مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هجدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۹، از صفحهٔ ۶۳۳ تا ۶۴۶

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر)، استان آذربایجان شرقی

مهران ادوای*[۱]، جلیل قلمقاش[۲]

۱- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهر

۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

(دریافت مقاله: ۸۸/۹/۲۸ ، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۲۹)

چکیده: توده نفوذی هریس سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های قاعده‌ی پرمین به‌صورت دگرشیبی آذرین پی پوشیده می‌شود. این توده ترکیب گرانیتی ـ قلیایی گرانیتی داشته و ماهیت متاآلومینیوس تا پرآلومینیوس ضعیف نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی شدید Eu در نمودار REE نشانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست. بی هنجاری منفی شدید Ba و غنی شدگی‌های Rb و Th نسبت به Ta و Nb نشانگر خاستگاه پوسته‌ای آن‌هاست. این گرانیت‌ها از نوع درون برگه‌ای و از نوع گرانیت‌های غیرکوهزایی (نوع A) ، ارزیابی شده‌اند که از ذوب بخشی یک خاستگاه تونالیتی – گرانودیوریتی و در یک محیط کششی تشکیل شده‌اند. سال‌سنجی رادیومتری به روش U-Pb زیرکن، سن ۳۴±۳۰۶ میلیون سال را برای تبلور این سنگ‌ها به دست داده است. این سن با کشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته‌ی قاره‌ای عربی ـ ایران سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *شبستر، گرانیت، ژئوشیمی، سن‌سنجی رادیومتری، زیرکن، U-Pb، SHRIMP*

مقدمه

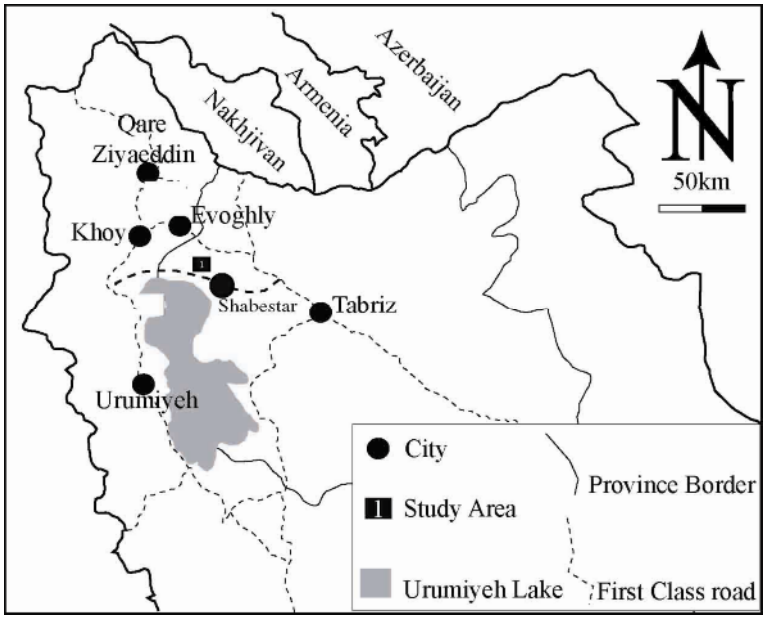
توده‌ی هریس در استان آذربایجان شرقی و در ۲۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان شبستر واقع شده است (شکل ۱). این منطقه از شمال به ارتفاعات میشو و شهرستان مرند و از جنوب به روستای هریس و شهر شرفخانه و از غرب به شهرستان تسوج و از جنوب شرقی به شهرستان شبستر محدود می‌شود (شکل ۲). [۱] توده‌ی آذرین هریس را معادل با گرانیت‌های میشو در نظر گرفته است. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده‌ی پرمین روی سطح فرسایش یافته این توده‌ی آذرین جای گرفته است و بر این اساس سن این توده به بسا کامبرین - پیش پرمین نسبت داده شده است[۲] هرچند پژوهشگران دیگر زمان تشکیل این توده را به اواخر کرتاسه و قبل از الیگو ـ میوسن نسبت داده‌اند[۳].

بنابر بررسی‌های [۳] ماهیت توده‌ی هریس از نوع آهکی-قلیایی پتاسیم بالاست. این پژوهشگران خاستگاه سنگ‌های نفوذی هریس را به ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی با ترکیب تونالیتی ـ گرانودیوریتی نسبت داده است.

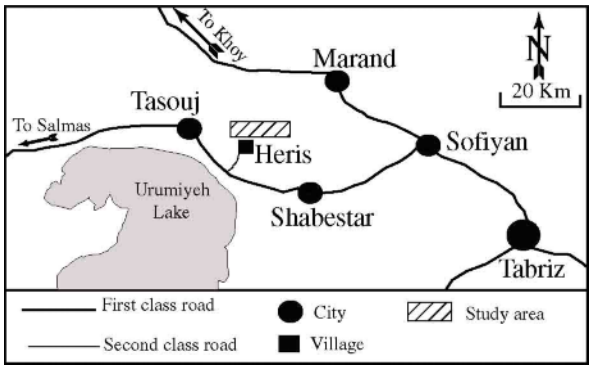
در این مقاله ما با ارائه نتایج سن‌سنجی رادیومتری اورانیم-سرب، زمان تشکیل توده‌ی هریس را تعیین خواهیم کرد.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۱۵۱۵۰۰، نمابر:۴۷۹۴۴۲۷ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: m-advay@iau-ahar.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در شمال غربی ایران و راه‌های اصلی دسترسی به آن.



شکل ۲ راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی.

همچنین با استفاده از نتایج بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، ویژگی‌های کلی توده را ارائه خواهیم داد. در نهایت با نشان دادن نتایج دقیق تجزیه‌ی شیمیایی توده، و بحثی در ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب توده‌ی هریس، نوع سنگ خاستگاه، نوع گرانیت و جایگاه زمین‌ساختی آن را تعیین می‌کنیم.

روش بررسی

در این پژوهش نخست در ابتدا حدود ۵۰ نمونه‌ی سنگی را به آزمایشگاه سنگ‌شناسی منتقل کردیم، و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک میکروسکوپی و انتخاب نمونه‌های سالمتر با استفاده از میکروسکوپ، ۱۰ نمونه از آن‌ها را پس از خردایش و پودر کردن، برای آنالیز شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال کردیم.

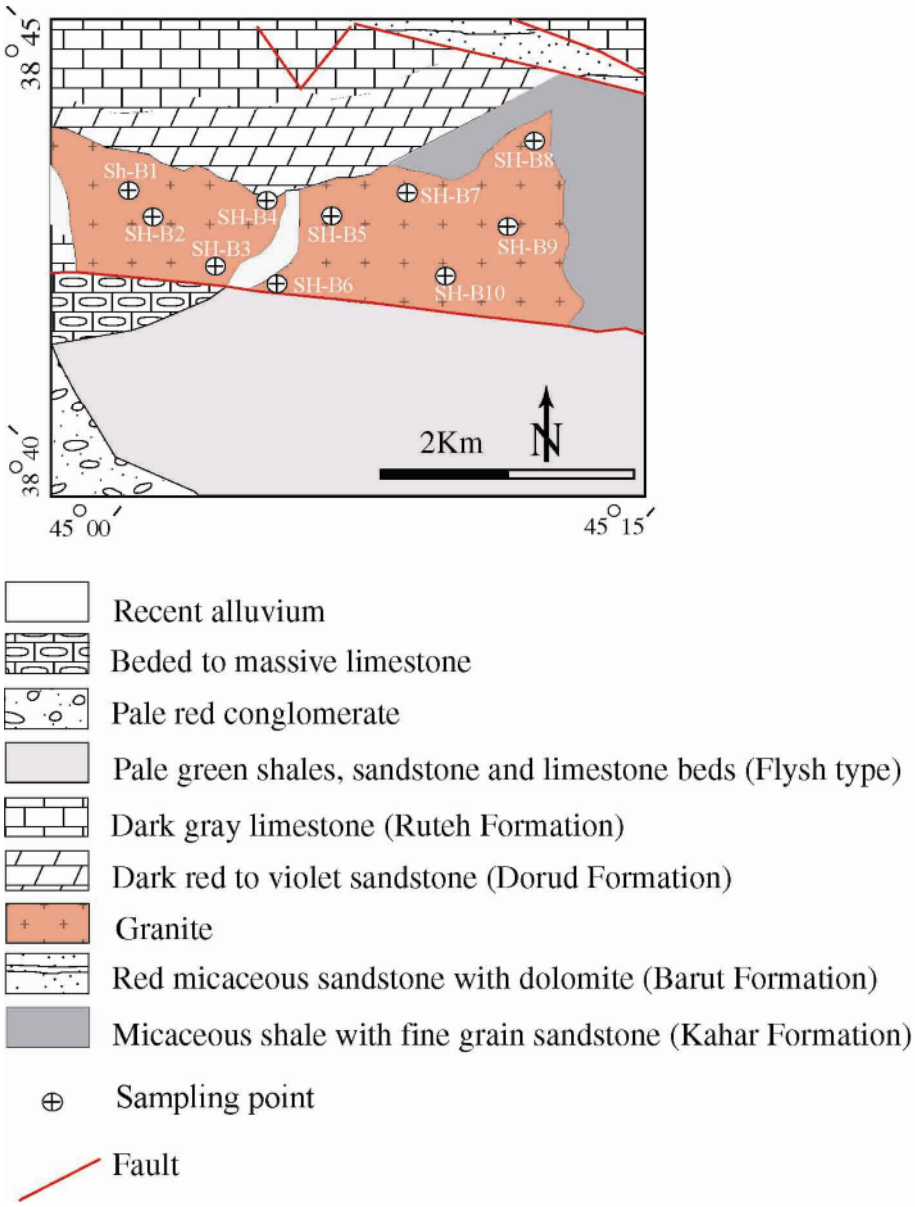
به‌منظور تعیین سن رادیومتری گرانیت‌های مورد بررسی، کانی‌های زیرکن موجود در آن‌ها انتخاب و برای سن‌سنجی U-Pb به‌روش SHRIMP به آزمایشگاه ایزوتوپی سنت پیترزبورگ روسیه ارسال کردیم. در مرحله‌ی اول بیش از ۴۰ کانی زیرکن از گرانیت‌های مورد بررسی با بررسی‌های سنگ‌شناختی شناسایی شدند. سپس با بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌ی SEM درستی آن‌ها به اثبات رسید. این کانی‌ها برای تجزیه U-Pb زیرکن با استفاده از ریزپردازنده‌ی یونی مشخص و تعداد ۲۴ نقطه در ۱۹ بلور زیرکن در مرکز مطالعات ایزوتوپی VSEGEI تجزیه شدند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

زمین‌شناسی

توده‌ی هریس بین سازندهای وابسته به پرکامبرین پایانی و پالئوزوئیک جایگیر شده است (شکل ۳). سازند کهر به سن پر-کامبرین در شرق گستره‌ی مورد بررسی برونزد زیادی دارد و لیتولوژی آن بیشتر به‌صورت شیل‌های میکادار، هورنفلس‌های لکه‌ای با میان لایه‌هایی از آهک به‌رنگ روشن دگرگون شده و دولومیت تیره رنگ است. این سازند و سازند سلطانیه در اثر نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی دگرگون و به هورنفلس‌ها تبدیل شده‌اند. از نظر ترکیب سنگ‌شناختی این توده حالت همگن داشته و بیشتر ترکیب فلدسپار گرانیتی قلیایی دارند. هیچ نوع برونبوم و یا دایکی در آن دیده نمی‌شود.

در این و دیگر نقاط همجوار، رسوب‌های قاعده‌ی پرمین روی سطح فرسایش یافته‌ی این گرانیت جای گرفته‌اند. این گرانیت درشت دانه بوده و در نمونه‌ی دستی سرخ گوشتی یا صورتی دیده می‌شود. همچنین در اثر فعالیت‌های زمین ساختی شدیداً خرد و تکتونیکی شده است، به‌طوری که در بیشتر قسمت‌ها به‌صورت ماسه گرانیتی دیده می‌شود. با توجه به شواهد یاد شده سن توده پسا کامبرین- پیش پرمین است.

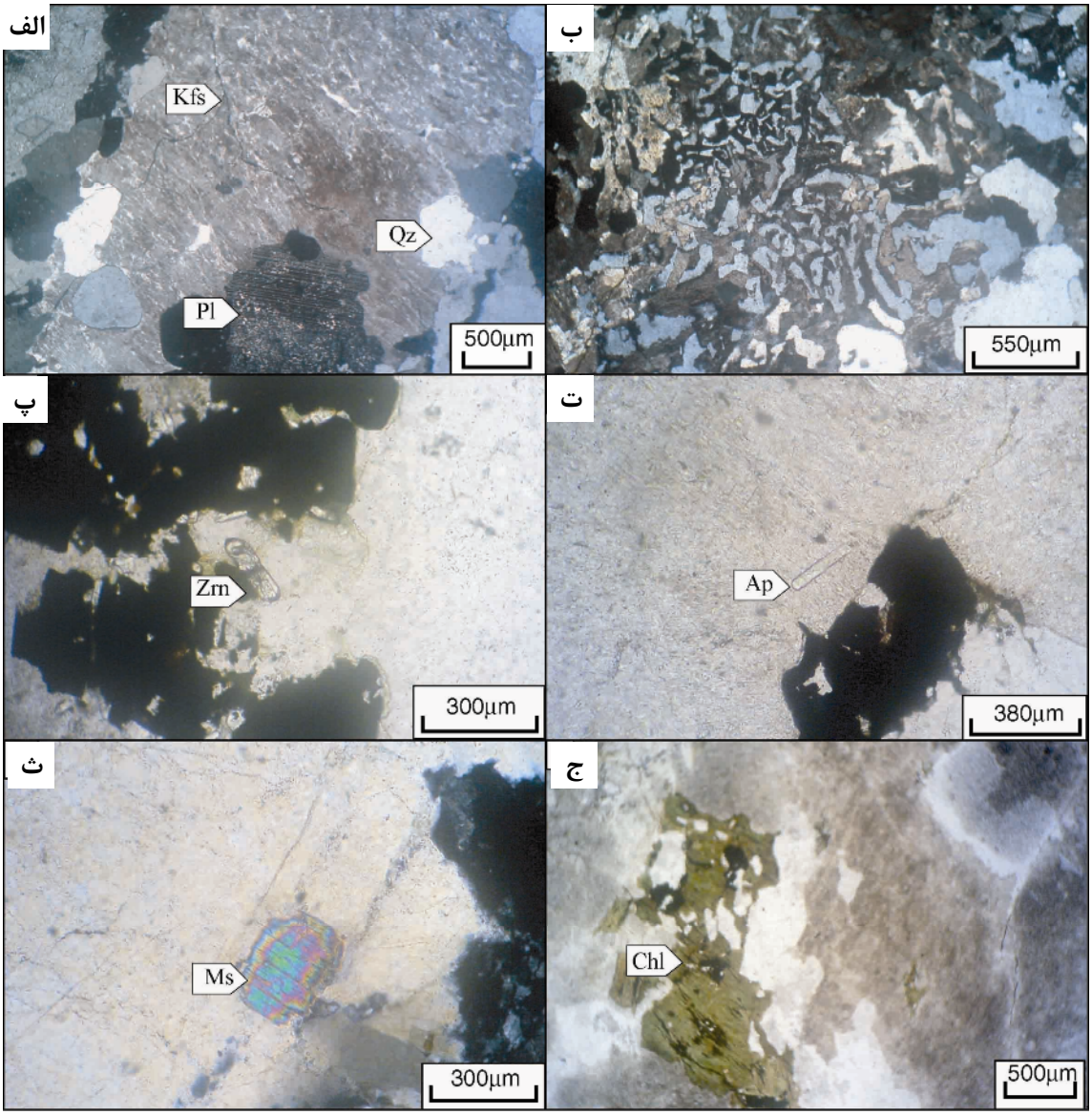


شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه‌ی مورد بررسی (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مرند).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

سنگ‌نگاری

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل فلدسپار قلیایی و کوارتز بوده و کانی‌های فرعی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و اپیدوت‌اند. از مهمترین کانی‌های ثانویه می‌توان به کائولینیت، سریسیت، کلریت و مسکوویت اشاره کرد (شکل ۴). بافت عمومی سنگ‌های مورد بررسی دانه-دار بوده، بافت‌های همرشدی شامل بافت میکروپرتیتی و گرانوفیری نیز به وفور در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴ الف و ب). فلدسپارهای قلیایی ۵۰ تا ۶۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده و به صورت بلورهای نیمه شکلدار ارتوز پرتیتی نمایان هستند. فراوانی کانی کوارتز ۲۵ تا ۳۵ درصد بوده و به دو صورت آزاد و همرشدی با فلدسپار قلیایی دیده می‌شود. پلاژیوکلاز کمتر از ۱۰ درصد، بیوتیت کمتر از ۵ درصد و زیرکن، آپاتیت و اپیدوت به مقدار کمتر از ۱ درصد در این سنگ‌ها حضور دارند. بر اساس رده‌بندی مدی سنگ‌های آذرین[۴] (نشان داده نشده) این سنگ‌ها از نوع فلدسپار گرانیت قلیایی هستند.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپیکی از توده‌ی گرانیتی هریس:
الف) بافت دانه‌ای و ریز پرتیتی، XPL ب) بافت میکروگرافیکی، XPL. پ و ت) زیرکن و آپاتیت، PPL. ث) مسکوویت در گرانیت شبستر XPL. ج) کلریت‌های ناشی از دگرسانی بیوتیت، .PPL

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

ژئوشیمی

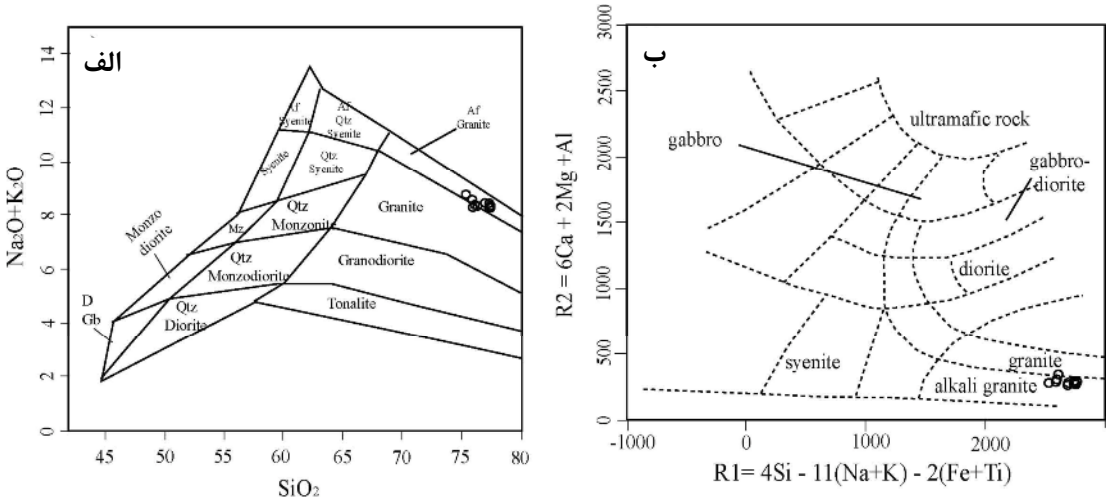
نامگذاری و ژئوشیمی عناصر اصلی

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ-های آذرین مورد بررسی را که به روش ICP-MS صورت گرفته است، نشان می‌دهد. چنانکه در شکل ۵ دیده می‌شود، سنگ‌های آذرین مورد بررسی بر اساس رده‌بندی [۵] در گستره‌های فلدسپات گرانیت قلیایی و گرانیت قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس رده‌بندی کاتیونی [۶] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت قلیایی قرار دارند که با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگی توده هماهنگ است.

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های آذرین مورد بررسی به روش ICP-MS.

	Sh-B1	Sh-B2	Sh-B3	Sh-B4	Sh-B5	Sh-B6	Sh-B7	Sh-B8	Sh-B9	Sh-B10
SiO_2	۷۷٫۵	۷۷٫۶	۷۷٫۴	۷۶٫۲	۷۶	۷۵٫۴	۷۷	۷۶	۷۷٫۴	۷۷٫۴
TiO_2	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹
Al_2O_3	۱۲٫۱۵	۱۲٫۱۵	۱۲٫۳	۱۲٫۲۵	۱۱٫۹	۱۲٫۲	۱۲	۱۲٫۱	۱۱٫۷۵	۱۲
Fe_2O_3t	۱٫۱۲	۱٫۰۲	۱٫۵۴	۱٫۴۵	۱٫۱۲	۰٫۹۹	۱٫۰۳	۱٫۵۱	۱٫۲۶	۰٫۹۷
MnO	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
MgO	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۳	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۲۲	۰٫۱	۰٫۰۵
CaO	۰٫۴۸	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۷۵	۰٫۵۶	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۴	۰٫۳۲	۰٫۳۵
Na_2O	۳٫۶۹	۳٫۴۸	۳٫۱۸	۳٫۸۲	۳٫۹۲	۳٫۳۷	۳٫۵۳	۳٫۴	۳٫۲۷	۳٫۵۱
K_2O	۴٫۵۵	۴٫۸۴	۵٫۱۵	۴٫۵۱	۴٫۳۹	۵٫۳۸	۴٫۹	۵٫۱۵	۵٫۱۴	۴٫۸۸
P_2O_5	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
Cr_2O_3	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳
L.O.I.	۰٫۸۹	۰٫۷۹	۱٫۲	۱٫۲۹	۱٫۱	۰٫۹۹	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۴
total	۹۹٫۶۲	۹۹٫۵۴	۹۹٫۱۷	۹۹٫۴۳	۹۸٫۱۶	۹۷٫۸۳	۹۸٫۸۹	۹۸٫۹۷	۹۹٫۳۸	۹۹٫۲۸
La	۴۱٫۸	۴۶٫۸	۸۳٫۱	۶۲٫۶	۵۵٫۳	۶۰٫۳	۷۷٫۸	۵۳٫۲	۵۵	۴۰
Ce	۸۲٫۶	۹۰٫۵	۱۵۵	۱۱۹	۱۰۷	۱۰۶	۱۳۵	۱۰۵	۱۰۸	۶۹٫۲
Pr	۹٫۴۷	۱۰٫۶	۱۷٫۸۵	۱۳٫۲۵	۱۲٫۰۵	۱۳٫۴۵	۱۶٫۰۵	۱۲٫۱۵	۱۲	۸٫۵۸
Nd	۳۱٫۵	۳۶٫۹	۵۹٫۸	۴۲٫۶	۳۹٫۷	۴۶	۵۱٫۹	۴۲٫۵	۴۰٫۶	۲۹٫۱
Sm	۷٫۷۴	۸٫۰۲	۱۰٫۸	۹٫۲۷	۹٫۰۶	۹٫۹۷	۹٫۴۷	۹٫۲۲	۸٫۲۳	۶٫۰۹
Eu	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۵	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۳	۰٫۲۲	۰٫۱۸
Gd	۸٫۶	۸٫۶	۱۰٫۷۵	۹٫۸۱	۹٫۸۵	۹٫۶۵	۹٫۳۵	۹٫۴۸	۸٫۳۱	۶٫۲۶
Tb	۱٫۶۷	۱٫۳۵	۱٫۶۱	۱٫۷۴	۱٫۸۶	۱٫۵۲	۱٫۳۸	۱٫۶۶	۱٫۳۹	۱٫۰۳
Dy	۱۰٫۵	۷٫۶۴	۸٫۶۱	۱۰٫۵۵	۱۱٫۹	۸٫۴۷	۷٫۲۷	۹٫۷۶	۸٫۴۵	۵٫۸۶
Ho	۲٫۱۹	۱٫۴۹	۱٫۷۸	۲٫۲	۲٫۴۸	۱٫۶۵	۱٫۳۸	۲٫۰۱	۱٫۷۲	۱٫۱۱
Er	۶٫۷۹	۴٫۳۵	۵٫۳	۶٫۵۳	۷٫۵۶	۴٫۹۲	۳٫۸۸	۵٫۸۴	۵٫۲۱	۳٫۲۹
Tm	۱٫۱۱	۰٫۶۲	۰٫۷۷	۰٫۹۹	۱٫۱۸	۰٫۷۵	۰٫۵۴	۰٫۸۸	۰٫۸۰	۰٫۵۰
Yb	۷٫۴۹	۴٫۲۷	۴٫۹۱	۶٫۵۶	۷٫۷۴	۵٫۱۹	۳٫۴۷	۵٫۶۷	۵٫۰۹	۳٫۳۱
Lu	۱٫۱	۰٫۶۲	۰٫۷۱	۰٫۹۶	۱٫۱۳	۰٫۷۸	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷۴	۰٫۴۸
Ba	۲۱٫۵	۲۶٫۵	۱۵۱٫۵	۴۲٫۳	۳۲٫۳	۲۳٫۶	۲۱٫۶	۷۶٫۶	۶۹٫۳	۲۷٫۷
Ga	۲۳٫۷	۲۱٫۸	۲۰٫۸	۲۴	۲۴٫۴	۲۴	۲۰٫۳	۲۱٫۲	۲۰٫۷	۲۰٫۷
Hf	۸٫۳	۴	۷٫۳	۷٫۷	۶٫۸	۶٫۹	۲٫۴	۶٫۱	۵٫۳	۳٫۹
Nb	۴۲٫۸	۲۵٫۸	۳۲٫۳	۴۱٫۹	۴۷٫۱	۳۱٫۲	۱۷٫۹	۲۹٫۷	۳۱٫۹	۲۳٫۸
Pb	۲۴	۱۱	۱۶	۱۴	۱۲	۱۴	۱۶	۱۹	۸	۱۶
Rb	۲۹۳	۲۰۷	۲۲۳	۲۶۷	۲۵۸	۲۳۲	۲۱۱	۲۳۰	۲۳۳	۲۱۱
Sn	۱۰	۶	۱۰	۱۱	۹	۶	۵	۶	۵	۵
Sr	۹	۱۲	۲۴٫۸	۱۹٫۵	۱۲٫۴	۱۰٫۵	۱۰٫۸	۱۹	۱۴٫۱	۱۶٫۱
Ta	۴٫۹	۳٫۷	۲٫۹	۴٫۵	۵٫۹	۵٫۹	۲٫۱	۲٫۸	۲٫۸	۳٫۳
Th	۴۳٫۲	۳۴٫۸	۳۱٫۲	۴۴	۴۲٫۱	۴۴٫۸	۳۱٫۳	۳۰٫۶	۳۲٫۹	۲۷٫۵
Y	۶۱٫۹	۴۳٫۷	۴۹٫۱	۶۱٫۹	۶۶٫۲	۵۱	۳۹٫۱	۵۲٫۶	۴۷٫۴	۳۲٫۹
Zr	۱۶۴	۷۴	۲۰۵	۱۶۵	۱۲۴	۱۲۵	۴۸	۱۶۱	۱۲۶	۷۱

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

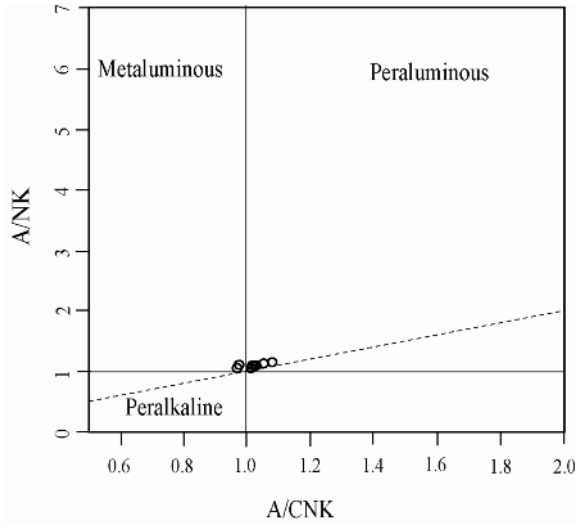


شکل ۵ رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی بر اساس الف [۵] ب [۶].

بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، در ترکیب کانی‌شناسی این توده کانی‌های سرشار از آلومین (از قبیل کردیریت، گارنت و ...) وجود ندارد به همین دلیل سنگ‌های توده شبه آلومین به نظر می‌رسند. برای بررسی شاخص اشباع از آلومین سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی از نسبت‌های مولی A/NK به A/CNK [۷] استفاده شده است. بر این اساس نمونه‌های مورد بررسی ماهیت شبه آلومینوس و پرآلومینوس ضعیف دارند (شکل ۶). هیچکدام از نمونه‌ها در گستره پرآلکالن قرار نگرفته است.

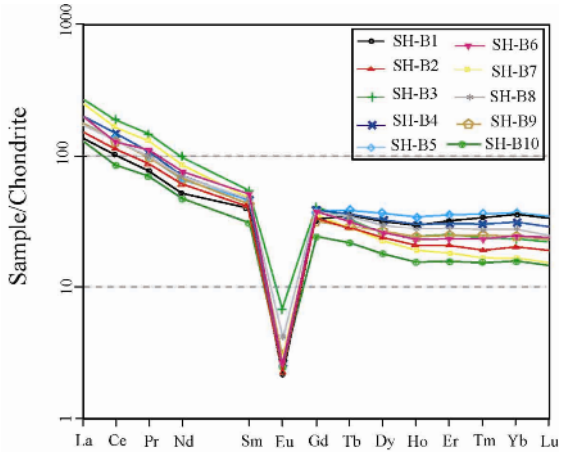
ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب

محتوای مجموع عناصر REE در سنگ‌های مورد بررسی بالاست (بین ۱۷۴ ppm تا ۳۶۱ ppm). نسبت $(La/Yb)_N$ در این سنگ‌ها بین ۳٫۶ تا ۱۴٫۴۶ است. نمودار REE رسم شده برای گرانیت‌های مورد بررسی (شکل ۷) نشان می‌دهد که یک شیب منفی در نمودارهای REE وجود دارد. به عبارت دیگر غنی‌شدگی بالایی از عناصر نادر خاکی سبک و غنی شدگی پائین یا تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهد. همچنین بی‌هنجاری منفی شاخص Eu در تمام نمونه‌ها دیده می‌شود که نشانگر حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست. الگوی مسطح HREEs در سنگ‌های مورد بررسی (شکل۷) نشان می‌دهد که ذوب بخشی نمی‌توانسته در اعماقی رخ داده باشد که گارنت در آن یک فاز پایدار باشد، این امر با پوسته نازک شده سازگاری دارد [۸].



شکل ۶ بررسی شاخص اشباع از آلومین در سنگ‌های نفوذی مورد بررسی با استفاده از نمودار [۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۷ نمودار REE سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی به تفکیک هر نمونه داده‌های بهنجار شده از[۲۹] .

در نمودارهای چند عنصری، سنگ‌های گرانیتی منطقه، به‌هنجار شده بر مبنای گرانیت فرضی پشته‌ی میان اقیانوسی ORG [۹] یک روند کاهشی کاملاً مشخص از Rb تا Yb دیده می‌شود (شکل ۸). همچنین در این نمودار Ba بی‌هنجاری منفی شدیدی را نشان می‌دهد و عناصر Rb و Th به طور چشمگیری نسبت به عناصر Nb و Ta غنی شده‌اند. همچنین Ce و Sm نسبت به عناصر مجاور خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند. چنین غنی‌شدگی‌های انتخابی به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است [۹]، و چنین الگویی به عنوان تسلط پوسته‌ای خوانده می‌شود. الگوی بدست آمده در این نمودارها همخوانی بسیار زیادی با توده‌های نفوذی سابالوکا [۱۰] دارد.

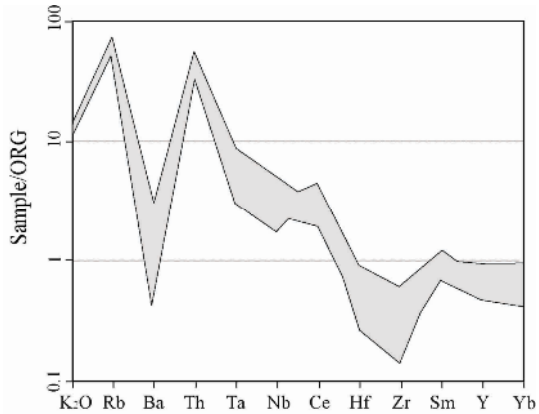
سن‌سنجی رادیومتری توده

نمونه برداری، جدایش زیرکن و نتایج سال‌سنجی

شکل ۹ آماده سازی یک مانت برای تجزیه‌ی شیمیایی و شکل ۱۰ تصاویر BSE کانی‌های زیرکن انتخاب شده در تجزیه SHRIMP را نشان می‌دهد. برای تجزیه‌ی کانی‌های زیرکن از مقطع نازک و صیقلی شده از زیرکن استاندارد (۹۱۵۰۰) با غلظت اورانیوم برابر با ۸۱٫۲ ppm [۱۱] به‌عنوان کانی مقایسه‌ای استفاده شده است.

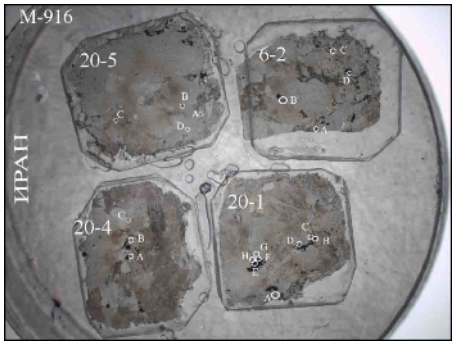
تبدیل داده‌ها و محاسبه‌ی سن به روش [۱۲] و با استفاده از برنامه‌ی SQUID Excel Macro [۱۳] انجام گرفته است. برای بهنجار کردن Pb/U نسبت به $^{206}Pb/^{238}U$ از زیرکن استاندارد ۹۱۵۰۰ به سن ۱۰۶۲٫۴ میلیون سال [۱۱] و از مقدار ثابت ۰٫۱۷۹۱۷ استفاده شده است. خطاهای داده شده برای تجزیه (نسبت‌های ایزوتوپی و سنی) برابر با 1σ است، و مقادیر خطا برای محاسبه‌ی سنین هماهنگ 2σ در نظر گرفته شده است.

نتایج سنی به‌صورت نمودارهای هماهنگ [۱۴،۱۵] با استفاده از برنامه‌ی ISOPLOT/EX رسم شده است.

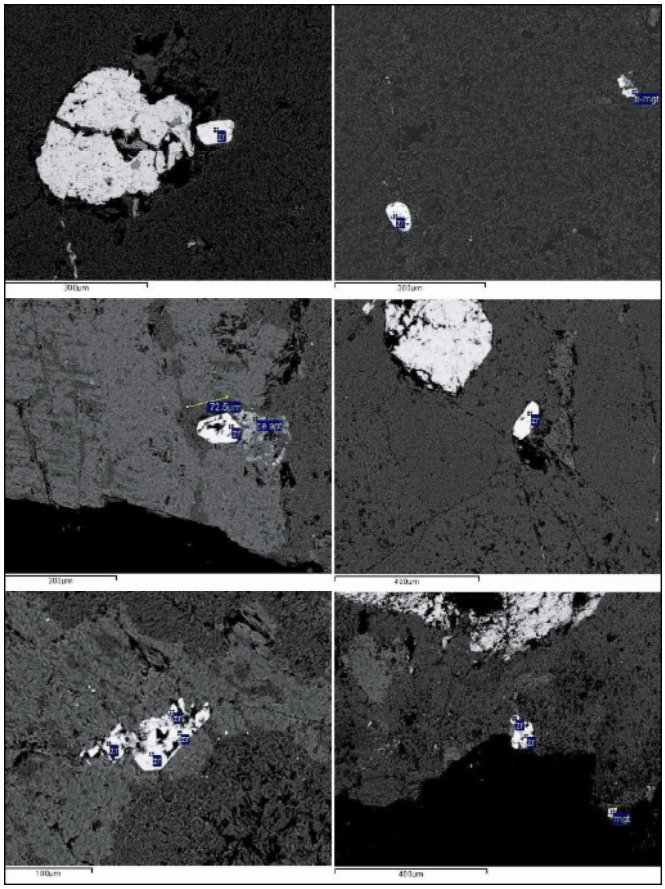


شکل ۸ نمودارهای تغییرات فراوانی (عنکبوتی) عناصر اصلی و کمیاب گرانیت‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به ORG [۹].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۹ تهیه‌ی یک مانت واحد از نمونه‌های زیرکن ارسالی به آزمایشگاه سنت پیترزبورگ روسیه.



شکل ۱۰ تصاویر BSE کانی‌های زیرکن تجزیه شده در گرانیت‌های مورد بررسی. اندازه کانی‌های زیرکن در بعضی نمونه‌ها تا ۱۰۰ میکرون می‌رسد.

تفسیر داده‌های ایزوتوپی U-Pb و تعیین سن توده هریس

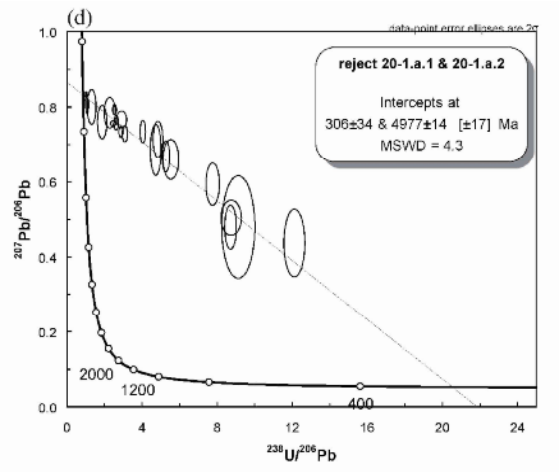
جدول ۲ داده‌های ایزوتوپی و سنی U-Pb زیرکن در گرانیت‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. در شکل ۱۱ نیز نمودارهای هماهنگ رسم شده با استفاده از داده‌های U-Pb دیده می‌شوند. در این نمودارها خط چین‌ها، خط اتصال بین سرب معمولی و سرب رادیوژنیک است و خط ناهماهنگ به شمار نمی‌آید. در این نمودارها برخوردگاه بالایی خط چین‌ها با نمودار هماهنگ وابسته به سن زیرکن بی معنی است و اساساً به سرب معمولی جدید وابسته است. به عبارت دیگر، برخوردگاه این خط با محور عرض‌ها، سرب معمولی جدید را نشان می‌دهد. برخوردگاه پائین این خط با نمودار هماهنگ نشان دهنده‌ی سن تشکیل زیرکن است. سن بدست آمده با این روش ۳۰۶±۳۴ میلیون سال است. این سن به دست آمده بدون در نظر گرفتن نمونه‌های 20-1.a.1 و 20-1a.2 است. به دلیل MSWD بالای این دو نمونه در نمودار رسم شده حذف شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

جدول ۲ داده‌های ایزوتوپی و سنی U-Pb زیرکن در گرانیت‌های شمال غربی شبستر (هریس).

Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	ppm Rad 206Pb	204corr 206Pb /238U Age	1s err	207corr 206Pb /238U Age	1s err	208corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err
20-1-c.1	۹۶٫۰۴	۴۳۰	۱۷۲	۰٫۴۱	۳۵۵	۲۴۰٫۷	۴۷٫۴	۱۷٫۶	۱۱۹٫۱	۵۲۵٫۷	۳۱۲٫۳	۱٫۰۴	۱٫۸	۰٫۸۳۳۷	۰٫۳
20-1-d.1	۹۶٫۳۱	۱۴۸	۶۳	۰٫۴۴	۵۰٫۱	۹۳	۴۵٫۹	۱۳۶٫۷	۴۸٫۱	۳۲۱٫۹	۱۲۵٫۲	۲٫۵۴	۱٫۶	۰٫۷۹۳	۰٫۷
20-1-d.2	۹۵٫۰۹	۲۹۶	۱۳۲	۰٫۴۶	۱۱۱٫۶	۱۳۷٫۴	۴۹٫۳	۱۸۰٫۷	۷۶٫۸	۵۳۶٫۴	۲۲۵٫۸	۲٫۲۸	۵٫۳	۰٫۷۸۵	۲٫۱
20-1-d.3	۹۸٫۰۳	۲۳۴	۸۷	۰٫۳۸	۲۱۷٫۵	۱۳۵٫۹	۳۶٫۹	۱۰۴٫۱	۱۳۰٫۷	۶۸۵٫۴	۴۳۶٫۸	۰٫۹۳	۳٫۶	۰٫۸۲۴	۰٫۳
20-1-d.4	۸۸٫۲۹	۲۸۸	۱۳۱	۰٫۴۷	۶۱٫۳	۱۸۴٫۱	۴۲٫۵	۲۰۲٫۲	۳۵٫۶	۳۶۴٫۴	۷۴٫۵	۴٫۰۴	۱٫۴	۰٫۷۳۴	۱٫۷
20-1-f.1	۸۲٫۲۸	۲۵۴	۱۳۵	۰٫۵۵	۴۶٫۱	۲۳۶٫۹	۳۵٫۸	۲۵۶٫۱	۵۱٫۵	۳۸۶٫۳	۷۴٫۲	۴٫۷۳	۲٫۵	۰٫۶۸۵	۴٫۱
20-1-f.2	۹۰٫۹۵	۲۳۷	۱۱۲	۰٫۴۹	۷۰	۱۹۷٫۴	۱۷٫۳	۱۹۱٫۶	۴۵٫۹	۴۶۰٫۹	۱۴۶٫۱	۲٫۹۱	۳٫۸	۰٫۷۶۷	۱٫۲
20-1-e.1	۹۶٫۸۶	۳۲۳	۱۳۹	۰٫۴۴	۲۵۶٫۸	۱۸۴٫۵	۸۶٫۲	۲۱۶٫۵	۱۲۹٫۳	۶۸۳٫۲	۳۶۰٫۸	۱٫۰۸	۳	۰٫۸۰۷	۱٫۲
20-1-g.1	۹۵٫۰۵	۲۹۴	۱۰۹	۰٫۳۸	۹۶	۱۲۰٫۴	۴۲٫۷	۲۳۸٫۵	۴۷٫۹	۵۴۶٫۷	۱۳۰٫۸	۲٫۶۳	۱٫۸	۰٫۷۵۸	۱٫۱
20-1-a.1	۷۳٫۱۳	۱۷۵	۷۴	۰٫۴۴	۳۲	۳۵۹٫۷	۲۰٫۶	۳۷۱	۲۰٫۹	۴۶۳٫۷	۵۱٫۷	۴٫۶۸	۱٫۶	۰٫۶۱۹	۰٫۸
20-4-b.1	۸۸٫۷۵	۱۵۵۱	۲۷۴	۰٫۱۸	۴۶۲٫۷	۲۴۷	۲۹٫۸	۲۸۴٫۵	۳۹٫۶	۳۹۳٫۴	۹۹٫۸	۲٫۸۸	۱٫۵	۰٫۷۳۴۱	۰٫۸
20-4-a.1	۵۹٫۲۴	۳۲۸	۵۱	۰٫۱۶	۳۲٫۳	۲۹۴٫۶	۲۰٫۷	۳۲۸٫۶	۲۳٫۳	۳۷۲٫۵	۸۴٫۲	۸٫۷۲	۱٫۵	۰٫۴۷۹۱	۵
20-4-a.2	۵۶٫۸	۲۱۷	۷۶	۰٫۳۶	۲۱٫۳	۳۱۰٫۷	۲۴٫۹	۳۰۵	۲۰٫۴	۳۵۷	۳۶٫۷	۸٫۷۵	۲٫۵	۰٫۵۰۳۹	۳٫۸
20-4-c.1	۹۴٫۴۷	۲۰۷	۹۳	۰٫۴۶	۹۵	۱۸۷٫۲	۹۰٫۴	۳۲۵٫۱	۹۶٫۷	۵۷۸٫۸	۲۸۲	۱٫۸۸	۵٫۴	۰٫۷۶	۲٫۴
6-2-a.1	۸۵٫۷۷	۴۴۲	۱۹۳	۰٫۴۵	۷۸٫۲	۱۸۶٫۵	۴۸٫۳	۲۰۳٫۱	۳۸٫۹	۳۱۵٫۱	۹۷٫۷	۴٫۸۵	۲٫۲	۰٫۷۱۴	۲٫۸
6-2-a.2	۸۲٫۴	۵۸۰	۲۶۰	۰٫۴۶	۹۰٫۱	۲۰۱٫۸	۴۹٫۳	۲۵۶	۳۶٫۴	۳۲۴٫۱	۶۹	۵٫۵۳	۳٫۱	۰٫۶۶۰۱	۳٫۳
6-2-b.1	۵۶٫۱	۷۲۹	۴۳	۰٫۰۶	۶۸٫۶	۳۰۲٫۸	۵۷٫۲	۳۱۳٫۷	۵۰٫۳	۳۵۱٫۳	۱۲۲	۹٫۱۳	۳٫۹	۰٫۴۷۹۴	۱۱٫۶
6-2-b.2	۵۰٫۴۳	۶۳۸	۳۸۹	۰٫۶۳	۴۵٫۲	۲۵۸٫۴	۲۴٫۶	۲۶۵٫۲	۲۵٫۱	۲۸۹٫۹	۲۸٫۸	۱۲٫۱۲	۱٫۹	۰٫۴۳۶۸	۸٫۴
20-5-d.1	۸۷٫۳۴	۵۴۱	۱۸۹	۰٫۳۶	۱۵۰٫۶	۲۵۹٫۱	۵۶٫۱	۲۷۹٫۷	۴۰٫۶	۴۹۳٫۹	۹۶٫۱	۳٫۰۹	۱٫۹	۰٫۷۲۸۷	۱٫۲
20-5-b.1	۹۶٫۷۹	۲۵۴	۱۰۷	۰٫۴۳	۱۶۵٫۶	۱۵۵٫۱	۱۴۸٫۹	۲۱۷٫۱	۱۴۳٫۹	۷۱۲٫۷	۵۳۸٫۳	۱٫۳۲	۷٫۲	۰٫۸۰۰۵	۲٫۴
20-5-b.2	۸۰٫۱۹	۲۸۹	۱۲۴	۰٫۴۴	۴۷٫۱	۲۳۷٫۹	۳۸٫۷	۲۵۶٫۷	۳۱٫۶	۳۸۰٫۱	۶۶٫۵	۵٫۲۷	۱٫۶	۰٫۶۶۸	۲٫۶
20-1-a.2	۶۳٫۹۳	۱۷۱	۵۳	۰٫۳۲	۲۸٫۳	۴۳۲٫۶	۵۶٫۶	۳۸۴٫۵	۱۸٫۴	۴۸۱٫۷	۴۷٫۴	۵٫۲	۱٫۶	۰٫۵۸۶۳	۰٫۹
20-1-b.2	۹۴٫۶۷	۱۶۹	۷۶	۰٫۴۶	۵۸٫۹	۱۳۸٫۱	۸۸٫۴	۲۶۱	۴۵	۴۰۵٫۴	۱۴۱٫۹	۲٫۴۶	۲٫۲	۰٫۷۵۶۲	۰٫۴
6-2-b.3	۷۲٫۴۸	۴۸۹	۸۹	۰٫۱۹	۵۴٫۱	۲۲۴٫۶	۲۸٫۲	۲۵۱٫۷	۲۶٫۳	۲۷۳٫۱	۵۷٫۸	۷٫۷۶	۱٫۹	۰٫۵۹۳۵	۳٫۹

Errors are 1s, **error of standards is 0.63%**



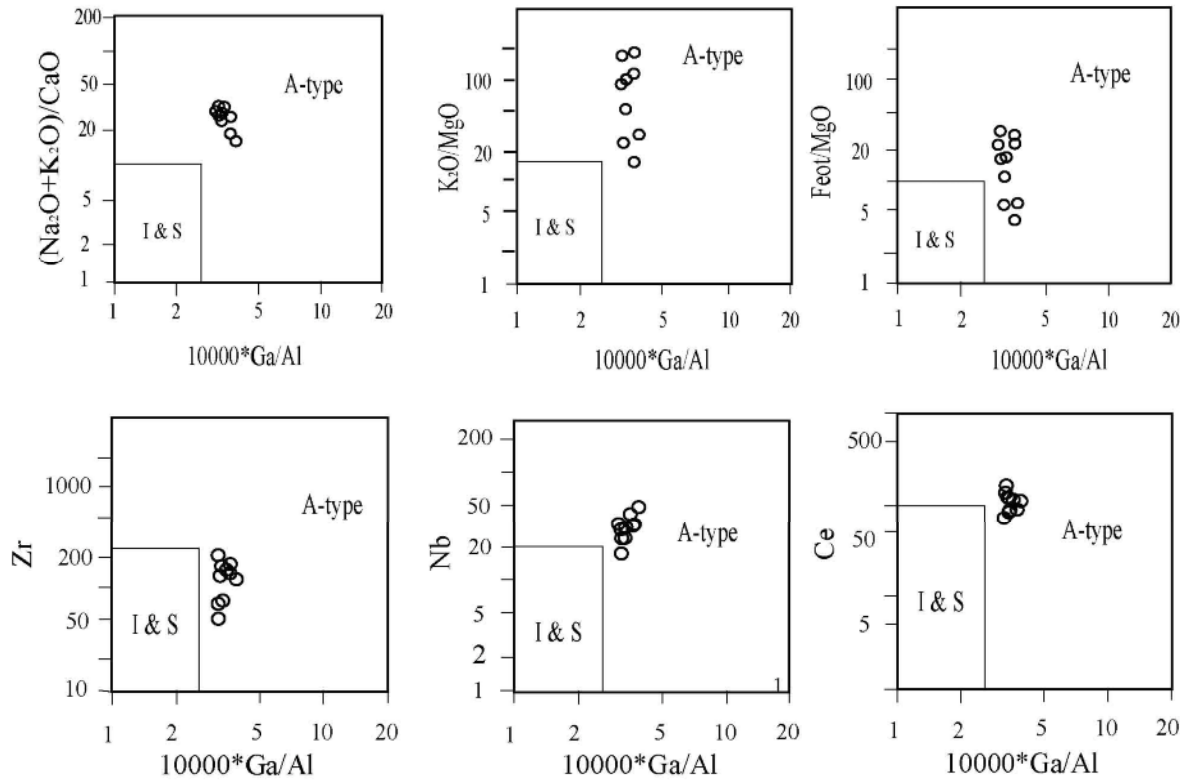
شکل ۱۱ نمودار $^{207}Pb/^{206}Pb$ نسبت به $^{238}U/^{206}Pb$ و رسم خط اتصال بین سرب معمولی و سرب رادیوژنیک. در این حالت نمونه‌های 20-1.a.1 و 20-1.a.2 در نظر گرفته نشده‌اند. بر این اساس سن تبلور زیرکن‌ها ۳۰۶±۳۴ میلیون سال به‌دست آمده است. (MSWD=4.3).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

بحث و بررسی

بررسی نوع گرانیت و سنگ خاستگاه

در گرانیت‌های مورد بررسی گرچه کانی‌های مافیک قلیایی از قبیل اژیرین- اوژیت و ریبکیت- آرفودسونیت دیده نمی‌شود، ولی این سنگ‌ها با داشتن فلدسپارهای پرتیتی قلیایی فراوان می‌توانند به عنوان گرانیت‌های قلیایی تلقی شوند. سنگ‌های گرانیتی بر اساس ویژگی‌های سنگ خاستگاه به گروه‌های I, A, S و M رده بندی می‌شوند. گرچه تلاش‌های زیادی برای جداکردن گرانیت‌های نوع A از انواع دیگر صورت گرفته است [۱۶-۱۸] ولی تشخیص گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های نوع I شدیداً تفریق یافته، دشوار است. به‌طور کلی گرانیت‌های نوع A مقادیر بالاتری از $K_2O + Na_2O$، Fe/Mg، Ga/Al، HFSEs و مقادیر پائین‌تری از CaO، Sr و Eu نسبت به انواع نوع I دارند[۱۶،۱۹،۲۰] این ویژگی‌ها تماماً در گرانیت‌های مورد بررسی دیده می‌شوند. همچنین در مجموعه‌ای از نمودارها که بر اساس عناصر اصلی و کمیاب (به ویژه Ga/Al ۱۰۰۰۰) توسط [۱۷]، طراحی شده‌اند (شکل ۱۲) گرانیت‌های مورد بررسی ویژگی گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهند. مقادیر بالای HFSEs و نسبت بالای $(K_2O+Na_2O)/CaO$ در گرانیت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها به نوع A وابسته‌اند. همچنین حضور بیوتیت‌های میان روزنه ای (که در نمونه‌های مورد بررسی به کلریت تبدیل شده‌اند) ویژگی نوع A آن‌ها را تایید می‌کند [۲۰-۲۲]. با توجه به حضور گسترده‌ی پرتیت در این سنگ‌ها می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها ماگمای خشکی بوده است. مقادیر بالای HFSEs در گرانیت‌های نوع A مورد بررسی، خشک بودن خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را تایید می‌کند [۱۷-۲۳]. مشاهده‌ی بافت دانه‌ای در این سنگ‌ها نشانگر تبلور در عمق کم این سنگ‌هاست. محتوای نسبتاً پایین HREEs در گرانیت‌های نوع A مورد بررسی به یک خاستگاه فقیر از پیروکسن دلالت دارد [۲۴].



شکل ۱۲ نمودارهای تمیز انواع گرانیت‌ها بر اساس عناصر اصلی و قرارگیری آن‌ها در گستره‌ی نوع A [۱۷].
[I & S = unfractionated I & S-type granites]

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

دو پیکربندی اصلی برای خاستگاه گرانیت‌های نوع A ارائه شده‌اند: (۱) تبلور جدایشی بالای ماگماهای مافیک مادر مشتق شده از گوشته [۲۰]، و (۲) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای [۱۹- ۲۵]. با اینحال نظریه‌ی تشکیل گرانیت‌های نوع A از خاستگاه همزمان پوسته‌ای و گوشته‌ای توسط [۱۸] حمایت شده است. گرانیت‌های مورد بررسی تهی شدگی از عناصر Al_2O_3، CaO، MgO، Fe_2O_3، Sr و Ba را دارند که نشانگر تبلور جدایشی بالای آنها از یک ماگمای کمتر جدایشی است. ولی تکامل گرانیت‌های مورد بررسی تنها در اثر فرایند تبلور جدایشی از یک ماگمای مشتق شده از گوشته با توجه به عدم حضور حجم‌های عظیمی از سنگ‌های مافیک همزمان قابل توجیه نیست. از طرف دیگر بررسی‌های آزمایشگاهی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های نوع A در دمایی بیش از همانندهای آهکی- قلیایی تشکیل می‌شوند [۲۶] که نشان می‌دهد تبلور جدایشی بالا از یک خاستگاه ماگمایی مافیک نمی‌تواند خاستگاه محتمل برای ژنز گرانیت‌های نوع A باشد.

بررسی‌های اخیر توسط [۲۷] نشان می‌دهد که ماگماهای نوع A در نتیجه ی ذوب سنگ مادر تونالیتی ـ گرانودیوریتی در فشار کم به وجود می‌آید. به نظر می‌رسد این مدل، مدل ژنتیکی قابل قبول برای گرانیت‌های مورد بررسی باشد. این مدل تهی‌شدگی Ba و Sr که از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A است را به خوبی توجیه می‌کند. در فشار ۴ کیلوبار و ذوب بخشی ۲۰ تا ۴۰ درصد، پلاژیوکلاز و ارتوپیروکسن فازهای باقیمانده از ذوب سنگ مادر آذرین هورنبلند دار است. تبلور گسترده‌ی پلاژیوکلاز در طول مراحل اولیه جدایش، تهی‌شدگی Sr, CaO, Al_2O_3 و Eu را مشابه گرانیت‌های نوع A سبب می‌شود. گذشته از این، تبلور، پلاژیوکلاز موجب غنی‌شدگی Ga نسبت به Al و در نتیجه بالا رفتن نسبت Ga/Al در گدازه‌ی گرانیتی نوع A می‌شود [۲۸].

بنابر بررسیهای [۳] نیز سنگ‌های نفوذی هریس حاصل ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی با ترکیب تونالیتی ـ گرانودیوریتی است.

بررسی محیط زمین‌ساختی

براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های نوع A هستند. این گرانیت‌ها برخلاف انواع دیگر گرانیتوئید (I-, S-type) در محیط‌های کششی ظاهر می‌شوند. در این محیط‌های کششی می‌توان به دو محیط کششی پس از برخورد و کشش‌های درون صفحه‌ای وابسته به تشکیل ریفت اشاره کرد. گرانیت‌های تشکیل شده در این دو محیط رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی دارند به‌طوری‌که در نمودارهای چند عنصری به هنجار شده نسبت به ORG [۹] (شکل ۸) در گرانیت‌های درون صفحه‌ای Ba ناهنجاری منفی بیشتری را نسبت به گرانیت‌های پس از برخورد نشان می‌دهد و مقادیر Nb, Ta, Zr و Yb در گرانیت‌های درون صفحه‌ای بیشتر از گرانیت‌های پس از برخورد است. بر این اساس گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های درون صفحه‌ای هستند. همچنین استفاده از نمودارهای تمیز زمین‌ساختی [۹] نیز همین نتیجه را به دست داده است (شکل ۱۳). سن ۳۰۶±۳۴ میلیون سال به دست آمده به روش U-Pb زیرکن در این گرانیت‌ها با سن کشش‌های آغازین کافت زایی روی تختگاه پوسته‌ی قاره‌ای عربی ـ ایران سازگار است.

برداشت

به‌طور کلی بر اساس بررسی‌های صحرایی، زمین‌گاه شماری و پتروژنز توده نتایج زیر حاصل شده‌اند:

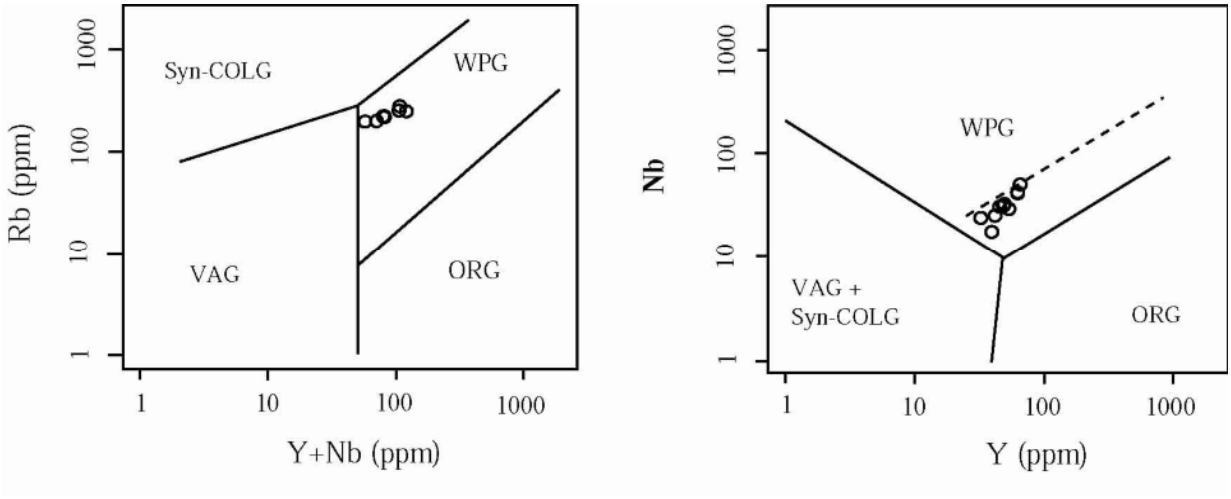
۱- ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی گرانیت و گرانیت قلیایی تعیین شده است.

۲- گرانیت‌های مورد بررسی با سازندهای پرمین پوشیده شده و سازند سلطانیه با این گرانیت تبلور دوباره یافته است. بنابراین سن نسبی آن‌ها به پسا کامبرین و پیش پرمین نسبت داده می‌شود.

۳- بر اساس شاخص اشباع از آلومین، گرانیت‌های مورد بررسی ویژگی شبه آلومینی تا پرآلومینی ضعیف دارند.

۴- نمودار REE این گرانیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک خاستگاه جدایش دارای پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند و یا پلاژیوکلاز در طول روند تکاملی از ماگمای تشکیل دهنده جدا شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۱۳ نمودارهای تمییز زمین‌ساختی بر اساس عناصر کمیاب [۹].

۵- نمودار چندعنصری به‌هنجارشده نسبت به ORG نشانگر خاستگاه پوسته‌ای برای این گرانیت‌هاست.

۶- گرانیت‌های مورد بررسی ویژگی درون صفحه‌ای داشته و از نوع گرانیت‌های A محسوب می‌شوند.

۷- خاستگاه این گرانیت‌ها احتمالاً در اثر ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی با ترکیب تونالیتی ـ گرانودیوریتی است.

۸- سن سنجی رادیومتری به روش U/Pb روی کانی‌های زیرکن توده‌ی هریس، زمان ۳۴±۳۰۶ میلیون سال معادل کربونیفرپایانی را برای تبلور زیرکن و به پیروی از آن برای سرد شدن توده‌ی گرانیتی را نشان می‌دهد. این سن با کشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته‌ی قاره‌ای عربی ـ ایران سازگار است.

قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از طرح پژوهشی است که در دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر به تصویب رسیده است. لذا از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی آن واحد محترم تقدیر و تشکر می‌شود. از آقای دکتر محسن موذن استاد دانشگاه تبریز از بابت راهنمایی‌های ارزنده و کمک در ارسال نمونه‌های ایزوتوپی به روسیه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از دیدگاه‌های سازنده‌ی داوران محترم این مجله تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

[۱] افتخار نژاد ج.، قرشی م.، مهرپرتو م.، ارشدی س.، زهره بخش ا.، بلورچی م.ح.، سعیدی ا.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز- پلدشت"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، (۱۳۷۰).

[۲] اسدیان ع.، راستگار م. ع.، محجل م.، حاج علیلو ب.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرند"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، (۱۳۷۳).

[۳] پیرمحمدی علیشاه ف.، *"تحقیق و بررسی پترولوژی و پتروگرافی توده آذرین شمال روستای هریس واقع در کوه‌های میشو"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین‌شناسی، (۱۳۸۴).

[4] Streckeisen A., *"Classification and nomenclature of plutonic rocks",* Geologische Rundschau 63 (1974) 773–786.

[5] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system",* Earth Sci. Rev., 37, (1994) 215-224.

[6] De La Roche H., Leterrier J., Grandlauale P., Marcher M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analysis"*, Chem. Geol. Vol. 29 (1980).

[7] Shand S. J., *"The Eruptive Rocks"*, 2nd edn. New York, John Wiley, (1943) 444 pp.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[8] Hergt J.,Woodhead J., Schofield A., *"A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria",* Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time 97, (2007) 122–139.

[9] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology 25 (1984) 956–983.

[10] Harris N.B.W., Duyverman H.J., Almond D.C., *"The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan",* J. Geol. Soc. Lon. 140 (1983) 245-256.

[11] Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W., *"Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses"*, Geostandards Newsletter, 19 (1) (1995) 1-23.

[12] Williams I.S., *"U- Th- Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M.A., Shanks, W.C. and Ridley, W.I. (eds). Applications of Micro analytical Techniques to Understanding Mineralization Processes",* Reviews in Economic Geology 7 (1998) 1-35.

[13] Ludwig K. R., *"Users' Manual for Isoplot/Ex Version 2, Geochronological Toolkit for Microsoft Excel"*, Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1 (1999) 60.

[14] Tera F., Wasserburg G. J., *"A response to a comment on U-Pb systematics in lunar basalts",* Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 213-217.

[15] Wetherill G.W., "*Discordant uranium–lead ages"* Trans American Geophysical Union, 37 (1956) 320–326.

[16] Loiselle M.C., Wones D.R., *"Characteristics and origin of anorogenic granites",* Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, November 5–8, vol. 11 (1979) p. 468.

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

[18] Eby G. N., *"The A-Type granitoides: A Review fo their occurece and characteristics and speculations on their petrogenesis",* Lithos 26 (1990) 115-134.

[19] King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M., *"Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia",* Journal of petrology 38 (1997) 371-391.

[20] Bonin B., *"A-type granites and related rocks: Evolution of a concept and prospects",* Lithos, 97 (2007) 1-29.

[21] Ewart A., Marsh J.S., Milner S.C., Duncan A.R., Kamber B.S., Armstrong R.A., *"Petrology and geochemistry of early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptions",* Journal of Petrology 45 (2004) 107–138.

[22] Landenberger B., Collins W.J., *"Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia"*, Journal of Petrology 37 (1996) 145–170.

[23] Bonin B., *"A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects",* Lithos, Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time 97, (2007) 1–29.

[24] Mark G., *"Petrogenesis of Mesoproterozoic K-rich granitoids, southern Mt Angelay igneous complex, Cloncurry district, northwest Queensland"*, Australian Journal of Earth Sciences 46 (1999) 933–949.

[25] Creaser R.A., Price R.C., Wormold R.J., *"A-type granite revised: assessment of residual source model"*, Geology 19 (1991) 163–166.

[26] King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R., *"Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah suite"*, Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 501–514.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[27] Patiño Douce A.E., *"Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids",* Geology 25 (1997) 743-746.
[28] Malvin D. J., Drake M. J., *"Experimental determination of crystal/melt Partitionning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite-diopside"*, Geochemica et Cosmochemica Acta, 51 (1987) 2117-2128.
[29] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies",* In: Henderson, P., (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]