

بررسی شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کمپلکس توتک (جنوب شرق بوانات)

احمد رضا احمدی^{۱*}، بهناز حسینی^۱ و پرهام احمدی^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران
^۲ بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

کمپلکس دگرگونی توتک در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان از جمله مناطقی است که در آن واحدهای سنگی پالئوزوئیک رخمون دارد. این مجموعه دگرگونی به طور غالب از تناوبی از مرمر، شیست، آمفیبولیت و گنایس با سن کامبرین تا کربنیفر زیرین تشکیل شده است. دماسنجی با روش گارنت-بیوتیت و هم‌چنین، فشارسنجی با روش گارنت-بیوتیت-موسکویت بر روی شیست‌های سیاه‌رنگ کمپلکس توتک بیانگر دمای ۴۲۳ درجه سانتیگراد و فشار ۱/۶ کیلوبار برای آغاز دگرگونی و دمای ۷۰۸ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۹ کیلوبار برای اوج دگرگونی است. این شرایط دما و فشار معرف دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت است. با توجه به وقفه حرارتی و اختلاف درجه دگرگونی بارز بین واحدهای سنگی کمپلکس توتک و واحدهای کربنیفر پسین-پرمین کمپلکس سوریان، دگرگونی ناحیه‌ای مورد مطالعه شاید پیش از کربنیفر پسین اتفاق افتاده باشد.

واژه‌های کلیدی: دماسنجی، فشارسنجی، دگرگونی ناحیه‌ای، کمپلکس توتک، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

Berberian و King (۱۹۸۱) پهنه سنندج-

سیرجان را به عنوان یک پهنه باریک داخل کراتونی طی پالئوزوئیک و یک حاشیه فعال قاره‌ای طی مزوزوئیک می‌دانند. از پرکامبرین بالایی تا پالئوزوئیک بالایی، صفحه ایران مرکزی، که پهنه سنندج-سیرجان حاشیه جنوبی آن است و صفحه عربی به هم متصل بوده‌اند (Berberian and King, 1981). در نقاط مختلف پهنه سنندج-

پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان که به طور عمده از واحدهای رسوبی و ولکانیکی پالئوزوئیک و مزوزوئیک دگرگون شده تشکیل شده است (Berberian, 1977) به صورت یک نوار کشیده با طول در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۲۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق ایران کشیده شده است.

تحت تأثیر قرار داده است.

واحدهای سنگی با سن پالئوزوئیک در این پهنه ساختاری به خوبی توانسته‌اند حوادث زمین‌شناسی را در خود ثبت کنند. این واحدهای سنگی را در چندین منطقه از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان می‌توان مشاهده نمود. تاقدیس کوه سفید توتک در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان یکی از بهترین مناطقی است که رخنمون واحدهای متعلق به پالئوزوئیک را در آن می‌توان مشاهده کرد. در این پژوهش به بررسی شرایط دمایی و فشاری حاکم بر سنگ‌های این منطقه طی دگرگونی ناحیه‌ای اعمال شده بر آنها پرداخته می‌شود. از آنجا که شیب‌ها با توجه به ترکیب کانی‌شناسی خود، حوادث تکتونو-متمورفیک را به خوبی در خود ثبت می‌کنند، در این پژوهش از این گونه سنگ‌ها برای بررسی شرایط دما-فشارسنجی استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های این مجموعه دگرگونی، تاقدیسی را در کوه سفید توتک می‌سازند که قطر بزرگ آن حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک آن حدود ۱۰ کیلومتر است (Houshmandzadeh and Soheyli, 1990). این تاقدیس با عرض جغرافیایی $35^{\circ}30'$ تا $35^{\circ}10'$ تا $35^{\circ}35'$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ}20'$ تا $52^{\circ}00'$ شرقی، در فاصله حدود ۲۵۰ کیلومتری شمال شرق شیراز و ۸۰ کیلومتری شرق دهبید و در شرق و شمال شرق روستای مزایجان قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اقلید (Houshmandzadeh and Soheyli, 1990) قرار می‌گیرد.

این تاقدیس به صورت یک بیضوی کشیده در بین دو گسل اصلی (گسل سوریان در شمال و گسل مزایجان در جنوب) با سازوکار معکوس و

سیرجان، شواهدی از دگرشکلی به همراه فوران ولکانیک‌های بازیک آلکان درون صفحه‌ای در سکانس‌های سنگی پرمین مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل یک ریف‌ت درون قاره‌ای در پابان پالئوزوئیک است (Sabzehei, 1974; Sheikholeslami *et al.*, 2008). فعالیت این ریف‌ت درون قاره‌ای، آغازی بر تشکیل و توسعه اقیانوس نئوتتیس بوده که تا تریاس میانی-تریاس بالایی ادامه پیدا کرده است. در تریاس بالایی-ژوراسیک، در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال ایران، صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی فرورانش پیدا می‌کند که تا زمان بسته شدن آن و برخورد صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی در نئوژن ادامه می‌یابد (Agard *et al.*, 2005).

رخدادهای دگرگونی پهنه سنندج-سیرجان را غالباً در ارتباط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و حادث شده در مزوزوئیک می‌دانند (Sheikholeslami *et al.*, 2008). از طرف دیگر، شواهدی از نازک‌شدگی پوسته‌ای در زمان پالئوزوئیک زیرین را به صورت ظهور توده‌های گرانیتی و ولکانیسم بازیک تا اولترابازیک در بخش‌هایی از پهنه سنندج-سیرجان می‌توان مشاهده نمود (Sabzehei, 1974; Rachid Nejad- Sheikholeslami *et al.*, 2002; Omran *et al.*, 2008). در هر صورت، شواهد مربوط به مرحله‌های زمین‌ساختی مرتبط با آنها، به علت شدت تأثیر مرحله‌های دگرشکلی سیمین پیشین از بین رفته است (Sheikholeslami *et al.*, 2008). به عقیده Sabzehei (۱۹۷۴) سنگ‌های پهنه سنندج-سیرجان به گونه‌ای ایستا در زمان پالئوزوئیک دگرگون شده‌اند و سپس در روند چین‌خوردگی‌های مزوزوئیک برگوارگی تازه‌ای در آنها به وجود آمده که پاراژنز دگرگونی ایستا را

توپوگرافی بلند منطقه را تشکیل می‌دهند، در قسمت‌های ابتدایی و انتهایی خود به صورت تناوبی از سنگ‌های مرمر و شیست دیده می‌شوند. شناسایی برخی از بقایای فسیل در بخشی از ردیف‌های مرمری کمپلکس توتک سن دونین تا اوایل کربنیفر را برای بخشی از این ردیف مرمری داده است (Noori-Khankahdani *et al.*, 2006).

در خارجی‌ترین بخش تاقدیس کوه سفید توتک و به ویژه در یال شمالی آن، سکانسی از مجموعه سنگ‌های رسوبی-ماگمایی با توپوگرافی ملایم و با درجه ضعیف دگرگونی (پهنه کلریت) به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی واحدهای مرمری کمپلکس توتک قرار گرفته‌اند که به طور عمده شامل: فیلیت، کوارتزیت، متاریولیت، متابازیت و مرمر هستند (شکل ۲-B). مجموعه این سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف با نام کمپلکس سوریان معرفی شده‌اند (Houshmandzadeh and Soheyli, 1990).

یک توده نفوذی گرانیتوئیدی (گرانیتوئید بندوق) درون شیست‌های سیاه رنگ کمپلکس توتک نفوذ کرده که خود در نتیجه تحمل حوادث تکتونیکی بعدی به شکل گرانیت‌میلونیت ظاهر شده است. طی جایگیری این توده گرانیتوئیدی تغییراتی بارز در امتداد و شیب تورق سنگ‌های متاپلیتی اطراف ایجاد شده است. دگرگونی مجاورتی به صورت محدود (تا چند متر) در اطراف این توده نفوذی توسعه پیدا کرده است که تنها شامل: ایجاد نسل جدیدی از کانی‌های بیوتیت، ایلمنیت و تا حدودی مسکوویت در مجموعه کانی‌های متاپلیت‌های نزدیک به توده است. این توده گرانیتوئیدی بر اساس سن‌سنجی اورانیم-سرب دارای سن ژوراسیک میانی (173 ± 9 میلیون سال پیش) است (Hosseini *et al.*, 2011). درونگیرهایی از سنگ‌های شیستی اطراف را

مؤلفه امتدادلغز راستبر قرار گرفته است. عملکرد این دو گسل، نقش مهمی را در شکل‌گیری این ساختار تاقدیسی داشته است (Sarkarinejad and Alizadeh, 2009).

سنگ‌های کمپلکس توتک حاصل دگرگونی در سکانس‌های سنگی رسوبی و ماگمایی است که اکنون به صورت توالی مرمر، شیست، آمفیبولیت و گنایس هستند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی که در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد، مربوط به گنایس‌هایی در مرکز تاقدیس است که بر اساس سن‌سنجی اورانیم-سرب دارای سن 514 ± 24 میلیون سال و به کامبرین متعلق هستند (Hosseini *et al.*, 2012). پس از این سنگ‌ها، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی مربوط به واحدهای شیستی با پروتولیت رسوبی هستند که به صورت یک توالی ضخیم و با رنگ کاملاً سیاه مشاهده می‌شوند و از نظر ظاهری تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهند. به عقیده Sabzehei (۱۹۹۶) این شیست‌های سیاه رنگ کمپلکس توتک معادل اسلیت‌ها و شیست‌های سیاه رنگ بخش بالایی کمپلکس روتشون با سن اردویسین بالایی تا سیلورین زیرین است که از باجگان در انتهای جنوب‌شرقی پهنه سندنجد-سیرجان تا حوالی اقلید در شمال غرب منطقه مورد مطالعه گسترده شده است. درون این واحدهای شیست، تناوبی از سنگ‌های متابازیت با رنگ سبز تیره را می‌توان مشاهده نمود که طی دگرگونی به سنگ‌های آمفیبولیتی تبدیل شده‌اند. وجود این میان واحدهای متابازیت، گویای فعالیت‌های ماگمایی با ترکیب بازیک، همزمان با نهشته شدن این سکانس‌های ضخیم رسوبی است. سکانسی از مرمرهای سفید رنگ ضخیم لایه بر روی این واحدها قرار گرفته است که قسمت عمده تاقدیس کوه سفید توتک را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-A). واحدهای مرمری که

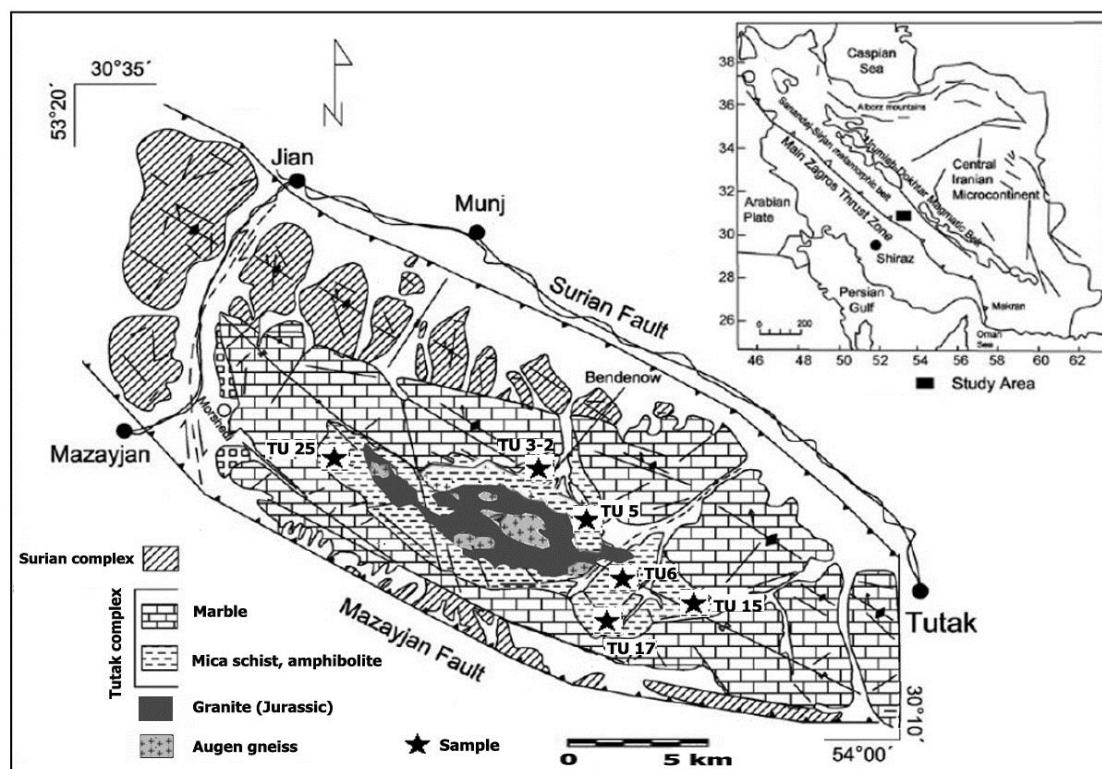
ریزکاو الکترونی توسط Jeol Super Probe در دانشگاه میلان کشور ایتالیا انجام شده است. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر ۱۵ کیلو ولت و از جریانی با شدت ۱۵ نانو آنگستروم استفاده شده است.

در این پژوهش، شیمی عناصر کانی‌های گارنت، بیوتیت، موسکویت، پلاژیوکلاز، استارولیت و اکسیدهای آهن-تیتان در چهار نمونه سنگی مورد توجه قرار گرفته است. مقادیر کاتیونی فرمول این کانی‌ها توسط نرم افزار Minpet محاسبه شده است. برای تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه از ترکیب شیمیایی این کانی‌ها و از برنامه GPT استفاده شده است. همچنین، برای تعیین میزان عناصر اصلی سنگ کل در شش نمونه از سنگ‌های شیمی از روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور استفاده شده است.

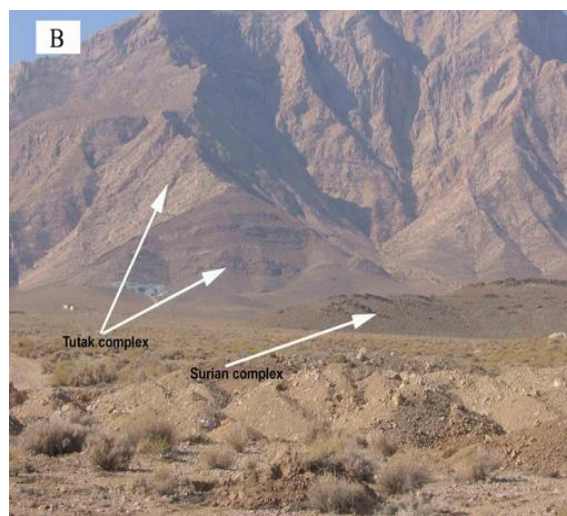
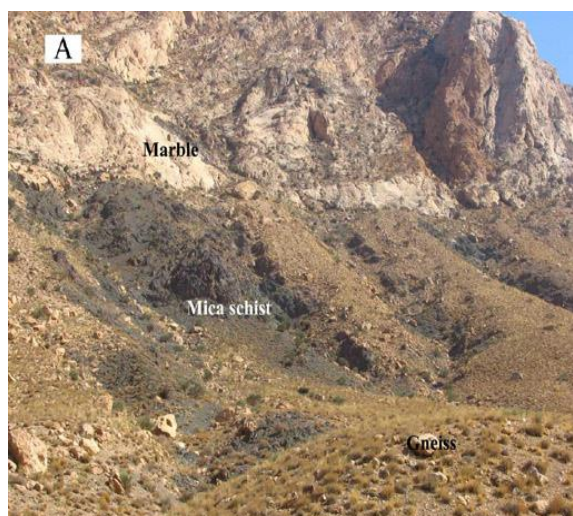
می‌توان درون این سنگ‌های گرانیتوئیدی مشاهده نمود.

روش انجام پژوهش

برای تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای اعمال شده بر سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، شیمی کانی‌های موجود در شیب‌های سیاه رنگ کمپلکس توتک مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور از سنگ‌هایی که در فواصل دورتر نسبت به توده نفوذی قرار گرفته‌اند نمونه‌برداری شد. نکته مهم در بررسی شرایط دما-فشار سنگ‌های دگرگونی، انتخاب مجموعه کانی‌هایی است که با هم در تعادل باشند. بر اساس مطالعات پتروگرافی دقت شد که از مجموعه کانی‌های در تعادل با یکدیگر که طی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تشکیل شده‌اند استفاده شود. شیمی عناصر اصلی این کانی‌ها با روش تجزیه



شکل ۱- جایگاه منطقه توتک در ایران و نقشه واحدهای اصلی منطقه به همراه موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه. نقشه بر گرفته از Alizadeh و Sarkarinejad (۲۰۰۹) است.



شکل ۲- A) واحدهای اصلی کمپلکس دگرگونی توتک؛ B) کنتاکت محل تماس بین کمپلکس‌های توتک و سوریان در یال شمالی.

پetroگرافی

ارتوگنایسی‌های چشمی با سن کامبرین (Hosseini *et al.*, 2012) در مرکز تاق‌دیس قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در این کمپلکس دگرگونی هستند. این سنگ‌ها با ترکیب گرانودیوریتی در مقیاس میکروسکوپی کاملاً جهت‌یافته بوده و بافت میلونیتی را نشان می‌دهند. کانی‌های چشمی در این سنگ‌ها را بلورهای آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز با طول تا سه سانتی‌متری تشکیل می‌دهند که کانی‌های بیوتیت و موسکوویت به دور آنها چرخیده‌اند. فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها را بلورهای کوارتز دگرشکل شده یا روبانی‌شکل تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی و ثانویه در این سنگ‌ها شامل: گارنت، اپیدوت، کلریت، تورمالین، اسفن، و زیرکن است.

بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت غالب شپست‌های سیاه‌رنگ کمپلکس توتک گرانولیدوبلاستیک تا گرانوبلاستیک است. عمده‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها شامل:

کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، موسکوویت، گارنت و کانی‌های اپاک است (شکل ۳- A). کانی استارولیت به ندرت در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود که بیانگر افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت است (شکل ۳- B). در این سنگ‌ها کانی گارنت اغلب به صورت بلورهایی با ابعاد کوچک‌تر از پنج میلی‌متر در زمینه سنگ دیده می‌شوند. این بلورهای گارنت در مواردی دارای میانبارهایی از کانی‌های دیگر مانند: بیوتیت، موسکوویت، فلدسپار و کانی‌های اپاک است. بلورهای گارنت غالباً سالم هستند و آثار تبدیل‌شدگی به کانی کلریت را نشان نمی‌دهند با این وجود، در مواردی در داخل شکستگی‌های آنها کلریت تشکیل شده است. از کانی‌های دیگر می‌توان به آلکالی‌فلدسپار، کلریت، اسفن، تورمالین، اپیدوت، روتیل و ریزبلورهایی از آپاتیت و زیرکن اشاره کرد. ترکیب این سنگ‌ها با نزدیک شدن به توده گرانیتوئیدی جای‌گرفته در مرکز کمپلکس توتک، به سمت گارنت‌میکاشیست‌هایی که در بردارنده پورفایروبلاست‌های درشتی از کانی

بالا تری از دگرگونی را نشان می‌دهند، قرار گرفته‌اند.

مرحله‌های دگرشکلی: بر اساس مطالعه مقاطع

نازک شیست‌ها، سه برگوارگی مجزا را در این سنگ‌ها می‌توان تشخیص داد. برگوارگی (S1) نخستین برگوارگی است که در این سنگ‌ها قابل تشخیص است (شکل ۴-۱). این برگوارگی به وسیله جهت‌یابی کانی‌های بیوتیت، موسکویت، ایلمنیت و در مواردی کلریت‌های ریزیلور معرفی می‌شود. یک مرحله دگرشکلی غالب، برگوارگی اولیه (S1) را تحت تأثیر قرار داده و برگوارگی (S2) را ایجاد کرده است (شکل ۴-۱). در مطالعه صحرائی و در مقیاس مزوسکوپی، این برگوارگی (S2) ساخت صفحه‌ای اصلی در منطقه را تشکیل می‌دهد که کلیه سنگ‌های کمپلکس‌های توتک را با روند مشابه و موازی با روند عمومی پهنه سنندج-سیرجان تحت تأثیر قرار داده است (Hosseini, 2011). وجود برخی از فابریک‌ها مانند: باندهای S-C (شکل ۴-۲)، میکافیش‌ها (شکل ۴-۳) و چرخش برخی از پورفیروبلاست‌های گارنت بیانگر این است که این برگوارگی طی اعمال یک مرحله دگرشکلی برشی خمیری بر منطقه تشکیل شده است. بررسی این فابریک‌ها دلالت بر آن دارد که این برش خمیری ماهیت راستبر دارد (Sarkarinejad and Alizadeh, 2009). در این سنگ‌ها برگوارگی S2 تنها یک ساخت تکتونیکی است که بدون ایجاد مجموعه کانی‌های جدید، باعث جهت‌یابی و آرایش مجدد کانی‌های قدیمی موجود در آنها شده است.

همان طور که اشاره شد، در شیست‌های سیاه رنگ که در همبری توده گرانیتوئیدی هستند بلورهای درشتی از کانی بیوتیت (Bt II) را می‌توان

بیوتیت (Bt II) هستند، تغییر می‌کند. این درشت بلورهای بیوتیت غالباً به صورت اتفافی و پراکنده و بدون جهت‌یابی خاصی و تنها در سنگ‌های نزدیک به توده گرانیتوئیدی مشاهده می‌شود.

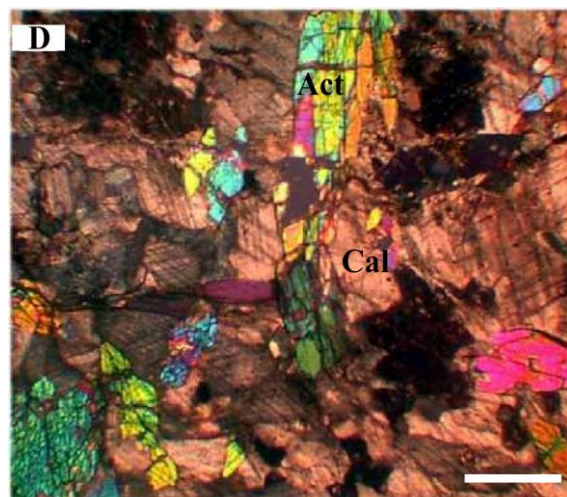
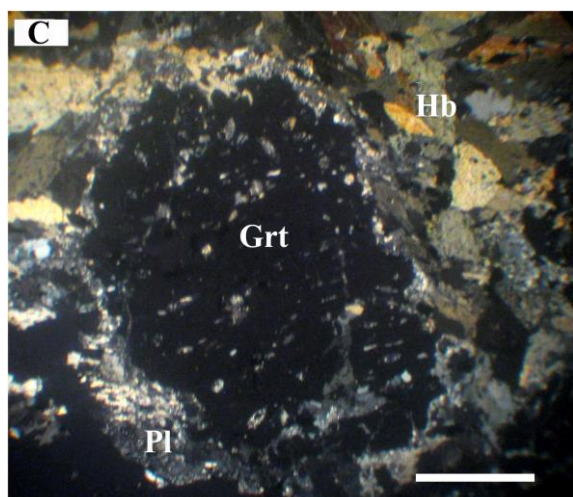
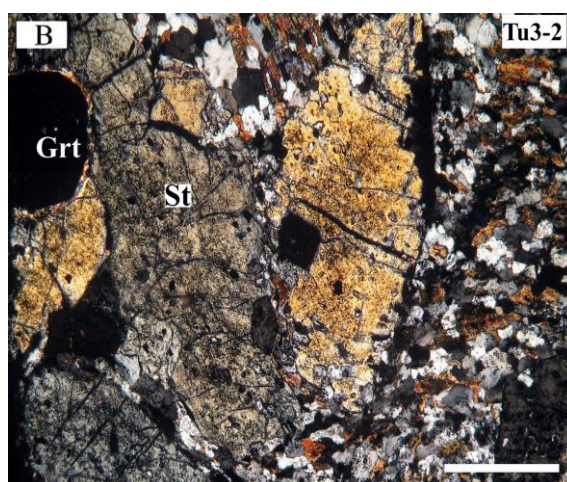
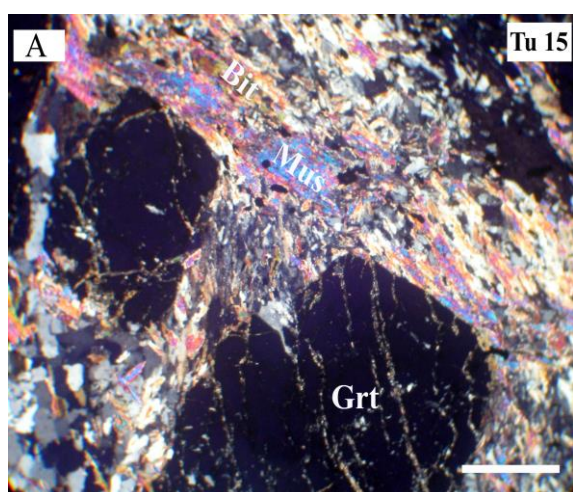
سنگ‌های متابازیت که به صورت متناوب با شیست‌های سیاه رنگ قرار گرفته‌اند به طور عمده شامل: کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های دیگر از جمله: گارنت و بیوتیت هستند (شکل ۳-۳). هر چند که این سنگ‌ها در مواردی بافت آذرین اولیه خود را حفظ کرده‌اند، با این وجود، غالباً اثری از بافت آذرین اولیه مشاهده نمی‌گردد و کانی‌ها در اثر تبلور مجدد در مرحله‌های دگرگونی ایجاد شده‌اند.

واحدهای مرمری که به صورت توالی ضخیم در کمپلکس توتک حضور دارد، علاوه بر کلسیت شامل: کانی‌های دیگر مانند: آمفیبول‌های اکتینولیت-ترمولیت، بیوتیت و کوارتز هستند (شکل ۳-۴). تغییر شکل و کشیدگی بلورهای کلسیت و همچنین، جهت‌یابی کانی‌های بیوتیت و اکتینولیت حالت متورق و جهت‌یافته را به این سنگ‌ها داده است.

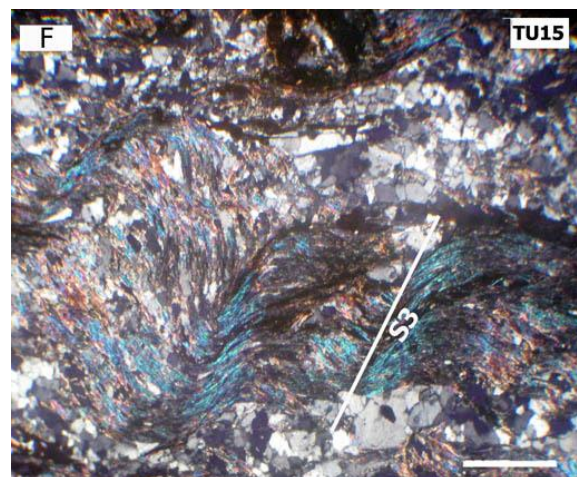
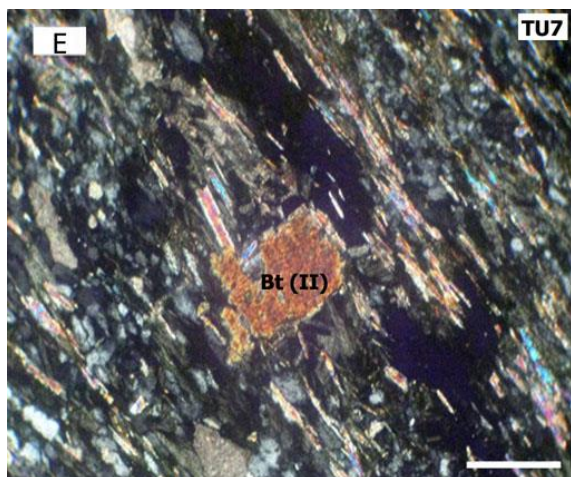
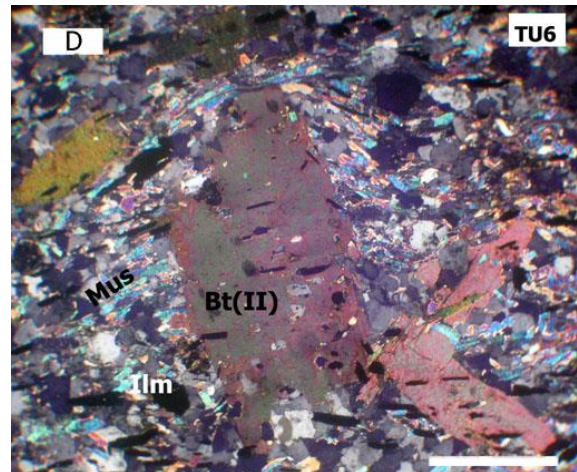
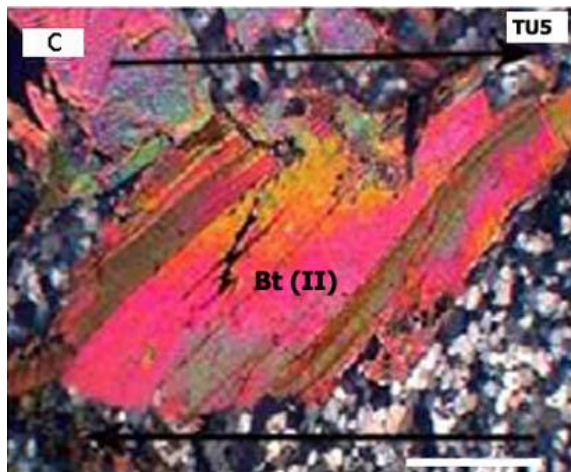
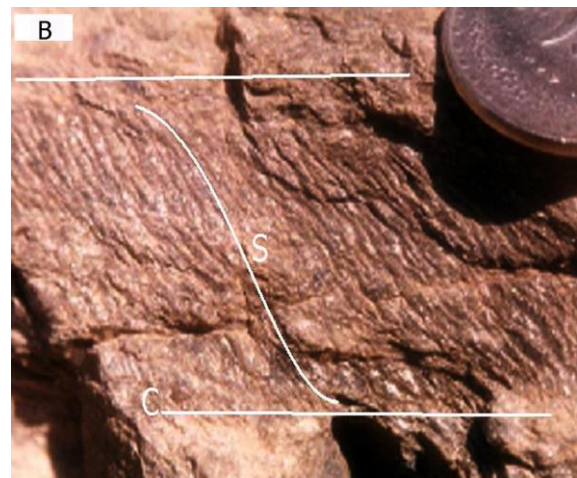
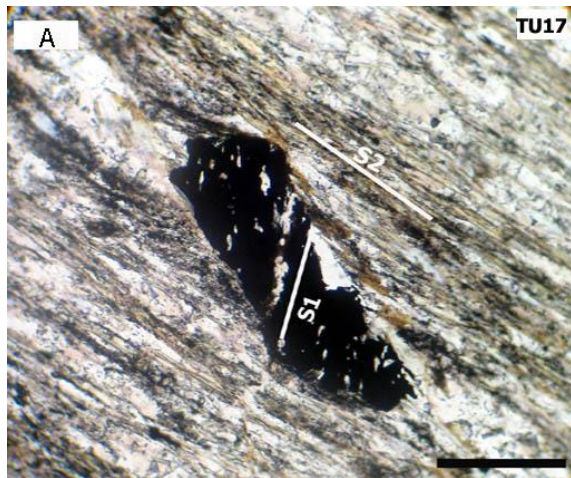
کمپلکس سوریان که به صورت ناپیوسته بر روی کمپلکس توتک قرار گرفته است شامل: سنگ‌های شیست‌سبز، فیلیت، شیست آهکی و آتشفشانی‌های دگرگون شده است. مجموعه این سنگ‌ها بیانگر درجه ضعیف دگرگونی در حد رخساره شیست سبز پایینی است. به طور کلی، یک تفاوت بارز را در میزان درجه دگرگونی در حد فاصل کمپلکس توتک و کمپلکس سوریان می‌توان مشاهده نمود. بر این اساس، سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سوریان با درجه دگرگونی ضعیف بر روی سنگ‌های کمپلکس توتک که درجات

گرفته‌اند و گاهی برگوارگی S2 آنها را دور زده است (شکل ۴-D و E). با توجه به این مسأله، تشکیل آنها را باید همزمان تا پس از تشکیل برگوارگی S2 دانست. در نهایت S3 یک کربنولیشن کلیواژ ضعیف است که به صورت ریزچین بر روی برگوارگی S2 ایجاد شده است (شکل ۴-F).

مشاهده نمود که بدون جهت‌یابی خاصی و به صورت تصادفی در سنگ حضور دارند. این بلورهای درشت که تنها در همبری توده گرانیتوئیدی تشکیل شده‌اند، نتیجه‌ای از تأثیر گرمایی توده گرانیتوئیدی بر روی سنگ‌های دربرگیرنده خود در حین جایگیری هستند. بلورهای بیوتیت گاهی بر روی برگوارگی S2 قرار



شکل ۳- A) بلورهای درشت گارنت در شیبست‌های کمپلکس توتک؛ B) وجود بلورهای استارولیت و گارنت در شیبست‌ها؛ C) کانی گارنت در همراهی با بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز در متابازیت‌ها؛ D) بلورهای آمفیبول ترمولیت-اکتینولیت در ممرهای کمپلکس توتک. تصاویر در نور XPL و طول مقیاس برابر با ۰/۵ میلی‌متر است.



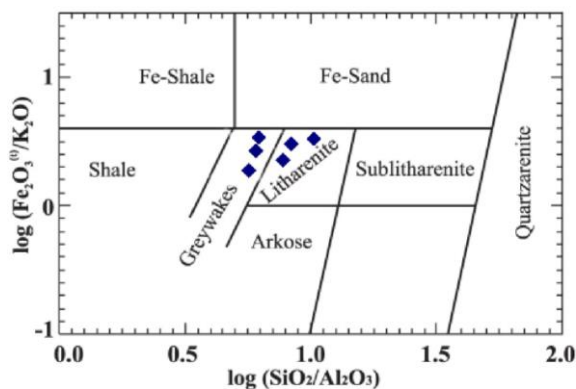
شکل ۴- A) شیستوزیته S1 و S2 در میکاشیست؛ B) تصویر مزوسکوپی از سطوح S-C؛ C) تصویری از یک میکافیش که بیانگر اعمال دگرشکلی خمیری در منطقه مورد مطالعه است؛ D و E) رشد پورفیروبلست‌های بیوتیت حاصل از دگرگونی مجاورتی به صورت همزمان تا بعد از تکتونیک نسبت به برگوارگی S2؛ F) تشکیل شیستوزیته S3 به صورت کرنولیشن بر روی شیستوزیته S2. تصویر A در نور PPL و تصاویر C، D، E و F در نور XPL و طول مقیاس برابر با ۰/۵ میلی‌متر است.

ترکیب شیمیایی شیبست ها: ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است. همان طور که مشاهده می‌شود، اغلب سنگ‌ها دارای ترکیب شیمیایی تقریباً یکنواختی هستند و تغییرات زیادی را نشان نمی‌دهند. برای بررسی پروتولیت این سنگ‌ها، جایگاه آنها در نمودار

(شکل ۵) نشان داده شده است. این سنگ‌ها از جایگاه سنگ‌های شیلی (پلیتی) فاصله دارند و در جایگاه سنگ‌های گریوک و لیت‌آرنایت قرار می‌گیرند. به طور کلی، این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های پلیتی، از میزان بالاتری از SiO_2 و میزان پایین‌تری از Al_2O_3 برخوردار هستند.

جدول ۱- مقادیر عناصر اصلی شیبست‌های کمپلکس توتک

Sample	garnet-mica schist				staurolite-garnet-mica schist	
	TU5	TU17	TU6	TU25	TU3-2	TU15
SiO ₂	72.24	75.46	73.6	74.2	71.9	74.4
TiO ₂	0.65	0.46	0.2	0.58	0.6	0.42
Al ₂ O ₃	12.49	11.92	12.7	12.5	13.65	13.3
Fe ₂ O ₃	3.58	2.89	3.77	3.35	3.45	2.6
MnO	0.13	0.07	0.08	0.04	0.12	0.05
MgO	1.55	1.75	1.4	1.24	1.38	1.8
CaO	2.57	1.68	2.65	1.31	3.42	1.58
Na ₂ O	2.88	2.37	3.1	3.14	2.86	3.41
K ₂ O	0.93	0.83	1.1	0.98	1.09	0.65
P ₂ O ₅	0.15	0.06	0.23	0.06	0.67	0.07



شکل ۵- رده‌بندی نمونه‌های منطقه توتک (Herron, 1988)

شیمی کانی‌ها

ویژگی‌های ژئوشیمی عناصر اصلی کانی‌های گارنت، بیوتیت، موسکوویت، پلاژیوکلاز و ایلمنیت بررسی شد. علایم اختصار کانی‌ها شامل: گارنت (Grt)، بیوتیت (Bt)، موسکوویت (Mus)، استارولیت (St)، کلریت (Chl)، آلکالی‌فلدسپار (Kfs) و کوارتز (Qz) است. سایر علایم اختصاری که در جداول مربوط به ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده شده است؛ شامل: هسته بلور (c)،

حاشیه خارجی بلور (r)، بلورها به صورت میانبار (inc) و بلورهای موجود در زمینه سنگ (mat) هستند.

گارنت: مقادیر کاتیونی و فرمول بلورهای گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است (جدول‌های ۲ و ۳). بلورهای گارنت موجود در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه از انواع گارنت‌های غنی از Fe هستند. میزان XMg این بلورهای گارنت در محدوده ۰/۰۶ تا ۰/۱۶ است. این بلورها

پیروپ+اسپسارتین فاصله دارد. به طور کلی، تغییرات ترکیبی گارنت‌های مورد مطالعه به صورت Prp 6.3-15.8 Grs 11.6-22.6 Alm 0.64-0.72 Sps 0.27-6.4 است. منطقه‌بندی ترکیبی را به صورت افزایش محتوای آلماندن و پیروپ و کاهش محتوای اسپسارتین و گروسولار، از مرکز به سمت حاشیه بلورها می‌توان مشاهده نمود (شکل ۷).

در مجموع غنی از محتوای آلماندن هستند در صورتی که از میزان پایین اسپسارتین و پیروپ برخوردارند. در شکل ۶، موقعیت این بلورها در نمودار سه‌تایی آلماندن-گروسولار-پیروپ+اسپسارتین نشان داده شده است. در این نمودار ترکیب بلورهای گارنت به قطب آلماندن نزدیک و از قطب گروسولار و قطب

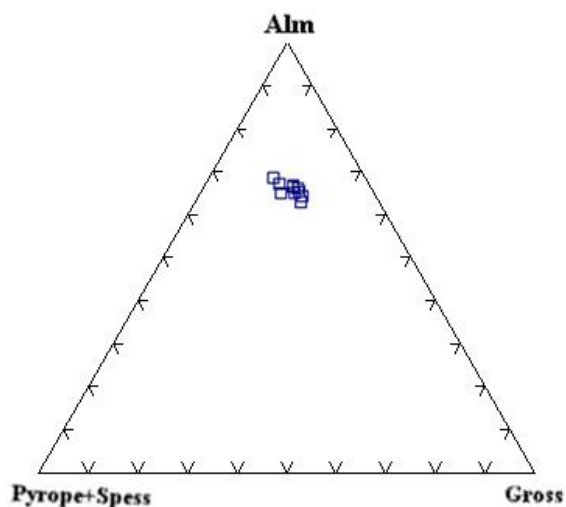
جدول ۲- داده‌های مربوط به تجزیه ۱۱ بلور گارنت در چهار نمونه سنگی در کمپلکس توتک. عناصر اصلی بلورهای گارنت و مقادیر کاتیونی و فرمول محاسبه شده بر اساس ۱۲ اکسیژن. بعضی بلورها در مرکز و حاشیه تجزیه شده‌اند.

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	TU15-1-c	TU-15-2-c	TU15-1-r	TU15-2-r	TU25-2-c	TU25-1-c	TU25-2-r	TU25-1-r	TU6-3-c	TU6-2-c	TU6-2-r	TU6-1-mat	TU3-2-2	TU3-2-3	TU3-2-1-mat	TU3-2-4
SiO ₂	38.73	39.02	38.44	39.24	38.65	38.49	38.69	38.62	38.88	38.42	39.00	38.98	38.74	38.44	38.32	39.11
FeO	30.56	30.08	31.91	32.61	31.37	30.22	32.24	31.61	30.74	31.30	30.98	31.18	29.84	30.78	32.63	31.27
Al ₂ O ₃	21.44	20.96	22.16	21.27	20.99	21.35	21.55	21.84	21.26	21.04	21.52	21.36	21.34	21.58	21.49	20.69
CaO	6.36	6.37	5.88	5.18	6.85	7.98	5.80	6.54	7.68	7.39	6.60	6.65	8.24	7.34	5.23	6.97
MgO	2.48	2.39	3.85	4.06	1.64	1.86	3.45	3.12	1.71	1.81	2.71	2.81	1.98	2.07	4.00	2.07
MnO	2.92	3.54	0.14	0.17	2.85	2.13	0.35	0.98	2.43	2.39	1.98	1.60	2.45	2.45	0.12	2.21
Total	102.49	102.36	102.38	102.53	102.35	102.03	102.08	102.71	102.70	102.35	102.79	102.58	102.59	102.66	101.79	102.32
Alm	66.19	63.89	68.57	69.85	68.14	65.74	69.70	67.80	66.62	67.32	66.80	67.00	64.26	66.37	70.00	67.71
Gross	17.59	18.38	16.19	14.09	18.91	22.12	16.00	18.00	21.32	20.34	18.30	18.40	22.64	20.22	14.30	19.24
Pyrope	9.58	9.61	14.75	15.50	6.35	7.21	13.30	12.00	6.61	6.94	10.40	10.80	7.60	7.96	15.30	7.99
Spess	6.41	8.08	0.30	0.37	6.27	4.69	0.77	2.10	5.33	5.21	4.40	3.50	5.34	5.35	0.27	4.85
XCa	0.18	0.18	0.16	0.14	0.19	0.22	0.16	0.18	0.21	0.20	0.18	0.18	0.23	0.20	0.14	0.19
XFe	0.66	0.65	0.69	0.70	0.68	0.66	0.70	0.68	0.67	0.67	0.67	0.67	0.64	0.66	0.70	0.68
XMg	0.10	0.09	0.15	0.16	0.06	0.07	0.13	0.12	0.07	0.07	0.10	0.11	0.08	0.08	0.15	0.08
Si	3.02	3.05	2.97	3.04	3.03	3.01	3.01	2.99	3.03	3.01	3.02	3.03	3.01	2.99	2.98	3.06
Al	1.97	1.93	1.99	1.94	1.94	1.97	1.98	1.98	1.95	1.94	1.97	1.95	1.96	1.97	1.96	1.91
Fe	1.99	1.96	2.06	2.11	2.06	1.98	2.10	2.05	2.01	2.05	2.01	2.03	1.94	2.01	2.13	2.05
Mg	0.29	0.28	0.44	0.47	0.19	0.22	0.40	0.36	0.20	0.21	0.31	0.33	0.23	0.24	0.46	0.24
Mn	0.19	0.23	0.01	0.01	0.19	0.14	0.02	0.06	0.16	0.16	0.13	0.11	0.16	0.16	0.02	0.15
Ca	0.53	0.53	0.49	0.43	0.58	0.67	0.48	0.54	0.64	0.62	0.55	0.55	0.69	0.61	0.44	0.59
Total	7.99	8.00	7.96	8.00	7.99	7.98	7.99	7.98	7.99	7.98	7.99	7.99	7.99	7.99	7.98	8.00

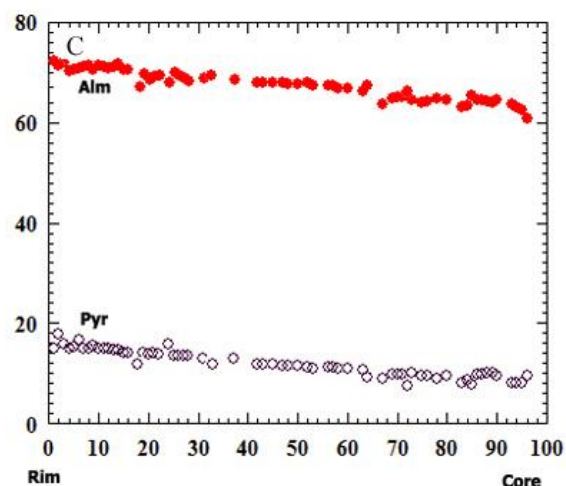
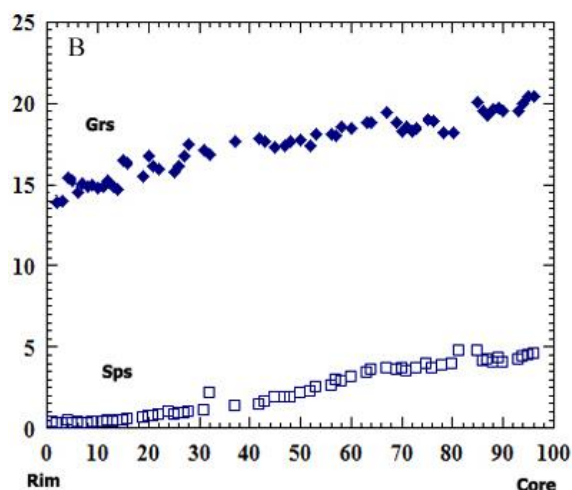
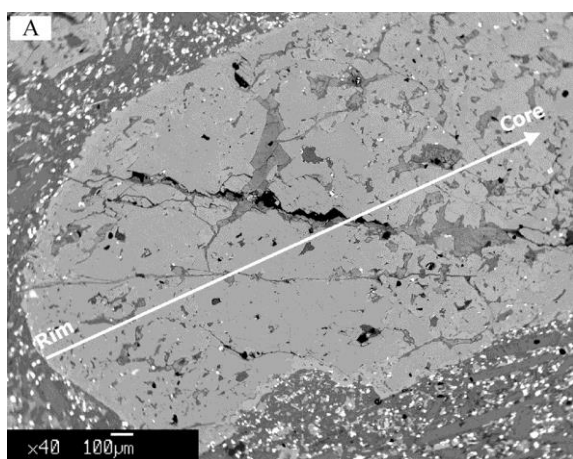
جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی گارنت کمپلکس توتک برای پروفیل شکل ۷ از حاشیه (شماره ۱) به سمت مرکز بلور (شماره ۵۰). مقادیر کاتیونی و فرمول محاسبه شده بر اساس ۱۲ اکسیژن.

N	SiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Si	Fe	Al	Ca	Mg	Mn	Alm	Gross	Pyrope	Spess
1	38.72	32.82	21.17	5.01	3.83	0.10	3.03	2.15	1.95	0.42	0.45	0.01	71.11	13.88	14.93	0.22
2	38.41	32.69	21.07	5.06	4.26	0.13	3.0	2.13	1.93	0.42	0.49	0.01	69.80	13.82	16.19	0.28
3	38.32	32.63	21.49	5.23	4.00	0.12	2.99	2.13	1.96	0.44	0.46	0.01	70.95	14.38	15.31	0.26
4	38.74	32.26	21.40	5.96	3.81	0.18	3.01	2.07	1.96	0.50	0.44	0.01	68.44	16.34	14.62	0.43
5	38.98	32.37	21.54	5.89	3.90	0.15	3.01	2.09	1.96	0.49	0.45	0.01	68.71	16.03	14.77	0.31

N	SiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Si	Fe	Al	Ca	Mg	Mn	Alm	Gross	Pyrope	Spess
ادامه جدول ۳-۱....																
6	37.92	32.05	21.35	5.22	4.24	0.15	2.97	2.10	1.95	0.44	0.50	0.01	68.91	14.28	16.24	0.33
7	38.97	32.27	21.59	5.79	3.86	0.13	3.01	2.08	1.96	0.48	0.45	0.01	69.00	15.84	14.72	0.28
8	38.95	32.42	21.64	5.72	3.85	0.12	3.01	2.09	1.97	0.47	0.44	0.01	69.31	15.66	14.68	0.27
9	39.50	32.22	20.65	5.53	3.81	0.17	3.08	2.10	1.90	0.46	0.44	0.01	69.52	15.21	14.65	0.38
10	38.89	32.43	21.60	5.70	3.80	0.18	3.01	2.09	1.97	0.47	0.44	0.01	69.30	15.63	14.52	0.40
11	38.93	32.35	21.54	5.74	3.83	0.18	3.01	2.09	1.96	0.48	0.44	0.01	69.12	15.59	14.59	0.40
12	38.95	32.22	21.50	5.81	3.78	0.20	3.02	2.09	1.96	0.48	0.44	0.01	69.06	15.95	14.44	0.43
13	39.23	32.53	21.51	5.76	3.78	0.16	3.02	2.10	1.95	0.48	0.43	0.01	69.39	15.60	14.38	0.35
14	39.07	32.43	21.56	5.64	3.76	0.20	3.02	2.10	1.96	0.47	0.43	0.01	69.54	15.49	14.37	0.43
15	38.99	31.81	21.59	6.27	3.59	0.22	3.02	2.06	1.97	0.52	0.41	0.01	68.42	17.16	13.75	0.48
16	39.20	32.02	21.45	6.12	3.62	0.26	3.03	2.07	1.95	0.51	0.42	0.02	68.64	16.81	13.84	0.56
17	38.75	32.37	21.60	5.79	3.60	0.28	3.01	2.10	1.97	0.48	0.42	0.02	69.51	15.84	13.80	0.62
18	38.88	32.41	21.43	5.92	3.56	0.32	3.01	2.10	1.96	0.49	0.41	0.02	69.35	16.23	13.58	0.69
19	39.35	32.25	21.41	5.89	3.50	0.37	3.04	2.09	1.95	0.49	0.40	0.02	69.38	16.18	13.42	0.81
20	38.69	32.24	21.55	5.80	3.45	0.35	3.01	2.10	1.98	0.48	0.40	0.02	69.70	16.02	13.30	0.77
21	38.88	32.35	21.67	5.95	3.48	0.42	3.01	2.09	1.97	0.49	0.40	0.03	69.33	16.32	13.30	0.92
22	38.93	32.29	21.35	6.08	3.46	0.42	3.02	2.09	1.95	0.51	0.40	0.03	69.07	16.61	13.19	0.91
23	39.05	31.87	21.09	6.24	3.35	0.45	3.04	2.08	1.93	0.52	0.39	0.03	68.78	17.21	12.88	0.99
24	38.97	31.99	21.69	6.33	3.35	0.51	3.01	2.07	1.97	0.52	0.39	0.03	68.56	17.29	12.80	1.10
25	38.78	31.95	21.48	6.30	3.33	0.59	3.01	2.07	1.96	0.52	0.39	0.04	68.55	17.19	12.72	1.28
26	38.98	31.89	21.47	6.42	3.15	0.72	3.02	2.07	1.96	0.53	0.36	0.05	68.50	17.63	12.06	1.57
27	38.56	31.76	21.38	6.29	3.12	0.84	3.01	2.07	1.96	0.53	0.36	0.06	68.61	17.35	12.01	1.84
28	38.87	31.68	21.40	6.40	3.09	0.86	3.02	2.06	1.96	0.53	0.36	0.06	68.41	17.67	11.89	1.88
29	38.62	31.61	21.84	6.54	3.12	0.98	2.99	2.05	1.98	0.54	0.36	0.06	67.82	17.98	11.93	2.13
30	38.90	31.72	21.54	6.34	3.04	1.03	3.02	2.06	1.97	0.53	0.35	0.07	68.40	17.52	11.69	2.25
31	38.96	31.67	21.58	6.59	2.98	1.12	3.01	2.05	1.97	0.55	0.34	0.07	67.90	18.10	11.39	2.44
32	38.90	31.77	21.32	6.34	2.98	1.31	3.02	2.06	1.95	0.53	0.35	0.09	68.18	17.41	11.40	2.85
33	38.83	31.67	21.33	6.54	2.94	1.30	3.01	2.06	1.95	0.54	0.34	0.09	67.82	17.91	11.22	2.82
34	39.05	31.53	21.22	6.51	2.91	1.41	3.03	2.05	1.94	0.54	0.34	0.09	67.74	17.83	11.14	3.07
35	38.98	31.40	21.29	6.62	2.89	1.52	3.03	2.04	1.95	0.55	0.33	0.10	67.36	18.19	11.05	3.30
36	39.40	30.87	20.95	7.05	2.60	1.60	3.07	2.01	1.92	0.59	0.30	0.11	66.81	19.50	10.02	3.50
37	38.98	31.18	21.36	6.65	2.81	1.60	3.03	2.03	1.95	0.55	0.33	0.11	67.16	18.35	10.80	3.49
38	38.79	31.51	21.31	6.46	2.86	1.63	3.02	2.05	1.95	0.54	0.33	0.11	67.62	17.71	10.95	3.54
39	38.71	31.03	21.03	6.80	2.70	1.72	3.03	2.03	1.94	0.57	0.32	0.11	66.88	18.81	10.39	3.76
40	38.83	30.89	21.21	6.85	2.75	1.62	3.03	2.02	1.95	0.57	0.32	0.11	66.73	18.94	10.59	3.54
41	39.90	30.96	20.94	6.49	2.73	1.73	3.10	2.01	1.91	0.54	0.32	0.11	67.34	18.08	10.58	3.81
42	38.09	31.50	21.48	6.64	2.20	2.14	2.99	2.06	1.97	0.56	0.26	0.14	68.18	18.39	8.50	4.70
43	38.62	31.33	21.67	6.49	2.76	1.89	3.00	2.03	1.97	0.54	0.32	0.12	67.31	17.80	10.57	4.11
44	38.52	31.47	21.65	6.39	2.74	1.92	2.99	2.04	1.97	0.53	0.32	0.13	67.58	17.56	10.49	4.18
45	38.75	31.18	21.64	6.47	2.74	1.89	3.01	2.02	1.98	0.54	0.32	0.12	67.27	17.87	10.14	4.13
46	39.00	30.98	21.52	6.60	2.71	1.98	3.02	2.01	1.97	0.55	0.31	0.13	66.85	18.24	10.12	4.33
47	38.69	30.42	21.34	6.27	2.45	2.94	3.03	1.99	1.97	0.52	0.29	0.19	66.39	17.73	9.57	5.1
48	38.39	30.73	21.6	7.37	2.11	2.49	2.99	2	1.97	0.62	0.24	0.16	66.15	20.32	8.17	5.2
49	38.43	30.25	21.32	7.95	1.89	2.12	3.01	1.98	1.97	0.67	0.22	0.14	65.07	22.11	8.03	4.86
50	38.69	29.63	21.15	8.17	1.96	2.42	3.03	1.94	1.95	0.69	0.22	0.16	64.35	22.73	8.01	4.96



شکل ۶- جایگاه بلورهای گارنت کمپلکس توتک در نمودار آلماندن-گروسولار-پیروپ+اسپسارتین (Cirrincione *et al.*, 2008).



شکل ۷- A) تصویر BSI از یک بلور گارنت کمپلکس توتک؛ B) پروفیل تغییرات میزان گروسولار و اسپسارتین و C) تغییرات میزان آلماندن و پیروپ از حاشیه به مرکز بلور.

ریزبلور در برگوارگی سنگ یا به صورت میانبار درون درشت بلورهای گارنت قرار گرفته است. در مواردی تبدیل‌شدگی بخشی به کلریت را می‌توان در این

بیوتیت: کانی بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان در دو نسل متفاوت مشاهده نمود. بیوتیت نسل اول (Biotite I) در تمامی نمونه‌ها به صورت

نمونه‌های مورد مطالعه است که با جهت‌یابی خود، شیسستوزیته سنگ را ایجاد کرده است. در این سنگ‌ها موسکوویت غالباً به صورت بلورهای ریز است. با این وجود، در مواردی این کانی‌ها رشد بیشتری را نشان می‌دهند و به صورت بلورهای صفحه‌ای شکل درشت در شیسستوزیته قرار می‌گیرند.

مقادیر کاتیونی و محاسبه فرمول این بلورها بر اساس ۲۲ اکسیژن انجام شده است (جدول ۶). این کانی‌های میکایی در نمودار سه‌تایی $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ در محدوده سلادونیت جای می‌گیرند (شکل ۹). میزان Si تقریباً ثابت و در محدوده ۶/۲ تا ۶/۴۸ و میزان XMg این کانی ۰/۲۸ تا ۰/۶۶ است. همچنین، نسبت $\text{K}/(\text{Na}+\text{K})$ از ۰/۸۵ تا ۰/۹۳ و نسبت کاتیون آلومینیوم در موقعیت تتراهدری نسبت به کاتیون در موقعیت اکتاهدري ($\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$) از ۰/۴۵ تا ۰/۴۸ تغییر می‌نماید.

بلورها مشاهده نمود. بیوتیت نسل دوم (Biotite II) که حاصل دگرگونی مجاورتی و تنها در نمونه‌های نزدیک به توده گرانیوئیدی (TU6 و TU25) یافت می‌شوند، به صورت مشخص درشت بلورتر هستند. مقادیر کاتیونی و فرمول بلورهای بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه و در جدول ۴ و جدول ۵ نشان داده شده است. در هر دو گروه از بیوتیت‌ها میزان Fe بیشتر از میزان Mg است. با این وجود، بلورهای بیوتیت نسل دوم (Biotite II) در مقایسه با بلورهای بیوتیت نسل اول (Biotite I) از آهن غنی‌تر هستند. میزان XMg در بیوتیت نسل اول در محدوده ۰/۴۶ تا ۰/۴۸ و در بیوتیت‌های نسل دوم در محدوده ۰/۳۴ تا ۰/۳۷ قرار دارد (جدول‌های ۴ و ۵ و شکل ۸).

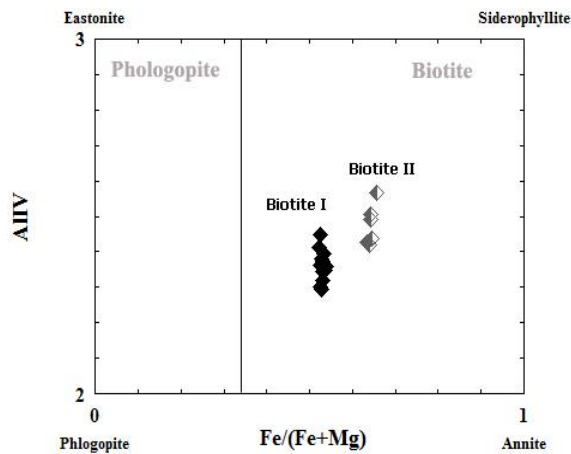
موسکوویت: بلورهای موسکوویت به همراه بیوتیت از کانی‌های اصلی موجود در تمامی

جدول ۴- داده‌های مربوط به تجزیه ۱۴ بلور بیوتیت در چهار نمونه سنگی کمپلکس توتک. عناصر اصلی بلورهای بیوتیت (I) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۲ اکسیژن.

Biotit I														
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	TU15-in-3-3	TU15-in-4-3	TU15-mat 1	TU15-mat 1-3	TU-25-in-3	TU25-in-4	TU25-mat 2-1	TU25-mat 2	TU-6-in 2	TU-6-3	TU-6-mat 1	TU-6-3	TU-3-2-in 1	TU-3-2-mat 2
SiO ₂	38.46	37.83	37.00	37.70	38.31	38.23	37.40	37.72	37.69	37.96	37.93	37.96	37.50	37.91
Al ₂ O ₃	17.94	17.77	18.61	17.38	17.32	17.71	18.78	18.20	18.43	17.60	17.96	17.60	17.94	17.86
FeO	20.13	20.14	19.84	20.82	20.24	20.17	19.81	20.45	20.21	19.97	20.20	19.97	20.76	20.48
MgO	9.94	10.19	10.09	9.97	10.11	9.98	10.18	9.99	9.93	10.10	10.00	10.10	10.04	9.94
K ₂ O	9.05	9.05	9.00	9.02	9.54	9.15	9.08	9.12	9.19	9.14	9.03	9.14	9.13	9.19
TiO ₂	1.71	1.63	1.37	1.72	1.48	1.71	0.99	1.52	1.49	1.18	1.45	1.18	1.25	1.47
Na ₂ O	0.18	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15	1.70	0.16	0.16	0.16	0.19	0.18
Total	97.41	96.77	96.07	96.77	97.17	97.13	96.40	97.15	98.64	96.11	96.73	96.11	96.81	97.03
XFe	0.53	0.53	0.52	0.54	0.53	0.53	0.52	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.54
XMg	0.47	0.47	0.48	0.46	0.47	0.47	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.46
Si	5.68	5.63	5.55	5.64	5.62	5.68	5.58	5.60	5.29	5.44	5.40	5.44	5.56	5.39
Al ^{IV}	2.32	2.36	2.44	2.35	2.29	2.32	2.41	2.40	2.70	2.56	2.60	2.56	2.31	2.60
Al ^{VI}	0.80	0.76	0.84	0.70	0.81	0.77	0.89	0.79	0.34	0.41	0.41	0.41	0.82	0.38
Ti	0.19	0.18	0.16	0.19	0.18	0.19	0.11	0.17	0.16	0.13	0.15	0.13	0.14	0.16
Fe	2.48	2.51	2.49	2.61	2.52	2.50	2.48	2.54	2.37	2.39	2.40	2.39	2.85	2.44
Mg	2.18	2.26	2.26	2.23	2.26	2.21	2.27	2.21	2.08	2.16	2.12	2.16	2.47	2.11
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.46	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05
K	1.71	1.72	1.72	1.72	1.70	1.73	1.73	1.73	1.65	1.67	1.64	1.67	1.74	1.66
Total	15.40	15.47	15.50	15.48	15.43	15.46	15.50	15.49	15.05	14.81	14.76	14.81	15.94	14.79

جدول ۵- داده‌های مربوط به تجزیه هفت بلور بیوتیت در دو نمونه سنگی کمپلکس توتک. عناصر اصلی بلورهای بیوتیت (II) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۲ اکسیژن.

Biotite II							
Sample	TU25-2	TU25-3-2	TU25 -3-3	TU6- 4-2	TU6- 4-3	TU6-5-3	TU6-6-3
SiO ₂	35.27	34.65	36.49	36.24	35.69	35.73	35.89
Al ₂ O ₃	17.76	17.05	17.15	17.03	17.48	17.54	16.96
FeO	24.4	25.05	24.24	23.68	24.95	24.53	25.35
MgO	7.7	7.59	7.59	7.8	7.29	7.3	7.24
K ₂ O	9.41	9.09	9.24	9.66	9.44	9.48	9.45
TiO ₂	1.87	1.72	1.83	1.84	1.86	1.79	1.89
Na ₂ O	0.094	0.0935	0.1238	0.1188	0.1073	0.0606	0.0942
Total	96.74	95.46	96.87	96.55	97.06	96.75	97.15
XFe	0.36	0.35	0.36	0.37	0.34	0.35	0.34
XMg	0.36	0.35	0.36	0.37	0.34	0.35	0.34
Si	5.427	5.43	5.581	5.566	5.484	5.497	5.523
Al ^{IV}	2.573	2.57	2.419	2.434	2.516	2.503	2.477
Al ^{VI}	0.645	0.576	0.67	0.646	0.647	0.675	0.596
Ti	0.216	0.203	0.211	0.213	0.215	0.207	0.219
Fe	3.14	3.283	3.1	3.042	3.206	3.156	3.262
Mg	1.766	1.773	1.73	1.786	1.67	1.674	1.661
Na	0.028	0.028	0.037	0.035	0.032	0.018	0.028
K	1.847	1.817	1.803	1.893	1.85	1.861	1.855
Total	0.64	0.65	0.64	0.63	0.66	0.65	0.66



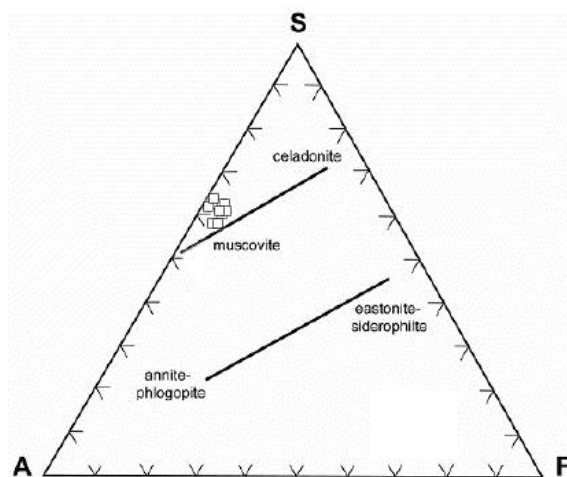
شکل ۸- مقایسه ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت I و بیوتیت II کمپلکس توتک (Deer et al., 1992).

جدول ۶- داده‌های مربوط به تجزیه ۱۳ بلور موسکوویت در چهار نمونه سنگی کمپلکس توتک. عناصر اصلی بلورهای موسکوویت و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۲۲ اکسیژن.

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	TU15-in 2-3	TU15-in 1-3	TU15-mat 3-3	TU15-mat 4-3	TU25-in-1-3	TU25-in-1	TU25-mat-1-1	TU25-mat-1-2	TU6-in 2	TU6-mat 1	TU23-2in-2-1	TU3-2-in 1	TU3-2-mat 2
SiO ₂	48.53	49.30	49.45	49.01	50.07	48.40	48.24	48.89	48.92	48.90	48.52	49.11	49.00
Al ₂ O ₃	36.78	35.70	35.12	35.10	31.82	34.87	32.95	33.92	33.89	34.39	33.05	35.17	33.26
FeO	1.23	1.24	1.16	1.29	3.71	3.13	3.55	3.46	3.11	3.11	3.60	2.30	2.93
MgO	0.80	0.95	1.29	0.92	1.64	0.67	1.20	1.00	1.10	1.27	1.18	0.91	0.95

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sample	TU15-in 3	TU15-in 2-3	TU15-in 1-3-3	TU15-mat 4-3	TU25-in 1-3	TU25-in 1	TU25-mat 1-1	TU25-mat 1-2	TU6-in 2	TU6-mat 1	TU23-2in 2-1	TU3-2-in 1	TU3-2-mat 2
ادامه جدول ۶-...													
K ₂ O	10.02	10.18	9.33	10.10	10.25	10.16	10.31	10.15	10.06	10.10	10.16	9.40	9.88
TiO ₂	0.38	0.46	0.53	0.46	0.50	0.30	0.52	0.50	0.49	0.44	0.51	0.47	0.43
Na ₂ O	0.74	0.67	1.05	0.63	0.46	0.48	0.56	0.65	0.54	0.59	0.68	0.62	0.58
Total	98.48	98.50	97.92	97.51	98.45	98.01	97.33	98.57	98.11	98.80	97.70	97.98	97.03
XFe	0.46	0.42	0.34	0.44	0.56	0.72	0.63	0.65	0.61	0.58	0.63	0.59	0.63
XMg	0.54	0.58	0.66	0.56	0.44	0.28	0.38	0.35	0.39	0.42	0.37	0.41	0.37
Si	6.20	6.30	6.33	6.33	6.48	6.28	6.33	6.32	6.34	6.30	6.34	6.32	6.40
Al ^{IV}	1.80	1.70	1.67	1.67	1.51	1.72	1.66	1.68	1.65	1.70	1.66	1.68	1.59
Al ^{VI}	3.74	3.60	3.63	3.66	3.34	3.61	3.43	3.48	3.52	3.52	3.43	3.65	3.53
Ti	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04
Fe ²⁺	0.13	0.13	0.12	0.14	0.40	0.34	0.39	0.37	0.34	0.33	0.40	0.26	0.32
Mg	0.15	0.18	0.24	0.17	0.30	0.13	0.23	0.20	0.21	0.24	0.23	0.17	0.18
Na	0.18	0.16	0.26	0.15	0.12	0.12	0.14	0.16	0.14	0.15	0.17	0.15	0.15
K	1.60	1.60	1.50	1.66	1.69	1.68	1.72	1.67	1.66	1.66	1.69	1.54	1.65
Total	13.83	13.71	13.80	13.82	13.89	13.90	13.95	13.92	13.91	13.94	13.96	13.81	13.86

شکل ۹- جایگاه ترکیب شیمیایی بلورهای میکای سفید کمپلکس توتک در نمودار سه‌تایی SiO₂-Al₂O₃-FeO (Vidal et al., 1999).



۸۵/۹ و میزان اورتوکلاز در محدوده ۰/۳ تا ۰/۵ تغییر می‌کنند. بر این اساس و با توجه به شکل ۱۰، بلورهای پلاژیوکلاز در محدوده الیگوکلاز قرار می‌گیرند.

استارولیت: بلورهای استارولیت را تنها در دو نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه (Tu 3- و Tu 15)

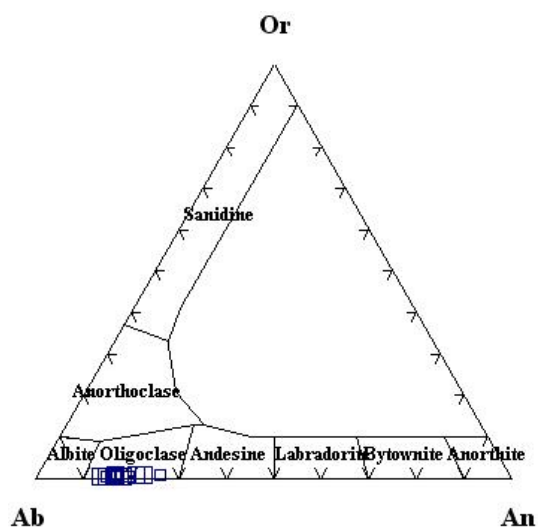
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز به صورت بلورهای بی‌شکل و ریزدانه در این سنگ‌ها حضور دارد. این بلورها از لحاظ میزان Na غنی هستند. در صورتی که از میزان پایینی از Ca برخوردارند (جدول ۷). میزان محتوای آنورتیت در محدوده ۱۳/۸ تا ۲۱/۲، میزان آلپیت در محدوده ۷۸/۳ تا

بلورهای استارولیت از انواع غنی از آهن هستند. همچنین، این بلورها دارای مقادیر اندکی از MnO (۰/۳۱ تا ۰/۳۹) و TiO_2 (۰/۴۹ تا ۰/۵۸) هستند (جدول ۸).

۲) می‌توان مشاهده نمود. این بلورها به صورت نیمه شکل‌دار و حاوی میان‌بارهایی از کانی‌های دیگر هستند (شکل ۳-B). میزان XMg این بلورها در محدوده ۰/۱۷ تا ۰/۱۸ است. به طور کلی، این

جدول ۷- داده‌های مربوط به تجزیه ۱۵ بلور پلاژیوکلاز در چهار نمونه سنگی کمپلکس توتک. عناصر اصلی، مقادیر کاتیونی و فرمول محاسبه شده برای بلورهای پلاژیوکلاز.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sample	TU15-in-1-1	TU15-in-1-3	TU15-mat-2-1	TU15-mat-2-3	TU25-mat-1-1	TU25-mat-1-2	TU25-in-2-1	TU25-in-2	TU25-mat-3	TU3-2-in-1	TU3-2-mat-2	TU3-2-3	TU6-mat-4	TU6-in-1	TU6-mat-2
SiO ₂	66.44	65.22	63.83	65.44	64.47	66.24	65.72	64.81	65.25	65.24	65.80	66.75	63.92	65.56	65.23
Al ₂ O ₃	21.98	22.32	22.86	22.31	22.70	21.76	21.88	22.24	22.55	22.15	22.25	22.72	23.25	22.20	22.62
CaO	3.20	3.64	4.23	3.53	3.88	2.94	3.16	3.51	3.54	3.51	3.61	3.28	4.47	3.27	3.79
FeO	0.06	0.05	0.00	0.06	0.05	0.01	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.06	0.06	0.05
K ₂ O	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08	0.10	0.07	0.07	0.09	0.08	0.07	0.08
Na ₂ O	9.94	9.61	9.43	9.63	9.48	10.12	10.03	9.88	9.74	9.91	9.76	9.62	9.15	9.91	9.60
Total	101.70	100.91	100.42	101.00	100.65	101.13	100.92	100.54	101.21	100.93	101.52	102.48	100.93	101.07	101.37
Ab	84.60	82.40	79.90	82.70	81.20	85.90	84.80	83.30	82.90	83.30	82.70	83.70	78.30	84.20	81.70
An	15.00	17.20	19.70	16.80	18.40	13.80	14.80	16.40	16.60	16.30	16.90	15.80	21.20	15.40	17.90
Or	0.40	0.40	0.40	0.50	0.40	0.30	0.40	0.40	0.50	0.40	0.40	0.50	0.50	0.40	0.40
Si	2.87	2.85	2.81	2.85	2.83	2.88	2.87	2.84	2.84	2.85	2.85	2.86	2.80	2.85	2.84
Al	1.12	1.15	1.19	1.15	1.17	1.11	1.12	1.15	1.16	1.14	1.13	1.15	1.20	1.14	1.16
Ca	0.15	0.17	0.20	0.17	0.18	0.14	0.15	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.21	0.15	0.18
Na	0.83	0.81	0.81	0.81	0.81	0.85	0.85	0.84	0.82	0.84	0.82	0.80	0.78	0.83	0.81
Total	4.98	4.98	5.00	4.98	4.98	4.98	4.98	4.99	4.98	4.99	4.97	4.96	4.98	4.97	4.99



شکل ۱۰- جایگاه کانی‌های پلاژیوکلاز کمپلکس توتک در نمودار آنورتیت-آلبیت-اورتوکلاز (Deer et al., 1992).

جدول ۸- عناصر اصلی سه بلور استارولیت و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر اساس ۴۸ اکسیژن.

	TU 15	TU 15	TU 3-2
SiO ₂	26.47	26.72	26.53
TiO ₂	0.49	0.58	0.53
Al ₂ O ₃	53.42	54.44	54.32
FeO	13.94	13.48	13.51
MnO	0.31	0.36	0.39
MgO	1.67	1.52	1.63
Total	96.3	97.1	96.91
Si	7.816	7.77	7.76
Ti	0.109	0.127	0.117
Al	18.59	18.67	18.74
Fe	3.44	3.39	3.3
Mn	0.078	0.076	0.097
Mg	0.735	0.724	0.711
Total	30.77	30.75	30.72
X Mg	0.18	0.17	0.18

۴-D). در این کانی‌ها، میزان FeO در محدوده ۴۰/۹ تا ۴۸/۱ و میزان TiO₂ در محدوده ۵۰/۶ تا ۵۸/۳ تغییر می‌کند. همچنین، این کانی‌ها مقدار اندکی از MnO در ترکیب خود به میزان ۰/۵ تا ۱/۵ دارند (جدول ۹). بر اساس این مقادیر، این کانی‌ها از نوع ایلمنیت هستند.

اکسیدهای آهن-تیتان: این بلورها به صورت سوزنی‌شکل در زمینه نمونه‌های TU25 و TU6 وجود دارند که در جهت شیستوزیته S2 سنگ به خوبی جهت‌دار شده‌اند. این کانی‌ها را می‌توان همروند با شیستوزیته S2 درون پورفایروبلاست‌های درشت بیوتیت (Biotite II) مشاهده نمود (شکل

جدول ۹- مقادیر عناصر اصلی بلورهای ایلمنیت. داده‌ها مربوط به تجزیه پنج بلور ایلمنیت در دو نمونه سنگی کمپلکس توتک است.

Sample	TU25-MAT-1-1	TU25-MAT-2-1	TU25-MAT-2	TU6 -1-3	TU6- 2-3
FeO	48.09	47.5	48.1	42.92	40.93
TiO ₂	50.67	50.89	50.91	56.3	58.32
SiO ₂	0.007	0.046	0.01	0.046	0.038
CaO	0.031	0.068	0.008	0.015	0.01
Cr ₂ O ₃	0.026	0.006	0.053	0.044	0
MgO	0.051	0.1	0.053	0.173	0.15
MnO	1.54	1.49	1.46	0.64	0.55
NiO	0.034	0.012	0	0	0

است. این روش‌ها بر اساس شیمی کانی‌هایی است که به صورت متعادل با یکدیگر در حین اعمال دگرگونی بر سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. نکته بسیار مهم در بررسی شرایط دما-فشار سنگ‌های دگرگونی، انتخاب مجموعه کانی‌هایی است که با

شرایط ترمودینامیکی: روش‌های ترمودینامیکی را می‌توان برای بررسی شرایط دما و فشار حاکم بر پهنه‌های دگرگونی به کار برد. در دهه‌های گذشته روش‌های مختلفی برای محاسبه شرایط دما-فشار سنگ‌های دگرگونی معرفی شده

پژوهش، از ترکیب شیمیایی مربوط به بلورهای بیوتیت نسل اول (Biotite I) که طی دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند، استفاده می‌شود و از بیوتیت‌های تشکیل شده طی دگرگونی مجاورتی (Biotite II) صرف‌نظر شده است.

با توجه به همزیستی و تعادلی که بین بلورهای گارنت و بیوتیت و همچنین، بین بلورهای گارنت و استارولیت در سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد از روش دماسنجی گارنت-بیوتیت و همچنین، روش گارنت-استارولیت استفاده شده است. همچنین، برای بررسی شرایط فشاری حاکم بر این سنگ‌های دگرگونی از روش فشارسنجی گارنت-بیوتیت-موسکوویت استفاده شده است.

دماسنجی گارنت-بیوتیت: دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت متداول ترین نوع دماسنج است. زیرا برای طیف گسترده‌ای از درجات دگرگونی مفید است. این روش دماسنجی بر اساس تغییرات نسبت‌های Fe^{2+} و Mg^{2+} در بین دو کانی گارنت و بیوتیت در تعادل با یکدیگر است. این تغییرات بر اساس رابطه ۱ انجام می‌شود (Ferry and Spear, 1978).

رابطه ۱)

$$Grt_{Mg} + Bt_{Fe} = Bt_{Mg} + Grt_{Fe}$$

تبادل آهن و منیزیم بین کانی‌های گارنت و بیوتیت با درجه حرارت وابستگی مستقیم دارد در صورتی که نسبت به تغییرات فشار غیر وابسته است. شرایط دمایی در این روش دماسنجی از طریق رابطه ۲ محاسبه می‌شود.

رابطه ۲)

$$\ln K_D = (-2109/T) + 0.782$$

در این رابطه، $K_D = (Mg/Fe)^{Grt} / (Mg/Fe)^{Bt}$ است.

نتایج حاصل از دماسنجی گارنت-بیوتیت در جدول ۱۰ ارائه شده است. بر اساس کالیبراسیون

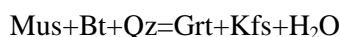
یکدیگر در تعادل باشند. بر اساس مطالعات پتروگرافی دقت شد که از مجموعه کانی‌های همزیست و در تعادل با یکدیگر که طی دگرگونی ناحیه‌ای منطقه تشکیل شده‌اند استفاده شود.

همان طور که در بررسی شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها مشخص شد، در بلورهای گارنت یک روند افزایشی را برای محتوای آلماندن و پیروپ از مرکز به سمت حاشیه بلورها می‌توان مشاهده نمود. این در حالی است که محتوای اسپسارتین و گروسولار در این بلورها روندی بر خلاف روند آلماندن و پیروپ داشته و از مرکز به سمت خارج روند کاهشی را نشان می‌دهد. وجود این ویژگی‌ها در این بلورهای گارنت، بیانگر رشد آنها طی یک دگرگونی پیش‌رونده است (Fazio *et al.*, 2008). بنابراین، هسته این بلورهای گارنت در شرایط ابتدایی دگرگونی و حاشیه خارجی در شرایط دما و فشار اوج دگرگونی تشکیل شده‌اند. پایداری منطقه‌بندی رشدی در بلورهای گارنت که به صورت افزایش آهن و منیزیم و کاهش میزان منگنز از مرکز بلورها به سمت حاشیه است، بیانگر آن است که درجه دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه از حد رخساره آمفیبولیت فراتر نرفته است. زیرا در غیر این صورت توزیع عناصر از حالت منطقه‌ای خارج و به سمت هم‌وزن شدن پیش می‌رفت (Tabatabaeimanesh *et al.*, 2011). در این شرایط می‌توان از مجموعه کانی‌هایی شامل: هسته بلورهای گارنت و میانبارهای بیوتیت، موسکوویت و پلاژیوکلاز موجود در بلورهای گارنت، برای بررسی شرایط آغاز دگرگونی و از حاشیه خارجی بلورهای گارنت و کانی‌های بیوتیت، موسکوویت و پلاژیوکلاز موجود در زمینه سنگ برای بررسی شرایط دما-فشار اوج دگرگونی استفاده نمود (Ngoc Nam *et al.*, 1998). با توجه به هدف این

برای استفاده از این نوع دماسنج از ترکیب شیمیایی بلورهای استارولیت و حاشیه خارجی بلورهای گارنت استفاده شده است. نتایج حاصل از دماسنجی گارنت-استارولیت در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱۱ ارائه شده است که بیانگر شرایط دمای دگرگونی در محدوده ۶۹۵ تا ۷۱۴ درجه سانتیگراد است.

فشارسنجی گارنت-بیوتیت-موسکوویت: با توجه به این که در سنگ‌های پلیتی مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، موسکوویت در طیف گسترده‌ای از شرایط دما و فشار (از پهنه گارنت تا پهنه سلیمانیت) تشکیل می‌شوند؛ بنابراین، استفاده از این روش فشارسنجی به طور رایج مورد استفاده قرار می‌گیرد. وجود میانبارهای فراوان از کانی‌های بیوتیت و موسکوویت درون بلورهای گارنت بیانگر رابطه ۶ در تحول کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه است.

رابطه ۶)



نتایج حاصل از مجموعه کانیایی شامل: هسته بلورهای گارنت و میانبارهای بیوتیت و موسکوویت در محدوده ۱/۶ تا ۳ کیلوبار و نتایج حاصل از حاشیه بلورهای گارنت و بلورهای بیوتیت و موسکوویت موجود در زمینه سنگ در محدوده ۳/۲ تا ۵/۹ کیلوبار قرار می‌گیرد (جدول ۱۰).

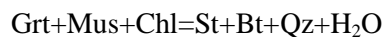
بحث

به طور کلی، بر اساس مطالعه دما-فشارسنجی سنگ‌های شیستی کمپلکس توتک شرایط دما و فشار حاکم در مراحل اولیه دگرگونی ناحیه‌ای منطقه برابر با ۴۲۳ درجه سانتیگراد و فشار ۱/۶ کیلوبار و در اوج دگرگونی برابر با ۷۰۸ درجه سانتیگراد و ۵/۹ کیلوبار است. این مقادیر دما و فشار بیانگر دگرگونی سنگ‌های کمپلکس توتک در شرایط رخساره آمفیبولیت است (شکل ۱۱).

ارایه شده توسط Ferry و Spear (۱۹۷۸) نتایج حاصل از ترکیب هسته بلورهای گارنت و میانبارهای بیوتیت در محدوده ۴۲۳ تا ۵۵۲ درجه سانتیگراد و نتایج حاصل از حاشیه بلورهای گارنت و بیوتیت‌های موجود در زمینه در محدوده حرارتی ۵۶۹ تا ۷۰۸ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرد. همچنین، بر اساس کالیبراسیون Thompson (۱۹۷۶) دمای ۴۶۶ تا ۵۷۱ درجه سانتیگراد برای هسته بلورهای گارنت و میانبارهای بیوتیت و دمای ۵۸۴ تا ۷۰۲ درجه سانتیگراد برای حاشیه بلورهای گارنت و بیوتیت‌های موجود در زمینه به دست می‌آید (جدول ۱۰).

دماسنجی گارنت-استارولیت: بلورهای استارولیت تنها در دو نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه یافت شد. تشکیل این بلورها بیانگر آن است که شرایط دما و فشار دگرگونی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تا رخساره آمفیبولیت رسیده است. بلورهای استارولیت در شرایط فشار پایین تا شرایط فشار متوسط در سنگ‌های دگرگونی می‌توانند پایدار باشند (Yardley, 1989). با توجه به پارائز سنگ‌های مورد مطالعه، رابطه‌های ۳ و ۴ می‌توانند باعث تشکیل بلورهای استارولیت شوند (Yardley, 1989).

رابطه ۳)

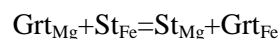


رابطه ۴)



با توجه به حضور گسترده بلورهای گارنت در نمونه‌های حاوی استارولیت احتمال رابطه ۳ در تشکیل بلورهای گارنت محتمل‌تر است. رابطه تبادلی ۵ برای دماسنجی گارنت-استارولیت می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد.

رابطه ۵)



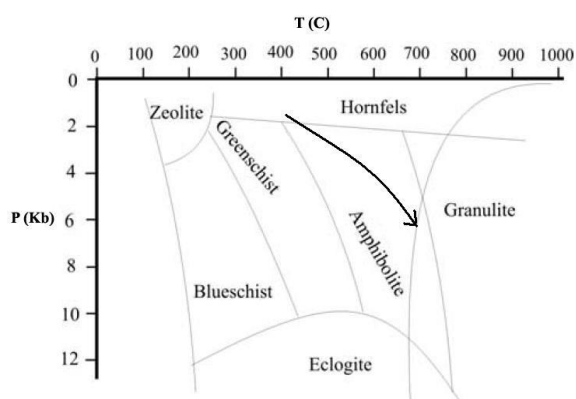
مجموعه کانی‌شناسی موجود در سنگ‌های متابازیت و
مرمرهای کمپلکس دگرگونی توتک که به صورت متناوب
با واحدهای شیست‌های سیاه رنگ قرار گرفته‌اند نیز تأیید
کننده دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت است.

جدول ۱۰- نتایج دما و فشار در سنگ‌های کمپلکس توتک. تعیین دما بر اساس دماسنجی گارنت-بیوتیت و تعیین فشار بر اساس فشارسنجی گارنت-بیوتیت-موسکویت است.

Mineral			Temperature T °C	Pressure Kbar	
Grt	Bt	Mus	Ferry and Spear (1978)	Thompson (1976)	Holdaway <i>et al.</i> (1988)
1	1	1	552	571	3
2	2	2	537	559	2.7
3	3	3	682	669	5.4
4	4	4	708	694	5.9
5	5	5	423	466	1.6
6	6	6	472	506	1.9
7	7	7	631	632	4.4
8	8	8	620	623	3.7
10	9	9	446	485	1.7
11	11	10	569	584	3.2
12	12	10	578	590	3.3
14	13	12	456	493	1.8
15	14	13	708	688	5.6

جدول ۱۱- تعیین دما بر اساس دماسنجی گارنت-استارولیت در کمپلکس توتک

Grt	St	XMg Grt	XMg St	T °C Temperature
3	1	0.15	0.18	695
4	2	0.16	0.17	714
15	3	0.15	0.18	700



شکل ۱۱- روند دگرگونی شیست‌های کمپلکس توتک بر روی نمودار رخساره‌ها.

ناحیه‌ای اعمال شده بر واحدهای پالئوزوئیک در پهنه
سنندج-سیرجان، دگرگونی سیمیرین پیشین در
تریاس میانی-بالایی است (Sheikholeslami *et al.*,
2008). با این وجود، نکته در خور توجه در مطالعه

تعیین زمان اعمال این دگرگونی ناحیه‌ای نیازمند
مطالعات ایزوتوپی و به ویژه سن‌سنجی اورانیوم-سرب
بر روی بلورهای موناژیت است. غالباً اعتقاد بر این
است که مرحله اصلی و نخستین مرحله دگرگونی

توتک داشته که باعث ایجاد برخی از کانی‌ها مانند کلریت و اپیدوت شده است.

نتیجه‌گیری

مطالعه سنگ‌شناسی واحد شیست‌های سیاه رنگ در کمپلکس دگرگونی توتک بیانگر آن است که این سنگ‌ها اغلب از نوع گارنت میکاشیست هستند. به ندرت در برخی نمونه‌ها بلورهای استارولیت یافت می‌شود که بیانگر افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت است. از طرف دیگر، پایداری منطقه‌بندی رشدی در بلورهای گارنت که به صورت افزایش آهن و منیزیم و کاهش میزان منگنز از مرکز بلورها به سمت حاشیه است، گویای آن است که درجه دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه از حد رخساره آمفیبولیت فراتر نرفته است. مطالعه شیمی کانی‌های موجود در شیست‌های مورد مطالعه بیانگر اعمال مرحله‌ای از دگرگونی ناحیه‌ای با دمای ۴۲۳ درجه سانتیگراد و فشار ۱/۶ کیلوبار برای آغاز دگرگونی و دمای ۷۰۸ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۹ کیلوبار برای اوج دگرگونی است. این شرایط دما و فشار تأیید کننده دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت است. همچنین، مجموعه پاراژنزی موجود در سنگ‌های متابازیت (آمفیبولیت‌های گارنت‌دار) و مرمر (مرمرهای حاوی اکتینولیت) که به صورت متناوب با شیست‌های سیاه رنگ قرار گرفته‌اند نیز تأیید کننده افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت است. با توجه به وقفه حرارتی و اختلاف درجه دگرگونی بارز بین واحدهای کمپلکس توتک و واحدهای کربنیفر پسین-پرمین کمپلکس سوریان، این مرحله از دگرگونی شاید قبل از کربنیفر پسین اتفاق افتاده باشد.

سپاسگزاری

نگارندگان پژوهش از دانشگاه میلان به خاطر انجام تجزیه‌های ریزکاوا الکترونی قدردانی می‌نمایند.

تاقدیس کوه سفید توتک قرار گرفتن سنگ‌های کمپلکس سوریان با سن کربنیفر پسین تا پرمین (Noori-Khankahdani, 2006) به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی واحدهای کمپلکس توتک است. کمپلکس سوریان از مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره شیست سبز پایینی (پهنه کلریت) تشکیل شده است (Noori-Khankahdani, 2006؛ Hosseini *et al.*, 2011). بنابراین، با توجه به چنین اختلاف درجه دگرگونی در مرز این دو کمپلکس، زمان اعمال دگرگونی در رخساره آمفیبولیت بر روی کمپلکس توتک شاید قبل از کربنیفر پسین باشد. به عبارت دیگر، این حادثه دگرگونی با رخساره آمفیبولیت در زمانی رخ داده است که واحدهای کمپلکس سوریان هنوز تشکیل نشده بودند و بنابراین، تنها واحدهای کمپلکس توتک را تحت تأثیر خود قرار داده است. در دیگر نقاط پهنه سنندج-سیرجان جنوبی از جمله نیریز (Sheikholeslami *et al.*, 2008)، اسفندقه (Sabzehei, 1974) و حاجی آباد (Berberian, 1977) نیز قرارگیری واحدهای با درجه دگرگونی شیست سبز پایینی بر روی واحدهای با درجه دگرگونی بالاتر مشاهده می‌شود. بنابراین، شاید رویداد هرسینین علاوه بر فرآیند خشکی‌زایی (ناپیوستگی رسوبی بین کمپلکس توتک و سوریان)، یک تأثیر دگرگونی را بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک موجود در کمپلکس توتک داشته است. عملکرد رویداد هرسینین را به صورت یک مرحله دگرگونی در نقاطی دیگر از ایران نیز می‌توان مشاهده نمود. به عنوان مثال: در ناحیه پشت‌بادام، نادگرگونی‌های پرمین-تریاس بر روی واحدهای دگرگون شده دونین قرار گرفته‌اند (Haghipour, 1978). بر این اساس، دگرگونی‌های زمان مزوزوئیک، برخلاف ایجاد شیستوزیته جدید به صورت برگوارگی غالب منطقه، تنها یک نقش دگرگونی ضعیف قهقرایی را برای سنگ‌های کمپلکس

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401-419.
- Berberian, M. (1977) Against the rigidity of the Lut block, Iran. *Geological Survey of Iran* 40: 203-228.
- Berberian, M. (1977) Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj-Sirjan structural zone). In: a palaeotectonic discussion (Ed. Berberian, M.) Report 40. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Cirrincone, R., Ortolano, O., Pezzino, A. and Punturo, R. (2008) Poly-orogenic multi-stage metamorphic evolution inferred via P-T pseudosections: an example from Aspromonte massif basement rocks (southern Calabria, Italy). *Lithos* 103: 466-502.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, London.
- Fazio, E., Cirrincone, R. and Pezzino, A. (2008) Estimating P-T conditions of Alpine-type metamorphism using multistage garnet in the tectonic windows of the Cardeto area (southern Aspromonte massif, Calabria). *Mineralogy and Petrology* 93: 111-142.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66(2): 113-117.
- Haghipour, A. (1978) Etude geologique de la region de Biabanak-Bafgh (Iran Central). *Geological Survey of Iran* 34: 394-403.
- Herron, M. M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Holdaway, M. J., Dutrow, B. L. and Hinton, R. W. (1988) Devonian and Carboniferous metamorphism in west-Central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revised. *American Mineralogist* 73: 20-47.
- Hosseini, B. (2011) Petrology and Petrogenesis of Paleozoic metamorphic rocks in the Sanandaj-Sirjan zone and their relation to mineralization of iron. PhD thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Hosseini, B., Ghorbani, M., Pourmoafi, S. M. and Ahmadi, A. (2012) Identification of two different phases of metamorphosed granitoid in Kuh-Sefid Tootak anticline based on U-Pb age dating. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 84: 57-66 (in Persian).
- Hosseini, B., Ghorbani, M., Pourmoafi, S. M. and Rashid Nejad-Omran, R. (2011) Dating and igneous-metamorphic evolution of the Kuh-e Sefid Tootak anticline in southern Sanandaj-Sirjan zone. *Iranian Journal of Geology* 17: 17-29 (in Persian).
- Houshmandzadeh, A. and Soheyli, M. (1990). Explanatory text of Eqlid. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. G10, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ngoc Nam, T., Toriumi, M. and Itaya, T. (1998) P-T-t paths and post-metamorphic exhumation of the Day Nui Con Voi shear zone in Vietnam. *Tectonophysics* 290: 299-318.
- Noori-Khankahdani, K., Sabzehei, M. and Vosooghi Abedini, M. (2006) Origin of Bon-Dono gneisses, the east of Bavanat, Fars province. *Geosciences* 61: 160-177 (in Persian).
- Rachid Nejad-Omran, N., Hachem Emami, M., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Pique, A. (2002) Lithostratigraphie et histoire Paleozoique a Paleocene des complexes metamorphiques de la region de

- Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridonal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 334: 1185-1191.
- Sabzehei, M. (1974) Les melanges ophiolotiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridonal), etude petrographique et structurale. PhD thesis, Universite of Grenoble, France.
- Sabzehei, M. (1996) An Introduction to general geological features of metamorphic complexes in southern Sanandaj-Sirjan zone. Geological Survey of Iran (Unpublished, in Persian).
- Sarkarinejad, K. and Alizadeh, A. (2009) Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros thrust system of Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 201-209.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31: 504-521.
- Tabatabaeimanesh, S. M. and Sharifi, M. (2011) Evaluation of thermodynamic conditions (P-T) in formation of Jandaq metapelitic schists (northeast of Isfahan province). *Petrology* 2(5): 81-92 (in Persian).
- Thompson, A. B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science* 276: 425-454.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R. and Parra, T. (1999) Calibration and testing of an empirical chloritoidchlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 25-39.
- Yardley, B. W. D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman, London.

The investigation of thermodynamic conditions in the formation of regional metamorphic rocks of the Tutak complex (southeast of Bavanat)

Ahmadreza Ahmadi ^{1*}, Behnaz Hosseini ¹ and Parham Ahmadi ²

¹ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

² Department of Geology, School of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Abstract

The Tutak metamorphic complex located in the southern part of the Sanandaj-Sirjan zone, is among the areas where the Paleozoic rocks are well exposed. This metamorphic complex mainly comprise of the Cambrian to the early Carboniferous marble, schist, amphibolite and genesis units. Garnet-biotite thermometric method and Garnet-biotite-muscovite barometric method carried out on dark schist from the Tutak metamorphic complex represent 423 °C and 1.6 kb in the early stage of metamorphism to 708 °C and 5.9 kb during peak of metamorphism. These temperatures and pressures point to amphibolite facies conditions. The thermal cessation and also the marked difference in the degree of metamorphism between the Tutak complex and the late Carboniferous-early Permian succession in Surian, indicate that this phase of metamorphism probably occurred prior to the Late Carboniferous period.

Key words: Thermometry, Barometry, Regional metamorphism, Tutak complex, Sanandaj-Sirjan zone

* a.r.ahmadi@pnu.ac.ir