

## پیدایش کانی‌های غیرمعمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان آباد (شمال شرق سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما

محسن نصرآبادی\*

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

### چکیده

در منطقه سلطان آباد (شمال شرق سبزوار) چند توده نفوذی به داخل مجموعه دگرگونی شامل شیست سبز، شیست آبی و گارنت - آمفیبولیت تزریق شده‌اند. توده‌های نفوذی دارای ترکیب شیمیایی ترونجمیت با خصوصیات آداکیت هستند. کانی‌های معمول یک مذاب ترونجمیتی حاصل از فرایندهای ذوب‌بخشی متابازیت با تفریق ماگمای مافیک در بخش‌های کم عمق پوسته شامل پلاژیوکلاز سدیک + کوارتز ± بیوتیت ± آمفیبول است. شواهد میکروسکوپی و صحرایی، ترکیب شیمیایی سنگ کل ترونجمیت و بلوک‌های گارنت - آمفیبولیت مجاور، محاسبات دما و فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی اطراف و همسنی رویدادهای دگرگونی و ماگماتیسیم در منطقه، بیانگر دگرگونی و ذوب‌بخشی لیتوسفر اقبانوسی فرورو و تشکیل مذاب آداکیتی و رستیت گارنت-آمفیبولیتی در اعماق یک زون فرورانش داغ است. تشکیل و تبلور مذاب در عمق زیاد، سرعت صعود بالا به طرف سطح و فراوانی سیالات آبدار ماگمای ترونجمیتی در طی جایگزینی سبب شده است تا در این سنگ‌ها، یک پاراژنز غیر معمول، شامل: کوارتز، آلبیت، مسکوویت (ماگمایی و غیرماگمایی)، اپیدوت (ماگمایی و غیرماگمایی) ± گارنت (ماگمایی) ± آمفیبول (ماگمایی و غیرماگمایی) تشکیل و حفظ شود.

واژه‌های کلیدی: ترونجمیت، اپیدوت ماگمایی، گارنت ماگمایی، سلطان آباد، سبزوار

### مقدمه

چنین پاراژنز کانی‌شناسی در شرایط معمول تبلور و جایگزینی مذاب‌های ترونجمیتی که از ذوب‌بخشی متابازیت یا تفریق ماگمای مافیک در بخش‌های سطحی پوسته حاصل می‌شوند، رایج است. با وجود ترکیب شیمیایی ثابت یک ماگما، ممکن است با توجه به شرایط فیزیکی شیمیایی متفاوت محل تبلور و جایگزینی آن و

مطابق کمیته نامگذاری سنگ‌های آذرین و اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (Le Maitre, 2002) اصطلاح ترونجمیت به تونالیت‌های لویکوکراتی اطلاق می‌شود که عمدتاً از پلاژیوکلاز سدیک و کوارتز ساخته شده و کانی‌های فرعی آن بیوتیت و هورنبلند هستند. این

گارت و امفاسیت و در نتیجه، تشکیل اکلوزیت را شاهد هستیم (Rapp and Watson, 1995).

تاثیر فرایندهای دگرسانی پس از انجماد نیز از جمله عواملی است که در تنوع کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین موثر است. به‌واسطه فراوانی سیالات آبدار در ماگماهای کالک‌آلکانل مناطق فرورانش فرایندهای دگرسانی دوتریک و گرمایی در اینگونه ماگماها فراگیر و فعال است. در نتیجه، علاوه بر کانی‌های اولیه ماگمایی، کانی‌های ثانویه، از قبیل: سریسیت، اپیدوت، آلبیت و اکتینولیت نیز در آن‌ها به‌وجود می‌آید.

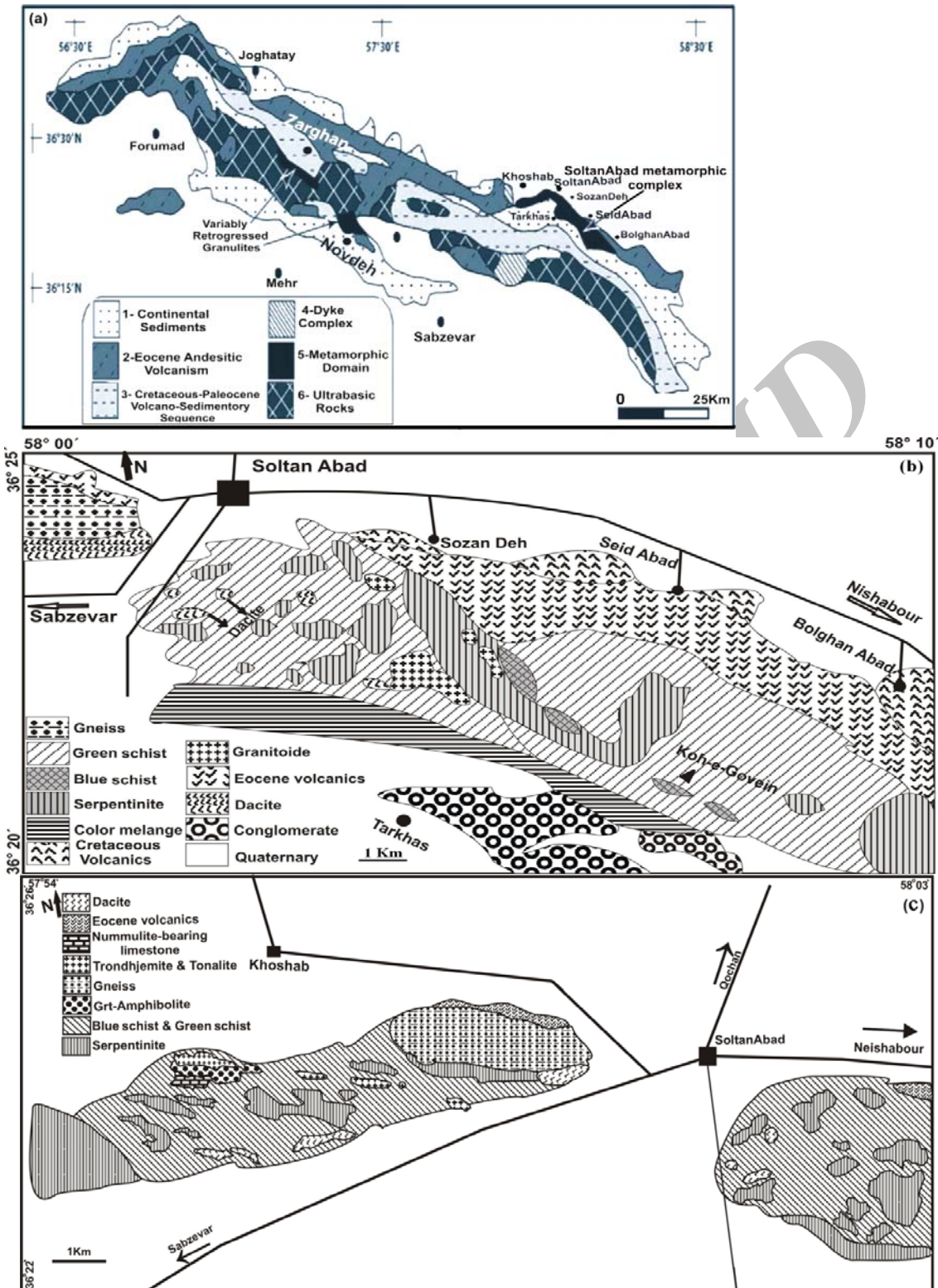
در این تحقیق سعی شده است به کمک مطالعات میکروسکوپی و تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای انواع کانی‌های ماگمایی و غیرماگمایی ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد از یکدیگر متمایز شود و شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل و جایگزینی آن‌ها بررسی شود.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است. این منطقه شامل یک مجموعه دگرگونی (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد) مرتبط با مجموعه افیولیتی شمال شرق سبزوار است که در منطقه سلطان‌آباد برونزد دارد (شکل ۱). این مجموعه دگرگونی شامل سنگ‌های دگرگونی رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و آمفیبولیت است و به داخل آن توده‌های نفوذی ترونجمیتی کالک‌آلکانل تزریق شده (شکل ۲) که مطالعه کانی‌شناسی آن‌ها موضوع این تحقیق است.

Baroze و همکاران (۱۹۸۴) با تعیین سن توده‌های ترونجمیتی و سنگ‌های دگرگونی اطراف، به همزمانی ماگماتیسیم و دگرگونی در منطقه سلطان‌آباد پی برده و از این رو، تشکیل ترونجمیت‌ها را با فرایند دگرگونی منطقه مرتبط دانسته‌اند.

شدت تاثیر فرایندهای پس از تبلور (دگرسانی دوتریک و گرمایی) تشکیل کانی‌های متفاوتی را در آن شاهد باشیم. برای مثال، اپیدوت یک کانی معمول در فرایندهای دگرسانی و دگرگونی است، اما تحت شرایط مناسب از نظر ترکیب شیمیایی، عمق تبلور و فوگاسیته اکسیژن، این کانی می‌تواند به‌صورت یک فاز ماگمایی در بالای سالیدوس مذاب‌های اسیدی و حد واسط متبلور شود (Brandon *et al.*, 1996; Schmidt and Thompson, 1996). آمفیبول نیز یکی از فازهای مافیک اصلی در بیشتر سنگ‌های نفوذی آبدار است و با توجه به فراوانی و پایداری این کانی تحت شرایط فیزیکی‌شیمیایی متفاوت، از تغییرات ترکیبی آن می‌توان به‌عنوان شاخصی برای بررسی شرایط تبلور ماگمایی و فرایندهای دگرسانی پس از تبلور استفاده نمود (Anderson and Smith, 1995; Ague, 1997). گارت از جمله کانی‌هایی است که وجود آن در سنگ‌های فلسیک پرآلومینوس، بیانگر تشکیل ماگما از طریق ذوب‌بخشی رسوبات پوست‌های (S-type magmas) است. منشأ این گونه گارت‌ها فاز دیرگداز سنگ مادر متاپلیتی، زئوکریست سنگ میزبان دگرگونی یا از محصولات واکنش‌های آب‌زدایی- ذوب در طی فرایند ذوب‌بخشی هستند (Chappell and White, 2001; Kebede *et al.*, 2001). هر چند وجود گارت در گرانیت‌های با منشأ رسوبی، امری متداول و شایع است، اما انواع آهن و کلسیم‌دار آن (آلماندین-گروسولار) می‌تواند تحت شرایط فشار بالای موجود در پوسته تحتانی از تبلور ماگماهای غیرکوهزایی (A-type) و ماگماهای با منشأ آذرین (I-type) نیز حاصل شود (Harangi *et al.*, 2001; Wu *et al.*, 2002). ماگماهای مافیکی نیز که در عمق بیش از ۱۶ کیلومتر متبلور می‌شوند، به‌جای تبلور کانی‌های معمول، نظیر: لیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوزیت) تبلور



شکل ۱- (a) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد که در شمال‌شرق سبزوار واقع است (با تغییرات از Lensch et al., 1977)، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی جنوب‌شرق سلطان‌آباد (با تغییرات از کراهی و سعیدی، ۱۳۷۹)، (c) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی غرب و جنوب‌غرب سلطان‌آباد. برونزد طولی و کشیده ترونجمیت‌ها در نقشه مشخص است.

مرحله است به طوری که می‌توان لوکوسوم‌هایی متشکل از کوارتز و آلبیت را که موفق به جدایش از فاز رستیت نشده‌اند را نیز شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها بسیار مشابه توده‌های ترونجمیتی همجوار بوده، از طرفی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گارنت - آمفیبولیت‌ها نیز موید منشأ تفال‌های آنهاست. به‌علاوه، سن تشکیل توده‌های ترونجمیتی منطقه (سن‌سنجی اورانیم - سرب زیرکن) هم‌زمان با انجام مرحله اوج دگرگونی و ذوب‌بخشی گارنت - آمفیبولیت‌ها بوده (سن‌سنجی اورانیم - سرب زیرکن محصور در لوکوسوم گارنت - آمفیبولیت‌ها)، در حدود ۵۷ تا ۶۱ میلیون سال پیش (پالئوسن میانی) است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

با توجه با مباحث فوق سناریوی ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورو در یک زون فرورانش داغ و تشکیل رستیت گارنت - آمفیبولیتی همراه با مذاب آداکیتی (توده‌های ترونجمیتی منطقه) اثبات شده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

### روش انجام پژوهش

روش مطالعه شامل نمونه‌برداری از نقاط مختلف رخنمون توده‌های نفوذی، تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه نقطه‌ای بر روی بیش از ۳۵۰ نقطه از کانی‌های گوناگون در دانشگاه اشتوتگارت آلمان و رم ایتالیاست. دستگاه ریزپردازنده دانشگاه اشتوتگارت از نوع Cameca SX100 و دانشگاه رم از نوع Cameca SX50 است. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی ولتاژ شتاب‌دهنده هر دو دستگاه 15kV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش سی ثانیه برای هر دو دستگاه بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) استفاده شده است.

جعفری (۱۳۸۰) و نصرآبادی (۱۳۸۲) توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد را از نوع ماگمای کالک‌آلکالین جزایر قوسی در نظر گرفته و منشأ آن‌ها را به ذوب‌بخشی گوه گوشت‌های نسبت داده‌اند.

اخیراً نیز با تعیین ترکیب شیمیایی دقیق این گرانیتوئیدها به روش ICP-MS مشخص شده که ترونجمیت و به‌ندرت تونالیت هستند و بر اساس مقادیر کم پتاسیم، تهی‌شدگی از عناصر خاکی سنگین (مانند ایتربیم و ایتربیم) مقادیر بالای آلومینیم و غنی‌شدگی از استرانسیم خصوصیات آداکیت را دارند (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

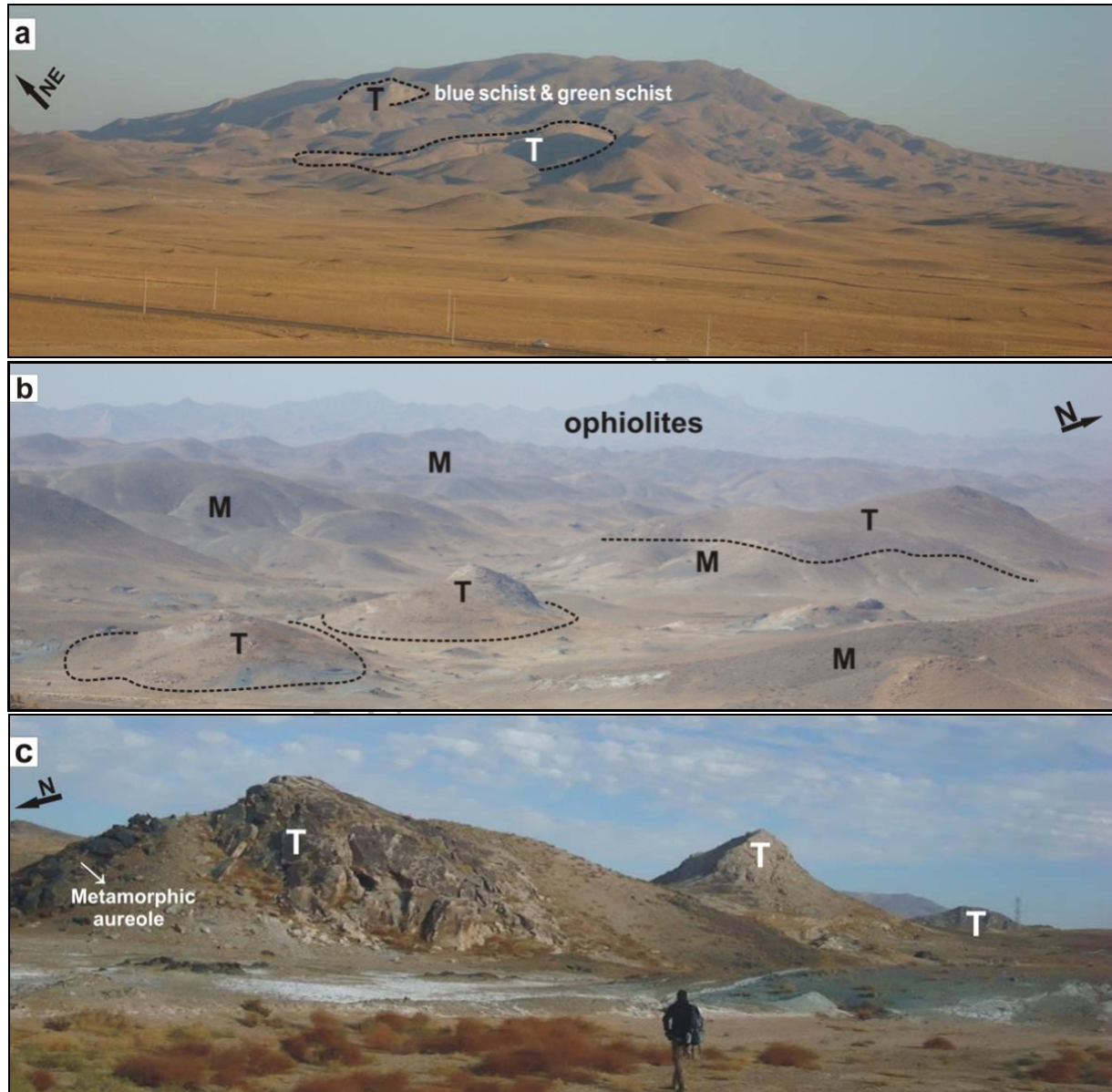
در انتهای غربی نوار دگرگونی و در مجاورت با توده‌های ترونجمیتی بخش غربی این مجموعه دگرگونی، بلوک‌های گارنت - آمفیبولیتی رخنمون پیدا کرده‌اند (شکل ۱-۵). کانی‌شناسی این بلوک‌ها شامل آمفیبول غنی از آلومینیم (هاستینگسیت و چرماکیت)، گارنت غنی از آلماندین، اپیدوت، روتیل  $\pm$  میکای سفید  $\pm$  کوارتز  $\pm$  آلبیت است. برخی از پژوهشگران از قبیل: Storkey و همکاران (۲۰۰۵) و García-Casco و همکاران (۲۰۰۸) این‌گونه لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول (یا پیروکسن) و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت در نظر گرفته و خاطر نشان کرده‌اند که در بعضی موارد این گونه مجموعه‌های غنی از آمفیبول دارای منشأ ثانوی هستند، زیرا بر اثر عدم جدایش کامل فاز مذاب از رستیت غنی از پیروکسن، واکنش بین مذاب و رستیت صورت می‌گیرد و پیروکسن‌ها توسط آمفیبول ثانوی جایگزین می‌شوند.

شرایط فشار و حرارت مرحله اوج دگرگونی گارنت - آمفیبولیت‌ها (حرارت بیشتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار) فراتر از منحنی سالیدوس بالزت آبدار بوده، بیانگر انجام فرایند ذوب‌بخشی در این

## روابط صحرائی

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد به صورت یک نوار دگرگونی به طول تقریبی ۲۵ کیلومتر و عرض ۲ تا ۵ کیلومتر در بخش شمالی افیولیت‌های شمال‌شرق سیزوار رخنمون دارد (شکل ۱-ا). در داخل این

مجموعه دگرگونی چند توده کوچک گرانیتویدی با ترکیب غالباً ترونجمیت دیده می‌شود که به صورت سین‌تکتونیک و ورقه‌ای در راستای روند عمومی فولیاسیون سنگ‌های دگرگونی منطقه تزریق شده‌اند (شکل‌های ۱-ب، ۱-ج و ۲).

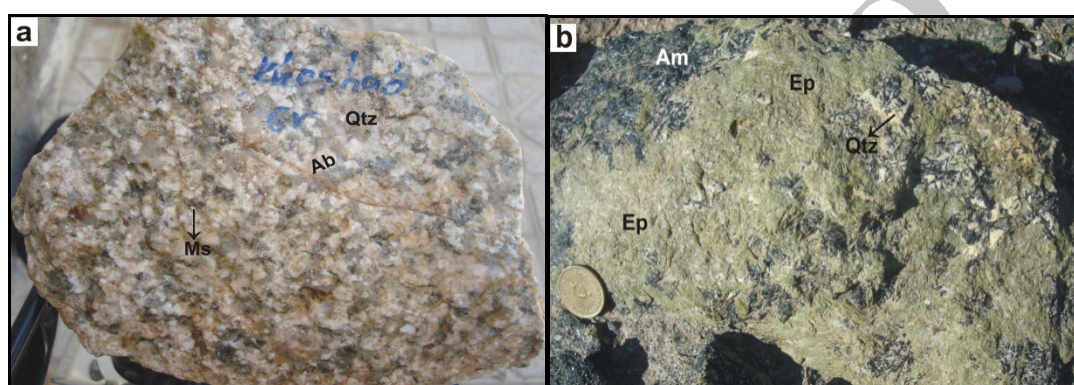


شکل ۲- (a) دورنمایی از سنگ‌های دگرگونی جنوب‌شرق سلطان‌آباد و توده‌های ترونجمیتی داخل آن، (b) دورنمایی از سنگ‌های دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد و توده‌های ترونجمیتی تزریق شده به آن، (c) نمایی از توده‌های ترونجمیتی جنوب‌شرق سلطان‌آباد که بیانگر تزریق ورقه‌ای آن‌ها به داخل مجموعه دگرگونی است (ترونجمیت: T، متابازیت: M).



میکای سفید و گاهی منشورهای سوزنی اپیدوت با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند (شکل ۳-ا). اپیدوت‌زایی و تشکیل ساختارهای پگماتویدی متشکل از بلورهای درشت آمفیبول، کوارتز و اپیدوت در برخی از هاله‌های دگرگونی دیده می‌شود (شکل ۳-ب) که بیانگر فراوانی سیالات آبدار در هنگام انجام دگرگونی مجاورتی است.

مرز بین توده‌ها و سنگ‌های دگرگونی اطراف در بعضی مناطق عادی بوده و به تشکیل هاله دگرگونی با ضخامت حداکثر ۵۰ متر منجر شده است (شکل ۲-ج) و در برخی موارد نیز تکتونیک است؛ به طوری که توده‌های ترونجمیتی ساختارهای میلونیتی نشان می‌دهند. در نمونه دستی ترونجمیت منطقه لویکوکرت، گرانولار، متوسط تا درشت بلور بوده، بلورهای کوارتز، فلدسپار،

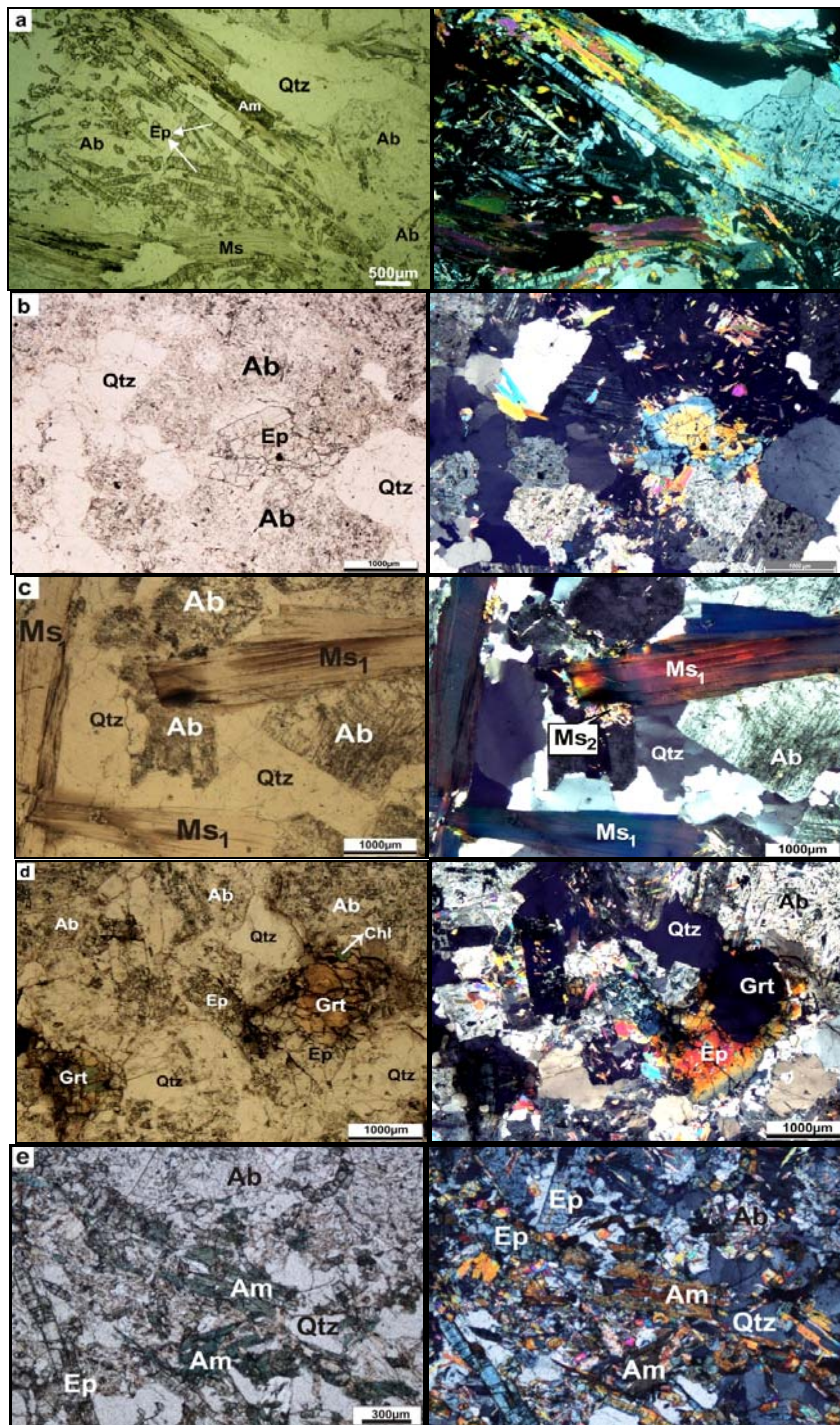


شکل ۳- (a) نمونه ماکروسکوپی ترونجمیت که در آن بلورهای آل بیت، کوارتز و مسکوویت قابل مشاهده‌اند، (b) نمونه ماکروسکوپی سنگ دگرگونی مجاورتی اطراف توده‌های ترونجمیتی که شامل بلورهای درشت اپیدوت، کوارتز و آمفیبول است.

منطقه‌بندی ترکیبی به صورت کاهش سازنده پیستاسیت به طرف حاشیه بلور نشان داده، دارای مرزهای خلیجی و خورده شده نسبت به بلورهای آل بیت اطراف هستند (شکل‌های ۴-ب و ۴-د) و ورقه‌های درشت میکای سفید در متن سنگ و یا در فواصل بین بلورهای کوارتز و آل بیت پراکنده هستند (شکل ۴-ج). در ترونجمیت‌های بخش غربی نوار دگرگونی گارنت و آمفیبول نیز وجود دارند. گارنت‌ها تقریباً خود شکل بوده، به صورت بخشی توسط کلریت جانشین شده‌اند (شکل ۴-د). آمفیبول به صورت ادخال در آل بیت یا به صورت بلورهای درشت در متن سنگ حضور دارد (شکل ۴-ع) و در بعضی موارد به صورت بخشی به کلریت تبدیل شده است.

### پتروگرافی توده‌های نفوذی

کانی‌های سازنده توده‌های نفوذی منطقه عبارتند از: آل بیت + کوارتز + میکای سفید + اپیدوت (زویزیت، کلینوزویزیت و پیستاسیت)  $\pm$  آمفیبول  $\pm$  گارنت  $\pm$  بیوتیت (علامت‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است). از کانی‌های فرعی می‌توان به کلریت، تیتانیت و آپاتیت اشاره کرد. بافت آن‌ها کاملاً گرانولار بوده، هیچ‌گونه فولیاسیونی نشان نمی‌دهند. منشورهای طویل اپیدوت به صورت اتومورف بلورهای کوارتز یا آل بیت را قطع کرده و یا انواع ریزبلور آن همراه با ورقه‌های ریز میکای سفید به صورت ادخال توسط آل بیت برگرفته شده‌اند (شکل ۴-ا). در برخی از نمونه‌ها نیز شاهد بلورهای درشت اپیدوت هستیم که



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی ترونجمیت‌های منطقه: (a) اپیدوت‌های سوزنی طولیل موجود در متن سنگ قطع کننده چندین بلور کوارتز و آلبیت است. ادخال‌های ریز از جنس اپیدوت و سریسیت نیز در داخل بلورهای آلبیت حضور دارند (اپیدوت دگرسانی)، (b) بلور درشت اپیدوت که دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و مرز تماس آن با کانی‌های مجاور به صورت خورده شده و خلیج مانند است (اپیدوت ماگمایی)، (c) دو نسل میکای سفید در سنگ وجود دارد: نسل اول (Ms<sub>1</sub>) به صورت ورقه‌های درشت، منشأ ماگمایی دارند و آثار دگرشکلی نیز نشان می‌دهند و نسل دوم (Ms<sub>2</sub>) که به صورت ادخال در پلاژیوکلاز و یا اجتماعات ریز پراکنده است و از دگرسانی پلاژیوکلاز به وجود آمده‌اند، (d) گارنت و اپیدوت ماگمایی در ترونجمیت‌ها. گارنت‌ها تقریباً خودشکل بوده و در حال جایگزینی توسط کلریت هستند. بلورهای اپیدوت نیز منطقه‌بندی ترکیبی نشان داده و دارای مرزهای خورده شده و خلیجی شکل با کانی‌های مجاور خود هستند، (e) بلورهای آمفیبول به صورت ادخال در آلبیت و یا به شکل بلورهای درشت‌تر در متن سنگ حضور دارند. تصاویر سمت چپ در نور طبیعی (XPL) و سمت راست در نور پلاریزه (PPL) است.

### شیمی کانی‌ها

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها، بر هفت نمونه از ترونجمیت‌ها و یک نمونه تونالیت تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای انجام شد. نتایج آن در جدول‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ آورده شده است.

پلاژیوکلاز: در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها از نوع آلبیت و یا ندرتاً الیگوکلاز (شکل ۵) هستند (Or: ۰-۱٪، Ab: ۹۹-۱۰۰٪). نتایج آنالیز پلاژیوکلاز در جدول ۱ ارائه شده است. این کانی به صورت بلورهای درشت دیده می‌شود و خمیره سنگ را به صورت ثانوی پر کرده است.



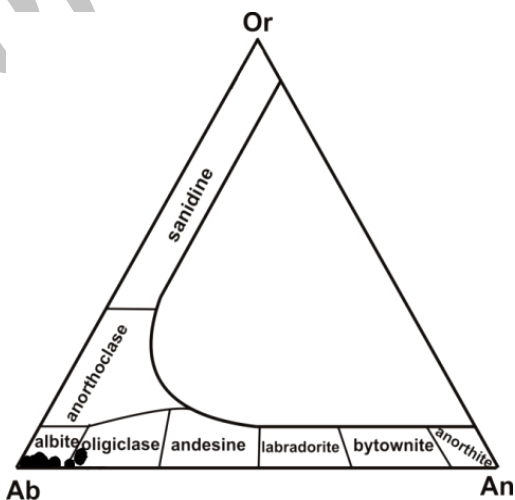
جدول ۱- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای پلاژیوکلاز توده‌های نفوذی منطقه. فرمول ساختمانی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

Rock type Sample No.	Tonalite		Trondhjemite											
	G200	G200	G8	G8	G10	19	19	G1a	G1a	G7	G12	G12	Hgr1	Hgr1
SiO <sub>2</sub>	66.9	68.58	67.86	65.09	69.1	68.66	68.82	66.43	68.07	68.2	68.37	68.44	65.57	68.55
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.00	0.0	0.02	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.01	0.02	0.0	0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.14	20.27	20.78	22.34	19.19	18.32	18.82	20.78	19.99	19.93	19.4	19.02	22.69	20.57
FeO*	0.05	0.04	0.05	0.01	0.02	0.14	0.04	0.05	0.06	0.0	0.02	0.0	0.0	0.003
MnO	0.0	0.00	0.0	0.0	0.0	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.007	0.009	0.0
MgO	0.04	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.002	0.0	0.01	0.007	0.0	0.0	0.0
CaO	0.27	0.33	0.48	2.33	0.17	0.11	0.18	2.09	0.64	1.57	1.27	0.51	2.41	0.25
Na <sub>2</sub> O	10.97	11.43	11.61	10.24	11.42	11.41	11.28	10.39	11.5	10.42	10.77	11.11	10.44	11.63
K <sub>2</sub> O	0.14	0.07	0.1	0.25	0.04	0.07	0.05	0.06	0.05	0.15	0.08	0.05	0.03	0.1
Total	98.58	100.77	100.91	100.28	99.97	98.78	99.24	99.83	100.02	100.3	99.95	99.21	101.17	101.11
Si	2.97	2.97	2.94	2.85	3.01	3.03	3.02	2.91	2.97	2.98	3.0	2.85	2.96	2.96
Ti	0.001	0.001	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	1.05	1.03	1.06	1.15	0.98	0.95	0.97	1.07	1.02	1.02	0.99	0.98	1.16	1.04
Fe <sup>3+</sup>	0.001	0.001	0.0	0.0	0.0	0.004	0.001	0.001	0.002	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.01	0.01	0.02	0.1	0.008	0.005	0.008	0.09	0.03	0.07	0.05	0.02	0.11	0.01
Na	0.94	0.96	0.97	0.87	0.96	0.97	0.96	0.88	0.94	0.88	0.91	0.94	0.88	0.97
K	0.008	0.003	0.005	0.01	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.008	0.004	0.002	0.002	0.005
Sum cat.	4.98	4.97	4.99	4.98	4.96	4.96	4.96	4.95	4.96	4.95	4.94	4.94	5	4.98
Ab	97.8	98	97.2	87.5	98.9	99	98.88	89.66	96.59	91.49	93.44	97.22	88.51	98.27
An	1.3	1.6	2.2	11	0.8	0.63	0.87	10	3	7.62	6.1	2.48	11.28	1.18
Or	0.9	0.4	0.6	1.5	0.3	0.37	0.29	0.34	0.31	0.89	0.46	0.29	0.21	0.56

شد، دو نسل میکای سفید در توده‌های ترونجمیت - تونالیت مشاهده می‌شوند: نسل اول شامل ورقه‌های درشت میکا بوده که احتمالاً حاصل تبلور در یک ماگمای پرآلومین هستند و فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند. نسل دوم به صورت میکاهای دانه‌ریز (سریسیت) بوده که در داخل بلورهای درشت آلبیت قرار دارند و حاصل دگرسانی هستند.

این تفاوت را می‌توان در ترکیب شیمیایی آن‌ها نیز مشاهده کرد؛ به طوری که وجود دو نسل میکای سفید ماگمایی و دگرسانی در توده‌های ترونجمیتی توسط نمودارهای ژئوشیمیایی تایید شده است (شکل ۶).

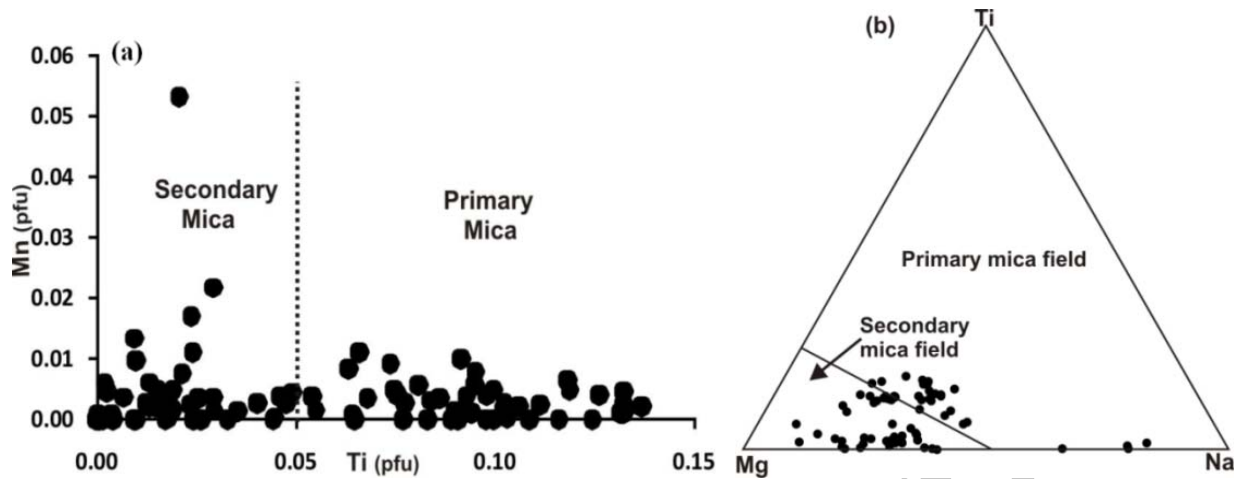
مطالعات صورت گرفته توسط Miller و همکاران (۱۹۸۱) و Speer (۱۹۸۴) بیانگر آن است که میکاهای ماگمایی دارای مقادیر بیشتری Ti نسبت به میکاهای ثانوی هستند. Zen (۱۹۸۸) نیز مقادیر FeO و TiO<sub>2</sub> را برای میکاهای ماگمایی بترتیب: بین ۴ تا ۶ و بیشتر از ۰/۴ درصد بیان کرده است.



شکل ۵- با توجه به نمودار سه تایی آلبیت- ارتوز- آنورتیت فلدسپار نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع آلبیت و ندرتاً الیگوکلاز هستند.

میکای سفید: با توجه به محاسبه فرمول میکای سفید، درصد و نوع سازنده‌های موجود در آن به قرار زیر هستند: مسکوویت ۲۶ تا ۶۹ درصد، سلادونیت ۹ تا ۴۶ درصد، پاراگونیت ۸ تا ۳۳ درصد، فلوگوپیت ۰ تا ۵ درصد (جدول ۲). همان‌طور که در بخش قبلی نیز اشاره





شکل ۶- با توجه به نمودار دوتایی (a) و نمودار مثلثی (b) ترکیب شیمیایی میکای سفید (Miller *et al.*, 1981) میکاهای موجود در تونالیت و ترونجمیت‌های منطقه در محدوده هر دو گروه میکاهای غنی از Ti (ماگمایی) و میکاهای فقیر از Ti (ثانوی) قرار می‌گیرند.

جدول ۲- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای میکای سفید توده‌های نفوذی منطقه. فرمول ساختمانی این کانی بر اساس ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است (P = فاز اولیه یا ماگمایی، S = فاز ثانویه یا دگرسانی است).

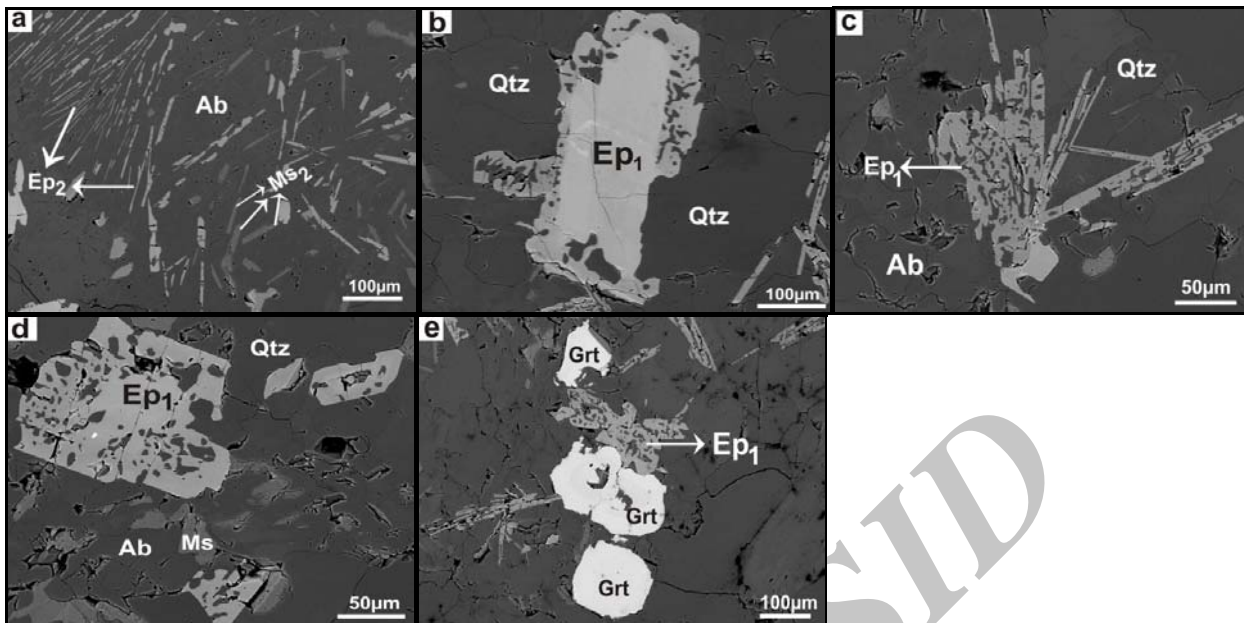
Rock type	Tonalite		Trondhjemite											
	G200	G200	G8	G8	G10	G10	19	19	G1a	G1a	G7	G7	G12	G12
Sample No.														
Mica type	S.	P.	P.	S.	S.	P.	S.	P.	P.	S.	P.	P.	S.	S.
SiO <sub>2</sub>	48.27	46.72	46.11	52.54	50.92	46.49	49.56	46.31	46.84	49.34	47.63	47.85	48.45	48.85
TiO <sub>2</sub>	0.44	1.14	0.93	0.01	0.14	0.92	0.028	0.99	1.12	0.12	1.14	0.61	0.13	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.54	31.15	29.95	29.39	25.59	29.6	28.61	28.18	28.97	29.55	28.52	27.14	27.64	29.25
FeO*	2.66	3.2	5.26	1.89	1.79	3.44	3.05	5.11	3.22	1.72	3.17	3.37	1.97	1.08
MnO	0.02	0.01	0.01	0.005	0.01	0.06	0.04	0.02	0.0	0.02	0.05	0.07	0.01	0.03
MgO	2.48	1.92	2.71	1.98	3.63	2.17	2.55	2.66	2.02	2.43	1.95	2.57	6.45	2.54
CaO	0.0	0.01	0.0	0.09	0.0	0.005	0.03	0.01	0.0	0.01	0.01	0.05	0.0	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.79	0.82	0.67	2.91	0.33	0.96	0.61	0.76	0.82	0.89	0.77	0.44	0.85	0.82
K <sub>2</sub> O	9.82	9.77	10.4	8.26	10.16	9.32	9.89	9.72	9.64	9.69	9.7	10.3	9.95	9.68
H <sub>2</sub> O	4.48	4.45	4.46	4.61	4.4	4.37	4.45	4.37	4.35	4.46	4.37	4.38	4.36	4.4
Total	95.08	94.85	96.08	96.13	92.6	92.9	94.41	93.81	92.68	93.81	93.29	93.47	92.48	94.56
Si	6.44	6.29	6.18	6.82	6.93	6.37	6.66	6.34	6.45	6.63	6.53	6.68	6.66	6.65
Ti	0.04	0.11	0.09	0.001	0.01	0.09	0.002	0.1	0.11	0.01	0.11	0.06	0.01	0.007
AlIV	1.55	1.7	1.81	1.17	1.06	1.62	1.33	1.65	1.54	1.36	1.46	1.31	1.33	1.35
AlVI	3.25	3.23	2.92	3.32	3.04	3.16	3.2	2.9	3.16	3.31	3.14	3.07	3.13	3.34
Fe <sup>2+</sup>	0.29	0.32	0.03	0.2	0.2	0.32	0.34	0.2	0.37	0.19	0.36	0.38	0.22	0.12
Fe <sup>3+</sup>	0.0	0.03	0.49	0.0	0.0	0.06	0.0	0.34	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.002	0.001	0.001	0.0	0.0	0.007	0.004	0.002	0.0	0.002	0.006	0.008	0.002	0.003
Mg	0.49	0.38	0.54	0.38	0.73	0.44	0.51	0.54	0.41	0.48	0.39	0.52	0.7	0.51
Ca	0.0	0.001	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.002	0.0	0.002	0.002	0.008	0.0	0.001
Na	0.2	0.21	0.17	0.73	0.08	0.25	0.16	0.2	0.22	0.23	0.2	0.11	0.22	0.21
K	1.67	1.67	1.78	1.36	1.76	1.63	1.69	1.7	1.69	1.66	1.69	1.79	1.74	1.68
Sum cat.	13.93	13.91	14.0	13.99	13.81	13.94	13.9	13.97	14.3	13.87	13.89	13.93	14.01	13.87
Ms	59	62	59	26	47	56	54	53	56	54	54	52	50	55
Phl	4	5	5	0	0	5	3	5	3	0	1	2	4	0
Cel	22	14	9	39	46	17	33	16	22	31	26	34	32	32
Pg	10	11	8	33	4	13	8	10	11	12	10	6	8	11

جدول ۲- ادامه.

Rock type	Trondhjemite								
	Sample No.	G21	G21	G18	G18	G11	G11	Hgr1	Hgr1
Mica type	S.	P.	S.	P.	S.	S.	P.	P.	P.
SiO <sub>2</sub>	50.1	48.06	49.51	48.8	50.71	49.44	47.15	48.35	48.35
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.75	0.44	0.83	0.09	0.29	1.13	0.57	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.81	27.51	28.71	28.67	31.32	29.84	29.76	32.63	32.63
FeO*	3.82	4.92	2.8	3.49	1.77	2.91	4.64	1.33	1.33
MnO	0.0	0.0	0.0	0.02	0.12	0.19	0.01	0.0	0.0
MgO	3.06	3.0	3.01	3.03	1.88	1.9	2.41	2.28	2.28
CaO	0.001	0.008	0.04	0.02	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.37	0.58	0.4	0.19	0.24	0.52	1.48	1.48
K <sub>2</sub> O	10.6	10.55	10.68	10.64	11.31	11.17	10.75	9.39	9.39
Total	95.84	94.95	95.36	95.78	96.4	96.1	96.4	96.06	96.06
Si	6.67	6.5	6.6	6.51	6.6	6.59	6.31	6.35	6.35
Ti	0.02	0.07	0.04	0.08	0.0	0.02	0.11	0.06	0.06
Al <sup>IV</sup>	1.32	1.49	1.39	1.48	1.39	1.4	1.68	1.64	1.64
Al <sup>VI</sup>	3.04	2.88	3.12	3.02	3.4	3.28	3.0	3.4	3.4
Fe <sup>2+</sup>	0.4	0.28	0.31	0.3	0.19	0.32	0.24	0.14	0.14
Fe <sup>3+</sup>	0.02	0.24	0.0	0.07	0.0	0.0	0.24	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.02	0.001	0.0	0.0
Mg	0.6	0.6	0.6	0.6	0.36	0.37	0.48	0.44	0.44
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na	0.12	0.1	0.13	0.1	0.05	0.06	0.13	0.37	0.37
K	1.8	1.82	1.81	1.81	1.87	1.9	1.83	1.57	1.57
Sum cat.	13.99	13.98	14.0	13.97	13.87	13.96	14.02	13.96	13.96
Ms	57	59	61	61	69	64	60	57	57
Phl	5	5	4	5	0	1	5	3	3
Cel	33	25	30	25	28	30	15	17	17
Pg	5	4	5	4	3	3	6	19	19

۲۰ درصد است (Tulloch, 1979; Carcangiu *et al.*, 1997). داده‌های تجربی بیانگر آن است که اپیدوت‌های ماگمایی در اعماق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری تشکیل می‌شوند (Naney, 1983; Zen and Hammarstrom, 1984). وجود اپیدوت ماگمایی در ترونجمیت‌ها، تبلور در اعماق و صعود سریع توده ماگمایی را بازگو می‌کند (Brandon *et al.*, 1996). در گرانیتهایی که به صورت دیاپیری و با نرخ صعود پایین جایگزین می‌شوند، اپیدوت‌های ماگمایی، قبل از تبلور نهایی، جذب ماگما شده، در آن حل می‌شوند، اما در گرانیتهایی همانند ترونجمیت‌های منطقه مورد مطالعه اشکال سیل مانند آن‌ها باعث تسهیل جایگزینی و افزایش سرعت صعود شده و در نتیجه اپیدوت‌های ماگمایی متبلور شده در اعماق حفظ شده‌اند. بنابراین، از اپیدوت‌های ماگمایی می‌توان به‌عنوان شاخص فشار و سرعت صعود ماگما استفاده کرد.

اپیدوت: مقدار پیستاسیت ( $X_{ps} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+})$ ) موجود در اپیدوت‌ها از ۳ تا ۳۰ درصد متغیر است (جدول ۳). در بعضی از بلورهای درشت اپیدوت، بیفرنژانس از حاشیه به مرکز افزایش می‌یابد که بیانگر افزایش میزان سازنده پیستاسیت است. میزان TiO<sub>2</sub> موجود در اپیدوت‌ها از ۰/۲ تا ۰/۳۳ درصد متغیر است (جدول ۳). بر خلاف اپیدوت‌های دانه ریز محصور در بلورهای آلبیت، بیشتر اپیدوت‌های درشت و طویل دارای مرز نامنظم و دنداندار با پلاژیوکلازهای مجاور خود بوده (شکل‌های ۴-b و ۴-d)، شواهد انحلال به‌صورت بافت غربالی در آن‌ها موجود است (شکل ۷). اپیدوت‌های ماگمایی معمولاً حاوی کمتر از ۰/۲ درصد TiO<sub>2</sub> بوده، شواهد انحلال در مذاب را نشان می‌دهند (Evans and Vance, 1987). از طرفی، میزان پیستاسیت موجود در اپیدوت‌های غیرماگمایی کمتر از



شکل ۷- تصاویر BSE اپیدوت‌های دگرسانی و ماگمایی. (a) اپیدوت‌های سوزنی ( $Ep_2$ ) و ورقه‌های ریز مسکوویت ( $Ms_2$ ) محصور در بلورهای آلبیت که حاصل دگرسانی آن هستند، (b) بلور درشت اپیدوت ماگمایی ( $Ep_1$ ) که از حاشیه در حال تجزیه و واکنش با مذاب اولیه است، (c) منشورهای طولی و بلور درشت اپیدوت ماگمایی، (d) در نتیجه عدم تعادل و انحلال در مذاب اطراف اپیدوت بافت غربال ماندی نشان می‌دهند، (e) اپیدوت‌های ماگمایی همزیست با گارنت ماگمایی.

جدول ۳- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای اپیدوت توده‌های نفوذی منطقه فرمول ساختمانی بر اساس ۱۲/۵ اکسیژن محاسبه شده است (P = فاز اولیه یا ماگمایی، S = فاز ثانویه یا دگرسانی است).

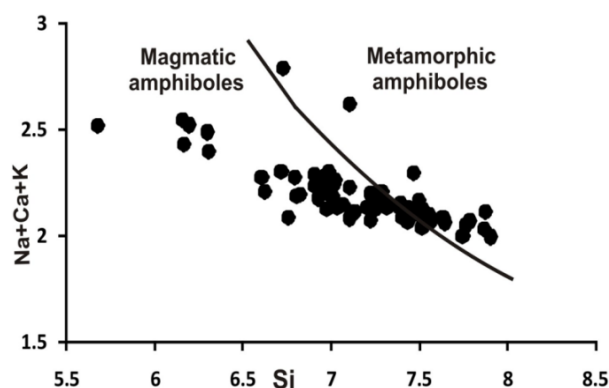
Rock type	Tonalite	Trondhjemite															
Sample No.	G200	G11	G8	G8	G10	G10	19	19	G1a	G1a	G7	G7	G12	G18	G21	Hgr1	Hgr1
Ep type	S.	P.	S.	P.	S.	P.	P.	P.	P.	S.	S.	S.	S.	S.	P.	S.	P.
SiO <sub>2</sub>	37.68	37.97	37.88	37.91	38.61	38.1	37.25	37.54	38.19	38.51	38.81	38.42	38.18	38.12	37.7	39.12	37.18
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.15	0.28	0.21	0.16	0.33	0.11	0.05	0.15	0.21	0.22	0.31	0.02	0.21	0.09	0.06	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.79	25.75	28.52	23.98	26.59	24.37	22.91	22.83	25.2	25.83	24.52	25.39	30.75	25.61	25.31	33.68	23.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.75	11.1	6.96	13.23	6.38	9.59	13.08	13.35	10.01	9.25	9.04	8.31	1.59	11.16	11.48	1.65	15.69
MnO	0.13	0.37	0.3	0.54	2.28	0.52	0.26	0.08	0.46	0.21	0.28	0.28	0.0	0.31	0.24	0.13	0.38
MgO	0.15	0.07	0.08	0.01	0.12	0.13	0.02	0.008	0.13	0.13	0.15	0.26	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02
CaO	22.39	22.84	23.82	22.7	22.86	22.12	22.92	22.95	23.2	23.13	22.38	22.47	23.37	22.75	22.77	24.09	22.3
Na <sub>2</sub> O	0.05	0	0.02	0.4	0.04	0.01	0.0	0.0	0.48	0.009	0.02	0.01	0.04	0.0	0.01	0.0	0.009
Total	98.01	98.2	97.99	98.4	95.22	95.2	96.95	96.84	97.87	98.2	95.55	95.34	94.32	98.1	97.63	98.8	98.94
Si	2.97	2.98	2.95	2.99	3.07	3.07	3.0	3.02	3.01	3.03	3.1	3.07	3.03	2.99	2.98	2.94	2.95
Ti	0.014	0.008	0.01	0.01	0.009	0.02	0.007	0.003	0.009	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.005	0.003	0.008
Al	2.48	2.38	2.61	2.23	2.49	2.31	2.17	2.16	2.34	2.39	2.31	2.39	2.86	2.36	2.36	2.99	2.15
Fe <sup>3+</sup>	0.57	0.65	0.4	0.78	0.38	0.58	0.79	0.8	0.59	0.54	0.54	0.5	0.09	0.65	0.68	0.09	0.93
Mn	0.007	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.005	0.02	0.01	0.01	0.007	0.0	0.01	0.01	0.007	0.02
Mg	0.01	0.008	0.01	0.001	0.01	0.01	0.003	0.001	0.01	0.01	0.01	0.03	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003
Ca	1.89	1.92	1.98	1.91	1.95	1.9	1.98	1.97	1.96	1.95	1.92	1.92	1.98	1.91	1.93	1.94	1.89
Na	0.007	0.0	0.0	0.0	0.006	0.001	0.0	0.0	0.07	0.001	0.003	0.002	0.006	0.0	0.0	0.0	0.001
Sum. Cat.	7.94	7.96	7.97	7.95	7.92	7.92	7.96	7.95	8	7.93	7.9	7.93	7.96	7.93	7.97	7.97	7.97
Xps	19	21	13	26	13	20	26	27	20	18	19	17	3	21	22	3	30

آمفیبول‌های آذرین از انواع دگرگونی (Leake *et al.*, 1971) آمفیبول‌های مورد مطالعه از هر دو نوع آذرین و دگرگونی هستند (شکل ۸).

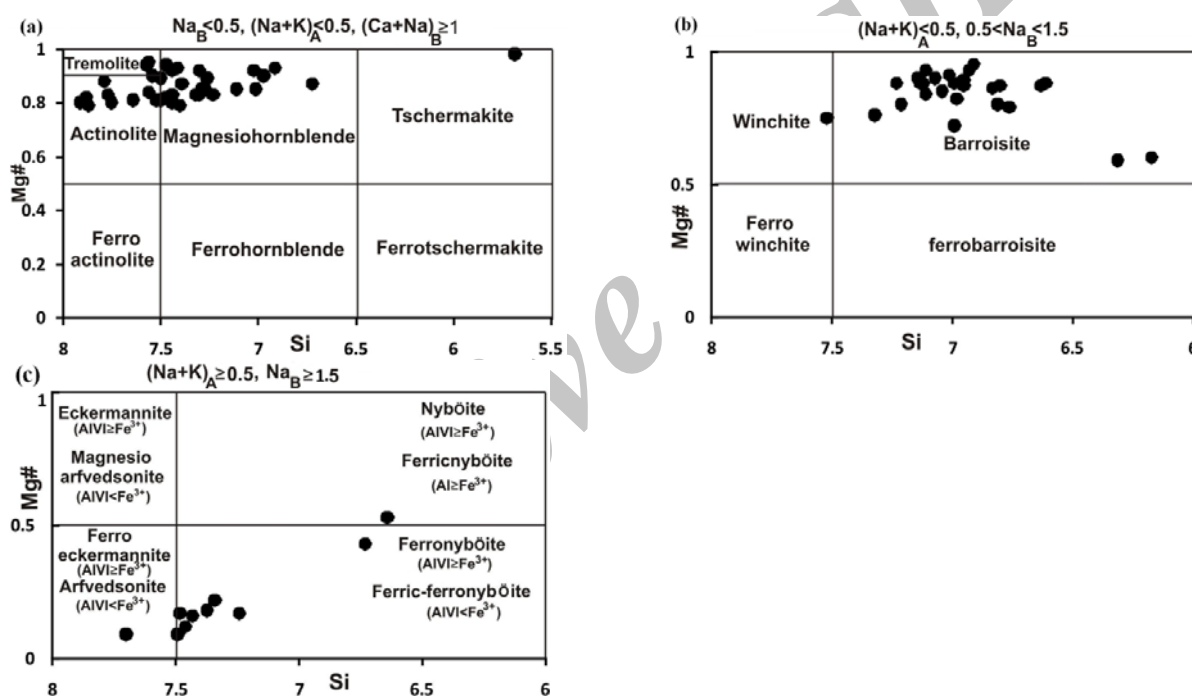
آمفیبول: آمفیبول تنها در توده‌های ترونجمیتی که در بخش غربی نوار ماگمایی بیرونزدگی دارند، مشاهده شده است (شکل ۱- c). در نمودار متمایز کننده



با توجه به مقادیر سدیم موجود در جایگاه B، فرمول شیمیایی بیشتر آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و کلسیک - سدیک بوده، اما انواع سدیک نیز در یک نمونه از توده‌های ترونجمیتی منطقه موجود هستند. مطابق پارامترها و نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 2004) منیزیوهورنبلند، اکتینولیت، بارویزیت، فریک‌فرونیبوئیت و به‌ندرت ترمولیت، وینچیت و آرفودسونیت هستند (شکل ۹).



شکل ۸- با توجه به نمودار متمایزکننده آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگونی (Leake *et al.*, 1971)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از هر دو نوع ماگمایی و غیرماگمایی (دگرگونی) هستند.



شکل ۹- مطابق پارامترها و نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 2004) آمفیبول‌های مورد مطالعه اغلب از نوع: (a) منیزیوهورنبلند و اکتینولیت، (b) بارویزیت، و (c) فریک‌فرونیبوئیت و آرفودسونیت  $\{AIVI < Fe^{3+}\}$  هستند.

سفید و اپیدوت) در این توده‌های نفوذی قابل شناسایی است: اولین نسل آمفیبول‌ها (ادخال‌های آمفیبول) نسبت به نسل بعدی دارای مقادیر بیشتری Al و Ti هستند که بیانگر تبلور آن‌ها تحت فشار و حرارت بالاتر نسبت به آمفیبول‌های نسل دوم (حاصل دگرسانی آمفیبول‌های ماگمایی نسل اول) است.

از نکات درخور توجه غنی بودن نسبی هر دو نسل آمفیبول (بجز آمفیبول‌های آکالن) از منیزیم است ( $Mg\# = 0.64-0.95$ ). با توجه به خصوصیات میکروسکوپی (ادخال‌های ریز آمفیبول موجود در آل‌بیت و آمفیبول‌های درشت موجود در متن سنگ) و داده‌های شیمیایی (جدول ۴)، دو نسل آمفیبول (همانند میکای

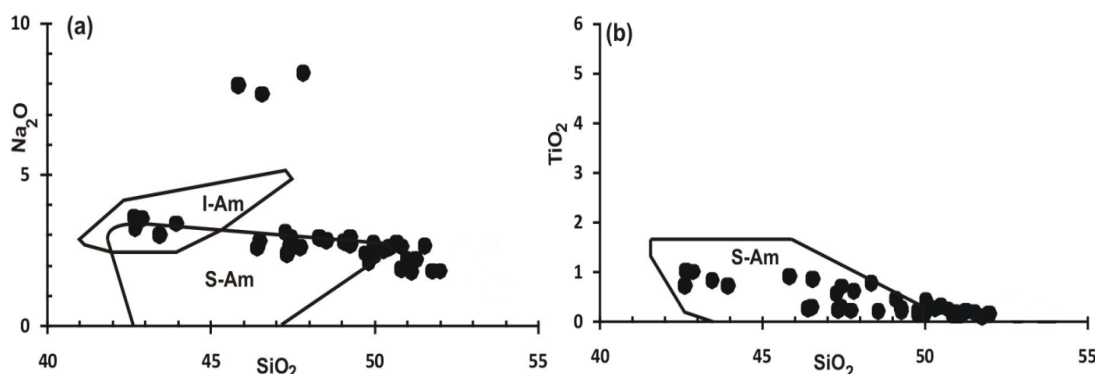
جدول ۴- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای آمفیبول توده‌های نفوذی منطقه. فرمول ساختمانی بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است (P = فاز اولیه یا ماگمایی، S = فاز ثانویه یا دگرسانی، Act = اکتینولیت، H = هورنبلند، Na-Am = آمفیبول سدیک، Ca = آمفیبول کلسیک-سدیک).

Rock type Sample No.	Trondhjemite																
	19	19	19	19	19	19	19	G8	G8	G8	G8	G8	G12	G12	G12	G12	G12
Am. type	S. (Act)	P. (Hb)	P. (Hb)	P. (Hb)	S. (Act)	P. (Hb)	P. (Hb)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Hb)	S. (Act)	S. (Act)	S. (Act)	S. (Act)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)
SiO <sub>2</sub>	52.13	47.42	50.98	51.03	54.23	48.22	53.49	49.3	51.12	55.51	53.87	53.96	52.85	49.1	42.9	43.97	42.68
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.27	0.16	0.1	0.04	0.14	0.26	0.28	0.14	0.02	0.07	0.11	0.08	0.43	1.02	0.7	1.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.99	9.67	6.17	5.1	0.97	5.88	8.84	7.4	6.44	2.2	4.23	4.99	5.27	8.95	14.15	13.75	14.45
FeO*	13.69	15.75	15.07	14.36	9.35	15.04	11.66	16.09	10.68	8.57	9.26	8.48	8.65	10.78	14.93	12.27	15.34
C <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.0	0.04	0.03
MnO	0.29	0.32	0.32	0.26	0.36	0.23	0.25	0.55	0.34	0.26	0.18	0.22	0.22	0.18	0.27	0.31	0.24
MgO	14.75	11.15	12.49	13.78	17.98	13.35	13.87	12.76	15.11	17.37	17.99	16.99	16.56	13.46	8.96	10.83	9.22
CaO	10.3	9.64	9.55	10.59	12.81	10.34	9.44	8.79	10.47	12.07	11.71	10.81	10.4	9.64	9.23	9.41	9.27
Na <sub>2</sub> O	1.77	2.64	2.24	1.88	0.25	2.12	2.43	2.95	1.77	0.66	1.18	1.77	1.9	2.74	3.52	3.4	3.2
K <sub>2</sub> O	0.23	0.29	0.19	0.33	0.06	0.44	0.26	0.28	0.24	0.09	0.1	0.15	0.11	0.27	0.52	0.49	0.52
Total	96.85	97.0	97.15	97.38	95.03	93.64	97.64	95.49	96.37	96.79	97.45	97.32	96.19	95.62	95.5	95.24	96.37
Si	7.51	6.95	7.4	7.4	7.8	7.2	7.39	7.12	7.35	7.89	7.52	7.59	7.54	7.16	6.46	6.55	6.38
Ti	0.01	0.03	0.01	0.01	0.0	0.01	0.02	0.03	0.01	0.0	0.0	0.01	0.0	0.04	0.11	0.07	0.11
AllV	0.48	1.04	0.59	0.58	0.16	0.79	0.6	0.87	0.64	0.1	0.47	0.4	0.45	0.83	1.53	1.44	1.61
AlVI	0.19	0.62	0.45	0.28	0.0	0.22	0.83	0.38	0.45	0.26	0.22	0.41	0.43	0.7	0.97	0.96	0.92
Fe <sup>2+</sup>	1.04	1.33	1.31	1.29	0.88	0.6	0.37	0.11	0.86	1.01	0.28	0.78	0.73	1.1	1.64	1.26	1.4
Fe <sup>3+</sup>	0.54	0.53	0.46	0.39	0.21	1.14	0.87	1.64	0.38	0.0	0.71	0.19	0.26	0.19	0.21	0.23	0.45
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03
Mg	3.16	2.43	2.7	2.98	3.86	2.97	2.85	2.75	3.24	3.68	3.74	3.56	3.52	2.92	2.01	2.4	2.05
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.59	1.51	1.48	1.64	1.97	1.65	1.39	1.36	1.61	1.83	1.75	1.63	1.59	1.5	1.49	1.5	1.48
Na	0.49	0.75	0.63	0.53	0.06	0.6	0.7	0.85	0.49	0.18	0.32	0.48	0.52	0.77	1.02	0.98	0.92
K	0.04	0.05	0.03	0.06	0.01	0.08	0.04	0.05	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.1	0.09	0.1
Sum Cat.	15.08	15.27	15.09	15.19	14.99	15.29	15.08	15.22	15.11	14.99	15.04	15.09	15.08	15.61	15.57	15.52	15.45
Mg#	0.75	0.64	0.67	0.69	0.71	0.73	0.88	0.95	0.79	0.78	0.92	0.81	0.82	0.72	0.55	0.65	0.59

Rock type Sample No.	Trondhjemite															
	G11	G11	G11	G11	G11	G21	G21	G21	G21	G21	G21	G21	G18	G18	G18	G18
Am. type	P. (Na Am)	P. (Na Am)	P. (Na Am)	P. (Na Am)	P. (Na Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	P. (Ca- Na- Am)	S. (Act)	S. (Act)	P. (Ca- Na- Am)
SiO <sub>2</sub>	46.58	53.4	54.34	45.86	52.89	47.27	46.53	48.34	50.31	50.03	50.71	49.77	53.69	54.34	51.29	
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.65	0.53	0.89	1.26	0.54	0.27	0.76	0.24	0.41	0.26	0.19	0.06	0.04	0.19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.21	5.19	5.12	4.93	3.77	10.75	10.53	9.03	7.33	8.05	7.96	7.78	4.02	3.93	7.43	
FeO*	25.56	23.33	23.12	32.51	23.68	17.61	17.59	18.17	15.7	3.43	13.49	14.73	7.99	8.37	12.66	
C <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
MnO	0.09	0.03	0.08	0.01	0.05	0.24	0.23	0.33	0.3	0.28	0.11	0.38	0.2	0.27	0.27	
MgO	3.73	0.96	0.95	2.42	1.74	10.64	10.41	10.72	13.03	12.38	13.77	12.99	18.38	18.03	14.56	
CaO	1.13	2.0	1.82	1.52	2.1	8.61	9.37	8.61	9.29	9.32	9.09	9.87	11.77	11.64	9.97	
Na <sub>2</sub> O	7.67	12.16	11.41	7.91	12.08	3.07	2.82	2.9	2.49	2.56	2.77	2.42	1.13	1.16	2.18	
K <sub>2</sub> O	4.05	0.01	0.06	1.57	0.19	0.41	0.37	0.47	0.31	0.26	0.21	0.24	0.13	0.11	0.18	
Total	97.89	97.78	97.46	97.65	97.8	98.18	98.15	99.3	99.05	99.03	98.37	98.37	97.37	97.89	98.73	
Si	7.15	8.0	8.0	7.38	8.0	6.83	6.83	6.99	7.19	7.13	7.23	7.17	7.56	7.62	7.26	
Ti	0.09	0.07	0.06	0.1	0.14	0.05	0.03	0.08	0.02	0.04	0.02	0.02	0.0	0.0	0.02	
AllV	0.85	0.0	0.0	0.62	0.0	1.16	1.16	1.0	0.81	0.86	0.77	0.83	0.44	0.38	0.74	
AlVI	0.6	0.82	0.91	0.31	0.64	0.66	0.65	0.53	0.43	0.49	0.56	0.49	0.23	0.27	0.5	
Fe <sup>2+</sup>	2.38	2.95	2.91	4.37	3.01	0.31	0.57	0.48	0.31	0.4	0.13	0.44	0.26	0.34	0.24	
Fe <sup>3+</sup>	0.69	0.0	0.0	0.0	0.0	1.63	1.42	1.54	1.4	1.38	1.32	1.19	0.6	0.57	1.13	
Mn	0.01	0.0	0.01	0.0	0.0	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	
Mg	0.75	0.21	0.21	0.58	0.36	2.29	2.27	2.31	2.78	2.63	2.92	2.79	3.86	3.77	3.07	
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Ca	0.18	0.32	0.29	0.26	0.33	1.33	1.47	1.31	1.42	1.42	1.39	1.52	1.77	1.75	1.51	
Na	2.25	3.57	3.33	2.46	3.57	0.83	0.78	0.79	0.67	0.69	0.74	0.66	0.3	0.31	0.58	
K	0.79	0.0	0.01	0.32	0.01	0.07	0.07	0.08	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	
Sum Cat.	16.09	16.06	15.95	16.4	16.02	15.18	15.27	15.15	15.12	15.11	15.12	15.16	15.06	15.06	15.11	
Mg#	0.23	0.06	0.07	0.11	0.1	0.87	0.79	0.82	0.89	0.86	0.95	0.86	0.93	0.91	0.92	

و  $Ca > 1.6$  (Zen and Hammarstrom, 1984) بیانگر منشأ آذرین آنهاست و مقادیر تیتانیوم و سدیم آنها نیز حاکی از تشکیل آنها در ماگماهای جزایر قوسی مناطق فرورانش (Coltorti *et al.*, 2007) است (شکل ۱۰).

به احتمال زیاد آمفیبول‌های که به صورت ادخال در آلبیت قرار دارند، از تاثیر دگرسانی‌های بعدی در امان مانده‌اند. شاخص‌های ژئوشیمیایی فرمول ساختمانی این نوع از آمفیبول‌ها از قبیل  $Si < 7.5$  (Leake *et al.*, 1971)



شکل ۱۰- در نمودارهای متمایز کننده آمفیبول ماگماهای داخل صفحه‌ای از انواع موجود در مناطق فرورانش (Coltorti *et al.*, 2007) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده آمفیبول‌های مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (I-Am: آمفیبول ماگماهای داخل صفحه‌ای و S-Am: آمفیبول مناطق فرورانش).

(شکل ۱۱) است، اما در گارنت نمونه Hgr1 منطقه‌بندی بارز و مشخصی دیده نمی‌شود (شکل ۱۲) از طرفی گارنت‌های نمونه Hgr1 در حال جایگزینی به‌وسیله کلریت و اپیدوت است (شکل ۴-d)، در حالی که گارنت‌های موجود در نمونه G11 سالم و فاقد آثار تجزیه هستند.

سه منشأ برای حضور گارنت در سنگ‌های ماگمایی فلسیک در نظر گرفته‌اند (Stone, 1988; Green, 1992; Green and Ringwood, 1968): (الف) منشأ ماگمایی حاصل از ترکیب شیمیایی مناسب (ماگمای آبدار غنی از آلومینیم و آهن)؛ (ب) منشأ ماگمایی حاصل از تبلور ماگما در فشار بالا؛ (پ) گارنت‌ها غیر ماگمایی که به‌صورت زون‌کریست پس از جدا شدن از سنگ‌های دگرگونی یا از قطعات رستیت موجود در اعماق، توسط ماگما به سطح منتقل می‌شوند.

**گارنت:** از گارنت موجود در مرکز دو نمونه از توده‌های ترونجمیتی تجزیه شیمیایی به‌عمل آمد (جدول ۵). گارنت موجود در این دو توده از نظر ترکیبی تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند.

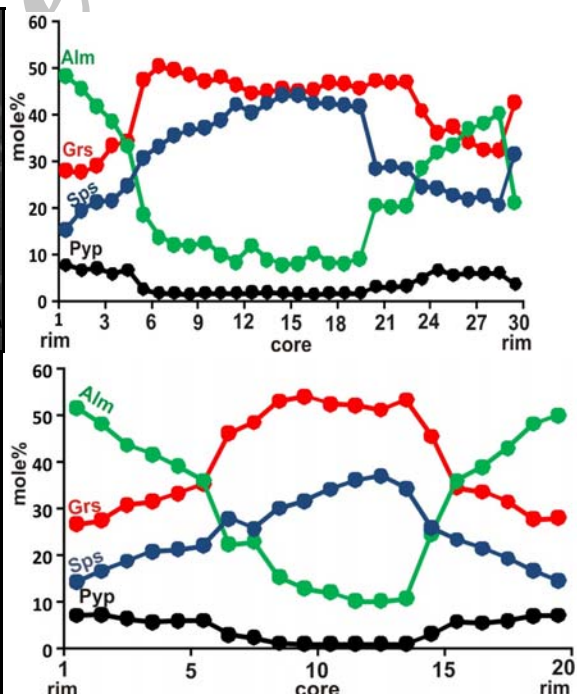
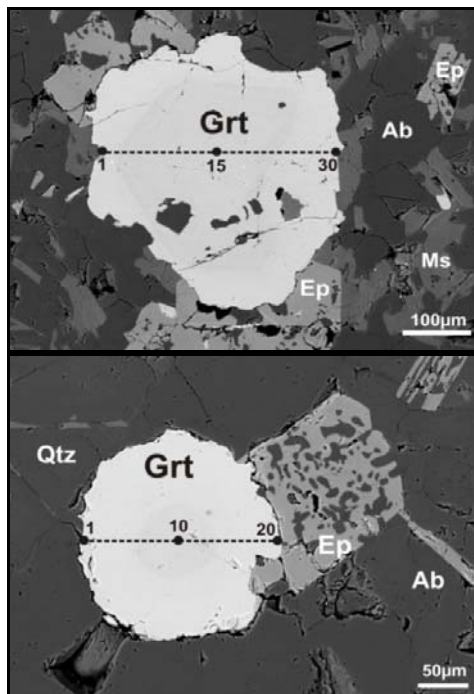
عنصر اصلی تشکیل‌دهنده گارنت نمونه Hgr1، آلماندین است (۵۰ تا ۵۱ درصد) و از سازنده‌های دیگر آن می‌توان به پیروپ (۲۵ تا ۲۶ درصد)، گروسولار (۱۷ تا ۱۹ درصد) و اسپسارتین (۳ درصد) اشاره کرد، در صورتی که بر خلاف این نمونه، گارنت‌های نمونه G11 غنی از سازنده اسپسارتین (۱۴ تا ۳۷ درصد) و فقیر از سازنده پیروپ (۰ تا ۷ درصد) هستند و متشکله‌های آلماندین و گروسولار به ترتیب ۸ تا ۴۹ و ۲۷ تا ۵۱ درصد ترکیب شیمیایی گارنت را تشکیل می‌دهند.

از تفاوت‌های بارز دیگر این دو نوع گارنت، وجود منطقه‌بندی منظم و متقارن در گارنت‌های نمونه G11

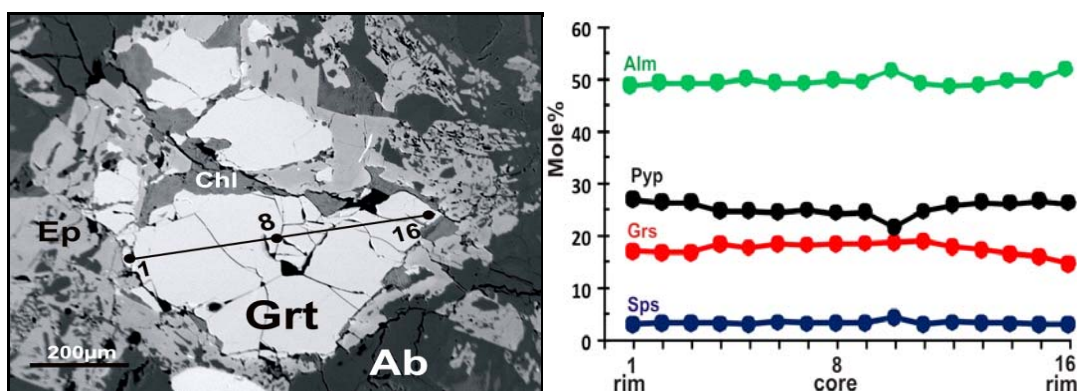


جدول ۵- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای گارنت، بیوتیت، کلریت و تیتانیت توده‌های نفوذی منطقه (ترونجمیت). فرمول ساختمانی گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن، بیوتیت ۱۱ اکسیژن، تیتانیت ۴ اکسیژن و کلریت ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است.

Sample No.	Hgr1				G11								G7	
	Grt				Grt				Bt				Chl	Tit
Mineral	rim	rim	core	core	rim	rim	core	core						
SiO <sub>2</sub>	37.84	38.05	37.88	37.84	36.68	37.64	36.15	36.51	38.84	40.77	43.49	45.68	27.83	30.41
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.43	0.48	0.46	0.3	0.3	0.59	0.35	2.33	1.74	2.16	1.57	0.02	37.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.62	21.79	21.88	21.45	20.24	20.44	19.18	19.68	12.47	11.74	14.3	16.9	20.48	1.85
FeO*	25.73	25.98	25.41	26.02	24.75	23.74	8.98	9.23	23.37	24.54	18.01	15.88	16.31	0.67
MnO	1.63	1.53	1.48	1.62	6.73	6.46	19.03	16.1	0.17	0.14	0.11	0.07	0.19	0.09
MgO	6.86	6.46	6.43	6.39	1.95	1.81	0.41	0.22	7.76	7.26	6.84	5.5	22.23	0.0
CaO	6.1	6.5	6.91	6.77	9.61	9.9	15.33	17.55	0.02	0.03	0.46	0.01	0.0	28.03
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.07	0.05	0.04	0.07	0.07	0.12	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.55	8.91	10.06	10.32	0.0	0.0
Total	100.27	100.85	100.54	100.61	100.33	100.33	99.72	99.68	94.6	95.18	95.55	96.00	87.02	98.85
Si	2.93	2.93	2.92	2.93	2.93	2.99	2.9	2.91	3.03	3.15	3.23	3.31	5.6	1.0
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.13	0.1	0.12	0.08	0.0	0.93
AlIV	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.0	0.09	0.08	0.96	0.84	0.76	0.68	2.39	0.07
AlVI	1.9	1.91	1.92	1.88	1.83	1.91	1.72	1.77	0.18	0.22	0.49	0.75	2.46	
Fe <sup>2+</sup>	1.53	1.55	1.52	1.53	1.43	1.52	0.27	0.31	1.52	1.58	1.12	0.96	2.74	0.0
Fe <sup>3+</sup>	0.12	0.1	0.1	0.13	0.19	0.05	0.29	0.26	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01
Mn	0.1	0.1	0.09	0.1	0.45	0.43	1.29	1.08	0.01	0.0	0.0	0.0	0.03	0.0
Mg	0.79	0.74	0.74	0.73	0.23	0.21	0.04	0.02	0.9	0.83	0.75	0.59	6.7	0.0
Ca	0.5	0.53	0.57	0.56	0.82	0.84	1.32	1.5	0.0	0.0	0.03	0.0	0.0	0.98
Na	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.95	0.88	0.95	0.95	0.0	0.0
Sum Cat.	7.95	7.95	7.95	7.94	7.95	7.96	7.95	7.95	7.77	7.6	7.45	7.32	19.92	2.99
Grs	17	18	19	19	27	28	44	51						
Pyp	26	25	25	25	7	7	1	0						
Alm	51	51	50	51	48	49	8	10						
Sps	3	3	3	3	15	14	44	37						
Fe#									0.62	0.65	0.59	0.61	0.3	



شکل ۱۱- تصاویر BSE دو عدد از گارنت‌های نمونه G11. این گارنت‌ها منطقه‌بندی ترکیبی بارزی را نشان می‌دهند. مقادیر سازنده‌های گروسولار و اسپسارتین از مرکز به طرف حاشیه کاهش و میزان آلماندین و پیروپ افزایش می‌یابد. کاهش متشکله گروسولار در حاشیه بیانگر تبلور گارنت در هنگام صعود ماگماست.

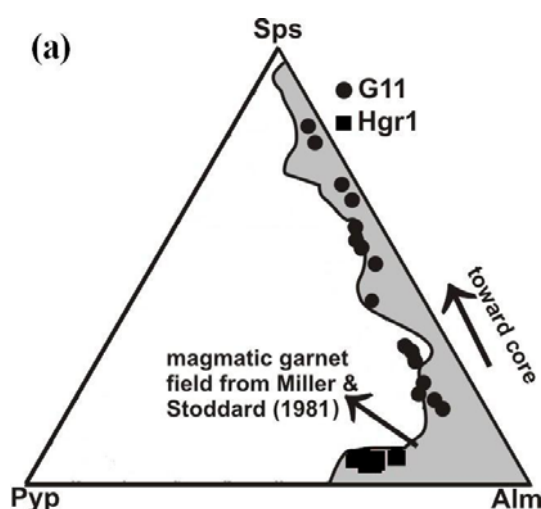


شکل ۱۲- تصویر BSE گارنت نمونه Hgr1 و تغییرات ترکیبی آن در مقطع عرضی بلور. بر خلاف گارنت نمونه G11 تفاوت ترکیبی بارزی بین حاشیه و مرکز گارنت مشاهده نمی‌شود.

با توجه به مقادیر نسبتاً زیاد متشکله گروسولار در ترکیب این گارنت‌ها (Harangi *et al.*, 2001)، هم‌زیستی آن‌ها با اپیدوت‌های ماگمایی و تشکیل ترونجمیت‌های آداکیتی منطقه در اعماق بیش از ۱۵ کیلومتر (نصرآبادی، ۱۳۸۸) منشأ ماگمایی و تبلور در عمق زیاد تایید می‌شود. این‌گونه گارنت‌ها (مانند اپیدوت‌های ماگمایی)، در اعماق کم بر اثر واکنش با ماگما تجزیه می‌شوند، بنابراین، حضور آن‌ها در ماگمای گرانیتی حاکی از صعود سریع ماگما، در نتیجه عملکرد رژیم کششی حاکم بر منطقه بوده است (Fitton, 1972; Gilbert and Rogers, 1989; Harangi *et al.*, 2001).

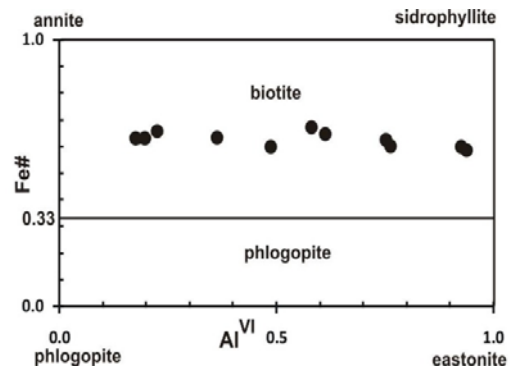
**بیوتیت:** این کانی تنها در یکی از توده‌های نفوذی منطقه وجود دارد. نتایج تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای این کانی در جدول ۵ نمایش داده شده است. میکاهای سیاه مورد مطالعه غنی از آهن بوده ( $Fe\# = 0.58-0.66$ )، با توجه به نمودارهای رده‌بندی میکای سیاه (Deer *et al.*, 1991) ترکیب شیمیایی آن در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۴). میزان Ti موجود در ترکیب شیمیایی این کانی تابعی از دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است به طوری که انحلال Ti در بیوتیت با دما افزایش و با فشار کاهش می‌یابد (Tronnes *et al.*, 1985).

به‌منظور تمایز گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی از نمودار مثلثی Miller و Stoddard (۱۹۸۱) استفاده شد. مطابق این نمودار، گارنت‌های مورد مطالعه، در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). گارنت‌های موجود در ترونجمیت‌های منطقه از نظر ترکیبی تفاوت زیادی نسبت به گارنت‌های موجود در گارنت - آمفیبولیت‌های اطراف، نشان می‌دهند (نصرآبادی، ۱۳۸۸) بنابراین، منشأ زونکریست یا رستیت بودن آن‌ها مورد تردید است.

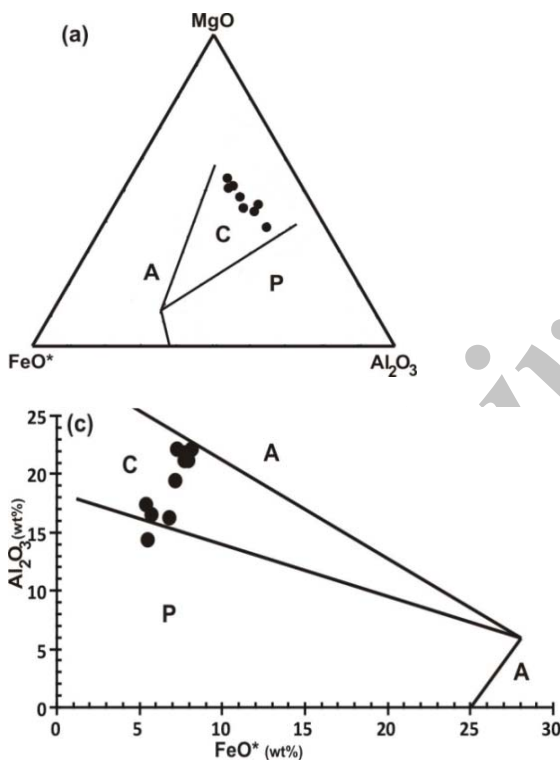


شکل ۱۳- با توجه به نمودار سه‌تایی متمایزکننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981) گارنت‌های مورد مطالعه در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند.

احتمالاً علاوه بر تاثیر عوامل دما، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب شیمیایی مذاب، در مقادیر کم (0.52- Ti) 2.17% موجود در بیوتیت توده‌های ترونجمیتی منطقه، تبلور بیوتیت در فشار زیاد نیز نقش بسزایی در این راستا ایفا نموده به طوری که هم‌زیستی این کانی با گارنت و اپیدوت ماگمایی موید این امر است. در نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی (Abdel-Rahman, 1994) شاخص‌های ژئوشیمیایی بیوتیت ترونجمیت‌های منطقه بیانگر تشکیل آن‌ها در جایگاه تکتونیکی کوهزایی است (شکل ۱۵).



شکل ۱۴- بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی میکای سیاه (Deer et al., 1991) ترکیب شیمیایی میکای سیاه نمونه‌های منطقه در محدوده بیوتیت واقع می‌شود.



شکل ۱۵- در نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت توده‌های ترونجمیتی منطقه از نوع ماگماهای کالک‌آلکان مناطق کوهزایی هستند (A): ماگماهای آلکان مناطق غیر کوهزایی، C: ماگماهای کالک‌آلکان مناطق کوهزایی (ماگماهای نوع I, P: ماگماهای پرآلومینوس (ماگماهای نوع S).

غنی از منیزیم هستند ( $Mg\# = 0.63-0.80$ ). مطابق با نمودار تقسیم‌بندی کلریت (Deer et al., 1991) ترکیب شیمیایی آن‌ها از نوع پیکنوکلر، رپیدولیت و کلینوکلر است (شکل ۱۶).

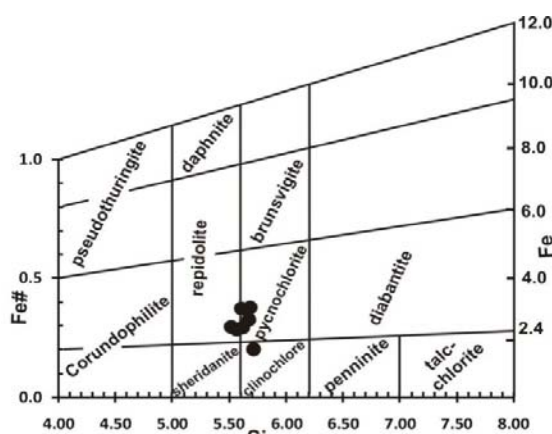
کلریت: این کانی حاصل دگرسانی کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند آمفیبول و گارنت است. تعداد کاتیون‌های سیلیس موجود در ترکیب شیمیایی آن بین ۵/۵ تا ۵/۷ متغیر است و نسبتاً



و تبلور نهایی آن، به پیدایش کانی‌های ماگمایی غیرمعمول، مانند گارنت و اپیدوت ماگمایی و آمفیبول‌های ماگمایی غنی از Al، بیوتیت‌های فقیر از Ti و فراوانی کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی دوتریک و هیدروترمال مانند اپیدوت و مسکویت ریزدانه و کلریت در توده‌های ترونجمیتی منطقه و اپیدوت‌زایی و ایجاد ساختارهای پگماتوئیدی در سنگ‌های هاله‌های مجاورتی اطراف این توده‌ها منجر شده است. حفظ اپیدوت و گارنت ماگمایی در توده‌های نفوذی ترونجمیتی منطقه بیانگر رژیم‌های تکتونیکی کششی و صعود سریع به سمت بالا است؛ به طوری که اشکال سیل مانند و ورقه‌ای توده‌های ترونجمیتی منطقه انتقال توده ماگمایی به سطح و سرد شدن سریع آن را تسهیل نموده و در نتیجه، فرصت بقا و عدم انحلال در مذاب برای اپیدوت و گارنت ماگمایی باقی مانده است.

### سپاسگزاری

از آقایان دکتر معین‌وزیری و دکتر رضوی از دانشگاه تربیت معلم و دکتر محجل از دانشگاه تربیت مدرس که با ارائه نظرها و پیشنهادهای علمی، در راستای هر چه پر بارتر شدن این تحقیق نقش ارزنده‌ای را ایفا نمودند سپاسگزارم. از آقایان: پروفسور فدریکو روزتی، دومینیکو کوتسوپولی و دکتر جیانلوکا ویگنارولی از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر توماس تی از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با انجام آنالیزهای میکروپروب سهم بسزایی در به ثمر رسیدن این تحقیق ایفا نمودند، کمال تشکر را می‌کنم.



شکل ۱۶- بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی کلریت (Deer et al., 1991) کلریت نمونه‌های منطقه در محدوده پیکنوکلر، رپیدولیت و کلینوکلر واقع می‌شوند.

### نتیجه‌گیری

از شواهد صحرایی و میکروسکوپی ترونجمیت‌ها و مجموعه دگرگونی اطراف، شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل ترونجمیت‌ها، محاسبات دما و فشارسنجی گارنت-آمفیبولیت‌ها و هاله‌های مجاورتی اطراف و داده‌های سن‌سنجی، وجود رابطه پتروژنتیکی بین فرایندهای دگرگونی و ماگماتیسم در منطقه سلطان‌آباد استنباط شده به طوری که انجام فرایند دگرگونی و ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو در یک زون فرورانش داغ به تشکیل مذاب آداکیتی و تفاله گارنت-آمفیبولیتی منجر شده است. شاخص‌های ژئوشیمیایی آمفیبول و بیوتیت موجود در توده‌های نفوذی منطقه نیز موید این امر بوده و بیانگر تشکیل مذاب ترونجمیتی در یک زون فرورانش یا جایگاه برخوردی متعاقب آن است. تشکیل و تبلور مذاب ترونجمیتی در اعماق زیاد زون فرورانش، به همراه فراوانی سیالات آبدار در طی تشکیل

### منابع

جعفری، ع.ا. (۱۳۸۰). پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه سلطان‌آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.

کره‌ای، م. ت. و سعیدی، ع. (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. نصرآبادی، م. (۱۳۸۲) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب سلطان‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.

نصرآبادی، م. (۱۳۸۸) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.

Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magma. *Journal of Petrology* 35: 525-541.

Ague, J. J. (1997) Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* 25: 563-566.

Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.

Baroze, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghrean, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1984) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: Geological Survey of Iran* 51.

Brandon, A. D., Creaser, R. A. and Chacko, T. (1996) Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science* 271: 1845-1848.

Carcangiu, G., Palomba, M. and Tamanini, M. (1997) REE-bearing minerals in the albitites of central Sardinia, Italy. *Mineralogical Magazine* 61: 271-283.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Sciences* 48 (4): 489-499.

Coltorti M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, C. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99: 68-84.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) *An introduction to rock forming minerals*. 7<sup>th</sup> edition, Longman, England.

Evans, B. W. and Vance, J. A. (1987) Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder county. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 96: 178-185.

Fitton, J. G. (1972) The genetic significance of almandine-pyrope phenocrysts in the calc-alkaline Borrowdale Volcanic Group, Northern England. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 36: 231-248.

García-Casco, A., Lázaro, C., Torres-Roldán, R. L., Núñez Cambra, K., Rojas Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millán, G. and Blanco Quintero I. (2008) Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). *Journal of Petrology* 49 (1): 129-161.

Gilbert, J. S. and Rogers, N. W. (1989) The significance of garnet in the Permo-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. *Journal of Geological Society, London* 146: 477-490.

Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1968) Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 18: 163-174.

Green, T. H. (1992) Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83: 429-438.

Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa L., Szabó, C.S., Thirwall, M.F., Mason, P. R. D. and Matthey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of northern Pannonian basin (east-central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 42: 1813-1843.

Kebede, T., Koeberl, C. and Koller, F. (2001) Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two-mica granite, Wallagga area, western Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences* 32: 193-221.

- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre R. W. (2002) *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2<sup>nd</sup>, Cambridge.
- Leake, B. E. (1971) On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine* 38: 389-407.
- Leake, B. E., Alan, R. W., William, D. B., Ernst, A. J. B., Giovanni, F., Jeol, D. J., Frank, C. H., Hanan, J. K., Vladimir, G. K., John, C. S., Nicholas, C. N. S. and Eric, J. W. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89: 883-887.
- Lensch, G., Mihm, A. and Alavi, Tehrani N. (1977) Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran). *Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte* 131: 156-178.
- Miller, C. F. and Stoddard, E. F. (1981) The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California. *Journal of Geology* 89: 233-246.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. and Dollase, W. A. (1981) Composition of plutonic muscovite: Genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* 283: 993-1033.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalts at 8- 32 Kb: Implications for continental growth crust- mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891- 931.
- Schmidt, M. W. and Thompson, A. B. (1996) Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogists* 81: 462-474.
- Schmidt, M. W. and Thompson, A. B. (1996) Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogists* 81: 462-474.
- Speer, J. A. (1984) Micas in igneous rocks. In: S.W., Bailey (Ed.): *Micas. Reviews Mineralogy* 13: 299-349.
- Stone, M. (1988) The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine* 52: 651-8.
- Storkey A. C., Hermann, J., Hand, M. and Buick, I. S. (2005) Using In Situ Trace-Element Determinations to Monitor Partial-Melting Processes in Metabasites. *Journal of Petrology* 6: 1283-1308.
- Tronnes, R. G., Edgar, A. D. and Arima, M. (1985) A high pressure-high temperature study of TiO<sub>2</sub> solubility in Mg-rich phlogopite: implication to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2323-2329.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Li, H. M., Jahn, B. M. and Wilde, S. A. (2002) A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology* 187: 143-173.
- Zen, E. and Hammarstrom, J. M. (1984) Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12: 515-518.
- Zen, E. (1988) Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Reviews Earth and Planet Science* 16: 21-51.

## **Genesis of unusual mineral assemblage in the trondhjemites of Soltan Abad area (NE Sabzevar): evidences of crystallization and emplacement conditions of magma**

**Mohsen Nasrabady \***

Department of Geology, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

### **Abstract**

Some intrusion bodies have been injected into the metamorphic complex consisting of green schist, blue schist and Garnet-amphibolite rocks in Soltan Abad area (NE Sabzevar). The intrusion bodies are trondhjemite in composition and display adakitic characteristics. Trondhjemitic melts that generated by metabasites partial melting or differentiation of mafic magma at the shallow levels of the crust consisting of usual minerals such as sodic-plagioclase + quartz  $\pm$  amphibole  $\pm$  biotite. Microscopic and field evidences, whole rock chemical composition of trondhjemite and adjoining Garnet-amphibolites blocks, thermobarometry calculations of adjacent metamorphic rocks and simultaneity of metamorphic and magmatic events indicate that metamorphism and partial melting of subducted oceanic lithosphere has occurred at the depth of a hot subduction zone, consequently adakitic melt and Garnet-amphibolite restite generated. The formation and crystallization of the melt at the deep levels, high rate of magma ascent toward the surface and the abundance of water-bearing fluids during emplacement caused crystallization and survival of an unusual paragenesis containing of quartz, albite, muscovite (magmatic and non-magmatic), epidote (magmatic and non-magmatic)  $\pm$  garnet (magmatic)  $\pm$  amphibole (magmatic and non-magmatic).

**Key words:** Trondhjemite, Magmatic epidote, Magmatic garnet, Soltan Abad, Sabzevar

---

\* mohsennasrabady@hotmail.com