



کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبیول و پلازیوکلаз در بررسی خاستگاه و زمین‌دما - فشارسنجدی گرانیت‌تؤید جبال‌بارز (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: گرانیت‌تؤید جبال‌بارز به سن الیگومن در جنوب‌شرقی شهرستان بم، و جنوب‌شرقی کمریند ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این توده شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی است که کانی‌های اصلی کوارتز، پلازیوکلاز، آمفیبیول، بیوتیت و فلدسپار‌قلیایی تشکیل دهنده‌ی آن هاست. آبیت پلازیوکلازها از ۳۸/۳۸ تا ۶۷/۲۶ درصد و ترکیب آن‌ها از الیگوکلаз تا آندزین است. آمفیبیول‌ها کلسیمی هستند و ترکیب آن‌ها از مگنزیوهرونبلند تا چرم‌کاکیت تغییر می‌کند که مشخصه‌ی I بودن توده است. مقدار Na_2O و ماهیت آهکی-قلیایی آمفیبیول‌ها نشان از نظام زمین‌ساخت فرورانشی و مقادیر Al_2O_3 ، TiO_2 و Mg^+ دارد. آمفیبیول‌ها نشان از آمیزش منابع پوسته‌ای و گوشه‌ای در تشکیل ماگمای مولد دارند. بررسی زمین‌فشارسنجدی، میانگین فشار تبلور هورنبلند را ۲ کیلوبار و دما‌سنجدی برپایه مقدار آلومینیوم آمفیبیول و زوج کانی هورنبلند-پلازیوکلاز، میانگین دمای تبلور را ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند. سنجش گریزندگی اکسیژن این توده، اکسیده بودن ماگمای مولد را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجدی، آمفیبیول، پلازیوکلاز، گرانیت‌تؤید جبال‌بارز، بم.

کرده‌اند [۴،۵]. از این‌رو، زمین‌فشارسنجدی با استفاده از ترکیب آمفیبیول [۷،۶] و برپایه زمین‌دما‌سنجدی از زوج کانی هورنبلند-پلازیوکلاز [۵] ارزیابی شده است.

منطقه مورد بررسی که به نام گرانیت‌تؤید جبال‌بارز شناخته می‌شود، در جنوب‌شرقی استان کرمان، شهرستان بم قرار دارد و بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. بررسی‌های سنجدی صورت گرفته بر قسمت‌هایی از توده گرانیت‌تؤیدی جبال‌بارز سن الیگومن را برای آن در تعیین کرده است [۸،۹]. کمان ماگمایی ارومیه-دختر بدلیل داشتن موقعیت ویژه زمین‌ساختی‌ماگمایی 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 گرانیت‌تؤید جبال‌بارز روشن شده است که

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 آمفیبیول 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 [۱،۲]. ترکیب شیمیایی آمفیبیول 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 آمفیبیول پژوهشگران بسیاری، شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما را در زمان تبلور آن کانی بررسی

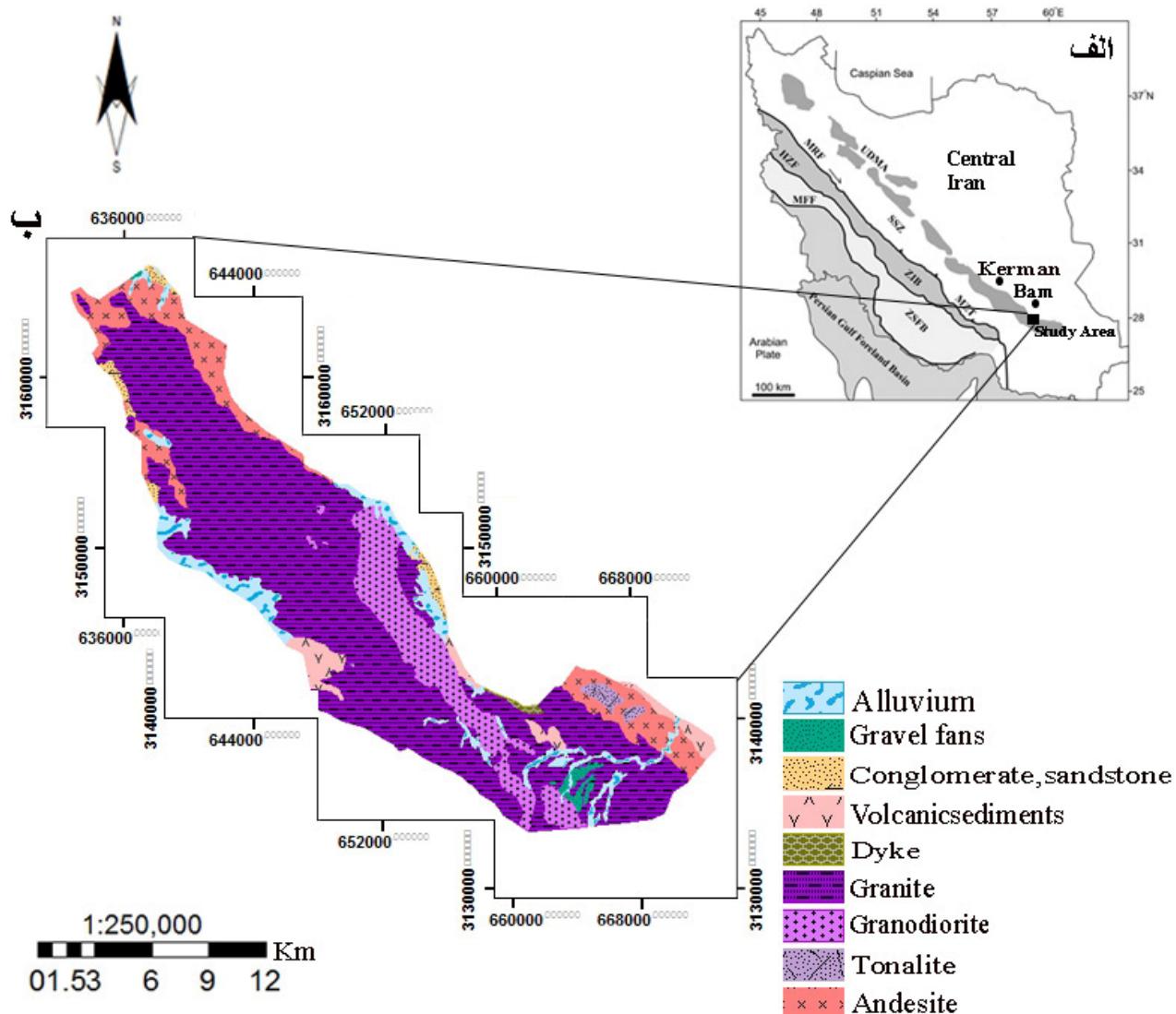
*نویسنده مسئول، تلفن-نامبر: ۰۳۴-۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: sh.behpour@sci.uk.ac.ir

کیلومتر عرض در طول جغرافیایی $20^{\circ} 58' 58''$ تا $20^{\circ} 43' 58''$ و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 28' 28''$ تا $36^{\circ} 18'$ قرار دارد (شکل ۱). کمان ماقمایی ارومیه- دختر، که توسط فروزانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی بوجود آمده [۱۶] بیشترین فعالیت خود را در اوسن داراست [۱۷]. قسمت جنوب‌شرقی این کمان واقع در استان کرمان و معروف به نوار دهچ- ساردوئیه دارای دو نوع گرانیتوئید است: ۱- گرانیتوئید نوع جبال‌بارز و ۲- گرانیتوئید کم عمق کوه پنج [۸]. گرانیتوئید مورد بررسی از نوع گرانیتوئید نوع جبال‌بارز بوده، که به همین نام نیز معروف است. آغاز فعالیتهای ماقمایی نفوذی را به جایگزینی توده نفوذی نوع جبال‌بارز در زمان الیگوسن- میوسن نسبت می‌دهند [۸].

این توده از نوع I، وابسته به منطقه فروزانش همزمان و پس از برخورد و دارای سنگهایی با ماهیت شبه قلبی و متالومین است [۱۵-۸]. از آنجا دما، فشار و عمق جایگیری ماقمای گرانیتوئید جبال‌بارز تاکنون بررسی نشده است، در این پژوهش شرایط دما- فشار، خاستگاه و عمق تشکیل این سنگ‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی هورنبلند و پلازیوکلاز، به عنوان کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها مورد توجه قرار می‌گیرد.

جایگاه زمین‌شناسی

گرانیتوئید جبال‌بارز که به گرانیت جبال‌بارز معروف است، در جنوب‌شرق باتولیت جبال‌بارز و همچنین جنوب‌شرق کمربند ماقمایی ارومیه- دختر با بیش از ۶۰ کیلومتر طول و ۱۴



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

(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 فراوان تر شدن فلدسپار قلیایی از گرانودیوریتها به سمت گرانیت قلیایی رنگ صورتی در آنها غالب است. بعضی از نمونه‌های گرانیت قلیایی ضریب رنگی هولولوکرکات نیز از خود نشان می‌دهند. ترکیب کانی‌شناسی مودال گرانودیوریت واحدگرانیتی 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 فلدسپارقلیایی، 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 ماقمایی در تشکیل این سنگ‌هاست، گرانیت‌های قلیایی منطقه قابل تشخیص هستند [۱۹].

روابط صحرایی و سنگنگاری

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

واحد گرانیتی

این واحد گسترده بیشتری از توده نفوذی جبال‌بارز را تشکیل داده است که از منطقه سد نسا (بم) تا منطقه ریگان



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

پلازیوکلازهای مورد بررسی دارای انواع ماکل‌های چندریختی و کارلسپاد-آلبیت هستند. بعضی از پلازیوکلازها دربردارندهایی از کانی‌های کدر و آپاتیت هستند. آمفیبیول نیز فراوانترین کانی فرومیزین 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. آمفیبیول‌ها در بعضی موارد به طور موضعی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. در نتیجه برای سنجش دما-فشار از نمونه‌های سالم و غیردگرسان استفاده شد (شکل ۲). در بعضی از نمونه‌ها اتصال تعادلی بین کانی آمفیبیول و پلازیوکلاز دیده می‌شود. از این رویداد می‌توان برای سنجش زمین‌دماسنجی به روش زوج‌کانی همزیست هورنبلند-پلازیوکلاز استفاده کرد.

روش پژوهش

با توجه به بررسی صحرایی و نمونه‌برداری دقیق از توده‌ی گرانیت‌وئیدی جبال‌بارز، حدود ۲۰۰ مقطع نازک تهیه و سنگ-نگاری شد. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبیول و پلازیوکلاز، نمونه‌های غیر دگرسان و سالم برای تجزیه با نقطه‌ای به روش ریزپردازش با دستگاه JEOL-JX8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان 10^{-8} A به گروه علوم‌زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای 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.

واحد تونالیتی: واحد تونالیتی به صورت نفوذی‌های بزرگ با ارتفاع بسیار زیاد در قسمت مرکزی واحد گرانیتی 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 گرانوپیوریت است. ضریب رنگی این واحد نیمه روشن تا روشن است. ترکیب کانی‌شناسی مودال واحد تونالیتی در تونالیت‌های این واحد از ۴۰ درصد پلازیوکلاز، ۲۵ درصد کوارتز، ۱۵ درصد آمفیبیول، ۱۰ درصد بیوتیت و کمتر از ۷ درصد فلدسپار قلیایی تشکیل شده است (شکل ۲ پ). درصد کانی‌شناسی مودال در گرانوپیوریت این واحد سنگی مشابه با گرانوپیوریت‌های واحد گرانیتی 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 پلازیوکلاز دیده می‌شوند. اسفن‌های موجود در این سنگ‌ها لوزی شکل و به رنگ قهوه‌ای روشن هستند که نشانه‌ای اولیه و مارگمایی بودن این کانی است [۲۰] (شکل ۲ ت). کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت که از دگرسانی کانی‌های آمفیبیول و بیوتیت به وجود آمده‌اند حدود ۱ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای و میان دانه‌ای است (شکل ۲ ب، ت). فراوان ترین کانی موجود در این سنگ‌ها، پلازیوکلاز بوده و در بعضی موارد از مرکز تبدیل به سریسیت شده که نشان دهنده کلسیمی‌تر بودن مرکز آن است.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبیول‌ها در گرانیت‌وئید جبال‌بارز.

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	۱۵,۹۷	۰,۵۹	۱۲,۵۸	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	۱۲,۶۳	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	۱۲,۹۸	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	۱,۰۶	۷,۲۹	۱۳,۶۹	۰,۳۰	۱۴,۰۴	۱۰,۹۸	۱,۱۲	۰,۳۵	۹۹,۲۲
8p3K5-1	۴۶,۳۸	۱,۷۷	۹,۱۰	۱۴,۷۸	۰,۵۹	۱۳,۰۱	۱۱,۳۰	۱,۲۵	۰,۵۶	۹۸,۷۲
1p3K5	۵۱,۰۹	۰,۸۰	۶,۰۴	۱۲,۶۵	۰,۵۸	۱۵,۰۶	۱۱,۶۱	۰,۷۴	۰,۴۱	۹۸,۹۷

ادامه جدول ۱ محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن.

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	۶,۲۰	۰,۱۳	۲,۶۴	۱,۸۰	۰,۸۵	۱,۷۸	۰,۶۰	۱,۱۶	۰,۴۵	۰,۵۵	۰,۰۹	۲,۱۷	۱,۸۹	۰,۲۹	۰,۰۰	۱,۸۹	۰,۱۱
6p2jb34	۶,۳۵	۰,۱۴	۲,۶۲	۱,۶۵	۰,۹۷	۱,۸۵	۰,۱۹	۱,۶۶	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۰۸	۱,۹۵	۱,۹۶	۰,۲۸	۰,۰۰	۱,۹۶	۰,۰۴
7p2jb34	۶,۲۸	۰,۱۱	۲,۴۴	۱,۷۲	۰,۷۱	۱,۷۹	۱,۳۰	۰,۵۹	۰,۴۴	۰,۵۶	۰,۰۷	۲,۳۲	۱,۸۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۱,۸۰	۰,۰۰
2p2k14	۶,۸۷	۰,۱۱	۱,۰۵	۱,۰۵	۰,۰۰	۱,۹۴	۰,۹۸	۰,۹۶	۰,۴۰	۰,۶۰	۰,۰۷	۲,۹۵	۱,۷۹	۰,۳۵	۰,۰۹	۱,۷۹	۰,۲۱
3p2k14	۶,۸۸	۰,۱۷	۱,۱۵	۱,۱۲	۰,۰۴	۱,۷۱	۰,۸۵	۰,۸۶	۰,۳۶	۰,۶۴	۰,۰۳	۳,۰۵	۱,۶۸	۰,۴۲	۰,۱۰	۱,۶۸	۰,۳۲
1p2k14	۶,۷۱	۰,۱۳	۱,۱۸	۱,۱۸	۰,۰۰	۱,۷۳	۱,۱۴	۰,۵۹	۰,۳۵	۰,۶۵	۰,۰۳	۳,۲۲	۱,۷۴	۰,۴۴	۰,۰۸	۱,۷۴	۰,۲۶
3p2k14	۶,۹۵	۰,۱۷	۱,۲۵	۱,۰۵	۰,۲۰	۱,۷۱	۰,۸۴	۰,۸۷	۰,۳۷	۰,۶۳	۰,۰۳	۲,۹۰	۱,۵۸	۰,۴۲	۰,۰۹	۱,۵۸	۰,۴۲
4p3K5	۶,۹۷	۰,۱۳	۱,۱۴	۱,۰۳	۰,۱۱	۱,۶۳	۱,۰۰	۰,۶۳	۰,۳۵	۰,۶۵	۰,۱۰	۳,۰۲	۱,۶۵	۰,۲۹	۰,۰۶	۱,۶۵	۰,۲۹
5p3K5	۷,۱۴	۰,۱۲	۱,۱۷	۰,۸۶	۰,۳۰	۱,۵۰	۰,۵۹	۰,۹۱	۰,۳۳	۰,۶۷	۰,۰۸	۲,۹۹	۱,۷۴	۰,۱۹	۰,۰۶	۱,۷۴	۰,۱۹
6p3K5	۶,۶۲	۰,۲۲	۱,۵۹	۱,۳۸	۰,۲۱	۱,۸۰	۰,۷۸	۱,۰۳	۰,۴۰	۰,۶۰	۰,۰۷	۲,۶۹	۱,۷۱	۰,۴۷	۰,۰۶	۱,۷۱	۰,۲۹
2p3K5	۶,۷۷	۰,۱۴	۱,۱۸	۱,۱۸	۰,۰۰	۱,۷۵	۱,۲۶	۰,۵۰	۰,۳۶	۰,۶۴	۰,۰۶	۳,۰۹	۱,۶۸	۰,۳۱	۰,۰۷	۱,۶۸	۰,۳۱
4p3K5	۶,۹۲	۰,۱۵	۱,۲۶	۱,۰۸	۰,۱۷	۱,۷۵	۰,۸۷	۰,۸۸	۰,۳۸	۰,۶۲	۰,۰۶	۲,۸۷	۱,۶۷	۰,۳۲	۰,۰۸	۱,۶۷	۰,۳۲
4p3K5-۱	۶,۶۷	۰,۲۱	۱,۵۷	۱,۳۳	۰,۲۴	۱,۷۲	۰,۹۶	۰,۷۶	۰,۳۹	۰,۶۱	۰,۰۹	۲,۷۴	۱,۷۴	۰,۱۳	۰,۰۸	۱,۷۴	۰,۱۳
5p3K5-۱	۶,۹۸	۰,۱۴	۱,۲۱	۱,۰۲	۰,۱۹	۱,۵۸	۰,۷۰	۰,۸۸	۰,۳۴	۰,۶۶	۰,۰۸	۳,۰۱	۱,۷۷	۰,۲۳	۰,۰۷	۱,۷۷	۰,۲۳
6p3K5-۱	۶,۹۸	۰,۱۴	۱,۲۱	۱,۰۲	۰,۱۹	۱,۵۸	۰,۷۰	۰,۸۸	۰,۳۴	۰,۶۶	۰,۰۸	۳,۰۱	۱,۷۷	۰,۲۳	۰,۰۷	۱,۷۷	۰,۲۳
7p3K5-۱	۶,۹۴	۰,۱۶	۱,۲۱	۱,۰۶	۰,۱۴	۱,۶۱	۰,۹۲	۰,۶۹	۰,۳۵	۰,۶۵	۰,۰۴	۳,۰۴	۱,۶۵	۰,۳۰	۰,۰۶	۱,۶۵	۰,۳۰
8p3K5-۱	۶,۶۵	۰,۱۹	۱,۵۴	۱,۳۵	۰,۱۸	۱,۷۷	۰,۸۶	۰,۹۱	۰,۳۹	۰,۶۱	۰,۰۷	۲,۷۸	۱,۷۴	۰,۳۵	۰,۱۰	۱,۷۴	۰,۲۶
1p3K5	۷,۱۹	۰,۱۸	۱,۰۰	۰,۸۱	۰,۲۰	۱,۴۹	۰,۶۶	۰,۸۳	۰,۳۲	۰,۶۸	۰,۰۷	۳,۱۶	۱,۷۵	۰,۲۰	۰,۰۷	۱,۷۵	۰,۲۰

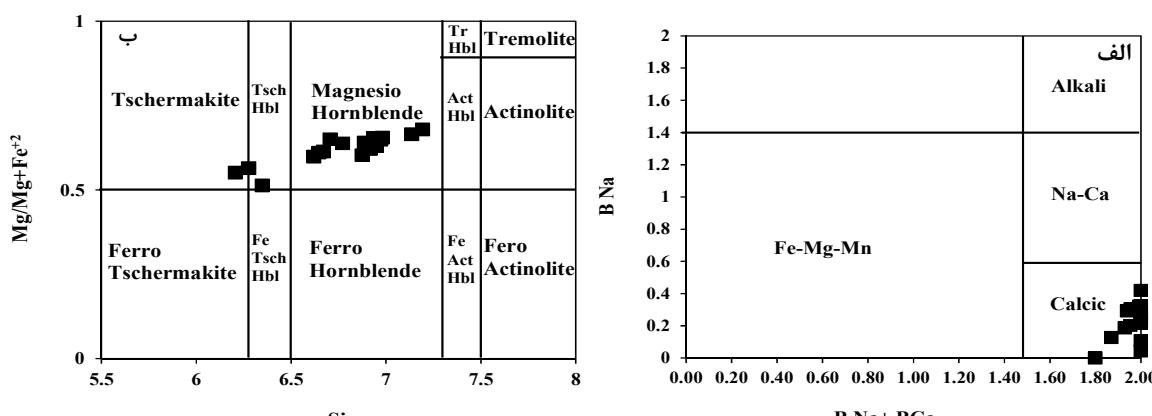
جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در گرانیتوئید جبال بارز. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن.

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	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۵۳	۰,۰۴۶	۰,۰۰۲	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	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۵	۰,۰۴۵	۰,۰۲	۲,۲۲	۴۳,۶۲	۵۴,۰۷
3p1jb10_Rim	۵۶,۸۱	۲۵,۳۳	۰,۵۲	۹,۸۰	۵,۳۸	۰,۴۷	۹۸,۳۰	۲,۵۸	۱,۳۶	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۴۸	۰,۰۴۷	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	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۷	۰,۰۴۸	۰,۰۱	۱,۱۵	۴۵,۴۷	۵۳,۳۸
1p2k14_Core	۵۵,۷۲	۲۸,۳۲	۰,۲۲	۸,۱۶	۶,۱۹	۰,۲۲	۹۸,۸۷	۲,۵۱	۱,۵۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۱,۳۱	۵۷,۱۰	۴۱,۵۹
2p2k14	۵۹,۵۵	۲۵,۷۶	۰,۲۲	۷,۰۸	۸,۱۹	۰,۱۳	۱۰۰,۹۱	۲,۶۳	۱,۳۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۳۳	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۶۸	۶۷,۲۶	۳۲,۰۶
3p2k14	۵۶,۶۶	۲۷,۳۴	۰,۳۹	۱۱,۱۸	۵,۵۳	۰,۲۱	۱۰۱,۶۲	۲,۵۳	۱,۴۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۳	۰,۰۴۸	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	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۵	۰,۰۵۵	۰,۰۰۲	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	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۴	۰,۰۴۷	۰,۰۱	۱,۴	۴۵,۷۶	۵۳,۲۰
6p2k14_Rim	۵۶,۸۲	۲۷,۴۰	۰,۳۵	۱۱,۵۸	۵,۴۶	۰,۲۸	۱۰۱,۸۹	۲,۵۲	۱,۴۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۵	۰,۰۴۷	۰,۰۰۲	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	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۸	۰,۳۶	۰,۰۱	۰,۸۴	۳۸,۳۸	۶۰,۷۹
2p2k14	۶۰,۰۱	۲۷,۵۳	۰,۲۸	۹,۰۵	۶,۴۳	۰,۲۳	۱۰۰,۵۲	۲,۵۹	۱,۴۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۱,۳۳	۵۵,۰۱	۴۳,۱۶
3p2k14_Rim	۵۷,۱۵	۲۷,۶۶	۰,۳۵	۱۰,۹۲	۶,۰۸	۰,۲۴	۱۰۰,۴۰	۲,۵۲	۱,۴۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۵۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۱,۲۹	۴۹,۵۲	۴۹,۱۹
1p3k5_Core	۵۸,۵۲	۲۷,۱۴	۰,۲۷	۹,۳۸	۶,۲۸	۰,۲۶	۱۰۱,۱۴	۲,۵۸	۱,۴۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۴	۰,۰۴	۰,۰۱	۱,۴۴	۵۳,۹۹	۴۴,۰۷
3p3k5	۵۷,۸۰	۲۷,۲۶	۰,۱۱	۹,۷۷	۶,۴۱	۰,۲۲	۱۰۱,۵۷	۲,۵۵	۱,۴۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۴۶	۰,۰۵	۰,۰۱	۱,۳۲	۵۳,۶۲	۴۵,۱۶
4p3k5_Rim	۵۷,۸۶	۲۷,۸۲	۰,۱۸	۱۰,۰۳	۶,۱۸	۰,۱۳	۱۰۰,۲۰	۲,۵۴	۱,۴۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۷	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۷۲	۵۲,۲۲	۴۶,۹۶
1p3k5_Core	۵۸,۵۲	۲۷,۶۰	۰,۱۸	۹,۶۹	۵,۹۷	۰,۲۱	۱۰۰,۴۶	۲,۵۴	۱,۴۵	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۶	۰,۰۴۲	۰,۰۱	۱,۱۸	۵۲,۰۸	۴۶,۷۵
2p3k5_Rim	۵۹,۰۲	۲۷,۱۷	۰,۱۸	۸,۹۵	۶,۹۷	۰,۱۶	۱۰۰,۷۲	۲,۵۹	۱,۴۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۲	۰,۰۵۹	۰,۰۱	۰,۸۵	۵۸,۰۱	۴۱,۱۴
3p3k5_Core	۵۹,۰۹	۲۷,۸۴	۰,۲۱	۹,۲۵	۶,۶۱	۰,۱۴	۱۰۱,۱۴	۲,۵۷	۱,۴۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۳	۰,۰۵۶	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	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۵	۰,۰۵۲	۰,۰۱	۰,۹۶	۵۲,۹۶	۴۶,۰۸
6p3k5_Rim	۵۷,۸۳	۲۸,۱۶	۰,۱۹	۱۰,۰۴	۶,۱۴	۰,۱۴	۱۰۰,۰۴	۲,۵۳	۱,۴۶	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۷	۰,۰۵۲	۰,۰۱	۰,۷۹	۵۲,۱۰	۴۷,۱۲
1p3k5_Core	۵۶,۹۲	۲۷,۸۴	۰,۲۳	۹,۹۹	۵,۶۲	۰,۱۹	۱۰۰,۸۸	۲,۵۳	۱,۴۶	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۸	۰,۰۴۸	۰,۰۱	۱,۱۱	۴۹,۸۶	۴۹,۰۳
2p3k5	۵۶,۹۰	۲۷,۳۴	۰,۱۹	۹,۱۶	۶,۰۵	۰,۲۷	۱۰۰,۸۰	۲,۵۸	۱,۴۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۳	۰,۰۵۵	۰,۰۲	۱,۰۱	۵۵,۰۱	۴۴,۹۲
3p3k5_Rim	۵۶,۶۱	۲۸,۰۰	۰,۲۱	۱۰,۶۶	۵,۴۹	۰,۱۴	۱۰۱,۷۱	۲,۵۰	۱,۴۹	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۰	۰,۰۴۷	۰,۰۱	۰,۷۹	۴۷,۸۸	۵۱,۳۳

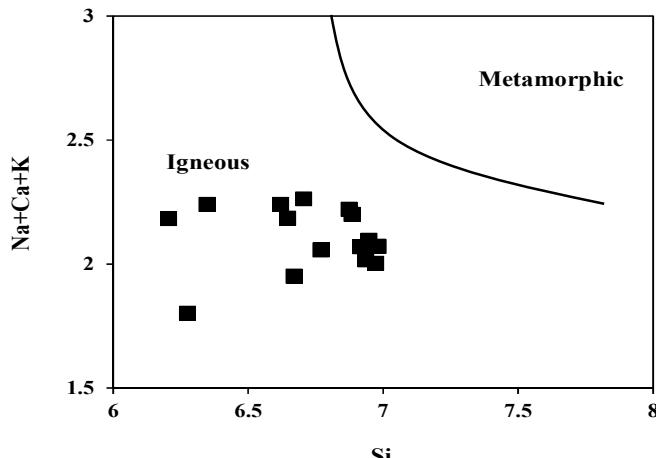
در رده بندی ارائه شده در مرجع [۲۱] در جایگاه مگنزيوهورنبلند و چرمکیت قرار دارند (شکل ۳ ب). به عقیده لیک و همکاران [۲۱]، آمفیبول‌های ماقمایی کمتر از ۷/۳ اسیلیس دارند، در حالی که آمفیبول‌هایی با سیلیس بیش از این مقدار برآمده از فرایند زیر خط انجامد هستند [۲۴]، با توجه به مقادیر Si در نمونه‌های مورد بررسی،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

بحث و بررسی شیمی کانی‌ها

آمفیبول: چنان که گفته شد، کانی آمفیبول از مهم‌ترین کانی‌های فرومیزین موجود در گرانیتوئید جبال‌بارز است. نتایج محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بنابر فرمول استاندارد آمفیبول $\text{AB}_2\text{C}_5^{\text{IV}}\text{T}_{80}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ [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، Na_2O آن‌ها صفر تا ۰/۱۹ 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) ۰/۹۶ تا ۱/۵۸؛ 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 Id در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی نشانه‌ای از وابستگی این سنگ‌ها به توده‌های نفوذی نوع I است [۲۳-۲۲]. آمفیبول‌ها

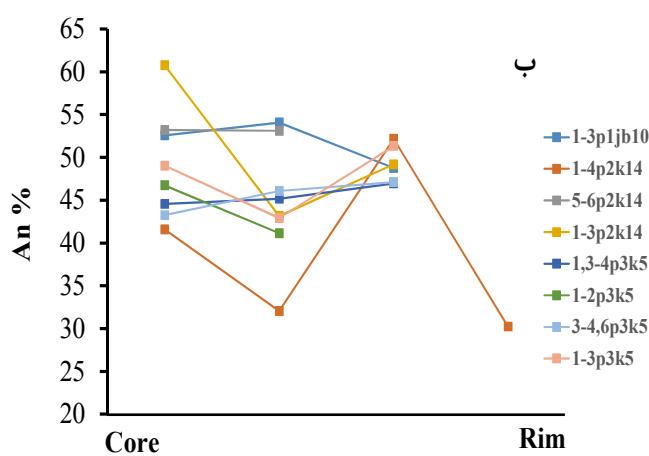


شکل ۳ الف) رده‌بندی آمفیبول‌های گرانیتوئید جبال‌بارز بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها. ب) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها [۲۱] که نشان می‌دهد که آن‌ها در جایگاه مگنزيوهورنبلند و چرمکیت قرار می‌گیرند.



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

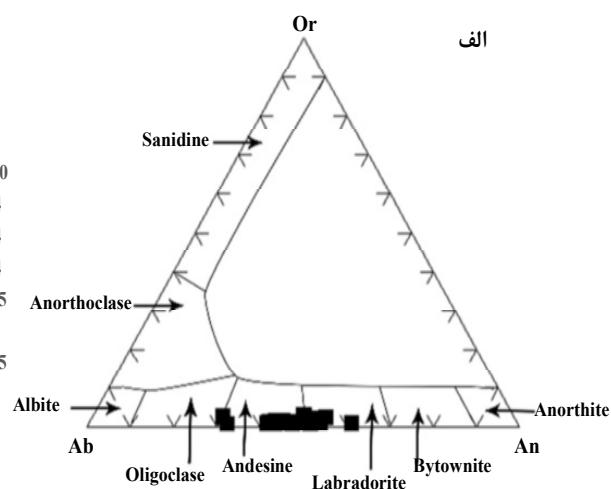
سدیمی تر می‌شود [۳۲]. چنان که اشاره شد، گرانیتوبنیدهای مورد بررسی از نوع گرانیتوبنیدهای وابسته به فرورانش هستند [۱۵-۱۲]، درنتیجه آزاد شدن آب از ورقه فرورونده طی افزایش فشار، ترکیبات پوسته‌ای، پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و رسوب‌های همراه صفحه‌ی فرورونده بر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل بلورها موثر بوده است [۳۳]، با توجه به تغییرات شیمیایی ماقما و تغییرات گریزندگی اکسیژن رخ داده در منطقه مورد بررسی و همچنین حضور کانی‌های آبدار می‌توان نقش آب را در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلازیوکلازها موثر دانست. همچنین با توجه به آزمایش‌های تجربی انجام شده که در مورد پلازیوکلازها، مشخص شده است که مقدار آب موجود در ماقما با درصد An و FeO رابطه‌ی مستقیمی دارد [۳۴]. در واقع اشباع بودن یا نبودن ماقما از آب تاثیر بسزایی در انتشار آهن بین گذازه و بلور دارد [۳۵]. مقدار آهن پلازیوکلاز با مقدار سیلیس و آب در مذاب و مقدار گریزندگی اکسیژن افزایش یافته و با افزایش دما کاهش می‌یابد [۳۶]. مقایسه مقادیر FeO در پلازیوکلازهای موجود در توده ۰/۱۱ تا ۰/۵۲ نشان می‌دهد که افزایش نسبی درصد آنورتیت در پلازیوکلازهای توده از (۴۱/۱۴ تا ۸۰/۷۹) می‌تواند مربوط به مقدار آب بیشتر در ماقمای توده و دلیلی دیگر بر تاثیر آب در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلازیوکلازها باشد.



در این پژوهش، برای تشخیص دما- فشار و خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی از آمفیبول‌های مگنزیوکلورنبلند که نتیجه تبلور مستقیم از ماقما هستند، استفاده شده است.

پلازیوکلاز: پلازیوکلاز از فراواترین کانی‌های فلزی توده گرانیتوبنیدی مورد بررسی هستند. فرمول ساختاری پلازیوکلازها براساس ۸ اکسیژن محاسبه می‌شود. نتیجه تجزیه این کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی پلازیوکلازها در توده گرانیتوبنیدی از الیگوکلاز تا آندزین متغیر است (شکل ۵ الف). در برخی موارد، بلورهای پلازیوکلاز دارای منطقه‌بندی عادی و نوسانی بوده و مقدار آلبیت در آن‌ها تا ۳۸/۳۸ تا ۶۷/۲۶ درصد است (جدول ۲). الگوبندی بلورهای پلازیوکلاز در شکل ۵ ب نشان داده شده است.

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



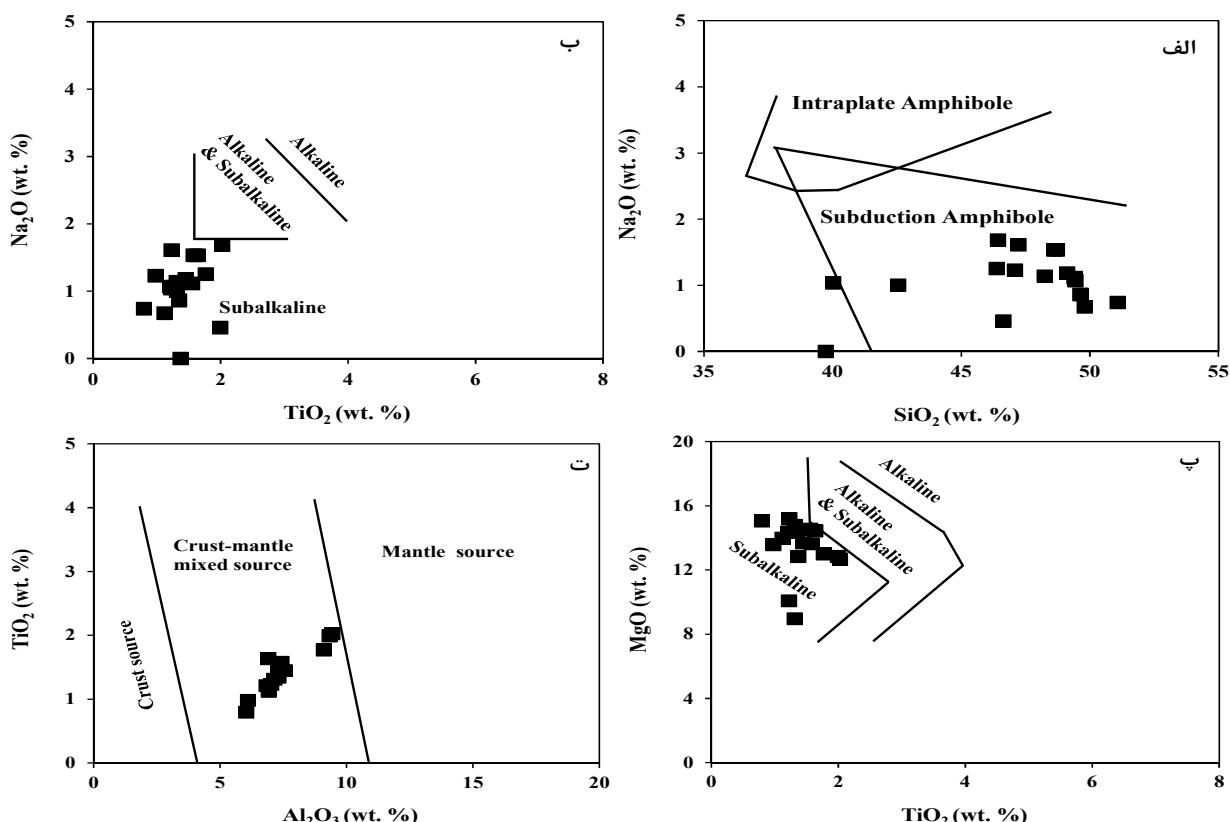
شکل ۵ (الف) ردۀ‌بندی پلازیوکلازها در گرانیتوبنید جبال‌بارز؛ ب) الگوی منطقه‌بندی بلورهای پلازیوکلاز از مرکز به لبه در گرانیتوبنید جبال‌بارز.

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 - Al_2O_3 نسبت به Al^{IV} (برحسب درصد اکسید) [۴۰] حضور ماغمای گوشه‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۶ت).

مقدار $\text{Al}^{IV}=1/5$ به عنوان 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 کیلوبار، 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.

تعیین زمین‌ساختی و خاستگاه گرانیتوئید جبال‌بارز با استفاده از ترکیب آمفیبول

با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که از بررسی قطعات بیگانه سنگ‌های گوشه‌ای تعیین شده‌اند [۳۷] می‌توان محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به ویژه 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 ۶الف). با توجه به مقدار Al_2O_3 , MgO و Na_2O (شکل ۶الف)، می‌توان به ماهیت آمفیبول‌ها از نظر قلیایی یا شبه قلیایی بودن، پی‌برد. آمفیبول‌های شبه قلیایی دارای Ti , Al و Na پایین‌تری نسبت به آمفیبول‌های قلیایی هستند [۳۹]. با توجه به این موضوع دیده می‌شود که آمفیبول‌های مورد بررسی سرنشی شبه قلیایی دارند (شکل‌های ۶ب و ۶پ). این رویداد با نتایج بررسی‌های پیشین در مورد شیمی سنگ



شکل ۶ الف) نمودار Na_2O - SiO_2 [۳۸] که نشان دهنده ارتباط آمفیبول‌های مورد بررسی با محیط زمین‌ساختی فرورانشی است. ب، پ) نمودارهای MgO - TiO_2 و Na_2O - TiO_2 [۴۰] برای تعیین ماهیت گرانیتوئیدهای جبال‌بارز با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول‌ها. ت) نمودار TiO_2 - Al_2O_3 [۴۱] که بیانگر ترکیب ماغمای گوشه‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلدتها است.

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

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

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

براساس شکل ۷ الف، آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی در گستره فشار کمتر از یک تا بیشتر از ۳ کیلوبار (میانگین عمق تقریباً ۷/۴ کیلومتر) متبلور شده‌اند. برای تبدیل فشارهای به دست آمده به عمق بر حسب کیلومتر، از میانگین چگالی پوسته قاره‌ای (2.7 g/cm^3) استفاده می‌شود [۴۵]. پیرس و همکارش [۵۰] درصد از ذوب سست کرده گوشه‌های 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 ستبرای سنگ‌کرده قاره‌ای داشته‌اند. بدین ترتیب، حجم عمدہ‌ای از مگمای دیوریتی تولید شده و به درون پوسته نفوذ می‌کند. با توجه با اینکه محلول‌های غنی از مواد فرار برآمده از پوسته اقیانوسی فرورانده و افت فشار و ستبرای سنگ‌کرده قاره‌ای موجب ذوب بخشی سست کرده گوشه‌ای می‌شود، در نتیجه حجم عمدہ‌ای از مگمای دیوریتی تولید شده و به درون پوسته نفوذ می‌کند. هرچند تاثیر پوسته بر مولفه‌های عمومی مگمای برآمده از فروزانش کم است، اما مگمای دیوریتی به درون پوسته قاره‌ای ایران مرکزی نفوذ کرده و هنگام عبور از پوسته قاره‌ای با ستبرای حدود ۵۰ کیلومتر در اثر جدایش مگمایی و آلایش پوسته‌ای دگرگون شده و توده گرانیتوئیدی جبال‌بارز را تشکیل داده که در عمق گفته شده تشکیل و جایگزین شده است. شواهدی چون بافت دانه‌های تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد دگرسانی گرمایی در نمونه‌ها، همراهی سنگ‌های آتش‌شانی هم‌سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جایگیری گرانیتوئید جبال‌بارز در فشارهای کم هم‌خوانی دارد [۵۱].

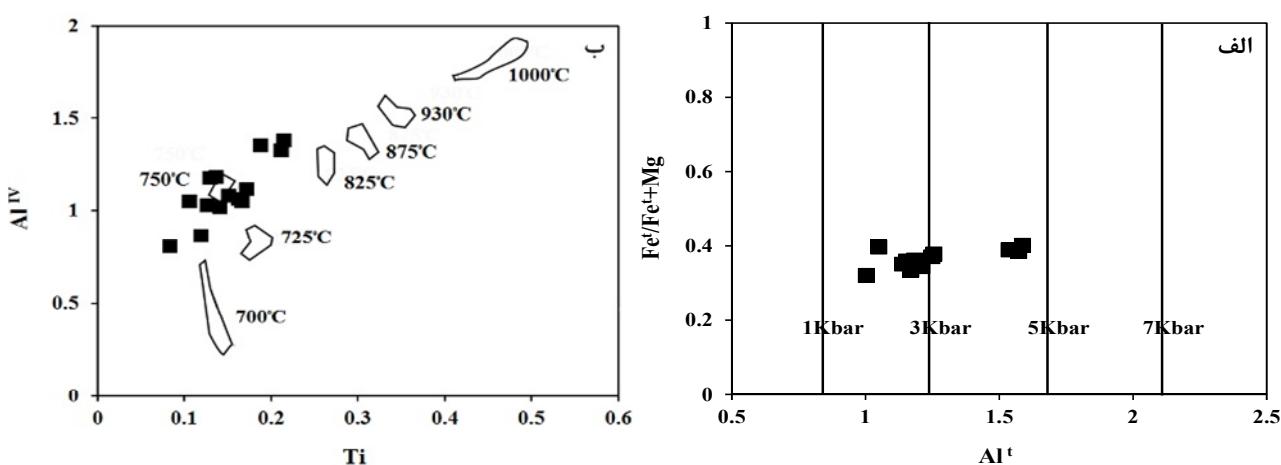
روشی دیگر برای تعیین خاستگاه مگمایی برپایه، مقدار عدد منیزیم (Mg#) در هورنبلند است [۴۳، ۴۲]. بالاتر بودن این مقدار از ۰/۷ نشانگر خاستگاه گوشه‌ای و کمتر بودن آن از ۰/۵ نشانه‌ی خاستگاه پوسته‌ای است. مقدار بین ۰/۷ و ۰/۵ بیانگر دخالت هردو خاستگاه (پوسته‌ای و گوشه‌ای) در تشکیل مگمات است [۴۳-۴۲]. در هورنبلندهای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

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 کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است [۲۲]. محاسبه مقادیر Al^t و Al^{VI} 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 مگما 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 گفتندی است که برای استفاده از ترکیب آمفیبول، به عنوان معیاری برای ارزیابی قشار و دما همزیستی کانی‌های کوارتز، فلدسپارپاتاسیم، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت یا ایلمینیت در سنگ مورد بررسی ضروری است [۲۲].

اشمیت [۴۷] معادله‌ای در رابطه با مقدار Al^t 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:

$$P(0.6 \text{kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^t \\ (Al^{IV} + Al^{VI}) \text{ مقدار آلومینیم کل } P$$



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

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

هلند و همکارش [۵] دماستح دیگری را براساس واکنش آدنیت-ریشتربیت پیشنهاد دادند که در سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزدار و بدون کوارتز کاربرد دارد. این دماستحی براساس رابطه زیر است :

$$T [\text{K}] = \{78.44 + Y_{\text{ab-an}} - 33.6X_{\text{Na}}^{\text{M}4} - (66.8 - 2.92P [\text{kbar}])X_{\text{Al}}^{\text{M}2} + 78.5 X_{\text{Al}}^{\text{T}1} + \ln 0.0721 - R \{9.4X_{\text{Na}}^{\text{A}}\} / [(27X_{\text{Na}}^{\text{M}4}X_{\text{Si}}^{\text{T}1}X_{\text{An}}^{\text{plg}}) / (64X_{\text{Ca}}^{\text{M}4}X_{\text{Al}}^{\text{T}1}X_{\text{A}}\} b_{\text{plg}}]\}$$

در این رابطه T دمای تعادل بر حسب درجه کلوین و P فشار بر حسب کیلوبار است.

با توجه به رابطه بالا دمای تعادل آمفیبول پلاژیوکلاز در گرانیتوئیدی جبال‌بارز 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.

$$T [\text{°C}] = 654.9 + 25.3P$$

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

زمین‌دماستنجی

با توجه به اینکه مقدار تیتانیم هورنبلند با دما افزایش می‌یابد [۴۴]، با استفاده از تغییرات مقدار آلومنیم نسبت به تیتانیم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها [۵۲]، می‌توان دمای تشکیل این کانی‌ها را محاسبه کرد (شکل ۷ ب). روش دماستنجی بر پایه زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند، از روش‌های متداول دماستنجی برای توده‌های آهکی-قلیایی محسوب می‌شود [۲۲]. در روش ارائه شده در مرجع [۴۸] که دماستنجی براساس واکنش آدنیت-ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز انجام می‌شود، لازم است که هورنبلند و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند، هورنبلند قادر کناره اکتینولیتی باشد [۵۳] و ترکیب کناره پلاژیوکلازهای موجود در سنگ بین An_{35} و An_{25} باشد [۴۴]. دماستنجی به این روش که براساس رابطه زیر انجام می‌شود، تنها در سنگ‌های آسیدی و حدواتسط کوارتزدار که دارای ترکیب پلاژیوکلاز با $\text{An} < 0.92$ و $\text{Si} < 0.05$ کمتر از $7/8$ هستند، کاربرد دارد و برای دماهای ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد قابل استفاده است [۵۴]:

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

که در آن $X_{\text{Ab}}^{\text{Plg}}$: میزان درصد آلبیت در پلاژیوکلاز و مقدار Y_{ab} از روابط زیر به دست می‌آید

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

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

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

از دیگر روش‌های سنجش مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $\text{Fe}^{#} = \text{Fe}^t / (\text{Fe}^t + \text{Mg}) > 0.75$ و $\text{Al}^{IV} > 0.3$ هستند [۴]. اگر این نسبت بین صفر تا ۰.۶ باشد، نشان دهنده گریزندگی بالای اکسیژن، مقدار $0.6 - 0.8$ بیانگر گریزندگی اکسیژن حدوداً و از 0.8 تا یک باشد نشان دهنده گریزندگی پایین اکسیژن است. آمفیبول‌های بررسی شده با $0.49 - 0.52$ ، بالا بودن گریزندگی اکسیژن را بخوبی نشان می‌دهند (شکل ۸). تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماقمایی 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 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ باعث جانشینی 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 دماسنجدی هورنبلند-پلاژیوکلاز و فشارسنجدی Al هورنبلند، مقدار گریزندگی اکسیژن گرانیتوئید جبال‌بارز ($\log fO_2 = -13.57$) به دست آمد که بیانگر اکسایشی بودن ماقمای تشکیل دهنده‌ی آن است.

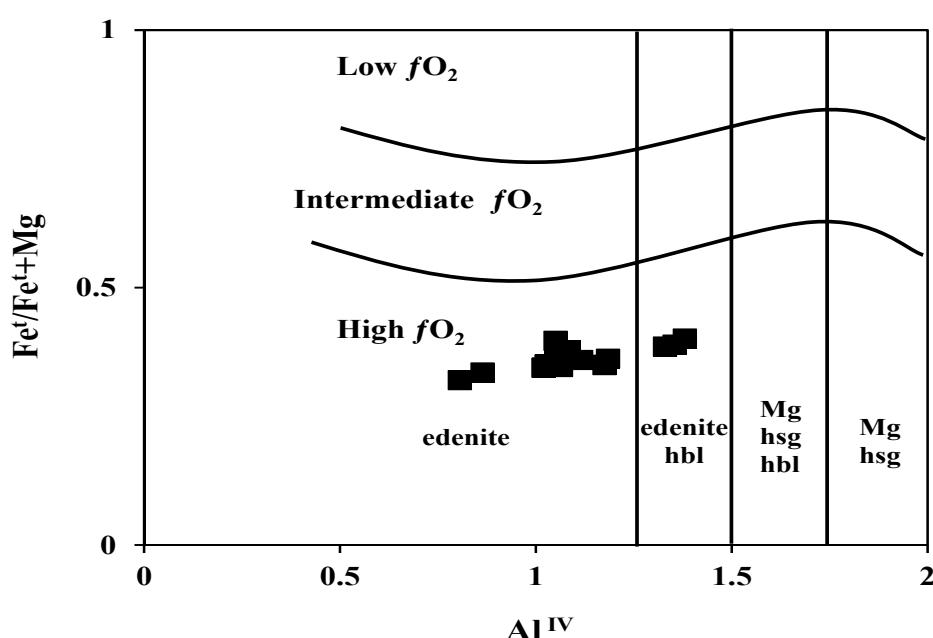
برآورد گریزندگی اکسیژن

با توجه به فشار جزئی اکسیژن می‌توان شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور توده‌های نفوذی را برآورد کرد. مقدار گریزندگی اکسیژن ماقمایی به جنس مواد در منبع ماقما و جایگاه زمین-ساختی آن وابسته است [۵۳]؛ ماقماهای گرانیتی با خاستگاه رسوبی (نوع S) بیشتر حالت احیا دارند و گرانیتهای نوع I نسبتاً اکسیدان هستند [۴۴]. ماقماها با اکسایش بالا در موز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند [۵۵]، ولی ماقماهای فلسی نتیجه جدایش ماقماهای گوشه در مناطق کافتی، 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 ماقماها پی‌برد [۵۳]. وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم نشان دهنده‌ی ماقماها به نسبت اکسایشی است. وجود تیتانیت و مگنتیت خودشکل به عنوان فازهای متابلور شده پیشین در سنگ‌های فلسی نشانه‌ی دیگری از حضور ماقمای به نسبت اکسایشی است [۵۳].

نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای آمفیبول‌ها (جدول ۱) بیانگر وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در این سنگ‌هاست، که نشان می‌دهد که ماقمای 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.

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

روش‌ها	فشار (کیلوبار)		
	min	Max	Average
با استفاده از روش محتوى آلومينيوم 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.

جایگزینی این توده در عمق ۷/۴ کیلومتری پوسته است. نتایج به دست آمده از دماسنگی‌های 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 آتشفسانی همن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جایگیری گرانیتوئید جبال‌بارز در فشارهای کم همخوانی دارد. سهم مقادیر $Mg\#$, Al_2O_3 , TiO_2 و نوسان ترکیب شیمیایی آمدن ماقمای 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..

قدرتداňی

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

برداشت توده گرانیتوئیدی جبال‌بارز شامل سنگ‌های اسیدی تونالیت، گرانوڈیوریت، گرانیت و گرانیت قلیایی است. کانی‌های اصلی پلازیوکلاز و هورنبلند این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای و میان دانه هستند. بیشتر پلازیوکلازها دارای منطقه‌بندی و هورنبلندها فاقد این ویژگی هستند. علت منطقه‌بندی در پلازیوکلازها وجود آب، میزان گریزندگی اکسیژن و تغییرات ترکیب شیمیایی در ماقمای تشکیل دهندهی آن‌است. آمفیبول‌های مورد بررسی طی فرایندهای آذرین تشکیل شده‌اند و در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و زیرگروه منیزیوهومنبلند که شاخص توده‌های نفوذی نوع I است، قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های مورد بررسی در گسترده‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فروزانش قرار دارند. با استفاده از روش‌های ارائه شده براساس ترکیب زوج کانی پلازیوکلاز و هورنبلند، میانگین دمای تشکیل حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود. زمین-فشارسنجی برپایه‌ی آلومنینیوم موجود در هورنبلند میانگین فشار ۲ کیلوبار 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-Shahrebabak 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., "Metallogenetic 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 Al^t 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 petrogenesis 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، بهجهت 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 Fo_2 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", Berberian M., G. King, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences, 18 (1981) 210-265.
- [35] Ghazemi A., Talbot C., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- [36] Ghomiam I., "Geological and mineral exploration report in the 1/100000 sheet of Jebal-E-Barez", geological survey and mineral exploration of Iran, (2000).
- [37] Middlemost E. A., "Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology", (1986).
- [38] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Longman Scientific & Technical Hong Kong, (1992).
- [39] 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.
- [40] 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.
- [41] Chappell B., White C., "Two contrasting granite types", Pacific geology, 8 (1974) 173-174.
- [42] 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., Bomari 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 rock", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.
- [46] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rock", 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 $P_{H_2O} = 5$ 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 (Gesiniec 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 Hengduanshan 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.
- [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.
- Desert of Egypt, and tectonic implications", *Journal of African Earth Sciences*, 38 (2004) 255-268.