Archive of SID

بررسی سنگ شناختی و ریز ساختاری مجموعه دگرگونی سورسات (جنوب خاوری شاهین دژ)

نوشته: دکتر عباس قاسمی* و دکتر محسن پورکرمانی**

Lithological and microstructural study of Soresat metamorphic complex (South Eastern of Shahin-Dej)

By: Dr.A. Ghasemi* & Dr.M. Pour-kermani**

چکیده

سنگ‌های گرانیتوییدی مجموعه دگرگونی سورسات را از دیدگاه ویژگیهای صحرایی، سنگ شناختی و زمین شیمیایی می‌توان به سه گروه اصلی تقسیم کرد. گروه اول شامل توده‌های گرانیت گنیسی نوع S همزمان با زمین ساخت، گروه دوم شامل توده‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و تونالیتی نوع I کمان آتشفشانی و گروه سوم شامل گرانیتهای قلیایی پس از برخورد است.

سنگ‌های مجموعه دگرگونی سورسات شامل انواع مختلف شیست است و پورفیروبلستهای آندالوزیت، کردیریت، استارولیت، گارنت و سیلیمانیت (فیبرولیت) در آنها دیده می شود. سنگ مادر مجموعه دگرگونی، سورسات شامل تناوبی از شیل، سیلتستون و گری وک به‌همراه میان لایه‌های کربنات، ماسه سنگ آرکوزی و آذرآواری است.

بررسیهای انجام شده بر روی سنگهای رسوبی دگرگون شده منطقه مورد مطالعه، نشانگر وجود دست کم یک برگوارگی نافذ(S2) در سنگهای منطقه است. این برگوارگی، اغلب موازی با لایه بندی اولیه سنگهای دگرگونی است. مطالعه پورفیروبلستهای موجود در برشهای نازک، دو مرحله دگرشکلی کاملا" متمایز را در مجموعه دگرگونی سورسات نشان می‌دهد.

مرحله اول دگرشکلی (D1) به‌صورت آثار میان باری (Inclusion trail) مستقیم (S1) و ناهمخوان با برگوارگی چیره منطقه (S2) در پورفیروبلستهای آندالوزیت و استارولیت حفظ شده است. مرحله دوم دگرشکلی (D2) باعث ایجاد برگوارگی چیره منطقه (S2) شده و به دنبال آن، دگرگونی پسرونده (M) در سنگهای دگرگونی منطقه دیده می‌شود. گذار P-T-t پیشنهادی، نمایانگر یک مسیر ساعتگرد برای مجموعه دگرگونی سورسات است (Pmax=3/7Kbar , Tmax=600°C).

واژه های کلیدی: مراحل دگرشکلی، پورفیروبلست، آثار میان باری، نمودار P-T-t ، جایگاه زمین ساختی گرانیتها، دماسنجی.

Abstract

Field and microscopic studies and geochemical analyses suggest that granitoid rocks may be subdivided into three main groups. The first group of granitoid rocks is S-type syn-tectonic granitic gneiss sheets, the second group is I-type volcanic arc granite and granodiorite and the third group is S-type post-collision alkali-granite.

The rocks of Soresat metamorphic complex are different kinds of schist. Andalusite, staurolite, garnet,sillimanite (fibrolite) are the main metamorphic porphyroblasts in these rocks. The protolith of Soresat metamorphic complex are a sequence including shale, siltstone and graywacke with carbonate, arkosic sandstone and pyroclastic intercalations.

A prominent,regionally penetrative foliation(S2)is distinguished in studied area.S2 is generally parallel to meta-sedimentary bedding plane. Thin section studies reveal two discrete deformational events. The first deformational event (D1) is preserved as straight inclusion trails in Pre -S2 Post - S1 andalusite, staurolite porphyroblasts. The S2 is generated by the second deformational event. The retrograde metamorphic event follows the second deformational event. The proposed P-T-t path shows a clock-wise path for Soresat metamorphic complex (P_{max}=3.7 Kbar, T_{max}=600ºC).

Key words: Deformational events, porphyroblast, Trail inclusion, P-T-t curve, Tectonic setting of granite, Thermometry.

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

سنگهای مجموعه دگرگونی سورسات در طول لبه شمالی زون سنندج- سیرجان، جنوب خاور شهر شاهین دژ در جنوب استان آذربایجان باختری بین عرضهای جغرافیایی '۳۰،°۳۶ تا '۴۰،°۳۶ و طولهای جغرافیایی '۴۵،°۴۶ تا '۵۵،°۴۶ قرار دارد. این مجموعه یک تاریخ دگرشکلی پیچیده را در داخل خود حفظ کرده است. این مجموعه سنگی متعلق به مجموعه دگرگونی تکاب بوده و به نام مجموعه سورسات نامیده شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). براساس مطالعات پالینولوژی، سن سنگ مادر این مجموعه کامبرین زیرین به دست آمده است (خلقی خسرقی ،۱۳۷۳).

برای بررسی سنگهای گرانیتوییدی موجود در این مجموعه ، ابتدا با استفاده از تجزیه زمین شیمیایی عناصرکمیاب و نمودارهای زمین شیمیایی، موقعیت زمین ساختی این سنگها تعیین شده و سپس به بررسی سنگهای دگرگونی، گذار P-T-t احتمالی و نقشه خطوط هم درجه دگرگونی (Isograd) پرداخته شده است.

سنگهای آذرین

سنگهای آذرین موجود در محدوده مورد بررسی، از نوع سنگهای آذرین روشن و متعلق به خانواده گرانیتوییدها هستند. با توجه به مطالعات انجام شده برروی این سنگها، می‌توان آنها را به سه گروه اصلی تقسیم کرد (شکل ۷). در زیر به طور جداگانه، به بررسی کوتاه هریک از این گروهها پرداخته می‌شود.

سنگهای گرانیتوییدی گروه اول (گنیسهای گرانیتی) (Granitic Gneiss)

این گروه شامل توده‌های گرانیت گنیسی شمال و جنوب روستای خان قلی است (شکل ۷). این توده‌ها در مجموعه دگرگونی سورسات نفوذ کرده‌اند و از لحاظ سنگ نگاری، بسیار شبیه گروه سوم هستند. راستا و شیب لایه های دگرگونی در نزدیکی این توده‌ها، ناگهان قطع شده و برگوارگی سنگهای در برگیرنده این توده‌ها در آنها نیز دنبال می‌شوند. این امر نشانگر نفوذ توده‌های یاد شده در اوایل یا پیش از آخرین فاز دگرشکلی در مجموعه سورسات (D2) است. مقدار بیگانه سنگها در داخل سنگهای این گروه، بسیار اندک و از جنس سنگهای دگرگونی است. در این توده‌ها و در اطراف آنها، رگه‌های پگماتیتی مسکوویت ـ بیوتیت دار را می‌توان به فراوانی یافت که گاه بودینه نیز شده‌اند. از نظر ویژگیای میکروسکوپی، بیشتر سنگهای این گروه، دارای بافت لپیدوبلستیک بوده و کانیهای اصلی آن شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز، گاه با دوقلویی پلی سنتتیک است.

بافت میرمکیتی نیز به فراوانی در سنگهای این گروه دیده می‌شود. درمورد سن این توده‌ها، تنها می‌توان گفت که این توده ها پیش از تشکیل آخرین فاز دگرشکلی متاثر کننده مجموعه دگرگونی سورسات (D2) ،در این مجموعه نفوذ کرده‌اند.

سنگهای گرانیتوییدی گروه دوم(گرانیت و گرانودیوریت) (Granite & Granodiorite)

این گروه شامل توده‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و تونالیتی است (شکل ۷). در جنوب باختری چهارگوش تکاب (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، علوی نائینی، ۱۳۵۵) گرانودیوریتهای شبیه این توده‌ها وجود دارند که با یک ناپیوستگی آذرین پی و بدون تأثیرپذیری گرمایی ،با آهکهای سازند قم (الیگومیوسن) پوشانده شده‌اند. همچنین در شمال روستای سانجود این توده‌ها موجب تبلور دوباره آهک‌های کرتاسه بالا شده‌اند. بنابراین، جایگیری این توده‌ها پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن روی داده است. با توجه به برداشتهای صحرایی، شیب و راستای لایه‌های سنگهای دگرگونی پیرامون این توده‌ها چرخیده و این توده‌ها به صورت دیاپیرهای آذرین به درون مجموعه دگرگونی سورسات نفوذ کرده‌اند. در سنگهای این گروه، بیگانه سنگهای فراوانی از سنگهای بازیک تا حد واسط و در پیرامون از جنس سنگهای دگرگونی را می‌توان دید. همچنین دایکهای بازیک تا حد واسط فراوانی را می‌توان در این توده‌های گرانیتوییدی یافت.

از نظرویژگیهای میکروسکوپی، سنگهای این گروه دارای بافت دانه ای تا پورفیری بوده و کانیهای اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز با دوقلویی پلی سنتتیک و یا پلاژیوکلاز زون بندی شده، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و هورنبلند است. کانیهای دیگری همچون اسفن، آپاتیت، زیرکن و مگنتیت نیز در سنگهای این گروه دیده می‌شود.

سنگهای گرانیتوییدی گروه سوم (گرانیت قلیایی) (Alkali Granite)

این گروه شامل گرانیتهای فلدسپار قلیایی بوده و بیشتر شامل کوارتز و فلدسپار قلیایی است(شکل ۷). اندکی بیگانه سنگهای دگرگونی در توده‌های این گروه دیده می‌شود. این گرانیتها در شمال باختری روستای زیدکندی در مجاورت گرانیت گنیسها و در شمال و جنوب روستای خانقلی در واحدهای گرانیت گنیسی دیده می‌شوند.

برداشتهای صحرایی نشانگر وجود رابطه خاستگاهی تنگاتنگی میان این گرانیتها و سنگهای گروه اول است. از نظر ویژگیهای میکروسکوپی، سنگهای این گروه، دارای بافت دانه ای بوده و کانیهای اصلی آنها

www.SID.ir

Archive of SID

کوارتز، فلدسپار قلیایی، ارتوکلاز پرتیتی، میکروکلین پرتیتی، پلاژیوکلاز و اندکی مسکوویت و بیوتیت هستند.

زمین شیمی گرانیتوییدها

به‌طور کلی، ترکیب شیمیایی و کانی شناختی سنگهای آذرین، تابع ترکیب شیمیایی ماگما در محل تشکیل است که این امر، خود نیز متأثر از نوع سنگ، درجه ذوب بخشی سنگ مادر ماگما است.

به‌منظورانجام مطالعات زمین شیمیایی ، ٤ نمونه از گرانیتهای گروه اول، ۱۳ نمونه از گرانیتهای گروه دوم و ۳ نمونه از گرانیتهای قلیایی گروه سوم برای عناصر اصلی و کمیاب ،تجزیه شیمیایی شدند.

با بررسی و در نظر گرفتن موقعیت نمونه‌های سنگی در نمودارهای مختلف سریهای ماگمایی، ماگمای ایجاد کننده توده‌های مشاهده شده در منطقه، به یقین متعلق به سری کلسیمی ـ قلیایی(کالک آلکالن) (شکل۱) هستند. سنگهای گروههای اول و سوم در محدوده پر آلومین و سنگهای متعلق به گروه دوم در محدوده متاآلومین قرار دارند (شکل ۲).

محیط زمین ساختی گرانیت

گرانیتها توسط پژوهشگران بسیاری بررسی و براساس محیط زمین ساختی رده بندی شده‌اند. اگرچه تقسیم بندی‌ها نتیجه واحدی داشته وهمپوشی دارند، اما هر کدام از آنها، برروی پارامتر خاصی تکیه می کنند. چنان که مشهود است در نمودارهای تفکیکی ارایه شده از سوی پژوهشگران مختلف رژیم خاستگاه گرانیتها از یکدیگر تفکیک شده و سپس به هر رژیم خاستگاهی، یک رژیم زمین ساختی نسبت داده شده است.

برهمین پایه اگر زمانی در یک رژیم زمین ساختی خاص، گرانیتها دارای خاستگاه متفاوتی باشند، در هنگام استفاده از این نمودارها دچار چندگانگی خواهیم شد. بنابراین آثار خاستگاهی پیش از آثار جایگاهی حفظ می‌شود (Pearce,1996). یکی از روشهای رایج برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتها، استفاده از فراوانی عناصر کمیاب است. بر اساس نمودار SiO2 در برابر Rb (Pearce et al ,1984)، نمونه‌های گروه دوم در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی و نمونه های گروه اول و سوم در محدوده گرانیتهای همزمان با برخورد قرار می گیرند (شکل ۳).

با توجه به بررسیهای Pearce et. Al (1984) ، همه نمونه های ناحیه مورد مطالعه، در محدوده گرانیتهای پس از برخورد قرار می گیرند (شکل ٤). بر اساس نمودار Batchelar and Bowden (1985) گرانیتهای گروه دوم در محدوده گرانیتهای اواخر کوهزایی و گرانیتهای گروه سوم در محدوده گرانیتهای پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۵). بر پایه نمودار Harris et al (1986) ،گرانیتهای گروه اول در محدوده گرانیتهای همزمان با زمین ساخت قرار می‌گیرند (شکل ٦). با توجه به بررسیهای انجام شده، به نظر می‌رسد گرانیتهای گروه دوم مربوط به گرانیتهای I اواخر کوهزایی است. گرانیتهای گروه اول مربوط به گرانیتهایS همزمان با زمین ساخت و گرانیتهای گروه سوم مربوط به گرانیتهای S پس از برخورد است.

کانی شناسی سنگهای دگرگونی

بررسی نمونه‌های دستی و برشهای نازک سنگهای رسوبی دگرگون شده در منطقه مورد مطالعه و ناحیه شیستهای غنی از بیوتیت ،نشانگر وجود دست کم یک برگوارگی چیره (S2) در سنگهای منطقه است. این برگوارگی ،بیشتر موازی با لایه بندی اولیه سنگهای دگرگونی شکل گرفته است. در مقاطع نازک، مجموعه کانیها، اغلب شامل ترکیب متفاوتی از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، مسکوویت، کلریت، گارنت، تورمالین، آندالوزیت، استارولیت و سیلیمانیت بوده و سنگهای منطقه شامل انواع متفاوتی از شیستها است.

بلورهای بسیار ریز میکروسکوپی زیرکن نیز در برخی مقاطع نازک دیده می‌شود. کلریتوییدها در هیچ یک ازمقاطع نازک مطالعه شده دیده نشدند، اما به دلیل وجود ترکیب غنی از آلومینیم در سنگها، به نظر می‌رسدکه در مراحل اولیه دگرگونی پیشرونده وجود داشته‌اند.

با مطالعه دقیق سنگها در صحرا ومقاطع نازک و برپایه واکنشهای پیشرونده مختلف، خطوط هم درجه دگرگونی متفاوتی در مجموعه دگرگونی مورد بحث به دست آمده است، که شامل خطوط هم درجه دگرگونی آندالوزیت و استارولیت است.

خطوط هم درجه دگرگونی بر مبنای ظهور کانیهای دگرگونی رسم شده‌اند (شکل ۷). در این نوشتار، سنگهای دگرگونی براساس کانی شناسی و بافت نامگذاری شده‌اند.

سنگ مادر سنگهای دگرگونی

با توجه به شواهد صحرایی، مانند وجود و یا نبود لایه بندی و ساختارهای اولیه دیگر و ترتیب توالیها و معیارهای میکروسکوپی (مقدار و نوع کانیهای دگرگونی بازتاب کننده ترکیب اولیه سنگ مادر) می‌توان سنگهای مادر سنگهای دگرگونی را مشخص کرد.

با توجه به مطالعات میکروسکوپی و مشاهدات صحرایی، به نظر می‌رسد توالی اولیه سنگهای منطقه، تناوبی از شیل، سیلتستون و گری وک بوده که میان لایه‌های کربناتی، ماسه سنگهای آرکوزی و سنگهای آذرآواری در آن وجود داشته است.

www.SID.ir

Archive of SID

ارتباط میان ریز ساختها و واکنشهای دگرگونی

در ایـن بخش، به‌منظور دستیـابی به واکنشهای دگرگونی احتمالی رخداده و روند فرگشت دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، به بررسی مجموعه کانیهای موجـود در نواحی مختلف دگرگونی و ساختهای مرتبط با آنها پرداختـــه می شود.

بیوتیت فراوان ترین کانی دگرگونی است که به صورت کانی ایجاد کننده برگوارگی در سنگهای رسوبی دگرگون شده در مجموعه سورسات خود را نشان می‌دهد. دگرشکلیهـای بعدی بیوتیتهای موجود در این صفحه ها، برگـوارگی و ارتباطات ریز ساختـــاری آنها با دیگرکانیهای دگرگونی، اطلاعاتی دربارهء سن نسبی توالی رویدادهای ساختاری، واکنشهای دگرگونی و توصیف رویدادهای ساختاری و دگرگونی به دست می‌دهد. برای مثـال برگوارگی کنـگره‌ای (Crenulation foliation) به‌وسـیله ریز چینهـای ایجاد شده در برگوارگی پیشین ایجاد می‌شود. با ادامه دگرشکلی، این ریزچینها، به نوارهایی از بیوتیت که میکرولیتونهای غنی از کوارتز و فلدسپـار را از یکدیگر جـدا می‌کنند، تبدیل می‌شوند که آثار چین خوردگی ورقه های بیوتیتی را می‌توان در بـرخی نواحی میکرولیتون دیده می شود(شکل ۸). در نزدیکی و درون سطوح رخ، بلـورهای پهن شده کـوارتز و فلدسپار در میان ورقه‌های بیـوتیتی دیده می‌شود که این امر بیانگر انتشار (Diffusion) کوارتز و فلدسپـار از مناطق پـــرتنش در بین ورقه‌های بیوتیتی به نواحی کم تنش در میکرولیتون است.

بر پایهء مطالعات ریزساختاری، میکای سفید در سنگهای رسوبی دگرگون شده به دو گروه تقسیم می‌شوند، گـروه اول به صورت بلورهای دانه ریز بوده که به‌همراه ورقـه‌های بیوتیتی، برگوارگی چیره منطقه (S2) را ایجاد می‌کنند. دسته دوم بلـورهای درشت میکای سفیـد است که برروی برگوارگی چیره منطقه (S2) رشد دوباره یافته و یا جایگـزین پورفیروبلستهایی مانند آندالوزیت و یا استـارولیت شده‌اند. گارنـتها در سنگهای رســوبی دگرگون شده، اغلب فـاقد آثار میـــان باری بوده و با توجه به محـــــدوده پایداری گسترده گارنـتها، به نظر می‌رسد که در مراحـــل مختلف دگرگونی ایجـــاد شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، گارنت برروی برگـوارگیS2 رشد کرده و جوان تر از آن هستند. احتمال می‌رود گارنت از واکنشهای زیر حاصل شده باشد:

$$2\ Chl + 4\ Qtz \quad 3\ Grt + 8\ H_2O \qquad (1)$$

$$3\ Chl + Ms + 3\ Qtz \quad Bt + 4\ Grt + 12\ H_2O \qquad (2)$$

اســـتارولیت یکی از مهم ترین پورفیروبلستهای موجود در نواحی مرکزی منطقه مـــــورد مطالعه است (شکل ۷). بلورهای پویکیلوبلستیک آن دارای میان بارهای فـــراوانی از کوارتز و گاه بیوتیـــت است که اغلب با برگوارگی احاطه کننده آنها (S2) ناهمخـوان است (شکل ۹). از آنجا که میان بارهای کـوارتز اغلب کشیده شده‌اند، پس باید اکثراً قدیمی‌تر از استـارولیت بوده و ناشی از واکنشهـای ایجاد کننده استـارولیت نباشند. در برخی از پورفیـــروبلستهای بزرگ، می‌توان آثار میان باری را در مرکز کانی دید که در حاشیـــه، از میزان آن کاسته شده است. به خاطر غلظت زیاد آلومینیم در این کانی، واکنشهای ایجاد کننده استارولیت، نیاز به هضـم مسکـوویت و کلریت و ایجاد بیوتیت دارد که واکنشهای زیر برای این امر پیشنهاد می‌شود:

$$Chl + 9\ Qtz + 8\ Ms \quad 2\ Gt + 8\ Bt + 15\ Qtz \qquad (3)$$

$$3\ Chl + 4\ Ms \quad 8\ St + 41\ Bt + 33\ Qtz + 10\ H_2O \qquad (4)$$

البته بـــرخی از پورفیروبلستهای استارولیت در برخی نمونه‌ها به صورت بخشی توسط بلورهای مسکـــوویت جایگـــــزین شده‌اند. این واکنش می‌تواند به‌صورت پسرونده برای هضم استارولیت و رشد مسکوویت نیز استفاده شود. آثار میان باری کوارتز در داخل پویکیلوبلستهای استارولیت گاه مستقیم و ناهمخوان با برگـوارگی اطراف آن (شکل ۹) و زمانی به‌صورت مواج و تا حدی همخوان با برگـوارگی محاصره کننده آنهاست (شکل ۱۰) ، که این امر نشانگر تشکیل آنها پس ازD1 و در طی D2 بوده است. رشد برخی از پورفیـروبلستهای آندالـوزیت، رابطه نزدیکی با استارولیتها دارد. افـزون بر این، شاید استارولیتها منشأ احتمالی برای آلومینیم مورد نیاز جهت رشد آندالوزیت بوده باشند. واکنشهـای ۵، ٦ و۷ می‌توانند واکنشهای احتمالی مصرف استارولیت و ایجاد آندالوزیت باشند.

$$6\ St + 17\ Grt + 25\ Ms \quad 96\ Als + 25\ Bt + 12\ H_2O \qquad (5)$$

$$6\ St + 8\ Ms + 17\ Qtz \quad 62\ Als + 8\ Bt + 12\ H_2O \qquad (6)$$

$$6\ St + 25\ Qtz \quad 46\ Als + 8\ Grt + 12\ H_2O \qquad (7)$$

سیلیمانیت در نمونه‌های سنگهای رسوبی دگرگون شده بیشتر به صورت فیبرولیت دیده می‌شود.

اگرچه طرح رشـد فیبرولیتها بسیار متفاوت است، اما بیشتر آنها برروی بلـورهای بیوتیت گسترش می‌یابند و به نظر می‌رسد که اغلب با از میان رفتن بلـــورهای بیـوتیت تشکیل می‌شوند. در نمونه‌های غنی از استارولیت، فیبرولیتها برروی بیوتیتهای مجاور پورفیروبلستهای استارولیت تشکیل می‌شوند که می‌توان واکنشهـای ۵،٦و۷ که یون کم تحرک آلومینیم در آنها مسافت کمتری برای ایجاد سیلیمـــانیت برروی بلورهای بیوتیت حمل می‌شود را در نظر گرفت.

www.SID.ir

Archive of SID

بلورهای آندالوزیت فراوان ترین و بزرگ ترین پورفیروبلستهای موجود در ناحیه هستند. پویکیلـــوبلستهای آندالوزیت در مقاطع مختلف دارای آثار میـــان باری مستقیم و ناهمخـوان با برگوارگی محاصـره کننده آنها (S2) (شکل ۱۱) و همچنین آثار میان باری چین خورده وکاملا" همخوان با برگوارگی محاصره کننده آنها است (شکل ۱۲). این امر نشانگـر تشکیل آنها در یک محدوده بسیار وسیع، از پس از S1 تا پس از S3 است.

واکنشهای ۵، ٦ و۷ می توانند واکنشهای مناسبی برای هضم استارولیت و ایجاد آندالوزیت از آن باشند. همچنین واکنشهـای زیر را می‌توان برای تشکیـــل آندالوزیت بدون رابطه با استارولیت در نظر گرفت.

$$3\,Chl + 7\,Ms + Qtz \rightarrow 13\,Als\,(Andalusite) + 7Bt + 18\,H_2O \quad (8)$$

$$Ms + Qtz \rightarrow Als\,(Andalusite) + Feld\text{-}alk + H_2O \quad (9)$$

کردیریت کمیاب ترین پورفیروبلست موجود در ناحیه است. کردیریتها نیز دارای آثار میان باری فراوان بوده و قطعات فراوانی از کوارتز، مسکویت و بیوتیت را در بر گرفته‌اند. با توجه به رابطه بـرگوارگی محاصره کننده این کانیهـا با آثـــار میان باری درون آنها، کانیهـــای کـردیریت موجـود در مقاطع نازک را می‌توان همـزمان با S2 و پس از آن پنـداشت و روابط زیر را با توجه به مطالعات میکروسکوپی برای تشکیل آنها در نظر گرفت.

$$St + Bt + Qtz \rightarrow Grt + Crd + Ms + H_2O \quad (10)$$

$$Chl + Ms + Qtz \rightarrow Crd + Bt + H_2O \quad (11)$$

$$Chl + Ms + Qtz \rightarrow Crd + Bt + And + H_2O \quad (12)$$

کلـریت در بسیاری از نمونه ها ،به‌طور معمول در اثر جایگزینی پسرونده بیوتیت، گارنت و استارولیـت ایجاد می‌شود. بنابراین واکنشهـای ۱،۲،۳و٤ می‌توانند نشانگـر این فرآیند باشند. ارتباط بریده شدگی بلورهای کلریت نسبت به بلورهای قدیمی تر در نمونـــه‌ها، نشانگرشباهت کامل آنها با پورفیروبلستهای مسکوویت است و فرض گسترش همزمان این کانیها برمبنای واکنشهای ۳ و ٤ است.

دمافشارسنجی (Thermobarometry)

یکی از مهم ترین مطالعاتی که امروزه در مورد سنگهای دگرگونی صورت می گیرد، تعیین فشار و دمای تشکیل سنگهاست که دمافشارسنجی نامیده می‌شود. برای این منظور، از شبکه سنگ‌زایی (Petrogeny) (شکل ۱۳) و مقاطع نازک استفـاده می‌شود. این شبکـه که در این قسمت به‌کار رفته است، با توجه به کانیهای موجود و واکنشهای یاد شده در بخش پیشین، رسم شده است. با توجه به مطالب عنوان شده در بخشهای پیشیـن، رابطه زمانی تشکیل کانیها نسبت به هم و نسبت به رویدادهای دگـرگونی منطقـه را می‌توان به صورت شکل ١٤ نشان داد.

با توجه به سنگ اولیه سنگهای دگرگونی منطقه، مشخص می‌شود که بخش بزرگی از آن را سنگهای پلیتـــی تشکیل داده است. پلیتها از کانیهای رسی (ایلیت، مونت موریلـــونیت، کائولینیت)،کلـــریت، میکای آواری و گاه مقداری فلدسپار و کوارتز تشکیل می‌شود. کوارتز یکی از سازاهای اصلی این سنگهاست. مقـدار این کانیها ممکن است به طور چشمگیـر از سنگی به سنگ دیگر تغییر کند. مونت موریلـونیت و دیگر کانیهای رسی با پیشـرفت دیاژنـز تجزیه شده و در آغاز دگرگـونی وجـود نخواهند داشت. دردمـای ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد ایلیت ناپایدار شده (محـدوده ۱: شکل۱۳) و با پیشرفت دگرگونی در دمـای °۳۳۰، پیروفیلیت از واکنش کائولینیت ظـاهر شده و با افزایش درجـه دگرگونی، در دمای حـدود °٤۰۰، پورفیروبلستهای گـارنت ظـاهر می‌شوند. در همیـن دما، مونت موریلونیت به پیروفیلیت و مسکوویت تبدیل می‌شود.

آندالـوزیت، پس از تبلور گـارنت، در دمای حدود °٤۱۵ از شکستن پیـروفیلیت به وجود می‌آید (منحنی ۲، شکل ٤- ١٤). ظهور آندالوزیت و عدم ظهورکیانیت، گویـای این است که سنگهای منطقه تا این مرحله در فشار کمتر از ۲/۷۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند. اسـتـــارولیت پس از آندالوزیت و در دمای ۵۰۰ تا ۵۲۵ درجه سانتی گراد و در فشـار بیش از ۲/۵ کیلو بار تشکیل می‌شود (منحنی ۳ و ٤ ، شکل ۱۳) . با توجه به این که درمیـــدان استارولیت ـ آندالوزیت با پیشرفت دگرگونی کیـانیت ظاهر نمی‌شود، پس تبلور در میـــدان پایداری آندالوزیت روی داده و فشار از ۳/۷۵ کیلوبار (نقطه سه گانه سیلیکاتهای آلومین) فـــراتر نمی‌رود. بنابراین تبلـور در میدان استارولیت- آندالوزیت در فشار بین ۲/۵ تا ۳/۷۵ کیلوبار و در دمای ۵۰۰ تا ۵۲۵ درجه سانتی گراد رخ داده است.

با توجه به مطالعات میکـــروسکوپی، به نظر می‌رسد که این شرایط در زمان آغاز تشکیل بـــرگوارگیS2 موجود بوده، زیرا می‌توان مقاطعی را یافت که در آنها، کانیهای آنـــــدالوزیت و استارولیت دارای آثار میان باری مستقیـــــم و ناهمخـــــوان با برگوارگی محاصره کننـــــده آنها S2 (حتی عمود بر S2) بوده که این امر نشانگر چیرگی شرایط فشـار ـ دمای فوق در زمان آغاز تشکیل S2 است.

درزمان تشکیل S2، سنگها باید در میـــــدان پایداری استارولیت قرار داشته باشند، زیرا کانیهای استارولیت فراوانی را می‌توان یافت که همزمان با S2 تشکیل شده اند، چون بیشتر بـــرگوارگی چیره منطقه (S2) از درون آنها بدون هیچ گونه انحرافی ادامه دارد (پس از S2)، پس می‌توان بخشی از کانیهـای آندالوزیت را مربوط به زمان اواخر تشکیل S2 و پس

www.SID.ir

Archive of SID

از آن و نیز بخشی از تشکیل آن را با ناپایداری استارولیت مرتبط دانست.

ظهور بلورها و فیبرولیتهای سیلیمانیت برروی زمینه بیوتیتی (بیوتیتهای تشکیل دهنده S2) نشانگر تشکیل آنها در اواخر تشکیل S2 و پس از آن است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در اواخر تشکیل S2 و پس از آن ،دمای منطقه افزایش یافته است. در همین زمان پس از تشکیل سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، سنگهای دگرگونی همبری در پیرامون توده‌های نفوذی منطقه تشکیل شده است و کانی کردیریت به همراه گارنت (دمای ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی گراد، فشار پایین تر از ۲/۹ کیلوبار) و به همراه آندالوزیت (دمای ۵۲۵ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد، فشار پایین تر از ۲/۷۵ کیلوبار) دیده می‌شود.همهء این شواهد، همانند ظهور فیبرولیتهای سیلیمانیت و تشکیل کانی کردیریت ،گویای افزایش دما در اواخر و پس از تشکیل S2 است که این امر را می‌توان با آغاز تزریق توده‌های نفوذی گرانیتوییدی به درون مجموعه سورسات همزمان دانست.

پس از تشکیل S2 یک رویداد فشارشی به دنبال نفوذ توده‌های گرانیتوییدی در منطقه روی داد که موجب چین خوردگی در برگوارگی چیره منطقه (S2) و ایجاد سطح S3 (سطح محوری ریز چینها) شد. همزمان با تشکیل این ریز چینها به دلیل افزایش فشارش، استارولیت همزمان با S3 تشکیل شد که دارای آثار میان باری چین خورده (با دامنه کوچک تر نسبت به چین خوردگی موجود در S2) و همخوان با زمینه است.

البته پس از پیدایش S3 ، تشکیل کانیهای آندالوزیت و کردیریت در منطقه ادامه داشته و می‌توان کانیهای بسیار درشت آندالوزیت و کردیریت پس از S3 را به فراوانی در منطقه یافت (شکلهای۵تا۱۷). پس از تشکیل S3 و تبلور آندالوزیت و کردیریت، از فشار و دمای حاکم بر منطقه به تدریج کاسته شده است که از نشانه های آن می‌توان به دگرگونی پسرونده مشاهده شده در مقاطع، که موجب تشکیل مسکوویت، بیوتیت و کلریت در منطقه شده است، اشاره کرد. مسأله کاهش فشار و دما را می‌توان به ظهور یک رژیم کششی در منطقه و صعود مجموعه دگرگونی سورسات به سوی مناطق سطحی تر بر اثر عملکرد گسلهای عادی و فرسایش توجیه کرد. با توجه به مطالب ذکر شده، مسیر P-T-t پیشنهادی نشانگر یک مسیر ساعتگرد برای مجموعه دگرگونی سورسات است (Pmax =3/7Kbar, Tmax = 600’C) (شکل۱۳).

نتیجه گیری

با توجه به بررسیهای انجام شده، دو مرحله دگرشکلی به همراه ایجاد دو سطح برگوارگی کاملاً متمایز (S2 و S1) در مجموعه سورسات قابل تشخیص است. مرحله اول دگرشکلی (D1) به صورت آثار میان باری مستقیم (S1) و ناهمخوان با برگوارگی چیره منطقه (S2) در پورفیروبلستهای آندالوزیت و استارولیت حفظ شده است. مرحله دوم دگرشکلی (D2) باعث ایجاد برگوارگی چیره منطقه شده و پس از آن، یک دگرگونی پسرونده سنگهای دگرگونی منطقه را تحت تاثیر قرار داده است.

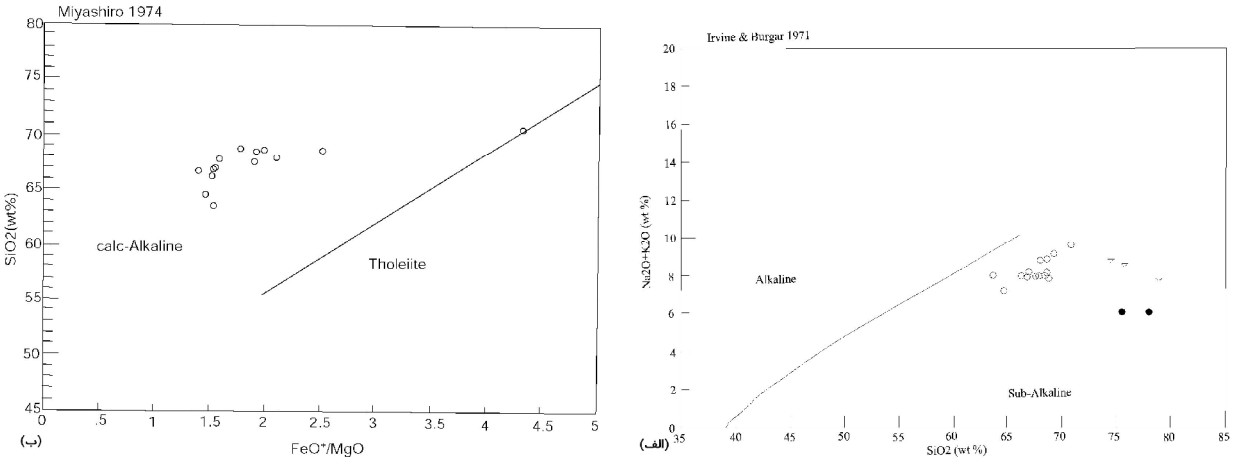
دگرگونی مجموعه سورسات از نوع فشار پایین ـ متوسط، دما بالا ـ متوسط بوده که این نوع دگرگونی، نشانگر وجود یک گرادیان بالای زمین گرمایی در منطقه است. علت وجود این گرادیان زمین گرمایی غیر عادی را می‌توان به وجود توده‌های آذرین نفوذی به عنوان عامل انتقال گرما نسبت داد.

توده‌های آذرین نفوذی منطقه از نوع گرانیتویید است. این توده‌ها را از دیدگاه خاستگاه زمین ساختی ـ ماگمایی می‌توان به سه دسته اصلی تقسیم کرد. دسته اول مربوط به فعالیتهای آذرین همزمان با کوهزایی (کرتاسه بالا؟) است که پس از گسترش دگریختی اولیه (D1) در سنگها، به درون مجموعه سورسات نفوذ کرده‌اند. از بقایای این فعالیتها می‌توان به گرانیت گنیس نوع S شمال و جنوب روستای خان قلی اشاره کرد. به دنبال این فعالیت ،یک فاز دگرشکلی (D2) مجموعه دگرگونی مورد مطالعه را تحت تاثیر دگرشکلی خمیری قرارداده ودر نتیجه آن، برگوارگی چیره منطقه (S2) ایجاد شده است. در مراحل انتهایی و پس از این فاز دگرشکلی دسته دوم توده‌ها، مربوط به فعالیتهای آذرین کمان آتشفشانی در منطقه نفوذ کرده است. این فعالیتهای آذرین شامل گرانیتهای نوع I (گرانیت پیچاقچی وسورسات) و نوع S (گرانیت قلیایی) هستند. گرانیتهای گروه سوم مربوط به گرانیتهای S پس از برخورد بوده که علت پیدایش آنها را می‌توان ذوب بخشی سنگهای پوسته بالایی به دلیل نفوذ یک منبع گرمایی به درون این بخشها نسبت داد.

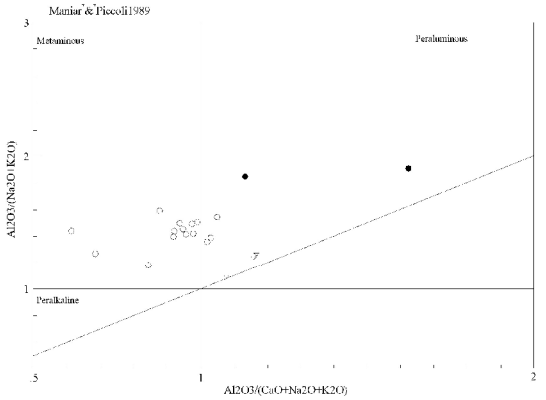
بررسیها نشان می دهند که بخش عمده پورفیروبلستهای استارولیت همزمان با تشکیل برگوارگی چیره منطقه (S2) ایجاد شده اند. این امر نشانگر اوج دگرگونی همزمان با تشکیل برگوارگی S2 و پس از تشکیل برگوارگی S1 است که ابتدا به نقطه اوج فشارش (تشکیل پورفیروبلست استارولیت) و سپس با تشکیل کانیهای کردیریت و آندالوزیت همزمان و پس از S2 و فیرولیتهای سیلیمانیت پس از S2 به نقطه اوج گرمایی می رسد (نفوذ توده‌های گرانیتی کمان آتشفشانی).

www.SID.ir

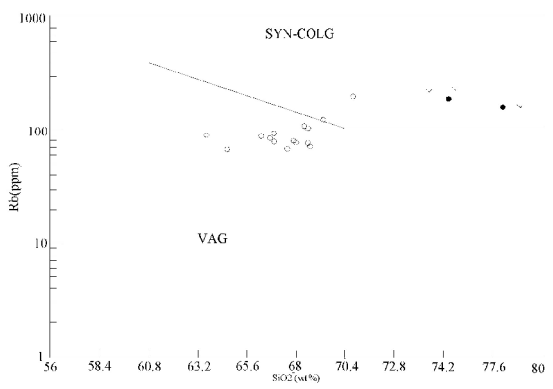
Archive of SID



شکل۱: نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی الف) تمام نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند.ب) تمام نمونه‌هادرمحدوده کلسیمی ـ قلیایی قرار می گیرند. (دوایرتوپرگرانیتهای گروه اول، دوایرتوخالی گرانیتهای گروه دوم، مثلث توخالی گرانیتهای گروه سوم)



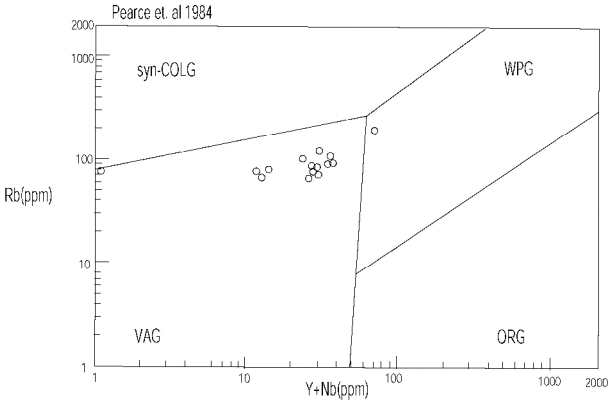
شکل ۲: نمودار A/NK در مقابل A/CNK. چنانکه دیده می‌شود همه نمونه‌های گروه دوم در محدوده متاآلومین و نمونه‌های گروههای اول و سوم در محدوده پرآلومین قرار دارند.



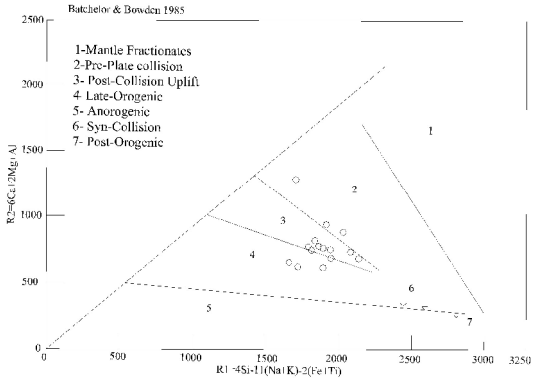
شکل ۳: نمودار SiO2 در برابر Rb . نمونه‌های گروه اول در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی و نمونه‌های گروه دوم و سوم در محدوده گرانیتهای همزمان با برخورد قرار می گیرند (Pearce et al,1984).

www.SID.ir

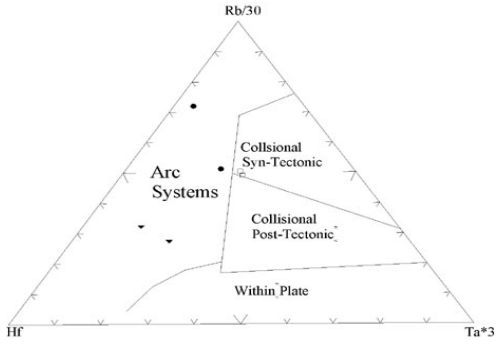
Archive of SID



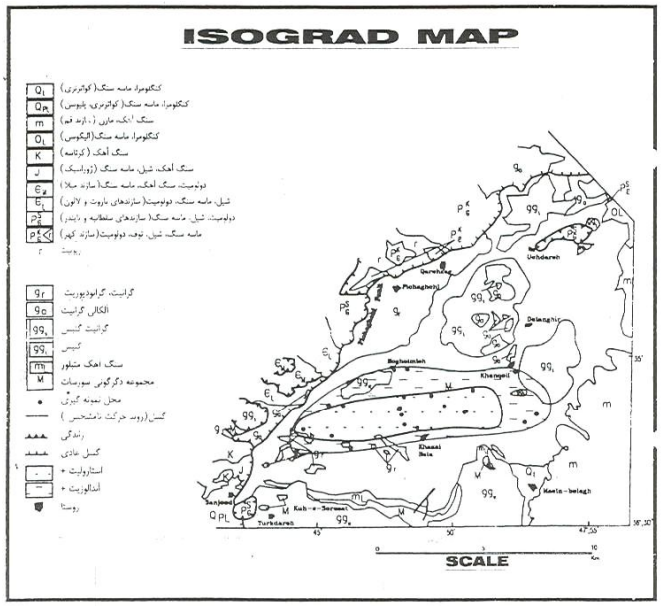
شکل ۴: نمودار Rb دربرابر Y + Nb. نمونه‌های گروه دوم در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.



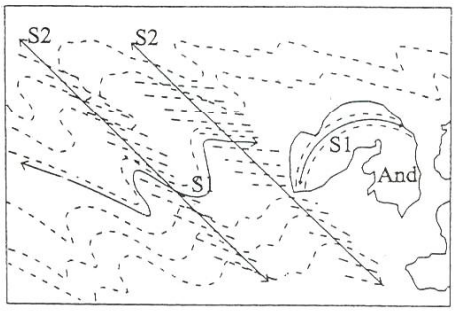
شکل ۵: تعیین محیط زمین ساختی گرانیتها با استفاده از پارامترهای چند کاتیونی K2 و K1: گرانیتهای گروه دوم در محدوده گرانیتهای اواخر کوهزایی و گرانیتهای گروه سوم در محدوده گرانیتهای پس از برخورد قرار می‌گیرند.



شکل ۶: نمودار مثلثی تعیین محیط زمین سختی گرانیتها. گرانیتهای گروه اول در محدوده گرانیتهای برخوردی همزمان با زمین ساخت قرار می‌گیرند.



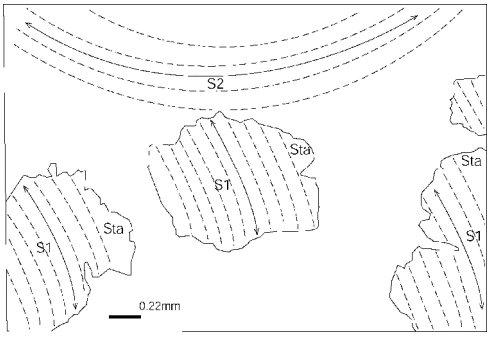
شکل ۷: نقشه خطوط هم درجه دگرگونی منطقه مورد مطالعه. خطوط هم‌درجه دگرگونی بر مبنای ظهور نخستین کانیهای آندالوزیت و استارولیت رسم شده‌اند.



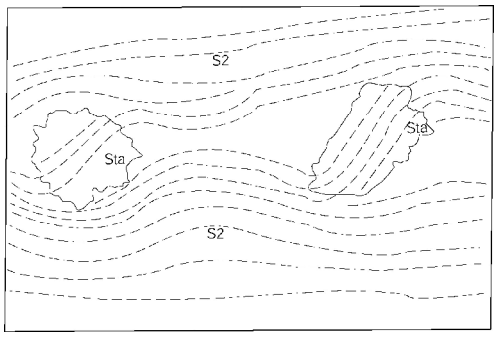
شکل ۸: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی، نشان دهنده ورقه‌های بیوتیتی تشکیل دهنده S1 که آثار آن به صورت آثار میان باری در درون بلور آندالوزیت و نواحی میکرولیتون برگوارگی S2 دیده می‌شود (And: آندالوزیت).

www.SID.ir

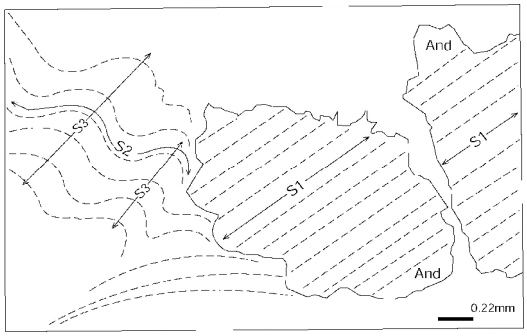
Archive of SID



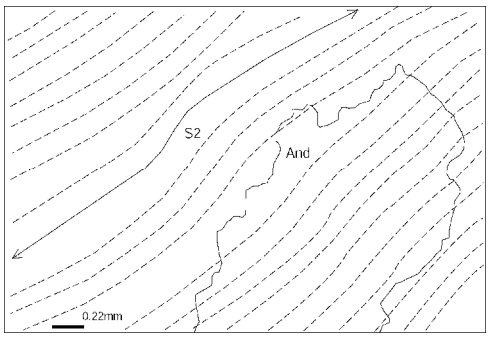
شکل ۹ : طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی: کانیهای استارولیت دارای آثار میان باری مستقیم S1 و ناهمخوان با برگوارگی احاطه کننده آنها (S2) است.



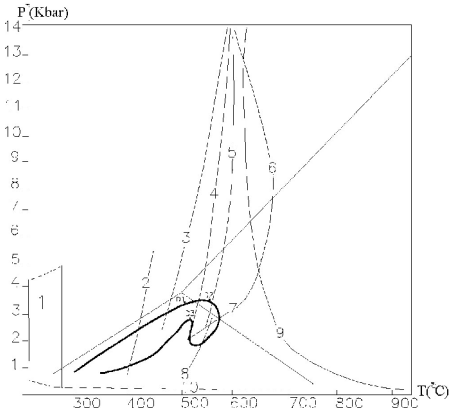
شکل ۱۰: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی. برگوارگی چیره سنگ (S2) را می‌توان در پورفیروبلستهای استارولیت با انحراف از روند فعلی آن دنبال کرد که این امر نشانگر تبلورهمزمان این کانیها با S2 است.



شکل ۱۱ :طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی: پورفیروبلستهای آندالوزیت با آثار میان باری مستقیم S1 و ناهمخوان با برگوارگی احاطه کننده آنها (S2) دیده می‌شوند. برگوارگی S2 چین خورده و سطح S3، به موازات سطح محوری این چینها در نظر گرفته شده است.



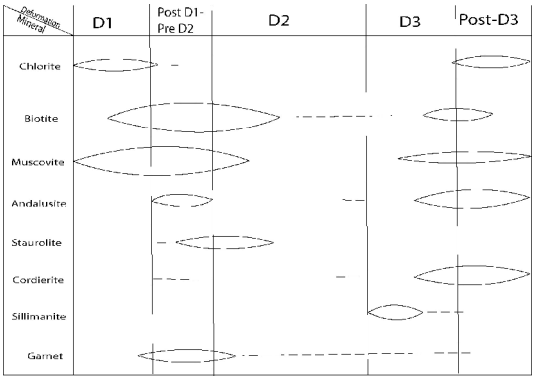
شکل ۱۲: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی. کانیهای آندالوزیت دارای آثار میان باری چین خورده همخوان با برگوارگی احاطه کننده آنهاست.



شکل ۱۳: شبکه سنگ زادی مسیر P-T-t براساس مشاهدات کانی شناسی سنگهای دگرگونی منطقه:
محدوده ۱: محدوده پایداری ایلیت (Hoffman and Hower, 1979 ; In barker, 1999)
منحنی ۲: آب + کوارتز + آندالوزیت = پیروفیلیت (Kerriek , 1968)
منحنی ۳: آب + کوارتز + استارولیت = سیلیکات آلومین + کلریتوییید (Hoschek, 1969)
منحنی ۴: آب + کوارتز + بیوتیت + استارولیت = مسکوویت + کلریت (Hoschek ,1969)
منحنی ۵: آب + بیوتیت + سیلیکات آلومین = کوارتز + مسکوویت + استارولیت (Hoschek, 1969)
منحنی ۶: آب + گارنت + سیلیکات آلومین = کوارتز + استارولیت (Richardson ,1968)
منحنی ۷: آب + مسکوویت + کردیریت + گارنت=کوارتز + بیوتیت + استارولیت (Winkler,1976)
منحنی۸: آب+بیوتیت+کردیریت=کوارتز + مسکوویت+کلریت (Hirchberg and winkler,1968)
منحنی ۹: ذوب گرانیت تحت فشار آب منحنی ۱۰: پایین ترین حد دگرگونی (Turner, 1968)

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۴: رابطه دگرشکلیها با تبلور کانیهای دگرگونی D1 : (دگرشکلی اول): به صورت آثار میـــان باری در پورفیروبلاستهای استارولیت و آندالوزیت دیده می‌شود (S1).
D2 : (دگرشکلی دوم): باعث تشکیل برگوارگی چیره منطقه (S2) شده است.

کتابنگاری

خلقی، م.ح. ،۱۳۷۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

درویش زاده، ع. ،۱۳۷۰- زمین شناسی ایران، دانش امروز.

علوی نائینی، م. و همکاران ،۱۳۵۵- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

معین وزیری،ح.،۱۳۷۷- پترولوژی سنگهای دگرگونی، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.

References

Barker, A.J.,(1991)- Introduction to metamorphic textures and microstrucures, Blackie New York, P.162.

Batchelar,R.A. & Bowden,P.,(1985)- Petrugenetic interpretation of granitoid rocks series using multiplication parameters, Chem.Geol., No. 48, P.43-55.

Harris,N.B.W.,Pearse,J.A.&Tindle,A.G.,(1986)-Geochemical characteristicsof collision zone magmatism,Collision tectonics, Geol. Soc. Land. Spec. Pub., No.19, P.67-81.

Hirschberg, A. & Winkler, H.G.F. ,(1968)- Contr. Mineral Petrol., 18,P.17-42.

Hoffman,J.& Hower,J., (1976) -Clay mineral asseblage as low grade metamorphic geothermometers. Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: P.A.Schoole and P.R. Schluger (Eds.), Aspect of diagenesis, Spec. Publ. Soc. Econ. Palaont. Miner., 26, P.55-79.

Hoschek,G., (1969)-The stability of staurolite and chloritoid and their significiance in metamorphism of pelitic rocks ,Cont. Min. Pet., V.22, P.208-232.

Irvine,T.N.&Burgar,W.R.A.,(1971)-A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks, Can.J.Earth.Sci., No.8, P. 503-548.

Kerrick,D.M.,(1968)- Experimental on the upper stability limit of pyrophylite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure, American journal of science, 266, 204-14.

Miyashiro, M. ,(1974)- Volcanic rock series in island arcs and active continental margine, Am.J. Sci., V.247, P. 321-351.

Pearce, J.A. ,(1996)- Source and setting of granitic rocks, Episodes, V.19, P.120-125.

Pearce,J.A.,Harris,N.B.W. & Tindle,A.G., (1984)- Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks, J.Pet., V.25, P.956-983.

Richardson, S.W., (1968)- Staurolite stability in the part of system Fe-Al-Si-O-H,J. Pet., V.9, P.467-488.

Turner, F.J., (1968)- Metamorphic petology, McGraw-Hill, Newyork.

Winkler, H.G.G., (1976) -Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th., Edit., Springer- Verlag New York, Inc.

*دانشگاه تربیت معلم تهران،گروه زمین شناسی; نشانی کنونی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

**دانشگاه شهید بهشتی تهران، دانشکده علوم زمین، بخش زمین شناسی

*Tarbiat Moalem University,Geology Department; Present address Geological Survey of Iran.

**Shahid Beheshti University,Faculty of Earth Sciences,Tehran,Iran.

www.SID.ir