

پلوتونیسیم شوشونیتی، آداکیتی (C-type) و لامپروفیری پس از برخورد در توده خانکندی، ارسباران (شمال باختر ایران)

مهرج آقازاده^{۱*}، محمد هاشم امامی^۱، حسین معین وزیری^۲، نعمت الله رشیدنژاد عمران^۳ و آنتونیو کاسترو^۴

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هولوا، هولوا، اسپانیا

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۳/۲۳

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۱۹

چکیده

توده خانکندی در شمال باختر ایران و پهنه قره داغ (ارسباران) - ارمنستان جنوبی قرار دارد. رخنمون‌های چیره شامل سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزونیتی هستند که همراه با آنها گابروها و دایک‌های داسیتی و لامپروفیری نیز رخنمون دارند. پلوتونیسیم گرانودیوریتی در توده خانکندی با نفوذ مونزونیت‌ها و گابروها دنبال شده است و در نهایت دایک‌های داسیتی و لامپروفیری جایگزین شده‌اند. مونزونیت‌ها و گابروها، ماهیت شوشونیتی و گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها ماهیت کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا و ویژگی‌های آداکیت‌های نوع C (پتاسیمی یا قاره‌ای) و گرانیتوئیدهای سرشار از باریم و استرانسیم را نشان می‌دهند. لامپروفیرها ماهیت قلیایی و کامپوتیتی دارند. مونزونیت‌ها از تحول گابروها همراه با مقدار کمی آلایش پوسته‌ای و آمیختگی ایجاد شده‌اند. ذوب منابع پوسته مافیک زیرین گارنت‌دار، گوشته سنگ کره‌ای (لیتوسفری) متاسوماتیسیم شده و نرم کره (استنوسفر) بالارونده، به ترتیب سبب ایجاد ماگماهای گرانودیوریتی و داسیتی، گابروی شوشونیتی و لامپروفیرها شده است. تولید انواع مختلف ماگماها در منطقه ارسباران در الیگوسن، در پاسخ به فرایندهای شکسته شدن قطعه فرورونده و با پوسته پوسته شدن (Delamination) گوشته سنگ کره‌ای و بالا آمدن نرم کره رخ داده است که پس از فرایند برخورد ورقه‌های ایران و عربستان و ستبرشدگی پوسته‌ای، در یک محیط کششی پس از برخوردی تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: پلوتونیسیم، پس از برخورد، شوشونیت، آداکیت (C-type)، لامپروفیر، خانکندی، ارسباران، شمال باختر ایران

E-mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com

*نویسنده مسئول: مهرج آقازاده

۱- مقدمه

پهنه ارسباران از کشورهای آذربایجان و ارمنستان شروع شده و با روند شمال باختر- جنوب خاور به پهنه تالش و البرز پیوسته و به صورت نوار آتشفشانی - نفوذی در شمال ایران ادامه یافته است (شکل ۱). در بخش شمال خاوری پهنه ارسباران، حوضه رسوبی مغان قرار دارد که شامل توالی ستبری از نهشته‌های ترشیری بدون حضور سنگ‌های آتشفشانی است. این پهنه در بخش جنوب- جنوب باختری، توسط گسل تبریز محدود می‌شود. فعالیت آتشفشانی در این پهنه، از کرتاسه شروع شده و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است، به طوری که ستبرای نهشته‌های ائوسن تقریباً به بیش از ۲ کیلومتر می‌رسد. بیشتر پژوهشگران (از جمله Berberian, 1983; Berberian & King, 1981) اعتقاد دارند که در این پهنه در اوایل سنوزویک، یک حوضه کششی وجود داشته که باعث تشکیل ستبرای زیادی از سنگ‌های آتشفشانی به همراه رسوبات دریایی کم‌زرفا شده است. فعالیت آتشفشانی شدید ائوسن منطقه که باعث نهشت سنگ‌های آتشفشانی میان لایه‌های رسوبی به ستبرای تا ۲ کیلومتر شده است، در دوره الیگوسن با نفوذ توده‌های متعددی از جمله شیورداغ، سونگون، کلیبر، خانکندی، میزان و غیره دنبال شده است (شکل ۲-۱). نهشته‌های ائوسن که میزان توده هستند در حاشیه توده دچار دگرسانی گسترده و دگرگونی محدود شده‌اند. پس از یک دوره آرامش که با نهشت نهشته‌های چیره مارنی و تبخیری همراه بوده (مارن‌های میوسن خواجه و هریس) در دوره پلیو- کوآترنری، فعالیت آتشفشانی شدیدی در منطقه حاکم شده که آتشفشان سیلان مهم‌ترین تظاهرات این فعالیت آتشفشانی در منطقه است. توده خانکندی یکی از توده‌های نوار آتشفشانی - نفوذی ارسباران با روند شمال باختر- جنوب خاور است که در بخش جنوب خاوری آن قرار دارد. توده یادشده، در مختصات جغرافیایی ۲۷° ۳۸' - ۲۲° ۳۸' عرض شمالی و ۳۰° ۴۷' - ۲۲° ۴۷' طول خاوری (شکل ۲-۲)، با ابعاد حدود ۱۵ × ۳۰ کیلومتر برونزد دارد و رودخانه اهرچای این توده را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌کند (شکل ۲-۲). زمانی دولق (۱۳۷۹)، این توده را تحت عنوان گرانیتوئید نوع I معرفی کرده و زایش آن را به فرورانش

توده نفوذی خانکندی در حدود ۶۰ کیلومتری خاور تا جنوب خاور شهرستان اهر و در مسیر جاده اهر- مشکین شهر قرار دارد. این توده بخشی از پهنه نفوذی قره‌داغ (ارسباران) - تالش (Berberian & Berberian, 1981; Didon & Gemain, 1976) را تشکیل می‌دهد. پلوتونیسیم قره‌داغ (ارسباران) ادامه جنوب خاوری توده‌های نفوذی قفقاز کوچک است (Khain, 1977) که در نوشتارهای مختلف به اسامی مختلفی همچون ارمنستان جنوبی (Kazminetal., 1986)، سکوی نخجوان (Adamia et al., 1981, 1977)، ایران- اردویاد (Gamkrelidze, 1986)، جلغا، Daralagez و حتی قفقاز کوچک (Brunet et al., 2003) بیان شده است. توده خانکندی، بر اساس تقسیم‌بندی (Brunet et al., 2003)، در زون ارمنستان جنوبی- ارسباران قرار دارد (شکل ۱). این منطقه در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳)، در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد. تاریخچه زمین‌شناسی پهنه قره‌داغ (ارسباران)، مانند بیشتر نقاط ایران، متأثر از همگرایی بین ورقه ایران و عربستان است. رخنمون سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه در ارسباران محدود است و بیشتر برونزدهای این پهنه را سنگ‌های مربوط به کرتاسه و ترشیری تشکیل می‌دهند. پژوهشگران، این پهنه را بخشی از گندوانا تصور کرده‌اند که احتمالاً به همراه پهنه سندج- سیرجان، در ژوراسیک ابتدایی از آن جدا شده، عرض نئوتتیس را طی کرده و در کرتاسه پایانی تا اوایل پائوسن به اوراسیا اضافه شده‌اند (Kenipper & sokolov, 1974; Zonenshin & Le Pichon, 1986). پهنه نفوذی قره‌داغ در جنوب افیولیت‌های مجیدآباد قرار دارد که این افیولیت‌ها در ادامه پهنه زمین‌درز (افیولیتی) سوان- آکرا با سن نئوکومین پایانی - آلبین (Kenipper & Sokolov, 1974; Adamia et al., 1977) قرار دارند (Stocklin, 1974; Berberian, 1983; Berberian & King, 1981).

کوارتز، زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد و بیشتر، بافت پرتیتی دارد. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، مگنتیت، اسفن، موناژیت و آلانیت هستند. با توجه به روابط کانی‌شناسی، تبلور ماگما با دیوپسید، میکای غنی از Mg و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و مگنتیت شروع، در ادامه پلاژیوکلاز و مگنزیوهورنبلند نیز به مجموعه کانیایی بالا اضافه شده و در پایان با تبلور پلاژیوکلاز سدیمی، فلدسپار قلیایی، آلانیت و کوارتز و در شرایط ساب سولوس با آمفیبول نوع اکتینولیتی پایان یافته است. تبلور دیوپسید و میکای غنی از منیزیم از ویژگی‌های ماگماهای شوشونیتی بیان شده است (Morrison, 1980; Jiang et al., 2002). در موزونیت‌ها، انواع انکلاوهای گابرویی و گنریتی با ابعاد مختلف رخمون دارند. انکلاوهای گنریتی، بیشتر هضم شده و به صورت لکه‌های غنی از کلینوپیروکسن و میکا در درون موزونیت رخمون دارند.

۲-۲. گرانودیوریت‌ها

سنگ‌های گرانودیوریتی، در بخش جنوبی توده و در دره رودخانه اهرچای رخمون دارند (شکل ۲-b). این سنگ‌ها دامنه ترکیبی از گرانودیوریت تا موزوگرانیت و بیشتر، همبری ناگهانی و گسلی با موزونیت دارند. گرانودیوریت‌ها بافت پورفیرویدی با بلورهای فلدسپار قلیایی درشت خودشکل در زمینه‌ای درشت‌بلور از مجموعه کانیایی آمفیبول به عنوان فاز اولیه در کنار پلاژیوکلاز و میکا، به همراه فلدسپار قلیایی و کوارتز دارند (شکل ۳-c). اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر (بیشتر مگنتیت) از جمله کانی‌های فرعی موجود هستند. این سنگ‌ها کلینوپیروکسن ندارند (حتی در مرکز بلورهای آمفیبول) و بلورهای آمفیبول در مراحل اولیه تبلور به وجود آمده‌اند. ترکیب آمفیبول، بیشتر مگنزیوهورنبلند، میکا، بیوتیت غنی از منیزیم است. بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر منطفه‌بندی ترکیبی دارند و ترکیب آنها از الیگوکلاز تا آلانیت متغیر است (شکل ۴ و جدول ۱). در سنگ‌های گرانودیوریتی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد مختلف رخمون دارند که ترکیب آنها موزودیوریت تا کوارتز موزودیوریت است. بافت این سنگ‌ها، پورفیری با زمینه میکروگرانولار است و حاوی کانی‌های مافیک چیره آمفیبول (مگنزیوهورنبلند) و میکا (بیوتیت غنی از منیزیم) هستند.

۲-۳. گابروها

رخمون‌های گابرویی، بیشتر در درون موزونیت‌ها، در حاشیه شمالی توده و در بخش‌های ژرف دره‌ها دیده می‌شوند (شکل ۱-b). گابروها ترکیب متنوع دارند ولی به طور چیره شامل دو ترکیب سنگی اولیوین گابرو و موزوگابرو هستند.

اولیوین گابرو: بیشتر به صورت مگانکلاو در درون موزونیت‌ها و موزوگابروها رخمون دارند. دارای هاله واکنشی به صورت بخش‌های غنی از آمفیبول و بیوتیت با موزونیت میزبان است. اولیوین گابروها بافت میکروگرانولار و بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل دارند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های اولیوین (Fo75-80)، پلاژیوکلاز (An45-55)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-سالت) به همراه میکا از نوع فلوگوپیت و آمفیبول قهوه‌ای و سبز هستند (شکل ۴ و جدول ۱). آمفیبول قهوه‌ای به طور بخشی بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن را جایگزین کرده است (شکل ۳-f). این امر بویژه در حاشیه انکلاوها گسترش بیشتری دارد. آمفیبول‌های قهوه‌ای ترکیب کرسونیت تا مگنزیوهایستنگزیت دارند (شکل ۴ و جدول ۱). آمفیبول‌های سبز به طور بخشی کانی‌های آمفیبول و پیروکسن را جایگزین کرده است. کانی‌های فرعی شامل پیریت، آپاتیت و مگنتیت است.

موزوگابروها: موزوگابروها، بیشتر با همبری تدریجی و به ندرت قاطع در درون سنگ‌های موزونیتی، به صورت بخش‌های مافیک و انکلاوهای بزرگ رخمون دارند. این سنگ‌ها، دامنه ترکیبی موزوگابرو تا موزودیوریت و بافت پورفیری و گرانولار دارند. اندازه بلورها از درشت تا ریز در تغییر است. کانی‌های درشت‌بلور شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. بلورهای پیروکسن از نوع دیوپسید، میکا از نوع فلوگوپیت و بیوتیت غنی از منیزیم و بلورهای پلاژیوکلاز به همراه مقداری

ورقه نئوتیس به زیر ورقه ایران مرکزی نسبت داده است. در این نوشتار با بررسی توده خانکندی، ماهیت ماگماهای مولد سنگ‌های توده خانکندی، فعالیت نفوذی این توده و الگوی تک‌نوم‌گمایی پهنه ارسباران در زمان الیگوسن بررسی خواهد شد.

تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر اصلی در دانشگاه Oviedo و برای عناصر کمیاب، فرعی و خاکی کمیاب در دانشگاه Huelva اسپانیا به روش ICP-AES و ICP-MS انجام شد. دقت تجزیه روش XRF بهتر از $\pm 1/5$ درصد است. میانگین دقت و صحت تجزیه‌های عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در محدوده میان ۵-۱۰% قرار می‌گیرند. دقت و صحت تجزیه‌ها همچنین به وسیله تجزیه نمونه‌های استاندارد جهانی SARM-1 (گرانیت) و SARM-4 (نوریت) کنترل شده است. کانی‌های سنگ‌های مختلف توسط دستگاه نوع GOL JSM 5410 در دانشگاه Huelva اسپانیا تجزیه شیمی نقطه‌ای شدند.

۲- زمین‌شناسی توده و سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات صحرائی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نمونه‌برداری و مطالعات آزمایشگاهی از جمله سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمی سنگ کل، مهم‌ترین ترکیب‌های سنگی توده، سنگ‌های موزونیتی و گرانودیوریتی هستند. همچنین در این توده رخمون‌های گابرویی به همراه دایک‌های لامپروفیری و داسیتی با حجم کم دیده می‌شوند. با توجه به مطالعات صحرائی، تعیین سن توده به روش U-Pb و استفاده از تک‌بلور زیرکن (آقازاده، ۱۳۸۸ و Aghazadeh et al., 2010)، قدیمی‌ترین رخمون‌های سنگی در توده خانکندی، گرانودیوریت‌ها هستند. به دنبال آن موزونیت‌ها و گابروها جایگزین شده‌اند. حضور دایک‌های موزوسینیتی و موزونیتی در داخل گرانودیوریت‌ها، نشان‌گر جوان‌تر بودن موزونیت‌ها و گابروها نسبت به گرانودیوریت‌ها است. دایک‌های لامپروفیری و داسیتی آخرین رخداد فعالیت ماگمایی در توده هستند. رخمون دایک‌های داسیتی در تمام بخش‌های توده بویژه در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. با وجود اختلاف سنی، دایک‌های داسیتی و گرانودیوریت‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی همسانی دارند. این موضوع، در مبحث محیط زمین‌ساختی بیشتر بررسی خواهد شد. دایک‌های لامپروفیری، بیشتر در درون موزونیت‌ها و گابروها رخمون دارند.

۲-۱. موزونیت‌ها

سنگ‌های موزونیتی، رخمون اصلی توده را تشکیل می‌دهند و رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دارند. این سنگ‌ها، بیشتر در بخش شمالی (شمال دره اهرچای) و بخش خاوری توده رخمون داشته (شکل ۲-b) و دامنه ترکیبی از موزودیوریت، کوارتز موزودیوریت، موزونیت تا کوارتز موزونیت دارند. اما برتری حجمی با موزونیت است. بخش‌های تفریق‌یافته نهایی آن، میزان فلدسپار قلیایی بالایی دارند و ترکیب آنها سینیت تا کوارتزسینیت است. کانی‌های مافیک چیره شامل کلینوپیروکسن و میکا است (شکل ۳-a). آمفیبول، از نوع سبز و بیشتر در اثر جایگزینی پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۳-b). تقدم تبلور میکا و پیروکسن بر آمفیبول از ویژگی‌های ماگماهای شوشونیتی بیان شده است (Jiang et al., 2002). ترکیب کلینوپیروکسن از نوع سالت-دیوپسید، میکا از نوع فلوگوپیت تا بیوتیت غنی از منیزیم، آمفیبول از نوع مگنزیوهورنبلند تا اکتینولیت، پلاژیوکلاز از نوع آندزین تا آلانیت (اغلب در حاشیه بلورها) است (شکل ۴ و جدول ۱). بلورهای میکای فلوگوپیتی، بیشتر در بخش‌های مافیک موزونیت‌ها و در محل انکلاوهای نوع وگنریتی (Vaugneritic Enclave) هضم شده دیده می‌شوند. در درون لکه‌های غنی از پیروکسن و میکا به ندرت قالب‌هایی از بلورهای اولیوین حضور دارند (شکل ۳-c). بلورهای میکا، گاهی هاله واکنشی دارند و به طور بخشی به کانی‌های کدر و فلدسپار تبدیل شده‌اند (شکل ۳-d). پلاژیوکلازها، بیشتر خودشکل هستند و بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب، دامنه ترکیبی از آندزین تا الیگوکلاز با حاشیه آلانیت دارند. فلدسپار قلیایی به همراه

ترکیب مونوزودیوریتی در این سنگ‌ها حضور دارند. انکلاوها بافت‌های میکروولیتی و پورفیری و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و فلدسپار قلیایی درشت دارند.

۳- ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مختلف، ۲۷ نمونه تجزیه شیمیایی برای عناصر اصلی و کمیاب از آنها انجام شد (جدول ۲ و ۳). ۴ نمونه لامپروفیر، ۵ نمونه گابرو، ۸ نمونه از مونزونیت، ۴ نمونه از گرانودیوریت‌ها، ۱ نمونه انکلاو مونزونیت، ۱ نمونه انکلاو گرانیت، یک نمونه داسیت و دو نمونه انکلاو داسیت و یک نمونه از دایک‌های مونزونیتی تجزیه شدند. سنگ‌های رخنمون‌یافته در توده خانکندی را بر حسب ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده می‌توان به سه نوع لامپروفیری، گابروی-مونزونیتی و گرانودیوریتی تقسیم کرد. در زیر، ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر یک از ترکیب‌های سنگی مختلف، بیان خواهد شد.

۳-۱. دایک‌های لامپروفیری

دایک‌های لامپروفیری، ماهیت قلیایی (شکل ۶)، $\text{CaO} (< 8.5\%)$ ، $\text{FeO}_1 (< 9.5)$ ، $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O} (> 5\%)$ ، $\text{TiO}_2 (< 1.9\%)$ ، $\text{MgO} (< 6\%)$ و بالا و $\text{SiO}_2 (47-43\%)$ پایین دارند. نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در این سنگ‌ها، در حدود ۱ است و در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌ها (De La Roche et al., 1980) در محدوده اولیون گابرو، آلکالی گابرو و سینو گابرو قرار دارند (شکل ۷-ا). همچنین این سنگ‌ها مقادیر بالایی از HFSEs و LREEs و عناصر سازگار (V, Co, Cr, Ni) دارند (جدول ۲). در نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)،

نمونه‌های لامپروفیرهای منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸). نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_n$ در لامپروفیرها دامنه میان ۲۳ تا ۴۶ دارد که نشان از الگوی تفریق‌یافته عناصر خاکی کمیاب دارد. همچنین در این نمودار، بی‌هنجاری (مثبت یا منفی) در Eu دیده نمی‌شود و نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های لامپروفیری میان ۰/۹ تا ۱/۱ در تغییر است. این امر، حکایت از این دارد که کانی پلاژیوکلاز، در منشأ و تحول لامپروفیرها درگیر نبوده است. بر خلاف بیشتر سنگ‌های منطقه، در نمودارهای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Thompson, 1982)، نمونه‌های لامپروفیرها بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb-Ta و Ti ندارند (شکل ۸). همان‌گونه که بیان شد با توجه به کانی‌شناسی، لامپروفیرهای منطقه قابل مقایسه با لامپروفیرهای کامپوتیتی هستند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی، لامپروفیرهای منطقه قابل مقایسه با لامپروفیرهای قلیایی کامپوتینی (Rock, 1991) و لامپروفیرهای قلیایی کرتاسه گزارش شده از جمهوری چک (Dostal & Owen, 1998) با ترکیب کامپوتینی هستند (شکل ۸). مقایسه نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_n$ در نمونه‌های منطقه (۲۳ تا ۴۶) با میانگین گزارش شده برای کامپوتیت‌ها (۲۱) و نمونه‌های لامپروفیر قلیایی جمهوری چک (۲۵-۹)، نشان‌دهنده این است که در منشأ ماگمای لامپروفیرهای منطقه، گارت حضور فراوان‌تری داشته و احتمالاً از ژرفای بیشتری منشأ گرفته است.

۳-۲. گابرو-مونزونیت‌ها

این سنگ‌ها، دامنه ترکیبی متغیری دارند و در نمودارهای تقسیم‌بندی ترکیب سنگ‌ها، در محدوده اولیون گابرو، مونزو گابرو، مونزونیت و کوآرتز مونزونیت قرار دارند. در نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (شکل ۷-ب)، نمونه‌های گابروی و مونزونیتی بیشتر در محدوده شوشونیتی و گاه کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. ویژگی شوشونیتی این سنگ‌ها با توجه به میزان K_2O (۱/۵ تا ۴/۵ درصد)، مجموع عناصر قلیایی (۵-۸ درصد) و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۰/۵ تا ۱/۳) بالای آنها تأیید می‌شود. نمونه‌های گابروی و مونزونیتی Al_2O_3 (۱۴ تا ۲۰ درصد) بالا و متغیر دارند. ویژگی خاص گابروها و مونزونیت‌های منطقه، غنی‌شدگی از عناصر Sr و Ba (به ترتیب ۵۴۰

فلدسپار قلیایی در زمینه حضور دارند) (شکل ۵-ا، شکل ۴ و جدول ۱). همانند مونزونیت، در مونزو گابروها بلورهای کلینوپیروکسن عمدتاً به‌طور بخشی با آمفیبول سبز دارای ترکیب چیره اکتینولیت و گاهی مگنزیوهورنبلند جایگزین شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً خود شکل هستند و میزان آنورتیت آنها از ۳۸ الی ۵۲ درصد در تغییر است. کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن به همراه مگنتیت در این بخش حضور دارند.

- **دایک‌های لامپروفیری:** دایک‌های لامپروفیری با ابعاد مختلف و روند چیره شمالی-جنوبی در درون گابروها و سنگ‌های مونزونیتی رخنمون دارند (شکل ۲-ب). این سنگ‌ها، بافت پورفیری شامل درشت‌بلورهای کانی‌های مافییک در یک زمینه دانه‌ریز دارند (شکل ۵-ب). دایک‌ها، تکه‌های گلبولی شکل از بخش‌های فلسیک دارند (شکل ۵-ج) که در هنگام تبلور ماگمای لامپروفیری و در اثر فرایند عدم آمیختگی مایعات تشکیل شده‌اند (Rock, 1991; Bea et al., 1999). از نظر کانی‌شناسی، آمفیبول کرسوتیتی و پیروکسن دیوئیسیدی و میکای فلوگوپیتی به‌صورت بلورهای درشت‌بلور در یک زمینه از بلورهای کانی‌های بالا، پلاژیوکلاز و فلدسپار هیپرسولوس قرار گرفته‌اند (شکل ۴ و جدول ۱). بلورهای پیروکسن، بیشتر با کانی‌های ثانوی جایگزین شده‌اند. به‌ندرت بقایایی از بلورهای کلینوپیروکسن (شکل ۵-د) در مرکز آنها حفظ شده است (Relict texture). همچنین قالب‌هایی از بلورهای اولیون به‌صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند که توسط کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند (شکل ۵-ع). در زمینه، مقادیر فراوانی از کانی‌های فرعی تیتانومگنتیت، اسفن و آپاتیت دیده می‌شود. در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه، مقدار فراوانی کلریت و کربنات ایجاد شده است. به‌علت بالا بودن مؤلفه سیال لامپروفیرها در مراحل نهایی تبلور، این نوع سنگ‌ها دچار یک خود دگرسانی (دگرگونی) و یادگرسانی ناشی از سیال‌های خود ماگما می‌شوند که بیشتر باعث حذف بافت‌های اولیه و دگرسانی کانی‌های اولیه می‌شود (Rock, 1991). در لامپروفیرهای خانکندی نیز، در اثر این فرایند، کانی‌های اولیه توسط کلریت و کلسیت و گاه سرپانتین و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. به‌علت دگرسانی، امکان تشخیص حضور و یا نبود کانی‌های فلدسپاروئیدی در زمینه لامپروفیرها امکان‌پذیر نشد. به‌علت بالا بودن میزان سیال در لامپروفیرهای قلیایی، تبلور فلدسپار به تأخیر افتاده و بیشتر آن در زمینه سنگ و مراحل تأخیری متبلور می‌شود (Rock, 1991). بلورهای میکا و آمفیبول لامپروفیرها TiO_2 بالایی (عموماً بیش از ۵ درصد) دارند که این ویژگی در بلورهای آمفیبول قهوه‌ای و میکای دیگر ترکیب‌های سنگی بویژه گابروها و مونزونیت نیز وجود دارد (جدول ۱). حضور آمفیبول‌های کرسوتیتی غنی از تیتان، پیروکسن‌های غنی از آلومینیم و تیتانیم و میکاهای فلوگوپیتی غنی از تیتانیم، ماهیت دایک‌های لامپروفیری را با لامپروفیرهای قلیایی قابل مقایسه می‌سازد (Rock, 1991; Azambre et al., 1992). بر طبق ترکیب شیمیایی بلورهای پیروکسن و آمفیبول، لامپروفیرها سرشت قلیایی دارند (شکل ۶). با توجه به این که لامپروفیرهای توده خانکندی بافت پورفیری، گلبول‌های لوکوکرات، ترکیب کانی‌شناسی غنی از سیال و آمفیبول‌های قلیایی نوع کرسوتیتی دارند (Rock, 1991) در گروه لامپروفیرهای قلیایی کامپوتینی (Comptonite) قرار می‌گیرند (Woolley et al., 1996).

- **دایک‌های داسیتی:** دایک‌های داسیتی با ابعاد مختلف در تمام بخش‌های توده بویژه در سنگ‌های گرانودیوریتی رخنمون دارند. این سنگ‌ها، بافت پورفیری با زمینه متوسط تا ریزدانه و فلسیتیک دارند. این دایک‌ها حاوی پورفیرهای فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز (الیگو کلاز تا آلپیت)، آمفیبول با ترکیب مگنزیوهورنبلند، بیوتیت و کوآرتز خلیجی در زمینه‌ای از کانی‌های بالا هستند (شکل ۵-ف). کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر، بیشتر مگنتیت هستند. دایک‌های داسیتی انواع انکلاوهای با بافت پورفیری، شامل بلورهای درشت‌بلور پلاژیوکلاز دارند. انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) با ترکیب مختلف در آنها وجود دارند. تجمعات اتولیتی، بیگانه‌سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزونیتی و انکلاوهای با

و داسیت‌ها از یک طرف و مونزونیت‌ها و گابروها از طرف دیگر دیده می‌شود. در بیشتر نمودارهای هارکر، نمونه‌های گرانودیوریت و داسیت روند متمایزی از روند گابرو-مونزونیت دارند. در بیشتر نمودارهای هارکر مانند نمودارهای TiO_2 , P_2O_5 , CaO , MgO , FeO (بوژه CaO)، این عناصر، روند بالاتری دارند که نشانگر غنی بودن ماگمای اولیه از این عناصر است (شکل ۹).

در نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant & Drummond, 1990)، گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها بیشتر در محدوده پیشنهاد شده برای آداکت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-ا). در نمودار $Rb-Sr-Ba$ (Tarney & Jones, 1994) این سنگ‌ها در محدوده آداکت و گرانیت‌های سرشار از Sr و Ba قرار می‌گیرند (نشان داده نشده است) و غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs دارند. نمونه‌های گرانودیوریتی و داسیتی از HREEs تهی‌شده‌تر هستند (شکل ۱۳). به‌طوری‌که نسبت $(La/Yb)_N$ در آنها میان ۲۹ تا ۴۴ است. این سنگ‌ها بی‌هنجاری Eu ندارند و نسبت Eu/Eu^* در آنها در حدود $1.07 - 0.87$ است. در نمودار عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs دیده می‌شود. همان‌گونه که در بیشتر ترکیب‌های سنگی دیده شد (به غیر از لامپروفیرها) این ویژگی عمومی نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه است. گرانودیوریت‌ها بی‌هنجاری منفی $Nb-Ta$ و نبود پیک منفی شاخص برای عناصر Sr و P نشان می‌دهند. این امر نشان از دخالت نکردن پلاژیو کلاز و آپاتیت در تحول آنها است. با توجه به این که گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها ماهیت آداکتی دارند، باید در نمودار $Na-K-Ca$ ، از روند ترونجیمی پیروی کنند در حالی که نمونه‌های منطقه روند کلسیمی-قلیایی دارند (شکل ۱۲-ب). از این نظر، قابل مقایسه با آداکت‌های نوع C (قاره‌ای یا پتاسیک) گزارش شده از چین هستند (Xu et al., 2002). مقایسه مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب و خاکی کمیاب گرانودیوریت‌های آداکتی منطقه با آداکت‌های نوع C خاور چین (Xu et al., 2002) و آداکت‌های کمرند Sulu در خاور چین نشان داد که نمونه‌های منطقه، فراوانی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب قابل مقایسه‌ای با آداکت‌های نوع C خاور چین دارند. همچنین در نمودار عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه آداکت‌های منطقه فراوانی مشابهی با آداکت‌های نوع C خاور چین دارند (شکل ۱۳). مقایسه الگوی فراوانی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در نمودارهای کمیاب نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه با توده‌های گرانیتیویدی سرشار از باریم و استرانسیم از کمرند Kunlun ثبت (Ye et al., 2008)، همخوانی فراوان میان الگوی آنها را به اثبات می‌رساند. این امر نشان‌دهنده ویژگی‌های گرانیتیویدی سرشار از باریم و استرانسیم و آداکت‌های غنی از پتاسیم گرانودیوریت‌ها و داسیت‌های منطقه است.

۴- پتروژنز و منشأ ماگماها

سنگ‌های رخنمون یافته در توده خانکندی ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوتی دارند. بر این اساس، می‌توان آنها را به سه گروه کلی تقسیم‌بندی کرد: لامپروفیرها، گابرو-مونزونیت‌ها و گرانودیوریت-داسیت‌ها. لامپروفیرها به گروه لامپروفیرهای قلیایی تعلق دارند. گابروها و مونزونیت‌ها ماهیت شوشونیتی و گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها افزون بر ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا، ویژگی‌های گرانیتیویدی سرشار از باریم و استرانسیم و همچنین آداکت‌های نوع C را دارند. در زیر پتروژنز هر یک از گروه‌های مختلف بیان خواهد شد.

۴-۱. لامپروفیرها

لامپروفیرهای منطقه از نظر ترکیب شیمیایی، قابل مقایسه با آلکالی‌بازالت‌ها و بازائیت‌ها هستند. بنابراین می‌توان آنها را انواع غنی از سیال این نوع ماگماها محسوب کرد که بر اساس ترکیب کانی‌شناسی، ماهیت قلیایی و ترکیب کامپوزیتی دارند (Rock, 1991). بالا بودن فراوانی عناصر Ti , Nb , Zr و P نشانگر ماهیت قلیایی

تا 1480 ppm و 350 تا 900 ppm است. تمام ویژگی‌های بالا، شاخص ماگماهای شوشونیتی است (Morrison, 1980; Jiang et al., 2002). در نمودارهای هارکر، نمونه‌های مونزونیتی، بیشتر در ادامه روند تفریق گابروها قرار دارند. در نمونه‌های گابرویی و مونزونیتی با افزایش شاخص تفریق، عناصر CaO , FeO , MgO , TiO_2 و MnO روند نزولی و عناصر Na_2O , P_2O_5 و Al_2O_3 ابتدا روند افزایشی و سپس کاهش نشان می‌دهند (شکل ۹). میزان K_2O با افزایش سیلیس روند صعودی نشان می‌دهد. با توجه به مشاهدات میکروسکوپی روندهای مشاهده شده برای عناصر سری اول می‌تواند به تفریق کلینوپیروکسن، میکا، آمفیبول و اکسیدهای آهن برای عناصر سری دوم می‌تواند به تأثیر تفریق پلاژیو کلاز و آپاتیت نسبت داده شود.

در نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌های گابرویی و مونزونیتی مانند نمونه‌های لامپروفیری (شکل ۱۰) غنی‌شدگی از LREEs و تهی‌شدگی از HREEs نشان می‌دهند. به‌طوری‌که میزان نسبت $(La/Yb)_N$ در این سنگ‌ها میان ۱۴ تا ۲۱ تغییر می‌کند. بالا بودن این نسبت، دلالت بر وجود کانی‌های دارای HREEs (مانند گارنت) در منشأ این سنگ‌ها دارد. همچنین در این نمودار بی‌هنجاری منفی یا مثبت در Eu مشاهده نمی‌شود. در نمودار فراوانی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های گابرویی-مونزونیتی، بیشتر نمونه‌ها، بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb و Ta نشان می‌دهند (شکل ۱۰). همچنین در این نمودارها ناهنجاری در عناصر Sr و Ti دیده نمی‌شود. در نمونه‌های گابرویی-مونزونیتی همچون بیشتر روندهای مربوط به سنگ‌های محیط‌های فرورانش، افزون بر پیک منفی از $Nb-Ta$ ، عناصر LILEs غنی‌شدگی به‌صورت الگوی زنگوله‌ای با تحدب به‌سوی بالا نشان می‌دهند. ویژگی‌هایی از جمله بالا بودن میزان MgO ، عدد Mg ، LREEs، Cr ، $Ba-Sr$ ، Na_2O ، K_2O ، La/Yb ، نمونه‌های گابرویی را قابل مقایسه با گابروهای سرشار از Ba و Sr گزارش شده از کالدونی اسکاتلند (Fowler & Henney, 1996; Fowler et al., 2001) و گابروهای شوشونیتی گزارش شده از محیط پس از برخورد کوهزایی هرسینین مراکش (Ajaji et al., 1998) می‌کند (شکل ۱۰ و جدول ۲). در نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب، نمونه‌های مونزونیتی بهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌ها LREEs بالا و HREEs به‌نسبت پایین دارند (شکل ۱۱). دامنه فراوانی عناصر خاکی کمیاب در گابروها و مونزونیت‌ها با همدیگر کاملاً مشابه هستند. در نمودار عنکبوتی (شکل ۱۱) عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، محدوده نمونه‌های مونزونیتی با محدوده نمونه‌های گابرویی کاملاً بر هم منطبق هستند. همچنین مقایسه عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۱)، نمونه‌های مونزونیتی در مقایسه با نمونه‌های گابرویی فراوانی عناصر LILEs (U, Th, K, Rb) بیشتری دارند. مقایسه فراوانی فسفر و استرانسیم در مونزونیت‌ها و گابروها، حکایت از این دارد که در مونزونیت‌ها، استرانسیم بی‌هنجاری منفی دارد که نشان از تبلور بخشی و جدایش پلاژیو کلاز در فرایند تفریق است. همچنین این امر با توجه به روند نزولی عناصر Ba ، Sr و Eu در نمونه‌های مونزونیتی اثبات می‌شود. فراوانی پایین فسفر (بی‌هنجاری منفی این عنصر) در مونزونیت‌ها نسبت به گابروها می‌تواند ناشی از تفریق اولیه آپاتیت باشد. این امر با توجه به بلورهای آپاتیت فراوان در درون کلینوپیروکسن‌ها آشکار می‌شود.

۳-۳. گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها

نمونه‌های گرانودیوریتی و داسیتی، در نمودارهای تعیین ترکیب سنگ‌ها در محدوده گرانودیوریت و مونزو گرانیت قرار دارند (شکل ۷-ا). این سنگ‌ها ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا دارند. نسبت K_2O/Na_2O آنها میان 0.82 تا 1.25 در تغییر است. نمونه‌های گرانودیوریتی و داسیتی، متآلومین هستند و ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I (Chappell and White, 1974) را دارند. همان‌گونه که در نمودارهای هارکر مشخص است یک نمودار در میزان سیلیس (۶۲-۶۸ درصد وزنی) میان گرانودیوریت‌ها

لامپروفیرهاست. (Rock, 1991)، ژنر لامپروفیرهای قلیایی را به منشأ غیر متعارف گوشته‌ای آبدار در محیط کشتی یا محیط زمین‌ساختی غیر فعال (passive) نسبت داد. میزان عدد Mg (۵۵/۰-۵۸/۰) و مؤلفه نیکل (۹۰ تا ۱۵۸ ppm) لامپروفیرها کمی کمتر از میزان ماگماهای متعادل شده با پریدوتیت گوشته‌ای است. این مطلب نشان‌دهنده این است که ماگمای لامپروفیری، نسبت‌های متفاوتی از فرایند تفریق کانی‌های مافیک را تحمل کرده است. نسبت بالای La/Yb و میزان پایین Yb نشان‌دهنده حضور گارنت در منشأ لامپروفیرهاست. نسبت بالای La/Yb (۳۵-۶۸) نیز به ذوب گارنت پریدوتیت متاسوماتیسم شده نسبت داده شده است (Menzies & Wass, 1983). نبود بی‌هنجاری منفی Nb-Ta (شکل ۸) دخالت مؤلفه فرورانش در منشأ آنها را رد می‌کند (Foley et al., 1987; Peacock, 1990). با توجه به میزان بالای Ba/Rb ($2.0 <$) و نسبت پایین Rb/Sr ($0.7 >$)، ماگمای لامپروفیری در تعادل با گوشته غنی از آمفیبول قلیایی به جای گوشته غنی از فلوگوپیت بوده است (Fruman & Graham, 1999). با توجه به مطالب بالا، به نظر نمی‌رسد که منشأ لامپروفیرهای منطقه، گوشته سنگ‌کراهی غنی شده باشد. الگوهای عناصر ناسازگار کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته و نسبت‌های عناصر کمیاب لامپروفیرهای منطقه، شاخص ماگماهایی هستند که در محیط‌های درون صفحه‌ای به وسیله ذوب گوشته بالایی نوع OIB تولید می‌شوند. این امر با توجه به الگوی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (شکل ۸) و همچنین نسبت‌های La/Nb و Ba/Nb نیز اثبات می‌شود (شکل ۱۴). بر اساس (Sun & Mc Donough, 1989)، با استفاده از نسبت‌های عناصری که رفتار مشابه دارند، می‌توان نوع OIB را مشخص کرد. بر این اساس، لامپروفیرهای توده خانکندی با داشتن نسبت Nb/Th (۱۰-۱۶) و نسبت K/Nb (۴۷۰-۵۸۰)، ویژگی OIB نوع HIMU (high μ mantle source region) را دارند. بالا بودن نسبت K/Nb در مقایسه با OIB نوع HIMU، می‌تواند به علت واکنش ماگما با گوشته سنگ‌کراهی غنی از پتاسیم یا مذاب مشتق شده از این منشأ باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی به تنهایی نمی‌توانند ماگماهای مربوط به برجستگی‌های گوشته‌ای را از آنهایی که در بخش بالایی نرم‌کره در پاسخ به فرایندهای کشتی یا پوسته پوسته شدن Delamination گوشته سنگ‌کراهی و شکستن قطعه فرورونده ایجاد می‌شوند تمایز دهند. بنابراین تفاوت‌های میان ماگماهای منشأ گرفته از فرایندهای Delamination و شکستن قطعه فرورونده و برجستگی‌های گوشته‌ای، در سرعت فوران و حجم ماگمای تشکیل شده منعکس می‌شود که این امر ناشی از تفاوت دمایی گوشته منشأ است. لامپروفیرهای منطقه با توجه به حجم ناچیز، توسط فرایندهای مربوط به برجستگی‌های گوشته‌ای تشکیل نشده‌اند. با توجه به مطالب بالا، ماگمای لامپروفیری در منطقه، در اثر ذوب بخشی با درجه کم از یک گوشته نرم‌کراهی تغییر یافته پیشین با ترکیب گارنت لرزولیت پارگازیت‌دار، در اثر فرایندهای بالا آمدگی نرم‌کره در پاسخ به فرایند Delamination گوشته نرم‌کراهی و یا شکستن قطعه فرورونده شده ایجاد شده‌اند.

۴-۲. گابروها و مونزونیت‌ها

بر اساس نمودارهای هار کر، این سنگ‌ها از نظر ژنتیکی نزدیک به هم هستند. مونزونیت‌ها در اثر فرایند تفریق بلورین از ماگمای مونزوگابرویی منشأ گرفته‌اند. این موضوع با توجه به کانی‌شناسی، شیمی کانیایی همسان، تشابه الگوی فراوانی عناصر در نمودارهای عنکبوتی، روند نمونه‌ها در نمودارهای هار کر و ماهیت مونزونیت‌ها و گابروها اثبات می‌شود. هرچند که با توجه به روند تغییرات عناصر، فرایندهای آمیختگی (وجود انکلاوهای و گنریتی) و آلیایش (فراوانی بالای Th) نیز در تحول آنها نقش داشته‌اند. وجود لکه‌های غنی از میکا و نیز قالب‌هایی از بلورهای اولیوین در بخش‌های غنی از میکا و انکلاوهای و گنریتی، نشانگر این است که مخزن ماگمای مونزونیتی به وسیله ماگمای لامپروفیری مورد هجوم قرار گرفته است. میزان عدد Mg و عناصر سازگار برخی نمونه‌های گابرویی، نشانگر تعادل با پریدوتیت گوشته‌ای است. همچنین نبود بی‌هنجاری Eu و فراوانی مطلق بسیاری از عناصر کمیاب (همچون Sr،

۴-۳. گرانودیوریت‌ها و دایک‌های داسیتی

گرانودیوریت‌ها، ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا و ویژگی‌های آداکیتی دارند. بر خلاف آداکیت‌ها، گرانودیوریت‌ها نسبت K_2O/Na_2O بالایی دارند. نمونه‌های گرانودیوریتی در نمودارهای هار کر (شکل ۹) روندی کاملاً متمایز از روند مونزونیت‌ها و در نمودار Sr/Y در برابر Y، در محدوده پیشنهاد شده برای آداکیت‌ها قرار دارند (شکل ۱۲). گرانودیوریت‌ها افزون بر داشتن ویژگی‌های آداکیتی، ویژگی گرانیتوئیدهای Sr و Ba بالا را نیز دارند. همان‌گونه که در نمودارهای عنکبوتی نیز نشان داده شده است، گرانودیوریت‌های منطقه، تشابه فراوانی با انواع آداکیت‌ها بویژه نوع C دارند (شکل ۱۳). ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها حکایت از آن دارد که آنها جزو گرانیت‌های نوع S نیستند (نبود خاصیت پرآلومین و نبود کانی‌های غنی از آلومینیم مانند کروندم و آلومینوسیلیکات‌ها در نورم و مُدال آنها، جدول ۳). فراوانی بالای LREEs و HREEs و نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و Sr/Y بالا، مشابه آداکیت‌ها و سنگ‌های آداکیتی است (Wang et al., 2006; Defant et al., 2002). مؤلفه بالای عناصر قلیایی آنها بر خلاف ویژگی سنگ‌های کلسیمی-قلیایی آداکیتی است. ماگماهای آداکیتی به وسیله $15 \leq Al_2O_3$ wt % ، $SiO_2 \geq 56$ wt % (به ندرت

کمتر) معمولاً $\text{MgO} > 3 \text{ wt} \%$ (بندرت بالای ۶ درصد وزنی)، HREEs و Y پایین (مانند $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ و $\text{Sr} (\text{Yb} < 1.9 \text{ ppm})$ بالا (بندرت کمتر از ۴۰۰ ppm)، میزان HFSEs پایین و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7040$ مشخص می‌شوند (Defant & Drummond, 1990). گرانودیوریت‌های منطقه در مقایسه با آداکیت‌ها، MgO پایین و K_2O بالا دارند. دیگر ویژگی‌های مشاهده شده در گرانودیوریت‌های منطقه، با میزان گزارش شده از آداکیت‌ها همسان است. Al_2O_3 (در گرانودیوریت‌ها بیش از ۱۵ درصد و در نمونه داسیت حدود ۱۴/۵ درصد) و Sr (۶۱۲-۳۷۰ ppm) بالا، تقریباً آنها را با آداکیت‌ها قابل قیاس می‌کند. گرانودیوریت‌ها، Cr و Ni پایین و نسبت FeO/MgO بالایی دارند. این چنین آداکیت‌هایی از تبت (Wang et al., 2005; Chung et al., 2003) نیز گزارش شده است. گرانودیوریت‌ها به‌وسیله تفریق قوی در HREEs نسبت به LREEs مشخص می‌شوند. برای مثال نسبت La/Yb در آنها میان ۴۴ و ۶۵ و بیشتر بالای ۵۰ و مقدار Yb کمتر از ۱/۸ ppm است. این مقادیر برای سنگ‌های وابسته به فرورانش که در گوشته تشکیل می‌شوند، غیر معمول است. این ویژگی‌ها، به‌طور قوی حضور گارنت باقیمانده (\pm آمفیبول) در منشأ آنها را اثبات می‌کند. ماگماهای آداکیتی در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی رخنمون دارند و تشکیل آنها به وسیله مدل‌های پتروژنتیکی مختلفی توصیف شده است:

- ۱- ذوب بخشی قطعه اقیانوسی در شرایط خاص (Defant & Drummond, 1990; Martin et al., 2005).
- ۲- فرایندهای تفریق بلورین و آلیایش پوسته‌ای (مانند Castillo et al., 1999).
- ۳- ذوب بخشی پوسته ستر شده پایین (Petford & Atherton, 1996; Kay, 1978; Xiong et al., 2003; Atherton & Petford, 1993).
- ۴- ذوب بخشی قطعه غوطه‌ور شده در گوشته (مانند Mungall, 2002).
- ۵- ذوب بخشی پوسته پایینی delaminated (مانند Kay & Kay, 1993; Wang et al., 2004).

گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها با آداکیت‌های ناشی از ذوب قطعه فرورونده متفاوت هستند. میزان Al_2O_3 در نمونه‌ها پایین‌تر از مذاب‌های مشتق شده از قطعه فرورونده شده (۱۷٪) معمولاً است. همچنین میزان K_2O در گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها (۳/۶ تا ۴/۳ درصد وزنی) خیلی بیشتر از آداکیت‌های واقعی ناشی از ذوب قطعه فرورونده (کمتر از ۱/۵ درصد وزنی) است. بنابراین، با توجه به مطالب بالا و نیز روند آنها در نمودارهای هارکر، موارد ۱ و ۲ برای پتروژنز آنها مردود است و موارد ۳ و ۴ برای پتروژنز آنها منطقی به نظر می‌رسد. همان‌گونه که بیان شد گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها ویژگی‌های گرانیتوئیدهای سرشار از باریم و استرانسیم را دارند. گرانیتوئیدهای سرشار از باریم و استرانسیم (Tarney & Jones, 1994)، در سال‌های اخیر از نقاط مختلف جهان گزارش شده‌اند (Fowler & Hemney, 1996; Fowler et al., 2001; Qian et al., 2003; Ye et al., 2008). این سنگ‌ها از نظر ترکیبی ماهیت کلسیمی-قلیایی تا قلیایی، با ویژگی‌های عناصر کمیاب متمایل به سنگ‌های آداکیتی هستند (Tarney & Jones, 1994; Ye et al., 2008). سازوکارهای پتروژنتیکی مختلفی برای آنها پیشنهاد شده است که عبارتند از: ۱- ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده شده؛ ۲- جایگیری زیر صفحه‌ای (Under Plating) ماگمای مافیک سرشار از Sr و Ba و ذوب آن؛ ۳- غنی‌شدگی سنگ‌کره‌ای به‌وسیله ماگمای کربناتی و ذوب بعدی آن؛ ۴- آمیختگی میان ماگمای مافیک مشتق شده از گوشته غنی‌شده و مذاب گرانی پسته‌ای؛ ۵- تفریق بلورین ماگمای آبینیتی مشتق شده از گوشته غنی‌شده همراه با آلیایش به میزان کم (مانند Chen et al., 2003; Qian et al., 2003; Fowler et al., 2001; Tarney & Jones, 1994; Chen et al., 2005). افزون بر این، پتروژنز گرانیتهای سرشار از Sr و Ba به منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای (Qian et al., 2003) و تفریق پوسته‌ای ماگمای شوشونیتی مشتق شده از ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده با کمی

همچنین در نمودارهای Harris et al. (1986) (شکل 1۷-ا)، Pearce (1996) (شکل 1۷-ب) و Maniar & Piccoli, (1989) (شکل 1۷-ج) به غیر از لامپروفیرها که متعلق به محیط درون صفحه‌ای هستند، بقیه سنگ‌ها در محدوده پس از برخورد قرار دارند. به دنبال برخورد ورقه ایران و عربستان در زمان ائوسن در شمال باختر ایران (Horton et al., 2008; Omrani et al., 2008; Hafkenscheid et al., 2006; Gassemi & Talbot, 2006)، در اثر جدایش قطعه فرورونده (Slab breakoff) و یا Delamination گوشته سنگ کره‌ای ستر شده، نرم کره بالا می‌آید و افزایش شیب دمایی ذوب پوسته پایینی ستر شده را سبب می‌شود. ذوب پوسته پایینی مافیک حاوی گارنت و بدون پلاژیوکلاز گرانودیوریت‌های با ویژگی‌های آداکیتی و نیز گرانیتویدهای سرشار باریم و استرانسیم را ایجاد کرده است. همچنین ذوب گوشته سنگ کره‌ای متاسوماتیسم شده در اثر فرایندهای فرورانش سبب ایجاد ماگمای گابروی شوشونیتی و تحول آن سبب ایجاد ماگمای مونزونیتی شده است. در نهایت با پیشرفت صعود نرم کره، خود نرم کره بالارونده نیز ماگمای لامپروفیری را ایجاد کرده است. ماگمای لامپروفیری حاصل در حین بالا آمدن با گوشته سنگ کره‌ای متاسوماتیسم شده و یا مذاب‌های ناشی از ذوب آن به مقدار اندکی آرایش یافته است. در این مرحله با توجه افزایش دما، پوسته پایینی دوباره متحمل ذوب شده و ماگمای دایک‌های داسیتی را ایجاد کرده که همزمان با جایگزینی لامپروفیرها جایگزین شده است.

۶- نتیجه گیری

توده نفوذی خانکندی در شمال باختر ایران و خاور شهرستان اهر و در زون ارسباران (قره‌داغ) - ارمنستان جنوبی قرار دارد. این توده شامل سنگ‌های گرانودیوریتی، مونزونیتی، گابرویی و دایک‌های لامپروفیری و داسیتی است. بر حسب مطالعات صحرایی و تعیین سن، نفوذ ماگمای گرانودیوریتی با نفوذ ماگمای مونزونیتی و گابرویی دنبال شده است. در نهایت دایک‌های لامپروفیری و داسیتی در مجموعه بالا نفوذ کرده‌اند. گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها ماهیت کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا، آداکیت‌های نوع C (پتاسیم بالا یا قاره‌ای) و گرانیتویدهای سرشار از باریم و استرانسیم را دارند. بر طبق کانی شناسی و ترکیب ژئوشیمیایی، مونزونیت‌ها و گابروها ماهیت شوشونیتی دارند. لامپروفیرها ماهیت قلیایی و کامپوتیتی دارند. مونزونیت‌ها از روند تفریق و تحول گابروها پیروی می‌کنند در حالی که گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها روندهای متمایزی دارند. گابروها و مونزونیت‌ها با سنگ‌های شوشونیتی گزارش شده از محیط‌های پس از برخورد تبت، هرسینین و کالدونی الگوهای فراوانی عناصر یکسانی دارند. الگوی فراوانی عناصر در گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها نیز همسان با سنگ‌های آداکیتی و گرانیتویدهای سرشار از باریم و استرانسیم گزارش شده از محیط‌های پس از برخورد ناشی از ذوب پوسته پایینی در پاسخ به افزایش ستر برای پوسته‌ای هستند. الگوی فراوانی عناصر در لامپروفیرهای منطقه با لامپروفیرهای قلیایی کامپوتیتی و متوسط گزارش شده با کامپوتیت‌ها قابل مقایسه هستند.

به دنبال برخورد صفحه ایران و عربستان در ائوسن، شکستن قطعه فرورونده و یا پوسته پوسته شدن (Delamination) گوشته سنگ کره‌ای (در پاسخ به افزایش ستر برای پوسته) منجر به بالا آمدن نرم کره و در نتیجه ذوب پوسته پایینی مافیک گارنت‌دار و ایجاد ماگمای گرانودیوریتی شده است. ذوب گوشته سنگ کره‌ای متاسوماتیسم شده در اثر فرایندهای فرورانش، ماگمای گابرویی شوشونیتی و ذوب نرم کره بالا آمده ماگمای لامپروفیری را ایجاد کرده است. در این مرحله افزایش بیشتر شیب گرمایی، سبب ذوب پوسته پایینی و ایجاد ماگمای داسیتی همسان با گرانودیوریت‌ها را شده است. فرایندهای بالا در یک محیط کشتی در پاسخ به افزایش ستر برای پوسته‌ای و یا شکستن قطعه فرورونده شده، صورت گرفته است.

(Rapp et al., 2002). همچنین Rapp et al. (2002) و Xiao & Clemens (2007) عنوان کرده‌اند که ذوب در شرایط فشار بالای یک منشأ بازیک با میزان پتاسیم پایین در حد مورب، منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی پتاسیم بالا می‌شود. ژنز آداکیت‌های پتاسیک به ذوب بخشی بدون حضور آب دما بالای ($>1075^{\circ}\text{C}$) ماگمای آبدار (6wt% آب) متانوالیت و متاندزیت و متابازالت پتاسیک در فشارهای بیش از ۲ Gpa نسبت داده شده است (Xiao & Clemens, 2007). مؤلفه پتاسیم بالای آنها را به پتاسیم بالا در منشأ و همچنین ذوب بخشی در فشار بالا نسبت داده‌اند.

با توجه به مطالب بالا، گرانودیوریت‌ها و داسیت‌های منطقه از ذوب بخشی پوسته مافیک پایین در ابتدا و انتهای پلوتونیسیم منطقه تشکیل شده‌اند (به بحث بعدی مراجعه شود). این تفسیر پتروژنتیکی برای پتروژنز ماگماهای آداکیتی با پتاسیم بالا و همچنین گرانیتویدهای سرشار از پتاسیم و استرانسیم به کار برده شده است.

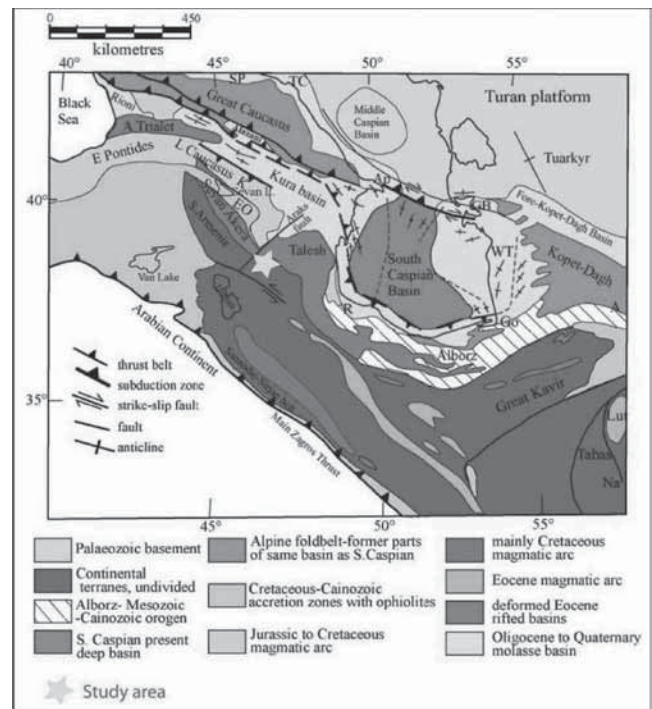
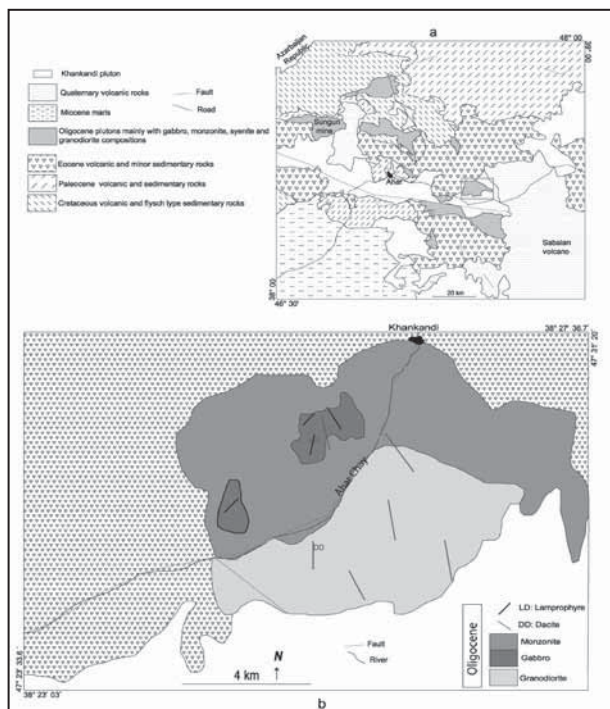
۵- محیط زمین ساختی

مدل‌های پتروژنتیکی تشکیل ماگماهای شوشونیتی خیلی گسترده هستند. این مدل‌ها توصیف کننده ترکیب متغیر و محیط زمین ساختی متفاوت این نوع ماگماها هستند. ماگماهای شوشونیتی نشان‌دهنده مراحل نهایی میان فعالیت ماگمایی کلسیمی - قلیایی و قلیایی در طول تکامل محیط پس از برخورد (Post-collisional) و تأخیری (Late-collisional) هستند (Liegeois et al., 1998). بیشتر ماگماهای پتاسیک و اولتراپتاسیک در یکی از این سه محیط زیر یافت می‌شوند.

۱- در بالای زون فرورانش، در بخش ژرف این زون (Morrison, 1980)، در محیط کشتی بالای زون فرورانش در درون جزایر اقیانوسی، حوضه‌های پشت کمان و معمولاً همراه با سری کلسیمی - قلیایی مانند فیجی (Jiang et al., 2002; Wang et al., 2006) و آلپ (Venturelli et al., 1984). همچنین (Sun & Stern, 2001) Izu-Bonin-Mariana و فرایند کافت‌زایی در کمان ماگمایی قاره‌ای همراه با سری‌های کلسیمی - قلیایی پتاسیم کم، متوسط و بالا مانند Cascades (Bacon, 1990; Conrey et al., 1997) و نواحی کافت‌های قاره‌ای پس از فرورانش. ۲- در محیط‌های کوهزایی پس از برخورد مانند تبت (Turner et al., 1996). همچنین سنگ‌های پلوتونیک با ویژگی مشابه از کمر بندهای برخوردی کهن در جاهای دیگر گزارش شده‌اند (Eklund et al., 1998; Liegeois et al., 1998).

۳- مثال‌های خیلی کمیابی از فعالیت ماگمایی پتاسیک و اولتراپتاسیک در محیط‌های کشتی درون قاره‌ای مانند بخش جنوب غربی اوگاندا و کافت خاور آفریقا گزارش شده است (Thompson, 1985).

همچنان که پیش‌تر بیان شد، توالی نفوذ سنگ‌های رخنمون یافته در توده خانکندی به این صورت است که ابتدا ماگمای گرانودیوریتی نفوذ کرده است و به دنبال آن، گابروها و مونزونیت‌ها و در نهایت دایک‌های لامپروفیری و داسیت‌ها جایگزین شده‌اند. در نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی، سنگ‌های توده خانکندی در محیط‌های زمین ساختی مختلفی قرار می‌گیرند. لامپروفیرها در محیط درون قاره‌ای، گابروها و مونزونیت‌ها در محیط پس از برخورد و گرانودیوریت‌ها در محیط پس از برخورد تا همزمان با برخورد (شکل‌های ۱۶ و ۱۷). در نمودارهای Muller & Groves (1995) که برای سنگ‌های شوشونیتی پیشنهاد شده‌اند (شکل‌های ۱۶-c,b,a) نمونه‌های دایک‌های لامپروفیری در محدوده درون قاره‌ای و نمونه‌های گابرویی و مونزونیتی در محدوده پس از برخورد قرار دارند. همچنین در نمودار Batchelor & Bowden (1985) (شکل ۱۶-d)، نمونه‌های گابرویی و مونزونیتی در محدوده بالای آمدگی پس از برخورد قرار دارند. در حالی که نمونه‌های گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها به سوی محدوده همزمان با برخورد متمایل هستند.



شکل ۲- (a) موقعیت توده خانکندی در نوار نفوذی- آتشفشانی ارسباران در نقشه ساده شده منطقه (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰، مهر، ۱۳۷۰) و (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده توده خانکندی، برگرفته از نقشه ۱:۲۰۰۰۰ توده خانکندی (آقازاده، ۱۳۸۵).

شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در پهنه‌بندی زمین‌ساختی شمال باختر ایران و قفقاز (Brunet et al., 2003). در این پهنه‌بندی، منطقه مورد مطالعه در پهنه ارمنستان جنوبی (قره‌داغ) قرار دارد.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های مختلف توده خانکندی بر اساس تجزیه نقطه‌ای آنها.

Rock type	Olivine Gabbro			Monzogabbro				Granite			
	Ol	Cpx	Pl	Cpx	Amph	Amph	Mica	Pl	Amph	Mica	Pl
SiO ₂	37.422	51.212	52.98	51.627	40.852	53.311	36.689	53.544	49.316	37.528	59.28
TiO ₂	-	0.774	0.043	0.416	4.717	0.097	6.583	0.052	0.699	4.689	0.034
Al ₂ O ₃	0.048	1.89	28.435	1.417	11.803	3.131	14.876	28.496	4.499	13.649	24.844
FeO	22.572	7.107	0.278	5.882	10.464	8.69	10.08	0.404	11.757	15.001	0.182
MgO	39.321	15.618	0.03	15.928	13.883	17.914	17.008	0.032	15.981	14.728	-
CaO	0.027	21.633	10.685	22.269	11.666	12.316	0.057	10.471	11.659	0.007	6.22
Na ₂ O	-	0.501	5.092	0.356	2.42	0.516	0.582	5.254	1.091	0.123	7.874
K ₂ O	0.001	0.005	0.29	-	1.105	0.088	8.525	0.28	0.386	9.631	0.298
MnO	0.58	0.36	0.01	0.347	0.221	0.282	0.095	0.003	0.693	0.163	0
P ₂ O ₅	0.085	0.021	0.065	0.012	0.032	-	0.026	0.032	-	0.015	0.013
NiO	0.01	-	0.028	0.02	0.063	-	0.039	0.073	-	0.04	0.015
Cr ₂ O ₃	-	0.207	-	-	0.004	0.221	-	-	-	0.469	0.182
V ₂ O ₅	0.036	0.028	0.018	0.045	0.106	0.037	0.093	-	0.068	0.08	-
SrO	-	0.006	0.287	0.028	0.038	-	-	-	0.047	-	0.119
BaO	-	-	0.136	-	0.085	-	1.051	0.257	-	0.179	0
SO ₃	0.085	-	0.024	-	0.012	0.016	0.02	-	0.001	0.004	-
F	0.002	0.067	-	-	0.441	0.252	0.477	-	0.223	0.412	-
Total	100.189	99.401	98.401	98.347	97.726	96.765	96	98.898	96.326	96.545	99.061

Rock type	Monzonite				Lamprophyre				
	Cpx	Amph 1	Amph 2	Mica	Feld	Cpx	Amph	Mica	Feld
SiO ₂	53.405	55.294	49.095	36.447	57.811	46.56	38.959	35.85	64.502
TiO ₂	0.009	0.075	1.037	5.705	0.094	2.29	5.232	6.49	0.336
Al ₂ O ₃	0.21	0.492	5.264	14.115	25.615	6.22	12.891	13.01	19.281
FeO	5.007	9.042	9.523	12.436	0.253	6.9	9.306	12.11	0.493
MgO	15.513	18.687	17.449	16.158	0.022	12.89	14.128	17.25	-
CaO	24.552	12.736	11.719	0.01	7.147	22.89	11.905	-	0.524
Na ₂ O	0.182	0.097	1.317	0.377	6.93	0.9	2.398	0.83	5.075
K ₂ O	0.004	0.042	0.579	9.498	0.485	0.021	1.173	9.79	9.336
MnO	0.529	0.334	0.05	0.119	-	0.2	0.036	0.1	-
P ₂ O ₅	-	-	-	0.007	0.019	0.021	0.055	0.007	0.002
NiO	-	0.011	0.039	0.017	0.021	-	0.03	0.002	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.122	-	0.026	0.2	-	0.2	-
V ₂ O ₅	0.043	0.063	0.047	0.062	-	0.05	0.12	-	0.003
SrO	0.015	-	0.001	-	0.098	0.06	0.065	-	-
BaO	-	0.058	-	0.885	0.001	-	0.028	0.279	-
SO ₃	-	-	0.004	0.013	0.011	-	0.05	-	0.013
F	0.139	0.339	1.011	1.272	0.074	0.1	0.244	0.75	-
Total	99.549	97.127	97.131	96.585	98.576	99.302	96.517	96.668	99.565

جدول ۲- نتایج تجزیه نمونه‌های توده خانکندی از ترکیب‌های سنگی مختلف.

Rock type	Lamprophyre				Gabbro				Monzonite			
Wt%												
SiO ₂	45.95	43.93	46.1	46.03	48.52	52.22	51.86	49.72	56.37	55.1	57.33	56.08
TiO ₂	2.01	1.93	2.43	1.59	1.35	1.47	1.18	1.32	1.16	1.16	1.14	1.06
Al ₂ O ₃	14.36	12.53	12.42	14.62	18.05	16.76	15.65	18.32	18.59	18.04	17.86	18.86
Fe ₂ O ₃ ^t	9.62	10.45	9.68	9.04	9.94	9.39	7.92	7.96	6.02	7.02	6.54	5.84
MgO	5.85	9.62	6.62	6.45	4.28	3.58	5.73	4.78	2.15	2.75	2.48	1.55
MnO	0.13	0.23	0.16	0.17	0.17	0.13	0.14	0.12	0.1	0.1	0.1	0.11
CaO	8.57	9.61	10.32	9.35	8.66	7.64	8.73	7.83	6.42	6.36	5.64	5.27
Na ₂ O	2.63	3.04	2.68	2.33	3.11	2.99	3.3	4.02	3.66	3.82	3.61	4.12
K ₂ O	2.66	2.85	2.68	2.74	2.25	3.3	1.44	2.12	3.67	3.15	3.89	4.38
P ₂ O ₅	0.89	1.09	1.09	0.45	0.6	0.71	0.6	0.56	0.48	0.57	0.5	0.46
LOI	6.92	6.55	5.6	6.35	2.88	1.03	2.62	1.74	1.2	1.34	1.06	2
Total	99.59	99.86	99.78	99.12	99.8	99.23	99.17	98.8	99.84	99.41	100.14	99.72
ppm												
Sc	16.5		13.2	14.37	25.62	11.08	20.18	25.36	17.08	2.11	18.23	15.45
V	153.97	171	207	166.66	161.03	185.41	173.62	159.06	194.79	95.09	133.93	127.67
Cr	188.16	350	250	174.89	190.6	82.07	69.53	196.04	65.48	52.17	82.35	88.57
Co	34.1	45.1	39.6	34.81	32.36	28.42	26.36	36.41	27.53	11.56	20.71	18.89
Ni	90.62	194	142	158.44	98.18	22.04	29.97	158.53	40.29	8.9	19.83	20.07
Cu	52.2	31	53.15	50.65	19.16	24.03	369.64	320.76	176.42	45.89	68.51	60.63
Zn	75.54	267	120	79.26	96.14	83.33	85.14	94.52	88.1	53.55	80.06	61.57
Ga	30.05	17.1	19.9	38.24	33.51	28.43	39.22	30.02	45.81	26.2	46.02	39.58
Rb	36.33	22.7	32.8	37.25	63.02	41.02	92.72	50.85	53.04	61.67	84.55	117.8
Sr	1065.9	1050	1610	1117.7	853.06	764.07	817.45	1117.5	1235	761.58	958.58	760.44
Y	14.05	23	19.1	16.67	17.44	15.15	27.64	24.86	18.8	7.11	21.54	24.43
Zr	143.18	269	210	166.3	24.01	9.25	77.09	63.43	12.38	12.83	81.69	43.5
Nb	45.54	50.1	56.3	46.93	20.26	12.82	42.42	24.42	18.33	18.58	37.67	55.93
Cd	0.29		0.42	0.5	0.16	0.17	0.27	0.31	1.06	0.14	0.29	0.29
Cs	1.3	3.54	3.02	2.94	2.1	1.08	3.04	2.94	1.05	0.63	4.58	3.86
Ba	722	600	682	779.59	834.12	581.46	669.12	342.04	881.7	533.66	721.06	679.77
La	37.03	67.9	62.9	52.68	30.8	39.28	68.02	38.28	49.35	39.16	63.22	67.68
Ce	78.88	154	128	115.16	61.86	74.25	142.72	104.28	104.34	72.75	129.5	136.62
Pr	10.45	15.75	15.7	13.12	8.6	9.88	17.78	13.22	11.64	8.91	14.62	15.9
Nd	39.89	57.2	58.2	47.57	34	37.29	58.16	48.53	44.13	30.56	47.79	50.62
Sm	6.65	9.96	10.2	8	6.6	6.67	10.05	8.91	7.94	4.79	7.72	8.18
Eu	2.11	2.7	2.79	2.56	2.1	2.13	2.29	2.69	2.48	1.31	2.34	2.21
Gd	5.15	8.52	7.97	6.11	5.43	5.53	8.18	7.55	6.18	3.53	6.3	6.69
Tb	0.69	0.99	0.92	0.82	0.77	0.75	1.08	1.07	0.88	0.45	0.86	0.92
Dy	3.39	4.97	4.28	4.27	3.95	3.86	5.23	4.87	4.45	2.36	4.04	4.61
Ho	0.58	0.8	0.75	0.73	0.72	0.69	1.04	0.96	0.77	0.43	0.82	0.92
Er	1.35	2.17	1.88	1.74	1.67	1.68	2.64	2.35	1.92	1.04	1.96	2.31
Tm	0.17	0.27	0.22	0.22	0.22	0.22	0.36	0.31	0.25	0.13	0.3	0.35
Yb	1.06	1.64	0.92	1.3	1.43	1.37	2.16	1.66	1.54	0.78	1.61	2.06
Lu	0.13	0.22	0.19	0.19	0.19	0.2	0.31	0.24	0.23	0.11	0.23	0.29
Ta	4.71	3	3.1	3.02	1.68	1.01	2	2.02	1.09	0.9	5.01	5.4
W	1.15	2	3	0.25	1.66	2.1	7	0.86	2.09	0.53	5.04	6.24
Pb	6.39	12	38	10.84	11.68	7.98	12.17	7.14	11.47	11.29	13.9	19.37
Th	3.29	11.25	3.49	4.63	4.45	2.4	14.14	11.18	3.84	11.35	15.99	36.87
U	1.36	2.67	0.9	1.22	1.43	0.76	3.84	2.74	0.99	4.63	4.54	13.88
Hf	4.21	6.2	4.7	4.18	1.18	0.42	2.06	1.78	0.66	0.51	2.3	1.33
Sum REE	187.53	327.09	294.92	254.46	158.33	183.79	320.03	234.93	236.1	166.29	281.32	299.38
K ₂ O/Na ₂ O	1.01	0.94	1	1.17	0.73	1.1	0.44	0.53	1	0.82	1.08	1.06
#Mg	0.55	0.65	0.58	0.59	0.46	0.43	0.59	0.55	0.42	0.44	0.43	0.35
Eu/Eu*	1.11	0.9	0.95	1.12	1.08	1.08	0.78	1.01	1.09	0.98	1.03	0.92
La/Yb _n	23.42	27.69	45.72	27.17	14.38	19.15	21.08	15.39	21.45	33.67	26.21	21.92

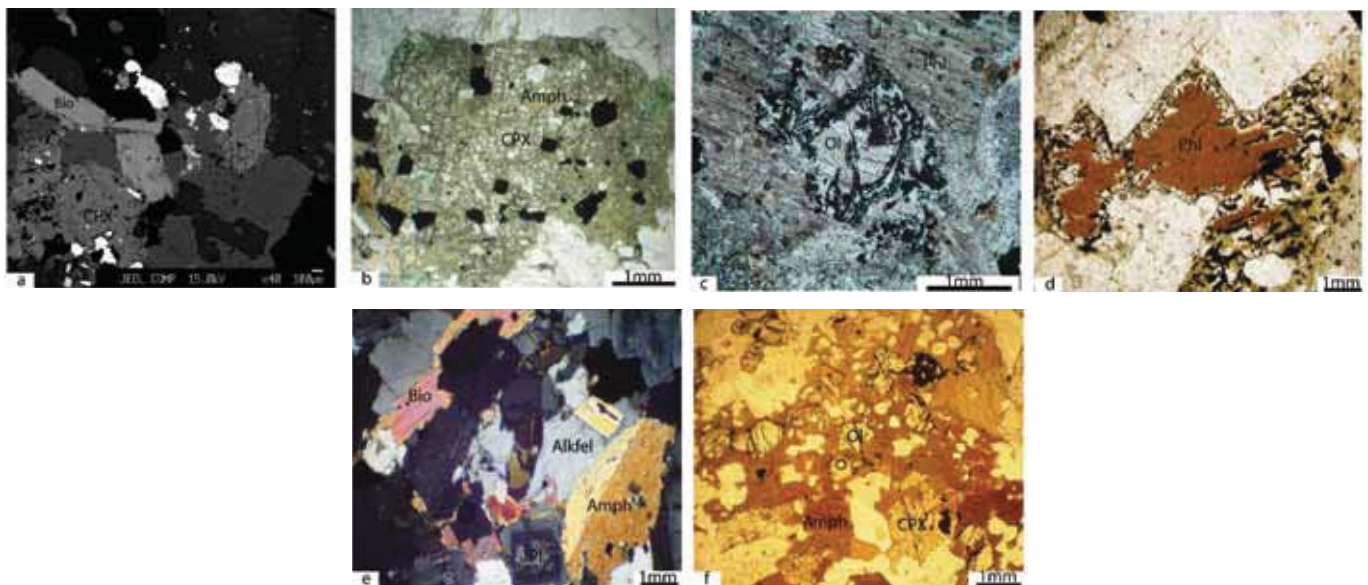
Rock type	Monzonite	En. monzonite	Granodiorite	En. granodiorite	Dacite	Enclave dacite
Wt%						
SiO ₂	59.72	61.12	60.37	49.36	71.19	68.4
TiO ₂	0.87	0.56	0.81	1.28	0.36	0.44
Al ₂ O ₃	17.08	16.46	17.56	20.75	14.97	15.32
Fe ₂ O ₃ ^t	5.03	3.92	4.82	7.61	2.19	2.93
MgO	2.08	1.99	2.51	2.63	0.59	0.91
MnO	0.08	0.08	0.08	0.07	0.04	0.05
CaO	4.82	3.32	4.53	6.13	2.04	2.98
Na ₂ O	3.89	4.39	4.5	3.49	3.51	3.49
K ₂ O	4.14	3.78	3.22	2.61	4.35	4.14
P ₂ O ₅	0.39	0.29	0.39	0.54	0.16	0.24
LOI	1.16	3.69	0.74	2.4	0.64	0.85
Total	99.27	99.81	99.8	96.86	100.05	99.76
ppm						
Sc	5.13		6.88	10.57	4.28	7.05
V	75.84	71	95.34	126.34	39.23	57.03
Cr	93.8	130	73.53	47.81	88.55	95.06
Co	10.2	10.9	13.66	34.55	5.56	7.4
Ni	16.34	15	33.34	73.6	10.42	13.77
Cu	44.65	60	47.2	14095.68	20.7	54.12
Zn	37.78	63	63.07	59.92	48.97	28.63
Ga	24.97	17.5	41.76	50.28	30.11	35.92
Rb	73.59	114	72.81	67.73	108.3	108.45
Sr	626.51	661	938	1480.04	454.79	612.86
Y	11.79	10.7	11.81	11.41	8.42	10.59
Zr	10.71	180	8.1	79.9	28.76	61.17
Nb	20.34	24.3	26.16	17.74	20.77	24.46
Cd	0.14		0.61	0.28	0.18	0.19
Cs	1.28	2.09	1.2	3.01	1.28	1.76
Ba	554.1	873	790.22	900.22	478.54	582.43
La	42.48	46.7	47.06	47.19	44.81	45.76
Ce	78.24	88.1	94.39	93.54	79.24	87.44
Pr	9.83	8.08	9.63	9.52	7.14	8.57
Nd	33.32	26.8	32.69	31.15	20.41	26.15
Sm	5.18	4.25	5.12	4.64	2.76	3.77
Eu	1.31	1.08	1.59	2.25	0.85	1.13
Gd	4.03	3.52	3.93	3.72	2.32	2.9
Tb	0.52	0.39	0.51	0.46	0.29	0.37
Dy	2.69	2.09	2.54	2.13	1.43	1.88
Ho	0.48	0.36	0.47	0.41	0.28	0.36
Er	1.22	1.09	1.18	0.99	0.76	1.01
Tm	0.18	0.15	0.15	0.11	0.1	0.12

Yb	1.11	1.08	0.9	0.65	0.69	0.83	0.53	0.74	2.06	0.64	0.86	0.89
Lu	0.14	0.14	0.13	0.08	0.08	0.1	0.07	0.11	0.28	0.08	0.12	0.12
Ta	3.1	1.7	2.03	1.39	2.26	2.06	1.1	1.88	1	2.33	1.37	1.3
W	3.5	11	3.3	3.41	1.16	1.58	20	0.84	7	5.75	2.32	14
Pb	9.37	14	13.77	120.44	31.14	25.41	14	17.65	20	24.36	12.89	28
Th	13.64	18.1	11.84	1.53	16.37	18.51	15.8	21.1	7.02	17.09	21.7	24.5
U	3.04	3.41	1.49	0.64	3.65	3.86	2.14	4.41	2.08	4.66	4.6	3.2
Hf	0.73	4.6	0.36	1.86	0.84	1.73	3.3	0.45	2.8	1.86	2.52	4.1
Sum REE	180.72	184	200.29	196.82	161.17	180.39	127.18	149.37	250.68	125.8	308.57	278.21
K ₂ O/Na ₂ O	1.07	0.861	0.72	0.75	1.24	1.19	0.824	1.03	0.27	1.21	0.58	0.608
#Mg	0.45	0.504	0.51	0.41	0.35	0.38	0.345	0.46	0.609	0.39	0.62	0.574
Eu/Eu*	0.88	0.86	1.09	1.67	1.04	1.05	0.87	1.07	0.69	1.01	1.03	0.85
La _n /Yb _n	25.57	28.9	34.8	48.73	43.57	36.73	42.77	33.91	18.79	29.56	60.31	49.81

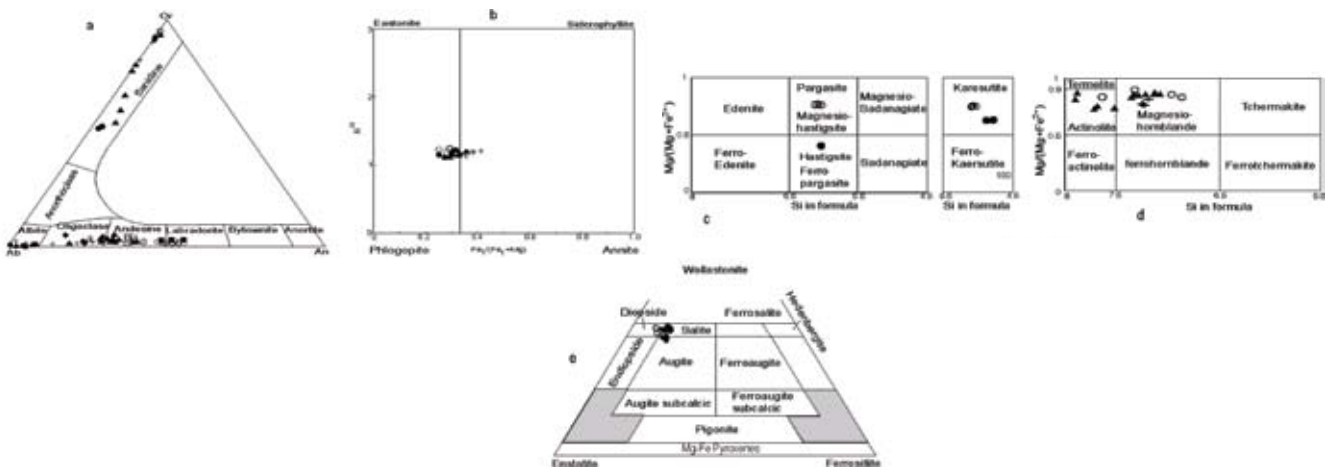
جدول ۳- کانی‌های نورماتیو محاسبه شده برای نمونه‌های مختلف سنگ‌های توده خانکندی.

Normative Minerals (Wt%)	Lamprophyre			Gabbro				Monzonite							
Quartz	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	3.6	0.0	4.3	3.1	5.3	1.0	5.7	5.8	8.2
Plagioclase	45.6	25.0	36.5	44.6	57.3	49.2	53.9	60.9	55.5	56.6	52.4	56.5	50.2	51.4	51.1
Orthoclase	17.1	17.9	17.0	17.6	13.9	20.0	8.9	13.1	22.1	19.2	23.3	26.7	26.3	27.5	25.1
Nepheline	0.0	8.2	1.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Leucite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Corundum	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Diopside	16.7	26.8	28.8	21.4	9.6	9.8	14.6	8.8	4.7	4.6	3.3	2.9	4.2	2.3	4.1
Hypersthene	4.9	0.0	0.0	0.0	4.1	15.4	15.4	0.0	10.0	13.0	12.2	9.9	10.5	10.1	9.1
Wollastonite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Olivine	9.4	15.7	8.6	12.0	11.0	0.0	0.0	12.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ilmenite	4.2	3.9	5.0	3.3	2.7	2.9	2.3	2.6	2.2	2.3	2.2	2.1	2.1	1.9	1.7
Magnetite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Apatite	2.3	2.7	2.7	1.1	1.5	1.7	1.5	1.3	1.1	1.4	1.2	1.1	1.1	1.0	0.9
Total	100.1	100.2	100.1	100.1	100.1	100.0	100.1	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

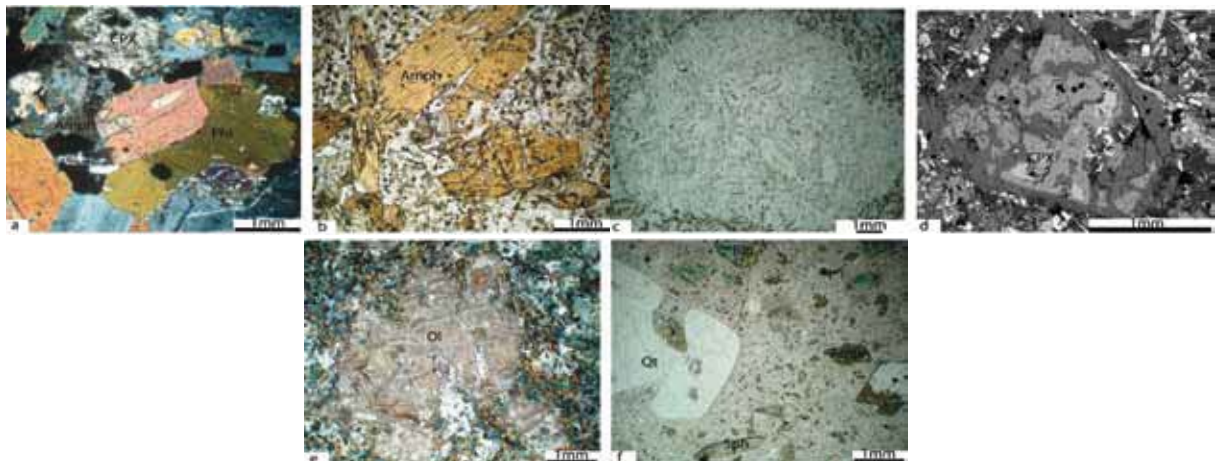
Normative Minerals (Wt%)	Monzonite	Enclave Monzonite	Granodiorite				Enclave Granodiorite	Dacite	Enclave dacite		
Quartz	11.1	8.5	0.4	28.5	24.2	25.0	22.8	0.0	29.2	0.0	3.0
Plagioclase	53.6	57.2	60.1	39.1	43.4	46.4	45.3	63.6	37.6	55.4	55.3
Orthoclase	23.4	19.4	16.5	25.9	24.8	21.8	24.7	8.2	24.7	15.4	16.7
Nepheline	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Leucite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Corundum	0.0	0.0	2.5	1.2	0.3	1.2	0.2	0.0	1.5	0.0	0.0
Diopside	0.6	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.8	0.0	16.6	8.6
Hypersthene	9.6	10.9	16.6	4.3	6.0	4.6	5.8	6.5	5.7	7.2	13.0
Wollastonite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Olivine	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2	0.0	1.7	0.0
Ilmenite	1.1	1.6	2.6	0.7	0.9	0.6	0.8	2.4	0.8	2.2	2.0
Magnetite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Apatite	0.7	0.9	1.3	0.4	0.6	0.4	0.5	1.4	0.5	1.6	1.5
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0	100.1	100.1



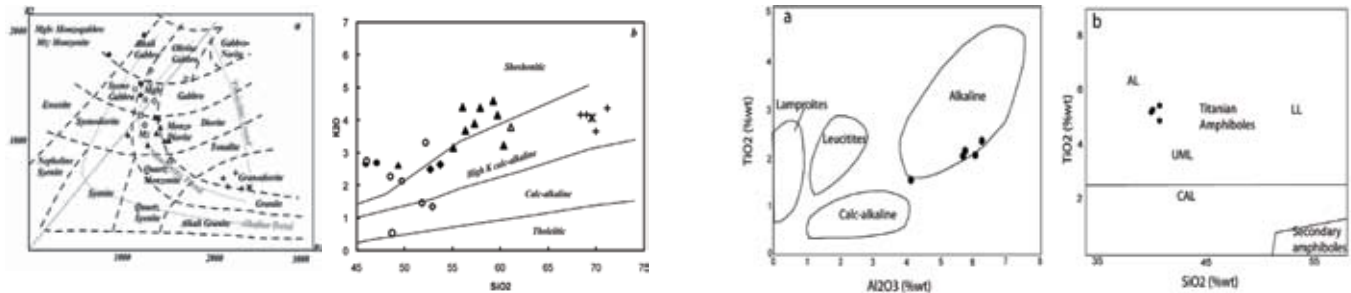
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها و اولیوین گابروها: (a) تصویر Back scatter از سنگ‌های مونزونیتی با کانی‌های مافیک چیره کلینوپیروکسن و بیوتیت، (b) تبدیل کلینوپیروکسن به صورت بخشی به آمفیبول در مونزونیت (نور پلاریزه)، (c) قالب اولیوین در درون کانی فلوگویت در مونزونیت‌ها (نور پلاریزه)، (d) تبدیل فلوگویت به فلدسپار و کانی کدر (تیتانومگنتیت) از حاشیه در مونزونیت (نور پلاریزه)، (e) تصویری از گرانودیوریت‌ها با کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول و بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (نور پلاریزه) و (f) جانشینی اولیوین و کلینوپیروکسن توسط آمفیبول قهوه‌ای در اولیوین گابروها (نور پلاریزه). علائم اختصاری: Bio: بیوتیت؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Amph: آمفیبول؛ Ol: اولیوین؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Alkfel: فلدسپار قلیایی.



شکل ۴- نمودارهای تعیین ترکیب کانی‌ها در ترکیب‌های سنگی مختلف توده: (a) ترکیب فلدسپارها در نمودار مثلثی آنورتیت-اورتوز-آلیت (Deer et al., 1966)، (b) ترکیب میکاها در نمودار Al^{IV} برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer et al., 1966)، (c) و (d) ترکیب آمفیبول‌ها در نمودارهای تمایز انواع آمفیبول (Leake et al., 1997) و (e) ترکیب پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی فروسیلیت-ولاستونیت-انستاتیت (Morimoto, 1988). علائم استفاده شده در این شکل و شکل‌های بعدی به این صورت هستند: دایره توپر: لامپروفیرها؛ دایره توخالی: کاپروها؛ مثلث توپر: مونزونیت‌ها؛ مربع توخالی: انکلامونزونیت‌ها؛ بیضی توخالی: گرانودیوریت‌ها؛ لوزی توپر: انکلامونزونیت‌ها؛ لوزی توخالی: داسیت‌ها؛ لوزی توخالی: انکلامونزونیت‌ها و مثلث توخالی: دایک مونزونیتی.

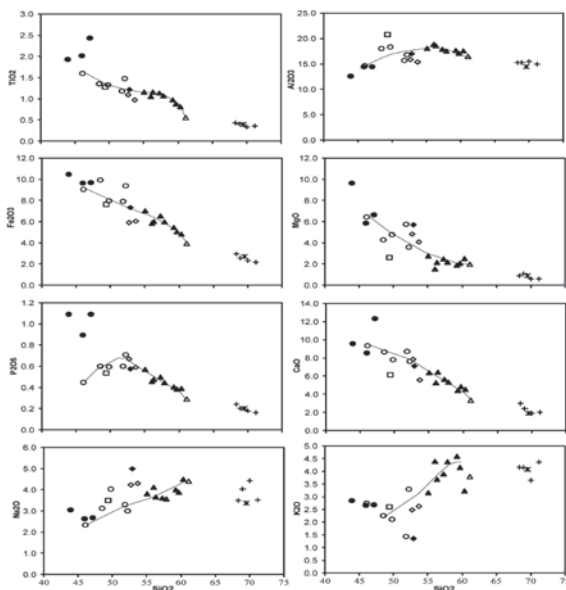


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از مونزوکابروها، لامپروفیرها و داسیت‌ها: (a) تصویری از مونزوکابروها با کانی‌های مافیک اصلی کلینوپروکسن و فلوگوپیت؛ کلینوپروکسن به طور بخشی با آمفیبول جایگزین شده است (نور پلاریزه)، (b) بافت پورفیری در دایک‌های لامپروفیرهای با درشت‌بلورهای آمفیبول قهوه‌ای (نور معمولی)، (c) گلوله‌های عدم آمیختگی مایع در لامپروفیرها (نور معمولی)، (d) تصویر back scatter از دایک‌های لامپروفیری، قالبی از بلور کلینوپروکسن با بقایایی از کلینوپروکسن در داخل آن، (e) تصویری از قالب درشت‌بلور اولیون در لامپروفیرها (نور پلاریزه) و (f) تصویری از داسیت‌ها با بافت پورفیری و درشت‌بلورهای کوارتز، آمفیبول و بیوتیت (علائم اختصاری همانند شکل ۳ است).

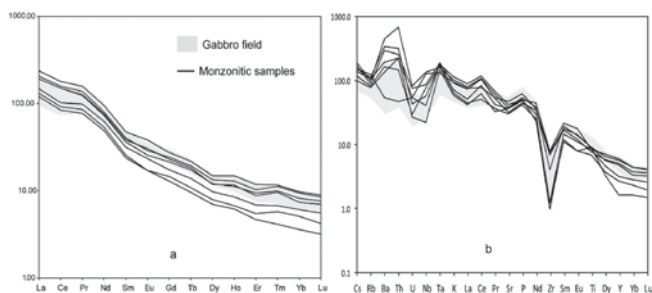


شکل ۶- نمودارهای تعیین ماهیت لامپروفیرهای توده: (a) بر اساس ترکیب کلینوپروکسن‌ها و (b) ترکیب آمفیبول‌ها (Rock, 1991). علائم همانند شکل ۴ است.

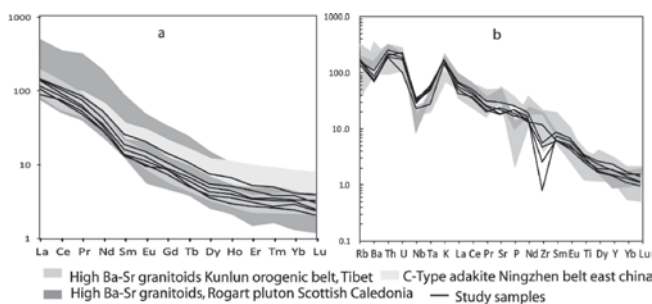
شکل ۷- (a) تغییرات ترکیبی فازهای مختلف توده خانکندی در نمودار کالک آلکالن پتاسیم بالا (تقسیم‌بندی محدوده‌ها بر اساس Peccerillo & Taylor, 1976) و (b) تعلق سنگ‌های توده خانکندی به سری شوشونیتی و کالک آلکالن پتاسیم بالا (تقسیم‌بندی محدوده‌ها بر اساس Peccerillo & Taylor, 1976) (علائم همانند شکل ۴ است).



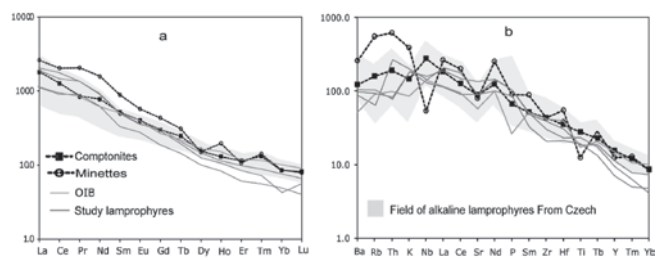
شکل ۹- نمودارهای تغییرات Harker, (1909) برای عناصر اصلی (نشانه‌ها همانند شکل ۴ است).



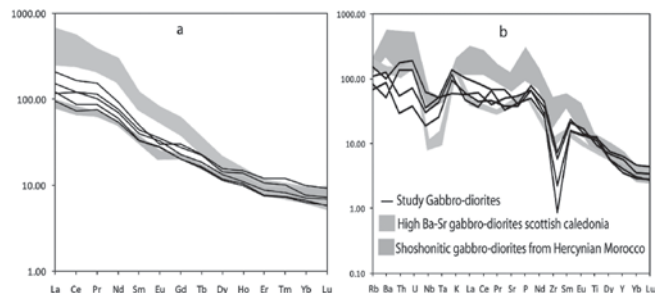
شکل ۱۱- (a) الگوی REEs نمونه‌های مونزونیتی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Nakamura, 1974) و (b) الگوی عناصر کمیاب، ناسازگار و خاکی کمیاب در نمونه‌های مونزونیت بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989). در این نمودارها، نمونه‌های مونزونیتی با محدوده نمونه‌های گابروی منطقه مقایسه شده‌اند.



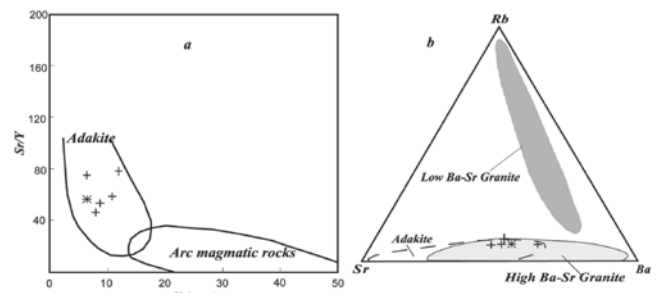
شکل ۱۳- (a) الگوی REEs نمونه‌های گرانودیوریتی و داسیتی توده خانکندی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و (b) الگوی عناصر کمیاب، ناسازگار و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989)؛ الگوی نمونه‌های گرانودیوریت و داسیتی‌های توده خانکندی با نمونه‌های گرانیتیویدهای سرشار از باریم و استرانسیم کمرند کوهزایی Kunlun تبت (Ye et al., 2008)، توده کلدونی اسکاتلند (Fowler et al., 2001) و آداکیت‌های نوع C از کمرند Ningzhen در خاور چین (Xu et al., 2002) مقایسه شده‌اند. همچنان که دیده می‌شود، الگوی گرانودیوریت‌ها و داسیت‌های منطقه تشابه فراوانی با الگوی گرانیتیویدهای سرشار از باریم و استرانسیم کمرند کوهزایی Kunlun تبت و آداکیت‌های نوع C از کمرند Ningzhen در خاور چین دارد.



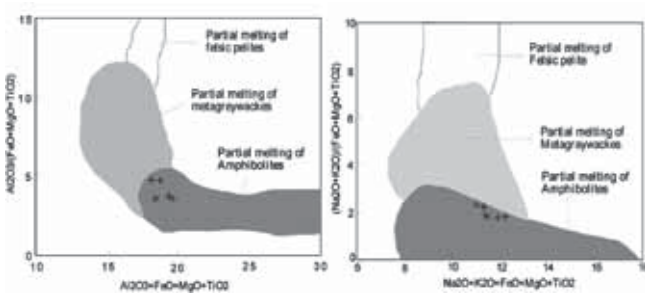
شکل ۸- (a) الگوی REEs در لامپروفیرها که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Nakamura, 1974)؛ در این نمودار، شیب ملایم از LREEs به سوی HREEs، نشان از غنی شدن نمونه‌ها از عناصر کمیاب سبک و تهی شدن آنها از عناصر کمیاب سنگین دارد. از سوی دیگر، نبود بی‌هنجاری منفی Eu در آنها آشکار است و (b) الگوی عناصر کمیاب، ناسازگار و خاکی کمیاب در لامپروفیرها که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Thompson, 1982)؛ همچنان که دیده می‌شود، الگوی فراوانی عناصر در نمونه‌های منطقه با میانگین الگوی لامپروفیرهای کامپونیتی (Rock, 1991) و لامپروفیرهای قلیایی کامپونیتی جمهوری چک قابل مقایسه است. الگوی لامپروفیرهای منطقه از الگوی لامپروفیرهای کلسیمی- قلیایی (مینت‌ها) متفاوت است.



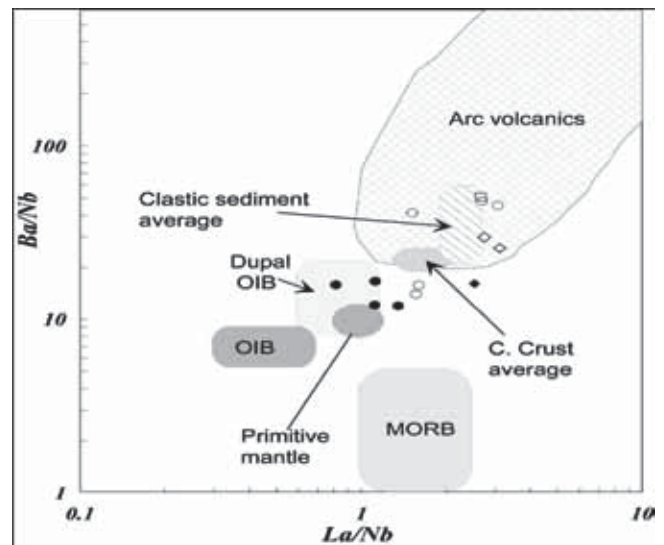
شکل ۱۰- (a) الگوی REEs، بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و (b) الگوی عناصر کمیاب، ناسازگار و خاکی کمیاب در نمونه‌های گابرو توده خانکندی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) و مقایسه آنها با محدوده گابروهای شوشونیتی و سرشار از Sr و Ba گزارش شده از کالدونی اسکاتلند (Fowler et al., 2001) و هرسینین مراکش (Ajaji et al., 1998).



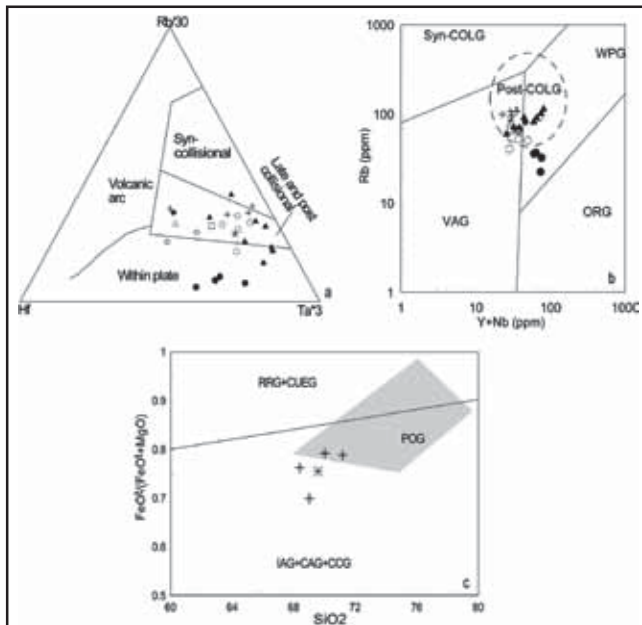
شکل ۱۲- (a) نمودار Sr/Y در برابر Y برای تمایز آداکیت‌ها از ماگماهای معمولی کمان (Defant & Drummond, 1990) و (b) نمودار Sr-Rb-Ba برای تمایز محدوده گرانیت‌های سرشار از باریم و استرانسیم و آداکیت‌ها از محدوده گرانیت‌های با باریم و استرانسیم پایین (Torney & Jones, 1994). نشانه‌ها همانند شکل ۴ است.



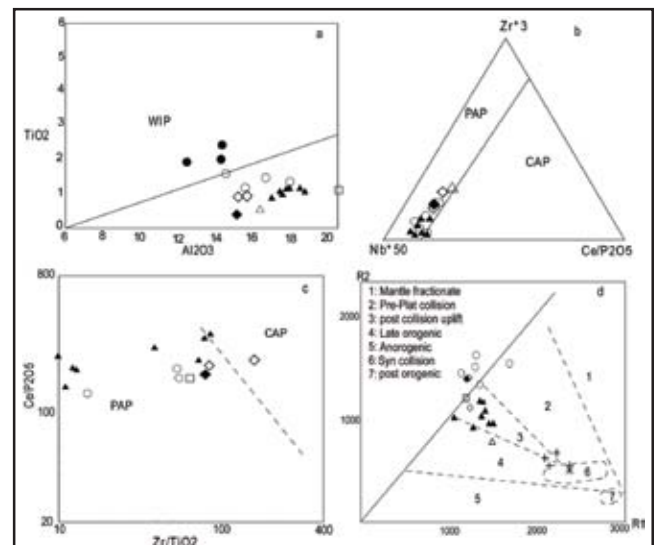
شکل ۱۵- نمودارهای تعیین منشأ گرانودیوریت‌ها و داسیت‌ها (Patino Douce, 1996).



شکل ۱۴- موقعیت لامپروفیرهای توده خانکندی در نمودار Ba/Nb در برابر La/Nb که بیشتر در محدوده گوشته OIB نوع دوپال قرار دارند.



شکل ۱۷- (a) نمودار $Hf-Rb/30-Ta*3$ برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مختلف توده (Harris et al., 1986) و نمودار (b) نمودار Rb در برابر $Y+Nb$ (Pearce et al., 1984) و نمودار (c) نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر سیلیس (Maniar & Piccoli, 1989) برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتوئیدی توده خانکندی. همان‌طور که در این نمودارها دیده می‌شود به غیر از لامپروفیرها که در محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای قرار دارند، بقیه در محیط پس از برخورد قرار گرفته‌اند. علائم اختصاری: Syn-COLG: Syn-collisional granite؛ Post-COLG: Post collisional granite؛ WPG: within plate granite؛ VAG: volcanic arc granite؛ ORG: Oceanic ridge granite؛ RRG: Rift related granitoids؛ CUEG: Continental uplift epirogenic granitoids؛ IAG: Island arc granitoids؛ CAG: continental arc granitoids؛ CCG: continental collision granitoids؛ POG: Post orogenic Granitoids .



شکل ۱۶- (a ، b و c) نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک (Muller & Groves, 1995) برای سنگ‌های مافیک توده خانکندی. همچنان که دیده می‌شود، لامپروفیرها در محدوده درون صفحه‌ای و مونزونیت‌ها و گابروها در محدوده پس از برخورد قرار دارند و (d) نمودار R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های توده خانکندی، نمونه‌های مونزونیتی، بیشتر در محیط بالازدگی پس از برخورد و گرانیت‌ها و داسیت‌ها در نزدیک محدوده همزمان با برخورد قرار دارند. علائم اختصاری:

WIP: within plate potassic magmatic rocks؛ PAP: Post collisional arc potassic magmatic rocks ؛ CAP: Continental arc potassic magmatic rocks.

کتابنگاری

- آقازاده، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی توده خانکندی و نواحی مجاور به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰.
- آقازاده، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی شمال و شرق اهر (شیورداغ، خانکندی، انزان و یوسفلو) با نگرشی بر کانی‌زایی وابسته، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۷۰ صفحه.
- آقنابتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- زمانی، دولق، ر.، ۱۳۷۹- مطالعه زمین‌شناسی و پتروژئوشیمیایی سنگ‌های پلوتونیک و ولکانیک توده‌های جنوب غرب مشکین‌شهر و ارتباط با ژنز مس و مولیبدن؛ رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ۳۷۹ صفحه.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۰- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر به مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰.

References

- Adamia, Sh. A., Lordkipanidze, M. B. & Zakariadze, G. S., 1977- Evolution of an active continental margin as exemplified by the alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Adamia, Sh. A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M. B. & Shavishvili, I., 1981- Tectonics of the Caucasus and adjacent regions: implications for evolution of the Tethys Ocean. *Journal of Structural Geology*, 3 (4), 437-447.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejhad Omran, N., Emami, M. H., Moinvaziri, H. & Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 199-219.
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A. & Bouabdellah, M., 1998- Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45, 371-393.
- Atherton, M. P. & Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- Azambre, B., Rossy, M. & Albareda, F., 1992- Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). *European Journal of Mineralogy*, 4, 813-834.
- Bacon, C. R., 1990- Calc-alkaline, shoshonitic, and primitive tholeiitic lavas from monogenetic volcanoes near Crater Lake, Oregon. *Journal of petrology*, 31, 135-166.
- Batchelor, E. D. & Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series, using multicationic parameters. *Chemical geology*, 48, 43-55.
- Bea, F., Montero, P. & Molina, J. F., 1999- Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila Batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology*, 107, 399-419.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of Earth science*, 18, 210-265.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros. Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamic Symposium*, vol. 3. American Geophysical Union, Washington, DC, 5- 32.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163-183.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. & Geschwind, C. H., 1989- Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc: 1. Mineralogic and major trace element characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4469-4496.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. & Nikishin, A. M., 2003- The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Structural geology*, 156, pp.119-148.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. & Solidum, R., 1999- Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134: 33-51.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chen, B., Jahn, B. M., Arakawa, Y. & Zhai, M. G., 2004- Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton: elemental and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 489-501.
- Chen, B., Tian, W., Zhai, M. G. & Arakawa, Y., 2005- Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Mesozoic magmatism in the Taihang Mountains and other places of the North China craton, with implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Acta Geologica Sinica*, 21, 13-24, (in Chinese with English abstract).
- Chung, S. L., Liu, D. Y., Chu, M. F., Lee, H. Y., Wen, D. J., Lo, C. H., Lee, T. Y., Qain, Q. & Zhang, Q., 2003- Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, 1021-4.
- Conceicao, R. V. & Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, 72, 209- 229.
- Conrey, R. M., Sherrod, D. R., Hooper, P. R. & Swanson, D. A., 1997- Diverse primitive magmas in the Cascade arc, northern Oregon and southern Washington. *Canadian journal of mineralogy*, 35, 367- 396.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses—its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183- 210.
- Deer, F. R. S., Howie, R. A. & Zussman, J., 1966- An introduction to the rock forming minerals. V. 1-5, John Wiley and sons, New York, 530.
- Defant, M. J., Xu, J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q. & Xiao, L., 2002- Adakites: some variations on a theme. *Acta petrology Sinica*, 18, 129-142.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Didon, F. & Gemain, M., Y., 1976- Le Asabalan, Volcano Plio-Quaternaire de Azerbaijan oriental (Iran), *Stude geologique et petrographique du l edifice et de son environment regional. these, 3 eme cycle, universite Grenoble, France*.
- Dostal, J. & Owen, J. V., 1998- Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. *International journal of Earth sciences*, 87: 67-77.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.

- Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Frfjdf, S. & Shebanov, A. D., 1998- 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. *Lithos*, 45, 87–108.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. & Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Review*, 24, 81-134.
- Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F. & Greenwood, P. B., 2001- petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton Sutherland. *Journal of Geological Society of London*, 158, 521-534.
- Fowler, M. B. & Henney, P. J., 1996- Mixed Caledonian appenite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba- Sr Granite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 199-215.
- Furman, T. & Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48: 237– 262.
- Gamkrelidze, I. P., 1986- Geodynamic of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. *Tectonophysics*, 127, 261-277.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683–693.
- Gill, J. & Whelan, P., 1989- Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4561– 4578.
- Golonka, J., 2000- Geodynamic evolution of the South Caspian Basin. Istanbul 2000, AAPG's Inaugural Regional International Conference, Istanbul, Turkey. 40– 45 (Abstract volume).
- Golonka, J., Oszczypko, N. & Slaczka, A., 2000- Late Carboniferous Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent area. *Annals Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 107– 136.
- Gromet, L. P. & Silver, L., 1987- REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28, 75–125.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. & Spakman, J. E. R., 2006- Subduction history of the Tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction. *Tectonics*, 111, 1–26.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism In: *Collision tectonics*. 67-81, Geological Society of London Special Publication, 19.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Hushmandzadeh, A., 1969- Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, northwest, Iran). Geological Survey of Iran, 8, 31p.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. & Grove, M., 2008- Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics, *Tectonophysics*.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. & Yang, W. Z., 2002- Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid genesis. *Lithos*, 63: 165– 187.
- Jiang, Y. H., Ling, H. F., Jiang, S. Y., Fan, H. H., Shen, W. Z. & Pei, N., 2005- Petrogenesis of Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg potassic quenched enclaves at Xiangshan, southeast China. *Journal of Petrology*, 46, 1121–1154.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117– 132.
- Kay, R. W. & Kay, S. M., 1993- Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Kazmin, V. G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshin, L. P., Boulin, J. & Knipper, A. L., 1986- Volcanic belts as remarks of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Khain, V. E., 1977- critical composition of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. In international symposium of the Mediterranean basins, split (Yugoslavia). Edited by Biju – Duval B., Montadert L., Paris, 353-362.
- Knipper, A. L., Sharaskin, A. Y. & Voznesenskii, A. I., 2001- Ophiolite-clastic breccias of the Lesser Caucasus: structural features and origin. *Geotectonics* 35, 199– 206.
- Knipper, A. L. & Sokolov, S. D., 1974- Pre-upper Senonian tectonic sheets in the Lesser Caucasus. *Geotectonics* 1, 357– 361.
- Leake, B. E., Woolle, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35, 219–246.
- Liegeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J. & Black, R., 1998- Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids; the use of sliding normalization. *Lithos*, 45, 1– 28.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granites. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- Menzies, M. A., Wass, S. Y., 1983- CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. *Earth Planet Science Letters*, 65, 287–302.
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Fortschral Mineralogy*, 66, 237–252.
- Morrison, G. W., 1980- Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108.
- Muir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. & Evans, J. A., 1995- Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 689–701.
- Müller, D. & Groves, D. I., 1995- Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization. Springer-Verlag, Berlin.
- Mungall, J. E., 2002- Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30, 915–918.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 108, 380-398.
- Patin Douce, A. E., 1996- Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 11–21.
- Patin Douce, A. E., 1999- What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications 168, 55-75.

- Peacock, S. M., 1990- Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248 329–337.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York, pp. 525- 548.
- Pearce, J. A., 1996- A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Peccerillo, R. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Petford, N. & Atherton, M., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37, 1491– 1521.
- Petford, N. & Gallagher, G., 2001- Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 483–499.
- Qian, Q., Chung, S. L., Lee, T. Y. & Wen, D. J., 2003- Mesozoic high Ba-Sr granitoids from north China: geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova*, 15, 272-278.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. & Applegate, G. S., 1999- Reaction between slab-derived melts and peridotites in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160, 335–356.
- Rapp, R. P., Xiao, L., Shimizu, N. M., 2002, Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in east China. *Acta Petrologica Sinica*, 18, 293–311.
- Roberts, M. P. & Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, 825–828.
- Rock, N. M. S., 1991- Lamprophyres, 285 pp.
- Rogers, N. W., De Mulder, M. & Hawkesworth, C. J., 1992- An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 543-556.
- Skjerlie, K. P. & Patinõ Douce, A. E., 2002- The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1₀ to 3₂ GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. *Journal of Petrology*, 43, 291–314.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental margins*. Springer Verlag, pp. 873– 887.
- Stocklin, J. & Eftekhari- nezhad, J., 1969- Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map , 1:250000, Geological Survey of Iran, 59p.
- Sun, C. H., Stern, R. J., 2001- Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component. *J. Geophysical Research*, 106, 589–608.
- 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*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- Sylvester, P. J., 1998- Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, 97, 261–280.
- Tarney, J. & Jones, C. E., 1994- Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society London*, 151, 855– 868.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thompson, R. N., 1985- Asthenospheric source of Ugandan ultrapotassic magma?, *Journal of Geology*, 93, 603-608.
- Thompson, R. N., 1982- Magmatism of the British Ikrinary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. & Deng, W., 1996- Postcollision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37, 45– 71.
- Venturelli, G., Thorpe, R. S., Dal Piaz, G. V., Del Moro, A. & Potts, P. J., 1984- Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86 , 209-220.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F. & Bai, Z. H., 2006- Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. *lithos*, 89, 424-446.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. & Zhu, Y. T., 2005- Cenozoic K-rich adakitic volcanics in the Hohxil area, northern Tibet: lower crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33, 465–468.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. & Xiong X. L., 2004- Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan–Hongzhen area of east China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal*, 38, 417–434.
- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H., 1996- Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist*, 34, 175–186.
- Wyllie, P. J. & Sekine, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 375–380.
- Wyman, D. A. & Kerrich, R., 1993- Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*, 34, 1067–1109.
- Xiao, L. & Clemens, J. D., 2007- Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. *Lithos* 95 : 399–414.
- Xiong, X. L., Li, X. H., Xu, J. F., Li, W. X., Zhao, Z. H., Wang, Q. & Chen, X. M., 2003- Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemical Journal*, 37, 233–252.
- Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q. A. & Rapp, R. P., 2002- Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?. *Geology*, 30, 1111–1114.
- Ye, H. M., Li, X. H., Li, Z. X. & Zhang, C. L., 2008- Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research*, 13, 126–38.
- Zonenshain, L. P. & Le Pichon, X., 1986- Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181– 211.

fractal method are smaller and near to fact and correlated by geological models. Usage of grade parameter that is most important direct and quality parameter constructed reality results.

Key words: Concentration-Volume fractal method, Porphyry deposits, Supergene zone, Chah-Firuzeh, Kerman

For Persian Version see pages 167 to 172

*Corresponding author: P. Afzal; E-mail: peymanafzal@yahoo.com

Post-Collisional Shoshonitic, C-type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran)

M. Aghazadeh^{1*3}, M. H. Emami², H. Moin Vaziri³, N. Rashidnezhad Omran³, A. Castro⁴

¹Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University, Tehran, Iran

²Research Institute of the Earth Sciences, Geological survey of Iran, Tehran, Iran

³Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

⁴Department of Geology, University of Huelva, Huelva, Spain

Received: 2008 November 09

Accepted: 2009 June 13

Abstract

Khankandi pluton is located in northwestern part of Iran, within Garadagh (Arasbaran) - south Armenia block. Main units of the pluton are monzonite and granodiorite associated with minor gabbro and lamprophyric and dacitic dykes. Granodioritic plutonism is followed by gabbro and monzonite. Lamprophyric and dacitic dykes are emplaced at the end of the granodioritic plutonism. Gabbro and monzonites are shoshonitic, and granodiorites and dacites have high K-calc alkaline nature and characteristics of C-type (potassic or continental) adakites and high Ba-Sr granitoides. Lamprophyres are alkaline and have camptonitic composition. The monzonites follow fractionation trend of gabbro with minor crustal assimilation and contamination. Melting of garnet bearing mafic lower crust, metasomatised lithospheric mantle and upwelling asthenosphere produced granodioritic and dacitic, shoshonitic gabbro and lamprophyric magma respectively. The production of various magma types in the Oligocene of the Arasbaran occurred in response to slab break off and/or delamination of lithospheric mantle and upwelling of asthenosphere. Plutonism occurred after collision between Iranian and Arabian plates and crustal thickening in the extensional post collisional tectonic setting.

Key words: Plutonism, Post-Collision, Shoshonitic, C-type Adakite, Lamprophyre, Khankandi, Arasbaran, NW Iran

For Persian Version see pages 173 to 188

*Corresponding author: M. Aghazadeh; Email: Mehrajaghazadeh@yahoo.com