

## محیط تکتونیکی و پتروژنز دایک‌های موجود در توده گرانیتوئید جنوب قروه (کردستان)

اشرف ترکیان<sup>۱\*</sup> و ثریا کیانی‌نهاد<sup>۲</sup>

۱ و ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: a-torkian@basu.ac.ir\*

دریافت: ۹۶/۳/۳ پذیرش: ۹۷/۲/۹

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهر قروه (استان کردستان) و در پهنه سندرچ-سیرجان قرار دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی دایک‌های مافیک و حدواسط از نوع دایک‌های سین‌پلوتونیک می‌باشند. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد ترکیب آن‌ها گابرویی، گابرودیوریتی، دیوریتی، مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی است. کانی‌های اصلی آن‌ها عبارت‌اند از کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز، فلدسپاتاسیم و کوارتز. آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های فلزی جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کلیه دایک‌ها دارای ماهیت توله‌ائیتی هستند که در یک محیط وابسته به قوس در حاشیه فعال قاره‌ای نفوذ کرده‌اند و این موضوع به واسطه غنی‌شدگی آن‌ها از LILE (مانند U, Cs, Rb, Pb, Yb, Hf و Ta و تهی‌شدگی از HFSE (مانند Nb و Ba) و بالا بودن نسبت LILE/HFSE در آن‌ها مورد تأیید قرار می‌گیرد. غنی‌شدگی از LILE و Pb شواهدی از آرایش پوسته‌ای هستند. نسبت‌های بالا La/Ta و La/Nb و غنی‌شدگی LILE و LREE دایک‌های مورد مطالعه حکایت از این دارد که آن‌ها از گوشته لیتوسفری غنی‌شده مشتق شده‌اند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE نشانگر وجود فاز گارنت یا آمفیبول در سنگ منشایی می‌باشد که این عناصر در آن‌ها تمرکز یافته‌اند.

واژه‌های کلیدی: دایک، گابرو، دیوریت، توله‌ائیت، قوس قاره‌ای، سندرچ، قروه

## مقدمه

ماگما از منابع عمیق به پوسته بالایی می‌باشند. دایک‌ها شکستگی‌های پر شده با ماگما هستند که همراه با استرس‌های کششی نشات گرفته‌اند و فعال شدند. این ساختارها می‌توانند در محیط تکتونیکی مختلفی یافت شوند مانند حاشیه‌های ولکانیک غیر فعال یا حاشیه‌های قاره‌ای فعال. از این‌رو در این مقاله که بر پایه دستاوردهای حاصل از پایان‌نامه مؤلف دوم استوار است تلاش شده با توجه به نتایج و تحقیقات صورت گرفته، خاستگاه تکتونیکی و پتروژنز دایک‌های یاد شده تعیین گردد.

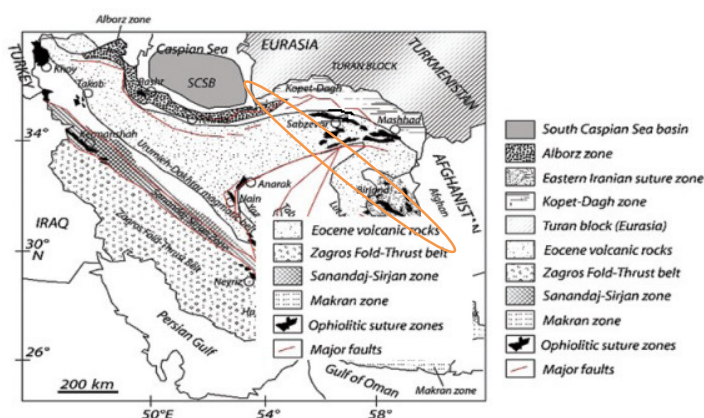
## زمین‌شناسی منطقه و مطالعات صحرایی دایک‌ها

منطقه مورد مطالعه در نیمه جنوبی ورقه قروه که از نظر ساختمانی، در زون سندرچ - سیرجان قرار دارد واقع شده است. چهره ظاهری جنوب ورقه با شمال آن کاملاً متفاوت است. از این جهت که منطقه مورد مطالعه در نیمه جنوبی ورقه قرار دارد، زمین‌شناسی نیمه جنوبی

گستره دایک‌های مورد پژوهش، قسمتی از مجموعه پلوتونیک جنوب قروه در پهنه سندرچ-سیرجان می‌باشد (شکل ۱) و در جنوب شهرستان قروه بین طول‌های جغرافیایی ۴۵° تا ۴۸° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۰° تا ۳۴° شمالی واقع شده است. در این منطقه سنگ‌های آذرین، دگرگون و رسوبی رخنمون دارند که نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سندرچ و ۱/۱۰۰۰۰۰ قروه نیز اطلاعات ارزشمندی را در این زمینه در اختیار قرار می‌دهند (شکل ۲). مجموعه جنوب قروه مورد توجه زمین‌شناسان متعددی (ترکیان، ۱۳۸۷؛ حسینی، ۱۳۷۶؛ سنگ‌قلعه، ۱۳۷۴؛ شیخ‌زکریایی، ۱۳۷۰؛ شعبانی، ۱۳۹۰؛ عمیدی، ۱۳۴۵؛ میری، ۱۳۹۰؛ محبی، ۱۳۹۲) بوده، اما هیچ‌گاه دایک‌های مستقر در آن مورد ارزیابی قرار نگرفته‌اند. و از آنجا که دایک‌ها می‌توانند اطلاعاتی درباره ترکیب منبع ماگما و موقعیت مخزن ماگما را فراهم کنند، مطالعه آن‌ها دارای ارزش می‌باشد. احتمالاً دسته دایک‌ها مجرای اصلی برای انتقال

توده‌های با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، سینیت و گرانیت وجود دارد که از لحاظ سن، جوان‌تر از دگرگونه‌های موجود هستند. ولی بخش قابل توجهی از آن‌ها بر اثر دگرگونی دینامیک دچار تغییر و تحول آشکاری گردیده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی فراوانی دایک‌های دیوریتی نسبت به دایک‌های گابرویی و گرانیتی بیش‌تر می‌باشد. سنگ میزبان این دایک‌ها گرانودیوریت و گرانیت بوده و مرز تماس آن‌ها با سنگ‌های میزبانشان به جزء در برخی مناطق به علت پوشش گیاهی مشخص نمی‌باشد (شکل ۳).

مورد بررسی واقع شده است. سنگ‌های نیمه جنوبی، عمدتاً دگرگون می‌باشند. علاوه بر این ماگماتیزم و پدیده‌های وابسته نیز فعال و کار ساز بوده، تأثیر بسزایی در سرنوشت زمین‌شناسی این منطقه داشته‌اند. بروزدهای موجود در این منطقه در واقع، ادامه توالی‌های ورقه سنقر می‌باشند. از این‌رو شباهت‌ها و همانندی‌هایی، به ویژه در اطراف مرز دو ورقه، وجود دارد که به ناچار از یافته‌های مهم و کلیدی ورقه مزبور استفاده شده است. توالی چین‌های سنگ‌های موجود از پائین به بالا شامل سنگ‌های دگرگونه تریاس، تریاس-ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگونه اتوسن می‌باشد. علاوه بر این



شکل ۱. نقشه پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران (علوی، ۱۹۹۴). محدوده منطقه مورد مطالعه با کادر نشان داده شده است.

مافیک در این منطقه را به عنوان جوان‌ترین فعالیت ماگمایی صورت گرفته، ناشی از یک فاز کششی بعد از عملکرد یک فاز فشارشی در منطقه می‌دانند (بریتایر، ۱۹۷۴).

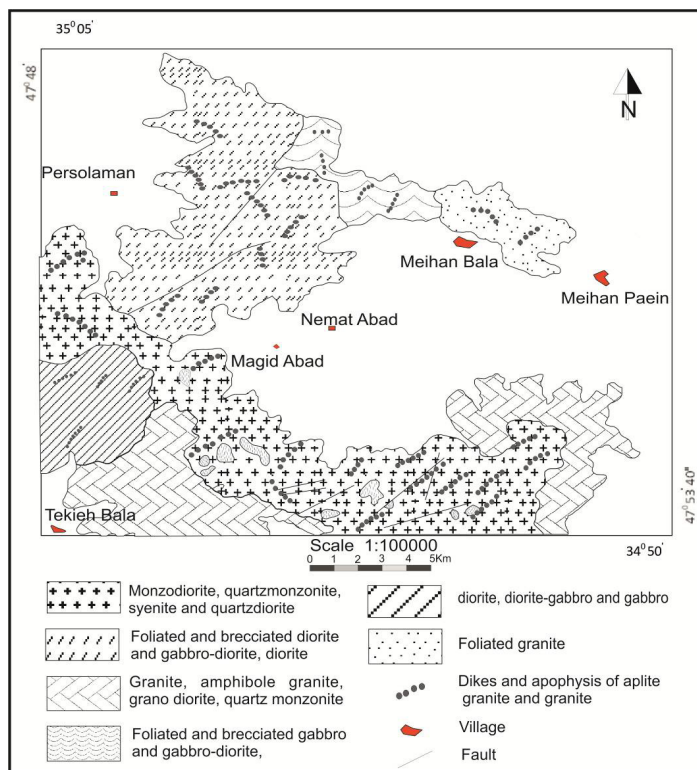
### پتروگرافی

با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی می‌توان ترکیب سنگ‌شناسی دایک‌های این منطقه را در سه گروه رده‌بندی و معرفی کرد: دایک‌های گابرویی، دایک‌های دیوریتی و دایک‌های گرانیتی (که در این مقاله به توصیف دایک‌های مافیک و حدواسط پرداخته شده است). طیف (ترکیب) سنگ‌شناسی دایک‌های گابرویی شامل گابرو و گابرویدیوریت می‌باشد. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن (۳۰٪ تا ۵۰٪) و پلاژیوکلاز (۲۵٪ تا ۴۰٪) بوده و کانی‌های آمفیبول اولیه (از نوع هورنبلند)، ارتوکلاز (در نمونه‌های

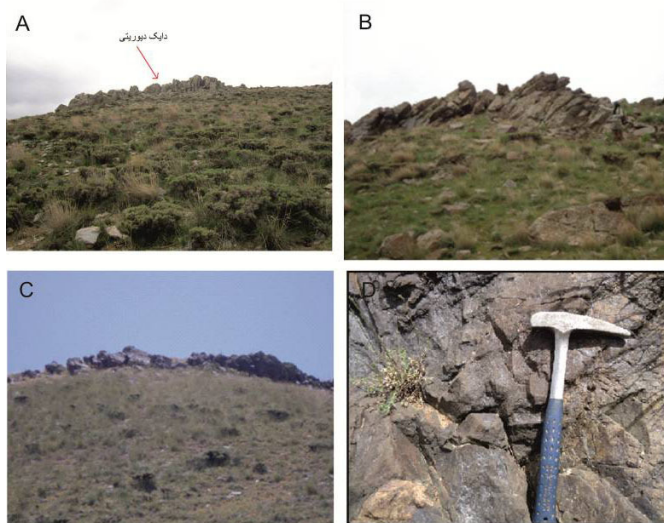
در مشاهدات صحرایی این دایک‌ها با دو روند NE و SW بر روی زمین قابل مشاهده هستند که با راستای اصلی تنش منطقه (شمال شرق-جنوب غرب) همخوانی دارد و اغلب در راستای شکستگی‌های تکتونیکی نفوذ کرده‌اند و دارای شیب حدود ۳۵ تا ۶۵ درجه به سمت غرب می‌باشند. طول و عرض این دایک‌ها به ترتیب بین ۳۵ تا ۷۰ و ۲ تا ۳/۵ متر متغیر می‌باشد. که البته در جنوب و جنوب شرقی روستای پیرسلیمان و جنوب روستای آصف‌آباد رخنمون عرضی دایک‌ها به ۷-۸ متر نیز می‌رسد. دایک‌های گابرویی و دیوریتی منطقه به رنگ خاکستری تیره متمایل به سبز تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و دانه ریزتر هستند. ضمن اینکه اندازه دانه‌ها از حاشیه به مرکز دایک افزایش می‌یابند. همه دایک‌ها دارای شکستگی و خردشدگی می‌باشد. درصد هوازدگی نیز در منطقه بسیار زیاد است (شاید یکی از علت پراکندگی نمونه‌ها بر روی نمودارهای رسم شده همین موضوع باشد). برخی از زمین‌شناسان تشکیل دایک‌های

جانشینی در حاشیه کلینوپیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند. اندازه بلورهای کانی‌های کدر به ۱/۱ میلی‌متر هم می‌رسد. کلریت و سریسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه در این سنگ‌ها بوده و از بافت‌های غالب در گابروها می‌توان به هیپایدیومورفیک گرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک، اینترگرانولار و پوئی‌کلیتیک اشاره کرد (شکل ۴).

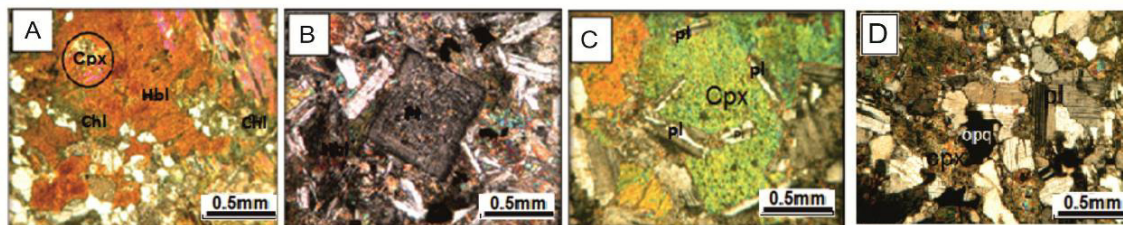
گابرودیوریت با درصد کم دیده می‌شود، و کانی‌های کدر جزء کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند. کلریت و آمفیبول‌های ثانویه که از تبدیل کلینوپیروکسن حاصل شده‌اند جز کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها می‌باشند. ارتوپیروکسن درصد کمتری را در نمونه‌ها شامل می‌شود و غالباً آن‌هدرال‌اند. آمفیبول‌ها بیش‌تر ثانویه و در اثر



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه (حسینی، ۱۹۹۹)



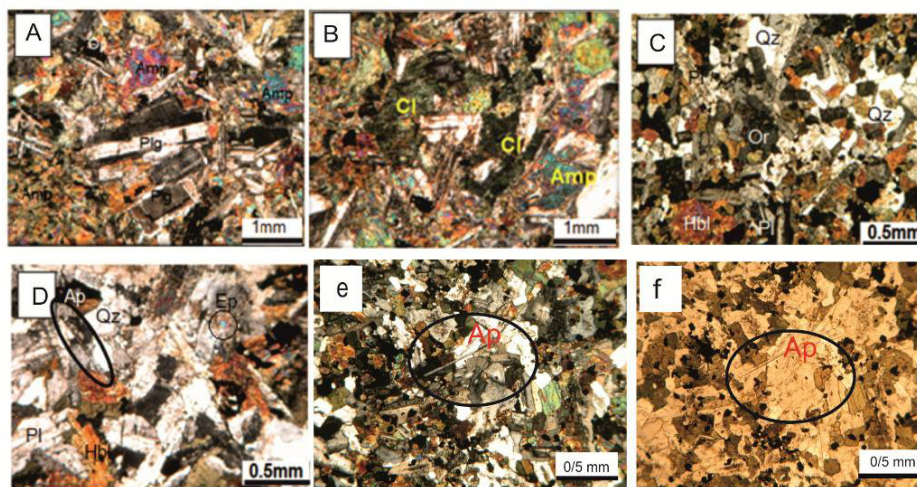
شکل ۳. (A) نمایی از دایک دیوریتی در جنوب روستای مجیدآباد دید به سمت جنوب، (B) رخنمونی از دایک‌های دیوریتی در جنوب شرقی منطقه پیرسلیمان (C)، رخنمون پیوسته از دایک گابروی (آصف‌آباد)، دید به سمت شمال‌غربی. (D) نمای نزدیک از دایک گابروی تصویر



شکل ۴. تصویر میکروسکوپی نمونه‌ی میکروگابرو A- تبدیل‌شدگی کلینوپیروکسن به آمفیبول و کلازیت B- پلاژیوکلاز دارای زونینگ C- بافت افیتیک و ساب‌افیتیک (کانی پلاژیوکلاز به صورت بخشی و یا کامل در کانی پیروکسن قرار گرفته است D- بافت هیپ-ایدیومورفیک گرانولار PI=پلاژیوکلاز، Cpx=کلینوپیروکسن، Or=ارتوکلاز، HBI=هورنبلند، Chl-کلازیت=Opq (کانی کدر) و (ویتنی و ایوانس، ۲۰۱۰)

و کوارتز (صفر تا ۵٪) می‌باشد. آپاتیت، زیرکن و اسفن کانی‌های فرعی و مهم‌ترین کانی‌های ثانویه اپیدوت، سریسیت و کانی‌های کدر می‌باشند. بافت‌های مشهود در آن‌ها انهدرال گرانولار تا ساب‌هدرال گرانولار و بافت پوئیکلیتیک است (شکل ۵).

ترکیب سنگ‌شناسی دایک‌های دیوریتی شامل دیوریت و میکرودیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت می‌باشد. نوع کانی‌های این دایک‌ها مشابه بوده و تنها از لحاظ فراوانی با یکدیگر تفاوت دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۶۰٪)، هورنبلند (۲۰ تا ۷۰٪)، ارتوکلاز و میکروکلین (۱ تا ۱۰٪)



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از دایک‌های حدواسط A- ماکل پلی‌سنتتیک موجود در پلاژیوکلاز B- تبدیل‌شدگی آمفیبول به کلازیت در اثر دگرسانی در نمونه دیوریتی C- پلاژیوکلاز، هورنبلند، ارتوکلاز و کوارتز در دایک کوارتز مونزودیوریتی D- مجموعه کانی‌های موجود در یک مونزودیوریتی، کانی آپاتیت به صورت ادخال در کانی‌های پلاژیوکلاز و ارتوکلاز تشکیل بافت پوئیکلیتیک را می‌دهد. E- تصویر از آپاتیت‌های سوزنی در دایک‌های دیوریتی در نور XPL. F- تصویر از آپاتیت‌های سوزنی در دایک‌های دیوریتی در نور PPL

(شکل ۶A). شایان ذکر است که این دایک‌ها با توجه به نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) در محدوده تولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶B). مهم‌ترین کاربرد نمودارهای هارکر (شکل‌های ۷A تا ۷D) در سنگ‌شناسی آذرین، پی بردن به فرایندهای ذوب‌بخشی، تبلور جزء به جزء، هضم و نهایت تحرک‌پذیری عناصر می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از نکاتی که در نمودارهای هارکر قابل مشاهده است، پراکندگی برخی از نمونه‌ها

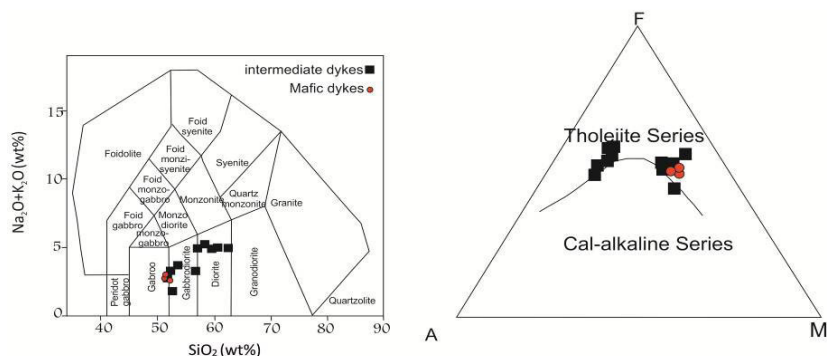
### ویژگی ژئوشیمیایی

برای تعیین شیمی سنگ‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه برای انجام آنالیز به روش‌های OES-ICP و XRF به سازمان زمین‌شناسی کشور فرستاده شد. در ابتدا به منظور رده‌بندی شیمیایی توده‌های دایک‌های مورد مطالعه، ترکیب آن‌ها بر روی نمودار  $k_2O/Na_2O-SiO_2$  (میدلموست، ۱۹۹۴) پلات شده است که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گابرو، گابرودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند

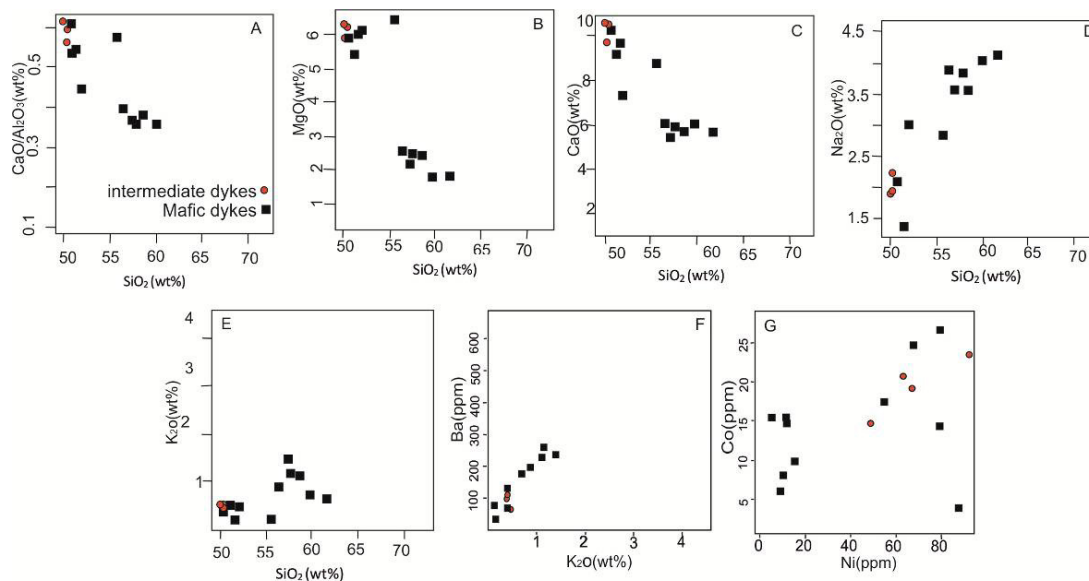


ترکیب و نوع فرایند مؤثر استفاده کرد (راجرس و همکاران، ۱۹۸۴). بر این اساس در نمودارهای Co-Ni و K<sub>2</sub>O-Ba، روندهای خطی با شیب مثبت (شکل YF و YG) و روندهای ایجاد شده در نمودارهای هارکر نشان دهنده نقش اصلی تبلور تفریقی در تحول دایک‌های مورد مطالعه است.

می‌باشد. پراکندگی در نمودارهای هارکر ممکن است ناشی از ناهمگنی نمونه‌ها و یا خطای آنالیز باشد. همچنین در سیستم‌های طبیعی خیلی بعید است که تمام قسمت‌های یک ماگما از نظر ترکیب شیمیایی یکسان باشند. از نمودار تغییرات عناصر سازگار-ناسازگار و دو عنصر ناسازگار در برابر یکدیگر می‌توان برای تعیین ارتباط خویشاوندی نمونه دایک‌های متفاوت از نظر



شکل ۶. A- نمودار رده‌بندی شیمیایی بر اساس پژوهش (میدلموست، ۱۹۹۴). B- نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) که در آن  $M = MgO$  و  $F = (FeO + Fe_2O_3)$ ،  $A = (Na_2O + K_2O)$



شکل ۷. A, B, C, D و نمودارهای هارکر (تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس) F و G نمودار تغییرات عناصر سازگار-ناسازگار که روند مثبتی را نشان می‌دهند.

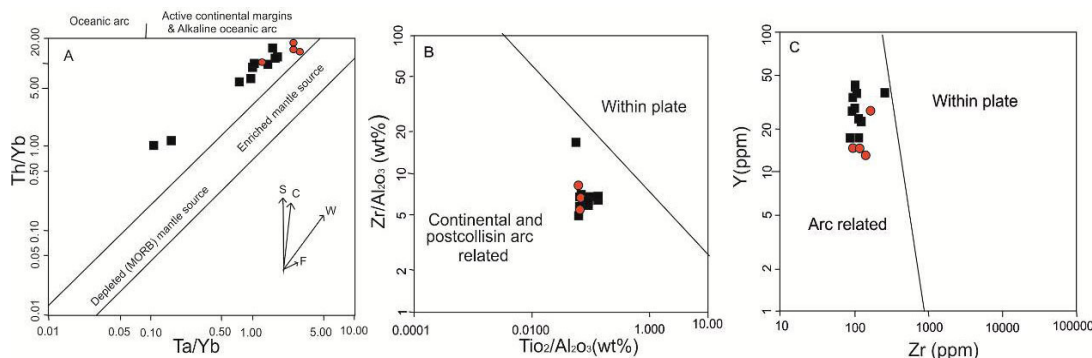
### خاستگاه تکتونیکی

محیط‌های زمین‌ساختی در سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فرورانش از Th در مقایسه با Ta غنی هستند و فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ خاستگاه ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به وسیله ماگما باشد (پیرس و پتی، ۱۹۸۳) متایوماتیسم ناحیه خاستگاه که در اثر

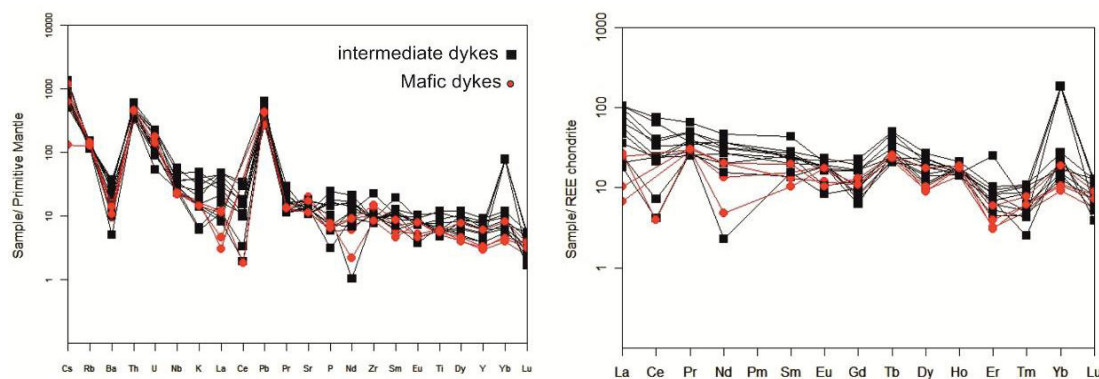
به اعتقاد (ویلسون، ۱۹۸۹) می‌توان هر سنگ را به محیط زمین‌ساختی خاصی نسبت داد و در هر قلمرو تکتونوماگمایی، سری‌های ماگمایی خاص، با ترکیب شیمیایی مشخص ظاهر می‌شود. کاتیون‌های با شدت میدان بالا مانند Th و Ta معمولا برای تشخیص

و عناصر Nb، Ba، K و Ti دارای تهی‌شدگی می‌باشند. عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر U، Rb، Cs و Th نسبت به مقادیر کاتیون‌های با شدت میدان بالا (HFSE) به ویژه Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر محیط تکتونوماگمایی قوس آتشفشانی می‌باشد (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵). این نتیجه با نتیجه بدست آمده از (مولر و کروز، ۱۹۹۷) (شکل ۸) هماهنگی دارد. (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۶) معتقد است بی‌هنجاری Nb نشان دهنده محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای است که با نتیجه حاصل شده از شکل ۸ انطباق دارد. به عقیده (ویلسون، ۱۹۸۹) بی‌هنجاری منفی عنصر Ba مانند Nb، می‌تواند به فرورانش وابسته باشد. هم‌چنین نسبت بالای LILE/HFSE در مناطق قوسی در نتیجه ورود اجزای عناصر لیتوفیل بزرگ یون موجود در صفحه فرورونده به درون گوشته بالای آن به وجود می‌آید.

فرایندهای فرورانش انجام می‌شود و آلودگی پوسته‌ای، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود (شکل ۸A). دایک‌های مورد مطالعه دارای روندی مشابه با روند W بوده و در گستره حاشیه فعال قاره‌ای و موازی روند منبع گوشته غنی‌شده قرار گرفته‌اند. به علاوه نمودارهای تفکیک انواع اصلی ماگماهای درون صفحه‌ای و مرتبط با قوس (شکل B و C) براساس (مولر و گروز، ۱۹۹۷) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهای مرتبط با قوس توزیع شده‌اند که پیش از این نیز شکل ۷A بر این موضوع دلالت می‌نمود. هم‌چنین از نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) و کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای تعیین محیط زمین‌ساخت دایک‌ها بهره جستیم. همان‌گونه که در شکل ۹ مشاهده می‌شود عناصر Cs، Rb، U، Yb، Pb و Th دارای غنی‌شدگی



شکل ۸. A- از نمودار  $Th/Yb-Ta/Yb$  نوار باریک گستره‌ی ترکیب‌های مختلف گوشته را نشان می‌دهد. بردارها، تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تفریقی (F)، اثرات منبع (W)، آغستگی پوسته‌ای (C) و فرورانش (S) را نشان می‌دهند. در نمودارهای B و C (مولر و گروز، ۱۹۹۷) دایک‌های مورد مطالعه در محدوده مرتبط با قوس قرار می‌گیرند (علائم مانند تصاویر قبلی است).



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به A-گوشته اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹). B-کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴)

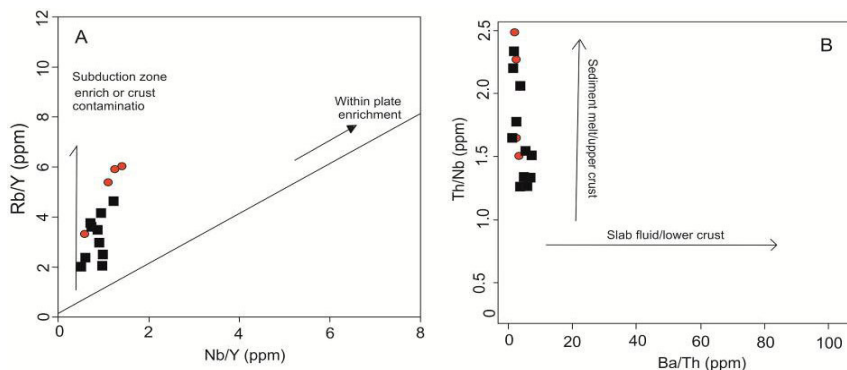
## پتروژنز

بر اساس نظر (ارسلان و اسلان، ۲۰۰۶؛ سبا، ۲۰۰۸) بافت‌های پوئیکلیتی و پلاژیوکلاز زونه و هم‌چنین بر اساس نظر (باکستر و فیلی، ۲۰۰۲) وجود میان‌بارهای مافیک در سنگ‌های فلسیک می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط و آرایش ماگمایی باشد. از طرفی دیگر آپاتیت سوزنی در نمونه‌های مورد مطالعه (حدواسط) مشاهده شده که به عنوان یکی دیگر از شواهد اختلاط ماگمایی در نظر گرفته می‌شود. تبلور سریع گلبول‌هایی از ماگمای مافیک که در ماگمای نسبتاً سردتر ماگمای فلسیک (گرانیتوئید) به دام افتاده‌اند باعث می‌شود آپاتیت‌ها پیش از آنکه به صورت بلورهای منشوری قطور در آیند، شکل سوزنی به خود بگیرند (باکستر و فیلی، ۲۰۰۲؛ دیدیر، ۱۹۸۷؛ رید و همکاران، ۱۹۸۳؛ فورمن و اسپیرا، ۱۹۸۵؛ مرسیر، ۱۹۷۶). از نمودار  $Rb/Y-Nb/Y$  می‌توان برای تشخیص غنی‌شدگی ماگماها به وسیله شاره‌های موجود در زمان فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای استفاده نمود. غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آرایش با مواد پوسته‌ای میزان  $Rb$  را افزایش می‌دهد (تمل و همکاران، ۱۹۹۸). با توجه به شکل (۱۰A) چنین استنتاج می‌گردد که محلول‌های موجود در محیط فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای سبب غنی‌شدگی دایک‌ها شده باشد. برای بررسی احتمال ذوب پوسته، رسوبات پوسته بالایی و یا رسوبات با تراشه، از نمودار  $Th/Nb-Ba/Th$  استفاده می‌شود (شکل ۱۰B). در واقع مقدار این نسبت‌ها نشان‌دهنده شدت شرکت فرآورده‌های زون فرورانشی (محلول‌ها و مواد مذاب) و یا پوسته‌ای در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها است. مقادیر بالای  $Th/Nb$  و پائین  $Ba/Th$ ، نشان‌دهنده مشارکت مواد پوسته بالایی در تشکیل این نوع سنگ است (تمل و همکاران، ۱۹۹۸). از طرفی، مقادیر بالای  $Ba/Th$  می‌تواند در نتیجه ورود محلول‌های زون فرورانشی به درون مذاب ایجاد شده باشد. به دلیل آنکه نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب دارای مقادیر بالا و پایین  $Th/Nb$  و  $Ba/Th$  هستند، می‌توان نتیجه گرفت که آرایش پوسته‌ای در ماگمای سازنده دایک‌ها، تاثیرگذار بوده است. هم‌چنین محتوای  $SiO_2$  در حدود ۵۴٪ در ترکیب شیمیایی این دایک‌ها نشان‌دهنده آن است که ماگمای مادر آن‌ها احتمالاً خاستگاه گوشته‌ای دارند و در یک محیط قوس

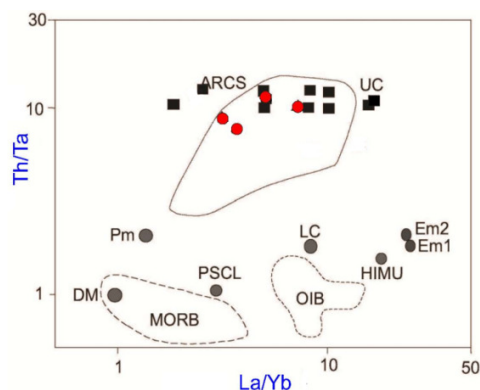
آتشفشانی قاره‌ای فوران کرده‌اند. از نظر (واس و راجرس، ۱۹۸۰) غنی‌شدگی در REE خصوصاً LREE، به احتمال زیاد بیانگر نرخ ذوب بخشی کم در پیدایش این گروه از دایک‌ها است. به اعتقاد (سیروس‌تاو و سینگ، ۲۰۰۴) عوامل مؤثر در غنی‌شدگی عناصر LREE، درجات کم ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای (در حدود ۲/۵ درصد) و آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای است. غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) (میزان  $(Ce/Yb)_N$ ) که برای دایک‌های مافیک و حدواسط بین ۰/۲-۴/۲۸ در نوسان است) و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LIL نسبت به HFS و نیز بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، از نشانه‌های سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش است. این نتایج با اطلاعات بدست آمده از نمودارهای مختلف جدایش محیط زمین‌ساختی کاملاً منطبق می‌باشد که حاکی از نفوذ دایک‌ها در یک محیط وابسته به قوس آتشفشان در حاشیه فعال قاره‌ای است که با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه این پدیده با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر میکروپلیت ایران مرکزی همراه بوده است. دایک‌های مافیک و حدواسط ممکن است منشأ گوشته استنوسفری یا گوشته لیتوسفری داشته باشند (ژائو و همکاران، ۲۰۱۰؛ زو و همکاران، ۱۹۹۹). سنگ‌ها از گوشته استنوسفری الگوهای عناصر کمیاب به‌هنجار شده با گوشته اولیه شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) دارند که به واسطه غنی‌شدگی LILE و HFSE (مانند Nb و Ta) مشخص می‌شوند (زو و همکاران، ۲۰۰۰). با وجود این سنگ‌ها از گوه گوشته لیتوسفری شاخص ژئوشیمیایی متمایل به قوس را نشان می‌دهد. مانند غنی‌شدگی LREE و LILE و تهی‌شدگی Nb در نمودارهای عنکبوتی گوشته لیتوسفری می‌تواند به آسانی توسط سیالات مشتق شده از فرورانش ورقه اقیانوسی تغییر یابد (ژائو و همکاران، ۲۰۰۷). بنا به نظر (ژائو و همکاران، ۲۰۰۷) نسبت‌های بالای  $La/Ta$  و  $La/Nb$  حکایت از منبع گوشته لیتوسفری غنی شده دارند. نسبت‌های بالای  $La/Ta$  (۱۰/۳۵-۰/۴۷) این دایک‌ها حکایت از این دارند که آن‌ها از گوشته لیتوسفری غنی شده مشتق شده‌اند (ژائو و همکاران، ۲۰۰۷). نسبت‌های عناصر کمیاب آن‌ها به عنوان مثال نسبت‌های  $La/Yb$ ،  $La/Nb$  و  $Th/Ta$  در میدان‌هایی

دایک‌های مافیک احتمالاً از گوشته لیتوسفری که به واسطه اجزاء تشکیل‌دهنده ورقه فرورانش تغییر یافته (سیالات و مذاب‌ها)، مشتق شده‌اند (شکل ۱۱).

مانند نسبت‌هایی که در ماگمای قوسی وجود دارد، قرار دارند. مرزبندی EM2 در دایک‌های مافیک به همراه ترکیبات عناصر کمیاب قوسی شکل می‌تواند به واسطه فرورانش ورقه اقیانوسی توضیح داده شود. از این‌رو این



شکل ۱۰. نمودار (A) نمودار  $Rb/Y-Nb/Yb$  -  $Th/Nb-Ba/Th$  روند عمودی نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده‌ی آن‌ها است (علائم مشابه شکل‌های قبل می‌باشد).



شکل ۱۱. نمودار  $Th/Ta$  در مقابل  $La/Yb$ . Dm - جبه تهی‌شده، Pm - جبه غنی‌شده PSCL - لیتوسفر زیر قاره‌ای پس از آرکنن، LC - پوسته قاره‌ای تحتانی، UC - پوسته قاره‌ای فوقانی، HIUM - منبع گوشته‌ای U/Pb بالا، EM1 و EM2 - منابع گوشته‌ای غنی شده (ویلسون، ۱۹۸۹) (علائم مشابه شکل‌های قبل می‌باشد).

کننده محیط‌های تکتونیک، منعکس کننده نفوذ این دایک‌ها در یک محیط قوس آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. بر پایه آنالیزهای شیمیایی این سنگ‌ها از نظر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی دارند که با طبیعت تشکیل آن‌ها در محیط‌های فرورانش سازگاری دارد. در نمودارهای چند عنصری این دایک‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت Ta, Pb, Th, Rb, Cs و U و بی‌هنجاری منفی Nb, K, Ba هستند. روندهای عمودی ایجاد شده در نمودارهای  $Rb/Y-Nb/Y$  و  $Th/Nb-Ba/Th$  حاکی از بالا بودن نسبت  $Rb/Y$  و  $Th/Nb$  در نتیجه مؤثر بودن فرایند آلایش پوسته‌ای در ماگمای والد این دایک‌ها می‌باشد.

### بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی دایک‌های منطقه جنوب قروه در استان کردستان نتایج زیر حاصل شده است: دایک‌های منطقه جنوب قروه دارای ترم‌های سنگ‌شناسی گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت می‌باشند. سنگ میزبان آن‌ها گرانودیوریت و گرانیت است. در نمودارهای ژئوشیمیایی این دایک‌ها در گستره گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. ماگمای سازنده این دایک‌ها دارای سرشت توله‌ئیتی است. داده‌های عناصر کمیاب در نمودار  $Ta/Yb-Th/Yb$  و نیز نمودارهای متمایز



جدول ۱. آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی دایک‌های گابرویی و دیوریتی

sample	P 1-1	P 2-3	A3-2	P2-1	P1-2	P2-2	A4-1	A1-2
Rock name	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite
محل نمونه بردارای در دایک	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	حاشیه	مرکز	مرکز	مرکز
عنصر	X	N 35.06409	N 35.6488	N 35.06459	N 35.6488	N 35.06409	N 35.6488	N 35.6488
	Y	E0 47.77286	E0 47.77246	E0 47.77291	E0 47.77246	E0 47.77286	E0 47.77246	E0 47.76165
SiO <sub>2</sub>	50.0	50.4	50/0	50.4	51.7	50.7	51.3	61.8
TiO <sub>2</sub>	1.1	1.1	1/1	1.2	1.1	1.4	1.2	1.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.2	17.2	17.2	17.5	17.7	16.8	17.1	16.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.4	9.9	9.7	9.6	10.6	10.4	10.6	6.9
MgO	6.4	6.3	6.3	5.9	6.0	5.9	5.4	1.8
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
CaO	10.5	9.6	10.6	10.4	9.6	10.1	9.1	5.6
Na <sub>2</sub> O	1.9	1.9	1.9	2.2	1.4	2.1	0.6	4.1
K <sub>2</sub> O	0.5	0.4	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.6
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.3
Total	97.4	97.2	97.6	98	98.6	98.3	96.1	98.8
L. O.I*	2.18	2.37	2.30	1.71	1.25	1.45	1.48	0.75
Ba	65.9	97.1	73.1	107.5	77.2	103.4	129.2	129.2
Co	19.1	20.8	23.4	14.7	14.3	17.4	26.7	26.7
Cr	234.2	272.9	207.7	204.0	229.3	282.2	197.3	197.3
Cs	1.0	9.5	4.9	6.2	5.1	10.0	6.0	6.0
Eu	1.4	1.3	0.8	0.9	1.4	0.6	1.4	1.4
Hf	9.2	12.0	2.8	13.1	9.6	11.5	11.6	11.6
La	2.1	7.7	8.3	3.2	7.8	5.5	6.5	6.5
Nd	8.2	2.9	12.0	12.2	12.3	1.4	9.3	9.3
Ni	67.3	63.5	92.5	49.0	79.2	54.8	79.8	79.8
Pb	34.8	30.3	0.2	19.2	35.7	33.4	45.5	45.5
Rb	77.7	80.9	90.8	87.9	72.5	81.3	86.7	86.7
Sm	3.1	2.0	3.8	2.6	4.9	3.1	2.7	2.7
Sr	245.9	358.5	273.1	414.7	274.4	339.1	273.3	273.3
Ta	5.0	5.6	4.9	6.8	4.2	4.4	5.3	5.3
Th	27.2	37.6	38.8	30.9	38.7	38.3	34.9	34.9
Ti	6541.1	7081.2	7815.9	8135.4	8439.7	8930.8	6964.0	6964.0
U	2.2	2.9	3.8	2.8	2.1	2.5	2.0	2.0
V	160.7	197.9	204.5	197.0	190.0	203.5	169.5	169.5
Y	13.2	14.9	27.5	14.7	17.7	17.5	23.3	23.3
Yb	1.9	2.2	3.9	2.3	38.2	2.7	3.1	3.1
Zn	46.6	67.7	42.8	55.4	41.3	53.0	72.3	72.3
Zr	138.7	64.5	163.3	116.8	86.8	113.1	119.9	119.9

ادامه جدول ۱. تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی دایک‌های‌های بازالتی و دیوریتی مورد مطالعه

sample	A2-1	A5-1	A1-1	V1-1	M1-1	V3-1	V2-1
Rock name	Diorite	Diorite	Diorite	Monzo diorite	Monzo diorite	Quartzmonzo diorite	Quartzmonzo diorite
محل نمونه برداری در دایک	حاشیه	حاشیه	حاشیه	حاشیه	مرکز	مرکز	مرکز
نوع نمونه	X	N	N	N	N	N	N
	Y	E0	E0	E0	E0	E0	E0
	35.06488	35.06342	35.06555	35.01758	35.02439	35.01760	35.01677
	47.74875	47.76154	47.74739	47.85551	47.83484	47.83870	47.65406
SiO <sub>2</sub>	55.8	52.1	60.0	57.9	54.6	57.4	58.7
TiO <sub>2</sub>	0.9	1.0	1.1	1.5	1.9	2.0	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.2	16.3	16.9	16.2	16.1	14.8	15.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.3	10.8	7.9	9.6	11.3	11.1	10.0
MgO	6.5	6.1	1.8	2.4	2.6	2.2	2.4
MnO	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	8.7	7.3	6.0	5.9	6.0	5.4	5.6
Na <sub>2</sub> O	2.8	3.0	4.1	3.8	3.9	3.6	3.5
K <sub>2</sub> O	0.2	0.5	0.7	1.2	0.9	1.5	1.2
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2	0.2	0.4	0.4	0.7	0.5	0.4
Total	98.7	97.5	99	99.1	98.2	98.7	98.5
L. O.I*	1.05	2.27	0.58	0.50	0.54	1.02	1.08
Ba	34.9	68.9	176.9	259.4	196.9	235.1	227.6
Co	3.5	24.7	6.1	10.0	8.1	15.4	14.7
Cr	172.7	240.9	71.2	51.1	70.9	28.9	84.6
Cs	6.7	5.3	5.7	4.5	4.0	5.2	10.7
Eu	1.6	1.4	1.4	1.3	1.5	1.7	1.2
Hf	16.7	9.8	8.9	10.2	10.6	9.9	10.3
La	11.2	14.7	25.6	30.8	32.9	20.4	17.8
Nd	16.1	16.1	22.5	19.1	19.1	22.2	18.8
Ni	92.6	67.8	9.2	15.8	15.8	12.1	12.0
Pb	19.5	39.8	21.7	22.9	22.9	32.9	32.0
Rb	74.1	86.9	85.9	82.1	82.1	84.4	84.1
Sm	4.6	4.0	4.5	5.3	5.3	5.6	4.9
Sr	296.2	273.9	360.1	224.4	224.4	225.0	229.5
Ta	4.0	5.9	4.5	4.2	4.2	6.4	4.5
Th	30.5	39.2	28.9	38.2	1235.2	1449.8	1465.8
Ti	6212.9	7284.9	1.9	1.9	4.1	4.5	4.0
U	1.1	4.7	116.9	116.9	147.3	169.1	163.8
V	178.9	185.8	36.5	28.2	41.9	34.0	28.6
Y	37.4	24.3	4.6	38.3	5.8	39.2	4.3
Yb	5.2	3.6	25.8	84.6	81.0	122.0	94.0
Zn	24.1	33.9	105.3	96.1	102.0	95.0	100.0
Zr	253.3	112.5	176.9	259.4	196.9	235.1	227.6

- Baxter, S and Feely, M (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite (Connemara Ireland). *Mineralogy and Petrology*, 76: 63-74.
- Berthire, F., Billiaul, H.P., Halbronn, B and Maziot, P (1974) *Etudsstratigraphique: Petrologiqueetstradutural de La region de khorramabad (Zagros, Iran)*.
- Boynton, W. V (1984) Cosmochemistry of the rare elements: meteorite studies In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson) P, 63-114 Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J (1987) Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magma. *Geology*, 7(6): 41-50.
- Floy, P. A and Winchester J.A (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218.
- Furman, T. and Spera F. J (1985) Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of usual dike complex at Eagle Peak Lake Sequoia National Park California, USA, *Volcanol. Geotherm. Res*, 24: 151-178.
- Hosseini, M (1999) Geological Qorveh Map 1:100000 Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Irvine, T.N and Baragar, W.R.A (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Earth Science*, 8: 523-484.
- Lopez-plaza, M., peinado, M., Lopez-Moro, F.J., redriguez-Alonso M.D., Carnicero, A., Franco, M.P., Gonzalo, J.C. and navidad, M (2007) Contrasting mantle sources and processes involved in a Peri-Gondwanan terrane: A case study of pre-Variscan mafic intrusive from the autochthon of the central Iberian zone. *Geological society of America special*, 4230: 297-313.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M (2012) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons (northern Sanandaj-Sirjan Zone). *Asian Earth Sciences*, 410: 238-249 (in Persian).
- Mercier, J. C. C (1976) Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 61: 603-615.
- Middlemost, E.A.K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science*, 37: 215-224.
- Muller, D. and Groves, D.I (1997) Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Science* 56.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W (1995) Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review Earth and planetary Science Letters*, 23: 251-285.
- منابع  
 ترکیان، ا (۱۳۸۷) بررسی ماگماتیسم توده گرانودیوریتی منطقه قروه (کردستان)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۳۵ صفحه.  
 حسینی، م (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهار گوش قروه همراه شرح نقشه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 سنگ‌قلعه، ر (۱۳۷۴) پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قلعه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۹۵ صفحه.  
 شعبانی، ط (۱۳۹۰) پتروگرافی و پترولوژی انکلاوهای توده نفوذی گرانیتوئیدی جنوب قروه-کردستان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۴۹ صفحه.  
 شیخ‌زکریایی، ج (۱۳۷۰) زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه قروه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۱۹۵ صفحه.  
 عمیدی، ح (۱۳۴۵) تحقیق سنگ‌شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تهران، ۶۰ صفحه.  
 محبی، خ (۱۳۹۲) پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی گابرویی کوه‌پیشان (جنوب قروه) استان کردستان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۰۱ صفحه.  
 میری، م. م (۱۳۹۰) بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه بالا (جنوب شرق کردستان) با نگرشی ویژه بر کانسازای آهن، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۴۲ صفحه.  
 ولی‌زاده، م.م، صادقیان، م.، اکرمی، م.، ع (۱۳۸۰) انکلاو و پترولوژی گرانیت‌ها، انتشارات دانشگاه تهران، صفحه ۵۳۹-۵۵۲.  
 Aldanmas, E., Koprubas, O.F., Gurer Kay makc, N. and Gourgand, A (2006) Geochemical Constrains on the Cenozoic, OIB-Type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications For mantle, *Journal of Lithos*, 86: 50-76.  
 Alavi, M (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation, *Tectonophysics*, 229: 211-238.  
 Arsalan, M., Aslan, Z (2006) Mineralogy petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions of Asian Earth sciences, 27: 177-193.  
 Barbarin, B and Didier, J (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. Royal Soci. Edinburgh, Earth Sciences*, 83: 145-153.

- Zhao, J.H., Zhou, M.F ( 2007) a. Geochemistry Of Neoproterozoic mafic intrusion in the Panzhihua district (Sichuan province, SW China): implication for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152: 27-47.
- Zou, H. B., Zindler, A., Xu, X. s., Qi, Q ( 2000) Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalt in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171: 33-47.
- Pearce, J. A (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J.) Shiva, Nantwich, 230-272.
- Reid, J.B., Evans O. C. and Fates D. G (1983) Magma mixing in granitic rocks (Central Sierra Nevada, California). *Earth and Planetary Science Letters*, 66: 243-261.
- Rogers, J.J.W., Suayah, I. B. and Dwards, J. M (1984) Trace elements in continental margin magmatism. *Geological Society*, 95: 1437-1445.
- Rollinson, H (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Sabah, Y.S (2008) Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere Quartz monzonite, south of Derili/Giresun, Eastern Pontides, Turkey. *Chimie der Erde*, 68: 81-92.
- Sirvastava R.K., 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 Asian Earth Sciences*, 23: 373-389.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.). Geological Society, London, Special Publication, 313-345.
- Shand, S. J (1943) *Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite* New York: John Wiley and Sons.
- Temel, A., Gondoglu, M. N. and Gourgau, A (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya (Central Anatolia). *Volcanology and Geothermal Research*, 85: 327-357.
- Wass, S.Y., Roger N.W (1980) Mantle metasomatism precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1811-1823.
- Whitney, D.L., Evans, B.W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 1854-187.
- Wilson, M (1989) *Igneous Petrogenesis*: Unwin Hyman press. London.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F., Jian-Ping, Z (2010) Metasomatic mantle sources and crust contamination mafic dyke swarm in the northern Yangtze Block, South China, 115: 177-189.

## Tectonic setting and petrogenesis of the mafic and dioritic dykes, S-Qorveh (Kurdistan)

A. Torkian\*<sup>1</sup> and S. Kianinahad<sup>2</sup>

2- Dept., of geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan

\* a-torkian@basu.ac.ir

Received: 2017/5/24 Accepted: 2018/4/29

### Abstract

The study area is located in the south of Qorveh (Kurdistan Province), structurally in the Sanandaj-Sirjan zone. Based on field observations, the study dykes are type of sin-plutonic dykes and based on petrographical studies mafic and dioritic dykes are included gabbro, gabbro-diorite, diorite, monzodiorite and quartz-monzodiorite rocks. Their main minerals are clinopyroxene, orthopyroxene, hornblende, plagioclase, K-feldspar and quartz. Apatite, esphene, zircon and opaque minerals are their accessory minerals. The discrimination diagrams reveal all of the dykes belong to volcanic arc related to an active continental margin setting. It is implied by enrichment of LILE (such as Cs, Rb, U&Pb), depletion of HFSE (Nb, Ba) and high LILE/HFSE in the spider diagrams. The enrichment of LILE and Pb show the crustal contamination. Concentration La/Nb and La/Ta ratios as well as the enrichment of LREE and LILE reveal that dykes were derived from enriched lithospheric mantle. In addition, enrichment of LREE elements relative to HREE represent that there are garnet phase or amphibole in source.

**Keywords:** Dyke, Gabbro, Diorite, Tholeiite, continental arc, Sanandaj, Qorveh