

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی محور کرج - طالقان (البرز مرکزی) اسماعیل کشت‌کار^۱

دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ایران
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۱/۲۰

چکیده

توده‌های نفوذی محور کرج - طالقان در البرز مرکزی با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه، شامل گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزونیت و دایک‌های فلسیک از نوع آلکالی‌فلدسپارسینیت تا سینیت درون سنگ‌های آذرآواری سازند کرج یا معادل آن جای گرفته و سن الیگوسن را برای آنها معرفی کرده‌اند. بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان داد که ماگمای مادر مجموعه نفوذی، از نوع شوشونیتی و از دید درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین است. شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که فرایند تفریق از گابرو به مونزونیت نقش اصلی را در تکوین سنگ‌های منطقه داشته است. غنی‌شدگی (Ba, Rb, Th) LILE و همچنین افت عناصر HFSE (Ti, Nb) در الگوی توزیع عناصر کمیاب از نمودارهای عنکبوتی، ویژگی سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش را نشان می‌دهد. همچنین در این نمودارها LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی دارد که این ویژگی‌ها نیز در سنگ‌های مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای دیده می‌شوند. مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده، بیانگر منشأ واحد سنگ‌های نفوذی محور کرج - طالقان و نقش تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای، در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های یاد شده است. این ماگما از ذوب‌بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر سنگ‌کره قاره‌ای با ترکیب گارنت - لرزولیت حاصل شده است. مشارکت دو نوع گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای در پتروژنتیک سنگ‌های محور کرج - طالقان را می‌توان ناشی از یک مدل ژئودینامیکی کشتی مرتبط با تغییر شیب فرورانش به صورت Roll back دانست که احتمالاً در مراحل پایانی فرورانش میان صفحات عربی و ایران در زمان Chattian یا الیگوسن بالایی به وجود آمده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کرج - طالقان، گابرو، مونزونیت، سازند کرج، پهنه فرورانش.

***نویسنده مسئول:** اسماعیل کشت‌کار

E-mail: Keshtkaresmail@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

(ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۷). این فرسایش، نوع خاصی از فرسایش در توده‌های نفوذی (آذرین درونی) است که به دو صورت فیزیکی و شیمیایی و در اثر اختلاف دمای شب و روز و ورود آب‌های جوی به درزه سنگ‌ها ایجاد می‌شود.

۲- روش مطالعه

به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی روی سنگ‌های توده‌های نفوذی، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۱۱۶ نمونه سنگی از واحدهای مجموعه نفوذی مورد مطالعه برداشت شد (تقریباً ۴۰ نمونه از هر توده) و طی مرحله پس از آنها، مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری ۱۸ نمونه از ۳ توده (۶ نمونه از هر توده)، که سالم و غیر هوازده بودند؛ برای بررسی‌های سنگ‌شناسی انتخاب شد. نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی در دانشگاه شهید بهشتی، برای تجزیه شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب با روش ICP-MS و ICP-AES (بسته تجزیه‌ای 4A4B) به آزمایشگاه G2R دانشگاه نانسی فرانسه فرستاده شدند (جدول‌های ۱ و ۲).

۳- سنگ‌نگاری

۴- ۱. توده نفوذی شمال باختر کردان

توده نفوذی شمال باختر کردان به صورت سهمی شکل در میان لایه‌های رسوبی - آتشفشانی سازند کرج رخنمون پیدا کرده است و دایک‌های دلریتی و سینیتی توده یاد شده را قطع کرده است. ترکیب سنگ‌های نفوذی شمال باختر کردان شامل پیروکسن مونزوگابرو (پلاژیوکلاز ۴۶ درصد، کلینوپیروکسن ۱۴ درصد، کلریت ۱۴ درصد، بیوتیت ۶ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۴ درصد، کانی کدر ۱۳ درصد و کانی‌های فرعی ۳ درصد)، پیروکسن مونزودیوریت (پلاژیوکلاز ۴۲ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۱۷ درصد، کلینوپیروکسن ۱۲ درصد، کلریت ۹ درصد، بیوتیت ۷ درصد، کانی کدر ۹ درصد و کانی‌های فرعی ۴ درصد)، پیروکسن مونزونیت به همراه دایک‌های آلکالی‌فلدسپارسینیت است. پیروکسن مونزونیت‌ها بیشتر مزوکرات

سنگ‌های نفوذی سازنده اصلی پوسته قاره‌ای هستند که در محیط زمین‌ساختی متفاوت و از راه فرایندهای ژئودینامیک مختلف به وجود می‌آیند. این سنگ‌ها از راه فرایندهای ژئودینامیکی مختلف، مانند ستبرشدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نفوذ ماگمای مختلف گوشته‌ای به زیر پوسته قاره‌ای، نازک‌شدگی سنگ‌کره و بالاآمدگی گوشته سست‌کره‌ای به وجود می‌آیند. با توجه به اهمیت این سنگ‌ها به عنوان سنگ‌هایی که بخش بزرگی از پوسته نواحی قاره‌ای کره زمین را به خود اختصاص داده و همواره مورد توجه زمین‌شناسان قرار داشته‌اند؛ باید از جنبه‌های مختلف مطالعه شوند و همه عوامل مؤثر در مطالعه دقیق آنها در نظر گرفته شود. توده‌های پهنه البرز مرکزی، به صورت نفوذی‌های کوچک و بزرگ رخنمون دارند که توده‌های محور کرج - طالقان یکی از مهم‌ترین آنهاست و با سازند کرج و گسل‌های اصلی منطقه ارتباط مستقیم دارد. در این پژوهش سعی شده است توده‌های نفوذی یاد شده، به صورت هر چند اجمالی ولی از زوایای مختلف زمین‌شناسی، به ویژه ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی و ارتباط توده‌ها با یکدیگر بررسی شوند.

۴- زمین‌شناسی عمومی

توده‌های نفوذی مورد مطالعه در دامنه جنوبی، بخش باختری پهنه البرز مرکزی و در شمال باختر تهران و در برکه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران و ۱:۱۰۰۰۰۰ قزوین قرار دارند که شامل توده‌های شمال باختر زیاران، شمال باختر شکرناپ و شمال باختر کردان هستند (شکل ۱). این مجموعه نفوذی ترکیب گابرو تا مونزونیت دارد و به صورت نفوذی‌های نه‌چندان بزرگ مانند سیل، لوپولیت، فاکولیت، استوک و پلاگ (شامل توف سبز، توف قطعه‌دار بلورین، توف ماسه‌ای، توف آهکی، مارن، شیل و گدازه‌های آتشفشانی) نفوذ کرده است (شکل ۱). این توده‌ها افزون بر چینه‌های آذرآواری سازند کرج، آتشفشانی‌های ائوسن بالایی - الیگوسن را قطع کرده‌اند و به همین دلیل سنی پس از ائوسن (احتمالاً الیگوسن) به آنها نسبت داده شده است. فرسایش توده‌های یاد شده به صورت فرسایش پوست‌پیزی است

پویی کلیتیکی نشان می‌دهد. در توده شمال باختر شکرناپ پیروکسن مونزودپوریت‌ها بیشترین حجم توده نفوذی را شامل می‌شوند. بافت چیره پیروکسن مونزودپوریت‌ها، دانه‌ای و پویی کلیتیک است و ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل پلاژیوکلاز ۴۳ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۱۷ درصد، کلینوپیروکسن ۱۵ درصد، بیوتیت ۱۳ درصد، کانی کدر ۸ درصد و کانی‌های فرعی ۴ درصد است. مونزونیت‌ها دارای بافت گرانولار و پویی کلیتیک و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز ۳۷ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۲۹ درصد، کانی کدر ۱۵ درصد، کلینوپیروکسن ۷ درصد، بیوتیت ۵ درصد و کانی‌های فرعی ۷ درصد هستند. در این توده ترکیب دایک‌ها، آلکالی‌فلدسپار سینیت است و در صحرا به صورت لوکوکرات و به رنگ صورتی کمرنگ تا کرم و با بلورهای به نسبت درشت آلکالی‌فلدسپار و مقدار پایین کانی فرومنیزین تشخیص داده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز این توده به صورت نیمه‌شکل‌دار با ماکل آلیت (شکل ۲-ث) در آنها دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بر پایه زاویه خاموشی از نوع کلینوپیروکسن (اوژت) هستند که در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر و بیوتیت را دربر می‌گیرند و بافت پوی کلیتیک تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ج). بیوتیت به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بیشتر با اندازه‌های کوچک‌تر از متن سنگ دیده می‌شوند. برخی از این کانی‌ها به صورت لخته‌ای و برخی به صورت تیغه‌ای دیده می‌شوند و بیشتر به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. پتاسیم‌فلدسپارها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار وجود دارند که در نمونه‌های سطحی به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده‌اند.

بر پایه نتایج حاصل از میکروپروب روی کانی‌ها، ترکیب پلاژیوکلازهای توده زیاران متغیر است و از لابرادوریت تا بیوتیت تغییر می‌کند و پلاژیوکلازهای توده شکرناپ و کردان نیز در محدوده لابرادوریت جای می‌گیرند. پیروکسن‌های توده نفوذی زیاران و شکرناپ در محدوده دیوپسید و پیروکسن‌های توده نفوذی کردان در محدوده اوژت و دیوپسید جانمایی می‌شوند (کشت کار و قربانی ۱۳۹۵). ترکیب الیون‌های زیاران از کریزولیت تا هورتونولیت در تغییر است و بیشتر نقاط تجزیه شده در محدوده هیالوسیدریت جای می‌گیرند. آلکالی‌فلدسپارها نیز در محدوده ارتوکلاز جای گرفته‌اند. همه بیوتیت توده‌های نفوذی از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند و میان قطب آنتیت و سیدروفیلیت جانمایی شده‌اند.

۵- ژئوشیمی

۵-۱. رده‌بندی و نام‌گذاری

برای نام‌گذاری سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای استفاده شد که توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است. بر پایه نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (Cox et al. 1979)، توده‌های نفوذی محور کرج- طالقان در محدوده گابرو، سینودیوریت و سینیت (سنگ‌های زیاران در گستره سینودیوریت و سینیت، سنگ‌های شکرناپ در محدوده گابرو و سینیت و سنگ‌های کردان در محدوده گابرو، سینودیوریت و سینیت) قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف). در رده‌بندی دیگر، با استفاده از مقادیر کاتیونی عناصر، از متغیرهای R1 و R2 (De La Roche et al., 1980) استفاده شده است که سنگ‌های شکرناپ در محدوده سینوگابرو، سینودیوریت، سینیت، سنگ‌های زیاران در گستره سینودیوریت و اسکریزیت و سنگ‌های کردان در محدوده سینوگابرو، مونزوگابرو، سینودیوریت و سینیت جانمایی می‌شوند (شکل ۳-ب).

۵-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی

بر پایه نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های بررسی شده با روش ICP-MS در سنگ‌های نفوذی محور کرج- طالقان (جدول ۱)، SiO_2 از ۴۶/۷۲ تا ۶۲/۱۹ درصد (در توده زیاران از ۴۷/۰۴ تا ۵۱/۰۳)، در شکرناپ از ۴۶/۷۲ تا ۶۱/۲۲ و در کردان از ۵۰/۶۷ تا ۶۲/۱۹ درصد، Al_2O_3 از ۱۵/۶۶ تا ۲۱/۷۹ درصد (در توده زیاران از ۱۸/۵۷ تا ۲۱/۷۹)، در شکرناپ از ۱۷/۰۴ تا ۲۰/۱۹ و در کردان از ۱۵/۶۶

هستند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و پتاسیم‌فلدسپار در نمونه دستی آنها نمایان است. این سنگ‌ها گرانولار دانه‌متوسط و دانه‌های آنها شامل پلاژیوکلاز ۳۲ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۲۸ درصد، کلینوپیروکسن ۱۴ درصد، کانی کدر ۱۰ درصد، کلریت ۹ درصد، بیوتیت ۴ درصد و کانی‌های فرعی ۳ درصد است که کانی‌های فرعی شامل اسفن (شکل ۲-الف)، آپاتیت، زیرکن هستند. در برخی مواقع در پیروکسن مونزونیت‌ها، کانی کوارتز که کمتر مقدار آن به ۱۰ درصد می‌رسد؛ درون پتاسیم‌فلدسپار تداخل می‌کند و بافت گرانوفیر را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-ب). پیروکسن مونزوگابرو و مونزودپوریت‌ها بیشترین حجم توده نفوذی شمال باختر کردان را شامل می‌شوند. بافت‌های چیره این واحدها شامل بافت‌های گرانولار، پویی کلیتیک و ساب‌افتیک است. ترکیب دایک‌ها، آلکالی‌فلدسپار سینیت و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها پتاسیم‌فلدسپار ۶۵ درصد، کوارتز ۶ درصد، کلینوپیروکسن ۶ درصد، پلاژیوکلاز ۵ درصد، کانی کدر ۸ درصد، کلریت ۶ درصد و کانی‌های فرعی ۴ درصد است. در این سنگ‌ها پتاسیم‌فلدسپارها به صورت نیمه‌شکل‌دار، با اندازه‌های بزرگ و ماکل کارلسباد دیده می‌شوند که آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سریسیت و ادخال آپاتیت دارند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار، با اندازه‌های درشت و ماکل پلی‌سنتتیک و دارای آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سریسیت هستند. برخی پلاژیوکلازها به صورت غربالی و با ادخال آپاتیت دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار با اندازه درشت و ماکل دوتایی و دارای آثار تجزیه به کلریت و کانی‌های کدر هستند.

۴-۲. توده نفوذی شمال باختر زیاران

ترکیب سنگ‌های نفوذی شمال باختر زیاران شامل الیون گابرو، مونزودپوریت-مونزوگابرو و دایک‌های فلسیک با ستبرای کم (کمتر از ۲۰ سانتی‌متر) است. الیون گابروها بیشترین حجم توده نفوذی را شامل می‌شوند و در نمونه دستی به صورت ملانوکرات با بلورهای درشت پیروکسن و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پورفیری، افیتیک و پویی کلیتیک هستند. به طور کلی، کانی‌های اصلی موجود در گابروها شامل پلاژیوکلاز ۵۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۷ درصد، الیون ۱۲ درصد، بیوتیت ۱۰ درصد، کانی کدر ۹ درصد، کانی‌های فرعی ۲ درصد هستند. مونزودپوریت و مونزوگابروهای توده شمال باختر زیاران از دید ضریب رنگی در دو رده مزوکرات تا ملانوکرات قرار می‌گیرند و در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت پورفیرویدی با بخش دانه‌ریز تا متوسط و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز ۴۵ تا ۵۳ درصد، پتاسیم‌فلدسپار ۲ تا ۱۰ درصد، کلینوپیروکسن ۱۴ درصد، بیوتیت ۱۴ درصد، الیون ۶ درصد، کانی کدر ۸ درصد و کانی‌های فرعی ۳ درصد هستند (شکل‌های ۲-پ و ت). در این توده بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل آلیت- کارلسباد هستند و بافت حاشیه‌های انحلالی و غربالی دارند. پیروکسن‌ها بیشتر از نوع کلینوپیروکسن هستند و معمولاً به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. الیون‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌های به نسبت متوسط تا ریزبلور در متن سنگ دیده می‌شوند و به کلریت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. بیوتیت نیز به صورت تیغه‌ای و بی‌شکل با اندازه کوچک و با فراوانی کم دیده می‌شود. پتاسیم‌فلدسپارها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ دیده می‌شوند و گاه دارای ادخال‌های بلورهای آپاتیت هستند.

۴-۳. توده نفوذی شمال باختر شکرناپ

ترکیب سنگ‌های نفوذی شکرناپ شامل گابرو (پلاژیوکلاز ۵۴ درصد، کلینوپیروکسن ۱۹ درصد، بیوتیت ۱۰ درصد، کانی کدر ۹ درصد، کانی‌های فرعی ۴ درصد و کانی‌های ثانویه ۴ درصد)، پیروکسن مونزودپوریت، مونزونیت و دایک‌های آلکالی‌فلدسپار سینیت (پتاسیم‌فلدسپار ۷۲ درصد، پلاژیوکلاز ۷ درصد، کانی کدر ۵ درصد، بیوتیت ۸ درصد و کانی‌های فرعی ۸ درصد) است. گابروها در نمونه دستی ظاهری تیره دارند و از دید ضریب رنگی در گروه ملانوکرات قرار می‌گیرند. این واحد بیشتر بافت دانه‌ای، افیتیک، ساب‌افتیک، پورفیری و

۵-۵. نمودارهای عنکبوتی

عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی کارآیی بهتری در متمایز کردن فرایندهای سنگ‌شناسی دارند. به عبارتی، مطالعات این عناصر، بخش اصلی سنگ‌شناسی مدرن به شمار می‌رود. بدین منظور، عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد بررسی با داده‌های گوشته اولیه، کندریت و مورب بهنجارسازی شده‌اند. بر پایه شکل ۸ عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb، K، Ba و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل تحرک و ورود آنها به سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده به گوه گوشته‌ای باشد. محتوای پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ta، Ti، Nb و Zr، که به دلیل عدم تحرک این عناصر در فاز سیال است؛ بیانگر فعالیت ماگمایی در ارتباط با فرورانش است. همچنین این احتمال بسیار زیاد است که عناصر HFSE در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمینیت وارد شوند؛ که این مطلب نیز به وجود صفحه فرورانده شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). عناصر خاکی کمیاب (REE) ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی در آن‌هاست. این رفتار در میان عناصر خاکی کمیاب سبب می‌شود که توسط برخی از فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. روند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در سنگ‌های مورد مطالعه (شکل ۸-ت) می‌تواند به علت حضور کانی‌های فرعی همچون آپاتیت و اسفن (که غنی از REE هستند) و یا ماگمای تشکیل شده در پهنه فرورانش باشد (Rolinson, 1993; Pearce, 1983).

روندهای موازی در الگوی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های مورد نظر، نشان از تشابه فرایندهای ماگمایی در هنگام تشکیل توده‌ها دارد.

۶-۶. جایگاه زمین‌ساختی

نمونه‌های محور کرج- طالقان نسبت Sm/Yb و Dy/Yb بالایی دارند و در شکل‌های ۹ الف و ب نزدیک منبع گوشته‌ای گارنت- لرزولیت و دور از منحنی اسپینل- لرزولیت جای می‌گیرند. تمرکز La و نسبت La/Sm در سنگ‌های آلکان مورد بررسی از مقادیر گوشته‌ای تهی شده (DDM) و گوشته‌ی اولیه (PM) بیشتر است و در شکل ۹-الف در محدوده گوشته غنی شده جانمایی می‌شوند.

نسبت $(Ce/Yb)_N$ می‌تواند نشان‌دهنده ژرفا و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار کم این نسبت (کمتر از ۱۵) نشان می‌دهد که ماگما از بخش‌های بالایی گوشته (ژرفای کم) یا نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در برابر آن، ماگماهایی با نسبت بالای $(Ce/Yb)_N$ (بیشتر از ۱۵) نشان‌دهنده این هستند که ماگما از ژرفای زیاد (گستره پایداری گارنت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton et al., 1995). با توجه به جدول ۲ مقدار $(Ce/Yb)_N$ در توده شمال باختر زیاران ۳۶/۳۰ در توده شمال باختر شکرناپ ۲۱/۴۷، در توده شمال باختر کردان ۲۰/۹۷ است که نشان‌دهنده ژرفای زیاد و نرخ ذوب کم نمونه‌هاست. همچنین به باور Conly et al. (2005) نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است که میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه مورد بررسی در حدود ۰/۹۵ (در توده شمال باختر زیاران ۱/۵، در توده شمال باختر شکرناپ ۰/۵۴، در توده شمال باختر کردان ۰/۸۵) است (جدول ۲). به منظور بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007) استفاده شده که نمونه‌های محور کرج- طالقان، در محدوده مقادیر آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند و برابر با ۲/۷ تا ۱۴/۸ هستند (شکل ۱۰-الف). موقعیت قرارگیری نمونه‌های محور کرج- طالقان که بر پایه تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb، Ce رسم شده است (Ellam and Cox, 1991) نیز با ژرفای جدایش ماگمای مادر در ژرفای بیش از ۱۰۰ کیلومتری همخوانی دارد (شکل ۱۰-ب).

تا ۲۰/۳۶ درصد) و مجموع عناصر آلکان از ۶/۰۷ تا ۱۲/۱۶ درصد (در سنگ‌های زیاران از ۷/۴۱ تا ۹/۶۳، در شکرناپ از ۶/۰۷ تا ۱۲/۱۶ و در سنگ‌های کردان از ۶/۸۶ تا ۱۱/۰۸ درصد) در نوسان هستند. میزان نسبت K_2O/Na_2O در سنگ‌های زیاران و کردان بیش از یک (میانگین ۱/۴۱ درصد در سنگ‌های زیاران و میانگین ۱/۱۷ درصد در سنگ‌های کردان) و در سنگ‌های شکرناپ کمتر از ۱ (با میانگین ۰/۸۹ درصد) است.

۵-۳. سری ماگمایی

با توجه به اهمیت شناخت نوع ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های آذرین مناطق مورد بررسی و مقایسه ویژگی‌های نوع ماگما، برای پی بردن به شباهت‌ها و تفاوت‌های ماگمای مادر هر منطقه، از نمودارهای خاص جدایشی و تعیین نوع ماگما استفاده شد. به همین منظور برای تعیین خاستگاه ماگما و میزان دخالت پوسته‌ی قاره‌ای در تشکیل سنگ‌های مناطق، از نمودار (Shand 1943) استفاده شد که نمونه‌های مورد بررسی در گستره متاآلمین جای می‌گیرند (شکل ۴-الف). در نمودار تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های مورد بررسی از دید مقدار پتاسیم از هم جدا می‌شوند (Peccerilo and Taylor 1976) و در گستره شوشونیتی جانمایی می‌شوند (شکل ۴-ب). تشکیل ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشته متاسوماتیک زیر قاره‌ای نسبت داده شده است (Conceicao and Green, 2004). جدا شدن سیال‌های آب‌دار از رسوبات فرورانده شده به ژرفای گوشته و واکنش این سیال‌ها با گوشته سبب تشکیل ماگماهای پتاسیک می‌شود که این امر به وسیله داده‌های تجربی نیز تأیید شده است (Wyllie and Skin, 1982; Jiang et al., 2002).

۵-۴. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

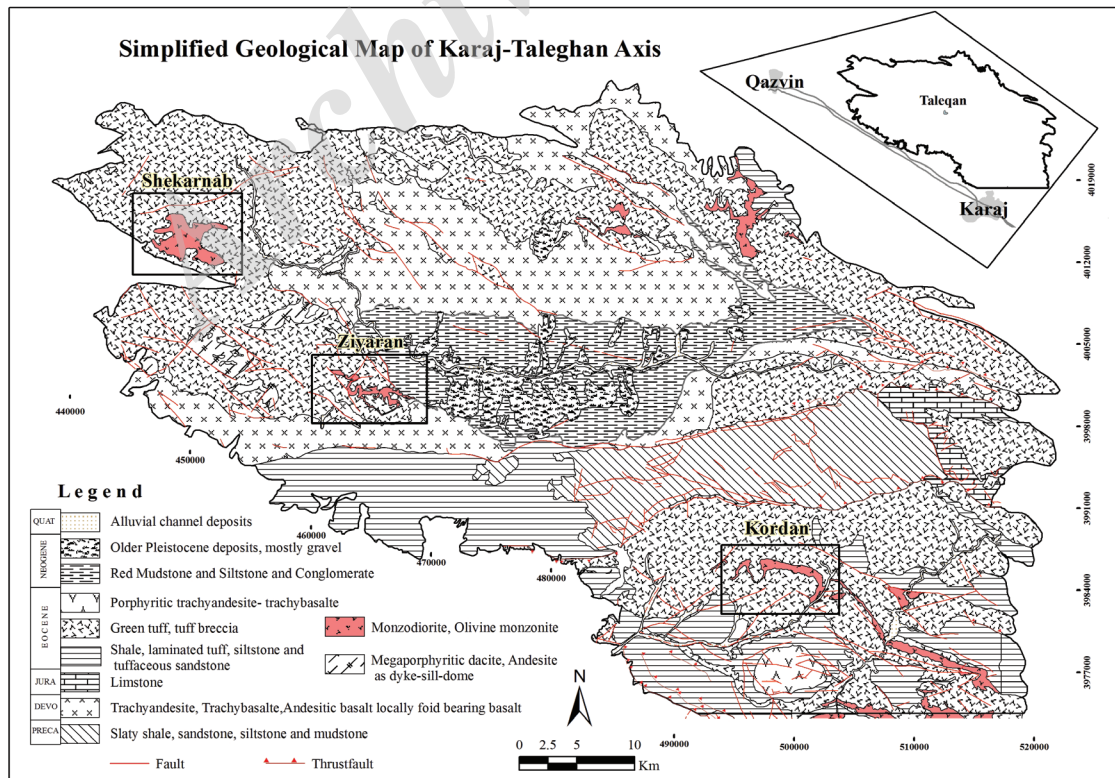
تغییرات مقادیر عناصر در شناخت تحولات ماگمایی (پدیده تفریق بلورین یا ذوب بخشی) می‌تواند مفید باشد. بنابراین همه نمونه‌های تجزیه شده در نمودارهای Harker (1909) تقریباً یک پیوستگی و رابطه خطی از خود نشان می‌دهند که روند تغییرات را برای همه عناصر مطابق آنچه در فرایند تفریق بلورین وجود دارد؛ به نمایش می‌گذارد (شکل‌های ۵ و ۶). در نمودارهای Harker (1909) با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، MgO ، Fe_2O_3 و P_2O_5 کاهش می‌یابد (شکل ۵). کاهش Fe_2O_3 و MgO با تبلور کلینوپیروکسن و بیوتیت و روند نزولی TiO_2 با حضور اکسیدهای آهن- تیتانومگنتیت در سنگ‌ها قابل توجه هستند. همچنین، کاهش مقادیر Al_2O_3 و CaO با تبلور بخشی پلاژیوکلاز و کاهش P_2O_5 با تبلور بخشی آپاتیت قابل توجه است. تغییرات K_2O و Na_2O در برابر SiO_2 یک روند مثبت و افزایشی است؛ زیرا با پیشرفت جدایش، مقدار آنها در گدازه باقیمانده افزایش می‌یابد و در پایان وارد ساختار ارتوکلاز می‌شود. البته پراکنده‌گی‌هایی در نمودار Na_2O به چشم می‌خورد که می‌تواند به دلیل دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین، پویایی این عناصر در رویدادهای دگرسانی باشد.

روند تغییر عناصر U، Rb، Ba و Th با افزایش مقدار سیلیس، افزایشی است؛ ولی Sr و Co روندی کاهشی دارند (شکل ۶). Ba و Rb به خاطر جانمایی در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوز در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند. Th و U نیز به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی می‌مانند و با افزایش SiO_2 ، غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. کاهش میزان Sr ناشی از کاهش پلاژیوکلاز در هنگام تفریق بلورین است. چرا که Sr به جای کلسیم، در شبکه پلاژیوکلاز کلسیم‌دار وارد می‌شود. Co نیز عنصر سازگار به صورت ۳ ظرفیتی است؛ رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیم دارد و جانشین Fe^{3+} ، منیزیم و تیتانیم در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شود. همچنین بر پایه نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 و نمودار Y نسبت به Zr نمونه‌های مورد مطالعه از روند تفریق بلورین پیروی می‌کنند (شکل ۷). برای بررسی اینکه افزون بر تفریق بلورین، چه عوامل دیگری در شکل‌گیری ماگما نقش دارد و همچنین برای حل مسائل سنگ‌زایی منطقه، از نمودارهای عنکبوتی استفاده شده است.

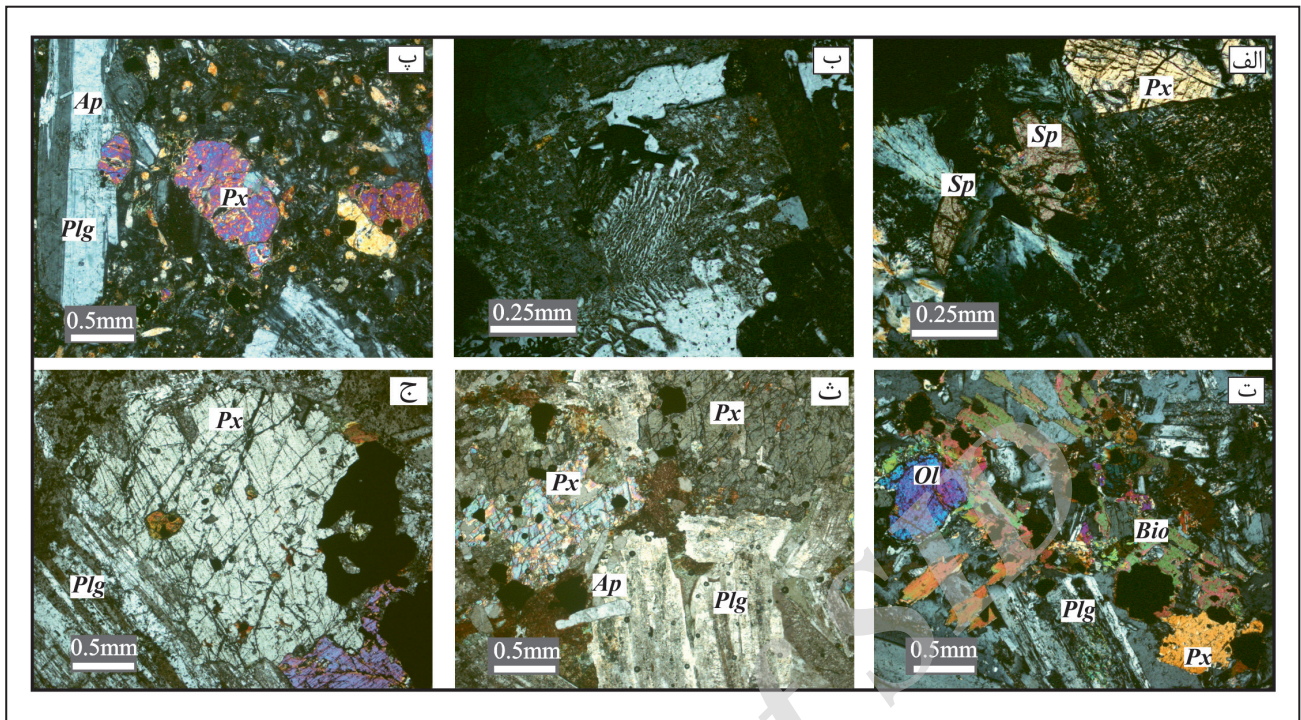
۷- نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی البرز مرکزی با پراکندگی‌های خاص درون سنگ‌های آذرآواری سازند کرج و معادل آن جای گرفته‌اند. با توجه به اینکه این توده‌ها در توف‌های ائوسن تزریق شده‌اند؛ سن ائوسن بالایی و احتمالاً الیگوسن دارند. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب سنگ‌شناختی این توده‌ها مشابه است؛ به گونه‌ای که توده شمال باختر کردان از دید سنگ‌شناسی از پیروکسن مونزونیت، پیروکسن مونزودیوریت، پیروکسن مونزوگابرو و دایک‌های آلکالی فلدسپارسینیت تشکیل شده است. توده شمال باختر زیاران از الیون گابرو، مونزودیوریت- مونزوگابرو و دایک‌های فلسیک شامل گابرو، پیروکسن مونزودیوریت، مونزونیت و دایک‌های آلکالی فلدسپارسینیت است. بیشتر سنگ‌ها در نمونه دستی به صورت مزوکرات با بلورهای قابل تشخیص پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده الیون گابروها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون، مونزوگابرو و مونزودیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و آلکالی فلدسپار، مونزونیت‌ها شامل پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و سینیت‌ها شامل آلکالی فلدسپار هستند که بیوتیت، کانی‌های تیره، آپاتیت، اسفن و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی موجود در همه این سنگ‌ها هستند. بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان داد که ماگمای مادر مجموعه نفوذی شوشونیتی است و از دید درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متآلومین است. تشکیل ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشته زیرقاره‌ای متاسوماتیک نسبت داده شده است. شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که در تکوین سنگ‌های منطقه فرایند تفریق از گابرو به مونزونیت نقش اصلی را دارد. غنی‌شدگی LILE (Ba, Th, Rb) و همچنین افت عناصر HFSE (Ti و Nb) در الگوی توزیع عناصر کمیاب از نمودارهای عنکبوتی، ویژگی سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی

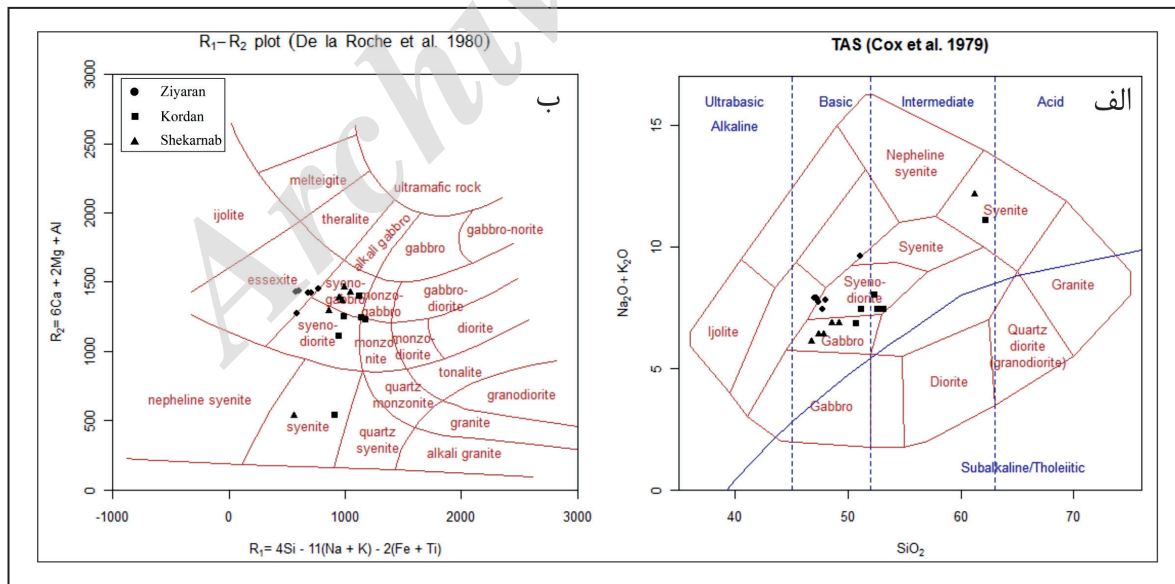
کمیاب LREE نسبت به HREE دارای غنی‌شدگی است که این ویژگی‌ها نیز در سنگ‌های مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای دیده می‌شوند. روند‌های موازی در الگوی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های مورد نظر، نشان از تشابه فرایندهای ماگمایی در هنگام تشکیل توده‌ها دارد. همچنین بر پایه نمودارهای تمایز محیط تکنونوماگمایی و تعیین درجه ذوب و ژرفای منشأ، ماگمای سازنده سنگ‌های محور کرج- طالقان از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده گارنت لرزولیتی زیر سنگ‌کره قاره‌ای، در فشارهای بیش از ۳۰ کیلوبار، معادل ژرفای بیش از ۹۰ کیلومتری تشکیل و دچار آلایش پوسته‌ای شده‌اند. بالا بودن مقدار $(Ce/Yb)_N$ در توده‌ها نشان‌دهنده این است که ماگما از ژرفای زیاد و نرخ ذوب کم ریشه گرفته است. همچنین بالا بودن مقدار Rb/Zr نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است. با توجه به موارد بیان شده به نظر می‌رسد که ماگمای مادر به وجود آورنده سنگ‌های منطقه، از ذوب گوشته متأثر از متاسوماتیسم و وابسته به فرایندهای فرورانش به وجود آمده باشد. این ماگما در هنگام بالآمدگی دچار فرایندهای تغییر و تحول شده است و ترم‌های فلسیک‌تر، از تحول ماگمای شوشونیتی اولیه به وجود آمده است. بنابراین بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، نزدیکی مکانی و زمانی توده‌های نفوذی محور کرج- طالقان و همچنین با توجه به حضور سنگ‌های آتشفشانی با منشأ سنگ‌کره‌ای و سست کره‌ای در منطقه طالقان (احمدی، ۱۳۸۹)، می‌توان نتیجه گرفت که این توده‌ها هم‌خاستگاه هستند و در پهنه فرورانش تشکیل شده‌اند؛ که به نظر می‌رسد فرورانش نوتتیس به زیر صفحه ایران و تغییر شیب فرورانش به صورت Roll back (در اواخر الیگوسن (Chattian)) سبب نازک شدن گوشته سنگ‌کره‌ای و گسترش فعالیت‌های ماگمایی درون صفحه‌ای شده و بالآمدگی مواد گوشته‌ای و آمیختگی آن با مواد پوسته سبب به وجود آمدن توده‌های مورد مطالعه شده است.



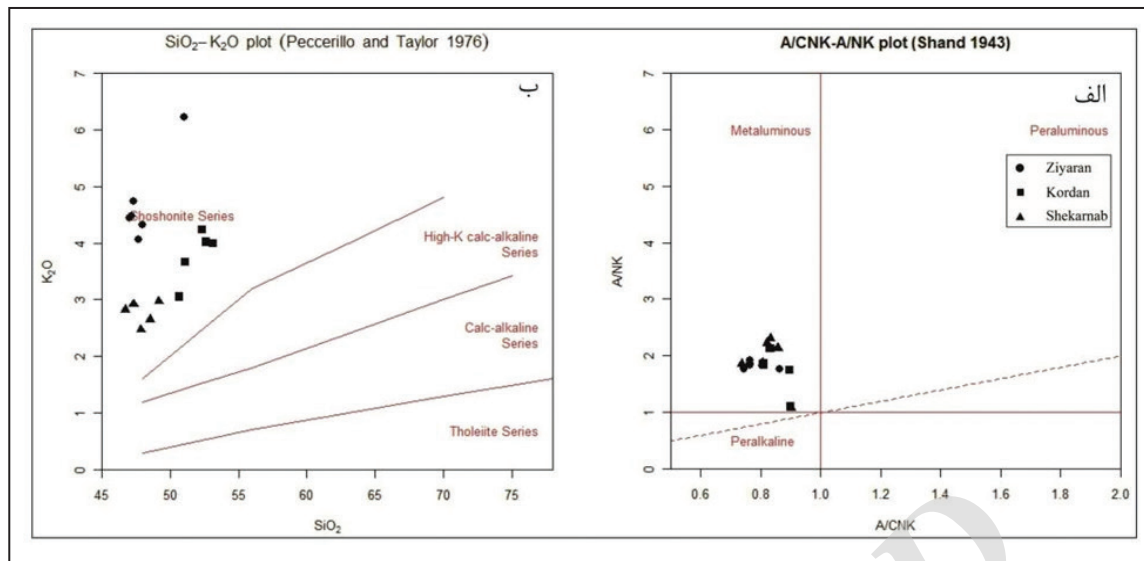
شکل ۱- موقعیت مجموعه نفوذی مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ساده شده (بر گرفته از رادفر، ۱۳۷۲؛ امینی، ۱۳۷۳؛ Annelts et al., 1977).



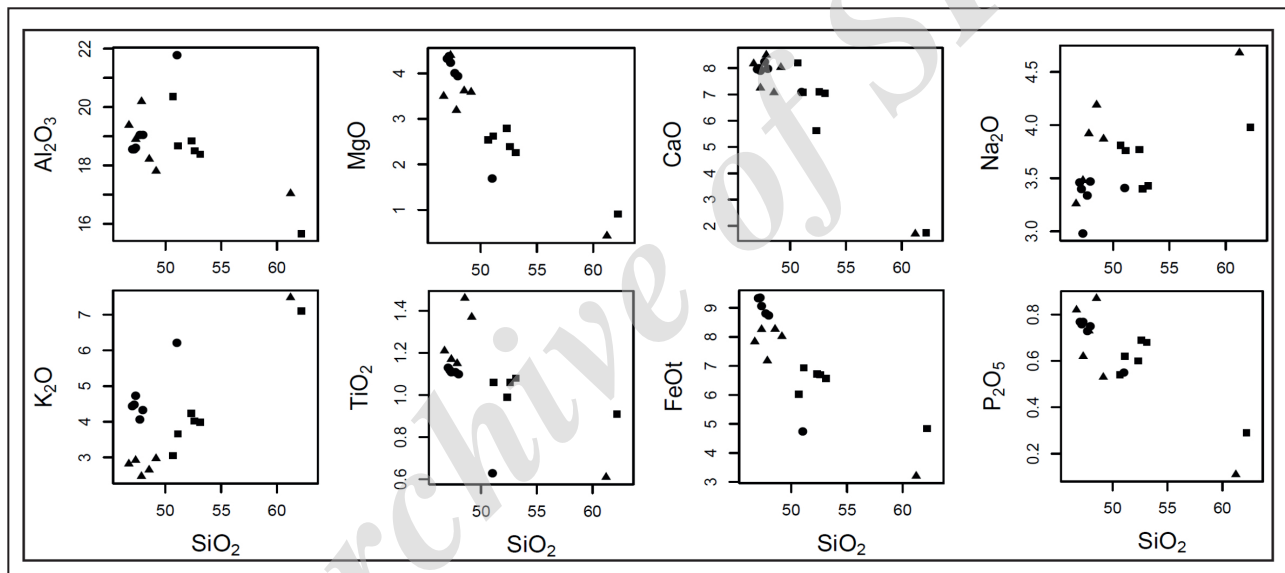
شکل ۲- الف) حضور اسفن در پیروکسن مونزونیت‌ها؛ ب) بافت گرانوفیر در پیروکسن مونزونیت‌ها؛ پ) بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و ادخال آپاتیت درون پلاژیوکلاز؛ ت) بافت گرانولار در الیون گابروی بیوتیت‌دار؛ ث) زونینگ پلاژیوکلاز به همراه بافت غربالی و ادخال‌های آپاتیت؛ ج) حاشیه انحلالی و بافت پویی کلبتیک در پیروکسن مونزودیوریت (تصاویر میکروسکوپی الف و ب از سنگ‌های توده کردان، پ و ت از توده زیاران و ث و ج از توده شکرنا ب هستند).



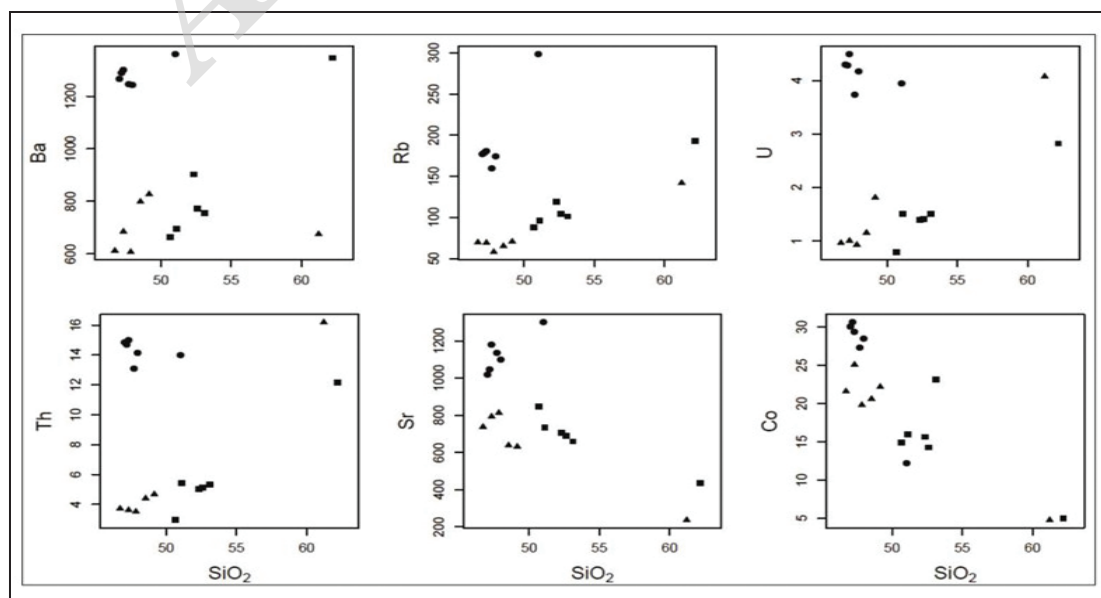
شکل ۳- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌ها: الف) بر پایه نمودار TAS (Cox et al., 1979)؛ ب) بر پایه نمودار کاتیونی R1-R2 (De La Roche et al., 1980).



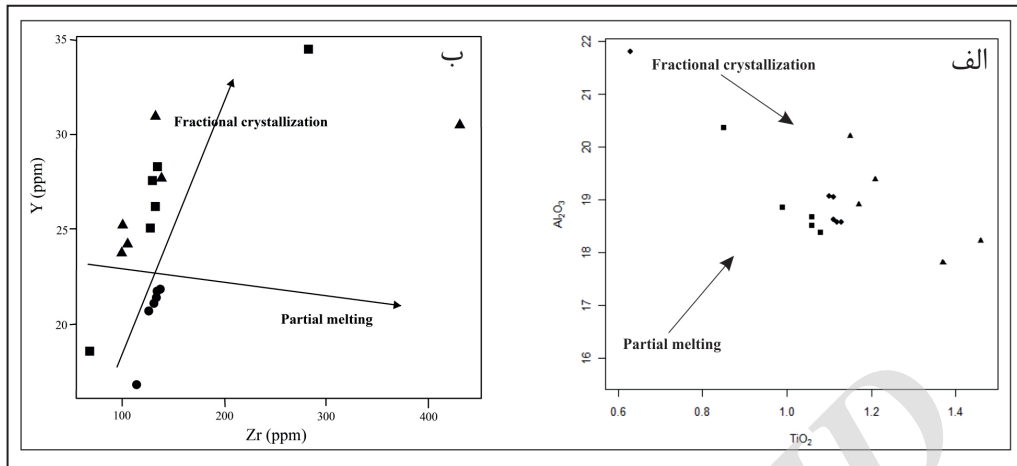
شکل ۴- الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار A/NK در برابر A/CNK برای تعیین درجه اشباع از آلومینیم (Shand, 1943)؛ ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 برای تعیین سری ماگمایی (Peccerillo and Taylor, 1976).



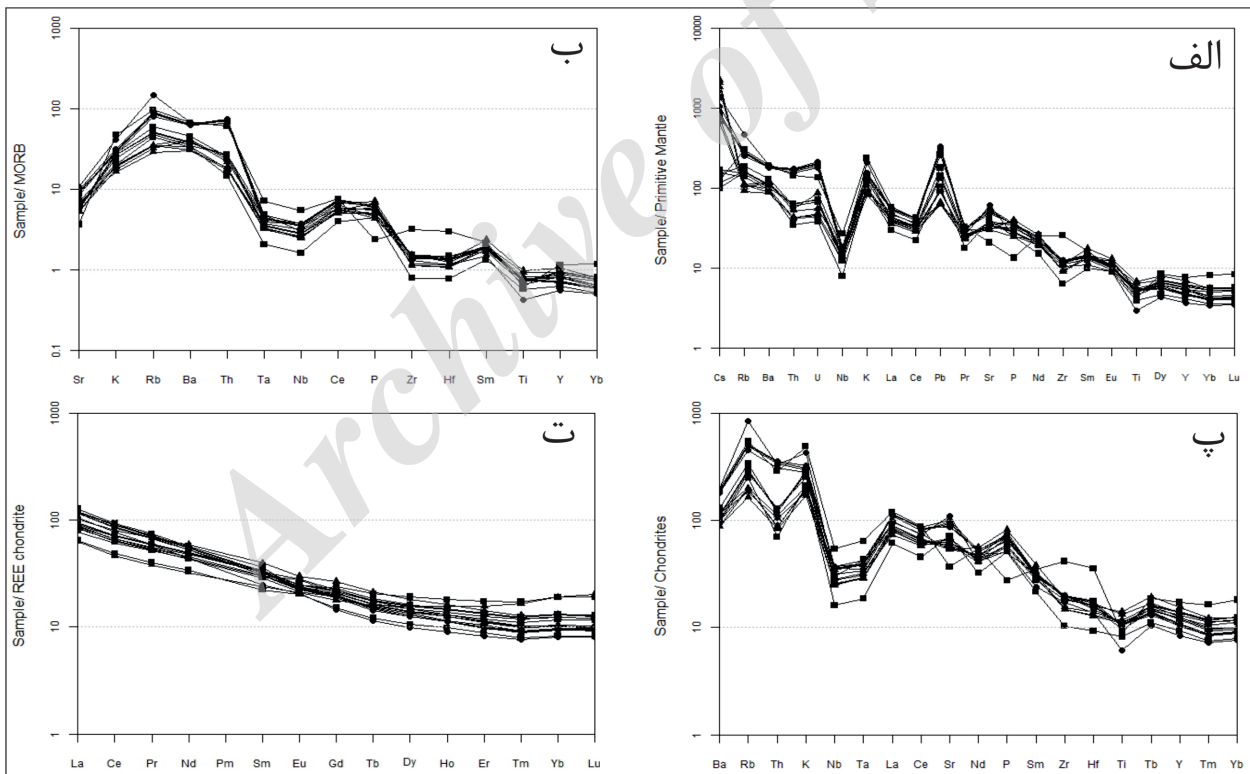
شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909) (اکسیدها بر حسب درصد وزنی).



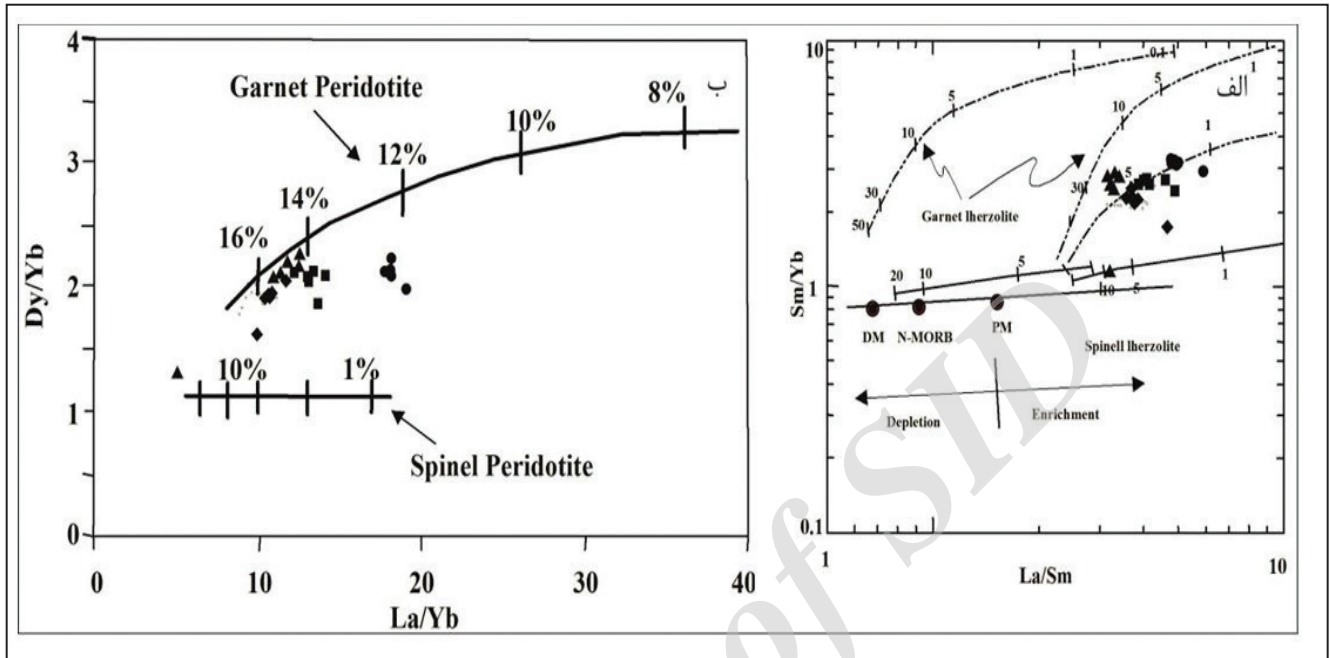
شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 (Harker, 1909) (عناصر بر حسب بخش در میلیون (PPM)).



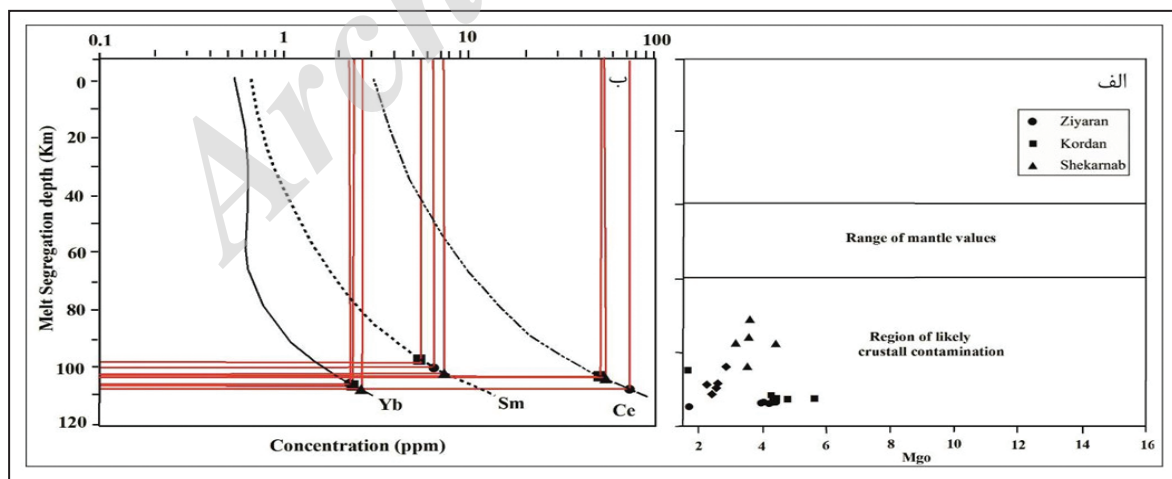
شکل ۷- روندهای تفریق بلورین و ذوب بخشی گوشته. الف) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Lopez-Plaza et al., 2007)؛ ب) نمودار Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997).



شکل ۸- نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب: الف) بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)؛ ب) بهنجار شده با مورب (Pearce, 1983) و پ) بهنجار شده با کندریت (Thompson, 1982)؛ ت) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).



شکل ۹- الف) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی؛ ب) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Thriwall et al., 1994; Bogaerts et al., 2003) برای تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ ماگمای تشکیل دهنده توده‌های محور کرج- طالقان.



شکل ۱۰- الف) نمودار Ce/Pb در برابر MgO برای تعیین آرایش پوسته‌ای ماگما؛ ب) نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb، Sm و Ce در برابر ژرفای جدایش (Ellam and Cox, 1991). بر پایه این نمودار سنگ‌های محور کرج- طالقان از اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند.

جدول ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی محور کرج - طالقان (بر حسب درصد وزنی).

Samples	Kordan										Shekarnab							Ziyaran						
	S18	S17	S16	S15	S14	S6	CH18	CH12	CH10	CH9	CH8	CH5	ZR14	ZR12	ZR11	ZR9	ZR5	ZR4						
SiO ₂	۵۲/۳۳	۵۲/۶۱	۶۲/۱۹	۵۰/۶۷	۵۱/۱۲	۵۳/۱۲	۴۹/۱۶	۶۱/۲۲	۴۸/۵۴	۴۶/۷۲	۴۷/۳۳	۴۷/۸۵	۴۷/۰۴	۴۷/۲۰	۴۷/۳۳	۵۱/۰۳	۴۷/۷۱	۴۷/۹۸						
Al ₂ O ₃	۱۸/۸۴	۱۸/۵۰	۱۵/۶۶	۲۰/۳۶	۱۸/۶۷	۱۸/۳۸	۱۷/۸۱	۱۷/۰۴	۱۸/۲۲	۱۹/۳۸	۱۸/۹۰	۲۰/۱۹	۱۸/۵۷	۱۸/۵۷	۱۸/۶۲	۲۱/۷۹	۱۹/۰۵	۱۹/۰۶						
Fe ₂ O ₃	۷/۴۷	۷/۴۴	۵/۳۸	۶/۶۹	۷/۷۱	۷/۳۰	۸/۹۱	۳/۵۶	۹/۱۹	۸/۷۱	۹/۸۸	۷/۹۸	۱۰/۳۸	۱۰/۴۰	۱۰/۰۸	۵/۲۷	۹/۸۰	۹/۷۳						
MnO	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۷						
MgO	۲/۷۹	۲/۳۹	۰/۹۱	۲/۵۴	۲/۶۲	۲/۲۶	۳/۵۹	۰/۴۳	۳/۶۲	۳/۵۰	۴/۴۰	۳/۱۹	۴/۳۳	۴/۳۹	۴/۲۴	۱/۷۰	۴/۰۱	۳/۹۵						
CaO	۵/۶۲	۷/۱۰	۱/۷۴	۸/۲۰	۷/۰۸	۷/۰۴	۸/۰۳	۱/۷۰	۷/۰۷	۸/۱۷	۷/۲۵	۸/۵۰	۷/۹۶	۸/۰۰	۷/۹۰	۷/۱۰	۸/۲۵	۷/۹۹						
Na ₂ O	۳/۷۷	۳/۴۰	۳/۹۸	۳/۸۱	۳/۷۶	۳/۴۳	۳/۸۷	۴/۶۸	۴/۱۹	۳/۲۶	۳/۴۸	۳/۹۲	۳/۴۶	۳/۴۰	۲/۹۸	۳/۴۱	۳/۳۴	۳/۴۷						
K ₂ O	۴/۲۴	۴/۰۲	۷/۱۰	۳/۰۵	۳/۶۶	۳/۹۹	۲/۹۷	۷/۴۸	۲/۶۵	۲/۸۲	۲/۹۲	۲/۴۷	۴/۴۴	۴/۴۸	۴/۷۳	۶/۲۲	۴/۰۷	۴/۳۳						
TiO ₂	۰/۹۹	۱/۰۶	۰/۹۱	۰/۸۵	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۳۷	۰/۶۱	۱/۴۶	۱/۲۱	۱/۱۷	۱/۱۵	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۱۱	۰/۶۳	۱/۱۱	۱/۸۰						
P ₂ O ₅	۰/۶۰	۰/۶۹	۰/۷۹	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۵۳	۰/۱۱	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۶۲	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۵۵	۰/۷۳	۰/۷۵						
PF	۱/۸۳	۱/۸۵	۰/۸۷	۲/۶۵	۲/۷۲	۱/۵۹	۲/۷۹	۱/۹۹	۲/۶۹	۳/۹۱	۳/۲۱	۲/۹۴	۱/۲۸	۱/۲۲	۱/۸۹	۲/۴۴	۱/۳۹	۱/۳۴						
Total	۹۸/۷	۹۹/۲	۹۹/۱	۹۹/۵	۹۹/۲	۹۹/۰	۹۸/۶	۹۸/۸	۹۸/۶	۹۸/۶	۹۸/۶	۹۹/۰	۹۹/۵	۹۹/۷	۹۹/۸	۱۰۰/۲	۹۹/۶	۹۹/۹						

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب محور کرج- طالقان (بر حسب بخش در میلیون (PPM)).

Shekarnab						Ziyaran						Samples
CH18	CH12	CH10	CH9	CH8	CH5	ZR14	ZR12	ZR11	ZR9	ZR5	ZR4	
۲/۷۱	<L.D.	<L.D.	۲/۵۴	۴/۹۱	۲/۷۶	۲/۰۸	۲/۴۳	۲/۸۴	۲/۳۸	۲/۴۷	۲/۴۵	As
۸۲۷	۶۷۵	۷۹۹	۶۱۲	۶۸۵	۶۰۷	۱۲۶۶	۱۲۸۹	۱۲۹۹	۱۳۶۱	۱۲۴۶	۱۲۴۳	Ba
۲/۶۸	۲/۸۵	۱/۶۶	۱/۴۹	۱/۴۶	۱/۴۶	۳/۱۰	۳/۴۷	۳/۳۶	۳/۴۲	۲/۹۹	۳/۲۸	Be
۵۷/۵۳	۳۷/۷۱	۶۵/۳۱	۵۴/۴۶	۴۹/۸۵	۵۲/۴۵	۷۳/۸۱	۷۳/۱۳	۷۴/۶۴	۶۳/۴۰	۷۰/۰۱	۶۹/۳۸	Ce
۲۲/۱۵	۴/۷۷	۲۰/۵۸	۲/۵۷	۲۵/۰۵	۱۹/۷۹	۲۹/۷۹	۳۰/۵۸	۲۹/۳۰	۱۲/۱۵	۲۷/۲۱	۲۸/۴۵	Co
۵۸/۳۳	۱۲/۶۳	۷/۰۵	۲۰/۸۷	۴۰/۹۲	۲۱/۷۹	۷۸/۹۶	۵۵/۸۶	۵۶/۷۱	۲۸/۱۴	۷۷/۲۹	۷۲/۳۶	Cr
۱۶/۵۳	۲/۱۱	۵/۲۶	۶/۰۶	۱۴/۳۸	۱۷/۸۶	۶/۴۳	۶/۴۲	۸/۲۹	۱۰/۹۳	۷/۰۴	۶/۱۳	Cs
۱۹/۱	۲۴/۹	۱۰۰/۸	۱۶۲/۷	۷۱/۶	۱۴۱/۳	۱۵۸/۵	۱۴۹/۴	۱۶۰/۵	۱۴۶/۶	۱۵۴/۱	۱۵۶/۲	Cu
۵/۲۶	۵/۰۱	۵/۹۰	۴/۷۹	۴/۵۰	۴/۴۸	۴/۱۹	۴/۰۵	۴/۳۷	۳/۱۹	۴/۰۷	۴/۰۳	Dy
۲/۷۹	۳/۳۰	۲/۹۹	۲/۴۳	۲/۳۵	۲/۳۲	۲/۱۰	۲/۱۰	۲/۱۹	۱/۷۳	۲/۰۵	۲/۰۹	Er
۱/۸۳	۱/۵۴	۲/۲۰	۲/۰۷	۱/۷۵	۲/۰۴	۱/۷۷	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۵۱	۱/۷۱	۱/۶۵	Eu
۱۹/۲۲	۲۰/۵۴	۱۹/۶۱	۱۹/۵۵	۱۹/۲۰	۱۹/۹۷	۱۸/۹۵	۱۹/۵۳	۱۹/۲۹	۱۸/۷۵	۱۹/۲۵	۲۰/۲۵	Ga
۵/۹۷	۴/۶۰	۶/۹۵	۵/۷۸	۵/۳۳	۵/۴۴	۵/۱۵	۵/۰۹	۵/۱۴	۳/۸۰	۴/۹۶	۴/۸۶	Gd
۱/۴۹	۱/۲۷	۱/۴۱	۱/۴۶	۱/۵۷	۱/۳۹	۱/۲۳	۱/۳۴	۱/۲۱	۱/۰۹	۱/۱۸	۱/۳۲	Ge
۳/۴	۱۰/۰۴	۳/۲۱	۲/۶۱	۲/۷۹	۲/۵۶	۳/۱۸	۲/۹۶	۳/۲۱	۲/۷۵	۳/۱۴	۳/۱۸	Hf
۱/۰۵	۱/۱۳	۱/۱۸	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۳	۰/۶۵	۰/۸۷	۰/۸۱	Ho
۲۷/۸۹	۱۹/۵۳	۳۲/۰۲	۲۷/۰۵	۲۴/۲۶	۲۵/۹۱	۳۷/۶۱	۳۶/۸۵	۳۷/۸۴	۳۲/۷۹	۳۶	۳۶/۱۰	La
۰/۳۹	۰/۶۶	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۳۰	۰/۳۱	Lu
۱/۲۶	۱/۰۱	۱/۲۹	۰/۷۶	۱/۱۵	۱/۰۵	۱/۷۵	۱/۷۰	۱/۶۸	۱/۵۳	۱/۸۹	۱/۸۶	Mo
۱۲/۱۷	۲۶/۸۲	۱۲/۰۱	۸/۶۶	۹/۹۸	۸/۹۲	۱۲/۵۵	۱۲/۶۸	۱۳/۰۹	۱۱/۰۷	۱۲/۵۲	۱۳/۱۵	Nb
۳۰/۱۱	۱۹/۴۵	۳۵/۴۶	۲۸/۹۶	۲۶/۲۰	۲۷/۴۱	۳۲/۹۹	۳۳/۲۱	۳۳/۴۰	۲۶/۳۲	۳۱/۹۳	۳۱/۸۵	Nd
۲۶/۴۱	<L.D.	۱۴/۲۹	۲۰/۴۷	۲۹/۵۲	۲۳/۴۹	۲۸/۷۳	۲۸/۹۰	۲۶/۸۶	۹/۵۹	۲۳/۷۶	۲۵/۵۴	Ni
۴/۶۸	۱۰/۲۸	۴/۴۲	۶/۶۳	۴/۴۱	۴/۵۳	۲۲/۴۰	۲۱/۸۲	۲۲/۸۵	۲۳/۲۹	۲۰/۸۰	۲۱/۲۹	Pb
۷/۳۱	۴/۶۷	۸/۳۴	۶/۸۷	۶/۳۲	۶/۵۸	۸/۵۶	۸/۶۴	۸/۷۷	۷/۱۸	۸/۲۸	۸/۲۱	Pr
۷۰/۶۵	۱۴۱/۹۰	۶۵/۱۷	۶۹/۶۵	۶۹/۲۳	۵۸/۰۱	۱۷۷/۱	۱۷۹/۱	۱۸۰/۸	۲۹۸/۸	۱۵۹/۵	۱۷۴/۳۰	Rb
۱۹/۷۳	۵/۴۲	۱۸/۹۳	۱۶/۹۳	۱۷/۵۵	۱۵/۲۳	۱۴/۷۰	۱۴/۸۰	۱۴/۸۰	۶/۲۳	۱۴/۸۰	۱۴/۱۶	Sc
۰/۲۱	۰/۶۳	<L.D.	۰/۴۰	۰/۵۳	<L.D.	<L.D.	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۰	Sb
۶/۵۸	۴/۶۹	۷/۷۸	۶/۳۵	۵/۸۲	۵/۹۵	۶/۳۳	۶/۴۱	۶/۵۲	۴/۸۷	۶/۲۶	۶/۰۶	Sm
۱/۰۱	۱/۹۱	۱/۶۰	۱/۱۲	۱/۱۳	۱/۲۳	۲/۵۷	۲/۳۳	۲/۳۸	۱/۷۲	۲/۱۷	۲/۲۰	Sn
۶۳۲	۲۳۷	۶۳۹	۷۳۸	۷۹۳	۸۱۳	۱۰۱۷	۱۰۴۶	۱۱۷۸	۱۳۰۰	۱۱۳۵	۱۰۹۷	Sr
۰/۷۹	۲/۰۸	۰/۷۷	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۵۷	۰/۷۷	۰/۷۰	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۸۵	Ta
۰/۸۸	۰/۷۶	۱/۰۱	۰/۸۲	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۵۴	۰/۷۰	۰/۶۸	Tb
۴/۶۸	۱۶/۱۹	۴/۴۰	۳/۷۲	۳/۶۲	۳/۵۱	۱۴/۸۴	۱۴/۶۶	۱۴/۹۸	۱۳/۹۸	۱۳/۰۹	۱۴/۱۵	Th
۰/۳۹	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۹	Tm
۱/۸۱	۴/۰۷	۱/۱۶	۰/۹۶	۱/۰۱	۰/۹۳	۴/۲۹	۴/۲۸	۴/۵	۳/۹۴	۳/۷۳	۴/۱۶	U
۱۸۹	۱۴/۹	۲۰۶/۹	۲۱۵/۹	۲۱۲/۸	۱۹۱/۵	۲۶۵/۵	۲۶۷/۲	۲۶۳/۲	۱۱۸/۵	۲۴۸/۵	۲۵۴/۶	V
۰/۴۴	۰/۵	۰/۵۷	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۴۶	۲/۲۰	۲/۲۷	۲/۲۵	۲/۳۳	۲/۷۳	۲/۳۹	W
۲۷/۶۱	۳۰/۱۶	۳۱/۰۳	۲۵/۲۷	۲۴/۱۶	۲۳/۷۷	۲۱/۴۰	۲۱/۶۸	۲۱/۶۷	۱۶/۷۳	۲۰/۷۰	۲۱/۰۶	Y
۲/۵۷	۳/۹۹	۲/۷۲	۲/۱۶	۲/۱۹	۲/۰۹	۲/۰۴	۲/۰۰	۲/۰۴	۱/۶۸	۱/۹۹	۱/۹۵	Yb
۵۹/۴۴	۶۲/۲۵	۷۶/۶۲	۸۳/۲۱	۶۹/۹۸	۶۹/۲۴	۱۰۵/۳۰	۱۰۷/۲۰	۱۰۱/۲۰	۵۶/۶۱	۹۵/۶۳	۹۸/۹۱	Zn
۱۳۵/۴	۴۳۸/۵	۱۲۶/۶	۱۰۱/۶	۱۰۶/۳	۱۰۱/۲	۱۳۵/۷	۱۳۵/۵	۱۳۷/۳	۱۱۷/۲	۱۲۸/۶	۱۳۲/۶	Zr

ادامه جدول ۲

Kordan						Samples
S18	S17	S16	S15	S14	S6	
۲/۰۸	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	As
۹۰۳	۷۷۲	۱۳۴۶	۶۶۳	۶۹۶	۷۵۵	Ba
۲/۱۰	۱/۹۰	۴/۰۳	۱/۳۵	۱/۹۵	۲/۱۶	Be
۵۱/۶۰	۵۷/۷۸	۷۵/۸۹	۳۹/۵۱	۵۴/۰۶	۵۸/۱۷	Ce
۱۵/۶۱	۱۴/۲۴	۵/۰۲	۱۴/۸۶	۱۵/۹۳	۲۳/۰۹	Co
۲۵/۲۷	۹/۷۷	<L.D.	۱۴/۶۶	۲۴/۷۳	۸/۳۳	Cr
۱/۲۰	۰/۹۲	۰/۹۹	۱/۲۲	۱/۳۵	۰/۷۸	Cs
۱۶۲/۷	۱۶۳	۷۰/۵	۱۰۴/۹	۱۵۲/۸	۱۶۷	Cu
۴/۵۲	۵/۰۶	۶/۱۷	۳/۴۲	۴/۷۹	۵/۱۷	Dy
۲/۴۹	۲/۸۰	۳/۶۶	۱/۸۵	۲/۶۶	۲/۸۳	Er
۱/۵۸	۱/۸۳	۱/۶۱	۱/۵۰	۱/۶۵	۱/۸۱	Eu
۱۸/۹۳	۱۸/۷۹	۱۷/۹۱	۱۸/۳۶	۱۹/۵۱	۱۸/۵۱	Ga
۴/۹۹	۵/۶۰	۶/۲۰	۳/۹۵	۵/۳۵	۵/۷۷	Gd
۱/۵۴	۱/۴۱	۱/۵۱	۱/۴۱	۱/۳۸	۱/۴۱	Ge
۳/۲۸	۳/۴	۷/۱۵	۱/۸۶	۳/۵۴	۳/۵۲	Hf
۰/۹۴	۱/۰۵	۱/۳۰	۰/۷۱	۰/۹۹	۱/۰۷	Ho
۲۶/۳۴	۲۹/۰۷	۳۹/۷۰	۲۰/۲۴	۲۷/۵۲	۲۹/۵۹	La
۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۲۷	۰/۳۹	۰/۴۲	Lu
۱/۵۵	۱/۳۵	۲/۶۰	۰/۸۱	۱/۲۳	۱/۴۵	Mo
۸/۹۶	۹/۶۴	۱۹/۰۲	۵/۶۵	۹/۸۵	۱۰/۴۰	Nb
۲۵/۹۵	۲۹/۴۶	۳۴/۲۴	۲۰/۴۰	۲۷/۳۰	۳۰/۰۰	Nd
۱۱/۷۳	۸/۹۷	<L.D.	۱۳/۰۱	۱۱/۴۴	۸/۸۸	Ni
۶/۴۵	۱۲/۷۹	۱۸/۴۴	۷/۳۴	۹/۴۵	۱۰/۲۰	Pb
۶/۶۱	۷/۲۲	۹/۰۸	۴/۹۲	۶/۷۱	۷/۲۷	Pr
۱۱۸/۷	۱۰۴/۳	۱۹۳/۲۰	۸۸/۲۰	۹۶/۰۳	۱۰۱/۳۰	Rb
۱۷/۱۹	۱۸/۱۵	۱۲/۱۳	۱۵/۶۱	۱۸/۱۵	۱۷/۷۳	Sc
<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	Sb
۵/۶۳	۶/۴۴	۷/۱۳	۴/۳۷	۵/۹۲	۶/۴۰	Sm
۱/۴۱	۱/۳۵	۲/۷۲	۱/۱۴	۱/۷۲	۱/۴۹	Sn
۷۰۸	۶۸۹	۴۳۷	۸۴۸	۷۳۵	۶۵۹	Sr
۰/۵۹	۰/۶۲	۱/۲۹	۰/۳۷	۰/۶۵	۰/۸۷	Ta
۰/۷۵	۰/۸۴	۰/۹۸	۰/۵۸	۰/۷۸	۰/۸۵	Tb
۵/۰۵	۵/۱۱	۱۲/۱۴	۲/۹۵	۵/۴۳	۵/۳۴	Th
۰/۳۶	۰/۴۰	۰/۵۶	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۴۰	Tm
۱/۴۰	۱/۴۱	۲/۸۲	۰/۸۰	۱/۵۰	۱/۵۱	U
۱۵۷/۷	۱۵۴/۹	۳۲/۸	۱۵۹/۴	۱۶۶/۸	۱۴۹/۳	V
۰/۷۸	۰/۷۰	۱/۱۳	۰/۵۵	۰/۸۵	۱۲۱/۹	W
۲۴/۶۲	۲۷/۶۰	۳۴/۴۵	۱۸/۷۲	۲۶/۲۱	۲۸/۱۷	Y
۲/۴۶	۲/۷۶	۳/۹۹	۱/۷۳	۲/۵۹	۲/۷۴	Yb
۵۹/۳۹	۸۸/۰۸	۷۹/۸۸	۶۷/۷۳	۹۶/۱۳	۸۸/۱۴	Zn
۱۲۴/۵	۱۳۲/۷	۲۸۴/۸	۷۰/۷	۱۳۵/۶	۱۳۳/۴	Zr

کتابنگاری

امینی، ب.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی تهران ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

رادفر، ج.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی قزوین ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

کشت‌کار، ا. و قربانی م.، ۱۳۹۵- مطالعه کلبیوپروکسن‌های موجود در توده‌های نفوذی محور کرج- طالقان (البرز مرکزی)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره دوم، ص. ۴۰۵ تا ۴۱۶.

ولی‌زاده، م.، عبداللهی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۸۷- بررسی زمین‌شناختی توده‌های نفوذی عمده البرز مرکزی، نشریه علوم زمین، شماره ۶۷، ص. ۱۸۲ تا ۱۹۷.

References

- Abdollah, S. A., Said, A. A. and Visona, D., 1997- New geochemical and petrographic data on the gabbrosyenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh (North Somalia). *J. of African Earth sciences*, Vol, 23, No.3. pp.303-373.
- Anells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamed, M. A. R. and Rahimzadeh, F., 1977- Geological map of Iran, Shakran sheet 6162 Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J. P. and Auwera, J. V., 2003- Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites Elsevier Science 124, 149-184.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Rare Earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Conceicao, R. V. and Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Journal of Geology* 72: 209-229.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H. and Scott, S. D., 2005- Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Geology* 72: 303-341.
- Cotton, J., Le, Dez A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. 1995- Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Ellam, R. M. and Cox, K.G., 1991- An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An overview, *Journal of African Earth Sciences* 48, 147-160.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen and Co. London.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z., 2002- Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63: 165-187.
- Lopez-Plaza, M., Peinado, M., Lopez-Moro, F. J., Rodriguez-Alonso, M. D., Carnicero, A., Franco, M. P., Gonzalo, J. C. and Navidad, M., 2007- Contrasting mantle sources and processes involved in a peri- Gondwanan terrane: A case study of pre-Variscan mafic intrusives from the autochthon of the Central Iberian Zone. *Geological Society of America, Special Papers* 423: 297-313.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 68-81.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Harlow, Longman, London.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B., 1987- Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification, and their relations to ore - deposits. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological society, London
- Thompson, R. N., 1982- British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Thriwall, F. M., Upton, B. J. and Jenkins, C., 1994- Interaction between continental lithosphere and Lceland plume- Sm- Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland, *Journal of Petrology* 35, 839-879.
- Wyllie, P. J. and Skine, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 79: 375-380.

Petrology and geochemistry of intrusions in the Karaj-Taleghan axis (Central Alborz)

E. Keshtkar^{1*}

¹Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2016 June 12

Accepted: 2017 February 08

Abstract

The Intrusive bodies of the Karaj-Taleghan Axis, situated in the Central Alborz zone have lithological compositions including gabbro, monzogabbro, monzodiorite, monzonite and felsic dikes of alkali feldspar syenite to syenite. Furthermore, they are accompanied by pyroclastic rocks of the Karaj formation, for which Oligocene age is considered. Geological surveys, mineralogical and geochemical studies indicated that the parental magma of this complex had shoshonitic and meta-aluminous nature. Petrological evidence show that fractional crystallization from gabbro to monzonite had main role in genesis of these rocks. Enrichment in LILE (Ba, Rb and Th) and depletion in HFSE (Nb and Ti) in Rare Earth Elements distribution patterns of spider diagrams, indicate a subduction-related environment for formation of these rocks. Also they are enriched in LREE rather than HREE, the characteristics which are usually observed in the rocks from subduction environments and active continental margins. Chemical and petrological studies indicate a common source for these igneous rocks and the main role of fractional crystallization in the evolution of magma, although, minor amounts of assimilation and contamination of magma by crustal rocks occurred. The alkaline magma formed by low degree partial melting of an enriched sub-continental lithospheric garnet-lherzolite mantle. Contribution of both the lithospheric and asthenospheric mantles in petrogenesis of the Karaj-Taleghan basic rocks might be attributed to a tensional geodynamic setting with change in subduction dip in the form of roll back, dominated at the final stage of the subduction of Neotethyan plate beneath Iran in upper Oligocene (Chattian).

Keywords: Karaj-Taleghan, Gabbro, Monzonite, Karaj formation, Subduction zone.

For Persian Version see pages 283 to 294

*Corresponding author: E. Keshtkar; Keshtkaresmail@gmail.com

Archive of SID