

سن سنجی زیر کن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و پتروژنز گرانیتوئیدهای سری I احيایي منطقه کيبرکوه (جنوب غربی خواف)

احسان سلاطی^۱، محمدحسن کریم‌پور^{۱*}، آزاده ملکزاده شفارودی^۱، محمدرضا حیدریان شهری^۱،
لنگ فارمر^۲ و چارلز استرن^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ گروه علوم زمین‌شناسی، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

چکیده

منطقه کيبرکوه در شمال شرقی بلوک لوت واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل: سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک و مجموعه توده‌های نفوذی کرتاسه تا ترسیر با ترکیب گرانیت تا دیوریت است. این توده‌ها به دو سری اکسیدان و احيایي تقسیم می‌شوند. توده‌های نفوذی احيایي شامل: گرانیت و گرانودیوریت است که دارای بافت هیپیدومورف گرانولار هستند و کانی‌های آنها متشکل از فلدسپارها، کوارتز، مسکویت و کمتر بیوتیت است. توده‌های احيایي، پتاسیم متوسط تا بالا و از به طور عمده متآلومینوس هستند. موقعیت تکتونیکی آنها به طور عمده مرز پهنه فرورانش و همزمان با برخورد را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE در توده‌ها مشاهده می‌شود. آنومالی منفی Eu و همچنین، کاهش کانی Sr و Ba نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز و شرایط احيایي است. تهی‌شدگی در عناصر Sr، Ti، Zr و نسبت به عناصری مانند: Ce، K، La، Nd، Rb و Tb نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگما است. نسبت ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نخستین، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نخستین و مقدار ϵNd ماگمایی با منشأ پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. سن توده مسکویت گرانیت با روش U-Pb در کانی زیرکن ۱۳۷ میلیون سال، مربوط به کرتاسه پیشین (Valanginian) تعیین شد. همه شواهد صحرایی (مانند عدم وجود زینولیت)، پتروگرافی توده‌ها (وجود آمفیبول و نبود کانی‌های رستیتی)، داده‌های ژئوشیمیایی (کالک‌آلکان پتاسیم بالا، به طور عمده متآلومینوس و اطلاعات ایزوتوپ رادیوژنیک) و پذیرفتاری مغناطیسی (احيایي بودن) نشان می‌دهد که این توده‌ها از نوع توده‌های نفوذی I احيایي حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای هستند که به طور غالب از ذوب متاگزیوک و آمفیبولیت‌ها منشأ گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئیدهای سری I احيایي، ایزوتوپ رادیوژنیک، سن سنجی زیرکن، کيبرکوه، بلوک لوت

مقدمه

گرفته است. این ناحیه از نظر تقسیمات ساختاری

در گوشه شمال شرقی بلوک لوت واقع شده است

(شکل ۱-A و B). بنابراین، تحت تأثیر فرآیندهای

منطقه کيبرکوه در ۷۰ کیلومتری جنوب غربی

شهرستان خواف در استان خراسان رضوی قرار

* karimpour@um.ac.ir

پژوهش‌های قبلی منطقه کبیرکوه شامل: تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (Bolourian and Safari, 2005) و ژئوشیمی رسوبات رودخانه‌ای در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ بوده که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شده است. مطالعات انجام شده توسط نگارندگان در منطقه شامل: بررسی زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی، پتروژئولوژی، ژئوشیمی رسوبات رودخانه‌ای و سنگ، ژئوفیزیک (مگنتومتری) (Salati et al., 2014)، داماسنجی سیالات درگیر، ایزوتوپ ناپایدار و سن‌سنجی U-Pb در زیرکن است (Salati et al., 2012, 2014). در این پژوهش، پتروژنز، سن‌سنجی و مقادیر ایزوتوپ‌های رادیوژنیک با هدف بررسی منشأ توده‌های سری ایلمنیت بحث می‌شود که در گذشته مورد مطالعه قرار نگرفته است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زوزن قرار دارد (Bolourian and Safari, 2005). بر اساس این نقشه واحدهای سنگی با توجه به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به طور کلی، تفکیک شده‌اند. در این بررسی تفکیک واحدهای سنگی به طور دقیق‌تر انجام شده و به ویژه در بخش‌های شرقی و غربی منطقه مطالعاتی انجام گرفته است. بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای سنگی منطقه کبیرکوه را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد (شکل ۲). الف) سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین به سن پالئوزوئیک شامل: فیلیت، اسلیت، شیبست با حالت متورق و برگوارگی و سنگ آهک تبلور یافته با سن نسبی پالئوزوئیک که به طور عمده در شرق و غرب منطقه رخنمون دارد و توده‌های نفوذی به شکل دایک و استوک در آنها نفوذ کرده‌اند (Bolourian and Safari, 2005) (شکل ۲).

تکتونیکی منتسب به آن و فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت قرار گرفته است. ماگماتیسم بلوک لوت از ژوراسیک و پس از آن با نفوذ توده‌های نفوذی سرخ‌کوه و غیره آغاز شده و در ترسیری به اوج خود رسیده است. به طوری که ضخامت واحدهای آتشفشانی-نفوذی ترسیری، به ویژه ائوسن، در بلوک لوت حدود ۲۰۰۰ متر تخمین زده شده است (Aghanabati, 2004). حجم عظیم ماگماتیسم بلوک لوت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت که به تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف منجر شده است، نشان می‌دهد که شرایط تکتونیکی متفاوتی در زمان‌های مختلف در آن حاکم بوده است (Moradi et al., 2012)؛ Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013). تا کنون مطالعات پتروژنزی و سن‌سنجی متعددی در بخش‌های مختلف بلوک لوت به ویژه روی توده‌های نفوذی نیمه عمیق انجام شده است که از آن جمله می‌توان به چند نمونه در مناطق ماهرآباد و خوپیک (Malekzadeh Shafaroudi, 2009)؛ Malekzadeh Shafaroudi et al., 2012) کبیرکوه (Salati et al., 2012) و کوه‌شاه (Abdi and Karimpour, 2013) و چاه‌شلجی (Arjmandzadeh et al., 2011) اشاره کرد. سن این گرانیتوئیدها بین ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی بوده و ژئوشیمی آنها نشان‌دهنده تشکیل ماگماتیسم در پهنه فرورانش است.

ماگماتیسم در کبیرکوه به صورت توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه عمیق، با ترکیب گرانیت تا دیوریت و به شکل باتولیت، استوک و دایک رخ داده است. گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) با سن ائوسن میانی (Salati et al., 2012) و ایلمنیت (احیایی) با سن کرتاسه پیشین در منطقه (مطالعات این پژوهش) مشاهده می‌شود. توده‌های نفوذی سری اکسیدان مولد کانی‌سازی مس، طلا، نقره، سرب و باریت هستند (Salati et al., 2014).

رخمون را در منطقه دارد (شکل ۲). در بررسی‌های سن‌سنجی بر اساس U-Pb در کانی زیرکن، سن گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) ۴۳ میلیون سال (Salati et al., 2012) به دست آمده است. توده‌های نفوذی سری اکسیدان، دارای آلتراسیون آرژیلیک و سیلیسی هستند و باعث کانی‌سازی در بخش‌های شرقی منطقه شده‌اند. توده‌های نفوذی سری مگنتیت (اکسیدان) کبیرکوه از نوع مت‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی و از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند که در کمر بند ماگمایی پهنه فرورانش تشکیل شده‌اند (Salati et al., 2012).

روش انجام پژوهش

نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ در منطقه کبیرکوه تهیه شد. اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی روی ۱۶ نمونه از توده‌های احیایی منطقه انجام گرفت. بیش از ۲۵۰ نمونه از سنگ‌های منطقه برداشت و مطالعه شد. انتخاب ۲۱ نمونه از توده‌های نفوذی سری احیایی دارای کمترین آلتراسیون یا کاملاً سالم از منطقه مورد مطالعه و تجزیه برای اکسیدهای اصلی که شش نمونه با دستگاه XRF فیلپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و ۱۵ نمونه در آزمایشگاه طیف کانساران بینالود مشهد تجزیه شد. تجزیه ۱۹ نمونه از توده‌های نفوذی سری احیایی با حداقل آلتراسیون یا کاملاً سالم، برای عناصر جزئی و نادر خاکی در آزمایشگاه ACME (کانادا) با روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS. با روش U-Pb در زیرکن روی توده گرانیتی در مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا سن‌سنجی انجام شد. آماده‌سازی و جداسازی زیرکن از نمونه، در دانشگاه فردوسی مشهد انجام پذیرفت. از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای

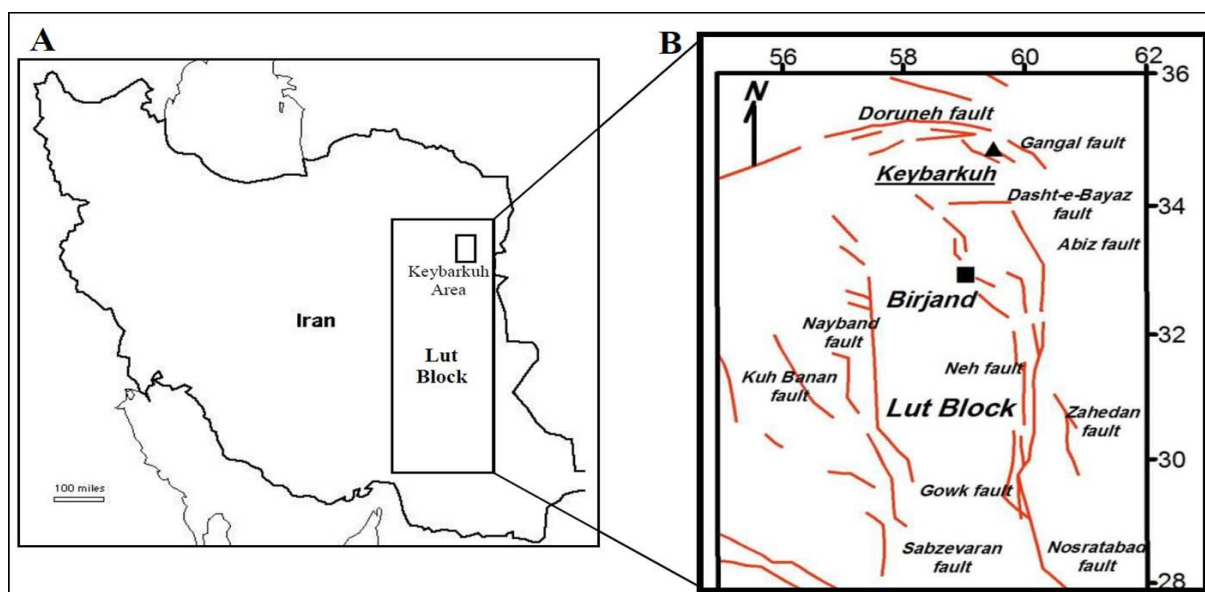
توده‌های نفوذی منطقه با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپ رادیوژنیک و همچنین، اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی به دو سری مگنتیت (اکسیدان) و ایلمنیت (احیایی) تقسیم می‌شوند. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از 5.0×10^{-5} SI و سری ایلمنیت (احیایی) کمتر از آن است.

ب) توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق سری ایلمنیت (سری I احیایی) با سن کوتاه پیشین که به شکل دایک و استوک در بخش‌های شرقی، غربی و مرکزی منطقه دیده می‌شود. اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی روی ۱۶ نمونه از این توده‌ها، مقادیر کمتر از 5.0×10^{-5} SI را نشان می‌دهد که به عنوان یک خاصیت فیزیکی مشخص کننده احیایی بودن این توده‌ها است (شکل ۳). تفکیک توده‌ها بر پایه بافت، ترکیب کانی‌شناسی و درصد کانی‌های درشت‌بلور آهن و منیزیم‌دار و کوارتز انجام شده است. این توده‌ها شامل: بیوتیت‌کوارتز مونوزودیوریت پورفیری، بیوتیت‌گرانودیوریت، هورنبلندبیوتیت‌کوارتز مونوزونیت پورفیری، موسکوویت‌گرانیت، گرانودیوریت و هورنبلندکوارتز مونوزونیت پورفیری هستند (شکل ۲). نتایج مطالعات سن‌سنجی و پتروژنزی این واحدها در این پژوهش مورد بحث قرار می‌گیرد.

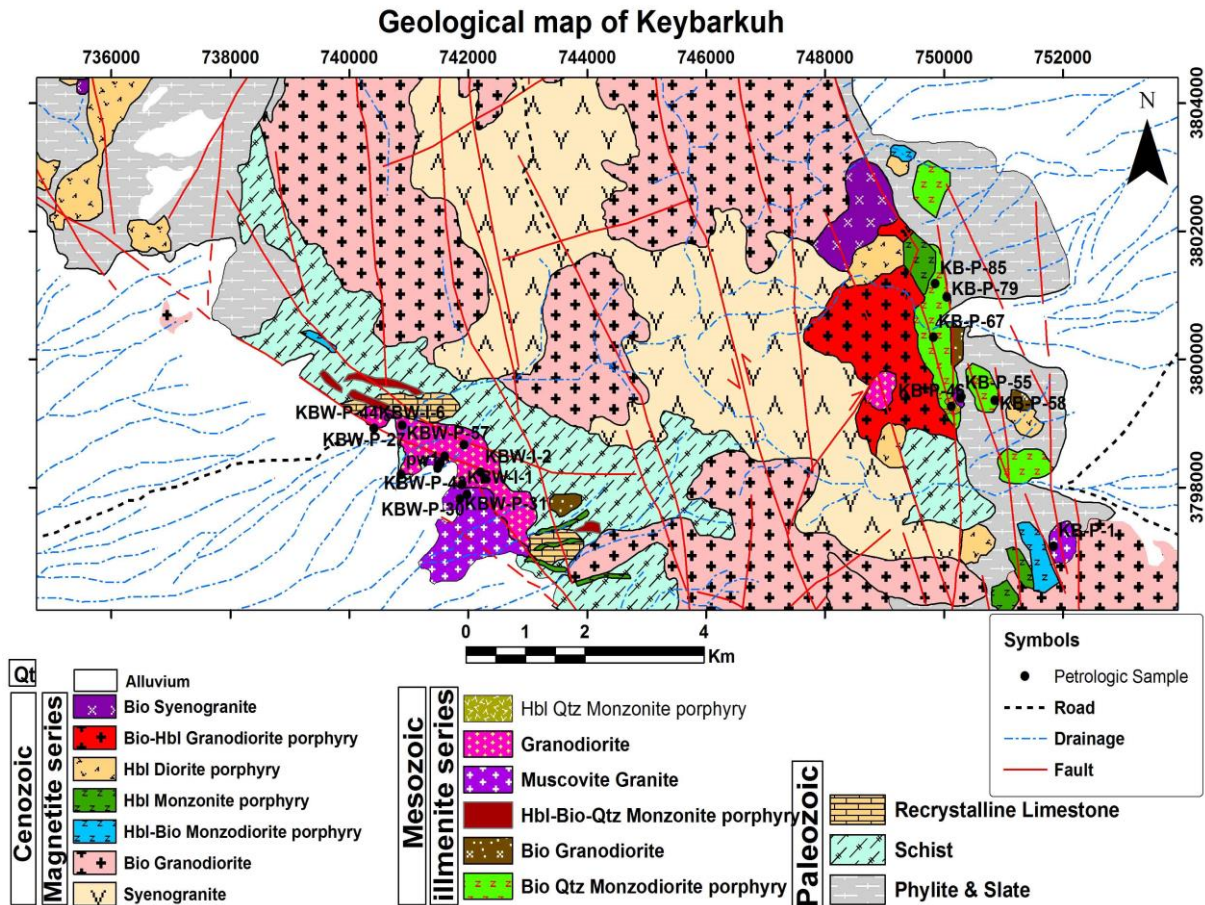
ج) توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق ائوسن میانی سری مگنتیت (اکسیدان) که به شکل دایک، استوک و باتولیت بخش اعظم منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. این توده‌ها شامل: سینوگرانیت، بیوتیت‌گرانودیوریت، هورنبلندبیوتیت مونوزودیوریت پورفیری، هورنبلندمونوزونیت پورفیری، هورنبلنددیوریت پورفیری، بیوتیت‌هورنبلندگرانودیوریت پورفیری و بیوتیت‌سینوگرانیت است. توده‌های بیوتیت‌گرانودیوریت، سینوگرانیت و بیوتیت‌هورنبلندگرانودیوریت پورفیری بیشترین

سن‌های میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود. دو نمونه کمتر آتره شده از توده‌های نفوذی سری احیایی کبیرکوه برای ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه کلرادو آمریکا تجزیه شد. تجزیه ایزوتوپ‌های Sr و Nd با دستگاه 6-Collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه کلرادو (امریکا) انجام شد. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. بر طبق ۳۰ اندازه‌گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین 0.71032 ± 2 تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین دو سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به وسیله SRM-987=0.71028 تصحیح گردید. نسبت $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اندازه‌گیری شده با $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ نرمالایز شد. اندازه‌گیری‌هایی به صورت تکراری نیز انجام گرفت. در طول مطالعات ۳۳ تجزیه با استاندارد La Nd Jolla انجام شد که میانگین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511838 \pm 8$ به دست آمد (بر مبنای محاسبه خطای دو سیگما).

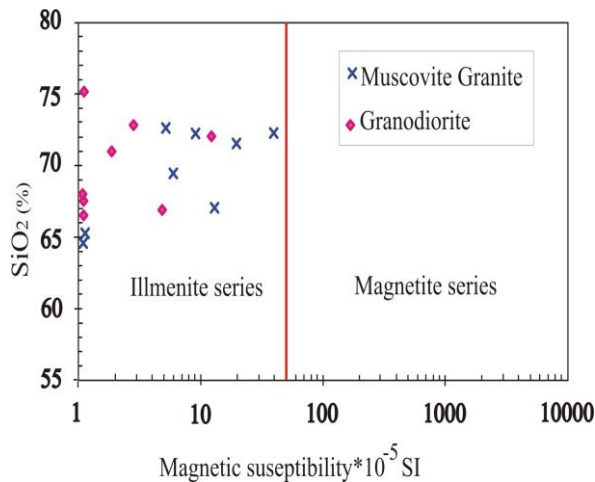
سن‌سنجی روی زیرکن‌های جدا شده استفاده شد. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر یک اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف و صیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاندولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی با روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از دو درصد (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن $563/5 \pm 3/2$ است. همچنین، مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. قطعیت تجزیه‌های انجام شده حدود دو سیگما (تقریباً یک درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. پس از اتمام کار، رسم نمودار کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ توسط ISOPLLOT/EX انجام می‌گیرد.



شکل ۱- (A) موقعیت بلوک لوت در شرق ایران؛ (B) موقعیت منطقه کبیرکوه در شمال شرق بلوک لوت



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه کبیرکوه



شکل ۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده روی توده‌های احيایی منطقه کبیرکوه

بلورهای درشت مسکوویت و با رنگ‌های روشن و به شکل دایک و استوک هستند (شکل ۴-A و B) که به لحاظ سنی در حدود ۱۰۰ میلیون سال (کرتاسه پیشین) قبل از توده‌های اکسیدان تشکیل

پتروگرافی

توده‌های نفوذی احيایی در سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ نموده‌اند. این توده‌ها شامل: پگماتیت، آپلیت، گرانودیوریت و گرانیت با

شده‌اند. این توده‌ها از لحاظ مکانی نیز بیشتر در غرب کبیرکوه واقع شده‌اند.

بیوتیت-کوارتز مونوزودیوریت پورفیری: واحد
بیوتیت-کوارتز مونوزودیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه متوسط است. درصد درشت‌بلورها حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد است. درشت‌بلورها شامل: ۳۵ تا ۳۸ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۲ درصد فلدسپار پتاسیم و ۸ تا ۱۰ درصد کوارتز است. درصد پلاژیوکلازهای کل سنگ شامل: زمینه و درشت‌بلورها ۶۰ تا ۶۵ درصد، فلدسپار پتاسیم ۱۰ تا ۱۲ درصد و کوارتز ۱۵ تا ۲۰ درصد است. بیوتیت سه تا پنج درصد و کانی‌های کدر شکل‌دار تا ۰/۲ درصد حضور دارد. فلدسپار تا ۲۰ درصد به کربنات و سریسیت تبدیل شده است. مقدار کلریت ۸ تا ۱۰ درصد، سریسیت تا دو درصد و کربنات تا یک درصد مهم‌ترین کانی‌های ثانویه سنگ است (شکل ۵-A).

بیوتیت-گرانودیوریت: این واحد به صورت
استوک‌های کوچک در شیب‌های غرب کبیرکوه و اسلیت‌های شرق آن نفوذ کرده است (شکل‌های ۲ و ۴-D). به دلیل سخت‌تر بودن نسبت به سنگ در بر گیرنده در مقابل فرسایش، ارتفاع‌ساز بوده و توپوگرافی خشک‌تری دارد. واحد بیوتیت-گرانودیوریت دارای بافت سری‌ایت است. درصد پلاژیوکلازها ۵۵ تا ۵۷ درصد، فلدسپار پتاسیم ۱۰ تا ۱۴ درصد، کوارتز ۲۰ تا ۲۵ درصد و بیوتیت دو تا چهار درصد است. کانی‌های کدر شکل‌دار تا ۰/۲ درصد در متن سنگ پراکنده‌اند. زیرکن مهم‌ترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. فلدسپار تا ۱۰ درصد به سریسیت تبدیل شده است. مقدار کلریت ۱۰ تا ۱۵ درصد و سریسیت یک تا دو درصد مهم‌ترین کانی‌های ثانویه سنگ است (شکل ۵-B).

هورنبلند بیوتیت-کوارتز مونزونیت پورفیری:

این واحد دارای بافت پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه متوسط است. درصد درشت‌بلورها حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد است. کانی‌های درشت‌بلور شامل: ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز، ۵ تا ۱۰ درصد فلدسپار پتاسیم، ۵ تا ۸ درصد بیوتیت، سه تا پنج درصد هورنبلند و ۵ تا ۱۰ درصد کوارتز است. درصد پلاژیوکلازهای کل سنگ شامل زمینه و درشت‌بلورها ۳۵ تا ۴۰ درصد، فلدسپار پتاسیم ۳۰ تا ۳۵ درصد و کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد، ۵ تا ۸ درصد بیوتیت و ۵ درصد هورنبلند است. کانی‌های مشاهده شده در زمینه سنگ نیز شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند هستند. کانی‌های کدر تا ۰/۵ درصد می‌رسد. هورنبلند و بیوتیت گاهی تا ۹۰ درصد به کلریت و فلدسپار تا ۲۰ درصد به سریسیت تبدیل شده است (شکل ۵-C).

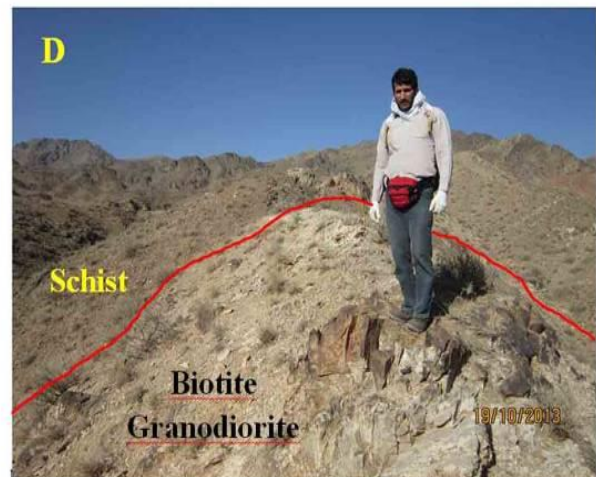
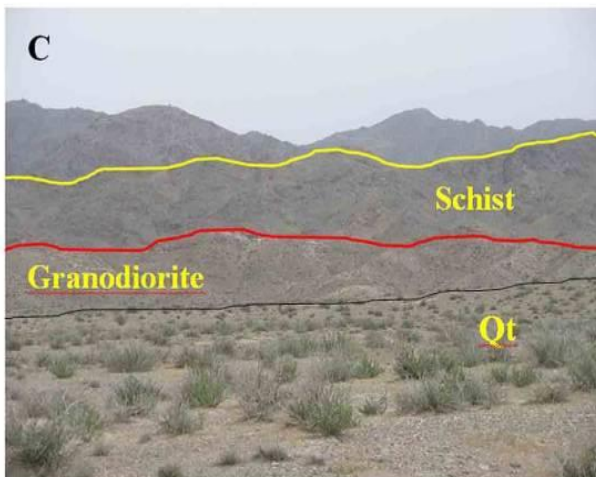
مسکوویت-گرانیت: این واحد به صورت دایک
و استوک در سنگ‌های دگرگونی منطقه بیشتر در غرب کبیرکوه به طور محدود نفوذ نموده و ویژگی صحرایی این واحد، رنگ روشن آن است (شکل‌های ۲ و ۴-B). این واحد دارای بافت هیپایدیومورف گرانولار دانه متوسط است. کانی‌ها شامل: ۳۵ تا ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۳۰ تا ۳۲ درصد فلدسپار پتاسیم، ۵ تا ۶ درصد مسکوویت و ۲۰ تا ۲۲ درصد کوارتز است (شکل ۵-D). زیرکن مهم‌ترین کانی فرعی سنگ است و کانی کدری در آن دیده نمی‌شود. فلدسپار پتاسیم گاهی تا ۲۰ درصد به سریسیت تبدیل شده است.

گرانودیوریت: این واحد نیز به صورت دایک و
استوک در سنگ‌های دگرگونی منطقه از جمله: شیب‌ها و آهک‌های متبلور نفوذ نموده است (شکل‌های ۲ و ۴-C). این واحد دارای بافت هیپایدیومورف گرانولار است. کانی‌ها شامل: ۶۰ تا ۶۲ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپار

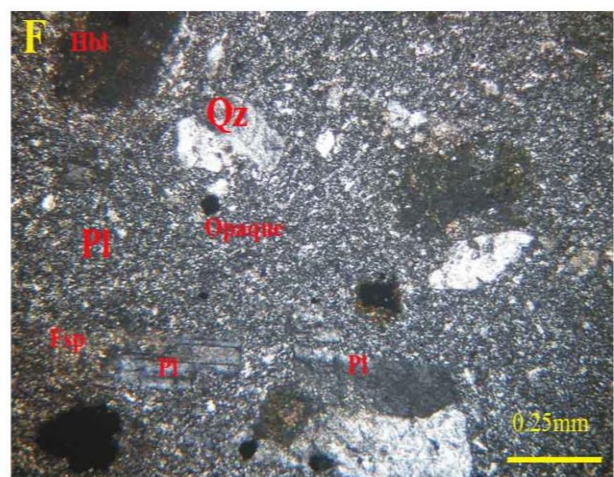
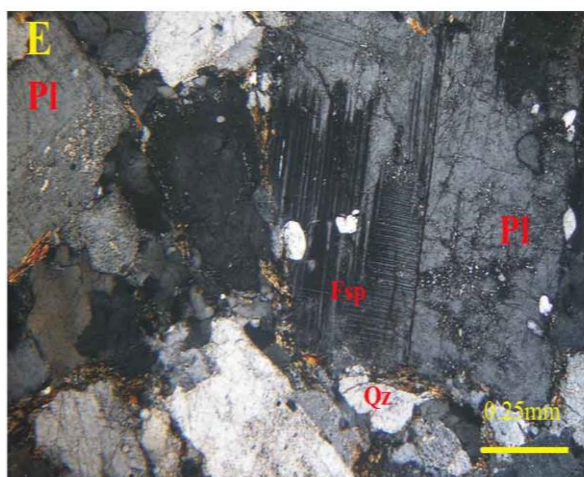
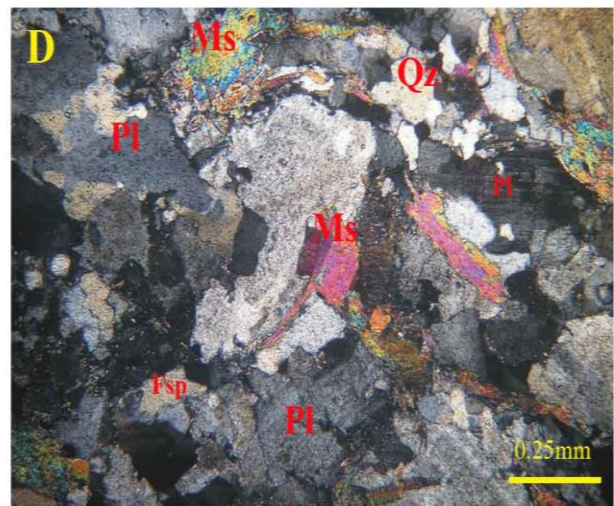
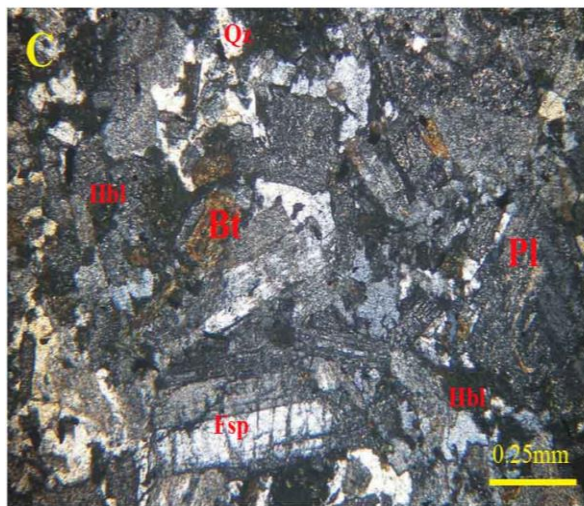
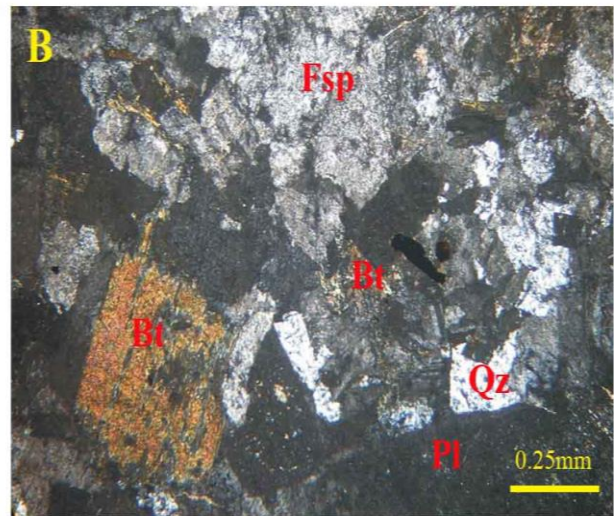
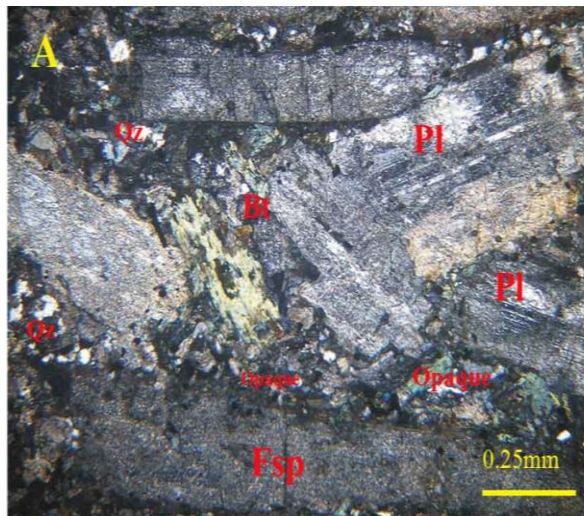
تا پنج درصد هورنبلند و حدود پنج درصد کوارتز خلیجی است. کانی‌های مشاهده شده در زمینه سنگ نیز شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار است. زیرکن مهم‌ترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های کدر شکل‌دار و پراکنده تا یک درصد می‌رسد. فلدسپار تا ۱۰ درصد به کربنات و سربیسیت و هورنبلند گاهی ۱۰۰ درصد به اپیدوت، کربنات، اکسید آهن و کلریت تبدیل شده است. (شکل ۵-F).

پتاسیم و ۲۰ تا ۲۳ درصد کوارتز است. کانی کدردی در متن سنگ مشاهده نمی‌شود. مقادیر بسیار جزئی کلریت تنها کانی ثانویه سنگ است که در متن سنگ پراکنده شده است (شکل ۵-C).

هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری: این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه ریز آپلیتی است. درصد درشت‌بلورها حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد است. کانی‌های درشت‌بلور شامل: ۷ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۱۲ درصد فلدسپار پتاسیم، سه



شکل ۴- A) توده‌های آپلیتی با رنگ روشن که در شیست‌های منطقه کبیرکوه نفوذ نموده‌اند؛ B) توده مسکوویت‌گرانیت با مسکوویت‌های درشت‌بلور و رنگ روشن؛ C) توده گرانودیوریت که در شیست‌ها نفوذ نموده است (دید به سمت شمال شرقی)؛ D) توده روشن رنگ بیوتیت‌گرانودیوریت که در شیست‌های غرب کبیرکوه نفوذ نموده است (دید به سمت شمال شرقی).



شکل ۵- تصاویر مقاطع نازک واحدهای نفوذی احيایی سری I کبیرکوه در نور عبوری (XPL): (A) بیوتیت کوارتز مونزودیوریت پورفیری؛ (B) بیوتیت گرانودیوریت؛ (C) هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری؛ (D) مسکوویت گرانیت؛ (E) گرانودیوریت؛ (F) هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری. Bt=بیوتیت، Fsp=فلدسپار، Hbl=هورنبلند، Ms=مسکوویت، Pl=پلاژیوکلاز، Qz=کوارتز.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول ۱ آمده است. مقدار SiO_2 توده‌ها از ۵۷/۴ تا ۷۵/۱۵ درصد متغیر است. برای نامگذاری سنگ‌ها بر اساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگ‌های پلوتونیک $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 استفاده شده است (Middlemost, 1994) (شکل ۶). بر طبق این رده‌بندی توده‌ها در محدوده کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. از نکات در خور توجه، مقدار K_2O و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بالا است. میزان K_2O از ۱/۳ تا ۴/۶۶ درصد متغیر بوده (جدول ۱) و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در بسیاری از نمونه‌ها به بیش از یک رسیده است. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد که این واحدهای نفوذی بیشتر در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا و در مرز شوشونیتی قرار می‌گیرند (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۷). سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا ناشی از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای بوده و مربوط به سنگ‌های سری I در منطقه هستند (Nguyen *et al.*, 2004). نمونه‌های واحد گرانودیوریت در قسمت پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا پلات شده است در صورتی که بیشتر نمونه‌های مسکوویت‌گرانیت، به جز یک نمونه و واحد هورنبلندکوارتز مونزونیت پورفیری در بخش پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند. واحد بیوتیت‌کوارتز مونزودیوریت پورفیری نیز در قسمت پتاسیم بالا و شوشونیتی پلات شده است (شکل ۷). مقدار $A/\text{NK} > 1$ و $A/\text{CNK} < 1$ (Shand, 1974) برای گرانیتوئیدهای سری I احيایي کيبرکوه نشان می‌دهد که این توده‌های کالک‌آلکان از نوع متاآلومینوس و پراآلومینوس

هستند (شکل ۸). نمونه‌های واحدهای مسکوویت‌گرانیت و گرانودیوریت در دو بخش متاآلومینوس و پراآلومینوس پلات شده‌اند و واحدهای هورنبلندکوارتز مونزونیت پورفیری و بیوتیت‌کوارتز مونزودیوریت پورفیری در محدوده متاآلومینوس قرار گرفته‌اند (شکل ۸). بر پایه مقدار عناصر Nb, Rb, Ta و Yb در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای سری احيایي کيبرکوه شامل: واحدهای گرانودیوریت، هورنبلندکوارتز مونزونیت پورفیری و بیوتیت‌کوارتز مونزودیوریت پورفیری به طور عمده در مرز کمرندهای آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) و همزمان با برخورد قاره‌ها (syn-COLG) است. در صورتی که نیمی از نمونه‌های واحد مسکوویت‌گرانیت در بخش همزمان با برخورد قاره‌ها پلات شده‌اند (شکل ۹-A و B).

شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی مقدار عناصر خاکی کمیاب نرمالیزه شده با مقادیر REE کندریت را نشان می‌دهد. همان طور که مشخص است غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در همه نمونه‌ها دیده می‌شود. عنصر Eu نیز ناهنجاری منفی نشان می‌دهد و مقدار Eu/Eu^* در همه نمونه‌ها کمتر از یک است. به جز نمونه‌های KBW-P-30، KBW-P-31 و KBW-P-44 (جدول ۱). ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به علت حضور کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ ماگما یا محیط احيایي تشکیل ماگما باشد. میزان پایین Sr و Ba در بیشتر نمونه‌ها نیز مؤید تبلور پلاژیوکلاز از ماگمای ایجاد کننده نفوذی‌های احيایي منطقه است (Mshiu and

خاکی کمیاب سبک (LREE) La و Ce و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Tb نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Hf, Nb, Sr, Ti, Zr دیده می‌شود. (شکل ۱۱). بر اساس نظر Chappell و White (۱۹۹۲) و Marcelo و همکاران (۲۰۰۷) غنی‌شدگی در عناصر Ce, La و Y مربوط به گرانیتوئیدهای احيایی نرمال است (شکل ۱۱). مقدار Nb در توده‌های سری I احيایی کبیرکوه به ۶/۹ تا ۱۶/۵ گرم در تن می‌رسد که نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگما است (جدول ۱). همچنین، نسبت Zr/Nb در توده‌ها بین ۱/۲ تا ۲۱/۲۸ و میزان عنصر Rb بیش از ۸۳ گرم در تن است (جدول ۱). دو نمونه مسکوویت‌گرانیت و یک نمونه گرانودیوریت کاهیدگی شدیدتری از Zr و Hf نسبت به بقیه نشان می‌دهند. این دو عنصر به دلیل شعاع یکسان، رفتار مشابه داشته و طی فرآیند تبلور نسبت آنها ثابت باقی می‌ماند. اما با تفریق شدیدتر Hf غنی‌تر می‌شود. بنابراین، کاهیدگی بیشتر Zr به معنی تفریق شدیدتر است (Shizhen *et al.*, 2014).

(Maboko, 2012). با توجه به تشکیل گرانیتوئیدهای نوع احيایی از ذوب بخشی پوسته تحتانی قاره‌ای، نسبت $Rb/Sr < 2$ نشان‌دهنده ذوب بخشی درجه پایین آبدار بوده که به تبلور میکاها (مسکوویت و بیوتیت) منجر شده است. در صورتی که نسبت $Rb/Sr > 2$ مؤید آن است که بیشتر میکاها در طول ذوب بخشی آب‌گیر، ذوب و وارد ماگما شده‌اند (Zhang, Harrison *et al.*, 1999). Zhang *et al.*, 2007. نسبت Rb/Sr در توده‌های نفوذی مطالعه شده کمتر از دو (۰/۱ تا ۱/۷۸) است (جدول ۱). نسبت بالای $(La/Yb)_N$ مربوط به گرانیتوئیدهای حاصل از تفریق ماگما از پوسته در پهنه همزمان با برخورد قاره‌ها یا همان گرانیتوئیدهای سری احيایی است (Shahzeydi *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2007). نسبت $(La/Yb)_N$ در توده‌های نفوذی مطالعه شده از ۳/۱ تا ۴۷/۴ است (جدول ۱).

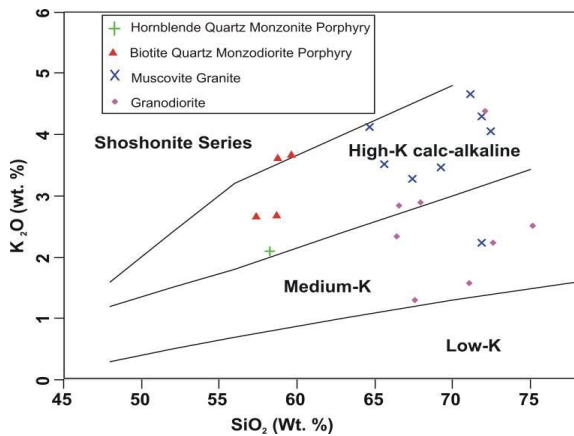
نرمالیزه کردن برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به پوسته متوسط نشان می‌دهد که غنی‌شدگی کوچکی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند: Rb و K و عناصر

جدول ۱- نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب گرانیتوئیدهای سری I احيایی کبیرکوه

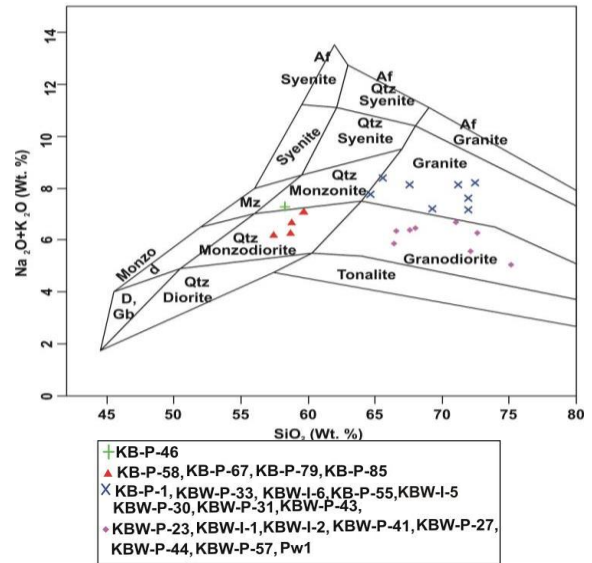
Sample No	KB-P-46	KB-P-58	KB-P-67	KB-P-79	KB-P-85	KB-P-1	KBW-P-33
Rock Unit	Hbl Qz Monzonite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Ms Granite	Ms Granite
SiO ₂	58.26	59.66	58.78	58.69	57.4	71.92	69.23
TiO ₂	0.88	1.13	1.17	1.05	1.04	0.06	0.29
Al ₂ O ₃	16.5	14.66	15.37	15.38	15.45	14.67	14.01
TFeO	1.66	4.94	4.80	4.91	4.74	1.09	1.25
MnO	0.1	0.13	0.2	0.11	0.18	0.03	0.01
MgO	2.15	3.19	3.52	3.9	3.95	0.89	0.97
CaO	8.52	2.96	4.96	5.92	5.71	1.95	2.48
Na ₂ O	5.19	3.39	3.05	3.57	3.51	2.78	3.72
K ₂ O	2.1	3.66	3.61	2.68	2.65	4.3	3.47

Sample. No	KB-P-46	KB-P-58	KB-P-67	KB-P-79	KB-P-85	KB-P-1	KBW-P-33
Rock Unit	Hbl Qz Monzonite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Bt Qz Monzodiorite Porphyry	Ms Granite	Ms Granite
ادامه جدول ۱-۱ ...							
P ₂ O ₅	0.34	0.34	0.37	0.41	0.39	0.03	0.13
Sr	698	340.8	538.5	549.4	556.9	-	303
Rb	70.1	122.4	131.3	90.8	91.3	-	107.5
Nb	13.43	16.4	12.9	13.5	13.3	-	12.57
Ba	708	788	1064	541	599	-	468
Zr	16.5	291.7	234.1	251.8	245.8	-	16.3
Co	5.2	12.9	14.9	16.1	15.4	-	4.4
Hf	0.74	7.4	5.1	5.9	5.6	-	0.64
Ta	0.7	1.2	0.9	1.1	1	-	1
Cs	0.7	2.6	1.8	4.8	2	-	3.5
La	26.6	60.3	43.3	57.7	53.7	-	23.7
Y	23.3	27.1	22.1	22.7	23.4	-	16.3
Ce	75.74	117.4	82.1	102.3	104.8	-	47.43
Pr	9.1	13.35	9.33	12.09	11.54	-	6
Nd	31.8	47.1	33.4	45.7	39	-	20.4
Sm	5.6	7.93	6.37	7.33	6.41	-	3.4
Eu	1.6	1.40	1.47	1.60	1.39	-	0.7
Gd	4.6	6.23	4.96	5.48	5.20	-	3.1
Tb	0.8	0.99	0.83	0.89	0.84	-	0.5
Dy	4.4	5.46	4.45	4.98	4.78	-	3.1
Ho	0.9	0.94	0.84	0.88	0.83	-	0.7
Er	2.3	2.56	2.33	2.47	2.07	-	1.5
Tm	0.3	0.37	0.33	0.36	0.33	-	0.2
Yb	2	2.60	2.32	2.38	2.23	-	1.2
Lu	0.3	0.35	0.31	0.37	0.33	-	0.1
K ₂ O/Na ₂ O	0.4	1.07	1.18	0.75	0.75	1.49	0.93
Rb/Sr	0.10	0.35	0.24	0.16	0.16	-	0.35
Sr/Y	29.95	12.57	24.36	24.20	23.79	-	18.58
Eu/Eu*	0.96	0.61	0.80	0.77	0.74	-	0.66
(La/Yb) _N	13.3	23.19	18.66	24.24	24.08	-	19.75
(La/Ce) _N	0.35	0.51	0.52	0.56	0.51	-	0.49

Sample.No	KBW-I-6	KB-P-55	KBW-P-30	KBW-P-31	KBW-P-43	KBW-I-5	KBW-P-23
Rock Unit	Ms Granite	Ms Granite	Ms Granite	Ms Granite	Ms Granite	Ms Granite	Granodiorite
							ادامه جدول ۱-...
SiO ₂	72.44	64.64	71.92	71.17	65.6	67.4	66.45
TiO ₂	0.04	0.74	0.17	0.13	0.52	0.4	0.48
Al ₂ O ₃	14.72	14.55	15.28	15.23	15.78	15.35	14.48
TFeO	1.02	3.01	1.07	1	1.91	1.70	1.38
MnO	0.01	0.1	0.03	0.03	0.05	0.04	0.07
MgO	0.21	2.2	0.6	0.74	1.74	1.45	1.29
CaO	0.88	2.87	1.67	1.92	4.24	3.98	3.5
Na ₂ O	4.15	3.65	5.39	3.49	4.86	4.73	3.53
K ₂ O	4.05	4.12	2.24	4.66	3.52	3.35	2.33
P ₂ O ₅	0.14	0.25	0.06	0.07	0.2	0.11	0.16
Sr	95	429.6	441.5	409.2	622.8	212	390
Rb	169.1	138.6	69	186.4	93.6	210.4	83
Nb	23.52	16.5	1.1	3.8	6.9	5.8	10.45
Ba	313	872	640	1577	368	416	373
Zr	5.4	295.8	73.2	73.8	146.9	6.5	13
Co	1.4	8.3	1.2	1.7	4.4	0.6	6.4
Hf	0.38	7.7	2.3	2.3	2.3	0.7	0.71
Ta	3.6	1.2	0.1	0.8	0.6	2.7	0.7
Cs	3.3	1.4	2	6.2	1.6	3.1	8.5
La	3.3	36.3	1.3	10	17.2	1.7	20
Y	4.7	24.3	1.7	2.5	10.7	3.2	12
Ce	6.43	64.4	1.2	14.5	34.5	2.9	43.41
Pr	0.7	7.26	0.16	1.56	4.1	0.30	5
Nd	2.3	28.1	0.4	5.4	15.8	1.2	16.3
Sm	0.6	4.81	0.18	0.90	2.71	0.30	3
Eu	0.1	1.26	0.16	0.37	0.76	0.10	0.7
Gd	0.8	4.28	0.28	0.83	2.72	0.50	2.5
Tb	0.1	0.75	0.06	0.13	0.35	0.10	0.4
Dy	0.8	4.52	0.43	0.63	1.94	0.70	2.4
Ho	0.2	0.82	0.06	0.09	0.35	0.1<	0.5
Er	0.4	2.1	0.22	0.26	0.88	0.20	1.4
Tm	0.1<	0.34	0.03	0.03	0.14	0.1<	0.2
Yb	0.5	2.41	0.21	0.23	0.96	0.20	1.2
Lu	0.1<	0.36	0.03	0.04	0.14	0.1<	0.2
K ₂ O/Na ₂ O	0.97	1.12	0.41	1.33	0.72	0.70	0.66
Rb/Sr	1.78	0.32	0.15	0.45	0.15	0.99	0.21
Sr/Y	20.21	17.67	259.7	163.68	58.20	66.25	32.5
Eu/Eu*	0.44	0.85	2.18	1.31	0.86	0.79	0.78
(La/Yb) _N	6.6	15.06	6.19	43.47	17.91	8.5	16.66
(La/Ce) _N	0.51	0.56	1.08	0.68	0.49	0.59	0.46

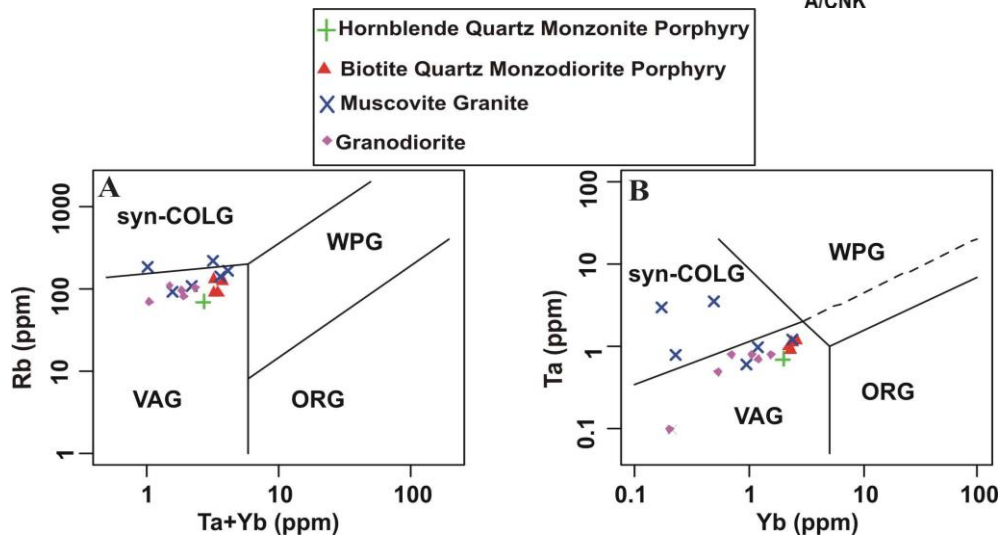
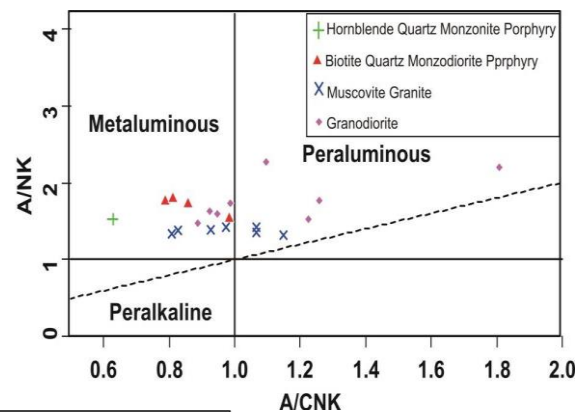


شکل ۷- گرانیتوئیدهای سری احيایی کيبرکوه در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 که به طور عمده در محدوده کالک‌آلکان پتاسيم متوسط و بالا قرار می‌گیرند (Peccerillo and Taylor, 1976).

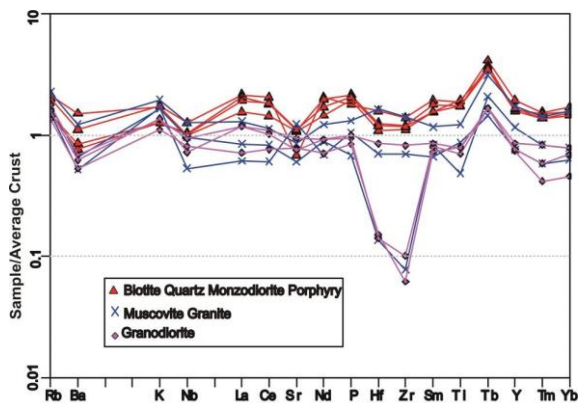


شکل ۶- نامگذاری گرانیتوئیدهای سری احيایی کيبرکوه در نمودار نامگذاری سنگ‌های درونی (Middlemost, 1994).

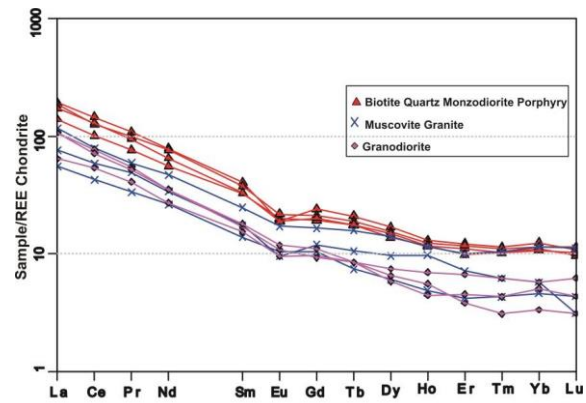
شکل ۸- گرانیتوئیدهای سری احيایی کيبرکوه در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1974).



شکل ۹- (A) نمودار Rb و $Ta+Yb$ و (B) نمودار Ta و Yb برای گرانیتوئیدهای سری احيایی کيبرکوه که در مرز محیط گرانیتوئیدهای کمر بند آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قاره‌ای (syn-COLG) پلات شده‌اند (Pearce et al., 1984). VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی؛ WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای؛ ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی؛ $syn-COLG$ = گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها.



شکل ۱۱- دیاگرام عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی کمیاب گرانیتوئیدهای سری احيایی کبیرکوه که نسبت به پوسته متوسط نرمالیزه شده است (Weaver and Tarney, 1984).



شکل ۱۰- دیاگرام عنکبوتی عناصر REE گرانیتوئیدهای سری احيایی کبیرکوه که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است (Boynnton, 1985).

نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم (Cherniak and Watson, 2000).

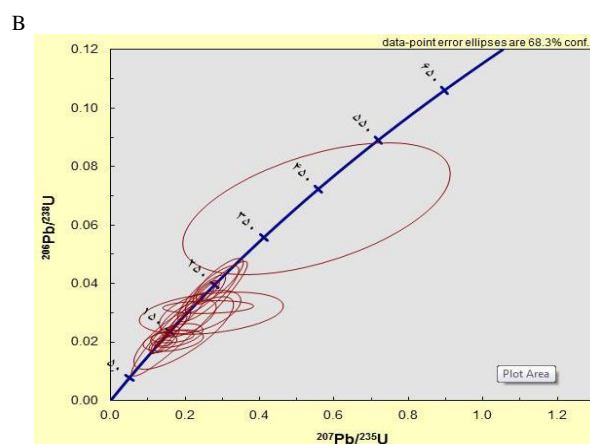
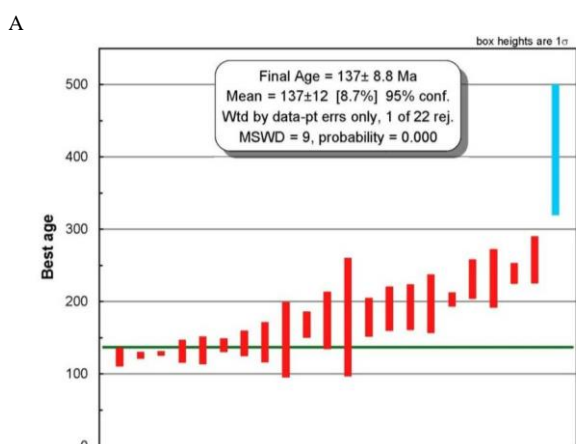
ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd: مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نخستین، در منطقه کبیرکوه با تجزیه نمونه کل سنگ و با توجه به سن به دست آمده از زیرکن در جدول ۲ محاسبه شده است. نسبت ایزوتوپ نخستین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده گرانیتی (KBW-I-5) با توجه به سن ۱۳۷ میلیون سال به ترتیب برابر با ۰/۷۰۷۰۰۳ و ۰/۵۱۲۱۰۷ است (جدول‌های ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ نخستین $\epsilon\text{Nd I}$ در نمونه مورد نظر برابر با ۶/۷۶- است (جدول ۴). همچنین، نسبت ایزوتوپ نخستین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده گرانیتی (KBW-I-6) با توجه به سن ۱۳۷ میلیون سال به ترتیب با ۰/۷۰۸۰۳۱ و ۰/۵۱۲۰۲۳ است (جدول‌های ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ نخستین $\epsilon\text{Nd I}$ در نمونه مورد نظر برابر با ۸/۴۰- است (جدول ۴). با توجه به مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نخستین بیش از ۰/۷۰۷، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بیش از ۰/۵۱۲ و $\epsilon\text{Nd I}$ کمتر از ۶/۷۶- به دست آمده برای گرانیت‌های کبیرکوه، منشأ ماگمای این توده‌ها در محدوده پوسته

سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb: از نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی احيایی پس از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیک، یک نمونه از واحد گرانیتی (به عنوان نماینده‌ای از توده‌های احيایی) برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در جدول ۲ و شکل ۱۲- A و B نشان داده شده است. بر پایه ۲۰ نقطه اندازه‌گیری روی دانه‌های زیرکن، سن توده نفوذی گرانیتی برابر با ۱۳۷ میلیون سال محاسبه شد (جدول ۲ و شکل ۱۲- A و B). توده نفوذی گرانیتی در کرتاسه پیشین (Valanginian) در مجموعه سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ نموده است. از طرفی، نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است. زیرا به طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto *et al.*, 2001; Williams, 2001; Rubatto, 2002). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از دو بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگمایی زیرکن‌ها است (جدول ۲). این ویژگی همراه با تحمل حرارتی بالای زیرکن به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را

قاره‌ای واقع شده است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). پذیرفتاری مغناطیسی توده‌ها، نشان‌دهنده ماهیت کانی‌شناسی، ژئوشیمی، موقعیت تکتونیکی و احیایی سری I (سری ایلمنیت) گرانیتوئیدها است.

جدول ۲- نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb در توده گرانیتی کبیرکوه

Samples	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*	±	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U*	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Best age	±
	(ppm)				(%)		(%)		(%)	(Ma)	(Ma)
KDW-I-5-3C	4348	651	28.4	18.9154	14.6	0.1404	17.7	0.0193	10.0	123.0	12.2
KDW-I-5-2R	2728	863	54.3	19.0309	10.6	0.1424	11.1	0.0197	3.4	125.5	4.2
KDW-I-5-4R	3175	81569	47.5	20.5109	0.6	0.1351	2.1	0.0201	2.0	128.3	2.5
KDW-I-5-17R	3475	616	11.8	16.8311	29.6	0.1681	31.9	0.0205	11.8	131.0	15.3
KDW-I-5-3R	4442	1736	25.4	19.5348	10.0	0.1463	17.5	0.0207	14.3	132.3	18.7
KDW-I-5-1R	4405	292	25.6	18.0700	21.7	0.1670	22.6	0.0219	6.4	139.5	8.8
KDW-I-5-14	4421	268	29.1	17.3058	23.2	0.1773	26.2	0.0223	12.1	141.9	16.9
KDW-I-5-4C	4413	7848	37.3	19.6939	5.9	0.1576	20.1	0.0225	19.2	143.5	27.2
KDW-I-5-17C	4307	3951	2.9	16.2346	27.7	0.1962	45.1	0.0231	35.5	147.2	51.7
KDW-I-5-5R	4437	2207	14.6	19.9885	6.0	0.1819	12.1	0.0264	10.5	167.8	17.4
KDW-I-5-8C	4442	10321	34.0	20.3234	1.5	0.1853	22.9	0.0273	22.8	173.7	39.1
KDW-I-5-12	4432	2809	0.7	18.2436	15.0	0.2117	48.6	0.0280	46.2	178.1	81.2
KDW-I-5-1C	4444	820	17.5	18.5363	18.5	0.2087	23.7	0.0281	14.9	178.4	26.2
KDW-I-5-10C	4431	153	0.4	15.2330	44.4	0.2705	47.2	0.0299	16.0	189.9	29.9
KDW-I-5-7C	4422	1164	29.3	17.3542	25.4	0.2403	30.1	0.0302	16.2	192.1	30.7
KDW-I-5-6R	4450	2156	7.9	19.8647	5.5	0.2153	21.3	0.0310	20.5	197.0	39.8
KDW-I-5-9R	4453	636	6.4	16.8195	30.4	0.2622	30.7	0.0320	4.5	203.0	9.0
KDW-I-5-15C	4430	5847	24.0	19.7521	7.8	0.2545	14.0	0.0365	11.7	230.8	26.5
KDW-I-5-16R	4432	884	14.9	19.2293	11.2	0.2623	20.7	0.0366	17.4	231.6	39.5
KDW-I-5-15R	4440	2552	27.0	19.9690	5.5	0.2604	8.0	0.0377	5.8	238.7	13.7
KDW-I-5-13	4448	1381	5.8	19.4547	8.7	0.2890	15.4	0.0408	12.7	257.7	32.1
KDW-I-5-10R	4451	201	0.3	16.3559	36.4	0.5531	42.9	0.0656	22.7	409.7	90.0
KDW-I-5-17R-33	369	75583	1.5	18.0072	2.2	0.5435	2.8	0.0710	1.7	442.1	7.2
KDW-I-5-17R-33	148	28799	2.1	18.2898	7.1	0.5322	7.4	0.0706	2.1	439.7	8.7



شکل ۱۲- A) پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی برای توده گرانیتی کبیرکوه؛ B) نمودار کنکردیا برای زیرکن‌های سن‌سنجی شده با روش U-Pb برای توده گرانیتی کبیرکوه

جدول ۳- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr کبیرکوه

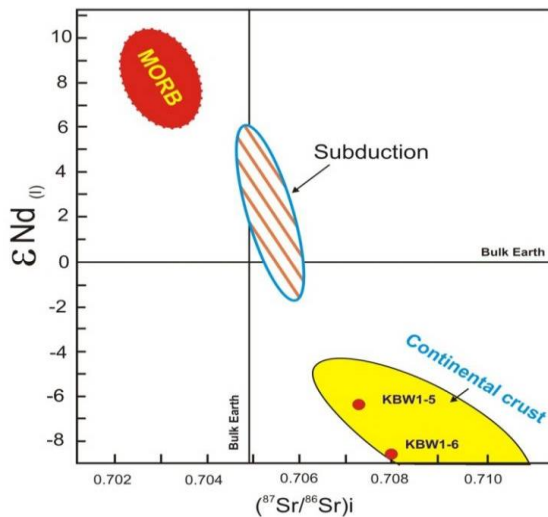
m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated using $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ and an age 43.44 (age based on zircon).

Sample	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ (2σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$
KBW-I-5	137	204.736	173.902	3.4024	0.713919	0.707003
KBW-I-6	137	136.969	106.48	3.7175	0.715587	0.708031

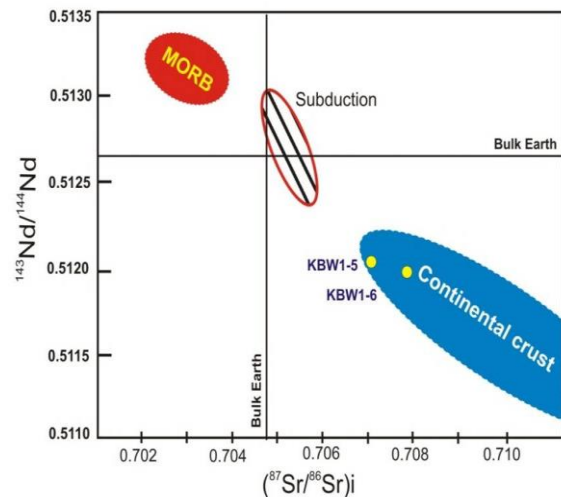
جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd کبیرکوه

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculated using $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ and an age 43.44 (age based on zircon). ϵNd , initial ϵNd value.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ (2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	ϵNd I
KBW-I-5	0.678	6.04	0.0679	0.512171	0.512107	-6.76
KBW-I-6	0.8932	2.652	0.2038	0.512214	0.512023	-8.40



شکل ۱۴- موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای احیایی سری I کبیرکوه بر مبنای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به ϵNd (Zindler, 1986).



شکل ۱۳- موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای احیایی سری I کبیرکوه بر مبنای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Zindler, 1986).

بحث و نتیجه‌گیری

است. در این زمان، دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه اتفاق افتاده و سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک به اسلیت و فیلیت دگرگون شده‌اند. سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده پوسته، تحت شرایط دی‌هیدراسیون، ذوب بخشی یافته و انواع گوناگونی از ماگماهای اسیدی-حدواسط را ایجاد می‌کنند (Miller, 1985; Petford and Atherton, 1996). توده‌های احیایی در این زمان شکل گرفته‌اند که پتاسیم متوسط تا بالا بوده و از لحاظ

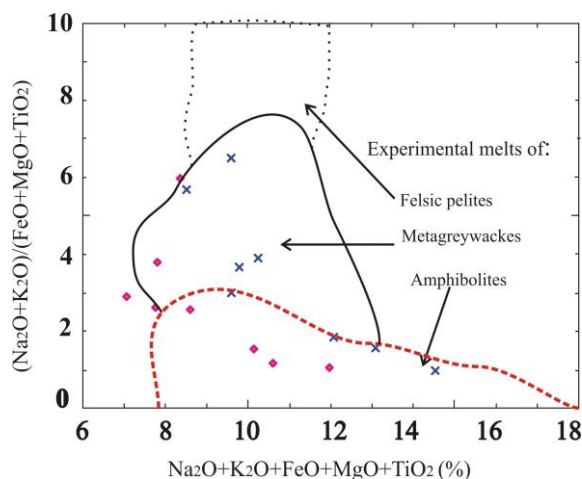
منطقه کبیرکوه در شمال شرق بلوک لوت شامل: سنگ‌های نفوذی با ترکیب گرانیت تا دیوریت است که به شکل باتولیت، استوک و دایک در سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ کرده‌اند. مطالعات سن‌سنجی و پتروژنی نشان‌دهنده دو مرحله متفاوت ماگماتیسم در منطقه است. الف) قدیمی‌ترین مرحله ماگماتیسم مربوط به حدود ۱۳۷ میلیون سال پیش در کرتاسه پیشین

میانی حدود ۴۳ میلیون سال پیش است. در این زمان همزمان با وقوع فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت و پدید آمدن ماگماتیسم عظیم ترسیری در بلوک لوت، توده‌های اکسیدان (سری I) به وجود آمده‌اند که از نوع متآلومینوس تا کمی پراآلومینوس، پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. پذیرفتاری مغناطیسی آنها از $SI \times 10^{-5}$ بیشتر است. نسبت ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ نخستین ۰/۷۰۶، نسبت ایزوتوپ $^{143}Nd/^{144}Nd$ نخستین بیش از ۰/۵۱۲ و مقدار ϵNd کمتر از ۳/۵- همراه با میزان $Nb > 17 ppm$ ، نسبت کم $Zr/Nb < 2$ نشان‌دهنده مشتق شدن ماگما از پوسته اقیانوسی فرورانش کرده است که آلودگی بالایی با پوسته قاره‌ای داشته است (Salati et al., 2012). کانی‌سازی منطقه کبیرکوه مرتبط با این توده‌ها است.

وجود چنین ماگماتیسم‌های با ویژگی‌های مشابه در دیگر نقاط بلوک لوت نیز تا کنون به اثبات رسیده است که بخشی از وقایع تکتونوماگمایی شرق ایران را آشکار می‌کند. بدون شک، فهم بیشتر و بهتر این وقایع در شرق ایران و نیز تعیین ارتباط آنها با کانی‌سازی‌های مختلف گام مهمی در تکامل دانش زمین‌شناسی ایران و اکتشاف کانسارهای بزرگ است.

شاخص آلومینیوم به طور عمده متآلومینوس هستند. پذیرفتاری مغناطیسی آنها از $SI \times 10^{-5}$ کمتر است. از لحاظ موقعیت تکتونیکی، به طور عمده در مرز پهنه فرورانش و پهنه برخورد قرار گرفته‌اند. نسبت ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ نخستین ۰/۷۰۷، نسبت ایزوتوپ $^{143}Nd/^{144}Nd$ نخستین بیش از ۰/۵۱۲ و مقدار ϵNd کمتر از ۶/۷۶- است که نشان‌دهنده ماگما با منشأ پوسته قاره‌ای است. ماگمای توده‌های احیایی با داشتن مقدار $Na_2O+K_2O/(FeO+MgO+TiO_2)$ کمتر از شش و میزان $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$ بین ۷ تا ۱۵ درصد، به طور غالب از ذوب متاگزیوک و آمفیبولیت‌ها منشأ گرفته است (شکل ۱۵). کلیه شواهد صحرایی (مانند عدم وجود زینولیت)، پتروگرافی توده‌ها (وجود آمفیبول و نبود کانی‌های رستیتی)، داده‌های ژئوشیمیایی (کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و به طور عمده متآلومینوس و اطلاعات ایزوتوپ رادیوژنیک) و پذیرفتاری مغناطیسی (احیایی بودن) نشان می‌دهد که این توده‌ها از نوع توده‌های نفوذی I احیایی حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای هستند و با توده‌های سری I اکسیدان تشکیل شده از تفریق ماگمای بازالتی متفاوتند.

ب) مرحله دوم ماگماتیسم مربوط به ائوسن



شکل ۱۵- موقعیت توده‌های احیایی در نمودار $Na_2O+K_2O/(FeO+MgO+TiO_2)$ در مقابل $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$ برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای نوع احیایی (Patino Douce, 1999).

رادیوژنیک، از دکتر جورج گرلز و ویکتور والنسیا
(آزمایشگاه سن‌سنجی) به خاطر زحماتشان
سپاسگذاری می‌نمایند.

سپاسگزاری
نگارندگان ضمن تشکر از دانشگاه آریزونا برای
همکاری در انجام تجزیه‌های سن‌سنجی و ایزوتوپ

منابع

- Abdi, M. and Karimpour, M. H. (2013) Petrochemical characteristics and timing of middle Eocene granitic magmatism in Kooch-Shah, Lut block, eastern Iran. *Acta Geologica Sinica* 87: 1032-1044.
- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Bolourian, Gh. and Safari, M. (2005) Explanatory text of Zouzan. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7958, Geological survey of Iran, Tehran.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.) 115-1522. (Developments in geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth Sciences* 83: 1-26.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.
- Harrison, T. M., Grove, M., Mckeegan, K. D. and Coath, C. D., Lovera, O. M. and Fort, P. L. (1999) Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalayan. *Journal of Petrology* 40: 3-19.
- Malekzadeh Shafaroudi, A. (2009) Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, radiogenic isotopes, petrogenesis of intrusive rocks and determination of source of mineralization in Maherabad and Khopik prospect areas, south Khorasan province. PhD Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R. (2012) Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. *Journal of Economic Geology* 3: 41-60 (in Persian).
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Esfandiarpour, A. (2013) Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, east of Iran. *Petrology* 4(16): 105-124 (in Persian).
- Marcelo, E., Almeida Moacir, J. B., Macambira, B. and Elma, C. O. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sciences Review* 37: 215-224.
- Miller, J. M. (1985) Are strongly peraluminous magma derived from politic sedimentary sources. *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Moradi, M., Karimpour M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G. L. and Stern, C. R. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr and Sm-Nd isotopes of Najmabad monzonitic

- rocks south of Ghonabad. *Petrology* 3(11): 77-96 (in Persian).
- Mshiu, E. and Maboko, M. A. H. (2012) Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: their influence in evolution of Archaean Tanzania craton. *Journal of African Earth Sciences* 1: 66-67.
- Nguyen, T. B. T., Muharrem, S., Wolfgang, S., Torsten, V. and Trinh, V. L. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 467-482.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding granites: integrating new and classical techniques* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L.) Special publication 168: 55-75. Geological Society, London.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Per. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon, and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138.
- Salati, E., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Hidarian Shahri, M. R., Farmer, L. and Stern, C. R. (2012) U-Pb zircon geochronology, geochemistry of Sr-Nd isotopes, and petrogenesis of oxidant granitoids of Keybarkuh (southwest of Khaf). *Journal of Economic Geology* 2(4): 285-301 (in Persian).
- Salati, E., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Hidarian Shahri, M. R. (2014) Mineralization, alteration, and geochemical exploration in the eastern part of Keybarkuh (southwest of Khaf). *Journal of Crystallography and Mineralogy* (in press) (in Persian).
- Salati, E., Karimpour, M. H., and Hidarian Shahri, M. R. (2014) Ground magnetic survey to explore mineral resources and determine relative depth and extension of intrusive bodies causing alteration and mineralization in the east of Keybarkuh area (southwest of Khaf). *Journal of Crystallography and Mineralogy* 22(2): 193-206 (in Persian).
- Shahzeydi, M., Moayyed, M., Arai, Sh., Pirnia, T. and Ahmadian, J. (2012) Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoid NW Iran. *Petrology* 3(11):111-126 (in Persian).
- Shand, S. J. (1974) *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. 3rd edition, Hafner, New York.
- Shizhen, Z., FenQi, L., Yong, L., Wei, L. and Ya Dong, Q. (2014) Early Ordovician strongly peraluminous granite in the middle section of the Yarlung Zangbo junction zone and its geological significance. *Science China Earth Sciences* 57(4): 630-643.
- Weaver, B. L. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577.
- Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 557-580.

- Zhang, J. Y., Ma, C. Q., She, Z. B., Zhang, X. G. and Zhou, H. S. (2007) The early Paleozoic Tiefosi syn-collisional granite in the northern Dabie orogen: geochronological and geochemical constraints. *Earth Sciences* 50(6): 847-856.
- Zindler, A. and Hart, S. R. (1986) Chemical geodynamics. *Anniversary Reviews of Earth Planetary Sciences* 14: 493-571.

Zircon U-Pb geochronology of Sr-Nd isotopes and petrogenesis of I-type reduced granitoids of Keybarkuh (Southwest of Khaf)

Ehsan Salati ¹, Mohammad Hassan Karimpour ¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi ¹,
Mohammad Reza Heidarian Shahri ¹, Lang Farmer ² and Charles Stern ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO, USA

Abstract

The Keybarkuh area is situated in the northeast of the Lut block. The rock units of the area are the Paleozoic metamorphic rocks and the Cretaceous to Tertiary intrusions with granite to diorite composition. The intrusive rocks are divided into oxidant and reduced series. The reduced intrusive rocks are granite and granodiorite with hypidiomorphic granular texture. The main minerals consist of feldspars, quartz, muscovite and less biotite. The reduced intrusions are mostly moderate to high-K and mostly metaluminous. Their tectonic setting mostly plot in the boundary between subduction and continental collision. LREE enrichment relative to HREE is observed. The Eu negative anomalies and depletion of Sr and Ba can be attributed to the presence of residual plagioclase in a source and redox conditions. Depletion of Sr, Zr, Hf and Ti relative to Rb, K, La, Ce, Nd and Tb indicate the involvement of continental crust in generation of magma. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope ratio, initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isotope ratio and εNd values could be considered as representative of reduced continental crust derived magmas. The age of muscovite granite unit was determined 137 Ma, belong to the early Cretaceous (Valanginian), using zircon U-Pb method. Field observation (lack of exfoliation), petrography (the presence of amphibole and lack of restite minerals), geochemical data (high-K calc-alkaline, metaluminous and radiogenic isotopes) and magnetic susceptibility (reduced type) indicate these intrusions are reduced I-type intrusive rocks resulting by partial melting of continental crust, which mostly show metagreywackes to amphibolite source.

Key words: Reduced I-type granitoids, Radiogenic isotopes, zircon dating, Keybarkuh, Lut block