Archive of SID

تعیین شرایط دما و فشار کمپلکس دگرگونی ماه‌نشان، شمال باختر ایران

نوشته: عادل ساکی *، محسن مؤذن **، منصور مجتهدیو رولند اوبرهانسلی*****

* گروه زمین شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز ، ایران؛
** گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران؛
***مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین، دانشگاه پتسدام، آلمان.

Determination of P-T Conditions of Metamorphism of Mahneshan Complex NW Iran

By: A. Saki*, M. Moazzen, M. Modjtahedi** & R. Oberhänsli *****

*Depatrmant of Geology, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran
**Depatrmant of Geology, University of Tabriz, Tabriz, Iran
***Institut fur Geowissenschaften, Universität of Potsdam, Germany.

تاریخ دریافت:۱۳۸۵/۱۰/۲۵ تاریخ پذیرش:۱۳۸۶/۰۹/۲۹

چکیده

کمپلکس ماه‌نشان در شمال‌باختر ایران تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و همبری قرار گرفته است. ریز ساخت‌ها، سیماهای سنگ‌نگاری و روابط صحرایی نشان می‌دهد که کمپلکس دگرگونی ماه‌نشان، چهار فاز دگرگونی M_1 تا M_4 و دست‌کم دو فاز(D_1و D_2) دگرشکلی را تجربه کرده است. دگرگونی فاز M_1 تحت تأثیر دگرگونی فاز M_2 قرار گرفته است. دگرگونی مرحله دوم به‌وسیله جهت‌گیری ترجیهی کانی‌ها (تشکیل شیستوارگی S_2)و توسعه مجموعه کانی‌های اوج دگرگونی مشخص می شود. این فاز دگرگونی، همزمان با فاز دگرشکلی D_2 بوده است. دگرگونی فاز سوم (M_3) یک دگرگونی همبری و دگرگونی (M_4) به صورت دگرگونی پس‌رونده است. مجموعه کانی‌های اوج دگرگونی M_2 عبارت است از مسکوویت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، آندالوزیت و سیلیمانیت. فشار و دمای دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان به منظور تعیین گرادیان زمین‌گرمایی پوسته و نوع دگرگونی با استفاده از روش‌های تعادل‌های فازی چندگانه، دماسنج‌های تبادل کاتیونی و واکنش‌های انتقالی محض، مشخص شده است. دما و فشار دگرگونی M_1 به ترتیب ۴۲۰تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۴ کیلوبار است. دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) دمای ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۷ کیلوبار را نشان می‌دهد. همچنین دما و فشار برای دگرگونی M_3 (دگرگونی همبری) به ترتیب۵۲۰ تا ۵۶۰ درجه و۲ تا ۳/۵ کیلوبار است. گرادیان گرمایی محاسبه شده برای اوج دگرگونی $^\circ C\,km^{-1}$ ۲۵-۲۸/۵ است که با دگرگونی نوع بارووین سازگاری دارد. جایگاه زمین‌ساختی دگرگونی مرتبط با پوسته قاره‌ای وکمان است.

کلید واژه‌ها:زمین‌دما- فشارسنجی (ژئوترموباروميتری)، کمپلکس ماه‌نشان ، گرادیان گرمایی، واکنش‌های تبادل کاتیونی، سنگ‌های رسی دگرگون شده

Abstract

Mahneshan Complex in the northwest of Iran was affected by regional and contact metamorphism. Microstructural and petrographical features as well as field relations show that Mahneshan Metamorphic Complex has been affected by four episodes of metamorphism (M1 to M4) and at least two deformational phases (D1 and D2). The M2 metamorphic stage is characterized by a strong preferential orientation of minerals (S2) and development of a peak metamorphic assemblage. This metamorphism is temporally associated with D2 deformational phase. The M3 metamorphism was contact metamorphism and M4 metamorphism is retrograde. The mineral assemblages of peak metamorphism M2 are muscovite, biotite, garnet, staurolite, andalusite and

www.SID.ir

Archive of SID

sillimanite. Pressure and temperature of metamorphism in the Mahneshan Complex were estimated by multiple equilibria calculations, cation exchange reaction thermometry and net transfer reaction in order to determine the geothermal gradients and type of metamorphism. The temperature of M1 metamorphism is estimated 420-450ºC and pressure of 3-4 kbar. M2 (peak metamorphism) temperature is 600-620ºC and pressure of 5-7 kbar. The temperature of M3 metamorphism is 520-560 ºC and pressure of 2.-3.5 kbar. The Geothermal gradients for the peak of metamorphism show high value for the upper crust (33° C/km) indicating a Barrovian type of metamorphism for the study area. Tectonic setting of metamorphism is related to continental crust and magmatic arc.

Keywords: Geothermobarometer, Mahneshan Complex, Geothermal gradient, Cation exchange reactions, Metapelites

۱- مقدمه

یکی از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی، برآورد دما و فشار تشکیل سنگ به منظور شناسایی ماهیت دگرگونی و شرایط زمین‌ساختی پوسته است. در زمین‌شناسی، بیشتر محاسبات دماسنجی و فشارسنجی بر اساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی انجام می‌گیرد .(Will,1995) بیشتر دماسنج‌ها، براساس واکنش‌های تبادل کاتیون و بویژه تبادل Mgو Feدر بین کانی‌ها بنا شده‌اند (Spear, 1993). این واکنش‌هاVΔ کوچک ولی تغییرات آنتالپی و آنتروپی بزرگی دارند. روش‌های دماسنجی و فشارسنجی را تنها زمانی می‌توان به‌کار برد که بافت کانی‌ها در سنگ و روابط پاراژنتیکی بین کانی‌های موجود در سنگ به خوبی درک شده باشند و به علاوه طی آنها بتوان نشان داد مجموعه کانی‌های سنگ مورد مطالعه در حالت ناتعادلی نیستند .(Will,1995) به‌کارگیری روش‌های دما و فشارسنجی برای مجموعه کانی‌های بدون تعادل و روابط بافتی خوب شناخته نشده به احتمال، بزرگ‌ترین منشأ خطا در برآورد P-T است. متأسفانه نمی‌توان وجود تعادل را به طور صددرصد ثابت کرد اما می‌توان از برخی شواهد برای شناخت عدم تعادل سود جست (Seifert,1978; Spear & Peacock, 1989).

منطقه مورد مطالعه(شکل۱) بین طول‌های جغرافیایی ′۴۰ °۴۷ تا′۳۰ °۴۷ خاوری و عرض′۴۷ °۳۶ و ′۳۶ °۳۶ شمالی قرار دارد. در شمال‌باختر ایران یک نوار دگرگونی چندگانه با روند NW-SE با طول تقریبی ۴۰۰ کیلومتر از شمال به جنوب وجود دارد (شکل۱). این نوار در محل برخورد سه زون ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و البرز- آذربایجان قرار گرفته است. جایگیری سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین(؟) در زیر رسوب‌ها و سنگ‌های آتشفشانی اولیگومیوسن می‌تواند نشان از وجود یک برجستگی کهن (فرازمین گورگور- بلقیس- پیشه داغ) از زمان پرکامبرین- پالئوزوییک زیرین تا اولیگوسن و نبود رسوبگذاری یا فرسایش شدید در فاصله زمانی یاد شده در منطقه باشد. این برجستگی به‌صورت یک فرازمین با راستای شمال باختری - جنوب خاوری از جنوب تا شمال منطقه کشیده شده است (شکل۲a,b). مرز باختری آن توسط گسل معکوس قینرجه -چهارتاق با حوضه فرو افتاده شیرمرد و مرز شمال خاوری آن با حوضه فرو افتاده پری مشخص است(Alavi&Amidi,1968;Pelissier&Bolourchi,1967).

کمپلکس ماه‌نشان به وسیله نوارهایی از چین‌ها و گسل‌ها، درون سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا، در باختر آسیا قرار گرفته است (شکل ۱). زون البرز-آذربایجان در شمال، زون دگرگونی سنندج سیرجان و ایران مرکزی در جنوب و خاور کمپلکس ماه‌نشان قرار گرفته‌اند (Alavi,1991; Berberian, 1981).

۲- روش مطالعه

پس از مطالعه‌های صحرایی، تعداد ۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری، دگرشکلی و روابط پتروفابریک مورد بررسی قرار گرفتند و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی در این سنگ‌ها به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. ۵ مقطع با بالاترین تعداد فازهای در حال تعادل از این سنگ‌های رسی دگرگون شده، برای مطالعات بعدی انتخاب شد. این مقاطع در مؤسسه تحقیقاتیGFZ در شهر پتسدام آلمان با استفاده از دستگاه CAMECA, SX100 مورد تجزیه میکروپروب قرار گرفتند. این دستگاه در حالت پراش طول موج کار می‌کند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر kV ۱۵ و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بوده است. برای تجزیه نمونه، از جریانی به شدت nA ۳ استفاده شده است. خطای دستگاه در حدود

www.SID.ir

Archive of SID

۱ ٪ به صورت اکسید عناصر است.

۳- مطالعات سنگ‌نگاری و دگرشکلی در سنگ‌های رسی جنوب باختر ماه‌نشان

شکل۳ نقشه زمین‌شناسی و محل نمونه‌برداری‌ها را نشان می‌دهد. اصول به‌کار برده شده در بخش دگرشکلی (از جمله تشخیص کانی‌های همزمان، پس و پیش از زمین‌ساخت) و ریززمین‌ساخت بر گرفته از اصول است (Passchier & Trouw ,1990; Barker, 1996).

۳-۱- کانی‌های مشاهده شده در سنگ‌های رسی و نیمه رسی دگرگون شده و ارتباط آنها با دگرشکلی

کلریت

کلریت در سنگ‌های رسی دگرگون شده گرافیتی اطراف روستای بلند پرچین به صورت ثانوی دیده شده است. از نظر بافتی دو نوع کلریت قابل تشخیص است. یک نوع از این کلریت‌ها شیستوارگی S_1و S_2را قطع می کند (شکل۴b) و به‌صورت خود شکل و بدون جهت خاصی متبلور شده است. این کلریت‌ها هیچ ارتباطی با دگرگونی M_1, M_2 ندارند و در طی فاز دگرگونی M_4 به‌وجود آمده‌اند. علاوه بر کلریت ذکر شده، کلریت‌هایی نیز وجود دارد که به‌طور بخشی جایگزین گارنت شده و به‌طور ریخت‌نما (پسودومورف) به‌جای بیوتیت می‌نشیند.

بیوتیت و مسکوویت

سنگ‌های رسی دگرگون شده دارای بیوتیت به دو صورت یافت می‌شوند، شیست‌های خاکستری رنگ بدون گرافیت با اندازه دانه‌های ریز تا متوسط که در شمال باختر روستای آلمالو برونزد دارند و دو فاز دگرشکلی D_1, D_2در نمونه‌ها در صحرا قابل تشخیص و اندازه‌گیری است(شکل۴c). ریزچین‌های رخ در این سنگ‌ها به‌وجود آمده است و بافت آنها در زیر میکروسکوپ لپیدوگرانوبلاست است. مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها عبارت است از:

Bt+Ms+Qtz+Pl (۱)

دسته دوم شیست‌های گرافیتی تیره رنگ ریزدانه هستند (نمونه‌های شماره MNS30,MNS30a) که در شمال روستای بلند پرچین رخنمون دارند (شکل ۳) و دارای بافت لپیدوگرانوبلاستی هستند. مجموعه کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها عبارت است از:

(Bt+Ms+Qtz) (۲)

شیستوارگی اولیه S_1 که در طی فاز دگرشکلیD_1 به‌وجود آمده است با کانی‌های مسکوویت و بیوتیت مشخص شده است. بر اثر چین خوردن این شیستوارگی اولیه، ریزچین‌های رخ که در طی فاز دگرشکلی D_2 به‌وجود آمده‌اند توسعه پیدا کرده‌اند. شیستوارگی S_2 شکل گرفته موازی با سطح محوری چین‌های هم‌شیب در لایه‌های غنی از فیلوسیلیکات است. در شیست‌های گرافیتی بلندپرچین دو نسل بیوتیت و مسکوویت در زون استارولیت-آندالوزیت وجود دارد که نسل اول به موازات شیستوارگی S_2 و به‌طورمعمول ریزدانه و نسل دوم که همیشه همراه گارنت‌های ایدیوبلاست ریزدانه دیده می‌شوند، درشت دانه بوده و به‌طورمعمول جهت درازشدگی و رخ آن با S_2 به صورت تصادفی زاویه می‌سازد (شکل ۴ i,k). این بیوتیت‌ها پس از D_2 به‌وجود آمده اند و جایگزین یک کانی فرومنیزین(گارنت) که هم‌زمان یا پیش از D_2 به‌وجود آمده است، شده‌اند و در طی یک دگرگونی همبری به‌وجود آمده اند.

گارنت

از روی تنوع بافتی گارنت در شیست‌های قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد تاریخچه دگرشکلی منطقه به‌دست آورد. گارنت در شیست‌های بلندپرچین تا ۱ میلی‌متر قطر دارد و به‌طورمعمول بدون میانبار است. گارنت نیز مانند بیوتیت در شیست‌های بلندپرچین طی دو نسل به‌وجود آمده است. گارنت‌هایی که همزمان و پیش از D_2 هستند و به صورت شکسته و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل f۴) و گارنت‌های ایدیوبلاست ریزدانه که پس از D_2 متبلور شده‌اند و در کنار بیوتیت قرار دارند(شکل۴i). با مقایسه شکل ۴ i,k,m با شکل ۴ f می‌توان دونسل گارنت را از هم تشخیص داد.

استارولیت

همزمان با ظهور این کانی، سنگ‌های رسی دگرگون شده به‌طورعمده برگوارگی‌دار و درشت‌دانه شده‌اند و این شیست‌های رسی و نیمه‌رسی حاوی گرافیت و سولفید هستند. مجموعه کانیایی اصلی مربوط به این شیست‌های گرافیتی عبارت است از:

Bt+Grt+St+Qtz+Pl+Ms+Ore (۳)

استارولیت معمولاً به صورت پیش و همزمان با D_2 در شیست‌های گرافیتی بلند پرچین متبلور شده است (شکل ۴l). در بعضی نمونه‌ها یوهدرال (شکل‌دار) و در بعضی دیگر به صورت نیمه‌شکل‌دار متبلور شده است (شکل۴g). گارنت‌های همزمان با این کانی نیز در شیست‌های گرافیتی دو نسل هستند، گارنت‌های ایدیوبلاست ریزدانه که همیشه همراه بیوتیت‌هایی دیده می‌شوند که شیستوارگی S_2را قطع می کنند. احتمالاً این بیوتیت و گارنت‌ها جای یک

www.SID.ir

Archive of SID

کانی (احتمالاً گارنت قدیمی‌تر) را که پیش و یا در زمان D_2 متبلور شده است، پر کرده‌اند. گارنت‌های دیگر که همزمان با D_2 متبلور شده‌اند و از نظر سنی با بیوتیت‌هایی که شیستوارگی S_2 را می‌سازند، همزمان‌اند.

آندالوزیت و کیانیت

کانی آندالوزیت به صورت دو نسل متفاوت دیده می‌شود. یکی پیش از زمین‌ساخت (نسبت به فاز D_2)که شیستوارگی S_2 به‌طورکامل آن را دور می‌زند (شکل۴f). این نسل به‌طورمعمول دارای زون‌بندی است و بخش مرکزی آندالوزیت در نور طبیعی دارای رنگ صورتی است. نسل دوم آن که پس‌زمین‌ساختی (نسبت به فاز D_2) است و بر روی لایه‌های غنی از فیلوسیلیکات رشد کرده و لایه‌های غنی از کوارتز به‌صورت میانبار در درون آن قرار دارند (شکل۴h). نسل دوم آندالوزیت احتمالاً بر اثر دگرگونی همبری و همزمان با دیگر کانی‌ها به‌وجود آمده است. آندالوزیت‌های نسل دوم زون‌بندی ندارند. کیانیت به‌صورت همزمان با فاز دگرشکلی D_2 متبلور شده است و با توجه به برجستگی بالا و رخ ۹۰ درجه از آندالوزیت متمایز می‌شود(شکل۴d). مجموعه کانیایی عبارت است از:

And+Ky+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz+Ore (۴)

and And+St+Grt+Bt+ Ms+Pl+Qtz

با توجه به روابط بافتی مشخص است که نسل اول آندالوزیت در طی دگرگونی ناحیه‌ای و نسل دوم آن در طی دگرگونی همبری تشکیل شده است.

سیلیمانیت

این کانی فقط در شیست‌های گرافیتی دیده شده است. سیلیمانیت به دو صورت متفاوت در این شیست‌ها دیده می‌شود. در نمونه ۴۴C بلورهای ریز سیلیمانیت به صورت منشوری در سنگ متبلور شده‌اند (شکل۴a) همچنین در بیشتر نمونه‌ها به‌صورت سوزن‌های فیبرولیت با انبوهه‌های دسته‌جارویی و به‌طورمعمول در مجاورت میکاها متبلور شده است که احتمال می‌رود این فیبرولیت‌ها بر اثر متاسوماتیسم میکاها ایجاد شده باشد. مجموعه کانیایی سیلیمانیت دار عبارت است از:

Sill(Fib)+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz+Ore (۵)

۳-۲- بررسی دگرگونی چند مرحله‌ای در منطقه مورد مطالعه با استفاده از مطالعات سنگ‌نگاری

بیشتر سنگ‌های دگرگونی بیش از یک مرحله دگرشکلی و یا دگرگونی را نشان می‌دهند. با بررسی دقیق سیماهای کانی‌شناسی و بافتی سنگ می‌توان از پیوند میان فازهای گوناگون درک درستی داشت و چگونگی ارتباط آنها را با رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی ویژه دریافت. شکل ۵ ارتباط تبلور کانی‌های دگرگونی را با فازهای دگرشکلی و دگرگونی نشان می‌دهد.

دگرگونی M_1

این دگرگونی همزمان با اولین فاز دگرشکلی رخ داده است و اندازه کانی‌ها ریز تا متوسط(۱mm-۰/۵) است. پورفیروبلاست‌هایی که طی این فاز به وجود آمده‌اند همزمان با D_1 و پیش از D_2 به‌وجود آمده‌اند. بیشتر کانی‌هایی که در دگرگونی M_1 به‌وجود آمده‌اند در دگرگونی M_2 نیز پایدار بوده‌اند. بیوتیت، مسکوویت و گارنت در طی این فاز متبلور شده‌اند.

دگرگونی M_2

یکی از مشخص‌ترین شاخصه‌های دگرگونی M_2، حضور سیلیمانیت در شیست‌های گرافیتی غنی از آندالوزیت است، همچنین این دگرگونی با جهت‌گیری غالب کانی‌های ورقه‌ای و تشکیل شیستوارگی اصلی سنگ نمایان می‌شود. علاوه بر این، کانی‌های گارنت و آندالوزیت به صورت همزمان و یا پس از D_2 رشد کرده‌اند در حالی که استارولیت پیش و یا همزمان با D_2 است. کانی کیانیت همزمان با این فاز شکل گرفته است. بنابراین این فاز دگرگونی به‌عنوان اوج دگرگونی در شیست‌های گرافیتی شناخته شده است و مجموعه کانیایی تشخیص داده شـــده عبارت است از: (به‌علاوه پلاژیوکلاز)

And+Ky+Grt+Bt+Ms+Qtz , Sil+Grt+Bt+Ms+Qtz (۶)

and And +St+Grt+Bt+Qtz

دگرگونی M_3

دگرگونی M_3 بیانگر یک دگرگونی همبری است که از شاخصه‌های اصلی آن شکل‌گیری آندالوزیت‌های پس‌زمین‌ساختی موجود در شیست‌های گرافیتی بلند پرچین است(شکل۴h). در طی این دگرگونی، بعضی کانی‌ها از جمله گارنت، بیوتیت و مسکوویت جایگزین کانی‌های قدیمی از جمله گارنت (مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای) شده‌اند (شکل ۴I,k,m).این دگرگونی پس از فازهای دگرشکلی D_1 وD_2 رخ داده و در ارتباط با پلوتونیسم است. مجموعه کانیایی اصلی شکل گرفته در این دگرگونی عبارت است از:

And+ Grt+Bt+MS+Qtz (۷)

دگرگونی M_4

دگرگونی M_4 یک دگرگونی پسرونده در حد رخساره شیست سبز است. این دگرگونی با هیچ‌کدام از فازهای دگرگونی D_1 وD_2 در ارتباط نبوده و پس از D_2 اتفاق افتاده است.

www.SID.ir

Archive of SID

پورفیروبلاستهای کلریت و مسکوویت در طی این فاز تشکیل شده‌اند. کلریت‌ها بر روی شیستوارگی S_1 و S_2 به صورت پس‌زمین‌ساخت قرار گرفته‌اند. این کانی هیچ روند خاصی را نشان نمی‌دهد. بعضی مسکوویت‌ها و کلریت‌ها به‌صورت حاشیه‌ای جانشین استارولیت، گارنت، آندالوزیت و کردیریت شده‌اند.

مجموعه کانیایی اصلی شکل گرفته در طی این دگرگونی عبارت است از:

Chl+Ms+Qtz

۴- شیمی کانی در سنگ‌های دگرگونی

به منظور شناسایی ترکیب کانی‌های اصلی سنگ و بازسازی شرایط فشار- دمای شیست‌های دگرگون شده رسی، کانی‌ها در ۵ مقطع نازک صیقلی توسط دستگاه میکروپروب تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱ و ۲). در تجزیه شیمیایی کانی‌ها سعی شده است تمام فازهای انتخاب شده حتی فازهای خالص که تجزیه نشده‌اند، همزیست بوده و در منطقه مورد تجزیه قرار گرفته باشند. با توجه به تعداد کانی‌های متعدد موجود در سنگ‌های رسی دگرگون شده ماه‌نشان در نگاه اول به نظر می‌رسد که یک سنگ نامتعادل داریم ولی به کمک مطالعه‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی چند پاراژنز متعادل در یک نمونه سنگ قابل تشخیص است (هر پاراژنز مربوط به یک فاز دگرگونی است)که درنهایت با استفاده از مطالعات‌زمین‌دما- فشارسنجی دما و فشار هر فاز دگرگونی مشخص می‌شود.

کلریت

تجزیه شیمیایی کلریت‌های شاخص در جدول ۲ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است. کلریت ثانوی، بدون شکل و حاصل هوازدگی و دگرسانی کانی‌های بیوتیت و گارنت است و ترکیب آن با ترکیب کلریت‌های شکل‌دار ثانویه که طی فاز دگرگونی M_4 به‌وجود آمده‌اند، اختلاف زیادی ندارد و تنها از روی مطالعه‌های بافتی می‌توان نشان داد که کلریت به صورت جانشینی به جای گارنت و به صورت قطع کننده S_1 و S_2 طی فاز دگرگونی پسرونده M_4 تشکیل شده است. مجموع اکسیدهای آن بین ۸۶/۸۷ تا ۸۹/۴۹ و مقدار Ti بین ۰/۱ تا ۰/۷ (apfu) است. کلریت‌ها عاری از منگنز Mn هستند و مقدار Na بین صفر تا ۰/۲ و K بین صفر تا ۰/۳ است. جایگزینی Al^{3+} به جای Si^{4+} با روش‌های استوکیومتری محاسبه شده است. بر اساس شکل ۶-الف (Laird, 1988) کلریت‌ها در قلمرو فشار پایین تا میانگین قرار گرفته‌اند.

مسکوویت

نتایج تجزیه مسکوویت‌ها در جدول ۲ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است. همه نمونه‌های با ترکیب رسی مسکوویت اولیه دارند. مسکوویت‌های موازی با لایه بندی و مسکوویت‌های عمود بر آن تفاوت‌ترکیبی ندارند(بر اساس شکل ۶-پ(Lambert(1959)، مسکوویت‌ها غنی از عضو نهایی مسکوویت هستند، پاراگونیت دومین تشکیل دهنده مسکوویت است. کسر مولی دیگر تشکیل‌دهنده آنها قابل چشم‌پوشی است. کاهش کسر مولی فنژیت در مسکوویت با درجه دگرگونی در مناطق با دگرگونی فشار پایین تا بالا، توسط محققان مختلف بحث شده است (برای مثال Mather,1970; Wang et al.,1986; Dempster & Tanner,1997). محور جایگزینی بر روی شکل ۶-ب عضو نهایی فنژیت را در مسکوویت مشخص می‌کند، مسکویت‌های مطالعه شده از زونهای استارولیت- آندالوزیت و زون سیلیمانیت محتوی فنژیت پایین دارند(هر چه دمای دگرگونی بیشتر شود، محتوی فنژیت نیز کمتر می‌شود). این موضوع هماهنگی با دیگر مناطق مطالعه شده (با کانی‌شناسی یکسان) در دنیا هماهنگی دارد(برای مثال Graebner & Schenk,1999).

بیوتیت

تجزیه میکروپروب بیوتیت‌ها در جدول ۱ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدها بین ۹۴/۰۰ و ۹۷/۹۰ است. مقدار Ti بین ۰/۰۸ و ۰/۱۴ است. شکل ۶-ت نمودار Ti در برابر Fe/(Fe+Mg) را برای بیوتیت‌های زون‌های مختلف دگرگونی در نیوانگلند نشان می‌دهد(Robinson et al.,1982). بر اساس این شکل، بیوتیت‌های مطالعه‌شده در زون استارولیت-کیانیت و استارولیت- سیلیمانیت قرار می‌گیرند. این موضوع با مطالعه‌های سنگ‌نگاری هماهنگی دارد.

گارنت

ترکیب گارنت‌های معرف در جدول ۱ نشان داده شده است. به‌طورمعمول گارنت‌ها غنی از Fe یا از نوع آلماندین (کسر مولی بین ۸۰ تا ۹۰ درصد) هستند. مجموع اکسید کانی‌های گارنت، بین ۹۹/۸۵ و ۱۰۱/۹ است. در ترکیب گارنت Ti، وجود ندارد و یا مقدار آن خیلی‌پایین است. شکل ۶-ث ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه‌شده را بر روی نمودار سه تایی آلماندین، پیروپ و (گروسولاریت + اسپسارتین) نشان می‌دهد. محتوی Fe^{3+} بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. زون‌بندی یک نمونه از گارنت‌ها در شکل۶-ح نشان داده شده است. به‌رغم وجود یک زون‌بندی flat در این کانی به‌نظر می‌رسد با پیشروی به‌سمت حاشیه بر پیروپ افزوده می‌شود و از مقدار گروسولاریت کاسته شده است. این بیانگر زون‌بندی عادی و

www.SID.ir

Archive of SID

دگرگونی پیشرونده در فازهای دگرگونی ناحیه‌ای است. چنین الگویی احتمالاً نشان می‌دهد که تبلور بلور گارنت در این نمونه در طی فازهای دگرگونی M_1 و M_2 به‌صورت پیشرونده رخ داده است. مقادیر آلماندین از حاشیه به مرکز کاهش می‌یابد.

استارولیت

در نمونه c۴۳ استارولیت همراه با آندالوزیت و کیانیت و مقدار MgO(≈1.22%) و ZnO(≈1.78%) است. بر اساس نمودار سه‌تایی Fe^{3+} - Mg-Ca+Mn شکل ۶- چ استارولیت‌ها غنی از آهن هستند.

فلدسپار

تجزیه فلدسپارهای معرف در جدول ۲ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است. محتوی آنورتیت (XAn) پلاژیوکلاز متغیر هستند و برای نمونه ۴۴c برابر۰/۳۰ و در نمونه ۱۳f برابر۰/۱۰ است. شکل ۶- ج ترکیب شیمیایی فلدسپارها را در نمودار سه تایی Ca,Na,K نشان می‌دهد. بر اساس این شکل پلاژیوکلاژها غنی از آلبیت هستند.

۵- بحث

در این مقاله سعی شده است تا روش‌های مختلف برای محاسبه دما و فشار با هم مقایسه شوند که در زیر این روش‌ها آورده شده‌اند.

- دماسنجی(ترمومتری) با استفاده از تبادل کاتیونی بین جفت کانی‌ها (مانند زوج کانی گارنت- بیوتیت).
- دماسنجی با استفاده از تک کانی (مانند محتوی آلومینیم چهاروجهی در ساختار کلریت).
- فشارسنجی(بارومتری) با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض (مانند تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت- پلاژیوکلاز- آندالوزیت - کوارتز، سامانه GASP و یا تعادل کانی‌های گارنت- پلاژیوکلاز- مسکوویت- بیوتیت، سامانه GPMB.
- دما- فشارسنجی با استفاده از منحنی‌های تعادل چند گانه.

۵-۱-اصول کلی به‌کار گرفته‌شده در محاسبات زمین‌دما- فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان

توجه به تعادل یافتگی سنگ دگرگونی و پاراژنز کانی‌ها، توجه به تأثیرهای دگرگونی برگشتی و حذف آن پیش از محاسبات ژئوترمودینامیکی یا آزمایشگاهی. ملاک‌های تعادل شیمیایی عبارتند از:

الف- درجه آزادی یا واریانس که در قانون فاز توسط گیبس مطرح شده، باید بزرگ‌تر یا مساوی صفر باشد (برای هر پاراژنز متعادل)

ب- تمام فازها از لحاظ شیمیایی باید همگن باشند (بدون زون‌بندی باشند). اگر فازها دارای زون‌بندی باشند، با توجه به نوع نیمرخ زون‌بندی که پیوسته و یا شکسته باشد ممکن است که هر بخش از زون‌بندی، مربوط به یک نوع فاز دگرگونی باشد، در این حالت باید نیمرخ زون‌بندی به دقت مطالعه شود.

ج- تمام فازها باید در همبری متقابل با همدیگر باشند.

دو مورد الف و ب از ملاک‌های تعادل را می‌توان با تجزیه شیمیایی و مورد ج را با مشاهده‌های سنگ‌نگاری بررسی کرد. به‌طورمعمول تعادل بافتی در سنگ نشانه نزدیک بودن به حالت تعادل شیمیایی آن است.

ملاک‌های بافتی فوق در تعیین تعادل پاراژنز سنگ‌های دگرگونی ماه‌نشان رعایت شده است.

۵-۲- دماسنجی سنگ‌های متاپلیتی جنوب باختر ماه‌نشان با استفاده از واکنش‌های تبادل کاتیونی بین زوج کانی‌ها

دماسنجی به‌وسیله جفت کانی گارنت - بیوتیت

توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت تابع دما است.(Ferry&Spear,1978) به علت این‌که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادل‌های مورد نظر بسیار کم و تغییرات آنتروپی به‌نسبت زیاد است، در نتیجه واکنش‌های تبادلی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کنند و برای استفاده به عنوان دماسنج مناسب هستند(Thompson, 1976). از بین همه زمین‌دماسنج‌ها، دماسنج تبادلی Fe- Mg گارنت - بیوتیت، متداول‌ترین دماسنج است، زیرا برای سنگ‌های زیادی که طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می‌دهند، کاربرد گسترده‌ای دارد. دماسنجی گارنت- بیوتیت به طریق تجربی، کالیبره شده است.

واکنش تبادل Fe- Mg بین فلوگوپیت - آنیت و آلماندین - پیروپ به‌صورت زیر است:

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = \quad (۸)$$
$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$$

دماسنج تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون Bhattacharya et al. (1992) برای شیست‌های گرافیتی منطقه بلند پرچین به‌کار گرفته شده است. مدل‌های انحلال Heilfrich & Wood (1989) و Ganguly and Saxena (1984) همچنین مدل Kleemanu&Reinhardt (1994) برای گارنت به‌کار گرفته شده‌اند. گارنت با بالاترین محتوی Mg و بیوتیت با بالاترین محتوی Ti، برای پیدا کردن شرایط اوج دگرگونی استفاده شده‌اند. با فرض انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به تعادل بین حاشیه کانی- زمینه، از تجزیه‌های صورت

www.SID.ir

Archive of SID

گرفته از قسمت‌های حاشیه‌ای گارنت برای دما- فشارسنجی استفاده شده است. ترکیب حاشیه گارنت برای تعیین دما و فشار حداکثر به‌کار می‌رود. ترکیب بیوتیت و مسکوویت تغییر سیستماتیکی نشان نمی‌دهد و از ترکیب این کانی‌ها در محل‌هایی که در تماس مستقیم با گارنت نیستند، برای سنجش دما و فشار استفاده شده است. دماهای محاسبه شده برای شیست‌های گرافیتی با استفاده از این روش عبارتند از:

شرایط تقریبی دمای دگرگونی M_1 به ترتیب ۴۲۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد است، همچنین دمای تقریبی دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) به ترتیب ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد است. دمای دگرگونی M_3 (دگرگونی همبری)، به کمک دماسنج‌های تبادل کاتیونی ۵۲۰ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. برای تمام محاسبه‌های فشار ۳ تا ۵ کیلوبار در نظر گرفته شده است.

۵-۳- دماسنجی با استفاده از ترکیب تک کانی (آلومینیم چهاروجهی در ساختار کلریت)

به منظوردما سنجی مرحله تشکیل کلریت‌های پسرونده (دگرگونی M_4) از دماسنج آلومینیم چهاروجهی درساختار کلریت که توسط Cathlineau(1988) ارائه شده، استفاده گردیده است.

معادله خطی بین مقدارآلومینیم ودمای تشکیل به‌صورت زیر است:

$$T^{\circ}C = -61.9229 + 321.9772\,(Al\,IV) \qquad (۹)$$

با استفاده از این دماسنج، دمای تشکیل کلریت‌ها یا به عبارتی دمای دگرگونی M_4 در نمونه‌های متاپلیتی ماه‌نشان حدود ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است.

۵-۴- فشارسنجی با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض برای سنگ‌های رسی دگرگون شده جنوب باختر ماه‌نشان

فشار در این روش با استفاده از دو سامانه GPMB و GASP محاسبه شده است.

۵-۴-۱- فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، مسکوویت و بیوتیت (سامانه GPMB)

مجموعه کانی‌های گارنت- پلاژیوکلاز- بیوتیت و مسکوویت در طیف وسیعی از درجه دگرگونی، از زون گارنت تا زون سیلیمانیت پایین در سنگ‌های رسی دگرگون شده به‌وجود می‌آید(Ghent et al.,1981).

Holland and Powel (1995) و Bhattcharya et al.(1992) با استفاده از کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز فشارسنجی و دماسنجی انجام داده‌اند، به این صورت که برای فشارسنجی عضوهای انتهایی غنی از منیزیم، واکنش شماره ۱۰ و برای عضوهای انتهایی غنی از آهن واکنش شماره ۱۱ را به‌کار گرفته‌اند. واکنش ۱۲ نیز برای دما سنجی به‌کار رفته است

$$Grs + Prp + Ms = 3An + Phl \qquad (۱۰)$$

$$Grs + Alm + Ms = 3An + Ann \qquad (۱۱)$$

$$Alm + Phl = Pyr + Ann \qquad (۱۲)$$

دماهای محاسبه شده توسط معادله ۱۲ (دماسنج گارنت- بیوتیت) از Bhattacharya et al.(1992) است. LnK برای واکنش شماره ۱۰ برابر ۱۰/۹۶۶ محاسبه شده است. همچنین این مقدار برای واکنش شماره ۱۱ برابر ۶/۱۳۸ است. کالیبراسیون خطی مورد استفاده برای فشارسنجی به صورت زیر است:

$$P = A + BT + CT\,LnK \qquad (۱۳)$$

ضرایب A , B و C که برای کالیبراسیون بالا مورد استفاده قرار گرفته‌اند، برای هر یک از واکنش‌های ۱۰ و ۱۱ متفاوت است. واکنش شماره ۱۰ به سامانه GPMB-Mg و واکنش شماره ۱۱ به سامانه GPMB-Fe خلاصه شده‌اند.

با استفاده از این دو سامانه فشار و دما برای سنگ‌های متا پلیتی دگرگون شده جنوب باختر ماه‌نشان محاسبه شده است. اعضای نهایی غنی از منیزیم، به‌دلیل نزدیک بودن به اوج دگرگونی فشار بالاتری را می‌دهد. فشارسنج GPMB-Mg دار فشار را حدود ۱تا ۲ کیلوبار بیشتر می‌دهد که با توجه به آهن‌دار بودن ترکیب گارنت از آن استفاده نشده است و تنها نتایج GPMB-Fe ذکر شده است. شرایط فشار دگرگونی M_1 حدود ۳/۲ کیلوبار با استفاده از سامانه (GPMB-Fe) و دمای محاسباتی آن ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد است، فشار تقریبی دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) ۷ کیلوبار با استفاده از سامانه (GPMB-Fe) و دمای آن ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است. دما و فشار دگرگونی M_3 (دگرگونی همبری)، به کمک دماسنج‌های تبادل کاتیونی و فشارسنج (GPMB) به ترتیب ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۲/۵ کیلوبار برآورد زده شده است.

۵-۴-۲- فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت، آندالوزیت، کوارتز و پلاژیوکلاز (سامانه GASP)

واکنش زیر اساس فشارسنجی GASP است و به طور گسترده برای سنگ‌های رخساره آمفیبولیت و گرانولیت به کار رفته است.

$$Sill + Qtz + Grt = An \qquad (۱۴)$$

مزیت این سامانه آن است که به علت وجود محلول جامد وسیع در گارنت و پلاژیوکلاز، مجموعه GASP در متاپلیت‌ها حضور گسترده‌ای دارند.

www.SID.ir

Archive of SID

برای این زمین- فشارسنج ۸ نوع کالیبراسیون متفاوت وجود داردکه بعضی از آنها عبارتند از: Holland & Powell (1990), Ganguly (1996), Berman & Aranovich(1996) . با توجه به این‌که کانی سیلیمانیت فقط در دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) متبلور شده است، بنابراین، این روش فقط برای این دگرگونی به‌کار گرفته شده است. به این منظور برای برآورد فشار این دگرگونی، فشارسنج (GASP)، کالیبراسیون Koziol and Newton (1988) به‌کار گرفته شده است که فشار ۵/۵ کیلوبار را برای اوج دگرگونی به‌دست می‌دهد.

۵-۵- زمین‌دما- فشارسنجی با استفاده از منحنی‌های تعادل چند گانه برای سنگ‌های رسی دگرگون شده جنوب باختر ماه‌نشان

یکی از مهم‌ترین روش‌های زمین‌دما- فشارسنجی استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه بین کانی‌های موجود در یک سنگ بر روی یک نمودار P-T (multiple equilibria calculations) است. در این روش، در سنگی که بالاترین تعداد کانی‌های دگرگونی در حالت تعادل کانی‌شناسی را دارد (پایین‌ترین درجه آزادی) واکنش‌های دگرگونی را با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها (تجزیه توسط میکروپروب) پیدا کرده و منحنی‌های نشان دهنده واکنش را برروی یک نمودار P-T رسم کرده و با استفاده از محل تقاطع منحنی‌ها دما و فشار را پیدا می‌کنند. برای بررسی واکنش‌های تعادلی و محاسبه فشار و دمای دگرگونی، تعدادی برنامه رایانه‌ای وجود دارد. برنامه رایانه‌ای رایجی که کاربرد وسیعی در سنگ‌شناسی دگرگونی دارد برنامه ترموکالک است. با استفاده از دما و فشارهای به‌دست آمده، از روش‌هایی که فعالیت آب در آنها تأثیر ندارد (مانند گارنت- بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آبزدایی زیر که با فعالیت‌های متغیر آب به کمک برنامه THRMOCALC به‌دست آمده است، می‌توان فعالیت دقیق آب در شیست‌های گرافیتی بلند پر چین حساب کرد. مقدار این فعالیت حدود ۰/۵ برای شیست‌های گرافیتی بلند پرچین به‌دست آمده است(شکل۷a). از واکنش زیر برای تعیین فعالیت آب استفاده شده است:

$$2py + 3mu + 7pa = 9and + 7ab + 3east + 7H_2O$$

انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با فعالیت متفاوت آب sdP=0.8 kbar و sdT= 33 C° بوده است. این نمودار در مورد نمونه $43b_1$ به‌عنوان نماینده آورده شده است(شکل۷a).

در نهایت مقدار فعالیت آب حساب شده در این سنگ‌ها به‌همراه فعالیت انتخابی دیگر کانی‌ها در محاسبات برنامه THRMOCALC نسخه ۳/۲ (Holland & Powell,1985) به‌کار گرفته شده است. پس از این مرحله واکنش‌های دارای انحراف معیار مناسب برای برآورد دما و فشار رسم شده‌اند. با استفاده از این واکنش‌ها دمای و فشار فاز دگرگونی M_2 در نمونه‌های متفاوت به‌ترتیب ۶۳۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۶/۳-۶ کیلوبار برآورد شده است، همچنین دما و فشار فاز دگرگونی M_3 به ترتیب ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و ۲/۵ کیلوبار به دست آمده است (شکل ۷b,c,d). برای برآورد دما و فشار به کمک ترموکالک، فعالیت کانی‌های بیوتیت و گارنت با مدل‌های Patino-Douc(1993), Holland and Powell (1985)و فعالیت کانی مسکوویت با مدل Holland and Powell (1985) محاسبه شده است. در شکل ۶ P, T مربوط به هریک از فازهای دگرگونی که توسط ترموکالک محاسبه شده، نشان داده شده است. مقدار خطا برای هر واکنش بر روی محل واقعی واکنش رسم شده است. همان‌طور که در شکل مشخص است محدوده‌های دمایی و فشاری سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه ماه‌نشان در انطباق کامل با دیگر روش‌ها می باشند.

۵-۶- گرادیان زمین گرمایی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی

با در دست داشتن دما و فشار دگرگونی می‌توان گرادیان زمین گرمایی را برای هر یک از فازهای دگرگونی محاسبه کرد. میانگین دما و فشار تقریبی دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) به ترتیب ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۶ کیلوبار است. اوج دگرگونی M_2، در شرایط دمای بالا و فشار متوسط یا به‌عبارتی دگرگونی نوع بارووین رخ داده است و بازتاب شار گرمایی بالا در این بخش از پوسته کمپلکس ماه‌نشان است. گرادیان زمین‌گرمایی در این بخش حدود ۲۵ تا ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر($^{\circ}C\,km^{-1}$) (۲۵-۲۸/۵) ، که بیانگر آهنگ متوسط شار گرمایی در پوسته بالایی کمپلکس ماه‌نشان است (بر اساس O 'Brien, 2005) . شکل ۸b این منطقه را از نظر محیط زمین‌ساختی جزو مناطق پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد. سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان از نظر تقسیم‌بندی فشار بر اساس تقسیم‌بندی Spear(1993) (شکل ۸a) به‌طور قطع به یکی از دگرگونی‌های فشار پایین یا فشار میانگین نسبت داده می‌شوند. در سنگ‌های گرافیتی بلند پرچین اوج دگرگونی M_2 به نوع P/T میانگین (یا سری کیانیت - سیلیمانیت) و یا سری بارووین تعلق دارد. دگرگونی همبری M_3 نوع P/T پایین (یا سری آندالوزیت - سیلیمانیت) وابستگی نشان می‌دهد همچنین منحنی P-T بر اساس این شکل از میدان پایداری و تبلور کیانیت- آندالوزیت (خط واکنشی) شروع سپس از میدان پایداری و تبلور سیلیمانیت عبور و در نهایت وارد میدان پایداری آندالوزیت می‌شود.

www.SID.ir

Archive of SID

۶- نتیجه‌گیری

۱- مطالعه‌های سنگ‌نگاری و دگرشکلی نشان می‌دهد که کمپلکس ماه‌نشان تحت تأثیر دگرگونی چند مرحله‌ای قرار گرفته است. در این منطقه چهار فاز دگرگونی و دست‌کم دو فاز دگرشکلی رخ داده است.

۲- مطالعه‌های شیمی کانی مشخص می‌کند که ترکیب کلریت‌ها بین رپیدولیت و دافنیت، ترکیب بیوتیت‌ها به‌طورمعمول در زون استارولیت- آندالوزیت و ترکیب گارنت‌ها و استارولیت‌ها به‌طورمعمول آهن‌دار است.

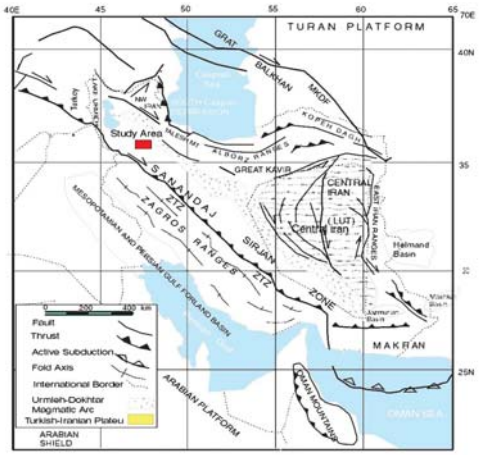
۳- به‌کارگیری دما- فشارسنج مختلف نتایج تقریباً مشابهی را نشان داد. برای فشار اوج دگرگونی نتایج فشارسنج GASP و ترموکالک بیشتر مورد اطمینان است.

۴- با استفاده از دماها و فشارهای برآورد شده کانی‌ها و برنامه ترموکالک، فعالیت تقریبی آب در واکنش‌های دگرگونی به‌دست آمده و سپس این مقدار به همراه فعالیت به‌دست آمده برای دیگر کانی‌ها در محاسبات برنامه THRMOCALC به‌کار گرفته شده است. مقدار فعالیت آب حدود ۰/۵ برای شیست‌های گرافیتی بلند پرچین به دست آمده است.

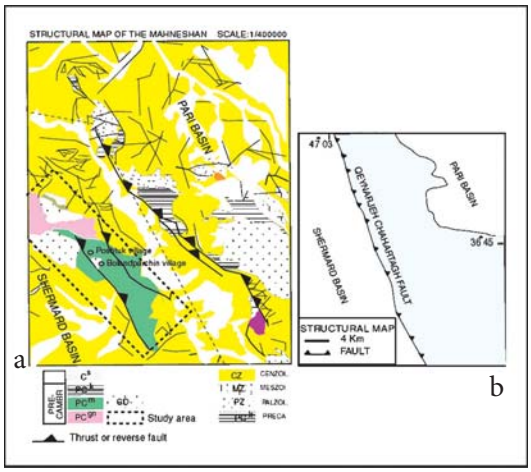
۵- دگرگونی M_1 و M_2 به‌صورت ناحیه‌ای و پیشرونده رخ داده‌اند. دگرگونی همبری فشار پایین M_3 پس از دگرگونی فشار متوسط M_2 اتفاق افتاده است. اوج دگرگونی M_2، تحت شرایط دما و فشار متوسط یا به‌عبارتی دگرگونی نوع بارووین رخ داده است و بازتاب شار دمایی متوسط در این بخش از پوسته کمپلکس ماه‌نشان در طی اوج دگرگونی است.

۶- گرادیان زمین‌گرمایی اوج دگرگونی(M_2) در این بخش تقریباً حدود ۲۵ تا ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر و بیانگر آهنگ متوسط شار گرمایی در پوسته بالایی کمپلکس ماه‌نشان و منطبق با گرادیان گرمایی دگرگونی سری بارووین است. این منطقه از نظر محیط زمین‌ساختی جزو مناطق پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرد.

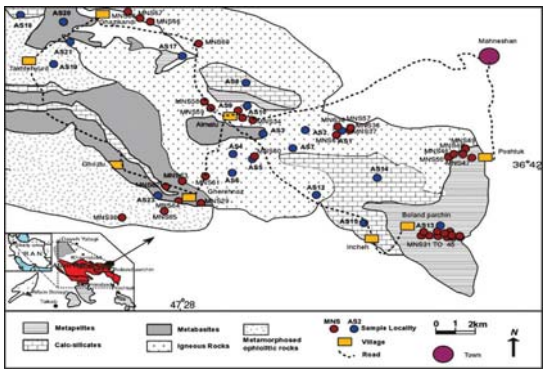
۷- سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان از نظر تقسیم بندی فشار، به یکی از دگرگونی‌های فشار پایین یا فشار متوسط نسبت داده می‌شوند. در سنگ‌های گرافیتی بلند پرچین اوج دگرگونی M_2 به نوع P/T متوسط (یا سری کیانیت - سیلیمانیت) و یا سری بارووین تعلق دارد.



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ایران
(با تغییراتی از compiled from Berberian, 1981; Alavi,1991)



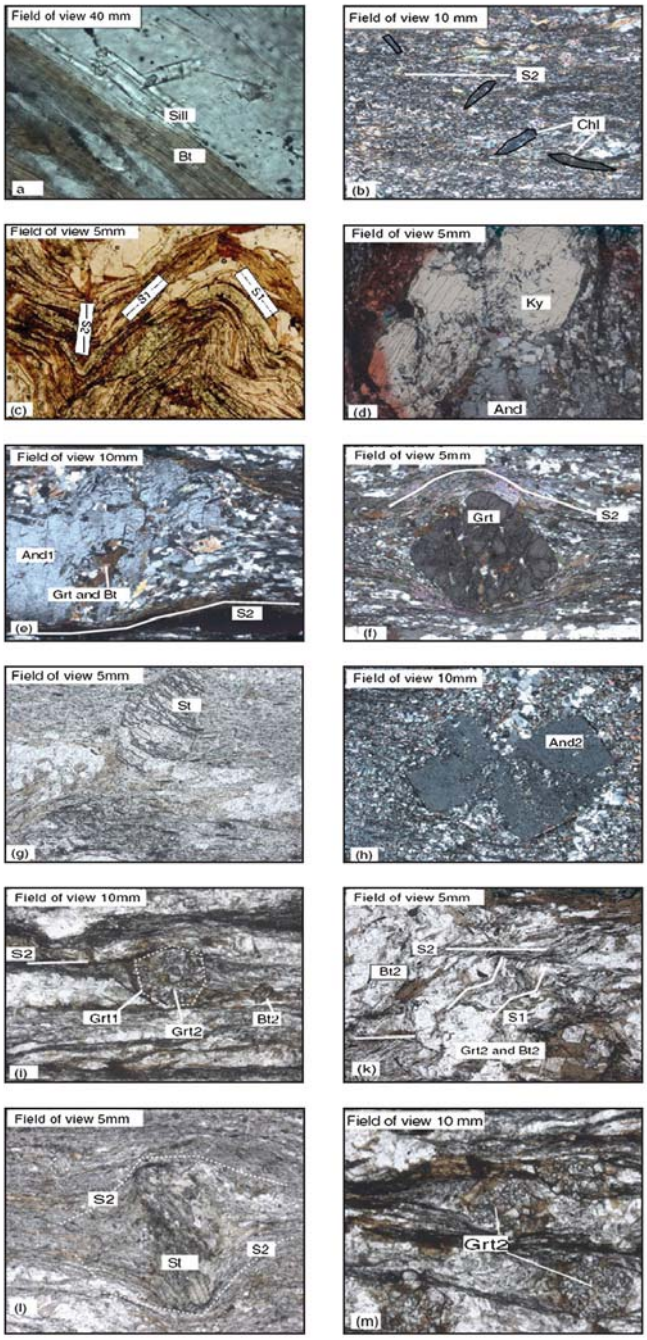
شکل ۲- a) موقعیت جغرافیایی، ساختاری و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.
b) نقشه ساختاری منطقه را نشان می‌دهد که دو حوضه فرو افتاده (پری وشیرمرد) با رسوبات دوران سوم که در اطراف سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین که بر اثر عملکرد گسل چارتاق یا قینرجه بالا آمده‌اند، نشان می‌دهد.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه مورد مطالعه.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۴- a) بلورهای منشوری سیلیمانیت که در طی دگرگونی M_2 به‌وجود آمده‌اند، b) بلورهای کلریت که بر روی شیستوارگی S_1 و S_2 قرار گرفته‌اند و بر اثر دگرگونی پسرونده M_4 به‌وجود آمده‌اند، c) شکل‌گیری شیستوارگی S_1 و S_2 در میکاشیست‌ها، d) بلورهای کیانیت و آندالوزیت که مربوط به اوج دگرگونی هستند e) آندالوزیت(And1) قبل و یا همزمان با D_2 که در طی دگرگونی M_2 به‌وجود آمده است، f) گارنت شکل‌دار که همزمان با دگرگونی M_2 ایجاد شده است، g) کانی استارولیت به‌صورت همزمان با M_2، h) بلور پس از زمین‌ساخت آندالوزیت And2که همزمان با فاز دگرگونی M_3 شکل گرفته است. i) بلورهای شکل‌دار قبل از زمین‌ساخت گارنت که در طی دگرگونی M_3 تحت تأثیر تبلور دوباره قرار گرفته‌اند، k) بلورهای گارنت و بیوتیت نسل دوم بر اثر دگرگونی همبری M_3 شکل گرفته‌اند، l) بلور استارولیت چرخیده شده و شیستوارگی S_2 آن را دور زده است، m) گارنت‌های نسل دوم بر اثر دگرگونی همبری M_3 شکل گرفته‌اند (ریزدانه) و جای گارنت‌های قبلی (درشت‌دانه) را پر کرده‌اند.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱- تجزیه‌های معرف بیوتیت و گارنت. فرمول ساختاری بیوتیت به ازای ۱۱ اکسیژن و گارنت به ازای ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

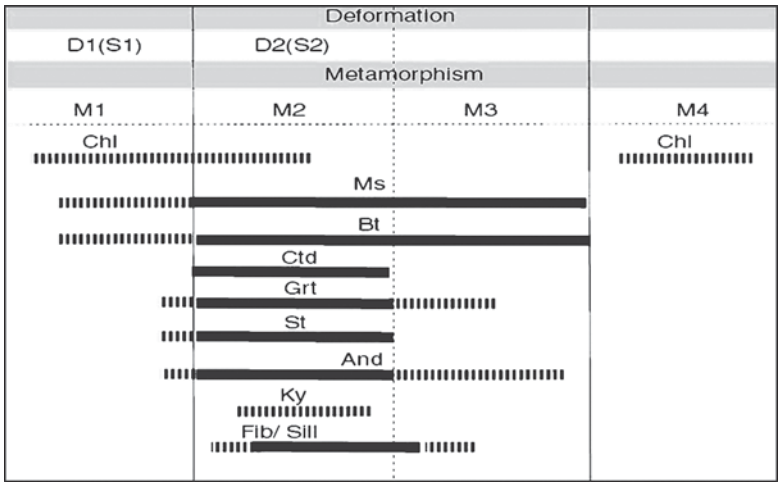
Sampel	43c	43c	44c	44c	13b	43b1	43b1	44c	44c	44c	43b1	43b1	44c	44c	43c
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
	Post	Post	Pre	Post		Syn	Post	Rim	Post	Core	Core	Rim	Core	Rim	Post
SiO2	34.95	35.25	40.73	34.40	34.34	35.62	34.36	36.8	36.50	37.11	38.11	35.02	36.50	37.00	36.71
TiO2	1.96	2.05	1.55	2.45	1.36	1.57	1.62	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02
Al2O3	20.15	20.80	28.52	20.23	19.66	20.32	19.54	21.07	20.95	21.30	20.67	19.98	20.60	21.15	21.17
Cr2O3	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.93	2.23	1.90	1.80	1.10	1.61	1.60	2.05
FeO	22.93	21.77	11.18	21.85	21.84	19.89	21.74	28.44	31.64	31.26	30.00	30.05	30.72	31.76	31.80
MnO	0.17	0.11	0.05	0.24	0.20	0.12	0.12	8.25	5.86	5.84	8.18	8.09	6.09	5.83	5.94
MgO	8.43	8.60	4.50	8.58	7.82	8.74	8.85	1.80	2.28	2.63	1.41	1.88	2.50	2.36	2.02
CaO	0.02	0.00	0.03	0.01	0.12	0.15	0.33	3.18	1.60	1.96	2.55	1.38	1.81	1.88	1.95
Na2O	0.19	0.32	0.13	0.12	0.32	0.08	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	8.91	9.06	6.40	8.05	8.11	8.43	7.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totals	97.00	97.90	93.13	95.50	94.07	94.93	94.06	101.5	101.13	10190	102	101.	99.85	101.6	101.6
Si	2.62	2.62	2.90	2.61	2.67	2.70	2.65	2.94	2.93	2.94	3.027	2.94	2.96	2.95	2.93
Ti	0.11	0.11	0.08	0.14	0.08	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.78	1.82	2.40	1.81	1.80	1.81	1.78	2.00	2.00	2.00	1.935	2.00	1.97	2.00	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(3+)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.13	0.14	0.107	0.09	0.10	0.09	0.12
Fe(2+)	1.44	1.35	0.66	1.39	1.42	1.26	1.40	1.90	2.13	2.07	2.09	2.09	2.08	2.12	2.12
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.55	0.40	0.393	0.55	0.50	0.41	0.40	0.40
Mg	0.94	0.95	0.47	0.97	0.90	0.99	1.02	0.21	0.27	0.311	0.167	0.235	0.30	0.28	0.24
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.27	0.14	0.167	0.217	0.17	0.15	0.16	0.16
Na	0.02	0.04	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.85	0.85	0.48	0.78	0.80	0.82	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totals	7.70	7.78	7.12	7.74	7.77	7.71	7.73	8.05	8.00	8.00	8.05	7.87	8.00	8.00	8.00

جدول ۲- تجزیه‌های معرف کلریت، مسکوویت، استارولیت و پلاژیوکلاز. فرمول ساختاری کلریت به ازای ۲۸ اکسیژن، مسکوویت ۲۲ اکسیژن، استارولیت ۲۳ اکسیژن و پلاژیوکلاز ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

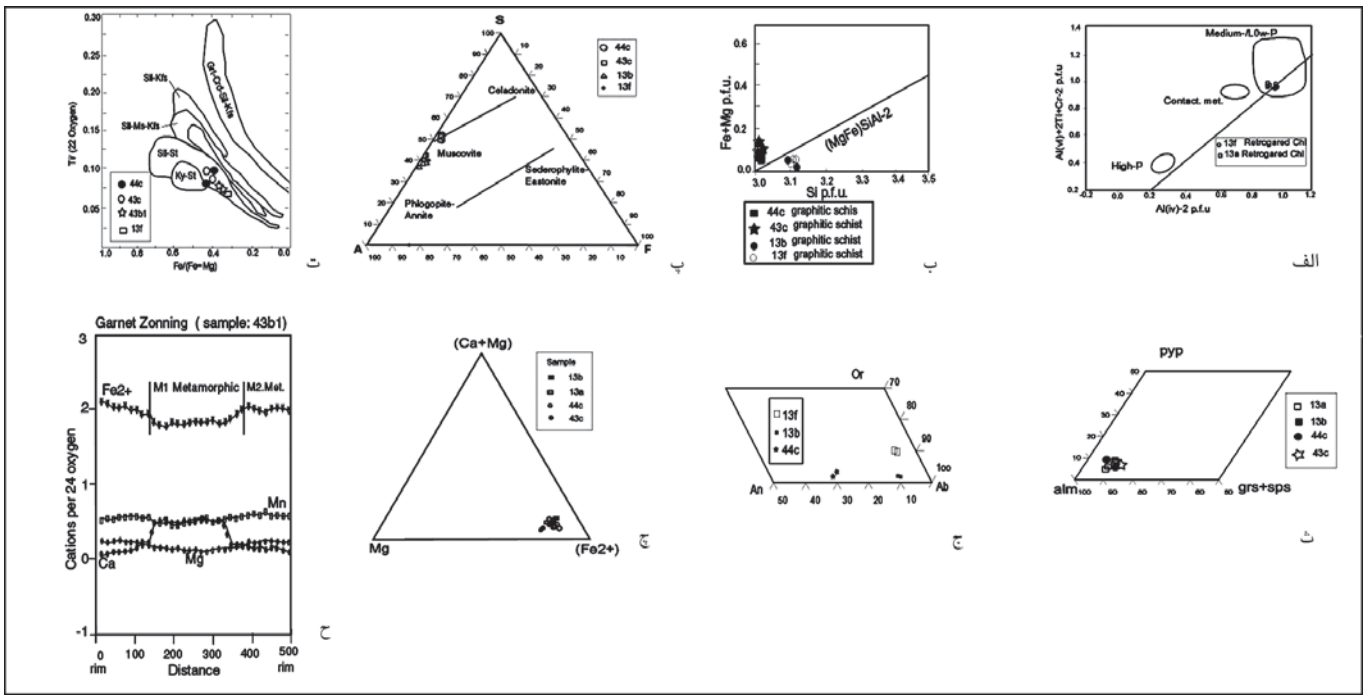
Sampel	13f	13b	13a	43b1	43c	44c	13a	13b	43c	13b	13a	13a	44c	44c	13f
Mineral	Chl	Chl	Chl	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	St	St	St	St	Pl	Pl	Pl
					Pre					Core	Rim	Core			
SiO2	23.62	23.83	23.53	46.10	46.63	46.34	47.12	46.48	26.04	27.28	25.66	25.47	60.61	60.70	63.42
TiO2	0.07	0.09	0.09	0.28	0.44	0.70	0.29	0.28	0.45	0.31	0.30	0.31	0.00	0.00	0.01
Al2O3	22.76	22.74	22.77	38.52	36.30	36.70	35.51	35.26	57.34	53.60	54.83	54.82	26.22	26.11	22.92
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.73	0.92	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	2.40
FeO	28.77	28.42	28.70	0.16	0.21	0.19	0.79	0.86	11.90	14.00	14.26	14.30	0.00	0.00	0.01
MnO	0.38	0.42	0.27	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.28	0.60	0.40	0.40	0.00	0.00	0.15
MgO	11.68	11.71	11.44	0.36	0.58	0.60	0.55	0.61	1.01	1.22	1.16	1.21	0.00	0.00	0.04
CaO	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.20	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	6.77	6.75	2.40
Na2O	0.00	0.00	0.02	1.72	1.20	1.00	0.79	0.98	0.05	0.01	0.03	0.01	8.46	8.53	7..91
K2O	0.00	0.05	0.00	8.81	9.70	10.00	8.41	8.87	0.01	0.00	0.00	0.00	0.12	0.10	2.04
Totals	87.30	87.28	86.87	96.73	96.00	96.40	93.81	93.44	97.00	97.00	96.64	96.52	101.9	102	98.93
Si	2.55	2.57	2.55	2.99	3.00	3.03	3.13	3.11	7.20	7.66	7.25	7.21	2.65	2.66	2.83
Ti	0.07	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.09	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00
Al	2.76	2.90	2.92	2.946	2.90	2.83	2.78	2.78	18.70	17.73	18.27	18.30	1.35	1.34	1.21
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(3+)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(2+)	2.60	2.57	2.60	0.009	0.01	0.01	0.00	0.01	2.75	3.30	3.37	3.38	0.00	0.00	0.01
Mn	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.14	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00
Mg	1.88	1.88	1.85	0.03	0.05	0.06	0.05	0.06	0.41	0.51	0.50	0.51	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.32	0.11
Na	0.00	0.00	0.00	0.216	0.15	0.12	0.10	0.12	0.02	0.00	0.01	0.00	0.72	0.74	0.68
K	0.00	0.00	0.00	0.730	0.80	0.83	0.71	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
Totals	9.98	9.97	9.98	6..91	6.98	6.97	6.85	6.90	29	29.40	29.55	29.57	5.0.4	5.04	4.96

www.SID.ir

Archive of SID



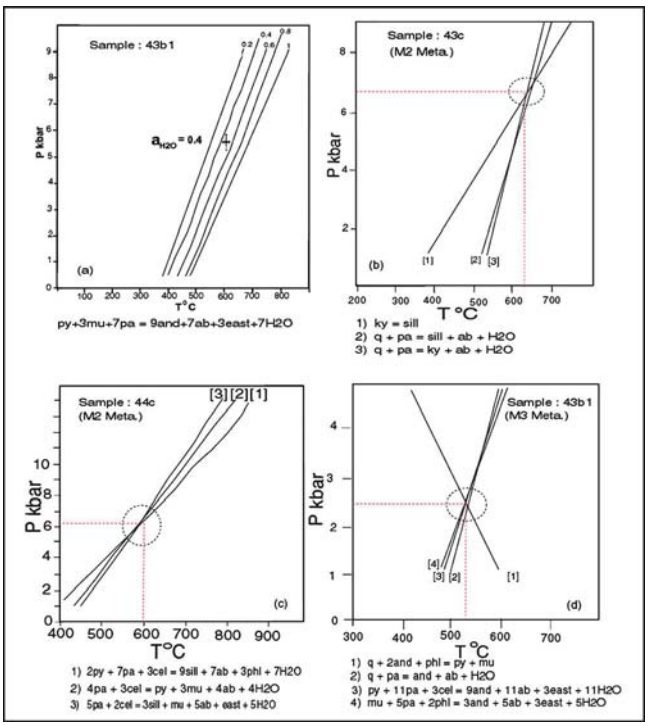
شکل۵- ارتباط تبلور کانیها با فازهای دگرشکلی و دگرگونی



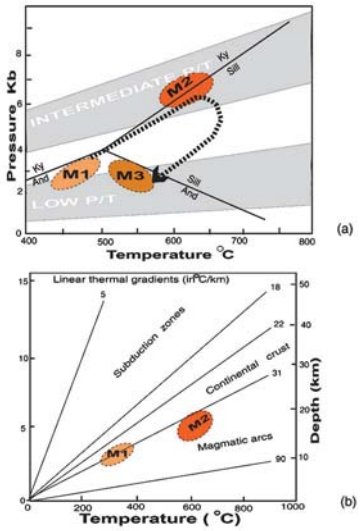
شکل۶- الف) ترکیب شیمیایی کلریت‌ها بر روی نمودار Al(VI)+2Ti+Cr-2 در برابر Al (IV) - 2 ، خط ربط نشان‌دهنده جانشینی چرماک در زون‌های مختلف دگرگونی است (نمودار از Laird,1988). ب) ترکیب شیمیایی مسکویت‌ها بر روی نمودار Si (Per 11 oxygens) در برابر Fe+Mg (Vidal et al., 1999). پ) ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها بر روی نمودار سه تایی Al_2O_3, FeO ، SiO_2 (SAF) ت) نمودار Ti (Per 11 oxygens) به صورت تابعی از Fe/(Fe+Mg) برای بیوتیت‌های موجود در شیست‌های کمپلکس ماه نشان بر اساس زون‌های مختلف دگرگونی (Robinson et al., 1982) ث) ترکیب شیمیایی گارنت‌ها بر روی نمودار سه تایی . alm, pyp, grs+sps ج) ترکیب شیمیایی فلدسپارها بر روی نمودار سه تایی .An, Ab, Or چ) ترکیب شیمیایی استارولیت‌ها بر روی نمودار سه‌تایی .(Ca+Mg)-Fe_2+- Mg ح) نیمرخ زون‌بندی گارنت در نمونه 43b1 رسم شده است (شکل۱۴). به‌رغم وجود یک زون‌بندی flat در این کانی به نظر می‌رسد با پیشروی به سمت حاشیه بر پیروپ افزوده می‌شود و از مقدار گروسولاریت کاسته شده است. این بیانگر زون‌بندی عادی و دگرگونی پیشرونده در طی فازهای دگرگونی ناحیه‌ای است.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۷- a) محاسبه فعالیت آب در سنگهای رسی دگرگون شده گرافیتی بلند پرچین، b,c,d) نتایج زمین‌دما- فشارسنجی با استفاده از ترمو کالک برای فازهای دگرگونی M_2 و M_3 در سه نمونه از سنگهای رسی.



شکل ۸- a) سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان از نظر تقسیم بندی فشار بر اساس Spear (1993) شکل a به‌طور قطع به یکی از دگرگونی‌های فشار پایین یا فشار متوسط نسبت داده می‌شوند و مسیر P-T برای این سنگ‌ها نشان داده شده است. b) روند مسیرهای خطی ساده دما- ژرفا برای محیط‌های فرورانش، پوسته قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی نتایج دما- فشارسنجی فازهای دگرگونی سنگ‌های بدون کلـــریتوبید، در مناطق پوسته قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند .(O' Brien, 2005)

References

Alavi, M. & Amidi, M., 1968- Geology of western part of Takab Quadrangle, Geologic Survey of Iran. Note No.49 (with map) (unpublished).

Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East: Geologic Survey of Iran, scale 1:5,000,000.

Barker, A.J. ,1990- Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie USA, Chapman and Hall, New York.

Berberian, M.,1981- Active faulting and tectonics of Iran, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., editors, Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: American Geophysical Union Geodynamic Series, v. 3 , p. 33-69.

Berman, R. G. & Aranovich, L. Y., 1996- Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordiete, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al2O3-TiO2-SiO2. Contribution to Mineralogy and Petrology, 126, 1-24.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., San, .S.K., Raith, M.,1992- Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary system: Constraint from experimental data on Mg- Fe partitioning and a reformalation of the biotite-garnet geothermometer. Contrib. Min. Pet. 111;87-93.

Bucher, K. & Frey, M., 1994- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag 318 p.

Cathlineau, M., 1988- Cation site occupancy in chlorite and illite as a function of temperature. Clay Mineral. vol.23,pp:471-485.

Dempster, T.J. & Tanner, P.W.G., 1997- The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation-controlled reaction. Journal of Metamorphisc Geology,15, 531-584.

Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978- Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib Mineral Petrol 66:113-117.

www.SID.ir

Archive of SID

Ganguly, J., 1996- Chloritoid stability and related parageneses: theory experiments and applications. American Journal of Science 267, 910-944.

Ghent & Mavis, z.Stout, 1981- Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages, Contrib Mineral Petrol 76;92-97.

Graebner, T. & Schenk, V., 1999- Low-pressure metamorphism of Palaeozoic pelites in the Aspromonte, Southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during the Hercynian orogeny, J. metamorphic Geol.,1999, 17, 157-172.

Helffrich, G. & Wood, B., 1989- Subregular model for multicomponent solutions. Am Mineral 74: 1016-1022

Holland. T.J.B. & Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological intrest, Journal of.Metamorphic. Geology ., 16, (1998) 309-343.

Holland, T. J. B. & Powell, R., 1985- An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 2: Data and results. Journal of metamorphic Geology:3,343-370

Koziol, A.M., Newton, R.C., 1988- Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the Pl-Grt-Als-Qtz geobarometer. Am Mineral 73: 216-223.

Kleeman, U. & Reinhardt, J., 1994- Garnet – biotite thermometry revisited: the effect of Al VI and Ti in biotite. Eur J Mineral 6:925-941.

Kretz, R., 1983- Symbols for rock forming minerals. American Mineralogist, 68(1983) 277- 279.

Lambert, R. St. J., 1959- The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Kroydart districts of Inverness-shire. Transactions of the Royal Society of Edinburgh,63, 553.

Laird, J., 1988- Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous phyllosilicates (ed Bailey, S. W.), Reviews in Mineralogy, 19, 405-453, Mineralogical Society of America.

Mather, J.D., 1970- The biotite isograde and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. Journal of Petrology, 11, 253-275.

O'berin, P.J., 2005- Metamorphic Rocks/ PTt-Paths, Elsevier Ltd, Universität Potsdam, 409-417.

Patino-Douce, A. E. , Johnston, A. D., Rice, J. M.,1993- Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with application to geobarometry and geothermometry. American Mineralogist 78 (1993)113-131.

Passchier, C. W. & Trouw, R.A j., 1996- "Microtectonics" Springer-Verlag Heidelberg NewYork, 289 p.

Pelissier, G. & Bolourchi, M.H., 1967- East Takab metamorphic complex (unpublished).

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.

Saad, N.A, Bouseily & Kalil, K., 1996- Alteration pattern in the Rugs gold mine area,Egypt, Acta Mineral. Petrography. XXXVII,5/-74.

Seifert, F.,1978- Bedeutung and Nachweis von thermodynamischem Gleichgewicht und die interpretation von Ungleichgewichten. Fortschr Mineral 55: 111-134.

Spear, F.S., Peacock, S. M.,1989- Metamorphic pressure-temperature-time paths. Am Geophys Union, Short Course in Geology 7 , 102 p.

Spear, F.S., 1993- Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths. Mineralogical Society of America. Monograph. 799p.

Thompson, A..B., 1976- Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. American Journal of Science, 276: 401-454.

Wang, G.F., Banno, S. & Takeuchi, K., 1986- Reactions to define the biotite isograde in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, 9-17.

Will, T..M., 1995- Phase Equilibria in Metamorphic Rocks, Thermodynamic Backgrounds and Petrological Applications350p.

www.SID.ir