



## سن سنجی زیرکن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و پتروژنز گرانیت‌وئیدهای اکسیدان منطقه کیبرکوه (جنوب‌غربی خوف)

احسان سلطی<sup>\*</sup><sup>۱</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>۱</sup>، آزاده ملک‌زاده شفارودی<sup>۱</sup>، محمدرضا حیدریان شهری<sup>۱</sup>، لنگ فارمر<sup>۲</sup>، چالرز استرن<sup>۲</sup>

(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 در ۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان خوف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. این منطقه در شمال شرقی بلوك لوت واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و مجموعه توده‌های نفوذی نیمه عمیق با سن کرتاسه تا تریشیاری 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 شوشوئیتی و از نوع متا‌آلومینوس می‌باشند. ماغما‌آنهای در کمان ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده و همگی متعلق به گرانیت‌وئیدهای سری I هستند. غنی‌شدگی در عنصر LILE مانند Rb، K، Cs و Th با Zr و Ti وجود دارد که موید این موضوع است. غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نیز تیپیک ماغماهای تولید شده در زون فرورانش است. آنومالی منفی Eu/Eu نشان دهنده تشکیل ماغما در عمق پایداری پلازیوکلاز و آلودگی ماغما با پوسته قاره‌ای احیایی است. همچنین میزان Nb > 11 ppm، نسبت کم Zr/Nb < 2، نسبت ایزوتوپ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه بیش از ۰/۷۰۶، نسبت ایزوتوپ  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه بیش از ۰/۵۱۲ و مقدار εNd کمتر از ۳/۵، اختلاط ماغما با پوسته قاره‌ای احیایی را نشان می‌دهد. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانوپوریت پورفیری با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن ۴۳/۴۴ میلیون سال، مربوط به اوپسن میانی تعیین شد. براساس محاسبه مقدار TDM ماغمای تشکیل شده در کیبرکوه از یک پوسته اقیانوسی در حال فرورانش قدیمی با سن ۸۲۰ میلیون سال منشاء گرفته است، که بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

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

نتیجه این منطقه نیز تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی منتب به بلوك لوت و فرورانش بلوك افغان به زیر بلوك ایران قرار گرفته است. ماغماتیسم بلوك لوت از ژوراسیک به بعد با نفوذ توده‌های نفوذی سرخکوه و غیره آغاز شده و در تریشیاری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای آتشفسانی نفوذی تریشیاری، به ویژه اوپسن، در بلوك لوت حدود ۲۰۰۰ متر تخمین زده شده است [۱]. نظریات تکتونیکی مختلفی در مورد شکل‌گیری بلوك لوت وجود دارد. بیشتر آنها وجود یک چرخه کامل کوه زایی شامل ریفتی شدن، تشکیل اقیانوس کوچک بین بلوك لوت و افغان،

### مقدمه

منطقه کیبرکوه از نظر تقسیمات ساختاری در گوشه شمال شرقی بلوك لوت واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در ۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان خوف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. محدوده 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 مطالعه در بخش‌های شمال شرقی بلوك لوت قرار می‌گیرد، در

منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. این توده‌ها شامل سینوگرانیت، بیوتیت گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت مونزوندیوریت 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 رخمنون را در منطقه دارند.

۴- رسوبات کواترنری.

#### مراحل تحقیق

۱- تهیه نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ در منطقه کبرکوه.

۲- برداشت و مطالعه بیش از ۲۵۰ نمونه از سنگهای منطقه.

۳- انتخاب ۱۱ 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 Unique II X) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد.

۴- 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.

۵- سن‌سنجدی به روش U-Pb در زیرکن بر روی توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در مرکز Laser Chron آربیزونا در دانشگاه آربیزونای امریکا. آماده‌سازی و جداسازی زیرکن از نمونه، در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفته است. از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجدی بر روی زیرکن‌های جدا شده استفاده شد. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خردۀایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS 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 بر ش خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای پرتوهای لیزر در قسمتهای هموژن بلور انتخاب می‌گرددند.

فرورانش پوسته اقیانوسی، بسته شدن اقیانوس و تصادم لوت و افغان را مطرح کرده‌اند [۲ تا ۴]. برخی از نثریه‌های دیگر، تشکیل بلوک لوت را مربوط به شرایط کششی می‌دانند [۵]. اما حجم عظیم ماقمایتیسم 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 کبرکوه 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] گرانیت‌های دیوریت مکنیت و ایلمنیت تقسیم کرد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های دگرگونی سری مگنتیت بیشتر از  $300 \times 10^{-5}$  SI و سری ایلمنیت کمتر از  $300 \times 10^{-5}$  SI است. در منطقه کبرکوه دو سری گرانیت‌های سری مگنتیت و ایلمنیت با سنهای متفاوت مشاهده می‌شوند که در این مقاله پتروزنز، سن‌سنجدی، مقادیر ایزوتوپ‌های رادیوزنیک و منشاء توده‌های سری مگنتیت (اکسیدان) بحث می‌شود که قبلًا مورد بررسی قرار نگرفته است.

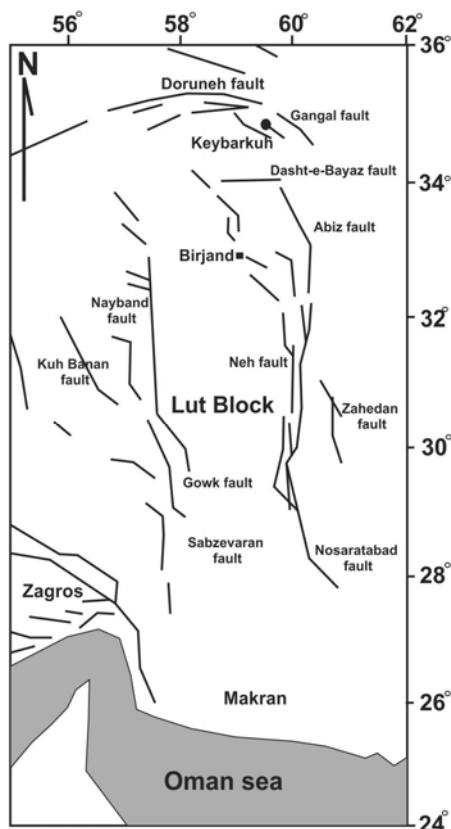
#### زمین‌شناسی

برپایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای سنگی موجود در منطقه کبرکوه را می‌توان به چهار بخش به شرح زیر تقسیم کرد (شکل ۲):

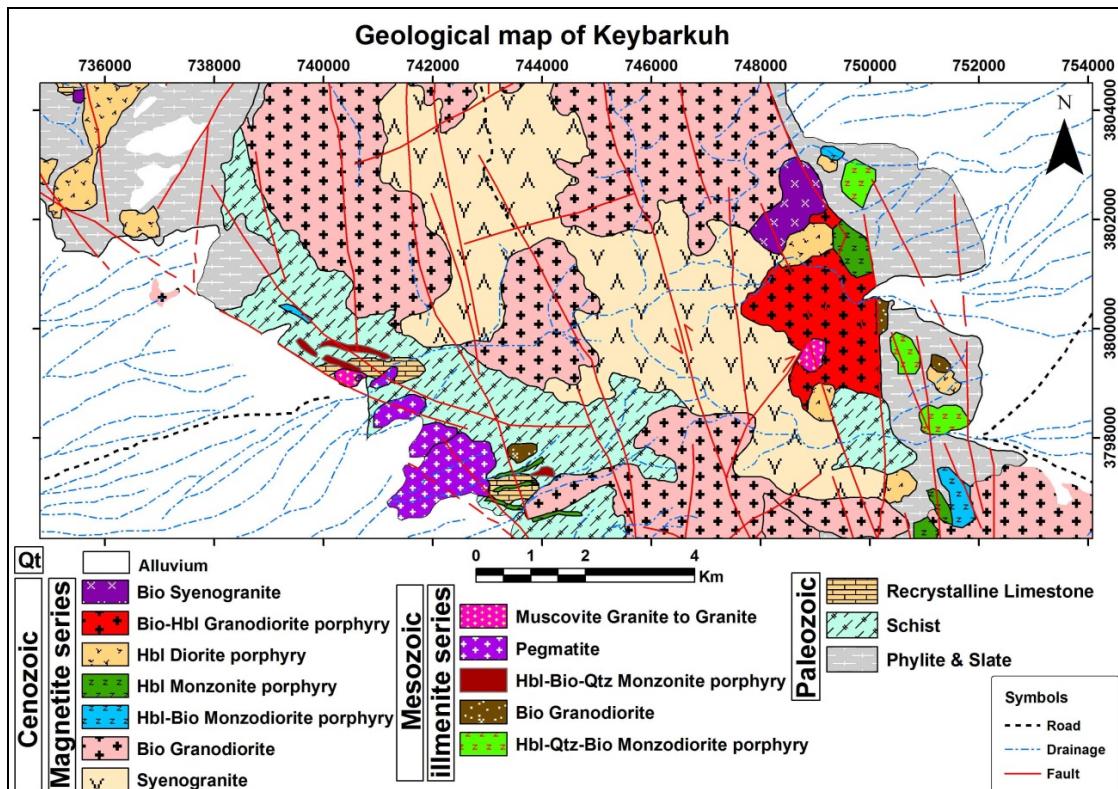
۱- سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین به سن پالائوزوئیک [۸] شامل فیلیت، اسلیت، شیست و سنگ آهک تبلور یافته که عمدتاً در شرق و غرب منطقه رخمنون دارند.

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

۳- توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق سنوزوئیک سری مگنتیت (اکسیدان) که به شکل استوک و باتولیت بخش اعظم



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



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه کیبرکوه

سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  به وسیله SRM- $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ۰.۷۱۰۲۸=۹۸۷ تصحیح گردید. نسبت اندازه‌گیری شده با  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ =۰.۷۲۱۹ نرمالایز شد. اندازه‌گیریهای به صورت تکراری نیز انجام گرفت. در طول مدت تحقیق ۳۳ آنالیز با استاندارد La Jolla Nd انجام شد که میانگین  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ =۰.۵۱۱۸۳۸±۸ بود. دست آمد (بر مبنای محاسبه خطای ۲ سیگما).

### پتروگرافی توده‌های نفوذی اکسیدان بیوتیت گرانوڈیوریت

واحد بیوتیت گرانوڈیوریت 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 شکل دار تا اندازه ۰/۴ میلی‌متر بوده و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد. فلدسپات‌ها تا ۱۰ درصد به سرسیت تبدیل شده است (شکل ۳-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 (شکل ۳-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 (شکل ۳-پ). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل دار تا نیمه شکل دار 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 درصد به اکسید آهن تبدیل

روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با درستی بهتر از ۰/۲٪ (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 اتفاق 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 مجھول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌گردد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن Ma ۵۶۳/۵±۳/۲ است. همچنانی مقدار Th و U نمونه‌های مجھول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن می‌باشد. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ 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 سنی‌های میانگین از داده‌های U  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  توسط ISOPLOT/EX انجام می‌گیرد. سنی‌های میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود.

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

6-Collector آنالیز ایزوتوپ‌های Sr و Nd با دستگاه Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) انجام شد. نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  با استفاده از اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. برطبق ۳۰ اندازه‌گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بین ۰.۷۱۰۳۲±۲ تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین ۲

کانیهای اپک، شکل دار تا نیمه شکل دار بوده، اندازه آنها تا ۰/۱ میلی‌متر و مقدار آنها تا ۰/۱ درصد می‌رسد. پلازیوکلاز تا ۵۰ درصد به کربنات، کلریت و اپیدوت و هورنبلند تا ۱۰۰ درصد به کلریت و مگنتیت تبدیل شده است.

#### بیوپیت سینوگرانیت

واحد بیوپیت سینوگرانیت دارای بافت سری‌ایت است. درصد درشت بلورها بیش از ۷۰ درصد است. ۱۵ تا ۱۸ درصد پلازیوکلاز تا اندازه ۱/۵ میلی‌متر، ۵۵ تا ۶۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱/۵ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد بیوپیت 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، شکل دار تا نیمه شکل دار بوده، اندازه آنها تا ۰/۱ میلی‌متر و مقدار آنها تا ۰/۲ درصد می‌رسد (شکل ۳-ج). بیوپیت تا ۳۰ درصد به اکسید آهن و کلریت و فلدسپات تا ۱ درصد به سرسیت و کربنات تبدیل شده است.

#### ژئوشیمی تودهای نفوذی سری اکسیدان

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول (۱) آمده است. مقدار  $\text{SiO}_2$  تودها از ۵۱/۵۲ تا ۷۰/۸۸ درصد متغیر است. برای نام‌گذاری سنگها براساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگهای پلوتونیک  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  [۹] استفاده شد (شکل ۴). بر طبق رده‌بندی میدلموست [۹] تودها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند. از نکات مورد توجه، مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  و نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  بالاست. میزان  $\text{K}_2\text{O}$  از ۱/۶۸ تا ۶/۲۶ درصد متغیر بوده (جدول ۱) و نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در بسیاری از نمونه‌ها به بیش از ۱ رسیده است. نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  [۱۰] نشان می‌دهد که این واحدهای نفوذی اکثراً در محدوده سنگهای کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشومنیتی قرار می‌گیرند و فقط واحد هورنبلند بیوپیت مونزودیوریت پورفیری در محدوده پتاسیم متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۵). مقدار  $\text{A/CNK} < 1$  و  $\text{A/NK} > 1$  برای گرانیت‌وئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه نشان می‌دهد که غالب این تودهای کالک آلکالن از نوع متاآلومینوس هستند و تنها توده هورنبلند مونزونیت پورفیری جزئی پرآلومینوس است (شکل ۶). ولی همه تودها به سبب مقدار  $\text{A/CNK} < 1.1$  در محدوده گرانیت‌وئیدهای سری I قرار می‌گیرند. برپایه مقدار عناصر Rb،

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

#### هورنبلند بیوپیت 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 پلازیوکلاز تا اندازه ۳ میلی‌متر، ۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۰/۶ میلی‌متر، ۵ تا ۸ درصد بیوپیت 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، پلازیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و بیوپیت است. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل دار تا اندازه ۰/۳ میلی‌متر 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 و بعضًا در این توده مشاهده شده است.

#### بیوپیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

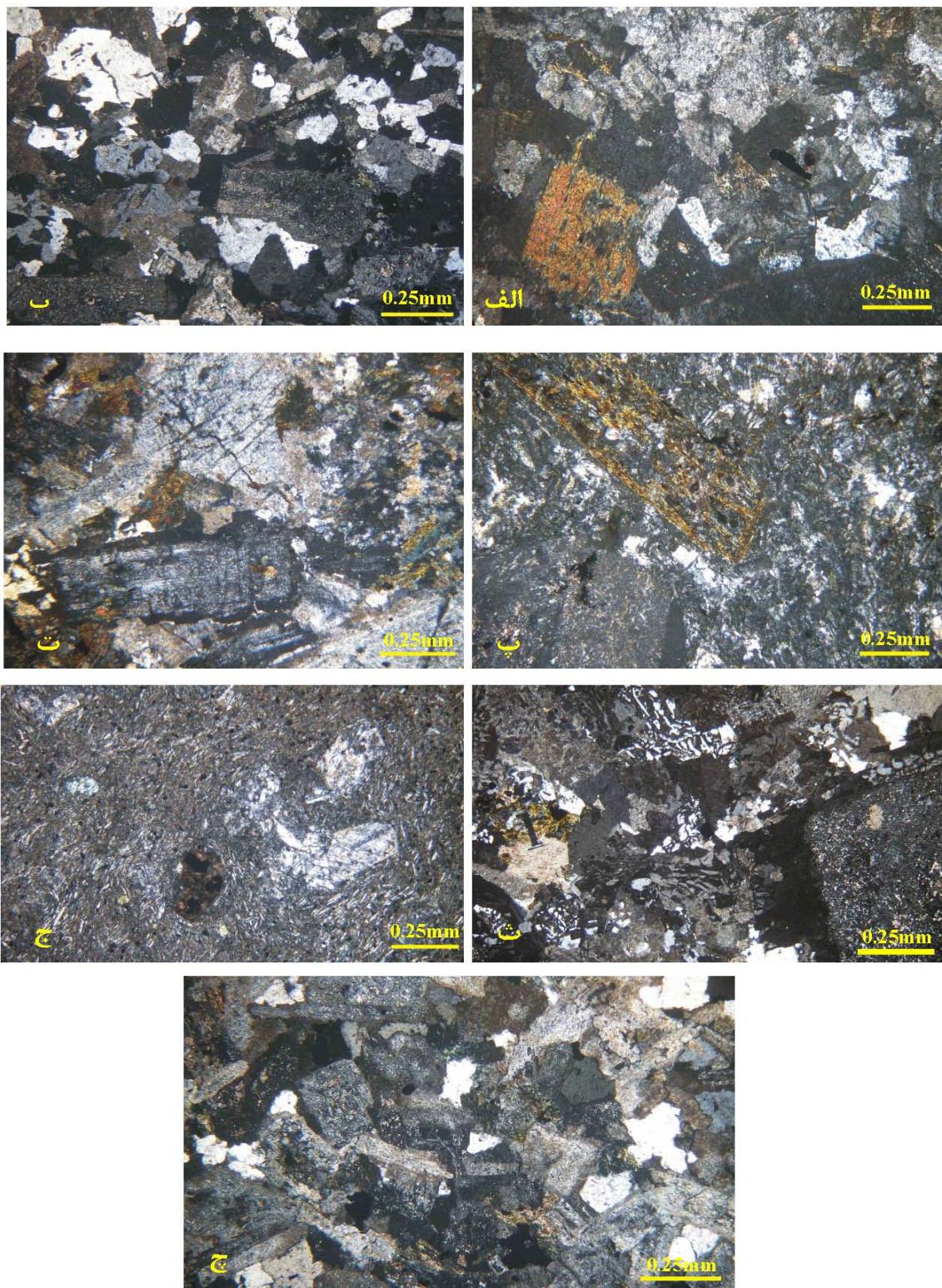
واحد بیوپیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه درشت بلور و بافت گرافیکی است. درصد درشت بلورها گاهی بیش از ۶۰ درصد است. کانیها شامل ۴۷ تا ۴۹ درصد پلازیوکلاز تا اندازه ۴/۵ میلی‌متر، ۱۵ تا ۲۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۲ میلی‌متر، ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۴ تا ۵ درصد هورنبلند تا ۱ میلی‌متر و ۱ بیوپیت تا ۰/۷ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۳-ث). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهد. کانیهای اپک شکل دار 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 پلازیوکلاز تا اندازه ۴ میلی‌متر و ۵ تا ۶ درصد هورنبلند تا اندازه ۲ میلی‌متر می‌باشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل پلازیوکلاز و هورنبلند است (شکل ۳-ج). مگنتیت و آپاتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند.

کمربندهای آتشفسانی زون فروراش (VAG) است (شکل ۷).

Yb، Nb و Ta در نمودارهای پیرس و همکاران [۱۲]، موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیرکوه، عمدتاً



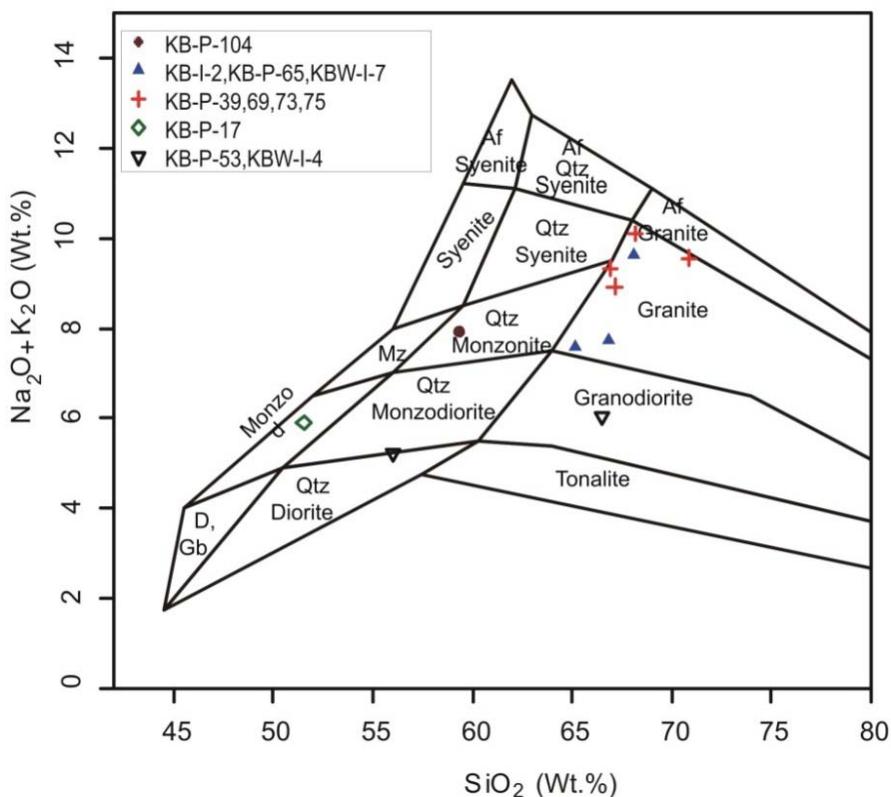
شکل ۳. تصاویر مقاطع نازک واحدهای نفوذی اکسیدان کیرکوه. الف- بیوتیت گرانوڈیوریت، ب- سینوگرانیت، پ- هورنبلند مونزونیت پورفیری، ت- هورنبلند بیوتیت مونزوندیوریت پورفیری، ث- بیوتیت هورنبلند گرانوڈیوریت پورفیری، ج- هورنبلند دیوریت پورفیری و ج- بیوتیت سینوگرانیت.

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

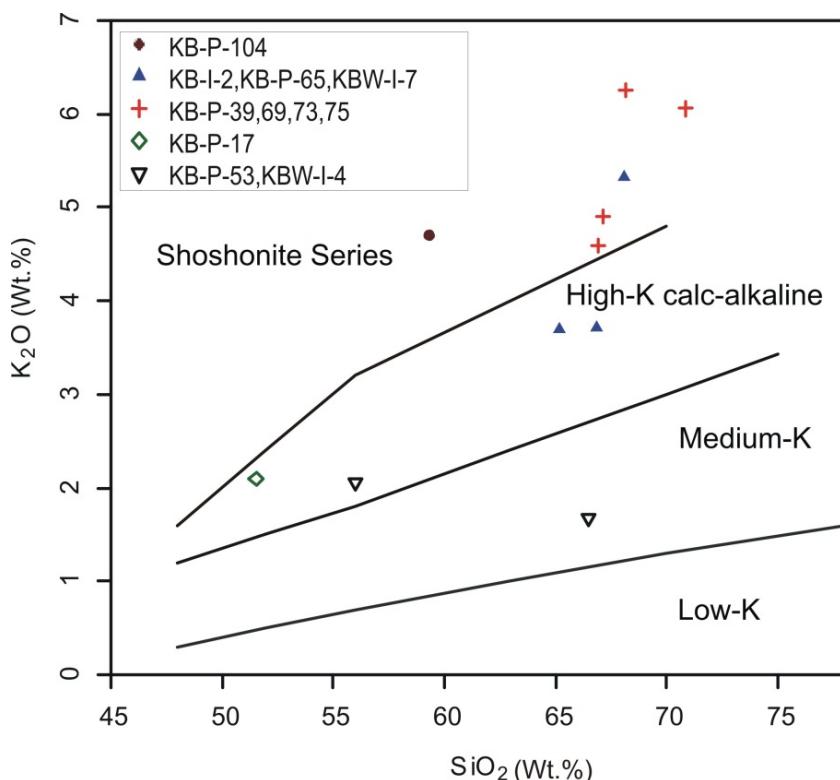
Sample.No	KB-P-17	KB-P-39	KB-P-53	KB-P-69	KB-P-73	KB-P-75
نام واحد سنگی	هورنبلند دیوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانوود بوریت پورفیری	هورنبلند بیوتیت مونزوود بوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانوود بوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانوود بوریت پورفیری	بیوتیت هورنبلند گرانوود بوریت پورفیری
X	۷۵۰.۴۳۹	۷۵۰.۳۹۴	۷۵۰.۱۰۱	۷۴۹۶۵۰	۷۴۹۴۴۹	۷۴۹۳۴۴
Y	۳۷۹۷۲۱۶	۳۷۹۷۹۷۳	۳۷۹۹۴۵۵	۳۸۰.۰۳۳۸	۳۸۰.۰۷۸۸	۳۸۰.۱۱۳۹
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۵۲	۶۶/۹۲	۵۵/۹۸	۶۷/۱۴	۷۰/۸۸	۶۸/۱۸
TiO <sub>2</sub>	۱/۴	۰/۴۵	۱/۰۲	۰/۴۲	۰/۲۳	۰/۳۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۹۹	۱۴/۲۶	۱۶/۱۳	۱۴/۱۷	۱۲/۹۸	۱۳/۷۳
TFeO	۱۱/۸۲	۲/۶۶	۷/۴۵	۲/۶۸	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 <sub>2</sub> O	۳/۸۱	۴/۷۴	۳/۱۸	۴/۰۳	۳/۵	۳/۸۴
K <sub>2</sub> O	۲/۱	۴/۵۹	۲/۰۶	۴/۹	۶/۰۶	۶/۲۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	۷۲۲
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	۱/۲۲
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	۲۲/۴	۲۲/۲	۲۹/۸
Ce	۶۸/۶۸	۱۰/۹/۸۸	۱۰/۴/۶۵	۱۱/۰/۱۷	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) <sub>N</sub>	۱۱/۱۲	۲۱/۸۴	۱۵/۲۴	۱۹/۶۲	۲۶/۶۰	۱۸/۴۲

ادامه جدول (۱).

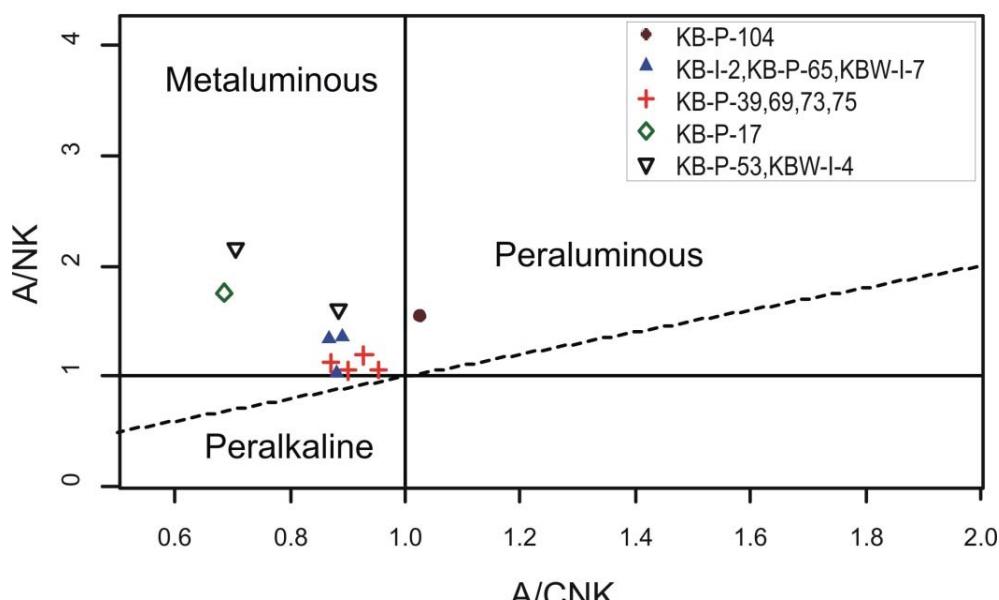
Sample.No	KB-I-2	KB-P-65	KB-P-104	KBW-I-4	KBW-I-7
نام واحد سنگی	بیوکیت گرانیت پورفیری	گرانیت پورفیری	هورنبلند مونزونیت پورفیری	بیوکیت هورنبلند مونزوند پورفیری	بیوکیت هورنبلند گرانیت پورفیری
X	۷۵۰.۵۵۷	۷۴۸.۹۰۲	۷۴۹.۱۶۰	۷۴۱.۷۹۷	۷۴۰.۵۷۷
Y	۳۷۹.۸۲۵۹	۳۷۹.۹۸۰.۴	۳۸۰.۳۰.۳۵	۳۷۹.۷۸۵۷	۳۷۹.۸۹۰.۲
SiO <sub>2</sub>	۶۵/۱۶	۶۸/۰.۷	۵۹/۳۶	۶۶/۴۸	۶۶/۸۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۱۵	۱۳/۲۶	۱۶/۰.۳	۱۴/۴۲	۱۴/۲۲
TFeO	۴/۸۰	۴/۰.۳	۷/۰.۱	۳/۹۳	۳/۸۹
MnO	۰/۰.۶	۰/۰.۵	۰/۱۱	۰/۰.۶	۰/۰.۴
MgO	۱/۷	۰/۸۱	۲/۶۳	۱/۵۸	۱/۳۷
CaO	۳/۰.۲	۱/۲۱	۲/۸۸	۴/۰.۴	۳/۱۴
Na <sub>2</sub> O	۳/۹	۴/۳۱	۳/۲۲	۴/۳۶	۴/۰.۳
K <sub>2</sub> O	۳/۷	۵/۳۲	۴/۶۹	۱/۶۸	۳/۷۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	۶۰.۹
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	۰/۰.۳
Sr/Y	۱۷/۲۳	-	-	۳۸/۹۵	۱۶/۰.۶
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	۳۱/۸
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) <sub>N</sub>	۲۲/۳۷	-	-	۱۷/۷۳	۱۹/۹۵



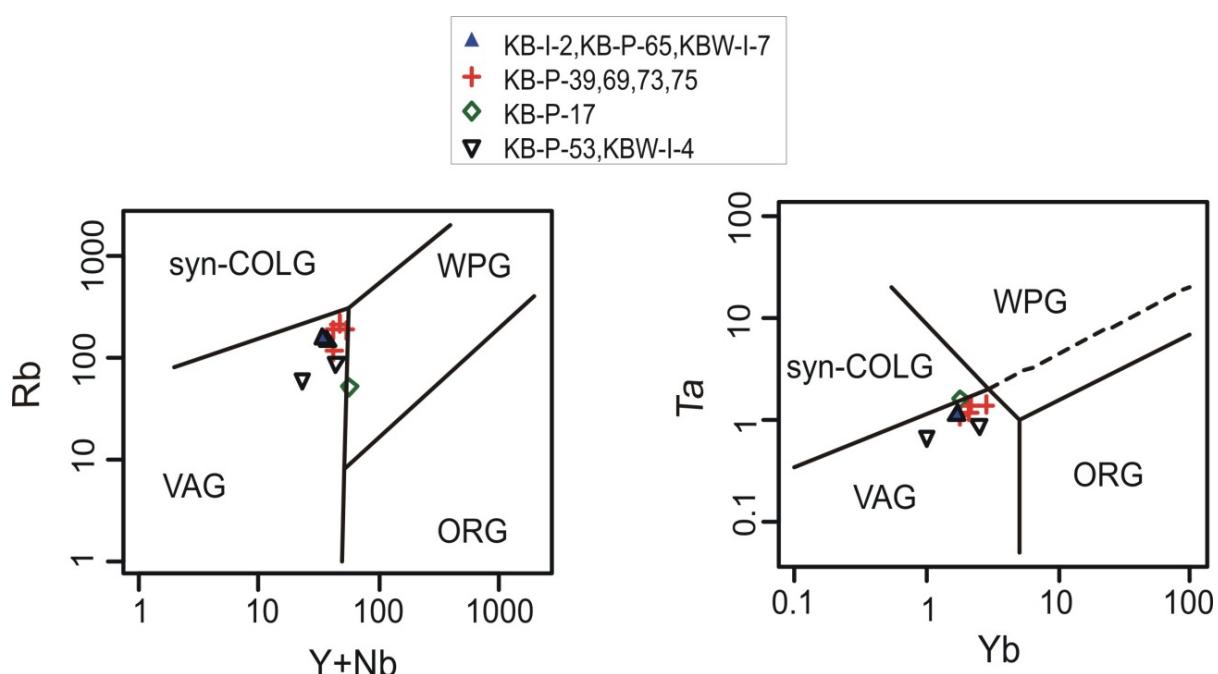
شکل ۴. نام‌گذاری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار نام‌گذاری سنگهای درونی [۹].



شکل ۵. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار  $K_2O$  عمدتاً در مقابل  $SiO_2$  محدوده کالک‌آلکالن پتابسیم بالا و شوشوونیتی قرار می‌گیرند [۱۰].



شکل ۶. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار  $A/CNK$  در مقابل  $A/NK$  عمدتاً در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند [۱۱].



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

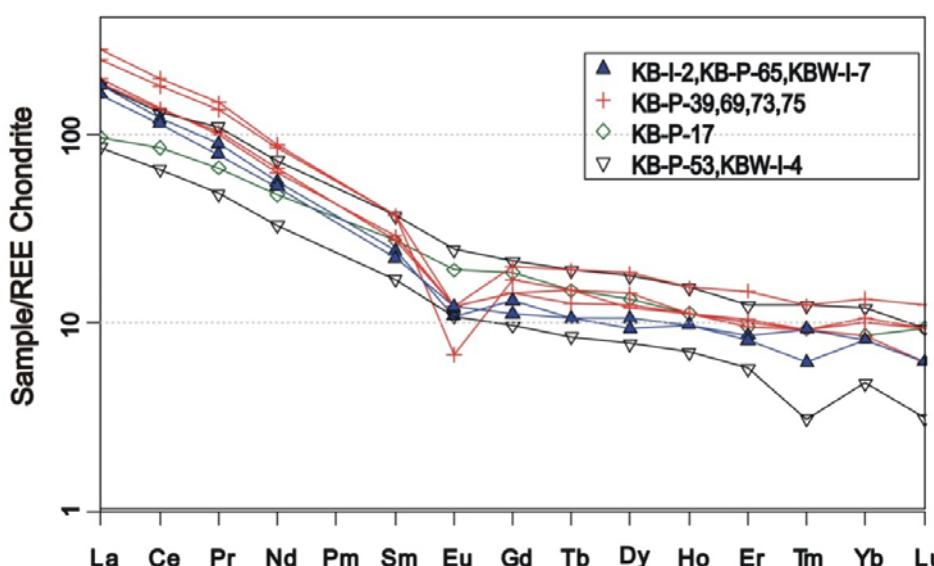
عنصر Eu نیز ناهنجاری منفی نشان می‌دهد و مقدار Eu/Eu\* در همه نمونه‌ها کمتر از ۱ است (جدول ۱). تیلور و Eu/Eu\* مکلنان [۱۳] بیان کردند که هر گاه مقدار نسبت Eu\* از ۱ باشد، ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از ۱ باشد، ناهنجاری منفی است. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور

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 (HREE) و سنگین (MREE) در کلیه نمونه‌ها دیده می‌شود.

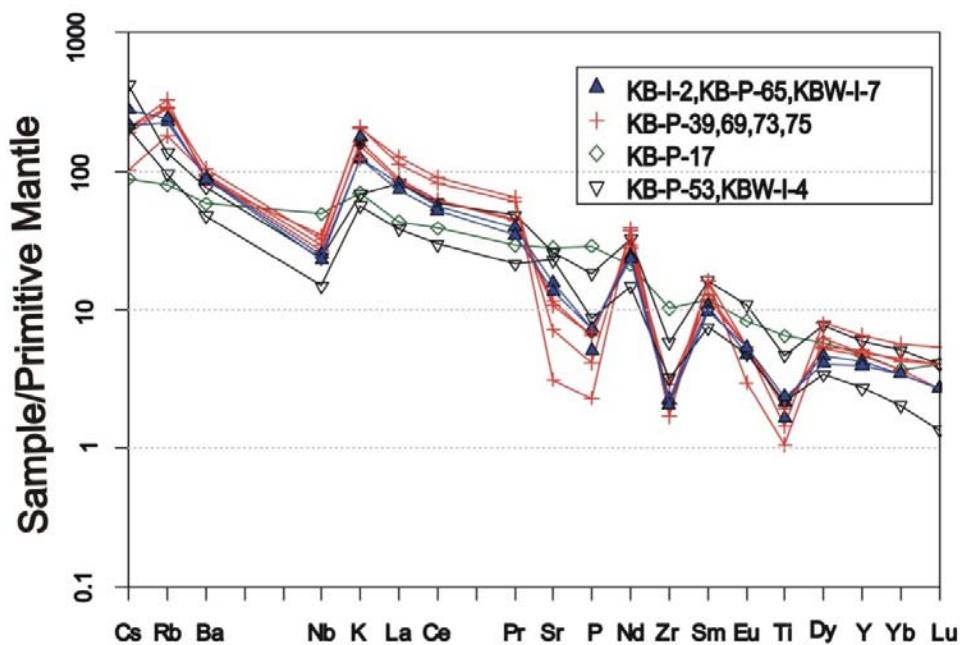
### سن سنجی زیرکن به روش U-Pb

از نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی سری اکسیدان بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوزیکی، یک نمونه از واحد بیوتیت هورنبلند گرانوڈیوریت پورفیری (به عنوان نماینده‌ای از توده‌های سری اکسیدان) برای سن سنجی 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 گرانوڈیوریت پورفیری، برابر با  $43/44$  میلیون سال محاسبه شد (جدول ۲ و شکلهای ۱۰ و ۱۱). توده نفوذی بیوتیت هورنبلند گرانوڈیوریت پورفیری در ائوسن (Lutetian) در مجموعه سنگهای دگرگونی پالاؤزوفیک 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 ماقماتیکی زیرکن‌هاست (جدول ۲). 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.

کانی پلازیوکلاز به عنوان کانی باقیمانده در منشأ ماقماست. میزان Sr پایین (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) در اکثر نمونه‌ها نیز این موضوع را اثبات می‌کند. نرمالیزه کردن برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب نسبت به گوشه‌های اولیه نشان می‌دهد که غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، Cs، K و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و Ce (HFSE) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و Yb (Lu) دیده می‌شود (شکل ۹). غنی‌شدگی عناصر LILE و کاهیدگی عناصر HFSE تیپیک ماقماهای تولید شده در زون فرورانش است [۱۵]. مقادیر پایین Ti، Nb و Ta و ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان مانند روتیل و ایلمینیت باشد [۱۶]. مقادیر پایین Nb و Ta را همچنین به فرآیندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگهای گوشه‌های 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 Nb، Rb و Ta از عناصر فراوان در پوسته قاره‌ای هستند. کاهیدگی Nb، از ویژگیهای تیپیک ماقماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماقما نشان می‌دهد [۱۵]. بنابراین ماقمای منطقه کیبرکوه بیشترین آلایش را با پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد.



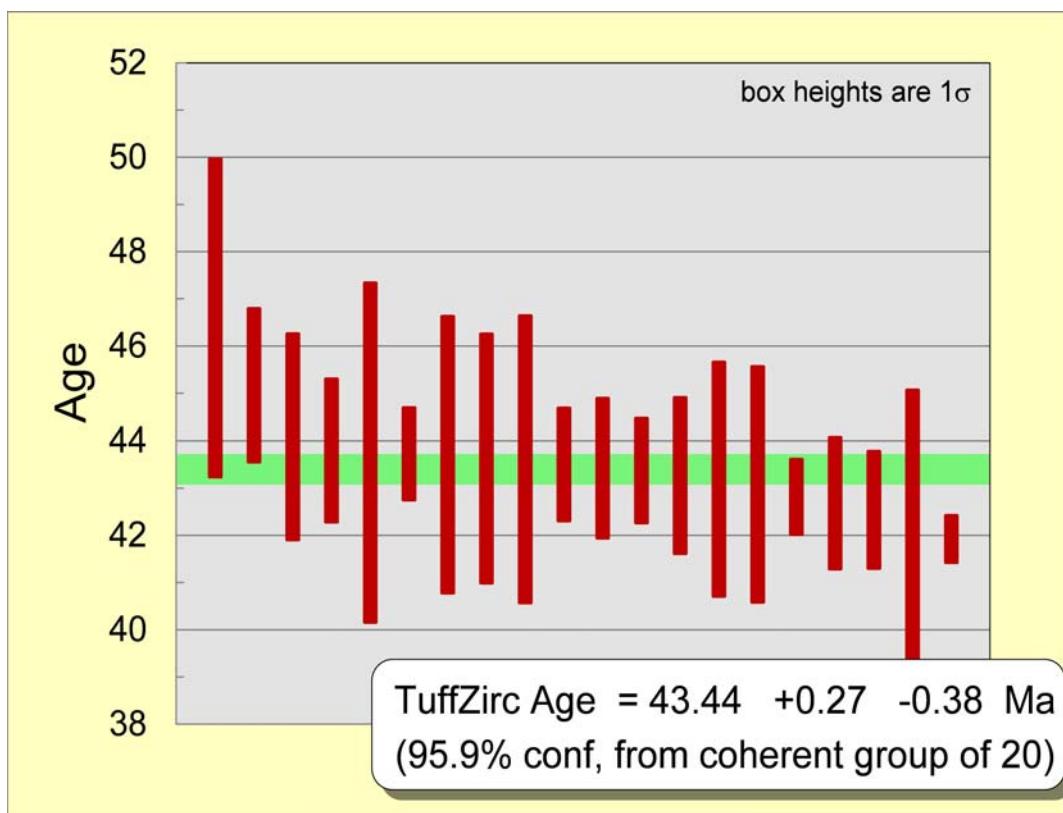
شکل ۸. نمودار عنکبوتی عناصر REE گرانیت‌های سری اکسیدان کیبرکوه که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است (مقادیر REE کندریت از بوینتن [۱۴])



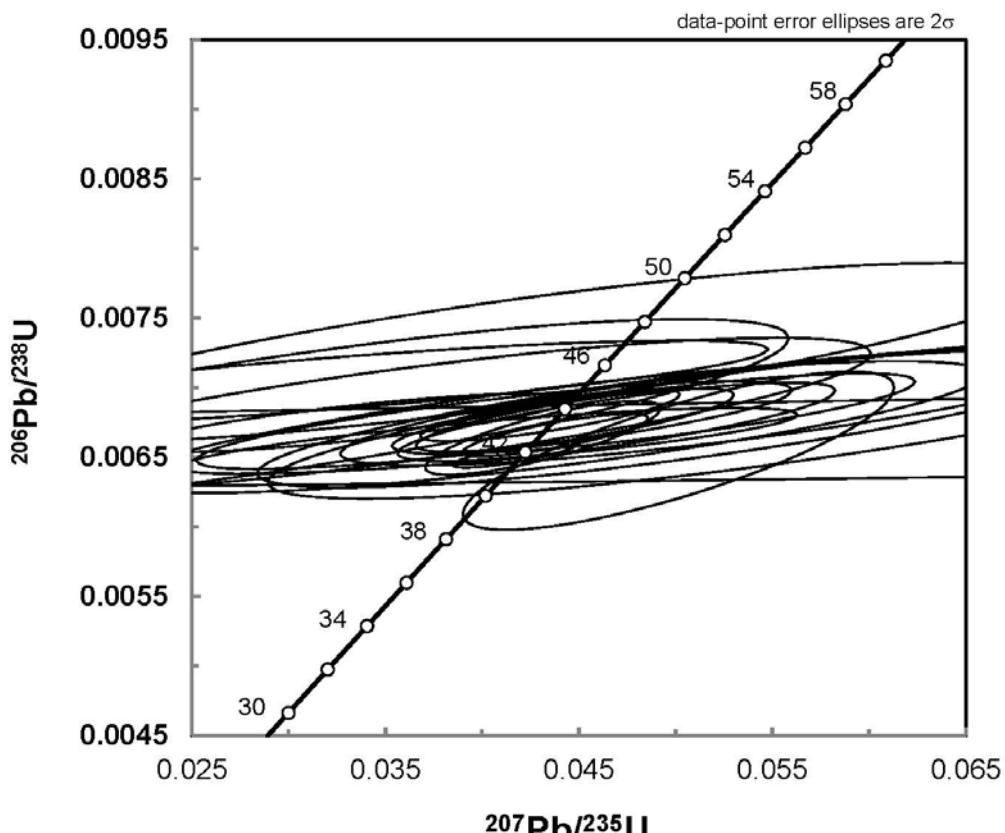
شکل ۹. نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی کمیاب گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه که نسبت به Primitive Mantle نرمالیزه شده است [۱۸].

جدول ۲. نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در توده بیوتیت هورنبلند گرانوویوریت پورفیری

Samples	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$	Best age (Ma)	$\pm$ (Ma)
KBP-69 - 1C	۱۰۴	۲۲۳۷۴۸	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	۹/۰۴۹۹	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



شکل ۱۰. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوبی برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری



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

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) گرانیتوئیدهای است. بنابراین مقدار نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه، مقدار نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه و مقدار  $\epsilon\text{Nd}$  که نمونه‌ها را خارج از محیط ایزوتوبی 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 در این توده‌ها ممکن است. سن سنگ منشأ ماگما (TDM) را می‌توان با استفاده از نتایج ایزوتوب‌های ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ،  $\epsilon\text{Nd}$ )، ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  M.)، ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )m روش محاسباتی و ترسیمی به دست آورد [۲۴ و ۲۳]. براساس روش محاسباتی ماگمای گرانیتوئیدی سری اکسیدان منطقه کیبرکوه از پوسته قدیمی با سن حداقل ۸۲۰ میلیون سال حاصل شده است (شکل ۱۴). بنابراین ماگمای این منطقه از قدیمی‌ترین پوسته اقیانوسی در حال فرورانش در بلوك لوت [۲۵] نشأت گرفته و بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

### ایزوتوب‌های Sm-Nd و Rb-Sr

مقدار  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  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 ایزوتوب اولیه  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (KB-P-69) با توجه به سن  $43/44$  میلیون سال به ترتیب با  $0.706816$  و  $0.512405$  می‌باشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوب اولیه  $\epsilon\text{Nd}$  در نمونه مورد نظر برابر با  $-3/5$  است (جدول ۴). همچنین نسبت ایزوتوب اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  برای توده هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری (KB-P-53) با توجه به سن  $43/44$  میلیون سال به ترتیب با  $0.706153$  و  $0.512396$  می‌باشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوب اولیه  $\epsilon\text{Nd}$  در نمونه مورد نظر برابر با  $-3/67$  است (جدول ۴). مقدار  $\epsilon\text{Nd}$  به  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  به  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه در شکل (۱۲) مشاهده می‌شوند. شکل (۱۳) مقدار  $\epsilon\text{Nd}$  در مقابل  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه را نمایش می‌دهد. با توجه به مقدار  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه بیش از  $0.706$ ، مقدار  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  بیش از  $0.512$  و  $\epsilon\text{Nd}$  کمتر از  $-3/5$  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

جدول ۳. داده‌های ایزوتوبی مربوط به ایزوتوب‌های Rb-Sr

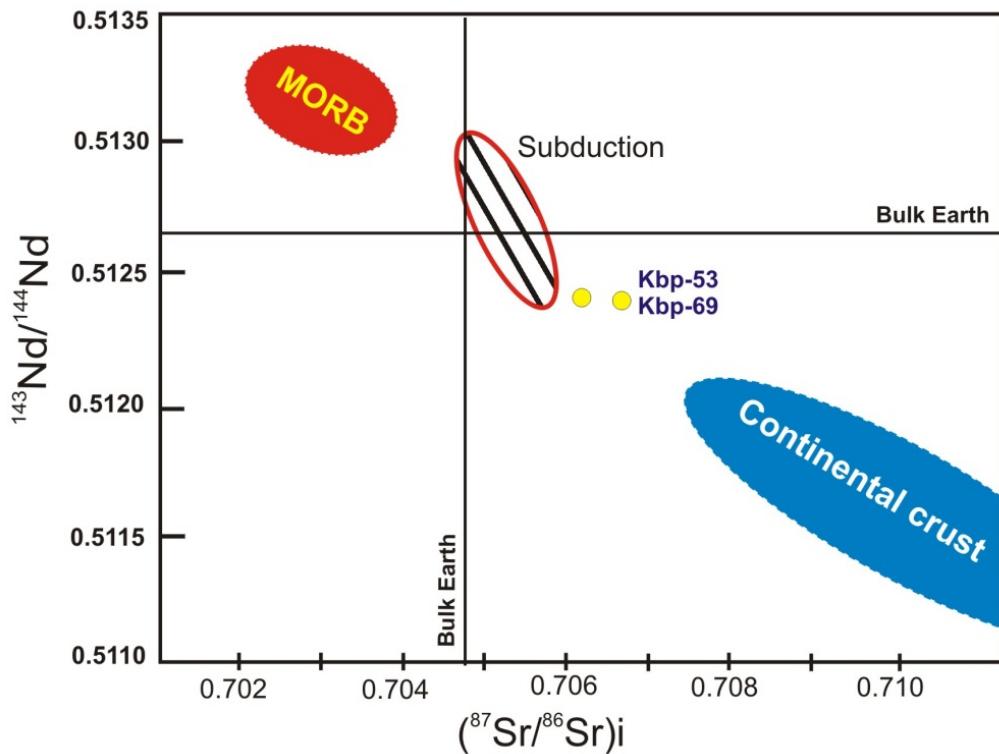
SAMPLE	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ m (2 $\sigma$ )	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ initial
KB-P-53	۴۲	۷۱/۶۹۱	۵۲۰/۱۲	۰/۳۹۸۳	۰/۷۰۶۳۹۱	۰/۷۰۶۱۵۳
KB-P-69	۴۲	۱۶۰/۲۱	۲۱۲/۱۵	۲/۱۸۲۵	۰/۷۰۸۱۱۸	۰/۷۰۶۸۱۶

m= measured. Errors are reported as  $1\sigma$  (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).

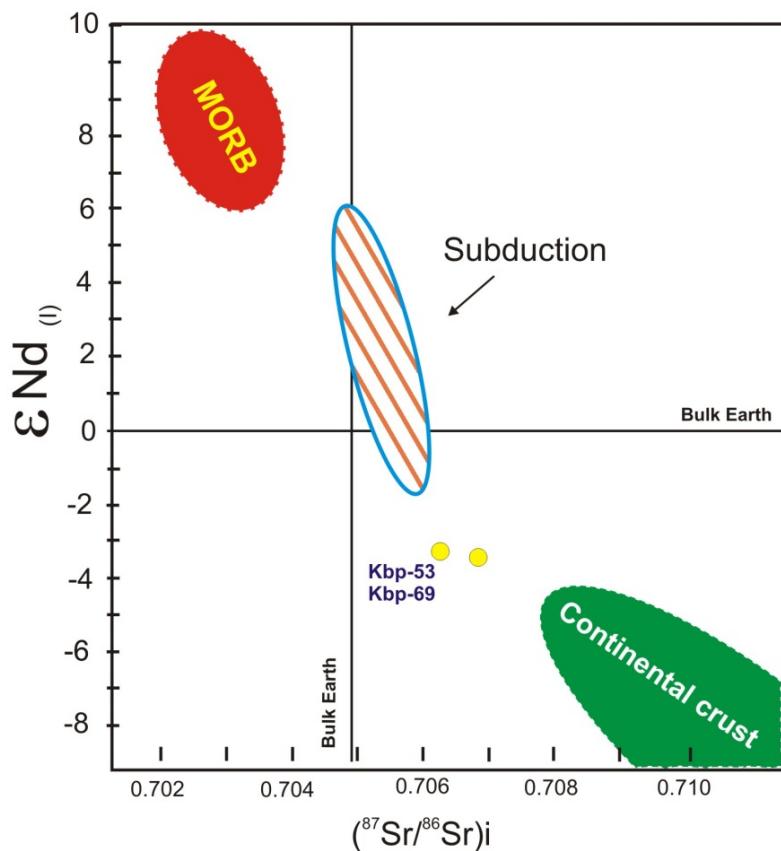
جدول ۴. داده‌های ایزوتوبی مربوط به ایزوتوب‌های Sm-Nd

SAMPLE	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ m (2 $\sigma$ )	$^{143}\text{Nd}/^{144}$ initial	$\epsilon\text{Nd I}$
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

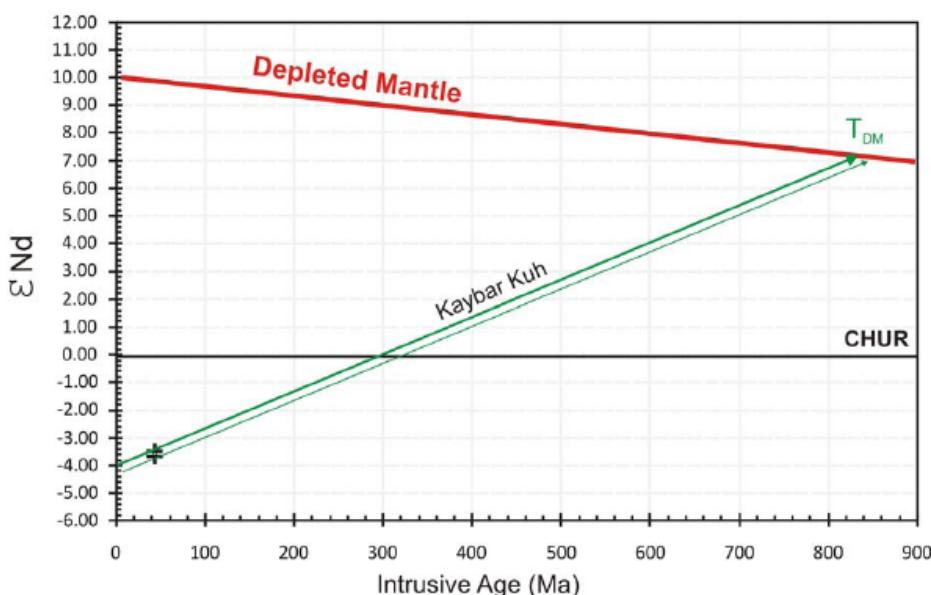
m= measured. Errors are reported as  $1\sigma$  (95% confidence limit). The initial ratio of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  calculated using  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  m and an age 43.44 (age based on zircon).  $\epsilon\text{NdI}$ , initial  $\epsilon\text{Nd}$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



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



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



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

برای دو نمونه از توده‌های نوع I منطقه کیرکوه ۷۰۶۱۵۳ و ۷۰۶۸۱۶، مقدار  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$  اولیه برابر با ۰/۵۱۲۳۹۶ و ۰/۵۱۲۴۰۵ و  $\epsilon_{\text{Nd}}$  برابر با -۳/۵ و -۳/۶۷ محسوبه شد. با توجه به مقدار  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  اولیه بیش از ۰/۷۰۶، مقدار  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$  اولیه بیش از ۰/۵۱۲ و  $\epsilon_{\text{Nd}}$  کمتر از -۳/۵ به دست آمده برای گرانیت‌وئیدهای اکسیدان کیرکوه، ماقمای این توده‌ها خارج از محیط ایزوتوپی ماقماهای مشتق شده از زون فرورانش و متمایل به محیط ماقماهای برگرفته از پوسته قاره‌ای واقع می‌شود. اما با عنایت به کانی‌شناسی، ژئوشیمی و مقدار پذیرفتاری معناطیسی بیش از  $300 \times 10^{-5}$  SI توده‌ها، مقدار نسبت  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  اولیه، نسبت  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$  اولیه و  $\epsilon_{\text{Nd}}$  مربوط به آلایش شدید ماقمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی با پوسته قاره‌ای احیایی است. ماقمای گرانیت‌وئیدی نوع I منطقه کیرکوه از ذوب بخشی پوسته قدیمی اقیانوسی با سن حداقل ۸۲۰ میلیون سال حاصل شده که قدیمی‌ترین پوسته اقیانوسی شناخته شده در بلوك لوت است. این ماقما بیشترین آلایش پوسته‌ای را در طی صعود متحمل شده است.

#### منابع

- [1] آقاباتی ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳)، ص. ۶۰۶.
- [2] Tirul 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.

#### نتیجه‌گیری

ترکیب توده‌های نفوذی سری مگنتیت (اکسیدان) کیرکوه 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  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  این واحدهای نفوذی غالباً در محدوده سنگهای کالک آکالان پتاسیم بالا و شوشوونیتی قرار می‌گیرند. براساس مقدار  $\text{Rb}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$  و  $\text{Yb}$  ماقمای این توده‌ها در کمربند ماقمایی زون فرورانش تشکیل شده است. غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) (مانند  $\text{Ba}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Rb}$ ) و  $\text{Th}$  و عناصر خاکی کمیاب سبک (Ce و La) (LREE) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) (مانند  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$  و  $\text{Ti}$ ) و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) (Yb و La) می‌شود که ممکن است تشكیل ماقما در زون فرورانش است. مقدار بالای  $\text{Nb}$  (بیش از ۱۱ گرم در تن)، اختلاط پوسته قاره‌ای را در ماقما نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقیمانده در منشأ ماقماست و پایین بودن مقدار Sr اکثر نمونه‌ها (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) آن را تأیید می‌کند. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانوودیوریت پورفیری (به عنوان نماینده‌ای از توده‌های اکسیدان کیرکوه) برپایه روش اندازه‌گیری U-Pb در کانی زیرکن برابر با ۴۳/۴۴ میلیون سال محسوبه شد (ائوسن میانی-لوتین). با توجه به سن به دست آمده، مقدار  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  اولیه

- [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] کریم پور م. ح.، ملکزاده آ.، ج لنگ فارمر ..، چالز استرن.، "پتروزنگرانیت‌های، سن سنجی زیرکن به روش U-Pb ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و رخداد مهم کانی‌سازی ترشیاری در بلوک لوت، شرق ایران"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۴، شماره ۱، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۱) ص ۱-۲۷.
- [26] Zindler A., Hart S. R., "Chemical geodynamics", *Ann Rev Earth Planet Sci* 14 (1986) 493- 571.
- [3] Camp V., and Griffis R., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, 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*, 75<sup>th</sup> Anniv (1981) 458- 484.
- [۸] [۸] بلویان 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., McLennan 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).