

## سنگ‌نگاری و زمین شیمی توده نفوذی کهریزبیگ، جنوب غرب زنجان

محمد ابراهیمی<sup>۱\*</sup>، فاطمه عمادی<sup>۱</sup>، عباس آسیابانها<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

(دریافت مقاله: ۹۸/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۸/۴/۱۸)

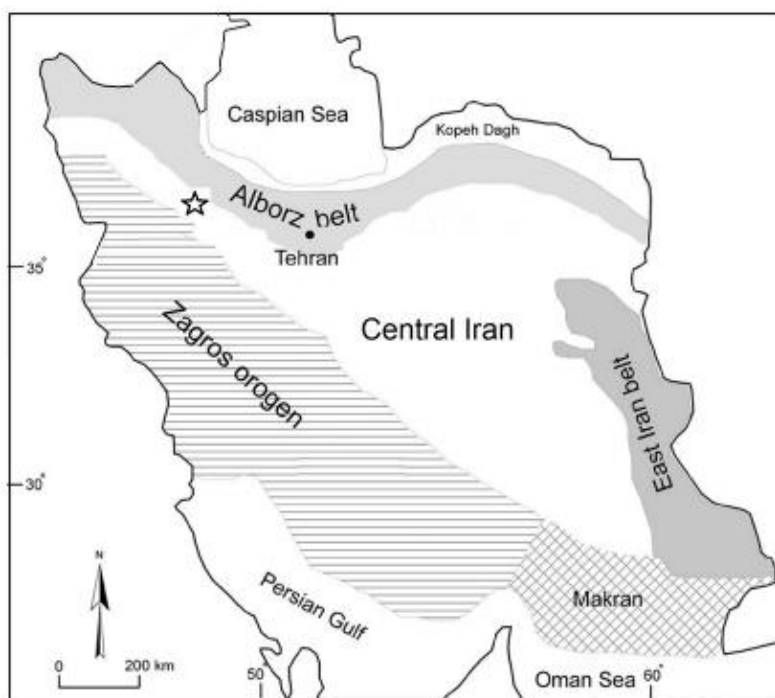
**چکیده:** توده نفوذی کهریزبیگ در شمال غرب ایران و در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع بوده و داخل آهک‌های کرتاسه نفوذ و موجب دگرگونی مجاورتی آنها شده است. همچنین، قطعات تخریبی این توده در بخش‌های کنگلومرایی سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین قابل مشاهده هستند و بنابراین سن پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن دارد. ترکیب این توده در گستره گرانیته تا گرانودیوریت متغیر بوده و حجم عمده آن را گرانودیوریت تشکیل داده است. کانی‌های سنگ‌ساز اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی همراه با کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. کلریت و کلسیت نیز به عنوان کانی‌های ثانویه وجود دارند. بافت غربالی، بافت اسفن چشمی، لخته‌های مافیک، احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول و بیوتیت‌های تیغه‌ای شواهد بافتی هستند که به احتمال بسیار بر اثر فرایند آمیختگی ماگمایی در سنگ‌های مورد بررسی ایجاد شده‌اند. فراوانی برونیوم‌های مافیک ریزدانه در بخش‌هایی از این توده نیز این امر را تایید می‌کند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های مورد بررسی به نسبت هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی، فراوانی LREE در خاستگاه و یا آلودگی ماگما به مواد پوسته‌ای باشد. در نمودارهای عنکبوتی، عناصر سنگ دوست درشت یون چون روبیدیم، پتاسیم، توریم و برخی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا مانند Ta, Zr, Sm, Yb و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم می‌تواند ناشی از آمیختگی ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دلیل آلاینش ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد. بی‌هنجاری منفی Nb-Ta و Ti می‌تواند به دلیل فعالیت ماگمایی وابسته به فرایندهای فرورائش، کمبود این عناصر در خاستگاه و یا مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی، توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ از نوع I و دارای ترکیب آهکی قلیایی و متآلومین است. توده نفوذی کهریزبیگ در یک محیط کمان ماگمایی برآمده از فرورائش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره‌ای ایران مرکزی، تشکیل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** گرانیتوئید نوع I، کمان ماگمایی، آمیختگی ماگمایی، کهریزبیگ، زنجان.

### مقدمه

بخشی از پهنه ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱). دسترسی به توده مورد بررسی از طریق جاده زنجان- دندی امکان‌پذیر است. توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتوئیدی متعددی در مناطق همجوار وجود دارند که از جمله می‌توان به توده‌های نفوذی نوع دوران به سن اواخر پرکامبرین پسین شامل گرانیته شاه‌بلاغی

توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ در ۷۲ کیلومتری جنوب غرب شهر زنجان و بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۳۰' تا ۳۶° ۳۶' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۱° ۴۷' تا ۵۱° ۴۸' شرقی واقع است. مساحت تقریبی این توده نفوذی حدود ۱۲ کیلومتر مربع است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱]،



شکل ۱ نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران که جایگاه منطقه مورد بررسی با ستاره بر آن مشخص شده است [۱].

سنوزویک در منطقه مشخص گردید. تعیین سن این توده می‌تواند به شناسایی سیر تحولی فعالیت ماگمایی منطقه کمک شایانی نماید.

#### روش بررسی

طی پیمایش‌های صحرایی، ۶۸ نمونه سنگی برداشت شد که از بین آنها، ۵۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ قطبشی Prior در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه زنجان بررسی شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۷ نمونه از سنگ‌های با کمترین دگرسانی و هوازدگی برای تجزیه شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ACME کشور کانادا (شعبه ونکوور) ارسال گردیدند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی، ۰/۲ گرم از نمونه پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق به روش طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) بررسی شد. مقدار مواد فرار از طریق اختلاف وزن ایجاد شده پس از گرمادهی نمونه‌ها تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد، محاسبه گردید. برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب، عناصر خاکی نادر و عناصر دیرگداز، ۰/۲ گرم از نمونه پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق، به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) بررسی شد. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی (% wt) و مقادیر عناصر کمیاب و

[۳،۲]، گرانیت سرو جهان [۴،۲] و گرانیت دوران [۲] اشاره کرد. این گرانیت‌ها بیشتر به صورت گرانیت‌های کاملاً روشن و فقیر از کانی‌های مافیک هستند و به عنوان گرانیت‌های نوع A معرفی شده‌اند [۴،۳]. در جنوب و جنوب شرق زنجان، سنگ‌های گرانیتوئیدی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت رخنمون دارند. این سنگ‌ها بیشتر متاآلمین و دارای سرشت آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتاسیم بالا و از گرانیت‌های نوع I هستند [۷-۵]. سن این گرانیتوئیدها الیگوسن پیشین (۵۳-۵۵ میلیون سال پیش) گزارش شده است [۷]. در ارتباط با این توده‌های نفوذی، کانه‌زایی آهن نوع اسکارن در مناطق مختلف از جمله ارجین [۷]، اینچه رهبری [۷]، خاکریز [۷] و گوزل‌دره [۸] گزارش شده‌اند. این کانه‌زایی‌ها در بخش‌های کربناتی سازنده‌های سلطانیه، میلا و روتنه رخ داده‌اند.

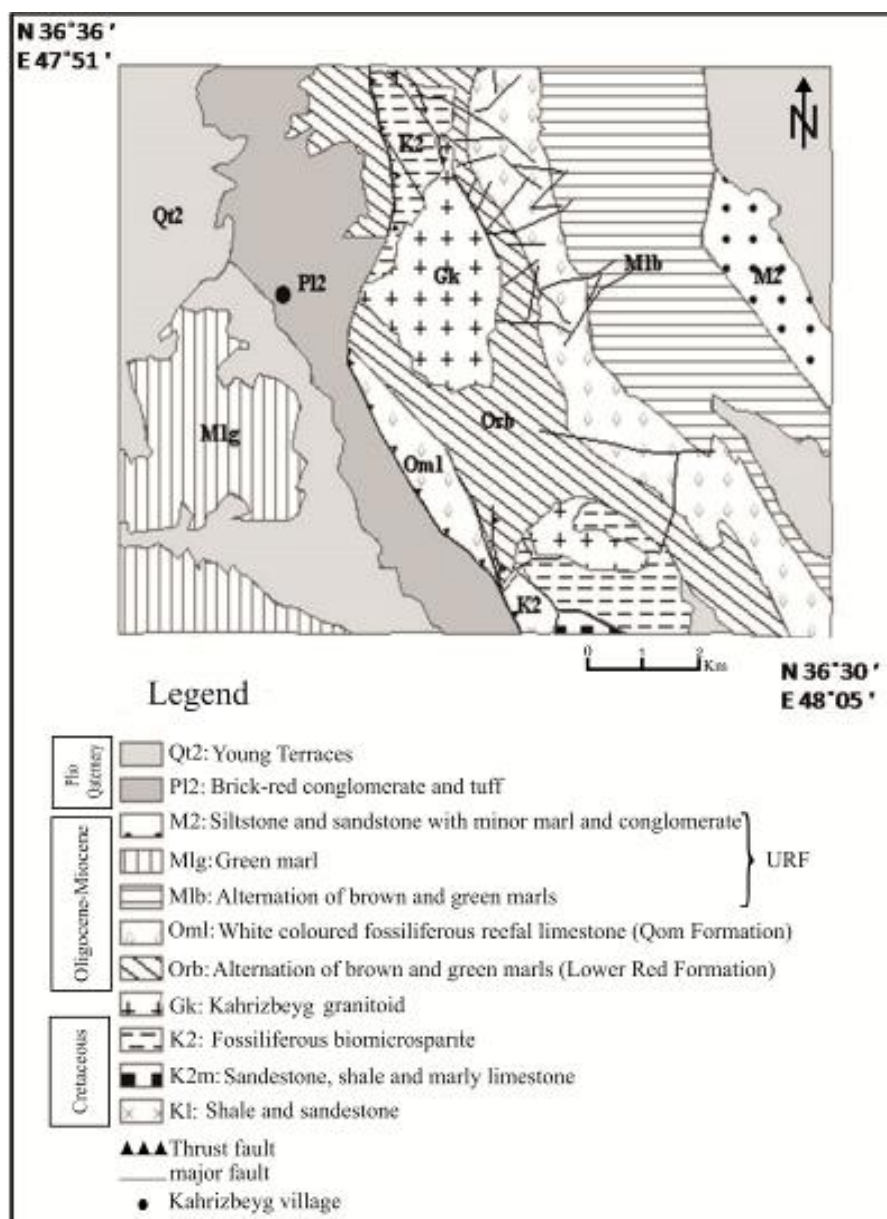
پیش از این، بررسی سنگ‌شناسی دقیقی بر توده گرانیتوئیدی که‌ریزیگ انجام نشده بود و پژوهش‌های صورت گرفته تنها محدود به بررسی‌هایی برای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهشان [۹] و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب [۱۰] بودند. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی توده نفوذی که‌ریزیگ بررسی شد و از این رهنمون تا حد امکان سرگذشت فعالیت‌های ماگمایی

کهریزیگ شامل یک واحد آهکی بیومیکرواسپارایت سرشار از فسیل (واحد K2) است. توده نفوذی کهریزیگ (واحد Gk) در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده است و سن پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن دارد. قدیمی‌ترین نهشته‌های سنوزویک دارای رخنمون در منطقه شامل تناوب مارن‌های قهوه‌ای و سبز رنگ به سن الیگوسن وابسته به سازند قرمز زیرین (واحد Orb) هستند که توسط یک واحد آهک مرجانی پر فسیل سفید رنگ (واحد Oml) به سن الیگومیوسن (سازند قم) پوشیده شده‌اند.

عناصر خاکی نادر بر حسب گرم در تن (ppm) گزارش شده‌اند.

#### زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد بررسی بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (شکل ۲) [۹] از قدیم به جدید به شرح زیر هستند. قدیمی‌ترین واحد سنگی شامل شیل و ماسه‌سنگ کرتاسه بوده (واحد K1) که توسط ماسه‌سنگ، شیل و آهک مارنی کرتاسه (واحد K2m) پوشیده شده است. جدیدترین واحد سنگی کرتاسه در منطقه



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه کهریزیگ. (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان [۹] با کمی تغییرات).

رنگ (واحد M1b)، مارن‌های سبز رنگ (واحد M1g) و گل‌سنگ و ماسه‌سنگ همراه با مقادیر کمی مارن و کنگلومرا

نهشته‌های میوسن (سازند قرمز بالایی) در منطقه مورد بررسی از پایین به بالا شامل تناوب مارن‌های قهوه‌ای و سبز

برونبوم‌های کروی تا بیضوی شکل از سنگ‌های ماگمایی بازیک که در نمونه دستی سبز تا سبز تیره هستند، نیز در این توده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). فراوانی برونبوم‌ها زیاد است به طوری که در برخی بخش‌های توده نفوذی کهریزیگ طی بازدید صحرایی، ده‌ها برونبوم دیده می‌شود. ابعاد برونبوم‌ها متغیر بوده و اغلب قطر آن‌ها در حد چند سانتیمتر است، ولی برونبوم‌های با قطر کمتر از یک سانتیمتر و با قطر تا چند دسیمتر (تا ۵۰ سانتیمتر) نیز وجود دارند.

### سنگ‌نگاری

بر اساس رده‌بندی مودال [۱۲]، ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزیگ در گستره گرانیته تا گرانودیوریت متغیر است، ولی حجم عمده این توده نفوذی را گرانودیوریت تشکیل می‌دهد (شکل ۴). این سنگ‌ها در نمونه دستی به دلیل وجود ارتوز مایل به صورتی هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانودیوریتی شامل کوارتز (حدود ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۴۵ درصد) و فلدسپار قلیایی (حدود ۱۵ درصد) بوده که با کانی‌های مافیک بیوتیت (حدود ۸ درصد) و آمفیبول (حدود ۵ درصد) همراه هستند. کوارتز اغلب بصورت ناخودشکل با مرزهای دنداندار و دارای خاموشی موجی است. در مواردی کوارتز به حالت کرمی شکل با پلاژیوکلاز هم‌رشدی داشته و بافت میرمیکیتی ایجاد کرده است. پلاژیوکلاز بیشتر به صورت نیمه‌خودشکل و دارای منطقه‌بندی است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی یا کمی سربستی هستند.

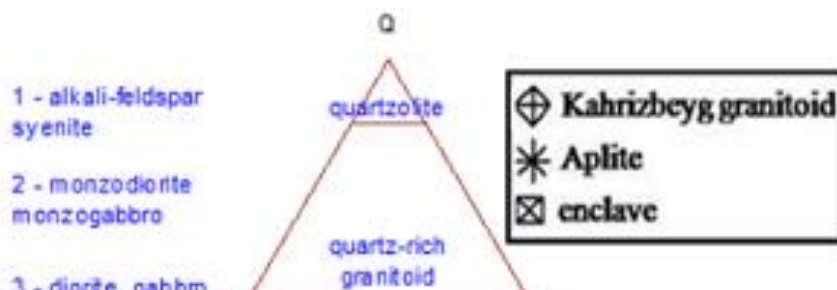
(واحد M2) هستند. بر نهشته‌های میوسن، یک واحد سنگی شامل توف و کنگلومرای قرمز آجری رنگ به سن پلیوکواترنری قرار دارد (واحد P12). جوان‌ترین نهشته‌های دارای رخنمون در منطقه کهریزیگ، پادگانه‌های جوان (واحد Q2) هستند. ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزیگ از گرانیته تا گرانودیوریت متغیر است [۱۱،۳]. از نظر ظاهری، رنگ آن سفید مایل به صورتی است و کانی‌های فرومنیزین، کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح در آن دیده می‌شوند. از آنجا که توده نفوذی کهریزیگ در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده و موجب تبلور آن‌ها شده است و از طرف دیگر، با توجه به وجود قطعه‌های خرده‌سنگی این توده نفوذی در کنگلومرای سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین (شکل ۳ الف)، سن توده نفوذی کهریزیگ را می‌توان پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن در نظر گرفت.

همچنین دایک‌هایی با ترکیب دیوریت گابرو در توده کهریزیگ نفوذ کرده‌اند که در نمونه دستی دانه‌ریز و به رنگ سبز تیره هستند (شکل ۳ ب). دایک‌ها اغلب دارای ضخامت در حد چند دسیمتر بوده و بیشترین ضخامت مشاهده شده برای آن‌ها در بررسی‌های صحرایی حدود ۱٫۵ متر است. دایک‌های دیده شده دارای ضخامت‌های متفاوت و به صورت ناموازی هستند. به عبارت دیگر، این دایک‌ها روندهای متفاوتی دارند.

افزون بر این، رگه‌های آپلیتی که در نمونه دستی دانه‌ریز و صورتی رنگ هستند، این توده را قطع نموده‌اند. در ضمن،



شکل ۳ الف- قطعه‌هایی از سنگ‌های گرانیته‌ی توده نفوذی کهریزیگ (K) درون کنگلومرای سازند قرمز زیرین. ب- دایک دیوریت گابرویی (D) با راستای شرقی- غربی و شیب  $68^\circ$  به سمت شمال که توده نفوذی کهریزیگ را قطع کرده است. پ- برونبوم (E) با ترکیب کوارتز مونزونیت در توده نفوذی کهریزیگ.



شکل ۴ نمودار رده‌بندی مودال QAP [۱۲] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن رسم شده‌اند.

پلاژیوکلاز (حدود ۳۵ درصد) و ارتوز (حدود ۲۵ درصد) هستند. آپاتیت به همراه کمی بیوتیت کانی‌های فرعی موجود در آپلیت هستند. افزون بر رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی، مجموعه‌ای از دایک‌های حد واسط تا مافیک با ترکیب دیوریت-گابرو توده نفوذی کهریزبیگ را قطع کرده‌اند و کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. ضخامت دایک‌ها از چند دسیمتر تا ۱/۵ متر متغیر است. دایک‌ها دارای روندهای متفاوتی بوده و بافت غالب در آنها پوست ماری و نیمه پوست ماری هستند.

حضور ماکل کارلسباد و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در برونومها نشان دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست. کانی‌های تشکیل دهنده برونومها مشابه گرانیتوئید کهریزبیگ هستند، ولی از نظر فراوانی این کانی‌ها با هم تفاوت دارند. همچنین، اندازه دانه‌ها در برونومها نسبت به گرانیتوئید میزبان آنها کوچک‌تر بوده و نشانه سرد شدن سریع ماده مذاب سازنده آنها هنگام ورود به ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است.

ترکیب برونومها در گستره کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت تغییر می‌کند. کانی‌های تشکیل دهنده کوارتز مونزودیوریت شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول هستند. در برونومها، بلورهای بیوتیت در برخی قسمت‌ها حالت تیغه‌ای دارند (شکل ۵ پ). شکل تیغه‌ای یک

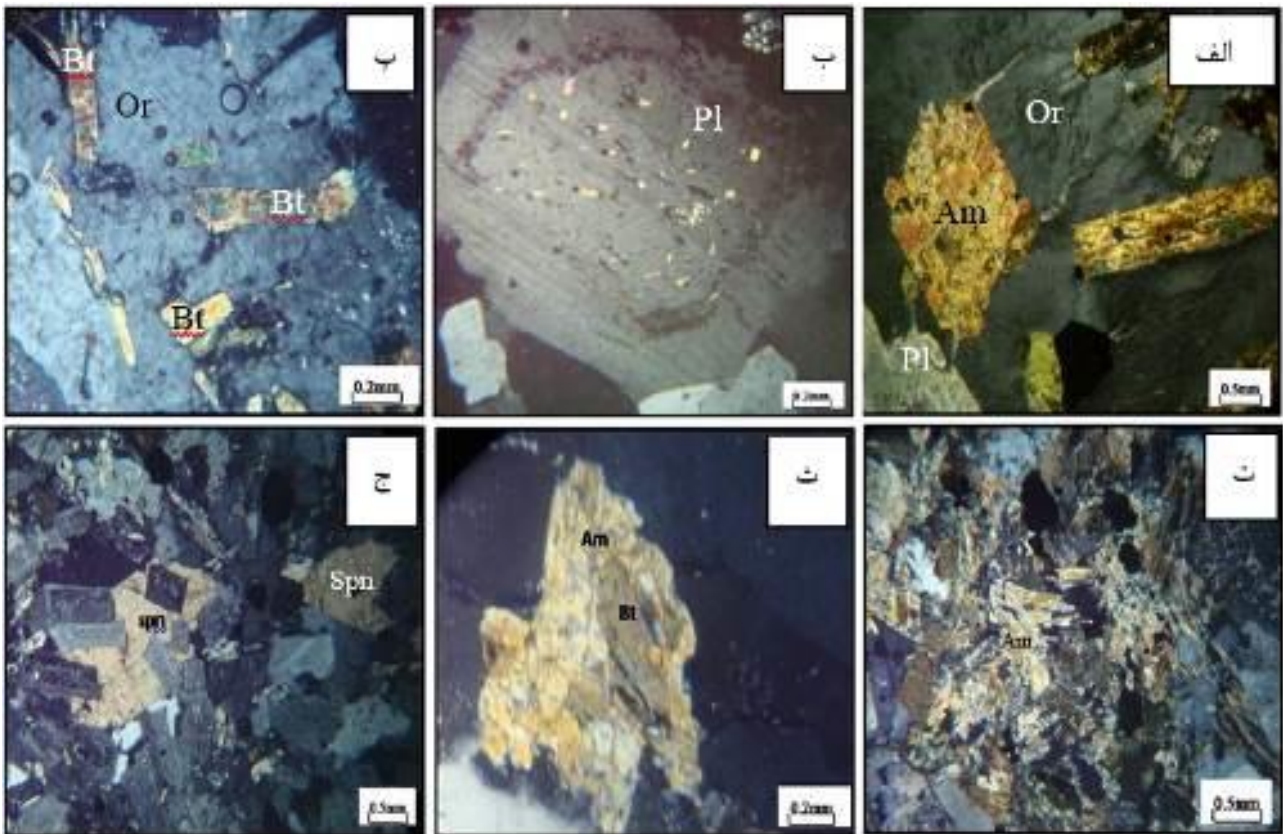
ارتوز به صورت نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل بوده، دارای ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر بوده و کانی‌های ثانویه موجود در آنها سیریسیت، کلریت و کلسیت هستند. سنگ‌های نفوذی توده کهریزبیگ دارای بافت دانه‌ای همراه با درشت‌بلورهایی از ارتوز هستند. از جمله بافت‌های مهم در این توده، می‌توان به بافت خال خال (شکل ۵ الف) و بافت غربالی پلاژیوکلاز (شکل ۵ ب) اشاره نمود. در مواردی، بلورهای درشت ارتوز بلورهای کوچکتری از بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز را در خود محصور نموده و بافت خال خال ایجاد کرده‌اند.

باور برخی پژوهشگران [۱۵-۱۳]، این بافت در اثر آمیختگی ماگمایی ایجاد می‌شود. در شکل ۵ ب، بلور درشت پلاژیوکلاز نیمه‌خودشکل دارای ماکل تکراری با بافت غربالی دیده می‌شود. فرایندهای مختلفی مانند آمیختگی ماگمایی [۱۹-۱۶]، صعود سریع ماگما [۲۰، ۲۱]، هضم [۲۲] و تغییرات فشار بخار آب [۲۳] می‌توانند سبب شکل‌گیری بافت غربالی در پلاژیوکلاز شوند.

ترکیب رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی قطع‌کننده توده نفوذی کهریزبیگ، گرانیتی بوده و بافت آنها ریزدانه‌ای است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ صورتی روشن بوده و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها شامل کوارتز (حدود ۴۰ درصد)،

آمفیبول همراه با کانی‌هایی چون بیوتیت، اسفن و کانی‌های کدر تشکیل لخته‌های مافیک داده است (شکل ۵ ت). بسیاری از پژوهشگران حضور این لخته‌های مافیک را از شواهد بارز رخداد آمیختگی ماگمایی می‌دانند [۲۴، ۱۳]. در کوارتزومونزونیت، بیوتیت توسط آمفیبول احاطه شده است (شکل ۵ ث). احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول ممکن است ناشی از آمیختگی یک ماگمای فلسی با یک ماگمای مافیک و یا نتیجه افزایش دما در یک ماگمای دورگه در حال تبلور باشد [۲۵].

ریختار غیر عادی برای بیوتیت است و در اثر مجاورت ماده مذاب ناهمگن و فازهای متبلور ویژه آمیختگی ماگمایی، تشکیل می‌شود. آمیختگی یک سامانه آلومینوسیلیکات غنی از آهن و منیزیم با یک سامانه آلومینوسیلیکات غنی از پتاسیم شرایط مناسبی را برای تبلور بیوتیت فراهم می‌نماید. در صورت محدود شدن رشد فیزیکی بیوتیت در اثر فازهای متبلور قدیمی‌تر، ممکن است بیوتیت به صورت تیغه‌ای رشد کند. این نوع رشد نشانگر ساختار بلوری بارز بیوتیت نیست. توزیع ناهمگن سازهای تغذیه کننده رشد بیوتیت نیز ممکن است از عوامل رشد طولی بیوتیت محسوب شود [۲۳].



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی با نور قطبیده متقاطع از سنگ‌های مورد بررسی: الف- بافت خال خال ناشی از احاطه شدن بلورهای پلاژیوکلاز (Plg)، بیوتیت (Bt)، آمفیبول (Am) و اسفن (Spn) توسط ارتوز (Or)، ب- بافت غربالی و ماکل تکراری در بلور کمی سریسیتی شده پلاژیوکلاز، پ- بلورهای تیغه‌ای شکل بیوتیت در کوارتزومونزونیت. ت- لخته‌های مافیک ناشی از انباشت کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های کدر در کوارتزومونزونیت. ث- احاطه شدن بیوتیت توسط هاله واکنشی آمفیبول در کوارتزومونزونیت. ج- بافت چشمی اسفن در کوارتزومونزونیت. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۶] هستند.

با یک بلور اسفن در نبود بیوتیت شکل گرفته است. ناحیه‌ای که بافت چشمی اسفن در آن واقع شده از کوارتز و فلدسپار

بافت چشمی اسفن در کوارتزومونزونیت از انباشت کم و بیش کروی شکل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز

سنگ‌های منطقه براساس نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی (جدول ۱) و عناصر کمیاب و خاکی نادر (جدول ۲) آنها بررسی می‌شود. برای نامگذاری نمونه‌های مورد بررسی از نمودار ANOR - Q' [۲۸] استفاده شد. پارامترهای نمایش داده شده بر محورهای این نمودار بر اساس ترکیب کانی‌شناسی هنجاری و به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$ANOR = 100 * An / (An + Or)$$

$$Q' = 100 * Q / (Q + Or + Ab + An)$$

براساس این نمودار، نمونه‌های منتخب توده گرانیتوئیدی کهریزبیک در گستره‌ی گرانیت-گرانودیوریت، نمونه آپلیت در گستره گرانیت، نمونه برونوم در گستره کوارتز دیوریت و نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های منطقه در گستره گابرو قرار دارند (شکل ۶).

نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به سیلیس [۲۹] برای نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. در این نمودارها، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به سیلیس اغلب خطی است. این امر ممکن است نتیجه فرایند جدایش ماگمایی و همچنین فرایند آمیختگی ماگمایی باشد [۳۰]. روند نزولی تغییرات  $Al_2O_3$ ،  $FeO$ ،  $MgO$ ،  $CaO$ ،  $TiO_2$  و  $P_2O_5$  همراه با روند صعودی تغییرات  $K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  با فرایند جدایش ماگمایی همخوانی دارد.

تشکیل شده است. اسفن با بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی-تر دارای رابطه نیمه پوست ماری و پوست ماری بارزی است (شکل ۵ ج). این پلاژیوکلازها معرف هسته‌سازی سریع سامانه مافیک‌تر در دمای پایین‌تر از دمای شروع تبلور هستند. وجود اسفن بازتابی از وجود یک ماگمای مافیک‌تر غنی از تیتانیوم و دارای نرخ هسته‌سازی کمتر در مقایسه با بلورهای پلاژیوکلاز است.

هنگام آمیختگی یک سامانه مافیک‌تر با یک سامانه فلسی-تر، محیط خارج گرمای سامانه مافیک‌تر را جذب کرده و سبب سردتر شدن آن می‌شود. در نتیجه کوارتز، پلاژیوکلاز سدیمی‌تر و فلدسپار قلیایی روی یا نزدیک به واحدهای اسفن-پلاژیوکلاز متبلور می‌شوند. مرحله دوم آمیختگی با مذاب مافیک‌تر، سامانه دو رگه‌ای که به طور ناقص متبلور شده است را بر هم زده و همزمان سبب تشکیل بیوتیت در یک سامانه دو رگه جدید می‌شود که به صورت زمینه بین چشمی ظاهر می‌شود. این بافت، یک بافت معمولی نبوده و تشکیل آن نیازمند شرایط ویژه‌ای از ترکیب و آمیختگی ماگمایی است [۱۳، ۲۳]. همچنین به باور برخی [۲۷]، بافت چشمی اسفن ناشی از برهم‌کنش دو ماگمای با ترکیب شیمیایی و دمای متفاوت در جریان فرایند آمیختگی ماگمایی است.

#### زمین‌شیمی

در این جا، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های منتخب از

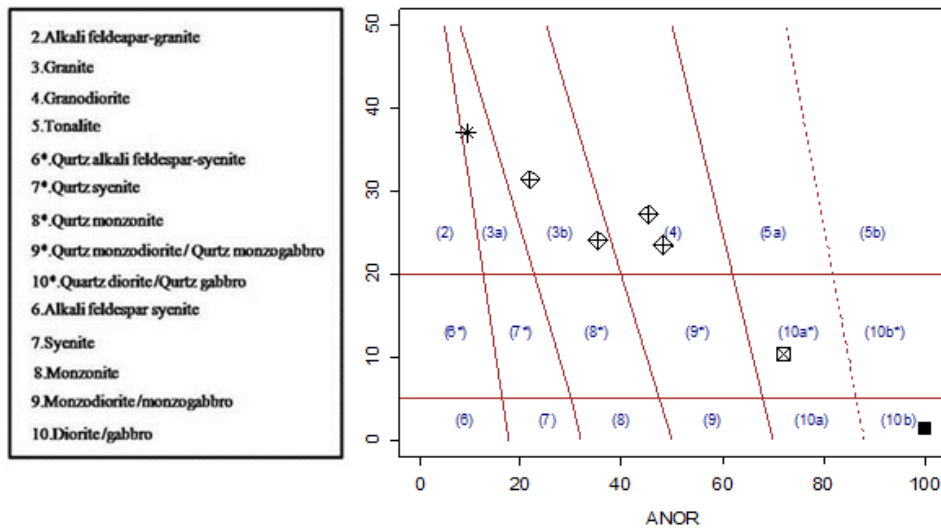
جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های منتخب توده نفوذی کهریزبیک به روش ICP-ES (بر حسب درصد وزنی).

| شماره نمونه                    | حد آشکار سازی (%) | گرانودیوریت |        |        | گرانیت | آپلیت  | کوارتز مونزونیت | دیوریت |
|--------------------------------|-------------------|-------------|--------|--------|--------|--------|-----------------|--------|
|                                |                   | Sh-137      | Sh-143 | Sh-166 |        |        |                 |        |
| SiO <sub>2</sub> (wt %)        | ۰/۰۱              | ۶۶/۰۱       | ۶۶/۹۷  | ۶۸/۳۴  | ۷۲/۱۹  | ۷۵/۵۱  | ۵۵/۹۵           | ۴۵/۹   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰/۰۱              | ۱۵/۹۹       | ۱۵/۴۴  | ۱۵/۱۱  | ۱۳/۸۶  | ۱۲/۵۱  | ۱۷/۰۴           | ۱۳/۸۳  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰/۰۴              | ۳/۱۰        | ۲/۹۲   | ۲/۷۳   | ۱/۸۴   | ۱/۵۵   | ۵/۹۸            | ۹/۹۳   |
| MgO                            | ۰/۰۱              | ۲/۰۱        | ۱/۷۷   | ۱/۵۹   | ۰/۷۶   | ۰/۳۹   | ۴/۰۵            | ۱۰/۹۲  |
| CaO                            | ۰/۰۱              | ۲/۸۳        | ۲/۶۱   | ۲/۵۹   | ۱/۷۷   | ۰/۷۵   | ۴/۲۵            | ۷/۵۷   |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰/۰۱              | ۴/۷۲        | ۴/۳۹   | ۴/۷۸   | ۳/۶۶   | ۳/۶۸   | ۵/۱۴            | ۲/۹۹   |
| K <sub>2</sub> O               | ۰/۰۱              | ۳/۳۰        | ۳/۹۰   | ۲/۹۸   | ۴/۶۴   | ۴/۶۲   | ۲/۶۴            | ۱/۵۳   |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰/۰۱              | ۰/۴۶        | ۰/۴۳   | ۰/۴۲   | ۰/۲۶   | ۰/۱۴   | ۱/۲۸            | ۱/۴۵   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰/۰۱              | ۰/۱۹        | ۰/۲۰   | ۰/۱۶   | ۰/۰۹   | ۰/۱۶   | ۰/۵۶            | ۱/۱۲   |
| MnO                            | ۰/۰۱              | ۰/۰۵        | ۰/۰۴   | ۰/۰۴   | ۰/۰۳   | ۰/۰۱   | ۰/۰۸            | ۰/۱۱   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰/۰۰۲             | ۰/۰۰۶       | ۰/۰۰۶  | ۰/۰۰۶  | ۰/۰۰۳  | <۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۵           | ۰/۰۴۹  |
| مواد فرار (LOI)                | ۰/۱               | ۱           | ۱      | ۱/۱    | ۰/۷    | ۰/۶    | ۲/۷             | ۳/۹    |
| مجموع                          |                   | ۹۹/۶۷       | ۹۹/۶۸  | ۹۹/۸۵  | ۹۹/۸۰  | ۹۹/۹۲  | ۹۹/۶۸           | ۹۹/۳۰  |

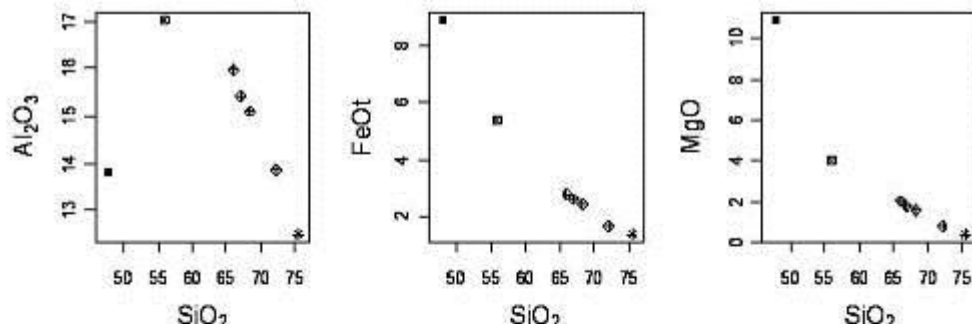
جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر خاکی نادر و برخی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی به روش ICP-MS (بر حسب ppm).

| شماره نمونه | حد آشکار سازی (ppm) | گرانودیوریت |        |        | گرانیت | آپلیت | کوارتز مونزونیت | دیوریت |
|-------------|---------------------|-------------|--------|--------|--------|-------|-----------------|--------|
|             |                     | Sh-137      | Sh-143 | Sh-166 |        |       |                 |        |
|             |                     | Sh-137      | Sh-143 | Sh-166 | Sh-160 | k-193 | k-191           | k-201  |

|    |      |       |       |       |       |       |       |      |
|----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Ni | ۰٫۱  | ۲۵    | ۲۱    | ۲۳    | -     | -     | ۴۰    | ۲۳۷  |
| Sc | ۱    | ۵     | ۵     | ۴     | ۲     | ۱     | ۱۴    | ۱۶   |
| Ba | ۱    | ۱۰۰۶  | ۱۵۱۶  | ۶۰۸   | ۸۸۲   | ۲۱۱   | ۶۰۷   | ۱۰۴۹ |
| Co | ۰٫۲  | ۷٫۷   | ۷٫۶   | ۶٫۵   | ۳٫۵   | ۲     | ۱۵٫۸  | -    |
| Cs | ۰٫۱  | ۱٫۴   | ۱٫۲   | ۱٫۷   | ۱     | ۱٫۳   | ۳٫۴   | -    |
| Ga | ۰٫۵  | ۱۸٫۹  | ۱۷٫۹  | ۱۶٫۶  | ۱۴٫۵  | ۱۴٫۶  | ۲۲٫۷  | -    |
| Hf | ۰٫۱  | ۳٫۸   | ۴٫۳   | ۴٫۲   | ۲٫۵   | ۲٫۲   | ۶٫۵   | -    |
| Nb | ۰٫۱  | ۱۷    | ۱۶٫۸  | ۱۹٫۴  | ۱۳٫۱  | ۱۳٫۷  | ۵۳٫۱  | ۴۹   |
| Rb | ۰٫۱  | ۷۵٫۶  | ۹۱٫۸  | ۸۲٫۱  | ۱۰۸٫۱ | ۱۲۱٫۲ | ۱۱۲٫۳ | -    |
| Sr | ۰٫۵  | ۸۷۸٫۶ | ۸۳۴٫۴ | ۷۰۱   | ۵۶۳٫۱ | ۱۳۴٫۳ | ۷۴۹٫۷ | ۱۵۲۰ |
| Ta | ۰٫۱  | ۱     | ۱     | ۱٫۲   | ۱     | ۱     | ۳٫۶   | -    |
| Th | ۰٫۲  | ۱۰    | ۱۲٫۷  | ۱۷٫۱  | ۳۰    | ۲۰٫۴  | ۲۰٫۷  | -    |
| Zr | ۰٫۱  | ۱۵۱   | ۱۵۶٫۵ | ۱۴۷٫۷ | ۸۴٫۱  | ۶۱٫۴  | ۲۵۷   | -    |
| Y  | ۰٫۱  | ۸٫۴   | ۷٫۶   | ۸٫۴   | ۶     | ۲٫۶   | ۲۰٫۷  | ۲۴۸  |
| Pb | ۰٫۱  | ۳٫۲   | ۲٫۶   | ۲٫۸   | ۲٫۴   | ۳٫۶   | ۳٫۴   | ۱۸   |
| La | ۰٫۱  | ۳۹٫۲  | ۳۶٫۵  | ۳۸٫۷  | ۲۸٫۸  | ۲۲٫۸  | ۸۲    | -    |
| Ce | ۰٫۱  | ۶۶٫۷  | ۶۱٫۴  | ۶۷٫۴  | ۴۸٫۹  | ۳۲٫۸  | ۱۷۳٫۵ | -    |
| Pr | ۰٫۰۲ | ۶٫۴۲  | ۵٫۹۱  | ۶٫۳۴  | ۴٫۷۳  | ۲٫۴۶  | ۱۶٫۴  | -    |
| Nd | ۰٫۳  | ۲۱٫۶  | ۱۹    | ۲۱٫۵  | ۱۵٫۸  | ۶٫۵   | ۵۳٫۶  | -    |
| Sm | ۰٫۰۵ | ۲٫۹۶  | ۲٫۷۸  | ۲٫۹۴  | ۲٫۱۹  | ۰٫۸۵  | ۷٫۵۹  | -    |
| Eu | ۰٫۰۲ | ۰٫۹۳  | ۰٫۸۱  | ۰٫۸۵  | ۰٫۶۴  | ۰٫۲۰  | ۲٫۳۴  | -    |
| Gd | ۰٫۰۵ | ۲٫۰۳  | ۱٫۰۸  | ۱٫۸   | ۱٫۳۹  | ۰٫۴   | ۵٫۰۷  | -    |
| Tb | ۰٫۰۱ | ۰٫۲۹  | ۰٫۲۶  | ۰٫۲۹  | ۰٫۲۱  | ۰٫۰۸  | ۰٫۷۷  | -    |
| Dy | ۰٫۰۵ | ۱٫۴۹  | ۱٫۲۷  | ۱     | ۱٫۱۲  | ۰٫۴۲  | ۳٫۸۶  | -    |
| Ho | ۰٫۰۲ | ۰٫۲۸  | ۰٫۲۷  | ۰٫۲۷  | ۰٫۱۹  | ۰٫۰۸  | ۰٫۶۸  | -    |
| Er | ۰٫۰۳ | ۰٫۷۵  | ۰٫۶۹  | ۰٫۶۸  | ۰٫۵۳  | ۰٫۲۸  | ۲٫۱   | -    |
| Tm | ۰٫۰۱ | ۰٫۱۱  | ۰٫۱   | ۰٫۱۲  | ۰٫۰۸  | ۰٫۰۴  | ۰٫۲۸  | -    |
| Yb | ۰٫۰۵ | ۰٫۷۳  | ۰٫۶۶  | ۰٫۷۱  | ۰٫۵۶  | ۰٫۳۹  | ۲٫۰۱  | -    |
| Lu | ۰٫۰۱ | ۰٫۱۱  | ۰٫۱۱  | ۰٫۱۱  | ۰٫۰۷  | ۰٫۰۶  | ۰٫۳   | -    |



شکل ۶ نمودار Q'-ANOR [۲۸] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبگ بر روی آن رسم شده‌اند. مستطیل توپر نشانگر دایک و سایر علائم مشابه شکل ۴ هستند.

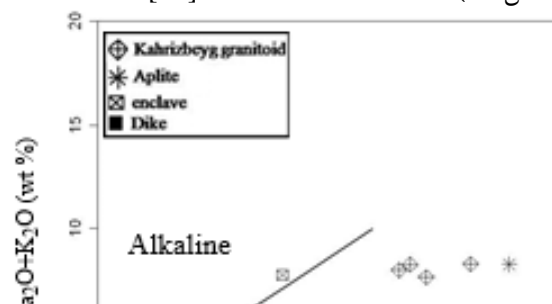




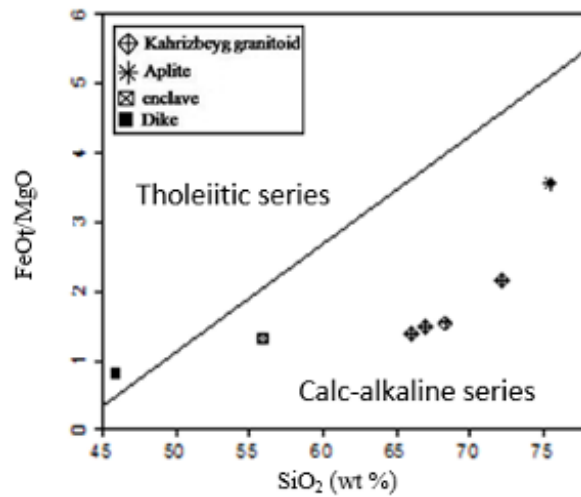
شکل ۷ نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (wt %) و فرعی نسبت به سیلیس (wt %) [۲۹] برای نمونه‌های مورد بررسی.

الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۵] برای توده‌ی نفوذی کهریزیگ در شکل ۱۲ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، این الگوها به نسبت هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی [۳۰]، فراوانی LREE در خاستگاه [۳۰، ۳۶]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ خاستگاه [۳۷] و آلودگی ماگما به مواد پوسته‌ای [۳۸] باشد. درجه پایین ذوب بخشی به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین دلایل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به شمار می‌روند. بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش کرانه فعال قاره است [۳۰].

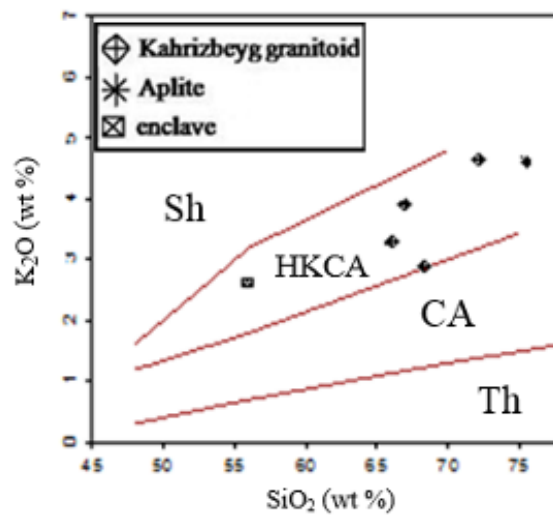
برای تعیین سری ماگمایی، نخست از نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۳۱] استفاده شد. بر این اساس، بیشتر نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی واقع هستند (شکل ۸). در ادامه برای تعیین سری ماگمایی از نمودار  $FeO/MgO$  نسبت به سیلیس [۳۲] استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها به جز نمونه‌های دایک‌های منطقه در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۹). همچنین گفتنی است که بر اساس نمودار  $K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  [۳۳]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره سری آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۰). در این نمودار، سری‌های تولیتی (Th)، آهکی قلیایی (CA)، آهکی قلیایی پتاسیم بالا (HKCA) و شوشونیتی (Sh) از هم متمایز می‌شوند. برای تعیین شاخص آلومین، از نمودار  $A/NK$  نسبت به  $A/CNK$  [۳۴] استفاده شد و همه نمونه‌ها به جز نمونه آپلیت، در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۱۱).



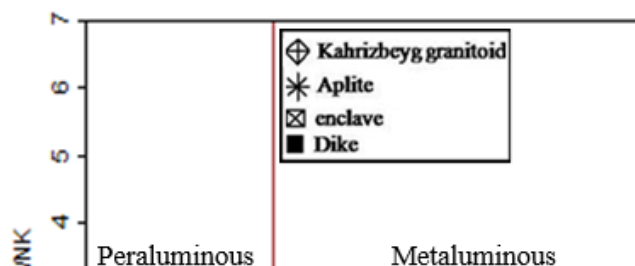
شکل ۸ نمودار مجموع قلیایی ها نسبت به سیلیس [۳۱] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.



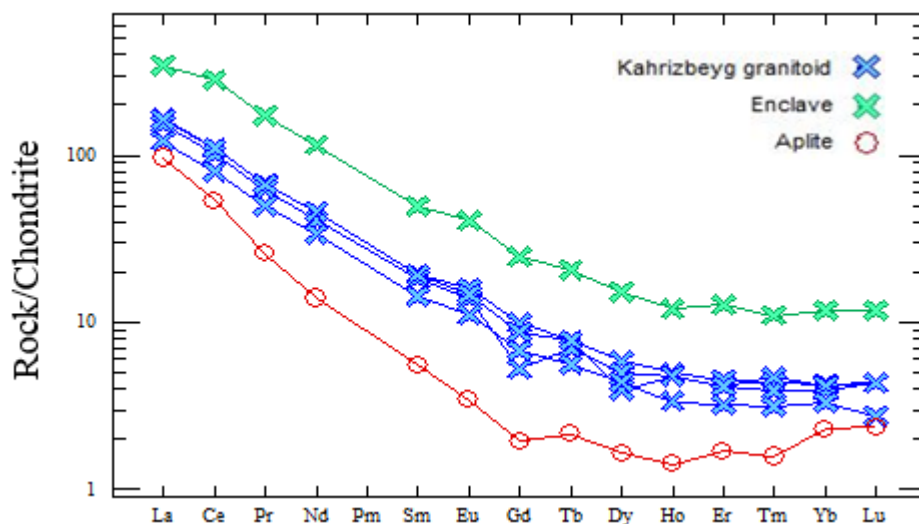
شکل ۹ نمودار FeO\*/MgO نسبت به SiO<sub>2</sub> [۳۲] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۰ نمودار K<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub> [۳۳] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۱ نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۴] که نمونه‌های توده نفوذی کههریزیگ بر آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۲ الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۵] برای توده‌ی نفوذی کههریزیگ.

دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های وابسته به فرورانش هستند، زیرا رسوبات و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیر عادی برخی عناصر کمیاب شوند [۴۱]. بی‌هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم می‌تواند ناشی از آمیختگی ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دلیل آرایش ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد [۴۲]. بی‌هنجاری منفی Nb-Ta و Ti می‌تواند به دلیل فعالیت ماگمایی وابسته به فرایندهای فرورانش [۳۰، ۴۳]، کمبود این عناصر در خاستگاه [۴۴]، شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی [۴۷-۴۵] و پایداری کانی‌های دارای این عناصر طی فرایند ذوب بخشی و یا

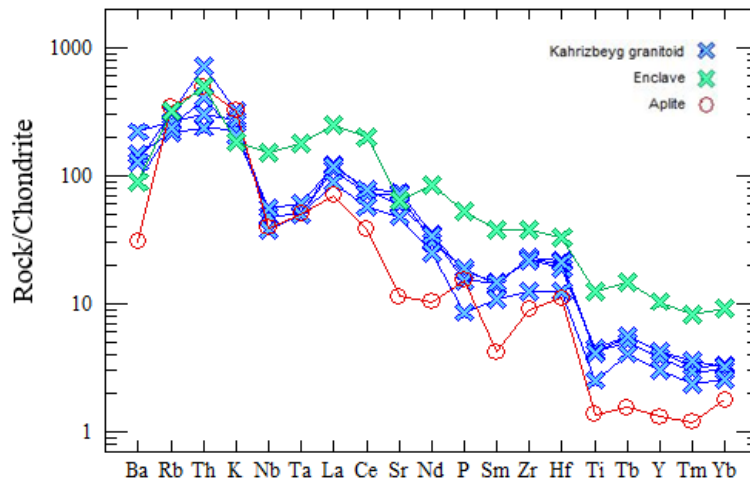
در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به داده‌های مرجع [۳۹] بهنجار شده‌اند، عناصر Nb، Ta، Ti و P نسبت به سایر عناصر دارای بی‌هنجاری منفی هستند (شکل ۱۳). بی‌هنجاری منفی Ti توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود [۴۰]. چنانکه پیشتر اشاره شد، جدایش آپاتیت در نخستین مراحل جدایش ماگما باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی P در این سنگ‌ها شده است. از طرف دیگر، عناصر سنگ دوست درشت یون چون روبیدیم، پتاسیم، توریم و برخی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb، Ta، Zr، Sm، Yb و غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، عناصر کمیاب

و I تفکیک شده‌اند. بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره مشترک گرانیت‌های I و S قرار می‌گیرند. تغییرات منفی  $P_2O_5$  نسبت به  $SiO_2$  در نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۱۵) از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است. به باور برخی پژوهشگران [۴۹، ۴۴، ۵۰]، فسفر در گرانیت‌های نوع I بدلیل تبلور بخشی آپاتیت به عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌نماید، در صورتی که در گرانیت‌های نوع S بدلیل عدم تبلور آپاتیت، به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل کرده و غلظت آن در مذاب طی جدایش افزایش می‌یابد.

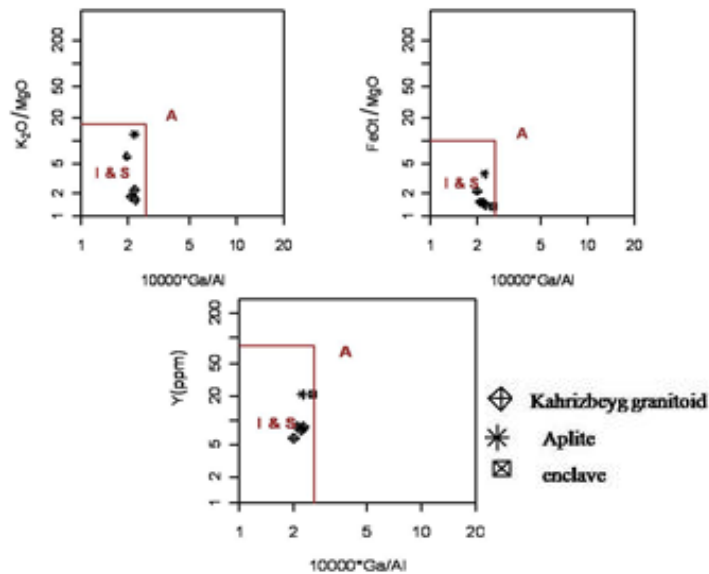
جدایش آنها طی فرایند جدایش [۴۴] باشد. با توجه به شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در مورد سنگ‌های مورد بررسی، چنین به نظر می‌رسد که بی‌هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم بیشتر ناشی از آرایش پوسته‌ای و بی‌هنجاری منفی Nb-Ta و Ti بیشتر نتیجه دگرنهادی ناشی از سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورونده باشد.

**سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی**

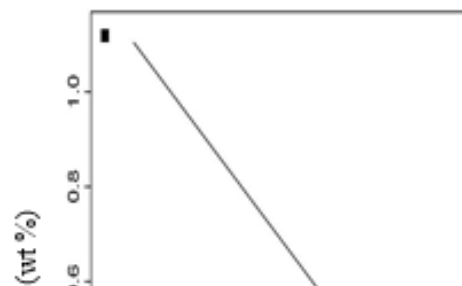
به منظور رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در انواع A، S و I از نمودارهای مرجع [۴۸] استفاده شد (شکل ۱۴). در این نمودارها، گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های نوع S



شکل ۱۳ نمودار عنکبوتی نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیک. نمونه‌ها نسبت به داده‌های مرجع [۳۹] بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۴ نمودارهای تفکیک انواع گرانیت‌های A، S و I [۴۸] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیک بر روی آنها رسم شده‌اند.

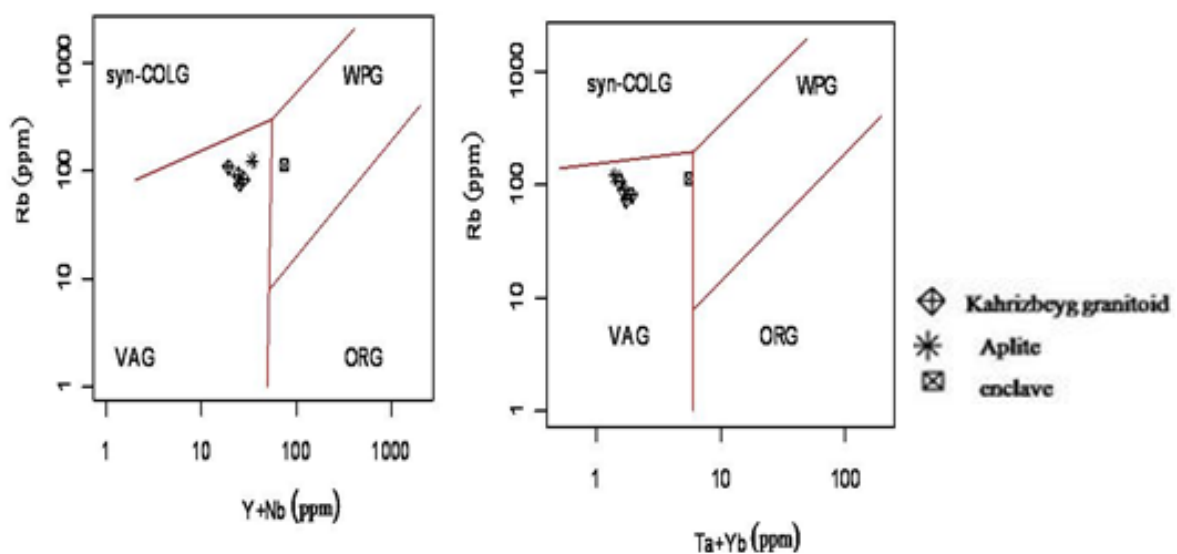


شکل ۱۵ نمودار تغییرات  $P_2O_5$  نسبت به  $SiO_2$  که نمونه‌های توده نفوذی کههریزیگ بر روی آن رسم شده‌اند.

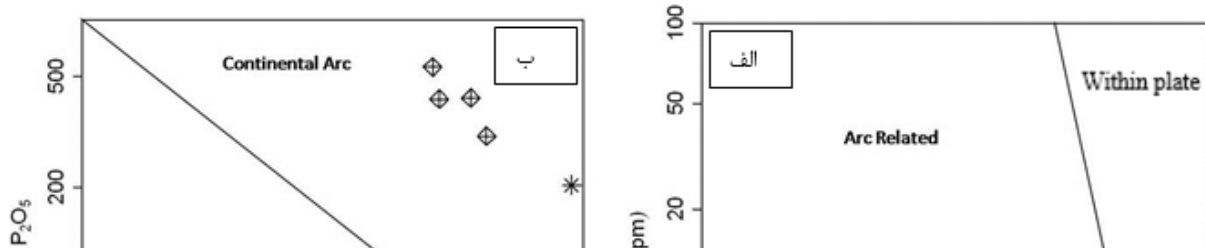
[۵۳] برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین پتاسیمی نمودارهایی ارائه نموده‌اند که در شکل ۱۷ نمایش داده شده‌اند. این پژوهشگران معتقدند که دو نوع کمان آتشفشانی وجود دارد: یکی کمان ماگمایی فرورانش کرانه فعال قاره و دیگری کمان ماگمایی پس از برخورد. نمونه‌های مورد بررسی براساس شکل ۱۷ الف در گستره کمان آتشفشانی و در شکل ۱۷ ب در گستره کمان ماگمایی فرورانش کرانه فعال قاره قرار دارند.

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای مرجع [۵۱] استفاده شد که بر اساس آنها، به جز برونوم کوارتز مونزونیتی که در گستره گرانیتهای درون صفحه ای (WPG) و نزدیک به مرز جدا کننده دو گستره قرار دارد، سایر نمونه‌ها در گستره گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

دو جایگاه زمین‌ساختی برای گرانیتهای آهکی قلیایی پتاسیم بالا پیشنهاد شده است [۵۲]: یکی جایگاه کمان قاره‌ای و دیگری جایگاه همزمان تا پس از برخورد. مولر و گروز



شکل ۱۶ نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی [۵۱] که نمونه‌های توده نفوذی کههریزیگ بر روی آنها رسم شده‌اند.



شکل ۱۷ نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی [۵۳] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آنها رسم شده‌اند.

عناصر ناسازگار La, Rb, U, Th, K و Ce، بی‌هنجاری منفی Nb (بدلیل مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه)، همچنین وجود برونیوم‌های مافیک ریزدانه در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی همراه با شواهد بافتی که به احتمال زیاد ناشی از رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی هستند (مانند لخته‌های مافیک، بافت اسفن چشمی، بلورهای خال خال ارتوز که بلورهای کوچکتري از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول را احاطه نموده‌اند و ...) مدل دوم برای چگونگی تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد می‌شود.

#### برداشت

به عقیده هیبارد [۲۵]، هیچ یک از شواهد بافتی به تنهایی رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی را در سنگ‌های گرانیتی به تعیین اثبات نمی‌کند. بنابر این، واژه مجموعه شواهد بافتی که تلفیقی از شواهد بافتی مطرح شده برای آمیختگی ماگمایی-امتزاج ماگمایی ۱ است، مطرح شد. تلفیقی از شواهد بافتی که در ادامه بیان می‌شود، دلایل قابل استنادی در تایید رخداد فرایندهای آمیختگی ماگمایی-امتزاج ماگمایی هستند. شواهد بافتی مورد بحث عبارتند از: بافت راپاکیوی و یا بافت پادراپاکیوی [۵۹،۲۵]، بلورهای خال خال کوارتز و فلدسپار پتاسیم‌دار، بافت چشمی اسفن [۲۵،۱۳] بیوتیت تیغه‌ای [۲۵]، [۶۰]، درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار دارای منطقه‌بندی همراه با میانبارهایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های

پژوهشگران مختلف برای خاستگاه ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی دو مدل سنگ زایی پیشنهاد کرده‌اند. بر اساس مدل نخست، ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی در اثر فرآیندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) از ماگماهای بازالتی به وجود می‌آیند [۵۴]. ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی اگر چنین به وجود آمده باشند، با حجم‌های قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های بازیگ همراه هستند. در مدل دوم، ماگماهای گوشته‌ای موجب ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌شوند. در این مدل، ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی (MASH) که با آمیختگی ماگمایی بین ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای در نزدیکی مرز پوسته و گوشته همراه است، به وجود می‌آیند [۵۵]. در این مدل، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند [۵۲، ۵۶، ۵۷]، بنابراین گوشته منبع گرمایی است که فرآیند ذوب پوسته را کنترل می‌کند [۵۸]. ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی در حالتی که بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی ایجاد شده باشند، از نظر زمین‌شیمیایی نزدیکی بیشتری با سنگ‌های پوسته‌ای دارند و شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان می‌دهند. تمرکز پایین عناصر V، Cr، Co، Ni در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی کهریزبیگ و نبود سنگ‌های بازیگ بسیار در این منطقه، تشکیل توده نفوذی کهریزبیگ از جدایش یک ماگمای بازالتی برآمده از گوشته را تایید نمی‌کند. با توجه به فراوانی بالای

<sup>1</sup> magma mingling-magma mixing

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین از داوران محترم که با نظرات ارزنده خود موجب غنای این مقاله شده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

#### مراجع

- [1] Alavi, M., "Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin, Vol: 103, (1391) p: 983-992.
- [2] Esmaeili, D., "An investigation on the petrology and geochemistry of Douran and Moghanlu intrusions (Zanjan and Takab areas)", Petrology MSc. Thesis, University of Tehran, (1371). (in Persian)
- [3] Emadi, F., "Petrology of the Shahbolaghi intrusion in comparison to that of Kahrizbeyg intrusion, west of Zanjan", Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1389) 123 p. (in Persian)
- [4] Baluchi, S., "Petrology of the Sarv-e-Jahan igneous rocks, northwest of Abhar", Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1389) 113 p. (in Persian)
- [5] Esmaeili, N., "Petrology of the Khoramdaragh igneous rocks, west of Soltanieh", Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1391) 91 p. (in Persian)
- [6] Fakher Shafaii, E., "Petrology and geochemistry of Khakriz granitoid (S Zanjan), and its contact metamorphic aureole", Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1394) 100 p. (in Persian)
- [7] Nabatian, G., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. "Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry", Ore Geology Reviews, Vol: 84, (2017) p: 42-66.
- [8] Moghadasi, S.J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F., "Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan", Journal of Economic Geology, accepted. (in Persian)
- [9] Lotfi, M., "1:100000 geological map of Mahneshan", Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1380).
- [10] Alavi, M., Amidi, M., Tatavusian, Sh., Haghypour, A., Bolurchi, M.H., Aghanabati, A., Pliseh, G. and Hajian, J., "1:250000 geological
- دیگر [۶۳-۶۱]، منطقه‌بندی نوسانی (scillatory zoning) و بافت غربالی در پلاژیوکلاز، حضور آپاتیت سوزنی یا حضور شکل‌های مختلف آپاتیت برای مثال حضور همزمان آپاتیت سوزنی و آپاتیت منشوری [۲۵، ۱۳] و وجود تیغه‌های کوچک پلاژیوکلاز [۲۵]. بنابراین، با توجه به شواهد بافتی اشاره شده در مبحث سنگ‌نگاری برای سنگ‌های گرانیتوئیدی کهریزبیگ (مانند لخته‌های مافیک، بافت اسفن چشمی، بلورهای خال خال ارتوز که بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول را احاطه کرده‌اند، بلورهای تیغه‌ای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول) و شواهد صحرایی (فراوانی برونوم‌های مافیک ریزدانه) احتمال رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی و امتزاج ماگمایی در ایجاد توده نفوذی کهریزبیگ بسیار است.
- ترکیب توده نفوذی کهریزبیگ از گرانودیوریت تا گرانیت متغیر بوده و دربردارنده برونوم‌هایی با ترکیب کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت است. دایک‌های دیوریت گابرویی و رگه‌های آپلیتی در برخی از قسمت‌ها این توده را قطع کرده‌اند. از آنجا که این توده آهک‌های کرتاسه‌ی پسین را دگرگون کرده است و قطعاتی از آن در کنگلومرای سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین وجود دارد، بنابراین می‌توان تشکیل آن را مربوط به پس از اواخر کرتاسه پسین تا پیش از الیگوسن دانست، هرچند با توجه به روابط چینه‌شناسی، سن این توده تا حدی قابل تشخیص است، اما تعیین سن دقیق آن لازم است.
- تمرکز پایین عناصر Cr، Co، Ni و V در نمونه‌های مورد بررسی، تشکیل این سنگ‌ها از جدایش یک ماگمای بازالتی برآمده از گوشته را رد می‌کند. فراوانی بالای عناصر ناسازگار La، Rb، U، Th، K و Ce و بی‌هنجاری منفی Nb که ناشی از مشارکت سنگ‌های پوسته در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است، احتمال تشکیل گرانیت کهریزبیگ را از سنگ‌های پوسته زیرین در اثر نفوذ ماگمای بازالتی بیشتر می‌کند. غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا و همچنین بی‌هنجاری منفی Nb و Ta در نمونه‌های گرانیتوئیدی کهریزبیگ نشانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش (کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره) بر اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی قاره‌ای ایران مرکزی است.

- [21] Stephen, T. and Nelson, A.M., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, Vol: 77, (1992) p: 1242–1249.
- [22] Shelley, D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) 445 p.
- [23] Hibbard, M.J., "The magma mixing origin of mantled feldspars", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol: 76, (1981) p: 158–170.
- [24] Didier, J., "The different types of enclaves in granites-Nomenclature", *Enclaves and granite petrology*, (1991).
- [25] Hibbard, M.J., "Textural anatomy of twelve magma mixed granitic systems In Barbarin, B. and Didier, J., (Eds) *Enclaves and Granite Petrology*", *Development in Petrology* 13, Elsevier, (1991) 431-444.
- [26] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American mineralogist*, Vol: 68 (1983) p: 277-279.
- [27] Burda, J., Gawęda, A. and Klötzli, U., "Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians)", *Mineralogy and petrology*, Vol: 103(1-4), (2011) p: 19–36.
- [28] Streckeisen, A. and Lemaitre, R.W., "A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rock", *Neu Jb Mineralogie Abhandlungen*, Vol: 136, (1979) p: 169–206.
- [29] Harker, A., "The natural history of igneous rocks", Macmillan, (1909).
- [30] Wilson, M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Unwin Hyman Ltd, (1989) 466 p.
- [31] Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.P., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Can. J. Earth Sci.*, Vol: 8, (1971) p: 523–548.
- [32] Miyashiro, A., "Tholeiitic volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *American Journal of Sciences*, Vol: 274, (1974) p: 321–355.
- [33] Peccerillo, A. and Taylor, S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contributions to mineralogy and petrology*, Vol: 58(1), (1976) p: 63–81.
- [34] Shand, S.J., "The Eruptive Rocks", Hafner Publishing Company, New York, John Wiley and son, (1943) 444 p.
- map of Takab", Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1355).
- [11] Emadi, F., Ebrahimi, M., Esmaili, R., Aghamoradi, F. and Asiabanha, A., "Mineralogy and Petrography of the Kahrizbeyg intrusion, southwest of Zanjan", 20<sup>th</sup> National Symposium of Crystallography and Mineralogy, (1391) p: 892-897 (in Persian)
- [12] Streckeisen, A., "To each plutonic rock its proper name", *Earth-Science Reviews*, Vol: 12(1), (1976) p: 1–33.
- [13] Baxter, S. and Feely, M., "Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland", *Mineralogy and Petrology*, Vol: 76(1-2), (2002) p: 63-74.
- [14] Şahin, S.Y., "Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere quartz monzonite, south of Dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey", *Chemie der Erde-Geochemistry*, Vol: 68(1), (2008) p: 81–92.
- [15] Temizel, I., "Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of coeval mafic and felsic magma interactions", *Mineralogy and Petrology*, Vol: 108(3), (2014) p: 353–370.
- [16] Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K. and Hoshizumi, H., "Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan", *Journal of volcanology and geothermal research*, Vol: 154(1), (2006) p: 103–116.
- [17] Humphreys, M.C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning", *Journal of Petrology*, Vol: 47(12), (2006) p: 2303–2334.
- [18] Kurum, S., Onal, A., Boztug, D., Sper, T. and Arslan, M., "Ar40/Ar39 age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya Province), eastern Anatolia, Turkey", *J. Asian. Earth Sci.*, Vol: 33, (2008) p: 229–251.
- [19] Ruprecht, P., Bergantz, G.W., Cooper, K.M. and Hildreth, W., "The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity", *Journal of Petrology*, Vol: 53(4), (2012) p: 801–840.
- [20] Nelson, S.T. and Montana, A., "Sieved-texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, Vol: 77, (1992) p: 1242–1249.



- Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol: 170(1-3), (2001) p: 149–170.
- [46] Nagudi, N.O., Koberl, C.H. and Kurat, G., "Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin", Journal of African Earth Sciences, Vol: 35, (2003) p: 51–59.
- [47] Shang, G.K., Satir, M., Siebel, W., Nasifa, E.N., Taubuld, H., Liegeoise, J.P. and Tchoua, F.M., "Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon", Journal of African Earth Sciences, Vol: 40(1-2), (2004) p: 61–79.
- [48] Whalen, J.B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., "A-type granites: geochemical characteristics, distribution and petrogenesis", Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 95, (1987) p: 407–419.
- [49] Chappell, B.W. and White, A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Trans R. Soc. Edinb. Earth Sci., Vol: 83, (1992) p: 1–26.
- [50] Li, X.H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G.J. and Qi, C.S., "U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from Central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?", Lithos, Vol: 96, (2007) p: 186–204
- [51] Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., "Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology, Vol: 25(4), (1984) p: 956–983.
- [52] Roberts, M.P. and Clemens, J.D., "Origin of high-potassium, Calc-alkaline, I-type granitoids", Geology, Vol: 21(9), (1993) p: 825–828.
- [53] Muller, D. and Groves, D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Sec. Updated. Springer Verlag, (1997) 242 p.
- [54] Bacon, C.R. and Druitt, T.H., "Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 98(2), (1988) p: 224–256.
- [55] Hildreth, W. and Moorbath, S., "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 98(4), (1988) p: 455–489.
- [56] Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., "Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascade, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", [35] Nakamura, N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 38(5), (1974) p: 757–775.
- [36] Rollinson, H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", New York, John Wiley and Sons, (1993) 352 p.
- [37] Zhou, L., Mab, C., and She, Z., "An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints", *Geoscience Frontiers*, Vol: 3(5), (2012) p: 635–646.
- [38] Srivastava, R.K., Singh, R.K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism", Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 23, (2004) p: 373–389.
- [39] Thompson, R.N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", *Scott. J. Geol.*, Vol: 18, (1982) p: 49–107.
- [40] Glenn, A.G., "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 147, (2004) p: 511–527.
- [41] Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, T. and Defant, M., "High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga peninsula, western Mindanao (Philippines)", Journal of petrology, Vol: 37, (1996) p: 693–726.
- [42] Harris, C., "The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism. In: Cowards, M.P. and Reis, A.C. (Eds), *Collision tectonics*", Special Publication, Geological Society of London, Vol: 19, (1986) p: 67–81.
- [43] Hongyan, G., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K. and Fuyuan, W., "Geochemical, Sr–Nd and Zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late-Subduction", *Chemical Geology*, Vol: 266, (2009) p: 364–398.
- [44] Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., "Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic", *Lithos*, Vol: 67, (2003) p: 191–204.
- [45] Dostal, J., Church, B.N., Reynolds, P.H. and Hopkinson, L., "Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism",

- [60] Vernon, R.H., 2004. "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press: Chapter 3, (2004).
- [61] Vernon, R.H. and Paterson, S.R., 2008. "How late are K-feldspar megacrysts in granites?", *Lithos*, Vol: 104(1-4), (2008) p: 327–336.
- [62] Słaby, E., Galbarczyk-Gąsiorowska, L., Seltmann, R. and Müller, A., 2007. "Alkali feldspar megacryst growth: geochemical modelling", *Mineralogy and Petrology*, Vol: 89(1-2), (2007) p: 1–29.
- [63] Slaby, E., Seltmann, R., Kober, B., Müller, A., Galbarczyk-Gasiorowska, L. and Jeffries, T., 2007. "LREE distribution patterns in zoned alkali feldspar megacrysts from the Karkonosze pluton, Bohemian Massif--implications for parental magma composition", *Mineralogical Magazine*, Vol: 71, (2007) p: 155–178.
- Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 113(3), (1993) p: 333–351.
- [57] Guffanti, M., Clynne, M.A. and Muffler, L.J., "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol: 101(B2), (1996) p: 3003–3013.
- [58] Vigneresse, J.L., "A new paradigm for granite generation", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol: 95, (2004) p: 11–22.
- [59] Nekvasil, H., "Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi", *American Mineralogist*, Vol: 76(7-8), (1991) p: 1279–1290.