

# برآورد ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و محیط تکتونیکی تشکیل توده‌های بازیک جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل) بر اساس شیمی بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز

محمد مبشر گرمی<sup>۱</sup>، غلامرضا احمدزاده<sup>۲</sup> و مهراج آقازاده<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی پترولوژی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۷/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۱/۰۷

## چکیده

توده‌های نفوذی بازیک جنوب شهرستان گرمی به سن ائوسن بالایی-الیگوسن به صورت استوک در میان گدازه‌های بازالتی ائوسن رخنمون دارند. توده‌های نفوذی گابرویی مورد مطالعه دارای بافت گرانولار و حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و در مقادیر کمتر الیون، آمفیبول قهوه‌ای، بیوتیت و به ندرت آلکالی فلدسپار می‌باشند. پیروکسن‌ها از نوع اورتیت هستند، پلاژیوکلازها ترکیب لابرادوریت و آمفیبول‌ها ترکیب پارگازیتی دارند. آمفیبول‌های مورد مطالعه با مقادیر  $(Na+K)_A \geq 0.5$  از ۰/۵۷ تا ۰/۹۹ و  $Al^{IV}$  با مقادیر ۱/۶۱ تا ۱/۹۷ اتم در ساختار کانی‌ها نشانگر تشکیل آن‌ها از یک ماگمای ساب آلکالن می‌باشد. بر اساس نتایج دما-فشارسنجی، آمفیبول‌ها در دمای بین ۷۵۰ تا ۸۸۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار ۵/۹۶ تا ۸/۳۶ کیلو بار، معادل عمق ۱۸/۵ تا ۲۵/۹ کیلومتر تشکیل شده‌اند. همچنین دماسنجی به روش زوج کانی آمفیبول و پلاژیوکلازهای همزیست نشانگر دمای ۷۵۸ تا ۸۶۵ می‌باشد. ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول با نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  از ۰/۱۱ تا ۰/۳۲،  $Fe^{3+}$  با مقادیر ۰/۰۰ تا ۱/۱۷ اتم در فرمول ساختاری گویای فوگاسیته بالای اکسیژن از ۶/۳۴- تا ۵/۸۳- و میزان آب ۳/۰۹ تا ۴/۱۶ درصد در نمونه‌های مورد مطالعه است. شیمی بلورهای آمفیبول نشانگر تشکیل از ماگمای ساب آلکالن مرتبط با جایگاه ژئودینامیکی وابسته به محیط فرورانش است.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی، آمفیبول، پلاژیوکلاز، دما-فشارسنجی، فوگاسیته اکسیژن، گابرو، گرمی.

## مقدمه

ائوسن، تحت تأثیر گسل‌های کششی در میان نهشته‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند (باباخانی و ناظر، ۱۳۷۰). به نظر برخی محققین در منطقه ارسباران و زون تالش، ماگماتیسیم از زمان کرتاسه شروع شده است و اوج ماگماتیسیم در ائوسن بوده است (Aghazadeh et al., 2011; Dilek et al., 2010).

سنگ‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی، بخشی از کمربند ماگمایی تالش هستند که در حدفاصل غرب حوضه جنوب دریای خزر، شمال افیولیت اللهیارلو و شرق گسل چپ‌گرد ارس قرار دارند. این گابروها در فاز بعد از فوران

\* نویسنده مرتبط: g\_ahmadzadeh@uma.ac.ir

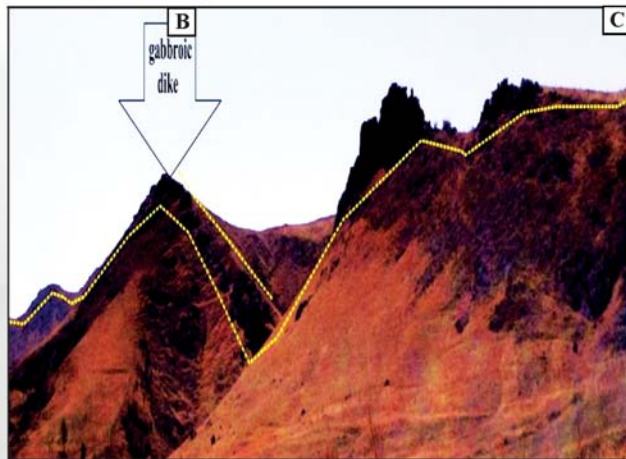
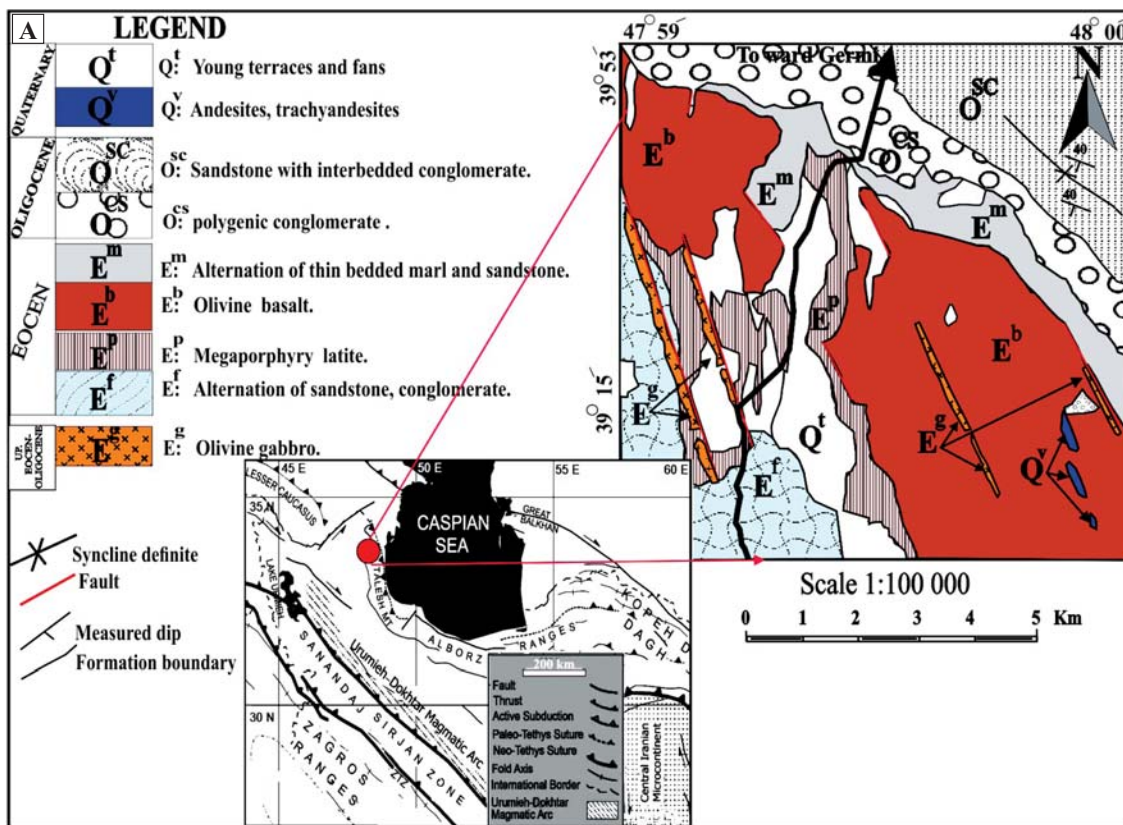
در این مقاله با بررسی کانی‌شناسی و استفاده از نتایج آنالیز ریزپردازنده‌ی الکترونی (EMPA) روی پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابرویی، سعی شده برخی خواص و شرایط فیزیکوشیمیایی اعم از تعیین فشار و دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب و فشار حاکم بر ماگما، با تأکید بر شیمی آمفیبول‌های گابروهای مورد مطالعه ارزیابی شود. همچنین به کمک این پارامترها، محیط تکتونیکی و ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه بر طبق شیمی کانی‌های آمفیبول بررسی خواهد شد.

### زمین‌شناسی عمومی

گستره مورد پژوهش در ۲۰ کیلومتری جنوب شهر گرمی بین طول‌های ۰۰' ۴۸° تا ۵۹' ۴۷° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۳' ۳۹° تا ۵۹' ۳۸° شمالی واقع شده است (شکل ۱). از پیشینه مطالعاتی منطقه می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی ساختمانی (Nabavi 1976) اشاره کرد که منطقه تالش را در زون البرز-آذربایجان قرار می‌دهد. سنگ‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی در گستره مرکزی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رضی با نفوذی‌های الیوین گابرویی به نام (E<sup>g</sup>) معرفی شده‌اند. نفوذی‌های الیوین گابرویی جنوب گرمی با توجه به اینکه در داخل بازالت و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین قرار گرفته‌اند (اسدیان، ۱۳۷۹؛ مبشرگرمی، ۱۳۹۲؛ مبشرگرمی و همکاران، ۱۳۹۴) و با رسوبات الیگوسن پوشیده شده‌اند (باباخانی و ناظر، ۱۳۷۰) سن ائوسن بالایی تا الیگوسن دارند. این گابروها در هم‌جواری گسل‌های کوچک کششی و امتداد لغز منطقه تزریق شده‌اند (باباخانی و ناظر، ۱۳۷۰). از جمله کارهای قبلی انجام شده در منطقه می‌توان به بررسی پتروگرافی و مطالعات ضریب انجماد در سنگ‌های منطقه توسط اکبری (۱۳۸۶) و تعیین همسانی با محیط تکتونیکی ریفی توسط (Mohammadiha et al. 2014) و بررسی ژئوشیمی و تحولات ماگمایی گابروهای منطقه توسط مبشرگرمی و همکاران (۱۳۹۴) اشاره کرد. سنگ‌های نفوذی الیوین گابرویی مورد مطالعه دارای چهار رخمون با امتداد تقریباً شمال غربی-جنوب شرقی

ولکانیسم کالک آلکالن منطقه ارسباران و زون تالش، از کرتاسه شروع شده و با ولکانیسم آلکالن و شوشونیتی ائوسن تا الیگو-میوسن ادامه می‌یابد (Aghazadeh et al. 2010؛ 2011). پلوتونیسم در منطقه ارسباران و البرز غربی چندین فاز نفوذی را شامل می‌شود که شامل دوره‌های ائوسن پایانی، الیگوسن پایانی، میوسن زیرین و میوسن پایانی است (Aghazadeh et al., 2011). پلوتونیسم دوره‌های مختلف منطقه، ماهیت‌های مختلف شوشونیتی، کالک آلکالن پتاسیم بالا و آداکیتی را نشان داده است (Aghazadeh et al., 2011). بخشی از سنگ‌های نفوذی زون تالش در جنوب شهرستان گرمی برون‌زد دارد (باباخانی و ناظر، ۱۳۷۰). با توجه به اینکه آمفیبول‌ها از سازندگان معمول سنگ‌های آذرین در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما و فشار می‌باشند (Hammarstrom et al., 1986) و ارتباط تنگاتنگی با تحول و تبلور ماگما دارند (Sial et al., 1998)، مقدار کاتیون تیتانیوم در ترکیب ساختمانی آمفیبول‌ها با دمای تشکیل این کانی مرتبط است (Otten, 1984) به طوری که با افزایش دما، میزان Ti و نهایتاً Al<sup>IV</sup> افزایش می‌یابد و به ازای هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al<sup>IV</sup> اضافه می‌شود (Hammarstrom et al., 1986). همچنین میزان آلومینیم کل در آمفیبول‌ها رابطه خطی با میزان فشار تشکیل دارد و مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن‌ها است (Hammarstrom et al., 1986; Schmidt, 1992). چنانچه در آمفیبول‌های آلکالن و غیر آلکالن تشکیل شده در فشار بالا، مقادیر Al<sup>Total</sup> به طور مستقل از ترکیب ماگما بالا هستند (Anderson and Smith, 1995)؛ بنابراین وسیله‌ای مناسب برای تعیین عمق جایگیری توده‌های نفوذی به شمار می‌آید. مقدار گریزندگی اکسیژن نیز با تعداد اتم Al<sup>IV</sup> و Fe<sup>3+</sup> در ترکیب آمفیبول رابطه مستقیم دارد و هر چه فوگاسیته بالاتر باشد، مقدار نسبت Fe<sup>3+</sup> بیشتری در شبکه آمفیبول جایگزین می‌شود (Stein and Dietl, 2001). به نظر Scaillet و Evans (1999) پایداری آمفیبول به طور گسترده به محتوای H<sub>2</sub>O مذاب بستگی دارد و حداقل به ۳ درصد آب در ترکیب ماگما نیاز دارد.

هستند و ساختار صحرایی این توده‌های نیمه عمیق به صورت استوک و دایک می‌باشد (شکل ۲-۱). نفوذی‌های گابرویی منطقه جنوب شهرستان گرمی در رخنمون‌های صحرایی و نمونه‌های دستی رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دارند و درشت‌دانه هستند (شکل ۲-۲).



شکل ۱. ۱. نمایش نفوذی‌های گابرویی جنوب گرمی در نقشه زمین‌شناسی اقتباس شده از چهارگوش لاهرود و رضی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ از (باباخانی و خان‌ناظر، ۱۳۷۰)؛ و بخشی از نقشه ساختاری ساده شده‌ی ایران و مناطق مجاور با محل سوچر زون تنیس (Ramezani and Tucker, 2003) با اصلاحات (Vernant et al., 2004). ۲. نمای برون‌زد گابروهای تزریق شده در بازالت ائوسن جنوب شهرستان گرمی با دید در جهت جنوب شرق و (C) نمونه گابرویی در مقیاس نمونه دستی

## روش مطالعه

سنیتیک هستند. بلورهای پیروکسن با ماکل دوقلویی، عموماً از نوع اوزیته هستند (شکل ۲-B) که در برخی از آن‌ها ادخال‌های کانی اپک دیده می‌شود. فنوکریست‌های الیون عموماً با حاشیه ایدینگریتی شده دیده می‌شوند و در مقاطع به‌ندرت کانی‌های آلکالی فلدسپار مشاهده می‌گردد (شکل ۲-C). کانی‌های آمفیبول با بیرفرانس قهوه‌ای دیده می‌شوند و عموماً بلورهای میکا به‌صورت پرکننده در کنار کانی‌های آمفیبول و یا در میان پلاژیوکلاز رشد یافته و بافت گرانولار ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-D).

## شیمی کانی‌ها

### آمفیبول

به عقیده Leak et al. (1978) آمفیبول‌های ماگمایی، سیلیس کمتر از ۷/۳ درصد وزنی دارند در حالی که آمفیبول‌های با سیلیس بیشتر از ۷/۳ بر اثر فرآیند ساب سولیدوس حاصل شده‌اند (Agemar et al., 1999; Chivas, 1981; Hendry et al., 1985). عموماً آمفیبول‌های ثانویه دارای میزان Si و Mg بالا و میزان K، Ti، Al، Na پایین‌تری نسبت به انواع ماگمایی هستند (Agemar et al., 1999). در نمونه‌های مورد مطالعه میزان  $SiO_2$  از ۴۰/۸۶ تا ۴۲/۹۲،  $MgO$  از ۱۲/۴۹ تا ۱۵/۳۱،  $TiO_2$  از ۱/۹۷ تا ۲/۹۹،  $Al_2O_3$  از ۹/۵۱ تا ۱۲/۱۶،  $Na_2O$  از ۱/۹۶ تا ۳/۰۴ و  $K_2O$  از ۰/۹۲ تا ۱/۹۲ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱).

تجارب آزمایشگاهی نشانگر وابستگی ترکیب آمفیبول‌ها به شیمی سنگ کل، فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است (Cawthorn and Davies, 1982; Vynhal et al., 1991; Anderson and Lawford, 1995; Leake and Commission, 1997) فشار یک عامل غالب و مؤثر بر اختلافات بارز در محتوای آلومینیم کل آمفیبول‌های کلسیم‌دار بوده و نیز معرف عمق جایگزینی در توده‌های نفوذی است (Anderson and Smith, 1995).

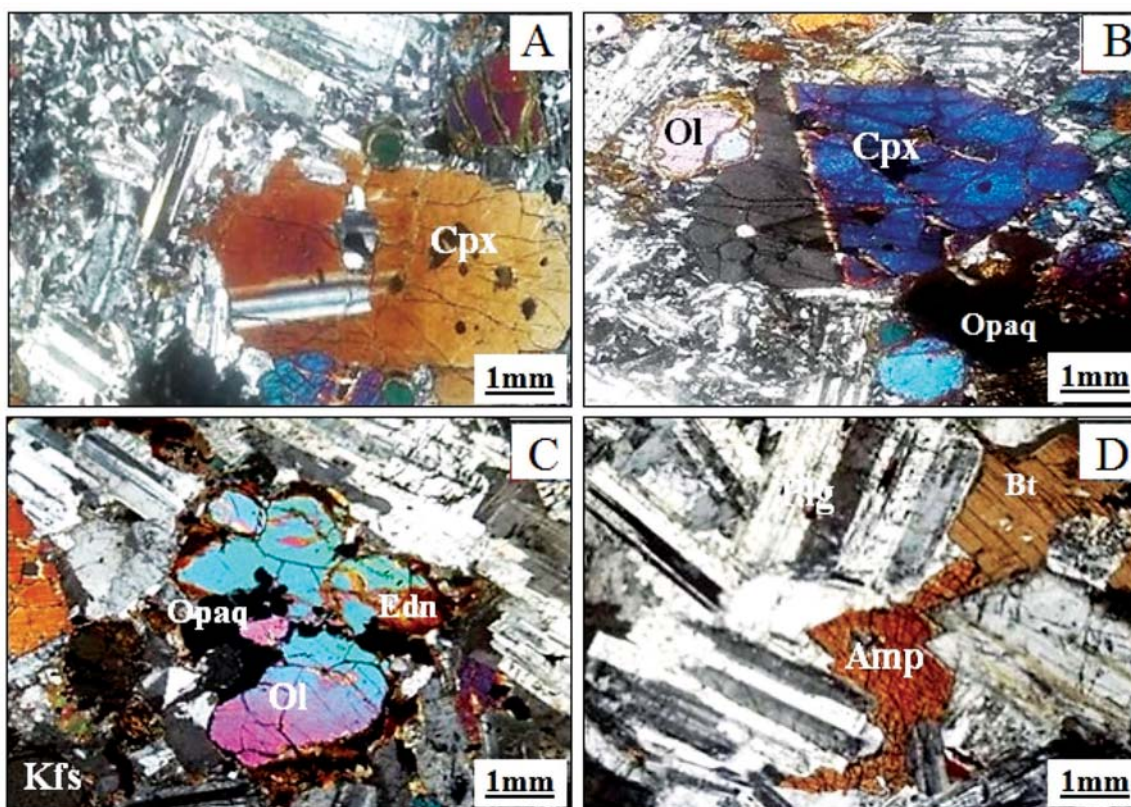
### پلاژیوکلاز

کانی پلاژیوکلاز انتخاب شده برای مطالعه در مجاورت آمفیبول قرار داشته و فاقد هرگونه حاشیه واکنشی است. در پلاژیوکلاز مقادیر  $SiO_2$  از ۵۴/۷۸ تا ۵۶/۱۱،  $TiO_2$  از ۰/۱۶

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، ۱۵ مقطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. سپس سه مقطع سالم و مناسب باکانی شاخص آمفیبول و پلاژیوکلاز برای تهیه مقاطع نازک صیقلی ارسال شد. کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در گابروهای مورد مطالعه برای مطالعه شیمی کانی‌ها با استفاده از تجزیه ریزپردازنده الکترونی (EMPA) آنالیز شده و مورد مطالعه قرار گرفت. برای تجزیه میکروپروب از دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل CAMECA-SX 100 شرکت فرآوری مواد معدنی کرج استفاده شد. این دستگاه مجهز به اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی می‌باشد و به‌صورت اتوماتیک بر پایه دقت بالای ۱۰۰ ppm و عملکرد هم‌زمان چند دکتور دیودی و پایداری اشعه الکترونی با پوشش کربن کار می‌کند. این مطالعه در ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر و بزرگی طول موج ۵ میکرومتر انجام گرفت. فرآیند کالیبره شدن دستگاه نیز به‌صورت  $Al/Cr$ ،  $Si/Wo$ ،  $Ca/Wo$ ،  $Na/Ab$ ،  $K/Or$ ،  $Mn/Rds$ ،  $Fe/Hmt$ ،  $Mg/Prh$ ،  $Ti/Rt$  انجام گرفته است. بر اساس نتایج این بررسی‌ها، پس از رده‌بندی و نام‌گذاری این کانی‌ها به روش (Leake and Commission, 1997) محاسبات دما و فشار بر اساس روش‌های تجربی و پیشنهادی توسط (Hammarstrom et al., 1989; Schmidt, 1992; Johnson et al., 1986; Hollister et al., 1987) مورد ارزیابی قرار گرفت.

## پتروگرافی

نفوذی‌های گابرویی در همبری با سنگ‌های میزبان، حواشی انجماد سریع دارند که در مطالعات میکروسکوپی نیز دیده می‌شود (شکل ۲-A). توده‌های مورد مطالعه با توجه به فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن، بافت غالب گرانولار نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز با ۵۰ درصد حجمی، کانی اصلی سنگ‌های مورد مطالعه است که همراه با کلینوپیکروکسن با ۱۵ تا ۲۰٪، الیون ۱۰ تا ۱۵٪، آمفیبول قهوه‌ای ۵ تا ۱۰٪ و میکا کمتر از ۵٪ می‌باشد. کانی‌های پلاژیوکلاز به‌صورت بلورهای ستونی و عموماً با ماکل پلی



شکل ۲. (A) حاشیه انجماد سریع در البومین گابروهای جنوب گرمی، XPL. (B) کانی پیروکسن با ماکل دوقلویی و دارای ادخال‌های کانی اپک بلورهای درشت البومین ایدینگزیتی شده و حضور کانی‌های تیره و آلکالی فلدسپار در البومین گابرو، XPL. (D) بافت گرانولار که کانی آمفیبول و میکا در بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند، XPL. علائم نام‌گذاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010)

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی آمفیبول در مجموعه نفوذی گابرویی جنوب گرمی که برحسب ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است

Sample number	M1-1	M1-2	M1-3	M1-4	M2-1	M2-2	M2-3	M2-4	M3-1	M3-2	M3-3	M4-1	M4-2
SiO <sub>2</sub>	۴۲٫۹۲	۴۲٫۸۶	۴۲٫۸۱	۴۲٫۰۴	۴۲٫۸۴	۴۱٫۴۳	۴۱٫۰۹	۴۱٫۰۷	۴۱٫۱۳	۴۱٫۰۵	۴۰٫۹۱	۴۱٫۲۳	۴۲٫۹۲
TiO <sub>2</sub>	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۲٫۰۹	۲٫۲۴	۱٫۹۹	۲٫۱۲	۲٫۲۷	۲٫۳۳	۲٫۱۹	۲٫۴۴	۲٫۶۹	۲٫۰۴	۱٫۹۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲٫۱۶	۱۲٫۰۶	۱۰٫۹۶	۱۰٫۳۴	۱۱٫۰۴	۱۰٫۱۶	۱۰٫۱۵	۱۰٫۱۱	۱۰٫۴۸	۱۰	۹٫۶۹	۱۰٫۰۴	۱۲٫۱۶
FeO	۱۰٫۳۷	۱۰٫۴۴	۱۰٫۹۶	۱۱٫۲۹	۱۰٫۴۷	۱۱٫۹۵	۱۲٫۵۱	۱۲٫۸۱	۱۱٫۲۸	۱۳٫۱۱	۱۲٫۲۱	۱۰٫۵	۱۰٫۳۷
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲
MgO	۱۲٫۴۹	۱۲٫۴۸	۱۳٫۶۴	۱۴٫۵۸	۱۳٫۵۹	۱۵٫۰۳	۱۵٫۰۹	۱۵٫۱۲	۱۴٫۲۸	۱۵٫۱۳	۱۵٫۲۳	۱۵٫۰۳	۱۲٫۴۹
CaO	۱۱٫۲۴	۱۱٫۲۸	۱۱٫۵۲	۱۱٫۶۴	۱۱٫۳۷	۱۱٫۸	۱۱٫۸۱	۱۱٫۸۲	۱۱٫۶۳	۱۲٫۰۸	۱۲٫۰۹	۱۱٫۵۸	۱۱٫۲۴
Na <sub>2</sub> O	۳٫۰۴	۳٫۰۲	۲٫۹۸	۲٫۸۴	۳٫۰۱	۲٫۷۵	۲٫۷۵	۲٫۶۳	۲٫۸۶	۲٫۵۴	۲٫۴۷	۲٫۹۶	۳٫۰۴
Sample number	M1-1	M1-2	M1-3	M1-4	M2-1	M2-2	M2-3	M2-4	M3-1	M3-2	M3-3	M4-1	M4-2
K <sub>2</sub> O	۱٫۹۲	۱٫۸۲	۱٫۳۳	۱٫۲۳	۱٫۳۵	۱٫۱۸	۱٫۱۸	۱٫۱۵	۱٫۲۹	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۲۳	۱٫۹۲
Total	۹۶٫۲۳	۹۷٫۰۶	۹۶٫۴۲	۹۶٫۳۴	۹۵٫۷۸	۹۶٫۶۰	۹۷٫۰۴	۹۷٫۲۵	۹۵٫۲۸	۹۷٫۸۱	۹۷٫۷۶	۹۶٫۷۵	۹۶٫۲۳
Si	۶٫۳	۶٫۲۳	۶٫۲۷	۶٫۱۳	۶٫۳	۶٫۰۲	۵٫۹۵	۵٫۹۳	۶٫۰۸	۵٫۹	۵٫۸۹	۶٫۱	۵٫۹۴
Al <sup>IV</sup>	۱٫۷	۱٫۷۷	۱٫۷۳	۱٫۸۷	۱٫۷	۱٫۹۸	۲٫۰۱	۲	۱٫۹۲	۱٫۹۷	۱٫۹۲	۱٫۹	۱٫۹۶
Al <sup>TOTAL</sup>	۲٫۳۸	۲٫۳۵	۲٫۱۷	۲٫۰۶	۲٫۲	۲٫۰۲	۲٫۰۱	۲	۲٫۱۱	۱٫۹۷	۱٫۹۲	۲٫۰۴	۱٫۹۶
Al <sup>VI</sup>	۰٫۶۸	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۱۹	۰٫۵	۰٫۰۴	۰	۰	۰٫۱۹	۰	۰	۰٫۱۴	۰
Ti	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۲۳
Fe <sup>3+</sup>	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۵۲	۰٫۰۷	۰٫۸۱	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۰٫۴۸	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۰٫۵۵	۱٫۰۹
Fe <sup>2+</sup>	۱٫۲۶	۱٫۲۱	۱٫۲۱	۰٫۸۶	۱٫۲۲	۰٫۶۴	۰٫۵۷	۰٫۵	۰٫۹۱	۰٫۵۳	۰٫۵	۰٫۷۵	۰٫۴۸
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Mg	۲٫۷۳	۲٫۹۲	۲٫۹۸	۳٫۱۷	۲٫۹۸	۳٫۲۶	۳٫۲۶	۳٫۲۵	۳٫۱۵	۳٫۲۴	۳٫۲۷	۳٫۳۲	۳٫۲۷
Ca	۱٫۷۷	۱٫۷۶	۱٫۸۱	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۸۴	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۶	۱٫۸۴	۱٫۸۴
Na	۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۸۵	۰٫۸	۰٫۸۶	۰٫۷۷	۰٫۷۷	۰٫۷۴	۰٫۸۲	۰٫۷۱	۰٫۶۹	۰٫۸۵	۰٫۷۲

ادامه جدول ۱.

K	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۱
Fe <sup>Total</sup>	۱/۲۷	۱/۲۷	۱/۳۴	۱/۳۸	۱/۲۹	۱/۴۵	۱/۵۱	۱/۵۵	۱/۴	۱/۵۸	۱/۵۹	۱/۳	۱/۵۷
A sites	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۸۹
Total	۱۵/۹۰	۱۵/۸۹	۱۵/۸۵	۱۵/۸۷	۱۵/۸۴	۱۵/۹۰	۱۵/۹۱	۱۵/۸۸	۱۵/۹۲	۱۵/۸۸	۱۵/۸۷	۱۵/۹۵	۱۵/۸۹
Am.group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) <sup>B</sup>	۲/۵۲	۲/۵۲	۲/۵۷	۲/۵۵	۲/۵۷	۲/۵۶	۲/۵۵	۲/۵۷	۲/۶	۲/۶۱	۲/۶	۲/۶۱	۲/۶۳
<sup>B</sup> Ca/ <sup>B</sup> (Ca+Na)	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷	۰/۷
Na <sup>B</sup>	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶
(Na+K) A	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹	۰/۸۵	۰/۹	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۷۷	۰/۹۱	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۹۲	۰/۷۸
Mg/(Mg+Fe <sub>2</sub> )	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۷۹	۰/۷۱	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۸۷	۰/۷۸	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۸۷
Na+K	۱/۲۲	۱/۱۹	۱/۰۹	۱/۰۳	۱/۱۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۵	۱/۰۶	۰/۹۲	۰/۹	۱/۰۸	۰/۹۳
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۳
Fe <sup>total</sup> /(Fe <sup>total</sup> +Mg)	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۲
Ca/(Ca+Na)	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۷	۰/۷	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۶۸	۰/۷۲
Ca+Na+K	۲/۹۹	۲/۹۵	۲/۹	۲/۸۵	۲/۹	۲/۸۳	۲/۸۲	۲/۷۷	۲/۹۱	۲/۷۸	۲/۷۶	۲/۹۲	۲/۷۸
Fe <sup>3+</sup> /Al <sup>VI</sup>	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۷۱	۰/۵۶	۰/۸۵	۰/۹۵	۱/۰۴	۰/۶۸	۱/۰۵	۱/۰۹	۰/۶۹	۱/۰۹
	M4-3	M5-1	M5-2	M5-3	M5-4	M6-3	M6-2	M6-3	M8-1	M8-2	M8-3	M8-4	M8-5
SiO <sub>2</sub>	۴۰/۸۶	۴۲/۰۲	۴۲/۰۱	۴۱/۸۸	۴۰/۹۱	۴۱/۵۷	۴۱/۴۴	۴۱/۳۸	۴۱/۸۵	۴۱/۴۳	۴۱/۱۹	۴۱/۰۷	۴۱/۰۵
TiO <sub>2</sub>	۲/۱۱	۲/۱۱	۲/۱۱	۲/۱۵	۲/۳۴	۲/۸۹	۲/۹۲	۲/۹۹	۲/۱۹	۲/۲۳	۲/۳۷	۲/۹۱	۲/۹۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۹/۶۱	۱۰/۹	۱۰/۷۵	۱۰/۴۵	۱۰/۲۱	۹/۷۶	۹/۵۹	۹/۵۱	۱۰/۱۹	۱۰/۱۶	۱۰/۰۴	۱۰	۹/۶۳
FeO	۱۳/۳۲	۱۱/۹۹	۱۱/۲۶	۱۱/۳۸	۱۲/۴۲	۱۲/۳۴	۱۲/۴۴	۱۲/۵۱	۱۰/۳۷	۱۰/۹۶	۱۱/۲۶	۱۱/۳۸	۱۲/۹۷
MnO	۰/۳۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۳۶	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۳۲	۰/۳۲
MgO	۱۵/۳۱	۱۳/۷۴	۱۳/۹۸	۱۴/۵۱	۱۵/۰۱	۱۴/۷۸	۱۴/۳۷	۱۴/۵۸	۱۵/۰۳	۱۵/۰۹	۱۵/۱۲	۱۵/۱۹	۱۵/۲۳
CaO	۱۲/۰۹	۱۱/۵۱	۱۱/۵۸	۱۱/۷۵	۱۱/۷۹	۱۱/۲۱	۱۱/۲۹	۱۱/۳۱	۱۱/۵۶	۱۱/۵۸	۱۱/۶۳	۱۱/۶۴	۱۱/۷۱
Na <sub>2</sub> O	۲/۴۹	۲/۹۶	۲/۹۲	۲/۷۷	۲/۴۷	۳/۰۱	۲/۹۸	۱/۹۶	۲/۸۴	۲/۷۷	۲/۷۵	۲/۶۳	۲/۵۴
K <sub>2</sub> O	۱/۱۱	۱/۳۲	۱/۳۱	۱/۲۱	۰/۹۲	۱/۳۵	۱/۳۴	۱/۳۱	۱/۱۸	۱/۱۵	۱/۱۲	۱/۱۲	۰/۹۴
Total	۹۷/۲۴	۹۶/۶۸	۹۶/۰۵	۹۶/۲۵	۹۶/۴۳	۹۷/۰۳	۹۶/۵۰	۹۵/۶۹	۹۵/۳۵	۹۵/۵۱	۹۵/۶۰	۹۶/۲۶	۹۷/۳۳
Si	۵/۹۱	۶/۱۴	۶/۱۷	۶/۱۲	۵/۹۳	۶/۰۳	۶/۰۷	۶/۰۴	۶/۱۴	۶/۰۷	۶/۰۳	۵/۹۷	۵/۹۱
Al <sup>IV</sup>	۱/۹۱	۱/۸۶	۱/۸۳	۱/۸۸	۲/۰۲	۱/۹۵	۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۸۶	۱/۹۳	۱/۹۷	۱/۹۹	۱/۹۱
Al <sup>Total</sup>	۱/۹۱	۲/۱۶	۲/۱۴	۲/۰۸	۲/۰۲	۱/۹۵	۱/۹۴	۱/۹۲	۲/۰۴	۲/۰۳	۲/۰۱	۱/۹۹	۱/۹۱
Al <sup>VI</sup>	۰	۰/۳	۰/۳۱	۰/۲	۰	۰	۰	۰	۰/۱۸	۰/۱	۰/۰۴	۰	۰
Ti	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۲
Fe <sup>3+</sup>	۱/۱۷	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۵۳	۱/۰۸	۰/۷۸	۰/۶۵	۱/۰۱	۰/۵۳	۰/۷۱	۰/۷۶	۰/۸۵	۱/۱۵
Fe <sup>2+</sup>	۰/۴۴	۱/۰۵	۱/۰۴	۰/۸۶	۰/۴۲	۰/۷۲	۰/۸۷	۰/۵۱	۰/۷۴	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۵۳	۰/۴۱
Mn	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴
Mg	۳/۳	۲/۹۹	۳/۰۶	۳/۱۶	۳/۲۴	۳/۲	۳/۱۴	۳/۱۷	۳/۲۹	۳/۲۹	۳/۳	۳/۲۹	۳/۲۷
Ca	۱/۸۷	۱/۸	۱/۸۲	۱/۸۴	۱/۸۳	۱/۷۴	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۸۲	۱/۸۲	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۱
Na	۰/۷	۰/۸۴	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۸۱	۰/۷۹	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۷۱
K	۰/۲	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۷
Fe <sup>Total</sup>	۱/۶۱	۱/۴۶	۱/۳۸	۱/۳۹	۱/۵۱	۱/۵	۱/۵۲	۱/۵۳	۱/۲۷	۱/۳۴	۱/۳۸	۱/۳۸	۱/۵۶
A sites	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۶۴	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۳	۰/۸۰
Total	۱۵/۹۰	۱۵/۸۹	۱۵/۸۹	۱۵/۸۶	۱۵/۸۰	۱۵/۹۰	۱۵/۹۱	۱۵/۶۴	۱۵/۸۶	۱۵/۸۶	۱۵/۸۷	۱۵/۸۳	۱۵/۸۰
Am.group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) <sup>B</sup>	۲/۶۲	۲/۶۲	۲/۶۹	۲/۳۲	۲/۶۶	۲/۶۵	۲/۶۴	۲/۶۲	۲/۵۹	۲/۶۶	۲/۶۵	۲/۶۱	۲/۶۳
	M4-3	M5-1	M5-2	M5-3	M5-4	M6-3	M6-2	M6-3	M8-1	M8-2	M8-3	M8-4	M8-5
<sup>B</sup> Ca/ <sup>B</sup> (Ca + Na)	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۴
Na <sup>B</sup>	۰/۱۳	۰/۲	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹
(Na+K) <sup>A</sup>	۰/۷۷	۰/۸۹	۰/۹	۰/۸۵	۰/۷	۰/۸۴	۰/۸۷	۰/۵۷	۰/۸۵	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۷۶	۰/۶۹
Mg/(Mg+Fe <sub>2</sub> )	۰/۸۸	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۸۶	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۸۹
Na+K	۰/۹	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۱	۰/۸۶	۱/۱	۱/۱	۰/۸	۱/۰۳	۱	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۸۸
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	۰/۱۲	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۱
Fe <sup>total</sup> /(Fe <sup>total</sup> +Mg)	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳	۰/۳۲
Ca/(Ca+Na)	۰/۷۳	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۷	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۶۹	۰/۷	۰/۷	۰/۷۱	۰/۷۲
Ca+Na+K	۲/۷۷	۲/۸۹	۲/۹	۲/۸۵	۲/۷	۲/۸۴	۲/۸۷	۲/۵۷	۲/۸۵	۲/۸۲	۲/۸۱	۲/۷۶	۲/۶۹
Fe <sup>3+</sup> /Al <sup>VI</sup>	۱/۱۷	۰/۷۱	۰/۶۵	۰/۷۲	۱/۰۸	۰/۷۸	۰/۶۵	۱/۰۱	۰/۷۲	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۵	۱/۱۵

## بحث

بررسی شیمی آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی به روش (Schumacher et al., 1997) کاتیون‌ها با فرمول ساختاری ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس نتایج به دست آمده از آنالیز میکروپروب و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول (جدول ۱) و مطابق تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Hawthorne et al., 2012) آمفیبول‌های مورد مطالعه، از نوع کلسیک با  $Ba^{Ca}/(Ca + Na) \geq 0.57$  بوده و متوسط این نسبت از ۰/۶۷ تا ۰/۷۷ متغیر می‌باشد. همچنین طبق نمودار تقسیم‌بندی (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های مورد مطالعه با مقادیر Na از ۰/۵۵ تا ۰/۸۶ و مقادیر Ca+Na از ۲/۳۲ تا ۲/۶۳ در محیط آمفیبول‌های Na-K دار تا کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۳-B).

در نمودار بررسی ضریب همبستگی اتم‌های  $Al^{IV}$  موجود در ساختار چهاروجهی در مقابل مجموع اتم‌های Na+K در فرمول کانی‌های آمفیبول مورد مطالعه از (Leake et al., 1997) با توجه به مقادیر تعداد اتم  $Al^{IV}$  از ۱/۷۰ تا ۲/۰۲ نشانگر موافقت همبستگی برابر ۱ این اتم‌ها و تعلق آمفیبول‌های مورد مطالعه به رده پارگازیتی می‌باشد (شکل ۳-C).

به نظر (Brandriss et al., 1995) نمونه‌های پارگازیتی با غلظت  $FeO < 12\%$  در صد وزنی در رده Ferropargasite قرار می‌گیرند. با توجه به مقادیر FeO از ۱۰/۳۷ تا ۱۳/۲۱ درصد وزنی اغلب نقاط آنالیز شده در میانه و هسته آمفیبول‌های مورد مطالعه تمایل به Ferropargasite دارند. همچنین برای نام‌گذاری دقیق‌تر از نمودار تعداد اتم Si در مقابل نسبت تعداد اتم‌های  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در واحد فرمولی کانی از (Leake et al., 1997) استفاده شد. با توجه به مقادیر Si از ۵/۸۹ تا ۶/۳۰ و مقادیر نسبت  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در آمفیبول‌های منطقه از ۰/۶۸ تا ۰/۸۹ تمام نمونه‌های آمفیبول مورد مطالعه با مجموع کاتیون‌های قلیائی بالاتر از چرماکیت و در محدوده پارگاسیتی قرار می‌گیرند (شکل ۳-D).

با توجه به محدودیت تعداد اتم سدیم در برابر تعداد اتم تیتانیم در بلورهای آمفیبول ماگمایی اولیه Brandriss et al. (1995) نمودار دو محوری Na در برابر Ti طراحی

تا ۰/۲۸، FeO از ۰/۶۸ تا ۰/۸۸، CaO از ۱۱/۴۱ تا ۱۲/۱۳،  $Al_2O_3$  از ۲۵/۸۱ تا ۲۶/۶۸،  $Na_2O$  از ۴/۲۸ تا ۴/۶۷ درصد وزنی متغیر است. همچنین درصد مؤلفه آنورتیت در بلورهای پلاژیوکلاز از  $An_{56}$  تا  $Ab_{37}$ ،  $Ab_{40}$  تا  $An_{58}$  و  $Or_{3.3}$  تا  $Or_{4.6}$  متغیر است و بر این اساس ترکیب آن‌ها در دیاگرام مثلی Deer و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده لابرادوریت قرار دارد (جدول ۲ و شکل ۳-A).

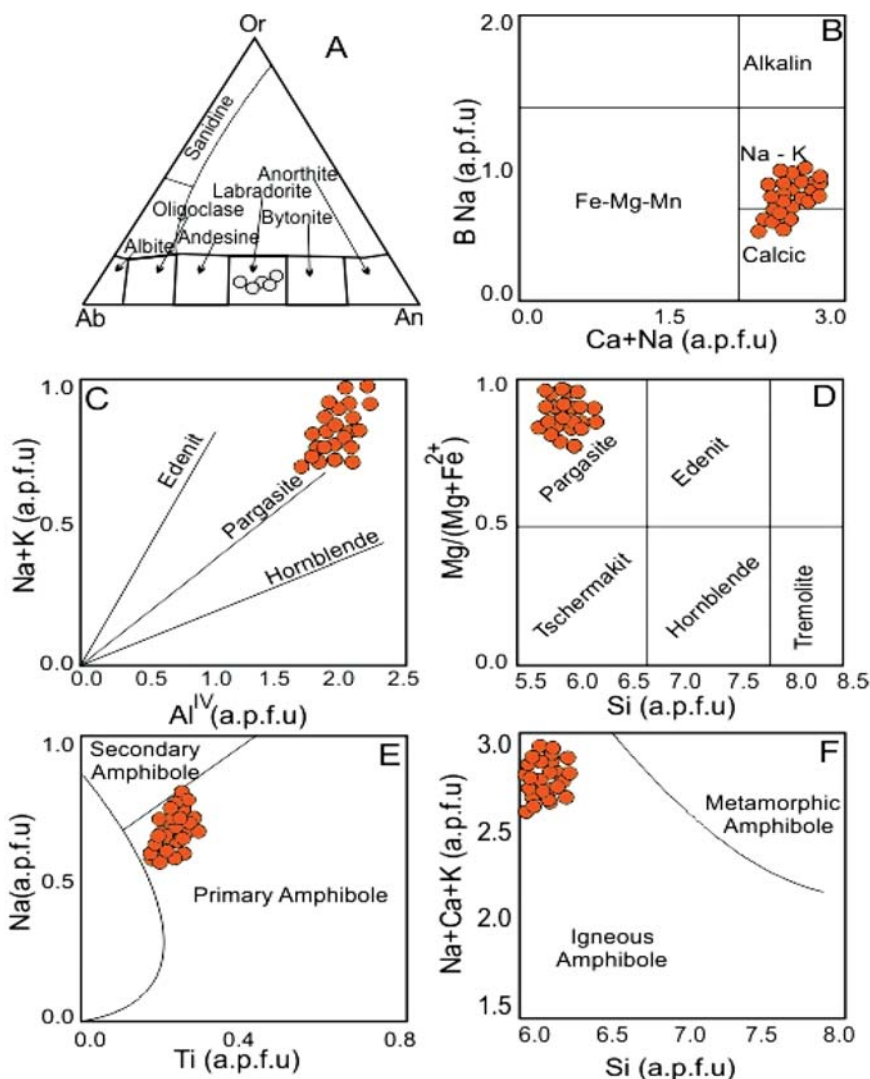
بلورهای پلاژیوکلاز فاقد هرگونه زونینگ در بررسی میکروسکوپی و تغییر ترکیب مؤثر در نتایج آنالیز ریزکاو می‌باشند و می‌توان نتیجه گرفت که تبلور عادی و متعادل داشته‌اند. با توجه به عدم تغییر ترکیب مؤثر آمفیبول می‌توان از دو بلور همزیست مجاور مذکور برای دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز معرفی شده توسط Holland و Blundy (1994) نیز استفاده کرد.

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی پلاژیوکلاز همزیست و هم‌جوار با آمفیبول نفوذی‌های گابرویی جنوب گرمی که برحسب ۸ اکسیژن محاسبه شده است

	Plg2-1	Plg2-2	Plg2-3	Plg4-1	Plg4-2
SiO <sub>2</sub>	۵۶/۱۱	۵۵/۸۱	۵۴/۷۸	۵۵/۸۷	۵۵/۶۲
TiO <sub>2</sub>	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۱۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۵/۸۱	۲۶/۶۸	۲۶/۵۶	۲۶/۵۶	۲۶/۴۸
FeO	۰/۸۸	۰/۶۸	۰/۷۵	۰/۷۹	۰/۷۹
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۶۸	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۵۲	۰/۵۶
CaO	۱۲/۱۳	۱۱/۴۱	۱۱/۴۸	۱۱/۵۱	۱۱/۶۹
Na <sub>2</sub> O	۴/۲۸	۴/۶۷	۴/۴۲	۴/۴۲	۴/۴۱
K <sub>2</sub> O	۰/۵۸	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۱
TOTAL	۹۹/۷۹	۹۹/۵۸	۹۹/۴	۹۹/۵۵	۹۹/۵۲
Oxygens	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۲/۵۲	۲/۵	۲/۵	۲/۵	۲/۵
Al	۱/۳۹	۱/۴۳	۱/۴۳	۱/۴۳	۱/۴۳
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Mg	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴
Ca	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۷
Na	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۹
K	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Total	۴/۹۹	۵	۵	۵	۵/۰۱
Or	۲/۳۶	۴/۷۹	۴/۷۷	۴/۷۱	۴/۶۷
Ab	۳۷/۶۶	۴۰/۵۱	۳۹/۱	۳۹/۰۷	۳۸/۶۸
An	۵۸/۹۸	۵۴/۷	۵۶/۱۲	۵۶/۲۲	۵۶/۶۵

در نمودار تعداد اتم‌های Si در مقابل مجموع اتم‌های Ca+Na+K از Sial et al. (1998) با توجه به تعداد اتم‌های Si از ۵/۸۹ تا ۶/۳۰ و مجموع اتم‌های Ca+Na+K از ۲/۵۷ تا ۲/۹۹ در فرمول کانی‌های آمفیبول‌های مورد مطالعه، نمونه‌های آمفیبول گابرویی جنوب گرمی در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرد (شکل ۳-۳-F).

کرده‌اند که می‌تواند منشأ ماگمایی و اولیه را با توجه به تحرک و تجمع سدیم در نمونه‌های مربوط به آمفیبول‌های دگرگونی و ثانویه از هم جدا کند. با توجه به تعداد اتم Ti از ۰/۲۲ تا ۰/۳۳ و Na از ۰/۵۵ تا ۰/۸۶ در واحد فرمول ساختاری آمفیبول‌های مورد مطالعه، منشأ آمفیبول‌های گابرویی جنوب گرمی در محدوده آمفیبول‌های اولیه قرار می‌گیرد (شکل ۳-۳-E).



شکل ۳. A. تمام نمونه‌های پلاژیوکلاز در دیاگرام مثلثی نام‌گذاری فلدسپارها از (Deer et al., 1992) در محدوده لابرادوریت و نمونه‌های آلکالی فلدسپار در محدوده سانیدین قرار گرفته‌اند. B. موقعیت کانی‌های آمفیبول گابروهای جنوب شهرستان گرمی در نمودار (Leake et al., 1997) بر مبنای ترکیب شیمیایی در محدوده کلسیم، سدیم و پتاسیم دار قرار می‌گیرند. C. موقعیت نمونه‌ها در نمودار بردارهای جانشینی ادنیته، پارگازیتی و هورنبلندی بر اساس مقادیر کاتیونی Na+K نسبت به آلومینیوم چهار وجهی از (Leake et al., 1997) راستای جانشینی پارگازیتی را در آمفیبول‌های جنوب شهرستان گرمی نشان می‌دهد. D. موقعیت کانی‌های آمفیبول گابروهای جنوب شهرستان گرمی در نمودار Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) در مقابل Si، از (Leake et al., 1997) نشان‌دهنده ترکیب پارگازیتی آمفیبول‌های مورد مطالعه است. E. در نمودار Na در برابر Ti از (Brandriss et al., 1995) آمفیبول‌های مورد مطالعه در محدوده آمفیبول‌های اولیه قرار می‌گیرد. F. موقعیت نمونه‌های آمفیبول گابرویی جنوب شهرستان گرمی در نمودار جداسازی آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی، برگرفته از Sial و همکاران (۱۹۹۸) برحسب تعداد اتم‌های Si در برابر مجموع اتم‌های Ca+Na+K، در محدوده آمفیبول‌های وابسته به ترکیب آذرین ماگمایی قرار می‌گیرد

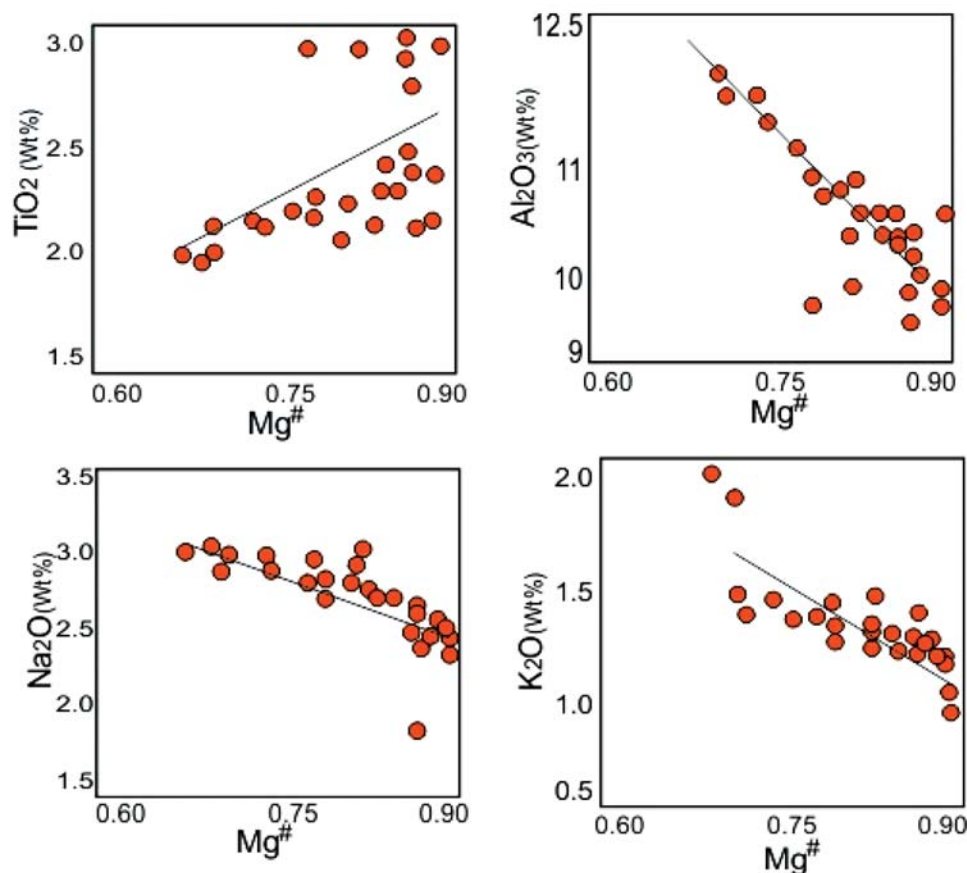


دارند اما در آمفیبول‌هایی که میزان درصد وزنی MgO از ۹ تا ۱۴ است، مقدار  $TiO_2$  به حدود ۳/۵ درصد وزنی نیز می‌رسد (Molina et al., 2009). همچنین، آمفیبول‌های ساب‌آلکالن، میزان  $Al_2O_3$ ،  $K_2O$  و  $Na_2O$  پایین‌تری نسبت به محیط آلکالن دارند (Tiepolo et al., 2011). نمونه‌های آمفیبول مورد مطالعه با MgO از ۱۲/۴۹ تا ۱۵/۳۱،  $TiO_2$  از ۱/۹۷ تا ۲/۹۹ درصد وزنی دارای مقدار  $Al_2O_3$  از ۹/۵۱ تا ۱۲/۱۶،  $Na_2O$  از ۱/۹۶ تا ۳/۰۴ و  $K_2O$  از ۰/۹۲ تا ۱/۹۲ درصد وزنی هستند و همان‌طور که در نمودارهای دو متغیره  $TiO_2$  در برابر  $K_2O$  و  $Al_2O_3$  (شکل ۵-A و B) از (Molina et al., 2009) نمایش داده شده است، نمونه‌های آمفیبول گابروهای جنوب شهرستان گرمی در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $TiO_2$  (شکل ۵-C) از Droop (1987) که بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، سری‌های متعلق به سنگ‌های کالک

پارگازیت‌ها در ترکیب خود دارای Ti قابل توجهی نسبت به دیگر آمفیبول‌ها هستند (Leake et al., 1997). در ترکیب پارگازیت‌های مورد مطالعه عدد منیزیم ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fetotal)$ ) از ۰/۶۸ تا ۰/۸۹ متغیر است که وابستگی به ماگمای مافیک را نشان می‌دهد (Molina et al., 2009) و روند تغییرات افزایشی اکسید  $TiO_2$  با مقادیر ۱/۹۷ تا ۲/۹۹، کاهش  $Al_2O_3$  با مقادیر ۹/۵۱ تا ۱۲/۱۶، کاهش  $Na_2O$  با مقادیر ۱/۹۶ تا ۳/۰۴ و کاهش  $K_2O$  با مقادیر ۰/۹۲ تا ۱/۹۲ با واحد عدد جرمی در مقابل عدد منیزیم با روند تبلور تفریقی ماگمای میزبان همخوانی دارد و نشانگر متأثر شدن ترکیب این کانی در سنگ‌های گابرویی جنوب گرمی از تبلور تفریق است (شکل ۴).

### تعیین سری ماگمایی

آمفیبول‌های موجود در سری‌های ساب‌آلکالن نسبت به انواع موجود در سری‌های آلکالن، مقادیر کمتری  $TiO_2$



شکل ۴. تغییرات اکسیدهای  $KAl^{IV}O$ ،  $NaAl^{IV}O$ ،  $AlAl^{IV}O_3$ ،  $TiOAl^{IV}$  و  $KAl^{IV}O$  در مقابل عدد منیزیم آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی (Tiepolo et al., 2011)

میزان فوگاسیته بالای اکسیژن را نشان می‌دهد. در رابطه محاسباتی (Wones 1989) نیز می‌توان مقدار فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد:

$$\text{Log } f_{\text{O}_2} = -3093/T + 14.98 + 0.42(P-1)/T$$

طبق محاسبات، مقدار میانگین فوگاسیته اکسیژن از ۷/۹۳- تا ۸/۶۲- با متوسط ۸/۱۵-، نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است.

همچنین رابطه فوگاسیته (Ridolfi et al., 2010) که وابسته به مؤلفه  $\text{Mg}^*$  است و دقت ۰/۲ تا ۰/۳ دارد:

$$\Delta\text{NNO} (\pm 0.3) = 1.644\text{Mg}^* - 4.01$$

$$\text{Mg}^* = \text{Mg} + (\text{Si}/47) - (\text{Al}^{\text{VI}}/9) - 1.3\text{Ti} + (\text{Fe}^{3+}/3.7) + (\text{Fe}^{2+}/5.2) - (\text{B}^{\text{Ca}}/20) - (\text{A}^{\text{Na}}/2.8) + (\text{A}^{\text{V}}/9.5)$$

مقدار فوگاسیته محاسبه شده در محدوده ۵/۸۳- تا ۶/۳۴- با متوسط ۵/۹۶- و خطای کمتر از ۰/۳ را برای آمفیبول‌های مورد مطالعه گابروهای جنوب گرمی نشان می‌دهد که در توافق نسبی با روش محاسباتی (Wones 1989) قرار دارد.

به نظر Scaillet و Evans (1999) پایداری آمفیبول به‌طور گسترده به محتوای  $\text{H}_2\text{O}$  مذاب بستگی دارد و پایداری آمفیبول و نبود ارتوپروکسن‌ها نشانگر حضور بیش از ۳٪ وزنی آب می‌باشد. (Ridolfi et al., 2010) فرمولی برای تخمین آب ماگما بر اساس شیمی کانی آمفیبول پیشنهاد داده‌اند که طبق رابطه زیر و بر مبنای اندیس  $\text{Al}^{\text{VI}*}$  محاسبه می‌شود:

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} (\pm 0.4) = 5.215\text{Al}^{\text{VI}*} + 12.28$$

$$\text{Al}^{\text{VI}*} = \text{Al}^{\text{VI}} + (\text{Al}^{\text{IV}}/13.9) - ((\text{Si} + \text{Ti}^{\text{VI}})/5) - (\text{C}^{\text{Fe}^{2+}}/3) - (\text{Mg}/1.7) + ((\text{B}^{\text{Ca}} + \text{A}^{\text{V}})/1.2) + (\text{A}^{\text{Na}}/2.7) - 1.5\text{K} - (\text{Fe}^*/1.6)$$

طبق محاسبه فرمول فوق با کاتیون‌های موجود در آمفیبول‌های گابروهای جنوب گرمی، مذاب مولد آمفیبول‌های مورد مطالعه با ماگمای دارای ۳/۰۹ تا ۴/۱۶ درصد آب در تعادل بوده است.

آلکانل، آلکانل، اولترامافیک و لامپروفیری را از هم متمایز می‌کند، موقعیت نمونه‌ها در محدوده کالک آلکانل می‌باشد. میزان عدد Mg در آمفیبول‌ها فاکتور مهمی برای شناسایی منشأ ماگما است (Xie and Zhang, 1990) و میزان عدد Mg بیش از ۰/۷ به منشأ گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ را به منشأ پوسته‌ای و حد فاصل این دو مقدار را به اختلاطی از منشأ پوسته و گوشته مرتبط می‌دانند. (Huaimin et al., 2006; Xie and Zhang, 1990) که مقدار عدد Mg در نمونه‌های مورد مطالعه از ۰/۶۸ تا ۰/۸۹ و به‌طور متوسط دارای مقدار ۰/۸۱ بوده و نشانگر منشأ گوشته‌ای برای مذاب تشکیل‌دهنده آمفیبول‌های جنوب گرمی است.

ترکیب آمفیبول با  $\text{Al}^{\text{IV}} < 1/5$  معرف آمفیبول‌های تشکیل شده در حاشیه‌ای فعال قاره‌ای در فشارهای بالای ۵ کیلو بار هستند (Miyashiro, 1974; Vynhal et al., 1991). بر این اساس و با توجه به مقادیر  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{TiO}_2$  در (جدول ۱) تقریباً تمام آمفیبول‌های جنوب گرمی با مقادیر  $\text{Al}^{\text{IV}}$  از ۱/۷ تا ۲/۰۲ دارای  $\text{Al}^{\text{IV}} < 1/5$  بوده و در قلمرو مناطق مرتبط با فرورانش قرار دارند.

### فشار بخشی اکسیژن ماگما طبق شیمی آمفیبول

مقدار گریزندگی اکسیژن رابطه مستقیم با تعداد اتم  $\text{Al}^{\text{IV}}$  و  $\text{Fe}^{3+}$  در ترکیب آمفیبول دارد و هر چه فوگاسیته اکسیژن بالاتر باشد، مقدار نسبت  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  بیشتری در شبکه آمفیبول جایگزین می‌شود (Stein and Dietl., 2001). همچنین هر چه نسبت  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  در ترکیب فرمول ساختاری آمفیبول بالاتر باشد، فوگاسیته اکسیژن پایین‌تر خواهد بود (Scaillet and Anderson and Smith, 1995; Evans, 1999).

اگر در ساختار فرمولی آمفیبول رابطه‌های مقابل برقرار باشد:  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) < 0/3$  و  $\text{Al}^{\text{IV}} > 0/7$  می‌توان مقدار فوگاسیته را نیز تعیین نمود (Anderson and Smith, 1995). در ساختار فرمول کانی‌های مورد مطالعه نسبت  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  از ۰/۱۱ تا ۰/۳۲ با مقدار متوسط ۰/۱۹ و  $\text{Al}^{\text{IV}}$  از ۱/۷۰ تا ۲/۰۲ با مقدار متوسط ۱/۹۰ است و نمودار (شکل ۵-D) از (Anderson and Smith, 1995)

## ترمومتری

$$T (\pm 311 \text{ K}) = 0.677P (\text{kbar}) - 48.98 + Y_{Ab} / -0.0429 - 0.0083144 \ln (\text{Si}-4) / (8-\text{Si}) X_{Ab}^{Plg}$$

$$T(C) = T(K) + 273.15 \pm 311$$

در این فرمول T: دمای تعادلی برحسب کلونین، P: فشار محاسبه شده برحسب کیلو بار، Si: تعداد کاتیون سیل سیم در ساختمان آمفیبول و  $X_{Ab}^{Plg}$  درصد آلینیت در پلاژیوکلاز می باشد که توسط معادلات زیر محاسبه می شود و در صورتی که  $Y_{Ab} < 0.5$  باشد طبق رابطه (۱) این مقدار صفر در نظر گرفته می شود و در غیر این صورت طبق رابطه (۲) محاسبه می شود:

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0$$

$$X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 8.06 + 25.5(1 - X_{Ab})^2$$

یا

$$X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 12(1 - X_{Ab})^2 - 3$$

تخمین درجه حرارت در این روش برای حواشی آمفیبول های در حال تعادل با پلاژیوکلاز نشانگر حرارت بین ۷۵۸ تا ۸۶۵ درجه سانتی گراد (طبق جدول ۲) است. در آمفیبول های کلسیک، با افزایش دما و فشار، مقدار  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  بالا می رود اما در مقایسه با آلومینیم، مقدار تیتانیوم کمتر تحت تأثیر فشار قرار می گیرد (Moody et al., 1983) در نتیجه ممکن است مقادیر تیتانیوم با دما رابطه مستقیم نشان دهند اما نسبت به فشار تطابقی نزدیک به منفی را نشان خواهند داد (Moody et al., 1983). موقعیت آمفیبول های جنوب شهرستان گرمی در نمودار نسبت تعداد اتم های Ti به تعداد اتم های Al در واحد فرمول ساختاری آمفیبول ها به ترتیب با مقادیر ۰/۲۲ تا ۰/۳۳ و ۱/۹۱ تا ۲/۳۸، نشانگر حضور این آمفیبول ها در قلمرو فشار متوسط نمودار (Hynes (1982) است (شکل ۵- E).

## بارومتری

رابطه ژئوبارومتری محاسباتی (Schmidt (1992 مبتنی بر رابطه خطی بین  $Al^{Total}$  و فشار تبلور در آمفیبول ها است که به طور تجربی در شرایط اشباع از آب، فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار و دماهای ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد هم سنجی

حلالیت تیتانیوم در کانی های سیلیکاتی به ویژه آمفیبول ها، میکاها و پیروکسن ها تابع دما است (Raase, 1974; Ernest, 2002)؛ بنابراین مقدار تیتانیوم در آمفیبول می تواند به عنوان یک ترمومتر مورد استفاده قرار گیرد. البته در صورتی می توان از ترمومتر تیتانیوم در آمفیبول استفاده کرد که در سنگ های مورد مطالعه، فازهای تیتانیوم دار اسفن یا ایلمنیت حضور داشته باشند (Otten, 1984). با توجه به حضور کانی های تیره تیتان دار ایلمنیت و تیتانومگنتیت در مودال سنگ، از ترمومتر محتوای تیتانیوم (Otten, 1984) در آمفیبول استفاده شده است. طبق جدول (۱) مقادیر Ti در فرمول کانی های آمفیبول مورد مطالعه از ۰/۲۱ تا ۰/۳۳ در تغییر است و طبق فرمول ترمومتری Otten (1984)، دمای تبلور آمفیبول های گابرویی جنوب شهرستان گرمی از ۷۵۱ تا ۸۸۵ درجه سانتی گراد می باشد (جدول ۲).

$$T(C) = 1204Ti + 490$$

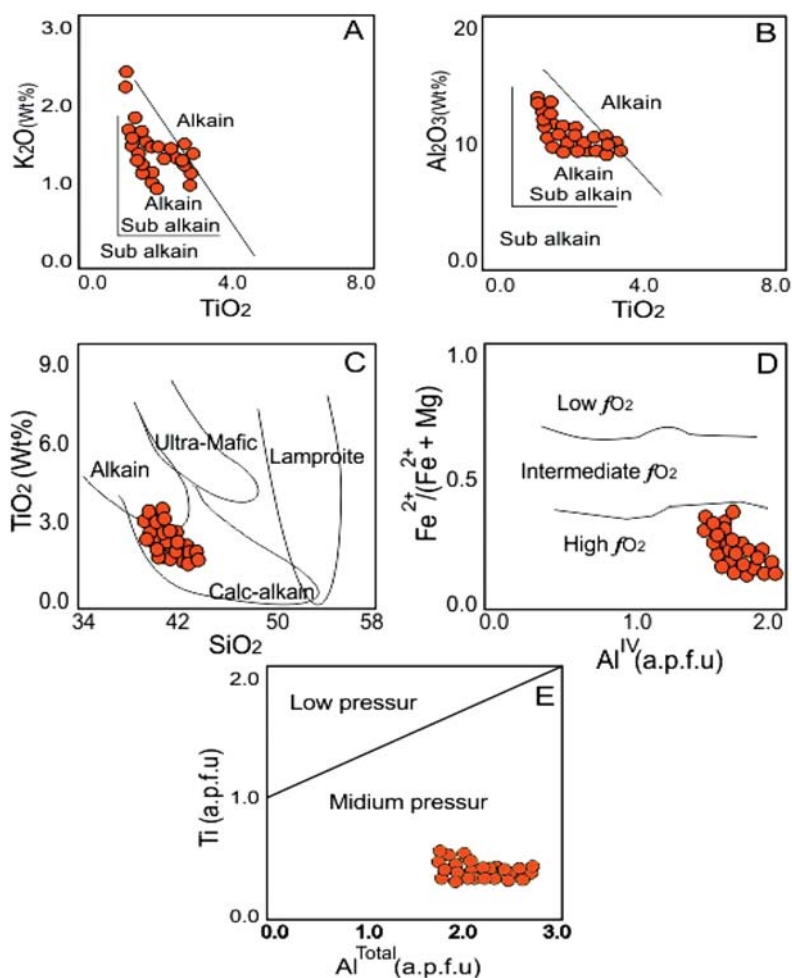
همچنین طبق رابطه محاسباتی دمای تبلور برحسب ترکیب آمفیبول (Ridolfi et al., 2010) که وابسته به مؤلفه  $Si^*$  می باشد، دمای تبلور آمفیبول های گابرویی جنوب گرمی از ۷۱۷ تا ۸۶۹ متغیر است:

$$T = -151.487 Si^* + 2.041$$

$$Si^* = Si + (Al^4/15) - (2Ti) - (Al^6/2) - (Ti^6/1.8) - (Fe^{2+}/9) + (Fe^{3+}/3.3) + (Mg/26) + ({}^B Ca/5) + ({}^B Na/1.3) - ({}^A Na/15) + ({}^A [V]/2.3)$$

بر مبنای شواهد پتروگرافی زوج فنوکریست های آمفیبول و پلاژیوکلاز در تعادل بوده و دارای مرزهای عادی باهم هستند و فاقد حاشیه واکنشی هستند؛ بنابراین از ژئوترمومتری Holland و Blundy (1994) که تابع دما هستند برای سنگ های فاقد کوارتز می توان استفاده کرد.

در ترمومتری زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست با روش Holland و Blundy (1994) از فرمول زیر استفاده شده است و از فشار رابطه Anderson و Smith (1995) طبق جدول (۲) در محدوده بین ۶/۶۱ تا ۷/۸۶ کیلو بار استفاده شده است:



شکل ۵. A و B) ماهیت مجموعه نفوذی گابرویی جنوب گرمی طبق شیمی آمفیبول از (Molina et al, 2009) نشانگر ماهیت ساب آلکالن آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی می‌باشد C) آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل TiO<sub>2</sub> از (Anderson and Droop, 1987) عموماً در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند. D) طبق نمودار Al<sup>IV</sup> در مقابل Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) از (Smith, 1995) آمفیبول‌های گابروهای جنوب گرمی در فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. E) موقعیت آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی در نمودار Ti-Al<sup>Total</sup> از (Hynes, 1982) نشانگر تشکیل آن‌ها در فشار متوسط است

شده است.

که محاسبات انجام شده بر اساس معادله ژئوبارومتری (Schmidt 1992) فشار تشکیل آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی را از ۶/۸۰ تا ۸/۳۴ با میانگین ۶/۷۵ کیلو بار نشان می‌دهد.

فرمول محاسباتی فشار تشکیل آمفیبول‌ها، طبق روش (Hammarstrom et al., 1986) نیز گویای رابطه خطی بین آلومینیوم کل (Al<sup>Total</sup>) و محتوای آلومینیوم تترائدری Al<sup>IV</sup> به شرح زیر است:

$$P \text{ (kbar)} = -3.92 + 5.03 \text{ Al Total} \quad (r^2=0.8)$$

$$\text{Al}^{\text{Total}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$$

در حالت طبیعی اگر تعادل با وجود اکسید آهن، تیتان و بخار آب در دمایی معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از خط انجماد ایجاد شود، مقدار Al<sup>Total</sup> آمفیبول با افزایش فشار دستخوش تغییر می‌شود تا به تعادل جدید برسد (Schmidt, 1976; Helz, 1992). طبق نظر (Schmidt, 1992) در این تعادل برای بررسی فشار تشکیل آمفیبول‌ها می‌توان از مقدار Al<sup>Total</sup> طبق رابطه زیر استفاده کرد:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{\text{Am}}^{\text{Total}} \quad (r^2=0.99)$$

$$P = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{Total}}$$

$$\text{Al}^{\text{Total}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$$

و فرمول زیر را برای محاسبه ارائه دادند:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al Total} - \{(T [^{\circ}\text{C}] - 675) / 85\}^{*} \{0.53 \text{ Al Total} + 0.005294 * (T [^{\circ}\text{C}] - 675)\} \quad (r^2 = 0.99)$$

این فرمول به نظر (Idrus et al., 2007) در محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۸ کیلو پاسکال بهترین کارایی و کمترین خطا را نسبت به دیگر روش‌ها دارد. طبق این رابطه فشار تشکیل آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی از ۶/۰۷ تا ۸/۳۳ با متوسط فشار ۶/۷۴ می‌باشد.

با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۰/۲۸ بار بر کیلومتر و در گوشته فوقانی حدود ۰/۳۳ بار بر کیلومتر است (Hall, 1987)، با توجه به منشأ گوشته‌ای و متوسط فشار تشکیل طبق جدول ۲، محاسبات نشانگر عمق تشکیل ۱۸/۵ تا ۲۵/۹ کیلومتری برای آمفیبول‌های گابرویی جنوب گرمی می‌باشد.

ترکیب آمفیبول‌های مورد مطالعه نشانگر تشکیل در حاشیه‌ای فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش هستند که این نتایج با مطالعات شیمی سنگ کل این گابروها توسط مبشر گرمی و همکاران (۱۳۹۴) مطابقت دارد. فوگاسیته بالا و محیط اکسایشی نیز مؤید وابستگی به محیط فرورانشی حواشی فعال قاره‌ای است (Ridolfi et al., 2010) و می‌توان محیط مرتبط با فرورانش را برای ماگمای میزبان گابروهای جنوب گرمی متصور شد.

### نتیجه‌گیری

توده‌های نیمه عمیق گابرویی شهرستان گرمی واقع در زون تالش امتداد شمال غربی-جنوب شرقی دارند و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز و با مقادیر زیادی کلینوپیروکسن بوده و حاوی کانی‌های فرعی الیوین، کانی‌های تیره، آمفیبول، میکا و مقادیر اندکی آلکالی فلدسپار هستند. شیمی کانی آمفیبول موجود در سنگ‌های نفوذی‌های جنوب گرمی نشانگر تشکیل در رده آذرین با ماهیت کلسیک و در زیر گروه منیزو هورنبلند و نوع پارگازیتی هستند. شیمی کانی آمفیبول نشانگر جدا شدن این کانی‌ها از ماگمای کالک

بر اساس محاسبات انجام شده در نمونه‌های مربوط به آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی هسته‌های آمفیبول کمتر از حاشیه کانی فشار تشکیل دارند و متوسط میانگین فشار برای کل کانی‌ها در این روش از ۶/۱ تا ۸/۶۹ با فشار متوسط ۶/۸۰ کیلو بار است. بالاتر بودن فشار حاشیه کانی‌ها نسبت به هسته آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان به نبود فرصت مناسب برای ایجاد تعادل بین هسته و حاشیه در نظر گرفت (Wones and Gilbert, 1982; Cawthorn and Davies, 1982).

روش (Hollister et al., 1987) با مبنا قرار دادن رابطه ارائه شده توسط (Hammarstrom et al., 1986) با هدف کاهش خطای و میانگین‌گیری از کل ترکیب آمفیبول‌ها ارائه شد که در به‌کارگیری این روش فرض اول آن است که توده‌های نفوذی در خلال انجماد و سرد شدن، محدودیت‌های ترمودینامیکی قابل ملاحظه‌ای نداشته‌اند و محتوای آلومینیوم کل آمفیبول از بدو تشکیل تابعی از فشار بوده است. فرض دوم آن است که در زیر فشار ۲ کیلو بار، دما بر محتوای  $\text{Al}^{\text{Total}}$  اثر گذارده و در بالاتر از آن بی‌تأثیر است. همچنین فشارسنجی باید صرفاً روی حاشیه آمفیبول‌ها صورت گیرد زیرا این بخش‌ها در تعادل با فازهای زمینه سنگ و کانی‌های ریز زمینه هستند. بدین ترتیب معادله‌ی جدیدی برای تعیین فشار تبلور آمفیبول و در نهایت فشار تشکیل سنگ‌های دارای آمفیبول به شرح زیر توسط (Hollister et al., 1987) معرفی شد:

$$P (\text{kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}^{\text{Total}} \quad (r^2 = 0.97)$$

$$\text{Al}^{\text{Total}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$$

در این روش خطای محاسبه به ۰/۱ کیلو بار تقلیل یافته است.

بر اساس محاسبات انجام شده در نمونه‌های مربوط به آمفیبول‌های گابرویی جنوب شهرستان گرمی، فشار تبلور آمفیبول بر اساس روش محاسبات (Hollister et al., 1987) در فشار ۶/۰۱ تا ۸/۶۹ با متوسط فشار ۶/۸۰ کیلو بار می‌باشد.

Anderson و Smith (1995) نشان دادند که  $\text{Al}^{\text{Total}}$  نه تنها به فشار بلکه به دما و فوگاسیته اکسیژن بستگی نیز دارد

جدول ۲. نتایج محاسبه فشار سنجی به روش‌های مختلف بررسی شده در متن بر اساس محتوای آلومینیوم کل و مؤلفه‌های مؤثر مذکور. دمای محاسبه شده بر مبنای روش (Otten, 1984) و دمای تعادلی محاسبه شده برای پلاژیوکلاز و آمفیبول هم‌جوار به روش Holland و Blundy (1994)

Sample number	M1-1	M1-2	M1-3	M1-4	M2-1	M2-2	M2-3	M2-4	M3-1	M3-2	M3-3	M4-1	M4-2
SiO <sub>2</sub>	۴۲٫۹۲	۴۲٫۸۶	۴۲٫۸۱	۴۲٫۰۴	۴۲٫۸۴	۴۱٫۴۳	۴۱٫۰۹	۴۱٫۰۷	۴۱٫۱۳	۴۱٫۰۵	۴۰٫۹۱	۴۱٫۲۳	۴۱٫۰۵
Al <sup>o</sup>	-۱٫۷۲	-۱٫۷۸	-۱٫۶۵	-۱٫۴۹	-۱٫۶۲	-۱٫۴۲	-۱٫۴	-۱٫۳۱	-۱٫۶۱	-۱٫۳	-۱٫۲۶	-۱٫۴۷	-۱٫۲۷
Mg <sup>o</sup>	۲٫۷۷	۳٫۱	۳٫۲	۳٫۳۹	۳٫۱۹	۳٫۵۲	۳٫۵۱	۳٫۵۲	۳٫۳۶	۳٫۵۲	۳٫۵۲	۳٫۵۱	۳٫۵۸
Si <sup>o</sup>	۶٫۰۹	۶٫۶۵	۶٫۷۸	۶٫۸۷	۶٫۸۳	۷٫۰۸	۶٫۹۷	۶٫۹۵	۶٫۷۹	۶٫۸۴	۶٫۶۵	۷٫۰۶	۷٫۱۷
H <sub>2</sub> O <sub>mei</sub> (Ridolfi et al. 2010)	۳٫۴	۳٫۰۹	۳٫۷۸	۴٫۱۶	۳٫۹۵	۴٫۰۹	۴٫۰۸	۳٫۴۶	۳٫۸۹	۳٫۴۸	۳٫۷۳	۴٫۱۶	۳٫۶۵
ANNO (Ridolfi et al. 2010)	-۶٫۳۴	-۶٫۱۴	-۶٫۰۸	-۵٫۹۷	-۶٫۰۹	-۵٫۸۹	-۵٫۸۹	-۵٫۸۹	-۵٫۹۸	-۵٫۸۹	-۵٫۸۹	-۵٫۸۹	-۵٫۸۵
TC (Ridolfi et al. 2010)	۶۸۱	۷۳۴	۷۴۸	۷۵۸	۷۵۴	۷۸۱	۷۶۹	۷۶۶	۷۴۹	۷۵۴	۷۳۴	۷۷۸	۷۹۱
Log fO <sub>2</sub>	-۸٫۶۲	-۸٫۲۳	-۸٫۱۵	-۸٫۱	-۸٫۱۲	-۷٫۹۸	-۸٫۰۴	-۸٫۰۵	-۸٫۱۴	-۸٫۱۲	-۸٫۲۳	-۷٫۹۹	-۷٫۹۳
TC (Otten, 1984)	۷۵۲	۷۵۱	۷۶۷	۷۸۶	۷۵۵	۷۶۹	۷۸۸	۷۹۴	۷۸۳	۸۰۸	۸۴۱	۷۶۳	۷۶۴
P (kbars)													
Hammarstrom et al., 1986	۸٫۰۷	۷٫۸۸	۷	۶٫۴۳	۷٫۱۳	۶٫۲۴	۶٫۱۹	۶٫۱۲	۶٫۷	۶	۵٫۷۴	۶٫۳۲	۵٫۹۱
Hollister et al., 1987	۸٫۶۹	۸٫۴۷	۷٫۴۹	۶٫۸۵	۷٫۶۳	۶٫۶۳	۶٫۵۸	۶٫۵	۷٫۱۵	۶٫۳۶	۶٫۰۷	۶٫۷۲	۶٫۲۷
Schmidt, 1992	۸٫۳۴	۸٫۱۶	۷٫۳۳	۶٫۷۸	۷٫۴۴	۶٫۶	۶٫۵۶	۶٫۴۹	۷٫۰۴	۶٫۳۷	۶٫۱۳	۶٫۶۸	۶٫۳
Anderson & Smith, 1995	۸٫۳۳	۸٫۱۵	۷٫۳۲	۶٫۷۸	۷٫۴۴	۶٫۵۹	۶٫۵۵	۶٫۴۹	۷٫۰۳	۶٫۳۷	۶٫۱۳	۶٫۶۷	۶٫۲۹
Sample number	M1-1	M1-2	M1-3	M1-4	M2-1	M2-2	M2-3	M2-4	M3-1	M3-2	M3-3	M4-1	M4-2
Average(P kb)	۸٫۳۶	۸٫۱۷	۷٫۲۹	۶٫۷۱	۷٫۴۱	۶٫۵۲	۶٫۴۷	۶٫۴۰	۶٫۹۸	۶٫۲۸	۶٫۰۲	۶٫۶۰	۶٫۱۹
h (km)	۲۵٫۹۲	۲۵٫۳۳	۲۲٫۶۰	۲۰٫۸۰	۲۲٫۹۷	۲۰٫۲۱	۲۰٫۰۶	۱۹٫۸۴	۲۱٫۶۴	۱۹٫۴۷	۱۸٫۶۶	۲۰٫۴۶	۱۹٫۱۹
SiO <sub>2</sub>	۴۰٫۸۶	۴۲٫۰۲	۴۲٫۰۱	۴۱٫۸۸	۴۰٫۹۱	۴۱٫۵۷	۴۱٫۴۴	۴۱٫۳۸	۴۱٫۸۵	۴۱٫۴۳	۴۱٫۱۹	۴۱٫۰۷	۴۱٫۰۵
Sample number	M4-3	M5-1	M5-2	M5-3	M5-4	M6-3	M6-2	M6-3	M8-1	M8-2	M8-3	M8-4	M8-5
Al <sup>o</sup>	-۱٫۲۱	-۱٫۶۶	-۱٫۶۲	-۱٫۴۸	-۱٫۱	-۱٫۵۹	-۱٫۷۳	-۱٫۲۳	-۱٫۳۵	-۱٫۳۳	-۱٫۳۵	-۱٫۲۷	-۱٫۴۸
Mg <sup>o</sup>	۳٫۶۲	۳٫۲۴	۳٫۲۹	۳٫۴	۳٫۵۱	۳٫۳۶	۳٫۳۲	۳٫۴۴	۳٫۴۷	۳٫۵	۳٫۵	۳٫۴۴	۳٫۴۷
Si <sup>o</sup>	۷٫۱۶	۶٫۸۳	۶٫۸۲	۶٫۹۱	۶٫۹۵	۶٫۵۳	۶٫۴۴	۶٫۴۸	۶٫۹۵	۶٫۹۶	۶٫۸۷	۶٫۴۶	۶٫۵۵
H <sub>2</sub> O <sub>mei</sub> (Ridolfi et al. 2010)	۳٫۹۹	۳٫۶۱	۳٫۸۲	۴٫۰۴	۳٫۵۴	۳٫۹۹	۳٫۲۶	۳٫۸۹	۳٫۲۳	۳٫۳۵	۳٫۲۳	۳٫۶۴	۳٫۵۶
ANNO (Ridolfi et al. 2010)	-۵٫۸۳	-۶٫۰۵	-۶٫۰۳	-۵٫۹۶	-۵٫۹۰	-۵٫۹۸	-۶٫۰۱	-۵٫۹۴	-۵٫۹۲	-۵٫۹۰	-۵٫۹۰	-۵٫۹۴	-۵٫۹۲
TC (Ridolfi et al. 2010)	۷۸۹	۷۵۴	۷۵۳	۷۶۳	۷۶۷	۷۲۰	۷۱۱	۷۱۵	۷۶۷	۷۶۸	۷۵۸	۷۱۳	۷۲۲
Log fO <sub>2</sub>	-۷٫۹۴	-۸٫۱۲	-۸٫۱۳	-۸٫۰۷	-۸٫۰۵	-۸٫۳۱	-۸٫۳۷	-۸٫۳۵	-۸٫۰۵	-۸٫۰۴	-۸٫۱	-۸٫۳۶	-۸٫۳
TC (Otten, 1984)	۷۶۶	۷۶۹	۷۷۱	۷۷۴	۷۹۷	۸۷۰	۸۷۷	۸۸۵	۷۸۱	۷۸۶	۸۰۴	۸۷۳	۸۷۳
P (kbars)													
Hammarstrom et al., 1986	۵٫۷۱	۶٫۹۳	۶٫۸۵	۶٫۵۴	۶٫۲۵	۵٫۸۷	۵٫۸۲	۵٫۷۲	۶٫۳۶	۶٫۳۱	۶٫۲۱	۶٫۱۱	۵٫۶۸
Hollister et al. 1987	۶٫۰۴	۷٫۴۱	۷٫۳۲	۶٫۹۷	۶٫۶۵	۶٫۲۲	۶٫۱۶	۶٫۰۵	۶٫۷۷	۶٫۷۲	۶٫۶	۶٫۴۸	۶٫۰۱
Schmidt, 1992	۶٫۱	۷٫۲۶	۷٫۱۹	۶٫۸۹	۶٫۶۲	۶٫۲۶	۶٫۲۱	۶٫۱۱	۶٫۷۲	۶٫۶۷	۶٫۵۸	۶٫۴۸	۶٫۰۸
Anderson & Smith, 1995	۶٫۱	۷٫۲۵	۷٫۱۸	۶٫۸۸	۶٫۶۱	۶٫۲۵	۶٫۲	۶٫۱	۶٫۷۱	۶٫۶۷	۶٫۵۷	۶٫۴۷	۶٫۰۷
Average (P kb)	۵٫۹۹	۷٫۲۱	۷٫۱۴	۶٫۸۲	۶٫۵۳	۶٫۱۵	۶٫۱۰	۶٫۰۰	۶٫۶۴	۶٫۵۹	۶٫۴۹	۶٫۳۹	۵٫۹۶
h (km)	۱۸٫۵۷	۲۲٫۳۵	۲۲٫۱۳	۲۱٫۱۴	۲۰٫۲۴	۱۹٫۰۷	۱۸٫۹۱	۱۸٫۶۰	۲۰٫۵۸	۲۰٫۴۳	۲۰٫۱۲	۱۹٫۸۱	۱۸٫۴۸
بررسی دمای تعادلی پلاژیوکلاز و آمفیبول													
SiO <sub>2</sub>	۴۲٫۸۴	۴۱٫۴۳	۴۱٫۲۳	۴۲٫۰۲	۴۲٫۰۱	۴۱٫۸۵	۴۱٫۴۳						
T (C) (Holland and Blundy., 1994)	۷۵۸	۸۶۵	۸۳۶	۸۳۵	۸۲۷	۸۲۷	۸۴۶						
P(Kb) (Holland and Blundy., 1994)	۸٫۶۸	۶٫۱۱	۶٫۸۱	۷٫۳۱	۷٫۴۱	۷٫۰۱	۶٫۶۱						

deh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 199-219.

- Aghazadeh, M., Emami, M.H., Moinevaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A., 2011. Post-Collisional Shoshonitic, C-type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). *Geosciences*, 20,80, 167-172.

- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Brandriss, M. E., Nevle, R. J., Bird, D. K. and O'Neil, J. R., 1995. Imprint of meteoric water on the stable isotope compositions of igneous and secondary minerals, Kap Edvard Holm Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 74-86.

- Cawthorn, P.C. and Davies, G., 1982. Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. *American Journal of Sciences*, 276, 309-329.

- Chivas, A. R., 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 78, 389-403.

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. 2nd edition, single chain silicates. Longman, London, UK.

- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic

آلکان از منشأ گوشته‌ای با فشار متوسط حدود ۵/۹۶ تا ۸/۳۶ کیلو بار و عمق ۱۸/۵ تا ۲۵/۹ کیلومتر همراه مگنتیت و با فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن از ۶/۳۴ تا ۵/۸۳- است. بررسی ترموبارومتري نشانگر دمایی بین ۷۵۰ تا ۸۸۵ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این کانی‌ها بوده و نیز دمای تعادلی آمفیبول همزیست با کانی پلاژیوکلاز نیز مؤید دمای ۷۵۸ تا ۸۶۵ درجه سانتی‌گراد است. بررسی محیط تکتونیکی طبق شیمی آمفیبول، نشانگر ارتباط با محیط مرتبط با فرورانش است.

## منابع

- اسدیان، ع.، ۱۳۷۹. گزارش نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زمین‌شناسی مغان، شماره C۱، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

- اکبری، ز.، ۱۳۸۶. پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب گرمی در استان اردبیل. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۲.

- باباخانی، ع. ر. و خان‌ناظر، ح.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش لاهرود، شماره سریال ۵۵۶۷، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

- مبشرگرمی، م.، ۱۳۹۲. پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز بازالت‌های جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۵۰.

- مبشرگرمی، م.، اکبری، ز و جمشیدی بدر، م.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی، پتروژنز و تحولات ماگمایی دایک‌های بیوین‌گابرویی جنوب شهرستان گرمی. *مجله پترولوژی*، ۲۴، ۶۵-۸۵.

- نبوی، م. ه.، ۱۹۷۶. مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۰۹.

- Agemar, T., Worner, G. and Heumann, A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the north Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 136, 331-344.

- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrza-

- fingerprint. *International Geology Review*, 52, 536-578.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-437.
  - Ernest, W. G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *American Mineralogists*, 87, 478-490.
  - Hall, A., 1987. *Igneous Petrology*, Longman, London, 573.
  - Hammarstrom, A., Jane, M. and Zen, E.A. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
  - Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. C., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031-2048.
  - Helz R. T., 1976. Phase relations of basalts in their melting range at  $PH_2O = 5kb$ . Part II. Melt compositions. *Journal of Petrology*, 17, 139-193.
  - Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P. and Reed, S.J.B., 1985. Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 317-329.
  - Holland, T. J. B. and Blundy, J. D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
  - Hollister, L. S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *American Mineralogists*, 72, 231-239.
  - Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J., 2006. Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen science in China. *Earth Sciences*, 49, 684-695.
  - Hynes, A., 1982. A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 81, 119-125.
  - Idrus, A., Kolb, J. and Meyer, F.M., 2007. Chemical Composition of Rock-Forming Minerals in Copper-Gold-Bearing Tonalite Porphyries at the Batu Hijau Deposit, Sumbawa Island, Indonesia: Implications for Crystallization Conditions and Fluorine-Chlorine Fugacity. *Resource Geology*, 57, 102-113.
  - Johnson, M. C., Malcolm J. and Rutherford, D., 1989. Experimental calibration of the aluminum-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
  - Leake B. E. and Commission, I.M.A., 1997. Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
  - Leake B.E., Woolley 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 E.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. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Sciences*, 247, 321-355.
  - Mohammadiha, H., Mostafazadeh, M. and Gholami, N., 2014. An investigation on the Eocene Pushtasar basaltic lava in relation to Moghan Aulacogene, *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 2879-2887.
  - Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98.
  - Moody, J.B., Meyer, D. and Jenkins, J.E., 1983. Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *American Journal of Science*, 283, 48-92.
  - Otten, M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-99.
  - Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 231-236.
  - Ramezani, J. and Tucker, R., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
  - Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
  - Scaillet, B. and Evans, B. W., 1999. The 15 June 1991 eruption of mount Pinatubo. I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40,3, 381-411.
  - 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.
  - Schumacher, N.M.S., Smith, J.C., Stephenson, D.C., Ungaretti, N.C.N., Whittaker, L., Whittaker, E.J.W. and Guo Y., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
  - Sial, A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M. and Cruz M., 1998. Amphibol rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11, 457-471.
  - 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*,

72,185-207.

- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Langone, A., 2011. High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52,5, 1011-1045.

- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.

- Vynhal, C. R., McSween H. Y. and Speer J. A., 1991. Hornblende chemistry in southern

Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76, 176-188.

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

- Wones, D. R. and Gilbert M. C., 1982. Amphiboles in the igneous environment. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9, 355-390.

- Xie, Y. W. and Zhang, Y. Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. *Acta Mineralogica Sinica*, 10, 35-45.