سال بیست و دوم، شماره‌ی چهارم، زمستان ۹۳، از صفحهٔ ۶۷۱ تا ۶۸۴

بافت‌های واکنشی شاخص و برآورد دما در متاپلیت‌های هاله‌ی مجاورتی اسلاملو اشنویه، آذربایجان غربی

منیر مجرد[1*]، امیر محامد[2]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه
۲- دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۱۲، نسخه نهایی: ۹۲/۹/۱۱)

چکیده: هاله‌ی مجاورتی اسلاملو در شمال شهرستان اشنویه آذربایجان غربی، شامل هورنفلس‌های رسی، آهکی‌سیلیکات‌ها و مرمرهای کلسیتی-دولومیتی است. متاپلیت‌ها حاوی پورفیروبلاست‌های کلریتوئید، گارنت، کردیریت، آندالوزیت و بلورهای ریز سیلیمانیت و در برخی نمونه‌ها هرسی نایت و گرافیت هستند. مهمترین ویژگی هاله‌ی مجاورتی اسلاملو، وجود بافت‌های واکنشی شاخص در هورنفلس-های رسی است که بر اساس همین بافت‌ها واکنش‌های رخ داده در این سنگ‌ها استخراج شده‌اند. روابط بافتی و پاراژنتیک بین کانی‌ها حاکی از بالا بودن درجه‌ی خروج از حالت تعادل (Overstepping) در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو بوده است. بر اساس پتروژنتیک گرید ترسیمی با نرم‌افزار ترموکالک، حداقل دمائی که بالاترین زون هاله‌ی مجاورتی اسلاملو (زون گارنت-کردیریت-سیلیمانیت) تحمل کرده است حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۲ کیلوبار ارزیابی شده است.

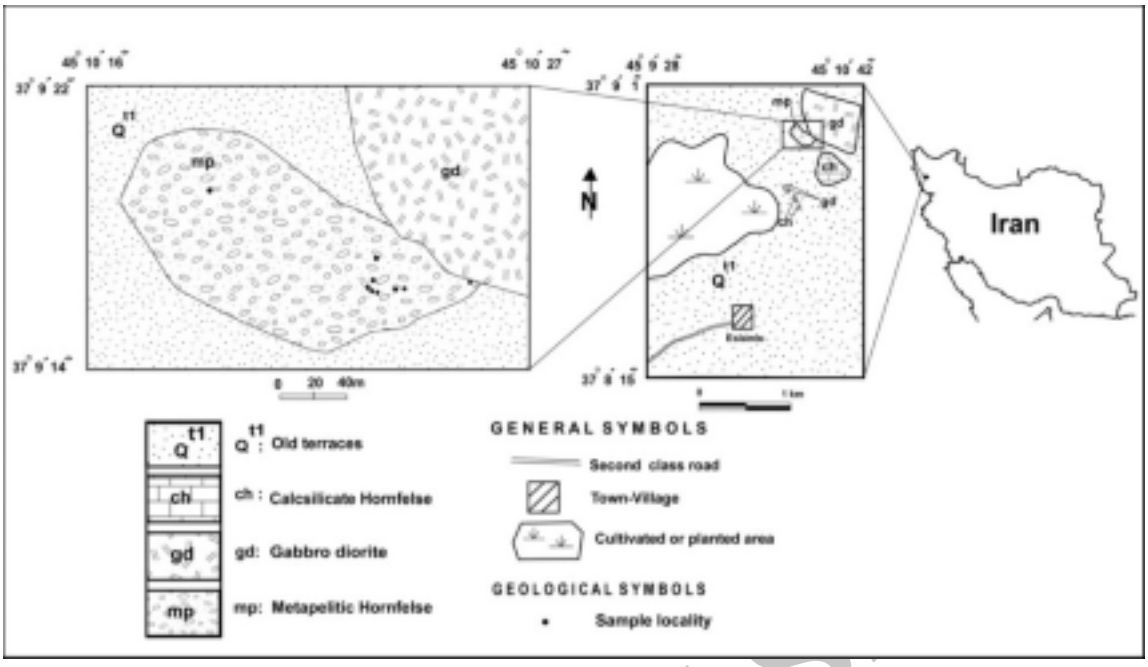
واژه‌های کلیدی: *هاله مجاورتی؛ هورنفلس رسی؛ بافت‌های واکنشی؛ اسلاملو؛ اشنویه.*

مقدمه

هاله‌ی مجاورتی اسلاملو در پانزده در کیلومتری شهرستان اشنویه و در شمال روستای اسلاملو (شکل۱) و در منطقه‌های سنندج-سیرجان [۱] و خوی- مهاباد [۲] واقع شده است. این هاله شامل هورنفلس‌های رسی، آهکی‌سیلیکات‌ها و مرمرهاست که به وسیله یک استوک گابرو-دیوریتی تشکیل شده‌است. سن این استوک حدود سنومانین تعیین شده است [۳]. در طول بررسی‌های سنگ‌نگاری، واکنش‌های دگرگونی با استفاده از روابط بافتی کانی‌ها در زیر میکروسکوپ استخراج می‌شوند. از این رو بررسیهای سنگ نگاری و میکروسکوپی سنگ‌های دگرگون از اهمیت بالایی برخوردارند [۴]. مهمترین چالش سنگ شناسان دگرگونی، بازسازی تاریخچه‌ی دگرگونی و تعیین واکنش‌های دگرگونی رخ داده است، زیرا تاریخچه دگرگونی با اطلاعات ثبت شده در سنگ‌ها بازسازی می‌شوند که در اکثر اوقات این اطلاعات طی فرآیندهای بعدی مانند دگرگونی مجدد، هوازدگی و فرسایش و فعالیت‌های زمین ساختی از بین می‌روند، لذا در سرزمین‌های دگرگون بازسازی روند دگرگونی بسیار اهمیت دارد [۵-۷]. متاپلیت‌های هاله‌ی مجاورتی اسلاملو حاوی بافت‌های واکنشی شاخصی هستند. بافت واکنشی (Reaction texture) به زبان ساده آرایش فضایی مشخص کانی‌هاست [۸]. بافت یک سنگ می‌تواند شاهدی بر تغییر مجموعه‌ی کانیایی بر اثر تغییرات دما و فشار

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۷۵۲۷۴۲ (۰۴۴)، نمابر: ۲۷۵۳۱۷۲ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: m.modjarrad@urmia.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی.

بوده و یا در برخی موارد به دلیل ریز تراوش و انتشار، پتانسیل-های شیمیایی تغییر کرده و باعث تغییر در بافت سنگ و ایجاد بافت‌های مربوط به این فرآیندها می‌شوند (مانند سیمپلکتیت ها و کروناها) [۹-۱۱]. بنابراین برداشت واکنش‌های دگرگونی بر اساس بررسیهای بافتی انجام می‌شود زیرا ویژگی‌های بافتی سنگ‌های دگرگون اساساً در اثر نوع واکنش‌های دگرگونی انجام شده و نیز شرایط ترمودینامیکی (دما، فشار و ...) کنترل می-شود [۱۲]. مدل‌های سنگ‌زایی تکامل سنگ‌های دگرگون به شدت تابع تعیین دقیق شرایط اوج دگرگونی و تکامل پس از دگرگونی است. تعیین مدل دگرگونی بر اساس شناسایی واکنش‌ها و بافت‌های محفوظ مانده انجام می‌شود [۱۳]. در این مقاله درجه‌ی خروج از حالت تعادل در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو بر اساس تشکیل دوباره سنگ‌های مشاهده و نیز روابط بافتی بررسی شده‌اند. همچنین چگونگی دگرگونی تا درجه‌ی بالا در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو بر اساس تشکیل دوباره سنگ‌های مشاهده شده روشن شده است [۱۴].

روش بررسی

در این پژوهش پس از پیمایش‌های صحرایی، بررسی منابع کتابخانه‌ای و نمونه برداری از منطقه‌ی مورد بررسی، از سنگ-های دگرگون حدود ۳۰ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. اساس این کار پژوهشی بررسی دقیق روابط بافتی کانی‌ها با استفاده از میکروسکوپ و برداشت درست واکنش‌ها، و فرآیندهای رخ داده در متاپلیت‌های اسلاملوست. از طرف دیگر از نرم افزار THERMOCALC v.3.33 [30] برای بررسی واکنش های دگرگونی و برآورد شرایط ترمودینامیکی استفاده شده است.

زمین شناسی منطقه

روستای اسلاملو در پانزده کیلومتری شهرستان اشنویه در مسیر ارومیه- اشنویه شد. در این منطقه رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین و رسوبی دیده می‌شوند. از آن جمله می‌توان به استوک گابرو-دیوریتی مجموعه نفوذی ارومیه اشاره کرد که نفوذ این استوک به داخل سنگ‌های رسوبی سازند روته (پرمین) سبب دگرگونی مجاورتی آن شده است [۳]. مجموعه-ی نفوذی ارومیه از ۹ استوک تشکیل شده که به سه گروه بزرگ دیوریتی، گرانیتی و استوک‌های کوچک و جوان‌تر قلیایی سینیت و گرانیت تقسیم شدند. این مجموعه به داخل رسوبات پرمین تا ژوراسیک نفوذ کرده‌اند و توسط لایه‌های کنگلومرایی میوسن پوشیده شده‌اند. توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی بخش دیوریتی این مجموعه را شکل می‌دهد. این بخش بزرگ-ترین حجم این مجموعه را نیز تشکیل می‌دهند. بخش دیوریتی با نام‌های قمیشلو، دوربه و یونسلو شناخته شده‌اند که توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی همان دیوریت دوربه (روستایی در غرب و مجاور روستای اسلاملو) قرار گرفته است. بخش دیوریتی فاقد هرگونه برونبوم و یا زینولیت ماگمائی است [۳].

Archive of SID

www.SID.ir

بخش دیوریتی بیشتر از دیوریت و کوارتز- مونزودیوریت تشکیل شده است. کانی شناسی دیوریت‌های دوربه از این قرار است: پلاژیوکلاز، ادنیت، دیوپسید، کوارتز و پتاسیم فلدسپار.

بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی، بخش دیوریتی از نوع I بوده و احتمالاً خاستگاه گوشته‌ای دارد. به‌دلیل مقادیر بالای LILE مشاهده شده، گوشته‌ی لیتوسفری غنی شده یا یک توده‌ی مافیک و قلیایی مربوط به قاعده‌ی پوسته به عنوان خاستگاه احتمالی بخش دیوریتی مجموعه نفوذی ارومیه پیشنهاد شده است [۳]. بر اساس آمفیبول‌ها سن دیوریت دوربه ۱۰۰-۹۳ میلیون سال براورد شده است [۳].

سازند روته دارای سنگ‌های آهکی با میان لایه‌های شیلی است [۱۵]. هورنفلس‌های آهکی-سیلیکاتی اسلاملو در اثر حرکت‌های زمین ساختی منطقه، میلونیتی شده‌اند. بزرگترین حجم سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه‌ی اسلاملو به هورنفلس آهکی و مرمرهای دولومیتی-کلسیتی می‌باشد که این مسئله به این دلیل است که این سازند بیشتر آهکی است. البته با توجه به خلوص نسبی آن‌ها تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌های چندان متنوعی در این سنگ‌ها دیده نشده است. هورنفلس‌های رسی هاله‌ی اسلاملو حجم بسیار کوچکی از سنگ‌های دگرگون مجاورتی منطقه را تشکیل می‌دهند و این نوشته درباره آن‌هاست.

سنگ نگاری و تشکیل دوباره سنگ‌ها

هورنفلس‌های رسی هاله مجاورتی اسلاملو در نمونه‌ی دستی بسیار متراکم بوده و تیره رنگ‌اند. در این سنگ‌ها تنها کانی قابل مشاهده در نمونه‌ی دستی گارنت و در مواردی بیوتیت است. اکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای سوخته در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها دارای شکستگی صدفی بوده و سخت و ناصاف‌اند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیروبلاستیک و دانه‌ای بوده و در برخی از نمونه‌ها بافت ضربدری برخی از کانی‌ها را می‌توان مشاهده کرد. پورفیروبلاست‌های کلریتوئید، آندالوزیت، گارنت، و کردیریت به همراه بلورهای کوچک سیلیمانیت و هرسی نایت مهم‌ترین کانی‌های مشاهده شده علاوه بر میکاها در این سنگ‌هاست. پاراژنزهای غالب مشاهده شده در متاپلیت‌های اسلاملو شامل موارد زیرند. علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz [۱۶] گرفته شده‌اند:

۱- Qtz + Bt + Ms + Chl + Cld
۲- Qtz + Cld + And
۳- Cld
۴- Chl + Grt
۵- Ms ± Chl + Cld + Sil + Crd
۶- Crd + Bt + Grt
۷- Qtz + Ms
۸- Hc + Ms + Bt + Chl + Grt
۹- Hc + Bt + Sil + And + Crd
۱۰- Hc + Chl + Bt + Sil + Crd + Grt

And تمامی این شکی‌گیری‌های دوگانه حاوی کانی‌های کدر هستند. در برخی از نمونه‌ها گرافیت داخل کانی‌های گارنت دیده می‌شود. با توجه به وسعت قابل ملاحظه‌ی توده نفوذی دوربه (عامل ایجاد دگرگونی مجاورتی) و نیز پراکنش نامنظم برونزد آن در سطح، امکان نمونه برداری به صورت پیمایشی برای منطقه‌بندی در منطقه فراهم نشد. لذا زون‌های معرفی شده روی نقشه قابل پیاده سازی نیستند.

بحث و بررسی

در تشکیل بافت‌های واکنشی دو جنبه مهم از این فرآیند مورد بررسی قرار می‌گیرند: تغییر در شرایط دما-فشار که سبب وقوع واکنش بین کانی‌ها شده و رژیم تراوشی که آرایش فضایی کانی‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این دو جنبه متأثر از هم بوده لذا هر بررسی وابسته‌به بافت‌های واکنشی بایستی هر دو جنبه را مورد نظر قرار دهد [۸]. بدون در نظر گرفتن تغییر دما-فشار به عنوان محرک واکنش، می‌توان یک بافت را محصول رشد یا مصرف کانی‌ها و تراوش مواد بین فازها که تغییر مدی کانی‌ها را سبب می‌شود، تعبیر کرد [۱۷-۲۰]. فرآیند تراوش در اثر گرادیان‌های پتانسیل شیمیایی گونه‌های تراوش کننده و نرخ تراوش آن‌ها در محل‌های مختلف سنگ، کنترل می‌شود [۲۲،۲۱،۱۹،۱۷]. به منظور وقوع یک واکنش دگرگونی، دمای سنگ بایستی بیش از دمای تعادلی واکنش مربوطه افزایش یابد، ولی میزان این افزایش (Overstepping rate) همواره مورد بحث بوده است. در دگرگونی مجاورتی که افزایش دما به سرعت رخ می‌دهد، نیمه پایداری یا ناپایداری طی دگرگونی پیش‌رونده سبب پیدایش درجه‌ی خروج از حالت تعادل بالا می‌شود [۲۳]. اما با توجه به ماهیت دگرگونی ناحیه‌ای که افزایش دما و فشار به آرامی صورت می‌گیرد، می‌توان از حصول تعادل در مراحل دگرگونی پیش‌رونده سخن به میان آورد [۲۴]. در این قسمت به بررسی تشکیل دوگانه سنگ‌های مشاهده شده و فرآیندهای رخ داده در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو پرداخته می‌شود. با هدف بررسی تعادلی بودن تشکیل دوگانه سنگ‌های معرفی شده با ترکیب سنگ کل بررسیهایی در این راستا صورت گرفته است که حاصل آن در مقاله دیگری در حال داوری است. از کانی‌های مهمی که در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو دیده شده است هرسی‌نایت می‌باشد. این کانی به

Archive of SID

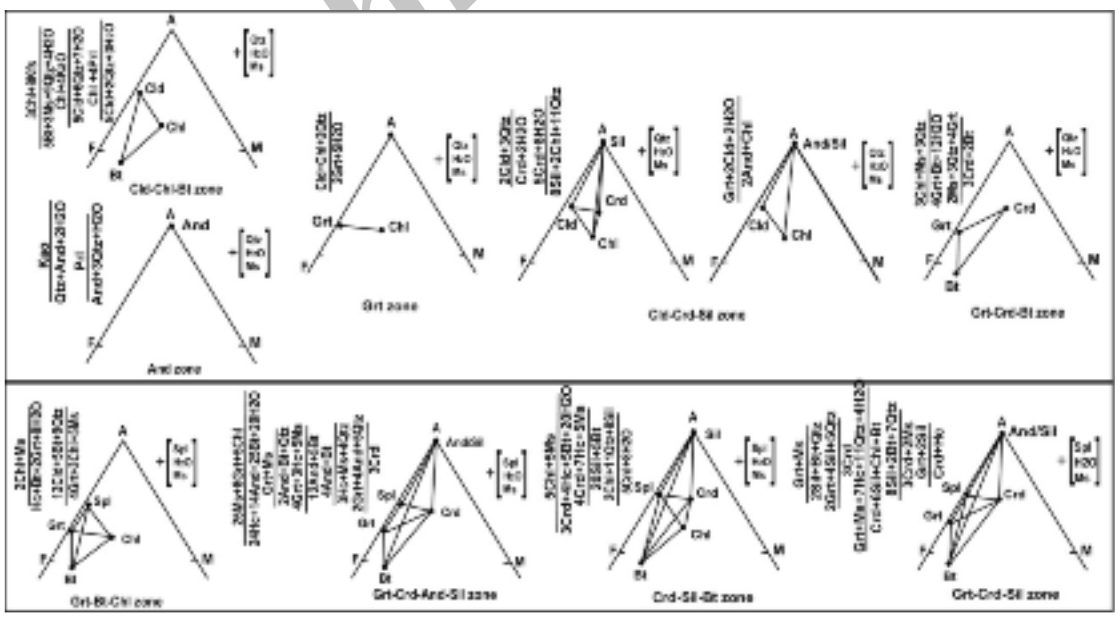
www.SID.ir

صورت میان بار در داخل کانی‌های کردیریت، گارنت و آندالوزیت دیده می‌شود. هرسی‌نایت در متاپلیت‌های مذکور در تماس با کوارتز دیده نشده است، بنابراین پاراژنزهای هاله مجاورتی اسلاملو به دو دسته دارای اسپینل و دارای کوارتز به عنوان فاز اضافی (excess) تقسیم شده‌اند (شکل ۲). برخی از پاراژنزها و روابط بافتی مشاهده شده حاکی از خروج از حالت تعادل بالاست به طوری که کانی‌های با دمای پائین مانند کلریتوئید با کانی‌های با دما بالاتری مانند کردیریت و نسل‌های دما بالای آندالوزیت ارتباط دوگانه نشان می‌دهند. چندین علت برای خروج از تعادل (Overstepping) ذکر شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به عدم هسته‌بندی از دستاوردهای یک واکنش خاص اشاره کرد که آن نیز می‌تواند ناشی از وقوع واکنش‌هایی که دستاوردهای آن‌ها دو یا بیش از دو کانی بوده و یا تفاوت فاحش ساختار بلورشناسی دستاوردها و واکنشگرها باشد [۲۵]. البته حتی در مواردی که فقط یک فاز دستاورد محصول یک واکنش باشد اگر ساختار بلورشناسی آن فاز تفاوت زیادی با واکنشگرها داشته باشد هسته‌بندی به سختی انجام می‌شود [۲۵]. در فرآیندهای دگرگونی، مرحله‌ی هسته‌بندی در تعیین خروج از حالت تعادل حائز اهمیت است [۲۵]. طبق تئوری کلاسیک هسته‌بندی، نرخ این فرآیند تابعی مستقیم از انرژی آزاد آن است، به طوری که آستانه‌ای از خروج از حالت تعادل وجود دارد که در زیر آن احتمال هسته‌بندی صفر است [۲۶-۲۷]. بنابر بررسی‌های رایدلی و تامسپون [۲۶] آستانه‌ی خروج از حالت تعادل برای رویداد هسته‌بندی ممکن است چند ده درجه باشد. محیط‌های دگرگونی مجاورتی سیستم‌های مناسبی برای بررسی درجه‌ی خروج از حالت تعادل فراهم می‌آورند، زیراکه در این محیط‌ها همانند نواحی دگرگونی ناحیه‌ای، تنش‌های انحرافی باعث پیچیده‌تر شدن سیستم بافتی سنگ‌ها و کانی‌ها نمی‌شود. کانی‌هایی مثل آندالوزیت، کلریتوئید و استارولیت در برابر مصرف در یک واکنش دگرگونی مقاوم هستند و بیشتر به صورت پورفیروبلاست‌های مقاوم تشکیل می‌شوند لذا در طول دگرگونی نرخ خروج از حالت تعادل زیادی (Significant overstepping rate) را می‌طلبند [۲۸-۲۹].

در این قسمت به توضیح زون های استخراج شده از بررسیهای سنگ نگاری در دو دسته دارای اسپینل و فاقد آن و نیز واکنش های احتمالی مسؤول پیدایش پورفیروبلاست های متاپلیت‌ها پرداخته شده است.

تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌های حاوی کوارتز (فاقد اسپینل)

در این سنگ‌های دوگانه اسپینل مشاهده نشده است. منطقه‌های موجود در این مجموعه از سنگ‌ها عبارتند از کلریتوئید-کلریت-بیوتیت، آندالوزیت، گارنت، کلریتوئید-کردیریت-آندالوزیت و گارنت-کردیریت-بیوتیت:



شکل ۲ روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در هورنفلس‌های رسی هاله اسلاملو بر اساس سیستم KFMASH. فازهای اضافی در سمت راست نمودارها آورده شده‌اند. الف- پاراژنزهای فاقد اسپینل ب-پاراژنزهای حاوی اسپینل. اسامی زون‌ها به ترتیب افزایش درجه‌ی دگرگونی مرتب شده‌اند. به طوری که زون گارنت، کردیریت، سیلیمانیت دارای بیشترین درجه‌ی دگرگونی است.

www.SID.ir

منطقه‌ی کلریتوئید-کلریت-بیوتیت

تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌های مشاهده شده در این مرحله از دگرگونی شامل کانی‌های Cld+Chl+Ms+Bt+Qtz است. کلریتوئید به عنوان اولین کانی شاخص دگرگونی از کانی‌های رسی پدید آمده است و در زمینه‌ای از کانی‌های کلریت، بیوتیت، مسکویت و کوارتز قرار گرفته‌اند. بر اساس روابط بافتی امکان واکنش زیر که با استفاده از نرم افزار ترموکالک [۳۰] پیشنهاد شده، وجود داشته است:

$$Chl + 4KaO = 5Cld + 6Qtz + 7H_2O \quad (r\text{-}1)$$

این واکنش در دماهای حدود ۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ می‌دهد. امکان واکنش زیر نیز که توسط بوخر و فرای [۳۱] پیشنهاد شده وجود داشته است:

$$hl + 4Prl = 5Cld + 2Qtz + 3H_2O \quad (r\text{-}2)$$

در درجه‌ی سنگ‌زایی مربوط به این واکنش در دمای حدود ۲۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ می‌دهد. این دو واکنش با توجه به حضور بلورهای مستطیلی شکل کلریتوئید در قالب بافت ضربدری (Decussate texture) (شکل ۳-الف) در زمینه‌ای از کانی‌های اولیه (تخریبی) کلریت، مسکویت و بیوتیت پیشنهاد شده است. در برخی از نمونه‌ها بلورهای مستطیلی شکل و درشت کلریتوئید در زمینه‌ای از کلریت‌های دگرگونی که درشت بلور و محصول دگرگونی هستند قابل مشاهده‌اند (شکل ۳-ب). واکنش زیر تولید مسکویت و بیوتیت را سبب شده است:

$$8Kfs+3Chl=3Ms+5Bt+9Qtz+4H_2O \quad (r\text{-}3)$$

این واکنش در شبکه سنگ‌زایی پیشنهادی بوخر و فرای [۳۱] در دمای حدود ۴۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ می‌دهد و در شبکه سنگ‌زایی ترسیم شده با نرم‌افزار ترموکالک برای هاله‌ی اسلاملو در دمای حدوداً ۳۵۰ درجه رخ داده است.

منطقه‌ی آندالوزیت

تشکیل دوگانه در این سنگ‌ها شامل And+Qtz است. پورفیروبلاست‌های خودشکل آندالوزیت در زمینه‌ایی از کانی-های ریز مشاهده می‌شوند (شکل۳- پ). با توجه به اینکه کانی‌های پیروفیلیت و کائولینیت معمولاً در آغاز دگرگونی در سنگ‌های پلیتی وجود دارند می‌توان هر یک از واکنش‌های زیر را برای تشکیل کانی آندالوزیت پیشنهاد کرد:

$$Kao = Qtz + And + 2H_2O \quad (r\text{-}4)$$
$$Prl = And + 3Qtz + H_2O \quad (r\text{-}5)$$

کانی‌های پیروفیلیت و کائولینیت در این سنگ‌ها دیده نمی-شوند که به‌دلیل مصرف کامل آنهاست.

منطقه‌ی گارنت

تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌ها در این منطقه عبارتست از: Grt+Chl+Qtz±Cld. در برخی از نمونه‌ها کانی کلریتوئید مشاهده نمی‌شود که احتمالاً به دلیل مصرف کامل آنست. با توجه به تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌ها و روابط بافتی (شکل۳-ت) می‌توان واکنش زیر را برای تشکیل اولین نسل این کانی پیشنهاد کرد:

$$Cld+Chl+2Qtz=2Grt+5H_2O \quad (r\text{-}6)$$

واکنش فوق در شبکه‌ی سنگ‌زایی ترسیمی توسط بوخر و فرای [۳۱] در دمای در حدود ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد رخ می‌دهد. منحنی تعادلی این واکنش موازی محور فشار بوده و مستقل از این متغیر ترمودینامیکی صورت می‌گیرد.

منطقه‌ی کلریتوئید-کردیریت-سیلیمانیت

در این منطقه روابط پاراژنتیک آشکاری بین کانی‌های کردیریت و کلریتوئید و نیز بین کلریتوئید و آندالوزیت وجود دارد (شکل ۴-الف و ۴-ب و ۴-پ). بافت‌های واکنشی شاخصی در سنگ-های این منطقه مشاهده می‌شوند که از منظر درستی واکنش-های رخ داده بسیار کمک کننده هستند. دو دسته پاراژنز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند: ۱- And+Cld+Sil+Ms+Chl و ۲- Crd+Cld+Sil+Chl±Ms. روابط بافتی حاکی از احتمال واکنش‌های زیر است:

$$2Cld+3Qtz=Crd+2H_2O \quad (r\text{-}7)$$
$$5Crd+8H_2O=8Sil+2Chl+11Qtz \quad (r\text{-}8)$$

کانی‌کلریتوئید به صورت میان بار داخل کردیریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-الف و ب). ارتباط پاراژنتیک بارزی بین سیلیمانیت (فیبرولیتی) و آندالوزیت (شکل ۴-پ) و همین طور بین سیلیمانیت و کردیریت وجود دارد (شکل ۴-الف و ب). با توجه به روابط بافتی احتمال وقوع واکنش‌های زیر نیز وجود داشته است:

$$Grt + 2Cld + 2H_2O = 2And + Chl \quad (r\text{-}9)$$
$$And = Sil \quad (r\text{-}10)$$

چنانکه ملاحظه می‌شود در این زون کانی گارنت وجود ندارد که احتمالاً به طور کامل مصرف شده است.

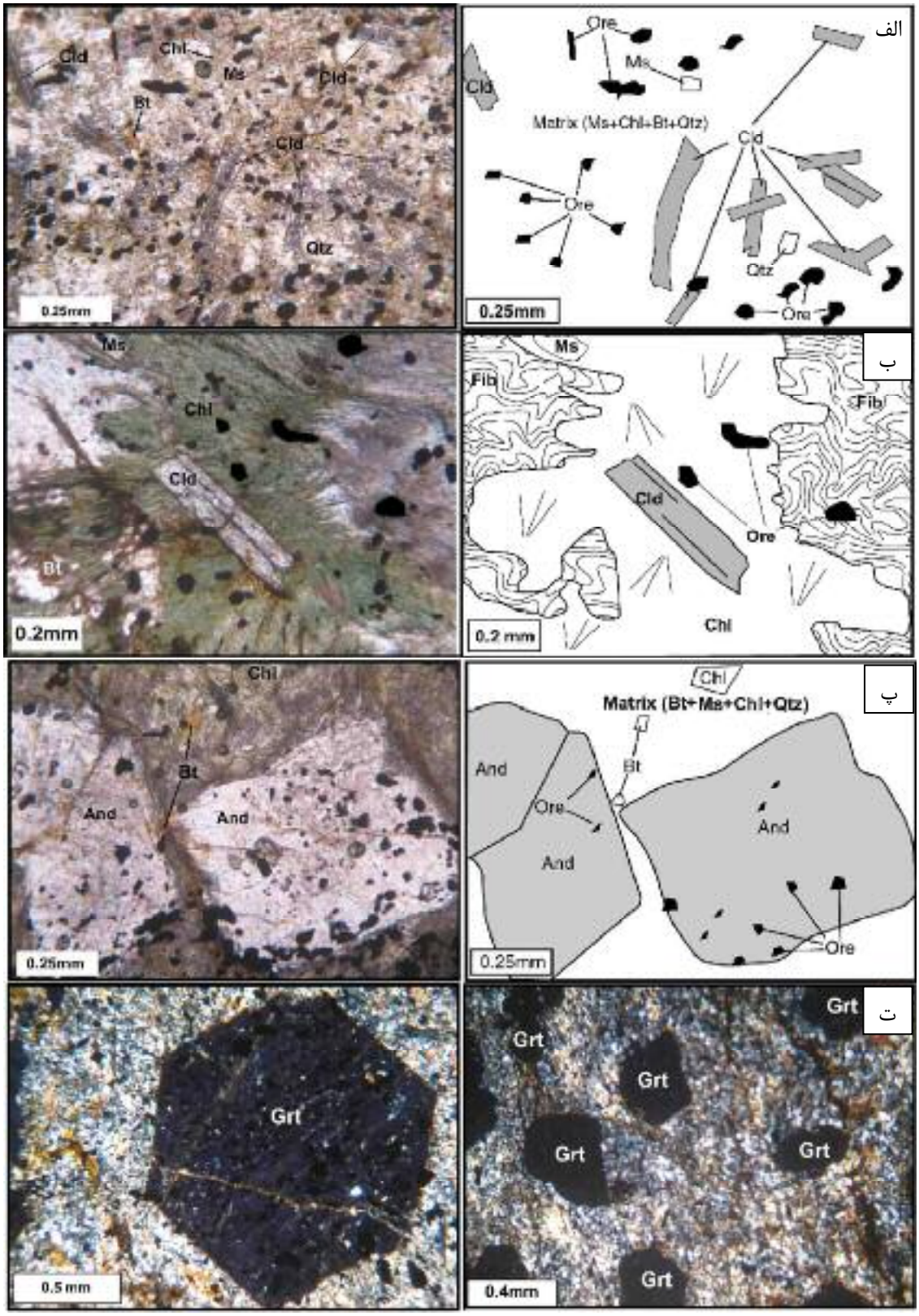
زون گارنت-کردیریت-بیوتیت

در این سنگ‌ها پاراژنز مشاهده شده شامل Crd + Grt + Bt + Ms + Qtz است. روابط بافتی حاکی از مصرف گارنت و تشکیل کردیریت است. بنابراین احتمالاً واکنش‌های زیر تشکیل این پاراژنز را سبب شده‌اند (شکل ۴-ت و ۵-الف):

$$3Chl+Ms+3Qtz=4Grt+Bt+12H_2O \quad (r\text{-}11)$$
$$2Ms+3Qtz+4Grt=3Crd+2Bt \quad (r\text{-}12)$$

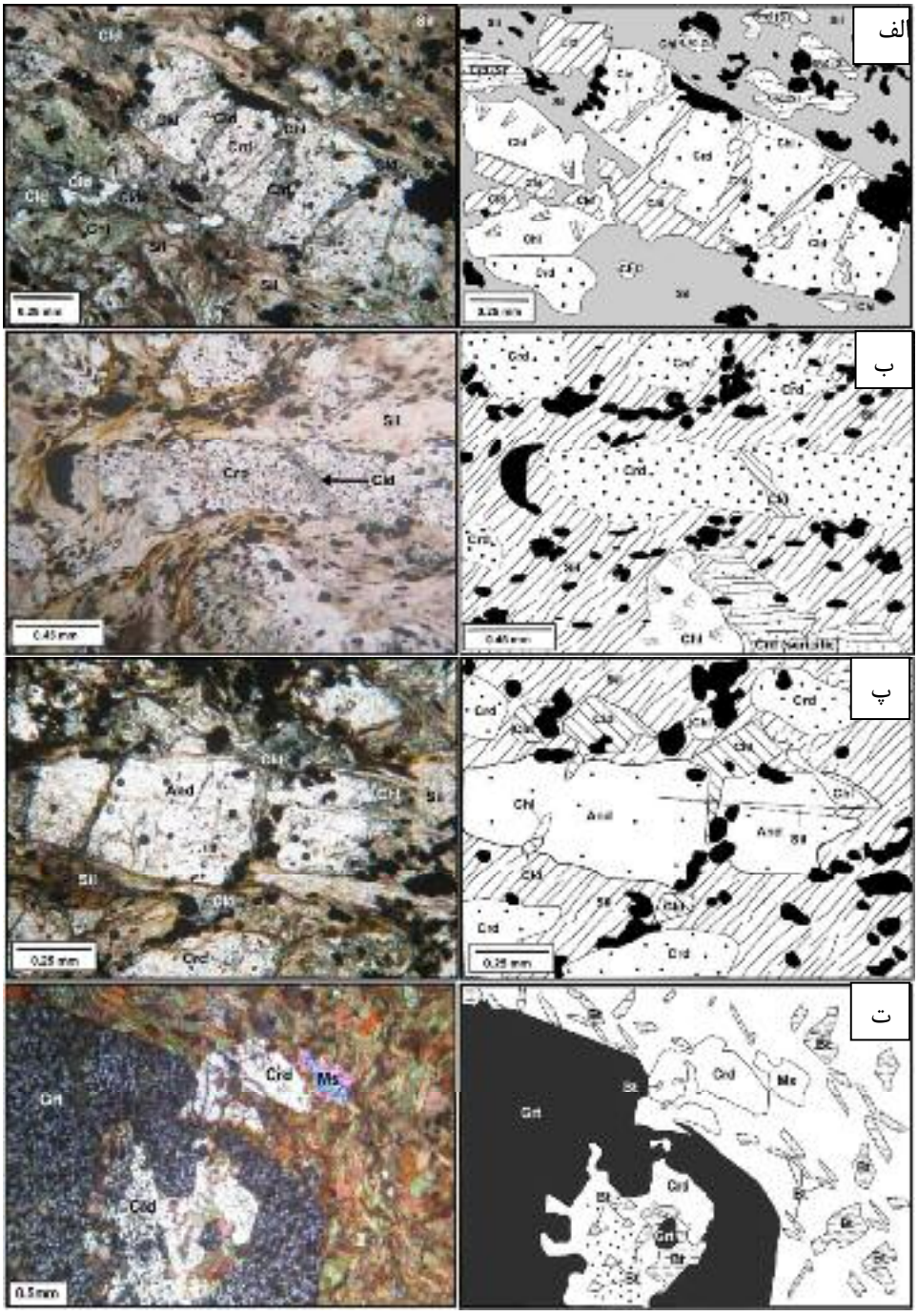
Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳ الف- بلورهای کلریتوئید در یک نمونه هورنفلس رسی، زمینه سنگ از کانی‌های ریز کلریت، مسکویت، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده است. بافت ضربدری بلورهای کلریتوئید قابل مشاهده است. ب- کانی‌های کلریتوئید و کلریت در یک نمونه هورنفلس رسی. پ-کانی‌های آندالوزیت در زمینه‌ای از کانی‌های کلریت، مسکویت، بیوتیت و کوارتز در یک نمونه هورنفلس رسی. ت- پورفیروبلاست‌های گارنت در یک نمونه هورنفلس رسی. کانی‌های تیره کدر هستند.

www.SID.ir



شکل ۴ الف هورنفلس رسی. روابط بافتی کانی های کردیریت، سیلیمانیت و کلریتوئید قابل مشاهده است. حالت PPL. ب- روابط پاراژنتیک کانی-های سیلیمانیت، کردیریت و کلریتوئید در یک نمونه هورنفلس رسی. حالت PPL پ- هورنفلس رسی. روابط پاراژنتیک کانی‌های آندالوزیت، کلریتوئید، کلریت و سیلیمانیت. سایر کانی‌های تیره موجود در سنگ کدر هستند. حالت PPL. ت- روابط پاراژنتیک کانی‌های گارنت، کردیریت، بیوتیت و مسکویت در یک نمونه هورنفلس رسی. حالت XPL.

پاراژنزهای حاوی اسپینل (فاقد کوارتز)

در این سنگ‌ها کانی اسپینل به‌صورت میان بار داخل کانی‌های آندالوزیت، کردیریت و گارنت دیده می‌شود. این کانی در هیچ یک از نمونه‌ها در تماس با کانی کوارتز دیده نشده است، به طوری که به وسیله‌ی کانی‌هایی که آن را در بر گرفته‌اند (کردیریت، آندالوزیت و گارنت) از کانی‌های کوارتز موجود در زمینه‌ی سنگ جدا شده‌اند. این مجموعه فاقد کوارتز به‌عنوان فاز اضافی است. زون‌های حاوی کانی اسپینل عبارتند از گارنت

www.SID.ir

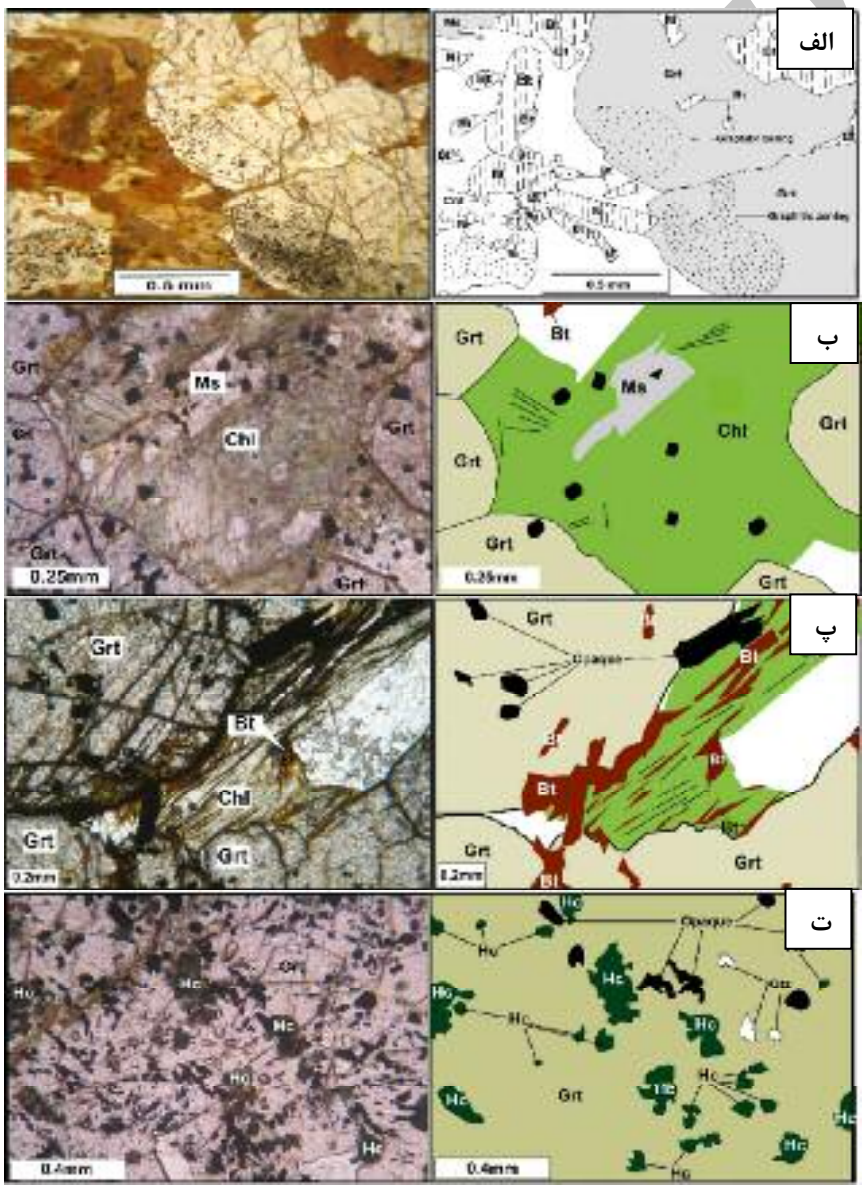
– بیوتیت - کلریت، گارنت – کردیریت – آندالوزیت - سیلیمانیت، کردیریت-سیلیمانیت-بیوتیت و گارنت-کردیریت-سیلیمانیت.

زون گارنت-بیوتیت-کلریت

تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل Grt + Chl + Bt + Ms + Hc است. کانی بیوتیت در متن کانی گارنت دیده می‌شود و همین طور کانی کلریت ارتباط پاراژنتیک آشکاری با کانی گارنت نشان می‌دهد (شکل ۵-ب و ۵-پ). همچنین در متن کانی کلریت کانی مسکویت دیده می‌شود (شکل ۵-ب). چنانکه ملاحظه می‌شود در پاراژنز مربوطه کانی کلریتوئید مشاهده نشده است که احتمالاً این کانی در این زون به طور کامل مصرف شده است. در برخی از نمونه‌ها کانی هرسی‌نایت نیز به صورت میان بار در متن کانی گارنت دیده می‌شود (شکل ۵-ت) لذا احتمال رخداد واکنش‌های زیر وجود داشته است:

$$2Chl+Ms=2Grt+Bt+Hc+8H_2O \quad (r\text{-}13)$$

$$12Cld+5Bt+9Qtz=4Grt+3Chl+5Ms \quad (r\text{-}14)$$



شکل ۵ الف- روابط پاراژنتیکی کانی‌های گارنت، کردیریت، بیوتیت و مسکویت در یک نمونه هورنفلس رسی. حالت PPL. ب- هورنفلس رسی. روابط پاراژنتیکی کانی‌های گارنت، کلریت و مسکویت قابل مشاهده‌اند. حالت PPL. پ- هورنفلس رسی. روابط پاراژنتیکی کانی‌های گارنت، کلریت و بیوتیت. حالت PPL ت- هورنفلس رسی. بلورهای هرسی نایت به صورت میان بار داخل کانی گارنت قابل مشاهده‌اند. حالت PPL.

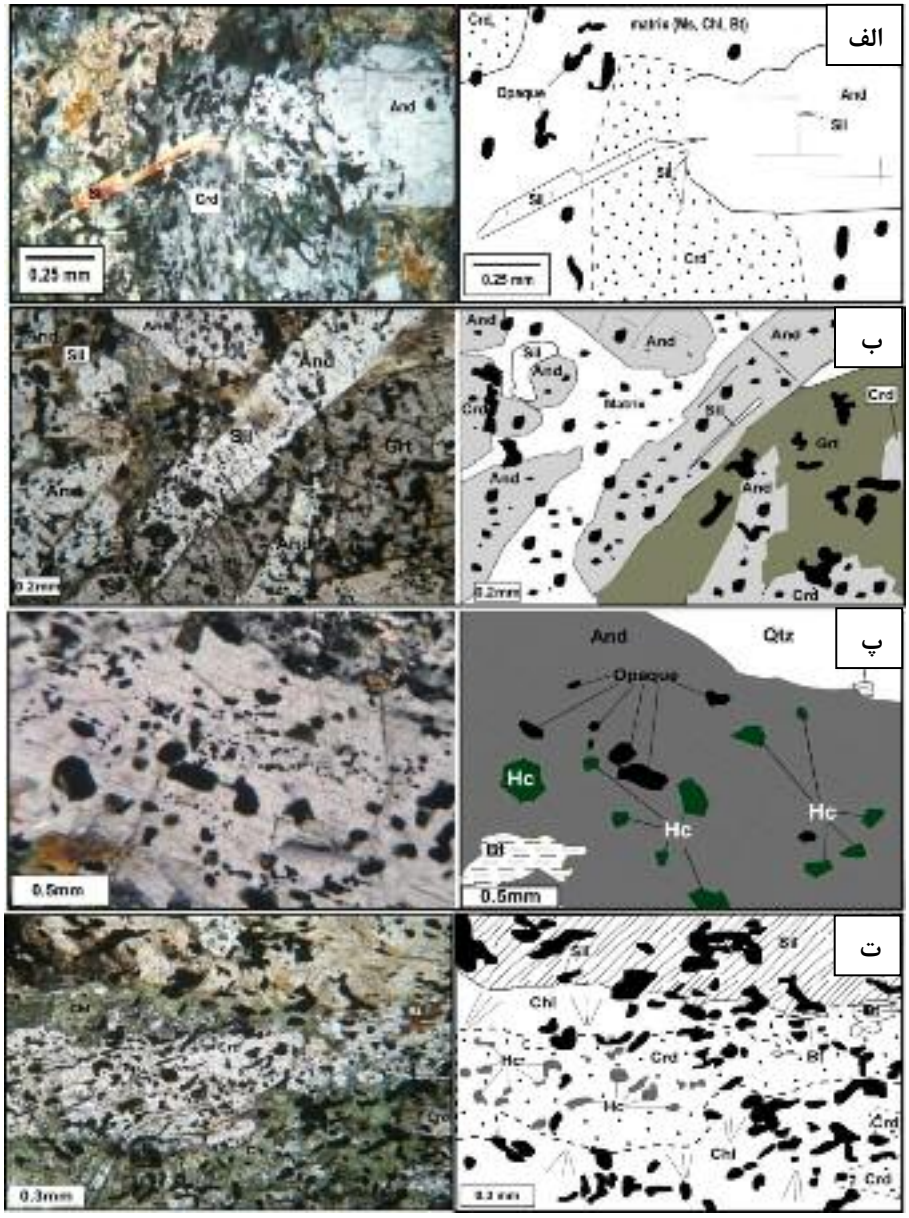
www.SID.ir

منطقه‌ی گارنت-کردیریت-آندالوزیت-سیلیمانیت

تشکیل دوگانه‌ی سنگ‌های مشاهده شده شامل Grt+Crd+And+Sil+Bt+Hc می‌باشد. روابط پاراژنتیکی روشنی بین کانی‌های آندالوزیت، کردیریت و سیلیمانیت وجود دارند (شکل ۶-الف و ۶-ب). در این سنگ‌ها کانی‌های آندالوزیت و کردیریت به درون کانی گارنت فرو رفته‌اند که نشانگر مصرف کانی اخیر است (شکل ۶-ب)، لذا واکنش‌های دخیل در این زون از این قرارند:

$$4Grt+3Hc+5Ms=12And+5Bt \quad (r\text{-}15)$$
$$Grt+Ms=2And+Bt+Qtz \quad (r\text{-}16)$$
$$And=Sil \quad (r\text{-}10)$$

بلورهای هرسی‌نایت به روشنی در کانی آندالوزیت قابل مشاهده‌اند (شکل ۶-پ) که احتمالاً واکنش‌های زیر در تشکیل اسپینل دخیل بوده‌اند:



شکل ۶ الف- هورنفلس رسی. روابط پاراژنتیکی بین کانی‌های کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت، سایر کانی‌های تیره موجود در سنگ کدر هستند. حالت XPL ب- هورنفلس رسی. ارتباط پاراژنتیکی کانی‌های آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت. فرو رفتگی کانی‌های آندالوزیت به داخل کانی گارنت حاکی از مصرف کانی اخیر است. حالت PPL پ- هورنفلس رسی. بلورهای هرسی‌نایت و بیوتیت در متن کانی آندالوزیت قابل مشاهده‌اند. حالت PPL. ت- روابط پاراژنتیکی کانی‌های کردیریت، سیلیمانیت، بیوتیت، کلریت و هرسی نایت در یک نمونه هورنفلس رسی. حالت PPL.

www.SID.ir

$$4And+Bt=3Hc+Ms+4Qtz \quad (r\text{-}17)$$

$$25Ms + 8Grt + 5Chl = 24Hc + 14And + 25Bt + 20H_2O \quad (r\text{-}18)$$

بر اساس روابط پاراژنتیکی آشکار بین کانی‌های گارنت، کردیریت و آندالوزیت (شکل ۶-ب) احتمال واکنش زیر نیز وجود داشته است:

$$2Grt+4And+5Qtz=3Crd \quad (r\text{-}19)$$

زون کردیریت-سیلیمانیت-بیوتیت

پاراژنز مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل Crd+Sil+Hc+Bt+Chl+Ms است که حضور کانی‌های هرسی‌نایت و بیوتیت به صورت میان بار داخل کانی کردیریت احتمال وقوع واکنش زیر را نشان می‌دهد (شکل ۶-ت):

$$5Chl+5Ms=3Crd+4Hc+5Bt+20H_2O \quad (r\text{-}20)$$

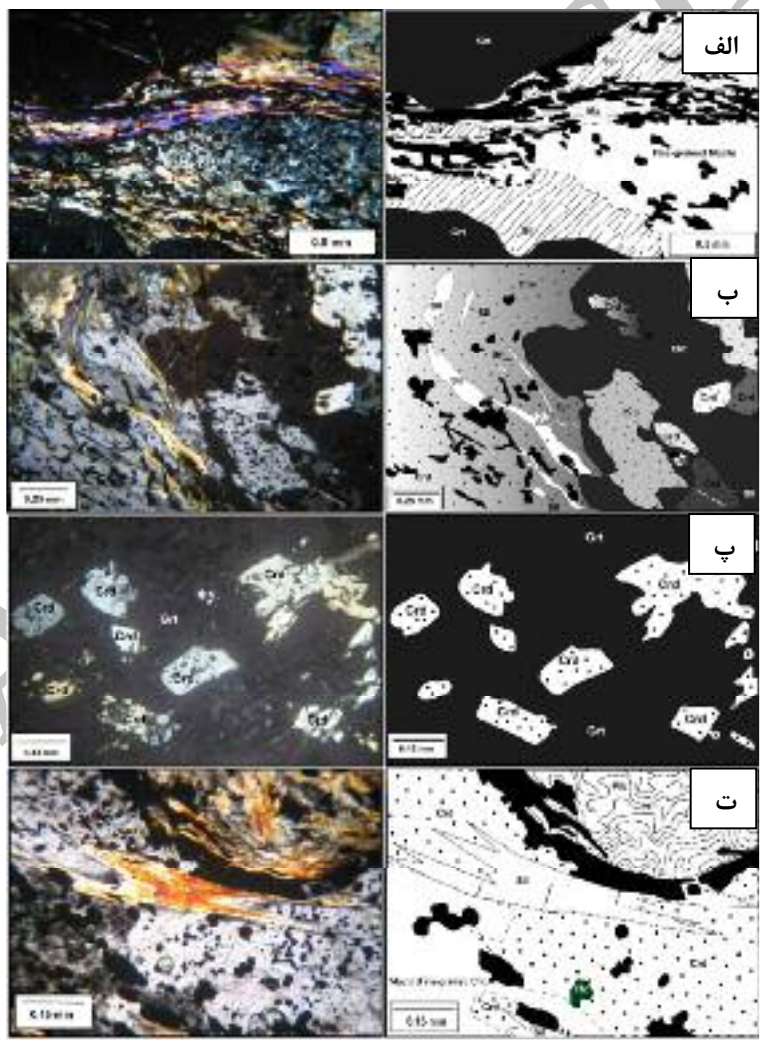
همان‌طور که در شکل ۶-ت دیده می‌شود، ارتباط پاراژنتیکی آشکاری بین سیلیمانیت و کردیریت نیز وجود دارد که احتمالاً واکنش‌های زیر باعث تشکیل سیلیمانیت شده است:

$$2Chl+11Qtz+8Sil=5Crd+8H_2O \quad (r\text{-}21)$$

$$4Crd+7Hc+5Ms=20Sil+5Bt \quad (r\text{-}22)$$

منطقه‌ی گارنت-کردیریت-سیلیمانیت

تشکیل دوگانه در این سنگ‌ها شامل Grt + Crd + Sil + Bt + Hc + Chl + And است. در برخی از نمونه‌ها نوارهایی از سیلیمانیت به‌صورت حاشیه واکنشی در اطراف بلورهای گارنت دیده می‌شوند (شکل ۷-ب)، کانی آندالوزیت نیز در این سنگ-ها دیده می‌شود که با کانی سیلیمانیت در ارتباط پاراژنتیکی هستند، لذا احتمال واکنش‌های زیر وجود داشته است:



شکل ۷ الف- هورنفلس رسی. نوارهایی از سیلیمانیت و مسکویت در حاشیه‌ی بلورهای گارنت قابل مشاهده‌اند. حالت XPL. ب- هورنفلس رسی. روابط پاراژنتیکی روشنی بین کانی‌های گارنت، کردیریت و سیلیمانیت. حالت XPL. پ- بلورهایی از کردیریت در متن درشت بلوری از کانی قابل مشاهده است. هورنفلس رسی. حالت XPL. ت- روابط پاراژنتیکی آشکار کانی‌های سیلیمانیت، کردیریت و هرسی نایت. حالت XPL. هورنفلس رسی.

www.SID.ir

Grt+Ms=2Sil+Bt+Qtz (r-23)
And=Sil (r-10)

در برخی از نمونه‌ها سیلیمانیت و گارنت، کردیریت تولید کرده‌اند (شکل ۷-ب و پ) بنابراین امکان واکنش‌های زیر وجود داشته است:

8Sil+2Bt+7Qtz=3Crd+2Ms (r-24)
2Grt+4Sil+5Qtz=3Crd (r-25)

در برخی از نمونه‌ها کانی هرسی‌نایت به صورت میان بار داخل کانی‌های کردیریت و گارنت دیده می‌شوند (شکل ۷-ت) لذا امکان واکنش‌های زیر نیز وجود داشته است:

20Sil+5Bt=4Crd+5Ms+7Hc (r-26)
Grt+2Sil=Crd+Hc (r-27)

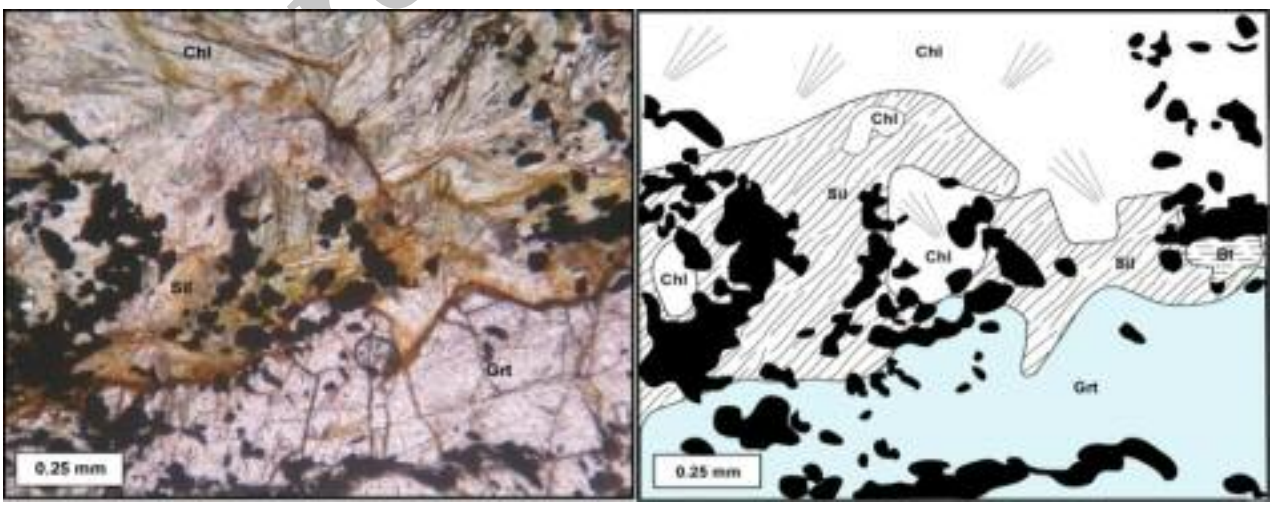
در برخی از نمونه‌ها کانی سیلیمانیت ارتباط پاراژنتیکی آشکاری با کانی‌های گارنت، کردیریت و کلریت نشان می‌دهد (شکل ۸)، لذا واکنش زیر برای تشکیل این کانی‌ها پیشنهاد می‌شود:

Grt + Ms + 7Hc + 11Qtz + 4H2O = Crd + 6Sil + Chl + Bt (r-28)

براورد دما

منحنی‌های تعادلی واکنش‌های رخ داده در هاله‌ی اسلاملو بر اساس داده‌های نرم افزار ترموکالک ترسیم شده است (شکل ۹). بر اساس این سنگ‌زایی شد، و با توجه به اینکه در زون گارنت-کردیریت-سیلیمانیت بلورهای سیلیمانیت منشوری در داخل کانی آندالوزیت دیده می‌شوند، محل تقاطع واکنش‌های (r-10) و (r-25) اوج دگرگونی را در هاله مجاورتی اسلاملو مشخص می‌کند، به طوری که کمترین دمایی که این هاله تحمل کرده است حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتی گراد در فشار حدود ۲ کیلو بار براورد شده است (شکل ۹-الف).

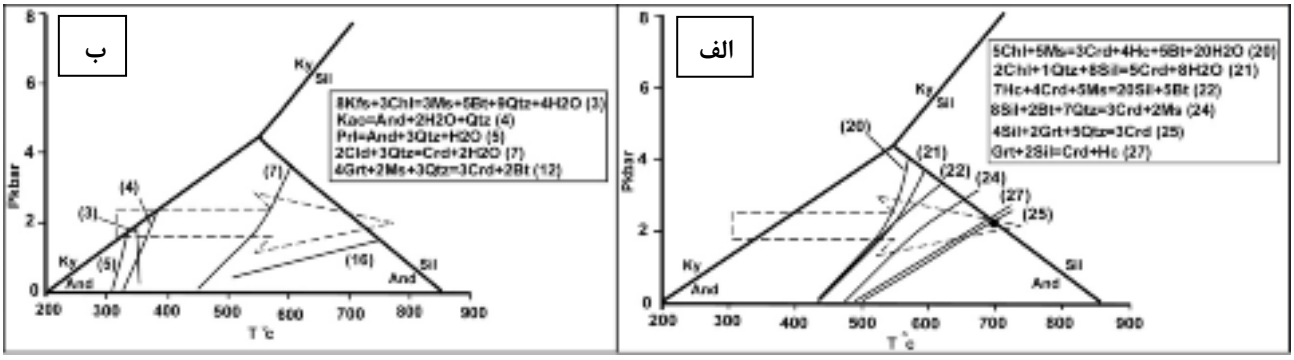
در زون گارنت-آندالوزیت-سیلیمانیت، کانی سیلیمانیت ارتباط پاراژنتیکی با کانی آندالوزیت نشان می‌دهد. کانی اخیر در این زون در میدان پایداری سیلیمانیت قرار دارد که علت آن خروج از حالت تعادل بالا (Overstepping) است [۳۲-۳۳]. بدین صورت که به علت افزایش ناگهانی دما و یا وجود موانع هسته بندی (در اینجا هسته بندی کانی سیلیمانیت) کانی آندالوزیت حفظ شده و در نتیجه در میدان پایداری سیلیمانیت قرار گرفته است. این مسئله در تشکیل دوگانه سنگ‌های مشاهده شده در زون کلریتوئید-کردیریت-آندالوزیت نیز رخ داده است. در این زون کانی کلریتوئید با کانی‌های کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت، تشکیل دوگانه سنگ‌ها هستند که علت آن نیز نرخ خروج از حالت تعادل بالاست، در نتیجه کلریتوئید تا دماهای بالاتر حفظ شده است.



شکل ۸ هورنفلس رسی. حالت PPL. روابط پاراژنتیک بین کانی‌های گارنت، کلریت و سیلیمانیت.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۹ منحنی‌های تعادلی واکنش‌های رخ داده در الف- تشکیل دوگانه سنگ‌های دارای هرسی‌نایت، ب- پاراژنزهای فاقد هرسی‌نایت. این سنگ‌زایی گریدها بر اساس داده‌های نرم افزار ترموکالک ترسیم شده‌اند. ([30] ,THERMOCALC v.3.33).

برداشت

در هاله‌ی مجاورتی اسلاملو کانی‌های بیوتیت، مسکویت، آندالوزیت، کلریتوئید، گارنت، کلریت، کردیریت و سیلیمانیت دیده شده‌اند. واکنش‌های دخیل در تشکیل دوگانه سنگ‌ها با استفاده از بافت‌های واکنشی شاخص پیشنهاد شده‌اند. کانی-های کلریتویئد و آندالوزیت محصول شکست کانی‌های تخریبی کلریت و کانی‌های رسی بوده‌اند. کانی گارنت از واکنش کانی کلریتوئید با کلریت تشکیل شده است. از واکنش کانی‌های گارنت و کلریتوئید کانی کردیریت تشکیل شد. کانی سیلیمانیت از کانی‌های کردیریت و آندالوزیت تشکیل شده و کانی هرسی‌نایت محصول شکست کانی‌های گارنت و آندالوزیت بوده است. بر اساس محل برخوردگاه منحنی‌های تعادلی واکنش‌های تشکیل آندالوزیت از سیلیمانیت (واکنش r-10) و تشکیل کردیریت از سیلیمانیت و گارنت (واکنش r-25) دمای اوج دگرگونی حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در فشار حدود ۲ کیلو بار براورد می شود. با توجه به ترکیب گابرو – دیوریتی توده‌ی نفوذی دور و دمای بالای چنین ماگمایی، احتمال انتقال دمای حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد از توده به سنگ‌های دیواره منطقی به نظر می‌رسد.

مراجع

[1] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (7) (1968) 1229-1258.

[۲] نبوی م. ح.، *"دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"*، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).

[3] Ghalamghash J., Bouchez J.L., Vosoughi-Abedini M., Nedelec A., *"The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of geodynamic evolution of Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times- part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction"*, Journal of Asian Earth Sciences, vol. 36, (2009) pp. 303-317.

[4] Moazzen M., Modjarrad M., *"Contact metamorphism and crystal size distribution studies in the Shivar aureole"*, NW Iran., *Geological journal,* vol. 40, pp. 499-517.

[5] Vernon R. H., *"Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites"*, Journal and Proceedings of the Royal Society of New South wales, vol. 116, (1983) pp. 77-103.

[6] Vernon R. H., *"Evaluation of the quartz-eye hypothesis"*, Economic Geology, vol. 81 (1986a) pp. 1520-1527.

[7] Vernon R. H., *"K-feldspar megacrysts in granites; phenocrysts, not porphyroblasts"*, Earthe-Science Reviews, vol. 23 (1986b) pp. 1-63.

[8] White R.W., Powell R., *"On the interpretation of retrograde reaction textures in granulite facies rocks"*, J. metamorphic geology, vol. 29, (2011) pp. 131-149.

[9] Dunkley D. J., Clarke G. L., Harley S. L., *"Diffusion metasomatism in silica-undersaturated*

Archive of SID

www.SID.ir

sapphirine-bearing granulite from Rumdoodle Peak, Framnes Mountain", east Antarctica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134 (1999) 264-276.

[10] Baldwin J. A., Powell R., Brown M., Moraes R., Fuck R. A., *"Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anapolis-Itaucu Complex, central Brazil"*, Journal of Metamorphic Geology, vol. 23 (2005) pp. 511-531.

[11] White R. W., Powell R., *"Retrograde melt-residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites"*, *Journal of Metamorphic Geology,* vol. 28 (2010) pp. 579-597.

[12] Philpotts, "*Principles of igneous and metamorphic petrology".* Prentice Hall, Englewood cliffs, New Jersey 07632 (1990) pp. 498.

[13] Satish-Kumar M., Harley S.L., *"Reaction textures in scapolite–wollastonite–grossular calc-silicate rock from the Kerala Khondalite Belt, Southern India: evidence for high-temperature metamorphism and initial cooling"*, *Lithos*, Vol. 44 (1998) pp. 83-99.

[۱۴] محامد ا.، *"بررسی پدیده‌های دگرگونی مجاورتی اسلاملو، اشنویه"*، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ایران (۱۳۹۰).

[۱۵] نقی زاده ر.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اشنویه"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).

[16] Kretz R., *"Symbols For Rock Forming Minerals"*, American mineralogist, Vol. 68 (1983) pp. 227-279.

[17] Fisher G. W., *"Non-equilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes"*, American Journal of science, vol. 273 (1973) 897-924.

[18] Jeosten R., *"Evolution of mineral assemblage zoning in diffusion metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta"*, 47 (1977) 283-294.

[19] Carlson W. D., *"Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism"*, American Mineralogist, 87 (2002) 185-204.

[20] White R.W., Powell R., Baldwin J. A., *"Calculated phase equilibria involving chemical potentials to investigate the textural evolution of metamorphic rocks"*, Journal of Metamorphic Geology, 26 (2008) 181-198.

[21] Brady J. B., *"Intergranular diffusion in metamorphic rocks"*, American Journal of Science, 283-A (1983)181-200.

[22] Carlson W.D., Gordon C.L., *"Effects of matrix grain size on the kinetics of intergranular diffusion"*, Journal of Metamorphic Geology, 22(2004) 733-742.

[23] Holister L. S., *"Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end member of metamorphic process"*, Geological Society of America Bulletin, 80 (1969) 2465-2494.

[24] Yardley B. W. D., *"The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara Schists"*, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 65, pp. 53-58.

[25] Rubie D.C., *"Disequilibrium During Metamorphic: The Role of Nucleation Kinetics. In: What Drives Metamorphism and Metamorphic reactions?",* Geological Society of London Special Publications

[26] Ridley J., Thompson A. B., *"The role of mineral kinetics in the development of metamorphic microtextures. In: Fluid-Rock Interactions During Metamorphism (eds walther, J. V. & Wood, B. J.)"*, Advances in Physical Geochemistry, 5 (1986) 154-193.

[27] Lasaga A.C., *"Kinetic Theory in the Earth Sciences"*, Princeton University Press, Princeton. (1998).

[28] Waters D. J., *"Kinetics control of metamorphic rock textures: a model and an example from the aureole of the Bushveld Complex"*, S. Africa. *Terra Abstracts*, Vol. 1 (1989) pp. 297.

[29] Lovegrove D. P., *"Rates and mechanisms of metamorphic processes derived from thermal aureole studies"*, D Phil Thesis, University of Oxford, Oxford (2000).

[30] Holland T. J. B., Powell R., *"An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 2 data and results"*, *J. of Metamorphic Geology*, vol. 3(4) (1985) pp. 343-370.

Archive of SID

www.SID.ir

[31] Bucher K., Frey M., *"PEtrogenesis of Metamorphic Rocks",* Springer Verlay. (1994).

[32] Chakraborty S., Dasgupta S., Neogi S., *"Nucleation kinetics controlled by chemical overstepping and its tectonic implications; an example from the Sikkim Himmala"*, *European journal of mineralogy*, vol. 19, (2007) pp. 791-803.

[33] Dru E. Wilbur, Jay J. Ague, *"Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies"*, The geological society of America, v.34, (2006) pp. 689-692.

Archive of SID

www.SID.ir