

## سن سنجی زیرکن با روش U-Pb و ژئوشیمی توده‌های گرانیتی سرخر و برمانی شرق معدن سنگ آهن سنگان خواف

عباس گل محمدی، سید احمد مظاهری، آزاده ملکزاده سفارودی و محمدحسن کریم‌پور\*  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

### چکیده

توده‌های گرانیتی معروف به سرخر و برمانی در شرق معدن سنگان خواف در ۳۰۰ کیلومتری جنوب‌شرقی مشهد و در شمال‌شرقی ایران واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل: آهک و دولومیت کریستالین، مجموعه رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده قبل از کربونیفر و اسلیت، کوارتزیت و کنگلومرا کربونیفر است که توده‌های گرانیتوئیدی در آنها نفوذ نموده است. در بخش مهم منطقه بررسی شده، توده‌های مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی رخمون دارد. دایک‌هایی از بیوتیت‌مونزوگرانیت پورفیری و بیوتیت‌میکروگرانیت آنها را قطع کرده است. کانی‌سازی آهن با این توده‌ها دیده نمی‌شود. سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb، سن مونزوگرانیت و سینوگرانیت را ۴۱ میلیون سال قبل (اوسن میانی) تعیین کرد. این توده‌ها از گرانیتوئیدهای مرتبط با کانی‌سازی آهن در معدن سنگان قدیمی‌تر است. بافت آنها هیپیدئومورف گرانولار و شامل کانی‌های: کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی از نوع متالومینوس تا کمی پرالومینوس و بیشتر شوشونیتی است. این توده‌ها به علت داشتن نسبت  $K_2O/Na_2O$  بالا (۱/۳ تا ۲/۲) و نیز  $Zr > 200ppm$ ،  $Nb > 20ppm$ ،  $Ce > 100ppm$ ،  $Y > 30ppm$ ،  $Ga > 20ppm$  و غنی‌شدگی شدید در عناصر REE به ویژه LREEها در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرد. اما مقدار  $FeO_4/FeO_4 + MgO$  آنها کم (۰/۵ تا ۰/۹) بوده و بیشتر منیزمی است. در نمودار نرمالیزه شده نسبت به میانگین پوسته نیز غنی‌شدگی از عناصر HFSE مانند: Ga، Hf، Nb، Ta، Y و Zr و کاهش‌دهی شدید در Sr و Ba دیده می‌شود. موقعیت تکتونیکی آنها بعد از کوهزایی است. این در حالی است که توده‌های مرتبط با کانی‌سازی مگنتیت در محدوده معدن، از نوع گرانیتوئیدهای نوع I بوده و شواهد ژئوشیمیایی ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش را نشان می‌دهد. گرانیتوئیدهای شرق معدن سنگان متعلق به گروه A<sub>2</sub> است که نشان‌دهنده مشتق شدن ماگما از منشأ پوسته قاره‌ای است.

**واژه‌های کلیدی:** پتروولوژی توده‌های نفوذی، سن‌سنجی زیرکن، گرانیت A، شرق معدن سنگان، کمر بند ماگمایی خواف-کاشمر - بردسکن

سن‌سنجی توده‌های نفوذی گرانیتی سرخر و برمانی در شرق معدن سنگان است که در بین طول‌های جغرافیایی  $۶۰^{\circ} ۳۰'$  تا  $۶۰^{\circ} ۴۵'$  و عرض‌های جغرافیایی  $۳۴^{\circ} ۱۵'$  تا  $۳۴^{\circ} ۳۰'$  قرار دارد (شکل ۱). Nasrollahi (۲۰۱۲) بر پایه نمونه‌برداری و تجزیه چند نمونه از همین توده‌های گرانیتی با روش XRF آنها را از نوع گرانیتوئیدهای سری I و متعلق به پهنه فرورانش معرفی کرده است. در حالی که مطالعات جدید و تکمیلی در این پژوهش (به ویژه عناصر فرعی و نادر خاکی) نتایج متفاوتی را نشان می‌دهد. بدون شک بررسی‌های پترولوژیکی و تعیین سن دقیق توده‌های نفوذی این منطقه به عنوان بخشی از کمربند آتشفشانی-خواف-کاشمر-بردسکن، به شناخت هر چه بهتر جایگاه تکتونوماگمایی این کمربند در آینده کمک خواهد نمود.

### زمین‌شناسی

معدن سنگ آهن سنگان خواف جزیی از کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن است. این کمربند ماگمایی با گسترش شرقی-غربی و خمیدگی به سوی شمال، در شمال گسل درونه قرار دارد و بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاهی مافیک با سن ترشیاری تشکیل شده که توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیست تا مونزونیت در آنها نفوذ نموده‌اند.

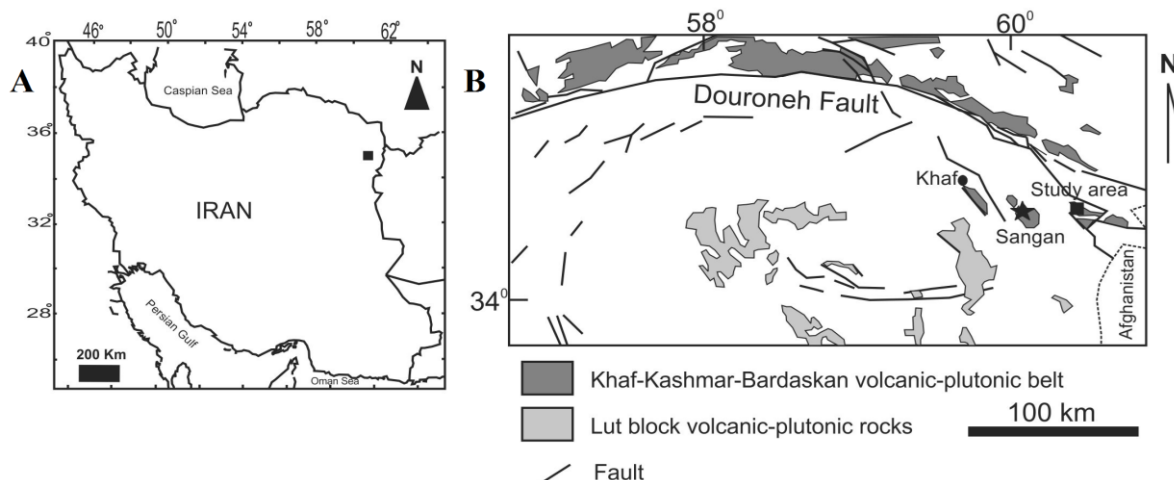
زمین‌شناسی منطقه بررسی شده در شرق معدن سنگان شامل واحدهای بیشتر رسوبی و گاهی آتشفشانی دگرگون شده است که توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتی در آنها نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه مجموعه سنگ‌های آتشفشانی همراه با سنگ آهک و دولومیت دگرگون شده با سن نامعلوم است که

دارد (شکل ۱). این منطقه در شرق کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن در شمال گسل درونه (Karimpour *et al.*, 2002) و در پهنه ساختاری سبزوار واقع شده است (Alavi, 1991). معدن سنگان از دیرباز مورد شناسایی قرار گرفته و کانی‌سازی آن از نوع اسکارن آهن است. بررسی‌های گسترده‌ای بر روی کانی‌شناسی اسکارن، ژئوشیمی توده‌های مگنتیت و اسکارن، کانی‌سازی، ژئوشیمی سنگ منشأ و پترولوژی و سن‌سنجی توده‌های نفوذی در محدوده‌های A، دردی، C جنوبی، باغک و C شمالی که نواحی مهم آهن‌دار معدن است، انجام شده است (Boomeri, 1998a, Karimpour, 1990, 1994; Mazaheri, Karimpour, 1998, 1999; 1998b; Boomeri, 2003; Boomeri *et al.*, 2002; 2000; Boomeri, Kaheni, 2004; Karimpour, 2003; Karimpour and Malekzadeh *et al.*, 2006; Golmohammadi *et al.*, Shafaroudi, 2006, 2007; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013). توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق متعددی در محدوده معدن سنگان وجود دارد که برخی قدیمی‌تر از کانی‌سازی آهن، بعضی مرتبط با کانی‌سازی و تعداد اندکی پس از کانی‌سازی در منطقه نفوذ نموده‌اند (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013).

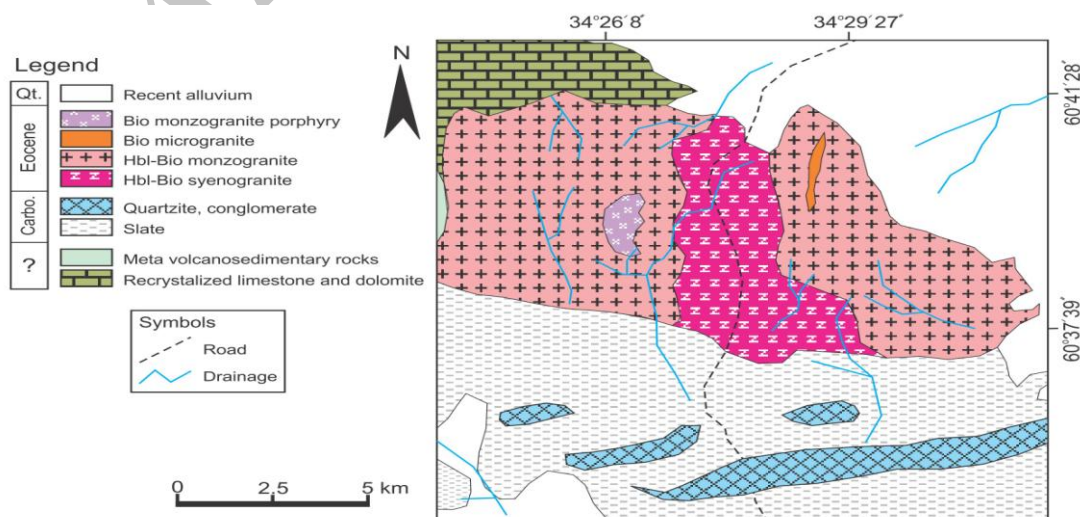
Malekzadeh Shafaroudi و همکاران (۲۰۱۳) سه گروه توده نفوذی متفاوت را بر اساس روابط صحرائی، ارتباط با تشکیل اسکارن حرارت بالا و کانی‌سازی مگنتیت و سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb در محدوده باغک و C شمالی معرفی نمودند که در این میان توده‌های نفوذی سینوگرانیتی با سن ۳۹ میلیون سال مرتبط با کانی‌سازی تشخیص داده شده‌اند. هدف از این پژوهش، بررسی پترولوژی و

بیوتیت-مونزوگرانیت پورفیری و بیوتیت-میکروگرانیت نیز توده هورنبلندبیوتیت-مونزوگرانیت را قطع نموده است (شکل ۲). دو واحد اصلی مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی با رنگ خاکستری روشن و بافت دانه‌درشت با اندازه بلوری ۵ تا ۱۰ میلی‌متر و ریخت‌شناسی خشن در منطقه مشخص می‌شود و تنها تفاوت آنها در حضور بیشتر آلکالی‌فلدسپار و مقدار کمتر کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مثل بیوتیت و هورنبلند در توده سینوگرانیتی است. کانی‌سازی همراه با این توده‌ها دیده نمی‌شود.

در شمال غربی محدوده مشاهده می‌شود. اسلیت، کوارتزیت و کنگلومرای منسوب به کربونيفر در نیمه جنوبی محدوده رخنمون دارد (شکل ۲). توده‌های گرانیتی منطقه معروف به سرخر و برمانی به شکل استوک در این ناحیه نفوذ نموده و بخش زیادی از منطقه را به خود اختصاص داده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، این توده بزرگ به دو بخش عمده هورنبلندبیوتیت-مونزوگرانیت در شرق و غرب منطقه و هورنبلندبیوتیت-سینوگرانیت در مرکز محدوده قابل تقسیم است. دایک‌هایی از



شکل ۱- (A) موقعیت جغرافیایی معدن سنگان در شمال شرق ایران؛ (B) موقعیت معدن سنگان و ناحیه بررسی شده در شرق آن در کمربند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده در شرق سنگان (برگرفته از Nasrollahi (۲۰۱۲) با تغییرات توسط نگارندگان)

## روش انجام پژوهش

مطالعه حدود ۷۰ مقطع نازک از توده‌های نفوذی بخش شرقی. انتخاب ۲۰ نمونه از توده‌های نفوذی بدون آلتراسیون و هوازدگی و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلیپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد از منطقه بررسی شده. تجزیه همان ۲۰ نمونه برای عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) با روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS. انجام مطالعه سن‌سنجی با روش U-Pb با استفاده از تکنیک Laser-Ablation در کانی زیرکن در دانشگاه آریزونا آمریکا. در این روش دو نمونه از توده‌های گرانیتی بخش شرقی انتخاب شد. پس از انجام عملیات خردایش، لاوکشویی و جداسازی کانی‌های سنگین با مایع برموفورم، تعداد ۵۰ عدد زیرکن با طول بزرگتر از ۳۰ میکرون در زیر میکروسکوپ بینوکولار با روش دست‌چینی جدا شد. زیرکن‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شد. در آنجا از روش Laser-Ablation ICP-MS multi collector برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده و سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورد. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاندولومینسانس (CL) گرفته می‌شود.

تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در قسمت‌های هم‌وزن بلور انتخاب می‌شود. روش

ICP-MS Laser-Ablation قادر است تا سن‌سنجی با روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲ درصد (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون انجام می‌شود. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد 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 سری لانکا با سن  $563/5 \pm 3/2$  میلیون سال پیش است. همچنین، مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 سنجش می‌شود. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. 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 کنکورדיا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  توسط ISOPLOT/EX انجام می‌شود. سن‌های میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود.

## پتروگرافی توده‌های نفوذی گرانیت

هورنبلند بیوتیت-مونزوگرانیت: بافت آن هیپیدئومورف گرانولار است. کانی‌های آن متشکل از ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۲۹ تا ۳۰ درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین با اندازه ۵ تا ۱۰ میلی‌متر)، ۲۸ تا ۲۹ درصد آلکالی‌فلدسپار (تا اندازه ۱۰ میلی‌متر) و در مجموع ۱۰ تا ۱۵ درصد

(الیگوکلاز-آندزین)، ۲۵ تا ۳۰ درصد آلکالی‌فلدسپار و کمتر از یک درصد بیوتیت است. کانی‌های تیره (کدر) که بیشتر ایلمنیت و مگنتیت است در حد ۱ درصد مشاهده می‌شود. آپاتیت مهم‌ترین کانی فرعی سنگ است.

### ژئوشیمی توده‌های نفوذی

نتایج تحلیل عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های هورنبلندبیوتیت‌مونزوگرانیت و هورنبلندبیوتیت‌سینوگرانیت شرق معدن سنگان در جدول ۱ ارایه شده است.

### اکسیدهای اصلی

مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده از ۶۵/۵۹ تا ۷۰/۲۹ درصد متغیر است. ترسیم نمونه‌ها در نمودار نامگذاری Middlemost و همکاران (۱۹۹۴) نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار می‌گیرد (جدول ۱ و شکل ۳). بر اساس نمودار نسبت مولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Maniar and Piccoli, 1989) توده‌های گرانیتی بیشتر ماهیت متالومینوس و گاهی پرآلومینوس دارد (شکل ۴). مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  توده‌ها از ۴/۴۲ تا ۶/۹۸ درصد متغیر است که بیشترین مقادیر در واحد سینوگرانیتی دیده می‌شود (جدول ۱). همچنین، نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  از ۱/۲۹ تا ۲/۲۱ در تغییر است (جدول ۱). بر اساس نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) توده‌های گرانیتی بیشتر در محدوده شوشونیتی تا کمی پتاسیم بالا قرار دارد (شکل ۵). مقدار نسبت  $\text{FeO}_4/\text{FeO}_1+\text{MgO}$  توده‌ها بین ۰/۵ تا ۰/۹ متغیر است و بر اساس Frost و همکاران (۲۰۰۱) به جز یک نمونه بقیه از نوع منیزیمی است.

هورنبلند و بیوتیت تا اندازه ۳ میلی‌متر است. کانی‌های تیره (کدر) که بیشتر مگنتیت و ایلمنیت است به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در ابعاد گاهی ۰/۶ میلی‌متر در حد ۲ تا ۳ درصد مشاهده می‌شود. زیرکن، آپاتیت و اسفن از جمله کانی‌های فرعی است. بیوتیت و هورنبلند در برخی نقاط به کلریت و فلدسپارها به سرسیت تبدیل شده‌اند.

**هورنبلندبیوتیت‌سینوگرانیت:** بافت آن هیپیدئومورف گرانولار است. کانی‌های آن متشکل از ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین با اندازه ۵ تا ۱۰ میلی‌متر)، ۳۵ تا ۴۰ درصد آلکالی‌فلدسپار (تا اندازه ۱۰ میلی‌متر) و در مجموع ۸ تا ۱۰ درصد هورنبلند و بیوتیت تا اندازه ۳ میلی‌متر است. کانی‌های تیره (کدر) که بیشتر ایلمنیت، مگنتیت و هماتیت است به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در ابعاد گاهی ۰/۸ میلی‌متر در حد ۲ تا ۳ درصد مشاهده می‌شود. زیرکن، آپاتیت و اسفن از جمله کانی‌های فرعی است. بیوتیت و هورنبلند در برخی نقاط به کلریت و فلدسپارها به سرسیت تبدیل شده‌اند.

**بیوتیت‌مونزوگرانیت پورفیری:** بافت آن پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد درشت‌بلور شامل: ۵ تا ۱۰ درصد کوارتز، ۱۰ تا ۱۵ درصد آلکالی‌فلدسپار، ۸ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) و ۳ تا ۵ درصد بیوتیت دیده می‌شود. زمینه سنگ شامل: کوارتز، فلدسپارها و بیوتیت در اندازه کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر است. کانی‌های ثانویه شامل حدود ۱۰ درصد سرسیت است که در مرکز فلدسپارها دیده می‌شود.

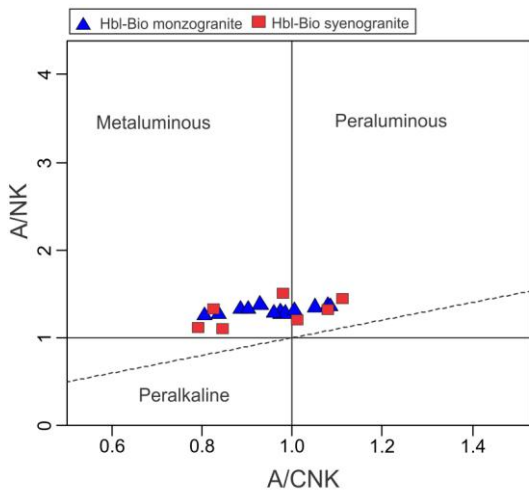
**بیوتیت میکروگرانیت:** بافت آن هیپیدئومورف گرانولار ریزدانه است. کانی‌های آن متشکل از ۳۵ تا ۴۰ درصد کوارتز، ۲۵ تا ۳۰ درصد پلاژیوکلاز

جدول ۱- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی گرانیتی شرق معدن سنگان. ۱- هورنبلندبیوتیت-سینوگرانیت، ۲- هورنبلندبیوتیت-مونزوگرانیت

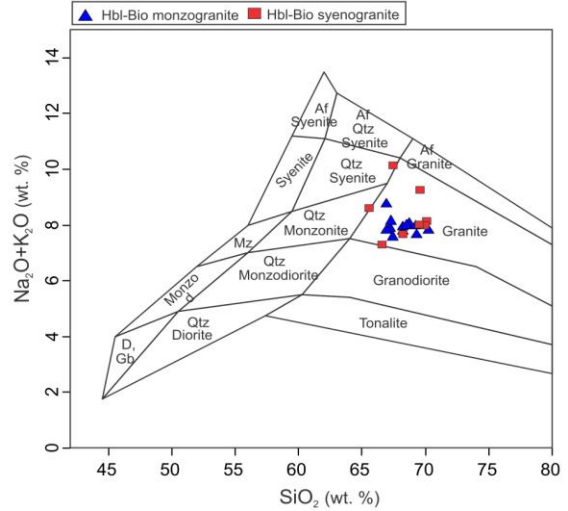
شماره نمونه	ESA10	ESA11	ESA218	ESA220	ESA222	ESA230	ESA231	ESA232	ESA233	ESA234
عرض	N34 27 01.	N34 26 33.	N34 27 40.0	N34 27 38.6	N34 28 40.5	N34 29 37.0	N34 28 21.1	N34 28 20.4	N34 28 11.5	N34 28 33.8
طول	E60 39 24.	E60 38 18.	E60 42 22.3	E60 42 19.7	E60 42 23.1	E60 39 12.3	E60 38 39.0	E60 38 41.0	E60 38 32.2	E60 38 34.3
نوع سنگ	1	2	2	2	2	2	1	1	1	2
SiO <sub>2</sub>	69.93	68.23	67.24	66.95	67.46	68.72	67.45	69.60	70.11	67.27
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.41	0.37	0.40	0.35	0.35	0.35	0.27	0.40	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.33	13.31	14.20	12.95	12.98	14.31	13.93	13.13	12.69	13.51
FeO <sub>t</sub>	4.09	4.58	4.24	5.07	5.05	3.94	2.01	2.12	4.08	5.37
MnO	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	n.d	0.01	0.03	0.04
MgO	0.41	1.57	1.52	2.67	2.49	1.48	1.57	1.66	1.51	1.48
CaO	1.73	1.84	2.72	2.89	2.67	1.53	2.68	1.94	1.10	1.72
Na <sub>2</sub> O	3.46	3.36	3.22	3.15	2.89	3.11	3.16	3.58	3.19	3.22
K <sub>2</sub> O	4.47	4.42	4.66	4.65	4.68	4.95	6.98	5.67	4.90	4.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.13	0.10	0.11	0.08	0.08	0.13	0.08	0.10	0.1
Ba	601	733	674	639	588	575	1553	942	609	776
Co	3	5	4	5	3	3	0.7	0.9	4	4
Cs	5	4	5	4	4	6	1	1	8	4
Ga	22	22	22	22	22	23	21	21	20	22
Hf	7	9	8	7	11	7	7	5	8	9
Nb	26	25	26	25	24	25	24	22	29	22
Rb	210	179	212	200	197	220	172	140	238	216
Sr	185	231	187	206	165	143	291	187	120	202
Ta	2	2	3	2	2	2	2	2	3	2
Th	29	32	54	33	36	35	34	43	44	33
Zr	263	319	293	262	394	259	272	195	316	320
Y	40	38	41	43	43	41	33	22	41	35
La	60.4	77.9	90.4	105.8	106.3	91.1	48.4	37.7	82.5	85.1
Ce	112.7	146.2	167.9	202	197.9	171.3	113.6	83.4	154	168.3
Pr	11.39	14.65	16.74	19.79	20.22	17.01	13.09	9.34	15.93	17.20
Nd	39.6	51.9	58.3	65.5	68.1	58.6	48.8	32.6	52.9	59.6
Sm	7.84	8.79	9.93	10.49	11.11	9.56	8.07	5.12	9.45	10.06
Eu	1.01	1.08	1.05	1.07	0.97	0.85	0.99	0.48	0.73	1.26
Gd	7.40	8.21	8.23	7.57	8.99	7.87	6.57	4.35	8.21	7.72
Tb	1.11	1.14	1.21	1.23	1.38	1.16	0.89	0.59	1.27	1.19
Dy	6.81	6.92	7.47	6.94	7.67	6.39	4.72	3.60	6.83	6.89
Ho	1.49	1.34	1.47	1.32	1.45	1.38	1.09	0.71	1.47	1.39
Er	4.35	4.11	4.78	4.06	4.58	4.15	3.05	2.41	4.59	3.65
Tm	0.57	0.55	0.72	0.54	0.58	0.58	0.42	0.32	0.65	0.56
Yb	3.99	4.08	4.03	4.39	4.32	4.86	3.36	2.35	5.00	3.54
Lu	0.60	0.57	0.65	0.60	0.60	0.49	0.43	0.37	0.66	0.56
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.29	1.32	1.45	1.48	1.62	1.59	2.21	1.58	1.54	1.52
(La/Yb)N	10.21	12.87	15.12	16.25	16.59	12.64	9.71	10.82	11.12	16.21
Eu/Eu*	0.41	0.39	0.36	0.37	0.30	0.30	0.42	0.31	0.25	0.44

ادامه جدول ۱- ...

شماره نمونه	ESA235	ESA236	ESG3	ESG10	ESG22	ESG27	ESG30	ESG32	ESG35	ESG39
عرض	N34 28 15.3	N34 28 38.8	N34 26 02.6	N34 26 05.2	N34 26 58.1	N34 27 01.7	N34 26 00.8	N34 26 56.3	N34 26 57.7	N34 26 58.4
طول	E60 38 35.3	E60 38 19.1	E60 37 57.1	E60 37 55.8	E60 37 09.6	E60 37 57.2	E60 38 57.3	E60 38 58.1	E60 39 00.7	E60 39 01.1
نوع سنگ	1	2	2	2	2	2	2	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	65.59	69.32	68.21	69.24	66.92	68.52	70.22	66.59	69.52	68.30
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.43	0.40	0.35	0.41	0.4	0.37	0.42	0.31	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.32	13.30	13.42	13.70	14.55	13.93	13.51	14.28	13.72	14.55
FeO <sub>t</sub>	5.20	4.31	4.35	2.69	1.94	4.45	3.17	5.18	3.99	4.24
MnO	0.03	0.02	0.02	n.d	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
MgO	1.47	1.60	1.63	1.54	1.53	1.53	1.45	1.57	1.41	1.52
CaO	3.49	1.54	1.94	2.67	3.56	1.39	1.71	2.81	1.28	1.69
Na <sub>2</sub> O	3.05	2.82	3.35	3.04	3.82	2.97	3.38	2.74	3.07	3.06
K <sub>2</sub> O	5.55	4.83	4.59	4.93	4.93	5.01	4.42	4.58	4.92	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11	0.12	0.12	0.14	0.11	0.10	0.12	0.08	0.11
Ba	979	749	819	933	940	652	601	590	603	594
Co	4	5	5	1	1	4	4	5	4	4
Cs	4	4	3	1	1	6	5	5	4	4
Ga	23	20	21	20	20	21	19	19	20	20
Hf	10	9	8	8	7	8	8	7	8	9
Nb	22	23	25	25	25	25	25	23	24	22
Rb	276	205	186	161	128	218	191	192	205	186
Sr	193	206	295	282	302	183	197	194	172	182
Ta	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Th	33	33	42	40	36	37	40	35	34	50
Zr	366	290	315	286	267	331	291	284	267	308
Y	35	35	43	41	32	40	38	40	39	39
La	96.7	103.2	97.8	90	45.2	95.9	93.7	101.9	75.3	88.4
Ce	182.5	192.3	186.3	167.2	112.8	177.8	173.6	193.2	143	166.3
Pr	18.05	18.94	18.96	16.86	13.03	17.90	17.75	19.37	14.35	16.71
Nd	62.7	64.2	62.1	58.2	45	61.3	58.6	63.9	48.3	57.7
Sm	10	9.89	10.46	9.02	8.15	10.05	10.04	10.37	8.70	9.37
Eu	1.33	1.01	1.15	1.17	1.21	1.05	1.04	1.12	0.99	1.03
Gd	7.97	7.53	8.28	7.67	6.33	7.76	7.58	8.47	7.15	7.89
Tb	1.11	1.11	1.28	1.23	0.98	1.18	1.17	1.28	1.15	1.15
Dy	6.35	6.23	6.99	7.21	5.93	7.01	6.36	7.66	7	6.74
Ho	1.31	1.42	1.60	1.44	1.13	1.31	1.36	1.62	1.28	1.35
Er	3.69	3.79	4.32	3.92	3.29	4.24	4.04	4.48	4.19	4.17
Tm	0.57	0.57	0.69	0.61	0.52	0.63	0.57	0.68	0.63	0.60
Yb	3.57	3.76	4.35	4.00	3.38	3.99	4.38	4.72	3.87	4.14
Lu	0.56	0.56	0.67	0.62	0.52	0.62	0.60	0.66	0.64	0.65
Ratios										
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.82	1.71	1.37	1.62	1.29	1.69	1.31	1.67	1.6	1.51
(La/Yb)N	18.26	18.5	15.16	15.17	9.02	16.20	14.42	14.56	13.12	14.4
Eu/Eu*	0.46	0.36	0.38	0.43	0.52	0.36	0.36	0.37	0.38	0.37

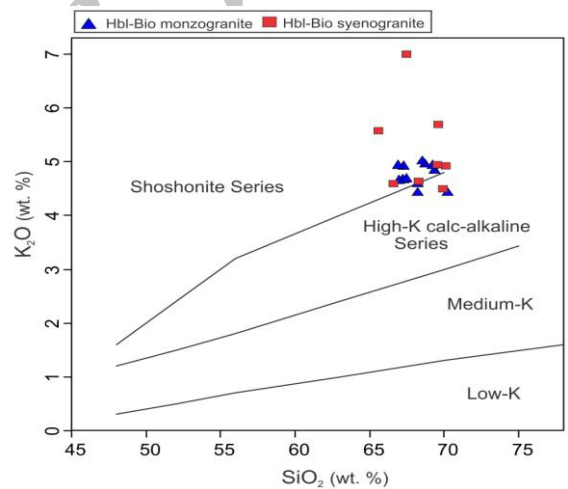


شکل ۴- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودار (Maniar and Piccoli, 1989) A/NK-A/CNK



شکل ۳- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودار نامگذاری (Middlemost et al., 1994)

شکل ۵- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)



### عناصر فرعی و نادر خاکی

گرانیت‌های بخش شرقی را که فاقد کانی‌سازی است به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۶). همچنین، گرانیتوئیدهای نوع A نسبت به گرانیتوئیدهای نوع I و گرانیت‌های پرآلومینوس نوع S مقدار بالاتری از Ga, Nb, Ta, Y, Zr و REE و تمرکز کمتری از Ba و Sr دارد (Loiselle and Wones, 1979; Eby, 1990; Whalen et al., 1987).

این مسأله در نمودارهای عناصر فرعی در مقابل  $10000 \cdot Ga/Al$  (شکل ۷) مشهود است و گرانیت‌های شرق سنگان به دلیل داشتن  $Zr > 200ppm$ ,  $Nb > 20ppm$ ,  $Ce > 100ppm$ ,  $Y > 30ppm$  و  $Ga > 20ppm$  در محدوده گرانیت‌های

بر پایه نسبت‌های اکسیدهای اصلی از جمله  $(Na_2O+K_2O)/MgO$  و  $FeO/MgO$ ,  $K_2O/MgO$  در مقابل  $10000 \cdot Ga/Al$  در نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) توده‌های گرانیتی شرق سنگان در داخل محدوده گرانیت‌های نوع A اما در نزدیکی مرز با گرانیتوئیدهای نوع I و S قرار می‌گیرد (شکل ۶). زیرا مقدار  $10000 \cdot Ga/Al$  آنها بیش از ۳ است. این در حالی است که توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی آهن سنگان در رده گرانیتوئیدهای نوع I بوده (Malekzadeh (Shafaroudi et al., 2013) و تفاوت خود با



می‌کند. بر پایه مقدار عناصر Yb و Y, Ta, Rb, Nb در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکتونیکی تشکیل توده‌های گرانیتی بررسی شده، بیشتر در مرز انواع گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) است که بر اساس Pearce (۱۹۹۶) و Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) در محدوده گرانیت‌های پس از کوهزایی (POG) قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). در حالی که توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی مگنتیت در محدوده معدن در پهنه فرورانش تشکیل شده و طی صعود ماگما دچار آغستگی با پوسته شده‌اند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013) (شکل ۱۰).

#### سن‌سنجی U-Pb زیرکن

پس از مطالعات دقیق پتروگرافی، دو نمونه مناسب از نظر داشتن کانی زیرکن از توده‌های نفوذی مونوزوگرانیت و سینوگرانیت توده‌های شرقی برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج تحلیل سن‌سنجی U-Th-Pb در کانی زیرکن در جدول ۲ آمده است. همچنین، نمودار میانگین سن تعیین شده و کنکوردیای آنها در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نشان داده شده است. بر پایه حدود ۲۲ و ۹ نقطه آنالیز روی دانه‌های زیرکن، سن توده گرانیتی به ترتیب برابر با  $40.16 \pm 0.16$  میلیون سال در نمونه ESA-10 (هورنبلندبیوتیت-سینوگرانیت) و  $40.8 \pm 0.7$  میلیون سال در نمونه ESA-11 (هورنبلندبیوتیت-مونوزوگرانیت) به دست آمد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). از سویی نسبت U/Th در زیرکن یک وسیله مناسب برای تعیین خاستگاه است. زیرا به طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ است (Rubatto et al., 2001; Williams, 2001; Rubatto, 2002). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از ۲/۶ بود (جدول ۲) که نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی

نوع A قرار گرفته‌اند. اگرچه که به مرز گرانیتوئیدهای I و S نزدیک است (شکل ۷).

نمودار عناصر نادر خاکی توده‌ها که نسبت به کندریت نرمالیزه شده، یک غنی‌شدگی شدید در عناصر نادر خاکی سبک را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهد که البته عناصر HREE نیز یک روند به نسبت مسطح را آشکار کرده است (شکل ۸). فراوانی عناصر LREE یکی از ویژگی‌های بارز گرانیت‌های نوع A است (Landenberger and Collins, 1996). همچنین، عنصر Eu در همه نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. به طوری که مقدار  $Eu/Eu^*$  بین ۰/۲۵ تا ۰/۵۲ است (جدول ۱ و شکل ۸). ناهنجاری منفی این عنصر می‌تواند به دلیل حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ و یا تبلور تفریقی این کانی باشد.

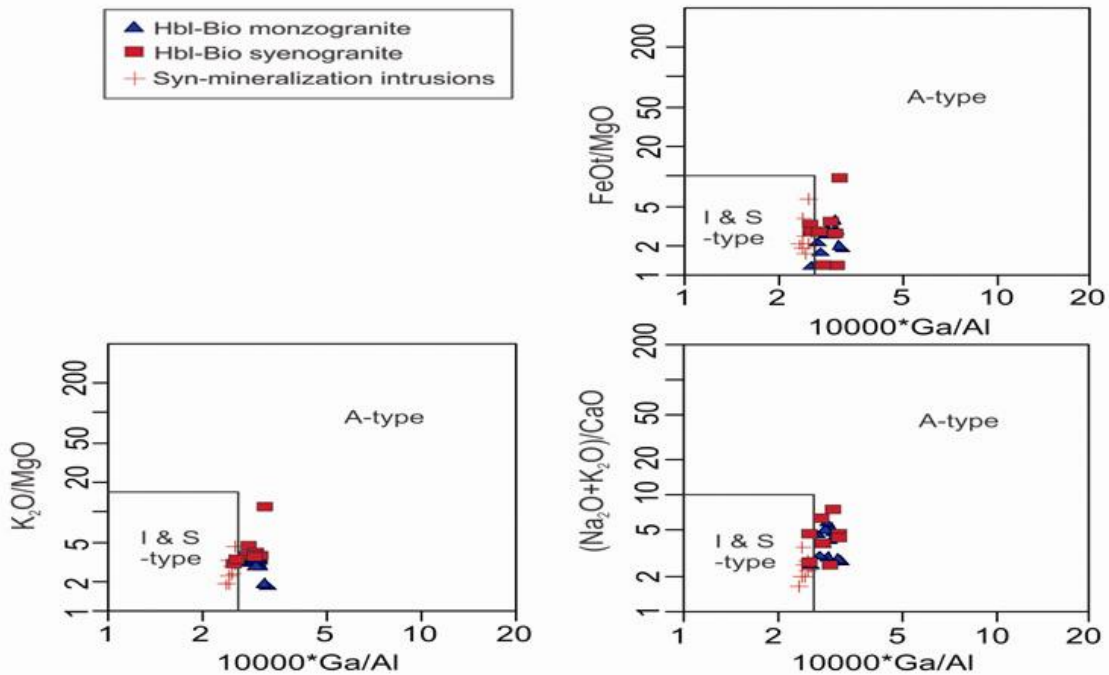
نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به میانگین پوسته برای توده‌های نفوذی گرانیتی، در شکل ۹ نشان داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر HFSE مانند: Hf, Ga, Nb, Ta, Y, Zr در همه نمونه‌ها نسبت به میانگین پوسته دیده می‌شود. در حالی که کاهیدگی شدیدی در Ba و Sr وجود دارد (شکل ۹). همچنین، غنی‌شدگی عناصر REE مانند: Ce, La, Sm و Yb در این نمودار مشهود است (شکل ۹).

مقادیر پایین Ti می‌تواند نتیجه وجود اکسیدهای Fe-Ti در باقی‌مانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Reagan and Gill, 1989; Martin, 1999; Pearce and Parkinson, 1993). ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003).

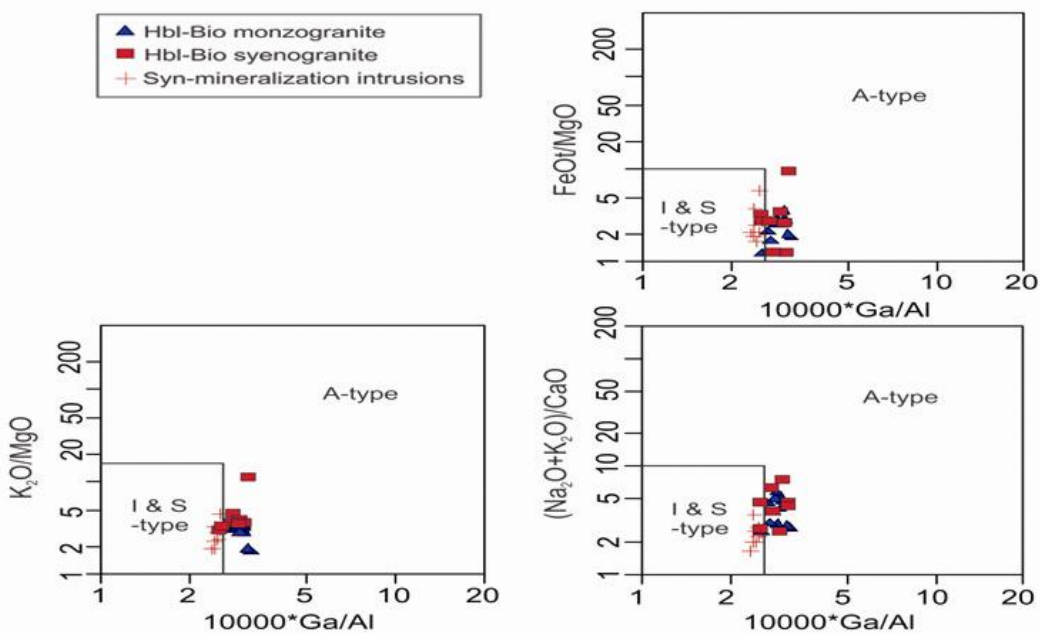
مقدار بالای عناصر REE و HFSE، گرانیت‌های بخش شرقی را از گرانیت‌های نوع I و S متمایز

U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم. این توده‌های مونزونیتی در ائوسن میانی (لوتسین) در منطقه نفوذ نموده‌اند.

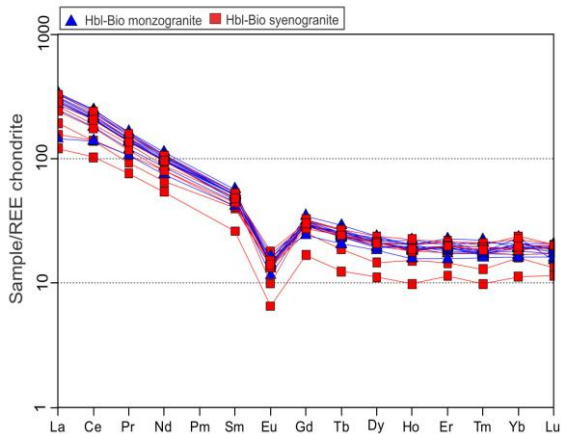
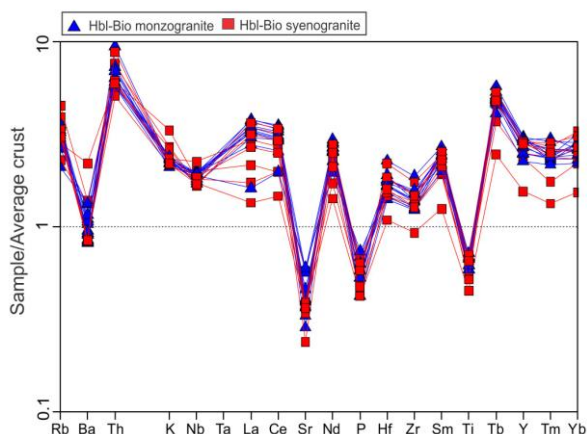
زیرکن‌ها است. این ویژگی همراه با خصوصیت حرارت خاتمه بالای زیرکن (Cherniak and Watson, 2000) به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات



شکل ۶- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودارهای اکسیدهای اصلی در مقابل  $10000 \cdot Ga/Al$  (Whalen *et al.*, 1987). اطلاعات توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی از Malekzadeh Shafaroudi و همکاران (۲۰۱۳) است.

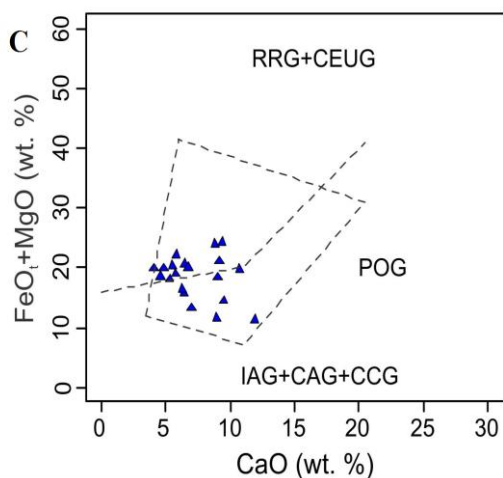
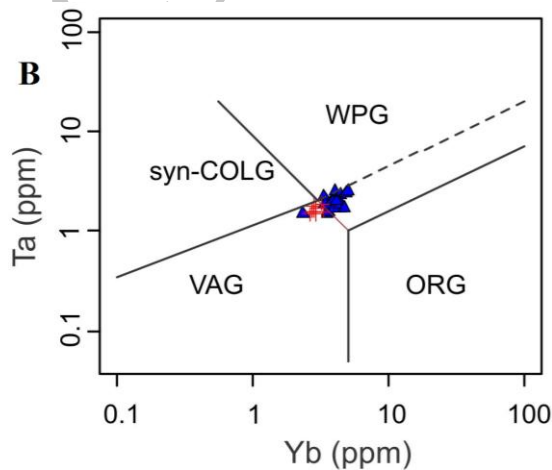
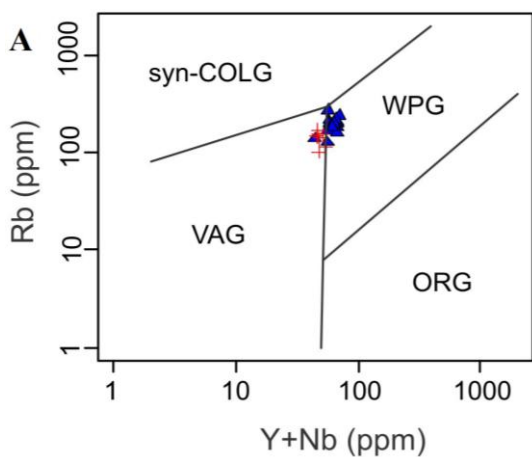


شکل ۷- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودارهای عناصر فرعی در مقابل  $10000 \cdot Ga/Al$  (Whalen *et al.*, 1987).



شکل ۹- نمودار نرمالیزه شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده نسبت به میانگین پوسته (Weaver and Tarney, 1984).

شکل ۸- نرمالیزه کردن عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت در توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده (Boynton, 1985).

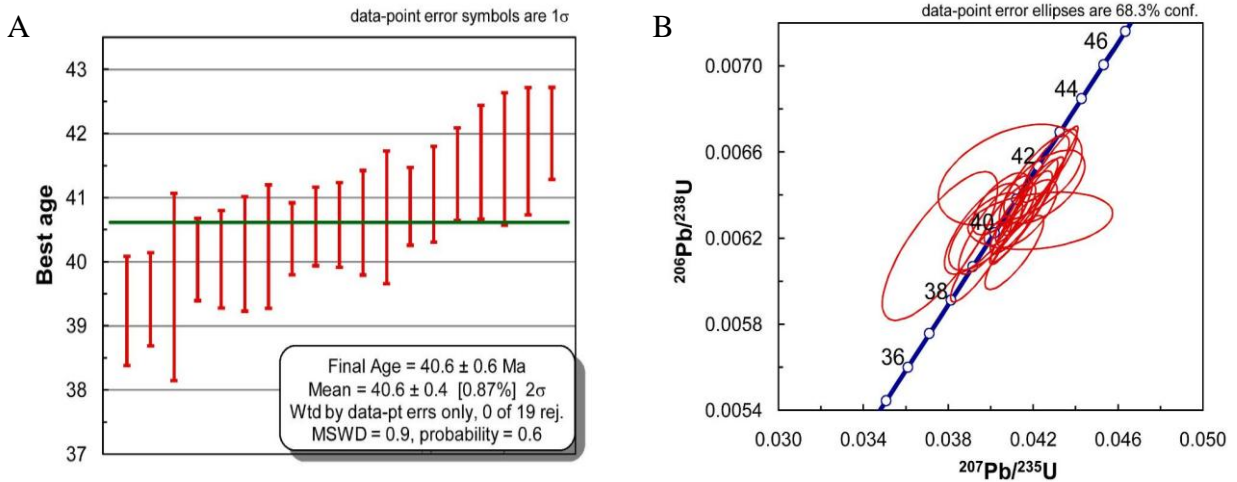


▲ Studied intrusions + Syn-mineralization intrusions

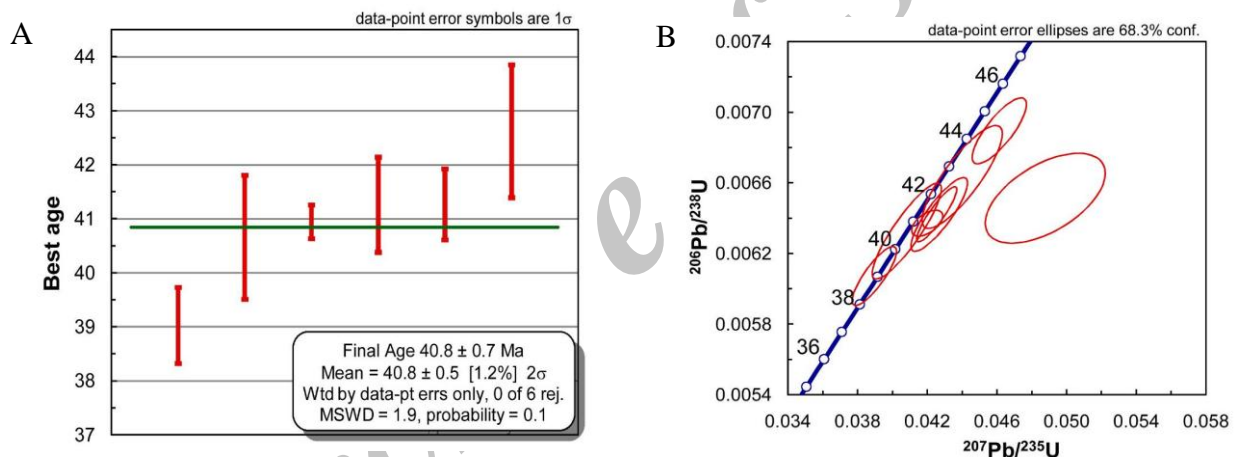
شکل ۱۰- (A و B) موقعیت توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴). VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها. اطلاعات توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی از Malekzadeh Shafaroudi و همکاران (۲۰۱۳) است. (C) موقعیت توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده در نمودار (Maniar and Piccoli, 1989). POG = گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی، RRG = گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف‌ت، CEUG = گرانیتوئیدهای خشکی‌زایی، IAG = گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، CAG = گرانیتوئیدهای حاشیه قاره، CCG = گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای

جدول ۲- نتایج تحلیل سنسنجی دو نمونه گرانیتی ESA-10 و ESA-11 از شرق معدن سنگان

Sample No.	U(ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	±(%)	207Pb*/235U*	±(%)	206Pb*/238U	±(%)	Best Age (Ma)	±(Ma)
ESA10											
ESA10-3-1	773	3181	1.7	12.9698	43.2	0.0639	44.2	0.0060	9.3	38.6	3.6
ESA10-11	575	8657	2.6	21.2765	1.1	0.0396	2.4	0.0061	2.2	39.2	0.9
ESA10-2	1065	102170	1.8	20.5733	1.2	0.0411	2.2	0.0061	1.8	39.4	0.7
ESA10-18_1	149	2009	1.3	22.6004	3.0	0.0376	4.8	0.0062	3.7	39.6	1.5
ESA10-13	736	46901	2.4	20.9259	0.8	0.0411	1.8	0.0062	1.6	40.0	0.6
ESA10-18	215	5040	1.2	21.6099	2.2	0.0398	2.9	0.0062	1.9	40.0	0.8
ESA10-16_1	285	4250	1.2	21.7376	2.0	0.0396	3.0	0.0062	2.2	40.1	0.9
ESA10-16_2	225	5140	1.1	21.4653	1.5	0.0402	2.8	0.0063	2.4	40.2	1.0
ESA10-4_1	781	7319	0.9	20.4583	5.1	0.0423	5.3	0.0063	1.4	40.4	0.6
ESA10-3	721	31087	2.2	21.2749	1.2	0.0409	2.0	0.0063	1.5	40.6	0.6
ESA10-4	441	18793	1.3	20.8944	1.6	0.0417	2.3	0.0063	1.6	40.6	0.7
ESA10-7_1	735	30451	2.2	21.0300	1.2	0.0414	2.3	0.0063	2.0	40.6	0.8
ESA10-10	595	27982	1.2	20.9320	0.9	0.0417	2.7	0.0063	2.6	40.7	1.0
ESA10-16	285	6938	1.1	21.6706	1.6	0.0405	2.2	0.0064	1.5	40.9	0.6
ESA10-8	810	23455	1.9	21.0366	0.9	0.0419	2.0	0.0064	1.8	41.1	0.7
ESA10-14	587	10248	2.2	20.8787	2.4	0.0425	3.0	0.0064	1.7	41.4	0.7
ESA10-9	824	16828	2.1	21.2113	1.4	0.0420	2.6	0.0065	2.1	41.6	0.9
ESA10-12	3292	188540	1.5	21.0364	0.7	0.0424	2.6	0.0065	2.5	41.6	1.0
ESA10-18_2	69	2390	1.5	21.8882	4.9	0.0409	5.5	0.0065	2.4	41.7	1.0
ESA10-5	507	13089	1.8	21.0918	1.1	0.0427	2.0	0.0065	1.7	42.0	0.7
ESA10-1	669	13652	1.8	21.4038	1.0	0.0427	1.1	0.0066	0.6	42.6	0.3
ESA10-7	303	15795	1.7	20.7497	1.6	0.0443	2.0	0.0067	1.1	42.8	0.5
ESA11											
ESA11-12	486	6513	1.0	21.4875	1.2	0.0390	2.2	0.0061	1.8	39.0	0.7
ESA11-10	497	7704	1.8	21.3655	1.5	0.0408	3.2	0.0063	2.8	40.7	1.1
ESA11-7	817	9105	1.4	14.7007	28.8	0.0595	29.0	0.0063	3.4	40.8	1.4
ESA11-9	641	13682	1.9	20.9183	1.2	0.0420	1.4	0.0064	0.8	40.9	0.3
ESA11-8	692	24364	1.0	20.7380	1.3	0.0427	2.5	0.0064	2.1	41.3	0.9
ESA11-3	646	61020	2.4	20.8115	0.8	0.0425	1.8	0.0064	1.6	41.3	0.7
ESA11-10_1	599	8207	1.4	18.4117	3.9	0.0488	4.7	0.0065	2.6	41.9	1.1
ESA11-1	842	25002	1.7	20.7831	1.9	0.0440	3.5	0.0066	2.9	42.6	1.2
ESA11-4	791	42823	2.1	20.6014	1.3	0.0461	2.2	0.0069	1.8	44.3	0.8



شکل ۱۱- (A) میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه ESA-10 (هورنبلندبیوتیت-سینوگرانیت)؛ (B) نمودار کنکوردیای سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه ESA-10 (هورنبلند بیوتیت-سینوگرانیت)



شکل ۱۲- (A) میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه ESA-11 (هورنبلندبیوتیت-مونزوگرانیت)؛ (B) نمودار کنکوردیای سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه ESA-11 (هورنبلندبیوتیت-مونزوگرانیت)

توده‌های مرتبط با کانی‌سازی وجود دارد اما بررسی‌های ژئوشیمیایی نیز ماهیت متفاوتی را برای آنها بازگو می‌کند.

بر پایه نسبت‌های اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی مانند: Y, Nb, Ce و Zr در مقابل  $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$  در نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) توده‌های گرانیتی شرق سنگان در محدوده گرانیت‌های نوع A و در مرز محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و S قرار می‌گیرد. زیرا دارای نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  بین  $1/3$  تا  $2/2$ ،  $\text{Zr} > 200 \text{ppm}$

## بحث و نتیجه‌گیری

توده‌های مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی شرق معدن سنگان فاقد کانی‌سازی است. سن‌سنجی زیرکن با روش U-Pb نیز سن نزدیک به ۴۱ میلیون سال را برای آنها نشان می‌دهد که بیانگر قدیمی‌تر بودن آنها نسبت به توده‌های مرتبط با کانی‌سازی در محدوده معدن یعنی ۳۹ میلیون سال (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013) است. اگرچه که اختلاف سنی اندکی (حدود ۲ میلیون سال) بین توده‌های گرانیتی شرق و

LILE و عناصر  $Ga/Al$ ،  $FeO/MgO$ ،  $Na_2O+K_2O$  در آن بالا بوده و Eu ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. این توده گرانیتهی در موقعیت تکتونیکی درون صفحه‌ای به وجود آمده است و تشکیل آن را به بازشدگی اقیانوس نئوتتیس بین سنندج-سیرجان و زاگرس در پرمین ارتباط داده‌اند (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012). این توده بسیار قدیمی‌تر از توده‌های ائوسن میانی شرق سنگان (ناحیه بررسی شده) است و بالا بودن مقدار نسبت  $FeO/MgO$  تشکیل آن در موقعیت کششی درون صفحه‌ای از تفاوت‌های مهم آن به شمار می‌آید. گرانیتهای نوع A ده سیاهان، بندباغ و باغ خشک در جنوب‌غربی کرمان نیز به سن ۳۳ میلیون سال (Dargahi et al., 2010) جوان‌تر از گرانیتهای شرق سنگان است. آنها متال‌آلومینوس تا کمی پراآلومینوس بوده و از آلکالین تا شوشونیتی متغیرند و در موقعیت تکتونیکی پس از کوهزایی تشکیل شده‌اند (Dargahi et al., 2010). بالا بودن نسبت  $FeO/MgO$  در گرانیتهای جنوب‌غربی کرمان مهم‌ترین تفاوت از نظر ترکیب شیمیایی با توده‌های بررسی شده در شرق سنگان است.

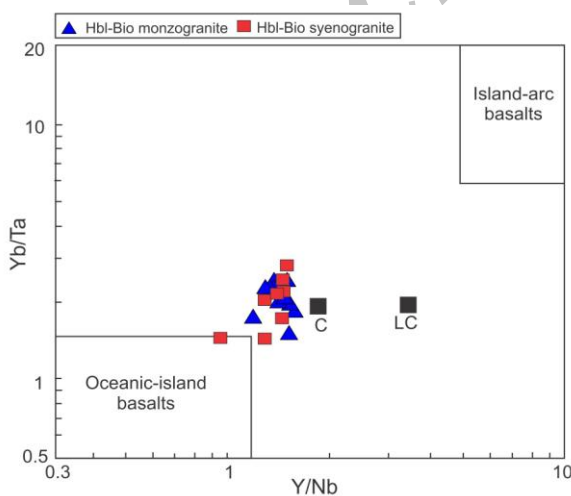
مدل‌های خاستگاهی مختلفی برای گرانیتهای نوع A ارائه شده است که بیانگر تنوع ژئوشیمیایی آنها است: الف) عده‌ای عقیده دارند که آنها از تبلور بخشی ماگمای مادر بازالتی تشکیل شده‌اند (Turner et al., 1979; Loiselle and Wones, 1979)؛ ب) عده‌ای دخالت توأم منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای از طریق فرآیندهای مخلوط‌شدگی و یا تبلور بخشی-هضم‌شدگی را مؤثر می‌دانند (Barker et al., 1975; Foland and Allen, 1991)؛ ج) نظریه‌ای دیگر معتقد بر ذوب بخشی واحدهای سنگی مختلف پوسته مانند گرانولیت‌های بدون آب پوسته تحتانی (Collins et al., 1982; Whalen et

$Nb>20ppm$ ،  $Ce>100ppm$ ،  $Y>30ppm$  و  $Ga>20ppm$  است. همچنین، غنی‌شدگی شدیدی در عناصر REE به ویژه LREE‌ها دیده می‌شود. در نمودار نرمالیزه شده نسبت به میانگین پوسته نیز غنی‌شدگی از عناصر HFSE مانند:  $Nb$ ،  $Hf$ ،  $Ga$ ،  $Y$ ،  $Ta$  و  $Zr$  و کاهیدگی شدیدی در  $Ba$  و  $Sr$  دیده می‌شود که همه این شواهد شاید نشان‌دهنده نوع A بودن گرانیتهای بررسی شده است. موقعیت تکتونیکی آنها مناطق کششی پس از کوهزایی است. همچنین، این گرانیتهای بیشتر متال‌آلومینوس تا کمی پراآلومینوس و بیشتر شوشونیتی است. این در حالی است که توده‌های مرتبط با کانی‌سازی مگنتیت در محدوده معدن از نوع گرانیتهای I بوده و شواهد ژئوشیمیایی ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش را نشان می‌دهد.

مقایسه گرانیتهای سرخر و برمانی در شرق معدن سنگان با دیگر گرانیتهای نوع A در دنیا (Landenberger and Collins, 1996; Eby, 1990)؛ (Dallagnol et al., 1999; King et al., 1997) نشان می‌دهد که اگر چه مقدار بالای  $Na_2O+K_2O$ ، نسبت  $K_2O/Na_2O$ ، غنی‌شدگی LREE و HFSE و کاهیدگی  $Sr$  و  $Ba$  مشابه گرانیتهای نوع A است، اما مقدار  $FeO/MgO$  کمتر از ۱۰،  $FeO/FeO+MgO$  بین ۰/۵ تا ۰/۹ و ماهیت منیزیمی توده‌ها، مغایر با این نوع گرانیتهای است. علاوه بر آن، بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت و هورنبلند به لحاظ مقدار آهن موجود برای اثبات هرچه بیشتر نوع A بودن توده‌های شرق سنگان لازم است. همچنین، گرانیتهای نوع A از برخی نقاط ایران به ویژه کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر نیز گزارش شده است؛ مانند: گرانیتهای حسن رباط در غرب ایران مرکزی به سن پرمین که شامل: بیوتیت و آمفیبول‌های غنی از آهن و فلئوئور است. این توده متال‌آلومینوس تا کمی پراآلومینوس بوده و مقدار

مشق شدن ماگما از منشأ پوسته قاره است. این واقعیت در قرارگیری نمونه‌های بررسی شده در نزدیکی موقعیت میانگین پوسته قاره‌ای در نمودار Yb/Ta در مقابل Y/Nb تأیید می‌شود (شکل ۱۴).

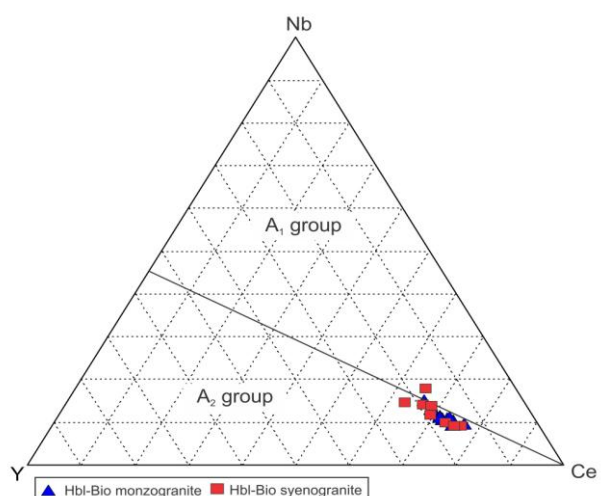
در مجموع، شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که در این بخش از شمال شرق ایران در حدود ۴۱ میلیون سال قبل (اوسن میانی) و قبل از تشکیل کانی‌سازی بزرگ اسکارن آهن سنگان، ماگماتیسمی در محیط‌های کششی پس از کوهزایی از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای تشکیل شده و توده‌های مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی منطقه را به وجود آورده است. این نوع فعالیت‌های ماگمایی (نوع A) معمولاً کم آب است و نبود کانی‌سازی همراه با توده‌های بررسی شده، شاهدی بر این ادعاست. این توده‌ها ماهیت متفاوتی با دیگر توده‌های نفوذی محدوده معدن سنگان و یا حتی دیگر بخش‌های کمر بند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن که در گذشته مطالعه شده و ماهیت ماگماهای اکسیدان نوع I پهنه فرورانش را تداعی می‌کند، دارد.



شکل ۱۴- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودار Yb/Ta در مقابل Y/Nb. موقعیت میانگین پوسته قاره‌ای (C) و پوسته تحتانی (LC)، (Taylor and McLennan, 1985). (دیگرام تغییر یافته از Eby, 1992).

(Landenberger and Collins, 1996; *al.*, 1987) سنگ‌های مافیک تحتانی و تفریق آنها (Frost and Frost, 1997) و سنگ‌های گرانیتوئیدی از توانالیت تا گرانودیوریت (Sylvester, 1989; Creaser *et al.*, 1991) است.

Eby (۱۹۹۲) گرانیت‌های نوع A را به دو گروه A1 با ویژگی‌های ژئوشیمیایی شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی و A2 با ویژگی‌های ژئوشیمیایی شبیه به پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های جزایر قوسی تقسیم کرد. این دو گروه منشأ و جایگاه تکتونیکی متفاوتی دارد. به طوری که گروه A1 از ماگمایی شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی تفریق یافته و در ریفت درون قاره‌ای و یا به عنوان ماگماتیسم درون صفحه‌ای جایگزین شده‌اند و گروه A2 از پوسته قاره‌ای یا پوسته قاره‌ای به زیر صفحه رفته در طول یک برخورد قاره-قاره و یا ماگماتیسم جزایر قوسی مشتق شده است. گرانیت‌های شرق سنگان بر اساس مقدار عناصر Ce, Nb و Y در مثلث تقسیم‌بندی Eby (۱۹۹۲) بیشتر در گروه A2 قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳) که نشان‌دهنده



شکل ۱۳- موقعیت توده‌های نفوذی بررسی شده در نمودار مثلثی Nb-Y-Ce برای تقسیم‌بندی گرانیت‌های نوع A به دو زیرگروه A1 و A2 (Eby, 1992).

## سپاسگزاری

نگارندگان از مجتمع سنگ آهن سنگان و کارمندان محترم معدن سنگان به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات اسکان، غذا و حمل و نقل صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایند. همچنین، از شرکت طیف

کانساران بینالود مشهد برای خردایش و نمایش نمونه‌ها و ارسال نمونه‌ها به کانادا برای تحلیل عناصر قدردانی می‌شود. از آقایان دکتر جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا به خاطر انجام تحلیل سن سنجی تشکر می‌کنیم.

## منابع

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bullitan* 103: 983-992.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hsanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana brak-up in Iran. *Lithos* 151: 122-134.
- Barker, F., Wones, D. R., Sharp, W. N. and Desborough, G. A. (1975) The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research* 2: 97-160.
- Boomeri, M. (1998a) Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related igneous rocks, northeastern Iran. PhD thesis, Akita University, Japan.
- Boomeri, M. (1998b) Geochemistry of F and Cl in biotites from Sarnosar granite and source determination of Sangan iron mine, NE Iran. 22<sup>nd</sup> International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- Boomeri, M. (2003) Esphen geochemistry in Sarnosar granitic rocks, Khaf, NE Iran. 22<sup>nd</sup> International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- Boomeri, M., Lashkaripour, Gh. and Gergij, M. (2002) Genesis of Sangan iron mine using mineral assemblages, NE Iran. 10<sup>th</sup> International Sympsiom of Iranian Crystallography and Mineralogy Society, Zahedan, Iran (in Persian).
- Boomeri, M., Mizuta, T., Ishiyama, D. and Nakashima, K. (2006) Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnosar granitic rocks, northeastern Iran. *Iranian Journal of Science and Technology* 30(A1): 111-125.
- 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, Amesterdam.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J. (1991) A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology* 19: 163-166.
- Dallagnol, R., Scaillet, B. and Pichavant, M. (1999) An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40(11): 1673-1698.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type



- granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- Eby, G. N. (1990) The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Foland, K. A. and Allen, J. C. (1991) Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountains magma series, New England, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109: 195-211.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Frost, C. D. and Frost, B. R. (1997) Reduced rapakivi-type granites: The tholeiitic connection. *Geology* 25: 647-650.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A. (2013) Petrology and zircon U-Pb dating of intrusive rocks from A, C-south, and Dardvay districts, Sangam iron stone mine, Khaf. *Journal of Economic Geology*: in press (in Persian).
- Kaheni, Sh. (2004) Geochemistry and mineralogy studies of C-north and Baghak, Sangam iron mine, Khaf. MSC thesis, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H. (1990) Source and genesis of Sangam iron mine. 1<sup>st</sup> International Symposium of Iron Mine, Tehran, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H. (1994) Geochemistry and mineralogy of Sangam iron mine, Khorasan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 2: 145-156 (in Persian).
- Karimpour, M. H. (1998) Temperature, genesis and paragenesis of magnetite in different parts of Sangam mine. 17<sup>th</sup> International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H. (1999) Potential of porphyry copper and gold mineralization between Torbat-e-Hidarieh and Kashmar. 1<sup>st</sup> International Symposium of Mining Potential of Eastern Iran, Mashhad, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H. (2003) Mineralogy, alteration, source rock and tectonic setting of iron-oxide Cu-Au deposits and examples of Iran. 11<sup>th</sup> International Symposium of Iranian Crystallography and Mineralogy Society, Yazd, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2006) Comparison of the petrochemistry of source rocks at Tannurjeh Au-bearing magnetite and Sangam Au-free magnetite deposits, Khorasan Razavi, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13: 432-442 (in Persian).
- Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2007) Geochemistry and mineralization of skarn zones and petrogenesis of source rock in Sangam iron mine, Khorasan. *Journal of Geosciences* 65: 108-125 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2002) Exploration of Fe-oxide Cu-Au and magnetite deposits related to Khaf-Kashmar-Bardaskan volcanic-plutonic belt. 21<sup>th</sup> International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M. (1997) Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.

- Landenberger, B. and Collins, W. J. (1996) Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence for the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology* 37: 145-170.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Golmohammadi, A. (2013) Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 64: 256-271.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos* 46 (3): 411-429.
- Mazaheri, S. A. (2000) Intruding of amphiboles from Sangan, Khaf. 8<sup>th</sup> International Symposium of Iranian Crystallography and Mineralogy Society, Mashhad, Iran (in Persian).
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Nasrollahi, Kh. (2012) Petrology and geochemistry studies of Bermani and Sarkhar granitoid intrusions. Sangan, Khaf, Khorasan Razavi. MSC thesis, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Iran (in Persian).
- Pearce, J. A. (1996) Source and setting of granitic rocks. *Episode* 19: 120-125.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: *Magmatic Processes in Plate Tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special Publication 76: 373-403. Geological Society, London.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccherillo, 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.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138.
- 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.
- Sylvester, P. J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97: 261-280.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Publishing, Oxford.
- Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from Padthaway ridge, south Australia. *Lithos*

28: 151-179.

Volkert, R. A., Feigerson, M. D., Patino, L. C., Delaney, J. S. and Drake, A. A. Jr. (2000) Sr and Nd isotopic compositions, age and petrogenesis of A-type granitoids of the Vernon Supersuite, New Jersey, Highlands, USA. *Lithos* 50: 325-347.

Weaver, B. L. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577.

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

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.

Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.

Archive of SID

## Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf

Abbas Golmohammadi, Seyed Ahmad Mazaheri, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi  
and Mohammad Hassan Karimpour \*

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

### Abstract

The Sarkhar and Bermani granitic rocks is located 300 km southeast of Mashhad, east of Sangan Mine, and northeastern Iran. Granitoid rock intruded older rocks such as crystalline limestone and dolomite and metavolcano-sedimentary rocks in the pre-Carbonifer age, and slate, quartzite, and conglomerate in the Carbonifer age. Monzogranite and syenogranite are two main intrusive rocks exposed in the study area. Biotite monzogranite porphyry and biotite microgranite are found mainly as dike cutting the intrusive rocks. The results of U-Pb zircon age dating of the monzogranite and syenogranite is 41 Ma (Middle Eocene). These intrusive rocks are older than granitoid associated with the Sangan mineralization. The texture of these rocks is hypidiomorphic granular and quartz, plagioclase, K-feldspar, hornblend, and biotite are the main minerals. Chemically, intrusive rocks are meta-aluminous to moderately peraluminous and shoshonitic. These intrusive rocks based on:  $K_2O/Na_2O= 1.3$  to  $2.2$ ,  $Zr > 200$  ppm,  $Nb > 20$  ppm,  $Ce > 100$  ppm,  $Y > 30$  ppm,  $Ga > 20$  ppm, and strong enrichment in REE specially in LREE plot in the field of A-type granite. However, the ratio of  $FeO_t/FeO_t+MgO$  is low (0.5 to 0.9) and they are magnesian character. Spider diagram normalized with average continental crust show enrichment in HFSE, Zr, Nb, Ga, Ta, Y, Hf and depletion in Ba and Sr. They belong to post orogenic granitoid. Granitoid associated with the magnetite mineralization at Sangan mine are I-type and originated from subduction zone. Granitoid rocks within the study area (east of Sangan mine) belonging to A2 group and generated by the magma from the continental crust.

**Key words:** Petrology of intrusive rocks, Zircon dating, A-type granite, East of Sanagn mine, Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt