

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

نوشته: دکتر عباس قاسمی* و دکتر محسن پور کرمانی**

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

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

چکیده

سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه دگرگونی سورات را از دیدگاه ویژگی‌های صحرایی، سنگ شناختی و زمین شیمیایی می‌توان به سه گروه اصلی تقسیم کرد. گروه اول شامل توده‌های گرانیت گنئیزی 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 سورات شامل انواع مختلف شیست است و پورفیروبلستهای آندالوزیت، کدریریت، استارولیت، گارنت و سیلیمانیت (فیبرولیت) در آنها دیده می‌شود. سنگ مادر مجموعه دگرگونی، سورات شامل تناوبی از شیل، سیلتستون و گری وک به همراه میان لایه‌های کربنات، ماسه سنگ آرسوزی و آذرآوری 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 کاملاً متمایز را در مجموعه دگرگونی سورات نشان می‌دهد.

مرحله اول دگرشکلی (D1) به صورت 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 سورات است ($P_{max}=3/7\text{Kbar}$, $T_{max}=600^{\circ}\text{C}$).

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 ($P_{max}=3.7\text{Kbar}$, $T_{max}=600^{\circ}\text{C}$).

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

مقدمه

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

سنگهای گرانیتویدی 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 ناپوستگی 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 دباپیرهای آذرین به درون مجموعه دگرگونی سورات 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 گرانیتویدی یافت.

از نظر ویژگیهای 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 گرانیتویدی 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 گنیسه 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

سنگهای مجموعه دگرگونی سورات در طول لبه شمالی زون سندر-سیرجان، جنوب خاور شهر شاهین دژ در جنوب استان آذربایجان باختری بین عرضهای جغرافیایی $36^{\circ}30'$ تا $40^{\circ}40'$ و طولهای جغرافیایی $46^{\circ}45'$ تا $46^{\circ}55'$ 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 سورات 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 گرانیتویدی موجود در این مجموعه، ابتدا با استفاده از تجزیه زمین شیمیایی عناصر کمیاب 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 گرانیتویدها هستند. با توجه به مطالعات انجام شده بر روی 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 گرانیتویدی گروه اول (گنیسه گرانیتی) (Granitic Gneiss)

این گروه شامل توده‌های گرانیت گنیسی شمال و جنوب روستای خان قلی است (شکل ۷). این توده‌ها در مجموعه دگرگونی سورات 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 سورات (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 پگماتیسی مسکوویت - بیوتیت دار را می‌توان به فراوانی یافت که گاه بودینه نیز شده‌اند. از نظر ویژگیهای 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.

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

زمین شیمی گرانیتویدها

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.

به‌منظور انجام مطالعات زمین شیمیایی، ۴ 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-قلیایی (کالک آلکالن) (شکل ۱) 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 و همپوشی دارند، اما هر کدام از آنها، بر روی پارامتر خاصی تکیه می‌کنند. 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.

برهمن 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 زمین ساختی گرانیتها، استفاده از فراوانی عناصر کمیاب است. بر اساس نمودار SiO_2 در برابر Rb (Pearce et al, 1984)، نمونه‌های گروه دوم در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و نمونه‌های گروه اول و سوم در محدوده گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۳).

با توجه به بررسیهای Pearce et. Al (1984)، همه نمونه‌های ناحیه مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۴). 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 ۶). با توجه به بررسیهای انجام شده، به نظر می‌رسد گرانیت‌های گروه دوم مربوط به گرانیت‌های I اواخر کوهزایی است. گرانیت‌های گروه اول مربوط به گرانیت‌های S 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 کانیاها، 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. کلریتویدها در هیچ یک از مقاطع نازک مطالعه شده دیده نشدند، اما به دلیل وجود ترکیب غنی از آلومینیم در سنگها، به نظر می‌رسد که در مراحل اولیه دگرگونی پیشرونده وجود داشته‌اند.

با مطالعه دقیق سنگها در صحرا و مقاطع 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 کانیه‌های دگرگونی رسم شده‌اند (شکل ۷). در این نوشتار، سنگهای دگرگونی براساس کانی شناسی و بافت نامگذاری شده‌اند.

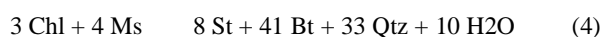
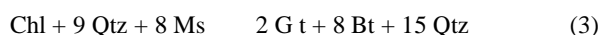
سنگ مادر سنگهای دگرگونی

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 کانیه‌های دگرگونی بازتاب کننده ترکیب اولیه سنگ مادر) می‌توان سنگهای مادر سنگهای دگرگونی را مشخص کرد.

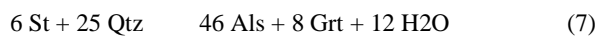
با توجه به مطالعات میکروسکوپی و مشاهدات صحرایی، به نظر می‌رسد توالی اولیه سنگهای منطقه، تناوبی از شیل، سیلتستون و گری وک بوده که میان لایه‌های کربناتی، ماسه سنگهای آركوزی و سنگهای آذرآواری در آن وجود داشته است.

ارتباط میان ریز ساختها و واکنشهای دگرگونی

برگوارگی احاطه کننده آنها (S2) ناهمخوان است (شکل ۹). از آنجا که میان بارهای کوارتز اغلب کشیده شده‌اند، پس باید اکثراً قدیمی‌تر از استارولیت بوده و ناشی از واکنشهای ایجاد کننده استارولیت نباشند. در برخی از پورفیروبلستهای بزرگ، می‌توان آثار باری را در مرکز کانی دید که در حاشیه، از میزان آن کاسته شده است. به خاطر غلظت زیاد آلومینیم در این کانی، واکنشهای ایجاد کننده استارولیت، نیاز به هضم مسکوویت و کلریت و ایجاد بیوتیت دارد که واکنشهای زیر برای این امر پیشنهاد می‌شود:



البته برخی از پورفیروبلستهای استارولیت در برخی نمونه‌ها به صورت بخشی توسط بلورهای مسکوویت جایگزین شده‌اند. این واکنش می‌تواند به صورت پسروده برای هضم استارولیت و رشد مسکوویت نیز استفاده شود. آثار میان باری کوارتز در داخل پویکیلوبلستهای استارولیت گاه مستقیم و ناهمخوان با برگوارگی اطراف آن (شکل ۹) و زمانی به صورت موج و تا حدی همخوان با برگوارگی محاصره کننده آنهاست (شکل ۱۰)، که این امر نشانگر تشکیل آنها پس از D1 و در طی D2 بوده است. رشد برخی از پورفیروبلستهای آندالوزیت، رابطه نزدیکی با استارولیتها دارد. افزون بر این، شاید استارولیتها منشأ احتمالی برای آلومینیم مورد نیاز جهت رشد آندالوزیت بوده باشند. واکنشهای ۵، ۶ و ۷ می‌توانند واکنشهای احتمالی مصرف استارولیت و ایجاد آندالوزیت باشند.



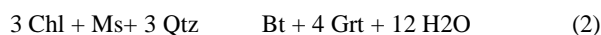
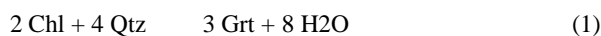
سیلیمانیت در نمونه‌های سنگهای رسوبی دگرگون شده بیشتر به صورت فیبرولیت دیده می‌شود.

اگرچه طرح رشد فیبرولیتها بسیار متفاوت است، اما بیشتر آنها بر روی بلورهای بیوتیت گسترش می‌یابند و به نظر می‌رسد که اغلب با از میان رفتن بلورهای بیوتیت تشکیل می‌شوند. در نمونه‌های غنی از استارولیت، فیبرولیتها بر روی بیوتیتها مجاور پورفیروبلستهای استارولیت تشکیل می‌شوند که می‌توان واکنشهای ۶، ۷ و ۸ که یون کم تحرک آلومینیم در آنها مسافت کمتری برای ایجاد سیلیمانیت بر روی بلورهای بیوتیت حمل می‌شود را در نظر گرفت.

در این بخش، به منظور دستیابی به واکنشهای دگرگونی احتمالی رخ داده و روند فرگشت دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، به بررسی مجموعه کانیهای موجود در نواحی مختلف دگرگونی و ساختهای مرتبط با آنها پرداخته می‌شود.

بیوتیت فراوان ترین کانی دگرگونی است که به صورت کانی ایجاد کننده برگوارگی در سنگهای رسوبی دگرگون شده در مجموعه سورات خود را نشان می‌دهد. دگرشکلیهای بعدی بیوتیتها موجود در این صفحه‌ها، برگوارگی و ارتباطات ریز ساختاری آنها با دیگر کانیهای دگرگونی، اطلاعاتی درباره سن نسبی توالی رویدادهای ساختاری، واکنشهای دگرگونی و توصیف رویدادهای ساختاری و دگرگونی به دست می‌دهد. برای مثال برگوارگی کنگره‌ای (Crenulation foliation) به وسیله ریز چینهای ایجاد شده در برگوارگی پیشین ایجاد می‌شود. با ادامه دگرشکلی، این ریزچینها، به نوارهایی از بیوتیت که میکروولیتونهای غنی از کوارتز و فلدسپار را از یکدیگر جدا می‌کنند، تبدیل می‌شوند که آثار چین خوردگی ورقه‌های بیوتیتی را می‌توان در برخی نواحی میکروولیتون دیده می‌شود (شکل ۸). در نزدیکی و درون سطوح رخ، بلورهای پهن شده کوارتز و فلدسپار در میان ورقه‌های بیوتیتی دیده می‌شود که این امر بیانگر انتشار (Diffusion) کوارتز و فلدسپار از مناطق پرتنش در بین ورقه‌های بیوتیتی به نواحی کم تنش در میکروولیتون است.

بر پایه مطالعات ریزساختاری، میکای سفید در سنگهای رسوبی دگرگون شده به دو گروه تقسیم می‌شوند، گروه اول به صورت بلورهای دانه ریز بوده که به همراه ورقه‌های بیوتیتی، برگوارگی چیره منطقه (S2) را ایجاد می‌کنند. دسته دوم بلورهای درشت میکای سفید است که بر روی برگوارگی چیره منطقه (S2) رشد دوباره یافته و یا جایگزین پورفیروبلستهایی مانند آندالوزیت و یا استارولیت شده‌اند. گارنتها در سنگهای رسوبی دگرگون شده، اغلب فاقد آثار میان باری بوده و با توجه به محدوده پایداری گسترده گارنتها، به نظر می‌رسد که در مراحل مختلف دگرگونی ایجاد شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، گارنت بر روی برگوارگی S2 رشد کرده و جوان تر از آن هستند. احتمال می‌رود گارنت از واکنشهای زیر حاصل شده باشد:



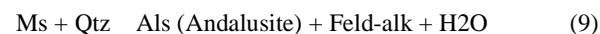
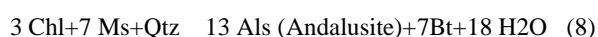
استارولیت یکی از مهم ترین پورفیروبلستهای موجود در نواحی مرکزی منطقه مورد مطالعه است (شکل ۷). بلورهای پویکیلوبلستیک آن دارای میان بارهای فراوانی از کوارتز و گاه بیوتیت است که اغلب با

پیشین، رابطه زمانی تشکیل کانیها نسبت به هم و نسبت به رویدادهای دگرگونی منطقه را می‌توان به صورت شکل ۱۴ نشان داد. با توجه به سنگ اولیه سنگهای دگرگونی منطقه، مشخص می‌شود که بخش بزرگی از آن را سنگهای پلیتسی تشکیل داده است. پلیتها از کانیهای رسی (ایلیت، مونت موریلونیت، کائولینیت)، کلریت، میکای آواری و گاه مقداری فلدسپار و کوارتز تشکیل می‌شود. کوارتز یکی از سازهای اصلی این سنگهاست. مقدار این کانیها ممکن است به طور چشمگیر از سنگی به سنگ دیگر تغییر کند. مونت موریلونیت و دیگر کانیهای رسی با پیشرفت دیاژنز تجزیه شده و در آغاز دگرگونی وجود نخواهند داشت. دردمای ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد ایلیت ناپایدار شده (محدوده ۱: شکل ۱۳) و با پیشرفت دگرگونی در دمای ۳۳۰°، پیروفیلیت از واکنش کائولینیت ظاهر شده و با افزایش درجه دگرگونی، در دمای حدود ۴۰۰°، پورفیرولستهای گارنت ظاهر می‌شوند. در همین دما، مونت موریلونیت به پیروفیلیت و مسکوویت تبدیل می‌شود.

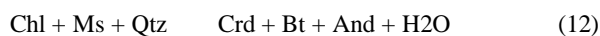
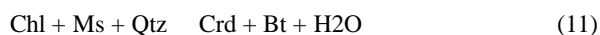
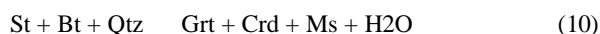
آندالوزیت، پس از تبلور گارنت، در دمای حدود ۴۱۵° از شکستن پیروفیلیت به وجود می‌آید (منحنی ۲، شکل ۴-۱۴). ظهور آندالوزیت و عدم ظهور کیانیت، گویای این است که سنگهای منطقه تا این مرحله در فشار کمتر از ۲/۷۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند. استارولیت پس از آندالوزیت و در دمای ۵۰۰ تا ۵۲۵ درجه سانتی گراد و در فشار بیش از ۲/۵ کیلو بار تشکیل می‌شود (منحنی ۳ و ۴، شکل ۱۳). با توجه به این که در میدان استارولیت - آندالوزیت با پیشرفت دگرگونی کیانیت ظاهر نمی‌شود، پس تبلور در میدان پایداری آندالوزیت روی داده و فشار از ۳/۷۵ کیلو بار (نقطه سه گانه سیلیکاتهای آلومین) فراتر نمی‌رود. بنابراین تبلور در میدان استارولیت - آندالوزیت در فشار بین ۲/۵ تا ۳/۷۵ کیلو بار و در دمای ۵۰۰ تا ۵۲۵ درجه سانتی گراد رخ داده است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی، به نظر می‌رسد که این شرایط در زمان آغاز تشکیل برگوارگی S2 موجود بوده، زیرا می‌توان مقاطعی را یافت که در آنها، کانیهای آندالوزیت و استارولیت دارای آثار میان باری مستقیم و ناهمخوان با برگوارگی محاصره کننده آنها S2 (حتی عمود بر S2) بوده که این امر نشانگر چیرگی شرایط فشار - دمای فوق در زمان آغاز تشکیل S2 است.

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

بلورهای آندالوزیت فراوان ترین و بزرگ ترین پورفیرولستهای موجود در ناحیه هستند. پویکیلوبلستهای آندالوزیت در مقاطع مختلف دارای آثار میان باری مستقیم و ناهمخوان با برگوارگی محاصره کننده آنها (S2) (شکل ۱۱) و همچنین آثار میان باری چین خورده و کاملاً همخوان با برگوارگی محاصره کننده آنها است (شکل ۱۲). این امر نشانگر تشکیل آنها در یک محدوده بسیار وسیع، از پس از S1 تا پس از S3 است. واکنشهای ۵، ۶ و ۷ می‌توانند واکنشهای مناسبی برای هضم استارولیت و ایجاد آندالوزیت از آن باشند. همچنین واکنشهای زیر را می‌توان برای تشکیل آندالوزیت بدون رابطه با استارولیت در نظر گرفت.



کردیریت کمیاب ترین پورفیرولست موجود در ناحیه است. کردیریتها نیز دارای آثار میان باری فراوان بوده و قطعات فراوانی از کوارتز، مسکوویت و بیوتیت را در بر گرفته‌اند. با توجه به رابطه برگوارگی محاصره کننده این کانیها با آثار میان باری درون آنها، کانیهای کردیریت موجود در مقاطع نازک را می‌توان همزمان با S2 و پس از آن پنداشت و روابط زیر را با توجه به مطالعات میکروسکوپی برای تشکیل آنها در نظر گرفت.



کلریت در بسیاری از نمونه‌ها، به‌طور معمول در اثر جایگزینی پسروده بیوتیت، گارنت و استارولیت ایجاد می‌شود. بنابراین واکنشهای ۲، ۳، ۴ و ۱۴ می‌توانند نشانگر این فرآیند باشند. ارتباط بریده شدگی بلورهای کلریت نسبت به بلورهای قدیمی تر در نمونه‌ها، نشانگر شباهت کامل آنها با پورفیرولستهای مسکوویت است و فرض گسترش همزمان این کانیها بر مبنای واکنشهای ۳ و ۴ است.

دما فشار سنجی (Thermobarometry)

یکی از مهم ترین مطالعاتی که امروزه در مورد سنگهای دگرگونی صورت می‌گیرد، تعیین فشار و دمای تشکیل سنگهاست که دما فشار سنجی نامیده می‌شود. برای این منظور، از شبکه سنگ‌زایی (Petrogeny) (شکل ۱۳) و مقاطع نازک استفاده می‌شود. این شبکه که در این قسمت به کار 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

از آن و نیز بخشی از تشکیل آن را با ناپایداری استارولیت مرتبط دانست. ظهور بلورها و فیبرولیت‌های سیلیمانیت بر روی 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 کانی‌گردیریت به همراه گارنت (دمای ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار پایین‌تر از ۲/۹ کیلوبار) و به همراه آندالوزیت (دمای ۵۲۵ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار پایین‌تر از ۲/۷۵ کیلوبار) دیده می‌شود. همه این شواهد، همانند ظهور فیبرولیت‌های سیلیمانیت و تشکیل کانی‌گردیریت، گویای افزایش دما در اواخر و پس از تشکیل S2 است که این امر را می‌توان با آغاز تزریق توده‌های نفوذی گرانیتویدی به درون مجموعه سورات همزمان دانست.

پس از تشکیل S2 یک رویداد فشارشی به دنبال نفوذ توده‌های گرانیتویدی 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 فشار، استارولیت همزمان با S3 تشکیل شد که دارای آثار میان‌باری چین خورده (با دامنه کوچک‌تر نسبت به چین خوردگی موجود در S2) و همخوان با زمینه است.

البته پس از پیدایش S3، تشکیل کانیهای آندالوزیت و کدریریت در منطقه ادامه داشته و می‌توان کانیهای بسیار درشت آندالوزیت و کدریریت پس از S3 را به فراوانی در منطقه یافت (شکل‌های ۱۷ تا ۱۹). پس از تشکیل S3 و تبلور آندالوزیت و کدریریت، از فشار و دمای حاکم بر منطقه به تدریج کاسته شده است که از نشانه‌های آن می‌توان به دگرگونی پسروده 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 سورات به سوی مناطق سطحی‌تر 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 سورات است ($P_{max} = 3/7 \text{Kbar}$, $T_{max} = 600^\circ\text{C}$) (شکل ۱۳).

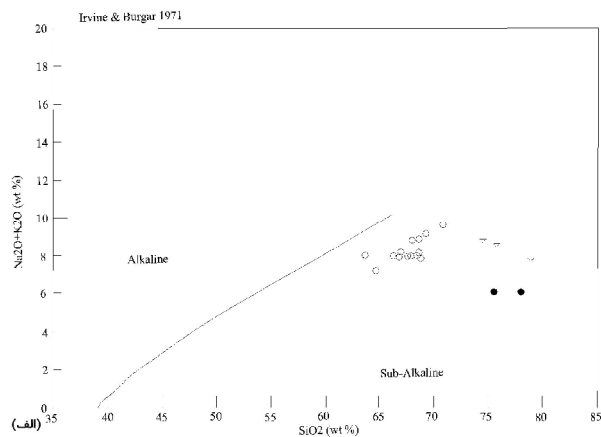
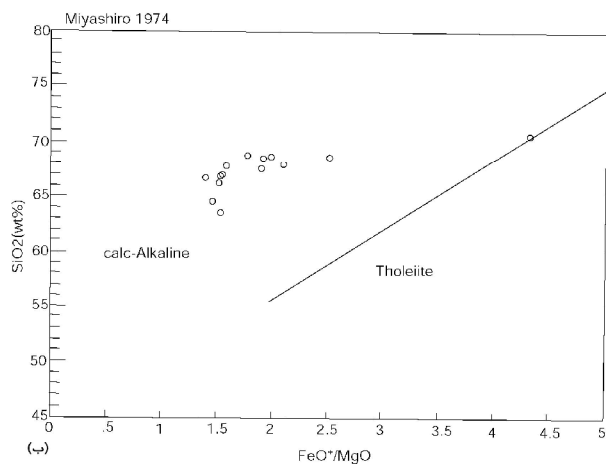
از آن و نیز بخشی از تشکیل آن را با ناپایداری استارولیت مرتبط دانست. ظهور بلورها و فیبرولیت‌های سیلیمانیت بر روی زمینه بیوتیتی (بیوتیت‌های تشکیل دهنده S2) نشانگر تشکیل آنها در اواخر تشکیل S2 و پس از آن است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در اواخر تشکیل S2 و پس از آن، دمای منطقه افزایش یافته است. در همین زمان پس از تشکیل سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، سنگهای دگرگونی همبری در پیرامون توده‌های نفوذی منطقه تشکیل شده است و کانی‌گردیریت به همراه گارنت (دمای ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار پایین‌تر از ۲/۹ کیلوبار) و به همراه آندالوزیت (دمای ۵۲۵ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار پایین‌تر از ۲/۷۵ کیلوبار) دیده می‌شود. همه این شواهد، همانند ظهور فیبرولیت‌های سیلیمانیت و تشکیل کانی‌گردیریت، گویای افزایش دما در اواخر و پس از تشکیل S2 است که این امر را می‌توان با آغاز تزریق توده‌های نفوذی گرانیتویدی به درون مجموعه سورات همزمان دانست.

پس از تشکیل S2 یک رویداد فشارشی به دنبال نفوذ توده‌های گرانیتویدی 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 فشار، استارولیت همزمان با S3 تشکیل شد که دارای آثار میان‌باری چین خورده (با دامنه کوچک‌تر نسبت به چین خوردگی موجود در S2) و همخوان با زمینه است.

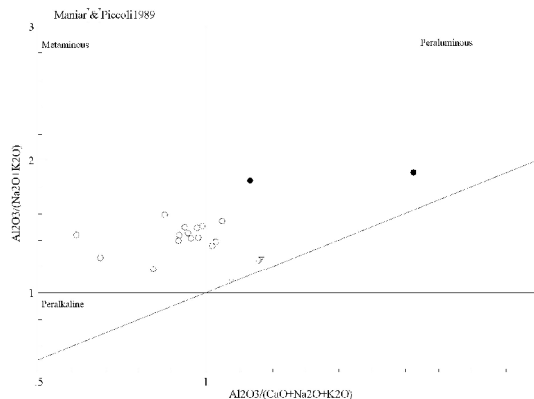
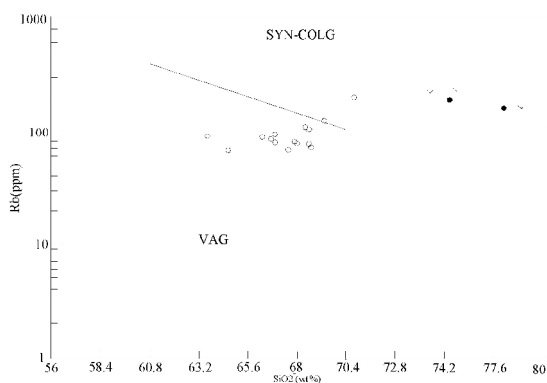
البته پس از پیدایش S3، تشکیل کانیهای آندالوزیت و کدریریت در منطقه ادامه داشته و می‌توان کانیهای بسیار درشت آندالوزیت و کدریریت پس از S3 را به فراوانی در منطقه یافت (شکل‌های ۱۷ تا ۱۹). پس از تشکیل S3 و تبلور آندالوزیت و کدریریت، از فشار و دمای حاکم بر منطقه به تدریج کاسته شده است که از نشانه‌های آن می‌توان به دگرگونی پسروده 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 سورات به سوی مناطق سطحی‌تر 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 سورات است ($P_{max} = 3/7 \text{Kbar}$, $T_{max} = 600^\circ\text{C}$) (شکل ۱۳).

نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام شده، دو مرحله دگرشکلی به همراه ایجاد دو

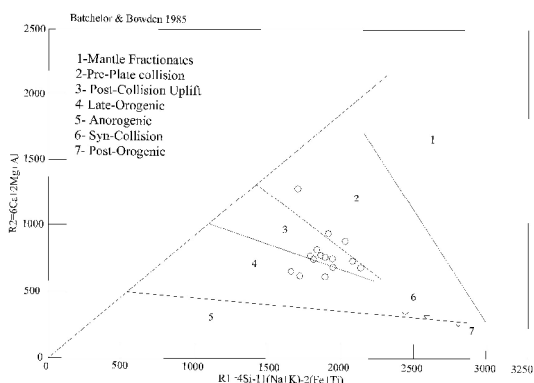


شکل ۱: نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی الف) تمام نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند. ب) تمام نمونه‌ها در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. (دوایر توپر گرانیت‌های گروه اول، دوایر توخالی گرانیت‌های گروه دوم، مثلث توخالی گرانیت‌های گروه سوم)

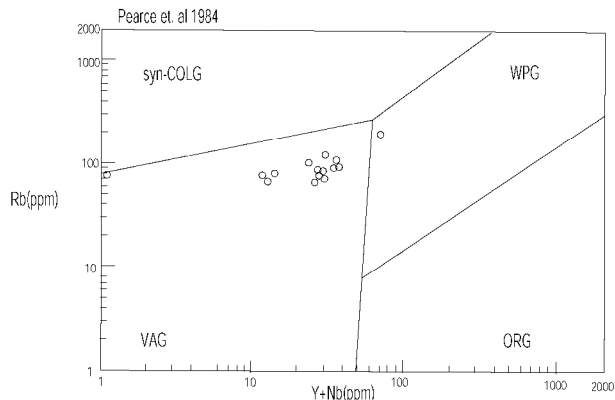


شکل ۳: نمودار Rb در برابر SiO_2 در برابر اول در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و نمونه‌های گروه دوم و سوم در محدوده گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (Pearce et al, 1984).

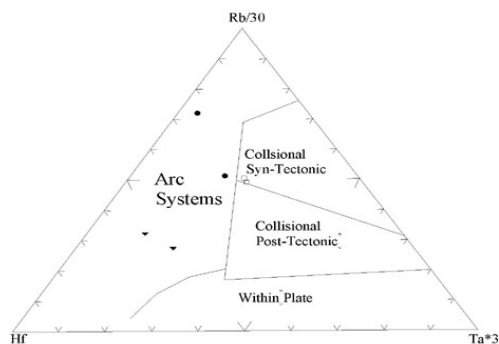
شکل ۲: نمودار A/NK در مقابل A/CNK . چنانکه دیده می‌شود همه نمونه‌های گروه دوم در محدوده متاآلومین و نمونه‌های گروه‌های اول و سوم در محدوده پراآلومین قرار دارند.



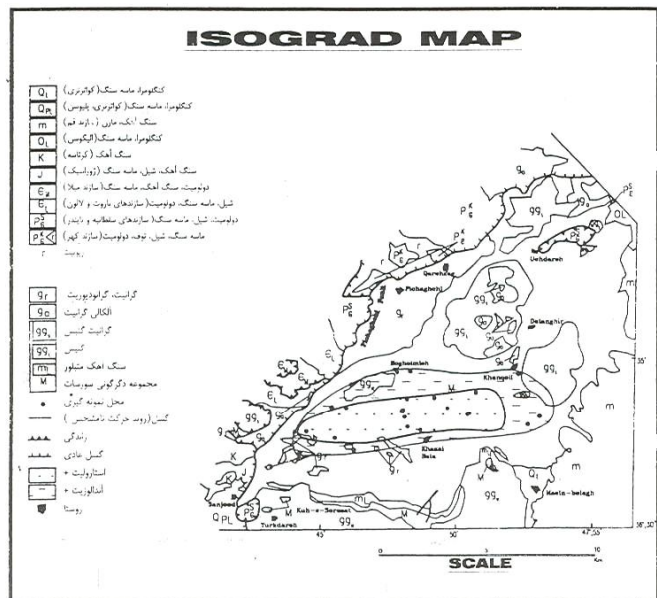
شکل ۵: تعیین محیط زمین ساختی گرانیتها با استفاده از پارامترهای چند کاتیونی K2 و K1: گرانیت‌های گروه دوم در محدوده گرانیت‌های اواخر کوهزایی و گرانیت‌های گروه سوم در محدوده گرانیت‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند.



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

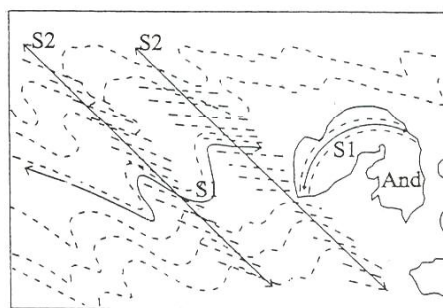


شکل ۶: نمودار مثلثی تعیین محیط زمین ساختی گرانیتها. گرانیت‌های گروه اول در محدوده گرانیت‌های برخوردی همزمان با زمین ساخت قرار می‌گیرند.

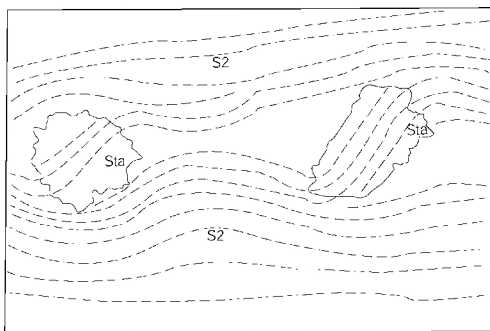


شکل ۷: نقشه خطوط هم درجه دگرگونی منطقه مورد مطالعه.

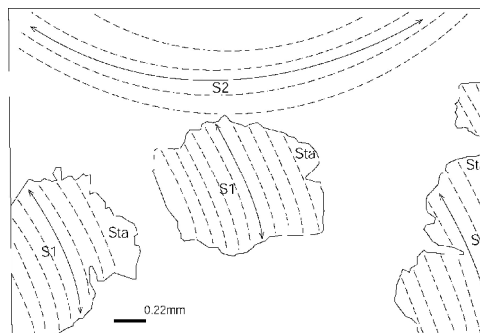
خطوط هم‌درجه دگرگونی بر مبنای ظهور نخستین کانیهای آندالوزیت و استارولیت رسم شده‌اند.



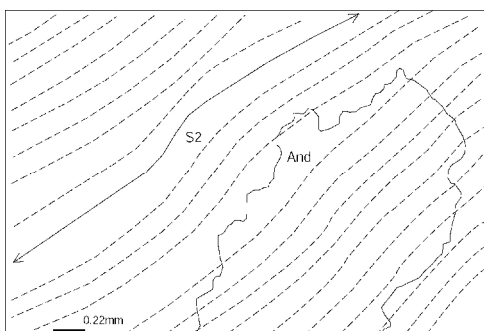
شکل ۸: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی، نشان دهنده ورقه‌های بیوتیتی تشکیل دهنده S1 که آثار آن به صورت آثار میان باری در درون بلور آندالوزیت و نواحی میکروولیتون بر گوارگی S2 دیده می‌شود (And: آندالوزیت).



شکل ۱۰: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی. بر گوارگی چیره سنگ (S2) را می توان در پورفیروبلستهای استارولیت با انحراف از روند فعلی آن دنبال کرد که این امر نشانگر تبلور همزمان این کانیها با S2 است.



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

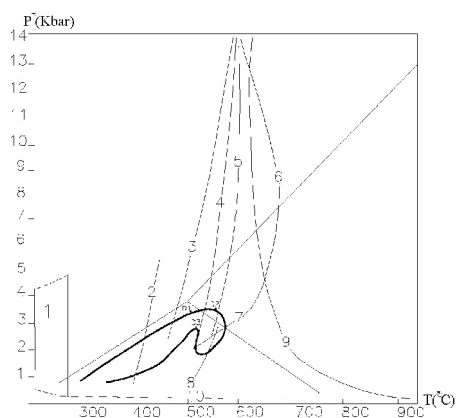


شکل ۱۲: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی. کانیهای آندالوزیت دارای آثار میان باری چین خورده همخوان با بر گوارگی احاطه کننده آنهاست.

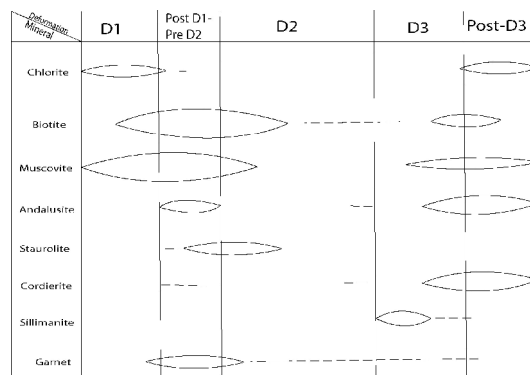


شکل ۱۱: طرح رسم شده از روی تصویر میکروسکوپی: پورفیروبلستهای آندالوزیت با آثار میان باری مستقیم S1 و ناهمخوان با بر گوارگی احاطه کننده آنها (S2) دیده می شوند. بر گوارگی S2 چین خورده و سطح S3، به موازات سطح محوری این چینها در نظر گرفته شده است.

شکل ۱۳: شبکه سنگ زادی مسیر P-T-t بر اساس مشاهدات کانی شناسی سنگهای دگرگونی منطقه: محدوده ۱: محدوده پایداری ایلیت (Hoffman and Hower, 1979 ; In barker, 1999) منحنی ۲: آب + کوارتز + آندالوزیت = پیروفیلیت (Kerrick, 1968) منحنی ۳: آب + کوارتز + استارولیت = سیلیکات آلومین + کلریتوید (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 + کاردیریت + گارنت = کوارتز + بیوتیت + استارولیت (Winkler, 1976) منحنی ۸: آب + بیوتیت + کاردیریت = کوارتز + مسکوویت + کلریت (Hirschberg and winkler, 1968) منحنی ۹: ذوب گرانیت تحت فشار آب منحنی ۱۰: پایین ترین حد دگرگونی (Turner, 1968)



شکل ۱۴: رابطه دگرشکلیها با تبلور کانیهای دگرگونی D1: (دگرشکلی اول): به صورت آثار میان باری در پورفیروبلستهای 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 microstructures, Blackie New York, P.162.
 Batchelar, R.A. & Bowden, P., (1985)- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multiplication parameters, Chem. Geol., No. 48, P.43-55.
 Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G., (1986)- Geochemical characteristics of 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 assemblage 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 significance 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 volcanic rocks, Can. J. Earth. Sci., No.8, P. 503-548.
 Kerrick, D.M., (1968)- Experimental on the upper stability limit of pyrophyllite 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 margin, 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, New York.
 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.