

سن سنجی Ar/Ar، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی خرسره (جنوب قروه)

جلیل قلمقاش^۱، سارا هوشمند معنوی^۲، جمال شیخ زکریایی^۲ و حمیده رشید^۳

^۱دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳استادیار، گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴دکتر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۱۷

چکیده

توده نفوذی خرسره (جنوب قروه)، در بخش میانی پهنه سندج- سیرجان رخنمون دارد و از سه رخساره گابرو- دیوریت، گرانیت و سینیت پدید آمده است. افزون بر آنها، سنگ‌های دو رگه با شواهد فراوان آمیزش و اختلاط ماگمایی (شامل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با اشکال مدور و حاشیه کنگره‌ایی و انجماد سریع در داخل گرانیت و یا در داخل سنگ‌های دورگه و دایک‌های قطعه‌قطعه شده همزمان با پلوتونیسیم) در منطقه تداخلی بین سنگ‌های گابرویی و گرانیتی رخنمون دارند. سنگ‌های گابرویی- دیوریتی ماهیت کالک آلکانل و متاآلومین و سنگ‌های گرانیتی و سینیتی ماهیت کالک آلکانل پتاسیم بالا- شوشونیتی و پرآلومین دارند. بر پایه شواهد صحرائی بخش‌های گابرو- دیوریتی و گرانیتی توده خرسره در ژوراسیک پایانی به طور همزمان جایگیر شده‌اند. پس از آنها، بخش سینیتی جایگیر و سنگ‌های دو رخساره قبلی را قطع نموده است. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی گابرو- دیوریت‌ها و گرانیت‌ها در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. ماگمای مافیک اولیه (گابرو- دیوریتی) از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده در محیط فرورانش پدید آمده است. این ماگما در طی صعود موجب ذوب بخشی پوسته زیرین و تشکیل مذاب گرانیتی شده است. سپس ماگمای مافیک طی حرکت به سمت بالا در مرز با ماگمای فلسیک اختلاط و امتزاج یافته و زون تداخلی را پدید آورده است. سینیت‌های جوان‌تر نیز حاصل ذوب بخشی پوسته زیرین در مراحل انتهایی ماگماتیسیم کمان قاره‌ای هستند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های نفوذی، گرانیت، سینیت، گابرو- دیوریت، سن سنجی، قروه، سندج- سیرجان.

*نویسنده مسئول: جلیل قلمقاش

E-mail: ghalamghash@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

توده خرسره با وسعت ۱۰۰ کیلومترمربع در جنوب شهر قروه رخنمون دارد. در نقشه‌های یک‌صدهزارم قروه (حسینی و همکاران، ۱۳۷۸) توده‌های نفوذی قروه با دو رخساره گرانیتی و گرانیت‌پورفیری گزارش شده است. به گزارش Leterrier (1985) ترکیب توده خرسره از مونزودیوریت، کوارتزمونزونیت تا مونزوگرانیت متغیر است. به باور ایشان ماگمای مافیک اولیه منشأ گوشته‌ای داشته است که به هنگام صعود و جایگیری دچار آلودگی با مواد پوسته شده است. سنگ‌قلعه (۱۳۷۴) منشأ توده سنگ‌های بازیک در جنوب روستای قلعه را مرتبط با پوسته‌های اقیانوسی گزارش نموده است. ترکیان و همکاران (۱۳۸۷) با مطالعه نیمه شمالی سنگ‌های نفوذی جنوب قروه یا توده خرسره، ماگمای سازنده سنگ‌های مافیک منطقه قروه را گوشته غنی شده دانسته که به دلیل تفریق ماگمایی ترکیب آن به مونزودیوریتی تغییر یافته است. طبق نظر ایشان ماگمای سازنده سنگ‌های اسیدی نیز در پی گابرو در پوسته نفوذ کرده‌اند و گابروها را نیز تحت تأثیر قرار داده و باعث متاسوماتیسیم پتاسیک شده است. به باور Torkian et al. (2008) و ترکیان (۱۳۸۹) منشأ سنگ‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی منطقه قروه را پوسته زیرین معرفی نموده‌اند که در اثر گرمای ناشی از جایگزینی مذاب گابرویی اعلام نموده‌اند. آنها معتقدند نسبت Rb/Sr در دیوریت‌ها کمتر از ۰/۶ بوده که بر ذوب بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبول اشاره دارد. در مورد گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها به دلیل کم بودن مقدار عناصر فلزی انتقالی در آنها و حجم زیاد آنها، بحث تبلور تفریقی توأم با هضم سنگ‌های پوسته‌ای منتفی بوده و منطقی‌تر است که ذوب بخشی پروتولیت پوسته‌ای (متاگری وک) مسئول به وجود آوردن ماگمای فلسیک منطقه منظور شود. در این نوشتار با توجه به مطالعه و نمونه برداری از کل توده نفوذی خرسره، نتایج جدیدی در مورد زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی این توده در این مقاله منتشر می‌شود. همچنین با ارایه نتایج سن سنجی به روش آرگون- آرگون زمان، منشأ و جایگاه تکنیکی این توده بحث می‌شود.

۲- زمین‌شناسی

توده خرسره سنگ‌های دگرگونی و رسوبی- آتشفشانی تریاس- ژوراسیک را قطع و دگرگون نموده است. این توده در اثر جایگیری سه مرحله‌ای بخش‌های (۱) گابرو- دیوریتی، (۲) گرانیتی و (۳) سینیتی پدید آمده است (شکل ۱). در توده خرسره سنگ‌های مافیک در چکاد کوه‌ها و سنگ‌های فلسیک در دامنه کوه‌ها رخنمون دارند. همبری سنگ‌های گرانیتی در قسمت‌های شمال، غرب و جنوب با بخش گابرو- دیوریتی به گونه یک منطقه تداخلی است (شکل ۲- a). بخش گرانیتی توسط دایک‌های گرانیتی و دلریتی قطع شده است و انکلاوهای سورمیکاسه، انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک، انکلاوهای مافیک و زینولیت در سنگ‌های گرانیتی وجود دارد. بخش سینیتی در جنوب توده خرسره، سنگ‌های گابرو- دیوریتی و گرانیتی توده خرسره را قطع کرده‌اند. در سنگ‌های بخش سینیتی هیچ گونه انکلاوی دیده نمی‌شود. دایک‌های میکروسینیتی، آپلیتی و گرانیتی این بخش را قطع نموده‌اند. در مرز گابروها و گرانیت‌های توده خرسره (شکل ۲- a) آثار آمیزش (mingling) و اختلاط (mixing) ماگمایی به‌وضوح نمایان است. شواهد این آمیزش و اختلاط ماگمایی شامل: (۱) وجود انکلاوهای مافیک با اشکال مدور، حاشیه کنگره‌ای و حاشیه ماسیده در داخل گرانیت‌ها یا سنگ‌های دورگه (شکل‌های ۲- b و c)، (۲) وجود درشت بلورهای فلدسپار آلکانل در انکلاوهای مافیک و سنگ‌های دورگه (شکل‌های ۲- d و e)، (۳) وجود دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم، (۴) وجود شبکه رگه‌های گرانیتی دربرگیرنده انکلاوها و دایک‌های قطعه‌قطعه شده همزمان با پلوتونیسیم، (۵) وجود سنگ‌های دورگه با ترکیب حدواسط است (Vernon, 1984; Didier and Barbarian, 1991; Pitcher, 1991; Fernandez and Barbarian, 1991; Pitcher, 1993; Baxter and Feely, 2002).

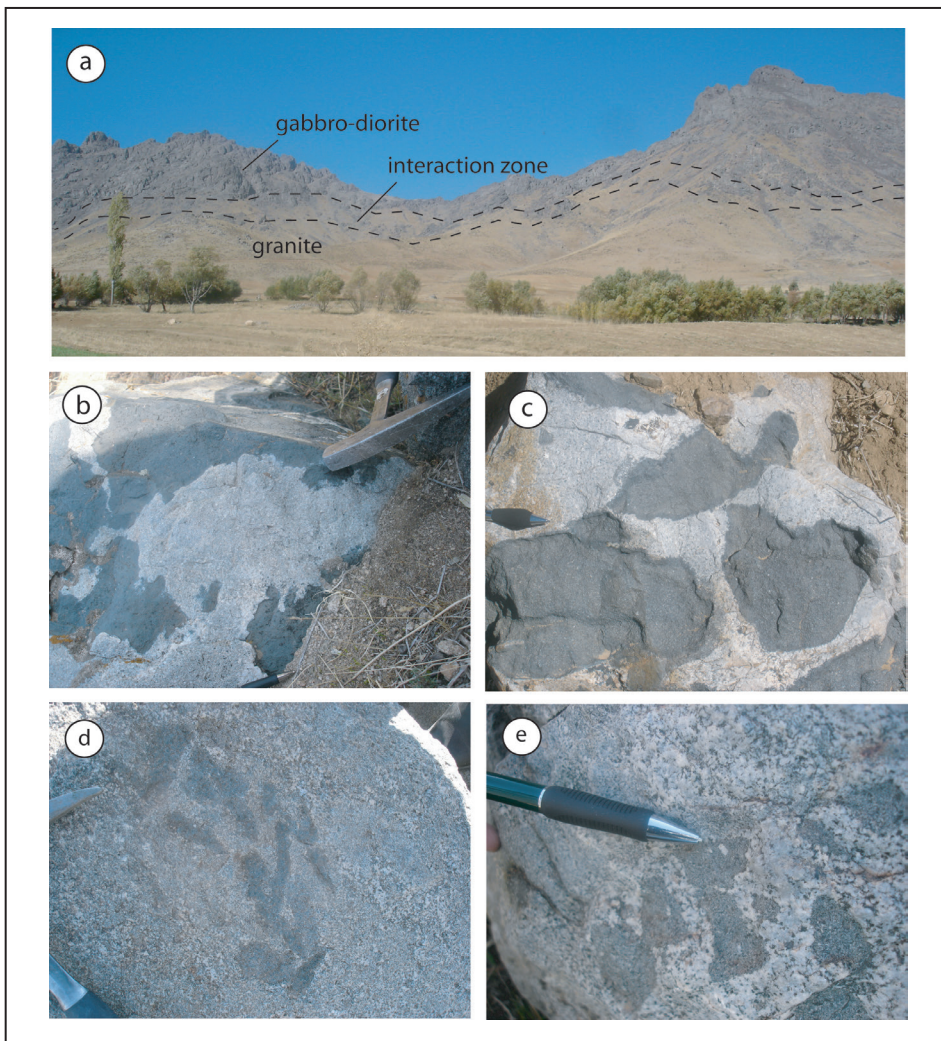
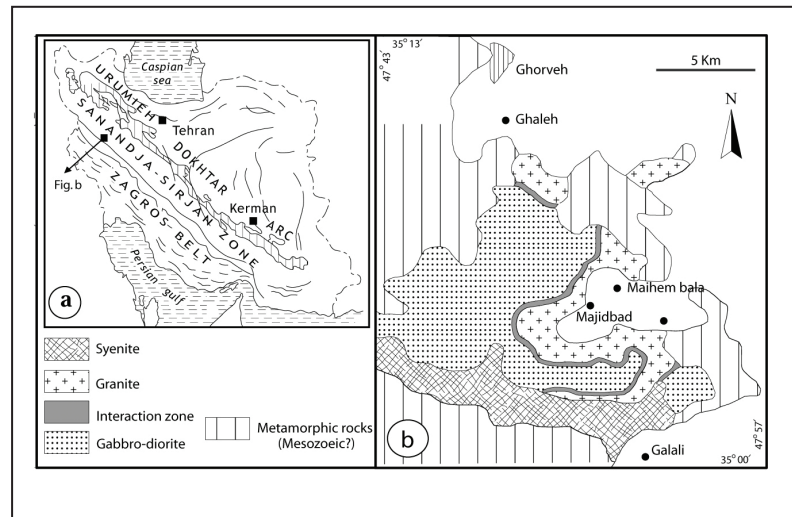
۳- روش پژوهش و روش‌های آزمایشگاهی

سن سنجی سنگ‌های گابرویی و گرانیتی به روش Ar/Ar در آزمایشگاه کرونولوژی

آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور تعیین شده‌اند. عناصر کمیاب و REE توسط دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex در ونکوور کانادا مورد آنالیز قرار گرفته است. نمونه‌های XRF به صورت پودر و نمونه‌های ICP-MS با روش برات لیتیم ذوب شده و سپس به صورت محلول آماده و مورد تجزیه قرار گرفتند.

دانشگاه کارلتون کانادا انجام شده است. جدایش کانی‌های هورنبلند و بیوتیت به ترتیب از سنگ‌های گابرویی و گرانیتی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده است. اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF مدل MAGIX-PRO محصول شرکت فیلیس از کشور هلند با بهره‌گیری از استانداردهای بین‌المللی و عناصر F، Cl، L.O.I به روش شیمی‌تر در

شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساختاری ایران؛ (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده توده نفوذی خرسره (جنوب قروه).

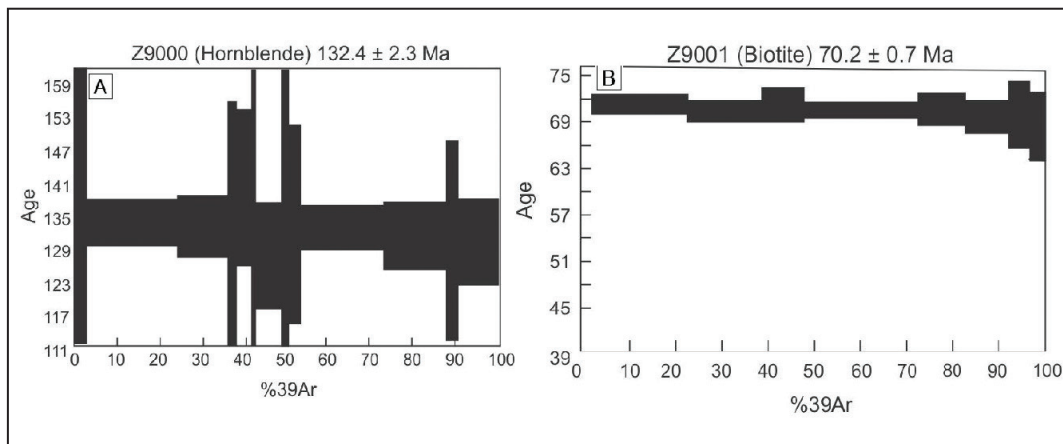


شکل ۲- (a) دورنمایی از بخش‌های گابرو-دیوریتی، گرانیتی و منطقه تداخلی در توده خرسره در شمال غرب روستای میهم بالا، دید به سمت شمال غرب؛ (b) انکلاوهای مافیک (گابرو-دیوریتی با حواشی مرزهای مشخص و کنگره‌ای (lobate) در سنگ‌های گرانیتی؛ (c) حاشیه سریعاً سرد شده (chilled margin) انکلاوهای گابرو-دیوریتی در سنگ‌های گرانیتی؛ (d) انکلاوهای مافیک با مرزهای کنگره‌ای در داخل سنگ‌های هیبرید؛ (e) وجود درشت بلورهای فلدسپار آلکان در داخل انکلاوهای مافیک.

۴- سن سنجی به روش Ar/Ar

(معادل ژوراسیک پایانی) را برای زمان جایگیری توده‌های یادشده گزارش نموده‌اند. شیخ زکریایی (۱۳۸۷) منطقه تداخلی (interaction zone) بین ماگمای مافیک و فلسیک را در توده‌های نفوذی جنوب قروه معرفی نمود (شکل ۲). این محقق در رساله دکترا خود، با توجه به شواهد گسترده آمیزش (mingling) و اختلاط (mixing) ماگمای گابرویی و گرانیتی زمان تشکیل آنها را تقریباً همزمان عنوان نمود.

سن سنجی ایزوتوپی سنگ‌های گابرویی و گرانیتی به ترتیب بر روی کانی‌های هورنبلند و بیوتیت انجام گرفت که نتایج حاصل از آن در شکل ۳ آورده شده است. بر پایه این نمودارها سن مسطح (plateau age) برای بلورهای هورنبلند سنگ‌های گابرو-دیوریتی 132.4 ± 2.3 میلیون سال و برای بلورهای بیوتیت سنگ‌های گرانیتی 70.2 ± 0.7 میلیون سال به دست آمده است.



شکل ۳- نمودار سن سنجی ایزوتوپی تحت جریان‌های مختلف برای: (A) هورنبلند سنگ گابرویی و (B) بیوتیت سنگ گرانیتی.

۵- پتروگرافی

۵-۱. پتروگرافی توده خرسره

بافت سنگ‌های مافیک گرانولار، پویی کلیتیک و به‌طور محلی افیتیک است. اندازه متوسط بلورها ۴ تا ۸ میلی‌متر است. پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا بیوتیت، پیروکسن (دیلاز، تینانوژیت و اوژیت)، الیون، بیوتیت و هورنبلند کانی‌های اصلی سازنده سنگ هستند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اپاک، فلدسپار آلکالین، تیتانیت و روتیل هستند. کانی‌های رسی، سریسیت، بیوتیت و کلریت کانی‌های ثانویه هستند. بر پایه ترکیب کانی‌شناسی نام سنگ‌های مافیک توده خرسره در حد الیون گابرو، گابرونوریت، گابرودیوریت و دیوریت است.

سنگ‌های گرانیتی بافت گرانولار و به‌طور محلی گرافیکی، میرمیکیتی و کاتاکلاستیک دارند. اندازه بلورها از چند دهم تا ۲ میلی‌متر تغییر می‌کند. فلدسپار آلکالین از نوع ارتوزپریتی و میکروکلین، در برخی نمونه‌ها به‌گونه هم‌شدی با کوارتز، پلاژیوکلاز (آلیت-الیگولاز)، به ندرت آندزین، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند کانی‌های اصلی سنگ را پدید آورده‌اند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و تورمالین هستند. کانی‌های رسی، سریسیت، تیتانیت، کلریت، اپاک و متامیکت کانی‌های ثانویه هستند.

بافت سنگ‌های بخش سینیتی گرانولار است. اندازه بلورها بین ۱ تا ۴ میلی‌متر متغیر است. هرچند بافت‌های پورفیری با زمینه میکروگرانولار، گرافیک، گرانوفیر و جهت یافته نیز به‌طور محلی در این سنگ‌ها وجود دارند. فلدسپار آلکالین از نوع میکروکلین پرتیتی و در برخی نمونه‌ها ارتوز پرتیتی، کوارتز، پلاژیوکلاز (آلیت تا الیگولاز)، آمفیبول (هورنبلند و آرفودسونیت) و بیوتیت کانی‌های اصلی سنگ به شمار می‌آیند. کانی‌های فرعی شامل پیروکسن از نوع اوژیت و اوژیت آژرین، تیتانیت، اپاک، آپاتیت و زیرکن است. کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های رسی، سریسیت، اپاک، اپیدوت، تیتانیت و ترمولیت-اکتینولیت هستند. بر پایه ترکیب

کانی‌شناسی نام سنگ‌های بخش سینیتی در حد آلکالی فلدسپار گرانیت، کوارتز سینیت و سینیت آلکالین است.

۵-۲. پتروگرافی زون تداخلی

در بخش مرزی گابرو-دیوریت و گرانیت سنگ‌های هیبرید وجود دارند. در سنگ‌های دو رگه بافت‌های آنتی‌رپاکی‌وی و رپاکی‌وی، میرمیکیتی، بافت غربالی، بافت میکروگرافیک، پویی کلیتیک، افیتیک و رو رشدی (over-growth) وجود دارد. ترکیب کانی‌های اصلی سنگ‌های دورگه ناهمگن و متغیر است و در مجموع ترکیبی از کانی‌های مختلف شامل پلاژیوکلاز با ترکیب آلیت، الیگولاز، آندزین تا لابرادوریت (۴۰-۵۷ درصد حجمی)، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپار آلکالین، کوارتز در این سنگ‌ها وجود دارد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت (سوزنی شکل همراه با مقاطع عرضی)، تیتانیت (به‌صورت مستقل و خودشکل) و اپاک و کانی‌های ثانویه شامل بیوتیت ثانویه، آلیت ثانویه، آمفیبول ثانویه، سریسیت، کانی‌های رسی، اپاک، تیتانیت و کلریت است. ترکیب سنگ‌های هیبریدی متنوع است و در حد مونزوگابرو، دیوریت، کوارتز مونزو دیوریت تا مونزو دیوریت، کوارتز سینومونوزونیت، مونزونیت، سینیت، تونالیت و سینوگرانیت نامگذاری کرد.

در این سنگ‌های هیبریدی نشانه‌های بافتی-کانی‌شناسی اختلاط ماگمایی (Wyllie et al., 1962; Hibbard, 1981; Vernon, 1991; Baxter and Feely, 2002) شامل وجود بلورهای آپاتیت با مقاطع عرضی و طولی به‌طور هم‌زمان، مگاگرست‌های فلدسپار پتاسیم‌دار در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، مناطق میانبار در فلدسپارهای آلکالین، بافت اسفن-پلاژیوکلاز لکه‌ای، بافت کنگره‌ای به‌خصوص در حاشیه پلاژیوکلازها، وجود بافت آنتی‌رپاکی‌وی، بافت کرونا و هم‌شدی‌های میرمیکت، بافت‌های ناهمگن در سنگ‌های هیبرید، بیوتیت‌زایی در سنگ‌های مافیک، بافت غربالی در پلاژیوکلازها، بافت تیغه‌ای

شیست لکه‌دار (Spotted Schists) و سیلیمانیت هورنفلس است.

۶- ژئوشیمی

۶-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

فهرست کامل عناصر اصلی و کمیاب برای سنگ‌های مختلف نفوذی خرسره در جدول ۱ ارائه شده است. در سنگ‌های گابرویی توده خرسره درصد وزنی SiO_2 حدود ۴۵ تا ۵۰ است. میزان این اکسید در انکلاوهای مافیک منطقه تداخلی به تقریب مشابه سنگ‌های گابروپوریتی است. در سنگ‌های گرانیتی و سینیتی هم درصد وزنی SiO_2 بین ۷۲ تا ۷۵ است. در نمودارهای (Harker 1909) با افزایش SiO_2 ، مقادیر Na_2O و K_2O افزایش و میزان MgO ، Fe_2O_3 و CaO کاهش می‌یابد (شکل ۴) و نمونه‌های مربوط به بخش‌های گابرو-دیوریتی و گرانیتی توده خرسره در دو محدوده مجزا قرار می‌گیرند، که به خوبی عدم وابستگی ژئوشیمیایی بین آنها را تأیید می‌نماید. نمونه‌های بخش سینیتی خرسره به دلیل دامنه مشابه SiO_2 و همپوشانی مقدار سیلیس آنها با سنگ‌های گرانیتی، در اغلب نمودارها محدوده مستقلی را پدید نمی‌آورد. با این حال در برخی نمودارها رفتار به نسبت متفاوت سنگ‌های این بخش از سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود. به عنوان مثال می‌توان از این تغییرات به عناصر Ce در برابر سیلیس در شکل ۴ اشاره نمود. در نمودارهای Ni و Cr در برابر MgO، یک روند افزایشی مثبت در نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۴).

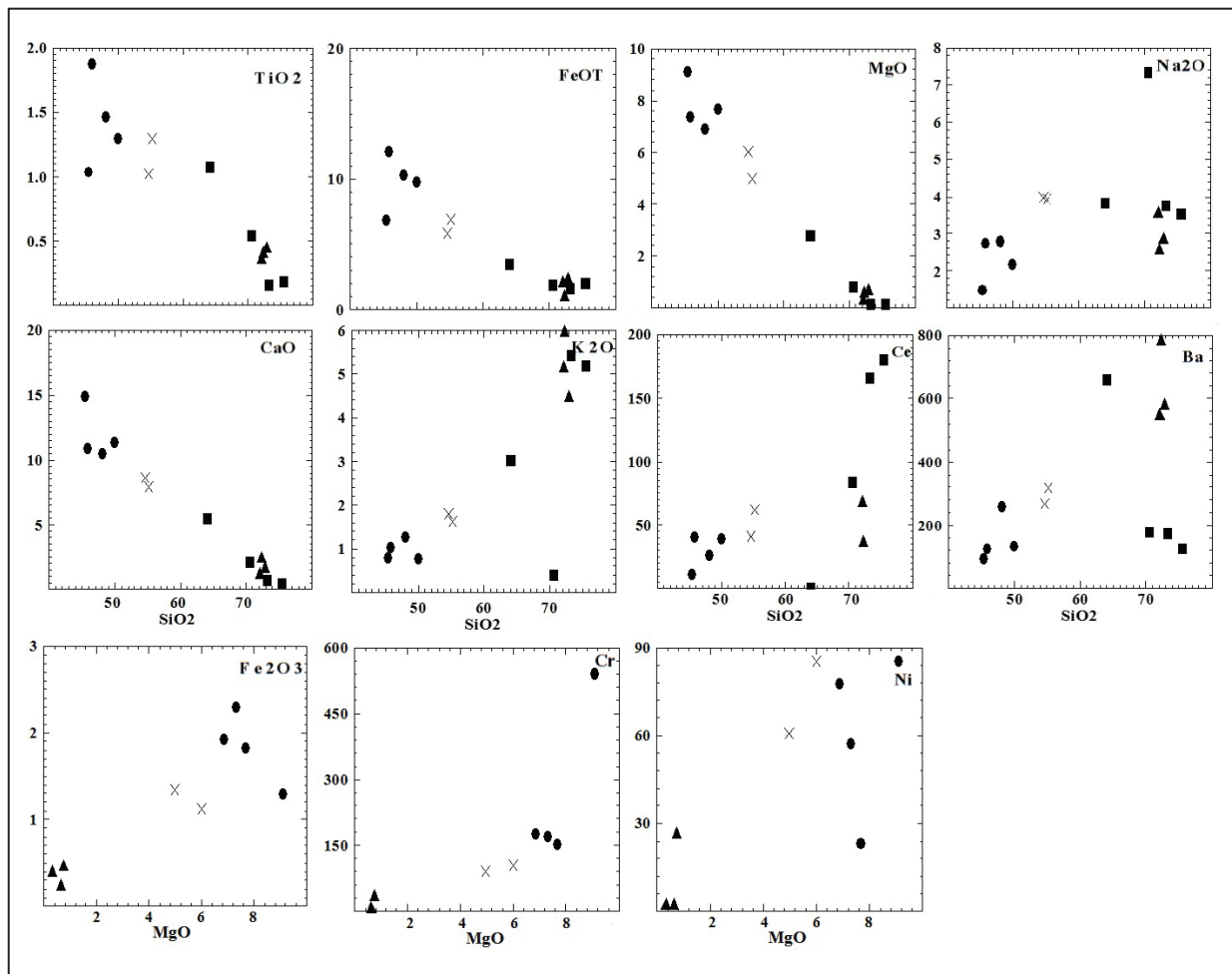
بیوتیت، عدم انطباق ترکیب پلاژیوکلاز با ترکیب پتروگرافی، نسل‌های متفاوت پلاژیوکلاز در سنگ، بافت چشمی متشکل از اسفن-فلدسپار شواهد سنگ‌نگاری (بافتی و کانی‌شناسی) اختلاط ماگمایی در سنگ‌های هیبرید هستند.

۵-۳. پتروگرافی انکلاوهای سورمیکاسه

این انکلاوها در سنگ‌های فلسیک منطقه وجود دارند و دارای تورق بوده و با اشکال عدسی‌گون و بشقابی (دیسکی) مشاهده می‌شوند. این گروه انکلاوها دارای بافت‌های لیپیدوبلاستیک، لپیدوگرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و پورفیروبلاستیک هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، مسکوویت، بیوتیت، استرویت، گارنت، سریسیت، کلریت و در برخی موارد فلدسپار آلکالن کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پدید آورده‌اند. کانی‌های فرعی مهم شامل آپاتیت، ایلمنیت و تیتانیت هستند. از نظر سنگ‌شناسی در ردیف شیست‌ها قرار دارند.

۵-۴. پتروگرافی زینولیت‌ها

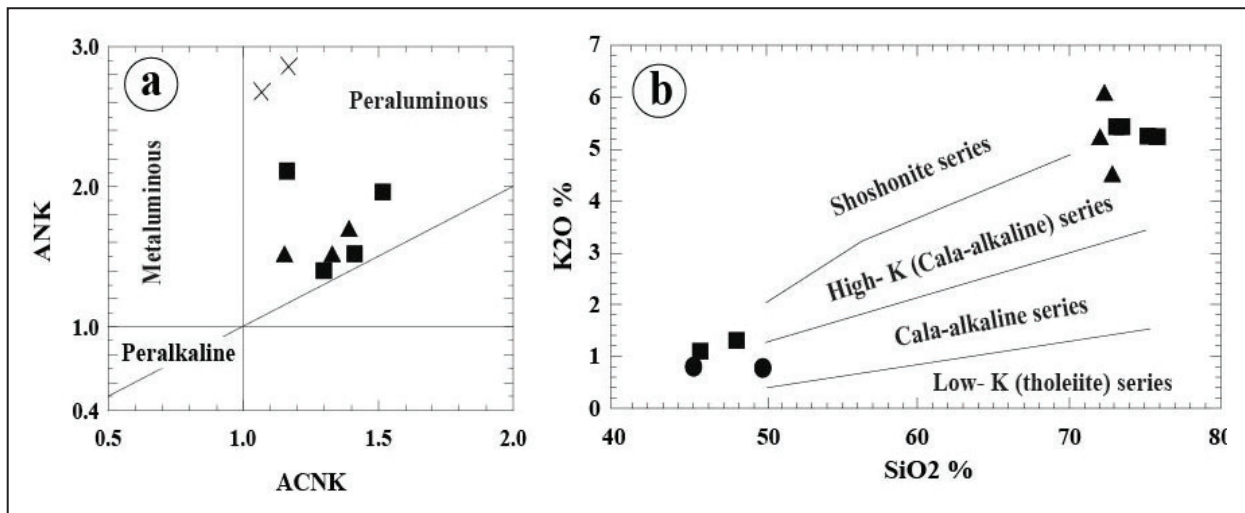
زینولیت‌ها قطعات بیگانه با بافت و ترکیب کانی‌شناسی دگرگونی مجاورتی هستند، که با شکل‌های زاویه‌دار و مرزهای مشخص در بخش گرانیتی یافت می‌شوند و از قطعات جدا شده سنگ‌های میزبان توده به شمار می‌آیند. این قطعات بیگانه بافت‌های گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، پورفیروگرانوبلاستیک و نماتو-گرانوبلاستیک دارند. در انواع پورفیروبلاستیک، آندالوزیت و سیلیمانیت به صورت درشت بلور یافت می‌شود و زمینه سنگ از کوارتز، بیوتیت، سریسیت (مسکوویت)، آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت پدید آمده است. نام این سنگ‌ها شیست آندالوزیت‌دار



شکل ۴- بررسی ارتباط ژئوشیمیایی بخش‌های مختلف در توده خرسره در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی (wt.%) و عناصر کمیاب (ppm) در برابر SiO_2 و MgO. سنگ‌های گابرویی با نشانه دایره؛ گرانیت‌ها با نشانه مربع و سنگ‌های منطقه تداخلی با نشانه ضربدر نمایش داده شده است.

Cr (100- 540 ppm) در سنگ‌های گابرویی توده خرسره است که با تشکیل آن از یک ماگمای بازیک اولیه (Wilson, 1989) هماهنگی ندارد. بر پایه شاخص‌های اشباع از آلومینیم $\{Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)\}$ و $\{Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)\}$ و نمودار Maniar and Piccoli (1989) گرانیت‌ها و سینیت‌های توده خرسره پرآلومین و گابروها متاآلومین هستند (شکل ۵- a). سنگ‌های گابرو- دیوریتی و سنگ‌های گرانیتی و سینیتی در نمودار (Peccerillo and Taylor (1976) به ترتیب ماهیت کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۵- b).

در نمودارهای یادشده، رفتار ژئوشیمیایی انکلاوهای مافیک به طور مشخصی با گرانیت‌های میزبان متفاوت است، در صورتی که تمرکز برخی عناصر (Fe, Ca, Ba) در گابروهای اولیه و انکلاوهای مافیک تقریباً مشابه است. به طور کلی، انکلاوهای مافیک از نظر SiO_2 ، Na_2O ، K_2O غنی‌تر و از نظر Ni، MgO و Cr فقیرتر از گابروهای اولیه هستند. در تمام نمودارهای ژئوشیمیایی یک نمودار ترکیبی مشخص بین گرانیت و سنگ‌های مافیک‌تر وجود دارد، در صورتی که گابروهای اولیه و انکلاوهای مافیک همپوشانی ترکیبی نشان می‌دهند. نکته مهم دیگر مقادیر پایین $Mg\# \{MgO/(MgO+0.9FeOT) * 100\}$ {29-42، Ni (85- 23) و



شکل ۵- a) تعیین شاخص اشباع از آلومین برای گرانیت (مثلث) و سینیت (مربع) از (Maniar and Piccoli (1989؛ b) بررسی ماهیت ماگمایی در نمودار (Peccerillo and Taylor (1976) در این نمودار سنگ‌های گابرو- دیوریتی ماهیت کالک‌آلکان و سنگ‌های گرانیتی و سینیتی ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. سنگ‌های گابرویی با نشانه دایره؛ گرانیت‌ها با نشانه مثلث، سینیت با نشانه مربع و سنگ‌های منطقه تداخلی با نشانه ضربدر نمایش داده شده است.

۶-۲. ژئوشیمی عناصر کمیاب

در نمودارهای چند عنصری سنگ‌های توده خرسره عادی‌سازی شده بر پایه ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS وجود دارد که در چهار گروه سنگی توده به تقریب مشابه است. سنگ‌های گرانیتی و سینیتی توده خرسره نسبت به گابروها دارای مقادیر بالاتری از عناصر Rb و Cs هستند. همچنین بیشتر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای تهی‌شدگی (depletion) عناصر Nb و Ti هستند (شکل‌های ۶- a تا d). به طور مشابهی در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده بر پایه ترکیب کندریت (Boynton, 1984) نیز غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE نمایان است. میزان غنی‌شدگی در سنگ‌های سینیتی و گرانیتی بیش از سنگ‌های گابرو دیوریتی است. در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتی و سینیتی آنومالی منفی Eu وجود دارد (شکل‌های ۶- e تا h).

۷- بحث

۷-۱. سن توده خرسره

سال یابی ایزوتوپی به روش Ar/Ar بر روی نمونه‌های هورنبلند سنگ‌های گابرو- دیوریتی زمان $2/3 \pm 132/4$ میلیون سال و بر روی نمونه‌های بیوتیتی سنگ‌های گرانیتی زمان $7/2 \pm 70/1$ میلیون سال را نشان داده است (شکل ۳). از سوی دیگر Letierrier (1985) سن سنگ کل توده خرسره را به روش 3 ± 119 Rb/Sr میلیون سال تعیین نموده است. (Mahmoudi et al. (2011) سه نمونه از زیرکن‌های گرانیت‌های سفید دانه‌ریز روستای صوفی آباد (جنوب باختری قروه و دهگلان)، مؤلفان در این مطالعه با استفاده از روش روستای میهم پایین و گابروی روستای میهم بالا (توده خرسره) را به روش U/Pb تعیین سن نموده و دامنه سنی بین 149-157 میلیون سال (معادل ژوراسیک

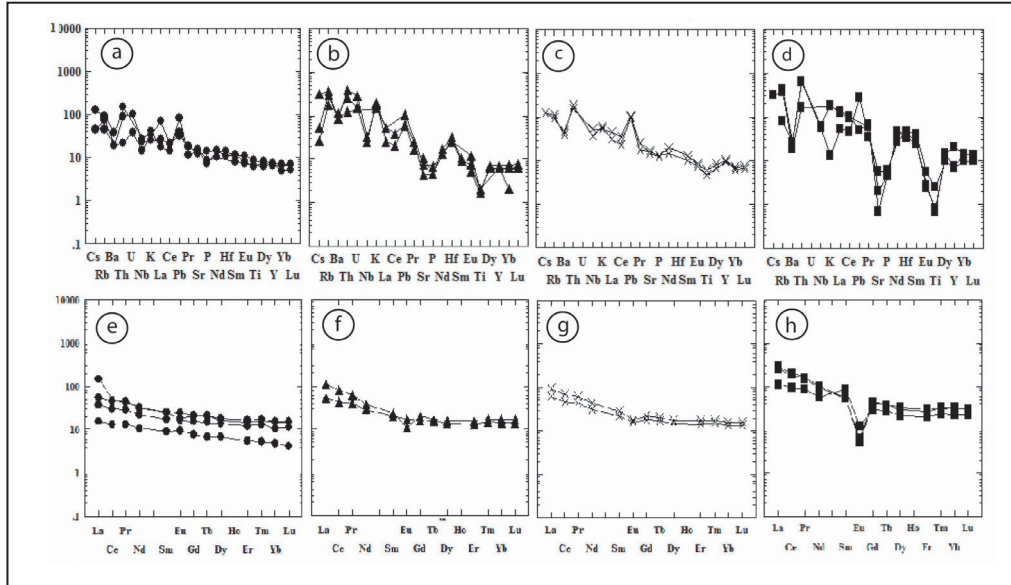
پایانی) را برای زمان جایگیری توده‌های یاد شده گزارش نموده‌اند. به‌طور مشابهی (Yajam et al. (2015) زمان‌های 161 و 147 میلیون سال را برای بخش‌های شمالی و جنوبی باتولیت قروه (خرسره) را به روش U/Pb تعیین نموده است. با جمع‌بندی نتایج فوق الذکر و در نظر گرفتن سن کانی‌های دمای بالاتر (زیرکن و هورنبلند) به عنوان سن جایگیری توده در مخزن ماگمایی، زمان تشکیل ژوراسیک پایانی به عنوان سن بخش گابرویی توده خرسره معرفی می‌شود. افزون بر آن بر پایه شواهد گسترده اختلاط ماگمایی بین سنگ‌های گابرویی و گرانیتی در توده خرسره (شیخ‌زکریایی، 1387؛ Yajam et al., 2015؛ Letierrier, 1985) و سن سنجی U/Pb (Mahmoudi et al., 2011) به نظر می‌رسد که دو رخساره گابرو- دیوریتی و گرانیتی در این توده به تقریب همزمان جایگیر شده‌اند.

۷-۲. خاستگاه ماگمایی

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های گابرو- دیوریتی عادی‌سازی شده بر پایه ترکیب کندریت (Boynton, 1984)، غنی‌شدگی جزئی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را نشان می‌دهد (شکل‌های ۶- e تا h) و تا اندازه‌ای با الگوی سنگ‌های مافیک حاصل از ذوب بخشی گوشته اولیه متفاوت است. بدین ترتیب سنگ‌های گوشته اولیه، گوشته غنی شده لیتوسفری و سنگ‌های مافیک اولیه در پوسته عمیق به عنوان سنگ مادر و منشأ بخش گابرو دیوریتی مطرح هستند. در مطالعات تجربی بسیاری نشان داده شده (Rapp and Watson, 1995؛ Rapp, 1995) که برای تشکیل مذاب متاآلومین کم سیلیس (< 58 درصد وزنی) به وسیله ذوب بخشی بدون آب منشأ متابازالیتی دمای بالاتر از 1100 درجه سانتی‌گراد لازم است، در صورت وجود چنین دمایی در منشأ سنگ‌های گابرو دیوریتی (که احتمال آن کم است)، چنین مذابی (بدون توجه به درجه ذوب بخشی) بیشتر

غنی شدگی عناصر LIL و آنومالی منفی عناصر Ta و Nb در نمودارهای چند عنصری (شکل های ۶-۶ تا d) و غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های گابرو- دیوریتی خرسره (شکل های ۶-۶ تا h) آن را تأیید می‌کنند. با توجه به محتوای پایین عناصر نادر خاکی، منشأ سنگ‌های بازیک دارای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و احتمالاً مقداری گارنت بوده است.

به وسیله #Mg پایین (>44) و Na_2O بالا (۴/۳ درصد وزنی) خواهد داشت (Altherr et al., 2000). در حالی که سنگ‌های گابرو- دیوریتی خرسره این ویژگی‌های ژئوشیمیایی را ندارند لذا سنگ‌های بازیک پوسته نمی‌توانند منشأ سنگ‌های مافیک خرسره باشند و باید سنگ‌های گوشته غنی شده لیتوسفری (متاسوماتسیم شده) را به عنوان منشأ سنگ‌های گابرو- دیوریتی در نظر گرفت.



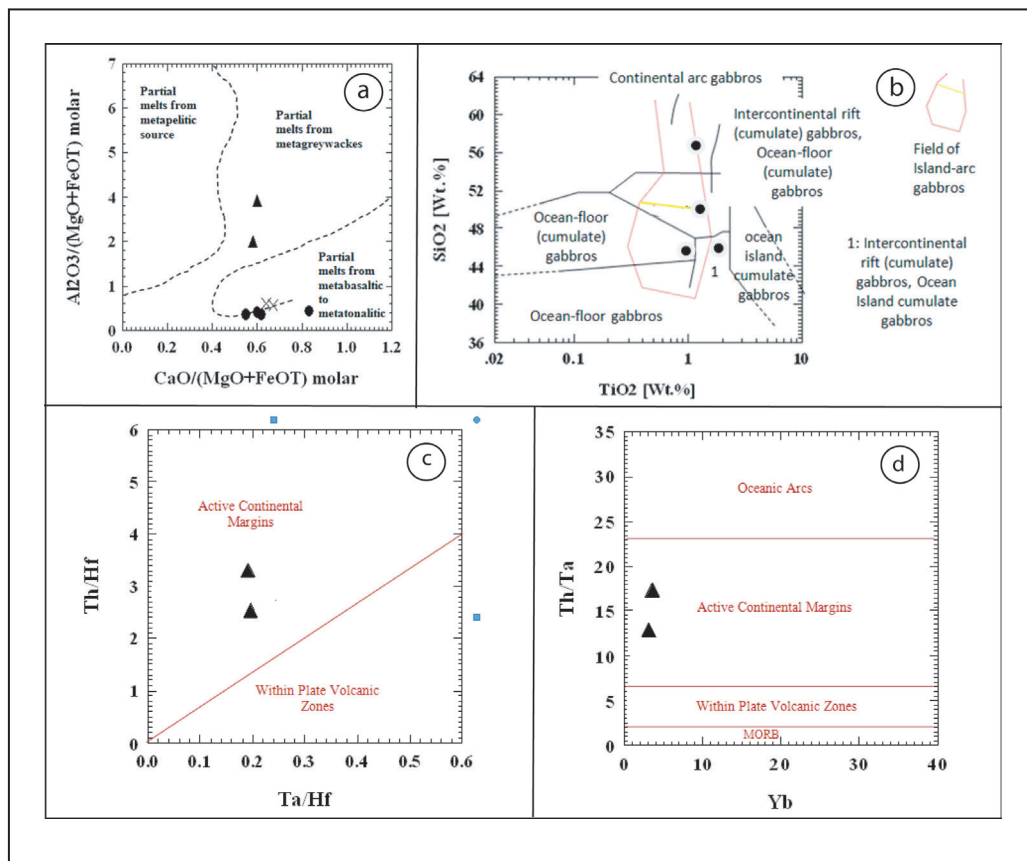
شکل ۶- نمودار چند عنصری عادی‌سازی شده بر پایه گوشته اولیه (Sun and McDonough (1989) برای: (a) سنگ‌های گابرو- دیوریتی؛ (b) سنگ‌های گرانیتی؛ (c) سنگ‌های هیبرید؛ (d) بخش سینیتی. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده بر پایه کندریت (Boynton (1984) برای سنگ‌های: (e) گابرو- دیوریتی، (f) سنگ‌های گرانیتی؛ (g) سنگ‌های هیبرید؛ (h) بخش سینیتی.

حاصل ذوب بخشی گوشته را به عنوان منشأ گرانیت‌های نوع A معرفی کرده‌اند. در مناطقی که این مدل پیشنهاد شده است گرانیت‌های نوع A غنی از انکلاوهای مافیک هستند و توسط دایک‌های مافیک قطع شده‌اند (Ramo and Haapala, 1991). لذا با توجه به نسبت دادن منشأ انکلاوها و دایک‌ها به گوشته اولیه، منشأ گرانیت‌های نوع A نیز به تفریق ماگمای مافیک نسبت داده شده است. در توده خرسره سنگ‌های گابرو- دیوریتی تنها رخساره مافیک همراه با بخش سینیتی هستند، که بخش سینیتی سنگ‌های مافیک را قطع نموده و از آنها جوان تر است. این مسئله و نسبت‌های بزرگ تر Rb/Sr ، Rb/Ba ، نسبت‌های پایین تر Sr/Ba و مقادیر پایین تر CaO در سنگ‌های سینیتی نسبت به بخش گابرو- دیوریتی نشانگر عدم تشابه منشأ آنهاست، لذا سنگ‌های سینیتی نمی‌توانند حاصل تفریق ماگمای مافیک باشند. محققان دیگر از جمله Collins et al. (1982) و Creaser et al. (1991) گرانیت‌های نوع A را حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای باقیمانده (گرانولیتی که در گذشته تحت تأثیر آناتکسی و خروج مذاب قرار گرفته‌اند) دانسته‌اند. بر پایه این نظریه محصولات مواد مذاب مرحله اول که موجب بی‌آب شدن (dehydration) سنگ‌های رسوبی دگرگون شده‌اند، می‌توانند به صورت گرانیت‌های نوع S در منطقه حضور داشته باشند. تولید گرانیت‌های نوع A از فرآیند یاد شده فقط تحت شرایط استثنایی دمای بالا (Clements et al., 1986)، فشارهای پایین (Patino Douce, 1997)، بخار آب کم (Loiselle and Wones, 1979) و یا فوگاسیون اکسیژن پایین (Frost and Frost, 1997) امکان پذیر است. بر پایه داده‌های آزمایشگاهی ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای معمولی باقیمانده‌ای حاوی هورنبلند، کلینوپیروکسن، گارنت، اکسیدها، پلاژیوکلاز و کوارتز تولید می‌کند و امکان تولید باقیمانده‌ای با مقادیر قابل توجهی پلاژیوکلاز، کوارتز و مقداری فلدسپار آلکالن در اثر ذوب بخشی مرحله اول از مواد پوسته‌ای فوق‌الذکر که بتواند در مرحله دوم ذوب بخشی مذاب گرانیتی را تولید کند، بعید به نظر می‌رسد (Jung et al., 2000). بعضی از

سنگ‌های گرانیتی توده خرسره با محتوای SiO_2 حدود ۷۲ درصد، محتوای بالاتر Ba و K_2O ، ماهیت پرآلمین، وجود بیوتیت به عنوان کانی مافیک اصلی، وجود زینولیت‌ها و قطعات بیگانه دگرگونی سرشار از میکا و فقدان تیتانیت‌های اولیه، احتمالاً از گرانیت‌های نوع S به شمار می‌آید (Chappell and White, 1974). با توجه به وجود انکلاوهای دگرگونی سرشار از میکا؛ (۲ مقادیر پایین Na_2O ($<3/58\%$ ؛ (۳ مقادیر بالای K_2O (از $4/5\%$ تا $5/99\%$ wt)؛ مقادیر بالای عناصر LIL ($\text{Ba} = 550-789$ ppm و $\text{Rb} = 112-234$ ppm) خرسره نمی‌تواند حاصل ذوب بخشی سنگ‌های آذرین قدیمی باشند (Chappell and White, 1992). از سوی دیگر با توجه به ویژگی‌هایی چون غنی شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE، وجود آنومالی منفی و کوچک تا متوسط Eu و غنی شدگی نسبی از K (شکل های ۶-۶ تا d)، باید سنگ‌های رسوبی بدون گارنت، آمفیبول و پیروکسن، با مقادیر قابل توجهی پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، بیوتیت و مسکوویت را برای منشأ این سنگ‌ها در نظر گرفت (Chappell and White, 1992). سنگ‌های گرانیتی خرسره از نظر شاخص آلومین در ردیف سنگ‌های پرآلمین ضعیف تا متوسط قرار دارد. بر پایه این ویژگی به نظر می‌رسد منشأ سنگ‌های پلیتی و متاگری‌واکی در تشکیل ماگمای اولیه آن سهم بوده‌اند که نمودار نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeOT})$ در برابر $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeOT})$ این مسئله را به خوبی برای سنگ‌های منشأ گرانیتی نشان می‌دهد (Altherr et al., 2000) (شکل ۷-۷). با توجه به مقادیر بالای عناصر HFS (به ویژه Hf, Nb, Y, Zr و REE^{+3} ، بالا بودن نسبت $\text{FeOT}/(\text{MgO}+\text{FeOT})$ ، بالا بودن نسبت Ga/Al ، مقادیر بالاتر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و عناصر Cr ، V ، Ni ، Cu ، Cr ، V ، Ni ، Cu ، سنگ‌های بخش سینیتی ویژگی‌های اصلی گرانیت‌های نوع A پرآلمین (King et al., 1997) را دارند و به دلیل $\text{NK}/\text{A} < 1$ پرآلکالن نیستند (شکل ۵-۵). برای منشأ گرانیت‌های نوع A الگوهای متفاوتی پیشنهاد شده است. برخی از محققان مانند Bedard (1990) و Forst and Forst (1997) تفریق ماگمای مافیک

کوارتز- فلدسپاری تفریق نیافته است. حجم کوچک بخش سینیتی توده خرسره و دمای بالای تشکیل آن‌ها (نبود انکلاو و قطعات باقیمانده در متن سنگ‌های سینیتی) نشانگر حجم پایین ماگما و درصد پایین ذوب بخشی در دمای بالا است. بالا بودن نسبت $(\text{TiO}_2 + \text{FeOT}) / \text{MgO}$ در این سنگ‌ها نشانگر اغنای نسبی منشأ آن از Ti بوده که دال بر ذوب بخشی در دمای بالا و فوگاسیته پایین اکسیژن است (King et al., 2001). فقدان غنی‌شدگی Mg و دمای بالای ذوب در سنگ‌های سینیتی احتمالاً به دلیل درصدهای پایین ذوب بخشی از منشأ کوارتز- فلدسپاری (که خود نسبت به مواد مافیک MgO پایین‌تری دارد) است. منشأ کوارتز- فلدسپاری برای بخش سینیتی باید از کانی‌های فرعی مثل زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و زینوتیم که محتوای قابل توجهی عناصر HFS و REE^{3+} دارند، غنی باشد که ذوب آنها در دمای بالا تسهیل شده و موجب غنی‌شدگی نسبی سینیت‌های خرسره از این عناصر شده است.

زمین‌شناسان (Anderson, 1983; Creaser et al., 1991) یک منشأ تونالیتی تهی نشده (undepleted tonalite) یا تونالیتی- گرانودیوریتی (Patino Douce, 1997) را برای منشأ گرانیت‌های نوع A متآلومین پیشنهاد نموده‌اند. (King et al. 2001) با جمع بندی نظرات محققان یادشده و تغییر مختصر آن یک مدل تک مرحله‌ای برای گرانیت‌های نوع A پرآلومین ارایه نموده و آنها را حاصل ذوب بخشی منشأ کوارتز- فلدسپاری تفریق نیافته (unfractionated) دانسته‌اند. ایشان ذوب بخشی در دمای بالا را به عنوان شاهدهی از عصاره گیری شدید منشأ کوارتز- فلدسپاری در گرانیت‌های نوع A نسبت به سنگ‌های منشأ ویژه گرانیت‌های نوع I دمای پایین عنوان می‌نمایند و نبود سنگ‌های حدواسط و تدریجی بین گرانیت‌های نوع I و A را دلیلی برای شرایط خاص (دمای بالا، فوگاسیته نسبتاً پایین اکسیژن، مقدار آب محدود) حاکم بر تشکیل ماگماهای نوع A از منشأ کوارتز- فلدسپاری عنوان می‌نمایند. در توده خرسره سنگ‌های سینیتی از نوع A پرآلومین هستند که منشأ آن‌ها احتمالاً از نوع



شکل 7- (a) منشأ متاگری وکی سنگ‌های گرانیتی توده خرسره با استفاده از نمودار نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{FeOT})$ در برابر نسبت مولار $\text{CaO} / (\text{MgO} + \text{FeOT})$ (Altherr et al., 2000)؛ (b) تعیین جایگاه تکنونیک سنگ‌های گابرودیوریتی با استفاده از نمودار (Biermanns (1996)؛ (c) تعیین جایگاه تکنونیک سنگ‌های گرانیتی با استفاده از نمودارهای (Schandl and Gorton, 2002). سنگ‌های گابرویی با نشانه دایره؛ گرانیت‌ها با نشانه مثلث، سینیت با نشانه مربع و سنگ‌های منطقه تداخلی با نشانه ضربدر نمایش داده شده است.

۷-۳. جایگاه تکتونیکی

بر پایه شواهد صحرائی دو بخش گابرو دیوریتی و گرانیتی توده خرسره به طور همزمان (ژوراسیک پایانی) و در محیط تکتونیکی یکسان تشکیل شده‌اند. بخش سینیتی مدتی بعد و به احتمال در محیطی متفاوت تشکیل شده است. بر اساس نمودار نیمه لگاریتمی TiO_2 در برابر SiO_2 از (Biermanns 1996) توده‌های گابرو- دیوریتی بیشتر در محدوده گابروهای کمان قاره‌ای (Continental Arc Gabbros) واقع می‌شود (شکل ۷-۷). گرانیت‌ها در نمودارهای عناصر کمیاب (Gorton and Schandl, 2002) در محدوده حاشیه‌های فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۷-۷ c و d).

از نوع متاآلومین و کالک آلکالن بوده است. همچنین به دلیل وجود محلول‌های غنی از مواد فرار، به وضوح از عناصر LIL نسبت به HFS غنی است. ماگمای گابرو- دیوریتی به داخل پوسته قاره‌ای ایران مرکزی نفوذ نموده و به هنگام صعود در پوسته قاره‌ای با ضخامت حدود ۵۰ کیلومتر (Mohammadi et al., 2013) تحت تأثیر پدیده‌های AFC یا MASH تا اندازه‌ای متحول شده است (Letierrier, 1985; Har- 1997; Forster et al., 1986; ris et al., 1986). به گزارش (Letierrier 1985) و بر اساس ترکیب ایزوتوپ‌های Sr و Nd آلودگی پوسته‌ای نقش مهمی در فرآیند تکامل ماگمایی سنگ‌های نفوذی توده خرسره داشته است. نفوذ ماگمای مافیک به داخل پوسته و تشکیل مخازن ماگمایی قاعده آن (و احتمالاً بخش‌های بالایی آن) موجب ذوب بخشی پوسته و تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتی منطقه شده است (Wyllie, 1984; Vielzeuf and Montel, 1994). بدین ترتیب ماگمای گرانیتی توده خرسره با ویژگی‌های بارز گرانیت‌های نوع S به احتمال زیاد از ذوب بخشی سنگ‌های متاپلیتی- متاگرانی واکه پوسته قاره‌ای پدید آمده است. دمای تشکیل گرانیت ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده است که حرارت لازم توسط ماگمای گابرو- دیوریتی تأمین شده است. محلول‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانده نیز ذوب بخشی سنگ‌های متاسدیمنت را تسهیل کرده‌اند. مدتی پس از تشکیل ماگمای گابرو- دیوریتی و گرانیتی، در مرحله دوم تشکیل توده نفوذی خرسره، سنگ‌های سینیتی از ذوب بخشی مواد کوارتز- فلدسپاری تفریق یافته در پوسته پایینی پدید آمده‌اند. بر پایه مطالعات (Whalen et al. 1987) و (King et al. 1997 and 2001) گرانیت‌های نوع A پرآلومین در ارتباط با تشکیل ریفت و فرآیندهای غیرکوهزایی شکل نمی‌گیرند، بلکه طبق نظر (Pearce 1996) و (Forster et al. 1997) گرانیت‌های نوع A پرآلومین در مراحل پایانی کوهزایی یا ماگماتیسیم حاشیه فعال قاره‌ای پدید می‌آیند. لذا سنگ‌های سینیتی احتمالاً در مراحل پایانی ماگماتیسیم کمان قاره‌ای به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات و وقفه در فرورانش و برداشت فشار (decompression) و بر اثر ذوب بخشی پوسته پایینی پدید آمده است، هر چند احتمال تشکیل آنها در اثر ذوب بخشی پوسته پایینی تحت تأثیر حرارت ماگمای مافیک نیز وجود دارد.

۸- سازوکار تشکیل توده خرسره

سنگ‌های گابرو دیوریتی و گرانیتی به طور همزمان در زمان ژوراسیک پایانی همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تیسس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند (قلعش و همکاران، ۱۳۸۲؛ Ghalamghash et al., 2009). ماگمای مادر سنگ‌های گابرو- دیوریتی منطقه در اثر ذوب بخشی گوشته غنی شده لیتوسفری پدید آمده است. در شرایط فرورانش، پوسته اقیانوسی تیسس جوان تحت تأثیر اصطکاک و کنوکسیون حرارتی گرم شده و پیامد آن سنگ‌های پوسته اقیانوسی به طور پیشرونده در رخساره‌های شیبست سبز، آمفیبولیت تا اکلوژیت دگرگون و دچار ذوب بخشی شده‌اند (Spandler et al., 2003). مایعات آبدار حاصل از واکنش‌های دگرگونی و مذاب حدواسط تا اسیدی آبدار حاصل از پوسته فرورانده، بر روی گوه‌ای از گوشته که زیر حرارت سولیدوس خود قرار دارد اثر کرده و متاسوماتیسیم و ذوب بخشی آن را به دنبال داشته است (Mibe et al., 2011). بخش اصلی ذوب در استئوسفر گوشته‌ای رخ می‌دهد که به طور اولیه حتی تهی شده‌تر از منبع MORB است، ولی اضافه شدن محلول‌های یاد شده موجب تحول و غنی‌شدگی آن می‌شود. بدین ترتیب حجم بزرگی از ماگمای گابرو- دیوریتی تولید و به داخل پوسته نفوذ می‌کند (Harris et al., 1986; Wilson, 1989; Pitcher, 1993; Pearce and Peate, 1995; Pearce, 1996).

کتابنگاری

- اشراقی، ص.ع.، جعفریان، م. ب. و اقلیمی، ب. ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی سنقر، سازمان زمین‌شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- ترکیان، ا.، ۱۳۸۹- استفاده از عناصر کمیاب و نادر خاکی در تعیین منشأ ماگمای سازنده توده‌های نفوذی گرانودیوریتی- گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه، نشریه پتروژئولوژی.
- ترکیان، ا.، خلیلی، م.، و سپاهی، ع. ا.، ۱۳۸۷- پتروگرافی و پتروژئولوژی مجموعه پلوتونیک قروه، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه) ۳۰(۱)، صفحات ۱۱۷-۱۳۸.
- حسینی، م.، مصوری، ف. و کریمی‌نیا، م.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی سنقر، سازمان زمین‌شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- سنگ‌قلعه، ر.، ۱۳۷۴- پتروژئولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قلعه (ناحیه قروه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- شیخ‌ذکریایی، ج.، ۱۳۸۷- مطالعه توده نفوذی قروه، پایان‌نامه دکتر، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی- واحد علوم تحقیقات.
- قلعش، ج.، وثوقی عابدینی، م.، امامی، م.، ه.، پورمعافی، م.، بلون، ه. و رشید، ح.، ۱۳۸۲- تعیین سن مجموعه نفوذی اشونیه با روش پتاسیم- آرگون. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۴۷-۴۸، ص. ۲۷ تا ۱۶.

References

- 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, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: *Proterozoic geology* (Eds. Medaris L. G., Hyers, C. W., Mickelson, D. M. and Stunks, W. C.). Geological Society of America Memoirs 161: 133-154.
- Baxter, S. and Feely, M., 2002- Magma mixing textures in granitoids: example from the Galway Granite, Connemara, Ireland, *Mineralogy and Petrology, Austria* 76: 63-74.
- Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite mag-magenesis. *Journal of Geophysical Research* 95(B11): 17797-17819.

- Bellon, H. and Braud, J., 1975- Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan (Iran): nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions; evolution structurale. Faculte des Sciences, Orsay, Paris, p. 14.
- Biermanns, L., 1996- Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeOtot, MgO, K₂O, Y and Zr, Third ISAG, St Malo (France), 17-19/9/1996.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 1-26.
- Clements, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R. 1986- Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71: 317-324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80:189-200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J., 1991- A-type granite revisited: assessment of a residual-source modal. *Geology* 19: 163-166.
- Dider, J. and Barbarin, B., 1991- Enclaves and granite petrology, developments in petrology. Elsevier, Amesterdam, 625pp.
- Fernandez, A. A. and Barbarian, B., 1991- in Dider, J. and Barbarin, B., 1991, Enclaves and granite petrology, developments in petrology. Elsevier, Amsterdam, 625pp.
- Forster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbull, R. B., 1997- An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40: 261-293.
- Frost, C. D. and Frost, B. R., 1997- High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25: 647-650.
- Ghalamghash, J., Mirnejad, H. and Rashid, H., 2009- Magma mixing and mingling patterns along Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: a case study from Alvand pluton, *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie*. Vol. 186/1, p. 79-93.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S., 2002- From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Harker, A., 1909- *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen and Co., London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publications 19, 67-81.
- Hibbard, M. J., 1981- The magma mixing origin of mantled feldspar, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 158-170.
- Jung, S., Hoernes, S. and Mezger, K., 2000- Geochronology and petrogenesis of Pan- African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal source, fractional crystallization and wall rock entrainment. *Lithos* 50: 259-287.
- King, P. L., Chappell, B. W., Allen, C. M. and White, A. J. R., 2001- Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 38:501-514.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M., 1997- Characterization and origin of the aluminous A-type granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.
- Leterrier, J., 1985- Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran), *Lithos*, 18, 311-329.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., 1979- Characteristics of anorogenic granites. *Abstr. with programs Geological Society of America A.G.M.*, 539.
- Mahmoudi, Sh., Corfub, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. 2011- U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Mibe, K., Kawamoto, T. and Matsukage, K. N., 2011- Slab melting versus slab dehydration in subduction zones, *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 108: 8177-8182.
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhouy, A., 2013- New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves; *Journal of Seismology*, 17:883-895.
- Patino Douce, A. E., 1997- Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25: 743-746.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23, 251- 285.

- Pearce, J., 1996- Source and setting of granitic rocks. Episode 19: 120-125.
- Peccerillo A. and Taylor S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Pitcher, W. S., 1991- Enclaves and granite petrology, developments in petrology, In: Dider, J., Barbarin, B., (eds) Enclaves and granite petrology, Elsevier, Amsterdam, 625pp.
- Pitcher, W. S., 1993- The nature and origin of granite. Chapman & Hall, London 321pp.
- Ramo, O. T. and Haapala, I., 1991- The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica (Eds. Gower, C.F., River, T. and Ryan, B.) Special Paper 38: 401-415. Geological Association of Canada.
- Rapp, R. P., 1995- Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. Journal of Geophysical Research 100: 15601-15610.
- Rapp, R. P., and Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. Journal of Petrology 36: 891-931.
- Schandl, E. S. And Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97: 629-642.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R. and Mavrogenes, J., 2003- Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes, Contributions to Mineralogy and Petrology, 146: 205-222.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders, A.D. and Norry, M.J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- 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.
- Vernon, R. H., 1984- Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 309: 438-439.
- Vernon, R. H., 1991- Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves, In: Dider, J., Barbarin, B., (eds) Enclaves and granite petrology, Elsevier, Amsterdam, pp 277-292 (Dev. Petrol. 13).
- Vielzeuf, D. and Montel, M. J., 1994- Partial melting of metagreywackes. Part 1, Fluid-absent experiments and phase relationships, Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 375-393.
- Whalen, J. B., Currie, L. and Chappell, B. W., 1987- A-type Granite geochemical characteristic discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis, Unwin Hyman Ltd., 466 pp.
- Wyllie, P. J., 1984- Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35, 12-18.
- Wyllie, P. C., Cox, K. G., Bigger, G. M., 1962- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks, Journal of Petrology 3(2), 238-243.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H. and Bea, F., 2015- The spatial and compositional evolution of the Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence, Geologica Acta, V. 13, No. 1, 25-43.

Ar/Ar dating, geochemistry and petrogenesis of Khersrah intrusive mass

J. Ghalamghash^{1*}, S. Houshmand Manavi², J. Shaikhzakariaee³ and H. Rashid⁴

¹Assosiated Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²M.Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2018 February 23

Accepted: 2018 September 08

Abstract

The Kharsare intrusive mass (South of Ghorveh) is located in the middle part of the Sanandaj–Sirjan zone. The batholith comprises three plutonic units including gabbro–diorite, granite and syenite. In addition, the hybrid rocks with a lot of mixing and mingling evidences (including lobate or/and ellipsoidal micro granular mafic enclaves sometimes with chilled margins in granite or in hybrid rocks; net-veining granite; and synplutonic brecciated mafic dikes) crop out in interaction zone between granites and gabbros. The calc-alkaline and metaluminous gabbro-diorite and High-K calc-alkaline and peraluminous granites emplaced in Late Jurassic, simultaneously. The peraluminous A-type syenite formed later and intruded two above mentioned plutonic rocks. Geochemical features suggest that gabbro-diorites and granites formed in an active continental margins. It seems the pioneer mafic magma formed in a subduction setting by partial melting of metasomatized mantle. It ascended and emplaced in lower crust to produce the granitic melt. The mingling and mixing evidences may support local crustal contamination of the mafic melt. The younger syenite is resulted from heating by intrusion of the mafic magma in the end phase of continental arc magmatism.

Keywords: Intrusive rocks, Granit, Syenite, Gabbro- diorite, Dating, Ghorveh, Sanandaj-Sirjan

For Persian Version see pages 135 to 144

*Corresponding author: J. Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com