

دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه سلطان آباد (شمال شرق سبزوار) با نگرشی ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها

محسن نصرآبادی *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

چکیده

چند توده نفوذی تونالیتی- ترونجمیتی کالک‌آلکان در منطقه سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار) به داخل مجموعه دگرگونی شامل شیست سبز، شیست آبی و گارنت- آمفیبولیت تزریق شده‌اند. دما- فشارسنجی این توده‌ها که با استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ کل، حضور گارنت و اپیدوت ماگمایی و شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپات صورت گرفته، نشان‌دهنده دمای تبلور بین ۶۶۵ تا ۷۴۹ درجه سانتیگراد و فشار ۸ تا ۱۱ کیلو بار است. در کنار این محاسبات، به کمک تعیین شرایط دما و فشار هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی واقع در حاشیه خارجی توده‌های نفوذی، ارزیابی دقیق‌تری از عمق جایگزینی و دمای انجماد توده‌ها به دست آمد. شرایط فشار و حرارت انجماد و جایگزینی توده‌های نفوذی با ساز و کار ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی جوان فرورو و تشکیل مذاب‌های حدواسط تا اسیدی در اعماق یک زون فرورانش داغ سازگار است. **واژه‌های کلیدی:** تونالیت- ترونجمیت، دما- فشارسنجی، هاله مجاورتی، مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد

مقدمه

در توده‌های نفوذی کالک‌آلکان مناطق کوه‌زایی، کانی آمفیبول اهمیت زیادی در تخمین شرایط دما- فشار دارد زیرا این کانی در بیشتر توده‌های نفوذی این مناطق موجود بوده و تحت دامنه وسیعی از شرایط حرارت و فشار پایدار است (Holland and Blundy, 2001; Stein and Dietl, 1994). از طرفی حضور گارنت و اپیدوت ماگمایی در سنگ‌های نفوذی فلسیک از اهمیت ویژه‌ای در بررسی پتروژنز و ارزیابی شرایط تبلور و جایگزینی و در نهایت فهم تکتونیک حاکم در زمان جایگزینی برخوردار است.

فهم تحولات پتروولوژی نفوذی‌های گرانیته، مستلزم محاسبه عمق تبلور و جایگیری مذاب با استفاده از محاسبات فشار- دماسنجی کانی‌های مختلف ماگمایی و یا هاله مجاورتی اطراف آن‌هاست. از طرفی با تخمین عمق جایگیری توده‌های نفوذی تعیین سن شده می‌توان شواهد صعود و یا فرونشینی بخش‌های پوسته‌ای در طی زمان را اثبات کرد و اطلاعات با ارزشی درباره فرآیندهای تکتونیکی حاکم در نوارهای کوه‌زایی به دست آورد (Tulloch and Challis, 2000).

۱- b) که بررسی شرایط عمق و حرارت تبلور و جایگیری آن‌ها موضوع این نوشتار است.

در انتهای نوار دگرگونی جنوب غرب سلطان‌آباد (جنوب خوشاب) آهک‌های نومولیت‌دار به صورت دگرشیب بر روی شیست‌های آبی قرار گرفته‌اند و حاوی خرده‌های آواری از توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند (نصرآبادی، ۱۳۸۸). این امر بیانگر خاتمه دگرگونی قبل از ائوسن میانی بوده و قرارگیری توده‌های نفوذی در بخش‌های سطحی پوسته در زمان ائوسن میانی صورت گرفته است.

Baroze و همکاران (۱۹۸۳) ضمن تعیین سن توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف، به هم‌زمانی ماگماتیسم و دگرگونی در منطقه سلطان‌آباد پی برده‌اند. این محققین معتقدند که این توده‌ها، پلاژیوگرانیت اقیانوسی نیستند بلکه تشکیل آن‌ها مرتبط با فرآیند دگرگونی منطقه است.

در بخش غربی نوار دگرگونی و در مجاورت با توده‌های ترونجمیتی، بلوک‌های گارنت-هورنبلندی عاری یا فقیر از پلاژیوکلاز رخنمون دارند (شکل ۱- b). کانی‌شناسی، ترکیب شیمیایی سنگ کل و نتایج حاصل از محاسبات دما-فشارسنجی این بلوک‌ها بیانگر منشأ رستیتی آن‌هاست (نصرآبادی، ۱۳۸۸). در داخل این بلوک‌ها لوکوسوم‌هایی متشکل از کوارتز و آلبیت دیده می‌شود که ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را داشته و از نظر ترکیبی و سنی، مشابه توده‌های نفوذی آداکیتی منطقه هستند (نصرآبادی، ۱۳۸۸). بنابراین با توجه با مباحث بالا، ژنز توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی منطقه مرتبط با فرآیندهای حاکم در بخش‌های عمقی بوده و ساز و کار ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورو در اعماق زون فرورانش داغ و تشکیل رستیت گارنت-هورنبلندی همراه با مذاب آداکیتی اثبات شده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

در منطقه سلطان‌آباد، چند توده کالک‌آلکالنفوذی با ویژگی‌های آداکیت برونزد دارند که از نظر کانی‌شناسی منحصر به فرد بوده و علاوه بر پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت و موسکویت دارای گارنت و اپیدوت ماگمایی نیز هستند (نصرآبادی، ۱۳۹۰).

در این نوشتار، سعی شده است که به کمک ترکیب شیمیایی سنگ کل توده‌های نفوذی، شیمی کانی آمفیبول و حضور کانی‌های غیر معمول گارنت و اپیدوت ماگمایی موجود در آن‌ها و به‌ویژه با استفاده از تعیین شرایط دگرگونی هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها، شرایط تبلور و جایگیری توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی منطقه سلطان‌آباد بررسی شود.

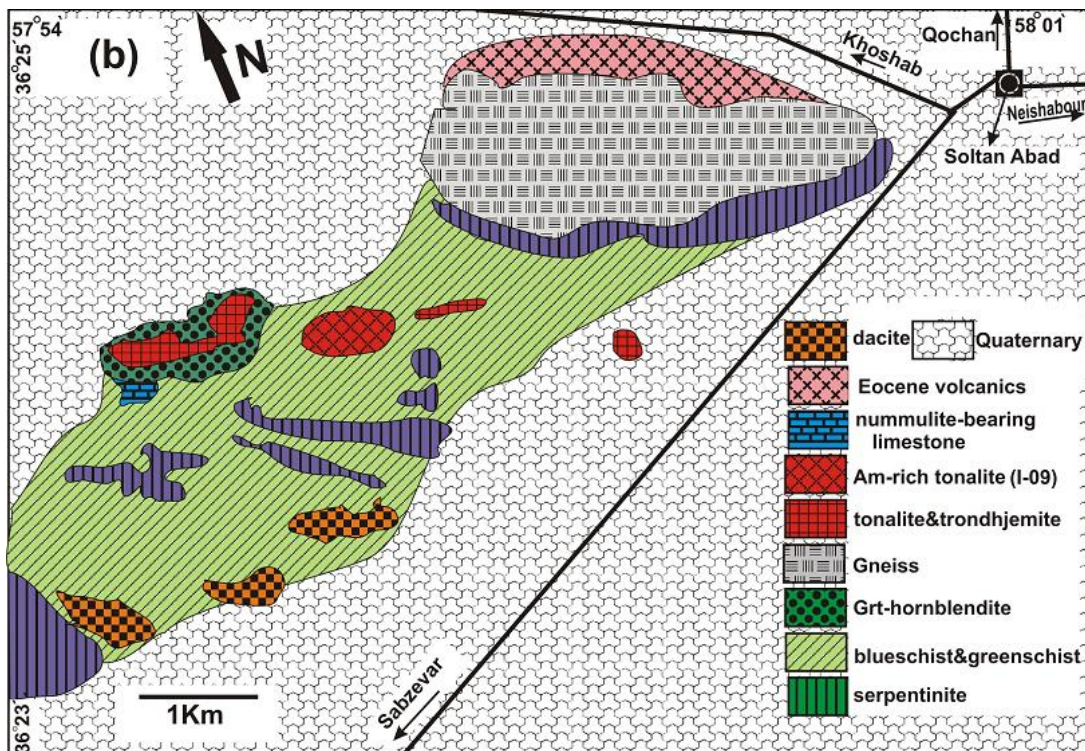
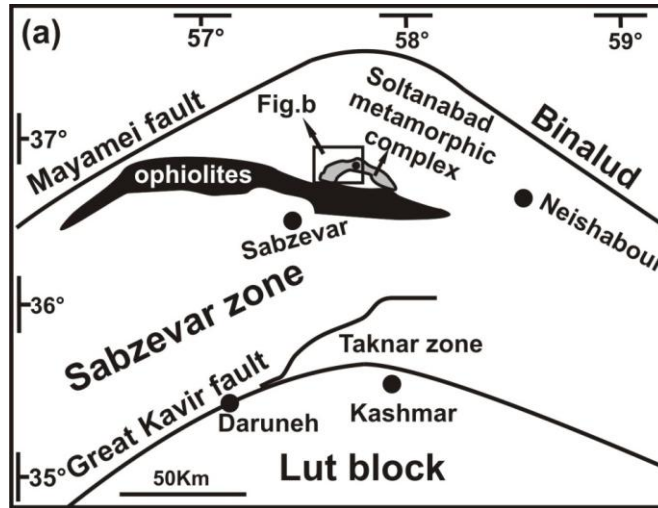
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است. این منطقه از نظر جایگاه زمین‌شناسی، متعلق به زون ایران مرکزی است (Stocklin, 1968, 1977). اما Alavi (۱۹۹۱) زون سبزواری را در نقشه تکتونیک خاورمیانه از این زون متمایز کرده است. در تقسیم‌بندی Pilger (۱۹۷۱)، منطقه مورد مطالعه که به زون سبزواری معروف است در محدوده ایران مرکزی قرار گرفته و از شمال توسط کوه‌های بینالود و البرز و از جنوب توسط بلوک لوت محدود می‌شود. در شمال و جنوب این منطقه به ترتیب گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) واقع است (شکل ۱- a).

در این منطقه یک مجموعه دگرگونی (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد) مرتبط با مجموعه افیولیتی شمال شرق سبزواری وجود دارد که در منطقه سلطان‌آباد برونزد دارد (شکل ۱- a). این مجموعه دگرگونی شامل سنگ‌های دگرگونی رخساره‌های شیست سبزی، شیست آبی و آمفیبولیت است و به داخل آن توده‌های آداکیتی با ترکیب تونالیت و ترونجمیت تزریق شده (شکل

اقیانوسی فرورو و تشکیل آداکیت) رخ داده است. در این رابطه تفسیرهای مختلفی از جمله فرورانش پشته میان اقیانوسی، گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو (slab break) (off) و دلامینیشن آستونوسفری و تغییرات سرعت فرورانش در حال بررسی و ارزیابی است.

آنچه که مسلم است در طی دوران سنوزوئیک در منطقه سبزوار با گذشت زمان، تبدیل رژیم حرارتی سرد منطقه فرورانش (حضور شیست‌های آبی منطقه به صورت زینولیت در توده‌های نفوذی آداکیتی و هاله‌های مجاورتی اطراف آن‌ها) به رژیم حرارتی داغ (ذوب‌بخشی پوسته الف)



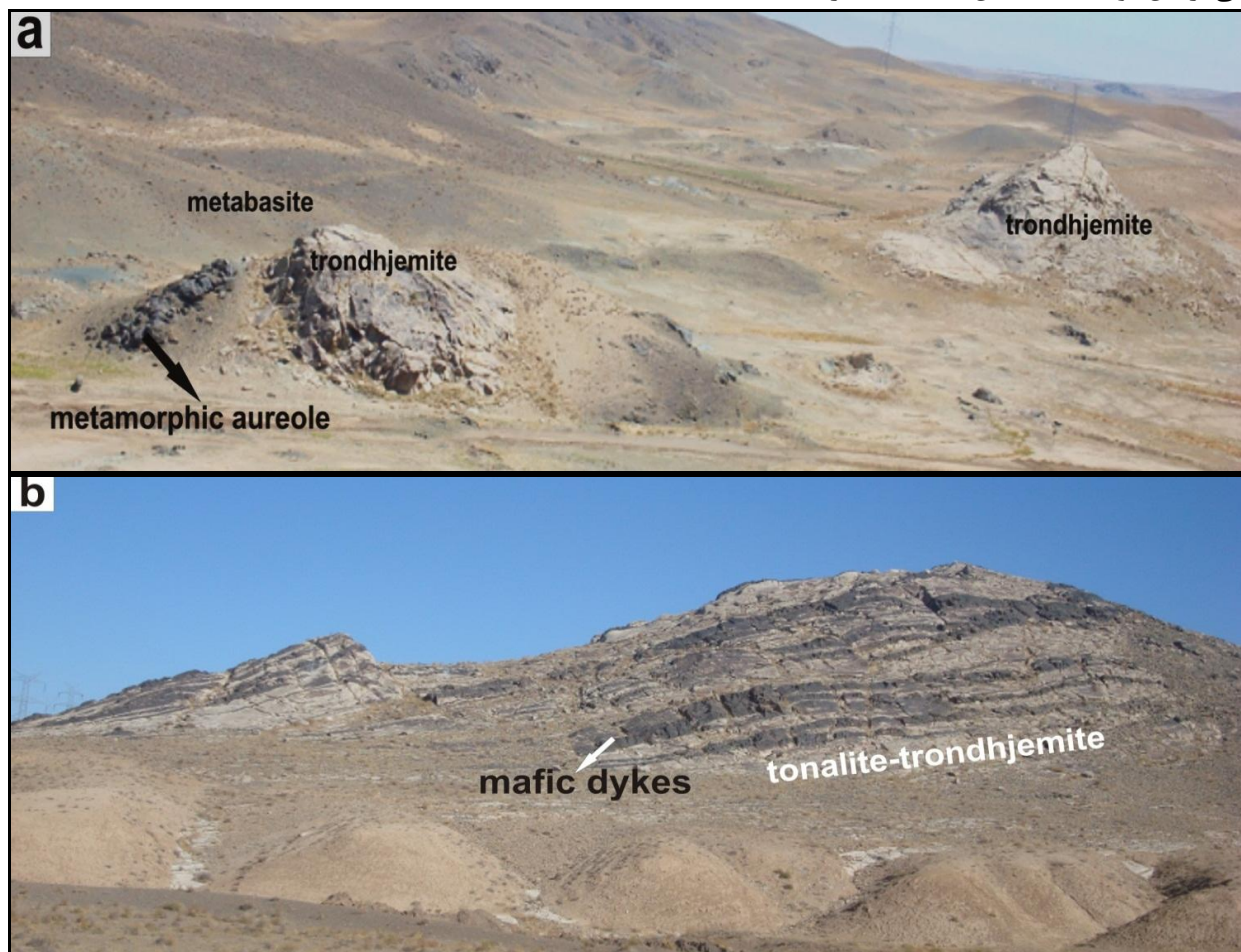
شکل ۱- (a) موقعیت افیولیت‌های شمال سبزوار (رنگ تیره) و مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (رنگ خاکستری) در شکل نشان داده شده است. در شمال پهنه سبزوار کوه‌های البرز و بینالود و در جنوب آن بلوک لوت واقع است (Pilger, 1971). (b) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه دگرگونی غرب سلطان‌آباد، توده‌های نفوذی فلسیک با پروند طولیل و کشیده در داخل مجموعه دگرگونی غرب سلطان‌آباد دیده می‌شوند.

مشاهدات صحرائی

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد به طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۵ کیلومتر، به صورت یک نوار دگرگونی در بخش شمالی افیولیت‌های شمال شرق سبزواری رخمون دارد (شکل ۱- a). به موازات برگوارگی این مجموعه دگرگونی چند توده کوچک ترونجمیتی و تونالیتی به صورت ورقه‌ای در راستای تقریباً شمال غربی- جنوب شرقی تزریق شده‌اند و از توپوگرافی مرتفع‌تری نسبت به متابازیت‌های اطراف برخوردارند (شکل ۲- a). یکی از این توده‌ها با داشتن دایک‌های بازیک متعدد با

امتداد تقریباً شرقی- غربی نظر هر بیننده‌ای را به خود جلب می‌کند (شکل ۲- b).

در بعضی از این توده‌ها، زینولیت‌هایی از شیست آبی و سرپانتینیت در ابعاد مختلف وجود دارند. مرز بین توده‌ها و سنگ‌های دگرگونی اطراف در بعضی مناطق عادی بوده و به تشکیل هاله دگرگونی با ضخامت حداکثر ۵۰ متر منجر شده (شکل ۲- a) و در بعضی موارد نیز تکتونیکی است به طوری که توده‌های نفوذی ساختارهای میلونیتی نشان می‌دهند.

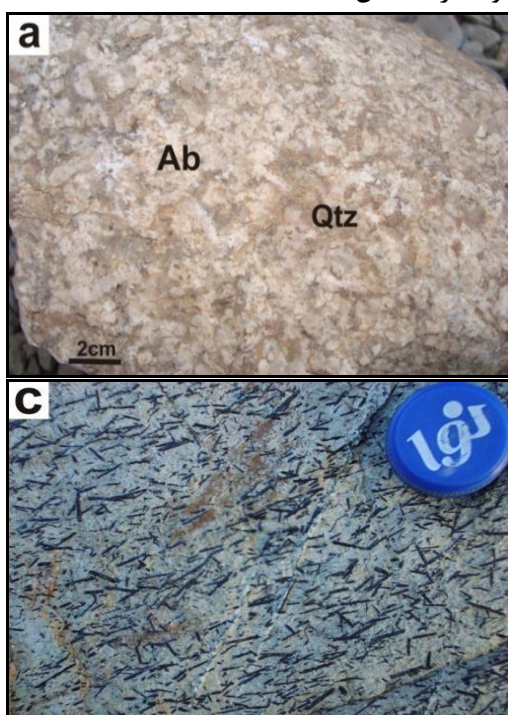


شکل ۲- a) نمایی از توده‌های ترونجمیتی جنوب غرب سلطان‌آباد که بیانگر تزریق ورقه‌ای و سیل مانند آن‌ها به داخل مجموعه دگرگونی است. در اطراف بعضی از این توده‌ها، هاله مجاورتی نیز دیده می‌شود؛ b) تزریق دایک‌های هورنبلندیتی متعدد با امتداد شرقی- غربی به داخل توده تونالیت- ترونجمیتی جنوب غرب سلطان‌آباد.

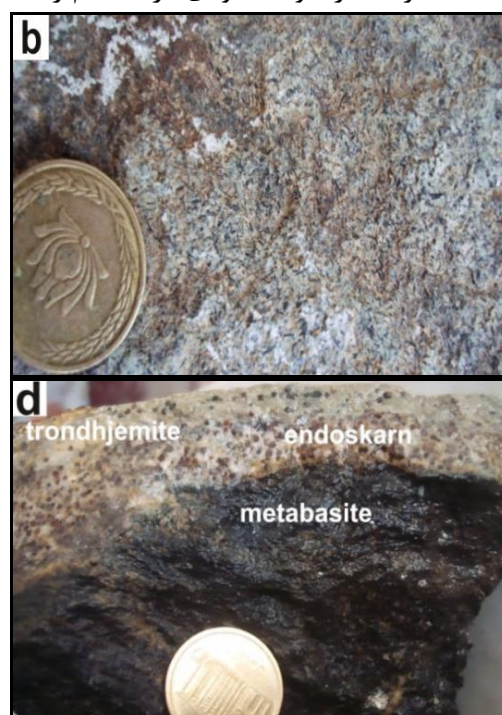
فلدسپات و گاهی منشورهای سوزنی اپیدوت و ورقه‌های میکا با چشم غیر مسلح قابل مشاهده هستند

در نمونه‌دستی ترونجمیت‌های منطقه لوکوکرات، گرانولار، متوسط تا درشت‌بلور بوده و بلورهای کوارتز،

دگرگونی مجاورتی است (نصرآبادی، ۱۳۹۰). متابازیت‌های فولیاسیون‌دار مجموعه دگرگونی (شیست آبی) که در تماس با توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند متحمل تبلور مجدد شده و غالباً ساخت گرانولار پیدا کرده‌اند (شکل ۳- c). در حاشیه خارجی بعضی از توده‌های ترونجمیتی که در تماس با متابازیت گارنت-هورنبلندی است، حاشیه‌ای باریک با گارنت‌های فراوان وجود دارد (شکل ۳- d).



(شکل ۳- a). در نمونه‌های تونالیتی، آمفیبول از فراوانی بالایی برخوردار است (شکل ۳- b). با توجه به پروتولیت متابازیتی سنگ میزبان، تزریق توده‌های نفوذی باعث اپیدوت‌زایی و تشکیل ساختارهای پگماتویدی به صورت توده‌هایی متشکل از بلورهای درشت آمفیبول، کوارتز و اپیدوت در بعضی از هاله‌های دگرگونی شده که بیانگر فراوانی سیالات و مذاب‌های آبدار منشأ گرفته از توده نفوذی در هنگام رخداد



شکل ۳- نمونه‌دستی توده‌های نفوذی و هاله مجاورتی؛ (a) ترونجمیت‌ها، متوسط بلور بوده و شامل بلورهای روشن پلاژیوکلاز، کوارتز خاکستری و ورقه‌های میکای سفید هستند. (b) تونالیت (I-09) که نشان‌دهنده فراوانی آمفیبول در آن‌هاست. (c) نمونه حاشیه واکنشی (es207) که در محل همبری ترونجمیت و متابازیت میزبان تشکیل شده است. (d) نمونه‌ای از شیست آبی واقع در هاله مجاورتی (cm25) که متحمل تبلور مجدد شده و در آن آمفیبول‌های جهت‌یافته و غیر جهت‌یافته در زمینه‌ای متشکل از آلبیت و فنژیت قرار دارند.

روش مطالعه

ریزپردازنده دانشگاه اشتوتگارت از نوع Cameca SX100 و دانشگاه لاس‌پینزای رم از نوع Cameca SX50 است. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی ولتاژ شتاب‌دهنده هر دو دستگاه 15 KV، شدت جریان 15 nA و زمان شمارش سی‌ثانیه برای هر دو دستگاه بوده است. غلظت زیرکنیم بلورهای روتیل به کمک دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب

روش مطالعه شامل نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف توده‌های نفوذی و هاله مجاورتی اطراف آن‌ها، تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای روی بیش از ۵۰۰ نقطه از کانی‌های گوناگون در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) و رم (ایتالیا) است. دستگاه

بلورهای گارنت در زمینه و یا به صورت ادخال در آمفیبول و آلبیت دیده می‌شوند.

سنگ اولیه نمونه‌های هاله مجاورتی، متابازیت‌های فولیاسیون‌دار (شیست آبی، شیست سبز و آمفیبولیت) مجموعه دگرگونی سلطان آباد هستند که در نتیجه تأثیر حرارتی توده‌های نفوذی، متحمل تبلور مجدد شده‌اند و از شدت برگواری آن‌ها کاسته شده است.

برای مثال شیست‌های آبی که در فاصله دور از توده‌ها واقع شده‌اند، آمفیبول‌های کاملاً آبی‌رنگ و از نوع گلوکوفان-ریه‌بکیت دارند در حالی که با نزدیک شدن به توده‌های نفوذی، آمفیبول‌های سدیک به‌طور بخشی از حاشیه توسط آمفیبول سبزرنگ نوع باروئیزیت-وینچیت جایگزین شده‌اند و در نمونه‌های واقع در هاله مجاورتی اثری از آمفیبول سدیک دیده نمی‌شود (نصرآبادی، ۱۳۸۸؛ نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱).

حاشیه واکنشی

در بخش‌هایی از خارجی‌ترین قسمت یکی از توده‌های ترونجمیتی که در تماس با متابازیت‌های میزبان است، حاشیه واکنشی در حد سانتیمتر دیده می‌شود که معادل اندواسکارن در سیستم‌های سیلیکاته-کربناته است (شکل ۳- d). در این بخش، بلورهای گارنت ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. احتمالاً انتقال منیزیم و آهن از سنگ متابازیت میزبان به توده ترونجمیتی غنی از آلومینیم سبب فراهم شدن شرایط ژئوشیمیایی جهت تسهیل تبلور گارنت در حاشیه خارجی آن شده است. ترکیب شیمیایی این گارنت‌ها با گارنت‌های موجود در متابازیت میزبان متفاوت است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). در زیر میکروسکوپ بلورهای تقریباً خودشکل گارنت در زمینه‌ای متشکل از کوارتز، آلبیت، اپیدوت، میکای سفید و روتیل قرار دارند (شکل ۴- d).

مجهز به اشعه لیزر صورت گرفته است (laser ablation electron microprobe).

در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) و AX و به منظور تخمین شرایط حرارت و فشار از نرم‌افزار ترموکالک و دما-فشارسنج‌های قراردادی و محدوده پایداری کانی‌ها استفاده شد.

پتروگرافی

توده‌های نفوذی

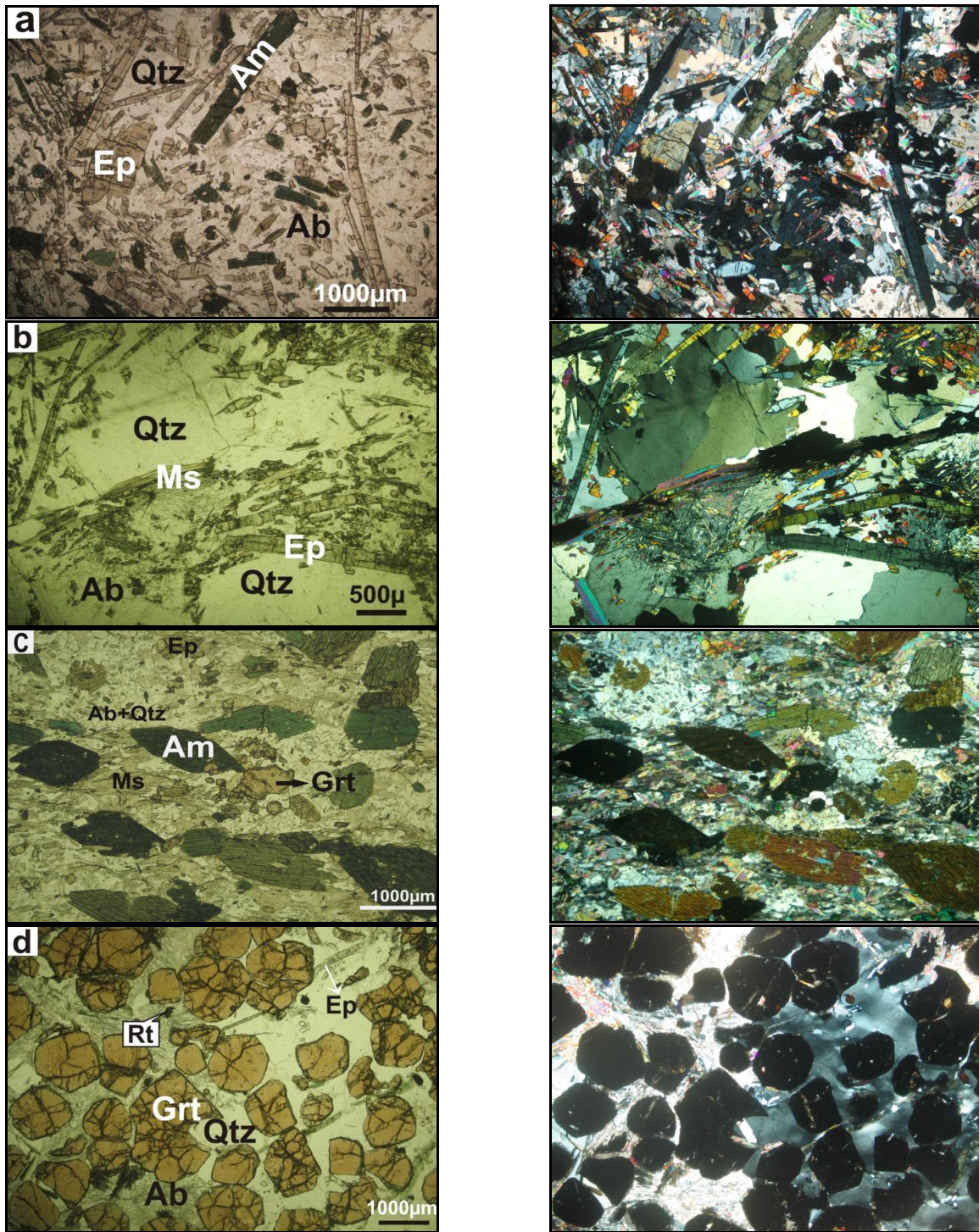
کانی‌های سنگ‌ساز توده‌های تونالیت-ترونجمیتی منطقه با بافت گرانولار در زیر میکروسکوپ شامل آلبیت + کوارتز ± اپیدوت (زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و پیستاسیت) ± میکای سفید ± آمفیبول ± گارنت (شکل‌های ۴- a و ۴- b).

از کانی‌های فرعی، اسفن و آپاتیت را می‌توان نام برد. از کانی‌های ثانویه نیز می‌توان به کلریت اشاره کرد. با توجه به ویژگی‌های میکروسکوپی و شیمیایی، کانی‌های موسکویت، اپیدوت و آمفیبول با دو نسل ماگمایی و دگرسانی در توده‌های نفوذی منطقه شناسایی شده‌اند (نصرآبادی، ۱۳۹۰).

هاله مجاورتی

هر چند که بیشتر نمونه‌های واقع در هاله مجاورتی درشت‌بلورتر از آن هستند که بتوان مقطع میکروسکوپی مناسبی جهت انجام مطالعات پتروگرافی تهیه نمود، با وجود این، بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه شامل پورفیروبلاست‌های آمفیبول و آلبیت هستند که در زمینه‌ای متشکل از کوارتز، موسکویت، اپیدوت و اسفن قرار دارند (شکل ۴- c).

پورفیروبلاست‌های آمفیبول حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه است. در بعضی از این نمونه‌ها،



شکل ۴- مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه؛ (a) تونالیت آمفیبول دار (I-09) که پلاژیوکلازهای آن سوسوریتی شده‌اند. علاوه بر منشورهای طولی و بلورهای هم‌بعد درشت از اپیدوت ماگمایی، بلورهای ریز اپیدوت با منشأ دگرسانی نیز توسط آلبیت در بر گرفته شده‌اند. (b) ترونجمیت با منشورهای طولی اپیدوت ماگمایی که در زمینه‌ای متشکل از کوارتز و پلاژیوکلاز سوسوریتی و سریسیتی شده قرار دارند. (c) نمونه‌ای از سنگ دگرگونی مجاورتی (cm25) که شامل بلورهای آمفیبول در زمینه‌ای گرانولار متشکل از آلبیت، کوارتز، اپیدوت و گارنت است. (d) نمونه‌ای از حاشیه واکنشی (es207) که بلورهای گارنت در زمینه‌ای متشکل از کوارتز و پلاژیوکلازهای سوسوریتی و سریسیتی شده قرار دارند. بلورهای ریز روتیل نیز در این سنگ دیده می‌شوند (تصاویر سمت چپ در نور طبیعی و سمت راست در نور پلاریزه است).

دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی

شواهد صحرائی و بافتی

ارتباط مکانی نزدیک بین توده‌های نفوذی منطقه و مجموعه افیولیتی در ابتدا پلاژیوگرانیت بودن آن‌ها را در ذهن تداعی می‌کند، اما وجود زینولیت‌هایی از جنس شایست آبی بیانگر تشکیل آن‌ها در ارتباط با فرآیندهای تکتونوماگمایی قبل از انجام فرورانش، مانند تفریق ماگمای بازالتی در اعماق سطحی پشته میان اقیانوسی نیست. به عبارتی توده‌های نفوذی منطقه، پلاژیوگرانیت اقیانوسی نبوده و ژنز آن‌ها در رابطه با فرآیند فرورانش است. نبود بافت‌هایی از جمله بافت گرافیک و گرانوفیری در توده‌های نفوذی منطقه با جایگیری این توده‌ها در بخش‌های سطحی پوسته مغایرت دارد. زیرا تشکیل این نوع بافت‌ها غالباً ناشی از سرد شدن سریع و در نتیجه رشد هم‌زمان کوارتز و فلدسپات آلکالن در اعماق کم است (Shelly, 1993).

شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل توده‌های نفوذی

میزان آلومینیم

وجود شاخص‌های آداکیتی در یک ماگما در بیشتر موارد مرتبط با فرآیندهای ذوب‌بخشی متابازیت‌ها یا جدایش فازهای ماگمایی آمفیبول و گارنت از یک مذاب در اعماق بیشتر از پوسته تحتانی است. همان‌طور که در بخش زمین‌شناسی اشاره شد با توجه به داده‌های میکروسکوپی و صحرائی، ترکیب ژئوشیمیایی سنگ کل توده‌های نفوذی و بلوک‌های گارنت-هورنبلندیت مجاور آن‌ها، محاسبات دما- فشارسنجی گارنت-هورنبلندیت و هم‌زمانی ماگماتیسیم و دگرگونی در منطقه، ارتباط پتروولوژیک بین توده‌های نفوذی و گارنت-هورنبلندیت‌های مجاور اثبات شده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸) به طوری که ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی جوان، در یک پهنه فرورانش داغ در شرایط رخساره آمفیبولیت یا اکلوژیت، به تشکیل رستیت گارنت-هورنبلندیتی و مذاب حدواسط تا اسیدی با ویژگی‌های آداکیتی منجر

شده است. نتایج حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت‌ها در شرایط آزمایشگاهی بیانگر آن است که ترکیب مذاب تشکیل شده به شرایط حاکم بر فرآیند ذوب از جمله فشار، حرارت، میزان و ترکیب سیالات بستگی دارد (Heltz, 1976; Rushmer, 1991; Rapp *et al.*, 1991; Peacock *et al.*, 1994; Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995). در این رابطه محتوای آلومینیم مذاب، شاخص مناسبی جهت ارزیابی فشار و میزان سیالات در طی فرآیند ذوب‌بخشی است. میزان Al_2O_3 مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت با افزایش فشار و مقدار سیالات آبدار افزایش می‌یابد. به طوری که مذاب‌های با محتوای آلومینیم بیشتر از ۱۵ درصد در فشارهای بین ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار حاصل می‌شوند (Rapp *et al.*, 1991). در توده‌های نفوذی منطقه، میزان آلومینیم از ۱۵/۵ تا ۲۰ درصد متغیر است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). با توجه به مبحث بالا، تشکیل مذاب اولیه در فشار بین ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار رخ داده است.

دماسنجی درجه اشباعی زیرکن

با توجه به مقادیر سدیم، آلومینیم، کلسیم، پتاسیم، منیزیم و سیلیسیم ماگما و مقادیر کمتر از ۱۰۰ قسمت در میلیون زیرکنیم (جدول ۱) بیشتر نمونه‌ها (نصرآبادی، ۱۳۸۸) دماسنجی درجه اشباعی زیرکن (Watson and Harrison, 1983)، دمای تبلور توده‌های نفوذی منطقه را کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد.

شاخص‌های شیمیایی کانی‌ها

دما- فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول

آمفیبول از جمله کانی‌های معمول موجود در ماگماهای کالک‌آلکالن آبدار تبلور یافته در بخش‌های عمقی پوسته است. ترکیب شیمیایی آمفیبول تحت تأثیر عواملی مانند فشار، حرارت، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب است (Spear, 1981; Heltz, 1982). وجود یک رابطه تقریباً خطی بین میزان آلومینیم و تیتانیم

به رابطه‌های دما- فشارسنجی ارائه شده توسط محققین مختلف، این مقادیر معادل فشارهای بین ۸ تا ۱۱ کیلو بار و حرارت‌های بین ۶۸۲ تا ۷۲۴ درجه سانتیگراد است (جدول ۳).

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول و پلاژیوکلاز تونالیت غنی از آمفیبول. فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن است. آهن کل به صورت FeO_t محاسبه شده است.

Rock type	Tonalite (I-09)			
Mineral	Am		Fsp	
Analyse point	#18	#10	#11	#12
SiO ₂	38.81	39.42	66.83	67.16
TiO ₂	1.3	1.01	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	15.74	16.45	19.4	19.41
FeO _t	18.17	16.81	0.09	0.07
MnO	0.18	0.1	0.0	0.0
MgO	8.38	8.29	0.01	0.0
CaO	10.86	10.39	0.77	0.51
Na ₂ O	2.75	3.11	11.22	11.34
K ₂ O	1.05	1.01	0.03	0.03
Total	97.24	96.59	98.35	98.52
Si	5.75	5.84	2.98	2.98
Ti	0.15	0.11	0.0	0.0
Al ^{IV}	2.25	2.16	0.99	0.99
Al ^{VI}	0.5	0.72		
Fe ³⁺	0.76	0.75	0.0	0.0
Fe ²⁺	1.49	1.33	0.0	0.0
Mn	0.02	0.01	0.0	0.0
Mg	1.85	1.83	0.0	0.0
Ca	1.72	1.65	0.04	0.03
Na	0.79	0.89	0.95	0.96
K	0.2	0.19	0.0	0.0
Sum Cat.	15.3	15.48	4.96	4.96
Mg#	0.56	0.57		
An			2.54	2.7
Ab			97.32	97.39
Or			0.04	0.04

آمفیبول و عمق و دمای تبلور توده‌های نفوذی آمفیبول دار توسط مطالعات آزمایشگاهی محققین مختلف به اثبات رسیده است (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995). بر اساس این رابطه، دما- فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول توده‌های نفوذی، به‌طور گسترده‌ای جهت تخمین عمق جایگزینی و دمای انجماد ماگما مورد استفاده قرار می‌گیرد. نصرآبادی (۱۳۹۰) با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و شاخص‌های شیمیایی، دو نسل آمفیبول ماگمایی، غالباً از نوع منیزیهورنبلند و آمفیبول غیرماگمایی نوع باروئیزیت و اکتینولیت که در حاشیه آمفیبول‌های ماگمایی واقع‌اند و از دگرگونی برگشتی آن‌ها حاصل شده‌اند را در توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد شناسایی کرده است. در بعضی از موارد نیز، آمفیبول‌های غیرماگمایی به‌صورت شکل‌های دروغین حاصل از جایگزینی کامل آمفیبول ماگمایی، سازنده بلورهای مجزایی در متن سنگ هستند. نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول‌های ماگمایی (پارگازیت) یک نمونه تونالیت در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به این جدول، تعداد کاتیون‌های آلومینیم و تیتانیم موجود در ترکیب شیمیایی آمفیبول به ترتیب از ۲/۷۵ تا ۲/۸۸ و ۰/۱۱ تا ۰/۱۵ متغیر است. با توجه

جدول ۱- مقادیر میانگین تمرکز زیرکیم بر حسب قسمت در میلیون و سایر عناصر بر حسب درصد، بیان شده است.

	Zr (ppm)	Na	Al	Ca	Si	Mg	K	Fe	T	
									FM	M
									1.99	1.73
Medium%	90.66	5.44	16.6	3.15	69.01	0.48	1.4	1.72		
Medium (Mole ratio)		0.087	0.162	0.056	1.15	0.008	0.014	0.023		<750°C
Medium (cation ratio)		0.058	0.108	0.037	0.764	0.005	0.009	0.015		

$$M = (Na+K+(2*Ca))/(Al*Si)$$

$$FM = (Na+K+(2*Ca+Fe+Mg))/(Al*Si)$$

جدول ۳- نتایج دما- فشارسنجی آمفیبول توده تونالیتی غنی از آمفیبول

sample	Analyses points	Thermometry (°C)		Barometry (Kb)			
		Otten, 1984	Hammarstrom and Zen, 1986	Hollister <i>et al.</i> , 1987	Johnson and Rutherford, 1989	Schmidt, 1992	Anderson and Smith (1995)
I-09	Am#18	724	9.91	10.75	8.17	10.08	(at T=749): 8.47 (at T=724): 9.09
	Am#10	682	10.56	11.48	8.72	10.69	(at T=665): 10.87 (at T=682): 10.57

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Altot}, r_2 = 0.80 \text{ (Hammarstrom and Zen, 1986);}$$

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Altot}, r_2 = 0.97 \text{ (Hollister et al., 1987);}$$

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Altot}, r_2 = 0.99 \text{ (Johnson and Rutherford, 1989).}$$

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Altot}, r_2 = 0.99 \text{ (Schmidt, 1992).}$$

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Altot} - 3.01 - \{[(T^\circ\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al} + 0.005294[T^\circ\text{C}) - 675]\}, r_2 = 0.99 \text{ Anderson and Smith (1995).}$$

دماسنجی آمفیبول - فلدسپات

روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز مهم‌ترین روش تعیین دمای انجماد توده‌های نفوذی گرانیتی است. ابتدا Blundy و Holland (۱۹۹۰) بر مبنای جانیشینی ادنیته و چرماکیتی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، اولین دماسنجی بر مبنای زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز را ابداع نمودند و سپس Holland و Blundy (۱۹۹۴) این نوع دماسنجی را مجدداً کالیبره نموده و با توجه به واکنش‌های

$$\text{Edenite} + 4 \text{ quartz} = \text{tremolite} + \text{albite}$$

$$\text{Edenite} + \text{albite} = \text{richterite} + \text{anorthite}$$

دو دماسنج مستقل برای سنگ‌های کوارتزار و عاری از کوارتز ارائه نمودند.

با توجه به فراگیر بودن فرآیندهای دگرسانی در نمونه‌های مورد مطالعه، بهترین نمونه جهت ارزیابی دمای انجماد ماگما، نمونه تونالیت غنی از آمفیبول است که در آن آمفیبول‌های ماگمایی، تغییرات ترکیبی کمتری را در طی دگرسانی متحمل شده‌اند. دماهای حاصل از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز این نمونه در جدول ۴ ارائه شده است. دماهای به‌دست آمده زوج بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز مجاور هم، در فشار ۸ کیلوبار از ۶۶۵ تا ۷۴۹ درجه سانتیگراد متغیر است. دماهای پایین محاسبه شده را می‌توان به تأثیر دگرسانی بر روی بلورهای پلاژیوکلاز نسبت داد.

جدول ۴- نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز توده تونالیتی

sample	Analyses points	غنی از آمفیبول
		Thermometry Holland and Blundy (1994)
I-09	Am 10-P111	At 8Kb: 665
	Am 18-P112	At 8Kb: 749

ارزیابی دما و فشار به کمک تبلور گارنت ماگمایی و منطقه‌بندی ترکیبی آن

گارنت از جمله کانی‌هایی است که انواع آهن و کلسیم‌دار آن (آلماندن- گروسولار) می‌تواند در شرایط فشار بالای موجود در پوسته تحتانی از تبلور ماگماهای

با منشأ آذرین (I-type) حاصل شود (Green and Ringwood, 1968; Harangi *et al.*, 2001)

Green و Ringwood (۱۹۶۸) با توجه به مطالعات تجربی خود خاطر نشان کرده‌اند که گارنت غنی از آلماندن، یک فاز اولیه در لیکیدوس ماگماهای اسیدی تحت فشارهای ۹ تا ۱۸ کیلوبار است. مقادیر نسبتاً زیاد گروسولار و تمرکز کم اسپسارتین در ترکیب این گارنت‌ها (نصرآبادی، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰) نیز بیانگر تبلور آن‌ها در فشار بالا (بیشتر از ۷ کیلوبار) است (Conrad *et al.*, 1988; Green, 1992; Harangi *et al.*, 2001)

گارنت‌های ماگمایی که در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد متبلور می‌شوند دارای ترکیب شیمیایی همگن بوده و منطقه‌بندی ترکیبی نشان نمی‌دهند (Yardly, 1977; Manning, 1983; Harrison, 1988). بنابراین، نبود منطقه‌بندی ترکیبی در بعضی از گارنت‌های ماگمایی منطقه (نصرآبادی، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰) نیز گویای تبلور آن‌ها در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد است.

دما- فشارسنجی به کمک تبلور اپیدوت ماگمایی

اپیدوت یک کانی معمول در فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی است، اما در شرایط مناسب از نظر عمق تبلور، ترکیب شیمیایی و فوگاسیته اکسیژن، این کانی نیز می‌تواند به صورت یک فاز ماگمایی در بالای سالیدوس مذاب‌های اسیدی و حدواسط ظاهر شود (Brandon, 1996; Schmidt and Thompson, 1996). شواهد شیمیایی (مقادیر پیستاسیت) و به‌ویژه پتروگرافی (آثار خوردگی و انحلال اپیدوت) نشان‌دهنده منشأ آذرین بیشتر بلورهای اپیدوت توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد است (نصرآبادی، ۱۳۹۰).

از اپیدوت‌های ماگمایی می‌توان به‌عنوان ابزار مناسبی جهت محاسبات دما- فشارسنجی استفاده نمود. از طرفی با توجه به حضور و بقاء اپیدوت ماگمایی، نرخ صعود ماگما و مکانیسم جایگزینی آن قابل ارزیابی است.

با استفاده از روش‌های مختلف دما- فشارسنجی از جمله دما- فشارسنج‌های قراردادی، شبکه‌های پتروژنتیک، فازدیاگرام‌های محدوده پایداری کانی‌ها و نرم‌افزار ترموکالک، شرایط اوج دگرگونی گارنت- هورنبلندیت‌ها که فرآیند ذوب‌بخشی در آن صورت گرفته، معادل حرارت ۶۵۰ تا ۸۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۴ تا ۱۸ کیلوبار است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

شیمی کانی‌های هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی

به‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و به‌دنبال آن، انجام محاسبات دما- فشارسنجی بر روی کانی‌های یک نمونه از متابازیت هاله مجاورتی (cm25) و یک نمونه از حاشیه واکنشی بخش خارجی توده ترونجمیتی (es207) بیش از ۳۰۰ آنالیز نقطه‌ای انجام شد (جدول‌های ۵، ۶ و ۷). در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده این دو واحد سنگی تشریح می‌شود.

آمفیبول

آمفیبول، تنها در هاله مجاورتی اطراف توده‌ها دیده می‌شود و نمونه‌های حاشیه واکنشی فاقد آمفیبول هستند. نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول هاله مجاورتی در جدول ۵ ارائه شده است. با توجه به مقادیر سدیم موجود در جایگاه B (NaB)، آمفیبول‌های مورد مطالعه غالباً متعلق به گروه آمفیبول‌های کلسیک- سدیک ($0.5 < \text{NaB} < 1.5$) بوده و از نوع باروئیزیت و ندرتاً وینچیت است (شکل ۵- a).

سنگ‌های رخساره شیبست آبی گسترش نسبتاً وسیعی در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد دارند. به‌نظر می‌رسد که سنگ اولیه (سنگ‌های رخساره شیبست آبی) قبل از دگرگونی مجاورتی، دارای برگواری بوده که در نتیجه تأثیر حرارتی توده‌های نفوذی، بلورهای گلوکوفان جهت یافته توسط باروئیزیت غیرجهت یافته جایگزین شده‌اند.

از این رو می‌توان شناخت بهتری از فرآیندهای تکتونیک حاکم در زمان ماگماتیسم به‌دست آورد.

داده‌های تجربی بیانگر آن است که اپیدوت‌های ماگمایی در اعماق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری (معادل فشار تقریباً ۶ تا ۸ کیلوبار) تشکیل می‌شوند (Naney, 1983; Zen and Hammarstrom, 1984). اما تحقیقات آزمایشگاهی بعدی نشان داد که در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا، اپیدوت ماگمایی در فشارهای کم نیز قادر به تبلور است به طوری که در فوگاسیته اکسیژن معادل بافر هماتیت- مگنتیت، شروع تبلور اپیدوت ماگمایی از اعماق ۱۰ کیلومتر است (Schmidt and Thompson, 1996). شواهد فوگاسیته بالای اکسیژن (حضور بلورهای هماتیت و مگنتیت) در توده‌های نفوذی منطقه مشاهده نمی‌شود. بنابراین تبلور اپیدوت‌های ماگمایی در فشار بیشتر از ۶ کیلوبار رخ داده است.

Johanston و Wyllie (۱۹۸۸) و Van der Laan و Wyllie (۱۹۹۲) با توجه به نتایج تحقیقات آزمایشگاهی انجام شده بر روی مذاب‌های ترونجمیتی، دمای تبلور اپیدوت ماگمایی را بین ۷۱۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد در فشارهای معادل ۸ تا ۱۸ کیلوبار به‌دست آورده‌اند. Schmidt و Thompson (۱۹۹۶) نیز دمای تبلور اپیدوت در مذاب‌های تونالیتی را بین ۶۸۰ تا ۷۹۰ درجه سانتیگراد در فشار بین ۶ تا ۱۴ کیلوبار محاسبه کرده‌اند.

دما- فشارسنجی بلوک‌های گارنت- هورنبلندیت مجاور توده‌های ترونجمیتی

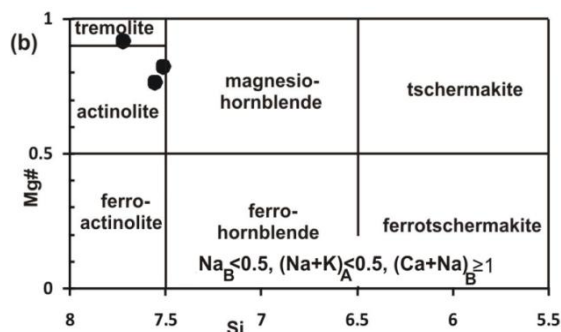
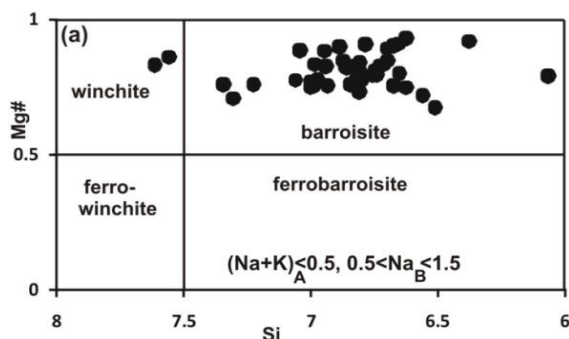
با توجه به اثبات رابطه پترولوژیک بین دگرگونی و ماگماتیسم در منطقه سلطان‌آباد (نصرآبادی، ۱۳۸۸؛ Baroze et al., 1983)، با تعیین شرایط فشار و حرارت، اوج دگرگونی بلوک‌های گارنت- هورنبلندیت فقیر یا عاری از پلازیوکلاز (تفاله حاصل از ذوب بخشی) می‌توان ارزیابی مناسبی از شرایط ذوب‌بخشی و دما و فشار تشکیل توده‌های نفوذی منطقه داشت.

می‌شوند. از ویژگی‌های شیمیایی بارز آمفیبول‌های مورد مطالعه، غنی بودن آن‌ها از منیزیم است به طوری که عدد منیزیم بیشتر آن‌ها بالاتر از ۶۹ است.

آمفیبول‌های گروه کلسیک ($Na_B < 0.5$) نوع اکتینولیت-ترمولیت (شکل ۵- b) به صورت محصول دگرگونی برگشتی در حاشیه بلورهای باروئیزیت دیده

جدول ۵- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های سدیک-کلسیک (باروئیزیت و وینچیت) و کلسیک (اکتینولیت-ترمولیت). فرمول ساختمانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و آهن کل به صورت FeO_4 محاسبه شده است.

Rock type Mineral	Metamorphic aureole (cm25)												
	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca - Am	Ca - Am	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca-Na- Am	Ca - Am	Ca-Na- Am	
SiO ₂	45.94	47.66	51.53	53.71	50.21	46.96	45.95	47.27	50.21	47.46	43.44	51.94	48.02
TiO ₂	0.29	0.20	0.02	0.02	0.18	0.22	0.25	0.27	0.18	0.19	0.24	0.06	0.26
Al ₂ O ₃	8.38	7.82	2.16	1.52	5.99	7.22	7.67	7.7	5.99	6.33	10.49	2.46	6.89
FeO ^t	19.96	19.46	18.02	14.75	18.44	19.84	20.27	19.66	18.44	19.17	20.44	15.77	19.18
MnO	0.76	0.71	0.97	0.79	0.7	0.83	0.85	0.66	0.7	0.8	2.37	0.73	0.78
MgO	9.4	9.72	12.49	14.57	10.27	9.45	9.46	9.51	10.27	10.15	7.69	13.43	9.87
CaO	8.82	7.33	10.72	10.86	8.71	8.1	8.88	7.58	8.71	8.23	8.67	10.56	7.62
Na ₂ O	3.07	4.01	1.32	1.12	2.78	3.51	3.16	3.89	2.78	3.25	2.76	1.41	3.69
K ₂ O	0.89	0.60	0.21	0.18	0.59	0.58	0.79	0.6	0.59	0.5	0.85	0.30	0.57
Total	97.51	97.51	97.44	97.52	97.87	96.71	97.28	97.14	97.87	96.08	96.95	96.66	96.88
Si	6.62	6.82	7.51	7.72	7.22	6.97	6.65	6.80	7.22	6.93	6.37	7.55	6.93
Ti	0.03	0.0	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
Al ^{IV}	1.37	1.17	0.48	0.27	0.77	1.02	1.34	1.19	0.77	1.06	1.62	0.44	1.06
Al ^{VI}	0.05	0.14	0.0	0.0	0.24	0.0	0.0	0.11	0.24	0.02	0.18	0.0	0.11
Fe ³⁺	2.27	2.21	1.01	0.63	1.37	2.16	2.36	1.37	2.01	2.01	2.33	0.91	2.03
Fe ²⁺	0.13	0.11	1.18	1.14	0.84	0.44	0.09	0.15	0.84	0.32	0.17	1.00	0.28
Mn	0.09	0.08	0.12	0.09	0.08	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09	0.29	0.09	0.09
Mg	2.02	2.07	2.71	3.12	2.20	1.98	2.04	2.20	2.21	1.68	2.91	2.12	2.12
Ca	1.36	1.12	1.67	1.67	1.34	1.12	1.37	1.17	1.34	1.28	1.36	1.64	1.17
Na	0.85	1.11	0.37	0.31	0.77	1.03	0.88	1.08	0.77	0.92	0.78	0.40	1.03
K	0.16	0.11	0.03	0.03	0.10	0.13	0.14	0.11	0.10	0.09	0.15	0.05	0.10
Sum Cat.	14.95	14.94	15.08	14.98	14.94	14.96	14.99	14.96	14.94	14.95	14.95	14.99	14.94
Mg#	93	94	69	73	72	81	95	93	72	87	90	74	88



شکل ۵- بر اساس نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leak et al., 2004)، آمفیبول‌های سنگ‌های دگرگونی مجاورتی غالباً از انواع باروئیزیت و ندرتاً وینچیت (a) و اکتینولیت (b) هستند.

گارنت (درصد) و اسپسارتین (۹ تا ۶۳ درصد) است و از سازنده‌های دیگر آن می‌توان به گروسولار (۱۷ تا ۲۵ درصد) و پیروپ (۰/۹ تا ۳/۲ درصد) اشاره کرد. در صورتی که بر خلاف این نمونه، گارنت‌های نمونه es207 فقیر از سازنده اسپسارتین (۳/۴ تا ۶/۷ درصد) و غنی از سازنده پیروپ (۱۶ تا ۲۱ درصد) هستند و متشکله‌های آلماندن، گروسولار و

گارنت‌های نمونه هاله مجاورتی (mb25) که به صورت ادخال در آمفیبول و آلبیت است و نمونه حاشیه واکنشی (es207) آنالیز شدند (جدول ۶). گارنت‌های موجود در این دو نمونه از نظر ترکیبی تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند. متشکله اصلی گارنت نمونه mb25 آلماندن (۱۴ تا ۶۱

گارنت در طی دگرگونی پیش‌رونده ناشی از تأثیر حرارتی تزریق توده‌های نفوذی است. تصاویر کموگرافی دو عدد از گارنت‌های حاشیه واکنشی در شکل ۷ نشان داده شده است. در هر دو گارنت، آهن تغییرات ترکیبی نشان نمی‌دهد اما منیزیم در گارنت شکل ۷-b بر خلاف شکل ۷-a دارای منطقه‌بندی ترکیبی به‌صورت افزایش آن از مرکز به طرف حاشیه بلور است. عنصر کلسیم در هر دو گارنت دارای منطقه‌بندی ترکیبی نامتقارن است و میزان منگنز نیز به‌صورت نوسانی (شکل ۷-a) یا یکنواخت (شکل ۷-b) از مرکز به طرف حاشیه کاهش می‌یابد.

آندرادیت به ترتیب ۴۵ تا ۴۸، ۲۷ تا ۳۰ و ۴/۵ تا ۷/۶ درصد ترکیب شیمیایی گارنت را تشکیل می‌دهند. از تفاوت‌های دیگر این دو نوع گارنت، وجود منطقه‌بندی ترکیبی بارز آهن در گارنت نمونه mb25 و نبود آن در گارنت‌های نمونه es207 است. نیم‌رخ منطقه‌بندی ترکیبی دو عدد از ادخال‌های گارنت نمونه mb25 در شکل ۶ نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل پیداست منطقه‌بندی ترکیبی متقارن (۶-a) و نامتقارن (۶-b) عناصر آهن و منگنز در گارنت‌ها دیده می‌شود. افزایش میزان آهن و کاهش مقدار منگنز از مرکز به طرف حاشیه بلور نشان‌دهنده تبلور

جدول ۶- نتایج آنالیز شیمیایی گارنت هاله مجاورتی و نمونه حاشیه واکنشی؛ فرمول ساختاری گارنت بر اساس ۱۲ اکسیژن و آهن کل به‌صورت FeO_۴ محاسبه شده است.

Rock type:	Metamorphic aureole (cm25)						Reaction rim (es207)							
	Grt						Grt							
Mineral:	rim	rim	rim	core	core	core	core	rim	rim	rim	core	core	core	core
Position:	rim	rim	rim	core	core	core	core	rim	rim	rim	core	core	core	core
SiO ₂	36.53	36.26	36.22	36.54	36.12	35.75	36.61	38.26	37.65	38.12	37.58	37.88	37.8	37.8
TiO ₂	0.06	0.08	0.08	0.22	0.27	0.19	0.15	0.45	0.45	0.47	0.66	0.69	0.75	0.7
Al ₂ O ₃	20.67	21.01	20.86	20.361	20.11	20.29	20.5	20.99	20.31	20.96	20.48	20.56	20.33	20.3
FeO _۴	20.84	29.12	23.97	16.14	10.16	13.17	16.94	23.5	24.52	24.36	24.31	23.73	24.34	24.08
MnO	14.85	3.97	10.40	20.28	27.2	24.63	18.66	1.55	1.57	1.45	2.62	2.56	3.05	2.89
MgO	0.43	0.75	0.65	0.31	0.17	0.24	0.64	5.46	5.3	5.25	4.66	4.43	4.29	4.15
CaO	7.10	8.76	8.11	6.34	6.9	5.91	6.87	9.97	10.09	9.79	9.53	10.58	9.98	10.01
Na ₂ O	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.0	0.05	0.01	0.05	0.04	0.04	0.06	0.02	0.05
Total	100.52	99.98	100.32	100.22	100.97	100.18	99.63	100.19	99.94	100.44	99.98	100.49	100.56	99.98
Si	2.95	2.92	2.92	2.96	2.92	2.91	2.95	2.96	2.94	2.95	2.95	2.95	2.95	2.97
Ti	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.01	0.0	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04
Al ^{IV}	0.04	0.07	0.07	0.03	0.07	0.08	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
Al ^{VI}	1.91	1.92	1.9	1.91	1.83	1.86	1.9	1.89	1.81	1.87	1.84	1.84	1.83	1.85
Fe ²⁺	1.27	1.81	1.43	0.99	0.45	0.67	1.01	1.42	1.38	1.45	1.45	1.4	1.45	1.47
Fe ³⁺	0.12	0.13	0.16	0.08	0.2	0.19	0.11	0.08	0.19	0.11	0.12	0.12	0.12	0.09
Mn	1.01	0.27	0.71	1.39	1.86	1.7	1.27	0.1	0.1	0.09	0.17	0.16	0.2	0.19
Mg	0.05	0.09	0.07	0.03	0.02	0.03	0.07	0.63	0.61	0.6	0.54	0.51	0.5	0.48
Ca	0.61	0.75	0.70	0.55	0.59	0.51	0.59	0.82	0.84	0.81	0.8	0.88	0.83	0.84
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0
Sum Cat.	7.96	7.96	7.96	7.95	7.95	7.96	7.94	7.95	7.94	7.94	7.94	7.95	7.96	7.95
Grs	20.8	25.8	23.9	18.6	20.6	17.8	20.1	21.9	20.8	22.8	21.4	24.1	21.8	23.0
Prp	1.7	3.2	2.7	1.2	0.9	1.1	2.6	20.9	20.5	20.2	18.1	17.2	16.6	16.2
Alm	42.9	61.6	48.9	33.2	14.9	22.8	34.1	48.5	47.7	49.4	49.2	47.6	48.6	49.1
Sps	34.6	9.4	24.3	46.8	63.6	58.3	43.2	3.3	3.4	3.1	5.8	5.6	6.7	6.4
Adr								5.4	7.6	4.5	5.5	5.5	6.3	5.3

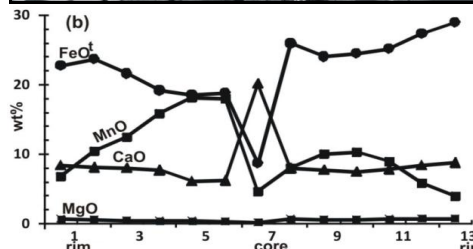
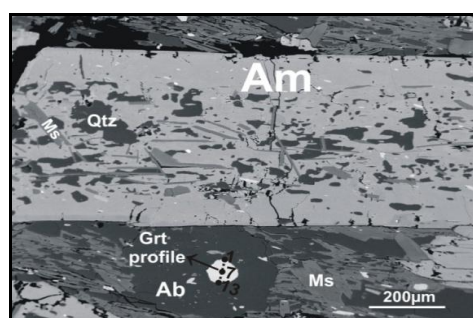
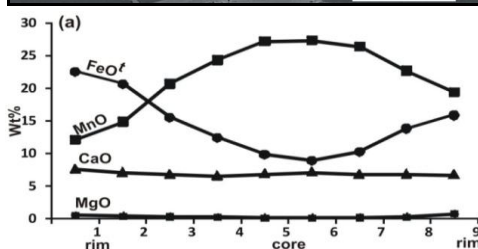
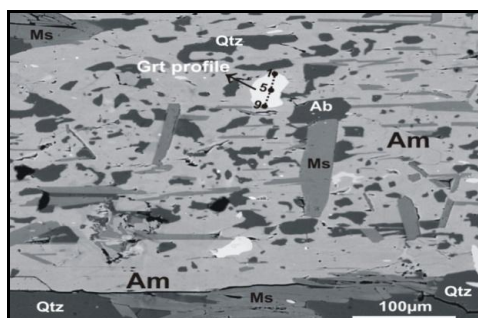
(۳۵ تا ۶۰ درصد) و پاراگونیست (۳ تا ۱۶ درصد) است. هر دو نوع میکای سفید موجود در زمینه و محصور در پورفیروبلاست‌های آمفیبول آنالیز نقطه‌ای شدند. تفاوت ترکیبی چندانی بین این دو

میکای سفید (فنزیت)

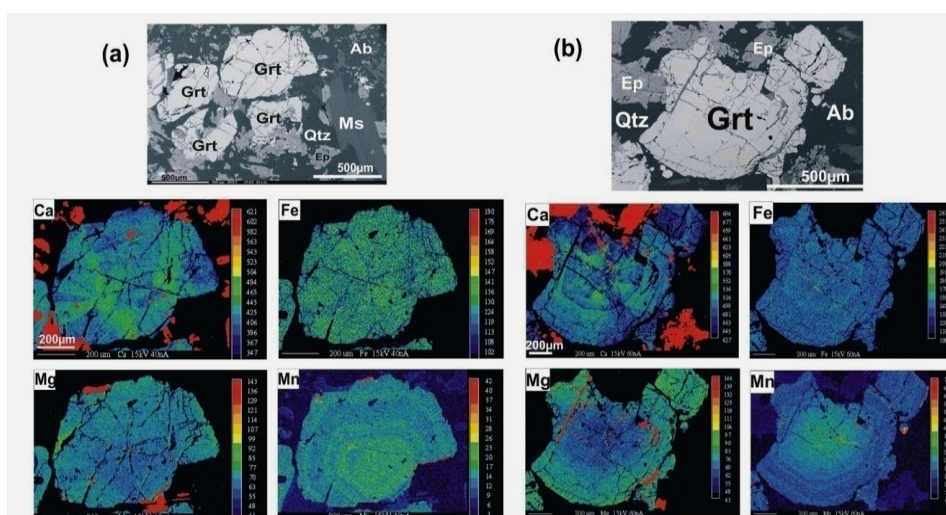
نتایج تجزیه شیمیایی میکای سفید در جدول ۷ ارائه شده است. متشکله‌های اصلی نمونه cm25 شامل موسکویت (۲۵ تا ۴۶ درصد)، سلادونیت

نمونه حاشیه واکنشی نسبت به نمونه هاله مجاورتی از مقادیر بیشتر آلومینیم، تیتانیم، منگنز و سدیم برخوردار است، اما میزان عناصر منیزیم و آهن در آن کمتر است (جدول ۷).

نوع میکای سفید وجود ندارد. سازنده‌های میکای سفید نمونه as207 شامل موسکویت (۵۰ تا ۵۷ درصد)، سلادونیت (۱۶ تا ۲۵ درصد) و پاراگونیت (۱۵ تا ۱۶ درصد) است. میکای سفید موجود در



شکل ۶- تصاویر BSE پورفایرولاست‌های آمفیبول و اداخل‌های آن در نمونه cm25. در راستای نیم‌رخ عرضی گارنت محصور در آمفیبول (شکل a) و آلبیت (شکل b) چندین آنالیز نقطه‌ای انجام شده است. گارنت موجود در پورفایرولاست آمفیبول منطقه‌بندی ترکیبی متقارنی به صورت کاهش سازنده اسپسارتین و افزایش سازنده آلماندن از مرکز به طرف حاشیه بلور نشان می‌دهد (شکل a) که گویای تبلور گارنت در طی دگرگونی پیش‌رونده است. اما منطقه‌بندی ترکیبی گارنت محصور در بلور آلبیت به صورت نامتقارن و نامنظم است (شکل b).



شکل ۷- تصاویر BSE و کموگرافی گارنت‌های نمونه es207. همان‌طور که در تصاویر دیده می‌شود سازنده گروسولار منطقه‌بندی ترکیبی نامنظمی نشان می‌دهد. سازنده اسپسارتین دارای منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۶- a) یا یکنواخت (شکل ۶- b) به صورت کاهش مقدار آن از مرکز به طرف حاشیه بلور است. آهن فاقد منطقه‌بندی ترکیبی و منیزیم نیز دارای توزیع یکنواخت در بلور (شکل ۶- a) و یا دارای منطقه‌بندی با افزایش تمرکز آن (شکل ۶- b) از مرکز به حاشیه است.

جدول ۷- نتایج آنالیز نقطه‌ای میکای سفید، اپیدوت، فلدسپات و کلریت نمونه هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی واقع در حاشیه خارجی توده ترونجمیتی. فرمول ساختاری میکای سفید بر اساس ۱۱ اکسیژن، اپیدوت ۱۲/۵ اکسیژن، فلدسپات ۸ اکسیژن و کلریت ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است. آهن کل به صورت FeO_4 محاسبه شده است.

Rock type: Mineral	Metamorphic aureole (cm25)							Reaction rim (es207)								
	Wmca		Fsp		Ep			Wmca		Fsp		Ep		Chl		
SiO ₂	48.88	49.32	47.87	68.33	69.25	68.87	38.82	38.08	47.13	46.80	48.32	69.25	68.33	38.82	37.69	27.6
TiO ₂	0.36	0.27	0.33	0.01	0.00	0.01	0.09	0.09	0.79	1.03	0.84	0.00	0.01	0.09	0.11	0.04
Al ₂ O ₃	24.19	23.74	17.38	20.10	19.51	19.75	30.21	25.40	31.29	31.57	29.79	19.51	20.10	30.21	23.78	20.9
FeO _t	7.62	7.06	13.26	0.17	0.06	0.37	5.14	10.83	2.66	3.02	2.77	0.06	0.17	5.14	13.13	16.02
MnO	0.07	0.1	0.38	0.00	0.01	0.03	0.47	0.58	0.02	0	0	0.01	0.00	0.47	0.57	0.87
MgO	3.07	3.23	5.67	0.03	0.00	0.00	0.11	0.07	1.99	2.18	2.19	0.00	0.03	0.11	0.00	22.79
CaO	0.05	0.03	3.37	0.73	0.34	0.59	23.32	23.03	0.04	0.05	0.05	0.34	0.73	23.32	22.54	0.0
Na ₂ O	0.27	0.25	1.33	11.56	11.93	11.76	0.00	0.04	1.25	1.14	1.21	11.93	11.56	0.00	0.01	0.0
K ₂ O	11.14	11.25	6.88	0.09	0.10	0.08	0.00	0.00	9.79	10.01	9.84	0.10	0.09	0.0	0.0	0.0
Total	95.65	95.25	96.47	101.02	101.2	101.46	98.16	98.12	94.96	96.2	95.01	101.2	101.02	98.16	97.83	88.22
Si	3.35	3.37	3.291	2.96	2.99	2.97	2.98	3.00	3.171	3.126	3.24	2.99	2.96	2.99	2.98	5.51
Ti	0.018	0.01	0.017	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.79	0.052	0.042	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ^{IV}	0.65	0.61	0.69	1.03	0.99	1.01	2.74	2.36	0.82	0.85	0.75	0.99	1.02	2.73	2.22	2.48
Al ^{VI}	1.29	1.30	0.72						1.64	1.64	1.56					2.42
Fe ²⁺	0.2	0.198	0.229	0.01	0.00	0.01	0.0	0.0	0.15	0.119	0.31	0.0	0.0	0.0	0.0	2.67
Fe ³⁺	0.235	0.206	0.534				0.29	0.64	0.0	0.00	0.00	0.0	0.0	0.29	0.78	0.0
Mn	0.004	0.006	0.022	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.001	0.00	0.00	0.0	0.0	0.2	0.3	0.14
Mg	0.312	0.33	0.581	0.00	0.00	0.00	0.01	0.0	0.2	0.217	0.219	0.0	0.0	0.1	0.0	6.76
Ca	0.004	0.002	0.248	0.03	0.02	0.03	1.92	1.94	0.003	0.004	0.004	0.01	0.03	1.92	1.92	0.0
Na	0.036	0.003	0.177	0.97	1.00	0.98	0.0	0.0	0.161	0.148	0.158	0.99	0.97	0.0	0.0	0.0
K	0.97	0.983	0.603	0.01	0.01	0.00	0.0	0.0	0.84	0.853	0.844	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum cat.	7.06	7.04	7.112	5	5	5	7.96	7.98	7.05	7.055	7.031	4.98	4.98	8.23	8.2	19.98
An				3.4	1.5	2.8						1.5	3.3			
Ab				96.2	97.9	96.8						98.0	96.2			
Or				0.4	0.5	0.4						0.5	0.5			
XPs							9	21						9	26	

در این بخش بر اساس روابط تعادلی پاراژنهای کانی‌شناسی موجود در هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی بخش خارجی توده ترونجمیتی و با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک و همچنین به کمک دما- فشارسنج‌های قراردادی و محدوده پایداری کانی‌ها، شرایط دگرگونی حاکم بر هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی ارزیابی می‌شود. در محاسبه فشار و حرارت توسط نرم افزار ترموکالک، مجموعه کانی‌هایی که به صورت پاراژنز در نظر گرفته شده است در تماس با یکدیگر بوده و مرز مستقیم بین آن‌ها نیز، بیانگر حالت تعادلی آن‌هاست.

محاسبه دما و فشار دگرگونی هاله مجاورتی

ترموکالک

میانگین فشار و حرارت محاسبه شده توسط نرم افزار ترموکالک (Holland and Powell, 2008) نسخه 3.26 به دست آمده و در این محاسبات اکتیویته اعضا نهایی کانی‌ها به کمک نرم افزار AX (Holland and

فلدسپات

فلدسپات نمونه cm25 آلبیت خالص است (جدول ۷) و حاصل دگرگونی برگشتی به هنگام بالا رفتن گرادیان زمین‌گرایی منطقه و به دنبال تزریق توده‌های نفوذی، از شیب آب میزبان متبلور شده است. فلدسپات نمونه es207 نیز از نوع آلبیت است (جدول ۷).

دما- فشارسنجی هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی

تعیین شرایط دگرگونی هاله مجاورتی از اهمیت ویژه‌ای در فهم شرایط فشار و حرارت انجماد و جایگزینی توده‌های نفوذی برخوردار است به طوری که فرمول‌سازی اولیه فشارسنج آمفیبول، جهت تعیین عمق جایگزینی توده‌های نفوذی ابتدا بر اساس آمفیبول‌های موجود در هاله‌های مجاورتی صورت گرفته است (Anderson and Smith, 1995).

نفوذی منطقه (مرحله دوم دگرگونی) را که به افزایش گرادیان زمین‌گرمایی و جایگزینی آمفیبول سدیک توسط بارونیزیت منجر شده است را ارزیابی کرد. تبلور بارونیزیت بیانگر آن است که مرحله دوم دگرگونی در حرارت بیشتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار بالاتر از ۵ کیلو بار صورت گرفته است.

دما- فشارسنجی آمفیبول

دما- فشارسنجی نیمه کمی که با استفاده از مقادیر آلومینیم و تیتانیم موجود در ترکیب آمفیبول‌های نوع بارونیزیت (Ernest and Liu, 1998) صورت گرفته، دمای کمتر از ۵۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۸ تا ۱۵ کیلو بار را نشان می‌دهد.

دما- فشارسنجی به کمک محدوده پایداری فازهای

تیتانیم‌دار

با توجه به حضور اسفن در هاله مجاورتی و به استناد نمودار محدوده پایداری فازهای تیتانیم‌دار (روتیل-ایلمنیت-اسفن (Liu *et al.*, 1996) فشار و حرارت دگرگونی به ترتیب کمتر از ۱۲ کیلو بار و ۷۷۰ درجه سانتیگراد بوده است.

محاسبه دما و فشار دگرگونی حاشیه واکنشی

ترموکالک

در حالتی که اپیدوت، میکای سفید و فلدسپات موجود در زمینه، با حاشیه گارنت به صورت پارائنز در نظر گرفته می‌شود مقادیر دما و فشار محاسبه شده به کمک نرم‌افزار ترموکالک به صورت زیر است:

$$T=730 \pm 40 \text{ } ^\circ\text{C and } P=15.1 \pm 1.4 \text{ Kb}$$

واکنش‌های دگرگونی احتمالی که به کمک آن‌ها،

میانگین فشار و حرارت محاسبه شده در زیر آمده است:

- 1) $\text{Pg} + \text{An} + \text{Grs} + \text{Qtz} = 2\text{Czo} + \text{Ab}$
- 2) $5\text{Pg} + 4\text{Grs} + 6\text{Qtz} = 6\text{Czo} + 5\text{Ab} + 2\text{H}_2\text{O}$
- 3) $3\text{Ms} + \text{Prp} + 2\text{Grs} + 6\text{Qtz} = 3\text{Cel} + 6\text{An}$
- 4) $3\text{Ms} + 2\text{Grs} + \text{Alm} + 6\text{Qtz} = 3\text{Fcel} + 6\text{An}$
- 5) $3\text{Ms} + 4\text{Czo} + \text{Prp} + 2\text{Adr} + 6\text{Qtz} = 3\text{Cel} + 4\text{Ep} + 6\text{An}$

Powell <http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland>

محاسبه شده‌اند.

میانگین فشار و حرارت دگرگونی که با انتخاب مجموعه کانی‌های متعادل نمونه متابازیت هاله مجاورتی (cm25) به دست آمده، به صورت زیر است:

$$T=580 \pm 70 \text{ } ^\circ\text{C and } P=8.2 \pm 1.5 \text{ K}$$

محاسبه میانگین فشار و دما، بر اساس واکنش‌های

زیر صورت گرفته است (علامت اختصاری کانی‌ها به استثناء آمفیبول، فلدسپات و میکای سفید از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده و در جدول ۸ معرفی شده‌اند).

- 1) $10\text{Prp} + 3\text{Tr} + 24\text{Czo} = 4\text{Grs} + 15\text{Ts} + 12\text{An}$
- 2) $2\text{Prp} + 4\text{Grs} + 3\text{Ts} + 12\text{Qtz} = 3\text{Tr} + 12\text{An}$
- 3) $19\text{Ts} = 14\text{Prp} + 3\text{Tr} + 16\text{Czo} + 8\text{H}_2\text{O}$
- 4) $4\text{Grs} + 5\text{Alm} + 6\text{Czo} + 15\text{Qtz} = 3\text{Fact} + 18\text{An}$
- 5) $4\text{Prp} + 2\text{Grs} + 3\text{Tr} + 6\text{Pg} = 6\text{Ts} + 3\text{Gln}$
- 6) $3\text{Tr} + 6\text{Prg} + 18\text{An} = 4\text{Prp} + 8\text{Grs} + 6\text{Ts} + 3\text{Gln}$
- 7) $5\text{Alm} + 15\text{Fcel} + 12\text{Czo} = 2\text{Grs} + 6\text{Fact} + 15\text{Ms} + 6\text{An}$
- 8) $7\text{Grs} + 5\text{Alm} + 3\text{Pg} + 18\text{Qtz} = 3\text{Fact} + 15\text{An} + 3\text{Ab}$
- 9) $6\text{Prg} + 12\text{Cel} + 18\text{An} = 4\text{Prp} + 8\text{Grs} + 3\text{Tr} + 3\text{Gln} + 12\text{Ms}$

جدول ۸- علائم اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983)

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl	فرواکتینولیت	Fact
آنورتیت	An	کوارتز	Qtz
ارتوز	Or	موسکویت	Ms
آلبیت	Ab	پاراگونیت	Pg
گارنت	Grt	فروسلادونیت	Fcel
گروسولار	Grs	میکای سفید	Wmca
پیروپ	Prp	سلادونیت	Cel
آلماندن	Alm	فلوگوپیت	Phl
آندرادیت	Adr	پیستاسیت	Ps
فلدسپار	Fsp	کلینوزونیزیت	Czo
آمفیبول	Am	زونیزیت	ZO
پارگازیت	Prg	ژادنیت	Jd
چرماکیت	Ts	کلریت	Chl
گلوکوفان	Gln	اپیدوت	Ep

قلمرو پایداری انواع آمفیبول

با استفاده از قلمرو پایداری انواع آمفیبول (Otsuki

and Banno, 1990) نیز می‌توان به صورت نیمه کمی

شرایط دما و فشار دگرگونی ناشی از تزریق توده‌های

دماسنجی روتیل

است. ارزیابی شرایط دما- فشار توده‌های نفوذی که به کمک شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، ترکیب شیمیایی کانی‌های ماگمایی توده‌های نفوذی و محاسبات دما- فشارسنجی هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف آن‌ها صورت گرفته، نشان‌دهنده تشکیل و جایگیری ماگما در فشار بالاتر از ۸ کیلو بار و دمای بیشتر از ۶۶۵ درجه سانتیگراد است. بنابراین تشکیل این توده‌ها با فرآیندهای پترولوژیک واقع در اعماق مرتبط است. با توجه به شواهد صحرایی، میکروسکوپی، ژئوشیمیایی، سن سنجی و محاسبات دما- فشارسنجی بلوک‌های گارنت- هورنبلندی مجاور ترونجمیت‌ها، ساز و کار ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی داغ و جوان فرورو و تشکیل رستیت گارنت- هورنبلندی و مذاب تونالیتی- ترونجمیتی با ویژگی‌های آداکیتی در منطقه فرورانش به اثبات رسیده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). عمق زیاد محاسبه شده برای تشکیل و جایگیری توده‌های نفوذی منطقه نیز با این مدل ارائه شده سازگار است. پس از تشکیل مذاب با ترکیب تونالیت و ترونجمیت در اعماق کانال فرورانش، تزریق آن‌ها به بخش‌های سطحی‌تر منطقه فرورانش، سنگ‌های رخساره شیست آبی واقع در آن منطقه، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند.

وجود و حفظ اپیدوت و گارنت ماگمایی در توده‌های نفوذی منطقه بیانگر سرعت صعود بالا در طی جایگیری است که این امر با اعمال تکتونیک کششی حاکم بر منطقه در زمان جایگزینی همراه بوده است (نصرآبادی، ۱۳۹۰) به طوری که شکل‌های ورقه‌ای و سیل‌مانند توده‌های نفوذی گویای این امر است. با توجه به جهت تقریباً شرقی- غربی دایک‌های مافیک موجود در منطقه، رژیم تکتونیک کششی بعد از جایگیری و انجماد توده‌های نفوذی نیز ادامه داشته است.

تشکر و قدردانی

این تحقیق در قالب طرح پژوهشی انجام شده و هزینه آن از سوی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه

امروزه دماسنجی روتیل با استفاده از میزان زیرکنیم موجود در آن، ابزار مناسبی برای محاسبه حرارت سنگ‌های دگرگونی است (Zack *et al.*, 2004a; Watson *et al.*, 2006; Tomkins *et al.*, 2007). به منظور انجام دماسنجی، روتیل‌های موجود در حاشیه واکنشی توده ترونجمیتی آنالیز نقطه‌ای شدند. مقادیر زیرکنیم موجود در بلورهای روتیل از ۰/۰۸۵ تا ۰/۱۷۷ درصد متغیر است که معادل حرارت‌های بین ۷۰۷ تا ۹۰۷ درجه سانتیگراد است. نتایج محاسبات در جدول ۹ نمایش داده شده است. دماسنجی Zack و همکاران (۲۰۰۴) نسبت به دماسنجی Tomkins و همکاران (۲۰۰۷) و Watson و همکاران (۲۰۰۶)، دمای تبلور روتیل را ۸۰ تا ۱۰۰ درجه بیشتر نشان می‌دهد.

جدول ۹- نتایج دماسنجی روتیل

ZrO ₂ (wt%)	Rutile Thermometry		
	T°C (Tomkins <i>et al.</i> , 2007) P (kbar) = 15	T°C (Watson <i>et al.</i> , 2006)	T°C (Zack <i>et al.</i> , 2004a)
0.139	786	755	876
0.119	771	739	857
0.085	739	707	814
0.101	755	723	836
0.177	811	781	907
0.107	760	729	843
0.132	781	750	870
0.097	751	719	830
0.126	776	745	864
0.119	771	739	857
0.104	758	726	839
0.112	765	733	849
0.109	762	731	845
0.085	739	707	814
0.124	775	744	862
0.105	758	727	841
0.119	771	739	857
0.124	775	744	862
0.107	760	729	843

نتیجه‌گیری

در بیشتر مطالعات زمین‌شناسی، شرایط انجام رخساره دگرگونی مجاورتی در اعماق کمتر از ۳ کیلو بار تعریف شده است. نتایج محاسبات فشارسنجی هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد بیانگر جایگیری ماگما در اعماق زیاد

با انجام آنالیزهای میکروپروب سهم به‌سزایی در به ثمر رسیدن این تحقیق داشتند سپاسگزاری می‌شود. در نهایت از داوران محترم مجله که با ارائه پیشنهادات سازنده به ارتقاء سطح مقاله کمک نموده‌اند قدردانی می‌شود.

بین‌المللی امام خمینی فزوین تأمین اعتبار شده است که از آن معاونت محترم تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از آقایان پروفسور فدريكو روزتی، دومنيكو کوتسوپولی و دکتر جیانلوکا ویگنارولی از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر توماس تی از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که

منابع

- نصرآبادی، م. (۱۳۸۸) پتروولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
- نصرآبادی، م. (۱۳۹۰) پیدایش کانی‌های غیرمعمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما. مجله پتروولوژی دانشگاه اصفهان ۵ (۲): ۱۱۳-۱۳۲.
- نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م. (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی شیبست‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی (۱) ۲۰: ۱۲۳-۱۴۰.
- Alavi, M. (1991) Tectonic map of the Middle East, 1/500000. Geological Survey of Iran.
- Baroze, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghrean, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions, Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran. Geological Society of Iran, Iran.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 104: 208-224.
- 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.
- Conrad, W. K., Nichollas, I. A. and Wall, V. J. (1988) Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic zone, New Zealand and other occurrences. Journal of Petrology 29: 756-803.
- Ernest, W. G. and Liu, J. (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. American Mineralogist 83: 952-969.
- Ferry, J. and Watson, E. B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contributions to Mineralogy and Petrology 154: 429-437.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E. (1968) Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contributions 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.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical ipleous geobarometer. American Mineralogist 71: 1297-1313.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa, L., Szabó, C. S., Thirwall, M. F., Mason, P. R. D., Matthey, 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.
- Harrison, T. N. (1988) Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. Mineralogical Magazine 52:

659-667.

- Heltz, R. T. (1976) Phase relations of basalt in their melting ranges at $P_{H_2O}=5\text{kb}$, Part II: Melt compositions. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Heltz, R. T. (1982) Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks. *Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy* 9B: 279-346.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Holland, T. J. B. and Powell, R., The AX computer program. unpublished data, www.esc.cam.ac.uk/~astaff/holland/index.html.
- Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Johnston, A. D. and Wyllie, P. J. (1988) Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationship of NUK gneiss with H, O at 15kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 35-46.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogists* 68: 277-279.
- Manning, D. A. C. (1983) Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 47: 353-358.
- Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Sciences* 283: 993-1033.
- Otsuki, M. and Banno, S. (1990) Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 425-439.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 189-99.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Pilger, A. (1971) Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge. *Clausthaler Geologische Abhandlungen* 8: 27-41.
- Powell, R. and Holland, T. J. B. (2008) On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 155-179.
- 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.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51: 1-25.
- Rushmer, T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.

- 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 Mineralogist* 81: 462-474.
- Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: Implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 394-409.
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Spear, F. S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *American Journal of Science* 281: 697-734.
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52: 1229-1258.
- Stocklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires hors série de la société Géologique de France* 8: 333-353.
- Tomkins, H. S., Powell, R. and Ellis, D. J. (2007) The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology* 25: 703-713.
- Tulloch, A. J. and Challis, G. A. (2000) Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43: 555-567.
- van der Laan, S. R. and Wyllie, P. J. (1992) Constraints on Archean trondhjemite genesis from hydrous crystallization experiments on NUK Gneiss at 10-17 kbar. *Journal of Geology* 100: 57-68.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 295-304.
- Watson, E. B., Wark, D. and Thomas, J. B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151: 413-433.
- Yardley, B. W. D. (1977) An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogists* 62: 793-800.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A. (2004a) Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 471-488.
- Zen, E. and Hammarstrom, J. M. (1984) Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12: 515-518.

Thermobarometry of intrusion bodies from Soltanabad area (NE Sabzevar): with special reference to their adjoining metamorphic aureole and reaction rim

Mohsen Nasrabady *

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

Abstract

Several tonalitic-trondhjemitic intrusion bodies have been injected into the metamorphic complex consisting of greenschist, blueschist and Grt-amphibolites in the Soltanabad area (NE Sabzevar). Thermobarometry of these bodies that carried out by whole rock chemical chemistry, the occurrence of magmatic garnet and epidote as well as geochemical characteristics of amphibole and plagioclase point to crystallization temperature of 665 to 749 °C and pressure between 8 to 11 Kbar. In order to estimate the depth of emplacement and to obtain the more precise crystallization temperature, temperature and pressure conditions of metamorphic aureole and reaction rim of the outer margins of the intrusion bodies, were calculated. On the base of obtained data, the conditions of pressure and temperature of emplacement and solidifications of intrusion bodies are compatible with the scenario of partial melting of young subducted oceanic lithosphere at depth of a hot subduction zone.

Key words: Tonalite-Trondhjemitite, Thermobarometry, Metamorphic aureole, Soltanabad Metamorphic Complex

* mohsennasrabady@ikiu.ac.ir