

استفاده از عناصر کمیاب و نادر خاکی در تعیین منشاء ماگمای سازنده توده‌های نفوذی گرانودیوریتی - گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه

اشرف ترکیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

مجموعه پلوتونیک قروه در جنوب قروه، ۸۰ کیلومتری شمال غرب همدان، در مختصات جغرافیایی ۴۲° ۴۷' تا ۴۸° طول شرقی و ۳۴° ۵۰' تا ۳۵° ۱۰' عرض شمالی قرار دارد. این مجموعه در پهنه سندنج- سیرجان جایگزین شده است. نفوذی‌های مافیک و فلسیک در این مجموعه شناسایی شده است و این مقاله بر بررسی‌های ژئوشیمیایی سه واحد اصلی گرانودیوریت، گرانیت و دیوریت گابروئی متمرکز است. این واحدها بر اساس مشاهدات صحرایی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تفکیک شده‌اند. دیوریت‌ها به سبب محتوی سیلیس‌شان (۴۸ تا ۵۴ درصد) و نیز فراوانی کم عناصر ناسازگارشان (La و Nb, Ba) نسبت به گوشته غنی‌شده، مشخص می‌شوند، لیکن مقادیر این عناصر با فراوانی آنها در پوسته میانی شبیه است. افزون بر این، آنها از نسبت $Al_2O_3/(MgO + FeO) = 1/54 - 0/98$ و نسبت مولی $CaO/(MgO + FeO) = 0/71 - 0/59$ برخوردار هستند. بنابراین، احتمالاً منشأ ماگمای دیوریتی ذوب پوسته مافیک بوده است. شاخص‌های ژئوشیمیایی و حجم زیاد سنگ‌های گرانیتوئیدی (گرانودیوریت و گرانیت) با این موضوع که آنها از طریق تفریق بلورین ماگمای والد بازالتی مشتق از گوشته توأم با آرایش به وجود آمده باشند، سازگار نیست. سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی دارای مقادیر متوسطی از نسبت مولی $CaO/(MgO + FeO)$ و $Al_2O_3/(MgO + FeO)$ هستند. این مشخصه بر ذوب‌بخشی بدون آب متاگری واک‌ها، به عنوان منبع پروتولیت، برای این گروه از سنگ‌ها (گرانودیوریتی - گرانیتی) دلالت دارد. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی عناصر REE، Sr و Y در واحدهای اخیر نشان می‌دهند که پلاژیوکلاز و آمفیبول، بدون حضور گارنت، فازهای اصلی تفریق‌یافته در طی جدایش مذاب هستند.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، گرانیت، پوسته مافیک، متاگری واک، پهنه سندنج- سیرجان، قروه

مقدمه

کمربندهای کوهزایی هستند، در محیط‌های همگرا جایگاه و اعتبار ویژه‌ای دارند، زیرا که تعیین سرشت ماگمای سازنده آنها در بررسی‌ها و مطالعات ژئودینامیک پوسته این مناطق بسیار مهم و ارزشمند است. توده‌های

مطالعه توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در کلیه محیط‌های تکتونیکی از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار هستند. مطالعه این توده‌ها که سازندگان اصلی

مرکزی در زمان کرتاسه پایانی تا ترشیری شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000; Ghasemi and Talbot, 2005) توده‌های مورد مطالعه ترکیب گرانودیوریتی، گرانیتی و دیوریتی دارند که در جنوب قروه، در ۸۰ کیلومتری شمال غرب همدان، نفوذ کرده‌اند. پیش از این، پتروگرافی و پتروژئولوژی مجموعه پلوتونیک جنوب قروه از سوی مؤلف و همکاران (۱۳۸۷) بررسی شده، لیکن با تکیه ویژه بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، با استفاده از تجزیه‌های دقیق‌تر و جامع‌تر کنونی، این مقاله سعی می‌کند که منشأ ماگماهای سازنده این توده‌ها را مشخص نماید. با این حال، توصیف صحرایی و مطالعات پتروگرافی جزئی‌تر توده‌های مورد مطالعه را ضروری دانسته، به این موارد نیز اشاره‌ای خواهد شد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حرکات کوهزایی و عملکرد حرارتی فازهای مختلف ماگمایی مجموعه پلوتونیک قروه که توده‌های مورد نظر در این مقاله جزئی از آن هستند، از جمله عواملی هستند که مطالعه زمین‌شناسی منطقه را، به سبب به هم ریختگی ساختار اولیه رسوبی و چینه‌شناسی و تبلور مجدد سنگ‌ها (به ویژه آهک‌ها)، با دشواری همراه نموده است. با این حال، تریاس قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی این منطقه است. رسوبات تریاس از دولومیت کاملاً بلورین و خردشده تشکیل شده است. روی این واحد چینه‌ای را شیل، شیست و ولکانیک‌های مشابه با سازند شمشک در البرز ایران مرکزی، به سن ژوراسیک، می‌پوشاند.

آخرین توالی رسوبی به‌ظاهر پیوسته مزوزوئیک-ترشیری، شیل‌ها و ماسه سنگ‌های دارای عدسی‌های آهکی به همراه سنگ‌های آتشفشانی هستند که به‌طور

نفوذی گرانیتوئیدی و یا به عبارتی، باتولیت‌های گرانیتوئیدی از گوناگونی ترکیبی گسترده‌ای برخوردارند. به اعتقاد Altherr و همکاران (۲۰۰۰) عوامل متعدد زیر در این گوناگونی ترکیبی بیش از هر عامل دیگری مؤثرند:

الف) ترکیبات متفاوت ناحیه منشأ؛

ب) شرایط متغیر ذوب؛

ج) واکنش‌های شیمیایی و فیزیکی پیچیده بین ماگماهای فلسیک و مافیک؛

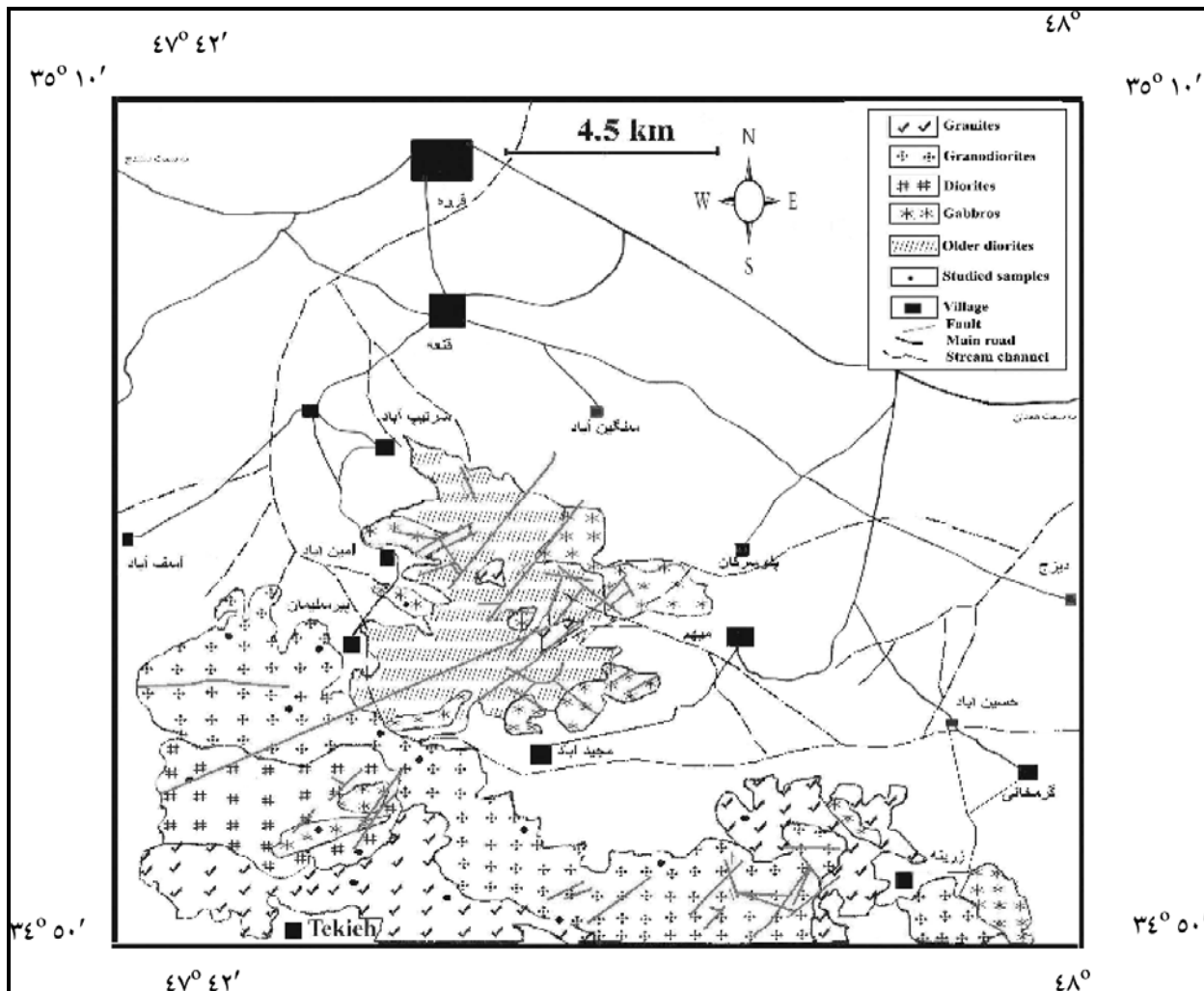
د) آرایش پوسته‌ای.

از سوی بسیاری از محققان (Wolf and Wyllie, 1994; Rapp, 1995; Rapp and Watson, 1995; Patinõ Douce, 1996; Patinõ Douce and Beard, 1996) برای مثال ذوب بدون آب بخش‌های مستعد پوسته قاره‌ای در دمای ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد منجر به تشکیل ماگماهای کالک‌آلکالن تونالیتی تا گرانیتی می‌گردد. این دما در کمرندهای کوهزایی در رژیم‌های تکتونیکی همگرا بین ۸۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Chapman, 1986).

حضور ماگماهای مافیک، اعم از دیوریت‌های گابرویی و یا گابروها، به صورت توده‌های مجزا و یا حتی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های میزبان فلسیک‌تر در این محیط‌ها، از وجود ماگماهای مافیک گوشته‌ای حکایت دارد که با افزایش دما، در ناحیه پوسته، سنگ‌های این ناحیه را ذوب کرده و ماگماهایی با ترکیب دیوریتی-گرانیتی را به وجود آورده‌اند. توده‌های مورد بررسی در این مقاله، بخشی از مجموعه پلوتونیک قروه هستند. این مجموعه در کمرند کوهزادی زاگرس، در پهنه سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) قرار دارد. این پهنه تکتونیکی از فرورانش و برخورد صفحه عربی و خرده قاره ایران

منطقه مورد مطالعه به سبب فرار گرفتن در پهنه فعال و نا آرام تکتونیکی سنندج- سیرجان دارای گسل‌ها و درزه‌های بسیاری است (شکل ۱). به اعتقاد حسینی (۱۳۷۶) تحت تأثیر رخداد‌های تکتونیکی کوهزایی کیمیرین میانی سه نوع دگرشکلی، به ترتیب زمان وقوع، به صورت چین‌های کوچک مقیاس و تورق، چین‌خوردگی تورق و چین‌های نسل اول و بالاخره ساخت ورقه‌ای (فولیاسیون) منظم و فراگیر در سنگ‌های دگرگونی و تشکیل چین‌هایی که سطح محوری آنها با جهت فولیاسیون فوق همخوانی دارد، به وجود آمده‌اند.

همساز بر روی رسوبات کرتاسه بالا- پالئوسن قرار دارند. این واحدها همگی از حادثه دگرشکلی و دگرگونی مرتبط با واقعه مهم تکتونیکی باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان در مزوزوئیک- ترشیری متأثر شده‌اند. دگرگونی در این منطقه در حد رخساره آمفیبولیت است و دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ مجموعه پلوتونیک قروه در سنگ‌هایی که قبلاً در مزوزوئیک متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده بودند، تا رخساره پیروکسن هورنفلس (حریری، ۱۳۷۴) پیش رفته است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده توده‌های نفوذی مورد مطالعه (مرزبندی بر اساس حسینی، ۱۳۷۶).

روش انجام پژوهش

پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات، گزارش‌ها و نقشه‌های مربوط به منطقه، بررسی روابط صحرایی در قالب موارد زیر انجام گرفت:

۱- شناسایی توده‌های نفوذی با ترکیب مختلف و برداشت‌های زمین‌شناسی در ارتباط با نوع تماس، وجود و عدم وجود تغییرات بین محل تماس توده‌ها و غیره؛
۲- نمونه‌برداری بیش از ۱۰۰ نمونه از توده‌های مختلف؛

۳- تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های واحدهای نفوذی برای مطالعات پتروگرافی نمونه‌ها؛

۴- انتخاب ۱۹ نمونه از سنگ‌ها جهت مطالعات ژئوشیمیایی و ارسال آنها به آزمایشگاه ژئوآنالیتیکال دانشگاه واشنگتن (امریکا) به منظور تجزیه سنگ کل برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی. این نمونه‌ها که همگی در این آزمایشگاه با هاون آگات پودر گردیده بودند، به روش‌های XRF و ICP-MS تجزیه شدند.

داده‌های تجزیه برای عناصر (Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2), Ba , P_2O_5 , K_2O , Na_2O , CaO , MnO , Fe_2O_3 , MgO , V , Sc , Ni , Cr , U , Th , Y , Zr , Hf , Nb , Ga , Sr , Rb , Cu , Pb , Zn , La , Ce و Nd) با استفاده از دستگاه اسپکترومتر فلئوئورسانس اشعه ایکس (XRF) انجام شده است. درعین حال، عناصر (Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb و Lu) به روش ICP-MS با دستگاه طیف‌سنج مدل SCIEX ELAN 250 تجزیه شده‌اند. حد آشکارسازی غلظت برای عناصر اصلی ۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب و نادر خاکی ۱۰ ppm است. استانداردهای مورد استفاده شامل BCR-P, MON-01 و GMP-01 هستند.

روابط صحرایی و پتروگرافی

مجموعه پلوتونیک قروه که در رخنمون دو بعدی آن ایزوتروپ، بیضی شکل و دارای کشیدگی در امتداد NW-SE است، از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده است. همان‌گونه که اشاره شد، این مقاله بر مطالعه واحدهای گرانیتوئیدی (گرانودیوریتی، گرانیتی) و دیوریتی متمرکز شده است. واحد دیوریتی، سازنده اصلی ارتفاعات کوه دروازه است، در شمال واحدهای گرانیتوئیدی قرار دارد و واحدهای گرانودیوریت و گرانیت ارتفاعات پریشان و بدر را به وجود آورده است. مرز بین واحدها کاملاً مشخص و ناگهانی است و فاقد هرگونه حاشیه واکنشی و تغییرات تدریجی در لیتولوژی و نوع سنگ است (شکل ۱).

واحد دیوریت

این واحد به صورت استوک و توده‌های نفوذی کوچک و پراکنده رخنمون دارد. همبری این نفوذی‌ها با سنگ دربرگیرنده در اکثر جاها کاملاً تیز و واضح است. در بخش عمده‌ای از واحد دیوریتی که در شمال منطقه مورد مطالعه برونزد دارد، ساخت ورقه‌ای مشخصی مشاهده می‌شود. به لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات است و از ساخت گرانولار تا پورفیروئیدی برخوردار است. طیف سنگ‌شناسی این واحد شامل دیوریت-گابرویی، دیوریت، کوارتز-دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و مونزونیت است. سنگ‌های واحد دیوریتی دارای ترکیب کانی‌شناسی مودال زیر هستند: پلاژیوکلاز (% ۲۵-۵۹)، آمفیبول (% ۱۷-۲۱)، بیوتیت (% ۲-۷)، کوارتز (% ۲-۱۴)، آلکالی‌فلدسپار (% ۶-۱۵) و به ندرت پیروکسن. زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی کانی‌های جزئی محسوب

می‌شوند (شکل ۲a). بافت این سنگ‌ها دانه‌ای (گرانولار) است، اما گاهی بلورهای درشت پلاژیوکلاز (۳-۵ mm) بافت پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارد. بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده، از ساخت منطقه‌بندی (زونینگ) برخوردار هستند. آمفیبول این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار و از نوع هورنبلند سبز است. اندازه بلورهای این کانی از ریز تا متوسط متغیر است. بلورهای درشت‌تر آمفیبول گاهی هسته‌هایی از پیروکسن را در خود جای داده که این حالت در بافت حاکی از آن است که پیروکسن در شرایط سولیدوس پایدار نبوده است (Anderson, 1984). کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به‌صورت بین‌روزنه‌ای (اینترستیتال) فضای بین پلاژیوکلاز و آمفیبول را پر نموده است.

واحد گرانودیوریت

این واحد سنگی به تبعیت از کشیدگی مجموعه پلوتونیک، به‌صورت توده بیضی‌مانندی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق، برونزد دارد. سنگ‌های این واحد، بیشتر در بخش مرکزی و جنوبی منطقه جغرافیایی مورد نظر این مقاله قرار دارد. این واحد پیش از این با ترکیب مونزودیوریت معرفی شده بود (ترکیان و همکاران، ۱۳۸۷). ترکیب سنگ‌شناسی واحد گرانودیوریت از تونالیت، مونزونیت کوارتزار تا گرانودیوریت متغیر است. این سنگ‌ها متوسط تا درشت‌دانه، ساخت آنها دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار (هیپ‌ایدیومورفیک گرانولار) و ضریب رنگینی آنها متناسب با فراوانی کانی‌های تیره (فرومنیزین) متفاوت است. ترکیب کانی‌شناسی مودال آنها را پلاژیوکلاز (۳۸٪-۳۰٪)، هورنبلند سبز (۲۲٪-۱۰٪)، کوارتز (۱۴٪-۲۰٪)، آلکالی‌فلدسپار (۲۰٪-۱۵٪) و بیوتیت (کم‌تر از

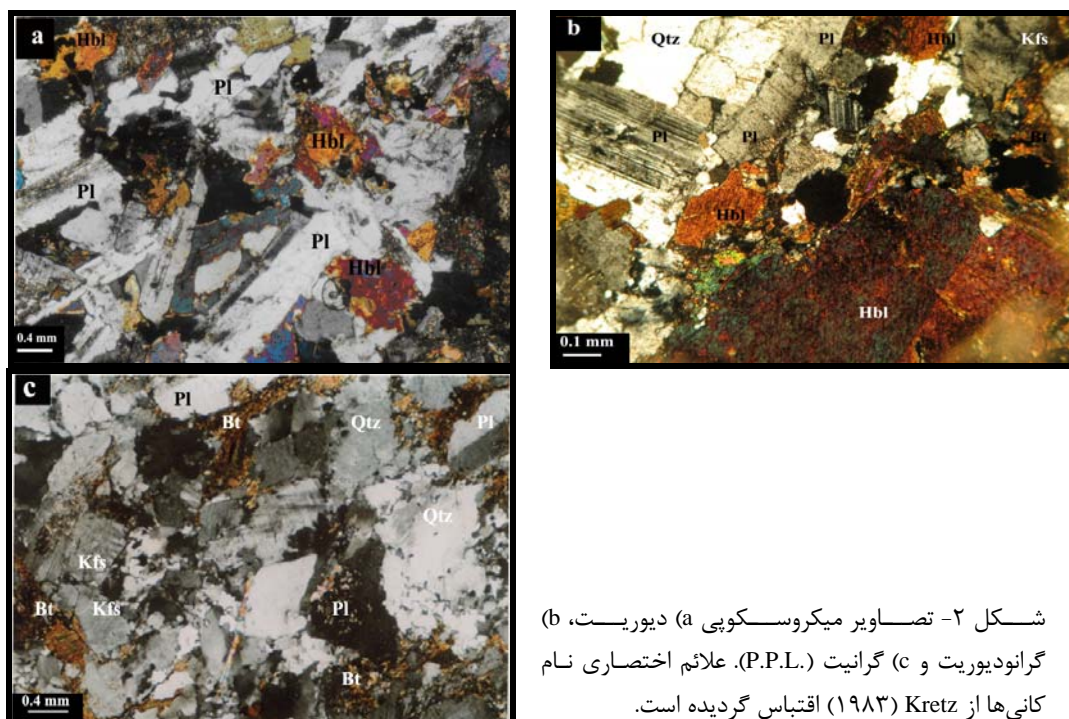
واحد گرانیت

توده نفوذی کشیده‌ای که در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد، از ترکیب گرانیتهی برخوردار است. آپوفیرهایی از این ترکیب در سنگ‌های دگرگونی مشاهده شده است. دامنه متغیر ترکیب کانیایی این واحد سنگی موجب گردیده که مجموعه‌ای از سنگ‌هایی با ترکیب سینوگرانیته، مونزوگرانیته و آلکالی‌فلدسپار گرانیته در کنار یکدیگر یافت شوند. بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن، آلانیت و اکسیدهای آهن به‌همراه کانی‌های اصلی آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و پلاژیوکلاز ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۲c).

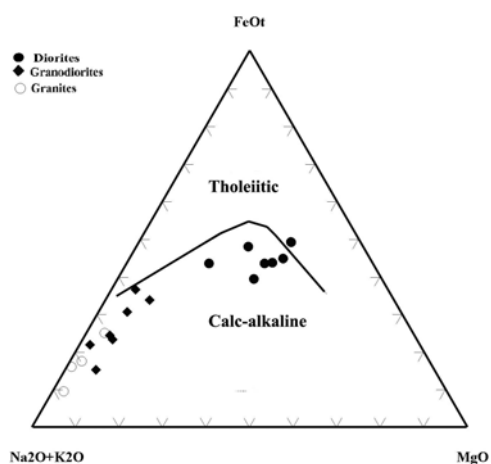
گاهی هورنبلند به‌صورت بسیار جزیی در کنار بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلانیت- کارلسباد و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار متبلور شده‌اند

سنگ‌ها شکل گرفته است. از دیگر بافت‌ها می‌توان به بافت را پاکویی و آنتی‌راپاکیوی نیز اشاره نمود. کوارتز علاوه بر بلورهای درشت، گاهی به صورت ریزدانه با خاموشی موجی فواصل بین کانی‌های بزرگ‌تر را پر کرده است.

و گاهی آنها را نوارهایی از رورشدی‌های آلکالی‌فلدسپار (پرتیت) احاطه کرده است. آلکالی‌فلدسپار عمدتاً شامل کانی‌های ارتوز پرتیتی و میکروکلین است. بافت گرانولار معمول است، اما به طور محلی با وجود فلدسپارهای نسبتاً درشت بلورتر، بافت پورفیروئیدی نیز در این



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی (a) دیوریت، (b) گرانودیوریت و (c) گرانیت (P.P.L.). علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس گردیده است.



شکل ۳- نمونه‌های واحدهای سنگی دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی مورد مطالعه در نمودار AFM که بیانگر ترکیب کالک‌آلکان بودن آنها است. مرز جداکننده سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی بر اساس Irvine and Baragar (۱۹۷۱) ترسیم شده است.

ژئوشیمی

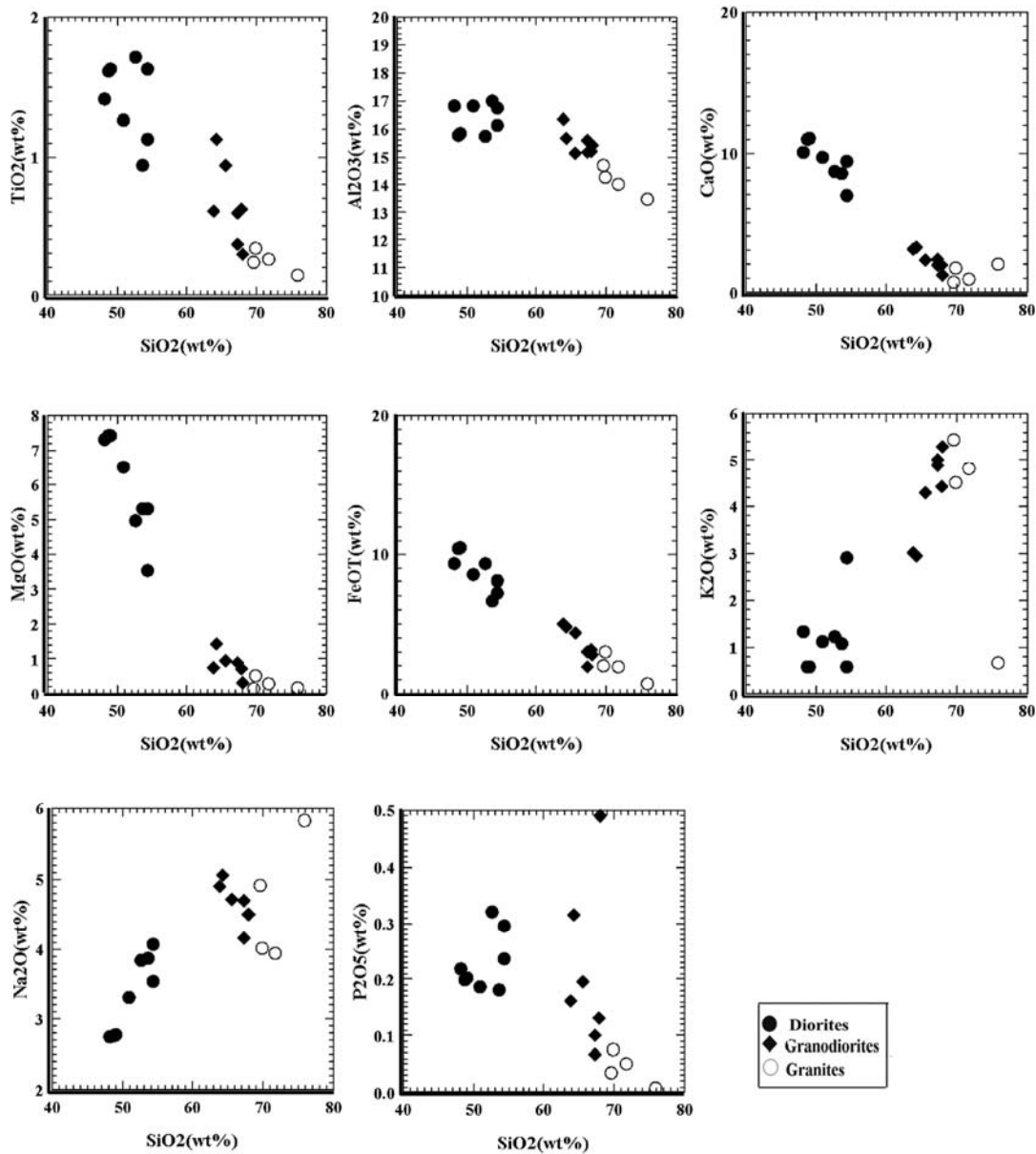
عناصر اصلی

دامنه محتوی SiO_2 برای واحدهای دیوریت-گابرویی تا دیوریت (۴۸-۵۴ درصد) و گرانودیوریت و گرانیت (۶۴-۷۶ درصد) است (جدول ۱). این مجموعه از نظر درجه اشباعی از آلومینا، در نمودار تغییرات A/CNK مقابل A/NK در قلمرو گرانیتوئیدهای مت‌آلومین قرار دارد (ترکیان، ۱۳۸۷). تصویر نمونه‌های واحدهای سنگی دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی مورد مطالعه در نمودار AFM بیانگر ترکیب کالک‌آلکان بودن آنهاست (شکل ۳). دیوریت‌ها در مرز بین سری کالک‌آلکان متوسط تا کم پتاسیم و واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی از نوع کالک‌آلکان‌های متوسط پتاسیم هستند (شکل ۴).

CaO	1.73	2.05	0.72	0.93	3.24	3.06	2.29	2.39	1.94	1.25	1.96	6.96	10.05	9.68	8.67	10.96	11.04	9.38	8.54
Na ₂ O	4.01	5.82	4.91	3.94	5.05	4.90	4.71	4.7	4.15	4.49	4.49	4.06	2.75	3.3	3.83	2.76	2.78	3.53	3.87
K ₂ O	4.52	0.68	5.43	4.82	2.94	3.02	4.30	5.01	4.89	5.28	4.44	2.90	1.34	1.13	1.23	0.58	0.58	0.59	1.07
P ₂ O ₅	0.08	0.01	0.04	0.05	0.32	0.16	0.195	0.10	0.07	0.49	0.13	0.30	0.22	0.19	0.32	0.20	0.20	0.24	0.18
Total	98.29	98.88	97.78	97.95	99.02	97.76	98.57	98.41	97.77	97.95	98.6	97.98	97.61	98.45	98.57	98.75	99.31	98.62	97.59
Mg#	24.85	35.11	12.29	31.09	37.5	22.77	30.11	48.8	36.8	18.03	31.81	46.56	61.20	60.40	51.64	58.8	58.59	59.36	61.37
C/MF	0.55	2.53	0.41	0.48	0.56	0.62	0.09	0.87	0.54	0.48	0.57	0.62	0.57	0.62	0.61	0.59	0.62	0.71	0.67
A/MF	5.12	18.11	9.18	8.01	3	3.62	3.76	6.45	4.64	6.52	4.83	1.58	1.1	1.18	1.22	0.94	0.98	1.40	1.48
K/N	0.74	0.1	0.73	0.8	0.38	0.2	0.60	0.73	0.78	0.77	0.65	0.47	0.32	0.23	0.21	0.13	0.13	0.11	0.10
(ppm)																			
Ba	516.5	78.2	138.9	301.9	690	620.6	729.5	872.4	840.6	975.6	808.6	577.9	153.3	150.6	246.6	97.7	99.7	154.2	194.4
Rb	163.2	19.7	188.6	191	82.8	89.7	128	86.1	161.9	166.4	100.3	107.7	100.5	76	62.4	14.4	14.8	15.7	42
Sr	128	278.7	37.8	103.5	287.8	280	156.6	169.8	127.1	109.2	180.5	335.9	300.9	303.8	319.1	267.4	269.4	361.4	440.4
†Cs	2.34	0.37	2.26	4.3	0.88	1.11	0	-	2.95	2.55	0.78	1.97	3.66	1.98	-	-	-	0.75	1.42
Ga	26.6	30.6	30.8	23.9	27.6	29.3	25.5	23.1	24.3	27.6	25.7	25.7	21.5	21.8	24.2	21	24.1	22.6	23.3
†Ta	2.32	-	2.36	2.06	1.99	1.94	35695.59	-	1.95	2.19	1.83	1.02	0.53	0.66	-	-	-	0.74	0.64
Nb	40.5	48.6	40.6	27.6	39.8	39.9	-	32.9	30.3	43.2	34.9	18.9	11.9	13	19	7.6	7.2	13.3	12.2
Hf	8.59	-	11	7.59	6.78	13.1	42.5	-	8.33	8.13	10.79	4.42	2.69	3.2	-	-	-	3.63	2.87
Zr	422.4	434.3	556.6	364.8	378.3	819.9	-	1002.7	432.1	436.7	617.8	228.5	149.4	180.8	203.8	127	126.3	205.6	151.7
Y	60.8	50	63	35.7	53.8	50.2	670.2	45	47.2	58.7	47.1	42.3	30.9	31.7	44.8	43.2	42.3	37	32.5
Th	25	114.2	28.5	28.4	10.7	15.8	5611	19.9	20	11.4	22.1	6.8	1.8	3.4	4.6	0.8	1.9	3.8	3.6
U	3.9	10.7	5.2	5.3	3.7	2.6	79.2	5.9	5.5	3	1.9	3.3	0.3	0.4	2.5	-	1	0.3	2.5
Cr	11.4	7.2	3.9	5.7	3.9	4.4	17	13.9	30.5	5.1	8.5	51.2	311	289.1	143.7	300.8	340.8	96.9	178
Ni	3.4	5.6	2.2	3.2	3.1	4	5	7.7	15	1.1	16.7	12.2	98.8	79.4	26.2	98.5	99.8	33.5	46.7
Sc	11.4	7.1	6.3	6.3	18.9	17.9	5.6	8.9	13.3	10.3	12.1	39.7	49.1	45.9	45.4	68.4	69.5	44.6	44.3
V	24	9.1	6.3	19.6	115.6	37.7	3.2	60	33	11.2	56.3	329.1	316.9	287.5	344.5	365.4	368.7	271.4	228.9
Cu	3.3	3.3	2.1	2.6	8.4	4.1	16.7	6.3	4.6	2.4	17.8	12	45.2	71.6	40.4	75.7	75.7	28.8	9.3
Pb	16.9	6.2	14.5	15.3	6.8	13.4	68.4	3.9	14.3	17.5	4.7	4.6	3	3.2	11.2	2.3	2.9	0.4	1.3
Zn	44.3	22	52.5	33.4	63.9	90.1	5.9	26.7	53.5	58.7	35.6	35.7	85.7	95.8	97.3	108.1	106.6	78.4	71.9
La	60.4	6.2	69.8	48	40.3	50.8	18.6	53	63.1	27	67.4	29.2	15.2	14.8	31.3	15.2	10.2	19.7	20.2
Ce	120.8	29.6	150.2	96.7	86.5	106.3	134.9	113.8	121.3	64.5	122.4	54.8	30.5	29.4	59.4	28.9	19.7	42.2	40.1
†Pr	11.11	-	13.77	7.84	8.66	9.56	41.3	-	10.21	6.67	10.45	5.7	3.52	3.52	-	-	-	4.9	4.02
Nd	44	18.1	53.4	29	34.1	40	89.9	32.9	38.5	29.3	38.6	26.1	14.8	16.3	27.2	17	16.1	18.5	19.9
†Sm	8.3	-	9.27	4.92	7.61	7.42	-	-	6.95	6.66	7.19	5.66	4.04	3.97	-	-	-	4.84	4.21
†Eu	1.16	-	0.48	0.65	2.18	2.26	41.1	-	1.32	1.49	1.57	1.73	1.52	1.42	-	-	-	1.38	1.38
†Gd	7.96	-	8.61	4.48	7.72	7.13	-	-	6.3	6.8	6.63	5.95	4.49	4.44	-	-	-	5.09	4.55
†Tb	1.4	-	1.47	0.78	1.31	1.2	-	-	1.09	1.27	1.1	1.03	0.79	0.78	-	-	-	0.87	0.78
†Dy	8.8	-	9.12	4.98	8.23	7.34	-	-	6.79	8.26	6.85	6.36	4.94	4.98	-	-	-	5.47	4.92
†Ho	1.83	-	1.89	1.04	1.69	1.5	-	-	1.42	1.75	1.39	1.3	1.00	1.03	-	-	-	1.12	1.00
†Er	5.13	-	5.32	2.99	4.61	4.18	-	-	4.01	4.99	3.93	3.48	2.69	2.84	-	-	-	3.04	2.77
†Tm	0.77	-	0.83	0.48	0.67	0.62	-	-	0.61	0.76	0.58	0.51	0.37	0.41	-	-	-	0.44	0.39
†Yb	4.94	-	5.37	3.16	4.17	3.92	-	-	3.86	4.99	3.65	3.1	2.27	2.49	-	-	-	2.7	2.46
†Lu	0.76	-	0.85	0.49	0.65	0.64	-	-	0.61	0.76	0.6	0.5	0.35	0.38	-	-	-	0.42	0.39
Eu/Eu*	0.44	-	-	0.86	0.87	0.955	-	-	0.48	0.68	-	0.92	1.09	1.03	-	-	-	0.85	0.97

کلی منحنی خمیده‌ای به سمت بالا را به نمایش می‌گذارند؛ بدین معنی که الگوها برای واحد دیوریتی با غنی‌شدگی انتخابی عناصر ناسازگاری مانند K، Rb و فراوانی کم عناصر (Ce، Ti، Ir، Y) نسبت به کندریت شناسایی می‌شوند (شکل ۹a)، در حالی که سنگ‌های فلسیک کاهش مشخصی را از سبک LILE (مانند Ba، K، Rb، Th) به سمت HFSE (Yb، Hf، Zr، Y) نشان می‌دهند (شکل ۹b).

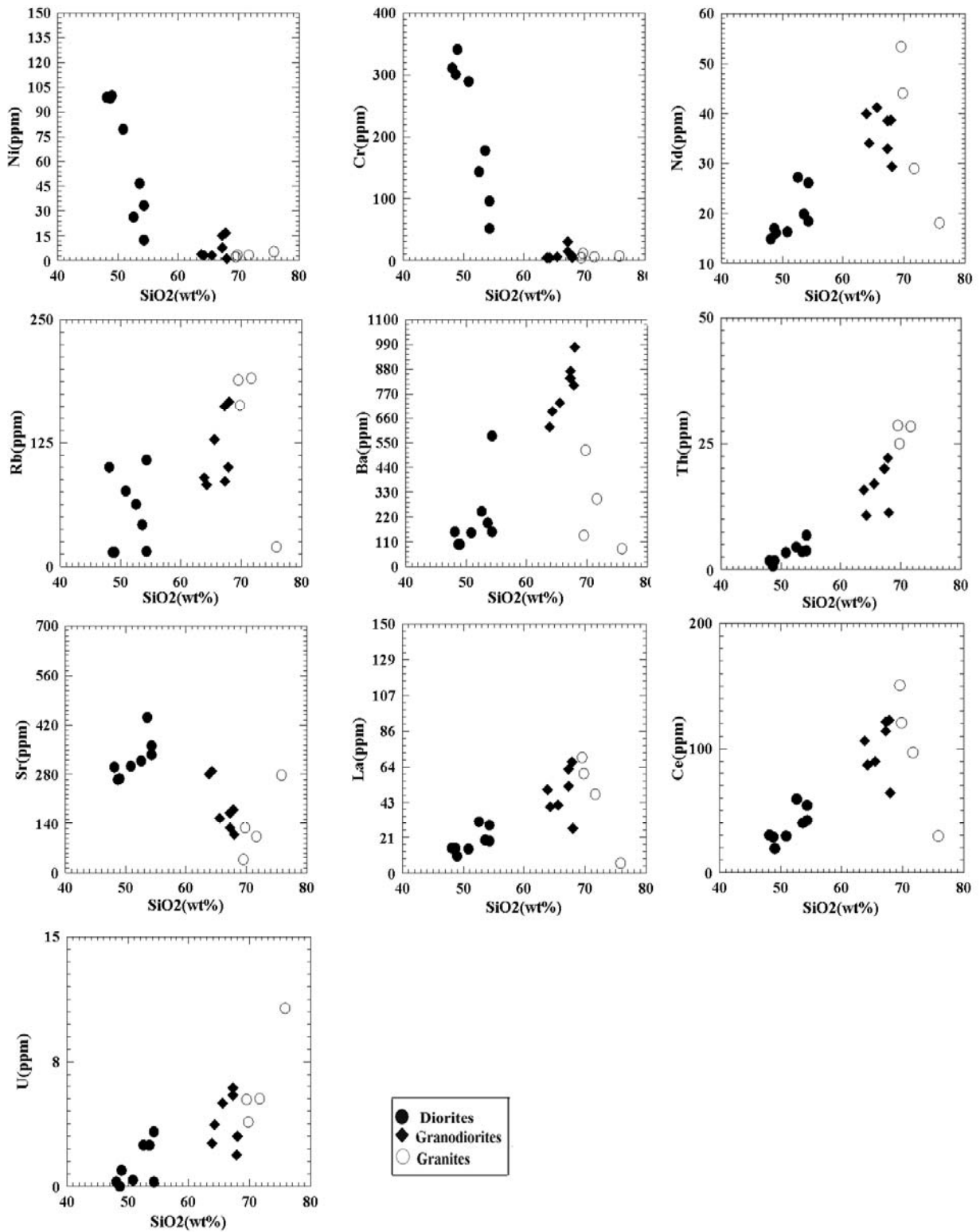
عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) در نمودار عنکبوتی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در عین حال، عناصر با شدت میدان قوی (HFSE) مانند Ti تهی‌شدگی بارزی را دارند. این ویژگی از اختصاصات گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش است (Wilson, 1989). با این حال، آرایش با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند سبب این تغییرات شود (Rollinson, 1994). الگوهای عناصر نادر خاکی شکل



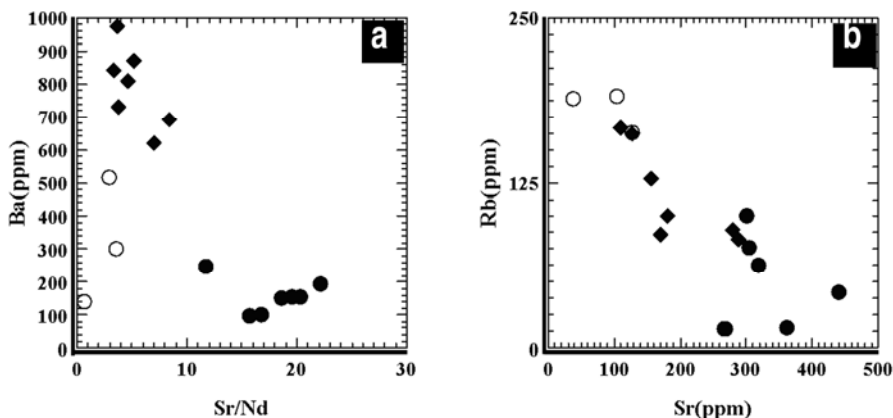
شکل ۵- تصویر داده‌های عناصر اصلی نمونه سنگ‌های واحدهای دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت مورد مطالعه در نمودارهای هارکر.

تخت مشخص می‌گردند (شکل ۹a) و واحد گرانودیوریتی و گرانیتی، الگوهای REE شدیداً تفریق‌یافته و آنومالی Eu منفی را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۹b). آنومالی اخیر برای دیوریت‌ها ۰/۸۵ تا ۱/۰۹ و برای گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها بین ۰/۴ تا ۰/۹ تغییر می‌کند. الگوهای HREE در واحدهای فلسیک نسبت به واحد دیوریتی کاملاً تخت است (جدول ۱).

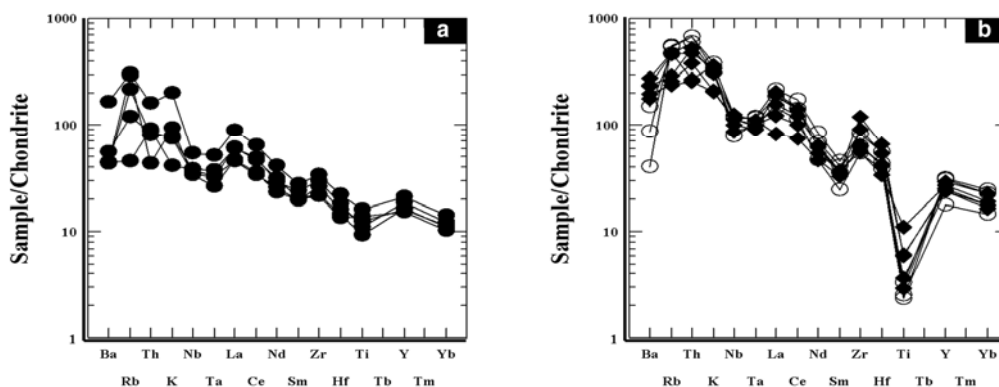
عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نیز در مقایسه با HFSE فراوانی و غنی‌شدگی واضحی را دارا هستند. از طرف دیگر، این نمودارها (شکل ۹ و جدول ۱) نشان می‌دهند که $(La/Yb)_N$ به طور منظم از واحد دیوریتی به سمت واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی رو به فزونی می‌گذارد. دیوریت‌ها با الگوهای REE تفریق‌یافته، آنومالی منفی نه‌چندان شدید Eu و الگوهای HREE



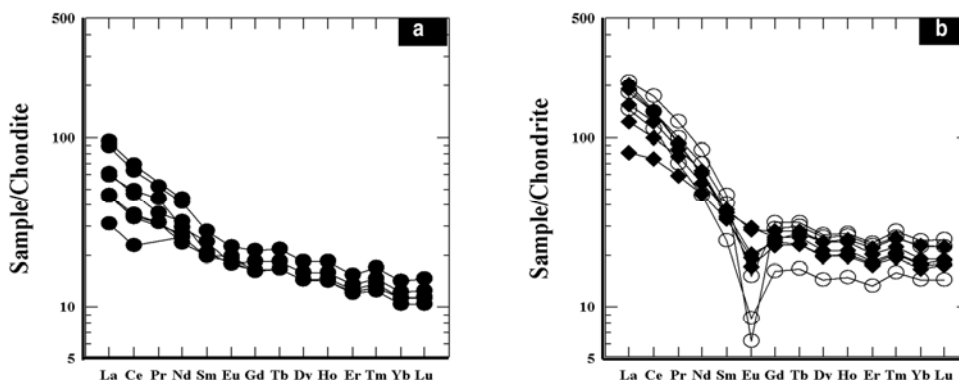
شکل ۶- تصویر داده‌های عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه سنگ‌های واحدهای مختلف مورد مطالعه، در نمودارهای هارکر.



شکل ۷- نمودارهای (a) Ba- Sr/Nd و (b) Rb در مقابل Sr. این نمودارهای بیانگر بالا بودن فراوانی عناصر Ba و Rb در سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی (فلسیک‌ها) و فراوانی Sr و Sr/Nd در دیوریت‌هاست. علائم مانند شکل ۶ است.



شکل ۸- نمودار تغییرات چندعنصری (عنکبوتی) سنگ‌های (a) واحد دیوریتی و (b) واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی. بهنجارسازی شده نسبت به کندریت (Thompson, 1996; Richard, 1995). علائم مانند شکل ۶ است.



شکل ۹- الگوهای فراوانی عناصر کمیاب خاکی (a) واحد دیوریتی؛ (b) واحدهای گرانودیوریت و گرانیت که با کندریت (Nakamura, 1977) بهنجارسازی شده اند. علائم مانند شکل ۷ است.

پتروژئ

معتقد هستند که چنین سنگ‌هایی از طریق ذوب بخشی گوئه گوشته لیتوسفری غنی شده در بالای یک زون فرورانش ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده فرورونده تشکیل گردیده‌اند. فراوانی بسیار کم عناصر La, Ba, Nb و Th در مقایسه با فراوانی این عناصر در گوشته غنی شده؛ پایین بودن مقدار Mg#؛ نبود ترکیبات بسیار مافیک - چه به صورت کومولا و چه به صورت زینولیت در این سنگ‌ها مانع از پذیرش منبعی مانند گوشته لیتوسفری غنی شده برای آنها است (Torkian et al., 2008).

جدول ۱ نشان می‌دهد که برای این واحد سنگی تمرکز عناصر (La= ۳۱-۱۰ ppm, Th ≈ ۷-۱ ppm, Ba= ۵۷۸-۹۷ ppm و Nb= ۱۹-۷ ppm) به‌طور مشخص کم‌تر از مقادیر فرض شده برای یک سنگ مشتق از یک منبع گوشته غنی شده است [۰/۶ ppm]. ASI کم‌تر از یک، محتوی CaO, Na₂O و Sr شواهدی هستند که بر وابستگی آنها به گرانیت‌های نوع I دلالت دارند. با توجه به نحوه توزیع و فراوانی عناصر ناسازگار و تمرکز عناصر اصلی در واحد دیوریتی، از سوی Altherr و همکاران (۲۰۰۰) سه پیشنهاد زیر برای منشأ این سنگ‌ها ارائه گردیده است:

افزون بر این، نسبت Rb/Sr در این واحد سنگی کمتر از ۰/۶ است (جدول ۱) که بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به‌واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد. بنابراین، احتمالاً منشأ دیوریت‌ها پوسته مافیک زیرین است (شکل ۱۰). حضور و جایگزینی مذاب‌های مشتق از گوشته می‌توانسته گرمای مورد نیاز برای ذوب

با توجه به اینکه ویژگی‌های ژئوشیمیایی فوق، واحدهای دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی مجموعه پلوتونیک قروه، آنها را به محیط تکتونیکی با ویژگی‌های قوس آتشفشانی مرتبط با حاشیه قاره‌ای، منتسب نموده و با تکیه بر اینکه توده‌های مورد مطالعه، جزئی از باتولیت‌های گرانیتوئیدی زنجیره‌ای پهنه سندج - سیرجان هستند که در یک رژیم همگرا تشکیل شده‌اند (ترکیان، ۱۳۸۷)، سعی داریم منشأ ماگماهای سازنده هر یک از واحدهای مذکور را شناسایی نماییم.

منشأ ماگمای دیوریتی

دیوریت‌ها به سری کالک‌آلکان متوسط - کم پتاسیم متعلق هستند (شکل ۴) و شاخص‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مانند حضور هورنبلند، اسفن، مگنتیت، ASI کم‌تر از یک، محتوی CaO, Na₂O و Sr شواهدی هستند که بر وابستگی آنها به گرانیت‌های نوع I دلالت دارند. با توجه به نحوه توزیع و فراوانی عناصر ناسازگار و تمرکز عناصر اصلی در واحد دیوریتی، از سوی Altherr و همکاران (۲۰۰۰) سه پیشنهاد زیر برای منشأ این سنگ‌ها ارائه گردیده است:

۱- ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورنده شده؛

۲- ذوب گوئه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در بالای صفحه فرورانش؛

۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای.

محتوی SiO₂ در واحد دیوریتی کم و به‌طور متوسط ۵۳ درصد است (جدول ۱). Ferre و همکاران (۱۹۹۸)

نمودارهای هارکر سنگ‌های فلسیک گرانودیوریتی و گرانیته مورد مطالعه، نشان‌دهنده این هستند که آنها از تغییرات ترکیبی درونی کمی برخوردار می‌باشند و نیز به لحاظ ترکیبی فاقد همپوشانی هستند (شکل ۵).

به علاوه، تمرکز کم عناصر انتقالی، مانند V, Cr, Ni حجم زیاد ماگمای فلسیک، همگی گویای این مطلب هستند که تشکیل ماگمای سازنده واحدهای گرانودیوریت و گرانیته مطابق مدل (AFC)؛ یعنی از طریق تفریق یک ماگمای مادر بازالتی مافیک مشتق از گوشته غیرممکن است و لذا باید منابع ماگمایی با منشأ پوسته‌ای را انتظار داشته باشیم. فراوانی کم Ti, Sr, P از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی است که با مذاب‌های پوسته‌ای (میانی و زیرین) همخوانی دارد (Harris *et al.*, 1990; Chappell and White, 1992) (شکل ۷ و ۸).

به علاوه، واحدهای مذکور دارای آنومالی‌های مثبتی از عناصر ناسازگار (U, La, Th, Ba, Rb, K) و آنومالی منفی Eu است که در واحد گرانیته محسوس‌تر است (شکل ۹). این ویژگی‌ها از یک منشأ درون قاره‌ای برای این واحدها حمایت می‌کند. در نتیجه، ماگماهای فلسیک باید از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به وجود آمده باشند. این پروتولیت‌ها ممکن است متاگری واک‌ها باشند (Wolf and Wyllie, 1994; Thompson, 1996) (شکل ۱۰) که به سبب حضور و جایگزینی مذاب‌های مشتق از گوشته در پوسته، در آنها ذوب بخشی رخ داده، متعاقب این ذوب، ماگمای فلسیکی به وجود می‌آید که ضمن صعود به طبقات بالاتر و در راه رسیدن به سطح زمین، به تدریج متبلور شده، واحدهای گرانودیوریتی و گرانیته را می‌سازد.

بخشی را فراهم کرده باشد. چنین مذاب‌هایی که ترکیب مافیک (گابروی خرزهره) (سنگ قلعه، ۱۳۷۴؛ ترکیان، ۱۳۸۷) داشته باشند، در منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

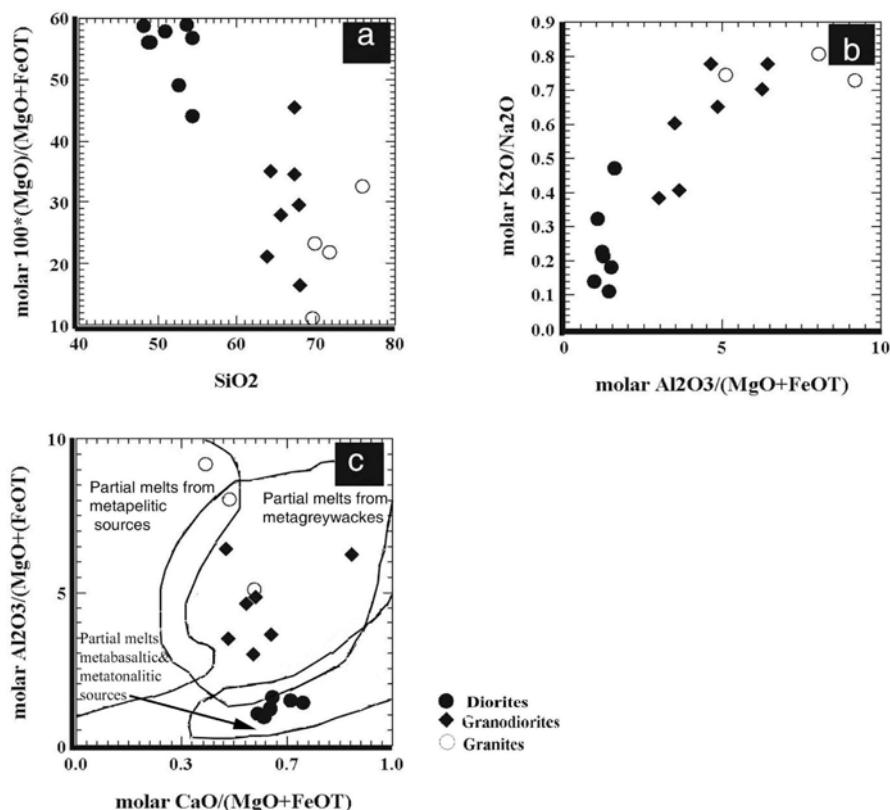
منشأ ماگماهای واحدهای گرانودیوریت و گرانیته

تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی تا گرانیته با محتوی پتاسیم بالا-متوسط، مانند ماگماهای گرانودیوریتی-گرانیته مورد مطالعه این مقاله (شکل ۴) در محیط‌های همگرا به دو فرآیند نهایی نسبت داده می‌شوند:

۱- در رژیم قوس قاره‌ای، مذاب‌های گوشته‌ای والد که قبلاً توسط سیال‌ها و یا مذاب‌های حاصل از ورقه در حال فرورانش غنی‌سازی شده بودند، طی صعود با مواد پوسته‌ای نیز آرایش یافته، ترکیبی ایجاد می‌کنند که می‌تواند ماگمای والد سنگ‌های گرانیته‌یابی باشد. به عبارت دیگر؛ یعنی همان فرآیند آرایش توسط مواد پوسته‌ای قاره‌ای در طی صعود ماگما، که به فرآیند AFC معروف است (برای مثال رک: De Paolo, 1981).

۲- در رژیم‌های همزمان تا پس از تصادم، ذوب سنگ‌هایی با منبع پوسته‌ای، بر اثر کاهش فشار، که به دنبال قطعه‌قطعه شدن گوشته لیتوسفری یا تیغه (اسلب) شکسته شده رخ می‌دهد (Roberts and Clemens, 1993). قادر است ماگماهای فلسیک را به وجود آورد.

مدل اول نشان می‌دهد که ماگماهای فلسیک از ماگماهای مادر بازالتی از رهگذر فرآیند هضم و تبلور تفریقی نشأت گرفته‌اند. این مدل به نام مدل AFC (De Paolo, 1981) معروف است.



شکل ۱۰- ترکیب شیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی مورد مطالعه در نمودارهای نسبت اکسیدهای مختلف. (a) نسبت عدد منیزیمی [Mg= molar 100*(MgO)/(MgO + 0.9FeO¹)] به درصد وزنی SiO₂، (b) نسبت مولار K₂O/Na₂O به Al₂O₃/(MgO + FeO¹)، و (c) نسبت مولار Al₂O₃/(MgO + FeO¹) به CaO/(MgO + FeO¹). منحنی‌های جدا کننده مذاب‌های بخشی از (Wolf and Wyllie, 1994; Rapp, 1995; Rapp and Watson, 1995; Patin̄o Douce, 1996; Patin̄o Douce and Beard, 1996) دیوریت‌ها در قلمرو مذاب‌های بخشی با منشأ متابازالتی تا متاتونالیتی قرار می‌گیرند.

نتیجه‌گیری

تشکیل آن‌ها را به ذوب‌بخشی گوه گوشته لیتوسفری غنی‌شده در بالای زون فرورانشی که Ferre و همکاران (۱۹۹۸) به آن معتقد هستند، نسبت داد، اما دیوریت‌ها با برخورداری از مقادیر بسیار کم عناصر La, Ba, Nb و Th در مقایسه با گوشته غنی‌شده و پایین‌بودن مقدار Mg# خودشان، نشان می‌دهند که بعید است از گوشته غنی‌شده مشتق شده باشند. فراوانی عناصر فوق در دیوریت‌ها در مقایسه با فراوانی متوسط این عناصر در ترکیب پوستهٔ میانی مشابهت دارد. به‌علاوه، سنگ‌های این واحد دارای نسبت $Al_2O_3/(MgO+FeO)^1=0.98$

بر مبنای روابط صحرایی، کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی توده‌های نفوذی یک گرانیتوئید کالک آلکالن تیپیک در پهنه سندانج-سیرجان در جنوب قروه هستند. نمودارهای هارکر سنگ‌های مختلف این مجموعه، بیانگر وجود شکاف مشخصی در فراوانی SiO₂ بین واحدهای دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی است و این فاصله ترکیبی بر متفاوت بودن منشأ آنها دلالت می‌نماید. اگر صرفاً به محتوی سیلیس دیوریت‌ها تکیه شود، باید

ترکیان، ا. (۱۳۸۷) بررسی ماگماتیسم توده گرانودیوریتی منطقه قروه (کردستان). پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ایران.

حریری، ع. (۱۳۴۷) نگرشی بر خاستگاه گروهی از سنگ‌های دگرگونه گستره قروه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، تهران: دانشگاه شهید بهشتی، ایران
حسینی، م. (۱۳۷۶) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سنگ قلعه، ر. (۱۳۷۴) پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قلعه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.

Anderson, A. T. J. (1984) Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist* 69: 660-676.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 10-265.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt *Transactions of the Royal Society Edinburgh. Earth Science* 83: 1-26.

Chapman, D. S. (1986) Thermal gradients in the continental crust. In: Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J. and Wedepohl, K. H. (Eds.): *The nature of the lower continental crust*, Geological Society of London. Special Publication 24: 23-34.

De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters* 53: 189-202.

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*

1.54 و نسبت مولی $CaO/(MgO+FeO^t)=0.59-0.71$ هستند. بنابراین، احتمالاً منشأ این واحد، پوسته زیرین بوده، ذوب‌بخشی سنگ‌های این بخش از پوسته منبع ماگمای سازنده واحد دیوریتی است. نسبت Rb/Sr (کمتر از ۰/۶) بر ذوب‌بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد. حضور و جایگزینی مذاب‌های مافیک (گابرویی) گوشته‌ای گرمای مورد نیاز برای ذوب‌بخشی در این ناحیه از پوسته را فراهم کرده است. در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها؛ یعنی سنگ‌های فلسیک منطقه، تمرکز کم عناصر انتقالی مانند V، Cr و Ni حجم زیاد ماگمای فلسیک شواهدی بر عدم تشکیل ماگمای سازنده این واحدها از طریق مدل (AFC)؛ یعنی تبلور تفریقی توأم با هضم سنگ‌های پوسته‌ای در مسیر است، در حالی که فراوانی کم Ti ، Sr و P آنومالی‌های مثبتی از عناصر ناسازگار (U ، La ، Th ، Ba ، Rb ، K) و آنومالی منفی Eu ، از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی هستند که با منشأ پوسته‌ای (میانی و زیرین) برای این واحدها سازگاری بیشتری دارد. در نتیجه، با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی چنین استنباط می‌گردد که ماگما‌های فلسیک باید از ذوب‌بخشی پروتولیت پوسته‌ای به‌وجود آمده باشند. به‌سبب برخورداری این واحدها از محتوی متوسط $CaO/(MgO+FeO^t)$ و $Al_2O_3/(MgO+FeO^t)$ احتمالاً باید از ذوب‌بخشی پروتولیت‌هایی با ترکیب متاگری‌واک‌ها مشتق شده باشند.

منابع

ترکیان، ا.، خلیلی، م. و سپاهی‌گرو، ع. ا. (۱۳۸۷) پتروگرافی و پترولوژی مجموعه پلوتونیک جنوب قروه. مجله علمی-پژوهشی دانشگاه اصفهان ۳۰ (۱): ۱۱۷ - ۱۳۸.

- metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability. *Journal of Geophysical Researches* 100: 15601-15610.
- Richard, L. R. (1995) MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. MinPet Geological Software, Québec, Canada.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825-828.
- Rollinson, H. R. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, New York.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication* 42: 313-345.
- Thompson, A. B. (1996) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Science* 87: 1-10.
- Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 185/2: 131-142.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, London.
- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115: 369-383.
- 45: 255-279.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26(6): 683-693.
- Harris, N. B. W., Inger, S. and Xu, R. (1990) Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of post-collision magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Researches* 44: 21-32.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming mineral. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R. W. (1989) Classification of igneous rocks and glossary of terms. In: Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (Eds.): Oxford, Blackwell 193 pp.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Nakamura, N. (1977) Determination REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Patinˆo Douce, A. E. (1996) Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society Edinburgh, Earth Science* 87: 11-21.
- Patinˆo Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, *f*O₂ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metgreywacke. *Journal of Petrology* 37: 999-1024.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of partially melted

Using trace and rare elements to determine the sources of the granodioritic-granitic and dioritic magmas in the Qorveh Plutonic Assemblage

Ashraf Torkain

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The Qorveh Plutonic Assemblage (QPA) is located in south of Qorveh, about 80 Km NW Hamedan, between 47° 42' and 48° E-longitude and between 34° 50' and 35° 10' N-latitude. It was emplaced in a Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ). Mafic and felsic intrusions have been identified within the QPA and this paper focuses on the geochemistry of three main units of this assemblage. These units have been identified on the basis of field observations, mineralogical and geochemical characteristics consisting of diorites, granodiorites and granites. The gabbro-diorite plutons are characterized by SiO₂ contents between 48 and 54 wt %, low abundances of incompatible elements (Ba, Nb and La) relative to mantle, but rather are similar to their average in the middle crust. In addition, they have Al₂O₃/(MgO+FeO^t)= 0.98-1.54 and molar CaO/(MgO+FeO^t)= 0.59-0.71 and they were probably derived from a mafic crustal source. The geochemical features combined with the high volume of the granitoid rocks (the granodiorite and granite) are inconsistent with an origin via the differentiation of mantle-derived basaltic parent magma and assimilation. The granodioritic and the granitic rocks show moderate values of molar Al₂O₃/(MgO+FeO^t) and molar CaO/(MgO+FeO^t) suggesting an origin involving dehydration melting of a metagreywacke source. Geochemical data on REEs, Y, Rb, and Sr in the latter units indicate that amphibole and plagioclase in the absence of garnet, were the major fractionating phases during magma segregation.

Key words: Granodiorite, Granite, Mafic crust, Metagreywacke, Sanandaj- Sirjan zone, Qorveh