Archive of SID

زمستان ۸۹، سال بیستم، شماره ۷۸، صفحه ۷۹ تا ۸۶

پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پتاسیک و فوق پتاسیک پس از برخوردی پلیو کواترنری در شمال باختر مرند

غلامرضا احمدزاده[1]* ، احمد جهانگیری[2]، منصور مجتهدی[2] و دیوید لنتز[3]

[1] گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

[2] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

[3] دانشکده زمین شناسی دانشگاه New Brunswick کانادا.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۵/۳۱

چکیده

در این پژوهش به بررسی ماگماتیسم پس از برخورد پلیوکواترنری در شمال باختر ایران و شمال باختر مرند پرداخته شده است. سنگ‌های این منطقه شامل سنگ‌های قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک هستند که در بخش شمالی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر بیرون ریخته است. این سنگ‌های آتشفشانی دارای بافت میکرولیتی پورفیری هستند که شامل درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، اولیوین، لویسیت و بیوتیت هستند. سنگ‌های فوق پتاسیک غیر اشباع از سیلیس بوده و در نورم آنها نفلین ظاهر می‌شود. همچنین دارای نسبت بالای K_2O/Na_2O و نیز مقدار عدد منیزیم بالا (۵۹/۸۳ تا ۷۵/۳۸) هستند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی در عناصر LILEs و LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای تهی‌شدگی نسبی در عناصر انتخابی HFSEs مانند Nb، Ta و Ti هستند. این سنگ‌ها دارای نسبت‌های بالای Ba/Nb (41-60) و Ba/Ta هستند که از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسم مرتبط با فرورانش یا تأثیر آلودگی پوسته‌ای در حین بالا آمدن ماگما است. با توجه به زمان خاتمه فرورانش (کرتاسه پسین) و نیز سن نسبی سنگ‌های منطقه (پلیو کواترنر) می‌توان گفت که این سنگ‌ها در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند و گوشته متاسوماتیسم شده در اثر اضافه شدن مواد فرار و عناصر ناسازگار عامل غنی‌شدگی این ماگما بوده است و در حقیقت می‌توان گفت ویژگی‌های فرورانشی مشهود در این سنگ‌ها از یک فرورانش قدیمی به ارث مانده است. از طرفی، مقادیر بالای عناصر LILEs مانند توریم و باریم و نسبت‌های بالای Ba/Nb و Ba/Ta نشان‌دهنده تأثیر اجزای پوسته‌ای در ژنز این سنگ‌ها از روش فرایند آغشتگی ماگمایی در طول صعود ماگما از داخل سنگ‌های پوسته‌ای است. استفاده از عناصر کمیاب خاکی در بررسی‌های مدل‌های مختلف ژنز ماگمایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی با نرخ پایین گوشته سنگ‌کره‌ای با ترکیب منشأ گارنت اسپینل پریدوتیت حاصل شده است.

کلیدواژه‌ها: فوق پتاسیک، لویسیت، فرورانش، متاسوماتیسم، مرند

* **نویسنده مسئول:** غلامرضا احمدزاده

E-mail: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

۱- مقدمه

فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول کرتاسه پسین و پالئوژن و برخورد دو ورقه ایران و عربی در ترشیری باعث ایجاد چهار زون ساختاری در ایران شده است (شکل ۱). این زون‌ها دارای روند خاوری- باختری بوده و شامل زاگرس چین‌خورده، زون دگرگونی سنندج- سیرجان و نوار ماگمایی ارومیه- دختر هستند (Alavi, 2004). زون ماگمایی ارومیه- دختر یک کمربند آتشفشانی- پلوتونیکی است که از خاور ترکیه تا جنوب خاور ایران کشیده شده است (Alavi, 1994). ماگماتیسم ارومیه- دختر در طول کرتاسه پایانی آغاز شده و در طول ائوسن تا کواترنری ادامه داشته است. اوج فعالیت ماگمایی در این زون در ائوسن بوده است (Farhoudi, 1978; Emami, 1981; Alavi, 2004)و پس از وقفه‌ای طولانی در میوسن بالایی- پلیوکواترنر دوباره به اوج خود رسیده است (Omrani et al., 2008). فعالیت آتشفشانی ائوسن به طور عمده ترکیب کلسیمی- قلیایی داشته که تشکیل این سنگ‌های کلسیمی- قلیایی توسط برخی پژوهشگران به فرایند مرتبط با فرورانش نسبت داده می‌شود (Jung et al., 1976; Berberian et al., 1982). در حالی که با توجه به همراهی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی و شوشونیتی و خروج این سنگ‌ها در امتداد گسل‌های بزرگ، پژوهشگرانی چون Amidi et al. (1984) معتقد به فرایند بازشدگی یک کافت قاره‌ای هستند و در این رابطه تشکیل سنگ‌های کلسیمی- قلیایی ائوسن را در ارتباط با آلودگی پوسته‌ای سنگ‌های قلیایی می‌دانند. همچنین سنگ‌های قلیایی پلیوکواترنری به صورت موضعی از چندین نقطه گزارش شده است. سنگ‌های فوق پتاسیک توسط مرادیان(۱۳۷۹)، Moayyed et al. (2007) در جزیره اسلامی گزارش شده است. در منطقه مورد بررسی که در قسمت شمالی گسل تبریز و در ۲۰ کیلومتری شمال باختر مرند واقع شده سنگ‌های با ترکیب حدواسط- اسیدی (داسیتی) رسوبات سرخ بالایی به سن میوسن را قطع کرده‌اند و مجموعه سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک بر روی سنگ‌های با ترکیب حدواسط و اسیدی قرار گرفته‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی اولیه نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها از حدواسط و اسیدی به سمت قلیایی سدیک و پتاسیک و فوق پتاسیک تغییر می‌کند (احمدزاده، ۱۳۸۱). در شمال و در برخی نواحی مرکزی زون ارومیه دختر، ماگماتیسم پلیوکواترنری فوق پتاسیک، پس از فعالیت آتشفشانی داسیتی بیرون ریخته است که این داسیت‌ها بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، ویژگی‌های آداکیتی نشان می‌دهند (Omrani et al 2008., Jahangiri, 2007). البته این فعالیت آتشفشانی آداکیتی می‌تواند در مرحله نهایی برخورد و یا از ذوب سنگ‌های بازالتی دگرسان شده پوسته زیرین به وجود آید. با توجه به زمان بسته شدن نئوتتیس در کرتاسه پسین (Ricou, 1971; Coleman, 1971; Whitechurch et al., 1984; Boudier et al., 1988; Nicolas, 1989; Searle and Cox, 1999) و برخورد دو ورقه ایران مرکزی و ورقه عربی در زاگرس شمالی از ۲۵-۳۰ میلیون سال پیش شروع (Agard et al, 2005) و تشدید آن در میوسن (Homke et al.,2004; Molinaro et al.,2005a) می‌توان گفت که ماگماتیسم میوسن بالایی- پلیوکواترنر ارومیه دختر در یک محیط پس از برخورد رخ داده است که پیدایش فعالیت آتشفشانی منطقه شمال باختر مرند نیز در این چنین محیطی بوده است.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران و شمال باختر مرند و در قسمت شمالی زون

www.SID.ir

Archive of SID

ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی از کلسیمی- قلیایی تا قلیایی از زمان ائوسن تا کواترنری متغیر بوده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین سنگ‌های این مجموعه آتشفشانی شامل سنگ‌های آذرآواری و توف است که با ترکیب حدواسط و اسیدی در مقیاس وسیعی از منطقه گسترش دارند که گدازه‌هایی با همین ترکیب نیز در داخل این مجموعه به صورت پراکنده وجود دارد. در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی این مجموعه آتشفشانی حدواسط اسیدی رسوبات سرخ بالایی به سن میوسن بالایی را قطع کرده‌اند. سنگ‌های گدازه‌ای با ترکیب قلیایی غنی از سدیم و پتاسیم و فوق پتاسیک به ترتیب سنی پس از مجموعه سنگ‌های حدواسط و اسیدی در منطقه بیرون ریخته‌اند و در بخش‌هایی بر روی مجموعه آتشفشانی حدواسط اسیدی قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد سن تشکیل این سنگ‌ها مربوط به پلیوسن و یا کواترنر است (شکل ۱). تعداد متعددی دایک نیز که طول برخی از آنها به بیش از ۲ کیلومتر می‌رسد، از داخل سنگ‌های آذرآواری بیرون زده‌اند.

۳- سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های منطقه می‌توان این سنگ‌ها را در سه گروه مورد بررسی قرار داد: گروه اول شامل تراکی آندزیت و تراکی داسیت و داسیت با ترکیب حدواسط و اسیدی هستند که دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن بوده و بافت میکرولیتی و میکرولیتیک پورفیری داشته که بیشتر پلاژیوکلاز به همراه هورنبلند و بیوتیت به مقدار کمتر درشت بلورهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و در مجموعه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار کمتر کوارتز و کلینوپیروکسن قرار دارند؛ گروه دوم شامل تراکی بازالت، تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت هستند و از لحاظ ترکیبی در محدوده سنگ‌های مافیک قلیایی سدیک قرار دارند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری بوده و شامل مقادیر مختلف درشت بلورهای پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند که در مجموعه ریزدانه از همین کانی‌ها پراکنده‌اند؛ گروه سوم سنگ‌های منطقه که به طور ویژه مورد بحث این پژوهش است شامل تفریت، فنولیتیک تفریت، بازالتیک تراکی آندزیت بوده و از لحاظ ترکیبی قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک هستند که خود این گروه از سنگ‌ها در دو زیر گروه متفاوت از لحاظ بافتی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۳-۱. فنوتفریت لویسیت‌دار

این سنگ‌های مافیک قلیایی دارای بافت مشخص پورفیری با درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، لویسیت و اولیوین هستند که در زمینه‌ای ریزدانه و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، لویسیت، اولیوین، کانی‌های کدر (اپک) و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند. لویسیت‌ها بیشتر شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و ماکل مرکب و پیچیده از خود نشان می‌دهند. برخی از لویسیت‌ها در طول شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها با کلسیت و زئولیت جایگزین شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن نیز در این سنگ‌ها شکل‌دار بوده و برخی از آنها دارای زون‌بندی نوسانی هستند. مقادیر اولیوین در این سنگ‌ها متغیر بوده و اندازه آنها نیز از انواع ریزدانه در زمینه تا به صورت درشت بلور تغییر می‌کند. در برخی موارد اولیوین‌ها ایدینگزیته شده‌اند. آپاتیت هم در زمینه و هم به صورت میان‌بار (اینکلوزیون) در داخل کلینوپیروکسن‌ها یافت می‌شود (شکل ۲).

۳-۲. تفریت و تراکی آندزیت- بازالتی

این سنگ‌های مافیک قلیایی دارای بافت میکرولیتی پورفیری با درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، بیوتیت و گاه ارتوپیروکسن هستند که در زمینه‌ای ریزدانه و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و ارتوپیروکسن افزون‌بر کانی‌های کدر و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند لویسیت در این سنگ‌ها به عنوان کانی فرعی ریز بلور ظاهر می‌شود. بیوتیت در این سنگ‌ها به صورت بلورهای خودشکل و سالم و در برخی موارد دارای حاشیه واکنشی بوده و چند رنگی شدید از خود نشان می‌دهند. تفاوت سنگ‌های مافیک قلیایی بیوتیت‌دار با سنگ‌های لویسیت‌دار در مقدار بیوتیت و نبود لویسیت به صورت درشت‌بلور در سنگ‌های بیوتیت‌ها است.

۴- ژئوشیمی

۴-۱. روش‌های تجزیه شیمیایی

پودر ۳۰ نمونه از سنگ‌های سالم منطقه با استفاده از دستگاه پودرکن آگات تهیه شد و برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه Chemex-ALS در کانادا ارسال شد. برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی از روش XRF و برای تعیین میزان عناصر کمیاب از روش ICP-MS استفاده شده است.

۴-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی و طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه نمونه‌ها و مقادیر SiO_2، نسبت K_2O/Na_2O می‌توان سنگ‌های این منطقه را در سه گروه سری سنگ‌های فوق پتاسیک ، سری سنگ‌های قلیایی سدیک و سری کلسیمی- قلیایی طبقه‌بندی کرد. گروه سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک دارای نسبت بالای K_2O/Na_2O (۱/۶۹ - ۴/۳۴=) ، مقادیر سیلیس (۴۹-۵۳%)، زیر اشباع از سیلیس (دارای نفلین در نورم)، عدد منیزیم در حدود ۵۹/۸۳- ۷۵/۳۸ و مقادیر TiO_2 در محدوده ۱/۰۹تا ۱/۳۵ متغیر است. برای نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار مجموع عناصر قلیایی در برابر سلیس (Le Bas et al., 1986) استفاده شده است (شکل ۳). سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس در محدوده تفریت، فنولیتیک تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. استفاده از نمودارهای دوتایی به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های قلیایی پتاسیک با استفاده از عناصر اصلی و فرعی مانند TiO_2 در برابر Al_2O_3 و نیز نمودار Y در برابر Zr از Muller & Groves (1992) نشان می‌دهد که تمام این نمونه‌ها در محدوده مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴- a و b).

۴-۳. ژئوشیمی عناصر فرعی

بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نشان از نسبت‌های بالای LILEs/HFSEs و LREEs/HREEs دارد که در نمودارهای چند عنصری آورده شده است. نمودار عنکبوتی استفاده شده برای نمایش الگوی عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک منطقه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به سنگین دارای غنی‌شدگی بوده (CE/Yb) N=۱۵/۳۹-۱۸/۰۸ و الگوی تفریق یافته‌ای با بی‌هنجاری منفی نسبی یوروپیوم Eu/Eu*=۰/۷۱-۰/۷۸ نشان می‌دهد (شکل ۵).

استفاده از نمودار عناصر چند عنصری برای عناصر ناسازگار نمونه‌های مربوطه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است نشان می‌دهد که نمونه‌های یاد شده، غنی‌شدگی مشخصی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند روبیدیم، باریم، توریم، اورانیم، پتاسیم و عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر دارای میدان پایداری قوی (HFSEs) مانند تانتالیم، نیوبیم، تیتانیم، زیرکن، هافنیم ، ایریتیم و عناصر کمیاب خاکی سنگین دارند (شکل ۶). همچنین نمونه‌های بررسی شده بی‌هنجاری منفی در عناصری چون Ta, Nb, P, Zr, Hf و Ti نشان می‌دهد بی‌هنجاری منفی تانتالیم و نیوبیم مشابه سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است جایی که منبع گوشته‌ای به وسیله مواد فرو رونده غنی شده در عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) دارای شعاع یونی بزرگ متاسوماتیسم شده است (Pearce, 1983).

بررسی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی پلیوکواترنری شمال باختر ایران در یک زون برخوردی به وجود آمده که ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول کرتاسه پایانی تا ائوسن و با شیبی در

www.SID.ir

Archive of SID

جهت شمال باختر بوده که منجر به برخورد بین ورقه عربی با ایران شده است که این برخورد پیش از ۲۵-۳۰ میلیون سال پیش شروع شده است (Agard et al., 2005). با در نظر گرفتن این شرایط دو فرضیه برای ماگماتیسم پس از برخورد که بتواند غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست دارای شعاع یونی بزرگ و عناصر کمیاب خاکی سبک را نسبت به نیوبیم و تانتالیم را توصیف کند عبارتند از: ۱) اجزا و ویژگی‌های محیط فرورانشی که در این ماگماها آشکار است از فرورانش قدیمی به ارث رسیده است. ۲) آغشتگی پوسته‌ای و تبلور بخشی (AFC) و یا فرایند MASH (ذوب، آغشتگی، انباشتگی و همگن شدن) تأثیر داشته که در زیر مورد بحث قرار گرفته‌اند.

۵- بحث

۵-۱. غنی‌شدگی منبع و ناهمگنی آن

غنی‌شدگی در عناصری چون روبیدیم، استرانسیم و باریم، بالا بودن نسبت LILEs/HFSEs و تهی‌شدگی در عناصری چون تانتالیم، نیوبیم و تیتانیم از خواص ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است (Tarney & Weaver, 1980; Green, 2006; Saunders, Norry & Tarney, 1988). برای بررسی غنی‌شدگی منبع سنگ‌های قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک از نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb استفاده شده است (Pearce, 1983) (شکل ۷). این نسبت‌ها با تبلور بخشی و ذوب بخشی (پیروکسن و فلدسپار به عنوان فازهای تبلور نهایی یا فازهای باقیمانده) و یا متأثر از تغییرات در منشأ و درجه آغشتگی پوسته‌ای در ارتباط هستند. ماگماهای بازالتی مشتق از ذوب بخشی گوشته سست‌کره‌ای (گوشته تهی‌شده MORB (DMM)) یا گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده به وسیله نرخ پایین ذوب گوشته‌ای همگی در داخل یا نزدیک به محدوده‌ای واقع می‌شوند که نشان‌دهنده نسبت‌های مشابه و یکسان Th/Ta است. منابع متاسوماتیسم شده به وسیله فرایند فرورانش باعث غنی‌شدگی در توریم نسبت به تانتالیم شده و بنابراین نسبت بالای Th/Yb را در مقایسه با Ta/Yb نشان می‌دهد و با فاصله از محدوده ردیف گوشته‌ای قرار می‌گیرند زیرا اجزای فرورانشی Th بالاتری را نسبت به Ta و Yb در خود حمل می‌کنند(Pearce, 1983; Pearce and Peate, 1995) . شکل ۷ نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های منطقه با فاصله از خط آرایه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. غنی‌شدگی در LILEs و LREEs ممکن است مرتبط با تأثیر اجزای فرورانده شده یا آغشتگی پوسته‌ای باشد. نیوبیم و تانتالیم حساسیت بالایی به آغشتگی پوسته‌ای دارند. ماگماهای مشتق از گوشته که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای در طول صعود ماگما آغشته می‌شوند. در نمودارهای چندعنصری بی‌هنجاری منفیNb و Ta نشان می‌دهند (Thompson et al., 1983; Wilson, 1989; Alici et al., 2001). عناصر LILEs مثل Th و LILEs در مواد فرار مشتق از زون فرورانش خاصیت تحرک بالایی دارند. بنابراین این عناصر در گوه گوشته‌ای فرورانده شده غنی شدگی نشان می‌دهند و ماگمای مشتق از چنین منبع گوشته‌ای این غنی‌شدگی را در خود حفظ خواهد کرد(Murphy, 2007). به نظر McCullough and Gamble (1991) و McCullough (1993)، عناصر HFSs در ماگماهای مرتبط با فرورانش مشابه MORB بوده ولی در مقایسه باMORB تهی‌شدگی شدیدی نشان نمی‌دهند. پژوهشگران دیگر (e.g. Saunders and Tarney, 1984; Saunders et al., 1991) به محیط اکسیدان که حاصل از آب موجود در گوه گوشته‌ای است اشاره و بیان می‌کنند که ماده یادشده موجب پایداری کانی‌هایی مانند تیتانیم، روتیل، ایلمنیت و آمفیبول می‌شود که حاوی مقادیر بالای عناصر HFSs مانند Zr, Ti, Nb, Hf و Ta در خود هستند. این کانی‌ها در طی ذوب بخشی در فازهای باقیمانده باقی می‌مانند. بنابراین، این عناصر تهی‌شدگی در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. راه دیگر تهی‌شدگی این عناصر آغشتگی با مواد پوسته‌ای است که پیش‌تر، از این عناصر تهی‌شده‌اند و بنابراین ماگمای آغشته شونده با این نوع پوسته این خواص را نشان خواهد داد. اما این مدل چگونگی تهی‌شدگی پوسته از این مواد را توضیح نمی‌دهد .(Murphy, 2007)

۵-۲. ویژگی‌های منبع ماگمایی

برای تشخیص فازهای کانیایی باقیمانده و درجه ذوب بخشی گوشته سنگ‌های ماگمایی منطقه مورد مطالعه از ویژگی‌های عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آنها استفاده شده است. در این کار با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط Aldanmaz et al. (2000) از عناصر دارای ناسازگاری بالا مثل La و ناسازگاری پایین مثل Sm در سنگ‌های بازالتی فوق پتاسیک برای ساختن ترکیب منبع مورد استفاده قرار گرفته است.

در شکل‌های ۸- a، c و b مقادیر عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آنها برای بازسازی و تشخیص ویژگی‌های منبع سنگ‌های قلیایی مانند مقدار تمرکز این عناصر، کانی‌شناسی منبع و درجه ذوب بخشی به کار رفته است. در این مدل‌ها از معادلات تعادل بخشی Shaw (1970) و ضرایب پراکندگی عناصر کمیاب خاکی از McKenzie & O'Nions (1995) استفاده شده است. همچنین برای تعیین منبع گوشته‌ای نیز دو مرجع متفاوت به کار رفته که برای گوشته تهی‌شده (DMM) از داده‌های McKenzie and O'Nions (1991) و برای ترکیب گوشته اولیه از داده‌های Sun and McDonough (1989) استفاده شده است.

نتایج مدل ابتدا با استفاده از تمرکز عناصر با ناسازگاری بالا و عناصر دارای ناسازگاری کم بررسی شده است. نه تنها لانتانیم بلکه ساماریم به طور ویژه از تغییرات کانی شناسی منبع تأثیر می پذیرند (گارنت و اسپینل) به همین دلیل برای کسب اطلاعات از ترکیب شیمیایی منبع مهم هستند. شکل ۸-a نشان می‌دهد که میزان La و La/Sm نمونه‌های فوق پتاسیک منطقه بیشتر از آن مقداری است که بتواند از ذوب بخشی گوشته تهی‌شده (DMM) مشتق شوند، حتی اگر نرخ ذوب بخشی بسیار پایین باشد (۰/۱%). همان طور که در شکل ۸- a دیده می‌شود با توجه به موقعیت نمونه‌های فوق پتاسیک منطقه و مقادیر La و La/Sm می‌توان گفت که ذوب یک مرحله‌ای گوشته تهی‌شده یا گوشته اولیه نمی‌تواند این چنین عناصر ناسازگاری را در خود جمع کند. لذا آشکار است که یک گوشته غنی‌شده در مقایسه با DMM و PM نیازمند تولید این چنین سنگ‌های فوق پتاسیک است. در شکل ۸- b نسبت Sm بر روی SM/Yb رسم شده است. چون Yb در کانی گارنت سازگار بوده (Kd=11.50)،(Rollinson, 1993) ولی با پیروکسن سازگار نیست ، (Kd=0.62) (Rollinson, 1993) نسبت Sm/Yb می‌تواند در بازسازی ترکیب کانی‌شناسی گوشته‌ای ماگمای قلیایی استفاده شود. شکل ۸- b نشان می‌دهد که سنگ‌های فوق پتاسیک از منحنی روند اسپینل- لرزولیت به سمت نسبت بالاتر Sm/Yb فاصله گرفته و مابین منحنی‌های گارنت لرزولیت و اسپینل گارنت- لرزولیت واقع شده‌اند که این حکایت از باقی ماندن گارنت در منشأ این سنگ‌ها دارد.

در نمودار ۸ -c از نسبت MREEs/HREEs در برابر LREEs/MREEs استفاده شده است که در حقیقت دو نمودار پیشین باهم مورد استفاده قرار گرفته‌اند به طوری که مقادیر Sm/Yb در برابر La/Sm رسم شده است. این نمودار مشخص کننده ذوب بین منبع گارنت یا اسپینل- لرزولیت است. وقتی اسپینل- لرزولیت شروع به ذوب بخشی کند هم منبع گوشته‌ای و هم فاز ماگمایی تولید شده دارای نسبت‌های Sm/Yb یکسانی خواهند بود در حالی که نسبت La/Sm با افزایش نرخ ذوب کاهش نشان خواهد داد همچنین ذوب منبع اسپینل- لرزولیت روند ذوب افقی ایجاد خواهد کرد که در داخل یا نزدیک به خطوط و آرایه گوشته‌ای تعیین شده به وسیله ترکیب PM و DMM قرار خواهد گرفت. در مقایسه ذوب بخشی مقدار کمی از منبع گارنت-

www.SID.ir

Archive of SID

لرزولیتی با گارنت باقیمانده مذابی با نسبت بالای SM/Yb در مقایسه با منبع گوشته‌ای تولید خواهد کرد بنابراین روند ذوب گارنت- لرزولیت از آرایه گوشته‌ای به سمت SM/Yb، بالا تمایل پیدا خواهد کرد.

در حالت کلی از مدل‌های استفاده شده می‌توان دریافت اول این که درجات متغیر ذوب بخشی منبع اسپینل- لرزولیتی نمی‌تواند ترکیب ماگماتیسم فوق پتاسیک پلیوکواترنری را توصیف کند و دوم این که این اشکال نشان می‌دهند که نمونه‌ها در زیر روند ذوب منحنی گارنت-لرزولیتی قرار می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت که ذوب یک منبع دارای گارنت و اسپینل- لرزولیتی در تولید این سنگ‌های فوق پتاسیک با چنین عناصر کمیاب خاکی البته با مقدار گارنت بیشتر سهیم بوده است. به هر حال مقادیر نسبی بالای HREEs و Zr و Hf در نمونه‌های منطقه را می‌توان به شرایط آبدار بودن منبع نسبت داد.

۶- نتیجه‌گیری

- در بخش شمالی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در باختر مرند (شمال باختر ایران) ماگماتیسم اولترا‌پتاسیک پس از ماگماتیسم قلیایی سدیک و حدواسط- اسیدی بیرون ریخته است.

- محدوده ترکیبی سنگ‌های پتاسیک و اولترا‌پتاسیک شمال باختر مرند بر اساس نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O شامل تفریت، فنولیتیک تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت است. از لحاظ کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، لویسیت، بیوتیت و اولیوین به همراه کانی‌های فرعی چون آپاتیت و کانی‌های کدر در مجموعه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، لویسیت و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند.

- این سنگ‌ها دارای غنی شدگی بارز در LILEs و LREEs و تهی‌شدگی در عناصر HFSEs مانند Ta ،Nb و Ti افزون‌بر مقادیر بالای نسبت‌های Ba/Nb و Ba/Ta هستند.

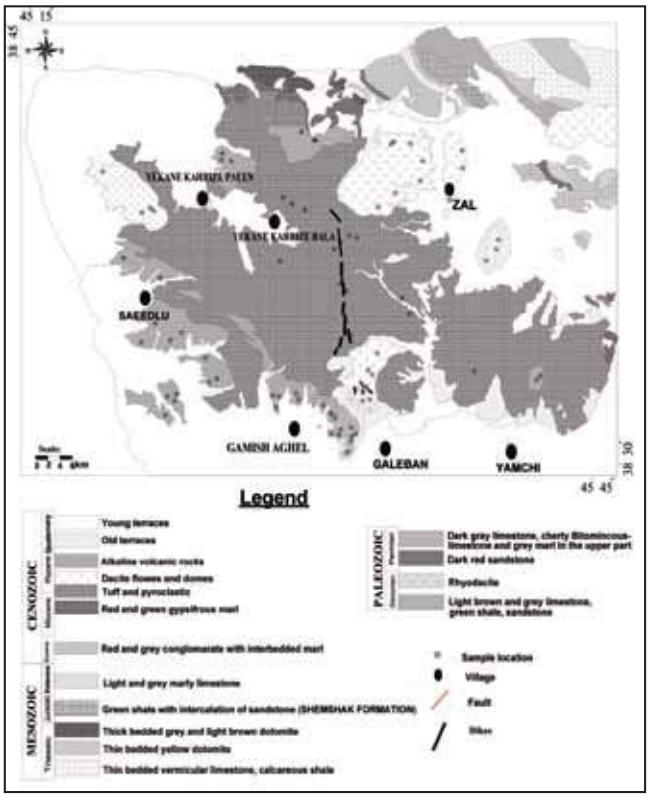
- این سنگ‌ها دارای الگوی تفریق یافته عناصر کمیاب خاکی هستند و بی‌هنجاری نسبی منفی Eu را نشان می‌دهند.

- استفاده از نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها در عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ مانند باریم، توریم، اورانیم و پتاسیم بوده و همچنین نشان‌گر وجود بی‌هنجاری منفی در عناصری چون تیتانیم، تانتالیم ، نیوبیوم و زیرکنیم هستند.

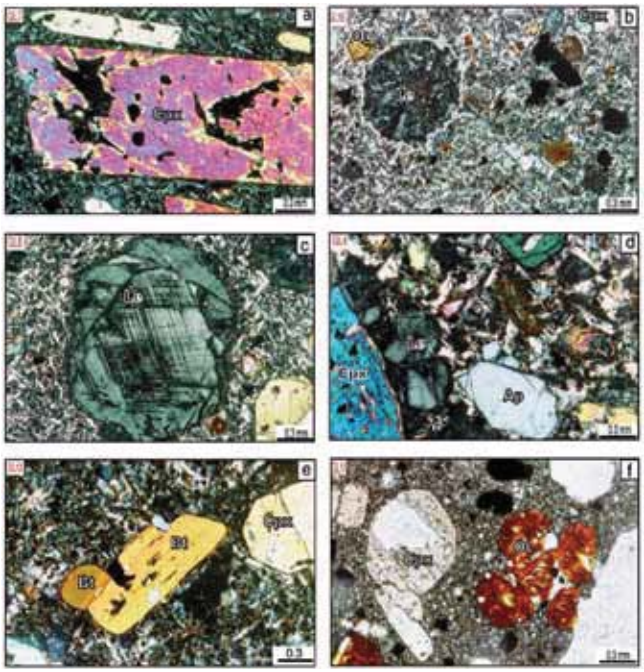
-استفاده‌ازمدل‌عناصر کمیاب‌برای‌تشخیص‌منشأاین‌ماگماهانشان‌می‌دهدکه‌این‌سنگ‌ها از ذوب بخشی با نرخ پایین یک منبع گوشته‌ای اسپینل- گارنت پریدوتیتی حاصل شده‌اند.

- با در نظر گرفتن زمان پایان فرورانش (اواخر کرتاسه - اوایل پالئوژن) و زمان ماگماتیسم (اواخر پلیوسن) و با توجه به ویژگی‌های عناصر کمیاب می‌توان گفت که این ماگماها از یک گوشته غنی‌شده و در مرحله پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

- غنی‌شدگی به ارث رسیده می‌تواند ناشی از مواد فرار و رسوبات صفحه فرورونده در زمان فرورانش باشد. افزون‌بر این که با توجه به برخورد ورقه عربی و ایران مرکزی و ستبرای پوسته در منطقه آلودگی پوسته‌ای می‌تواند در غنی‌شدگی LILEs و LREEs و تهی‌شدگی در عناصر HFSEs مانند Ta ،Nb و Ti مؤثر باشد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (کامل شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مرند و ۱:۱۰۰۰۰۰ قره ضیاءالدین تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک منطقه: a) درشت بلور کلینوپیروکسن. b) حاشیه واکنشی در لویسیت که با آنالسیم و نفلین جابه‌جا شده است. c) ماکل دوقلویی در بلور لویسیت. d) آپاتیت که هم به صورت درشت بلور و هم به صورت ادخال در داخل دیگر بلورها یافت می‌شود. e) درشت بلورهای بیوتیت و کلینوپیروکسن. f) کومولای اولیوین که ایدینگزیته نیز شده‌اند.

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱-نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی از نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های منطقه.

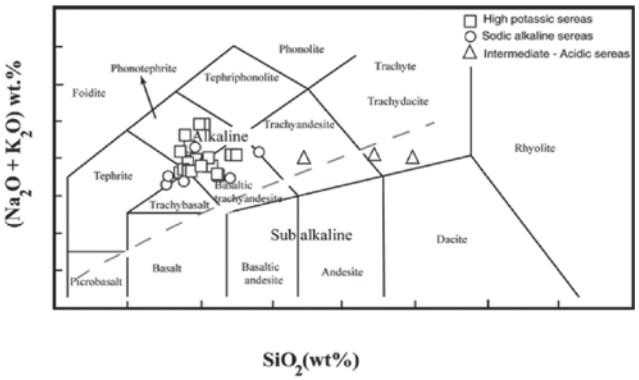
Rock type	Potassic to ultrapotassic series									
samples	DB2	DB3	D2	D3	DL13	GB3	GB1	GL1	GL5	YK6
SiO_2	۵۲/۴	۵۲/۸	۴۹/۵	۴۹/۶	۴۸/۹	۵۰/۲	۵۰/۵	۵۱/۱	۵۰	۴۹/۱
TiO_2	۱/۱۱	۱/۱	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۴	۱/۱۸	۱/۲۲	۱/۳۵
Al_2O_3	۱۴/۲	۱۴/۱۵	۱۳/۹۵	۱۲/۹	۱۳/۲۵	۱۳/۴۵	۱۳/۴	۱۳/۳۵	۱۳/۰۵	۱۳/۴
Fe_2O_3(total)	۷/۰۷	۷/۰۴	۸/۱۳	۷/۵۸	۷/۸۷	۸/۲	۸/۱۴	۷/۷۱	۸/۱۹	۸/۵
CaO	۷/۴۶	۷/۳۲	۹/۲۶	۹/۰۶	۹/۳۷	۸/۲۹	۸/۴۱	۹/۱۶	۹/۳۶	۸/۵۰
MgO	۵/۲۹	۵/۱۳	۵/۸۸	۶/۲۹	۵/۹۲	۵/۷۳	۵/۷۸	۶/۶۳	۶/۵۸	۷/۴۰
Na_2O	۲/۲۴	۲/۲۶	۲/۸۳	۱/۷۳	۱/۳۴	۳/۳۵	۳/۴	۲/۶۴	۲/۳۵	۱/۹۴
K_2O	۵/۹۱	۵/۹	۵/۷	۶/۰۵	۵/۸۲	۶/۴۶	۶/۳۸	۴/۹۲	۵/۵۵	۵/۴
Cr_2O_3	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲
MnO	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۵
P_2O_5	۰/۹۷	۰/۹۹	۱/۱۳	۱/۱۸	۱/۱۴	۱/۱۷	۱/۲	۱/۰۶	۱/۲	۱/۲۸
LOI	۲/۸۱	۲/۸۹	۲/۴	۳/۱۵	۴/۳۷	۱/۴۲	۱/۴۸	۱/۹۸	۲/۵۱	۲/۹۸
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۵	۹۹/۴	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۵	۱۰۰	۱۰۰/۵	۱۰۰/۵
Ba	۲۱۲۰	۲۱۲۰	۲۳۲۰	۲۴۳۰	۲۶۲۰	۲۶۳۰	۲۶۳۰	۱۸۱۵	۲۴۷۰	۲۳۲۰
Rb	۱۶۰	۱۶۰/۵	۱۵۸/۵	۱۹۲/۵	۱۸۷	۲۴۰	۲۳۹	۲۲۸	۱۷۰	۱۰۷/۵
Th	۲۹/۴	۲۹/۴	۳۰/۱	۳۰/۷	۳۲/۸	۳۸	۳۸/۶	۲۸/۵	۲۹/۷	۳۱/۴
Sr	۹۴۱	۹۴۷	۱۶۲۵	۱۱۳۵	۲۶۸۰	۱۱۲۵	۱۱۳۵	۱۰۰۰	۱۱۱۰	۱۱۵۵
Nb	۴۳/۸	۴۴	۵۱/۷	۵۲/۸	۵۳/۳	۵۸/۷	۵۹	۴۳/۸	۴۷/۵	۵۵/۵
Co	۳۱/۸	۳۲/۲	۳۸	۳۸	۳۶	۳۶	۳۶/۴	۳۵/۵	۳۷/۵	۳۳/۴
Cr	۱۵۰	۱۶۰	۱۷۰	۱۷۰	۱۶۰	۱۸۰	۱۷۰	۲۸۰	۲۱۰	۱۶۰
Cs	۷/۶۲	۷/۲۸	۵/۷۵	۹/۱۱	۸/۷۲	۱۲/۸۵	۱۳/۵۵	۱۱/۱۰	۱۰/۰۰	۱۰/۹۰
Cu	۱۰۲	۱۰۵	۱۲۸	۱۴۲	۱۳۳	۱۲۴	۱۲۹	۹۶	۹۰	۱۱۰
Ga	۲۰	۲۰/۲	۲۰	۱۹/۲	۲۰/۷	۲۱/۱	۲۱/۱	۱۹/۶	۱۹/۸	۱۹/۶
Hf	۸/۱	۷/۹	۹/۲	۸/۸	۹/۱	۹/۶	۷/۷	۷/۶	۸	۸/۹
Mo	< ۲	<۲	۲	< ۲	۲	۶	۵	۳	۴	۲
Ni	۴۵	۴۷	۴۸	۴۵	۴۸	۴۴	۴۳	۶۰	۴۹	۳۹
Pb	۳۰	۶۴	۸۰	۳۴	۳۵	۳۵	۱۴۰	۲۷	۵۷	۶۴
Sn	۶	۶	۶	۷	۷	۷	۷	۶	۶	۷
Ta	۲/۶۰	۲/۶۰	۳/۴۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۳۰	۳/۲۰	۲/۴۰	۲/۵۰	۳/۰۰
U	۵/۵۵	۵/۶۵	۸/۰۵	۷/۸۹	۸/۲۴	۱۱/۵۵	۱۱/۱۵	۶/۲۹	۹/۶۷	۱۰/۴۰
V	۲۴۸	۲۵۵	۲۷۷	۲۷۶	۲۸۰	۲۷۴	۲۷۸	۲۴۰	۲۶۲	۲۵۴
W	۴	۷	۳۰	۷	۷	۱۳	۱۰	۱۳	۹	۹
Y	۲۰/۸	۲۰/۸	۲۴/۳	۲۴/۳	۲۴/۶	۲۵/۸	۲۶	۲۴/۳	۲۵/۸	۲۶/۳
Zn	۱۰۷	۱۱۴	۱۳۵	۱۱۷	۱۱۸	۱۱۸	۱۵۰	۱۰۹	۱۲۵	۱۶۴
Zr	۳۰۸	۳۰۶	۳۴۲	۳۳۷	۳۴۴	۳۷۰	۲۹۲	۳۰۷	۳۲۴	۳۵۰
Ag	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	<۱	۱	<۱
La	۵۶/۱	۵۶/۵	۶۶/۰	۶۴/۷	۶۶/۰	۶۷/۹	۶۸/۷	۵۸/۰	۶۱/۷	۵۷/۲
Ce	۱۱۶	۱۱۷	۱۳۹	۱۳۷	۱۳۷	۱۴۴	۱۴۵	۱۲۲	۱۲۸	۱۲۳
Pr	۱۴/۱۵	۱۴/۱	۱۷	۱۶/۷۵	۱۶/۷۵	۱۷/۵۵	۱۷/۷	۱۴/۸	۱۵/۶	۱۵/۲
Nd	۵۵/۸	۵۶/۲	۶۷/۵	۶۶/۹	۶۷	۷۰/۱	۷۱/۹	۵۹/۴	۶۲/۹	۶۰/۸
Sm	۱۰/۸۵	۱۰/۶۵	۱۳	۱۳	۱۲/۷۵	۱۳/۸	۱۴/۱	۱۱/۲۵	۱۲/۲۵	۱۲
Eu	۲/۳۹	۲/۳۴	۲/۸۵	۲/۸۳	۲/۷۶	۲/۹	۲/۹۴	۲/۵۶	۲/۷۵	۲/۸
Gd	۸/۷۷	۸/۹۱	۱۰/۹۵	۱۰/۷۵	۱۰/۶	۱۱	۱۱/۳۵	۹/۷	۱۰/۴۵	۱۰/۱۵
Tb	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۳۱	۱/۳	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۹	۱/۲۱	۱/۳	۱/۲۸
Dy	۴/۹	۴/۹۶	۵/۸۷	۵/۷۷	۵/۸۸	۵/۹۹	۶/۱۵	۵/۴۱	۵/۷۷	۵/۷۷
Ho	۰/۸۶	۰/۸۴	۱/۰۰	۱/۰۲	۰/۹۸	۱/۰۳	۱/۰۳	۰/۹۳	۱/۰۰	۰/۹۹
Er	۲/۳۱	۲/۲۹	۲/۷۳	۲/۷۱	۲/۶۸	۲/۷۵	۲/۸۲	۲/۵۱	۲/۶۸	۲/۶۶
Tm	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳۳
Yb	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۹۷	۲/۰۲	۲/۰۱	۲/۰۸	۲/۰۴	۱/۸۸	۱/۹۳	۱/۹۵
Lu	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۸
Ba/Nb	۴۸/۴	۴۸/۲	۴۴/۹	۴۶/۰	۴۹/۲	۴۴/۸	۴۴/۶	۴۱/۴	۵۲/۰	۴۱/۸
Th/Yb	۱۶/۸	۱۶/۷	۱۵/۳	۱۵/۲	۱۶/۳	۱۸/۳	۱۸/۹	۱۵/۲	۱۵/۴	۱۶/۱
Ba/Ta	۸۱۵/۴	۸۱۵/۴	۶۸۲/۴	۸۱۰/۰	۸۷۳/۳	۷۹۷/۰	۸۲۱/۹	۷۵۶/۳	۹۸۸/۰	۷۷۳/۳
Nb/Ta	۱۶/۸	۱۶/۹	۱۵/۲	۱۷/۶	۱۷/۸	۱۷/۸	۱۸/۴	۱۸/۳	۱۹/۰	۱۸/۵
Nb/La	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۹۷

www.SID.ir

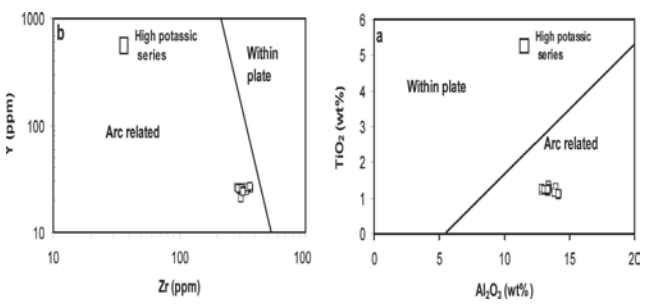
Archive of SID

ادامه جدول ۱

Rock type	Potassic to ultrapotassic series										
samples	GL2	GL3	GL4	GL6	GL7	GL11	GL12	GL13	GL14	GAB1	GAB2
SiO_2	۵۰/۶۰	۵۰/۳۰	۵۰/۹۰	۴۹/۶۰	۵۰/۱۰	۴۸/۹۰	۴۹/۲۰	۵۰/۰۰	۴۹/۴۰	۵۱/۵۰	۵۱/۴۰
TiO_2	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۳	۱/۲۲	۱/۲۰	۱/۲۶	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۲۳	۱/۰۹	۱/۱۰
Al_2O_3	۱۳	۱۲/۹	۱۳/۸۵	۱۳/۲	۱۳/۲۵	۱۲/۹	۱۳/۴	۱۳/۱	۱۳/۳۵	۱۴/۱۵	۱۴/۱۵
Fe_2O_3(total)	۷/۹۳	۷/۹۳	۷/۶۵	۸/۱۷	۸/۰۸	۸/۵۱	۸/۲۳	۸/۱۹	۸/۲۹	۷/۴۶	۷/۴۳
CaO	۹/۰۶	۹/۱۲	۹/۰۵	۹/۶۶	۹/۵۵	۹/۸۴	۸/۷۱	۹/۲۶	۹/۴۹	۸/۶۷	۸/۵۸
MgO	۶/۵۰	۶/۵۱	۵/۹۲	۶/۵۵	۶/۶۷	۶/۵۵	۵/۷۷	۶/۵۹	۶/۵۸	۵/۸۸	۵/۸۲
Na_2O	۲/۳۴	۲/۴۲	۲/۸۳	۲/۲۱	۲/۴۹	۲/۳۹	۲/۸۱	۲/۶۷	۲/۵۲	۲/۶۱	۲/۵۹
K_2O	۵/۲۶	۵/۱۳	۵/۱۷	۵/۰۷	۵/۱۸	۵/۸۸	۶/۳۹	۵/۱۴	۵/۱۷	۴/۴	۴/۴۹
Cr_2O_3	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲
P_2O_5	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۰۴	۱/۱۷	۱/۲	۱/۲۵	۱/۲۲	۱/۱۸	۱/۲	۱/۰۲	۱
LOI	۲/۰۹	۱/۸۸	۲/۱۳	۲/۷۸	۲/۳۳	۱/۸۹	۲/۳۵	۱/۹	۲/۲۹	۲/۷۲	۳/۰۵
Total	۹۹/۶	۹۹/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۵	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۹۹/۸	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰
Ba	۱۸۲۵	۱۸۶۰	۱۸۴۵	۱۹۲۰	۱۹۷۰	۲۶۲۰	۲۶۰۰	۱۹۲۵	۱۸۹۰	۱۸۳۵	۱۸۵۵
Rb	۲۵۲	۱۷۲/۵	۲۱۵	۱۸۸	۲۰۰	۳۷۴	۲۵۶	۲۴۹	۲۳۱	۸۳/۹	۸۷/۸
Th	۲۸/۴	۲۸/۶	۲۹/۸	۲۸/۰	۲۸/۲	۲۸/۷	۳۹/۰	۲۹/۱	۲۸/۹	۲۹/۸	۳۰/۳
Sr	۹۸۵	۱۰۰۵	۱۰۸۵	۹۹۳	۱۰۰۰	۱۰۸۵	۱۲۰۰	۱۰۰۵	۱۰۰۰	۱۰۴۵	۱۱۱۰
Nb	۴۳/۷	۴۳/۷	۴۴/۳	۴۳/۵	۴۳/۷	۴۳/۸	۶۰/۱	۴۵/۴	۴۵/۳	۴۴/۷	۴۴/۹
Co	۳۳/۱	۳۳/۹	۳۱/۱	۳۶/۷	۳۶/۵	۳۷/۶	۳۲/۴	۳۳/۲	۳۴/۸	۳۴/۸	۳۴/۶
Cr	۲۲۰	۲۳۰	۲۰۰	۲۴۰	۲۷۰	۲۲۰	۱۵۰	۲۴۰	۲۴۰	۲۱۰	۲۰۰
Cs	۱۰/۷	۱۰/۱	۱۸/۶	۹/۲	۱۰/۳	۱۱/۶	۱۲/۶	۱۰/۸	۱۰/۳	۱۶/۳	۱۹/۹
Cu	۹۶	۱۰۲	۱۰۳	۱۰۰	۱۱۲	۹۲	۱۲۱	۱۱۳	۱۱۶	۱۱۱	۱۰۴
Ga	۱۸/۹	۱۸/۹	۱۹/۳	۱۹/۶	۱۹/۳	۱۸/۹	۲۰/۴	۱۹	۱۹	۲۰/۵	۲۰/۶
Hf	۷/۶۰	۷/۷۰	۷/۹۰	۷/۷۰	۷/۸۰	۷/۴۰	۹/۲۰	۷/۶۰	۷/۷۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Mo	۳/۰۰	۴/۰۰	۵/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	<۲	<۲
Ni	۵۰	۵۲	۴۸	۵۷	۵۷	۵۶	۳۷	۴۹	۴۹	۵۸	۶۱
Pb	۲۸	۶۱	۷۱	۳۵	۳۲	۲۸	۳۰۰	۲۸	۶۸	۴۹	۳۳
Sn	۶	۶	۵	۶	۶	۶	۷	۶	۶	۵	۵
Ta	۲/۳۰	۲/۶۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۳/۳۰	۲/۴۰	۲/۵۰	۲/۵۰	۲/۴۰
U	۹/۴۱	۸/۳۵	۱۰/۰۵	۸/۴۸	۹/۳۷	۷/۹۵	۱۱/۶۵	۹/۴۹	۹/۵۸	۹/۷۴	۱۰/۱
V	۲۳۲	۲۴۳	۲۲۵	۲۵۱	۲۵۰	۲۷۶	۲۵۱	۲۴۴	۲۴۵	۲۵۶	۲۶۱
W	۸	۲۶	۱	۹	۱۱	۱۱	۱۳	۹	۱۱	۸	۵
Y	۲۵/۰۰	۲۵/۴۰	۲۶/۱۰	۲۴/۹۰	۲۵/۲۰	۲۶/۲۰	۲۷/۰۰	۲۵/۷۰	۲۵/۵۰	۲۴/۲۰	۲۳/۸۰
Zn	۱۰۲	۱۱۴	۱۱۰	۱۱۱	۱۲۹	۱۰۸	۲۰۰	۱۰۷	۱۱۳	۱۱۶	۱۱۱
Zr	۳۱۲	۳۱۳	۳۲۳	۲۹۹	۳۱۷	۲۸۷	۳۶۵	۲۹۴	۳۱۲	۳۲۱	۳۲۰
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۱/۰۰	<۱	< ۱	۱/۰۰	<۱
La	۵۶/۱	۵۷/۳	۶۱	۵۶/۹	۵۷/۱	۵۹/۹	۶۵/۴	۵۷/۶	۵۷/۵	۶۵/۵	۶۴/۸
Ce	۱۱۸	۱۲۱	۱۲۶	۱۲۰	۱۲۱	۱۲۴/۵	۱۳۹/۵	۱۲۲	۱۲۱	۱۳۴	۱۳۱
Pr	۱۴/۶۵	۱۴/۹۵	۱۵/۲۰	۱۴/۹۰	۱۴/۷۰	۱۵/۳۰	۱۶/۹۰	۱۵/۰۰	۱۴/۸۵	۱۶/۰۵	۱۵/۷۰
Nd	۵۸/۹۰	۶۰/۱۰	۵۹/۹۰	۵۹/۰۰	۶۰/۰۰	۶۲/۶۰	۶۷/۹۰	۵۹/۹۰	۵۹/۳۰	۶۳/۱۰	۶۲/۰۰
Sm	۱۱/۵۵	۱۱/۷۵	۱۱/۶۵	۱۱/۷۵	۱۱/۹۵	۱۲/۴	۱۳/۱۵	۱۱/۹	۱۱/۵	۱۲/۱۵	۱۱/۷۵
Eu	۲/۶۲	۲/۶۹	۲/۶۸	۲/۵۶	۲/۶۱	۲/۸۷	۳/۰۱	۲/۷۳	۲/۶۳	۲/۵۹	۲/۵۹
Gd	۹/۸۵	۹/۸۹	۹/۷۸	۹/۸۰	۹/۶۸	۱۰/۵۵	۱۱/۱۰	۱۰/۱۵	۱۰/۰۰	۹/۸۸	۹/۷۴
Tb	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۲۰	۱/۳۳	۱/۳۸	۱/۲۵	۱/۲۲	۱/۲۱	۱/۲۰
Dy	۵/۴۴	۵/۶۲	۵/۸۲	۵/۴۵	۵/۵۷	۵/۸۷	۵/۹۵	۵/۷۱	۵/۶۵	۵/۵۴	۵/۶۳
Ho	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۹۴	۱	۱/۰۴	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۵
Er	۲/۴۹	۲/۵۸	۲/۶۸	۲/۵۵	۲/۵۳	۲/۶۸	۲/۷۳	۲/۶۳	۲/۵۸	۲/۶۶	۲/۴۹
Tm	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱
Yb	۱/۸۸	۱/۹۱	۲/۰۴	۱/۹۱	۲	۱/۹۸	۲/۰۵	۲	۱/۸۹	۲/۰۴	۱/۹۸
Lu	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸
Ba/Nb	۴۱/۷۶	۴۲/۵۶	۴۱/۶۵	۴۴/۱۴	۴۵/۰۸	۵۹/۸۲	۴۳/۲۶	۴۲/۴۰	۴۱/۷۲	۴۱/۰۵	۴۱/۳۱
Th/Yb	۱۵/۱	۱۵/۰	۱۴/۶	۱۴/۷	۱۴/۱	۱۴/۵	۱۹/۰	۱۴/۶	۱۵/۳	۱۴/۶	۱۵/۳
Ba/Ta	۷۹۳/۵	۷۱۵/۴	۸۰۲/۲	۸۳۴/۸	۸۵۶/۵	۱۱۳۹/۱	۷۸۷/۹	۸۰۲/۱	۷۵۶/۰	۷۳۴/۰	۷۷۲/۹
Nb/Ta	۱۹/۰	۱۶/۸	۱۹/۳	۱۸/۹	۱۹/۰	۱۹/۰	۱۸/۲	۱۸/۹	۱۸/۱	۱۷/۹	۱۸/۷
Nb/La	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۹۲	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۶۹



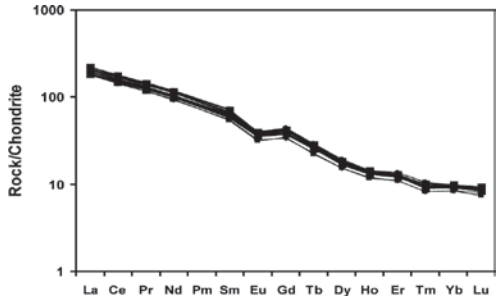
شکل ۳- نمودار مجموع عناصر قلیایی در برابر سیلیس از LeBas et al. (1986) به منظور رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه.



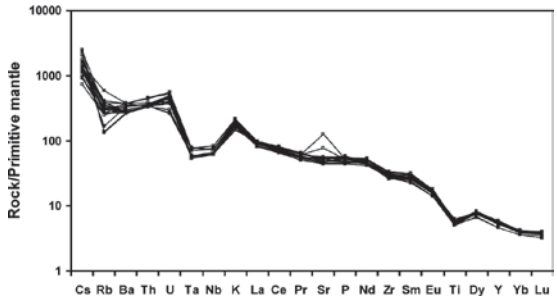
شکل ۴- نمودارهای a) TiO_2 در برابر Al_2O_3 و b)Y در برابر Zr ، به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی از Muller and Groves (1997).

www.SID.ir

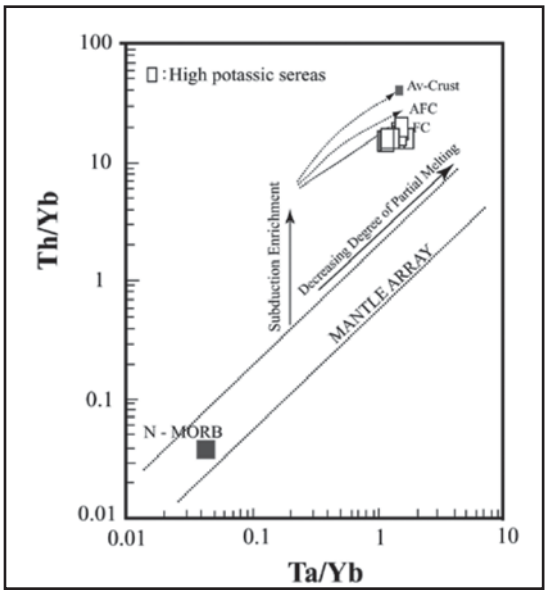
Archive of SID



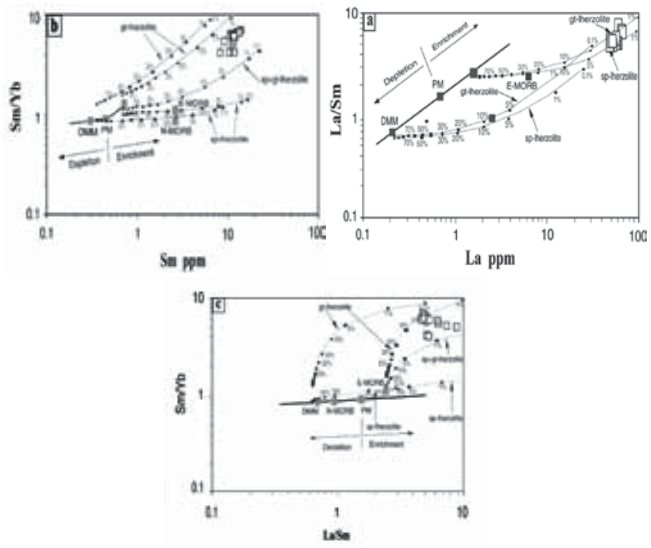
شکل ۵- نمودار عنکبوتی برای عناصر کمیاب خاکی که داده‌ها نسبت به کندریت عادی سازی شده و برای این کار از داده‌های Boynton (1984) استفاده شده است.



شکل ۶- نمودار چند عنصری عادی سازی شده به گوشته اولیه برای بررسی رفتار عناصر ناسازگار که داده‌های استفاده شده برای تمامی عناصر از Sun and McDonough (1989) و برای Ta از Wood et al. (1979) است.



شکل ۷- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb از Pearce (1983).



شکل ۸- نمودارهای La/Sm (a در برابر Sm/Yb (b، La در برابر Sm و Sm/Yb(c در برابر La/Sm، برای استفاده از مدل عناصر کمیاب خاکی به منظور پی بردن به ترکیب منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک.

کتابنگاری

احمدزاده، غ.، ۱۳۸۱- بررسی پتروگرافی و پترولوژی ولکانیت‌های شمال غرب مرند (شمال گله بان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

مرادیان، ع.، ۱۳۷۹- مطالعه ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و سنگ‌نگاری شبه جزیره اسلامی. فشرده مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.صفحه ۶۱۳-۶۱۶.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences 94, 401–419.

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 220, 211–238.

Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science 304, 1–20.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirwali, M. F. & Mitchel, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102, 67-95.

Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Vidal, P. & Gundogdu, M. N., 2001- Quaternary Tholeitic to alkaline volcanism in the Karasu valley (Hatay), N-end of Dead sea Rift zone in SE Turkey: Sr-Nd-Pb-O isotopic and trace element approaches to crust mantle interaction. International Geology Review 43(2), 120-38.

Amidi, S. M., Emami, M. H. & Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. Geologische Rundschau 73, 917–932.

Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros, Hindukosh, Himalaya. Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 5–32.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of Geological Society of London 139, 605–614.

www.SID.ir

Archive of SID

Boudier, F., Ceuleneer, G. & Nicolas, A., 1988- Shear zones, thrusts and relatedmagmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting on an oceanic ridge. Tectonophysics 151, 275–296.

Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63– 114.

Coleman, R. G., 1971- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal of Geophysical Research 76, 1212–1222.

Emami, H., 1981- Geologie de la reigon de Qom-Aran (Iran) contribution a l' etude denamique et geochemique du volcanisme Teriaire de l' Iran centaral. Unpublished Ph.D these, University Sc. Et Medical de Grenoble, 489 pp.

Farhoudi, G., 1978- A comparison of Zagros geology to island arcs. Journal of Geology 86, 323–334.

Green, N. L., 2006- Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. Lithos 87, 23-49Jahangiri, A. 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences xxx (2007) xxx–xxx

Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. & Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push–e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). Earth and Planetary Science Letters 225, 397–410.

Jahangiri, A., 2007- Post – Collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30, 433-447.

Jung, D., Kursten, M. & Tarkian, M., 1976- Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), A far Between Continental and Oceanic Rifting. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, pp. 175–181.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 445-450.

McCulloch, M. T. & Gamble, J. A., 1991- Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: Earth and Planetary Science Letters 102, 358-374.

McCulloch, M. T., 1993- The role of subducted slabs in an evolving Earth: Earth and Planetary Science Letters 115, 89-100.

McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. J. Petrol. 32, 1021-1991.

McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1995- The source regions of Ocean Island Basalts. Journal of Petrology 36, 133-159.

Moayyed, M., Moazzena, M., Calagari, A. A., Jahangiri, A. & Modjarrad, M., 2007- Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. Chemie der Erde, in press.

Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S. A., 2005a- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold–thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. Tectonics 24. doi:10.1029/2004TC001633.

Muller, D., Rock, N. M. S. & Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. Mineralogy and Petrology 46, 259-289.

Murphy, J. B., 2007- Igneous Rock Associations and Arc Magmatism II: Geochemical and Isotopic Characteristics. Geoscience Canada.

Nicolas, A., 1989- Structures in Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer, Dordrecht. 367 pp.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, Lithos (2008), doi: 10.1016/j. lithos.2008.09.008.

Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 23, 251-285.

Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J., Norry, eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Press, Nantwich, U.K., pp 230-249.

Ricou, L. E., 1971- Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au crétacé supérieur. Revue de géographie physique et de géologie dynamique 13, 327–350.

Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evalution, presentation, interpretation. Longman. 352 pp.

Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism in back-arc basins. In Kokelaar, B.P., and Howells, M.F., (Eds). Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London, Special Publication 16, 59-76.

Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J., 1988- Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrainst. Journal of petrology, Special Lithosphere Issue 415–445.

Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J., 1991- Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas: Philosophical Transactions of the Royal Society of London 335, 377-392.

Saunders, A. D., Tarney, J. & Weawer, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters 46, 344–360.

Searle, M. P. & Cox, J., 1999- Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite. Geological Society of America Bulletin 111, 104–122.

Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta 34, 237-243.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc., London, Spec. Publ. 42, pp. 313±345.

Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. & Hendry, G. L., 1983- Continental flood basalts… arachnids rule OK? In continental basalts and mantle xenoliths (eds C. J. Hawkesworth and M. J. Norry), pp. 158-85. Nantwich, Cheshire: Shiva Publishing Limited.

Whitechurch, H., Juteau, T. & Montigny, R., 1984- The eastern mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus): their contribution to the history of the Neo-Tethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society Special Publication, Oxford, pp. 425–441.

Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis, a Global Approach. Unwin Hyman London.

Woods, S. C., Lotter, E. C., Mckay, L. D. & Porte, D. Jr., 1979- Chronic intracerebroventricular infusion of insulin reduces food intake and body weight of baboons. nature 282, 503 - 505 (29 november 1979); doi:10.1038/282503a0

www.SID.ir

Archive of SID

Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol 20, No 78,winter 2011

Petrogenesis of Plio-Quaternary Post-Collisional Potassic and Ultra-Potassic Rocks in Northwest Marand

G. Ahmadzadeh[1*], A. Jahangiri[2], M. Mojtahedi[2] & D. Lentz[3]

[1] Department of Hydrology, Agriculture Faculty, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

[2] Department of Geology, Natural Science Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

[3] Department of Geology, University of New Brunswick, Canada.

Received: 2008 October 06 Accepted: 2009 August 22

Abstract

In this paper the study of Plio-Quaternary post-collisional magmatism in northwest of Iran and northwest of Marand is considered. The studied Potassic and ultrapotassic (UP) alkaline rocks were erupted at northern part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA). The studied rocks dispaly microlithic porphyritic texture with phenocrysts of clinopyroxene, leucite, and plagioclase ± biotite ± olivine. The UP volcanic rocks are mostly silica undersatuated with normative nephline, high Mg# and high K_2O/Na_2O ratios. They characterized with significant enrichment in LILEs and LREEs and depletion in high field strength elements such as Nb, Ta and Ti. Exhibit high Ba/Nb (41-60) and Ba/Ta (682-1139) ratios, which are a typical feature of subduction. With considering end of subduction (upper cretaceouse) and stratigraphic age of studed rocks (plio-quaternary), we can say that these rocks has formed in post collisional environment and metasomatic mantle due to addition of volatiles and incompatible elements lead to enrichment of these magmas. And in fact we can say that the subduction properties of these rocks inherited from an ancient subduction. On the otherhand, high contents of LILE such as Th and Ba and Ba/Nb, Ba/Ta ratios indicate the involvement of crustal components in genesis of these rocks by addition of crustal components to source and contamination through ascent of magma. Rare earth elements modeling indicate that they can be generated from low degree partial melting of lithospheric mantle with garnet-spinel peridotite source.

Keywords: Ultrapotassic, Leucite, Subduction , Metasomatism, Marand

For Persian Version see pages 79 to 86

* Corresponding author: G. Ahmadzadeh; E-mail: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

www.SID.ir