

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

نویسنده: عادل ساکی*، محسن مؤذن**، منصور مجتهدی** و رولند اوبرهانسلی***

* گروه زمین شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز، 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 ***

*Department of Geology, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

**Department of Geology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

***Institut für Geowissenschaften, Universität of Potsdam, Germany.

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

چکیده

کمپلکس ماهنشان در شمال باختر ایران تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و همبری قرار گرفته است. ریز ساخت‌ها، سیمای سنگ‌نگاری و روابط صحرایی نشان می‌دهد که کمپلکس دگرگونی ماهنشان، چهار فاز دگرگونی M_1 تا M_4 و دست کم دو فاز (D_1 و D_2) دگرشکلی را تجربه کرده است. دگرگونی فاز M_1 تحت تأثیر دگرگونی فاز M_2 قرار گرفته است. دگرگونی مرحله دوم به وسیله جهت گیری ترجیحی کانی‌ها (تشکیل شیستوارگی S_2) و توسعه مجموعه کانی‌های اوج دگرگونی مشخص می‌شود. 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 زمین گرمایی 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 ۴۲۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۴ کیلو بار است. دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) دمای ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۷ کیلو بار را نشان می‌دهد. همچنین دما و فشار برای دگرگونی M_3 (دگرگونی همبری) به ترتیب ۵۲۰ تا ۵۶۰ درجه و ۲ تا ۳/۵ کیلو بار است. گرادیان گرمایی محاسبه شده برای اوج دگرگونی $1 \text{ km}^{-1} \text{ } 25-28^\circ \text{C}$ است که با دگرگونی نوع باروین سازگاری دارد. جایگاه زمین‌ساختی دگرگونی مرتبط با پوسته قاره‌ای و کمان است.

کلید واژه‌ها: زمین‌دما- فشارسنجی (ژئوترموبارومتری)، 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 (M_1 to M_4) and at least two deformational phases (D_1 and D_2). The M_2 metamorphic stage is characterized by a strong preferential orientation of minerals (S_2) and development of a peak metamorphic assemblage. This metamorphism is temporally associated with D_2 deformational phase. The M_3 metamorphism was contact metamorphism and M_4 metamorphism is retrograde. The mineral assemblages of peak metamorphism M_2 are muscovite, biotite, garnet, staurolite, andalusite and



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 420-450°C and pressure of 3-4 kbar. M2 (peak metamorphism) temperature is 600-620°C and pressure of 5-7 kbar. The temperature of M3 metamorphism is 520-560 °C 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

زیرین تا اولیگوسن و نبود رسوبگذاری یا فرسایش شدید در فاصله زمانی یاد شده در منطقه باشد. این برجستگی به صورت یک فزاین با راستای شمال باختری - جنوب خاوری از جنوب تا شمال منطقه کشیده شده است (شکل ۱a,b). مرز باختری آن توسط گسل معکوس قنبرجه - چهار تاق 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 چین ها و گسل ها، درون سامانه کوهزایی آلپ - هیمالیا، در باختر آسیا قرار گرفته است (شکل ۱). زون البرز - آذربایجان در شمال، زون دگرگونی سندج سیرجان و ایران مرکزی در جنوب و خاور کمپلکس ماهنشان قرار گرفته اند (Alavi, 1991; Berberian, 1981).

۲- روش مطالعه

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

یکی از اهداف مهم سنگ شناسی دگرگونی، برآورد دما و فشار تشکیل سنگ به منظور شناسایی ماهیت دگرگونی و شرایط زمین ساختی پسته است. در زمین شناسی، بیشتر محاسبات دماسنجی و فشارسنجی بر اساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی انجام می گیرد (Will, 1995). بیشتر دماسنج ها، بر اساس واکنش های تبادل کاتیون و بویژه تبادل Fe و Mg در بین کانی ها بنا شده اند (Spear, 1993). این واکنش ها $V\Delta$ کوچک ولی تغییرات آنتالپی و آنتروپی بزرگی دارند. روش های دماسنجی و فشارسنجی را تنها زمانی می توان به کار برد که بافت کانی ها در سنگ و روابط پاراژنتیکی بین کانی های موجود در سنگ به خوبی درک شده باشند و به علاوه طی آنها بتوان نشان داد مجموعه کانی های سنگ مورد مطالعه در حالت ناتعادلی نیستند (Will, 1995). به کارگیری روش های دما و فشارسنجی برای مجموعه کانی های بدون تعادل و روابط بافتی خوب شناخته نشده به احتمال بزرگ ترین منشأ خطا در برآورد P-T است. متأسفانه نمی توان وجود تعادل را به طور صد درصد ثابت کرد اما می توان از برخی شواهد برای شناخت عدم تعادل سود جست (Seifert, 1978; Spear & Peacock, 1989).

منطقه مورد مطالعه (شکل ۱) بین طول های جغرافیایی ۴۰° ۴۷' تا ۳۰' ۴۷° خاوری و عرض ۴۷' ۳۶° و ۳۶' ۳۶° شمالی قرار دارد. در شمال باختر ایران یک نوار دگرگونی چندگانه با روند NW-SE با طول تقریبی ۴۰ کیلومتر از شمال به جنوب وجود دارد (شکل ۱). این نوار در محل برخورد سه زون ایران مرکزی، سندج - سیرجان و البرز - آذربایجان قرار گرفته است. جایگیری سنگ های دگرگونی پر کامبرین (۴) در زیر رسوب ها و سنگ های آتشفشانی اولیگومیوسن می تواند نشان از وجود یک برجستگی کهن (فراز زمین گورگور - بلقیس - پیشه داغ) از زمان پر کامبرین - پالئوزویک



۱٪ به صورت اکسید عناصر است.

کانی‌های مسکوویت و بیوتیت مشخص شده است. بر اثر چین خوردن این شیستوارگی اولیه، ریزچین‌های رخ که در طی فاز دگرشکلی D_2 به وجود آمده‌اند توسعه پیدا کرده‌اند. شیستوارگی S_2 شکل گرفته موازی با سطح محوری چین‌های هم‌شیب در لایه‌های غنی از فیلسیلیکات 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 به‌طور معمول ریزدانه و نسل دوم که همیشه همراه گارنت‌های ایدئوبلاست ریزدانه دیده می‌شوند، درشت دانه بوده و به‌طور معمول جهت درازشدگی و رخ آن با S_2 به صورت تصادفی زاویه می‌سازد (شکل ۴i, k). این بیوتیت‌ها پس از D_2 به وجود آمده‌اند و جایگزین یک کانی فرومنیزین (گارنت) که هم‌زمان یا پیش از D_2 به وجود آمده است، شده‌اند و در طی یک دگرگونی همبری به وجود آمده‌اند.

گارنت

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

استارولیت

همزمان با ظهور این کانی، سنگ‌های رسی دگرگون شده به‌طور عمده بر گوارگی دار 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:



استارولیت معمولاً به صورت پیش و هم‌زمان با D_2 در شیست‌های گرافیتی بلند پرچین متبلور شده است (شکل ۴l). در بعضی نمونه‌ها یوهدرال (شکل دار) و در بعضی دیگر به صورت نیمه‌شکل دار متبلور شده است (شکل ۴g). گارنت‌های هم‌زمان با این کانی نیز در شیست‌های گرافیتی دو نسل هستند، گارنت‌های ایدئوبلاست ریزدانه که همیشه همراه بیوتیت‌هایی دیده می‌شوند که شیستوارگی S_2 را قطع می‌کنند. احتمالاً این بیوتیت و گارنت‌ها جای یک

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

شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی و محل نمونه‌برداری‌ها را نشان می‌دهد. اصول به کار 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_1 و S_2 را قطع می‌کند (شکل ۴b) 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 به وجود آمده‌اند. علاوه بر کلریت ذکر شده، کلریت‌هایی نیز وجود دارد که به‌طور بخشی جایگزین گارنت شده و به‌طور ریخت‌نما (پسودومورف) به جای بیوتیت می‌نشینند.

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_2 در نمونه‌ها در صحرا قابل تشخیص و اندازه‌گیری است (شکل ۴c). ریزچین‌های رخ در این سنگ‌ها به وجود آمده است و بافت آنها در زیر میکروسکوپ لپیدوگرانوبلاست است. مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها عبارت است از:



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



شیستوارگی اولیه S_1 که در طی فاز دگرشکلی D_1 به وجود آمده است با

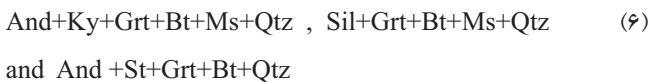
را با رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی ویژه دریافت. شکل ۵ ارتباط تبلور کانی‌های دگرگونی را با فازهای دگرشکلی و دگرگونی نشان می‌دهد.

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 به وجود آمده‌اند. بیشتر کانی‌هایی که در دگرگونی M_1 به وجود آمده‌اند در دگرگونی M_2 نیز پایدار بوده‌اند. بیوتیت، مسکوویت و گارنت در طی این فاز تبلور شده‌اند.

دگرگونی M_2

یکی از مشخص‌ترین شاخصه‌های دگرگونی M_2 ، حضور سیلیمانیت در شیت‌های گرافیتی غنی از آندالوزیت است، همچنین این دگرگونی با جهت‌گیری غالب کانی‌های ورقه‌ای و تشکیل شیتوارگی 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. کانی‌های سیلیمانیت همزمان با این فاز شکل گرفته است. بنابراین این فاز دگرگونی به عنوان اوج دگرگونی در شیت‌های گرافیتی شناخته شده است و مجموعه کانیایی تشخیص داده شده عبارت است از: (به علاوه پلاژیوکلاز)



دگرگونی M_3

دگرگونی M_3 بیانگر یک دگرگونی همبری است که از شاخصه‌های اصلی آن شکل‌گیری آندالوزیت‌های پس‌زمین‌ساختی موجود در شیت‌های گرافیتی بلند پرچین است (شکل ۴h). 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 و D_2 رخ داده و در ارتباط با پلوتونیزم است. مجموعه کانیایی اصلی شکل گرفته در این دگرگونی عبارت است از:



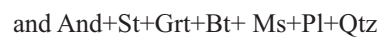
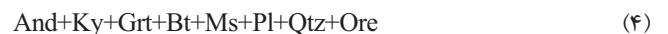
دگرگونی M_4

دگرگونی M_4 یک دگرگونی پسرونده در حد رخساره شیت سبز است. این دگرگونی با هیچ کدام از فازهای دگرگونی D_1 و D_2 در ارتباط نبوده و پس از D_2 اتفاق افتاده است.

کانی (احتمالاً گارنت قدیمی‌تر) را که پیش و یا در زمان D_2 تبلور شده است، پر کرده‌اند. گارنت‌های دیگر که همزمان با D_2 تبلور شده‌اند و از نظر سنی با بیوتیت‌هایی که شیتوارگی 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 شیتوارگی S_2 به‌طور کامل آن را دور می‌زند (شکل ۴f). این نسل به‌طور معمول 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 فیلسیلیکات رشد کرده و لایه‌های غنی از کوارتز به‌صورت میانبار در درون آن قرار دارند (شکل ۴h). نسل دوم آندالوزیت احتمالاً بر اثر دگرگونی همبری و همزمان با دیگر کانی‌ها به وجود آمده است. آندالوزیت‌های نسل دوم زون‌بندی ندارند. کیانیت به‌صورت همزمان با فاز دگرشکلی D_2 تبلور شده است و با توجه به برجستگی بالا و رخ ۹۰ درجه از آندالوزیت متمایز می‌شود (شکل ۴d). مجموعه کانیایی عبارت است از:



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 شیت‌های گرافیتی دیده شده است. سیلیمانیت به دو صورت متفاوت در این شیت‌ها دیده می‌شود. در نمونه ۴۴C بلورهای ریز سیلیمانیت به صورت منشوری در سنگ تبلور شده‌اند (شکل ۴a) همچنین در بیشتر نمونه‌ها به‌صورت سوزن‌های فیبرولیت با انبوه‌های دسته‌جاری و به‌طور معمول در مجاورت میکاها تبلور شده است که احتمال می‌رود این فیبرولیت‌ها بر اثر متاسوماتیسم میکاها ایجاد شده باشد. مجموعه کانیایی سیلیمانیت دار عبارت است از:



۲-۳- 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 در ک درستی داشت و چگونگی ارتباط آنها

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 تفاوت ترکیبی ندارند (بر اساس شکل ۶-پ (Lambert, 1959)، مسکوویت‌ها غنی از عضو نهایی مسکوویت هستند، پاراگونیت دومین تشکیل دهنده مسکوویت است. کسر مولی دیگر تشکیل دهنده آنها قابل چشم‌پوشی است. کاهش کسر مولی فنزیت 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 فنزیت را در مسکوویت مشخص می‌کند، مسکوویت‌های مطالعه شده از زونهای استارولیت-آندالوزیت و زون سیلیمانیت محتوی فنزیت پایین دارند (هر چه دمای دگرگونی بیشتر شود، محتوی فنزیت 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 مطالعه شده 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. به‌طور معمول 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 خیلی پایین است. شکل ۶-ث ترکیب شیمیایی گارنت‌های تجزیه شده 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 شکل ۶-ج 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

پورفیروبلاستهای کلریت و مسکوویت در طی این فاز تشکیل شده‌اند. کلریت‌ها بر روی شیبستوارگی 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 شیبست‌های 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 در نهایت با استفاده از مطالعات زمین‌دما-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

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. به‌طور معمول 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.

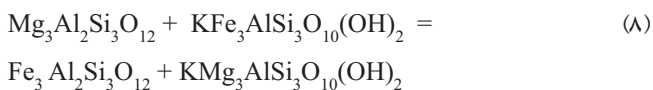
۵-۲- دماسنجی سنگ‌های متاپلیتی جنوب باختر ماه‌نشان با استفاده

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 این که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادل‌های مورد نظر بسیار کم و تغییرات آنتروپی به نسبت زیاد است، در نتیجه واکنش‌های تبدیلی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کنند و برای استفاده به عنوان دماسنج مناسب هستند (Thompson, 1976). از بین همه زمین‌دماسنج‌ها، دماسنج تبدیلی 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 به صورت زیر است:



دماسنج تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون Bhattacharya et al. (1992) برای شیب‌های گرافیتی منطقه بلند پرچین به کار گرفته شده است. مدل‌های انحلال Ganguly and Saxena (1984) و Heilfrich & Wood (1989) همچنین مدل Klemanu & Reinhardt (1994) برای گارنت به کار 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

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 به صورت پیش‌رونده رخ داده است. مقادیر آلماندین از حاشیه به مرکز کاهش می‌یابد.

استارولیت

در نمونه C ۴۳ استارولیت همراه با آندالوزیت و کیانیت و مقدار $\text{MgO} (\approx 1.22\%)$ و $\text{ZnO} (\approx 1.78\%)$ است. بر اساس نمودار سه‌تایی $\text{Fe}^{3+} - \text{Mg} - \text{Ca} + \text{Mn}$ 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 برابر ۰/۳۰ و در نمونه ۱۳F برابر ۰/۱۰ است. شکل ۶- ج ترکیب شیمیایی فلدسپارها را در نمودار سه تایی $\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}$ نشان می‌دهد. بر اساس این شکل پلاژیوکلازها غنی از آلینت 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 (بارومتر) 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 به کار گرفته شده 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،

انتهایی غنی از منیزیم، واکنش شماره ۱۰ و برای عضوهای انتهایی غنی از آهن واکنش شماره ۱۱ را به کار گرفته‌اند. واکنش ۱۲ نیز برای دما سنجی به کار رفته است



دماهای محاسبه شده توسط معادله ۱۲ (دماسنج گارنت- بیوتیت) از Bhattacharya et al. (1992) LnK است. 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:

$$P = A + BT + CT \text{LnK} \quad (13)$$

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، به دلیل نزدیک بودن به اوج دگرگونی فشار بالاتری را می‌دهد. فشارسنج GPMB-Mg دار فشار را حدود ۱ تا ۲ کیلو بار 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 کیلو بار با استفاده از سامانه (GPMB-Fe) و دمای محاسباتی آن ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد است، فشار تقریبی دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) ۷ کیلو بار 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 کیلو بار 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.



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

گرفته از قسمت‌های حاشیه‌ای گارنت برای دما- فشارسنجی استفاده شده است. ترکیب حاشیه گارنت برای تعیین دما و فشار حداکثر به کار 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 کیلو بار در نظر گرفته شده است.

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

به منظور دما سنجی مرحله تشکیل کلریت‌های پسروده (دگرگونی M_4) از دماسنج آلومینیم چهاروجهی در ساختار کلریت که توسط Cathlineau (1988) ارائه شده، استفاده گردیده است.

معادله خطی بین مقدار آلومینیم و دمای تشکیل به صورت زیر است:

$$T^{\circ}\text{C} = -61.9229 + 321.9772 (\text{Al IV}) \quad (9)$$

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.

۵-۴-۴- 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 به وجود می‌آید (Ghent et al., 1981).

Holland and Powel (1995) و Bhattacharya et al. (1992) با استفاده از کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز فشارسنجی و دماسنجی انجام داده‌اند، به این صورت که برای فشارسنجی عضوهای

فشار رسم شده‌اند. با استفاده از این واکنش‌ها دمای و فشار فاز دگرگونی M_2 در نمونه‌های متفاوت به ترتیب ۶۳۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۶/۳-۶ کیلو بار برآورد شده است، همچنین دما و فشار فاز دگرگونی M_3 به ترتیب ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و ۲/۵ کیلو بار 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 هر یک 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 می‌باشند.

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 کیلو بار است. اوج دگرگونی M_2 ، در شرایط دمای بالا و فشار متوسط یا به عبارتی دگرگونی نوع باروون رخ داده است و بازتاب شار گرمایی بالا در این بخش از پوسته کمپلکس ماه‌نشان است. گرادیان زمین گرمایی در این بخش حدود ۲۵ تا ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر ($25-28.5^\circ \text{C km}^{-1}$)، 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 باروون 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.

برای این زمین-فشارسنج ۸ نوع کالیبراسیون متفاوت وجود دارد که بعضی از آنها عبارتند از: (Holland & Powell (1990), Ganguly (1996), Berman & Aranovich(1996). با توجه به این که کانی سیلیمانیت فقط در دگرگونی M_2 (اوج دگرگونی) متبلور شده است، بنابراین، این روش فقط برای این دگرگونی به کار گرفته شده است. به این منظور برای برآورد فشار این دگرگونی، فشارسنج (GASP)، کالیبراسیون (Kozioł and Newton (1988) به کار گرفته شده است که فشار ۵/۵ کیلو بار را برای اوج دگرگونی به دست 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 میکروپروپ) پیدا کرده و منحنی‌های نشان دهنده واکنش را بر روی 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 ترموکالک است. با استفاده از دما و فشارهای به دست آمده، از روش‌هایی که فعالیت آب در آنها تأثیر ندارد (مانند گارنت-بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آزدایی زیر که با فعالیت‌های متغیر آب به کمک برنامه THRMOCALC به دست آمده است، می‌توان فعالیت دقیق آب در شیب‌های گرافیتی بلند پرچین حساب کرد. مقدار این فعالیت حدود ۰/۵ برای شیب‌های گرافیتی بلند پرچین به دست آمده است (شکل ۷a). از واکنش زیر برای تعیین فعالیت آب استفاده شده است:



انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با فعالیت متفاوت آب $sdT=33^\circ \text{C}$ و $sdP=0.8 \text{ kbar}$ بوده است. این نمودار در مورد نمونه 43b₁ به‌عنوان نماینده آورده شده است (شکل ۷a).

در نهایت مقدار فعالیت آب حساب شده در این سنگ‌ها به همراه فعالیت انتخابی دیگر کانی‌ها در محاسبات برنامه THRMOCALC نسخه ۳/۲ (Holland & Powell, 1985) به کار گرفته شده است. پس از این مرحله واکنش‌های دارای انحراف معیار مناسب برای برآورد دما و

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 دست کم دو فاز دگرشکلی رخ داده است.

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

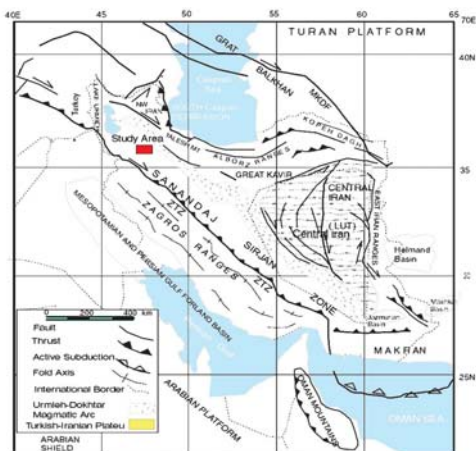
۳- به کارگیری دما-فشارسنج مختلف نتایج تقریباً مشابهی را نشان داد. برای فشار اوج دگرگونی نتایج فشارسنج GASP و ترموکالک بیشتر مورد اطمینان است.

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 THERMOCALC به کار گرفته شده است. مقدار فعالیت آب حدود ۰/۵ برای شیب‌های 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 به عبارتی دگرگونی نوع باروین رخ داده است و بازتاب شار دمایی متوسط در این بخش از پوسته کمپلکس ماه‌نشان در طی اوج دگرگونی است.

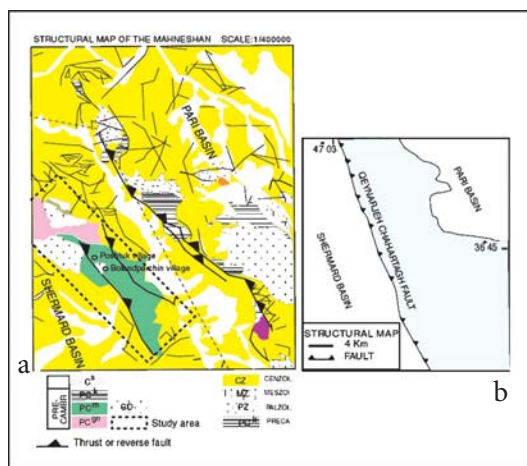
۶- گرادیان زمین‌گرمایی اوج دگرگونی (M_2) در این بخش تقریباً حدود ۲۵ تا ۲۸/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر و بیانگر آهنگ متوسط شار گرمایی در پوسته بالایی کمپلکس ماه‌نشان و منطبق با گرادیان گرمایی دگرگونی سری باروین است. این منطقه از نظر محیط زمین‌ساختی جزو مناطق پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرد.

۷- سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ماه‌نشان از نظر تقسیم‌بندی 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 باروین تعلق دارد.

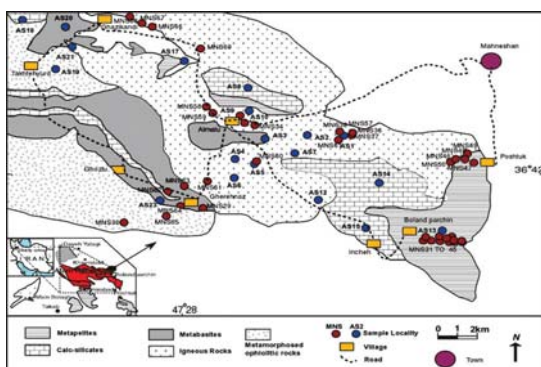


شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ایران

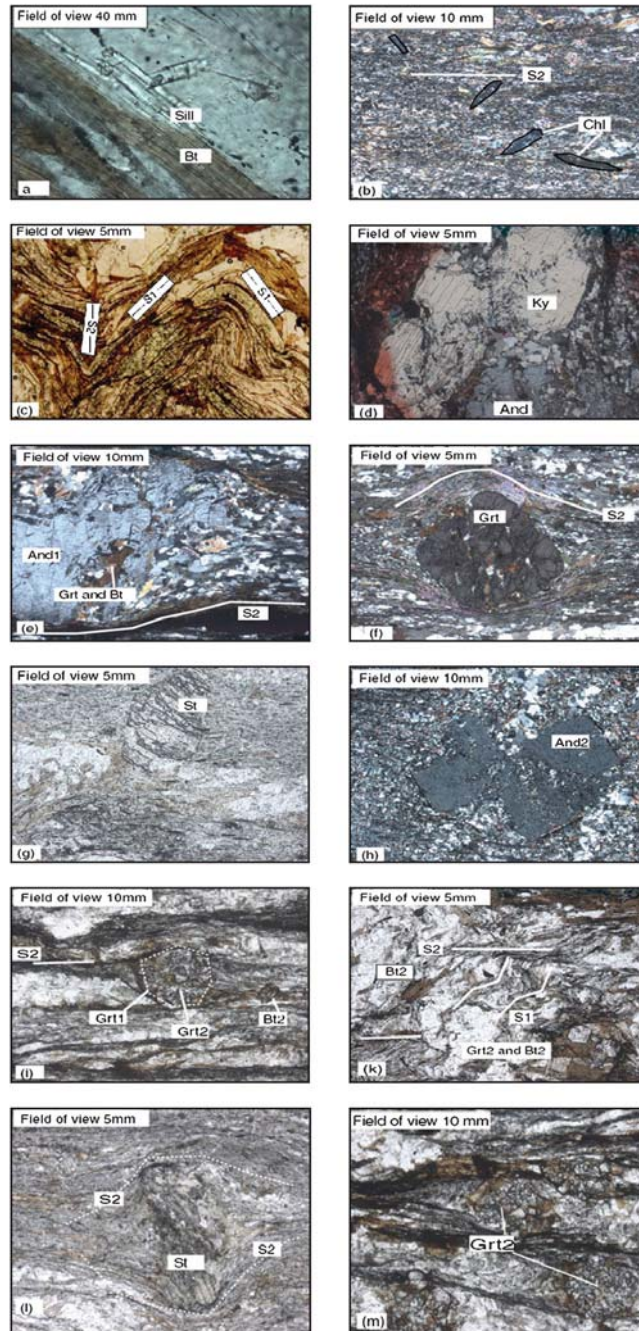
(با تغییراتی از Alavi, 1991; Berberian, 1981) (compiled from)



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



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه مورد مطالعه.



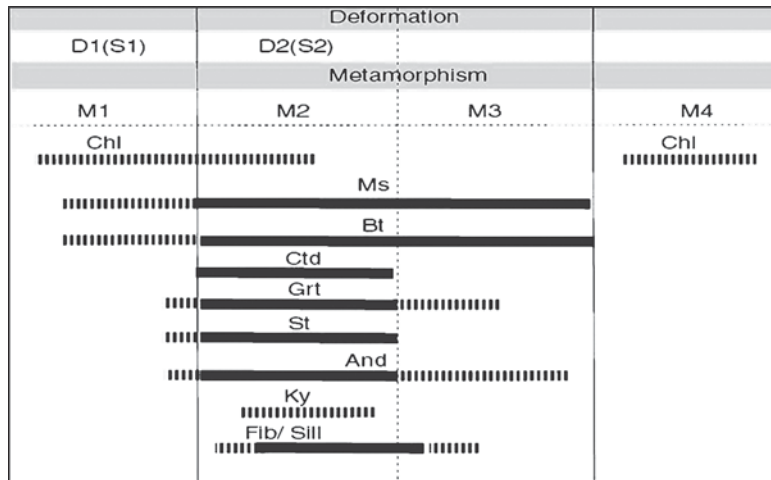
شکل ۴- (a) بلورهای منشوری سیلیمانیت که در طی دگرگونی M_2 به وجود آمده‌اند، (b) بلورهای کلریت که بر روی شیستوارگی S_1 و S_2 قرار گرفته‌اند و بر اثر دگرگونی پس‌رونده M_4 به وجود آمده‌اند، (c) شکل‌گیری شیستوارگی S_1 و S_2 در میکاشیست‌ها، (d) بلورهای کیانیت و آندالوزیت که مربوط به اوج دگرگونی هستند (e) آندالوزیت (And1) قبل و یا همزمان با D_2 که در طی دگرگونی M_2 به وجود آمده است، (f) گارنت شکل‌دار که همزمان با دگرگونی M_2 ایجاد شده است، (g) کانی استارولیت به صورت همزمان با M_2 ، (h) بلور پس از زمین‌ساخت آندالوزیت And2 که 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.

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

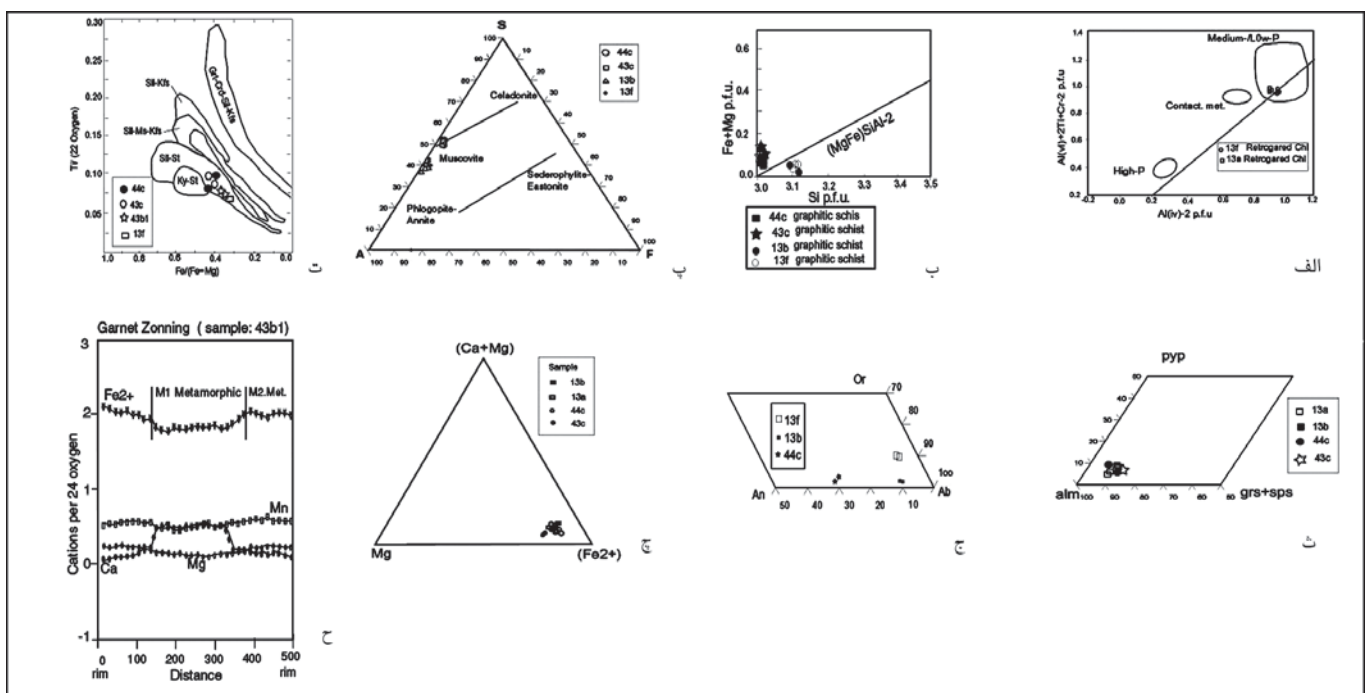
Sampel	43c	43c	44c	44c	13b	43b1	43b1	44c	44c	44c	43b1	43b1	44c	44c	43c
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
	Post	Post	Pre	Post		Syn	Post	Rim	Post	Core	Core	Rim	Core	Rim	Post
SiO ₂	34.95	35.25	40.73	34.40	34.34	35.62	34.36	36.8	36.50	37.11	38.11	35.02	36.50	37.00	36.71
TiO ₂	1.96	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
Al ₂ O ₃	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
Cr ₂ O ₃	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
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	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
K ₂ O	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	101.90	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، مسکویت، استارولیت و پلاژیو کلاژ. فرمول ساختاری کلریت به ازای ۲۸ اکسیژن، مسکویت ۲۲ اکسیژن، استارولیت ۲۳ اکسیژن و پلاژیو کلاژ ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

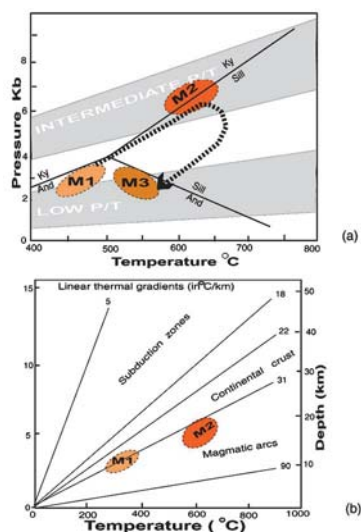
Sampel	13f	13b	13a	43b1	43c	44c	13a	13b	43c	13b	13a	13a	44c	44c	13f
Mineral	Chl	Chl	Chl	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	St	St	St	St	Pl	Pl	Pl
					Pre					Core	Rim	Core			
SiO ₂	23.62	23.83	23.53	46.10	46.63	46.34	47.12	46.48	26.04	27.28	25.66	25.47	60.61	60.70	63.42
TiO ₂	0.07	0.09	0.09	0.28	0.44	0.70	0.29	0.28	0.45	0.31	0.30	0.31	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	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
Cr ₂ O ₃	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
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	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
K ₂ O	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	5.04	5.04	4.96



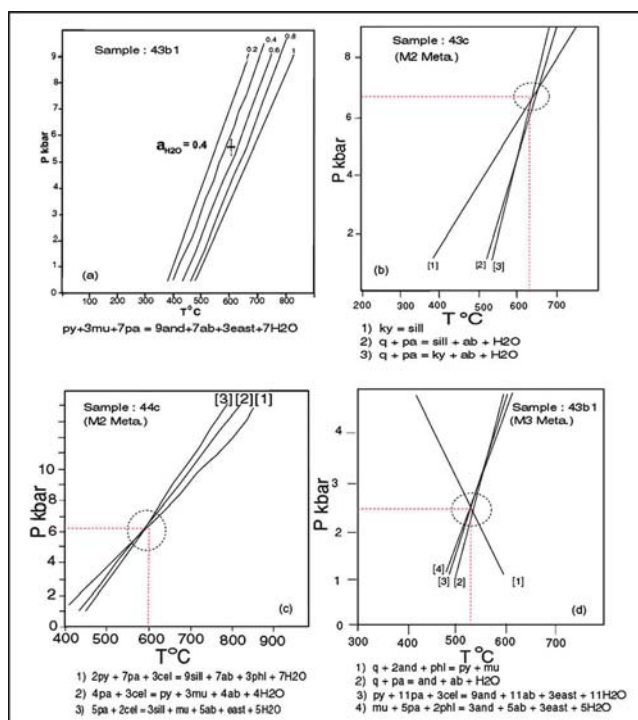
شکل ۵- ارتباط تبلور کانیها با فازهای دگرشکلی و دگرگونی



شکل ۶- الف) ترکیب شیمیایی کلریت‌ها بر روی نمودار $Al(VI)+2Ti+Cr-2$ در برابر $Al(IV) - 2$ ، خط ربط نشان‌دهنده جانمایی چرماک در زون‌های مختلف دگرگونی است (نمودار از Laird, 1988). ب) ترکیب شیمیایی مسکویت‌ها بر روی نمودار Si (Per 11 oxygens) در برابر $Fe+Mg$ (Per 11 oxygens) (Vidal et al., 1999). پ) ترکیب شیمیایی مسکویت‌ها بر روی نمودار سه تایی (Al_2O_3, FeO, SiO_2) (SAF) (Robinson et al., 1982) برای بیوتیت‌های موجود در شیست‌های کمپلکس ماه‌نشان بر اساس زون‌های مختلف دگرگونی (شکل ۱۴). 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 سه تایی $Mg-Fe_2+-(Ca+Mg)$. ح) نیم‌رخ زون‌بندی گارنت در نمونه 43b1 رسم شده است (شکل ۱۴). 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.



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 کلسیت‌تیت، در مناطق پوسته قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند. (O'Brien, 2005)



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.

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, cordierite, 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 reformulation 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 Metamorphic 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.

- 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 interest, *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 isograd 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 University 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 isograd 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 Applications* 350p.