

پetroگرافی، زمین شیمی و خاستگاه گرانیتوئید کوه گبری رفسنجان

زهرآ عابدپور^(*)، سید محمد میرحسینی^۲، حمید احمدی پور^۳ و حبیب ا... قاسمی^۴

۱. دانشگاه آزاد اسلامی، واحد بندرعباس، گروه زمین شناسی، بندرعباس، ایران

۲. جهاد دانشگاهی هرمزگان، بندرعباس، ایران

۳. استادیار بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۴. دانشیار بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۹۱/۴/۱۰

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲۴

چکیده

گرانیتوئید کوه گبری در ۴۲ کیلومتری شرق رفسنجان استان کرمان، در زون ساختاری ارومیه - دختر قرار گرفته است. نفوذ دو استوک گرانیتوئیدی کوه گبری به درون سنگ‌های آهکی کرتاسه و کنگلومرای پالئوسن منجر به دگرگونی مجاورتی گردیده است. این سنگ‌ها اساساً دارای کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی مانند بیوتیت، زیرکن و کانی‌های اپک می‌باشند. براساس داده‌ها و نمودارهای ژئوشیمیایی، مقدار درصد وزنی SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه بین ۷۵/۵۷ تا ۷۶/۸۳ تغییر می‌کند. نمودارهای عنکبوتی هنجار شده نمونه‌های گرانیتوئید کوه گبری نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریتیبیانگر غنی شدگی Rb و Th و تهی شدگی Sr و Eu می‌باشد. بعلاوه نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه از عناصر LREE غنی شده هستند. بی‌هنجاری منفی Nb نشان دهنده منشا پوسته‌ای گرانیتوئید کوه گبری می‌باشد. براساس داده‌ها و نمودارهای ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای کوه گبری از نوع I بوده و به سمت نوع A تمایل نشان می‌دهند و در موقعیت زمین‌ساختاری هم‌زمان تا بعد از کوهزایی قرار می‌گیرند. شواهد صحرائی، مشاهدات پتروگرافی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی تأیید کننده یک منشا ماگمای پوسته‌ای در شرایط فشار کم می‌باشند. تغییرات شیمیایی و مشاهدات پتروگرافی اساساً به دلیل تبلور تفریقی ماگمای منشأ می‌باشند.

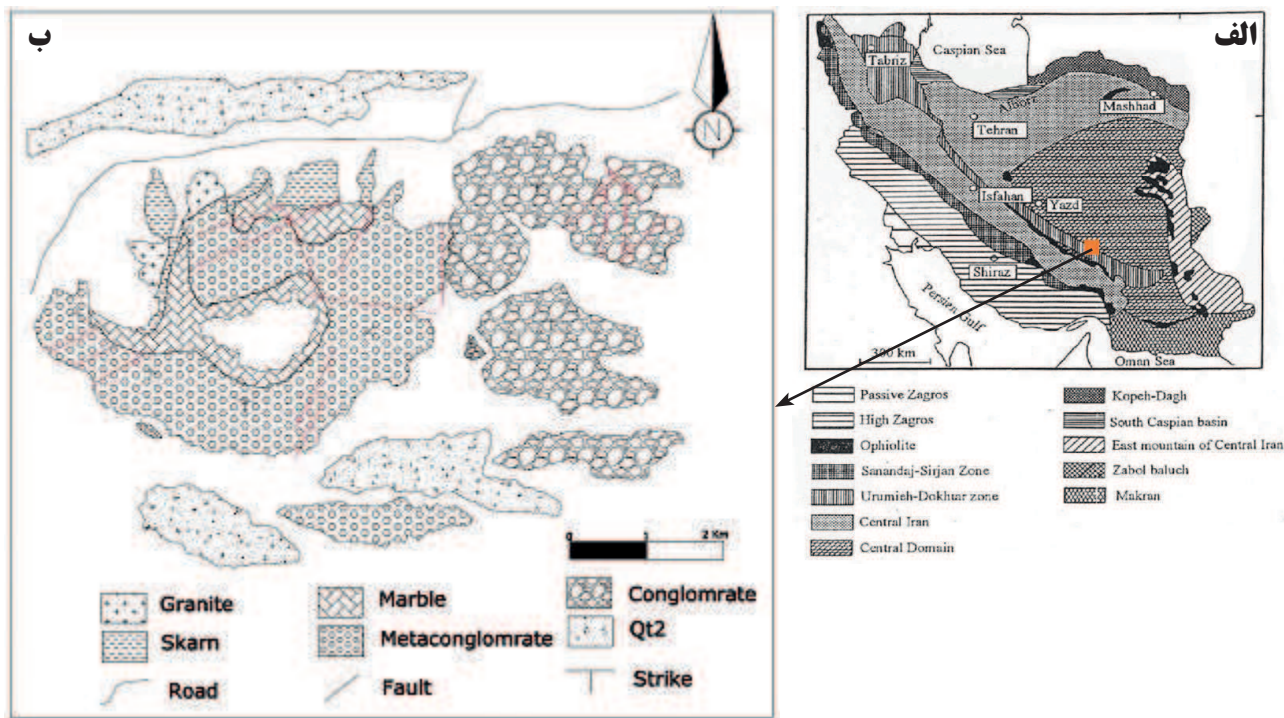
واژه‌های کلیدی: تبلور تفریقی، ذوب پوسته‌ای، رفسنجان، گرانیتوئید کوه گبری.

مقدمه

رفسنجان واقع شده و دارای مختصات $22^{\circ} 56'$ تا $26^{\circ} 56'$ طول شرقی و $20^{\circ} 30'$ تا $23^{\circ} 30'$ عرض شمالی است (شکل ۱- الف و ب). توده گرانیتوئیدی کوه گبری نیز در زون ساختاری ارومیه - دختر با مساحت تقریبی یک کیلومتر مربع با روند عمومی شرقی - غربی در گوشه سمت راست چهار گوش $1/100000$ زمین‌شناسی رفسنجان (III) قرار گرفته است. پیش از این مطالعه، مطالعاتی بر روی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتانسیل معدنی کوه گبری انجام شده است (آفتابی و عباس‌نژاد، ۱۳۶۶). اما تاکنون این منطقه از نظر پترولوژی و زمین‌شیمی توده‌های گرانیتوئیدی

سنگ‌های گرانیتی یا گرانیتوئیدی، سنگ‌های آذرین اسیدی با بافت گرانولار و دارای کانی‌های اصلی کوارتز و دو فلدسپار می‌باشند و تنوع وسیعی را نشان می‌دهند. اکثر توده‌های گرانیتوئیدی ایران در زون ایران مرکزی، زون ساندج - سیرجان و کمربند ارومیه - دختر واقع شده‌اند. کمربند مس کرمان با حضور تعداد زیادی از کانسارهای پورفیری بزرگ و کوچک، مهمترین منطقه مس‌خیز در سنگ‌های گرانیتوئیدی زون ارومیه - دختر می‌باشد (شفیعی، ۱۳۹۰). منطقه کوه گبری در ۴۲ کیلومتری شرق

* نویسنده مرتبط abedpour.z@gmail.com



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه بر روی نقشه واحدهای ساختاری - رسوبی ایران (نقل از شیخ الاسلامی، ۲۰۰۳)، ب) نقشه ساده شده زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (آفتابی و عباس نژاد، ۱۳۶۶) اندکی با تغییرات (عابدپور، ۱۳۸۵).

که در منطقه وجود دارند. مهمترین رخداد زمین شناسی منطقه، نفوذ دو استوک گرانیتوئیدی به درون سنگ های میزبان بوده که موجب دگرگونی مجاورتی و به وجود آمدن سنگ های دگرگونی اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا از بخش داخلی هاله دگرگونی به سمت خارج گردیده است (شکل ۳). سنگ های میزبان در اثر پدیده دگرگونی مجاورتی تا حد رخساره هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس دگرگون شده اند.

روابط صحرایی و پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی برش های نازک میکروسکوپی نمونه های آذرین منطقه، توده نفوذی کوه گبری یک توده تقریباً همگن با ترکیب گرانیت تا آلکالی گرانیت است. در بررسی های صحرایی، سنگ های گرانیتی حجم بیشتری را نسبت به آلکالی گرانیت های منطقه، به خود اختصاص داده و هوازدگی و فرسایش کمتری در آنها مشاهده شده است. تغییر ترکیب از گرانیت به آلکالی گرانیت کاملاً تدریجی بوده و مرز ناگهانی بین این سنگ ها مشاهده نشده است. نمونه دستی گرانیت های منطقه به رنگ سفید تا خاکستری، دانه متوسط تا دانه درشت بوده، قطر بعضی از کوارتزارهای آنها به چند میلیمتر می رسد. میزان کانی های مافیک به طور متوسط، در این دسته از سنگ ها بیشتر از آلکالی گرانیت ها بوده و ظاهر تیره تری دارند.

در مطالعات میکروسکوپی، کوارتزارها عمدتاً بی شکل بوده و در اغلب موارد فضای بین بلورهای درشت فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز را پر کرده اند (شکل ۴- الف و ب). مرز بلورهای کوارتز از زاویه دار یکنواخت تا مضرس و نامنظم تغییر می کند.

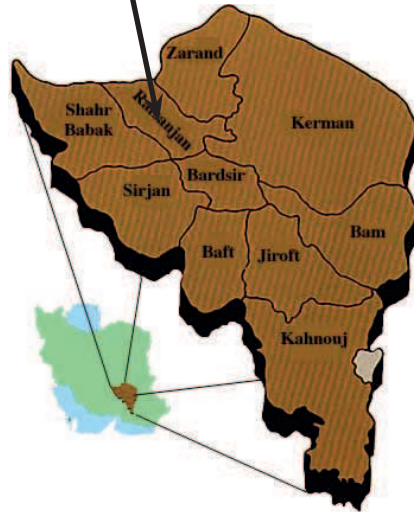
به طور دقیق و جامع مورد مطالعه قرار نگرفته است. در این مقاله سعی شده تا با تکیه بر داده های ژئوشیمیایی سنگ و با استفاده از نتایج دقیق تر و جامع تر، منشا ماگمای سازنده توده آذرین کوه گبری را مشخص کرد.

روش مطالعه

پس از نمونه برداری در منطقه و انجام مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی سنگ های آذرین، ۷ نمونه سنگی جهت تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS انتخاب و به آزمایشگاه Actlab کانادا ارسال و مورد تجزیه قرار گرفته است. داده های حاصل از آنالیز بر روی نمودارهای پترولوژی با استفاده از نرم افزارهای GCDKITE و IGPET ترسیم و مورد تحلیل و تجزیه قرار گرفته است.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

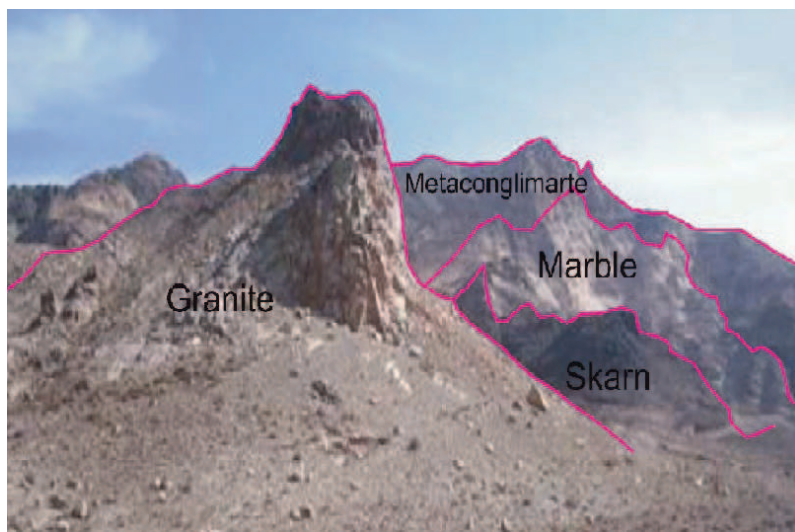
منطقه مورد مطالعه در شرق رفسنجان، بر روی لبه شمالی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و بین زون های سنندج - سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. مساحت منطقه مورد مطالعه حدود ۳۰ کیلومتر مربع بوده و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان کرمان، شهرستان رفسنجان و در بخش مرکزی در نزدیکی دهستان خنامان واقع شده است (شکل ۲). قدیمی ترین واحدهای سنگی منطقه سنگ های آهکی ضخیم لایه کرتاسه فوقانی بوده که بخش اعظم منطقه را تشکیل می دهند. کنگلومرای چندزادی پالئوسن زیرین و آبرفت های عهد حاضر، واحدهای سنگی دیگری هستند



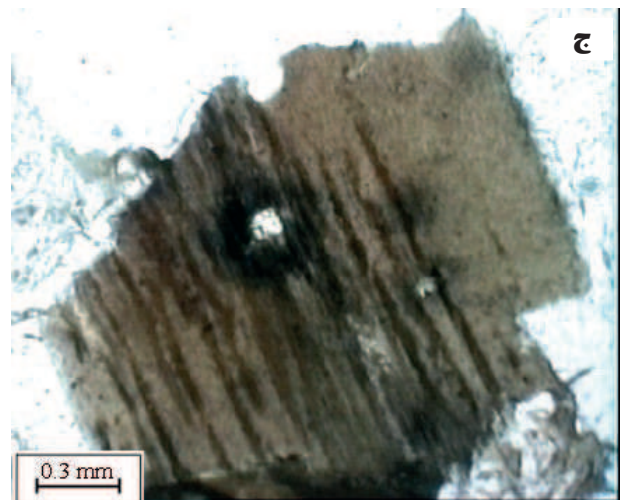
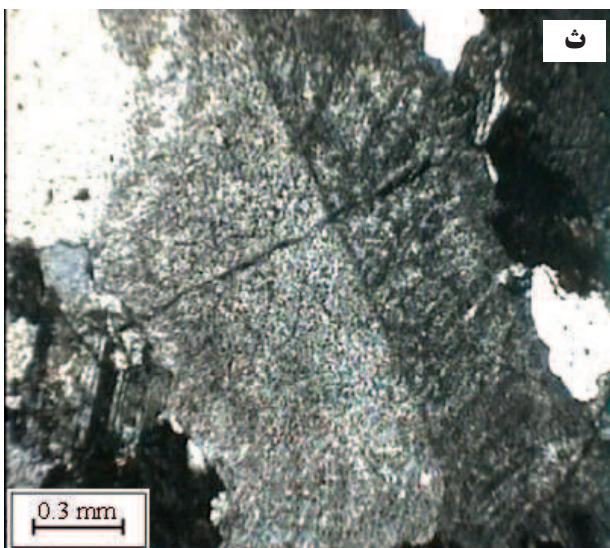
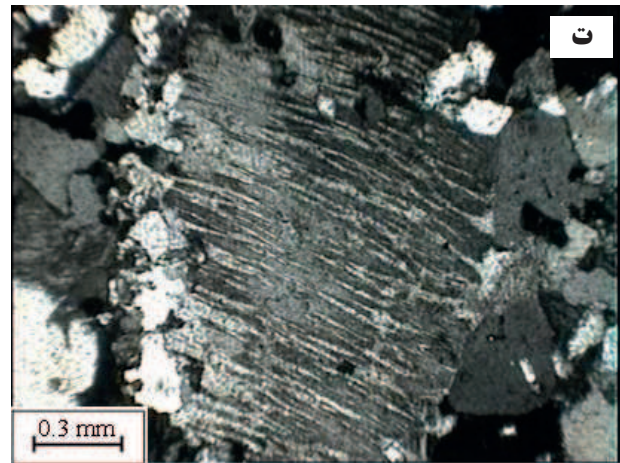
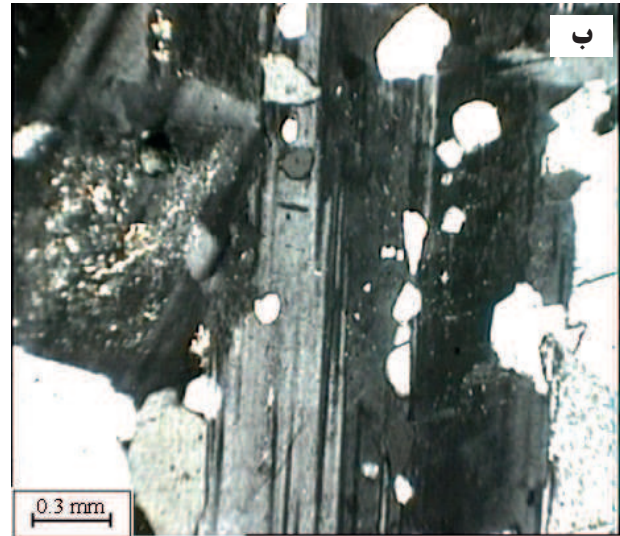
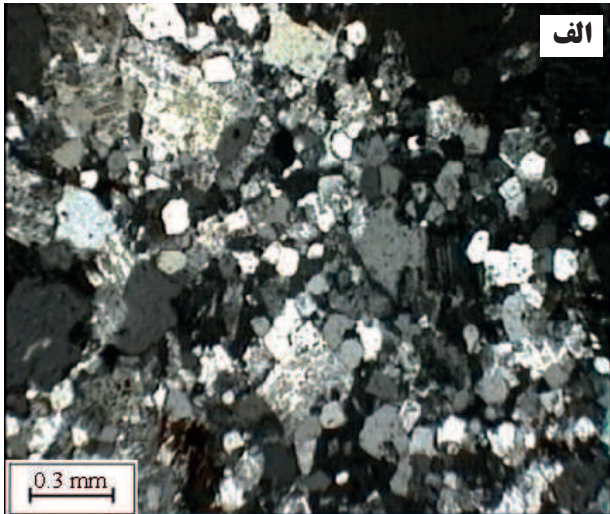
شکل ۲. موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان کرمان و راه‌های دسترسی به آن.

که این امر احتمالاً به دلیل کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدار بودن نواحی مرکزی در پلاژیوکلازها می‌باشد. در مطالعات میکروسکوپی، دوقلویی کارلسباد و پدیده پرتیتی شدن در اغلب آلکالی فلدسپارها مشاهده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها، فلدسپار آلکالن در اثر هم‌رشدی با کوارتز، بافت گرانوفیری را به وجود آورده است. تمام بلورهای فلدسپار آلکالن متحمل دگرسانی رسی شده‌اند (شکل ۴-ت). از دلایل تجزیه آن‌ها می‌توان به تأثیر

فلدسپات آلکالن با کوارتز بصورت در هم‌رشدی (بافت گرانوفیری) در فضای ما بین بلورها رشد نموده‌اند (شکل ۴-پ). همچنین بلورهای فلدسپات پتاسیم با پلاژیوکلازها در قالب بافت پرتیتی در مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ت). شدت دگرسانی نسبتاً بالا بوده و به سرسیت و رس دگرسانی یافته‌اند. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها مشاهده نشده است و اغلب سوسوریتی شده‌اند. در اغلب بلورها، شدت دگرسانی در مرکز بلورها زیادتر است



شکل ۳. نمای رو به شمال شرق از واحدهای سنگی منطقه کوه گبری



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی XPL. الف) بلورهای ریز کوارتز (نسل دوم) حاشیه پلاژیوکلازها که احتمالاً در اثر سرد شدن ناگهانی حاصل شده اند، ب) تصویر میکروسکوپی از بلورهای کوارتز بصورت ادخال در پلاژیوکلاز، پ) بافت گرانوفیری در نمونه های گرانیتی، ت) بافت پرتیتی در بلور آلکالی فلدسپات نمونه های گرانیتی، ث- بلور فلدسپات آلکان با ماکل کارلسباد و دگرسانی آرژیلیتی، ج) کانی زیرکن بصورت ادخال در کانی بیوتیت.

زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب

Abdel- Rahman و O'Connor (1965)، Barker (1979) (1990) گرانیتوئیدها را با استفاده از دیاگرام مثلثی آلبیت - ارتوزکلاز - آنورتیت نورماتیو طبقه‌بندی کرده‌اند. مطابق این رده‌بندی، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۵- الف). SiO_2 نمونه‌های آذرین تجزیه شده، مقدار درصد وزنی ۷۵/۵۷ تا ۷۶/۸۳ را نشان می‌دهند که حاکی از اسیدی و فلسیک بودن نمونه‌ها می‌باشد و در نمودار SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O (شکل ۵- ب)، (Middelmost, 1994) نمونه‌ها در محدوده گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها دارای مقادیر نسبتاً بالایی از اکسیدهای آلکالین می‌باشند و مقادیر Na_2O+K_2O نمونه‌ها آنها از ۷/۸۹ تا ۸/۴۸ درصد وزنی تغییر می‌کند، در نمودارهای هارکر اکسیدهای $SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, P_2O_5$ به دلیل تغییرات کم SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه، روند خاصی را نشان نمی‌دهند ولی اکسیدهای Na_2O و K_2O روند تقریباً افزایشی را با افزایش کم SiO_2 از خود نشان می‌دهند (شکل ۶). در نمودار $CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل SiO_2 ، Forst et al. (2001) در محدوده سری سنگ‌های آلکالی - کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۷- الف). جهت رده‌بندی و نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس درجه اشباع از آلومین $A/CNK = molar (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand 1943) در مقابل A/NK (شکل ۷- ب) ویژگی پرآلومینوس ضعیف را نشان می‌دهند. نسبت‌های مولکولی A/CNK نمونه‌های سنگی بین ۱/۰۸ تا ۱/۱۸ متغیر است. به‌منظور تشخیص نوع گرانیت منطقه از نمودار Na_2O در مقابل K_2O Chappel and White

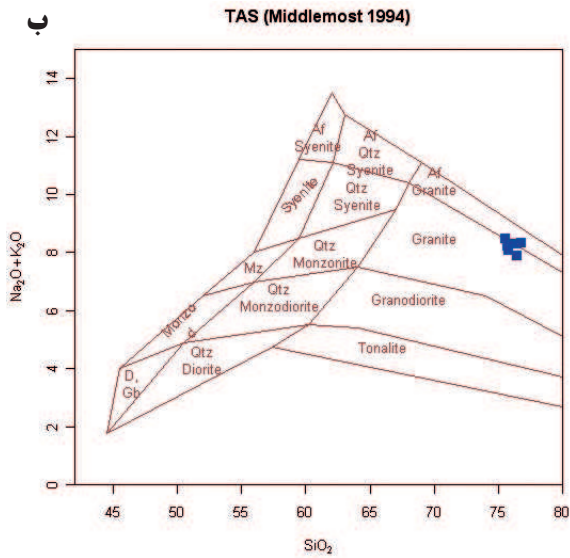
سیالات گرمایی و دانه متوسط بودن بافت آن‌ها اشاره نمود که آن‌ها را مستعد تجزیه و دگرسانی کرده است. معمولاً شیارهایی در بعضی بلورها دیده می‌شود که از سرسیت پر شده‌اند. دگرسانی در این کانی‌ها متغیر بوده به طوری که در بعضی موارد منظره ابرمانندی به آنها داده است. برخی از آلکالی فلدسپارها، بلورهای کوچک‌تری از پلاژیوکلازهای نیمه شکل‌دار را در بر گرفته‌اند که باعث به‌وجود آمدن بافت غربالی شده است. بلورهای پلاژیوکلاز به‌علت دگرسانی گرمایی، اغلب به سرسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. عمل تجزیه به‌خصوص در مراکز بلورها که کلسیک‌ترند، شدت بیشتری دارد. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتز به‌صورت درهم‌رشدی (بافت میرمکیت) در فضای بین بلورها رشد کرده‌اند. زیرکن و کانی‌های اپیک به‌عنوان فراوان‌ترین کانی‌های فرعی به‌صورت ادخال درون بیوتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ج). بر اساس مطالعات پتروگرافی، روند تبلور کانی‌ها مانند جدول ۱ می‌باشد.

زمین‌شیمی سنگ کل

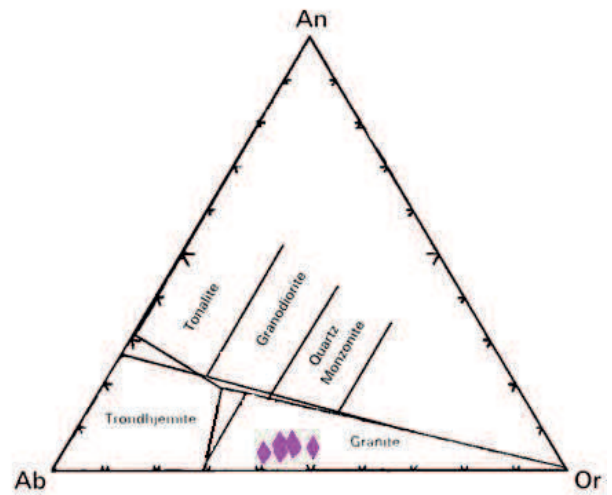
به‌منظور مطالعه ژئوشیمی، رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، بررسی سیر تحولات عناصر اصلی، کمیاب و ... تعداد ۷ نمونه سنگی بعد از مطالعات پتروگرافی انتخاب و در کارگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود، آماده‌سازی و به آزمایشگاه Actlab کانادا جهت آنالیز به‌روش طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) ارسال و مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های گرانیتوئیدی کوه گبری در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱. ترتیب تبلور کانی‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه گبری

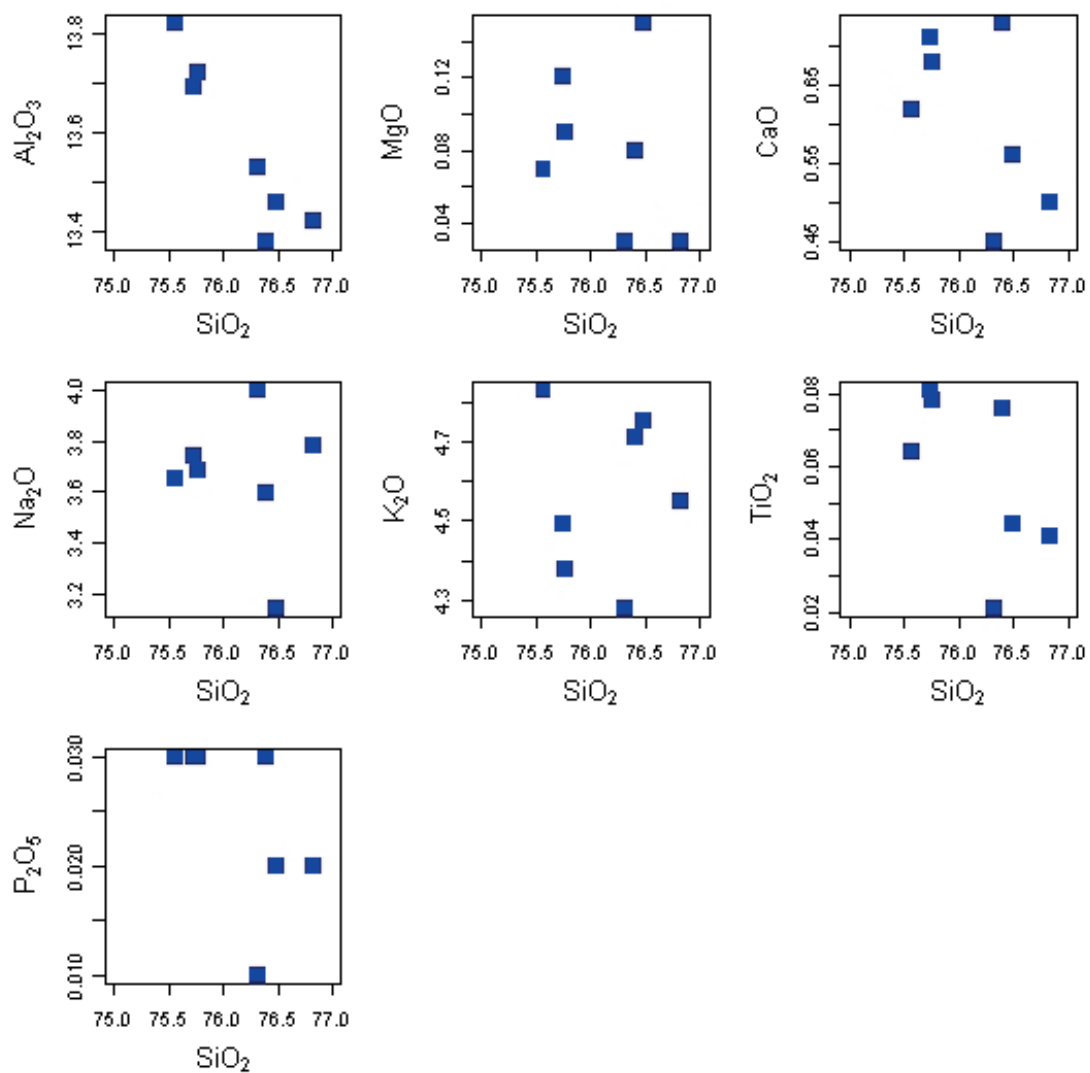
کانی‌ها	مرحله ماگمایی	مرحله دگرسانی
زیرکن	●	
بیوتیت	●	
پلاژیوکلاز	●	
آلکالی فلدسپار	●	
کوارتز	●	
سرسیت		●
اپیدوت		●
کلریت		●
کلسیت		●



الف



شکل ۵. الف) طبقه‌بندی An-Ab-Or نورماتیو (O'Connor (1965) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن و ب. نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین (Middlemost, 1994).



شکل ۶. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (بر حسب درصد وزنی) (Harker, 1909)

جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها، Ba به دلیل جانشینی با K در بیوتیت و آلکالی فلدسپارها، P به علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به علت وجود کانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمینیت و Zr به دلیل وجود کانی زیرکن است (Wilson, 1989).

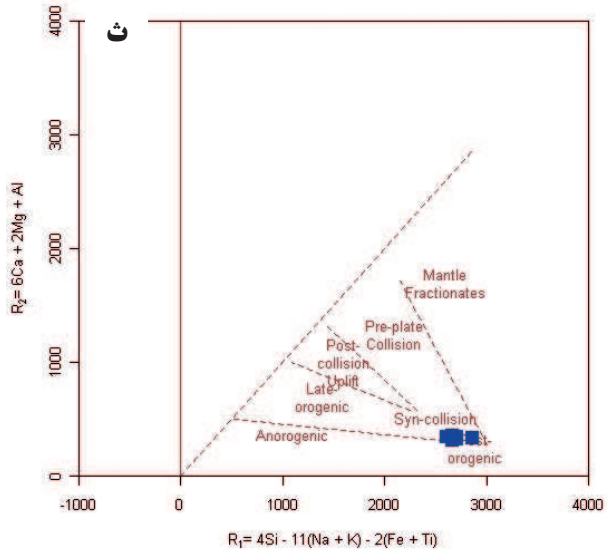
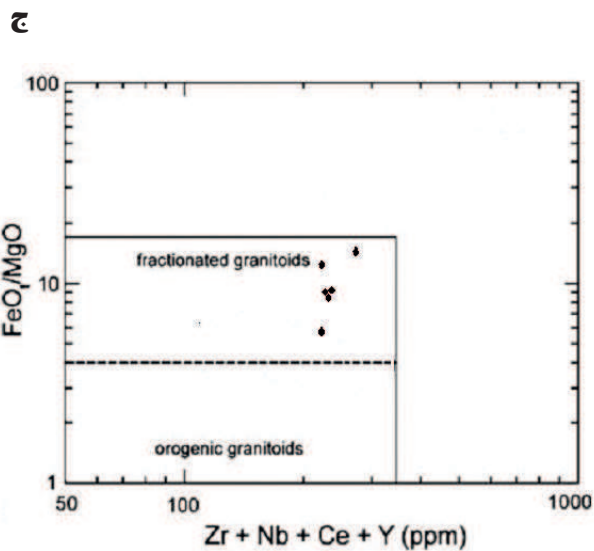
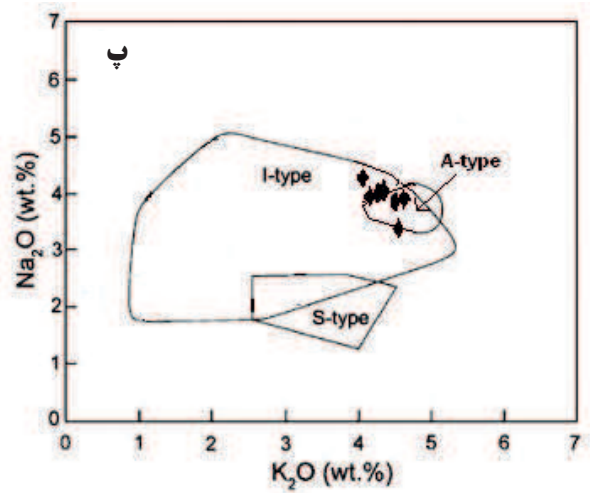
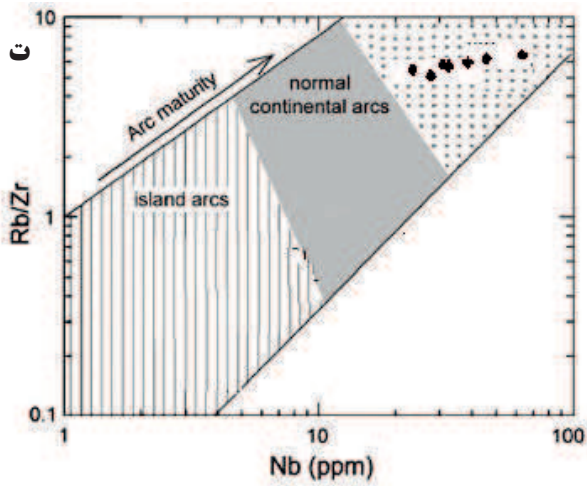
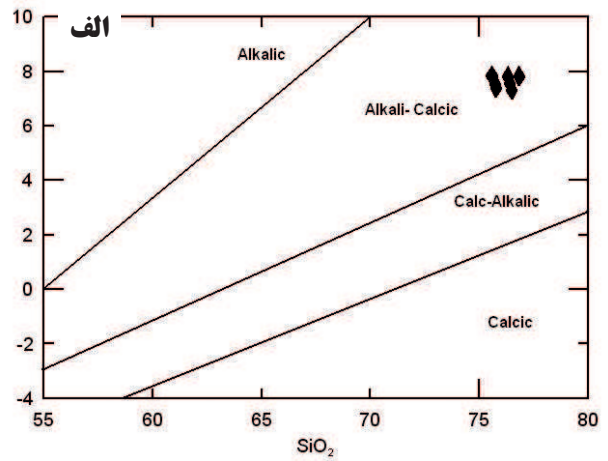
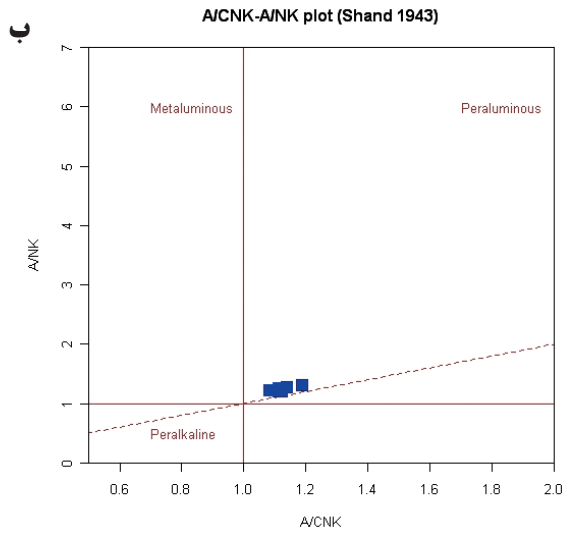
جایگاه زمین ساختاری

بر اساس درجه اشباع از آلومین ASI (جدول ۲)، Shand (1943) گرانیت‌ها و آلکالی گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه ویژگی پرآلومینوس ضعیف را نشان می‌دهند. اندیس ASI در گرانیت‌های نوع I کمتر از ۱/۱ می‌باشد (Vetter and Tessensohn, 1987). در نمودار تمایز زمین‌ساختاری [(Rb- (Y+Nb)] Pearce (1982) گرانیتوئید کوه گبری در جایگاه زمین‌ساختاری گرانیت درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۰- الف). غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, Ce, Nd) و آنومالی منفی Ti, P, Nb, Eu و Ba و Sr این نمونه‌ها بیشتر با مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین سازگار هستند (Chappell and White, 1992; Harris et al., 1986). در نمودار Hf- Rb- Nb، همه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های هم‌زمان با کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- ب). نمودار $Al_2O_3-SiO_2$ همچنین نشان می‌دهد که تمام نمونه‌ها در محدوده گرانیت بعد از کوهزایی (POG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- ج). تحقیقات انجام شده در توده‌های گرانیتوئیدی مناطق مجاور این منطقه بیانگر این مطلب است که ماگمای مادر این توده‌ها از ذوب آبدار بخش‌های مافیک قاعده‌ای پوسته قاره‌ای ضخیم با دخالت ماگمای برخاسته از جبهه زون برخوردی در محیط زمین‌ساختی هم‌زمان تا پس از برخورد حاصل شده‌اند (Shafiei et al., 2009).

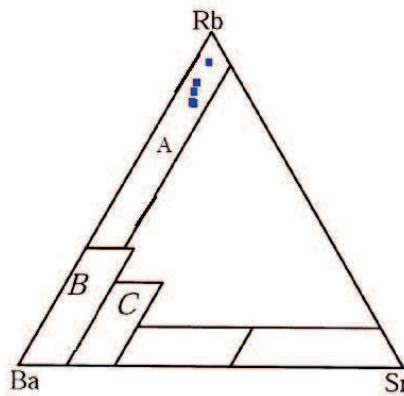
بحث

کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، سرسیتی شدن آلکالی فلدسپارها و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها می‌تواند در نتیجه فعالیت سیالات هیدروترمال می‌باشند. نسبت بالای مقدار ASI (جدول ۲) ممکن است همچنین در نتیجه دگرسانی گرمابی باشد، درحالی‌که هوازگی نیز می‌تواند باعث این تغییر شود (Opiyo et al., 1999). دگرسانی فلدسپات‌ها باعث خروج عناصر سدیم، پتاسیم و کلسیم از کانی شده و موجب افزایش نسبی عنصر Al در سنگ شده است. رنگ صورتی کانی ارتوزکلاز حاکی از شرایط اکسیدان و فشار بخشی بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌هاست و همچنین مؤید منشأ ماگمایی I برای این گرانیتوئیدهاست (Chappell et al., 2001). شکل گرانیتوئیدهای کوه گبری احتمالاً توسط ساختارهای سنگ میزبان تا حدودی تحت تأثیر قرار گرفته و به شکل دو استوک مجزا می‌باشد. در نمودار عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 ، اکسیدهای عناصر اصلی روند قابل توجه و خاصی از خود نشان نمی‌دهند؛ زیرا سنگها فاقد تنوع هستند. مقادیر متغیر Ba احتمالاً در نتیجه تفریق بیوتیت و فلدسپار پتاسیم‌دار می‌باشد (Kebede et al., 1999).

(1983) استفاده شده که نمونه‌ها در محدوده مشترک گرانیت‌های نوع I و A قرار می‌گیرند (شکل ۷- پ). کانی‌های تیره موجود در سنگ‌های منطقه بیوتیت و هورنبلند می‌باشند و کانی‌های غنی از Al مانند کروندوم، کردیریت و توپاز در سنگ‌های منطقه مشاهده نمی‌شوند. نبود این کانی‌ها در سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده ویژگی گرانیتوئیدهای نوع I متاآلومینوس می‌باشد اما ویژگی پرآلومینوس ضعیف نمونه‌ها ممکن است به عوامل دیگری از جمله ناهمگن بودن محتوی سیال در ناحیه منشا (Waight et al., 1998) یا به دلیل تبلور تفریقی هورنبلند از ماگمای مادر (Zen, 1989) و یا به دلیل خروج Ca و آلکالی‌ها در طی دگرسانی‌های سرسیتی و آرژیلیتی شدن نمونه‌ها باشد (Bissig et al., 2003) که این مطلب در نمونه‌های کوه گبری صدق می‌کند. نمونه‌های گرانیتی و آلکالی گرانیتی کوه گبری در نمودار Rb/Zr در مقابل Brown Nb (et al., 1984) در محدوده قوس قاره‌ای بالغ (شکل ۷- ت) و در نمودار Batchelor and Bowden (1985) در محدوده گرانیت‌های هم‌زمان تا بعد از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷- ث). همچنین در نمودار Whalen et al., (1987) نمونه‌های کوه گبری در محدوده گرانیت‌های حاصل از تبلور تفریقی قرار می‌گیرند (شکل ۷- ج). جایگاه تکنونیک بعد از کوهزایی توده‌های آذرین نوار ماگمایی سنوزویک کرمان (KCMA) نشان‌دهنده تشکیل این توده‌ها بعد از رخداد فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران می‌باشد (Shafiei et al., 2009). به‌علاوه Dargahi (2007) توده‌های گرانیتوئیدی شمال شرق نوار ماگمایی کرمان را به رخداد تکنونیک بعد از کوهزایی نسبت می‌دهد. نمونه‌های گرانیتوئیدی کوه گبری در نمودار مثلثی Bouseily Rb-Ba-Sr (1975) and Sokkary در محدوده گرانیت‌های تکامل یافته قرار می‌گیرند (شکل ۸). قرارگیری نمونه‌ها در این محدوده به دلیل کم بودن مقدار درصد پلاژیوکلاز نسبت به آلکالی فلدسپار می‌باشد. نمودار تغییرات هنجار شده عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه به مقادیر گوشته اولیه (شکل ۹- الف) غنی‌شدگی یکسانی را در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE= Cs, Rb, Ba, Pb)، عناصر نادر خاکی سبک (LREE= La, Ce, Nd)، عناصر نادر خاکی متوسط (MREE= Sm, Dy) و عناصر نادر خاکی سنگین (HREE= Yb, Lu) نشان می‌دهند. در حالی‌که عناصر با شدت میدان بالا (HFSE= Nb, Zr, Hf, Ti) آنومالی منفی نشان می‌دهند. الگوهای REE‌ها هنجار شده نسبت به کندریت، (Boynton 1984) نشان می‌دهد که گرانیت‌ها و آلکالی گرانیت‌ها منطقه کوه گبری، غنی‌شدگی نسبتاً یکسانی از LREE و HREE‌ها دارند و کمتر تفریق یافته می‌باشند. (شکل ۹- ب). آنومالی منفی شدید Eu ($Eu/Eu^* = 0.002-0.05$) احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگماست و حاکی از وجود پلاژیوکلاز در منشا باقی مانده می‌باشد. (Tepper et al., 1993). نمودار عنکبوتی هنجار شده به کندریت، Thompson (1982) آنومالی‌های منفی از عناصر Ti و Nb، Sr، Ba، Nb، P را نشان می‌دهد (شکل ۹- پ). علت تهی‌شدگی عنصر Sr به دلیل



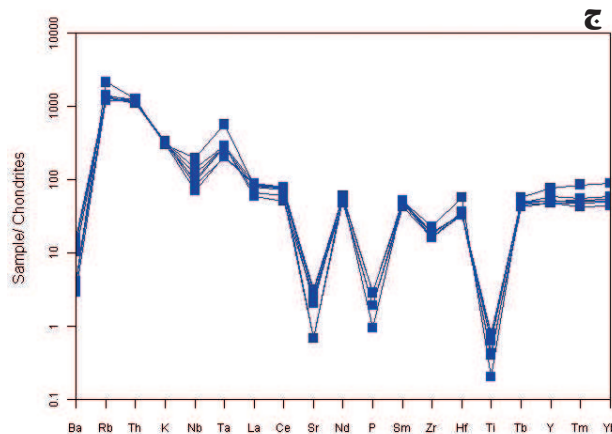
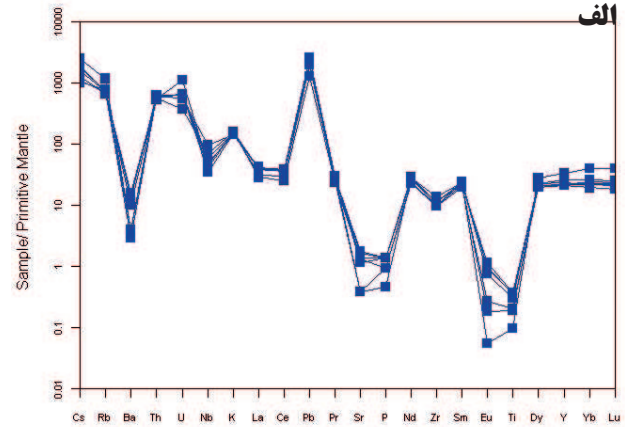
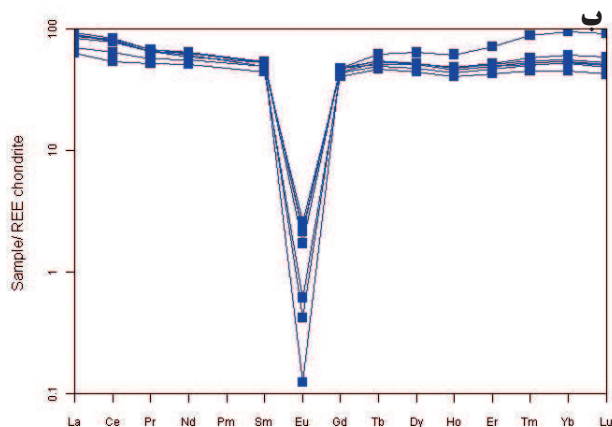
شکل ۷. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای ژئوشیمیایی. الف) نمودار اندیس آلکالی (Frost et al., 2001)، ب) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943)، پ) نمودار Na₂O در مقابل K₂O (White and Chappel, 1983)؛ ت) نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984)، ج) نمودار FeO/MgO در مقابل Zr+Nb+Ce+Y (Batchelor and Bowden, 1985) و ث) نمودار $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ در مقابل $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ (Whalen et al., 1987).



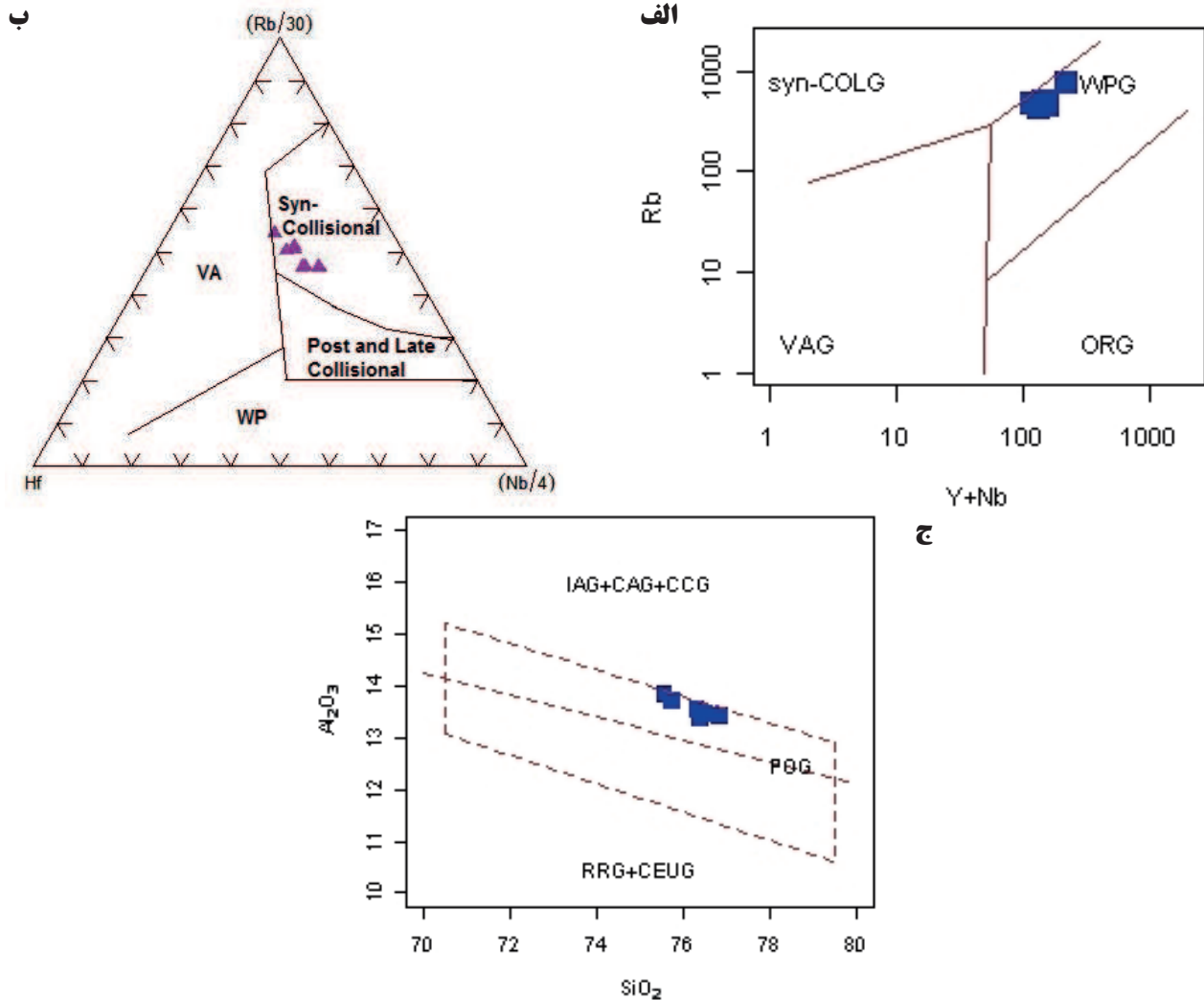
شکل ۸. موقعیت گرانیت‌های کوه گبری در نمودار تغییرات Rb-Ba-Sr ; (Bouseily and Sokkary, 1975). A= evolved granites. B= normal granites و C= Anomalous granites

دانه (تشکیل کوارتزهای ریز دانه، شکل ۴) همچنین می‌توانند در نتیجه سردشدگی سریع مذاب و یا سردشدگی بخشی از توده نفوذی در عمق کم باشد (Nagudi et al., 2003). مقادیر بالای نسبت‌های $Rb/Sr > 11$ و مقادیر پایین نسبت‌های $Sr/Ba = 0.3$ ، با تشکیل پلاژیوکلاز سازگار می‌باشد. نسبت‌های $K_2O > Na_2O$ و K_2O/Na_2O نسبتاً ثابت، اختلاف ضربان‌های ماگمای مختلف از یک منشا یکسان را نشان می‌دهند (Jung et

آلکالی فلدسپار در گرانیت‌ها و آلکالی گرانیت‌ها، بافت میکروپریتی نشان می‌دهند (شکل ۶) که نتیجه سرد شدن کند آن‌ها در مراحل نهایی سرد شدن توده نفوذی بوده و زمان کافی برای تشکیل این بافت وجود داشته است. بافت‌های میکروگرافیک و گرانوفیریک (شکل ۵) نشان دهنده تبلور سریع و هم‌زمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از ماگمای در حال سرد شدن در عمق کم می‌باشند (Barker, 1983; Clarke, 1992). به علاوه بافت‌های ریز



شکل ۹. نمودارهای عنکبوتی هنجار شده عناصر کمیاب به مقادیر الف) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، ب) مقادیر کندریت (Boynton, 1984) و ج) مقادیر کندریت (Thompson, 1982).



شکل ۱۰. الف) جایگاه تکتونیکی درون صفحه‌های نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام $[(Rb - (Y+Nb)) \text{ ppm}]$ (ب) قرار گیری نمونه‌ها در محدوده هم‌زمان با برخورد در دیاگرام $Hf - Rb - Nb$ (ج) دیاگرام $Al_2O_3 - SiO_2$ درصد وزنی همچنین نشان می‌دهد که تمام نمونه‌ها در محدوده گرانیت بعد از کوهزایی (POG) قرار می‌گیرند.

نتیجه‌گیری

در این مقاله شواهد صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ کل مورد بررسی قرار گرفت و نتایج زیر حاصل گردید: ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیتوئید کوه گبری نشان‌دهنده آن است که تبلور تفریقی مهمترین فرایند در تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد. ماگمای فلسیک احتمالاً منشأ پسته‌ای داشته و در شرایط تحت اشباع از آب به وجود آمده است. داده‌های ژئوشیمی و صحرایی (مانند انکلاوهای مافیک) نشان می‌دهند که فرایند ذوب بخشی به دلیل جایگزینی ماگمای مافیک در پسته می‌باشد.

مقادیر تفریق نیافته HREE و مقادیر پایین Sr و Eu نشان‌دهنده ذوب‌شدگی در شرایط فشار است (پلاژیوکلاز پایدار بدون حضور گارنت). همچنین شواهد بافتی و صحرایی نشان دهنده جایگزینی توده نفوذی در عمق کم می‌باشد که باعث دگرگونی مجاورتی گردیده است.

al., 1999). آنومالی منفی Nb نمونه‌ها به دلیل منشأ پسته‌ای آنها می‌باشد. آنومالی‌های منفی Eu و Sr در نتیجه تبلور پلاژیوکلازها در مراحل اولیه تبلور در طی تفریق بلورین ماگما یا حفظ این عناصر در فلدسپارهای منشأ در طی ذوب بخشی می‌باشد (Rol- linson, 1993). روند تفریق نیافته HREE نشان دهنده تولید ماگما در محدوده خارج از محدوده پایداری گارنت می‌باشد در صورتی که آنومالی‌های منفی Eu و Sr میتواند دلیلی بر پایداری پلاژیوکلاز در منشأ باشد. تمام دلایل ذکر شده با تشکیل توده نفوذی در فشار نسبتاً پایین (کمتر از ۸ کیلو بار) سازگار است (Arth, 1979; Barker, 1979; Mark, 1999).

به دلیل بالا بودن مقدار پتاسیم و عناصر کمیاب ناسازگار در گرانیتوئیدهای کوه گبری، یک مدل احتمالی که ذوب یک منشأ پسته‌ای متاآلومینوس می‌باشد را می‌توان برای گرانیتوئیدهای کوه گبری پیشنهاد کرد. ویژگی پرآلومینوس ضعیف نمونه‌های مورد مطالعه این مطلب را تایید می‌کند.

جدول ۲. مقادیر درصد اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی (XRF) و مقادیر عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (ICP-MS) PPM

Oxides (wt%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
C.13	76.4	13.38	1.01	0.013	0.08	0.73	3.59	4.71	0.076	0.03	0.86	100.9
A.11	76.83	13.42	0.76	0.008	0.03	0.5	3.78	4.55	0.041	0.02	0.66	100.6
AG	76.32	13.53	1.09	0.023	0.03	0.45	4	4.28	0.021	0.01	0.59	100.3
C.1	75.74	13.69	1.21	0.023	0.12	0.71	3.74	4.49	0.081	0.03	0.69	100.5
H.2	76.49	13.46	0.61	0.008	0.15	0.56	3.14	4.75	0.044	0.02	1.36	100.6
K23.2	75.77	13.72	1.16	0.02	0.09	0.68	3.68	4.38	0.078	0.03	0.69	100.3
C.12	75.57	13.82	0.84	0.01	0.07	0.62	3.65	4.83	0.064	0.03	0.66	100.2
Trace elements (ppm)	Sc	Be	Th	Cu	U	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
C.13	4	9	50.2	< 10	13.8	21	2.6	424	37	106	131	29.5
A.11	4	49	49.2	< 10	13.6	24	2.8	459	8	119	109	41.4
AG	5	7	53.2	< 10	11.7	29	3.8	749	8	152	154	68.2
C.1	4	8	48.1	< 10	13.7	22	2.7	469	35	95.8	127	24.9
H.2	3	7	48.8	< 10	7.85	25	2.7	496	28	95.1	109	49.3
K23.2	4	10	52.7	< 10	13.9	21	2.7	481	29	101	123	34.7
C.12	4	10	46.1	< 10	23.8	23	2.7	463	24	101	114	32.9
Trace elements (ppm)	Tl	Pb	Bi	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
C.13	3.4	188	1.1	4	3.4	10.1	96	27.7	64.4	7.95	35.7	10.3
A.11	3.07	140	3.3	10	4.1	15.3	< 3	22	52.2	6.97	33.3	9.66
AG	4.85	147	24.1	8	4.4	19.8	< 3	27	66.9	8.33	37.8	10.4
C.1	3.47	179	2	8	4.1	12.7	110	28.1	65.5	7.96	36.8	9.72
H.2	3.59	92	14.7	5	4.1	8.1	27	19.6	44	6.37	30.6	8.72
K23.2	3.61	189	1.7	6	3.9	13.9	92	28.9	67.5	8.35	38.6	10.6
C.12	3.24	178	3.4	4	3.1	8.6	71	26.2	62.9	8	37.8	10.4
Trace elements (ppm)	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W
C.13	0.162	12.3	2.45	16.4	3.29	10.3	1.65	10.9	1.56	6.6	4.12	3.2
A.11	0.031	11.5	2.51	16.8	3.46	11	1.89	12.8	1.89	7.3	5.61	5.2
AG	0.009	12.3	2.95	20.6	4.43	15.1	2.89	19.8	2.95	11.5	11.3	9.8
C.1	0.19	11.4	2.36	15.3	3.11	9.81	1.64	11	1.61	6.9	4.19	4.6
H.2	0.045	10.5	2.21	14.3	2.91	8.98	1.46	9.51	1.37	6.7	5.8	4.3
K23.2	0.157	12.2	2.61	16.8	3.41	10.8	1.79	11.8	1.71	6.9	5.82	2.5
C.12	0.126	12.3	2.59	16.6	3.32	10.4	1.72	11.3	1.65	6.5	5.63	3.3
	Eu/EU*	(La/Sm)N	(La/Yb)N	(Tb/Yb)N	ASI							
C.13	0.044	1.47	1.54	0.95	1.08							
A.11	0.009	1.24	1.04	0.83	1.11							
AG	0.002	1.42	0.82	0.63	1.12							
C.1	0.055	1.58	1.54	0.91	1.11							
H.2	0.014	1.23	1.24	0.98	1.18							
K23.2	0.042	1.49	1.48	0.94	1.14							
C.12	0.034	1.38	1.40	0.97	1.11							

earth elements: meteorite studies. In: Hander son P (eds) rare earth geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Brown, G.C., Thorpe, R. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Geological society, 141, 413-426.

- Chappell B.W. and White, A.J.R., 1983: Granotoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, south-eastern Australia. Geological Society of American, 159, 21-34.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and S type granites in the Lachlan fold belt. Earth Science, 83, 1-26.

- Chappell, B.W., White, A.J.R. Williams, I.S. and Wyborn, D., 2001. Lachlan folds belt granites revisited: high and low temperature granites and their implication. Australia Jour. Earth Science, 47, 123-738.

- Clarke, D.B., 1992. Granitoid Rocks. Chapman and Hall, London, 283.

- Dargahi, S., 2007. Miocene post collision magmatism in region between Sar cheshmed and Shahr Babak south-western Kerman: investigation of isotopic data, petrogenetic analysis, geodynamic model for granitoid bodies, and role of adakitic magmatism indevelopment of copper mineralization. PhD Thesis, 306.

- Forst, B.R., Barnas, C.G., Collins, W.Y., Arculus, R.Y., Ellis, D.Y. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks, Petrology, 42, 2033-2048.

- Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Methuen and Co LTD. London, 344.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindel, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. Geological Society of London, Special Publication, 19, 67-81.

- Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P. and Hoffer, E., 1999. The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Origen, Namibia): evidence for disequilibrium melting, wall-rock contamination and crystal fractionation. Journal of Petrology, 40, 1241-1269.

- Kebede, T., Koeberl, C. and Koller, F., 1999. Geology, geochemistry and petro genesis of intrusive rocks of the Wallagga area, western Ethiopia. Journal of African Earth Sciences, 29, 715-734.

- Mark, G., 1999. Petro genesis of Mesoproterozoic K-rich granitoids, southern Mt. Angelay igneous complex, Cloncurry district, northwestern Queensland. Australian

مراحل نهایی تفریق ماگما با فعالیت سیالات هیدروترمال همراه بوده است که منجر به تشکیل رگه‌های کوارتزی پگماتیستی و آپلیتی و تشکیل و تمرکز برخی کانی‌ها مانند فلوئورین، مگنتیت و پیریت در منطقه شده است. به علاوه فعالیت سیالات هیدروترمال باعث دگرسانی کوارتز-سریسیتی و تشکیل کانیهای ثانویه مانند هماتیت، کلریت و سریسیت شده است. داده‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدی کوه گبری شبیه به گرانیت‌های مربوط به جایگاه‌های زمین ساختاری هم‌زمان تا بعد از برخورد می‌باشد.

منابع

- آفتابی، ع. و عباس‌نژاد، ۱۳۶۶. زمین‌شناسی، کانی‌سازی اسکارن و پتانسیل مواد معدنی در منطقه کوه گبری رفسنجان. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۰۴.

- شفیع، ب.، ۱۳۹۰. تفکیک نفوذی‌های گرانیتوئیدی بهره‌ور از غیر بهره‌ور در کمربند مس پورفیری کرمان: نتایج مطالعات مقدماتی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۲، ۷-۱.

- عابدپور، ز.، ۱۳۸۵. پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه گبری و هاله دگرگونی اطراف آن، شرق رفسنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۲۸.

- Abdel-Rahman, A.F.M., 1990. Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post-orogenic trondhjemites in the Nubian shield, Journal Petrology, 31, 285-1312.

- Arth, J.G., 1979. Some trace elements in trondhjemites—their implications to magma genesis and pale tectonic setting. In: Barker, F., (Ed.), Trondhjemites Dacites and Related Rocks. Developments in Petrology, 6, 123-132.

- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids rocks series using multicationic Parameters. Chemical Geology, 48, 43-55.

- Bissig, T., Clark, A.H., Lee J.K.W. and Quadt, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the E1 Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/ Argentina. Mineral deposit, 38, 844-862

- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F., (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Developments in Petrology, 6, 1-11.

- Barker, D.S., 1983. Igneous Rocks. Prentice-Hall, New Jersey, 417.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmo chemistry of the rare

Journal of Earth Sciences, 46, 933–949

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science*, 37, 215-224.
- Nagudi, B., Koeberal, C. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the singo granite, Uganda. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 73-87.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reactions. United States Geological Survey, 1525, 49-84.
- Opiyo-Akech, N., Tarney, J. and Hoshino, M., 1999. Petrology and geochemistry of granites from Archean terrain north of Lake Victoria, Western Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 29, 283–300.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, R.S. Thorpe (ed.), 525- 548. Wiley.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Addison Wesley Longman, Harlow, 352.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycline of orogenic are crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic rocks. *Mineralium Deposita*, 44, 265-283.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. Thomas Murby and Co LT., London, 488.
- Sun, S.S. and McDonough, W.f., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes in: Saunders A.D., Norry, M.Y., magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Tepper, Y.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholiths, north Cascades, Washington: generation of calc- alkaline granitoids by melting of mafic lower crust white variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333-351.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49- 107.
- Waigh, T.E., Weaver, S.D. and Muir, R.Y., 1998. The Hohonu batholiths the north west land, new Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 225-239.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell B.W., 1987. A- type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407- 419.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London.466.
- Vetter, U. and Tessensohn, F., 1987. S- and I-type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting. *Geologische Rundschau*, 76, 233–243.
- Zen, E.A., 1989. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographical constraints. *Petrology*, 27, 1095- 1118.