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

محسن نصر آبادی *

گروه زمینشناسی، دانشگاه بینالمللی امام خمینی، قزوین، ایران

چکیدہ

در منطقه سلطان آباد (شمال شرق سبزوار) چند توده نفوذی به داخل مجموعه دگر گونی 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 یا تفریق ماگمای مافیک در بخشهای کم عمق پوسته شامل پلاژیوکلاز سدیک + کوارتز± بیوتیت ± آمفیبول است. شواهد میکروسکوپی و صحرایی، ترکیب شیمیایی سنگ کـل ترونجمیت و بلوکهای گارنت – آمفیبولیت مجاور، محاسبات دما و فشارسنجی سنگهای دگر گونی اطراف و همسنی رویدادهای دگر گونی و ماگماتیسم در منطقه، بیانگر دگر گونی و ذوببخشی لیتوسفر اقیانوسی 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 بـه 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

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

چنین پاراژنز کانی شناسی در شرایط معمول تبلور و جایگزینی مذاب های ترونجمیتی که از ذوب بخشی متابازیت یا تفریق ماگمای مافیک در بخش های سطحی پوسته حاصل می شوند، رایج است. با وجود ترکیب شیمیایی ثابت یک ماگما، ممکن است با توجه به شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت محل تبلور و جایگزینی آن و

شدت تاثیر فرایندهای پس از تبلور (دگرسانی دوتریک و گرمابی) تشکیل کانی های 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 شبود 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 فيزيكوشيميايي متفاوت، از تغييرات تركيبي آن ميتوان بهعنوان شاخصی برای بررسی شرایط تبلور ماگمایی و فرایندهای دگرسانی پس از تبلور استفاده نمود (Anderson and Smith, 1995; Ague, 1997). گارنےت از جمله کانی هایی است که وجود آن در سنگهای فلسیک پرآلومینوس، بیانگر تشکیل ماگما از طریق ذوببخشے رسوبات یوستھای (S-type magmas) است. منشأ این گونه گارنتها فاز دیر گداز سنگ مادر متاپلیتی، زنوکریست سنگ میزبان دگرگونی یا از محصولات واکنشهای آبزدایی- ذوب در طی فرایند ذوب بخشے هستند (Chappell and White, 2001; ذوب بخشے اللہ اللہ اللہ کا خاص (Kebede et al., 2001). هـر چنـد وجـود گارنـت در گرانیتهای با منشأ رسوبی، امری متداول و شایع است، اما انواع آهن و كلسيمدار آن (آلماندين-گروسولار) می تواند تحت شرایط فشار بالای موجود در یوسته تحتاني از تبلور ماگماهاي غيركوهزايي (A-type) و ماگماهای با منشأ آذرین (I-type) نیز حاصل شود (Harangi et al., 2001; Wu et al., 2002). در ماگماهای مافیکی نیز که در عمق بیش از ۱۶ کیلوبار متبلور می شوند، به جای تبلور کانی های معمول، نظیر: اليوين، پلاژيوكلاز و كلينوپيروكسن (اوژيت) تبلور

گارنت و امفاسیت و در نتیجه، تشکیل اکلوژیت 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 کالکآلکالن مناطق فرورانش فرایندهای دگرسانی دوتریک و گرمابی 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 فیزیکوشیمیایی 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 دگر گونی (مجموعه دگر گونی سلطان آباد) مرتبط با مجموعه افیولیتی شمال شرق سبزوار است که در منطقه سلطان آباد برونزد دارد (شکل ۱). این مجموعه دگر گونی شامل سنگهای دگر گونی رخسارههای شیست سبز، شیست آبی و آمفیبولیت است و به داخل آن تودههای نفوذی ترونجمیتی کالک آلکالن تزریق شده (شکل ۲) که مطالعه کانی شناسی آنها موضوع این تحقیق است.

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



شکل ۱- a) نقشه زمینشناسی ساده شده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و مجموعه دگرگونی سلطان آباد که در شمال شرق سبزوار واقع است (با تغییرات از Lensch et al., 1977)، b) نقشه زمینشناسی ساده شده از نوار دگرگونی جنوب شرق سلطان آباد (با تغییرات از کرهای و سعیدی، (۱۳۷۹)، c) نقشه زمین شناسی ساده شده از نوار دگرگونی غرب و جنوب غرب سلطان آباد. برونزد طویل و کشیده ترونجمیت ها در نقشه مشخص است.

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

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

در انتهای غربی نوار دگر گونی و در مجاورت با تودہ ہای ترونجمیتے بخش غربی این مجموعہ دگرگونی، بلوکهای گارنت - آمفیبولیتی رخنمون پیدا کردہاند (شکل c-۱). کانیشناسی این بلوکھا شامل آمفیبول غنی از آلومینیم (هاستینگسیت و چرماکیت)، گارنت غنی از آلماندین، اپیدوت، روتیل ± میکای سفید ± کوارتز± آلبیت است. برخی از پژوهشگران از قبیل: Storkey و همکــــاران (۲۰۰۵) و García-Casco و همکاران (۲۰۰۸) این گونه لیتولوژی های 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 گونـه مجموعـههـای غنـی از آمفیبـول دارای منشأ ثانوی هستند، زیرا بر اثر عدم جدایش کامل فاز مذاب از رستیت غنی از پیروکسن، واکنش بین مذاب و رستیت صورت می گیرد و پیروکسن ها توسط آمفیبول ثانوی جایگزین می شوند.

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

مرحله است به طوری که می توان لو کوسومهایی متشکل از کوار تز و آلبیت را که موفق به جدایش از فاز رستیت نشده اند را نیز شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی لو کوسومها بسیار مشابه تودههای ترونجمیتی همجوار بوده، از طرفی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگ کل گارنت - آمفیبولیتها نیز موید منشأ تفالهای آنهاست. بعدلاوه، سن تشکیل تودههای ترونجمیتی منطقه بهعلاوه، سن تشکیل تودههای ترونجمیتی منطقه مرحله اوج دگرگونی و ذوب بخشی گارنت - آمفیبولیتها بوده (سنسنجی اورانیم - سرب زیرکن) همزمان با انجام بوده (سنسنجی اورانیم - سرب زیرکن محصور در لو کوسوم گارنت - آمفیبولیتها)، در حدود ۵۲ تا ۶۱ میلیون سال پیش (پالئوسن میانی) است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

با توجه با مباحث فوق سناریوی ذوب بخشی 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 نمونه برداری از نقاط مختلف رخنمون تودههای نفوذی، تهیه مقاطع نازک از نمونهها، بررسیهای دقیق پتروگرافی و تجزیه نقطهای بر روی بیش از ۳۵۰ نقطه از کانی های گوناگون در دانشگاه اشتوتگارت آلمان و رم ایتالیاست. دستگاه ریز پردازنده دانشگاه اشتوتگارت از نوعCameca SX100 و دانشگاه رم از نوع Cameca SX100 است. در طول انجام آنالیز ریز پردازشی ولتاژ شتاب دهنده هر دو دستگاه برای هر شدت جریان An11 و زمان شمارش سی ثانیه برای هر دو دستگاه بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی ها از نرمافزار کالکمین (Calc Min) استفاده شده است.

روابط صحرايي

مجموعه دگرگونی سلطانآباد بـهصورت یـک نـوار دگرگونی به طول تقریبـی ۲۵ کیلـومتر و عـرض۲ تـا ۵ کیلـومتر در بخـش شـمالی افیولیـتهـای شـمالشـرق ســبزوار رخنمـون دارد (شـکل ۱-a). در داخــل ایــن

مجموعه دگرگونی چند توده کوچک گرانیتوییدی با ترکیب غالبا ترونجمیت دیده می شود که به صورت سین تکتونیک و ورقهای در راستای روند عمومی فولیاسیون سنگهای دگرگونی منطقه تزریق شده اند (شکلهای ۱-b، ۱-۵ و ۲).



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

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 ۲-۲) و در برخی موارد نیز تکتونیکی است؛ بهطوریکه تودههای ترونجمیتی ساختارهای میلونیتی نشان میدهند. در نمونه دستی ترونجمیت منطقه لویکوکرت، گرانولار، متوسط تا درشت بلور بوده، بلورهای کوارتز، فلدسپار،

میکای سفید و گاهی منشورهای سوزنی اپیدوت با چشم غیر مسلح دیده میشوند (شکل ۳-۵). اپیدوتزایی و تشکیل ساختارهای پگماتوییدی متشکل از بلورهای درشت آمفیبول، کوارتز و اپیدوت در برخی از هالههای دگرگونی دیده میشود (شکل ۳-۵) که بیانگر فراوانی سیالات آبدار در هنگام انجام دگرگونی مجاورتی است.



شکل ۳– a) نمونه ماکروسکوپی ترونجمیت که در آن بلورهای آلبیت، کوارتز و مسکوویت قابل مشاهدهاند، b) نمونه ماکروسکوپی سنگ دگر گونی مجاورتی اطراف تودههای ترونجمیتی که شامل بلورهای درشت اپیدوت، کوارتز و آمفیبول است.

پتروگرافی تودههای نفوذی

کانی های سازنده توده های نفوذی منطقه عبارتند از: آلبیت + کوارتز + میکای سفید + اپیدوت (زوییزیت، کلینوزوییزیت و پیستاسیت) ± آمفیبول ± گارنت ± بیوتیت (علامتهای اختصاری کانی ها از ۲۹۸۳) Kretz) اقتباس شده است). از کانی های فرعی می توان به کلریت، تیتانیت و آپاتیت اشاره نعری می توان به کلریت، تیتانیت و آپاتیت اشاره کرد. بافت آن ها کاملا گرانولار بوده، هیچ گونه فولیاسیونی نشان نمی دهند. منشورهای طویل اپیدوت به صورت اتومورف بلورهای کوارتزیا آلبیت را قطع کرده و یا انواع ریزبلور آن همراه با ورقه های ریز میکای سفید به صورت ادخال توسط آلبیت در بر گرفته شده اند (شکل ۴–۵). در برخی از نمونه ها

منطق بن دی ترکیبی به صورت کهش سازنده پیستاسیت به طرف حاشیه بلور نشان داده، دارای مرزهای خلیجی و خورده شده نسبت به بلورهای آلبیت اطراف هستند (شکل های ۴-ط و ۴-b) ورقههای درشت میکای سفید در متن سنگ و یا در فواصل بین بلورهای کوارتز و آلبیت پراکنده هستند (شکل ۴-۵). در ترونجمیت های بخش غربی نوار دگر گونی گارنت و آمفیبول نیز وجو دارند. گارنت ها تقریبا خود شکل بوده، به صورت بخشی توسط کلریت جانشین شدهاند (شکل ۴-b). آمفیبول به صورت ادخال در آلبیت یا به صورت بلورهای درشت در متن سنگ حضور دارد (شکل ۹-۹) و در بعضی موارد به صورت بخشی به کلریت تبدیل شده است.



شـــكل ۴- تصــاوير ميكروســكوپي ترونجمیت های منطقه: a) اپیدوت های سوزنی طویل موجود در متن سنگ قطع كننده چندين بلور كوارتز و آلبيت 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 کانی های مجاور بهصورت خورده شده و خليج مانند است (اپیدوت ماگمایی)، c) دو نسل میکای سفید در سنگ وجـود دارد.: نسـل اول (Ms₁) بەصورت ورقەھاى درشت، منشأ ماگمایی دارند و آثار دگرشکلی نیز نشان میدهند و نسل دوم (Ms₂) که بــهصــورت ادخــال در پلاژيــوكلاز و يــا اجتماعات ریز پراکنده است و از دگرسانی پلاژیوکلاز بهوجود آمدهاند، d) گارنت و اپیدوت ماگمایی در ترونجمیتها. گارنتها تقریبا خودشکل بوده و در حال جایگزینی توسط کلریت هستند. بلورهای اپيدوت نيز منطق مبندى تركيبي نشان داده و دارای مرزهای خورده شده و خلیجی شکل با کانی های 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 طبیعـی (XPL) و سـمت راسـت در نـور پلاريـزه (PPL) است.

شیمی کانیها

بهمنظور 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 نـدرتاً الیگـوکلاز (شـکل ۵) هسـتند (۲۰-۰:۰۰، ۲۰/۰ ۸۱:۱۸، ۸۲۲-۸۶۰۶۶۶). نتایج آنالیز پلاژیوکلاز در جـدول ۱ ارائه شده است. این کانی به صورت بلورهای درشـت دیـده می شود و خمیره سنگ را به صورت ثانوی پر کرده است.

Rock type	Ton	alite						Trondl	niemite					
Sample No.	G200	G200	G8	G8	G10	19	19	Gla	Gla	G7	G12	G12	Hør1	Hør1
SiO.	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	0.05	0.04	0.00	0.0	0.02	0.00	0.02	0.02	0.07	0.0	0.01	0.02	0.0	00.55
	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 ₂ 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 ₂ 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	2.97	2.98	3.0	2.85	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 ³⁺	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

جـدول ۱- نتـایج آنـالیز ریزپـردازش نقطـهای پلاژیـوکلاز تـودههـای نفـوذی منطقـه. فرمـول سـاختمانی پلاژیـوکلاز بـر اسـاس ۸ اکسـیژن محاسبه شده 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

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

این تفاوت را میتوان در ترکیب شیمیایی آنها نیز مشاهده کرد؛ بهطوریکه 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 TiOرا برای میکاهای ماگمایی بترتیب: بین ۴ تا ۶ و بیشتر از ۱/۴ درصد بیان کرده است.



ترونجمیتهای منطقه در محدوده هر دو گروه میکاهای غنی از Ti (ماگمایی) و میکاهای فقیر از Ti (ثانوی) قرار می گیرند.

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	Tona	alite						Trondhjemite								
Sample No.	G200	G200	G8	G8	G10	G10	19	19	G1a	G1a	G7	G7	G12	G12		
Mica type	S.	Р.	Р.	S.	S.	Р.	S.	Р.	Р.	S.	Р.	Р.	S.	S.		
SiO ₂	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 ₂	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 ₂ O ₃	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 ₂ 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 ₂ 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_2O	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		
AIIV	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 ²⁺	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 ³⁺	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		

							.40101	جدول ٦-							
Rock type	Trondhjemite														
Sample No.	G21	G21	G18	G18	G11	G11	Hgr1	Hgr1							
Mica type	S.	Р.	S.	Р.	S.	S.	Р.	Р.							
SiO ₂	50.1	48.06	49.51	48.8	50.71	49.44	47.15	48.35							
TiO ₂	0.26	0.75	0.44	0.83	0.09	0.29	1.13	0.57							
Al ₂ O ₃	27.81	27.51	28.71	28.67	31.32	29.84	29.76	32.63							
FeO*	3.82	4.92	2.8	3.49	1.77	2.91	4.64	1.33							
MnO	0.0	0.0	0.0	0.02	0.12	0.19	0.01	0.0							
MgO	3.06	3.0	3.01	3.03	1.88	1.9	2.41	2.28							
CaO	0.001	0.008	0.04	0.02	0.0	0.04	0.0	0.0							
Na ₂ O	0.44	0.37	0.58	0.4	0.19	0.24	0.52	1.48							
K ₂ O	10.6	10.55	10.68	10.64	11.31	11.17	10.75	9.39							
Total	95.84	94.95	95.36	95.78	96.4	96.1	96.4	96.06							
Si	6.67	6.5	6.6	6.51	6.6	6.59	6.31	6.35							
Ti	0.02	0.07	0.04	0.08	0.0	0.02	0.11	0.06							
Al ^{IV}	1.32	1.49	1.39	1.48	1.39	1.4	1.68	1.64							
Al ^{VI}	3.04	2.88	3.12	3.02	3.4	3.28	3.0	3.4							
Fe ²⁺	0.4	0.28	0.31	0.3	0.19	0.32	0.24	0.14							
Fe ³⁺	0.02	0.24	0.0	0.07	0.0	0.0	0.24	0.0							
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.02	0.001	0.0							
Mg	0.6	0.6	0.6	0.6	0.36	0.37	0.48	0.44							
Ca	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							
K	1.8	1.82	1.81	1.81	1.87	1.9	1.83	1.57							
Sum cat.	13.99	13.98	14.0	13.97	13.87	13.96	14.02	13.96							
Ms	57	59	61	61	69	64	60	57							
Phl	5	5	4	5	0	1	5	3							
Cel	33	25	30	25	28	30	15	17							
Pg	5	4	5	4	3	3	6	19							

جدول ۲- ادامه.

(Tulloch, 1979; Carcangiu *et al.*, سبت (Tulloch, 1979; Carcangiu *et al.*, 1997) (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 (Brandon یا و صعود سریع توده ماگمایی را بازگو می کند Brandon) (Brandon در گرانیتهایی که به صورت دیاپیری و با نرخ صعود پایین جایگزین می شوند، اپیدوتهای ماگمایی، قبل از تبلور نهایی، جذب ماگما شده، در آن حل می شوند، اما در گرانیتهایی همانند ترونجمیتهای منطقه مورد مطالعه اشکال سیل مانند آن ها باعث تسهیل جایگزینی و افزایش سرعت صعود شده و در شدهاند. بنابراین، از اپیدوتهای ماگمایی می توان به عنـوان شدهاند. بنابراین، از اپیدوتهای ماگمایی می توان به عنـوان

اپیدوت: مقدار پیستاسیت + 'Fe³⁺ / (Fe³⁺ + درصد متغیر ((All موجود در اپیدوتها از ۳ تا ۳۰ درصد متغیر است (جدول ۳). در بعضی از بلورهای درشت اپیدوت، بیرفرنژانس از حاشیه به مرکز افزایش مییابد که بیانگر TiO₂ افزایش مییابد که بیانگر موجود در اپیدوتها از ۲۰/۰ تا ۳۳/۰ درصد متغیر است (جدول ۳). بر خلاف اپیدوتهای دانه ریز محصور در بلورهای آلبیت، بیشتر اپیدوتهای دانه ریز محصور در دارای مرز نامنظم و دندانهدار با پلاژیوکلازهای مجاور بلورهای مرز نامنظم و دندانهدار با پلاژیوکلازهای مجاور به خود بوده (شکلهای ۴–۵)، شواهد انحلال دارای مرز نامنظم و دندانهدار با پلاژیوکلازهای مجاور بهصورت بافت غربالی در آنها موجود است (شکل ۷). خود بوده، شواهد انحلال در مذاب را نشان میدهند ایری و TiO₂ بیستاسیت است. میزان را ترا کار با پیدوتهای دانه را با پلاژیوکلازهای مجاور دارای مرز نامنظم و دندانهدار با پلاژیوکلازهای مجاور به محور در بهصورت بافت غربالی در آنها موجود است (شکل ۷). درصد بهصورت بافت غربالی در آنها موجود است (شکل ۷). درصد بهصورت بافت غربالی در آنها موجود است (شکل ۷). درصد بهصور در اپیدوتهای ماگمایی معمولا حاوی کمتر از ۲/۰ درصد با ترا بیستاسیت موجود در اپیدوتهای غیرماگمایی کمتر از پیستاسیت موجود در اپیدوتهای غیرماگمایی کمتر از پیستاسیت موجود در اپیدوتهای غیرماگمایی کمتر از پیستاسیت موجود در اپیدوتهای غیرماگمایی کمتر از پی



شکل ۷- تصاویر BSE اپیدوتهای دگرسانی و ماگمایی. a) اپیدوتهای سوزنی (Ep2) و ورقههای ریز مسکوویت (Ms2) محصور در بلورهای آلبیت که حاصل دگرسانی آن هستند، b) بلور درشت اپیدوت ماگمایی (Ep1) که از حاشیه در حال تجزیه و واکنش با مذاب اولیه است، (c) منشورهای طویل و بلور درشت اپیدوت ماگمایی، (d) در نتیجه عدم تعادل و انحلال در مذاب اطراف اپیدوت بافت غربال مانندی نشان میدهند، (e) اپیدوتهای ماگمایی همزیست با گارنت ماگمایی.

جدول ۳- نتایج آنالیز ریزپردازش نقطهای اپیدوت تودههای نفوذی منطقه. فرمول ساختمانی بـر اسـاس ۱۲/۵ اکسـیژن محاسـبه شـده است (P = فاز اولیه یا ماگمایی، S = فاز ثانویه یا دگرسانی است).

Rock type	Tonalite		Trondhjemite														
Sample No.	G200	G11	G8	G 8	G10	G10	19	19	G1a	G1a	G7	G7	G12	G18	G21	Hgr1	Hgr1
Ep type	S.	Р.	S.	Р.	S .	Ρ.	Р.	Р.	Р.	S.	S.	S.	S.	S.	Р.	S.	Р.
SiO ₂	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 ₂	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 ₂ O ₃	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 ₂ O ₃	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 ₂ 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 ³⁺	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., آمفیبولهای آذرین و (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



شکل ۹- مطابق پارامترها و نمودارهای تقسیمبندی آمفیبولها (Leake *et al.*, 2004) آمفیبولهای مورد مطالعه اغلب از نوع: a) منیزیوهورنبلنـد و اکتینولیت، b) باروییزیت، و c) فریکفرونیبوئیت و آرفودسونیت {AlVI<Fe³⁺}هستند.

سفید و اپیدوت) در این تودههای نفوذی قابل شناسایی است: اولین نسل آمفیبولها (ادخالهای آمفیبول) نسبت به نسل بعدی دارای مقادیر بیشتری AI 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 آلکالن) 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، Na-Am = Ca Ca = آمفیبول کلسیک-سدیک).

Rock type								Troi	ndhjem	ite							
Sample	19	19	19	19	19	19	G8	G8	G8	G8	G8	G12	G12	G12	G12	G12	G12
No.																	
Am. type	S.	Р.	Р.	P.	S.	P.	P.	P.	P.	S.	S.	S.	S.	P.	P.	P.	P.
J 1	(Act)	(Hb)	(Hb)	(Hb)	(Act)	(Hb)	(Hb)	(Ca-	(Hb)	(Act)	(Act)	(Act)	(Act)	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(Ca-
				(-)		(-)		Na-						Na-	Na-	Na-	Na-
								Am)						Am)	Am)	Am)	Am)
SiO	52.13	47.42	50.98	51.03	54.23 4	8.22	53.49	49.3	51.12	55.51	53.87	53.96	52.85	49.1	42.9	43.97	42.68
TiO	0.14	0.27	0.16	01	0.04	0.14	0.26	0.28	0.14	0.02	0.07	0.11	0.08	0.43	1.02	07	1.0
	3 99	9.67	6.17	5.1	0.04	5.88	8.84	74	6 4 4	2 2	4 23	4 99	5.27	8.95	14 15	13 75	14 45
	13.60	15 75	15.07	14.36	0.35 1	5.00	11.66	16.00	10.68	8 57	9.25	9.19	8.65	0.79	1/ 03	12.75	15.34
CO	15.09	15.75	0.0	0.0	9.55 1	0.04	0.0	10.09	0.01	0.07	9.20	0.40	0.05	0.78	0.0	0.04	0.03
C_2O_3	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
MIO	0.29	0.52	12.40	0.20	0.30	0.25	12.07	10.55	0.54	0.20	0.10	0.22	0.22	0.10	0.27	10.02	0.24
MgO	14.75	11.15	12.49	13.78	17.98 I	3.35	13.8/	12.76	15.11	17.37	17.99	10.99	10.56	3.46	8.96	10.83	9.22
CaO	10.3	9.64	9.55	10.59	12.81 1	0.34	9.44	8.79	10.47	12.07	11./1	10.81	10.4	9.64	9.23	9.41	9.27
Na ₂ O	1.//	2.64	2.24	1.88	0.25	2.12	2.43	2.95	1.77	0.66	1.18	1.//	1.9	2.74	3.52	3.4	3.2
K_2O	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 9	3.64	97.64	95.49	96.37	96.79	97.45	97.32	96.19 9	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
AlIV	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 ²⁺	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 ³⁺	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 1	5.29	15.08	15.22	15 11	14 99	15.04	15.09	15.08 1	5.61	15 57	15 52	15 45
Ma#	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
Mg#	0.75	0.04	0.07	0.07	0.71	0.75	0.00	0.75	0.77	0.70	0.72	0.01	0.02	0.72	0.55	0.05	0.57
Pock type								Trot	dhiem	ite							
Somple No	G11	G11	G11	GII	GH	G	21 0	221 (221	G21	G21	G21	G18	G18	G	18 (318
Am type	D	D	D	DII	D	- 0	21 C	D D	D	021 D	021 D	021 D	D10	010	0	c (010 0
Am. type	г. (No	г. (No	г. (No	г. (Ма	r. Ni		г. (Со	г. (Со	г. (Со	г. (Со	г. (Со	г. (Со	г. (Се			D.	r.
	(1\a	(18a	(18a	(112		1	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(Ca-	(At	<i>x</i>) (Act)	(Ca-
	Alli)	AIII)	AIII)	Am) AII)	INa-	INA-	INa-	INA-	INA-	INA-	INA-				INA-
G'O	16.50	52.4	- 1 A		< 50 C	0	AM)	Am)	Am)	Am)	Am)	Am)	Am)	7 52	~ ~	4.24	Am)
SIO ₂	46.58	53.4	54.34	45.8	6 52.8	69 4 C	4/.2/	46.53	48.34	50.31	50.03	50.71	49.7	/ 53.	59 5	4.34	51.29
1102	0.84	0.65	0.53	0.89	9 1.2	b -	0.54	0.27	0.76	0.24	0.41	0.26	0.19	0.0	6	0.04	0.19
Al_2O_3	8.21	5.19	5.12	4.9	5 3.7		10.75	10.53	9.03	1.33	8.05	7.96	1.78	4.0		3.93	7.43
FeO*	25.56	23.33	3 23.12	2 32.5	1 23.6	8	17.61	17.59	18.17	15.7	3.43	13.49	14.7.	5 7.9	9	8.37	12.66
C_2O_3	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	0.0	0.0	5	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	2 1.7	4 1	10.64	10.41	10.72	13.03	12.38	13.77	12.9) 18.	38 1	8.03	14.56
CaO	1.13	2.0	1.82	1.52	2 2.1		8.61	9.37	8.61	9.29	9.32	9.09	9.87	11.	77 1	1.64	9.97
Na ₂ O	7.67	12.16	5 11.41	7.9	1 12.0)8	3.07	2.82	2.9	2.49	2.56	2.77	2.42	1.1	3	1.16	2.18
K ₂ O	4.05	0.01	0.06	1.57	7 0.1	9	0.41	0.37	0.47	0.31	0.26	0.21	0.24	0.1	3	0.11	0.18
Total	97.89	97.78	97.46	5 97.6	5 97.	8 9	98.18	98.15	99.3	99.05	99.03	98.37	98.3	7 97.	37 9	7.89	98.73
Si	7.15	8.0	8.0	7.38	8 8.0)	6.83	6.83	6.99	7.19	7.13	7.23	7.17	7.5	6	7.62	7.26
Ti	0.09	0.07	0.06	0.1	0.1	4	0.05	0.03	0.08	0.02	0.04	0.02	0.02	0.0)	0.0	0.02
AIIV	0.85	0.0	0.0	0.62	2 0.0)	1.16	1.16	1.0	0.81	0.86	0.77	0.83	0.4	4	0.38	0.74
AlVI	0.6	0.82	0.91	0.3	1 0.6	4	0.66	0.65	0.53	0.43	0.49	0.56	0.49	0.2	3	0.27	0.5
Fe ²⁺	2.38	2.95	2.91	4.3	7 3.0	1	0.31	0.57	0.48	0.31	0.4	0.13	0.44	0.2	6	0.34	0.24
Fe ³⁺	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.	5	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	0.0	2	0.03	0.03
Mg	0.75	0.21	0.21	0.58	3 0.3	6	2.29	2.27	2.31	2.78	2.63	2.92	2.79	3.8	6	3.77	3.07
<u> </u>										0.0	0.0	0.0		0.0	้า	0.0	0.0
Uf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	,	0.0	
Cr Ca	0.0 0.18	0.0	0.0	0.0	0.0 5 0.3) 3	0.0 1.33	0.0 1.47	0.0 1.31	0.0	0.0	0.0	1.52	17	, 7	1.75	1.51
Cr Ca Na	0.0 0.18 2.25	0.0 0.32 3.57	0.0 0.29 3.33	0.0 0.20 2.40	0.0 5 0.3 5 3.5) 3 7	0.0 1.33 0.83	0.0 1.47 0.78	0.0 1.31 0.79	0.0 1.42 0.67	0.0 1.42 0.69	0.0 1.39 0.74	0.0 1.52 0.66	1.7	5 7 3	0.0 1.75 0.31	1.51 0.58
Cr Ca Na K	0.0 0.18 2.25 0.79	0.0 0.32 3.57 0.0	0.0 0.29 3.33 0.01	0.0 0.20 2.40 0.30	0 0.0 5 0.3 5 3.5 2 0.0) 3 7 1	0.0 1.33 0.83 0.07	0.0 1.47 0.78 0.07	0.0 1.31 0.79 0.08	0.0 1.42 0.67 0.05	0.0 1.42 0.69 0.04	0.0 1.39 0.74 0.03	0.0 1.52 0.66 0.04	1.7 0.1	7 3 12	0.0 1.75 0.31 0.02	1.51 0.58 0.03
Cr Ca Na K Sum Cat	0.0 0.18 2.25 0.79	0.0 0.32 3.57 0.0	0.0 0.29 3.33 0.01	0.0 0.20 2.40 0.32	0.0 0.0 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.0 0.0) 3 7 1 12	0.0 1.33 0.83 0.07	0.0 1.47 0.78 0.07 15.27	0.0 1.31 0.79 0.08 15 15	0.0 1.42 0.67 0.05 15 12	0.0 1.42 0.69 0.04	0.0 1.39 0.74 0.03	0.0 1.52 0.66 0.04	1.7 0. 0.0	7 3 12 16 1	0.0 1.75 0.31 0.02 5.06	1.51 0.58 0.03
Ca Na K Sum Cat. Mo#	0.0 0.18 2.25 0.79 16.09 0.23	0.0 0.32 3.57 0.0 16.06	0.0 0.29 3.33 0.01 5 15.95 0.07	0.0 0.20 2.40 0.32 5 16.4	0.0 0.0 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3) 3 7 1)2 1	0.0 1.33 0.83 0.07 15.18 0.87	0.0 1.47 0.78 0.07 15.27 0.79	0.0 1.31 0.79 0.08 15.15 0.82	0.0 1.42 0.67 0.05 15.12 0.89	0.0 1.42 0.69 0.04 15.11 0.86	0.0 1.39 0.74 0.03 15.12 0.95	0.0 1.52 0.66 0.04 2 15.10	1.7 0.1 0.0 5 15.0	7 3 92 96 1	1.75 0.31 0.02 5.06	1.51 0.58 0.03 15.11 0.92

و 2.1<Cen and Hammarstrom, 1984) Ca 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 بهصورت ادخال در آلبیت قرار دارند، از تاثیر دگرسانیهای بعدی در امان ماندهاند. شاخصهای ژئوشیمیایی فرمول ساختمانی این نوع از آمفیبولها از قبیل(Leake *et al.*, 1971) Si<7.5



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 غالبا در محدوده آمفیبولهای مناطق فرورانش قرار می گیرند (I-Am- آمفیبول ماگماهای داخل صفحهای و S-Am: آمفیبول مناطق فرورانش).

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 تشکیل دهندهٔ گارنت نمونه Hgrl، آلماندین است (۵۰ تا ۵۱ درصد) و از سازنده های دیگر آن می توان به پیروپ (۲۵ تا ۲۶ درصد)، گروسولار (۱۷ تا ۱۹ درصد) و اسپسارتین (۳ درصد) اشاره کرد، در صورتی که بر خلاف این نمونه، گارنت های نمونه G11 غنی از سازنده اسپسارتین (۱۴ تا ۳۷ درصد) و فقیر از سازنده پیروپ (۰ تا ۷ درصد) هستند و متشکله های آلماندین و گروسولار به ترتیب ۸ تا ۴۹ و ۲۷ تا ۵۱ درصد ترکیب شیمیایی گارنت را تشکیل می دهند.

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

(شکل ۱۱) است، اما در گارنت نمونه Hgrl منطقهبندی بارز و مشخصی دیده نمی شود (شکل ۱۲) از طرفی گارنتهای نمونه Hgrl در حال جایگزینی بهوسیله کلریت و اپیدوت است (شکل ۴-م)، 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; (الف) منشأ ماگمایی (الف) منشأ ماگمایی مناسب (ماگمای آبدار غنی از 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 به صورت زنوکریست پس از جدا شدن از سنگهای دگرگونی یا از قطعات رستیت موجود در اعماق، توسط ماگما به سطح منتقل می شوند.

				•	0,		., , , ,	.		U J		•				
Sample No.		Hgr	:1		G11									G7		
Mineral		Gr	t			Grt				B	Chl	Tit				
Position	rim	rim	core	core	rim	rim	core	core								
SiO ₂	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 ₂	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 ₂ O ₃	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 ₂ 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 ₂ 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		
AIIV	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		
AIVI	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 ²⁺	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 ³⁺	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	Ť							
Рур	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								
f`o#									0.62	0.65	() 59	0.61	. 03			

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



شکل ۱۱- تصاویرBSE 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- تصویرBSE گارنت نمونه Hgrl و تغییرات ترکیبی آن در مقطع عرضی بلور. بر خلاف گارنت نمونه G11 تفاوت ترکیبـی بـارزی بـین حاشیه و مرکز گارنت مشاهده نمیشود.

به منظور 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 زنوکریست یا رستیت بودن آنها مورد تردید است.



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 کیلوبار (نصرآبادی، ۱۳۸۸) منشأ ماگمایی و تبلور در عمق زیاد تایید میشود. این گونه گارنتها (مانند اپیدوتهای ماگمایی)، در اعماق کم بر اثر واکنش با ماگما تجزیه میشوند، بنابراین، حضور آنها در با ماگمای گرانیتی حاکی از صعود سریع ماگما، در ماگمای گرانیتی حاکی از صعود سریع ماگما، در انتیجه عملکرد رژیم کششی حاکم بر منطقه بوده (Fitton, 1972; Gilbert and Rogers, 1989; است (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) = #Fe)، با توجه به نمودارهای ردهبندی میکای سیاه ,.(Tronnes *et al.*, 1985) می ان در محدوده بیوتیت با دما افزایش و با فشار کاهش می ابد (کاهش می ابد).



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

غنی از منیزیم هستند (Mg# = 0.63-0.80) = #Mg). مطابق با نمودار تقسیم بندی کلریت (Deer et al., مطابق با نمودار تقسیم بندی کلریت (1991) (1991) ترکیب شیمیایی آن ها 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 نسبتا



شکل ۱۶- بر اساس نمودار طبقه بندی ژئوشیمیایی کلریت (Deer et) (1991) کلریت نمونه های منطقه در محدوده پیکنوکلر، رپیدولیت و کلینوکلر واقع می شوند.

نتيجهگيرى

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 سلطان آباد استنباط شده بهطوری که انجام فرایند دگرگونی و ذوببخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو در یک زون آمفیبولیتی منجر شده است. شاخصهای ژئوشیمیایی آمفیبولیتی منجر شده است. شاخصهای ژئوشیمیایی 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

منابع

جعفـری، ع. ا. (۱۳۸۰) پتروگرافـی، پترولـوژی و ژئوشـیمی سـنگهـای آذریـن منطقـه سـلطانآبـاد (سـبزوار) بـا نگرشـی ویـژه برگرانیتوییدهای این منطقه. پایاننامه کارشناسیارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.

و تبلور نهایی آن، به پیدایش کانیهای ماگمایی غیرمعمول، مانند گارنت و اپیدوت ماگمایی و آمفیبولهای ماگمایی غنی از A۱، بیوتیتهای فقیر از TT 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 ساختارهای پگماتوئیدی در سنگهای هالههای مجاورتی اطراف این تودهها منجر شده است. حفظ اپیدوت و گارنت ماگمایی در تودههای نفوذی معود سریع به سمت بالاست؛ بهطوری که اشکال سیل مانند و ورقهای تودههای ترونجمیتی منطقه انتقال توده ماکمایی 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 ایف نمودند سپاسگزارم. از آقایان: پروفسور فدریکو روزتی، دومنیکو کوتسوپولی و دکتر جیانلوک ویگنارولی از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر توماس تی از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با انجام آنالیزهای مایکروپروب سهم بسزایی در به ثمر رسیدن این تحقیق ایف نمودند، کمال تشکر را میکنم.

کرهای، م. ت. و سعیدی، ع. (۱۳۷۹) نقشه زمینشناسی ۱/۱۰۰۰۰ 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 biotitra from alkaline, calc-alkaline, and peraluminoui 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 fO2 on the Alin- hornblende barometer. American Mineralogist 80: 549-559.
- Baroze, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, 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. 7nd 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 highlevel 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 Mattey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of northern Panonnian 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 Maiter 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. 2nd, 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., Bradfsh, 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 TiO₂ 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 nonmagmatic).

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