

## مطالعه شیمی کانی ها و دما- فشارسنجی گرانیتوئید بی بی مریم (شمال شرق نهبندان، شرق ایران)

سید سعید محمدی

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۰/۱۸ تاریخ پذیرش: ۹۱/۲/۱۲

ssmohammadi@birjand.ac.ir

### چکیده

توده گرانیتوئیدی بی بی مریم درون مجموعه افیولیتی نهبندان و در بخش شمالی زون زمین درز سیستان واقع شده است. شواهد صحرایی حاکی از نفوذ گرانیتوئید به درون سنگ های میزبان اولترامافیک و مافیک است. ترکیب غالب این توده تونالیت (تا کوارتز دیوریت) می باشد. کانی های اصلی تشکیل دهنده تونالیت شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و آلکالی فلدسپار (کم) و کانی های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی کدر (مگنیتیت) هستند. داده های حاصل از آنالیز ریزپردازشی بیانگر این است که گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در این سنگ بین  $Ab_{63.6}$ ،  $An_{36.4}$  تا  $Ab_{50}$ ،  $An_{50}$  تغییر نموده و از نوع آندزین می باشند. بیوتیت های این سنگ ها در محدوده بیوتیت غنی از منیزیم و متمایل به فلوگوپیت قرار می گیرند. بر اساس شیمی بیوتیت ها، توده نفوذی بی بی مریم از یک ماگمای کالک آلکالن تشکیل شده است. آمفیبول ها در قلمرو کلسیک واقع شده و از نوع مگنزیوهورنبلند می باشند. آمفیبول های مورد مطالعه در رده آمفیبول های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می گیرند. فشار جایگیری توده گرانیتوئیدی بی بی مریم بر مبنای فشارسنجی Al کل در هورنبلند،  $3/1$  تا  $5/2$  کیلو بار (عمق حدود ۲۰-۱۲ کیلومتر) و دمای آن بر اساس دماسنجی با استفاده از هورنبلند های همزیست با پلاژیوکلاز ۷۳۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد بدست آمد. دمای تخمینی با استفاده از مقادیر زیرکن در مقابل نسبت کاتیونی  $[(Na+K+2Ca)/(Al*Si)]$  برای تونالیت بی بی مریم حدود ۷۵۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد می باشد که با دماهای بدست آمده از دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز مطابقت دارد.

واژه های کلیدی: شیمی کانی، دما- فشار سنجی، بی بی مریم، گرانیتوئید، زمین درز سیستان

### مقدمه

پیرامون توده مورد بحث انجام شده که آن را جزء گرانیتوئیدهای نوع I و در گروه VAG معرفی نموده اند. زرین کوب و همکاران (۱۳۹۰) ضمن مطالعه ژئوشیمی، پترولوژی و سن سنجی این توده، به شباهت آنها به آداکیت های غنی از سیلیس اشاره و سن رخداد ماگماتیسیم و تشکیل توده گرانیتوئیدی را به روش زیرکن اورانیم - سرب،  $6/ \pm 71/5$  میلیون سال (ماستریشین) بدست آورده اند.

گرانیتوئیدها سازنده اصلی کمربندهای کوهزایی بوده و دارای تنوع ترکیبی وسیعی می باشند (Kaygusuz et al., 2008). به همین دلیل گرانیتوئیدهایی که از نظر ترکیبی خوب شناخته شوند، به توسعه و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با پوسته قاره ای کمک می نمایند (Barbarin, 1999). ترکیب کانی ها نشان دهنده شرایط فشار- دما و ماهیت ماگما حین جایگیری گرانیت ها بوده و محاسبه فشار و دمای یک توده نقش مهمی در شناخت پتروژنز

توده گرانیتوئیدی بی بی مریم با وسعت حدود ۵ کیلومتر مربع در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال شرق نهبندان دارای موقعیت جغرافیایی  $16^{\circ} 13' 60''$  تا  $14^{\circ} 14' 40''$  طول شرقی و  $51^{\circ} 31' 30''$  تا  $52^{\circ} 31'$  عرض جغرافیایی شمالی می باشد. بر اساس نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ موجود (علوی نائینی و لطفی ۱۹۸۹؛ علوی نائینی ۱۹۹۰)، این توده به عنوان یکی از اجزای مجموعه افیولیتی شرق ایران معرفی شده است. توده های گرانیتوئیدی با سن های مختلف در نوار افیولیتی شرق ایران رخمون دارند که برخی از آنها نظیر چشمه استاد با  $2/6 \pm 82/6$  میلیون سال قدیمی و متعلق به کرتاسه فوقانی (سانتوین) بوده و برخی دیگر مثل گرانیت زاهدان با سن ۳۲ میلیون سال به الیگوسن تعلق دارند (Camp and Griffis, 1982). در سال های اخیر، مطالعات پترولوژیکی توسط محمدی (۱۳۸۶)، محمدی و همکاران (۱۳۸۶)

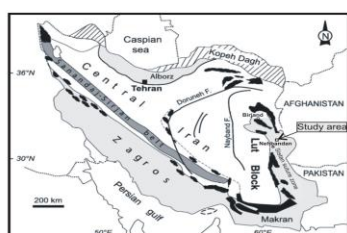
زون زمین درز سیستان علاوه بر سنگ‌های افیولیتی، رخنمون وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکان و آلکان که از نظر سنی متعلق به کرتاسه فوقانی تا نئوژن هستند، مشاهده می‌شود (Camp and Griffis, 1982). به علاوه نفوذی‌های همزمان با تکتونیک تا پس از تکتونیک که بعد از بسته شدن زون زمین درز سیستان در ائوسن فوقانی - میوسن زیرین تشکیل شده‌اند، وجود دارد (Camp and Griffis, 1982; Sadeghian et al., 2005). توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم با روند کلی شمال غرب - جنوب شرق درون مجموعه افیولیتی نهبندان در شمال شرق شهر نهبندان (شکل ۱-ب) و در پهنه گسلی نهبندان واقع گردیده است. واحدهای سنگی درونگیر توده مورد مطالعه شامل پریدوتیت، گابرو، بازالت و دیابازهای دگرسان شده می‌باشد که در بیشتر نقاط توسط توده گرانیتوئیدی مورد نفوذ قرار گرفته‌اند. سن افیولیت ملانژ منطقه، کرتاسه فوقانی اعلام شده (Tirrul et al., 1983) و توده مورد مطالعه نیز در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نهبندان (علوی نائینی و لطفی ۱۹۸۹)، به عنوان یکی از واحدهای مجموعه افیولیتی معرفی گردیده است. شواهد صحرایی بخصوص در حاشیه توده حاکی از آن است که زبانه‌های گرانیتوئیدی، سنگهای اولترامافیک را قطع نموده‌اند که بیانگر جوانتر بودن توده گرانیتوئیدی نسبت به سنگهای میزبان خود می‌باشد. بر اساس سن سنجی انجام شده به روش زیرکن اورانیم - سرب بر روی نمونه توانلایت بی‌بی‌مریم (زربین کوب و همکاران ۱۳۹۰)، سنگهای مذکور دارای سن  $۷۱/۵ \pm ۰/۶$  میلیون سال (کامپاین - ماستریختین) می‌باشند. با توجه به شواهد صحرایی و نتیجه سن‌سنجی گرانیتوئید، می‌توان سن جایگیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریختین دانست. ترکیب غالب توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم توانلایت (تا کوارتزیدوریت) است.

و تکتونیسیم ناحیه‌ای دارد. (Abdel-Rahman, 1994; Shabani et al., 2003; Moazzen and Droop, 2005; Gomes and Neiva, 2005; Zhang et al., 2006; Mazhari et al., 2008; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008; Shabani et al. 2010; Şahin et al., 2010).

هدف از این پژوهش، مطالعه ترکیب شیمیایی کانیها، بررسی ارتباط شیمی کانی بیوتیت با ماگمای اولیه و تخمین دما - فشار جایگیری توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم می‌باشد.

## موقعیت زمین شناسی

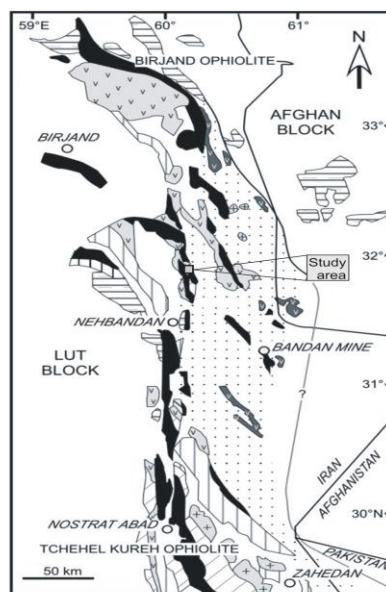
منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون زمین درز سیستان (Berberian and King, 1981; Tirrul et al., 1983) واقع شده است (شکل ۱-الف). در طول زون زمین درز سیستان، چندین مجموعه افیولیتی در یک نوار ناپیوسته با امتداد شمالی - جنوبی از زاهدان تا بیرجند وجود دارد (شکل ۱-ب) که شامل افیولیت‌های چهل کوره، نهبندان و بیرجند هستند (Tirrul et al., 1983; Saccani et al., 2010). به اعتقاد (Tirrul et al., 1983) زون ساختاری سیستان زمین درز ناشی از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان می‌باشد. بنا بر نظر این محققین، همگرایی دو ورق قاره‌ای لوت و افغان منجر به فرورفتن پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان شده و ادامه فرورانش سبب برخورد دو بلوک قاره‌ای در اولیگو - میوسن گردیده است. سن بسته شدن اقیانوس سیستان و تشکیل زون زمین درز به خوبی مورد ارزیابی قرار نگرفته است. مطالعات سن سنجی اخیر (Brocker et al., 2010; Theunissen et al., 2010) که به روش Rb-Sr بر روی میکای سفید (فنزیت) و امفاسیت در سنگهای دگرگونی فشار بالای منطقه سولا بست انجام شده، سن فرورانش اقیانوس سیستان را حدود ۸۵/۵ میلیون سال (سانتونین) نشان داده است. در



الف

### Legend

	Alluvium	} Eocene to Pliocene
	Volcanic rocks	
	Intrusive rocks	} Sefidabeh basin deposits
	Sedimentary rocks (Senonian-Eocene)	
	Volcanic rocks (Maastrichtian-Paleocene)	} Neh and Ratuk Complexes (Senonian to Eocene)
	Marls and turbidites	
	Phyllite	} Ophiolitic remnants
	Ophiolitic remnants	
	Basement rocks (Pre-Late Cretaceous)	



ب

شکل ۱. الف) نقشه تقسیمات ساختاری ایران (Berberian and King, 1981) با اندکی تغییر؛ محدوده مورد مطالعه با مربع نشان داده شده است. ب) نقشه ساده زمین شناسی بخش شمالی زون زمین درز سیستان (Tirrul et al., 1983; Saccani et al., 2010) که موقعیت توده مورد مطالعه بر روی آن نمایش داده شده است.

## روش مطالعه

تهیه مقاطع نازک صیقلی استاندارد از نمونه‌های انتخاب شده برای این مطالعه در دانشگاه تربیت مدرس صورت گرفت. تجزیه نقطه‌ای کانیها به منظور تعیین ترکیب شیمیایی، نامگذاری دقیق آنها و نیز استفاده از ترکیب شیمیایی کانیها در تعیین دما و فشار تبلور تعادلی، با استفاده از دستگاه ریز پردازنده‌ی الکترونی در بخش علوم زمین دانشگاه منچستر انگلستان انجام شد. دستگاه ریز پردازنده‌ی مورد استفاده یک ژئواسکن ساخت کمبریج است که متصل به سیستم QX-2000 ساخت آکسفورد بوده و تجزیه‌ها به روش طیف‌سنجی پراکنده کننده انرژی (Energy dispersive spectrometry) با دقت حدود ۰/۱ درصد وزنی انجام شده است. تجزیه کمی کانیها با یک ولتاژ شتاب دهنده 15kv با زمان شمارش ۴۰ ثانیه برای هر تجزیه انجام و اثرات زمینه با استفاده از نرم افزار ZAF تصحیح گردید. استانداردهای مورد استفاده عبارت است از: ولستونیت برای Si و Ca، کوندوم مصنوعی برای Al، پریکلز برای Mg، فایالیت مصنوعی برای Fe، ژادیت برای Na، ارتوز برای K، روتیل مصنوعی برای Ti. به دلیل اینکه دستگاه ریز پردازنده‌ی الکترونی نمی‌تواند مقدار  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  را تعیین و متمایز کند، در این تحقیق برای کانیهای آهن-داری که نسبتهای متغییری از  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  دارند، مقدار  $Fe^{3+}$  با استفاده از معادله (Droop, 1987) بر اساس استوکیومتری کانیهای مزبور تخمین زده شده است. تعیین فرمول دقیق ساختمانی و اعضای انتهایی کانیهای محلول جامد با استفاده از الگوهای موجود در آزمایشگاه ریز پردازنده‌ی الکترونی بخش علوم زمین دانشگاه منچستر و نیز نرم افزار محاسبه فرمول کانیها (Tindle and Webb, 1990) توسط نرم افزار اکسل (Excel) انجام شده است. برای نامگذاری کانیها از نرم افزار Minpet 2.02 (Richard, 1995) بهره گرفته شده است.

## بحث و بررسی

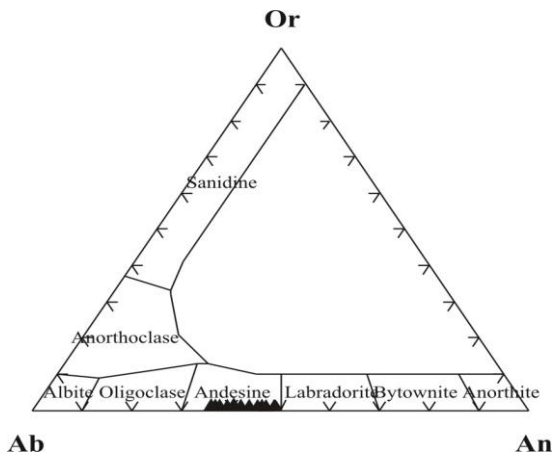
### پتروگرافی

بخش اصلی توده مورد مطالعه را تونالیت تشکیل داده که در نمونه دستی، رنگ خاکستری روشن تا مایل به سبز و بافت درشت بلور دارد. بافت میکروسکوپی سنگ از نوع دانه‌ای بوده و اندازه بلورها ۵-۲ میلی‌متر است. کانیهای اصلی تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۵۰ درصد)، کوارتز (۲۵-۲۰ درصد)، بیوتیت (۱۵-۵ درصد)، هورنبلند (۱۰-۲ درصد) و آلکالی فلدسپار (کمتر از ۵ درصد) می‌باشند. اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی کدر (مگنتیت) کانیهای فرعی معمول هستند. این مجموعه کانیها برای دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al در هورنبلند مناسب است (Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995; Hammarstrom and Zen, 1986; Stein and Dietl, 2001; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008; Ahmadi, 2009). پلاژیوکلاز و آمفیبول بدون حاشیه واکنشی در تعادل هستند که یکی از شروط لازم برای دما-فشارسنجی می‌باشد (Stein and Dietl, 2001). آمفیبول گاهی هم‌رشدی با بیوتیت نشان می‌دهد. بیوتیت به

صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با چندرنگی قهوه‌ای تیره بوده که از اختصاصات گرانیتهای تیپ I است (Whalen and Chappell, 1988; Chappell and White, 1992). کانیهای دگرسانی این سنگها شامل سریسیت، کلریت و اپیدوت هستند. در متن سنگهای تونالیتی، آنکلاوهای ریزدانه تیره وجود دارد. پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و به مقدار بسیار کم کوارتز، کانیهای تشکیل دهنده آنکلاوها بوده و ترکیب سنگی آنها در محدوده دیوریت قرار دارد.

### شیمی کانیها

**پلاژیوکلاز:** کانی مهم تشکیل دهنده سنگهای نفوذی بی-بی مریم می‌باشد. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این کانی، در دو نمونه، پلاژیوکلازها مورد آنالیز ریز پردازشی الکترونی قرار گرفتند که نتایج آن در جداول (۱ و ۲) آمده است. شکل (۲) ترکیب تعدادی از پلاژیوکلازها در گرانیتهای بی-بی مریم را در نمودار ارتوز-آلبیت-انورتیت (Deer et al., 1991) نشان می‌دهد. گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در این سنگ بین  $Ab_{63.6}$  تا  $An_{36.4}$  تا  $Ab_{50}$  تا  $An_{50}$  تغییر نموده و از نوع آندزین می‌باشند. تغییرات محدود گستره ترکیبی این پلاژیوکلازها در زمین فشارسنجی بر مبنای محتوای Al هورنبلند به عنوان یک ویژگی مناسب تلقی می‌گردد (Hollister et al., 1987). برای دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست، پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه-بندی باشند (Blundy and Holland, 1990) که این موضوع در آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها مدنظر بوده است.



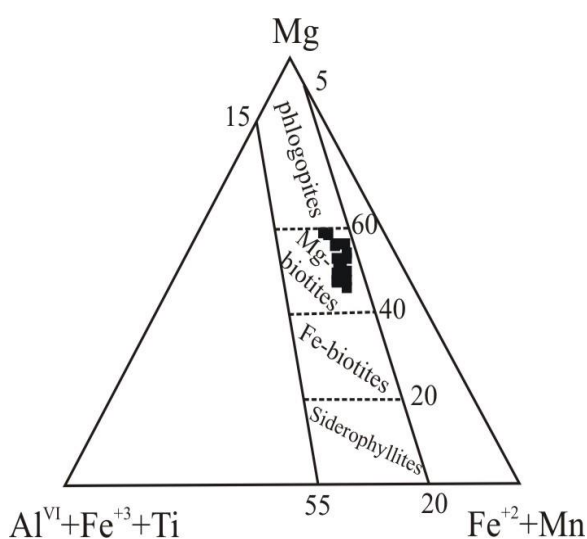
شکل ۲. ترکیب پلاژیوکلازها در گرانیتهای بی-بی مریم روی نمودار تقسیم بندی

فلدسپاتها (Deer, Howie, Zussman, 1991)

**بیوتیت:** یکی از مهم‌ترین سازنده‌های فرومنیزین سنگهای گرانیتهای بی-بی بوده و در بسیاری موارد تنها کانی تیره است. به دلیل ساختار بلوری پیچیده آن، این کانی می‌تواند تعداد زیادی از عناصر با اندازه و بار یونی مختلف را به صورت نوعی جانمایی ایزومورفیک در خود جای دهد. مطالعات متعدد نشان داده است که ژئوشیمی بیوتیت می‌تواند اطلاعات خوبی درباره فرآیند ذوب و شرایط ترمودینامیک تبلور مذاب گرانیتهای آشکار نماید. ترکیب بیوتیت عمدتاً

بی مریم در محدوده بیوتیت غنی از منیزیم و متمایل به فلوگوپیت قرار گرفته- اند (شکل ۴). (Nachit, 1985) ترکیب میکا در سنگهای گرانیتوئیدی را در ارتباط با نوع ماگمایی که بیوتیت از آن متبلور می‌شود، مورد بررسی قرار داد. وی در نمودار Al(tot) در مقابل Mg، ماهیت ماگماهای گرانیتوئیدی را به چهار گروه شامل پرآلومین، کالک آلکان، ساب آلکان و آلکان-پرآلکان تقسیم نمود. مطابق این رده‌بندی، بیوتیت‌های گرانیتوئید بی‌بی مریم در مرز کالک آلکان-پرآلومین واقع شده‌اند (شکل ۵).

Abdel-Rahman (1994) بر مبنای عناصر اصلی FeO, MgO و  $Al_2O_3$  بیوتیت در سنگهای آذرین متبلور شده از ماگماهای آلکان، پرآلکان و کالک آلکان، نمودارهای تمایز را معرفی نمود. بر اساس این رده‌بندی، بیوتیت در گرانیتوئیدهای آلکان غیر کوهزایی از نوع سیلیسی غنی از آهن (نزدیک آنیت)، در مجموعه‌های پرآلومین از نوع سیدروفیلیت و در سنگهای گرانیتوئیدی کالک آلکان کوهزایی، غنی از منیزیم می‌باشد. شکل ۶ موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های توده نفوذی بی‌بی مریم در نمودارهای Abdel-Rahman (1994) را نشان می‌دهد. بر پایه شیمی بیوتیت‌ها، توده نفوذی بی‌بی مریم از یک ماگمای کالک آلکان تشکیل شده است. این نتیجه با ترکیب کالک آلکان سنگهای نفوذی بی‌بی مریم که بر پایه ترکیب سنگ کل بدست آمده است (محمدی ۱۳۸۶؛ محمدی و همکاران ۱۳۸۶؛ زرین کوب و همکاران ۱۳۹۰) مطابقت دارد. در این ماگما، تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن سبب غنی‌شدگی سیستم در اکسیژن در مرحله اولیه می‌شود. فراهم بودن اکسیژن سبب تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) می‌گردد که به نوبه خود مانع تجمع آهن در مذاب کالک آلکان شده و بیوتیت تقریباً غنی از منیزیم متبلور می‌گردد (Abdel-Rahman, 1994; Shabani et al., 2003; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008).

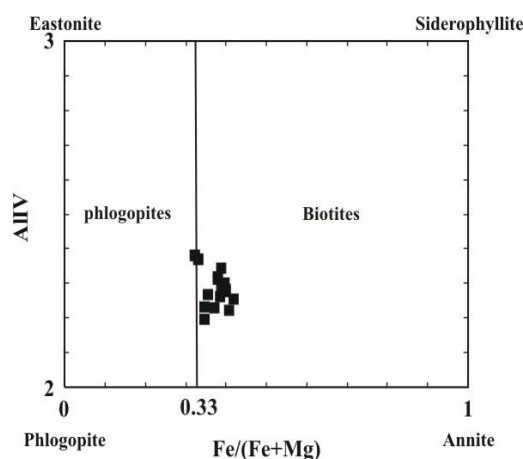


شکل ۴. ترکیب بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار Foster (1960)

وابسته به ماهیت ماگمایی است که از آنها متبلور می‌شود و پتانسیل این کانی برای انعکاس ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما بالا است (Abdel-Rahman, 1994; Shabani et al., 2003; Buda et al., 2004; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008; Pintilei, 2009; Shabani et al., 2010).

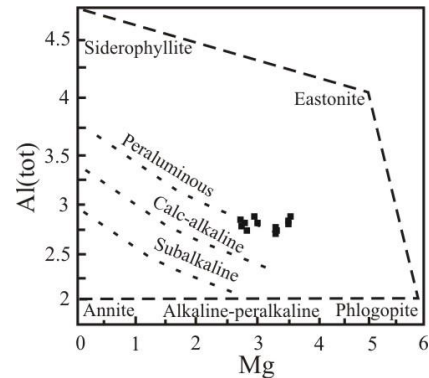
بیوتیت‌های آذرین دامنه وسیعی از شرایط تبلور را پوشش داده و نسبت به تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگما حساس است. این کانی به عنوان یک شاخص با ارزش از شرایط اکسیداسیون در ماگماهای گرانیتی مطرح بوده و می‌توانیم اطلاعاتی درباره پروتولیت، فرآیندهای ذوب و شرایط فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فعالیت آب در حین تبلور مذاب گرانیتوئیدی بدست آوریم (Buda et al., 2004; Machev et al., 2004). بیوتیت همچنین منعکس کننده ماهیت و محیط تکتونیکی ماگماهای میزبان است (Abdel-Rahman, 1994). نتایج آنالیز ریز پردازشی الکترونی کانی بیوتیت در ۳ نمونه از تونالیت‌های بی‌بی مریم در جدول ۳ آمده است. (Rieder et al., 1998) با ارائه یک رده‌بندی برای میکاها، سری بیوتیت را میکا‌های تیره بدون لیتیم، شامل میکا‌های تری اکتاهدرا ل واقع در بین یا نزدیک به محل اتصال آنیت  $[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$  -  $[KFe_2^{+3}]$  - فلوگوپیت  $[KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$  و سیدروفیلیت  $[KFe_2^{+2}AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$  - استونیت  $[KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$  معرفی نموده‌اند. شکل ۳ ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های آنالیز شده در ۳ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی بی‌بی مریم را در نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  (Deer, Howie and Zussman, 1991) نشان می‌دهد که بر اساس آن، ترکیب بیوتیت‌های این سنگها در محدوده بیوتیت (آنیت-سیدروفیلیت) و با تمایل به فلوگوپیت واقع است.

Foster (1960) بر مبنای  $Mg, Fe^{+2}+Mn, Fe^{+3}+Ti$  و  $Al^{VI}$  بیوتیت را به سیدروفیلیت، بیوتیت‌های غنی از آهن، بیوتیت‌های غنی از منیزیم و فلوگوپیت تقسیم‌بندی نمود. بر اساس این رده‌بندی، بیوتیت‌های گرانیتوئید بی-



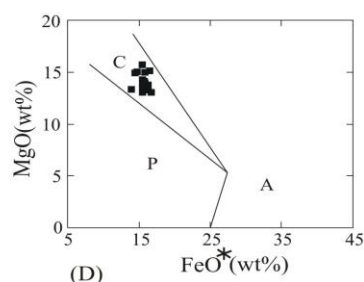
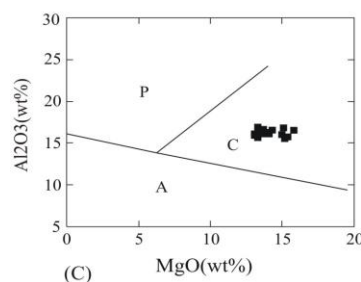
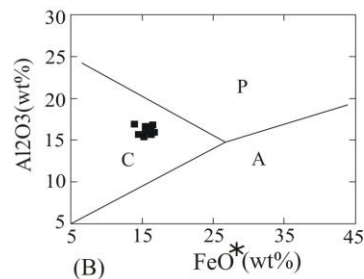
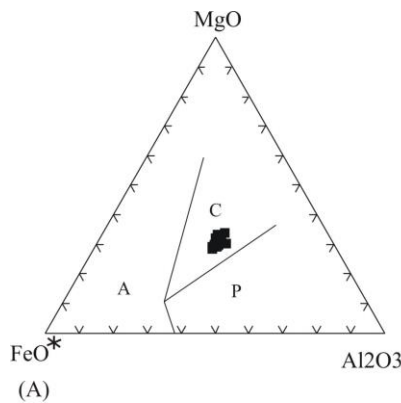
شکل ۳. نمودار رده‌بندی بیوتیت‌های مورد مطالعه بر اساس نامگذاری (Deer, Howie, Zussman, 1991)

های بی بی مریم، هورنبلندها مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. به هنگام آنالیز سعی گردید آمفیبول‌های بدون حاشیه واکنشی که در تعادل با پلاژیوکلاز باشند، انتخاب گردد. نتایج آنالیز ریز پردازشی الکترونی آمفیبول در ۲ نمونه از تونالیت‌های بی بی مریم در جداول ۴ و ۵ آمده است. برای نامگذاری آمفیبول‌ها از نرم افزار MinPet 2.02 (Richard, 1995) بر پایه رده‌بندی (Leake, 1997)  $al.$  استفاده شده است. تخمین نسبت  $Fe^{3+}$  برای محاسبه مجدد فرمول بر پایه روش Avg.15-NK,13-CNK صورت گرفته است. این روش که در آن فرمول کانی بر اساس فرمول حداکثر و حداقل  $Fe^{3+}$  نرمالیزه می‌شود، برای هورنبلند اشباع از کلسیم مناسب است (Leake et al., 1997). بر این اساس، آمفیبول‌های مورد مطالعه در قلمرو کلسیک واقع شده (شکل ۷-a) و از نوع مگنزیوهورنبلند می‌باشند (شکل ۷-b). آمفیبول‌های کلسیک شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند (Whalen and Chappell, Stein and Dietl, 2001; 1988). ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌های بدست آمده از زینولیت‌های گوشته‌ای برای تعدادی از محیط‌های درون صفحه‌ای و فرورانش با هدف شناخت ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های زمین شناسی مختلف توسط (Coltorti et al., 2007) مورد بررسی قرار گرفت. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (Suprasubduction amphibole)، نسبت به انواع درون صفحه‌ای (Intraplate) دارای  $TiO_2$  و  $Na_2O$  پایین‌تر می‌باشند؛ هرچند که هم پوشانی قابل توجهی بین دو گروه مذکور وجود دارد. بر این اساس، آمفیبول‌های مورد مطالعه در رده آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند (شکل ۸-a و b).



شکل ۵. ترکیب بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار Nachit(1985) برای تعیین نوع ماگما

**آمفیبول:** آمفیبول‌ها برای ارزیابی شرایط P-T توده‌های نفوذی کالک آکالن جایگیر شده در کمرندهای کوهزایی مناسب هستند. هورنبلند عموماً در این سنگها وجود داشته و در یک محدوده وسیع فشار و دما از ۱ تا ۲۳ کیلوپار و ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار است. این کانی مفیدترین کانی برای زمین دما-فشارسنجی بوده و دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز و زمین فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند برای آشکارسازی دماهایی که گرانت‌ها جایگیری می‌نمایند، مناسب است (Blundy and Holland, 1990; Tulloch and Challis, 2000; Stein and Dietl, 2001; Zhang et al., 2006; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008; Hossain et al., 2009). به دلیل اهمیت آمفیبول‌ها به عنوان ثبت کننده‌های شیمیایی متغیرهای دما و فشار، در ۲ نمونه از تونالیت-



شکل ۶. نمودارهای رده‌بندی ماگما با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994)؛ تمام نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالک آکالن واقع شده‌اند (محدوده‌ها عبارتند از: A) آکالن C) کالک آکالن P) پرآلومین.

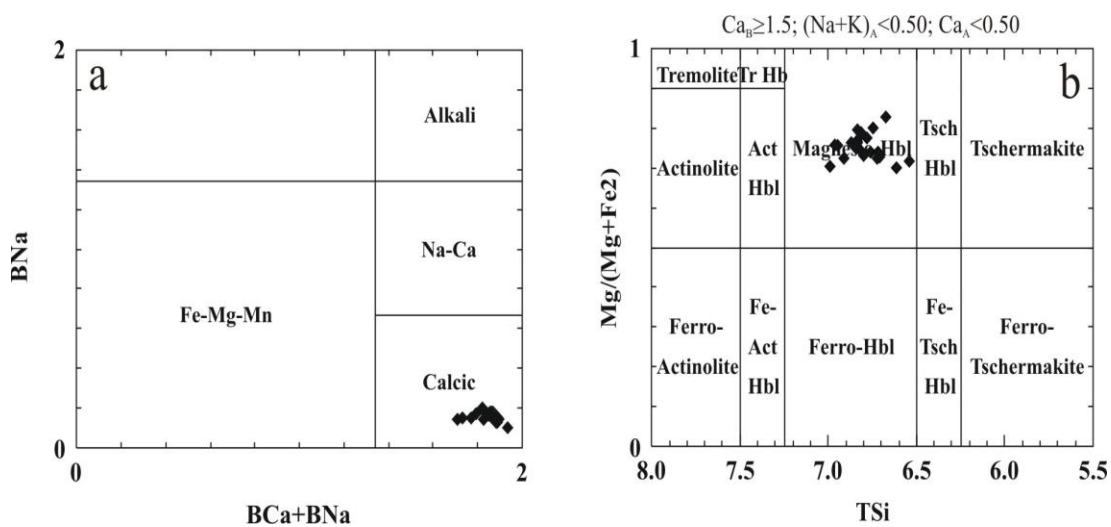
جدول ۱. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی پلاژیوکلازها در تونالیت بی بی مریم

Sample No. Oxides/Min.	189 pl-1	189 pl-2	189 pl-3	189 pl-4	189 pl-5	189 pl-6	189 pl-7	189 pl-8	189 pl-9	189 pl-10
SiO <sub>2</sub>	۵۷/۶۸	۵۷/۴۷	۵۷/۸۷	۵۶/۱۸	۵۶/۳۲	۵۷/۸۱	۵۶/۶۴	۵۹/۳۲	۵۶/۱۱	۵۶/۴۱
TiO <sub>2</sub>	n.d.	۰/۰۱	n.d.	n.d.	۰/۰۲	n.d.	۰/۰۱	n.d.	n.d.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶/۸۶	۲۶/۸۷	۲۶/۶۱	۲۶/۸۶	۲۸/۵۷	۲۶/۷۹	۲۷/۱۶	۲۶/۲۱	۲۷/۸۳	۲۷/۱۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۱۴
MnO	۰/۰۲	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	۰/۰۱	۰/۰۱	n.d.	n.d.	۰/۰۲	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	۸/۷۴	۸/۸۷	۸/۳۷	۹/۶۴	۹/۶۰	۸/۷۸	۸/۹۴	۷/۵۰	۹/۹۵	۹/۱۷
Na <sub>2</sub> O	۶/۴۹	۶/۶۱	۶/۸۲	۶/۴۰	۵/۵۹	۶/۶۶	۶/۰۳	۷/۳۷	۵/۸۶	۶/۶۲
K <sub>2</sub> O	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۵
Total	۹۹/۹۲	۹۹/۹۷	۹۹/۸۸	۹۹/۲۵	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۱۸	۹۹/۰۹	۱۰۰/۴۸	۹۹/۹۱	۹۹/۵۸
Formula	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)
Si	۲/۵۸۳	۲/۵۷۶	۲/۵۹۳	۲/۵۴۶	۲/۵۱۶	۲/۵۸۴	۲/۵۶۱	۲/۶۳۴	۲/۵۲۳	۲/۵۴۶
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	۱/۴۱۸	۱/۴۲۰	۱/۴۰۵	۱/۴۳۵	۱/۵۰۴	۱/۴۱۲	۱/۴۴۷	۱/۳۷۲	۱/۴۷۵	۱/۴۴۶
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe <sup>++</sup>	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵
Mn	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	n.d.	n.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	۰/۴۱۹	۰/۴۲۶	۰/۴۰۲	۰/۴۶۸	۰/۴۶۰	۰/۴۲۱	۰/۴۳۳	۰/۳۵۷	۰/۴۷۹	۰/۴۴۳
Na	۰/۵۶۴	۰/۵۷۴	۰/۵۹۳	۰/۵۶۲	۰/۴۸۴	۰/۵۷۷	۰/۵۲۹	۰/۶۲۶	۰/۵۱۱	۰/۵۷۹
K	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Total	۴/۹۹۱	۵/۰۰۳	۵/۰۰۳	۵/۰۱۹	۴/۹۷۴	۵/۰۰۰	۴/۹۸۷	۴/۹۹۷	۴/۹۹۶	۵/۰۲۲
Na / (Na+K+Ca)	۰/۵۷۱	۰/۵۷۲	۰/۵۹۳	۰/۵۴۴	۰/۵۱۲	۰/۵۷۷	۰/۵۴۱	۰/۶۳۲	۰/۵۱۴	۰/۵۶۵
K / (Na+K+Ca)	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Ca / (Na+K+Ca)	۰/۴۲۵	۰/۴۲۴	۰/۴۰۲	۰/۴۵۳	۰/۴۸۵	۰/۴۲۰	۰/۴۴۳	۰/۳۶۰	۰/۴۸۲	۰/۴۳۲



جدول ۲. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی پلاژیوکلازها در تونالیت بی بی مریم

Sample No. Oxides/Min.	223 pl1	223 pl2	223 pl3	223 pl4	223 pl5	223 pl6	223 pl7	223 pl8	223 pl9	223 pl10	223 pl11	223 pl12
SiO <sub>2</sub>	۵۵/۵۹	۵۶/۳۰	۵۵/۳۹	۵۵/۷۵	۵۵/۴۸	۵۶/۴۶	۵۷/۰۹	۵۷/۹۱	۵۶/۷۲	۵۶/۵۳	۵۶/۴۵	۵۷/۵۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۲	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۱	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۷/۸۵	۲۷/۳۰	۲۷/۷۸	۲۷/۳۸	۲۷/۸۰	۲۷/۰۱	۲۶/۵۰	۲۶/۱۱	۲۷/۱۴	۲۷/۱۳	۲۷/۲۴	۲۶/۱۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۱	۰/۰۱	n.d.	۰/۰۲
MgO	۰/۰۱	n.d.	n.d.	۰/۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	۱۰/۳۲	۱۰/۰۸	۱۰/۲۹	۹/۷۷	۱۰/۵۶	۹/۴۴	۸/۹۳	۸/۵۸	۹/۳۸	۹/۸۳	۹/۶۱	۸/۹۱
Na <sub>2</sub> O	۶/۰۹	۶/۲۵	۶/۱۴	۶/۶۱	۵/۹۳	۶/۶۲	۶/۸۹	۷/۰۷	۶/۶۲	۶/۲۹	۶/۴۷	۷/۰۵
K <sub>2</sub> O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵
Total	۹۹/۹۹	۹۹/۹۷	۹۹/۷۱	۹۹/۶۵	۹۹/۸۳	۹۹/۶۶	۹۹/۵۵	۹۹/۸۰	۹۹/۹۶	۹۹/۸۸	۹۹/۸۹	۹۹/۷۶
Formula	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)
Si	۲/۵۰۵	۲/۵۳۵	۲/۵۰۴	۲/۵۲۱	۲/۵۰۵	۲/۵۴۸	۲/۵۷۵	۲/۶۰۱	۲/۵۵۰	۲/۵۴۵	۲/۵۴۱	۲/۵۹۰
Ti	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	۱/۴۷۹	۱/۴۴۴	۱/۴۸۰	۱/۴۵۹	۱/۴۷۹	۱/۴۳۶	۱/۴۰۹	۱/۳۸۲	۱/۴۳۸	۱/۴۳۹	۱/۴۴۵	۱/۳۸۶
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe <sup>++</sup>	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۰۱
Mg	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	۰/۰۰۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	۰/۴۹۸	۰/۴۸۶	۰/۴۹۸	۰/۴۷۳	۰/۵۱۱	۰/۴۵۶	۰/۴۳۲	۰/۴۱۳	۰/۴۵۲	۰/۴۷۴	۰/۴۶۳	۰/۴۳۰
Na	۰/۵۳۲	۰/۵۴۶	۰/۵۳۸	۰/۵۸۰	۰/۵۱۹	۰/۵۷۹	۰/۶۰۲	۰/۶۱۶	۰/۵۷۷	۰/۵۴۹	۰/۵۶۵	۰/۶۱۵
K	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Total	۵/۰۲۲	۵/۰۱۷	۵/۰۲۶	۵/۰۴۰	۵/۰۱۷	۵/۰۲۵	۵/۰۲۳	۵/۰۱۸	۵/۰۲۱	۵/۰۱۱	۵/۰۲۰	۵/۰۲۶
Na / (Na+K+Ca)	۰/۵۱۵	۰/۵۲۸	۰/۵۱۸	۰/۵۴۹	۰/۵۰۳	۰/۵۵۸	۰/۵۸۱	۰/۵۹۷	۰/۵۵۹	۰/۵۳۵	۰/۵۴۸	۰/۵۸۷
K / (Na+K+Ca)	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Ca / (Na+K+Ca)	۰/۴۸۳	۰/۴۷۰	۰/۴۸۰	۰/۴۴۸	۰/۴۹۵	۰/۴۴۰	۰/۴۱۶	۰/۴۰۰	۰/۴۳۸	۰/۴۶۲	۰/۴۵۰	۰/۴۱۰



شکل ۷. نمودارهای رده بندی و نامگذاری آمفیبول های مورد مطالعه بر اساس رده بندی (a و b) Leake et al., (1997)

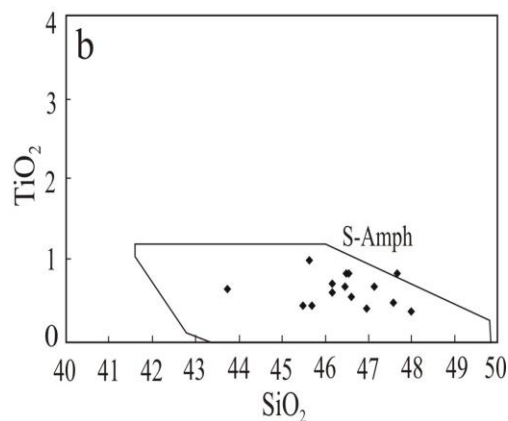
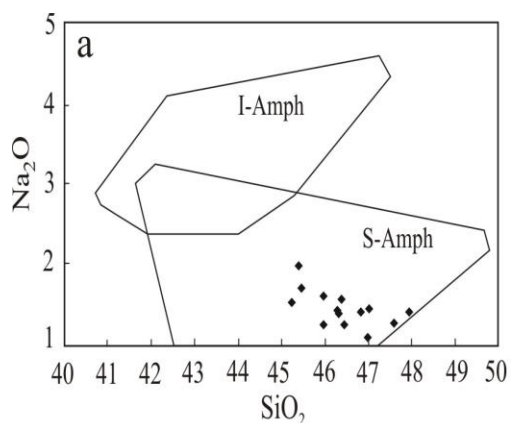
جدول ۳. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی بیوتیت در توانالیت بی بی مریم

Sample No. Oxides/Min.	189 bt-1	189 bt-2	223 bt-1	223 bt-2	223 bt-3	106 bt-1	106 bt-2	106 bt-3	106 bt-4
SiO <sub>2</sub>	۳۷/۵۵	۳۷/۴۲	۳۸/۰۸	۳۷/۳۷	۳۶/۴۴	۳۷/۴۲	۳۷/۲۵	۳۷/۶۵	۳۷/۸۹
TiO <sub>2</sub>	۲/۱۰	۱/۸۲	۲/۱۲	۲/۳۸	۲/۰۲	۱/۸۹	۲/۴۲	۲/۴۹	۲/۳۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۴۷	۱۶/۸۶	۱۵/۷۴	۱۵/۹۵	۱۶/۴۵	۱۶/۳	۱۵/۶۶	۱۶/۱	۱۶/۳۷
FeO	۱۴/۰۴	۱۳/۵۸	۱۴/۵۸	۱۴/۵۴	۱۵/۷۴	۱۵/۷۸	۱۶/۲۸	۱۵/۵۴	۱۵/۶۱
MnO	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۴
MgO	۱۵/۹۰	۱۵/۹۷	۱۵/۰۹	۱۵/۰۹	۱۵/۷۳	۱۳/۹۶	۱۳/۲۸	۱۳/۰۷	۱۳/۳۳
CaO	۰/۷۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۳۳	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۶
Na <sub>2</sub> O	۰/۳۰	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۳	۰/۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱
K <sub>2</sub> O	۷/۶۴	۸/۶۲	۸/۹۲	۸/۹۹	۸/۰۵	۸/۸۴	۹/۰۴	۹/۶۱	۹/۴۷
H <sub>2</sub> O*	۴/۰۶	۴/۰۴	۴/۰۴	۴/۰۳	۴/۰۱	۴/۰۰	۳/۹۷	۴/۰۰	۴/۰۲
Total	۹۸/۹۷	۹۸/۶۷	۹۹/۱۳	۹۹/۲۵	۹۸/۹۸	۹۸/۷۳	۹۸/۴۷	۹۹/۰۲	۹۹/۵۲
Formula	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>
Si	۵/۵۴۷	۵/۵۴۸	۵/۶۵۸	۵/۵۶۳	۵/۴۴۴	۵/۶۱۴	۵/۶۳۱	۵/۶۴۹	۵/۶۴۶
Al IV	۲/۴۵۳	۲/۴۵۲	۲/۳۴۲	۲/۳۳۷	۲/۵۵۶	۲/۳۸۶	۲/۳۶۹	۲/۳۵۱	۲/۳۵۴
Al VI	۰/۴۱۵	۰/۴۹۵	۰/۴۱۴	۰/۳۶۲	۰/۳۴۱	۰/۴۹۶	۰/۴۲۲	۰/۴۹۶	۰/۵۲۱
Ti	۰/۲۳۳	۰/۲۰۳	۰/۲۳۷	۰/۲۶۶	۰/۲۲۸	۰/۲۱۳	۰/۲۷۵	۰/۲۸۱	۰/۲۶۱
Fe	۱/۷۳۵	۱/۶۸۴	۱/۸۱۲	۱/۸۱۰	۱/۹۶۷	۱/۹۸۰	۲/۰۵۸	۱/۹۵۰	۱/۹۴۵
Mn	۰/۰۲۱	۰/۰۲۳	۰/۰۲۹	۰/۰۳۴	۰/۰۳۳	۰/۰۳۹	۰/۰۴۷	۰/۰۴۶	۰/۰۴۳
Mg	۰/۵۰۱	۳/۵۳۰	۳/۳۴۲	۳/۳۴۹	۳/۵۰۳	۳/۱۲۲	۲/۹۹۳	۲/۹۲۳	۲/۹۶۱
Ca	۰/۱۱۷	۰/۰۰۶	۰/۰۱۰	۰/۰۵۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۸	۰/۰۱۹	۰/۰۱۸	۰/۰۱۰
Na	۰/۰۸۶	۰/۰۴۰	۰/۰۷۸	۰/۰۸۷	۰/۰۵۸	۰/۰۳۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۶	۰/۰۲۹
K	۱/۴۴۰	۱/۶۳۰	۱/۶۹۰	۱/۷۰۷	۱/۵۳۴	۱/۶۹۲	۱/۷۴۳	۱/۸۳۹	۱/۸۰۰
OH*	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
TOTAL	۱۹/۵۴۸	۱۹/۶۱۱	۱۹/۶۱۱	۱۹/۶۶۸	۱۹/۶۷۵	۱۹/۵۹۵	۱۹/۵۸۲	۱۹/۵۷۹	۱۹/۵۷۰
Y total	۵/۹۰۶	۵/۹۳۴	۵/۸۳۴	۵/۸۲۱	۶/۰۷۲	۵/۸۵۱	۵/۷۹۵	۵/۶۹۶	۵/۷۳۱
X total	۱/۶۴۳	۱/۶۷۷	۱/۷۷۸	۱/۸۴۶	۱/۶۰۳	۱/۷۴۴	۱/۷۸۶	۱/۸۸۳	۱/۸۳۸
Al total	۲/۸۶۸	۲/۹۴۷	۲/۷۵۶	۲/۷۹۹	۲/۸۹۷	۲/۸۸۲	۲/۷۹۰	۲/۸۴۷	۲/۸۷۵
Fe/Fe+Mg	۰/۲۳۱	۰/۲۲۳	۰/۲۵۲	۰/۲۵۱	۰/۲۶۰	۰/۳۸۸	۰/۴۰۸	۰/۴۰۰	۰/۳۹۶



ادامه جدول ۳

Sample No. Oxides/Min.	106 bt-5	106 bt-6	106 bt-7	106 bt-8	106 bt-9	106 bt-10	106 bt-11
SiO <sub>2</sub>	۳۷/۵	۳۷/۱۳	۳۷/۳۱	۳۶/۴۸	۳۸/۰۹	۳۷/۳۳	۳۷/۱۳
TiO <sub>2</sub>	۱/۵۶	۱/۷۱	۱/۶۵	۱/۶۶	۱/۴۴	۱/۹	۱/۶۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۶۴	۱۶/۰۳	۱۶/۵۳	۱۶/۸۶	۱۵/۹۶	۱۶/۰۸	۱۶/۱۱
FeO	۱۵/۵۳	۱۵/۸	۱۵/۵۱	۱۶/۴۹	۱۶/۷۵	۱۵/۶۶	۱۶/۳۳
MnO	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳
MgO	۱۳/۷۱	۱۴/۹۵	۱۴/۳	۱۵/۱۱	۱۳/۰۶	۱۴/۰۹	۱۳/۷۶
CaO	۰/۱۵	۰/۷۷	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۰۹
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱
K <sub>2</sub> O	۸/۷۳	۷/۹۵	۸/۷۵	۷/۹۲	۸/۵۴	۹/۰۷	۹/۵۶
H <sub>2</sub> O*	۳/۹۹	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۱	۳/۹۸	۳/۹۹	۳/۹۸
Total	۹۸/۲۴	۹۸/۸۷	۹۸/۵۸	۹۹/۰۵	۹۸/۵۱	۹۸/۶۶	۹۸/۹۵
Formula	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>	<b>22(O)</b>
Si	۵/۶۳۹	۵/۵۵۶	۵/۵۹۶	۵/۴۵۶	۵/۷۳۴	۵/۶۱۳	۵/۵۹۸
Al IV	۲/۳۶۱	۲/۴۴۴	۲/۴۰۴	۲/۵۴۴	۲/۲۶۶	۲/۳۸۷	۲/۴۰۲
Al VI	۰/۵۸۹	۰/۳۸۳	۰/۵۱۸	۰/۴۲۸	۰/۵۶۶	۰/۴۶۳	۰/۴۶۱
Ti	۰/۱۷۶	۰/۱۹۲	۰/۱۸۶	۰/۱۸۷	۰/۱۶۳	۰/۳۱۵	۰/۱۹۲
Fe	۱/۹۵۳	۱/۹۷۷	۱/۹۴۶	۲/۰۶۳	۲/۱۰۹	۱/۹۶۹	۲/۰۴۷
Mn	۰/۰۴۳	۰/۰۴۳	۰/۰۳۹	۰/۰۴۷	۰/۰۴۲	۰/۰۴۳	۰/۰۳۸
Mg	۳/۰۷۳	۳/۳۳۵	۳/۱۹۷	۳/۳۶۹	۲/۹۳۱	۳/۱۵۸	۳/۰۹۳
Ca	۰/۰۲۴	۰/۱۲۳	۰/۰۱۰	۰/۰۰۵	۰/۰۳۴	۰/۰۰۶	۰/۰۱۵
Na	۰/۰۲۶	۰/۰۵۲	۰/۰۴۷	۰/۰۳۵	۰/۰۴۴	۰/۰۴۷	۰/۰۲۹
K	۱/۶۷۵	۱/۵۱۷	۱/۶۷۴	۱/۵۱۱	۱/۶۴۰	۱/۷۳۹	۱/۸۳۹
OH*	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
TOTAL	۱۹/۵۶۰	۱۹/۶۲۳	۱۹/۶۱۷	۱۹/۶۴۴	۱۹/۵۲۹	۱۹/۶۴۱	۱۹/۷۱۳
Y total	۵/۸۳۵	۵/۹۳۰	۵/۸۸۷	۶/۰۹۳	۵/۸۱۱	۵/۸۴۸	۵/۸۳۰
X total	۱/۷۲۵	۱/۶۹۳	۱/۷۳۰	۱/۵۵۱	۱/۷۱۸	۱/۷۹۳	۱/۸۸۲
Al total	۲/۹۴۹	۲/۸۲۷	۲/۹۲۲	۲/۹۷۲	۲/۸۳۲	۲/۸۵۰	۲/۸۶۳
Fe/Fe+Mg	۰/۳۸۹	۰/۳۷۲	۰/۳۷۸	۰/۳۸۰	۰/۴۱۸	۰/۳۸۴	۰/۳۹۸


 شکل ۸. نمودار (a) Na<sub>2</sub>O و (b) TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> برای رده بندی تکنونوماگمایی آمفیبولها (Coltorti et al., 2007) و موقعیت آمفیبولهای منطقه مورد مطالعه

جدول ۴. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی آمفیبول در تونالیت بی بی مریم

Sample No. Oxides/Min.	189 am1	189 am2	189 am3	189 am4	189 am5	189 am6	189 am7	189 am8
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۱۴	۴۶/۸۸	۴۷/۳۳	۴۶/۹۷	۴۷/۲۳	۴۶/۶۳	۴۷/۶۸	۴۶/۹۳
TiO <sub>2</sub>	-/۷۵	-/۲۲	-/۵۵	-/۴۵	-/۵۸	-/۵۰	-/۷۵	-/۳۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۰/۴۸	۹/۵۵	۱۰/۱۴	۹/۵۷	۹/۳۵	۸/۹۱	۸/۸۲	۹/۸۳
FeO	۱۲/۰۸	۱۳/۶۵	۱۳/۸۴	۱۳/۳۳	۱۴/۰۶	۱۳/۸۴	۱۲/۹۳	۱۳/۴۹
MnO	-/۲۰	-/۵۸	-/۴۹	-/۵۴	-/۵۵	-/۵۲	-/۳۲	-/۵۲
MgO	۱۵/۱۰	۱۳/۸۴	۱۲/۹۸	۱۴/۰۷	۱۳/۹۳	۱۴/۲۲	۱۴/۲۵	۱۳/۸۲
CaO	۱۰/۸۴	۱۰/۳۱	۱۰/۳۶	۱۰/۸۳	۱۰/۷۴	۱۰/۷۹	۱۰/۷۶	۱۱/۰۰
Na <sub>2</sub> O	۱/۳۰	۱/۲۳	۱/۰۹	۱/۱۷	۱/۲۴	۱/۱۷	۱/۰۵	۱/۳۲
K <sub>2</sub> O	-/۱۴	-/۱۵	-/۱۸	-/۱۵	-/۱۸	-/۱۶	-/۱۵	-/۱۵
Total	۹۷/۰۳	۹۶/۴۲	۹۶/۹۷	۹۷/۰۸	۹۷/۸۶	۹۶/۸۴	۹۶/۷۲	۹۷/۴۱
Formula	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)
Si	۶/۵۹۷	۶/۷۷۷	۶/۸۱۵	۶/۷۵۸	۶/۷۶۰	۶/۷۳۹	۶/۸۶۶	۶/۷۵۱
Ti	-/۰۸۱	-/۰۲۴	-/۰۶۰	-/۰۴۹	-/۰۶۲	-/۰۵۴	-/۰۸۱	-/۰۳۸
Al	۱/۷۶۶	۱/۶۲۷	۱/۷۲۱	۱/۶۲۳	۱/۵۷۷	۱/۵۱۸	۱/۴۹۷	۱/۶۶۷
Fe <sup>3+</sup>	۱/۱۷۲	۱/۲۰۴	-/۹۹۴	۱/۰۶۹	۱/۱۰۵	۱/۱۹۶	-/۹۶۱	-/۹۶۷
Fe <sup>2+</sup>	-/۱۴۲	-/۳۱۴	-/۵۶۳	-/۴۱۶	-/۴۵۴	-/۳۴۴	-/۴۹۱	-/۵۴۹
Mn	-/۰۲۴	-/۰۷۱	-/۰۶۰	-/۰۶۶	-/۰۶۷	-/۰۶۴	-/۰۳۹	-/۰۶۳
Mg	۳/۲۱۸	۲/۹۸۳	۲/۷۸۶	۳/۰۱۸	۲/۹۷۲	۳/۰۸۵	۳/۰۵۹	۲/۹۶۴
Ca	۱/۶۶۱	۱/۵۹۷	۱/۵۹۸	۱/۶۷۰	۱/۶۴۷	۱/۶۷۱	۱/۶۶۰	۱/۶۹۶
Na	-/۱۳۶۰	-/۱۳۴۵	-/۱۳۰۴	-/۱۳۲۶	-/۱۳۴۴	-/۱۳۲۸	-/۱۳۲۳	-/۱۳۶۸
K	-/۰۲۶	-/۰۲۸	-/۰۲۳	-/۰۲۸	-/۰۳۳	-/۰۳۰	-/۰۲۸	-/۰۲۸
Total	۱۵/۰۴۶	۱۴/۹۶۸	۱۴/۹۳۵	۱۵/۰۲۱	۱۵/۰۲۲	۱۵/۰۲۸	۱۴/۹۷۵	۱۵/۰۹۰

ادامه جدول ۴

Sample No. Oxides/Min.	189 am9	189 am10	189 am11	189 am12	189 am13	189 am14
SiO <sub>2</sub>	۴۴/۵۸	۴۵/۸۰	۴۷/۳۶	۴۷/۳۱	۴۶/۵۶	۴۵/۸۷
TiO <sub>2</sub>	-/۸۹	-/۳۵	-/۶۴	-/۱۳	-/۳۶	-/۳۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱/۵۲	۱۰/۸۰	۹/۱۸	۹/۵۶	۱۰/۲۰	۱۰/۸۰
FeO	۱۵/۱۹	۱۳/۵۹	۱۴/۶۲	۱۴/۵۲	۱۴/۱۴	۱۳/۸۸
MnO	-/۶۷	-/۴۷	-/۴۸	-/۵۰	-/۵۷	-/۴۶
MgO	۱۲/۵۶	۱۳/۰۳	۱۴/۴۰	۱۴/۲۷	۱۳/۳۰	۱۳/۱۲
CaO	۱۰/۳۳	۱۱/۱۷	۱۰/۲۱	۱۰/۱۰	۱۰/۶۶	۱۱/۱۷
Na <sub>2</sub> O	۱/۷۰	۱/۲۸	۱/۱۲	۵/۰۵	۱/۲۵	۱/۳۱
K <sub>2</sub> O	-/۱۲	-/۱۳	-/۱۷	-/۱۷	-/۱۶	-/۱۳
Total	۹۷/۵۶	۹۶/۶۱	۹۸/۰۸	۹۷/۷۱	۹۷/۲۰	۹۷/۰۷
Formula	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)
Si	۶/۴۴۹	۶/۶۶۶	۶/۷۱۲	۶/۷۲۶	۶/۷۱۴	۶/۶۴۸
Ti	-/۰۹۷	-/۰۲۸	-/۰۶۸	-/۰۳۵	-/۰۳۹	-/۰۳۶
Al	۱/۹۶۴	۱/۸۵۳	۱/۵۳۷	۱/۶۰۲	۱/۷۳۴	۱/۸۴۵
Fe <sup>3+</sup>	۱/۲۴۴	-/۸۶۸	۱/۴۵۵	۱/۴۹۶	۱/۰۸۷	-/۹۲۵
Fe <sup>2+</sup>	-/۴۵۶	-/۶۸۸	-/۱۲۰	-/۰۶۴	-/۴۹۷	-/۶۵۴
Mn	-/۰۸۲	-/۰۵۸	-/۰۵۸	-/۰۶۰	-/۰۷۰	-/۰۵۶
Mg	۲/۷۰۹	۲/۸۲۷	۳/۰۴۹	۳/۰۲۵	۲/۸۵۹	۲/۸۳۵
Ca	۱/۶۰۱	۱/۷۴۲	۱/۵۵۴	۱/۵۳۹	۱/۶۴۷	۱/۷۳۵
Na	-/۴۷۷	-/۳۶۱	-/۳۰۸	-/۲۸۹	-/۳۴۹	-/۳۶۸
K	-/۰۲۲	-/۰۲۴	-/۰۳۱	-/۰۳۱	-/۰۲۹	-/۰۲۴
Total	۱۵/۱۰۰	۱۵/۱۲۶	۱۴/۸۹۱	۱۴/۸۵۷	۱۵/۰۲۶	۱۵/۱۲۶

جدول ۵. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی آمفیبول در تونالیت بی بی مریم

Sample No. Oxides/Min.	223 am1	223 am2	223 am3	223 am4	223 am5	223 am6	223 am7	223 am8	223 am9
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۲۹	۴۷/۹۹	۴۶/۶۳	۴۷/۳۵	۴۶/۸۵	۴۷/۷۶	۴۳/۵۱	۴۶/۲۵	۴۵/۰۷
TiO <sub>2</sub>	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۳۶	۰/۸۶	۰/۷۰	۰/۴۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۹/۷۲	۸/۰۱	۹/۰۱	۸/۷۳	۹/۱۶	۸/۲۱	۱۱/۸۷	۹/۷۳	۱۱/۲۹
FeO	۱۴/۵۱	۱۳/۵۷	۱۳/۸۶	۱۴/۴۱	۱۴/۰۴	۱۳/۶۱	۱۵/۴۳	۱۴/۳۷	۱۴/۶۱
MnO	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۴۱
MgO	۱۳/۵۲	۱۴/۵۰	۱۴/۷۷	۱۴/۳۳	۱۴/۳۳	۱۳/۵۹	۱۲/۵۱	۱۳/۷۰	۱۲/۵۴
CaO	۱۰/۸۰	۱۱/۱۰	۱۰/۸۰	۱۰/۷۷	۱۰/۷۳	۱۱/۵۹	۱۰/۹۶	۱۱/۰۰	۱۱/۰۷
Na <sub>2</sub> O	۱/۳۹	۱/۲۴	۱/۳۴	۱/۲۶	۱/۳۵	۱/۱۸	۱/۷۹	۱/۵۳	۱/۵۷
K <sub>2</sub> O	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۲
Total	۹۷/۲۸	۹۷/۴۱	۹۷/۶۵	۹۸/۰۵	۹۷/۶۷	۹۶/۸۳	۹۷/۵۳	۹۷/۸۵	۹۷/۱۶
Formula	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)
Si	۶/۶۹۳	۶/۹۰۴	۶/۶۸۱	۶/۷۶۷	۶/۷۱۲	۶/۹۵۶	۶/۳۴۲	۶/۶۶۱	۶/۵۶۰
Ti	۰/۰۵۲	۰/۰۴۷	۰/۰۷۱	۰/۰۶۹	۰/۰۸۰	۰/۰۳۹	۰/۰۹۴	۰/۰۷۶	۰/۰۵۳
Al	۱/۶۵۶	۱/۳۵۸	۱/۵۲۱	۱/۴۷۰	۱/۵۲۷	۱/۴۰۹	۲/۰۳۹	۱/۶۵۲	۱/۹۲۷
Fe <sup>3+</sup>	۱/۰۸۴	۰/۹۶۸	۱/۲۴۹	۱/۱۸۰	۱/۱۹۴	۰/۶۲۱	۱/۱۲۷	۱/۰۱۷	۰/۹۱۷
Fe <sup>2+</sup>	۰/۵۵۰	۰/۵۸۰	۰/۲۷۳	۰/۴۱۱	۰/۳۵۵	۰/۹۶۷	۰/۶۳۹	۰/۶۰۰	۰/۷۶۰
Mn	۰/۰۴۹	۰/۰۵۲	۰/۰۴۶	۰/۰۴۸	۰/۰۴۹	۰/۰۵۱	۰/۰۵۱	۰/۰۴۹	۰/۰۵۱
Mg	۳/۹۱۴	۳/۱۱۰	۳/۱۵۵	۳/۰۵۳	۳/۰۶۱	۲/۹۵۱	۲/۷۱۸	۳/۹۴۲	۳/۷۲۱
Ca	۱/۶۷۳	۱/۷۱۱	۱/۶۵۸	۱/۶۴۹	۱/۶۴۷	۱/۸۰۹	۱/۷۱۲	۱/۶۹۷	۱/۷۲۶
Na	۰/۳۹۰	۰/۳۴۶	۰/۳۷۲	۰/۳۴۹	۰/۳۴۷	۰/۳۳۳	۰/۵۰۶	۰/۴۲۷	۰/۴۴۳
K	۰/۰۳۱	۰/۰۲۴	۰/۰۳۳	۰/۰۲۹	۰/۰۳۱	۰/۰۲۲	۰/۰۳۳	۰/۰۳۱	۰/۰۲۲
Total	۱۵/۰۹۳	۱۵/۰۸۰	۱۵/۰۶۰	۱۵/۰۲۵	۱۵/۰۲۲	۱۵/۱۵۸	۱۰/۲۵۱	۱۵/۱۵۳	۱۵/۱۹۰

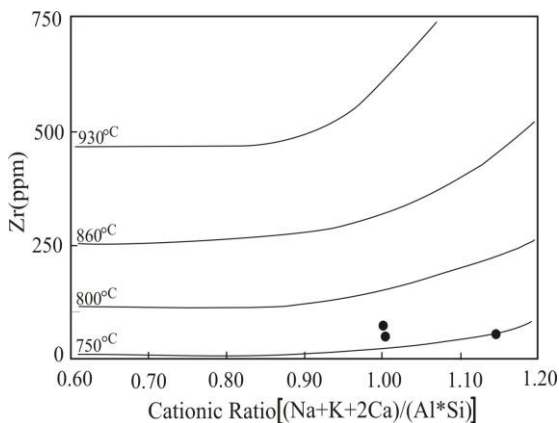
## دما- فشارسنجی

حاکم، می‌تواند به بیان سرگذشت تبلور و دگرسانی نیمه جامد پلوتون‌های میزبان کمک نماید (Ernst, 2002). بنابراین، آمفیبول‌ها بعنوان شاخص شرایط تبلور، پتانسیل قابل توجهی برای زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی دارند. بسیاری از دما-فشارسنج‌ها بر پایه میزان Al هورنبلند هستند، زیرا مقدار Al هورنبلند در گرانیوتیوئیدهای کالک آلکالین به طور خطی با فشار تغییر نموده و بیانگر عمق جایگیری پلوتون می‌باشد (Hammarstrom and Zen, 1986; Helmy et al., 2004). عمق جایگیری هر توده گرانیوتیوئیدی به عوامل درونی و بیرونی بستگی دارد. عوامل درونی شامل ترکیب ماگما، دما و فشار آب بوده، در صورتیکه رژیم تکتونیکی عامل بیرونی مهم است. در ارتباط با ترکیب ماگما، محتوای آب و مواد فرار از جمله مهمترین عوامل هستند. محتوای آب و مواد فرار ماگما در وجود و فراوانی فازهای کانیهی معینی بازتاب دارد (Helmy et al., 2004). علاوه بر این، Johnson and Rutherford (1989) نشان دادند که فشار محاسبه شده از ترکیب هورنبلند به طور غیر مستقیم تابعی از ترکیب سیال است. Schmidt (1992) مقدار Al در هورنبلند را در یک تونالیت طبیعی تحت شرایط اشباع از آب، در فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلوپا و دمای ۶۵۵-۷۰۰ درجه سانتیگراد به طریق تجربی محاسبه و رابطه زیر را بدست آورده است:

$$P(\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3/0.1 + 4/76 \text{ Altot}$$

مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های آذرین به ترکیب و شرایط مذاب در حین تبلور بستگی دارد. بنابراین، از ترکیب کانی‌های معین و فازهای کانی‌های همراه در تعیین پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار و دمای تبلور و فوگاسیته اکسیژن) حاکم در حین تبلور ماگما استفاده می‌شود (Helmy et al., 2004). همانگونه که در بخش پتروگرافی ذکر گردید، اجتماع کانی‌ها در تونالیت بی بی مریم شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار (کم)، بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت، اسفن، زیرکن و آپاتیت است که این مجموعه برای مطالعات دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al در هورنبلند مناسب است (Stein and Dietl, 2001; Helmy et al., 2004).

دما- فشارسنجی، کاربرد روش‌های ترمودینامیک تعادلی برای بدست آوردن وضعیت فشار- دمایی مجموعه کانیهی در حال تعادل در محل و زمان تشکیل و تبلور آنها می‌باشد. تعادل فشار- دمایی هر سنگ در مجموعه کانیهی آن ثبت می‌شود. آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای زمین دماسنجی هستند، زیرا تقریباً در تمام توده‌های نفوذی کالک آلکالین حدواسط یا اسیدی تشکیل می‌شوند (Stein and Dietl, 2001). بدلیل فراوانی و محدوده ترکیبی وسیع آنها، رفتار شیمیایی تبلور آمفیبول‌های کلسیم‌دار بعنوان تابعی از شرایط



شکل ۹. دمای ماگمایی تخمینی با استفاده از مقادیر زیرکن در مقابل نسبت کاتیونی  $[(Na+K+2Ca)/(Al*Si)]$  (Watson and Harrison, 1984 ; Lenharo et al., 2003) برای نمونه‌های تونالیت بی‌بی مریم

### تخمین فوگاسیته اکسیژن

حضور مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول در تونالیت‌های مورد مطالعه بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگها می‌باشد (Wones, 1989; Helmy et al., 2004; Soltani and Carr, 2007). مقادیر فوگاسیته اکسیژن برای تونالیت‌های بی‌بی مریم بر اساس رابطه  $\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$  (Wones 1989) که در آن T دما بر حسب کلون و P فشار بر حسب بار است، ۱۶- تا ۱۳- می‌باشد که تبلور این سنگها از ماگمای اکسید شده را تایید می‌نماید.

### نتیجه‌گیری

مجموعه کانی‌ها در تونالیت بی‌بی مریم شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار (کم)، بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت، اسفن و آپاتیت است که این مجموعه برای مطالعات دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al در هورنبلند مناسب است. ترکیب پلاژیوکلازهای تونالیت بی‌بی مریم در محدوده  $An_{36.4}$  تا  $An_{50}$  بوده و تغییرات محدود گستره ترکیبی این کانی یک ویژگی مناسب در زمین فشارسنجی بر مبنای محتوای Al هورنبلند می‌باشد. بیوتیت یکی از مهمترین سازنده‌های فرومنیزین سنگهای گرانیتوئیدی بی‌بی مریم است. حضور بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای تیره از اختصاصات گرانیت‌های تیپ I است. میکاهای موجود دارای نسبت  $Fe/(Fe+Mg)$  بیش از ۰/۳۳ از نوع بیوتیت غنی از منیزیم هستند. ماگمای سازنده بیوتیت‌ها در گروه کالک آلکالن کوهزایی قرار می‌گیرد و این نتیجه با ترکیب کالک آلکالن سنگهای نفوذی بی‌بی مریم که بر پایه ترکیب سنگ کل بدست آمده است (محمدی ۱۳۸۶، محمدی و همکاران ۱۳۸۶، زرین کوب و همکاران ۱۳۹۰)، مطابقت دارد. وجود آمفیبول‌های کلسیک (مگنزیوهورنبلند) در این سنگها بیانگر ماهیت توده‌های نفوذی نوع I است. میزان فوگاسیته اکسیژن برای تونالیت‌های بی‌بی مریم ۱۶- تا ۱۳- می‌باشد که حاکی از تبلور این سنگها از ماگمای اکسید شده می‌باشد.

Blundy and Holland (1990) زمین دماسنجی را با استفاده از هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در سنگهای اشباع از سیلیس به صورت زیر پیشنهاد نموده‌اند:

$$T = \frac{0.677P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314LnK}$$

$$K = \left(\frac{Si - 4}{8 - Si}\right) X_{Ab}^{plag}$$

در این فرمول Si تعداد اتم‌های Si در واحد فرمولی آمفیبول، P بر حسب کیلو بار، T بر حسب کلون و Y نشان دهنده نا همگونی پلاژیوکلاز است. برای  $X_{ab} > 0.5$  و  $Y = 0$  و برای  $X_{ab} < 0.5$ ،  $Y = -11.06 + 25/5(1 - X_{ab})^2$  می‌باشد. این دماسنج در محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد برای سنگهای اسیدی و حدواسط که میزان آنورتیت پلاژیوکلاز آنها کمتر از ۹۲ درصد و محتوای Si آمفیبول کمتر از ۷/۸ باشد، کاربرد دارد. (Vyhnal et al., 1991) ترکیب شیمیایی هورنبلندها در ۱۵ توده گرانیتوئیدی متعلق به کرتاسه پسین در آپالاش جنوبی را مورد مطالعه قرار داده و رابطه زیر را برای محاسبه دما پیشنهاد نموده‌اند:

$$T = 25/3P + 654/9$$

در این تحقیق برای محاسبه فشار جایگیری توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم از رابطه Schmidt (1992) بر مبنای Al کل حاشیه هورنبلند و در محاسبات مربوط به دما از فرمول‌های Blundy and Holland (1990) و Vyhnal et al., (1991) استفاده شده است. از آنجایی که در فرمول Blundy and Holland (1990) باید از هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز استفاده شود، بنا بر این، در محاسبات از آنالیزهای نقاطی که در آنها هورنبلند و پلاژیوکلاز هم مرز بوده‌اند، بهره گرفته‌ایم. بر این اساس، فشار جایگیری توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم ۳/۱ تا ۵/۲ کیلوبار (عمق حدود ۲۰- ۱۲ کیلومتر) و دمای آن بر پایه فرمول Blundy and Holland (1990)، ۷۱۶ تا ۷۷۱ و بر اساس فرمول Vyhnal et al., (1991)، ۷۴۸ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد بدست آمد. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Watson and Harrison (1984) و (Lenharo et al., 2003)، قابلیت انحلال Zr در مذابهای آبدار پرآلومین یا مت‌آلومین تابعی از نسبت کاتیونی  $[(Na+K+2Ca)/(Al*Si)]$  و دما می‌باشد. شکل ۹ دمای ماگمایی تخمینی با استفاده از مقادیر زیرکن در مقابل نسبت کاتیونی  $[(Na+K+2Ca)/(Al*Si)]$  (Watson and Harrison 1984; ) (Lenharo et al., 2003) را بر مبنای نتایج تجزیه شیمیایی ۳ نمونه از تونالیت-های بی‌بی مریم (محمدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۶) و دما کاتیونی ۱/۰۶ تا ۱/۱۴ نشان می‌دهد. با استفاده از این داده‌ها، مذاب‌هایی که تونالیت بی‌بی مریم را تشکیل داده، دارای دمای حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. این نتیجه با دماهای بدست آمده از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز مطابقت دارد.

## منابع

- زرین کوب م.ح.، چانگ، سون لین، محمدی س.س.، خطیب م.م.، ۱۳۹۰، زمین شیمی، پترولوژی و سن سنجی زیرکان - اورانیوم - سرب توده گرانیتوئیدی بی بی مریم، شمال خاور نهبندان، خاور ایران، مجله زمین شناسی اقتصادی، سال ۱۳۹۰، شماره ۱ (جلد ۳)، صفحه ۱۵ تا ۲۷.
- علوی نائینی، م.، ۱۹۹۰، نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زابل، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی نائینی، م.، لطفی، م.، ۱۹۸۹، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نهبندان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدی س.س.، ۱۳۸۶، پتروگرافی و پتروژنز سنگهای گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند-نهبندان)، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- محمدی س.س.، وثوقی عابدینی م.، امامی م.ه.، خطیب م.م.، ۱۳۸۶، پتروگرافی، ژئوشیمی، منشاء و جایگاه تکنونیک توده گرانیتوئیدی بی بی مریم (افضل آباد-نهبندان)، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، شماره ۶۳.
- Abdel- Rahman. A.M., 1994, Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of petrology* 35, 525-541.
- Ahmadi Khalagi. A., Tahmasbi. Z., Zarei Sahamieh. R., (2009), Petrography and mineral chemistry of the Boroujerd pluton (Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran), *Journal of Applied Sciences* 9(5), 843-853.
- Anderson. J.L. and Smith. D.R., 1995, The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Barbarin. B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos* 46, 605-626.
- Berberian. M., King G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Blundy. J.D., Holland. T.J.B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208-224.
- Brocker. M., Fotoohi Rad. Gh., Theunissen. S., 2010, New time constraints for HP metamorphism and exhumation of mélangé rocks from the Sistan suture zone, eastern Iran, *Tectonic Crossroad: Evolving orogens of Eurasia-Africa-Arabia*, Ankara, Turkey.
- Buda. G., Koller. F., Kovacs. J., Ulrych. J., 2004, Compositional variation of biotite from variscan granitoids in central Europe: a statistical evaluation, *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, Volume 45/1, 21-37.
- Camp. V. E., and Griffis. R.J., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos* 15, 221-239.
- Chappell. B.W., White. A.J.R., 1992, I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 1-26.
- Coltorti. M., Bonadiman. C., Faccini. B., Grégoire. M., O'Reilly. S.Y., Powell. W., 2007, Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos* 99, 68-84.
- Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1991, *An introduction to the rock forming minerals*, Longman Scientific and Technical, 528 P.
- Droop. G.T.R., 1987, A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Ernst. W.G., 2002, Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California, *American Mineralogist* 87, 478-490.
- Foster. M.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral micas, *United states geological survey professional paper* 354-B, 11-49.
- Gomes. M.E.P., Neiva. A.M.R., 2005, Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo-Agrochao area, northern Portugal, *Lithos* 81, 235-254.
- Hammarstrom. J.M., Zen. E-an, 1986, Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist* 71, 1297-1313.

- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M., Ali, S.M., 2004, Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications, *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 255-268.
- Hollister. L.S., Grissom. G.C., Peters. E.K., Stowell. H.H., Sisson. V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Hossain. I., Tsunogae. T., Rajesh. H.M., 2009, Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate, *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 731-739.
- Johnson. M.C., Rutherford. M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology* 17, 837-841.
- Kaygusuz. A., Siebel. W., Sen C., and Satir M., 2008, Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey, *International Journal of Sciences* 97, 739-764.
- Leak. B.E., Wooley. A.R., Arps. C.E.S., Birch. W.D., Gilbert. M.C., Grice. J.D., Hawthorne. F.C., Kato. A., Kisch. H.J., Krivovichev. V.G., Linthout. K., Laird. J., Mandarino. J.A., Maresch. W.V., Nickel. E.H., Rock. N.M.S., Schumacher. J.C., Smith. D.C., Stephenson. N.C.N., Ungaretti. L., Whittaker. J.W. and youzhi. G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of The subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names, *The Canadian Mineralogist* 82, 219-246.
- Lenharo. S.L.R., Pollard. P. J., Born. H., 2003, Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil, *Lithos* 66, 37- 61.
- Machev. P., Klain. L., Hecht. L., 2004, Mineralogy and chemistry of biotites from the Belogradchik pluton-some petrological implications for granitoid magmatism in north-west Bulgaria, *Bulgarian geological Society, Annual scientific conference "geology"*, 48-50.
- Masoudi. F., Jamshidi Badr. M., 2008, Biotite and Hornblende Composition Used to Investigate the Nature and Thermobarometry of Pichagchi Pluton, Northwest Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19(4), 329-338.
- Mazhari. S.A., Bea. F., Amini. S., Ghalamghash. J., 2008, Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveh and Delkeh plutons, W Iran, *Journal of Applied Sciences* 8(6), 934-945.
- Moazzen. M., and Droop. G. T. R., 2005, Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland, *Mineralogy and Petrology*, Volume 83, 27-53
- Nachit. H., Razafimahefa. N., Stussi. J.M., Carron. J.P., 1985, Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids, *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences* 301(11), 813-818.
- Pintilei. M., 2009, Biotite geochemistry of the Vinta granitoid (Apuseni Mts), Al.I.Cuza university of Iasi (Romania), *Geologie, LV Number2*, 87-95.
- Richard. L.R., 1995, Minpet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. Minpet Geological software, Quebec, Canada.
- Rieder. M., Cavazzini. G., D'yakonov. Y., Frank-Kamenetskii. V.A., Gottardi. G., Guggenheim. S., Koval. P.V., Muller. G., Neiva. A.M.R., Radoslovich. E., Robert. J.L., Sassi. F.P., Takeda. H., Weiss. Z., Wones. D., 1998, Nomenclature of the micas, *The Canadian Mineralogist* 36, x-xx.
- Saccani. E., Delavari. M., Beccaluva. L., Amini. S., 2010, Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos* 117, 209-228.

- Sadeghian. M., Bouchez. J.L., Nédélec. A., Siqueira. R., Valizadeh. M.V., 2005, The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting". *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 301–327.
- Şahin. S.Y., Orgün. Y., Güngör. Y., Goker. A.F., Gültekin. A.H., Karacik. Z., 2010, Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanbol granitoid (Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: evidence of felsic and mafic magma interaction", *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 101-122.
- 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., 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.
- Shabani. A.A.T., Lalonde. A.E., Whalen. J., 2003, Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator?, *The Canadian Mineralogist* 41, 1381-1396.
- Shabani. A.A.T.; Masoudi. F., Tecce. F., 2010, An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 21(4), 321-331.
- Soltani. A., Carr. P.F., 2007, Thermobarometry of Ca-amphibole in a Typical Low-temperature I-type Granite from Kashmar, Iran, *Journal of Technology & Education* Vol. 1, No. 3, 47-54.
- Stein. E. and Dietl, C., 2001, Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald, *Mineralogy and Petrology* 72, 185-207.
- Theunissen. S., Brocker. M., Fotoohi Rad. Gh., 2010, HP metamorphism in the Sistan suture zone, eastern Iran: New insights from Rb-Sr data, 88th Annual meeting of the German Mineralogical Society, Münster, Germany.
- Tindle. A.G., Webb. P.C., 1990, Formula Unit Calculations-with optional calculated  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$  and  $\text{H}_2\text{O}$  calculations, *European Journal of Mineralogy*, Volume 2, 595-610.
- Tirrul. R., Bell. I.R., Griffis. R.J., Camp. V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134-150.
- Tulloch. A.J., 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.
- Tulloch. A.J., 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.
- Vyhnal. C.R., McSween. H.Y.Jr., Speer. J.A., 1991, Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability, *American Mineralogist* 76, 176-188.
- Watson. E.B., Harrison. T.M., 1984, Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35, 19– 30.
- Whalen. J. B., Chappell. B.W., 1988, Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia, *American Mineralogist* 73, 281-296.
- Wones. D.R., 1989, Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks, *American Mineralogist*, Volume 74, 744-749.
- Zhang. S. H., Zhao. Y., Song. B., 2006, Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block, *Mineralogy and Petrology* 87, 123–141.