیلیس کلاسیک‌های دانه‌ریز تشکیل یافته است. این توالی تخریبی کرنات‌ها آنتششانی به پالتوزویک بالایی تریاس نسبت داده و با رسوبات مشابه در طبین مقایسه شده است (Stocklin et al., 1972). این مجموعه رسوبی ستر احتمالاً می‌توانست در موقعیت حاشیه قاره‌ای بلوک لوت در هنگام باز شدن حوضه نوتیس شکل گرفته باشد و یا ممکن است در طی فرورانش نوتیس به زیر بلوک لوت ساخته شده باشد (Stampfi and Borel, 2002). در طی تولید حجم سترگی از ماگمای کالک‌آلکان

موجود در سنگ محو و با آندالوزیت و احتمالاً کربنیت جایگزین می‌شود. واکنش شکل‌گیری آندالوزیت و از بین رفتن استارولیت به فرار زیر خواهد بود:



پس از گذر از پهنه آندالوزیت در بخش‌های خاوری کمپلکس، آندالوزیت‌های جایگزین شده با سیلمنیت گسترش یافته‌اند که آشکارا نشان از افزایش دما، پیشرفت دگرگونی و تشکیل پهنه سیلمنیت زبرین دارد. همزمان با رخداد فرایند ذوب بخشی و افزایش درجه دگرگونی در اثر تخریب مسکویت در حضور کوارتز و پلازیوکلاز طی واکنش مسکویت + پلازیوکلاز + کوارتز، سیلمنیت و فلدسپار بتاسیم و در پایان پهنه سیلمنیت بالایی ایجاد می‌شود.

۸- دما - فشارسنجی متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم

۸-۱. داماسنج گارنت-بیوتیت

داماسنجی بر پایه تغییرات مفادیر Fe و Mg روی گارنت و بیوتیت‌های در حال تعادل و همزیست در سنگ‌های پلیتی همواره مورد توجه زمین‌شناسان زیادی بوده است (Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977; Hodges and Spear, 1982; Perchuk and Lavrenteva, 1983; Ferry and Spear, 1987; Dasgupta et al., 1991; Bhattacharya et al., 1992). داماسنجی روی گارنت و بیوتیت‌های در حال تعادل در سنگ‌های پلیتی بر پایه میزان تغییرات Fe - Mg توسط (Ferry and Spear (1987) در فشار ثابت (2.07 kbar) صورت گرفته است. در این روش مقدار دما بر پایه ضریب توزیع (KD) مفادیر Fe و Mg در گارنت و بیوتیت به دست می‌آید. روش Perchuk and Lavrenteva (1983) در محدوده دمای ۵۷۵ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ کیلوپار در گارنت‌های فقیر از Ca و Mn و در تعادل با بیوتیت صورت گرفت. در این روش مقدار AIVI موجود در بیوتیت برابر با $(Al - 1)/2$ در نظر گرفته شده است. میانگین Ti در نظر گرفته شده در این روش برای بیوتیت ۰/۰۵۶ است. داده‌های حاصل از مطالعات ریزکاو الکترونی روی زوج در حال تعادل گارنت بیوتیت از متاپلیت‌های موجود در پهنه‌های A, B, C و D نایبی را به قرار زیر دربرداشته است. نتایج حاصل از داماسنجی توسط تغییرات مفادیر Fe و Mg در هسته و حاشیه زوج گارنت و بیوتیت در متاپلیت‌های موجود در کمپلکس ده‌سلم بر پایه کالیبراسیون‌های مختلف در جدول ۴ آورده شده است. دمای به دست آمده از تشکیل گارنت و بیوتیت در متاپلیت‌های بخش باختری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در حدود ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است. نخستین ظهور گارنت در سنگ‌های متاپلیتی در دمای نزدیک به ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Bucher and Grapes, 2011). در دمای حدود ۵۱۰ درجه سانتی‌گراد در اثر واکنش کلریت و مسکویت گارنت از نوع آلماندن و استارولیت تشکیل می‌شود (Spear, 1993; Bucher and Ferry, 1994; Bucher and Grapes, 2011). استارولیت و گارنت نوع آلماندن در سنگ‌های متاپلیتی نشان‌دهنده گذر از رخساره شیب سبز به آمفیولیت است. در شروع رخساره آمفیولیت دما کمی بیشتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Bucher and Ferry, 1994). آندالوزیت در متاپلیت‌هایی که دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند در سری Buchan (Miyashiro, 1961) و Abukoma (Miyashiro, 1958) معمولاً در دمای بالا و فشار پایین ایجاد می‌شود. در سنگ‌های غنی از Al در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد آندالوزیت ممکن است همراه با کربنیت و با گارنت تشکیل شود (Bucher and Grapes, 2011). در سنگ‌های پلیتی درجه متوسط تا بالا که دارای گارنت و پلازیوکلاز مفادیر Ca پایین هستند، از فشارسنج گارنت بیوتیت مسکویت آلومینوسیلیکات کوارتز (GBMAQ) به عنوان فشارسنج استفاده می‌شود. اما به دلیل نبود تجزیه پلازیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه، به منظور تعیین فشار از نمودار P - T استفاده شده است. در دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد فشار تشکیل کانی‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و آندالوزیت در نتیجه تخریب کلریت و مسکویت طبق واکنش‌های $Grt + Chl + Ms = St + Bt + H_2O$ و $Ms + 3Chl + 3Qtz = 4Alm + Ann + 12H_2O$

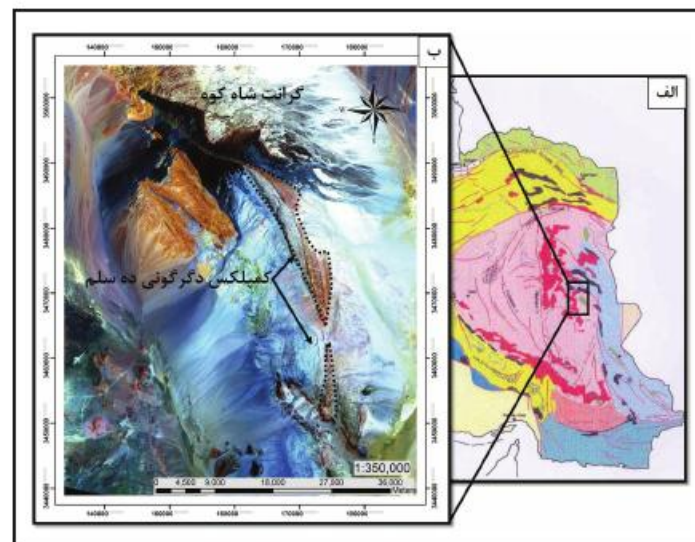
۱۰- نتیجه‌گیری

پهنه‌های کانی‌های شاخص موجود در سنگ‌های متاپلینی کپلیکس دگرگونی ده‌سلم به ترتیب از باختر به خاور شامل گارنت، استارولیت، آندالوزیت، آندالوزیت همراه یا بدون کردیریت، سیلیمانیت زیرین و سیلیمانیت بالایی است. توالی پهنه‌های پیشرونده نشان می‌دهد که متاپلته‌ها دچار دگرگونی دما بالا شده‌اند و در پایان به شکل میگماتیت‌های متانکسیتی، دیاتکسیتی و آگماتیت در بخش خاوری ظاهر شده‌اند. بررسی مجموعه تعادلی بیوتیت گارنت استارولیت در سنگ‌های رسی منطقه در باختر کپلیکس دگرگونی ده‌سلم نشان از شرایط تعادلی تشکیل بیوتیت، گارنت و استارولیت دارد. نتایج دما فشارسنجی صورت گرفته بر پایه تغییرات عناصر موجود در زوج گارنت بیوتیت در مجموعه‌های یاد شده، نشان‌دهنده دمایی در حدود ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۴ کیلو بار است این در حالی است که دماسنجی صورت گرفته در زوج یاد شده در متاپلته‌های موجود در بخش خاوری نشان از افزایش دما تا دمایی ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد دارد. نتایج به دست آمده از شرایط دگرگونی متاپلته‌ها با داده‌های حاصل از مطالعه کالک‌سیلیکات‌ها (بهرام‌نژاد، ۱۳۹۳) و مجموعه‌های متاپلته‌ها (باقری و همکاران، ۱۳۹۵) موجود در کپلیکس دگرگونی ده‌سلم همخوانی دارد. شواهد به دست آمده از مطالعات سنگ‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی نشان از یک سری دگرگونی پیشرونده دما بالا فشار پایین سری آئوکوما در منطقه ده‌سلم دارد که در طی یک رویداد دگرگونی ناحیه‌ای ژوراسیک بالایی احتمالاً در موقعیت کمان ماگمایی پهنه فرورانش نوتنسی شکل گرفته است.

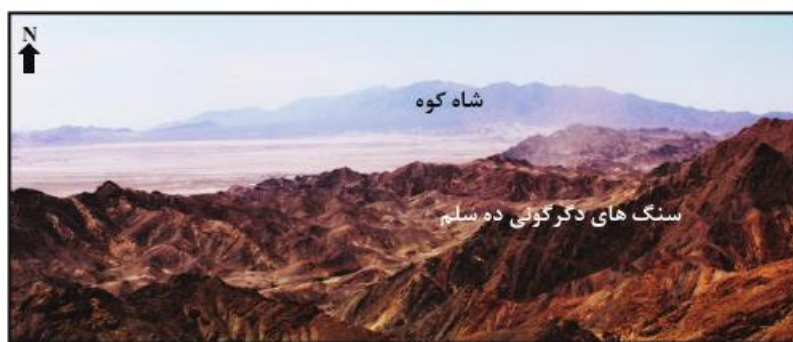
سیاسگزاری

نویسندگان این پژوهش از پروفیسور Nakashima Kuzuo در بخش علوم زمین و محیط‌زیست دانشگاه یاماگاتا کشور ژاپن به دلیل انجام تجزیه‌های شیمیایی صیقلینه سیاسگزاری می‌کنند.

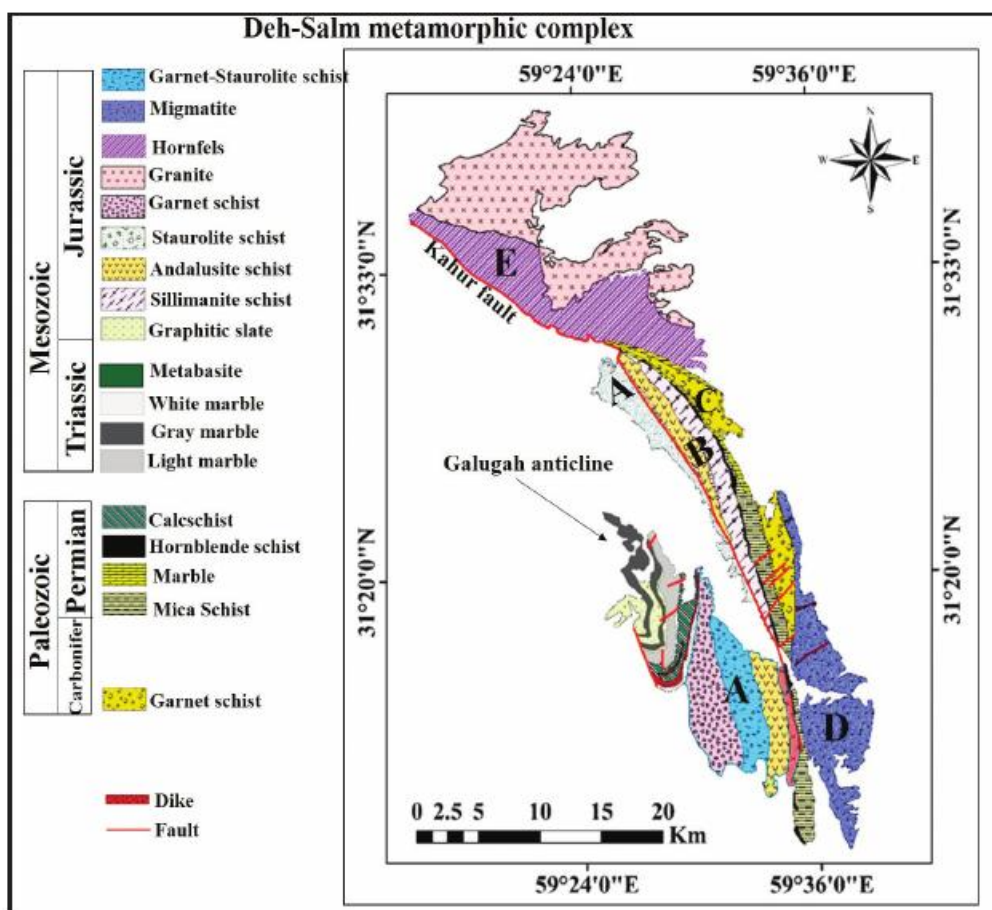
(Esmaily et al., 2007) در کمان ماگمایی ژوراسیک (Bagheri et al., 2013) و با در منطقه پشت کمان ماگمایی (Mahmoodi et al., 2009) و ذوب بخشی پوسته‌ای همراه با آن، دمایی توالی دگرگونی به سری محور کمان ماگمایی به طور مرتب بالا رفته و توالی دگرگونی پیشرونده‌ای را در پهنه‌های B تا D بر جای گذاشته است. در پی آن سنگ‌های رسوبی در ژرفای کم تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ پلوتون‌هایی مانند شاه‌کوه در ژوراسیک بالایی فرار گرفته‌اند. از آنجایی که دگرگونی فته‌رایی به طور مشخص و کاملی مجموعه‌های در حال تعادل ده‌سلم را متأثر نساخته است، در واقع تصور این مسئله که چند رویداد دگرگونی در منطقه رخ داده باشد، کار دشواری است. بیشتر کانی‌های شاخص دگرگونی همواره در یک توالی دگرگونی پیشرونده توسط کانی‌های دما بالاتر جایگزین شده‌اند. برای نمونه دیده شده است که آندالوزیت با سیلیمانیت جایگزین می‌شود و هیچ‌گاه با سربست پوشیده نمی‌شود. حتی در مجاورت دایک‌های جوان‌تری که مجموعه ده‌سلم را قطع می‌کنند اثر دگرگونی یا دگرسانی مجاورتی تنها به مقیاس‌های کمتر از یک متر محدود می‌شود. از این مورد می‌توان به تشکیل رگه‌های سیلیسی، دسته آندالوزیت‌های موازی و عمود بر سطح دایک‌ها، تورمالین در سنگ‌های پلینی و رگه‌های ایدوتی در متاپلته‌ها اشاره کرد. همه سن‌سنجی‌ها به روش‌های مختلف محدوده سنی در حدود ژوراسیک و پیشینه تریاس را نمایش می‌دهند و این مسئله خود دلیلی بر نبود چند دگرگونی برخلاف گزارش‌های موجود از وضعیت دگرگونی ده‌سلم و یا تفسیر دگرگونی از دیدگاه محمودی (۱۳۸۲) است. تأثیر دگرگونی فته‌رایی در سنگ‌های کپلیکس ده‌سلم ناچیز است و بیشتر محدود به پهنه‌های برشی گسل‌های بزرگ می‌شود و ممکن است در طی رویدادهای جوان‌تر رخ داده باشد. تنها هورنفلس‌های حاشیه شاه‌کوه دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند و بیشتر کردیریت‌ها را متأثر ساخته‌اند. از این رو سنگ‌های دگرگونی ده‌سلم تنها تحت تأثیر یک رویداد دگرگونی اصلی فرار گرفته و پس از دگرگونی یک رویداد دگرشکلی مهم را پشت سر گذاشته‌اند.



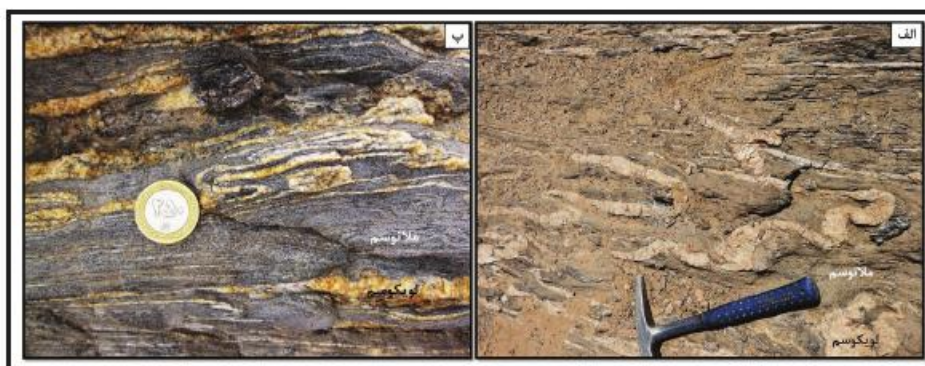
شکل ۱- الف) موقعیت کپلیکس دگرگونی ده‌سلم (DMC) در حاشیه خرد قاره ایران مرکزی- خاوری؛ ب) تصویر ماهواره‌ای رختمون کپلیکس دگرگونی ده‌سلم در جنوب گرانت شاه‌کوه.



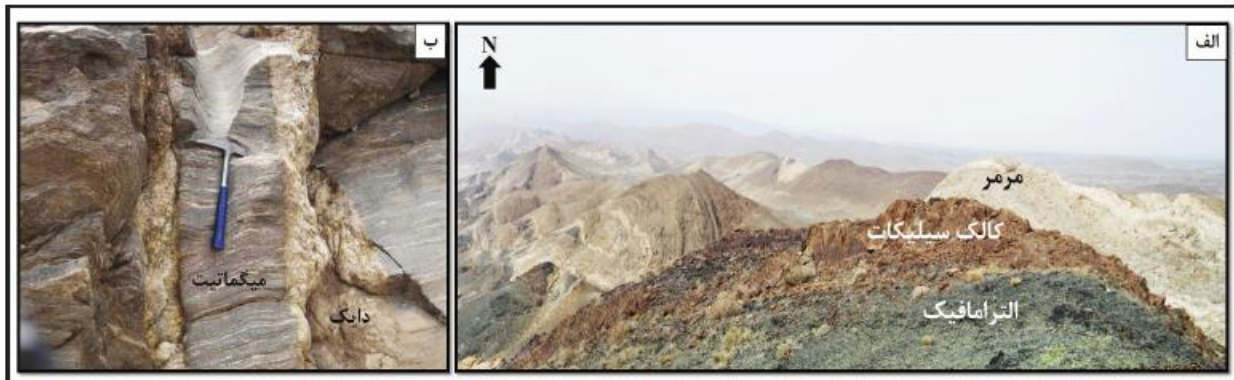
شکل ۲- رخنمون کمپلکس دگرگونی ده سلم در جنوب گرانت شاه کوه.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی کمپلکس دگرگونی ده سلم، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ده سلم (نادری میقان و اکرمی، ۱۳۸۳) با پاره‌ای تصحیحات.



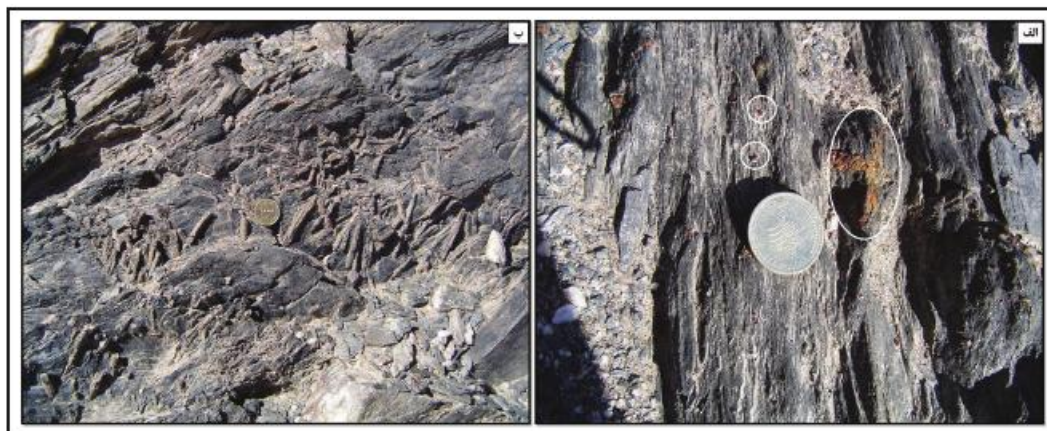
شکل ۴- میگمایت‌های پلیتی واحد زمین‌ساختی B در کمپلکس دگرگونی ده سلم به همراه چین‌های پتیگماتیک در بخش‌های لوکوسم.



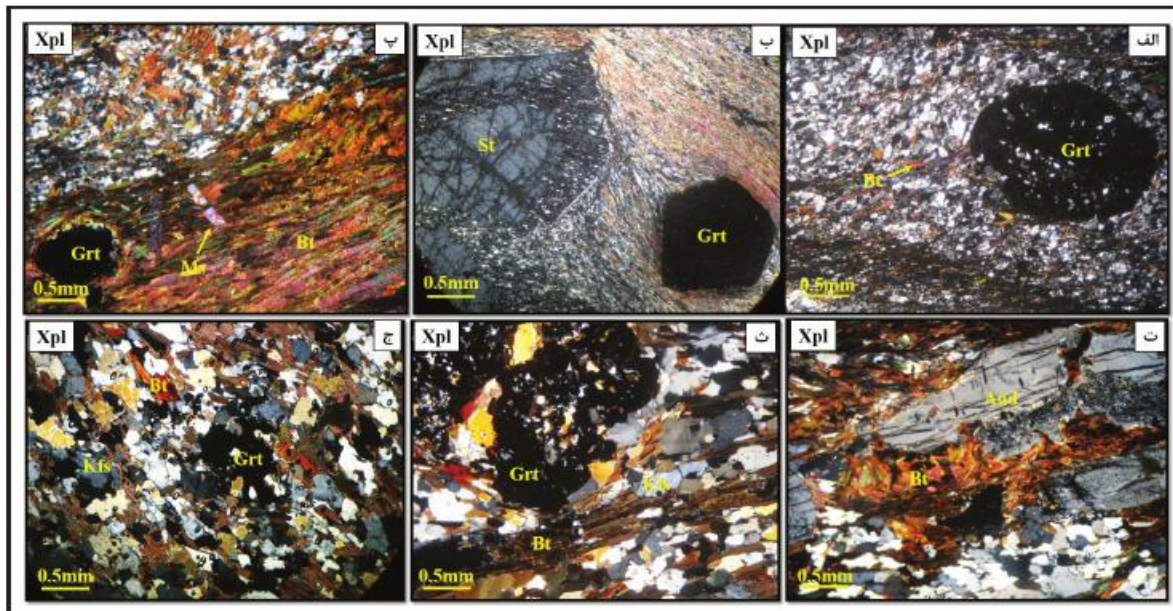
شکل ۵- الف) رخنمون مجموعه های اولترامافیک به همراه سنگ های کربناته در کمپلکس دگرگونی ده سلم؛ ب) میگماتیت های پساامیتی با ساخت استروماتیک در واحد زمین ساختی C در کمپلکس دگرگونی ده سلم.



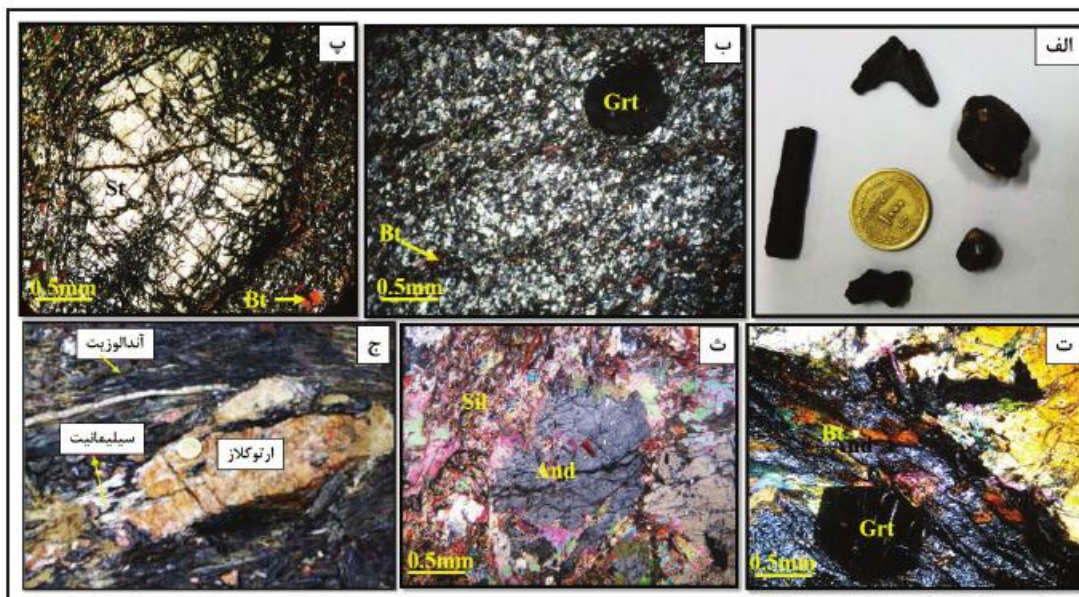
شکل ۶- الف) میگماتیت های آگماتیتی واحد زمین ساختی D به همراه نمایش بخش های شبه برش در آنها؛ ب) میگماتیت های دیانا کسیتی واحد زمین ساختی D در کمپلکس دگرگونی ده سلم.



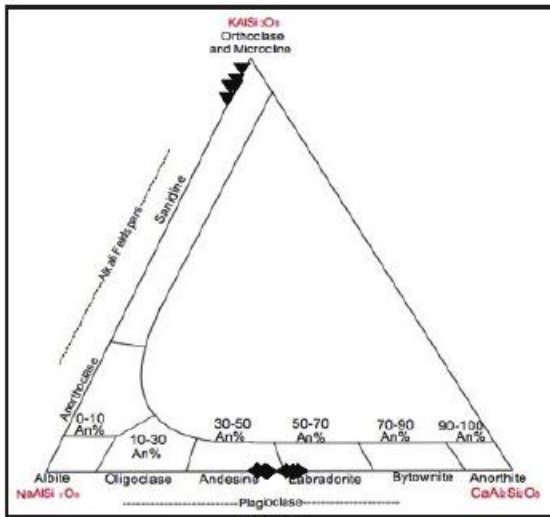
شکل ۷- الف) گارنت و استارولیت های موجود در متاپلیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم؛ ب) آندالوزیت های موجود در متاپلیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم.



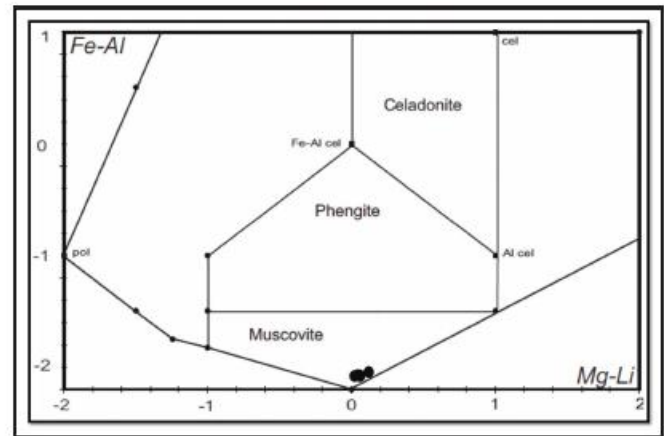
شکل ۸- الف) تصویر میکروسکوپی گارنت و بیوتیت‌های موجود در نمونه گارنت‌شیت؛ ب) تصویر میکروسکوپی استارولیت و گارنت موجود در نمونه استارولیت‌گارنت‌شیت که نسبت به تورق زمینه رشد post tectonic نشان می‌دهند؛ پ و ت) تصویر میکروسکوپی کانی‌های آندالوزیت، گارنت، بیوتیت و موسکویت در نمونه آندالوزیت‌گارنت‌شیت؛ ث) تصویر میکروسکوپی کانی‌های گارنت، بیوتیت و فلدسپات در نمونه گارنت‌بیوتیت‌گنیس؛ ج) تصویر میکروسکوپی کانی‌های گارنت، بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در میگماتیت‌های پلینی خاور کمپلکس دگرگونی ده‌سلم (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع و با بزرگمایی ۴۰ برابر تهیه شده است). (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Spear (1993) برگرفته شده است).



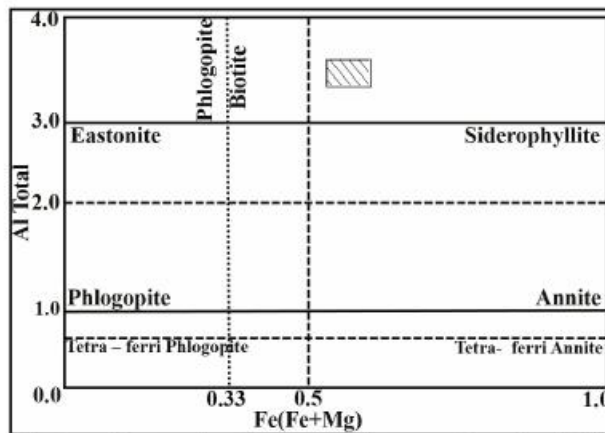
شکل ۹- الف) گارنت و استارولیت‌های جدا شده از خمیره سنگ در متاپلیت‌های باختر کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ ب) تصویر میکروسکوپی گارنت و بیوتیت (پهنه گارنت)؛ پ) تصویر میکروسکوپی استارولیت و بیوتیت (پهنه استارولیت)؛ ت) تصویر میکروسکوپی کانی‌های آندالوزیت، گارنت و بیوتیت (پهنه آندالوزیت)؛ ث) آندالوزیت‌های جایگزین شده با سیلیمانیت (پهنه سیلیمانیت زیرین)؛ ج) مجموعه ارتوکلاز، سیلیمانیت و آندالوزیت در میگماتیت‌های پلینی کمپلکس دگرگونی ده‌سلم (پهنه سیلیمانیت بالایی).



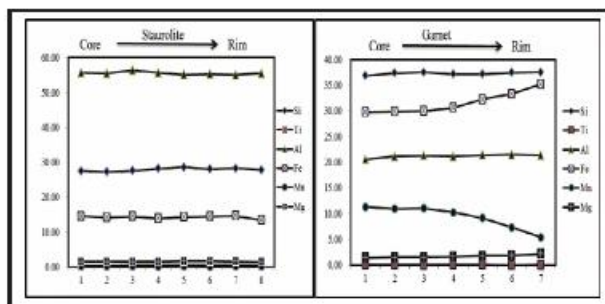
شکل ۱۱- موقعیت ترکیبی میکاهای سفید موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس ده‌سلم در نمودار Fe-Al برابر Mg-Li (Tischendorf et al., 2004).



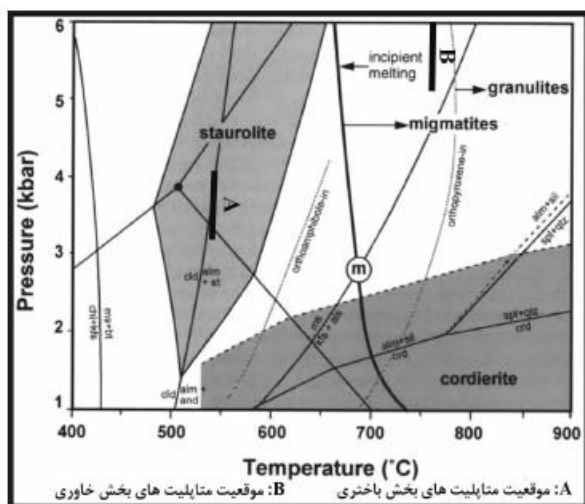
شکل ۱۰- موقعیت ترکیبی فلدسپارهای موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در نمودار Ab-Or-An (Deer et al., 1992).



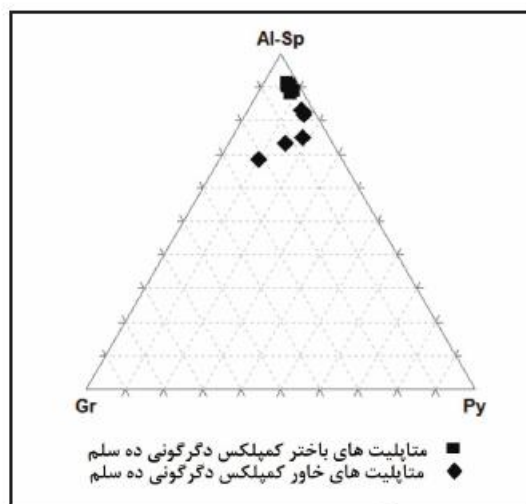
شکل ۱۲- موقعیت ترکیبی بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در نمودار Al Total برابر Fe/(Fe+Mg) (Rieder et al., 1998).



شکل ۱۳- نمایش تغییرات ترکیب از هسته به حاشیه در گارنت و استارولیت‌های موجود در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.



شکل ۱۵- موقعیت متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده سلم روی نمودار دما- فشار سنگ‌های پلیتی در دگرگونی دما بالا- فشار پایین (برگرفته از (Bucher and Ferry (1994)



شکل ۱۶- موقعیت گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده سلم در نمودار سه تایی Al-Sp - Gr - Py.

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه کانی‌های موجود در متاپلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده سلم.

نام کانی	ارتوکلاز	ارتوکلاز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	استارولیت	استارولیت	استارولیت	آندالوزیت	آندالوزیت	آندالوزیت
شماره نمونه	MCH7	MCH7	DMCS-13	DMCS-13	B1-1	B1-1	B1-1	Gt-St6	Gt-St6	Gt-St6
SiO ₂	۶۴/۳۷	۶۴/۶۳	۵۶/۴۹	۵۶/۶۱	۲۸/۲۱	۲۸/۰۷	۲۸/۲۸	۳۷/۶۰	۳۷/۶۲	۳۷/۷۳
Al ₂ O ₃	۱۸/۷۷	۱۸/۷۳	۲۶/۱۶	۲۶/۱۷	۵۵/۱۶	۵۵/۲۸	۰/۵۱	۶۳/۱۴	۶۲/۶۵	۶۱/۷۸
TiO ₂	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۹	۰/۵۴	۵۵/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
FeO	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۸	۱۴/۴۰	۱۴/۵۲	۱۴/۷۱	۰/۳۳	۰/۲۰	۰/۲۹
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۱/۶۵	۱/۶۷	۱/۶۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵
CaO	۰/۰۲	۰/۰۰	۹/۹۹	۹/۹۹	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۵
Na ₂ O	۰/۹۵	۰/۷۶	۵/۰۲	۵/۲۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳
K ₂ O	۱۵/۴۷	۱۵/۶۷	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Total	۱۰۰/۶	۹۹/۸۹	۹۹/۷۷	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۴۵	۱۰۱/۱۰	۱۰۰/۵۴	۹۹/۹۸
Oxygen	۸	۸	۸	۸	۲۳	۲۳	۲۳	۵	۵	۵
Si	۲/۹۸۳	۲/۹۸۴	۲/۵۳۳	۲/۵۳۱	۳/۸۲۹	۳/۸۱۰	۳/۸۳۴	۱/۰۰۵	۱/۰۱۰	۱/۰۱۹
Al	۱/۰۱۹	۱/۰۲۰	۱/۴۸۸	۱/۴۸۵	۸/۸۲۵	۸/۸۴۳	۸/۸۰۳	۱/۹۸۸	۱/۹۸۲	۱/۹۶۶
Ti	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۵۰	۰/۰۵۵	۰/۰۵۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Fe	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۱/۶۳۵	۱/۶۴۸	۱/۶۶۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۲۹	۰/۰۱۸	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۳۳۴	۰/۳۳۸	۰/۳۲۷	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۴۸۰	۰/۴۷۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Na	۰/۰۸۵	۰/۰۶۸	۰/۴۳۶	۰/۴۵۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
K	۰/۹۰۹	۰/۹۲۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Total	۵/۰۰۱	۴/۹۹۸	۴/۹۴۳	۴/۹۵۵	۱۴/۷۱۲	۱۴/۷۱۴	۱۴/۷۱۷	۳/۰۰۱	۲/۹۹۹	۲/۹۹۸
Or	۹۱/۳۹۶	۹۳/۱۷۰	۰/۲۴۹	۰/۳۶۵	-	-	-	-	-	-
Ab	۸/۵۰۱	۶/۸۳۰	۴۷/۵۰۷	۴۸/۵۱۹	-	-	-	-	-	-
An	۰/۱۰۲	۰/۰۰۰	۵۲/۲۴۴	۵۱/۱۱۶	-	-	-	-	-	-

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه بیوتیت‌های موجود در متابلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

نام کانی	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت
شماره نمونه	Gt-St2	Gt-St2	B1-1	B1-1	DMCS-13	DMCS-13	MCH7	MCH7
SiO ₂	۳۶/۶۶	۳۶/۰۰	۳۶/۹۹	۳۵/۴۰	۳۶/۹۳	۳۸/۱۲	۳۵/۶۸	۳۵/۹۶
TiO ₂	۱/۴۲	۱/۴۴	۱/۵۱	۱/۵۱	۱/۵۵	۱/۷۴	۲/۱۵	۲/۴۰
Al ₂ O ₃	۲۰/۰۷	۲۰/۹۰	۲۰/۳۰	۲۰/۴۲	۱۸/۲۵	۱۸/۹۶	۱۹/۲۰	۱۹/۲۷
FeO	۱۸/۰۰	۱۷/۹۱	۲۱/۸۱	۲۲/۰۷	۱۶/۰۵	۱۵/۸۱	۱۷/۶۴	۱۸/۶۸
MnO	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۸/۶۴	۸/۶۸	۸/۸۵	۹/۸۲	۱۰/۹۴	۱۰/۶۰	۸/۵۳	۸/۵۳
CaO	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۳
Na ₂ O	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۲۳
K ₂ O	۸/۶۴	۸/۶۹	۷/۱۲	۷/۱۰	۷/۷۰	۸/۹۰	۹/۶۶	۹/۴۱
F	۰/۴۹	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۳۹	۰/۵۳	۰/۷۴	۰/۲۰	۰/۲۴
Cl	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۶
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Li ₂ O*	۰/۹۷	۰/۷۸	۱/۰۶	۰/۶۱	۱/۰۵	۱/۳۹	۰/۶۹	۰/۷۷
H ₂ O	۳/۷۵	۳/۹۲	۳/۶۹	۳/۸۵	۳/۷۲	۳/۷۴	۳/۸۲	۳/۸۶
Subtotal	۹۸/۹۸	۹۸/۷۱	۱۰۲/۱۶	۱۰۱/۴۵	۹۷/۴۲	۱۰۰/۵۱	۹۷/۸۵	۹۹/۴۵
O=F,Cl	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۱۲
Total	۹۸/۷۶	۹۸/۶۴	۱۰۱/۰۳	۱۰۱/۲۸	۹۷/۱۹	۱۰۰/۱۹	۹۷/۷۵	۹۹/۳۲
Oxygen	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۵/۵۰۱	۵/۴۱۱	۵/۴۰۸	۵/۲۵۳	۵/۵۷۰	۵/۵۷۷	۵/۴۵۹	۵/۴۲۸
Al iv	۲/۴۹۹	۲/۵۸۹	۲/۵۹۲	۲/۷۴۷	۲/۴۳۰	۲/۴۲۳	۲/۵۴۱	۲/۵۷۲
Al vi	۱/۰۵۰	۱/۱۱۴	۰/۹۰۵	۰/۸۲۴	۰/۸۱۴	۰/۸۴۷	۰/۹۲۲	۰/۸۵۶
Ti	۰/۱۶۰	۰/۱۶۳	۰/۱۶۶	۰/۱۶۸	۰/۱۷۶	۰/۱۹۱	۰/۲۴۷	۰/۲۷۲
Cr	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe	۲/۲۵۸	۲/۲۵۱	۲/۶۶۷	۲/۷۳۸	۲/۰۲۵	۱/۹۳۴	۲/۲۵۷	۲/۳۵۸
Mn	۰/۰۱۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۱/۹۳۳	۱/۹۴۵	۱/۹۲۸	۱/۳۴۴	۱/۴۸۰	۱/۶۶۱	۱/۹۴۴	۱/۹۲۰
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Li*	۰/۵۸۵	۰/۴۷۲	۰/۶۲۵	۰/۳۶۳	۰/۶۳۶	۰/۸۱۷	۰/۴۲۴	۰/۴۶۷
Ca	۰/۰۱۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۴۶	۰/۰۲۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵
Na	۰/۰۱۷	۰/۰۳۲	۰/۰۴۸	۰/۰۵۱	۰/۰۸۸	۰/۰۹۴	۰/۰۷۲	۰/۰۶۹
K	۱/۶۵۴	۱/۶۶۶	۱/۳۲۸	۱/۳۴۴	۱/۴۸۰	۱/۶۶۱	۱/۸۸۵	۱/۸۱۲
OH*	۳/۷۵۸	۳/۹۲۷	۳/۸۶۰	۳/۸۱۱	۳/۷۳۸	۳/۶۵۴	۳/۸۹۵	۳/۸۶۹
F	۰/۲۳۳	۰/۰۶۹	۰/۱۳۷	۰/۱۸۵	۰/۲۵۴	۰/۳۴۱	۰/۰۹۵	۰/۱۱۶
Cl	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۱۱	۰/۰۱۵
Total	۱۹/۶۹۱	۱۹/۶۵۷	۱۹/۶۷۸	۱۹/۶۷۲	۱۹/۷۳۴	۱۹/۸۸۲	۱۹/۷۵۳	۱۹/۷۵۹
Al total	۳/۵۴۹	۳/۷۰۳	۳/۴۹۸	۳/۵۷۱	۳/۲۴۵	۳/۲۷۰	۳/۴۶۳	۳/۴۲۸
Fe/Fe + Mg	۰/۵۳۹	۰/۵۳۷	۰/۵۸۰	۰/۵۵۸	۰/۴۵۱	۰/۴۵۶	۰/۵۳۷	۰/۵۵۱
Mn/Mn + Fe	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg - Li	۱/۳۴۸	۱/۴۷۳	۱/۳۰۳	۱/۸۱۰	۱/۸۲۴	۱/۴۹۵	۱/۵۲۰	۱/۴۵۳

جدول ۳- نتایج حاصل از تجزیه گارنت‌های موجود در متابلیت‌های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

نام کانی	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت	گارنت
شماره نمونه	Gt-St2	Gt-St2	B1-1	B1-1	Gt-St6	Gt-St6	DMCS-13	DMCS-13	MCH7	MCH7
SiO ₂	۳۶/۵۲	۳۶/۰۶	۳۶/۰۲	۳۷/۱۸	۳۶/۶۰	۳۸/۰۰	۳۷/۸۵	۳۸/۰۰	۳۶/۵۰	۳۶/۴۰
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴
Al ₂ O ₃	۲۱/۳۵	۲۱/۳۲	۲۰/۵۶	۲۱/۴۳	۲۱/۲۹	۲۱/۳۱	۲۱/۷۸	۲۱/۸۹	۲۱/۳۶	۲۱/۰۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱
FeO	۳۱/۶۳	۳۳/۸۳	۲۹/۷۷	۳۲/۲۳	۲۸/۲۵	۲۳/۰۳	۳۰/۴۳	۳۳/۵۳	۳۵/۸۴	۳۵/۷۳
MnO	۷/۱۸	۶/۳۵	۱۱/۳۳	۹/۱۸	۱۱/۵۰	۵/۷۰	۰/۶۷	۰/۵۴	۰/۳۵	۰/۳۱
MgO	۲/۰۸	۲/۲۵	۱/۴۶	۱/۸۱	۱/۵۷	۲/۲۳	۲/۷۲	۶/۷۷	۳/۹۷	۳/۸۰
CaO	۱/۰۷	۰/۰۷	۱/۰۰	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۷۲	۷/۳۱	۲/۳۹	۰/۹۱	۰/۸۹
Total	۹۹/۸۹	۹۸/۵۲	۱۰۱/۰۸	۱۰۲/۸۶	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۸۰	۱۰۱/۱۵	۹۹/۰۰	۹۸/۲۵
Oxygen	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲
Si	۲/۹۹۰	۲/۹۶۶	۲/۹۷۸	۲/۹۶۷	۲/۹۷۴	۲/۹۷۷	۲/۹۸۵	۲/۹۸۲	۲/۹۵۳	۲/۹۷۱
Al	۲/۰۴۴	۲/۰۶۷	۱/۹۶۰	۲/۰۰۲	۲/۰۳۹	۲/۰۳۷	۲/۰۲۴	۲/۰۲۵	۲/۰۳۷	۲/۰۲۶
Ti	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Fe ²⁺	۲/۱۳۱	۲/۳۲۶	۱/۹۶۵	۲/۰۴۲	۱/۹۰۹	۲/۲۵۴	۲/۰۰۴	۲/۱۸۵	۲/۳۷۴	۲/۶۱۱
Fe ³⁺	۰/۰۱۷	۰/۰۰۱	۰/۰۶۸	۰/۰۹۶	۰/۱۸۶	۰/۱۸۷	۰/۰۰۲	۰/۰۱۴	۰/۰۵۱	۰/۰۲۲
Mn	۰/۴۹۴	۰/۳۰۳	۰/۷۷۶	۰/۶۱۶	۰/۷۹۱	۰/۳۹۲	۰/۰۶۵	۰/۰۳۶	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱
Mg	۰/۲۵۲	۰/۲۷۶	۰/۱۷۶	۰/۲۱۴	۰/۱۹۰	۰/۲۷۰	۰/۳۲۰	۰/۵۵۸	۰/۴۷۸	۰/۴۶۲
Ca	۰/۰۹۳	۰/۰۶۲	۰/۰۸۷	۰/۰۷۹	۰/۰۸۵	۰/۰۶۳	۰/۶۱۷	۰/۲۰۱	۰/۰۷۹	۰/۰۷۸
Total	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	۰/۱۰۵	۰/۱۰۶	۰/۰۸۳	۰/۰۹۵	۰/۰۹۱	۰/۱۰۷	۰/۱۳۸	۰/۲۰۳	۰/۱۶۸	۰/۱۶۱
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	۰/۹۹۲	۱/۰۰	۰/۹۶۶	۰/۹۵۶	۰/۹۹۵	۰/۹۹۷	۰/۹۹۹	۰/۹۹۴	۰/۹۷۹	۰/۹۸۹
Al/(Al + Fe ³⁺ + Cr)	۰/۹۹۲	۱/۰۰	۰/۹۶۵	۰/۹۵۴	۰/۹۹۵	۰/۹۹۷	۰/۹۹۸	۰/۹۹۲	۰/۹۷۵	۰/۹۸۷
Almandine	۷۱/۸	۷۸/۴	۶۵/۲	۶۹/۲	۶۶/۲	۷۵/۷	۶۷/۱	۷۳/۳	۸۰/۳	۸۱/۱
Spessartine	۱۶/۶	۱۰/۲	۲۶/۰	۲۰/۹	۲۶/۶	۱۳/۲	۱/۵	۱/۲	۰/۸	۰/۷
Pyrope	۸/۵	۹/۳	۵/۹	۷/۲	۶/۶	۹/۱	۱۰/۰	۱۸/۷	۱۶/۲	۱۵/۵
Grossular	۳/۱	۲/۱	۲/۸	۲/۶	۲/۸	۲/۱	۲۰/۶	۶/۷	۲/۶	۲/۶
Andradite	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۰/۰
Uvarovite	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰

جدول ۶- نتایج دماسنجی های صورت گرفته بر پایه کالیبراسیون های مختلف روی زوج گارنت- بیوتیت در متاپلیت های مورد مطالعه در کمپلکس دگرگونی ده سلم.

Bhattacharya et al. (1992) HW	Bhattacharya et al. (1992) GS	Dasgupta et al. (1991)	Ferry and Spear (1987)	Hodges and Spear (1982)	Perchuk and Lavrenteva (1983)	Thompson (1976)	Holdaway and Lee (1977)	کالیبراسیون نمونه ها
۴۹۸	۴۸۱	۴۲۶	۴۷۹	۴۹۱	۵۲۶	۵۱۷	۵۰۹	هسته
۵۱۷	۴۹۹	۴۴۷	۵۱۰	۵۲۲	۵۴۴	۵۴۲	۵۳۱	نمونه گارنت شیت
۵۱۸	۵۰۸	۴۴۵	۵۰۰	۵۰۸	۵۲۸	۵۳۴	۵۲۴	
۵۲۶	۵۲۰	۴۴۱	۵۰۶	۵۱۳	۵۴۲	۵۳۸	۵۲۸	
۵۰۸	۵۰۷	۳۷۴	۴۷۲	۴۷۹	۵۲۱	۵۱۰	۵۰۳	
۴۵۹	۴۱۷	۴۳۹	۴۶۱	۴۷۰	۵۱۴	۵۰۱	۴۹۶	هسته
۴۸۲	۴۴۳	۴۵۶	۴۹۰	۵۰۱	۵۲۳	۵۲۶	۵۱۷	نمونه گارنت استارولیت شیت
۵۰۲	۴۶۶	۴۷۲	۵۱۵	۵۱۵	۵۴۷	۵۴۵	۵۳۵	
۴۹۴	۴۷۳	۴۵۵	۴۸۲	۴۹۱	۵۲۷	۵۱۹	۵۱۱	
۵۲۵	۵۱۳	۴۶۳	۵۱۴	۵۲۳	۵۴۷	۵۴۵	۵۳۴	
۵۶۰	۵۶۹	۵۲۲	۴۷۵	۵۴۷	۵۲۲	۵۱۲	۵۰۵	هسته
۶۱۴	۶۲۵	۵۷۱	۵۸۶	۶۲۲	۵۸۷	۶۰۲	۵۸۴	نمونه گارنت بیوتیت گیبس
۶۵۱	۶۶۰	۶۰۷	۶۷۷	۶۹۸	۶۳۴	۶۷۰	۶۶۳	
۵۹۷	۶۱۱	۶۵۱	۵۵۵	۶۰۰	۵۷۰	۵۷۸	۵۶۳	
۵۸۶	۵۹۶	۵۶۵	۵۰۷	۵۹۰	۵۴۳	۵۳۹	۵۲۹	
۶۶۷	۶۷۵	۵۸۷	۷۱۶	۷۲۸	۶۵۴	۶۹۹	۶۶۸	هسته
۶۵۳	۶۶۲	۵۷۰	۶۹۱	۷۰۲	۶۶۱	۶۸۱	۶۵۲	نمونه میگماتیت
۶۵۴	۶۶۴	۵۶۶	۶۹۱	۷۰۳	۶۴۲	۶۸۱	۶۵۲	
۶۸۷	۶۹۵	۶۱۰	۷۵۹	۷۷۰	۶۷۳	۷۳۰	۶۹۳	
۶۷۳	۶۸۲	۵۸۶	۷۳۰	۷۴۲	۶۶۰	۷۰۹	۶۷۶	

کتابنگاری

- باقری، س.، بیابانگرد، ح.، ناصری، ا.، زاهدی، ا. و کازیو، ن.، ۱۳۹۵- بکارگیری ژئوشیمی آمفیبول‌ها در بررسی شکل‌گیری تک‌تونی- متامورفیک همبافت دگرگونی ده سلم، شرق ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، مشهد، شماره سوم، صص. ۶۰۵ تا ۶۱۸.
- بهرام‌نژاد، ا.، ۱۳۹۳- مطالعه دگرگونی کمپلکس ده سلم با نگاهی ویژه به ژئوشیمی سنگ‌های گارنت- استارولیت‌دار آن، شرق بلوک لوت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۱۰ص.
- بهرام‌نژاد، ا.، باقری، س.، احمدی، ع. و زاهدی، ا.، ۱۳۹۳- معرفی و گسترش زون استارولیت در سنگ‌های متاپلیت غرب کمپلکس دگرگونی ده سلم، شرق بلوک لوت، نخستین همایش بین‌المللی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع، شیراز، ۲۰۰ ص.
- سهندی، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده سلم (چاه وک)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عارف‌نژاد، م.، ۱۳۸۸- مطالعه دگرشکلی سنگ‌های دگرگونی منطقه غرب چاه‌داسی (کمپلکس ده سلم)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۵۶ص.
- محمودی، ش.، ۱۳۸۲- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ده سلم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مختاری، ن.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی پیکره‌های گرانیتوئیدی شرق پهنه لوت، دریافتی از ماهیت ژئوشیمیایی پوسته شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۳۰۹ص.
- نادری‌مقیان، ن. و اکرمی، م. ع.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه‌داسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ناصری، ا.، ۱۳۹۳- پترولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در کمپلکس دگرگونی ده سلم، شرق بلوک لوت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۳۶ص.

References

- Atherton, M. P., 1968- The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium-grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet, Contribution to Mineralogy and Petrology, 18, p: 347-371.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, Tectonophysics, v. 451, p: 123- 1.
- Bagheri, S., Khademi, S. N. and Jafari, S., 2013- Tectonic history of the eastern margin of the Lut Block in the Nehbandan area, Eastern Iran, 125th GSA, poster presentation.

- Berberian, M., 1973- Structural history of Lut Zone. Geological Survey of Iran, Tehran Internal Report, v. 34.
- Best, M., 1982- Igneous and Metamorphic petrology, New York, 630p.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. and Raith, M., 1992- Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 111, p. 87-93.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994- Petrogenesis of Metamorphic Rocks, New York- Berlin, Springer-Verlag 334p.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2011- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 441 p.
- Crawford, A. R., 1977- A summary of isotropic age data for Iran, Pakistan and India. Memories hors serie de la societe geologique de France, 8, p: 251-260.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. and Fukuoka, M., 1991- A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 109, p: 130-137.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to the rock-forming minerals. 2nd Edition. Longmans, London.
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. and Siqueira, R., 2007- Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference, Elsevier.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1987- Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p: 113-117.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S., 1982- Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. American Mineralogist, v. 67, p: 1118-1134.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M., 1977- Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 63, p: 175-193.
- Kretz, R., 1959- Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. Journal of Geology, v. 67, p: 371-403.
- Mahmoudi, Sh., Masoudi, F., Corfu, F. and Mehrabi, B., 2009- Magmatic and metamorphic history of the Deh-salm metamorphic Complex, Eastern Lut Block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. In: Journal Earth Science (Geol Rundsch) v.99, p: 1153-1165.
- Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mahmoudi, S., 2006- Garnet (almandinespessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Deh Salm Complex. Iran. J Sci Islamic Repub Iran 17(3) p:235-244.
- Miyashiro, A., 1958- Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. Journal of Faculty of science, University of Tokyo, Section II, 11, p: 219-172.
- Miyashiro, A., 1961- Evolution of metamorphic belts. Journal of petrology, 2, p: 277-311.
- Perchuk, L. L. and Lavrenteva, I. V., 1983- Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S.K. (Ed.) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry. Springer, New York, v. 3, p: 199-239.
- Reyer, D. and Mohaffez, A., 1972- A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology, Edition Techniqs Paris, p: 50 - 58.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y. D., Frank-Kanetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R., 1998- Nomenclature of the micas, Canadian Mineralogist 36 (3), p: 905- 912.
- Spear, F. S., 1993- Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical society of America, monograph Series. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A, 799 p.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196: p: 17-33.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., Hushmand-zadeh, A., 1972- Central Lut reconnaissance, East Iran, Geological Survey Iran, Vol. 22, p: 62 - 70.
- Thompson, A. B., 1976- Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. American Journal of Science, v. 276, p: 425-454.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H. J., Gottesmann, B. and Guidotti, Ch. V., 2004- A new graphical presentation and subdivision of potassium micas, Mineralogical Magazine 68, p: 649-667.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965- Stability of biotite: experiment, theory, and application. American Mineralogist 50, p: 1228 - 1272.

Progressive metamorphism in metapelites of the Deh-Salm metamorphic complex, east of the Lut block according to garnet-biotite thermometry

E. Bahramnejad^{1*}, S. Bagheri², A. Ahmad² and A. Zahedi³

¹M.Sc., Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

³Ph.D., Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2015 December 05

Accepted: 2016 July 17

Abstract

The Deh-Salm metamorphic complex, including the various types of metamorphic rocks and a north-south trending sequence of the index-mineral zones, crops out associated with the felsic plutonic rocks in the eastern margin of the Central Iranian micro-continent, between the Sistan suture zone and the Lut block. Amongst the metamorphic rocks, metapelite from different parts of the complex is the most widespread. Several evidence suggest the occurrence of a progressive regional metamorphism associated with the sequence of metamorphic index minerals from the west to the east. Metamorphism of the metapelitic rocks at the greenschist facies was initiated by the garnet zone, continued to the staurolite, andalusite and sillimanite zones, and terminated at the higher orthoclase-sillimanite zone in the condition of the amphibolite-granulite facies transition. The results from the thermometry calculations, based on the Fe-Mg ratio for biotite and garnet pair in equilibrium provide new temperatures; the western part of the complex underwent the greenschist facies with a temperature between 450 to 550°C and the eastern part experienced amphibolite-granulite transitional facies under a temperature up to 750°C. Metamorphic conditions inferred by the study of the pelitic rocks and correlated to the other adjacent rocks show an Abukoma-type progressive metamorphism. It may be considered that the late-Jurassic regional metamorphism event, synchronous with the Shah Kuh granitization at the eastern margin of the Lut Block was occurred due to the subduction of the Neotethys ocean.

Keywords: Metapelite, Garnet-biotite thermometry, Lut block, Deh-Salm metamorphic complex.

For Persian Version see pages 325 to 338

*Corresponding author: E. Bahramnejad; E-mail: el_bahramnejad@yahoo.com