مجله زمین‌شناسی اقتصادی
سال ۱۳۹۱، شماره ۲، (جلد ۴)
صفحه ۲۸۵ تا ۳۰۱

Journal of Economic Geology
2012- 2013, No. 2 (Vol. 4)
ISSN 2008-7306

Archive of SID

سن‌سنجی زیرکن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd، و پتروژنز گرانیتوئیدهای اکسیدان منطقه کیبرکوه (جنوب‌غربی خواف)

احسان سلاطی*[۱]، محمدحسن کریم‌پور[۱]، آزاده ملک‌زاده شفارودی[۱]، محمدرضا حیدریان شهری[۱]، لنگ فارمر[۲]، چالرز استرن[۲]

۱) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد
۲) گروه علوم زمین دانشگاه کلرادو امریکا

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۳/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۱/۵/۳۱

چکیده

منطقه کیبرکوه در۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. این منطقه در شمال‌شرقی بلوک لوت واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و مجموعه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با سن کرتاسه تا ترشیاری است که به شکل دایک، استوک و باتولیت در منطقه نفوذ کرده‌اند. ترکیب توده‌ها از گرانیت تا دیوریت متغیر است. براساس پذیرفتاری مغناطیسی، توده‌های نفوذی منطقه به دو سری اکسیدان و احیایی تقسیم می‌شوند. در این تحقیق توده‌های نفوذی اکسیدان مورد بررسی قرار گرفته‌اند. اغلب این توده‌ها دارای پتاسیم بالا تا شوشونیتی و از نوع متاآلومینوس می‌باشند. ماگمای آنها در کمان ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده و همگی متعلق به گرانیتوئیدهای سری I هستند. غنی‌شدگی در عناصر LILE مانند Rb، Cs، K، Ba و Th نسبت به عناصر HFSE مانند Nb، Zr و Ti وجود دارد که موّید این موضوع است. غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نیز تیپیک ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است. آنومالی منفی *Eu/Eu نشان دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز و آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای احیایی است. همچنین میزان Nb>11 ppm، نسبت کم Zr/Nb<2، نسبت ایزوتوپ $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بیش از ۰/۷۰۶، نسبت ایزوتوپ $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه بیش از ۰/۵۱۲ و مقدار εNd کمتر از ۳/۵-، اختلاط ماگما با پوسته قاره‌ای احیایی را نشان می‌دهد. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن ۴۳/۴۴ میلیون سال، مربوط به ائوسن میانی تعیین شد. براساس محاسبه مقدار TDM ماگمای تشکیل شده در کیبرکوه از یک پوسته اقیانوسی در حال فرورانش قدیمی با سن ۸۲۰ میلیون سال منشأ گرفته است، که بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

واژه‌های کلیدی: *کیبرکوه، فرورانش، توده‌های سری اکسیدان، ایزوتوپ رادیوژنیک، سن‌سنجی زیرکن.*

مقدمه

منطقه کیبرکوه از نظر تقسیمات ساختاری در گوشه شمال‌شرقی بلوک لوت واقع شده است (شکل۱). این منطقه در۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه در شمال نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زوزن که توسط سازمان زمین‌شناسی تهیه گردیده، واقع شده است. این محدوده از شرق به روستای زوزن (قاسم‌آباد) و از غرب به روستای چاه‌گچی محدود می‌شود. با توجه به این که محدوده مورد مطالعه در بخشهای شمال شرقی بلوک لوت قرار می‌گیرد، در نتیجه این منطقه نیز تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی منتسب به بلوک لوت و فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک ایران قرار گرفته است. ماگماتیسم بلوک لوت از ژوراسیک به بعد با نفوذ توده‌های نفوذی سرخ‌کوه و غیره آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای آتشفشانی- نفوذی ترشیاری، به ویژه ائوسن، در بلوک لوت حدود ۲۰۰۰ متر تخمین زده شده است [۱]. نظریات تکتونیکی مختلفی در مورد شکل‌گیری بلوک لوت وجود دارد. بیشتر آنها وجود یک چرخه کامل کوه زایی شامل ریفتی شدن، تشکیل اقیانوس کوچک بین بلوک لوت و افغان،

*[۱] مسؤول مکاتبات: ehsan.salati56@yahoo.com

www.SID.ir

Archive of SID

فرورانش پوسته اقیانوسی، بسته شدن اقیانوس و تصادم لوت و افغان را مطرح کرده‌اند [۲ تا ۴]. برخی از تئوری‌های دیگر، تشکیل بلوک لوت را مربوط به شرایط کششی می‌دانند [۵]. اما حجم عظیم ماگماتیسم ترشیاری 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.واحدهای سنگی منطقه کیبرکوه شامل سنگهای دگرگونی از جمله اسلیت، فیلیت، شیست، سنگ آهک تبلور یافته و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق است که به شکلهای دایک، استوک و باتولیت در سنگهای دگرگونی نفوذ کرده‌اند. ترکیب توده‌های نفوذی از گرانیت تا دیوریت متغیر است. ایشی هارا [۶ و ۷] گرانیتوئیدها را به دو سری مگنتیت و ایلمنیت تقسیم کرد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از ۳۰۰×۱۰^{-۵}SI و سری ایلمنیت کمتر از ۳۰۰×۱۰^{-۵}SI است. در منطقه کیبرکوه دو سری گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت با سنهای متفاوت مشاهده می‌شوند که در این مقاله پتروژنز، سن‌سنجی، مقادیر ایزوتوپ‌های رادیوژنیک و منشأ توده‌های سری مگنتیت (اکسیدان) بحث می‌شود که قبلاً مورد بررسی قرار نگرفته است.

زمین‌شناسی

برپایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای سنگی موجود در منطقه کیبرکوه را می‌توان به چهار بخش به شرح زیر تقسیم کرد (شکل۲):

۱ـ سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین به سن پالئوزوئیک [۸] شامل فیلیت، اسلیت، شیست و سنگ آهک تبلور یافته که عمدتاً در شرق و غرب منطقه رخنمون دارند.

۲- توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق مزوزوئیک سری ایلمنیت (احیایی) که به شکل دایک و استوک در بخشهای غربی و شرقی منطقه دیده می‌شوند. این توده‌ها شامل هورنبلند کوارتز بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، بیوتیت گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری، بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، پگماتیت و مسکویت گرانیت است.

۳ـ توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق سنوزوئیک سری مگنتیت (اکسیدان) که به شکل استوک و باتولیت بخش اعظم منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. این توده‌ها شامل سینوگرانیت، بیوتیت گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند دیوریت پورفیری، بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و بیوتیت سینوگرانیت است. توده‌های بیوتیت گرانودیوریت، سینوگرانیت و بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری بیشترین رخنمون را در منطقه دارند.

۴ـ رسوبات کواترنری.

مراحل تحقیق

۱ـ تهیه نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ در منطقه کیبرکوه.

۲ـ برداشت و مطالعه بیش از۲۵۰ نمونه از سنگهای منطقه.

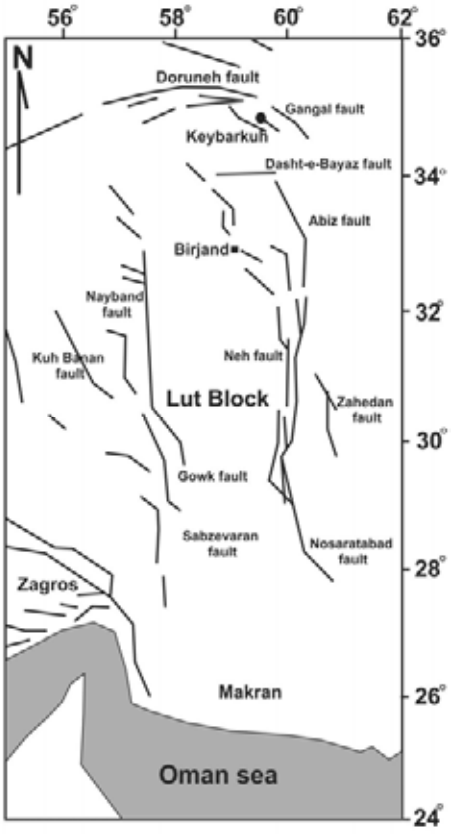
۳ـ انتخاب۱۱ نمونه از توده‌های نفوذی سری اکسیدان دارای کمترین آلتراسیون یا کاملاً سالم از منطقه مورد مطالعه و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلیپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد.

۴ـ تجزیه ۹ نمونه از توده‌های نفوذی سری اکسیدان با حداقل آلتراسیون یا کاملاً سالم، برای عناصر جزئی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS.

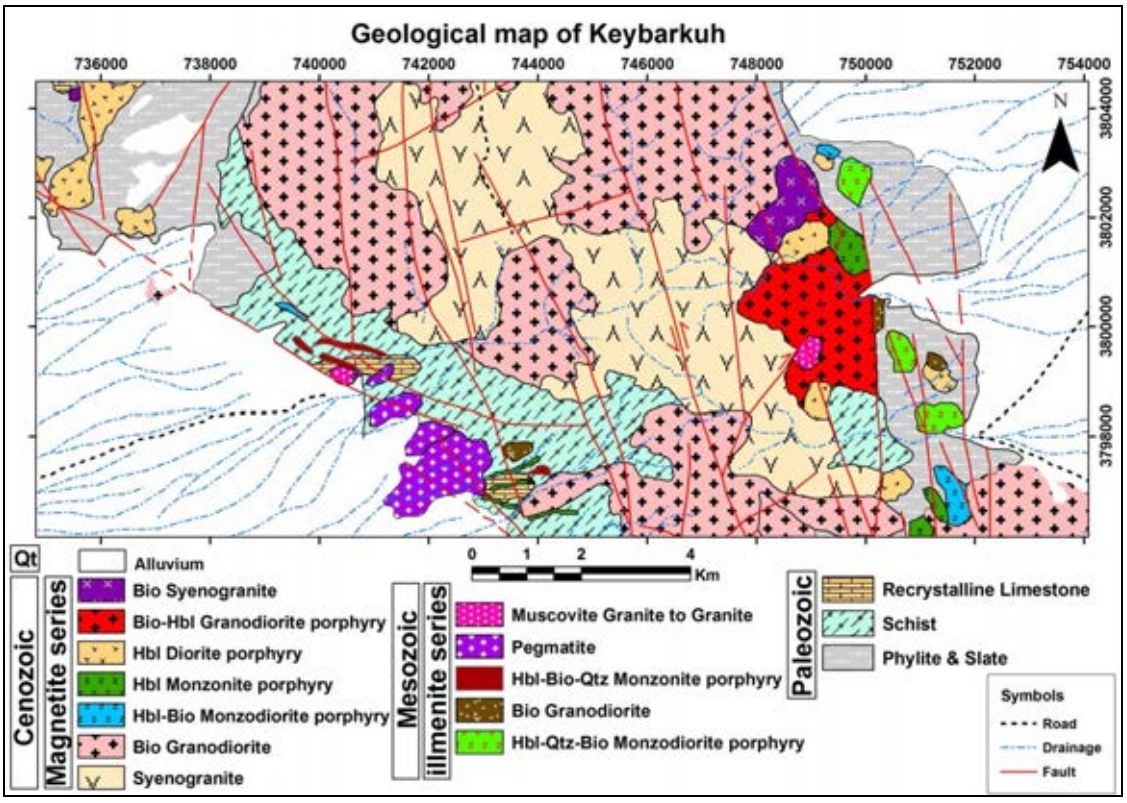
۵ـ سن‌سنجی به روش U-Pb در زیرکن بر روی توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونای امریکا. آماده‌سازی و جداسازی زیرکن از نمونه، در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفته است. از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی بر روی زیرکن‌های جدا شده استفاده شد. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای پرتوهای لیزر در قسمتهای هموژن بلور انتخاب می‌گردند

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱. موقعیت منطقه کیبرکوه در شرق ایران و بلوک لوت.



شکل۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه کیبرکوه

www.SID.ir

Archive of SID

روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با درستی بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک پرتو به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. پرتوهای ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با بسامد ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود، که می‌تواند یک سیگنال تقریباً ۱۰۰۰۰۰cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و بسامد (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط پرتوهای لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می‌کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استانداردی که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌گردد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن ۵۶۳/۵±۳/۲ Ma است. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن می‌باشد. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای $^{206}Pb/^{238}U$ و $^{206}Pb/^{207}Pb$ است. پس از اتمام کار، رسم نمودار کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از داده‌های $^{206}Pb/^{238}U$ و $^{206}Pb/^{207}Pb$ توسط ISOPLOT/EX انجام می‌گیرد. سنهای میانگین $^{206}Pb/^{238}U$ با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود.

۶ـ تجزیه ۲ نمونه کمتر آلتره شده از توده‌های نفوذی سری اکسیدان کیبرکوه برای ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه کلرادو امریکا.

آنالیز ایزوتوپ‌های Sr و Nd با دستگاه 6-Collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization MassSpectrometer در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) انجام شد. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ با استفاده از اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. برطبق ۳۰ اندازه‌گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ بین 0.71032±2 تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین ۲ سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده $^{87}Sr/^{86}Sr$ به وسیله SRM-987=0.71028 تصحیح گردید. نسبت $^{146}Nd/^{144}Nd$ اندازه‌گیری شده با $^{146}Nd/^{144}Nd$= 0.7219 نرمالایز شد. اندازه‌گیریهای به صورت تکراری نیز انجام گرفت. در طول مدت تحقیق ۳۳ آنالیز با استاندارد La Jolla Nd انجام شد که میانگین $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0.511838±8 به دست آمد (بر مبنای محاسبه خطای ۲ سیگما).

پتروگرافی توده‌های نفوذی اکسیدان

بیوتیت گرانودیوریت

واحد بیوتیت گرانودیوریت دارای بافت سری‌ایت است. ۴۵ تا ۵۰ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلی‌متر، ۸ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۳ میلی‌متر و ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز تا ۰/۴ میلی‌متر کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل‌دار تا اندازه ۰/۴ میلی‌متر بوده و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد. فلدسپات‌ها تا ۱۰ درصد به سرسیت تبدیل شده است (شکل۳ـ الف).

سینوگرانیت

واحد سینوگرانیت دارای بافت سری‌ایت است. درصد درشت بلورها بیش از ۸۰ درصد است. ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱ میلی‌متر، ۴۵ تا ۵۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۳ میلی‌متر و ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز تا ۱ میلی‌متر کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. فلدسپات‌ها تا ۲ درصد به کربنات و سرسیت تبدیل شده‌اند (شکل۳- ب).

هورنبلند مونزونیت پورفیری

واحد هورنبلند مونزونیت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه آپلیتی نسبتاً دانه ریز است. درصد درشت بلورها حدود ۸ تا ۱۰ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۳ تا ۴ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۲ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلی‌متر و ۳ تا ۴ درصد هورنبلند تا ۱ میلی‌متر می‌باشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و هورنبلند است (شکل۳- پ). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، اندازه تا ۱ میلی‌متر و مقدار آنها تا ۰/۱ درصد می‌رسد. پلاژیوکلاز تا ۲۰ درصد به سرسیت و هورنبلند در برخی قسمتها تا صد در صد به اکسید آهن تبدیل

www.SID.ir

Archive of SID

شده است. مقدار کوارتز در رگه‌چه و متن ۱۰ تا ۱۲ درصد و مقدار کربنات ۳ تا ۴ درصد است.

هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری

این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه درشت بلور تا متوسط است. درصد درشت بلورها حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۳ میلی‌متر، ۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۰/۶ میلی‌متر، ۵ تا ۸ درصد بیوتیت تا ۱/۸ میلی‌متر، ۲ تا ۳ درصد هورنبلند تا ۱ میلی‌متر و ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز تا ۰/۲ میلی‌متر می‌باشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت است. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل‌دار تا اندازه ۰/۳ میلی‌متر بوده و مقدار آنها تا ۱ درصد می‌رسد (شکل ۳- ت). بیوتیت و هورنبلند تا ۳۰ درصد به کربنات و کلریت و فلدسپات‌ها تا ۱۰ درصد به کربنات، اپیدوت و سرسیت تبدیل شده‌اند. رگه‌چه‌های کوارتز- کربنات- اپیدوت بعضاً در این توده مشاهده شده است.

بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

واحد بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه درشت بلور و بافت گرافیکی است. درصد درشت بلورها گاهی بیش از ۶۰ درصد است. کانیها شامل ۴۷ تا ۴۹ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴/۵ میلی‌متر، ۱۵ تا ۲۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۲ میلی‌متر، ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۴ تا ۵ درصد هورنبلند تا ۱ میلی‌متر و ۱ درصد بیوتیت تا ۰/۷ میلی‌متر می‌باشد (شکل۳- ث). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل‌دار تا ۰/۴ میلی‌متر بوده و مقدار آنها به ۰/۱ درصد می‌رسد. کلریت تا ۵ درصد، سرسیت تا ۳ درصد و کربنات تا ۱ درصد مهمترین کانیهای ثانویه سنگ است.

هورنبلند دیوریت پورفیری

واحد هورنبلند دیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه دانه ریز است. درصد درشت بلورها حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۱۸ تا ۱۹ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴ میلی‌متر و ۵ تا ۶ درصد هورنبلند تا اندازه ۲ میلی‌متر می‌باشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند است (شکل۳- ج). مگنتیت و آپاتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. کانیهای اپک، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، اندازه آنها تا ۰/۱ میلی‌متر و مقدار آنها تا ۰/۱ درصد می‌رسد. پلاژیوکلاز تا ۵۰ درصد به کربنات، کلریت و اپیدوت و هورنبلند تا ۱۰۰ درصد به کلریت و مگنتیت تبدیل شده است.

بیوتیت سینوگرانیت

واحد بیوتیت سینوگرانیت دارای بافت سری‌ایت است. درصد درشت بلورها بیش از ۷۰ درصد است. ۱۵ تا ۱۸درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱/۵ میلی‌متر، ۵۵ تا ۶۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱/۵ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا ۱ میلی‌متر و ۱۵ تا ۲۰ درصد کوارتز تا ۱ میلی‌متر کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهد. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، اندازه آنها تا ۰/۱ میلی‌متر و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد (شکل ۳- چ). بیوتیت تا ۳۰ درصد به اکسید آهن و کلریت و فلدسپات تا ۱ درصد به سرسیت و کربنات تبدیل شده است.

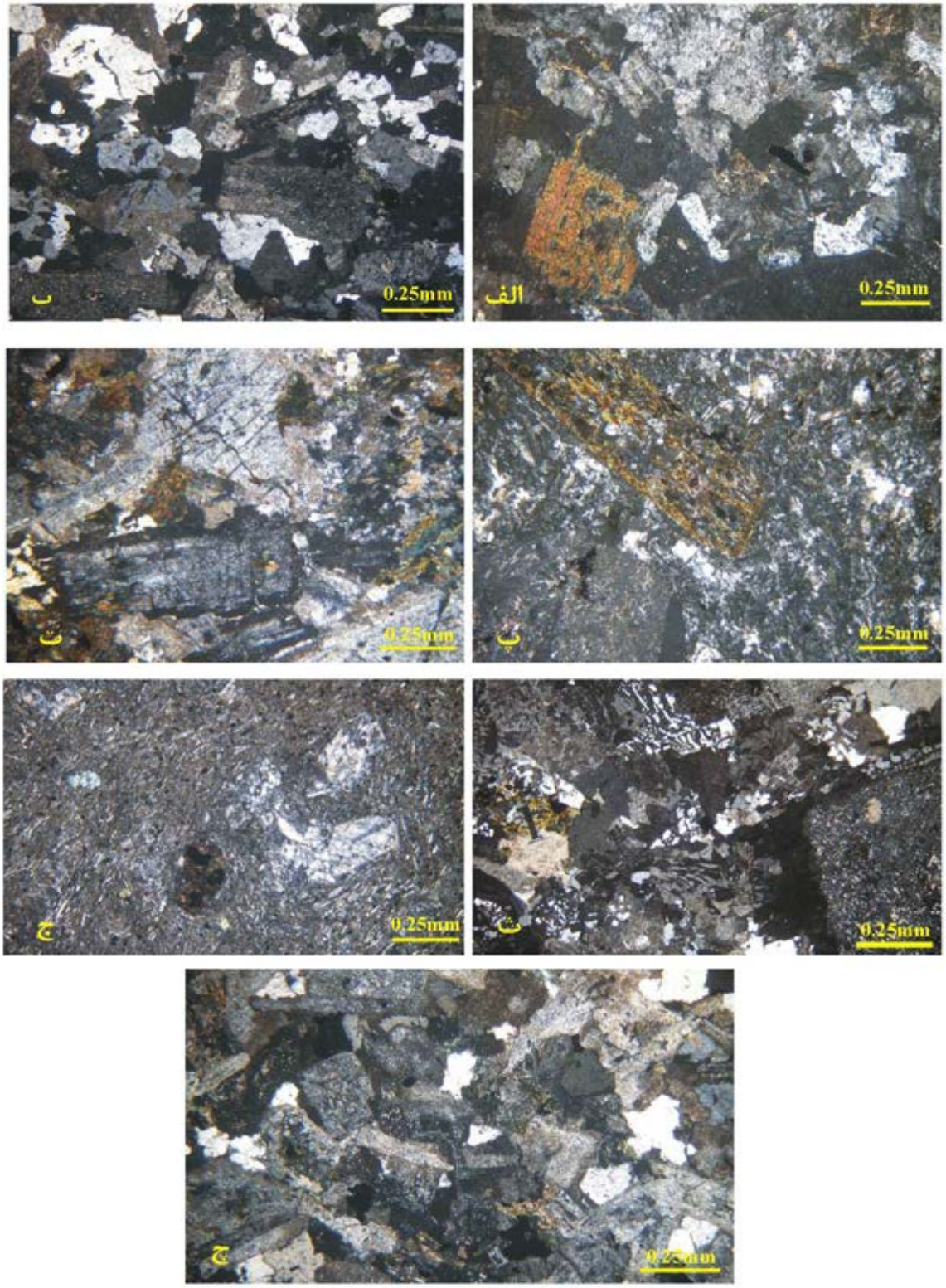
ژئوشیمی توده‌های نفوذی سری اکسیدان

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول (۱) آمده است. مقدار SiO_2 توده‌ها از ۵۱/۵۲ تا ۷۰/۸۸ درصد متغیر است. برای نام‌گذاری سنگها براساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگهای پلوتونیک Na_2O+K_2Oدر مقابل SiO_2 [۹] استفاده شد (شکل ۴). بر طبق رده‌بندی میدلموست [۹] توده‌ها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند. از نکات مورد توجه، مقدار K_2O و نسبت K_2O/Na_2O بالاست. میزان K_2O از ۱/۶۸ تا ۶/۲۶ درصد متغیر بوده (جدول۱) و نسبت K_2O/Na_2O در بسیاری از نمونه‌ها به بیش از ۱ رسیده است. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۱۰] نشان می‌دهد که این واحدهای نفوذی اکثراً در محدوده سنگهای کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند و فقط واحد هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری در محدوده پتاسیم متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۵). مقدار A/CNK<1 و A/NK>1 [۱۱] برای گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه نشان می‌دهد که غالب این توده‌های کالک‌آلکالن از نوع متاآلومینوس هستند و تنها توده هورنبلند مونزونیت پورفیری جزئی پرآلومینوس است (شکل ۶). ولی همه توده‌ها به سبب مقدار A/CNK<1.1 در محدوده گرانیتوئیدهای سری I قرار می‌گیرند.برپایه مقدار عناصر Rb،

www.SID.ir

Archive of SID

Yb، Nb و Ta در نمودارهای پیرس و همکاران [۱۲]، موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه، عمدتاً کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) است (شکل ۷).



شکل ۳. تصاویر مقاطع نازک واحدهای نفوذی اکسیدان کیبرکوه. الف- بیوتیت گرانودیوریت، ب- سینوگرانیت، پ- هورنبلند مونزونیت پورفیری، ت- هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، ث- بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری، ج- هورنبلند دیوریت پورفیری و چ- بیوتیت سینوگرانیت.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱. نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی (٪)، عناصر فرعی و کمیاب (ppm) مربوط به گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه

Sample.No	KB-P-17	KB-P-39	KB-P-53	KB-P-69	KB-P-73	KB-P-75
نام واحد سنگی	هورنبلند دیوریت پورفیربی	بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری	هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری
X	۷۵۰۴۳۹	۷۵۰۳۹۴	۷۵۰۱۰۱	۷۴۹۶۵۰	۷۴۹۴۴۹	۷۴۹۳۴۴
Y	۳۷۹۷۲۱۶	۳۷۹۷۹۷۳	۳۷۹۹۴۵۵	۳۸۰۰۳۳۸	۳۸۰۰۷۸۸	۳۸۰۱۱۳۹
SiO_2	۵۱/۵۲	۶۶/۹۲	۵۵/۹۸	۶۷/۱۴	۷۰/۸۸	۶۸/۱۸
TiO_2	۱/۴	۰/۴۵	۱/۰۲	۰/۴۲	۰/۲۳	۰/۳۱
Al_2O_3	۱۴/۹۹	۱۴/۲۶	۱۶/۱۳	۱۴/۱۷	۱۲/۹۸	۱۳/۷۳
TFeO	۱۱/۶۲	۳/۶۶	۷/۴۵	۳/۶۸	۲/۴۳	۳/۶۰
MnO	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۴
MgO	۴/۳۳	۰/۹۵	۲/۳۸	۰/۹۸	۰/۴۱	۰/۵۱
CaO	۷/۳۴	۱/۹۸	۸/۴۹	۱/۸۳	۰/۷۱	۱/۱۹
Na_2O	۳/۸۱	۴/۷۴	۳/۱۸	۴/۰۳	۳/۵	۳/۸۴
K_2O	۲/۱	۴/۵۹	۲/۰۶	۴/۹	۶/۰۶	۶/۲۶
P_2O_5	۰/۶۳	۰/۱۴	۰/۴	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۹
Sr	۵۸۷	۲۴۴	۵۴۴	۲۲۸	۶۶	۱۵۰
Rb	۵۰	۱۱۴	۸۶	۱۸۱	۲۰۹	۱۸۵
Nb	۳۵	۲۰	۱۶	۱۸	۲۴	۲۲
Ba	۴۰۶	۶۵۹	۵۳۰	۶۴۸	۵۹۱	۷۳۲
Zr	۱۱۴	۳۲	۶۴	۲۳	۲۳	۱۹
Co	۲۷	۴	۲۱	۵	۱	۲
Hf	۳/۰۵	۰/۹۹	۱/۶۹	۰/۷۸	۰/۸۳	۰/۶۹
Ta	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Cs	۱	۱	۳	۲	۲	۲
Rb/Sr	۰/۰۸	۰/۴۶	۰/۱۵	۰/۷۹	۳/۱۷	۱/۲۳
Sr/Y	۲۷/۰۵	۱۱/۴۰	۲۰/۱۴	۹/۷۴	۲/۹۷	۵/۰۳
La	۲۹/۷	۵۸/۳	۵۶/۵	۶۱/۱	۸۶/۸	۷۶/۵
Y	۲۱/۷	۲۱/۴	۲۷/۰	۲۳/۴	۲۲/۲	۲۹/۸
Ce	۶۸/۶۸	۱۰۹/۸۸	۱۰۴/۶۵	۱۱۰/۱۷	۱۵۹/۵۵	۱۴۶/۰۳
Pr	۸/۱	۱۲/۵	۱۳/۳	۱۲/۲	۱۷/۹	۱۶/۵
Nd	۲۸/۶	۳۹/۵	۴۳/۶	۳۷/۶	۵۲/۵	۵۱/۰
Sm	۵/۳	۵/۳	۷/۲	۵/۶	۷/۲	۷/۲
Eu	۱/۴	۰/۹	۱/۸	۰/۹	۰/۵	۰/۹
Gd	۴/۸	۳/۷	۵/۵	۳/۷	۴/۴	۵/۱
Tb	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۶	۰/۷	۰/۹
Dy	۴/۳	۳/۹	۵/۷	۰/۴	۴/۶	۵/۹
Ho	۰/۸	۰/۸	۱/۱	۰/۸	۰/۸	۱/۱
Er	۲/۰	۲/۰	۲/۶	۲/۲	۲/۱	۳/۱
Tm	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۴
Yb	۱/۸	۱/۸	۲/۵	۲/۱	۲/۲	۲/۸
Lu	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴
Eu/Eu*	۰/۸۵	۰/۶۲	۰/۸۷	۰/۶۰	۰/۲۷	۰/۴۵
$(La/Yb)_N$	۱۱/۱۲	۲۱/۸۴	۱۵/۲۴	۱۹/۶۲	۲۶/۶۰	۱۸/۴۲

www.SID.ir

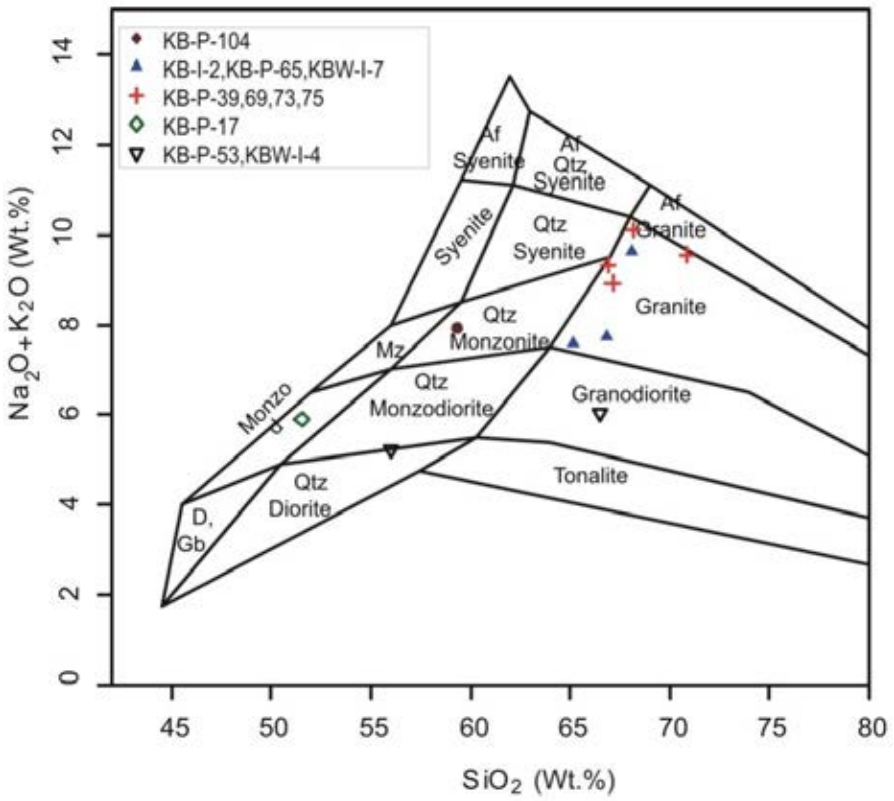
Archive of SID

ادامه **جدول (۱)**.

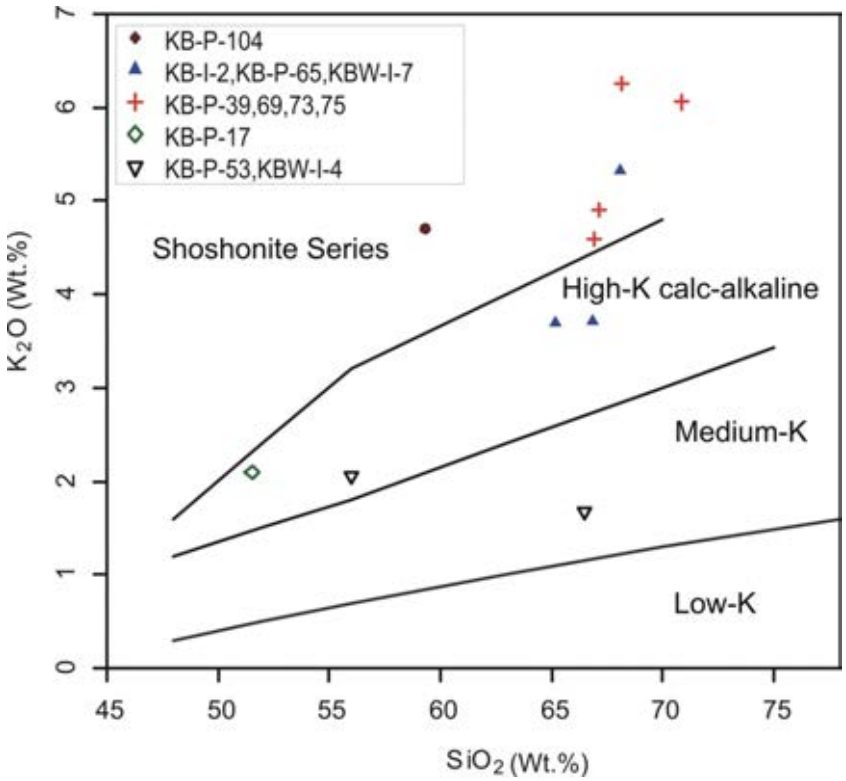
Sample.No	KB-I-2	KB-P-65	KB-P-104	KBW-I-4	KBW-I-7
نام واحد سنگی	بیوتیت گرانیت پورفیری	گرانیت پورفیری	هورنبلند مونزونیت پورفیری	بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانیت پورفیری
X	۷۵۰۵۵۷	۷۴۸۹۰۲	۷۴۹۱۶۰	۷۴۱۷۹۷	۷۴۰۵۷۷
Y	۳۷۹۸۲۵۹	۳۷۹۹۸۰۴	۳۸۰۳۰۳۵	۳۷۹۷۸۵۷	۳۷۹۸۹۰۲
SiO_2	۶۵/۱۶	۶۸/۰۷	۵۹/۳۶	۶۶/۴۸	۶۶/۸۵
TiO_2	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۱
Al_2O_3	۱۴/۱۵	۱۳/۲۶	۱۶/۰۳	۱۴/۴۲	۱۴/۲۲
TFeO	۴/۸۰	۴/۰۳	۷/۰۱	۳/۹۳	۳/۸۹
MnO	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۴
MgO	۱/۷	۰/۸۱	۲/۶۳	۱/۵۸	۱/۳۷
CaO	۳/۰۲	۱/۲۱	۲/۸۸	۴/۰۴	۳/۱۴
Na_2O	۳/۹	۴/۳۱	۳/۲۲	۴/۳۶	۴/۰۳
K_2O	۳/۷	۵/۳۲	۴/۶۹	۱/۶۸	۳/۷۲
P_2O_5	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۶
Sr	۳۳۱	–	–	۴۸۳	۲۸۶
Rb	۱۴۳	–	–	۶۰	۱۵۳
Nb	۱۷	–	–	۱۰	۱۶
Ba	۶۳۳	–	–	۳۳۱	۶۰۹
Zr	۲۵	–	–	۳۵	۲۳
Co	۷	–	–	۹	۸
Hf	۰/۹۳	–	–	۱/۴۴	۰/۸۹
Ta	۱	–	–	۱	۱
Cs	۲	–	–	۲	۲
Rb/Sr	۰/۴۳	–	–	۰/۱۲	۰/۵۳
Sr/Y	۱۷/۲۳	–	–	۳۸/۹۵	۱۶/۰۶
La	۵۶/۴	–	–	۲۶/۳	۵۰/۳
Y	۱۹/۲	–	–	۱۲/۴	۱۷/۸
Ce	۹۸/۱۰	–	–	۵۲/۷۴	۹۱/۹۵
Pr	۱۰/۹	–	–	۵/۹	۹/۵
Nd	۳۳/۵	–	–	۱۹/۸	۳۱/۶
Sm	۴/۷	–	–	۳/۳	۴/۳
Eu	۰/۸	–	–	۰/۸	۰/۹
Gd	۳/۴	–	–	۲/۵	۲/۹
Tb	۰/۵	–	–	۰/۴	۰/۵
Dy	۳/۴	–	–	۲/۵	۳/۰
Ho	۰/۷	–	–	۰/۵	۰/۷
Er	۱/۸	–	–	۱/۲	۱/۷
Tm	۰/۳	–	–	۰/۱	۰/۲
Yb	۱/۷	–	–	۱/۰	۱/۷
Lu	۰/۲	–	–	۰/۱	۰/۲
Eu/Eu*	۰/۶۱	–	–	۰/۸۵	۰/۷۸
$(La/Yb)_N$	۲۲/۳۷	–	–	۱۷/۷۳	۱۹/۹۵

www.SID.ir

Archive of SID



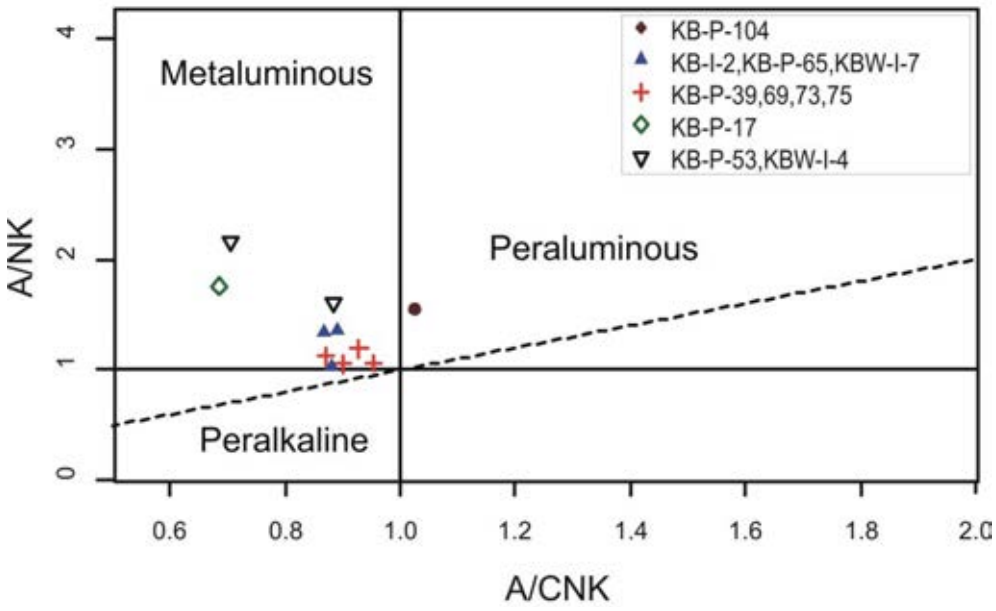
شکل۴. نام‌گذاری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار نام‌گذاری سنگهای درونی [۹].



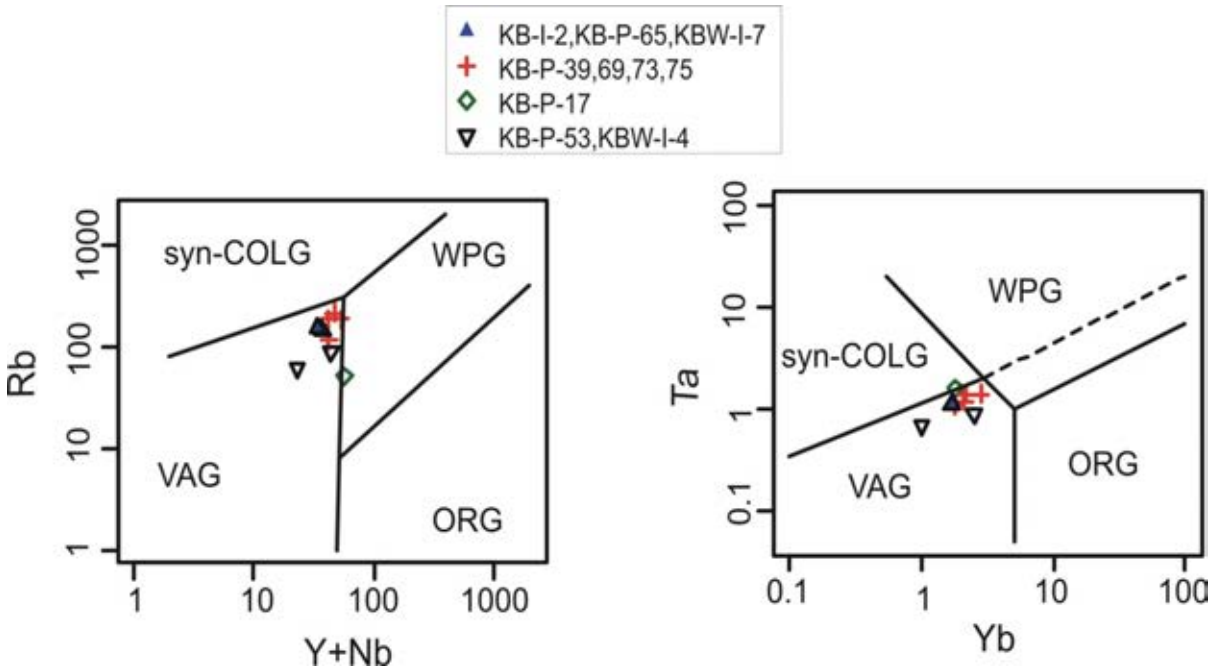
شکل۵. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 عمدتاً در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند [۱۰].

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۶. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار A/NK در مقابل A/CNK عمدتاً در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند [۱۱].



شکل ۷. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در مرز محیط گرانیتوئیدهای کمربند آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای (WPG) پلات شده‌اند [۱۲]. VAG= گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG= گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، ORG= گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، syn-COLG= گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها.

شکل (۸) نمودار عنکبوتی مقدار عناصر خاکی کمیاب نرمالیزه شده با مقادیر REE کندریت را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است، غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در کلیه نمونه‌ها دیده می‌شود.

عنصر Eu نیز ناهنجاری منفی نشان می‌دهد و مقدار Eu/Eu* در همه نمونه‌ها کمتر از ۱ است (جدول ۱). تیلور و مک‌لنان [۱۳] بیان کردند که هر گاه مقدار نسبت Eu/Eu* بیش از ۱ باشد، ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از ۱ باشد، ناهنجاری منفی است. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور

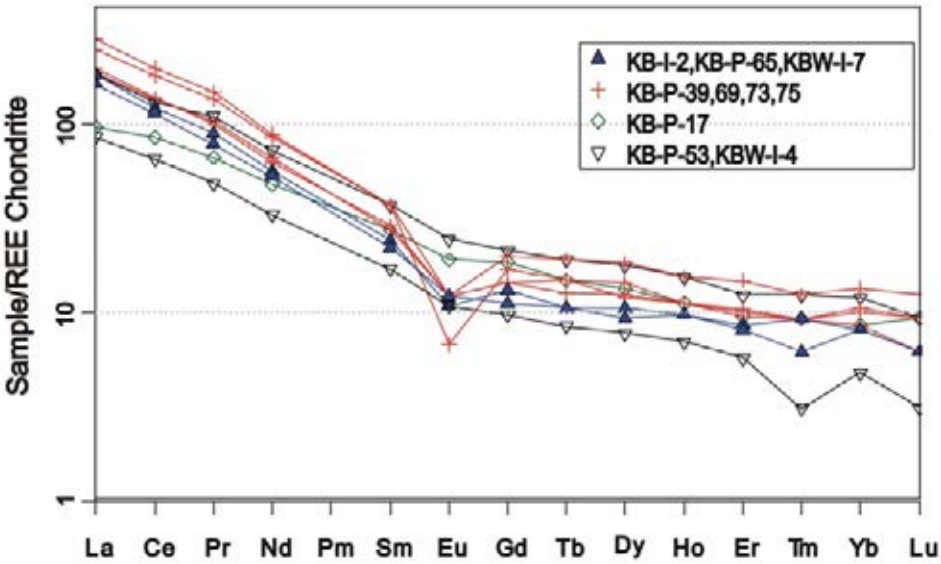
www.SID.ir

Archive of SID

کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ ماگماست. میزان Sr پایین (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) در اکثر نمونه‌ها نیز این موضوع را اثبات می‌کند. نرمالیزه‌کردن برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهد که غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، K، Ba و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La و Ce) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) (Yb و Lu) دیده می‌شود (شکل۹). غنی‌شدگی عناصر LILE و کاهیدگی عناصر HFSE تیپیک ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است [۱۵]. مقادیر پایین Ti، Ta و Nb ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن- تیتان مانند روتیل و ایلمنیت باشد [۱۶]. مقادیر پایین Nb و Ta را همچنین به فرآیندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگهای گوشته نسبت می‌دهند [۱۷]. با این حال مقدار Nb در توده‌های اکسیدان کیبرکوه بالا بوده و به بیش از ۱۱ گرم در تن می‌رسد (جدول ۱). همچنین نسبت Zr/Nb در توده‌ها کمتر از ۲ است. عناصر Rb، Nb و Ta از عناصر فراوان در پوسته قاره‌ای هستند. کاهیدگی Nb، از ویژگیهای تیپیک ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما نشان می‌دهد [۱۵]. بنابراین ماگمای منطقه کیبرکوه بیشترین آلایش را با پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد.

سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb

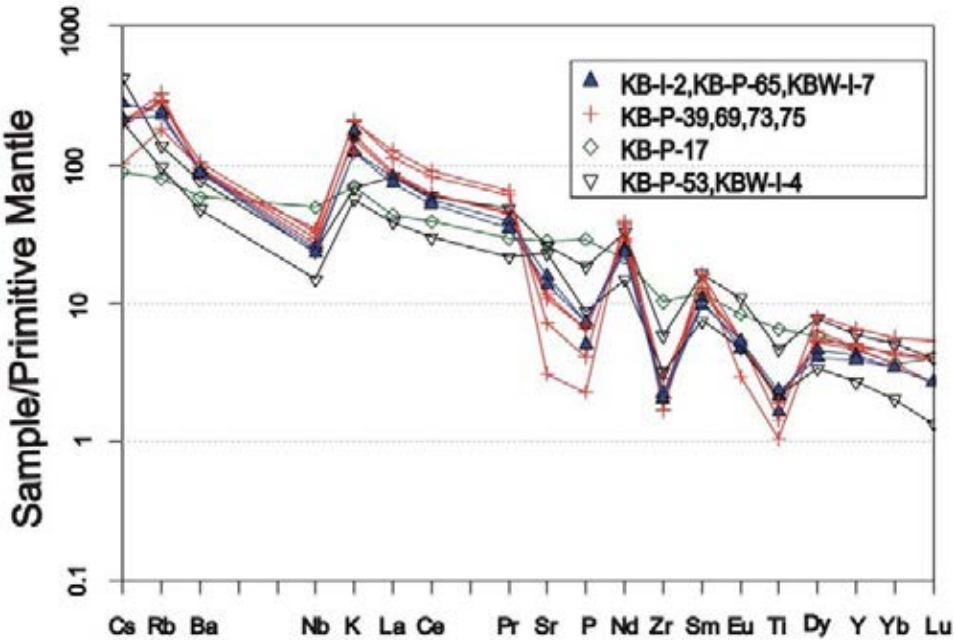
از نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی سری اکسیدان بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی، یک نمونه از واحد بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (به عنوان نماینده‌ای از توده‌های سری اکسیدان) برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در جدول (۲) و شکلهای (۱۰ و ۱۱) نشان داده شده است. بر پایه ۲۰ نقطه اندازه‌گیری روی دانه‌های زیرکن، سن توده نفوذی بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری، برابر با ۴۳/۴۴ میلیون سال محاسبه شد (جدول۲ و شکلهای ۱۰ و ۱۱). توده نفوذی بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در ائوسن (Lutetian) در مجموعه سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ کرده 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 [۱۹ تا ۲۱]. این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از ۲ بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکن‌هاست (جدول۲). این ویژگی همراه با خصوصیت حرارت خاتمه بالای زیرکن [۲۲] به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم.



شکل ۸. نمودار عنکبوتی عناصر REE گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است (مقادیر REE کندریت از بوینتن [۱۴])

www.SID.ir

Archive of SID



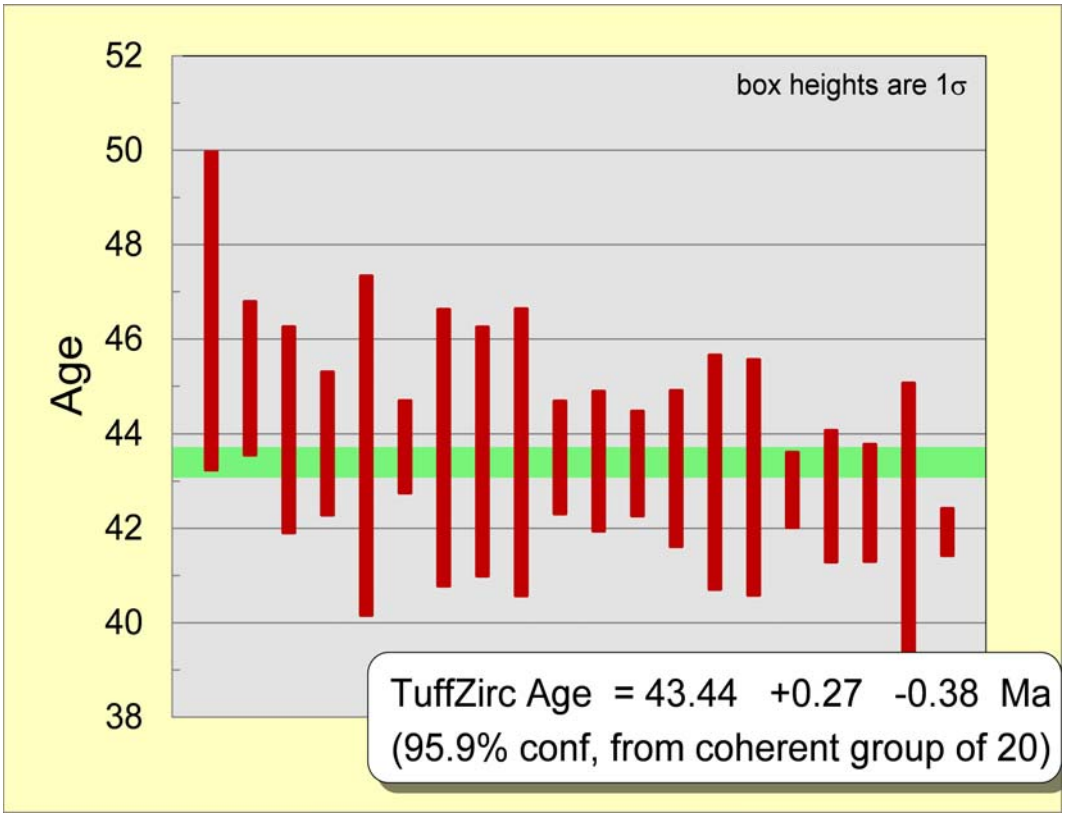
شکل ۹. نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی کمیاب گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه که نسبت به Primitive Mantle نرمالیزه شده است [۱۸].

جدول۲. نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

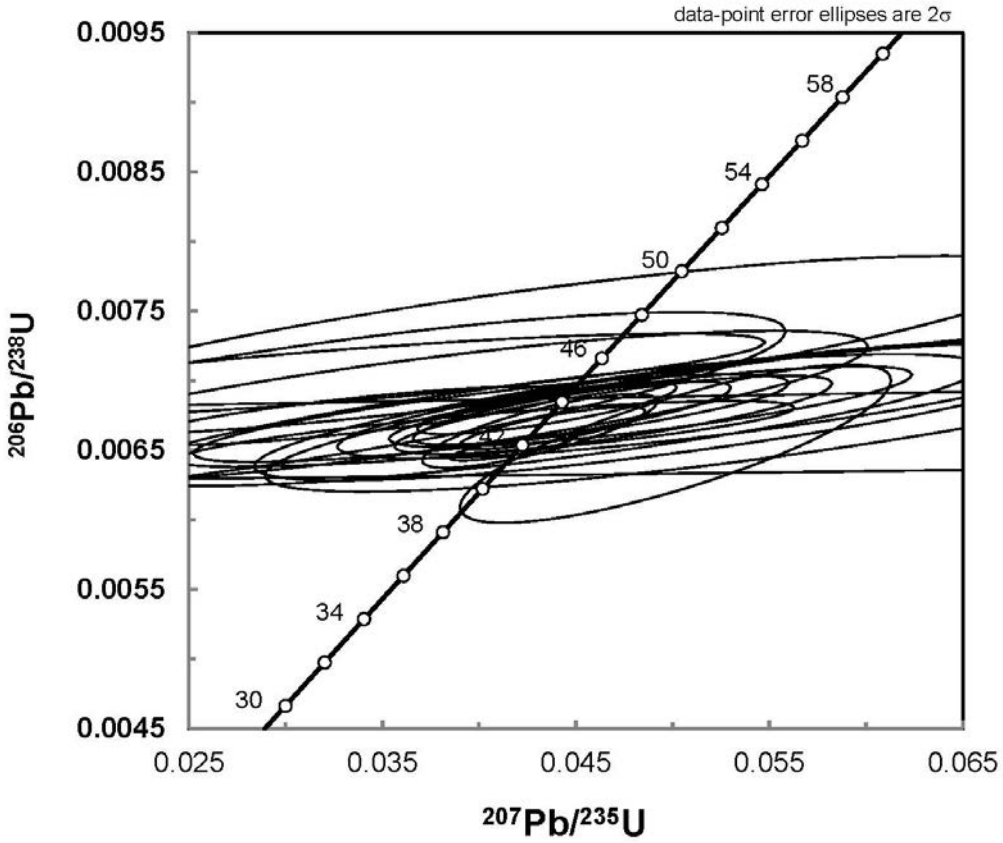
Samples	U ppm	$^{206}Pb/^{204}Pb$	U/Th	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (%)	$^{207}Pb^*/^{235}U^*$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Best age (Ma)	± (Ma)
KBP-69 - 1C	۱۰۳۴	۲۳۳۷۴۸	۰/۴	۲۱/۵۶۱۱	۶/۲	۰/۰۴۱۷	۶/۳	۰/۰۰۶۵	۱/۲	۴۱/۹	۰/۵
KBP-69 - 2C	۱۹۷	۴۱۷۳۷	۱/۰	۲۳/۸۸۱۲	۵۳/۱	۰/۰۴۱۹	۵۳/۶	۰/۰۰۷۳	۷/۲	۴۶/۶	۳/۴
KBP-69 - 1R	۷۵۶	۹۸۹۸۱	۰/۴	۲۱/۵۵۵۹	۱۲/۴	۰/۰۴۳۵	۱۲/۶	۰/۰۰۶۸	۲/۲	۴۳/۷	۱/۰
KBP-69 - 3 R	۴۰۳	۱۳۵۹۳۷	۰/۵	۲۰/۸۲۶۴	۱۴/۷	۰/۰۴۴۸	۱۵/۰	۰/۰۰۶۸	۲/۷	۴۳/۵	۱/۲
KBP-69 - 4 R	۱۷۲	۴۶۹۳۰	۱/۳	۲۶/۲۶۳۶	۵۵/۵	۰/۰۳۵۷	۵۵/۹	۰/۰۰۶۸	۶/۷	۴۳/۷	۲/۹
KBP-69 - 5 C	۸۴۹	۱۱۶۸۳۶	۰/۵	۱۹/۸۴۰۶	۱۹/۴	۰/۰۴۶۹	۱۹/۷	۰/۰۰۶۸	۳/۴	۴۳/۴	۱/۵
KBP-69 - 6 R	۱۵۰	۱۱۴۲۳۴	۱/۳	۳۲/۱۹۴۳	۷۴/۴	۰/۰۲۹۲	۷۴/۹	۰/۰۰۶۸	۸/۲	۴۳/۷	۳/۶
KBP-69 - 7 R	۲۱۱	۵۹۰۷۶۲	۰/۷	۲۲/۸۳۹۵	۳۰/۷	۰/۰۴۰۶	۳۱/۰	۰/۰۰۶۷	۳/۸	۴۳/۲	۱/۶
KBP-69 - 8R	۲۲۸	۹۰۱۵	۰/۹	۱۷/۱۸۱۸	۳۷/۷	۰/۰۵۴۴	۳۸/۳	۰/۰۰۶۸	۷/۰	۴۳/۶	۳/۰
KBP-69 - 9R	۲۶۰	۶۷۹۳۷	۱/۰	۱۸/۰۰۱۵	۱۶/۷	۰/۰۵۰۲	۱۸/۲	۰/۰۰۶۵	۷/۱	۴۲/۱	۳/۰
KBP-69 - 10C	۴۹۲	۲۰۴۲۷۱	۰/۹	۲۱/۲۲۷۱	۱۱/۰	۰/۰۴۳۱	۱۱/۵	۰/۰۰۶۶	۳/۳	۴۲/۷	۱/۴
KBP-69 - 11 R	۲۳۸	۵۸۶۸۴	۱/۰	۳۰/۱۸۳۷	۵۷/۶	۰/۰۳۲۱	۵۷/۷	۰/۰۰۷۰	۳/۶	۴۵/۲	۱/۶
KBP-69 - 12 R	۲۲۸	۷۲۶۶۳	۱/۱	۲۲/۶۳۳۰	۳۲/۳	۰/۰۴۰۳	۳۲/۴	۰/۰۰۶۶	۲/۹	۴۲/۵	۱/۲
KBP-69 - 13 C	۱۹۰	۲۰۰۴۹۱	۱/۲	۱۸/۰۴۴۷	۳۰/۴	۰/۰۵۲۴	۳۰/۸	۰/۰۰۶۹	۵/۰	۴۴/۱	۲/۲
KBP-69 - 14 R	۲۱۴	۹۲۳۹۰	۱/۲	۲۱/۲۰۰۹	۴۱/۱	۰/۰۴۳۷	۴۱/۵	۰/۰۰۶۷	۵/۸	43.2	۲/۵
KBP-69 - 14 C	۸۸۱	۱۶۰۱۷۱	۰/۷	۲۰/۹۶۸۲	۸/۸	۰/۰۴۳۸	۸/۹	۰/۰۰۶۷	۱/۹	۴۲/۸	۰/۸
KBP-69 - 15 R	۳۷۶	۴۰۹۸۸	۰/۸	۱۹/۲۲۴۹	۲۲/۳	۰/۰۴۸۹	۲۲/۶	۰/۰۰۶۸	۳/۵	۴۳/۸	۱/۵
KBP-69 - 16 C	۱۶۴	۵۰۳۸۷	۱/۱	۱۸/۵۵۴۲	۳۵/۲	۰/۰۵۰۴	۳۵/۷	۰/۰۰۶۸	۶/۱	۴۳/۶	۲/۶
KBP-69 - 6 C	۱۳۸	۲۰۸۳۸	۰/۸	۹/۵۴۹۹	۱۶۵/۲	۰/۰۹۶۸	۱۶۵/۳	۰/۰۰۶۷	۵/۸	۴۳/۱	۲/۵
KBP-69 - 17 C	۳۷۴	۹۵۱۳۱	۰/۷	۲۷/۹۳۳۲	۲۷/۵	۰/۰۳۳۳	۲۷/۶	۰/۰۰۶۷	۲/۵	۴۳/۳	۱/۱

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۱۰. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری



شکل ۱۱. نمودار کنکردیا برای زیرکن‌های سن‌سنجی شده به روش U-Pb، برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

www.SID.ir

Archive of SID

ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه در منطقه کیبرکوه با تجزیه نمونه کل سنگ و با توجه به به سن به دست آمده از زیرکن در جدول (۲) آمده است. نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (KB-P-69) با توجه به سن ۴۳/۴۴ میلیون سال به ترتیب با ۰/۷۰۶۸۱۶ و ۰/۵۱۲۴۰۵ می‌باشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه εNd I در نمونه مورد نظر برابر با ۳/۵- است (جدول ۴). همچنین نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ برای توده هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری (KB-P-53) با توجه به سن ۴۳/۴۴ میلیون سال به ترتیب با ۰/۷۰۶۱۵۳ و ۰/۵۱۲۳۹۶ می‌باشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه εNd I در نمونه مورد نظر برابر با ۳/۶۷- است (جدول ۴). مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$به $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در شکل (۱۲) مشاهده می‌شوند. شکل (۱۳) مقدار εNd I در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه را نمایش می‌دهد. با توجه به مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بیش از ۰/۷۰۶، مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ بیش از ۰/۵۱۲ و εNd I کمتر از ۳/۵- به دست آمده برای گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه، منشأ ماگمای این توده‌ها در محدوده بین زون فرورانش و پوسته قاره‌ای واقع شده است (شکلهای ۱۲ و ۱۳). کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های مورد مطالعه کیبرکوه نشان می‌دهد که آنها از نوع I بوده و در کمربند زون فرورانش تشکیل شده‌اند. همچنین پذیرفتاری مغناطیسی آنها نیز نشان دهنده ماهیت اکسیدان (سری مگنتیت) گرانیتوئیدهاست. بنابراین مقدار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه، مقدار نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه و مقدار εNd I که نمونه‌ها را خارج از محیط ایزوتوپی ماگماهای مشتق شده از زون فرورانش و متمایل به محیط ماگماهای برگرفته از پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد، مربوط به آلایش شدید ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی با پوسته قاره‌ای است. ژئوشیمی توده‌های نفوذی کیبرکوه از جمله افزایش Nb در این توده‌ها موید این مطلب است. سن سنگ منشأ ماگما (TDM) را می‌توان با استفاده از نتایج ایزوتوپ‌های εNd M، ($^{143}Nd/^{144}Nd$)، ($^{143}Nd/^{144}Nd$)m و εNdI به دو روش محاسباتی و ترسیمی به دست آورد [۲۳ و ۲۴]. براساس روش محاسباتی ماگمای گرانیتوئیدی سری اکسیدان منطقه کیبرکوه از پوسته قدیمی با سن حداقل۸۲۰ میلیون سال حاصل شده است (شکل ۱۴). بنابراین ماگمای این منطقه از قدیمی‌ترین پوسته اقیانوسی درحال فرورانش در بلوک لوت [۲۵] نشأت گرفته و بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

جدول۳. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr

SAMPLE	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)$ m (2σ)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)$ initial
KB-P-53	۴۲	۷۱/۶۹۱	۵۲۰/۱۲	۰/۳۹۸۳	۰/۷۰۶۳۹۱	۰/۷۰۶۱۵۳
KB-P-69	۴۲	۱۶۰/۲۱	۲۱۲/۱۵	۲/۱۸۲۵	۰/۷۰۸۱۱۸	۰/۷۰۶۸۱۶

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

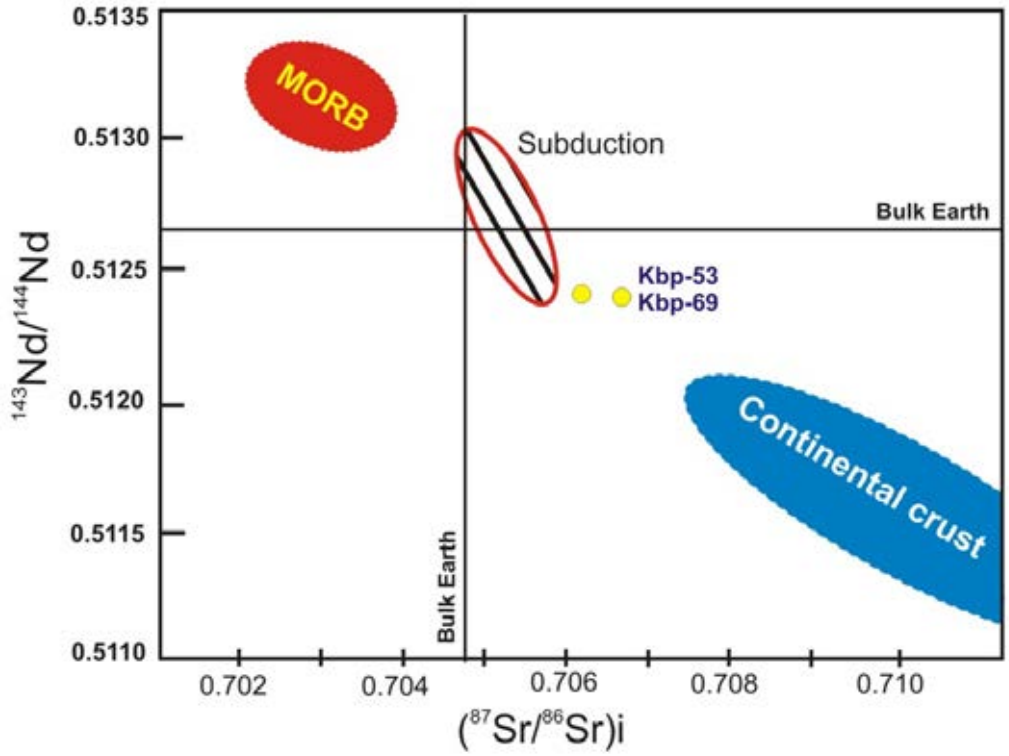
جدول۴. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌هایSm-Nd

SAMPLE	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m (2σ)	$^{143}Nd/^{144}$ initial	εNd I
KB-P-53	۶/۵۳۶	۳۸/۳۹	۰/۱۰۳۰	۰/۵۱۲۴۲۴	۰/۵۱۲۳۹۶	-۳/۶۷
KB-P-69	۵/۱۴۴	۳۱/۳۸۲	۰/۰۹۹۲	۰/۵۱۲۴۳۲	۰/۵۱۲۴۰۵	-۳/۵۰

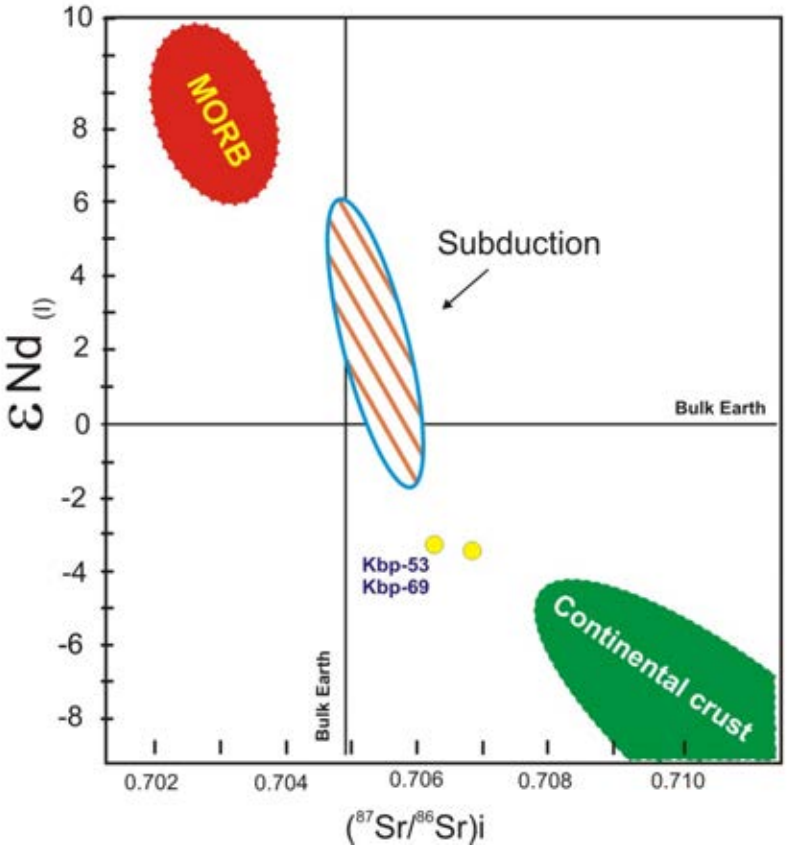
m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit).The initial ratio of $^{143}Nd/^{144}Nd$ calculated using $^{147}Sm/^{144}Nd$ and $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m and an age 43.44 (age based on zircon).εNdI, initial εNd value.

www.SID.ir

Archive of SID



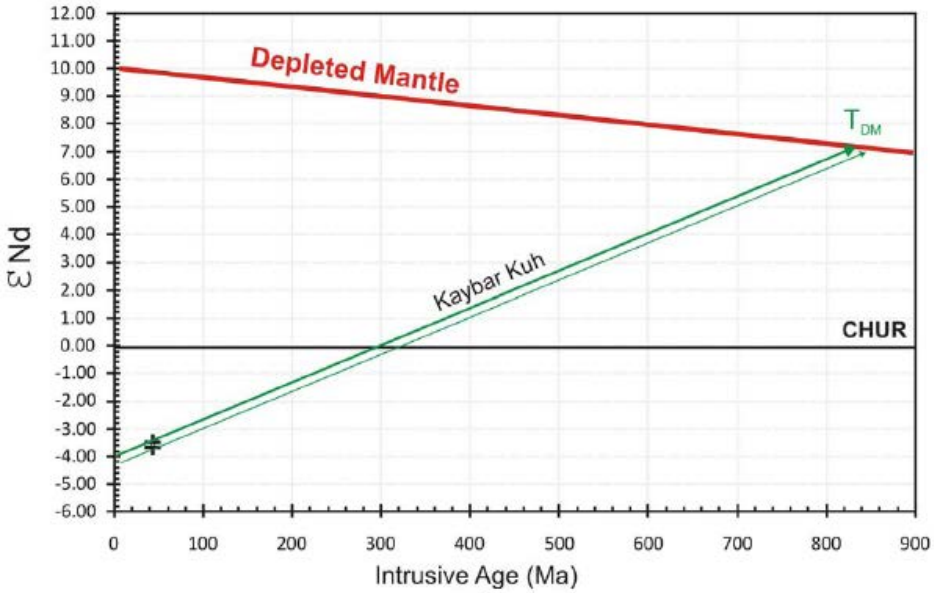
شکل ۱۲. موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه بر مبنای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ به $^{143}Nd/^{144}Nd$ (نمودار اولیه از [۲۶])



شکل ۱۳. موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه بر مبنای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ به εNd (نمودار اولیه از [۲۶])

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۴. نمودار تعیین سن سنگ منشأ توده‌های نفوذی اکسیدان کیبرکوه

نتیجه‌گیری

ترکیب توده‌های نفوذی سری مگنتیت (اکسیدان) کیبرکوه از گرانیت تا دیوریت متغیر است. این توده‌ها به لحاظ شاخص آلومینیوم، از نوع متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس بوده و از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند. در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 این واحدهای نفوذی غالباً در محدوده سنگهای کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند. براساس مقدار Rb، Y، Yb و Nb ماگمای این توده‌ها در کمربند ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده است. غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، K، Ba و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La و Ce) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) (Yb و La) دیده می‌شود که موید تشکیل ماگما در زون فرورانش است. مقدار بالای Nb (بیش از ۱۱ گرم در تن)، اختلاط پوسته قاره‌ای را در ماگما نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ ماگماست و پایین بودن مقدار Sr اکثر نمونه‌ها (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) آن را تأیید می‌کند. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (به عنوان نماینده‌ای از توده‌های اکسیدان کیبرکوه) برپایه روش اندازه‌گیری U-Pb در کانی زیرکن برابر با ۴۳/۴۴ میلیون سال محاسبه شد (ائوسن میانی-لوتتین). با توجه به سن به دست آمده، مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه برای دو نمونه از توده‌های نوع I منطقه کیبرکوه ۰/۷۰۶۱۵۳ و ۰/۷۰۶۸۱۶، مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه برابر با ۰/۵۱۲۳۹۶ و ۰/۵۱۲۴۰۵ و εNd I برابر با ۳/۵- و ۳/۶۷- محاسبه شد. با توجه به مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بیش از ۰/۷۰۶، مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه بیش از ۰/۵۱۲ و εNd I کمتر از ۳/۵- به دست آمده برای گرانیتوئیدهای اکسیدان کیبرکوه، ماگمای این توده‌ها خارج از محیط ایزوتوپی ماگماهای مشتق شده از زون فرورانش و متمایل به محیط ماگماهای برگرفته از پوسته قاره‌ای واقع می‌شود. اما با عنایت به کانی‌شناسی، ژئوشیمی و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از ۳۰۰×۱۰^{-۵} SI توده‌ها، مقدار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه، نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه و εNdمربوط به آلایش شدید ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی با پوسته قاره‌ای احیایی است. ماگمای گرانیتوئیدی نوع I منطقه کیبرکوه از ذوب بخشی پوسته قدیمی اقیانوسی با سن حداقل ۸۲۰ میلیون سال حاصل شده که قدیمی‌ترین پوسته اقیانوسی شناخته شده در بلوک لوت است. این ماگما بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

منابع

[۱] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳)، ۶۰۶ ص.

[2] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., *"The Sistan suture zone of eastern iran"*, Geolc. Soc. Am. Bull 94 (1983) 134-156.

www.SID.ir

Archive of SID

[3] Camp V., and Griffis R., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran",* Lithous, Issn 0024-4937, v. 15 (1982) 221-239.
[4] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., *"Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in central Lut, East of Iran"*, Geol. Survey of Iran, Rep. No. 57 (1983) 357-383.
[5] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., *"Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran"*, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 285-336.
[6] Ishihara S., *"The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks"*, Mining Geology 27 (1977) 293-305.
[7] Ishihara S., *"The granitoid series and mineralization"*, Economic Geology, 75th Anniv (1981) 458- 484.
[۸] بلوریان غ.، صفری م.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زوزن"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).
[9] Middlemost Eric A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.
[10] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63–81.
[11] Shand S. J, *"Eruptive rocks.Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits"*, 1969 (facs. of 3rd ed. 1947). Hafner, New York (1947) 488.
[12] Pearce J. A., Haris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Jour. Of Petrology, 25, part 4 (1984) 956- 983.
[13] Taylor S. R., McLenan S. M., *"The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks"*, Blackwell, Oxford (1985) 312.
[14] Boynton W. V., *"Cosmo chemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, ed.), (Developments in Geochemistry 2)"*, Elsevier, Amsterdam (1985) 115-1522.
[15] Wilson M., *"Igneous petrogenesis"*, Uniwin Hyman, London (1989).
[16] Martin H., *"Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids"*, Lithos 46 (1999) 411-429. PII: S0024-4937(98)00076-0.
[17] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., *"Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc"*, The Canadian Mineralogist 35 (1977) 347-365.
[18] Sun S-s., and McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes"*, In: A.D. Saunders and M.J. Norry (eds). Magmatic in the ocean basins. Geological Society. London. Special Publication 42 (1989) 313- 345.
[19] Williams I. S., *"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 (2001) 557-580. DOI**:** 10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x
[20] Rubatto D., Williams I. S., and Buick I. S., *"Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 140 (2001) 458-468.
[21] Rubatto D., *"Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism"*, Chemical Geology, 184 (2002) 123-138. PII: S0009-2541(01)00355-2.
[22] Cherniak D. J., Watson E. B., *"Pb diffusion in zircon"*, Chemical Geology, 172 (2000) 5-24. DOI:10.1016/S0009-2541(00)00233-3.
[23] Depaolo D. J., *"Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic"*, Nature 291 (1981) 193-196.
[24] Depaolo D. J., *"Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction"*, Springer, New York, (1988).
[۲۵] کریم‌پور م. ح.، ملک‌زاده آ.، ج لنگ فارمر .، چالرز استرن.، *"پتروژنز گرانیتوئیدها، سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و رخداد مهم کانی‌سازی ترشیاری در بلوک لوت، شرق ایران"*، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد۴، شماره۱، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۱) ص ۱ - ۲۷.
[26] Zindler A., Hart S. R., *"Chemical geodynamics"*, Ann Rev Earth Planet Sci 14 (1986) 493- 571.

www.SID.ir