

ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی توده‌های نفوذی کلاسور (غرب کلیبر - شمال غرب ایران)

حمیده جوادی تازه‌کند*^۱، محسن مؤید^۱، احمد جهانگیری^۱، محمد رضا حسین‌زاده^۱، امیر رحمانی^۱،
علیرضا روان خواه^۲

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(علمی - پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۵/۲۴ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱/۲۳

چکیده

مجموعه نفوذی کلاسور به سن الیگوسن، در جنوب غرب شهرستان کلیبر، شمال غرب ایران و در پهنه ساختاری البرزغربی- آذربایجان قرار دارد. قدیمی‌ترین رخنمون در منطقه متعلق به دوره کرتاسه می‌باشد که شامل گدازه‌های جریان‌آندزیتی می‌باشد. توده‌های پلوتونیک نیمه عمیق الیگوسن درون واحدهای آتشفشانی کرتاسه نفوذ کرده‌اند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها از گابرو-دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزونیت و گرانیت در تغییر است. این توده‌ها توسط دایک‌های متعددی با ترکیب دیوریتی، میکرودیوریتی، لامپروفیری و دایک‌های آپلیتی قطع شده‌اند. سری ماگمایی گرانیتوئیدهای منطقه از نوع کالک آلکالن بوده و از نظر شاخص اشباع از آلومین اکثراً در محدوده پراآلومینوس تا متآلومینوس واقع می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر ژنتیکی از نوع گرانیتوئیدهای I-type می‌باشند. نمودارهای عنکبوتی مقایسه‌ای و الگوی REE این گروه از سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از یک منشأ یکسان به وجود آمده‌اند و با توجه به بالا بودن نسبت LREE/HREE، منشأ سنگ‌ها گارنت-لرزلولیت است. مطالعات ژئوشیمی عناصر نادر بیانگر این مطلب است که نفوذی‌های مورد مطالعه در محیط تکتونیک قوس آتشفشانی پس از برخورد جایگیری کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: البرز-آذربایجان، الیگوسن، پس برخورد، تیپ I، کلاسور.

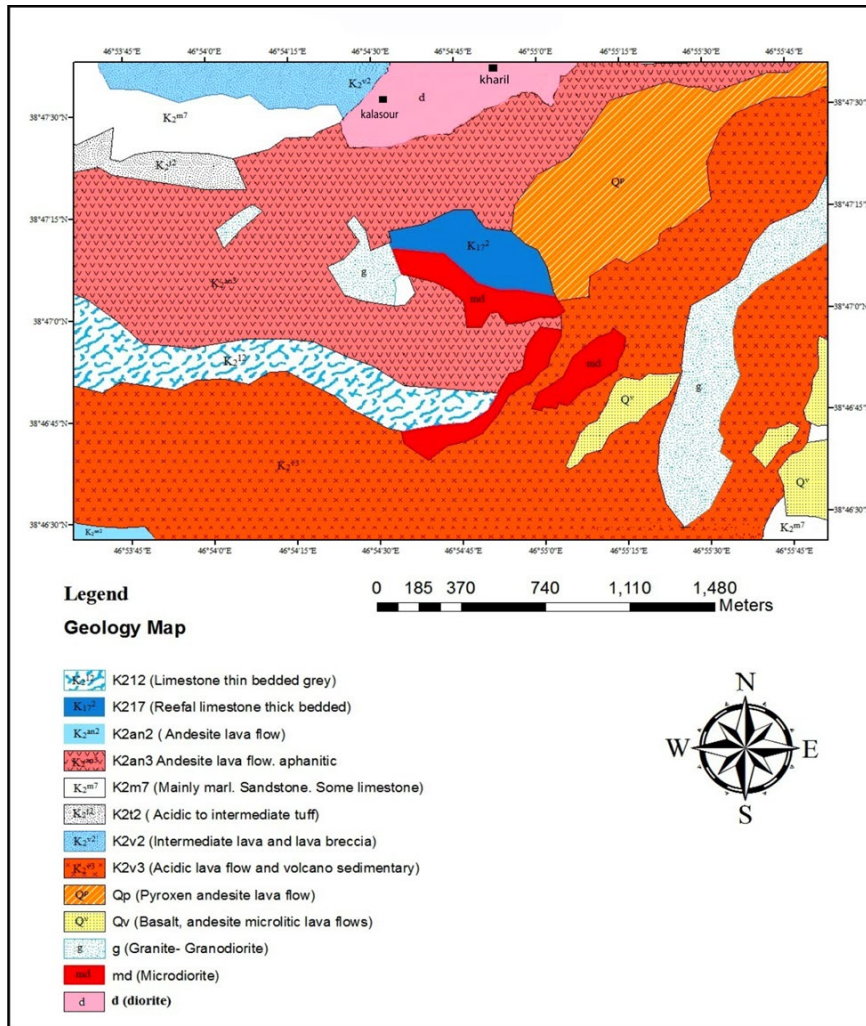
مقدمه

قسمت اعظم رخنمون‌های موجود در نقشه ورزقان از سنگ‌های ترشیر که بخش زیاد آن از سنگ‌های آذرین است، تشکیل یافته است. علاوه بر سنگ‌های آذرین، رخساره‌های رسوبی دوره ترشیر در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (مهرپر تو و همکاران، ۱۳۷۱). فاز کوهزائی پیرنه که در دوره ائوسن پایانی-الیگوسن آغازی رخ داده است، سبب جایگزینی توده‌های نفوذی نیمه عمیق وابسته به نوار گرانیتهی (گرانیتهای طارم-قره‌داغ) شده است که سنگ‌های ائوسن را قطع می‌کنند. ترکیب این توده‌ها اسیدی تا حدواسط بوده و شامل گرانیته، مونزونیت و میکرو مونزونیت می‌باشد. در زمان الیگوسن، استمرار فعالیت‌های آتشفشانی همچنان تداوم خود را حفظ کرده و گسترش نسبتاً وسیعی را داشته است که در بعضی از نواحی ترکیب این واحدهای آتشفشانی، داسیتی است که به طرف شرق این واحدهای داسیتی به سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت پورفیری و تراکیت تبدیل می‌گردند. در الیگو-میوسن فعالیت‌های ماگمایی بیشتر به صورت تشکیل توده‌های نفوذی نیمه عمیق بوده است. ماگماتیسم پلیو-کواترنر در منطقه اهر-ورزقان شامل فعالیت‌های ولکانیک و ساب ولکانیک است که ترکیب آنها از بازالت‌های آکالن سدیک تا تراکی آندزیت بازالتی، داسیت و ریوداست تغییر می‌کند. فعالیت‌های ماگمایی ابتدا با فوران‌های اسید و نفوذ دم‌های حدواسط تا اسید شروع شده است و در انتها به

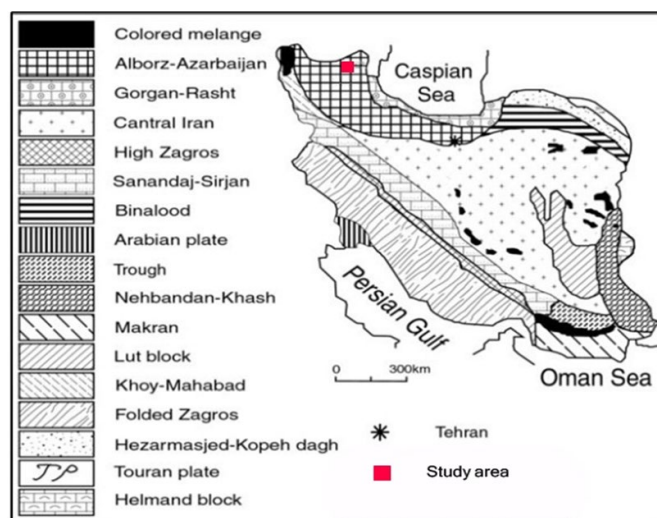
فوران‌های حدواسط متمایل به بازیک و بازالت‌های آکالن سدیک ختم شده است. این ویژگی می‌تواند ناشی از ذوب بخشی گوشته با نرخ کم و تولید ماگمای بازالتی آکالن سدیک و جایگیری آن در قاعده پوسته و توسعه ذوب پوسته‌ای باشد که در نهایت منجر به تشکیل ماگماهای هیبرید در این منطقه شده است (مؤید و همکاران، ۱۳۸۰).

منطقه مورد مطالعه

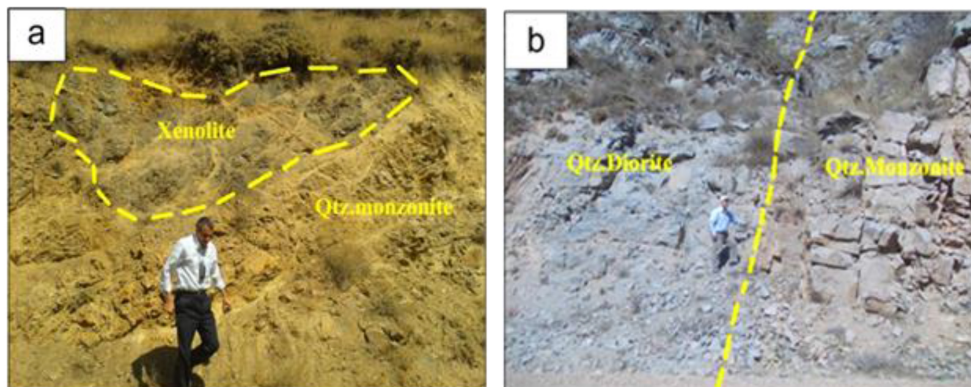
توده گرانیته‌ای کلاسور در جنوب غرب شهرستان کلبر و بخش مرز رود، مابین طول‌های جغرافیایی $46^{\circ}74'03''$ تا $46^{\circ}79'01''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ}02'02''$ تا $38^{\circ}01'01''$ شمالی محدود شده است که به درون گدازه‌های جریان‌ی با ترکیب آندزیت، گدازه‌های برشی-گدازه-های با ترکیب حدواسط و گدازه‌های جریان‌ی آندزیتی آفانتیک به سن کرتاسه تزریق شده است (شکل ۱). در اصل توده‌های نفوذی اولیه سنگ‌های اسیدی و حد واسط (مونزونیت‌ها) هستند و بیشتر در قسمت غرب منطقه رخنمون دارند و خود توسط دیوریت‌ها قطع شده‌اند. که سنگ‌های دیوریتی هم به صورت دایک در داخل سنگ‌های مونزونیتی و هم به صورت توده نفوذی (استوک) و بیشتر در شرق منطقه رخنمون دارند. بنابراین در منطقه دو نوع توده نفوذی با دایک‌های همراه قابل مشاهده هستند. که عامل ایجاد توپوگرافی خشن در منطقه می‌باشند.



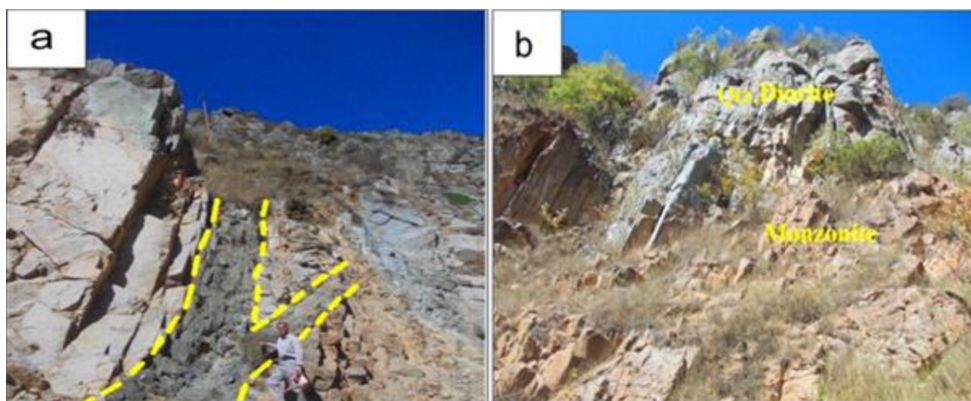
شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی (اقتباس از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان، مهرپرتو و همکاران با اندکی تغییرات).



شکل ۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی-رسوبی ایران، (نبوی، ۱۳۵۵).



شکل ۳: (a) زینولیت سنگ در بر گیرنده (آندزیت) در داخل توده نفوذی، (b) مرز توده نفوذی کوارتز دیوریت با کوارتز مونزونیت (دید به سمت شمال).



شکل ۴: (a) رخنمون دایک میکرودیوریتی با انشعابات فرعی در داخل توده گرانیتوئیدی، (b) رخنمون دایک‌های دیوریتی منطقه (دید به سمت شمال).

ژئوشیمیایی و بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، به تعیین سری ماگمایی و تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌ها پرداخته شد.

بحث و نتایج

پتروگرافی

در این قسمت به‌طور خلاصه پتروگرافی سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاسور شرح داده می‌شود:

گابرو-دیوریت

در نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره بوده و متوسط بلور هستند. از بافت‌هایی که در این نمونه‌ها مشاهده می‌شود بافت گرانولار با دانه‌بندی متوسط تا درشت بلور، بافت افیتیک و بافت

مواد و روش‌ها

پس از انجام عملیات صحرایی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از عکس‌های هوایی و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه ورزقان، نمونه‌برداری از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی منطقه صورت گرفت و تعداد ۶۰ نمونه از سنگ‌های کم دگرسان‌شده از منطقه برداشت گردید و برای مطالعات پتروگرافی مورد استفاده قرار گرفت و تعداد ۱۳ نمونه جهت تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS انتخاب گردید. نمونه‌های انتخاب شده به کشور کانادا ارسال شدند و در آزمایشگاه Actlabs مورد آنالیز قرار گرفتند، نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در نهایت با استفاده از مطالعات

درصد مودال دیوریت‌ها را تشکیل می‌دهد. بیوتیت حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مودال سنگ را شامل می‌شود. در بعضی موارد این کانی به کلریت و اسفن دگرسان شده است. در حاشیه برخی بیوتیت‌ها، در اثر خروج آهن از سیستم تبلور، کانی‌های اپک و هماتیت دیده می‌شود. کانی‌های فرعی سنگ شامل کلینوپیروکسن اورالیتی شده (شکل ۷۵c)، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اپک می‌باشند.

کوارتز موزودیوریت

این سنگ دارای رنگ خاکستری تا کرم و بافت‌های دانه‌ای و دانه‌ریز بوده و کانی‌های قابل تشخیص در نمونه دستی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و گاهی آمفیبول و پیروکسن است. از جمله بافت‌هایی که در این نمونه‌ها مشاهده می‌شود بافت گرانولار با دانه‌بندی متوسط تا درشت بلور، بافت افیتیک (شکل ۷۵d) و بافت آنتی راپاکیوی می‌باشد. کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز که حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، درشت بلور، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و حالت منطقه‌ای می‌باشد و در برخی موارد در اثر پدیده دگرسانی سریستی شده‌اند. کوارتز حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. اورتوکلاز که به‌طور متوسط ۱۵ تا ۲۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، در اندازه متوسط تا درشت بلور و با ماکل کارلسباد دیده می‌شود. بیوتیت حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، در اثر دگرسانی پدیده کلریتیزاسیون در آن اتفاق افتاده است و حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های سوزنی شکل آپاتیت می‌باشد. کانی‌های فرعی سنگ شامل پیروکسن که کمتر از ۱۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و از نوع کلینوپیروکسن می‌باشد. آپاتیت، زیرکن و کانی‌های تیره در حاشیه بیوتیت‌های دگرسان شده

تراکتوئید می‌باشد. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز که حدود ۵۵ تا ۶۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی می‌باشد، پیروکسن که از لحاظ ترکیب از نوع کلینوپیروکسن می‌باشد، به صورت شکل‌دار (شکل ۷۵a) تا نیمه‌شکل‌دار بوده و حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و در اثر دگرسانی به کانی‌هایی مانند کلسیت و کلریت و اورالیت تبدیل شده است و آمفیبول که حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، می‌باشند. کانی‌های فرعی آن شامل بیوتیت که کمتر از ۱۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده و همراه با کانی‌های اپک دیده می‌شود. آپاتیت به صورت میانبار در آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها دیده می‌شود. زیرکن، به صورت ادخال در کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت حضور دارد. کانی‌های تیره در حاشیه بیوتیت‌های دگرسان شده و یا به صورت ادخال در داخل سایر کانی‌ها مشاهده می‌شوند و کوارتز و فلدسپارهای پتاسیم هم به مقدار جزئی و به صورت بین دانه‌ای در متن سنگ موجود هستند.

دیوریت تا کوارتز دیوریت

دیوریت‌ها ملانوکرات بوده و میزان کانی‌های مافیک آنها بیشتر از کانی‌های فلسیک می‌باشد. بافت‌های گرانولار، افیتیک، آنتی‌راپاکیوی (وجود بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای اورتوکلاز) (شکل ۷۵b) و پورفیری در آنها قابل تشخیص می‌باشد. کانی‌های اصلی روشن آنها شامل پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا بی شکل، دارای زونینگ و ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد است که در اثر فرایند دگرسانی به سریستیت تبدیل شده و ۴۰ تا ۵۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول کانی مافیک اصلی دیوریت‌ها را تشکیل می‌دهد و در اثر دگرسانی به اسفن تبدیل شده و حدود ۲۵ تا ۳۵

کاتاکلاستیکی می‌باشد. کانی‌های اصلی سنگ شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند. ارتوکلاز به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و متوسط بلور تا درشت بلور، دارای ماکل کارلسباد و فراوانی حدود ۳۰-۴۰٪ مودال سنگ می‌باشد. این کانی در بعضی موارد بافت پرتیتی نشان می‌دهد. در اثر پدیده‌های دگرسانی کائولینیتی و سریستی شدن، آلکالی فلدسپارها حالت کدر و ابری پیدا کرده‌اند. پلاژیوکلاز که حدود ۲۰-۳۰٪ مودال سنگ را تشکیل می‌دهد، به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل-دار و دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک، کارلسباد بوده و زونینگ دیده می‌شود. پلاژیوکلازهایی با ماکل‌های خمیده نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود. این پدیده در اثر اعمال نیروهای تکتونیکی و فشارهای برشی وارده در حین جایگیری ماگما یا در نتیجه دگرشکلی‌های بعد از تبلور توده ایجاد شده است (Shelly, 1993). اندازه این بلورها از چند دهم میلی‌متر تا ۳ الی ۴ میلی‌متر می‌باشد. کوارتز به صورت ریزبلور تا متوسط بلور و با خاموشی مستقیم قابل مشاهده می‌باشد و ۲۰ تا ۴۰٪ مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. کوارتزهای حاشیه‌ای گرانیت، بر اثر اعمال فشارهای تکتونیکی ناشی از تزریق دایک خاموشی موجی پیدا کرده و گاهی حالت کشیده و خرد شده دارند و بافت کاتاکلاستیکی ایجاد کرده‌اند. بیوتیت حدود ۵ تا ۱۰٪ مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. در بعضی موارد بیوتیت، در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. در برخی بیوتیت‌ها بر اثر اکسیداسیون در حاشیه بلور کانی‌های اپک و هماتیت دیده می‌شوند. آمفیبول دارای بلورهای کشیده، رخ یک جهتی و گاهی دو جهتی و برجستگی نسبتاً بالا هستند. حدود ۳ تا ۱۰٪ مودال سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی سنگ شامل آپاتیت، زیرکن و کانی‌های تیره می‌باشد.

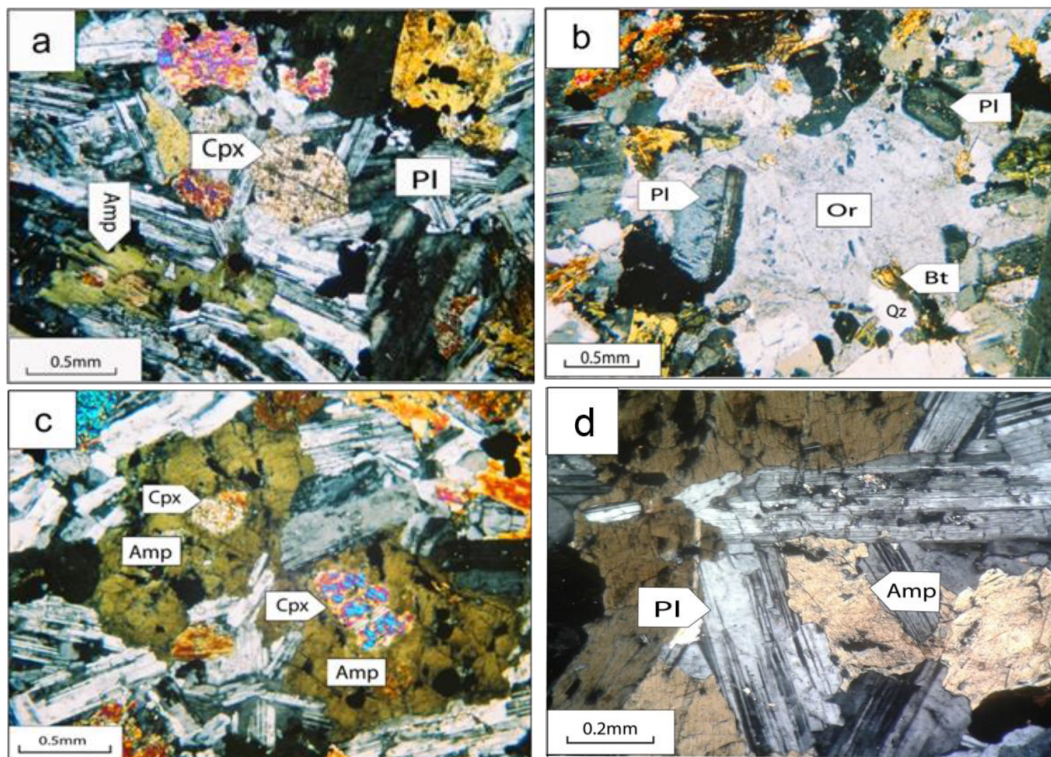
و یا به صورت ادخال در داخل سایر کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

مونزونیت

این سنگ در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا روشن با دانه‌بندی درشت دیده می‌شود که توسط رگه‌های تیره اکتینولیتی کانه‌دار قطع شده است. بافت‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ گرانولار می‌باشد، همچنین می‌توان به حضور بافت‌های گرافیک، آنتی‌راپاکیوی و پوئی‌کلیتیک اشاره کرد. کانی‌های اصلی روشن آن شامل پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و کائولینیزه شده که حدود ۳۵ تا ۵۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و فلدسپار پتاسیم شکل‌دار تا شکل‌دار، متوسط تا درشت بلور با فراوانی ۳۵ تا ۵۰ درصد مودال می‌باشند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و به رنگ سبز دیده می‌شود که حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها اغلب شامل کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و فراوانی مودال ۳ تا ۸ درصد، کوارتز که بین کانی‌ها را پر کرده است و بیانگر تبلور تأخیری است و مقدار آن ۳ تا ۵ درصد می‌باشد. از کانی‌های فرعی دیگر می‌توان به بیوتیت، کانی‌های اپک و آپاتیت و زیرکن که به صورت ادخال در کانی‌های دیگر حضور دارند، اشاره نمود.

گرانیت

این سنگ‌ها به صورت دانه متوسط و تمام بلورین (هولوکریستالین) و شامل کانی‌های تیره بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های روشن کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار می‌باشد. سنگ‌های پلوتونیک گرانیتی در نمونه‌های دستی به رنگ روشن تا خاکستری دیده می‌شوند. بافت‌های مشاهده شده در این دسته از سنگ‌ها شامل گرانولار، میرمکیت، گرانوفیر، پرتیت، پوئی‌کلیتیک و راپاکیوی و بافت



شکل ۵: (a) کلینوپیروکسن شکل دار در دیوریت‌ها، (b) بافت آنتی‌راپاکیوی در سنگ (ادخال پلاژیوکلاز در داخل ارتوز). (c) بقایای کلینوپیروکسن در داخل آمفیبول، (d) بافت افیتیک در دیوریت‌ها. (تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند). علامت اختصاری نام کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز (۲۰۱۰) می‌باشد.

جدول ۱: نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

(سنگ‌های گرانیتوئیدی ■، سنگ‌های گابروئیدی ▲)

Sample Symbol ^e	F1 ■	B3 ■	D2 ■	C2 ■	B1 ■	Q3 ▲	G3 ▲	K2 ▲	H2 ▲	N1 ▲	A1 ▲	E2 ▲
SiO ₂	۷۳/۵۴	۷۳/۲۸	۷۲/۸۱	۷۰/۹۸	۷۲/۲۵	۵۱/۷۸	۴۸/۵۷	۵۱/۱	۴۹/۶۴	۴۷/۸۸	۴۷/۵۶	۵۰/۷۲
Al ₂ O ₃	۱۳/۲۴	۱۳/۲۴	۱۳/۳۴	۱۴/۸۲	۱۳/۵۶	۱۵/۰۶	۱۵/۰۳	۱۶/۹۷	۱۷/۸۹	۱۸/۹	۱۸/۸۲	۱۸/۹۱
Fe ₂ O ₃	۳/۵۲	۳/۵۳	۳/۵۲	۳/۹۶	۳/۶۸	۱۴/۰۷	۱۰/۴۵	۱۰/۲۵	۸/۴۸	۱۱/۲۲	۱۱/۳۹	۹/۳۲
CaO	۰/۸۹	۱/۸	۱/۷۲	۲/۰۸	۱/۹۶	۷/۲۴	۱۰/۸	۱۰/۷	۸/۳۵	۱۱/۲۲	۱۱/۲۵	۹/۴۱
MgO	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۸۴	۰/۸۶	۴/۹۱	۴/۹۱	۴/۹۹	۳/۸۸	۵/۴۲	۵/۵۱	۳/۷۴
MnO	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۱۸	۰	۰/۱۶	۰	۰/۲۱	۰/۱۵
Na ₂ O	۴/۰۴	۳/۹۶	۳/۸۵	۳/۹۴	۳/۸۲	۳/۸۵	۳/۳۴	۲/۶۹	۴/۰۴	۳/۰۵	۲/۹۸	۳/۹۸
K ₂ O	۱/۸۹	۲/۴	۲/۶	۲/۴۲	۲/۴	۱/۰۵	۰/۸۶	۰/۶۴	۱/۵۲	۰/۳۷	۰/۳۴	۱/۶۲
P ₂ O ₅	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۵۶	۰/۴	۰/۳۶	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۴۱
TiO ₂	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۵۳	۰/۶۱	۱/۱۲	۱/۲۱	۱/۱۸	۰/۸۲	۰/۹۴	۰/۸۶	۰/۸۶
LOI	۰/۴۶	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۸۸	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۷۸	۱	۰/۷۳	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۷۷
Total	۹۸/۶	۹۹/۸۳	۹۹/۵۴	۹۷/۶۹	۹۹/۷۷	۹۹/۹	۹۶/۶۹	۹۹/۹۲	۹۵/۸۷	۹۹/۸۳	۹۹/۷۸	۹۹/۸۹

ادامه جدول ۱: نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

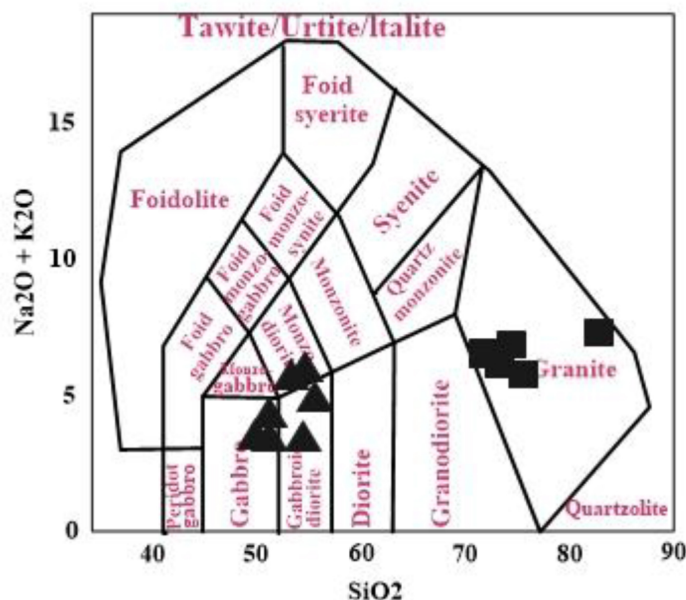
Li	۸/۱	۱۲/۲	۱۲/۴	۱۲/۸	۱۲/۱	۱۷/۵	۹/۲	۸/۹	۱۵/۱	۱۱/۳	۱۱/۷	۱۵/۶	۴۵/۲
V	۱۷	۱۱	۱۳	۱۲	۱۴	۱۹۷	۲۰۳	۲۱۳	۱۴۸	۲۳۳	۲۳۱	۱۸۹	۲۱۱
Cr	۱۷/۸	۱۴/۴	۱۴/۸	۱۸/۹	۱۳/۷	۲۷/۲	۲۲	۲۵/۸	۱۷/۹	۳۵/۸	۳۶/۷	۳۰/۴	۳۵۵
Hf	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۵	۱/۶	۱/۱	۰/۶	۰/۶	۰/۷	۰/۶	۰/۶
Ni	۲/۳	۳/۲	۳/۱	۳/۶	۲/۸	۱۳/۴	۲۴/۶	۲۳/۹	۱۶/۲	۳۰/۶	۳۰/۷	۲۰/۴	۳۴۰
Er	۲/۹	۴/۱	۴/۶	۳/۸	3/4	۳/۶	۳/۱	۲/۳	۲/۵	۱/۵	۱/۶	۳/۲	۲/۸
Ho	۰/۹	۱/۴	۱/۳	۰/۹	۱/۴	۱/۲	۱/۱	۰/۸	۰/۹	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۱/۲
Hg	۱۰	۱۰	۱۱	۱۳	۱۵	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۸	۹	۱۰
Ag	۰/۳۴	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۰۹	۰/۲	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۲۴
Cs	۱/۷۳	۲/۵۱	۲/۵۴	۲/۱۲	۲/۶۲	۴/۱۹	۰/۸۵	۰/۵۸	۱/۰۳	۰/۴۷	۰/۴۸	۱/۱۲	۱۲/۹
Co	۳/۲	۳/۵	۴/۶	۲/۷	۳/۶	۲۶/۹	۲۸/۳	۲۸/۳	۲۳/۱	۳۳/۱	۳۴/۱	۲۸/۷	۴۳/۵
Eu	۰/۶۵	۱/۰۵	۱/۰۶	۰/۸۶	۰/۸۲	۱/۲۲	۲/۱۲	۱/۳۲	۱/۵۴	۱/۵۳	۱/۶۱	۱/۵۵	۴/۷۴
Bi	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹
Se	۰/۶	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۵	۰/۶	۰/۸	۰/۸
Zn	۳۷/۹	۴۳	۴۴	۳۸	۴۱	۱۵۹	۸۷/۳	۹۳	۹۲/۲	۱۱۴	۱۱۵	۱۰۱	۱۸۲
Ga	۱۵/۶	۱۳/۸	۱۳/۸۱	۱۴/۰۱	۱۳/۵۴	۱۹/۳	۱۹/۳	۱۸	۱۸/۶	۲۰/۸	۱۹/۰۴	۱۷/۸۶	۱۴/۳
As	۳/۹	۲/۸	۲/۸	۳/۱	۳/۴	۰/۸	۳	۲/۷	۱/۴	۱/۳	۱/۴	۱/۵	۵/۴
Rb	۳۹/۱	۶۵	۶۶/۲	۶۰/۴	۶۷/۶	۳۱/۱	۲۰/۷	۱۳	۳۳/۵	۸/۱	۱۸/۴	۲۰/۵	۱۳۱
Y	۲۶	۳۹/۱	۳۱/۶	۲۹/۸	۳۲/۴	۳۲/۳	۲۹/۳	۲۰/۶	۲۴/۹	۱۵/۱	۱۵/۲	۲۱/۷	۳۲/۸
Zr	۷	۵	۱۲۶	۹۸	۱۳۷	۱۲	۴۴	۲۸	۱۳	۲۲	۲۲	۳۱	۲۲
Nb	۱۲/۷	۴/۴	۴/۶	۴/۲	۴/۸	۰/۳	۵/۲	۱/۵	۰/۹	۱/۶	۱/۷	۱/۱	۷
Mo	۱/۲۹	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۸۸	۰/۳۱	۰/۱۲	۰/۶	۰/۶۴	۰/۱۶	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۵۷
In	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲
Sn	۷	۳	۲	۳	۲	۱	۴	۳	۲	۳	۳	۴	۷
Sb	۰/۸	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۴
Te	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱
Ba	۵۳۳	۷۴۹	۷۴۴	۶۳۲	۷۷۸	۱۸۰	۴۳۲	۳۳۹	۵۵۲	۲۵۹	۲۶۱	۵۴۹	۵۸۱
La	۱۵	۳۰/۸	۳۰/۷	۲۸/۹	۴۴/۷	۱۱/۲	۳۳/۱	۱۸/۴	۲۹	۲۰/۶	۲۰/۸	۲۸/۶	۸۴/۳
Ce	۴۹	۶۲/۶	۶۳/۲	۵۹/۸	۶۴/۶	۲۴/۴	۶۹/۵	۳۷/۸	۵۶/۹	۳۹/۹	۴۱/۱	۳۸/۶	۱۶۲
Pr	۳/۹	۷/۱	۷/۳	۶/۸	۵/۷	۳/۳	۹/۸	۹/۴	۶/۹	۵	۵/۴	۶/۲	۲۲/۶
Nd	۱۵/۳	۲۶/۹	۱۶/۲	۱۷/۸	۱۵/۸	۱۴/۴	۳۵/۶	۲۰/۲	۲۶/۷	۲۱	۲۲/۱	۲۷/۴	۹۰
Sm	۳/۶	۵/۷	۳/۶	۳/۸	۳/۴	۳/۸	۷/۳	۴/۴	۵/۳	۴/۲	۴/۴	۵/۲	۱۷/۵
Gd	۳/۹	۶/۱	۶/۴	۷/۳	۶/۱	۴/۹	۶/۹	۴/۵	۵/۳	۳/۹	۳/۸	۵/۶	۱۳/۹
Tb	۰/۶	۱	۰/۶۸	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۸	۰/۹	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۵۴	۰/۷۱	۱/۵
Dy	۴/۳	۶/۵	۴/۵	۴/۳	۵/۴	۵/۷	۵/۷	۴/۱	۴/۵	۳	۳/۱	۴/۹	۷/۲
Cu	۵۱/۲	۴۸	۵۴	۵۸	۵۲	۱۶/۱	۵۶/۲	۱۰۲	۸۶/۸	۱۲۳	۱۲۶	۱۴۸	۶
Ge	۰/۱	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۰/۹	۰/۳	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۱	۰/۶	۰/۵	۰/۵
Tm	۰/۴	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۳
Yb	۲/۶	۳/۷	۲/۶	۲/۸	۲/۴	۳/۱	۲/۵	۱/۹	۲	۱/۲	۱/۳	۱/۸	۱/۷
Lu	۰/۴	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۲
Ta	۰/۸	۰/۳	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۴۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۳
Sr	۷۳/۷	۱۲۴	۹۴	۸۶/۵	۷۳/۲	۲۲۵	۹۱۹	۷۳۱	۶۹۲	۱۱۶۰	۱۱۷۴	۱۰۲۶	۳۷۴
Re	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Tl	۰/۴	۰/۵۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۳۲	۰/۲۳	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۱/۱۶
Pb	۱۸/۳	۲۰/۱	۲۰/۷	۱۸/۹	۲۱/۴	۱۸/۸	۱۱/۶	۲۶/۸	۱۴/۵	۱۰/۷	۱۰/۶	۱۵/۲	۱۵/۳
Th	۵/۳	۹/۹	۹/۴	۶/۸	۹/۷	۲/۹	۴	۳/۱	۴/۹	۱/۶	۱/۶	۲/۸	۱۷/۳
U	۱	۱/۹	۱/۶	۱/۴	۲/۱	۰/۶	۰/۸	۰/۸	۴/۹	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۳/۹

ژئوشیمی

(1994) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نوع

گرانیت، گابرو، گابرودیوریت و مونزودیوریت می-
باشد.

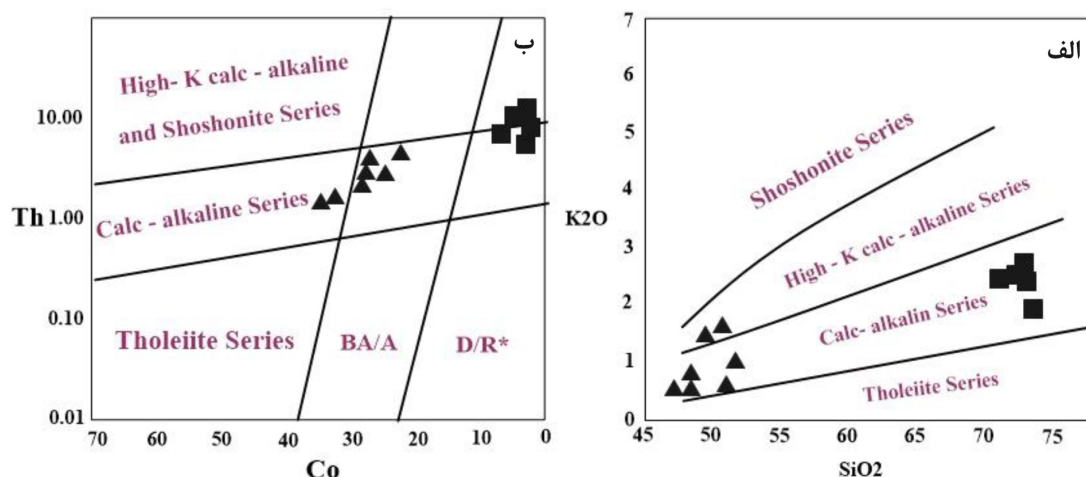
در نموداری که براساس درصد وزنی سیلیس در
مقابل مجموع آلکالن طراحی شده (Middlemost,)



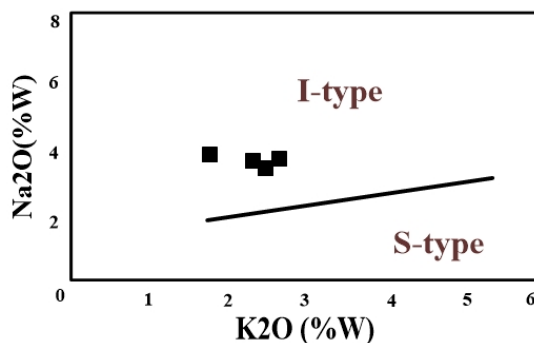
شکل ۶: رده‌بندی درصد وزنی سیلیس در مقابل مجموع آلکالن (Middlemost, 1994).

هستند که در موقعیت تکتونیکی مرتبط با نواحی
فرورانش دیده می‌شوند (Morrison, 1980) و
عموماً در مراحل آخر تکامل قوس ماگمایی تشکیل
شده و بعد از سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن، فوران
می‌کنند و نسبت به آنها در فاصله دورتری از گودال
قرار می‌گیرند. ماگمای مولد آنها معمولاً به عمیق-
ترین بخش زون بنیوف تعلق دارد. به منظور تعیین
نوع گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نمودار
تغییرات N_2O نسبت به K_2O (Chappell and
White, 2001) استفاده شده است که
گرانیتوئیدهای مورد بررسی در قلمرو نوع I تصویر
شده‌اند (شکل ۸).

برای تعیین سری ماگمایی از نموداری که بر اساس
نسبت K_2O به SiO_2 طراحی شده (Peccerillo
and Taylor, 1976)، استفاده شده است که نمونه-
های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن تا کالک-
آلکالن پتاسیم بالا و نمونه مربوط به دایک
لامپروفیری نیز در محدوده شوشونیتی واقع شده
است (شکل ۷ الف). همچنین در نموداری که
براساس نسبت Th به Co طراحی شده است
(Hastie et al, 2007)، سنگ‌های منطقه مورد
مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن و نمونه مربوط به
دایک لامپروفیری نیز در محدوده کالک‌آلکالن
پتاسیم بالا و شوشونیتی واقع شده است. (شکل
۷ ب). شوشونیت‌ها سنگ‌های آذرین پتاسیکی



شکل ۷: الف) نمودار طراحی شده براساس نسبت K_2O به SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، ب) نمودار طراحی شده براساس نسبت Th به Co (Hastie et al, 2007).



شکل ۸: نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O (Chappell and White, 2001)، به منظور تعیین نوع گرانیتوئیدها که گرانیتوئیدهای مورد بررسی در قلمرو نوع I تصویر شده‌اند.

نمودارهای تغییرات عناصر اصلی

با استفاده از ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و گابروئیدی فرایندهای تفریق و اختلاط ماگمایی را می‌توان بررسی کرد. بدین منظور از نمودارهای اکسید-اکسید (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل ۹). در نمودارهای هارکر روند تغییرات نسبتاً منظم است و با افزایش میزان SiO_2 ، مقادیر TiO_2 ، CaO ، MgO ، FeO_t و P_2O_5 سیر نزولی نشان می‌دهند. روند نزولی مشابه اکسیدهای FeO ، MgO و CaO با افزایش SiO_2 می‌تواند نشانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین و اکسیدهای

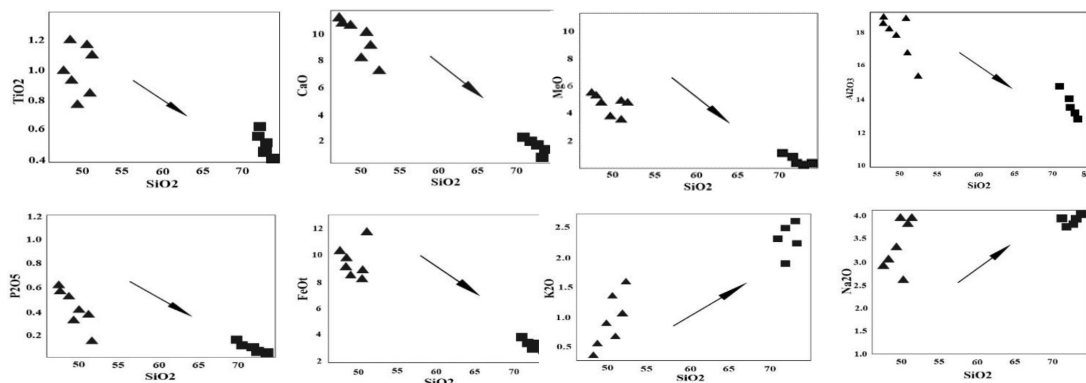
آهن و تیتانیوم‌دار در مراحل اولیه تبلور ماگما باشد. روند نزولی TiO_2 مربوط به مشارکت Ti در ساختمان مگنتیت، آمفیبول، بیوتیت و سایر کانی‌های فرومنیزین و تبلور تفریقی این فازها است. Al_2O_3 نیز روند نسبتاً نزولی دارد که به همراه کاهش CaO ، نشانگر تفریق بخشی پلاژیوکلاز است. Na_2O سیر صعودی عادی نشان می‌دهد، روند صعودی این اکسید به خاطر فرایند تبلور است که با پیشرفت آن، مقدار Na_2O در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها شود. K_2O سیر صعودی نشان می‌دهد

جدایش، کاهش آنها توجیه می‌شود (Matthew et al, 2009). عنصر Ga روند نزولی و پراکنده‌ای را نشان می‌دهد و به دلیل شباهت زیادی که از نظر بار و شعاع یونی با اکسید آلومینیوم دارد می‌تواند جانشین این عنصر شود و در نتیجه روندی مشابه با اکسید آلومینیوم نشان می‌دهد. روند نزولی Sr نیز به دلیل شباهت آن با CaO است که به وسیله پلاژیوکلاز و کانی‌های کلسیم‌دار کنترل می‌شود. عناصری چون Zr و Ba روند خاصی را نشان نمی‌دهند که باز هم عامل آرایش ماگمایی را می‌توان دلیل آن دانست (شکل ۱۰).

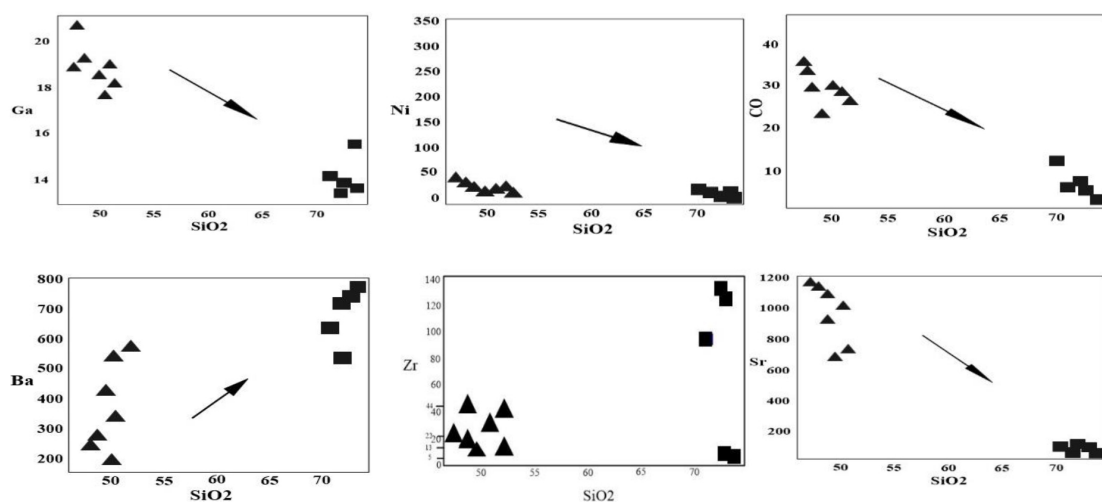
که می‌تواند به علت تبلور پتاسیم فلدسپار در ترم-های اسیدی باشد.

نمودارهای تغییرات عناصر فرعی

تغییرات عناصر کمیاب نسبت به اکسیدهای اصلی از پراکندگی بیشتری برخوردار است که این پراکندگی می‌تواند ناشی از دخالت فرایندهای متعددی نظیر جدایش، هضم و اختلاط ماگمایی در تشکیل این سنگ‌ها باشد. عناصری مانند Ni و Co دارای روند نزولی و پراکنده هستند. روند تغییرات عناصر سازگاری نظیر Ni و Co به صورت طیف پراکنده و نزولی به دلیل جانشینی عنصر Fe^{+3} است که با کاهش مقدار مگنتیت و پیروکسن در روند



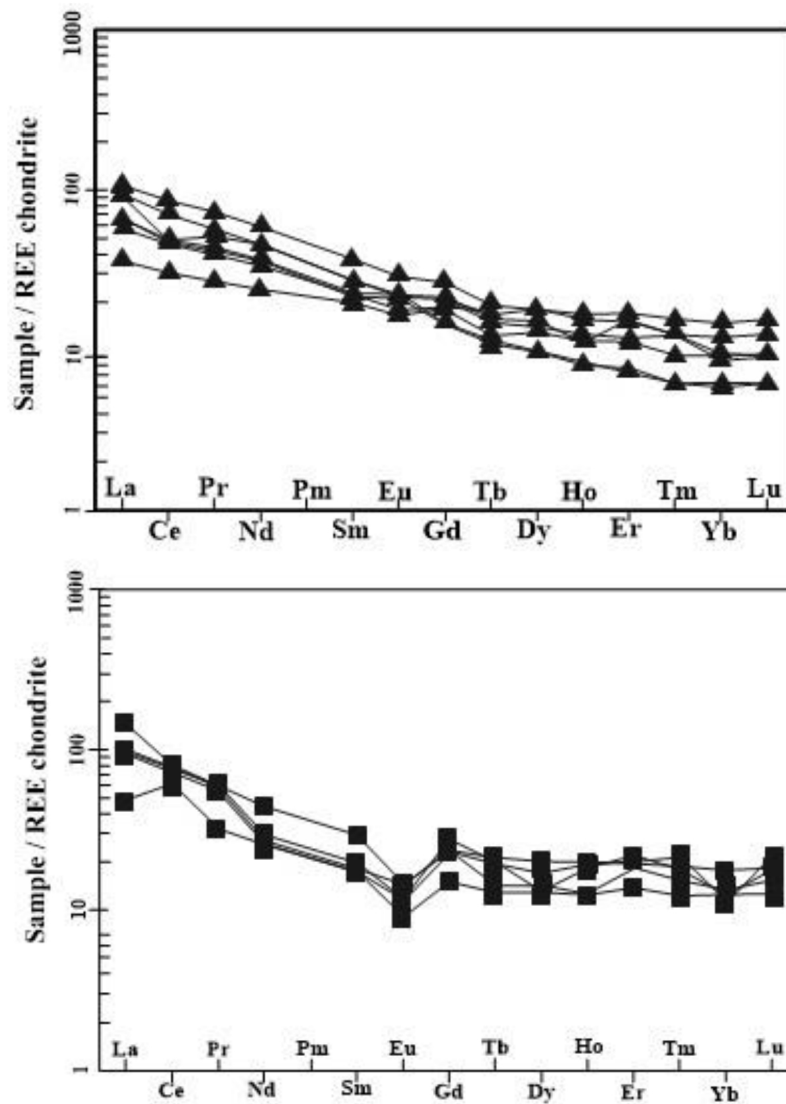
شکل ۹: نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (Harker, 1909).



شکل ۱۰: نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در مقابل SiO_2 (Harker, 1909).

در نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱) مشاهده می‌شود در تمامی نمونه‌ها، نمودار شیب منفی داشته و در آن‌ها LREE ها نسبت به MREE ها و HREE ها غنی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند. بالا بودن نسبت LREE/HREE، نشان دهنده بالا بودن نسبت CO_2/H_2O در منشأ و تفریق ماگمایی بیشتر می‌باشد. عناصر نادر خاکی سنگین اکثراً در شبکه روتیل، زیرکن، الیوین، اسپینل و گارنت جای می‌گیرند. لذا وقتی که ذوب در اعماق بیشتری صورت می‌گیرد به دلیل وجود زیرکن، الیوین، اسپینل و گارنت در منشأ، این کانی‌ها عناصر HREE را جمع کرده و از ورود آن به مایعات حاصل از ذوب بخشی جلوگیری می‌کنند بنابراین نسبت LREE/HREE در فاز تفاله کاهش می‌یابد. علاوه بر موارد ذکر شده شیب الگوی عناصر خاکی کمیاب (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد. بدین ترتیب که در هنگام درجات بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین نشان می‌دهند ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته می‌شود. از طرفی غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE علاوه بر درجه پائین ذوب بخشی، می‌تواند به بالا بودن مقادیر این عناصر در سنگ منشأ (Wilson, 1989; Wass and Roger, 1980; Wright and McCurry, 1997 Zhao and

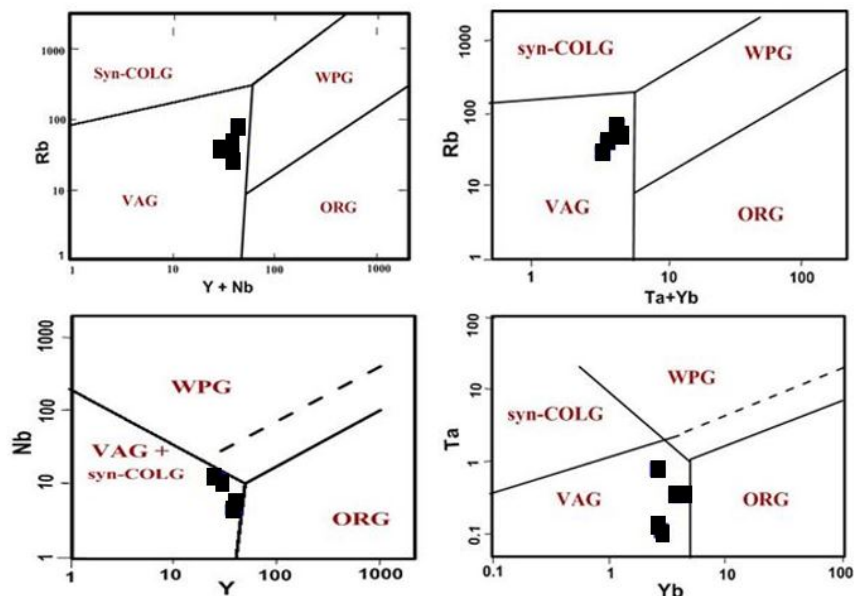
Zhou, 2007) و آلودگی ماگما دلالت داشته باشند. HREE ها در اکثر نمونه‌ها روندهای نیمه موازی نشان می‌دهند که می‌تواند به تفریق جزئی HREE ها مربوط باشد (Espinoza et al, 2008). از نظر سریواستاوا و سای (Srivastava and Sigh, 2004) نرخ ذوب بخشی کم نمی‌تواند عامل مؤثر در غنی‌شدگی LREE ها باشد. به اعتقاد وی، درجات کم ذوب بخشی منبع گوشته‌ای در حدود ۲/۵ درصد و آلیش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای از عوامل مؤثر در غنی‌شدگی این گروه از عناصر می‌باشد. در الگوی REE به دست آمده، عنصر Eu در نمونه‌های مربوط به گرانیتوئیدها دارای آنومالی منفی ($Eu/Eu^* = 0.64$ میانگین) و در نمونه‌های گابروئیدی و نمونه لامپروفیری آنومالی منفی ضعیف ($Eu/Eu^* = 0.96$ میانگین) نشان می‌دهد. آنومالی‌های Eu به وسیله فلدسپارها کنترل می‌شود زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است در حالی که سایر عناصر REE سه ظرفیتی ناسازگار می‌باشند. آنومالی منفی Eu به احتمال قوی در نتیجه جدا شدن پلاژیوکلازهای کلسیک در نتیجه تبلور تفریقی و یا عدم وجود پلاژیوکلاز در مواد منشأ حاصل شده است (Rollinson, 1993). آنومالی مثبت Eu هم نتیجه انباشت پلاژیوکلاز می‌باشد (Jung et al, 2007). نبود آنومالی مثبت و منفی هم نشان دهنده این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما ندارد و ممکن است فقط متحمل تبلور فشار بالا، قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد (Ying et al, 2007).



شکل ۱۱: نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، الف) برای نمونه سنگ‌های گابروئیدی، ب) برای نمونه سنگ‌های گرانیتوئیدی.

گسترش پشته‌های اقیانوسی (ORG) گرانیتوئیدهای هم‌زمان با تصادم قاره‌ای (Syn-) (WPG) و گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای (Pearce et al, 1984) در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان‌های آتشفشانی (VAG) واقع شده است (شکل ۱۲).

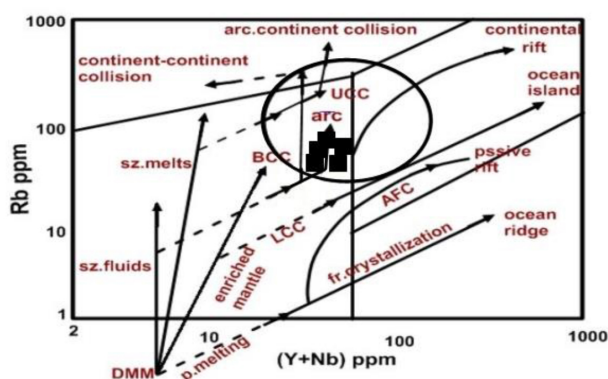
تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها
 ترکیب شیمیایی هر سنگ آذرینی، مجموعاً اثر فرایندها و منشأها را منعکس می‌کند. گرانیتوئیدهای پرآلومینوس با مناطق تصادم قاره-ای، گرانیتوئیدهای متآلومینوس با مناطق فرورانشی و گرانیتوئیدهای پرآلکالن با مناطق کشتی پوسته‌ای در ارتباط هستند (Clarke, 1992). پیرس و همکاران (Pearce et al, 1984, 1996) با استفاده از عناصر Y, Nb و Rb گرانیتوئیدها را به انواع گرانیتوئیدهای زون



شکل ۱۲: در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی (Pearce et al, 1984) نمونه‌های گرانیتوئیدی کلاسور در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان‌های آتشفشانی پس از برخورد (VAG) واقع شده‌اند.

پنجاه میلیون سال و با تنوع وسیعی از ترکیب شیمیایی از کالک‌آلکان با پتاسیم بالا به گرانیت-های پرآلکان اتفاق می‌افتد (Ferre et al, 1998) و بر طبق نظر دوستال و همکاران (Dostal et al, 1977)، سنگ‌های آذرین پتاسیک مرتبط با فرورانش در قوس‌های حواشی قاره‌ها، اگر در محیط بعد تصادم قرار بگیرند، نشانه صعود ماگما از داخل پوسته قاره‌ای ضخیم و دور بودن از گودال می‌باشد.

در نمودار Rb - (Y + Nb) (Pearce et al, 1996) نمونه‌های محدوده مورد مطالعه ویژگی گرانیتوئیدهای ایجاد شده در مرحله پس از برخورد (Post-COLG) و آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۳). این ماگماتیسم در اثر بالآمدگی ناشی از برخورد کمربند کوهزائی در محدوده زمانی پس از برخورد از تأثیر متقابل مذاب‌های گوشته‌ای با ترکیبات پوسته‌ای به وجود آمده‌اند. پلوتونیسم post-collision در محدوده زمانی کمتر از یک تا



شکل ۱۳: نمودار Rb - (Y + Nb) (Pearce et al, 1996) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن. DMM: گوشته MORB تهی شده، UCC: پوسته قاره‌ای فوقانی، LCC: پوسته قاره‌ای تحتانی، BCC: جسم پوسته قاره‌ای.

نتیجه‌گیری

آخرین تظاهرات ماگمای سازنده سنگ‌ها در منطقه می‌باشند. وجود شباهت‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی گرانیتوئیدها و گابروئیدها و تقدم تزریق گرانیتوئیدها نسبت به گابروئیدها نشانگر همخونی و تفریق آنها در یک آشیانه ماگمایی واحد می‌باشد. سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه (گرانیتوئیدها، گابروئیدها) از نوع کالک‌آلکان تعیین شده است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و LREE و فقیر شدگی آنها از HFSE و HREE بیانگر ماگماتیسیم نفوذی متألومین نوع I کمان‌های آتشفشانی پس بر خوردی حاشیه قاره‌هاست که در اثر فرایندهای بعد از فرو رانش فعال تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های پلوتونیک منطقه کلاسور، شامل توده نفوذی گرانیتوئیدی و گابروئیدی و دایک‌ها می‌باشند که در داخل سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت-ها) تزریق شده‌اند. به‌طور کلی براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی دو توده نفوذی در منطقه رخنمون دارند که یکی از آنها ترکیب اسیدی (سنگ‌های گرانیتوئیدی) و دیگری ترکیب بازیک-حدواسط (سنگ‌های گابروئیدی) دارد. دایک‌های متعددی از جنس میکرودیوریت در داخل توده گرانیتوئیدی رخنمون دارند و آن را قطع نموده‌اند که نشان دهنده جوان تر بودن توده نفوذی گابروئید نسبت به گرانیتوئید می‌باشد و دایک‌های آپلیتی

منابع

-مؤید، م.، ۱۳۸۰. بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو - پلوتونیک ترشیار البرز غربی - آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتچین، تز دکتر. گرایش پترولوژی، دانشکده علوم دانشگاه شهید بهشتی.
-نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۰۹ ص.

-جوادی تازه‌کند، ح.، ۱۳۹۳. بررسی پترولوژیکی توده‌های نفوذی حاشیه کلاسور (غرب کلبر-شمال غرب ایران)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز، تبریز.
-مهرپرتو، م.، امینی‌فضل، آ.، رادفر، ج. و امامی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورزقان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران.

-Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later: Australian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 489-499.
-Clarke, D. B., 1992. Granitoid rocks chapman & Hall, 283 p.
-Dostal, J., Dupuy, C. and Lefevre, C., 1977. A rare earth element distribution in Poli-Quaternary volcanic rocks from southern Preu. Lithos, v. 10, p. 173-183.
-Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, C. and Guivel, C., 2008. Bimodal Back-arc alkaline magmatism after ridge subduction Pliocene felsic rocks.

-Ferre, E.C., Caby, C., Peucat, J.J., Capdevila, R. and Monie, P., 1998. "Pan-African, post collisional, ferro-potassic granite and quartz monzonite plutons of eastern Nigeria", Lithos, v. 45(1-4), p. 255-279.
-Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York, 384 p.
-Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. Journal of Petrology, v. 48(12), p. 2341-2357.

- Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S., 2007. Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, v. 96, p. 415-435.
- McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K., 1995. The source region of Ocean Island Basalts, *J. Petrol.*, v. 36, p. 133-159.
- Middlemost, E.A.K., 1994. *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. London, UK, Long man, 266 p.
- Matthew, E. and Brueseke, W.K., 2009. Intermediate composition magma production in an intracontinental setting: Unusual andesites and dacites of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada, *Journal of volcanology and Geothermal*, p. 197-213.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association, *Lithos*, v. 13, p. 97-108.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey contribution of mineralogy of petrology, v. 58, p. 63-81.
- Pearce, J.A., 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, p. 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentations and their relations to ore deposits*, 3rd edition John Wiley and Sons, New York, 488 p.
- Shelly, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 405 p.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 237-243.
- Sirvastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of precambrian subalkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asia Earth sciences*, v. 23, p. 373-389.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-AFRICAN suture zone, *Earth PlanetSci. Lett.*, v. 37, p. 90-96.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Chapman and Hall, 466 p.
- Wass, S.Y. and Roger, N.W., 1980. Mantle Metasomatism-Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, p. 1811-1823.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y. and Zhou, X., 2007. Petrology and geochemistry of zijinshan alkalin intrusive complex in shanxi Province, Western north China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. *Lithos*, v. 01566, p. 1- 22.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China). *Precam Res*, v. 152, p. 27-47.