

کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در بررسی خاستگاه و زمین‌دما - فشارسنجی گرانیتوئید جبال بارز (بم، استان کرمان)

شیرین بهپور^{*}، عباس مرادیان، حمید احمدی‌پور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۶/۷/۱۵، نسخه نهایی: ۹۶/۱۱/۱۴)

چکیده: گرانیتوئید جبال بارز به سن الیگوسن در جنوب‌شرقی شهرستان بم، و جنوب‌شرقی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این توده شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی است که کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار قلیایی تشکیل دهنده آن‌هاست. آل بیت پلاژیوکلازها از ۳۸/۳۸ تا ۶۷/۲۶ درصد و ترکیب آن‌ها از الیگوکلاز تا آندزین است. آمفیبول‌ها کلسیمی هستند و ترکیب آن‌ها از مگنزیوهورنبلند تا چرماکیت تغییر می‌کند که مشخصه I بودن توده است. مقدار Na_2O و ماهیت آهکی-قلیایی آمفیبول‌ها نشان از نظام زمین‌ساخت فرورانشی و مقادیر Al_2O_3 ، TiO_2 و $\text{Mg\#}$ آمفیبول‌ها نشان از آمیزش منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل ماگمای مولد دارند. بررسی زمین‌فشارسنجی، میانگین فشار تبلور هورنبلند را ۲ کیلو بار و دماسنجی برپایه مقدار آلومینیوم آمفیبول و زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز، میانگین دمای تبلور را ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند. سنجش گریزندگی اکسیژن این توده، اکسیده بودن ماگمای مولد را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی، آمفیبول، پلاژیوکلاز، گرانیتوئید جبال بارز، بم.

مقدمه

مجموعه‌ی کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین با ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای دربرگیرنده‌ی آن‌ها طی فرایند تبلور، ارتباط نزدیکی دارد. از جمله این کانی‌ها آمفیبول است که در گستره وسیعی از شرایط فشار و دما ظاهر می‌شود و نوع کلسیمی آن از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به‌ویژه آذرین سری آهکی-قلیایی به‌شمار می‌آید [۲،۱]. ترکیب شیمیایی آمفیبول با توجه به فشار، دما، نوع فازهای همزیست و فشار جزئی اکسیژن تغییر می‌کند. برای مثال مقدار Al در این کانی به فشار و عمق تبلور وابسته است [۳]. با توجه به امکان حضور طیف گسترده‌ای از عناصر اصلی و فرعی در ساختار و ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول پژوهشگران بسیاری شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما را در زمان تبلور آن کانی بررسی

کرده‌اند [۵،۴]. از این‌رو، زمین‌فشارسنجی با استفاده از ترکیب آمفیبول [۷،۶] و برپایه زمین‌دماسنجی از زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز [۵] ارزیابی شده است.

منطقه مورد بررسی که به نام گرانیتوئید جبال بارز شناخته می‌شود، در جنوب‌شرقی استان کرمان، شهرستان بم قرار دارد و بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. بررسی‌های سن سنجی صورت گرفته بر قسمت‌هایی از توده گرانیتوئیدی جبال بارز سن الیگوسن را برای آن در تعیین کرده است [۹،۸]. کمان ماگمایی ارومیه-دختر بدلیل داشتن موقعیت ویژه زمین-ساختی ماگمایی و تجربه و رویدادهای متفاوت و متعدد و از طرفی دارا بودن منابع معدنی با ارزش، از دیرباز مورد توجه پژوهشگران زمین‌شناسی و اکتشافی قرار داشته است. از بررسی قسمت‌هایی از گرانیتوئید جبال بارز روشن شده است که

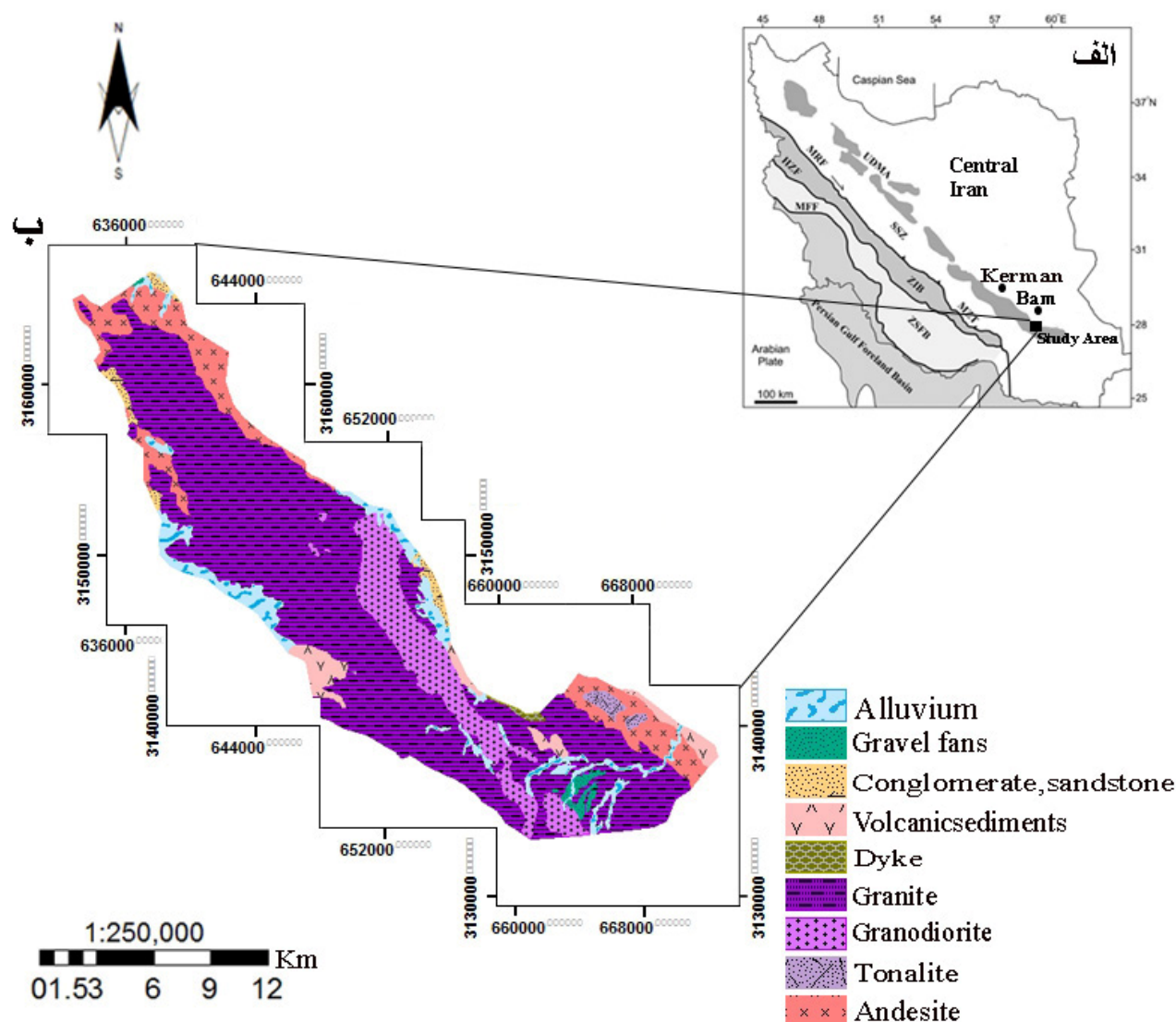
*نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۳۴-۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: sh.bhepour@sci.uk.ac.ir

کیلومتر عرض در طول جغرافیایی $۵۸^{\circ} ۲۰'$ تا $۵۸^{\circ} ۴۳'$ و عرض جغرافیایی $۲۸^{\circ} ۱۸'$ تا $۲۸^{\circ} ۳۶'$ قرار دارد (شکل ۱). کمان ماگمایی ارومیه- دختر، که توسط فروانش نفوتیس به زیر ایران مرکزی به وجود آمده [۱۶] بیشترین فعالیت خود را در ائوسن داراست [۱۷]. قسمت جنوب شرقی این کمان واقع در استان کرمان و معروف به نوار دهج- ساردوئیه دارای دو نوع گرانیتوئید است: ۱- گرانیتوئید نوع جبال بارز و ۲- گرانیتوئید کم عمق کوه پنج [۸]. گرانیتوئید مورد بررسی از نوع گرانیتوئید نوع جبال بارز بوده، که به همین نام نیز معروف است. آغاز فعالیت های ماگمایی نفوذی را به جایگزینی توده نفوذی نوع جبال بارز در زمان الیگوسن- میوسن نسبت می دهند [۸].

این توده از نوع I، وابسته به منطقه فروانش همزمان و پس از برخورد و دارای سنگ هایی با ماهیت شبه قلیایی و متاآلومین است [۸-۱۵]. از آنجا دما، فشار و عمق جایگیری ماگمای گرانیتوئید جبال بارز تاکنون بررسی نشده است، در این پژوهش شرایط دما- فشار، خاستگاه و عمق تشکیل این سنگ ها با استفاده از ترکیب شیمیایی هورنبلند و پلاژیوکلاز، به عنوان کانی های اصلی تشکیل دهنده آنها مورد توجه قرار می گیرد.

جایگاه زمین شناسی

گرانیتوئید جبال بارز که به گرانیت جبال بارز معروف است، در جنوب شرق باتولیت جبال بارز و همچنین جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر با بیش از ۶۰ کیلومتر طول و ۱۴



شکل ۱ نقشه ساده شده زمین شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از [۸] با اندکی تغییرات). الف) پهنه ارومیه- دختر. ب) گرانیتوئید جبال بارز.

روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

براساس شواهد صحرایی، گرانیتوئید جبال بارز در سنگ‌های آتشفشانی که از قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه و به سن ائوسن هستند [۱۸]، نفوذ کرده است (شکل ۲ الف). سنگ‌های آتشفشانی میزبان شامل تنوعی از سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالت و توف هستند، بیشتر این سنگ‌ها توسط گرانیت‌ها و دایک‌های بازی تا دیوریتی قطع شده‌اند. وجود گسل‌های موجود در همبری بین سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئید مورد بررسی، نشانگر نقش مهم گسل‌ها در کنترل صعود و جایگزینی این توده است؛ در همبری بین گرانیتوئید و سنگ‌های آتشفشانی میزبان، شواهدی از دگرگونی دیده نمی‌شود، که نشانگر دمای پایین یا هم‌دما بودن توده گرانیتوئیدی و یا مرز گسله بین توده گرانیتوئیدی، با سنگ‌های آتشفشانی میزبان در زمان جایگیری است.

واحد گرانیتی

این واحد گستره بیشتری از توده نفوذی جبال بارز را تشکیل داده است که از منطقه سد نسا (بم) تا منطقه ریگان

(بم) گسترش دارد و شامل گرانودیوریت، گرانیت (مونزوگرانیت-سینوگرانیت) و گرانیت قلیایی است، این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگی سنگ روشن بوده و به علت فراوانی شدن فلدسپار قلیایی از گرانودیوریت‌ها به سمت گرانیت قلیایی رنگ صورتی در آنها غالب است. بعضی از نمونه‌های گرانیت قلیایی ضریب رنگی هولولوکوکرات نیز از خود نشان می‌دهند. ترکیب کانی‌شناسی مودال گرانودیوریت واحد گرانیتی شامل ۲۵ درصد کوارتز، ۳۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۵ درصد فلدسپار قلیایی و ۱۵ درصد آمفیبول به همراه ۱۲ درصد بیوتیت است. گرانیت‌های این واحد حدود ۲۵ درصد کوارتز، ۲۵ درصد پلاژیوکلاز، ۲۵ درصد فلدسپار قلیایی، ۱۵ درصد بیوتیت و ۸ درصد آمفیبول دارند (شکل ۲ ب). با افزایش مقدار فلدسپار قلیایی به بیش از ۳۵ درصد و کاهش کانی‌های بیوتیت و آمفیبول به حدود ۵ درصد و یا در بعضی موارد کمتر از ۵ درصد، که یکی از نشانه‌های جدایش ماگمایی در تشکیل این سنگ‌هاست، گرانیت‌های قلیایی منطقه قابل تشخیص هستند [۱۹].



شکل ۲ الف) سنگ‌های آتشفشانی به رنگ خاکستری روشن تا تیره که میزبان توده گرانیتوئیدی جبال بارز هستند، دید عکس به سمت شمال - شرق. ب) تصویر میکروسکوپی از گرانیت منطقه مورد بررسی همراه با کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و زیرکن. پ) تصویر میکروسکوپی از تونالیت منطقه مورد بررسی همراه با کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت. ت) تصویر میکروسکوپی از گرانیت منطقه مورد بررسی همراه با پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و اسفن.

واحد تونالیتی: واحد تونالیتی به صورت نفوذی‌های بزرگ با ارتفاع بسیار زیاد در قسمت مرکزی واحد گرانیتهی قرار گرفته‌اند. مرز بین این واحد سنگی با واحدهای دیگر مشخص و بدون هرگونه منطقه واکنشی و تدریجی است. طیف سنگ‌شناسی در این واحد شامل تونالیت و گرانودیوریت است. ضریب رنگی این واحد نیمه روشن تا روشن است. ترکیب کانی‌شناسی مودال واحد تونالیتی در تونالیت‌های این واحد از ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۲۵ درصد کوارتز، ۱۵ درصد آمفیبول، ۱۰ درصد بیوتیت و کمتر از ۷ درصد فلدسپار قلیایی تشکیل شده است (شکل ۲ پ). درصد کانی‌شناسی مودال در گرانودیوریت این واحد سنگی مشابه با گرانودیوریت‌های واحد گرانیتهی است.

زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی موجود در هر دو واحد سنگی هستند، که در حدود ۲ تا ۳ درصد از سنگ‌های مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. کانی‌های زیرکن و آپاتیت بیشتر خودشکل بوده و در برخی از نمونه‌های سنگی بصورت میانبار در کانی بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. اسفن‌های موجود در این سنگ‌ها لوزی شکل و به رنگ قهوه‌ای روشن هستند که نشانه‌ی اولیه و ماگمایی بودن این کانی‌ست [۲۰] (شکل ۲ ت). کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت که از دگرسانی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت به وجود آمده‌اند حدود ۱ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای و میان دانه‌ای است (شکل-های ۲ ب، ت). فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز بوده و در بعضی موارد از مرکز تبدیل به سریسیت شده که نشان دهنده کلسیمی‌تر بودن مرکز آن است.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها در گرانیتهی جبال بارز.

نمونه	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	مجموع
5p2jb34	۴۰٫۰۲	۱٫۲۲	۱۵٫۵۵	۱۴٫۶۳	۰٫۷۲	۱۰٫۰۸	۱۳٫۲۵	۱٫۰۴	۰٫۰۱	۹۶٫۵۲
6p2jb34	۴۲٫۵۵	۱٫۳۱	۱۵٫۲۷	۱۵٫۱۷	۰٫۶۶	۸٫۹۷	۱۳٫۵۳	۱٫۰۰	۰٫۰۱	۹۸٫۴۷
7p2jb34	۳۹٫۷۳	۱٫۳۷	۱۴٫۴۱	۱۴٫۹۰	۰٫۶۰	۱۲٫۸۴	۱۳٫۷۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۹۷٫۵۸
2p2k14	۴۷٫۰۹	۰٫۹۸	۶٫۱۰	۱۵٫۹۲	۰٫۵۹	۱۳٫۵۸	۱۱٫۴۲	۱٫۲۳	۰٫۴۸	۹۷٫۳۹
3p2k14	۴۸٫۶۲	۱٫۶۴	۶٫۹۱	۱۴٫۴۳	۰٫۲۷	۱۴٫۴۳	۱۱٫۰۵	۱٫۵۳	۰٫۵۸	۹۹٫۴۶
1p2k14	۴۷٫۲۲	۱٫۲۳	۷٫۰۲	۱۴٫۵۷	۰٫۲۹	۱۵٫۲۰	۱۱٫۴۱	۱٫۶۱	۰٫۴۶	۹۹٫۰۱
3p2k14	۴۸٫۷۲	۱٫۵۸	۷٫۴۳	۱۴٫۳۰	۰٫۲۶	۱۳٫۶۳	۱۰٫۳۵	۱٫۵۴	۰٫۵۰	۹۸٫۲۹
4p3K5	۴۹٫۴۴	۱٫۲۱	۶٫۸۵	۱۳٫۸۳	۰٫۸۲	۱۴٫۳۷	۱۰٫۹۰	۱٫۰۷	۰٫۳۵	۹۸٫۸۴
5p3K5	۴۹٫۸۰	۱٫۱۲	۶٫۹۲	۱۲٫۵۵	۰٫۶۸	۱۳٫۹۸	۱۱٫۳۵	۰٫۶۸	۰٫۳۰	۹۷٫۳۸
6p3K5	۴۶٫۴۳	۲٫۰۳	۹٫۴۵	۱۵٫۱۳	۰٫۵۶	۱۲٫۶۸	۱۱٫۲۱	۱٫۶۸	۰٫۳۵	۹۹٫۵۲
2p3K5	۴۸٫۲۵	۱٫۳۱	۷٫۱۶	۱۴٫۹۳	۰٫۵۳	۱۴٫۷۸	۱۱٫۱۹	۱٫۱۴	۰٫۳۷	۹۹٫۶۵
4p3K5	۴۹٫۱۲	۱٫۴۵	۷٫۵۶	۱۴٫۸۳	۰٫۴۸	۱۳٫۶۹	۱۱٫۰۷	۱٫۱۸	۰٫۴۴	۹۹٫۸۰
4p3K5-1	۴۶٫۶۴	۱٫۹۹	۹٫۳۳	۱۴٫۳۸	۰٫۷۱	۱۲٫۸۴	۱۱٫۳۸	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۹۸٫۱۸
5p3K5-1	۴۹٫۶۴	۱٫۳۵	۷٫۳۰	۱۳٫۴۶	۰٫۶۳	۱۴٫۳۶	۱۱٫۷۶	۰٫۸۶	۰٫۳۷	۹۹٫۷۳
6p3K5-1	۴۹٫۶۴	۱٫۳۵	۷٫۳۰	۱۳٫۴۶	۰٫۶۳	۱۴٫۳۶	۱۱٫۷۶	۰٫۸۶	۰٫۳۷	۹۹٫۷۳
7p3K5-1	۴۹٫۴۰	۱٫۵۶	۷٫۲۹	۱۳٫۶۹	۰٫۳۰	۱۴٫۵۴	۱۰٫۹۸	۱٫۱۲	۰٫۳۵	۹۹٫۲۲
8p3K5-1	۴۶٫۲۸	۱٫۷۷	۹٫۱۰	۱۴٫۷۸	۰٫۵۹	۱۳٫۰۱	۱۱٫۳۰	۱٫۲۵	۰٫۵۶	۹۸٫۷۳
1p3K5	۵۱٫۰۹	۰٫۸۰	۶٫۰۴	۱۲٫۶۵	۰٫۵۸	۱۵٫۰۶	۱۱٫۶۱	۰٫۷۴	۰٫۴۱	۹۸٫۹۷

پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای انواع ماکل‌های چندریختی و کارلسباد-آلیت هستند. بعضی از پلاژیوکلازها دربردارنده‌هایی از کانی‌های کدر و آپاتیت هستند. آمفیبول نیز فراوانترین کانی فرومنیزین موجود در سنگ‌های مورد بررسی است. هورنبلندهای موجود به رنگ سبز تا قهوه‌ای، خودشکل تا نیمه-شکل و متوسط بلور، گاه دارای ماکل دوتایی و ضربدری هستند. آمفیبول‌ها در بعضی موارد به‌طور موضعی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. در نتیجه برای سنجش دما- فشار از نمونه‌های سالم و غیردگرسان استفاده شد (شکل ۲ب). در بعضی از نمونه‌ها اتصال تعادلی بین کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز دیده می‌شود. از این رویداد می‌توان برای سنجش زمین‌دماسنجی به روش زوج کانی هم‌زیست هورنبلند-پلاژیوکلاز استفاده کرد.

روش پژوهش

با توجه به بررسی صحرایی و نمونه‌برداری دقیق از توده‌ی گرانیتهی جبال بارز، حدود ۲۰۰ مقطع نازک تهیه و سنگ-نگاری شد. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز، نمونه‌های غیر دگرسان و سالم برای تجزیه‌ی نقطه‌ای به روش ریزپردازش با دستگاه JEOL-JX8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان 2×10^{-8} A به گروه علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یام‌گاتای ژاپن ارسال شد. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد بررسی از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود. نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

ادامه جدول ۱ محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن. $Mg\# = Mg/(Fe+Mg)$

نمونه	Si	Ti	Al	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Fe#	mg#	Mn	Mg	Ca	Na	K	B Ca	B Na
5p2jb34	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳
6p2jb34	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴
7p2jb34	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱
2p2k14	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱
3p2k14	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷
1p2k14	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳
3p2k14	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷
4p3K5	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳
5p3K5	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۲
6p3K5	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۲۲
2p3K5	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴
4p3K5	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵
4p3K5-	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۲۱
5p3K5-	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴
6p3K5-	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴
7p3K5-	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۶
8p3K5-	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹
1p3K5	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در گرانیتوئید جبال بارز. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن.

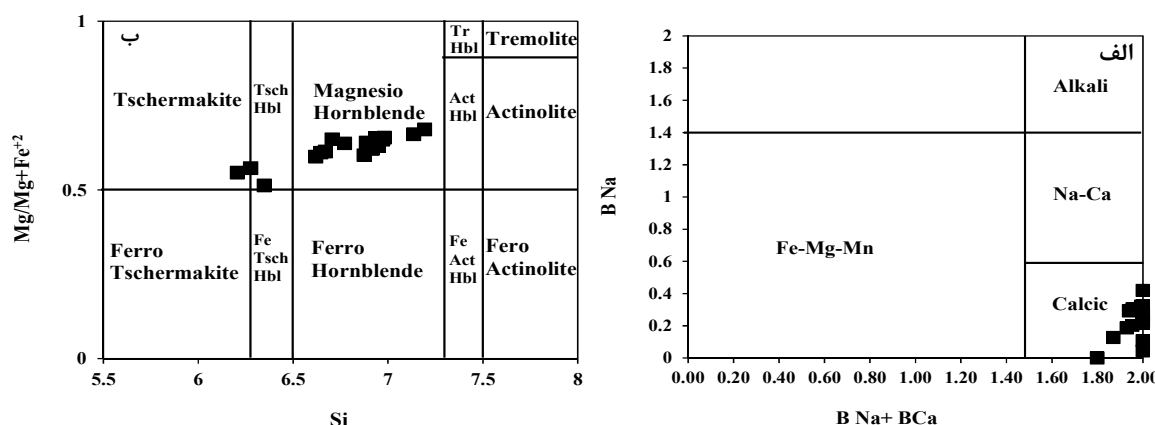
نمونه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	Ti	Fe	Ca	Na	K	Or	Ab	An
1p1jb10_Core	۵۶.۱۷	۲۶.۹۷	۰.۴۲	۱۱.۰۱	۵.۲۶	۰.۳۵	۱۰۰.۱۸	۲.۵۳	۱.۴۳	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۵۳	۰.۴۶	۰.۰۲	۱.۹۸	۴۵.۴۵	۵۲.۵۸
2p1jb10	۵۵.۸۷	۲۶.۸۲	۰.۳۹	۱۱.۴۵	۵.۱۰	۰.۴۱	۱۰۰.۰۴	۲.۵۲	۱.۴۳	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۵	۰.۴۵	۰.۰۲	۲.۳۲	۴۳.۶۲	۵۴.۰۷
3p1jb10_Rim	۵۶.۸۱	۲۵.۳۳	۰.۵۲	۹.۸۰	۵.۳۸	۰.۴۷	۹۸.۳۰	۲.۵۸	۱.۳۶	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۴۸	۰.۴۷	۰.۰۳	۲.۷۸	۴۸.۴۴	۴۸.۷۸
12p2k14	۵۴.۷۷	۲۷.۶۵	۰.۳۵	۱۱.۷۴	۵.۵۲	۰.۲۱	۱۰۰.۲۴	۲.۴۸	۱.۴۷	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۷	۰.۴۸	۰.۰۱	۱.۱۵	۴۵.۴۷	۵۳.۳۸
1p2k14_Core	۵۵.۶۷	۲۸.۳۲	۰.۳۲	۸.۱۶	۶.۱۹	۰.۲۲	۹۸.۸۷	۲.۵۱	۱.۵۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۰	۰.۵۴	۰.۰۱	۱.۳۱	۵۷.۱۰	۴۱.۵۹
2p2k14	۵۹.۵۵	۲۵.۷۶	۰.۲۳	۷.۰۶	۸.۱۹	۰.۱۳	۱۰۰.۹۱	۲.۶۳	۱.۳۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۳۳	۰.۷۰	۰.۰۱	۰.۶۸	۶۷.۲۶	۳۲.۰۶
3p2k14	۵۶.۹۶	۲۷.۳۴	۰.۳۹	۱۱.۱۸	۵.۵۳	۰.۲۱	۱۰۱.۶۲	۲.۵۳	۱.۴۳	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۳	۰.۴۸	۰.۰۱	۱.۱۶	۴۶.۶۸	۵۲.۱۶
4p2k14_Rim	۶۵.۱۱	۲۴.۴۴	۰.۱۱	۵.۴۲	۶.۶۶	۰.۳۹	۱۰۲.۱۳	۲.۸۰	۱.۲۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۲۵	۰.۵۵	۰.۰۲	۲.۵۸	۶۷.۱۹	۳۰.۲۴
5p2k14_Core	۵۶.۷۴	۲۷.۶۱	۰.۳۵	۱۱.۴۴	۵.۴۴	۰.۱۹	۱۰۱.۷۷	۲.۵۱	۱.۴۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۴	۰.۴۷	۰.۰۱	۱.۰۴	۴۵.۷۶	۵۳.۲۰
6p2k14_Rim	۵۶.۸۳	۲۷.۴۰	۰.۳۵	۱۱.۵۸	۵.۴۶	۰.۲۸	۱۰۱.۸۹	۲.۵۲	۱.۴۳	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۵	۰.۴۷	۰.۰۲	۱.۵۳	۴۵.۳۶	۵۳.۱۱
1p2k14_Core	۵۴.۸۲	۲۸.۷۹	۰.۲۵	۱۲.۰۱	۴.۱۹	۰.۱۴	۱۰۰.۲۰	۲.۴۶	۱.۵۲	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۸	۰.۳۶	۰.۰۱	۰.۸۴	۲۸.۳۸	۶۰.۷۹
2p2k14	۶۰.۰۱	۲۷.۵۳	۰.۲۸	۹.۰۵	۶.۴۳	۰.۲۳	۱۰۳.۵۲	۲.۵۹	۱.۴۰	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۲	۰.۵۴	۰.۰۱	۱.۳۳	۵۵.۵۱	۴۳.۱۶
3p2k14_Rim	۵۷.۱۵	۲۷.۶۶	۰.۳۵	۱۰.۹۲	۶.۰۸	۰.۲۴	۱۰۲.۴۰	۲.۵۲	۱.۴۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۲	۰.۵۲	۰.۰۱	۱.۲۹	۴۹.۵۲	۴۹.۱۹
1p3k5_Core	۵۸.۵۲	۲۷.۱۴	۰.۲۷	۹.۳۸	۶.۲۸	۰.۲۶	۱۰۱.۸۴	۲.۵۸	۱.۴۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۴	۰.۵۴	۰.۰۱	۱.۴۴	۵۳.۹۹	۴۴.۵۷
3p3k5	۵۷.۸۰	۲۷.۲۶	۰.۱۱	۹.۷۷	۶.۴۱	۰.۲۲	۱۰۱.۵۷	۲.۵۵	۱.۴۲	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۶	۰.۵۵	۰.۰۱	۱.۲۲	۵۳.۶۲	۴۵.۱۶
4p3k5_Rim	۵۷.۸۶	۲۷.۸۲	۰.۱۸	۱۰.۰۳	۶.۱۸	۰.۱۳	۱۰۲.۲۰	۲.۵۴	۱.۴۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۷	۰.۵۳	۰.۰۱	۰.۷۲	۵۲.۳۲	۴۶.۹۶
1p3k5_Core	۵۶.۸۲	۲۷.۶۰	۰.۱۸	۹.۶۹	۵.۹۷	۰.۲۱	۱۰۰.۴۶	۲.۵۴	۱.۴۵	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۶	۰.۵۲	۰.۰۱	۱.۱۸	۵۲.۰۸	۴۶.۷۵
2p3k5_Rim	۵۹.۳۰	۲۷.۱۷	۰.۱۸	۸.۹۵	۶.۹۷	۰.۱۶	۱۰۲.۷۲	۲.۵۹	۱.۴۰	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۲	۰.۵۹	۰.۰۱	۰.۸۵	۵۸.۰۱	۴۱.۱۴
3p3k5_Core	۵۹.۰۹	۲۷.۸۴	۰.۲۱	۹.۲۵	۶.۶۱	۰.۱۴	۱۰۲.۱۴	۲.۵۷	۱.۴۳	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۳	۰.۵۶	۰.۰۱	۰.۷۹	۵۵.۹۷	۴۳.۲۴
4p3k5	۵۷.۱۱	۲۷.۴۵	۰.۱۸	۹.۴۰	۵.۹۷	۰.۱۶	۱۰۰.۲۸	۲.۵۵	۱.۴۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۵	۰.۵۲	۰.۰۱	۰.۹۶	۵۲.۹۶	۴۶.۰۸
6p3k5_Rim	۵۷.۳۸	۲۸.۱۶	۰.۱۹	۱۰.۰۴	۶.۱۴	۰.۱۴	۱۰۲.۰۴	۲.۵۳	۱.۴۶	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۷	۰.۵۲	۰.۰۱	۰.۷۹	۵۲.۱۰	۴۷.۱۲
1p3k5_Core	۵۶.۹۲	۲۷.۸۴	۰.۳۳	۹.۹۹	۵.۶۲	۰.۱۹	۱۰۰.۸۸	۲.۵۳	۱.۴۶	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۸	۰.۴۸	۰.۰۱	۱.۱۱	۴۹.۸۶	۴۹.۰۳
2p3k5	۵۹.۰۹	۲۷.۳۴	۰.۱۹	۹.۱۶	۶.۵۵	۰.۲۷	۱۰۲.۶۰	۲.۵۸	۱.۴۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۴۳	۰.۵۵	۰.۰۲	۱.۵۱	۵۵.۵۸	۴۲.۹۲
3p3k5_Rim	۵۶.۶۱	۲۸.۶۰	۰.۲۱	۱۰.۶۶	۵.۴۹	۰.۱۴	۱۰۱.۷۱	۲.۵۰	۱.۴۹	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۵۰	۰.۴۷	۰.۰۱	۰.۷۹	۴۷.۸۸	۵۱.۳۳

بحث و بررسی

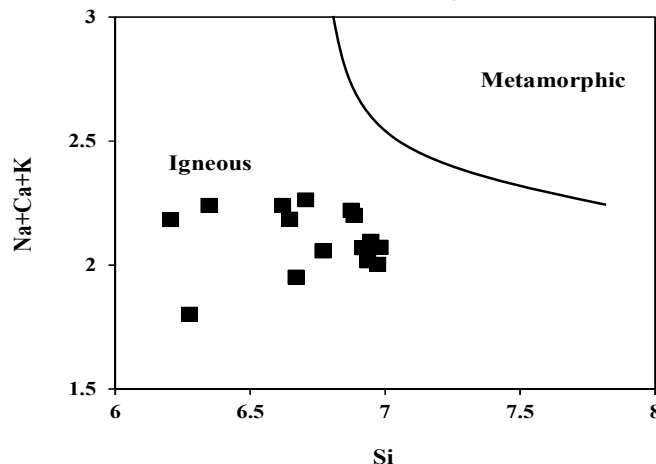
شیمی کانی‌ها

آمفیبول: چنان که گفته شد، کانی آمفیبول از مهم‌ترین کانی‌های فرومنیزین موجود در گرانیتوئید جبال بارز است. نتایج محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بنابر فرمول استاندارد آمفیبول $AB_2C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$ [۲۱] بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در موقعیت چار وجهی و هشت وجهی در جدول ۱ ارائه شده‌اند. مقدار Si آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، ۶/۲۰ تا ۷/۱۹ اتم در واحد فرمولی و مقدار Na_2O آن‌ها صفر تا ۱/۶۸ است (جدول ۱). با توجه به مقدار کلسیم موجود در جایگاه B (BCa)، ۱/۵۸ تا ۱/۹۶؛ و مقدار سدیم موجود در جایگاه B (BNa)، صفر تا ۰/۴۲، آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی تشخیص داده شده‌اند، که نمودار مرجع [۲۱] (شکل ۳ الف) این گفته را تایید می‌کند (شکل ۳ الف). حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی نشانه‌ای از وابستگی این سنگ‌ها به توده‌های نفوذی نوع I است [۲۲-۲۳]. آمفیبول‌ها

در رده بندی ارائه شده در مرجع [۲۱] در جایگاه مگنزیوهورنبلند و چرماکیت قرار دارند (شکل ۳ ب). به عقیده لیک و همکاران [۲۱]، آمفیبول‌های ماگمایی کمتر از ۷/۳ سیلیس دارند، در حالی که آمفیبول‌هایی با سیلیس بیش از این مقدار برآمده از فرایند زیر خط انجماد هستند [۲۴، ۲۵]. با توجه به مقادیر Si در نمونه‌های مورد بررسی، آمفیبول‌ها ماگمایی هستند (جدول ۱). همچنین براساس مجموع کاتیون‌های $Na+K+Ca$ نسبت به Si می‌توان آمفیبول‌های آذرین و دگرگون را هم جدا کرد [۲۶]. با توجه به این رده‌بندی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های برآمده از تبلور ماگما قرار گرفته‌اند (شکل ۴). تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} در جدول ۱ نشان دهنده‌ی مقدار Ti کمتر از ۰/۵ اتم در فرمول ساختاری آمفیبول‌هاست. با کاهش Al چاروجهی، مقدار Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد، که ناشی از افزایش Si در ساختار بلوری و نشانگر پیشرفت جدایش ماگماست [۲۷].



شکل ۳ الف) رده‌بندی آمفیبول‌های گرانیتوئید جبال بارز بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها. ب) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها [۲۱] که نشان می‌دهد که آن‌ها در جایگاه مگنزیوهورنبلند و چرماکیت قرار می‌گیرند.

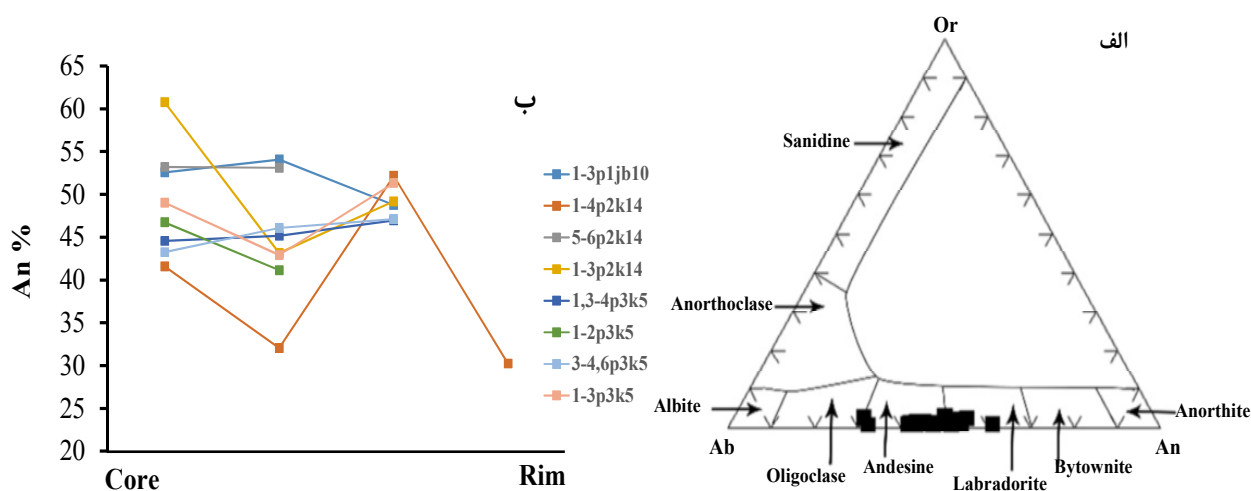


شکل ۴ جداسازی آمفیبول‌های برآمده از فرایندهای آذرین و همچنین برآمده از دگرگونی به روش شاری [۲۶].

سدیمی‌تر می‌شود [۳۲]. چنان که اشاره شد، گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای وابسته به فروران‌ش هستند [۱۲-۱۵]، در نتیجه آزاد شدن آب از ورقه فرورونده طی افزایش فشار، ترکیبات پوسته‌ای، پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و رسوب‌های همراه صفحه‌ی فرورونده بر شرایط فیزیکیوشیمیایی محیط تشکیل بلورها موثر بوده است [۳۳]، با توجه به تغییرات شیمیایی ماگما و تغییرات گریزندگی اکسیژن رخ داده در منطقه مورد بررسی و همچنین حضور کانی‌های آب‌دار می‌توان نقش آب را در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلاژیوکلازها موثر دانست. همچنین با توجه به آزمایش‌های تجربی انجام شده که در مورد پلاژیوکلازها، مشخص شده است که مقدار آب موجود در ماگما با درصد An و FeO رابطه‌ی مستقیمی دارد [۳۴]. در واقع اشباع بودن یا نبودن ماگما از آب تاثیر بسزایی در انتشار آهن بین گدازه و بلور دارد [۳۵]. مقدار آهن پلاژیوکلاز با مقدار سیلیس و آب در مذاب و مقدار گریزندگی اکسیژن افزایش یافته و با افزایش دما کاهش می‌یابد [۳۶]. مقایسه مقادیر FeO در پلاژیوکلازهای موجود در توده ۰/۱۱ تا ۰/۵۲ نشان می‌دهد که افزایش نسبی درصد آنورتیت در پلاژیوکلازهای توده از (۴۱/۱۴ تا ۶۰/۷۹) می‌تواند مربوط به مقدار آب بیشتر در ماگمای توده و دلیلی دیگر بر تاثیر آب در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلاژیوکلازها باشد.

در این پژوهش، برای تشخیص دما- فشار و خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی از آمفیبول‌های مگنزیوهورنبلند که نتیجه تبلور مستقیم از ماگما هستند، استفاده شده است. پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز از فراوانترین کانی‌های فلسی توده گرانیتوئیدی مورد بررسی هستند. فرمول ساختاری پلاژیوکلازها براساس ۸ اکسیژن محاسبه می‌شود. نتیجه تجزیه این کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در توده گرانیتوئیدی از الیگوکلاز تا آندزین متغیر است (شکل ۵ الف). در برخی موارد، بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی عادی و نوسانی بوده و مقدار آل‌بیت در آن‌ها ۳۸/۳۸ تا ۶۷/۲۶ درصد است (جدول ۲). الگویندی بلورهای پلاژیوکلاز در شکل ۵ ب نشان داده شده است.

عواملی مانند تغییرات فشار آب [۲۸] آمیختگی ماگمایی [۲۹]، تغییر ترکیب شیمیایی ماگما [۲۴]، عدم تعادل شیمیایی به علت تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی طی تبلور ماگما [۳۰] و تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده‌ی کانی نسبت به سطح بلور [۳۱] ناشی از منطقه‌بندی به‌ویژه منطقه‌بندی نوسانی در کانی پلاژیوکلاز است. جایگیری ماگما در پوسته موجب کاهش فشار می‌شود که خروج سریع بخارها و منفی شدن شیب منحنی‌های انجماد را در پی دارد، این رویداد موجب تبلور قشرهای کلسیمی و انحلال قشرهای



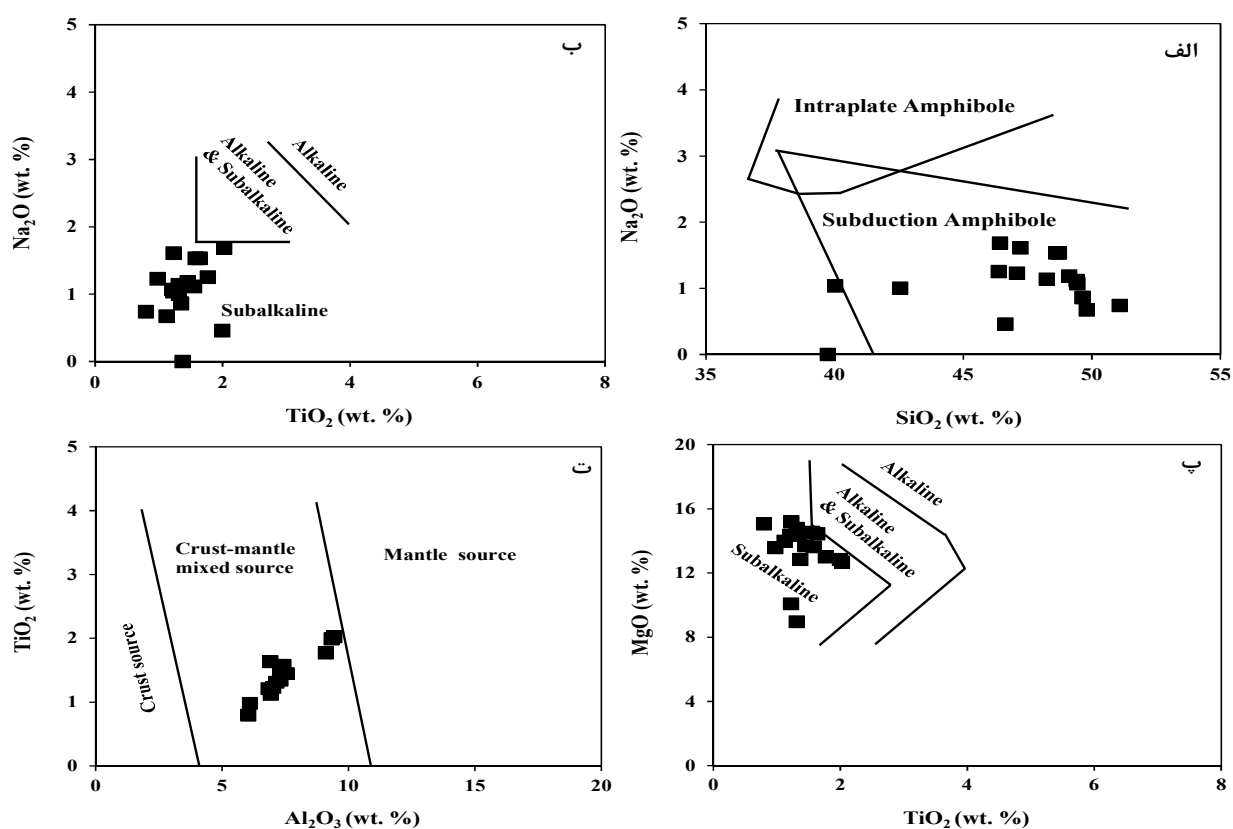
شکل ۵ الف) رده‌بندی پلاژیوکلازها در گرانیتوئید جبال بارز. ب) الگوی منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز از مرکز به لبه در گرانیتوئید جبال بارز.

تعیین زمین‌ساختی و خاستگاه گرانیتوئید جبال بارز با استفاده از ترکیب آمفیبول

با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که از بررسی قطعات بیگانه سنگ‌های گوشته‌ای تعیین شده‌اند [۳۷] می‌توان محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به‌ویژه تمایز محیط‌های درون صفحه‌ای را براساس فرورانش مشخص کرد، آمفیبول‌های وابسته به محیط فرورانش، مقدار Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به نوع درون صفحه‌ای دارند [۳۸]. مقدار Na_2O آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی، که کمتر از ۲wt% است، ارتباط این کانی را با محیط زمین‌ساختی فرورانشی روشن می‌کند (شکل ۶ الف). با توجه به مقدار MgO ، Na_2O و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 ، می‌توان به ماهیت آمفیبول‌ها از نظر قلیایی یا شبه قلیایی بودن، پی‌برد. آمفیبول‌های شبه قلیایی دارای Ti ، K ، Na و Al پایین‌تری نسبت به آمفیبول‌های قلیایی هستند [۳۹]. با توجه به این موضوع دیده می‌شود که آمفیبول‌های مورد بررسی سرشتی شبه‌قلیایی دارند (شکل‌های ۶ ب و پ). این رویداد با نتایج بررسی‌های پیشین در مورد شیمی سنگ

کل این نمونه‌ها که ویژگی آهکی-قلیایی را برای این توده گرانیتوئیدی در نظر گرفته‌اند، هم‌خوانی دارد [۱۱-۱۵]. بررسی ترکیب آمفیبول‌ها با توجه به نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 (برحسب درصد اکسید) [۴۰] حضور ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۶ ت).

مقدار $\text{Al}^{\text{IV}} = 1/5$ به‌عنوان مرز جدایش محیط زمین‌ساختی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است. به این ترتیب که مقادیر بیش از ۱/۵ نشان‌دهنده آمفیبول‌های فشار بالا، در حدود ۱۰ کیلو بار، که در محیط‌های جزایر قوسی شکل گرفته‌اند هستند و مقادیر کمتر از ۱/۵ مربوط به آمفیبول‌های کرانه فعال قاره‌ای می‌شوند [۴۱]. به این ترتیب با توجه به مقدار Al^{IV} (جدول ۱)، همه آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی مقادیر کمتر از ۱/۵ دارند و در قلمرو کرانه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند که با نتایج پژوهش‌های پیشین [۱۱-۱۵] هم‌خوانی دارد.



شکل ۶ الف) نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۸] که نشان دهنده ارتباط آمفیبول‌های مورد بررسی با محیط زمین‌ساختی فرورانشی است. ب، پ) نمودارهای $\text{MgO}-\text{TiO}_2$ و $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ [۴۰] برای تعیین ماهیت گرانیتوئیدهای جبال بارز با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول‌ها. ت) نمودار $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ [۴۱] که بیانگر ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلندها است.

ترکیب آمفیبول است. میانگین فشار به‌دست آمده در تبلور هورنبلند در نمونه‌های مورد بررسی ۲/۷۳ کیلو بار است. برای محاسبه فشار از ترکیب سه معادله مراجع [۴۸، ۴۷] و رابطه دماسنجی مرجع [۴۹] معادله‌ای ارائه شد [۴]:

$$P(0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{I}} \{ (T[^\circ\text{C}] - 675)/85 \} \\ \times \{ \text{Al}^{\text{I}} 0.53 + 0.005294 \times (T[^\circ\text{C}] - 675) \}$$

در این معادله تاثیر دما و فشار بر مقدار Al به‌خوبی مشخص است. با توجه به معادله بالا در نمونه‌های مورد بررسی فشار میانگین برای تبلور هورنبلند ۱/۶۴ کیلو بار برآورد شد. این رابطه دارای کمترین خطا نسبت به روش‌های دیگر است.

براساس شکل ۷ الف، آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی در گستره فشار کمتر از یک تا بیشتر از ۳ کیلو بار (میانگین عمق تقریباً ۷/۴ کیلومتر) متبلور شده‌اند. برای تبدیل فشارهای به‌دست آمده به عمق برحسب کیلومتر، از میانگین چگالی پوسته قاره‌ای (۲/۷ g/cm³) استفاده می‌شود [۴۵]. پیرس و همکارش [۵۰] ۱۰ درصد از ذوب سست‌کره گوشته‌ای را در اثر محلول‌های غنی از مواد فرار برآمده از پوسته اقیانوسی فرورانده و بیش از ۱۵ درصد آن را وابسته به افت فشار و سست‌برای سنگ‌کره قاره‌ای داشته‌اند. بدین ترتیب، حجم عمده‌ای از ماگمای دیوریتی تولید شده و به‌درون پوسته نفوذ می‌کند. با توجه با اینکه محلول‌های غنی از مواد فرار برآمده از پوسته اقیانوسی فرورانده و افت فشار و سست‌برای سنگ‌کره قاره‌ای موجب ذوب بخشی سست‌کره گوشته‌ای می‌شود، در نتیجه حجم عمده‌ای از ماگمای دیوریتی تولید شده و به‌درون پوسته نفوذ می‌کند. هرچند تاثیر پوسته بر مولفه‌های عمومی ماگمای برآمده از فرورانش کم است، اما ماگمای دیوریتی به‌درون پوسته قاره‌ای ایران مرکزی نفوذ کرده و هنگام عبور از پوسته قاره‌ای با سست‌برایی حدود ۵۰ کیلومتر در اثر جدایش ماگمایی و آلیش پوسته‌ای دگرگون شده و توده گرانیتوئیدی جبال‌بارز را تشکیل داده که در عمق گفته شده تشکیل و جایگزین شده است. شواهدی چون بافت دانه‌ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد دگرسانی گرمایی در نمونه‌ها، همراهی سنگ‌های آتشفشانی هم‌سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جایگیری گرانیتوئید جبال‌بارز در فشارهای کم همخوانی دارد [۵۱].

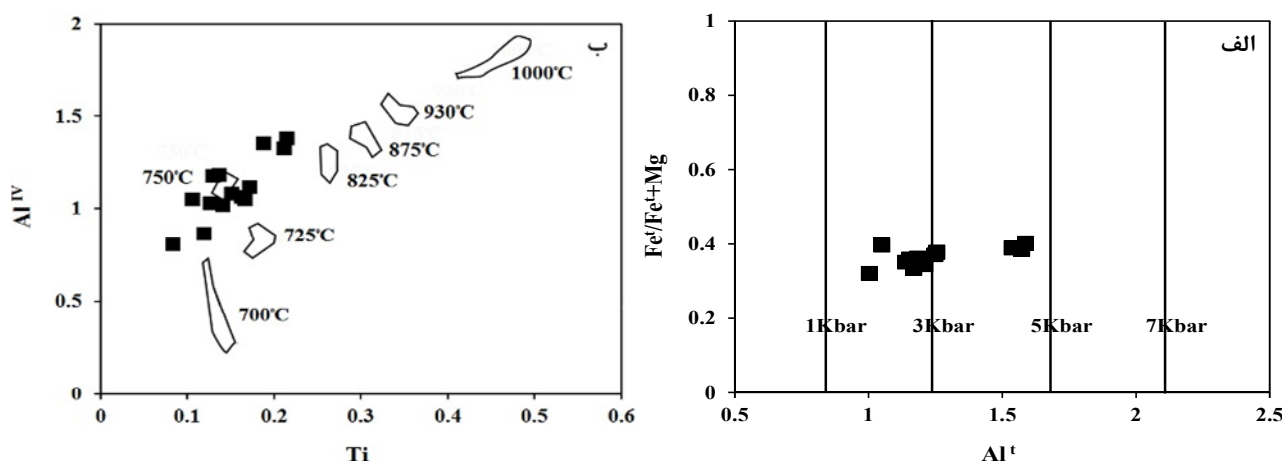
روشی دیگر برای تعیین خاستگاه ماگمایی برپایه، مقدار عدد منیزیم (Mg#) در هورنبلند است [۴۳، ۴۲]. بالاتر بودن این مقدار از ۰/۷ نشانگر خاستگاه گوشته‌ای و کمتر بودن آن از ۰/۵ نشانه‌ی خاستگاه پوسته‌ای است. مقادیر بین ۰/۷ و ۰/۵ بیانگر دخالت هردو خاستگاه (پوسته‌ای و گوشته‌ای) در تشکیل ماگماست [۴۳-۴۲]. در هورنبلندهای منطقه مورد بررسی این مقدار در گستره ۰/۶۸-۰/۵۱ و نشان‌دهنده نقش هر دو ماگمای پوسته‌ای و گوشته‌ای و آمیختگی ترکیبات آن‌هاست.

زمین دما- فشارسنجی

آمفیبول بهترین کانی در دما- فشارسنجی سنگ‌های آهکی- قلیایی است. این کانی تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی- قلیایی بدون توجه به ترکیب‌های بازی- حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شود و با توجه به تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول در گستره فشار از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۲۲]. محاسبه مقادیر Al^{VI} و Al^I اساس سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است [۴۴]. مقدار Al کلی موجود در آمفیبول‌ها ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده‌ها دارد. به طوری که هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد عمق محاسبه شده بیشتر خواهد بود [۴۵]. در آمفیبول‌ها مقدار آلومینیم هشت وجهی (Al^{VI}) رابطه مستقیم با دما دارد. این رابطه به مقدار آب ماگما نیز وابسته است [۴۱]. فشار نیز بر مقدار Al^{VI} تاثیر دارد. در حالی که ترکیب شیمیایی سنگ تاثیر چندانی بر مقدار آلومینیم هشت وجهی در شبکه بلوری آمفیبول ندارد [۴۶]. البته گفتنی است که برای استفاده از ترکیب آمفیبول، به‌عنوان معیاری برای ارزیابی فشار و دما همزیستی کانی‌های کوارتز، فلدسپارپتاسیم، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت یا ایلمینیت در سنگ مورد بررسی ضروری است [۲۲].

اشمیت [۴۷] معادله‌ای در رابطه با مقدار Al^I در هورنبلند برای تشخیص فشار تبلور آن در سنگ‌های گرانیتوئیدی ارائه کرده است. در این روش، فشار با توجه به مقدار آلومینیم موجود در هورنبلند و بدون در نظر گرفتن سایر مولفه‌ها چون دما محاسبه می‌شود. این معادله عبارت است از:

$$P(0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{I}} \\ P \text{ فشار برحسب کیلو بار و } \text{Al}^{\text{I}} \text{ مقدار آلومینیم کل } (\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}})$$



شکل ۷ الف) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Al^{IV} که گستره‌ی فشار تشکیل گرانیتوئید جبال بارز را نشان می‌دهد [۴۷]. ب) نمودار تغییرات مقدار Al^{IV} نسبت به Ti برای محاسبه‌ی دمای تقریبی دمای تشکیل آمفیبول‌های گرانیتوئید جبال بارز [۵۲].

با استفاده از این روش، دمای تعادل آمفیبول پلاژیوکلاز در گرانیتوئیدی جبال بارز از ۷۳۷ تا ۸۶۳ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند.

هلند و همکارش [۵] دماسنج دیگری را براساس واکنش آدنیت- ریشتریت پیشنهاد دادند که در سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزار و بدون کوارتز کاربرد دارد. این دماسنجی براساس رابطه زیر است:

$$T [K] = \{78.44 + Y_{ab-an} - 33.6X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P [kbar])X_{Al}^{M2} + 78.5 X_{Al}^{T1} + Ln0.0721 - R\{9.4X_{Na}^A\} / [(27X_{Na}^{M4}X_{Si}^{T1}X_{An}^{plg}) / (64X_{Ca}^{M4}X_{Al}^{T1}X_A\} b_{plg})]$$

در این رابطه T دمای تعادل برحسب درجه کلون و P فشار برحسب کیلوبار است.

با توجه به رابطه بالا دمای تعادل آمفیبول پلاژیوکلاز در گرانیتوئیدی جبال بارز از ۷۱۱-۸۸۰ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند.

روش دیگری که در مرجع [۴۹] ارائه شده است برای تعیین دمای تعادل هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز در فشار ۱-۲۰ کیلوبار و گریزندگی هماتیت-مگنتیت و کوارتز-فایالیت-مگنتیت (HM-QFM) در نظر گرفته شده است.

$$T [^{\circ}C] = 654.9 + 25.3P$$

براساس این فرمول، میانگین دمای گرانیتوئید مورد بررسی ۷۲۰ درجه سانتیگراد به‌دست آمد، که به نتایج دماسنجی مرجع [۵۰] بسیار نزدیک است. کمترین، بیشترین و میانگین فشارها و دماهای بدست آمده در جدول ۳ ارائه شده‌اند.

زمین‌دماسنجی

با توجه به اینکه مقدار تیتانیم هورنبلند با دما افزایش می‌یابد [۴]، با استفاده از تغییرات مقدار آلومینیم نسبت به تیتانیم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها [۵۲]، می‌توان دمای تشکیل این کانی‌ها را محاسبه کرد (شکل ۷ ب). روش دماسنجی بر پایه زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند، از روش‌های متداول دماسنجی برای توده‌های آهکی-قلیایی محسوب می‌شود [۲۲]. در روش ارائه شده در مرجع [۴۸] که دماسنجی براساس واکنش آدنیت-ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز انجام می‌شود، لازم است که هورنبلند و پلاژیوکلاز به‌صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند، هورنبلند فاقد کناره اکتینولیتی باشد [۵۳] و ترکیب کناره پلاژیوکلازهای موجود در سنگ بین An_{25} و An_{35} باشد [۴۴]. دماسنجی به این روش که براساس رابطه زیر انجام می‌شود، تنها در سنگ‌های اسیدی و حدواسط کوارتزار که دارای ترکیب پلاژیوکلاز با $An < 0.92$ و Si آمفیبول کمتر از ۷/۸ هستند، کاربرد دارد و برای دماهای ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد قابل استفاده است [۵۴]:

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

که در آن X_{Ab}^{Plg} : میزان درصد آل بیت در پلاژیوکلاز و مقدار Y_{ab} از روابط زیر به دست می‌آید

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

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

برآورد گریزندگی اکسیژن

با توجه به فشار جزئی اکسیژن می‌توان شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور توده‌های نفودی را برآورد کرد. مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به جنس مواد در منبع ماگما و جایگاه زمین-ساختی آن وابسته است [۵۳]؛ ماگماهای گرانیتی با خاستگاه رسوبی (نوع S) بیشتر حالت احیا دارند و گرانیتهای نوع I نسبتاً اکسیدان هستند [۴۴]. ماگماها با اکسایش بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند [۵۵]، ولی ماگماهای فلسی نتیجه جدایش ماگماهای گوشته در مناطق کافی، احیا هستند [۵۶]. با استفاده از کانی‌های فرعی مانند مگنتیت و ایلمنیت و مجموعه کانی‌های سنگ و شیمی کانی‌ها می‌توان به میزان گریزندگی اکسیژن اولیه ماگماها پی برد [۵۳]. وجود آمفیبول-های غنی از منیزیم نشان‌دهنده‌ی ماگماها به نسبت اکسایشی است. وجود تیتانیت و مگنتیت خود شکل به‌عنوان فازهای متبلور شده پیشین در سنگ‌های فلسی نشانه‌ی دیگری از حضور ماگمای به نسبت اکسایشی است [۵۳].

نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای آمفیبول‌ها (جدول ۱) بیانگر وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در این سنگ‌هاست، که نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها به نسبت اکسایشی بوده است. با استفاده از مجموعه تیتانیت+مگنتیت و کوارتز در سنگ‌های گرانیتی می‌توان گریزندگی نسبی را اکسیژن از معادله زیر برآورد کرد.

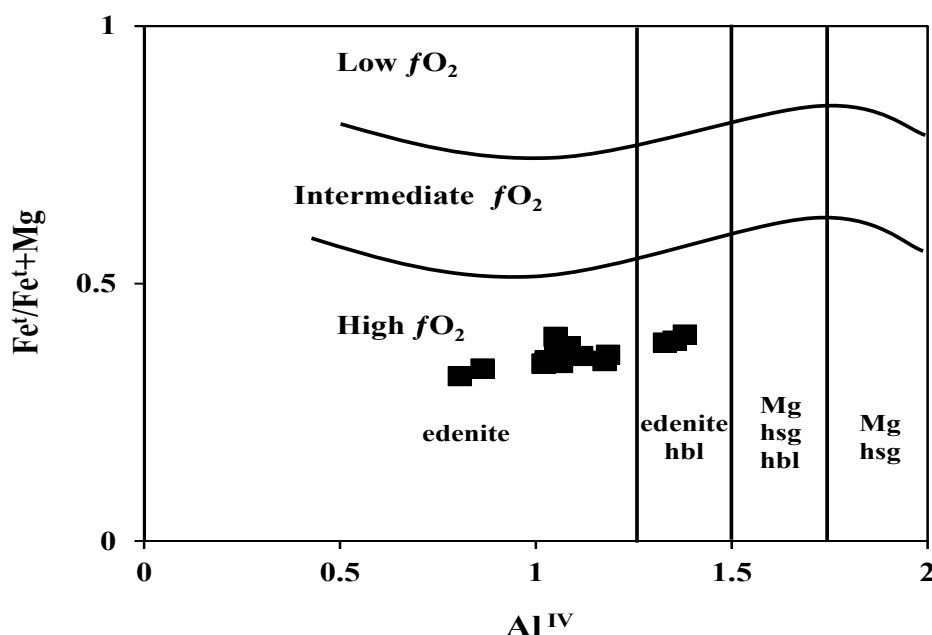
$$\log fO_2 \text{ (bars)} = -30930/T(k) + 14.98 + 0.142(P(\text{bars}) - 1)/T(k)$$

از دیگر روش‌های سنجش مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ-های نفودی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^{\#} = Fe^{I}/(Fe^{I}+Mg) > 0.3$ هستند [۴]. اگر این نسبت بین صفر تا ۰/۶ باشد، نشان دهنده گریزندگی بالای اکسیژن، مقدار ۰/۸-۰/۶ بیانگر گریزندگی اکسیژن حدواسط و از ۰/۸ تا یک باشد نشان دهنده گریزندگی پایین اکسیژن است. آمفیبول‌های بررسی شده با ۰/۴۹-۰/۳۲ $Fe^{\#}$ ، بالا بودن گریزندگی اکسیژن را بخوبی نشان می‌دهند (شکل ۸). تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی باعث تغییر در ترکیب آمفیبول‌ها می‌شود، در واقع با کاهش گریزندگی اکسیژن، Fe^{2+} به مقدار بیشتری و Fe^{3+} به مقدار کمتری در شبکه هورنبلند جایگزین می‌شود، همچنین بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} باعث جانمایی بیشتر منیزیم به-وسیله آلومینیم می‌شود [۲۲].

در نتیجه با استفاده از معادله ارائه شده در مرجع [۴۶] و میانگین دماها و فشارهای برآورده شده از دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al هورنبلند، مقدار گریزندگی اکسیژن گرانیتوئید جبال‌بارز ($\log fO_2 = -13.57$) به دست آمد که بیانگر اکسایشی بودن ماگمای تشکیل دهنده‌ی آن است.

جدول ۳ محاسبه دما و فشار گرانیتوئید جبال‌بارز به روش‌های مختلف.

روش‌ها	فشار (کیلو بار)		
	min	Max	Average
با استفاده از روش محتوی آلومینیوم در هورنبلند			
Hammarstrom and Zen (1986)	۱,۳۶	۴,۰۶	۲,۱۴
Hollister et al (1987)	۱,۱۶	۴,۱۹	۲,۰۳
Johnson and Rutherford (1989)	۰,۹۸	۳,۲۵	۱,۶۴
Schmidt (1992)	۱,۹۹	۴,۵۵	۲,۷۳
Anderson and Smith (1995)	۱,۱۵	۳,۴۵	۱,۸۱
	دما (سانتی‌گراد)		
Otten (1984)	۶۳۴,۲	۷۴۶,۵	۶۹۹,۳۵
برپایه زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز همزیست			
Holland and Blundy (1994)	۷۳۷,۴	۸۶۲,۸	۸۰۰



شکل ۸ نمودار گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۴] که بالا بودن گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول‌های گرانیتوئید جبال‌بارز را نشان می‌دهد.

برداشت

جایگزینی این توده در عمق ۷/۴ کیلومتری پوسته است. نتایج به دست آمده از دماسنجی‌های مختلف بیانگر جایگزینی توده نفوذی در سطوح کم‌عمق پوسته‌ای است که این نتایج با مشاهدات سنگ‌شناسی و شواهد بافتی و مرز ناگهانی و مشخص سنگ‌های نفوذی با سنگ‌های میزبان سازگار است. شواهدی همچون بافت دانه‌ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد دگرسانی گرمابی در نمونه‌ها، همراهی سنگ‌های آتشفشانی هم‌سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جایگیری گرانیتوئید جبال‌بارز در فشارهای کم همخوانی دارد. سهم مقادیر $\text{Mg\#}$ ، Al_2O_3 ، TiO_2 و نوسان ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها هر دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای را در به‌وجود آمدن ماگمای مادر این توده تایید می‌کند. میزان گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های منطقه نشان از اکسایشی بودن محیط تشکیل این توده و ارتباط آن با مرزهای روقه‌های همگرا دارد.

قدردانی

تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها نتیجه‌ی زحمات بی‌دریغ آقای دکتر ناکاشیما در دانشگاه یاماگاتا ژاپن است که بدینوسیله از ایشان

توده گرانیتوئیدی جبال‌بارز شامل سنگ‌های اسیدی تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای و میان دانه هستند. بیشتر پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی و هورنبلندها فاقد این ویژگی هستند. علت منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها وجود آب، میزان گریزندگی اکسیژن و تغییرات ترکیب شیمیایی در ماگمای تشکیل دهنده‌ی آن‌هاست. آمفیبول‌های مورد بررسی طی فرایندهای آذرین تشکیل شده‌اند و در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و زیرگروه منیزیه‌هورنبلند که شاخص توده‌های نفوذی نوع I است، قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند. با استفاده از روش‌های ارائه شده براساس ترکیب زوج کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند، میانگین دمای تشکیل حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود. زمین-فشارسنجی برپایه‌ی آلومینیوم موجود در هورنبلند میانگین فشار ۲ کیلو بار را برای این توده پیشنهاد می‌کند، که گویای

material, Beograd—Yugoslavia", Iran Geol. Survey Rept Yu,52, (1973).

[9] Dargahi S., "Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization", Unpublished Ph. D. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, (2007) p:310.

[10] Berberian F., I. Muir R., Pankhurst, M. Berberian, "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", Journal of the Geological Society, 139 (1982) 605-614.

[11] Shafiei B., "Metallogenic model of Kerman porphyry copper belt and its exploratory approaches", Unpublished Ph. D. thesis, Shaheed Bahonar University of Kerman, Iran, (2008) p:257.

[12] Aletaha B., "Petrography and petrology of igneous rocks and related copper mineralization in south-east of Bam (Rigan area)", Unpublished Ph. D. thesis, Iran Islamic Azad University Science and Research Section of Tehran, (2003) p:288.

[13] Rasouli J., "Petrography and geochemistry of Jebale Barez granitoid complex with a view to the alteration zoning and copper mineralization (North East Jiroft)", Unpublished Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University of Tehran, (2014) p:366.

[14] Rasouli J. Ghorbani M., Ahadnejad V., "Mineral Chemistry, Determination of Temperature, Pressure, and investigating the Al³⁺ role of biotite for detection of copper mineralization in Jebale Barez granitoid complex", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 1 (2016) 71-84.

[15] Mohamadzadeh Jahani N., "Petrographic, geochemical and petrogenetic study of the intrusive Jebalbarez Mountains (Southern city Nisa the dam Bam)", Unpublished MSc. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, (2014) p:171.

صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از خانم دکتر طاهره مولایی یگانه، به جهت بحث‌های مفید علمی در پیشبرد این مقاله قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Erdmann S. C., Martel M., Pichavant, A. Kushnir, "Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia", Contributions to Mineralogy and Petrology, 167 (2014) p: 1016.

[2] Putirka K., "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes", American Mineralogist, 101 (2016) 841-858.

[3] Hammarstrom J.M., E.-a. Zen, "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist", 71 (1986) 1297-1313.

[4] Anderson J.L., D.R. Smith, "The effects of temperature and Fo₂ on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist, 80 (1995) 549-559.

[5] Holland T. J., "Blundy Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to mineralogy and petrology", 116 (1994) 433-447.

[6] Anderson J.L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths. Geological Society of America Special Papers", 315 (1996) 125-138.

[7] Johnson M.C., M.J. Rutherford, "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17 (1989) 837-841.

[8] Dimitrijevic M., "Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and investigation of nuclear and other mineral raw

- [25] Chivas A.R., "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization", Contributions to Mineralogy and Petrology, 78 (1982) 389-403.
- [26] Sial A., Ferreira V., Fallick V., Cruz V., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil", Journal of South American Earth Sciences, 11 (1998) 457-471.
- [27] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth-Science Reviews, 39 (1995) 91-106.
- [28] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth-Science Reviews, 39 (1995) 91-106.
- [29] NBr S.T., A.M. soN, "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.
- [30] Haase C., et al., "Oscillatory zoning in plagioclase feldspar", Science, 209 (1980) 272-274.
- [31] Bottinga Y., Kudo A., Weill D., "Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase", American Mineralogist, 51 (1966) p: 792.
- [32] Pearce T., Kolisnik A., "Observations of plagioclase zoning using interference imaging", Earth-Science Reviews, 29 (1990) 9-26.
- [33] Loomis T.P., Welber P.W., "Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase", Contributions to Mineralogy and Petrology, 81 (1982) 230-239.
- [34] Koepke J., Feig S. T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study", [16] Berberian M., G. King, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences, 18 (1981) 210-265.
- [17] Ghasemi A., Talbot C., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- [18] Ghomiam I., "Geological and mineral exploration report in the 1/100000 sheet of Jebal-E-Barez", geological survey and mineral exploration of Iran, (2000).
- [19] Middlemost E. A., "Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology", (1986).
- [20] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Longman Scientific & Technical Hong Kong, (1992).
- [21] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch W. D., Gilbert W. D., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., "Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", Mineralogical magazine, 61 (1997) 295-321.
- [22] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.
- [23] Chappell B., White C., "Two contrasting granite types", Pacific geology, 8 (1974) 173-174.
- [24] Agemar T., Wörner G., Heumann A., "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology, 136 (1999) 331-344.

the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen", Science in China Series D: Earth Sciences, 49 (2006) 684-695.

[44] Ghodsi M. H., Bomeri S., "Using of amphibole mineral chemistry for Geothermobarometry Bazman granitoid, southwest of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 3 (2015) 585-596.

[45] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic roc", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.

[46] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic roc", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.

[47] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contribution Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.

[48] Blundy J.D., Holland T.J., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to mineralogy and petrology, 104 (1990) 208-224.

[49] Vynhal C., McSween H. Jr, Speer J., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist, 76 (1991) 176-188.

[50] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23 (1995) 251-285.

[51] Clarke D., "Granitoid Rocks", 283 pp. London (Chapman Hall), (1992).

[52] HELZ R.T., "Phase relations of basalts in their melting ranges at P H₂O= 5 kb. Part II. Melt compositions", Journal of Petrology, 17 (1976) 139-193.

[53] Helmy H., Ahmed A., El Mahallawi M., Ali S., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern

Contributions to Mineralogy and Petrology, 146 (2004) 414-432.

[35] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: implications on the evolution of granodiorite magma (Gęsiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", Lithos, 86 (2006) 260-280.

[36] Lundgaard K.L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", Contributions to Mineralogy and Petrology, 147 (2004) 470-483.

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

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

[39] Jakeš P., WHITE A.R., "Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas", Geological Society of America Bulletin, 83 (1972) 29-40.

[40] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia", Contribution to Mineralogy and Petrology, 158 (2009) 69-98.

[41] Jiang C. Y., An S. Y., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance", Journal of Mineralogy and Petrology, 3 (1984) 1-9.

[42] Xie Y., Zhang Y., "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region", Acta Mineral Sin (in Chinese), 10 (1990) 35-45.

[43] Xue H., Dong S., Jian P., "Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of

- [55] Ewart A., *"Review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks"*, Trondhjemites, dacites and related rocks, (1979) 13-21.
- [56] Loiselle M.C., Wones D.R., *"Characteristics and origin of anorogenic granites"*, Geological Society of America, Abstracts with Program, 7 (1979) 468.
- Desert of Egypt, and tectonic implications"*, Journal of African Earth Sciences, 38 (2004) 255-268.
- [54] Blundy J.D., Holland T.J.B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer, reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 11 (1992) 269-272.