

پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اسکارن‌زایی توده گرانیتوئیدی سامن (جنوب غرب ملایر، همدان)

حسن زمانیان^۱، فرهاد احمدنژاد^{۲*}، اکرم کرمی^۲، بتول تقی‌پور^۴

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران
۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران
۳. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران
۴. استادیار، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۲/۰۸

چکیده

گرانیتوئید سامن در امتداد بخش شمال غربی پهنه سنندج-سیرجان در جنوب غربی ملایر واقع شده است. بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پنج رخساره اصلی شامل واحدهای گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت و کوارتز مونزونیت در گرانیتوئید سامن تشخیص داده شده است. واحدهای گرانودیوریتی در مقایسه با سایر واحدها از گسترش بیشتری برخوردار می‌باشند و غالب ترکیب این توده را به خود اختصاص می‌دهند. ژئوشیمی عناصر اصلی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن متالومینوس ($ACNK=0.75$) تا پرآلومینوس ($ACNK=1.21$) است و در دسته گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد، و از لحاظ ویژگی‌های پتروشمیایی متعلق به سری کالک آکالن با پتاسیم بالا می‌باشد. تهی‌شدگی واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن از عناصر K، Rb، HREE و Y، Ti، Zr، Nb، Hf، و غنی‌شدگی از عناصر Cs، Th و LREE با ویژگی جایگاه‌های قوسی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان سازگار می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که این توده توسط واکنش و فعل و انفعال با پوسته بالایی آلودگی پیدا کرده است. در منطقه سامن برون اسکارن کلسیک (گراسولار-آندرادیت/ اوژیت-دیوپسید) و درون اسکارن (ترمولیت-اکتینیولیت/ اپیدوت) در امتداد همبری گرانیتوئید و مرمر رخ داده است. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های سامن به ترتیب مشابه ترکیب متوسط گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu و Fe است در حالی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آکالی فلدسپار گرانیتی سامن به ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Mo و Sn نزدیک‌تر می‌باشد. گرانیتوئیدهای سامن را می‌توان بر اساس شرایط اکسایشی و میزان تکامل ماگما در دسته گرانیتوئیدهای نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسایشی همانند بیشتر مجموعه‌های فلزی اصلی Au-Cu در مقیاس جهانی رده‌بندی کرد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، اسکارن Au-Cu، تکامل ماگما، حاشیه قاره‌ای، گرانیتوئید سامن

مقدمه

تکمیل ماگماهای مادر نقش بسیار مهمی در تشکیل کانسارهای فلزی مختلف از طریق تاثیر بر سیالات پس از

فعالیت ماگمایی بازی می‌کند. این فرآیند تاثیر بسزایی بر تنوع ژئوشیمیایی و پترولوژیکی توده‌های مشتق شده از ماگما دارد. بدین ترتیب محققان می‌توانند از ژئوشیمی پلوتون‌ها

* نویسنده مرتبط: Ahmadnejad_fa@fs.lu.ac.ir

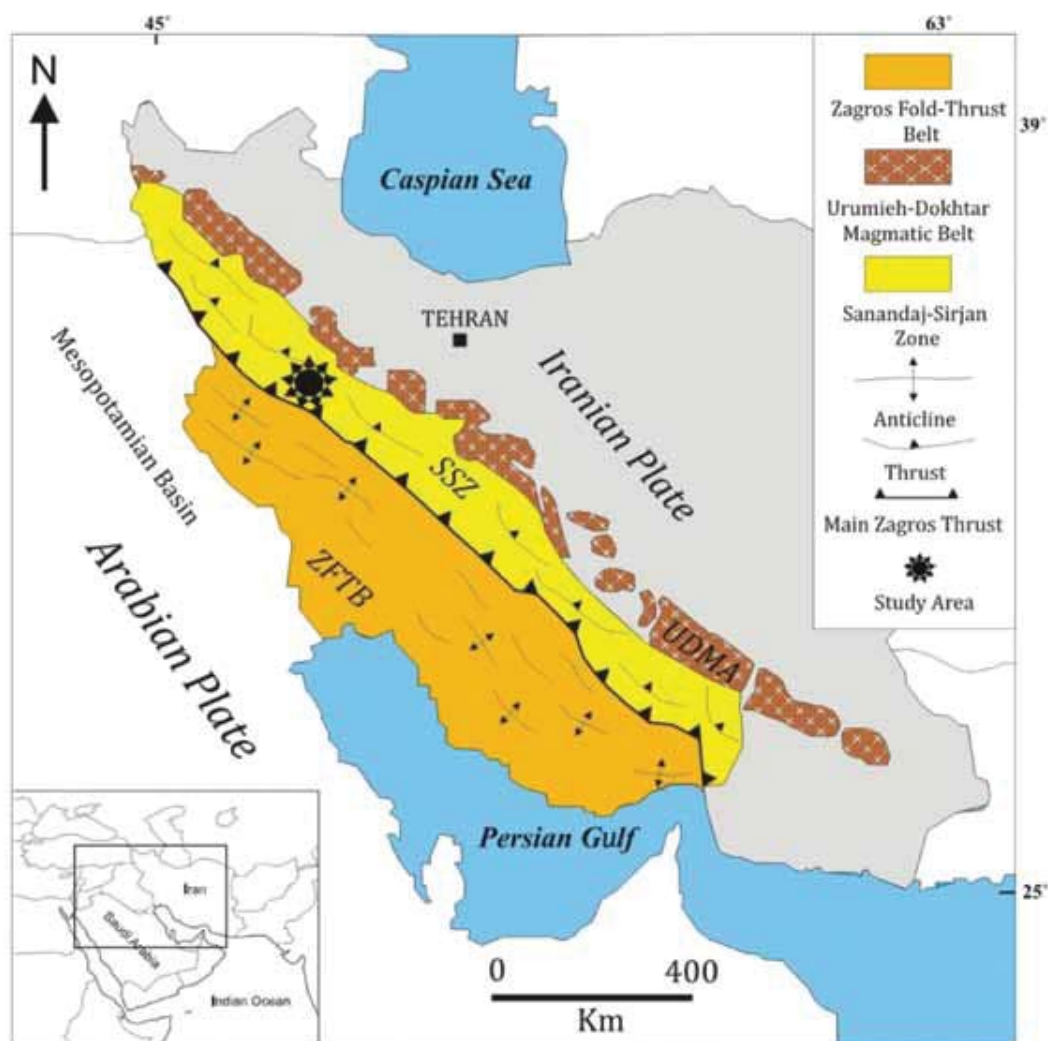
پلوتون‌ها متالوآلمینوس و به مقادیر کمتر پراآلمینوس است و متعلق به سری‌های کالک آلکالن هستند. به‌جز برای باتولیت‌های جنوب قروه (SGB)، کانی‌سازی اسکارن قابل توجهی همراه با این توده‌های نفوذی شناخته نشده است. گرانیتوئیدهای سامن، در بخش شمال غربی پهنه سنج-سیرجان و در جنوب غرب ملایر با مختصات جغرافیایی ۳۴° ۱۵' تا ۳۴° ۱۰' طول شرقی و ۴۸° ۳۵' تا ۴۸° ۳۰' عرض شمالی واقع شده‌اند. این گرانیتوئیدها برای نخستین بار توسط مدنی (۱۳۵۹) مطالعه شده است و سپس محققان دیگر (مجیدی فیض‌آبادی، ۱۳۷۵؛ حسین پور، ۱۳۸۲) به بررسی ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی این توده‌ها پرداخته‌اند. همچنین سپاهی‌گرو و همکاران (۱۳۹۳) پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن را بررسی کرده‌اند. با این حال مطالعات زمین‌شناسی بر روی کانه‌زایی اسکارن و اندیس‌های اسکارنی (مانند Au و Cu) موجود در منطقه سامن صورت نگرفته است. علاوه بر این رابطه بین اسکارن و توده‌های مرتبط با آن، همچنین پتانسیل تیپ‌های مختلف کانی‌سازی همراه با گرانیتوئید سامن هنوز مورد مطالعه قرار نگرفته است. هدف از این تحقیق بررسی ویژگی‌های پتروژنزی و ژئوشیمیایی رخساره‌های سنگی گرانیتوئید سامن به‌منظور ارزیابی پتانسیل کانی‌سازی و همبستگی میان این رخساره‌ها و محتوای فلزات همراه با اسکارن‌های آن می‌باشد.

روش مطالعه

در مجموع بیش از ۳۰۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف گرانیتوئید سامن شامل واحدهای گرانودیوریتی، مونوزوگرانیتی، سینوگرانیتی، آلکالی‌گرانیتی و کوارتزمونزونیتی، همچنین حدود ۱۰۰ نمونه از اسکارن‌های مرتبط با پلوتون سامن جمع‌آوری شده است. از این تعداد ۱۰۰ مقطع صیقلی و نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ نوری-انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در ارتباط با نمونه‌های سطحی، هرگونه سطوح هوازده قبل از فرآیند خردایش و تعیین ترکیب شیمیایی جدا شده است. حدود یک کیلوگرم از هر نمونه با استفاده از یک خردکننده فکی فولادی به خرده‌سنگ‌هایی با ابعاد یک تا دو سانتی‌متر تبدیل شده‌اند.

به‌عنوان معیاری برای تمایز میان این توده‌ها، همچنین ارزیابی و پیشگویی انواع کانسارهای فلزی همراه با آن‌ها استفاده کنند. بیشتر اسکارن‌ها به‌طور مستقیم در ارتباط با فعالیت‌های ماگمایی هستند، بر همین اساس همبستگی نظام‌مندی بین ترکیب پلوتون‌های اسکارن ساز و محتوای فلزی موجود در اسکارن‌ها وجود دارد. این همبستگی گسترده بین ترکیب توده آذرین و محتوای فلزات موجود در اسکارن‌های مرتبط با آن به‌وسیله محققان زیادی مورد بررسی قرار گرفته است. (Meinert, 1983, Martin-Izard et al., 2000; Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002; Ishihara and Murakami, 2004; Yucel-Ozturk et al., 2005; Zamanian and Asadollahi, 2013) در این مطالعات روابط میان محتوای فلزات موجود در کانسارها و ترکیبات عناصر جزئی و اصلی، درجه تبلور ماگما، جایگاه تکتونیکی مرتبط با توده‌ها و پتانسیل تیپ‌های مختلف کانی‌سازی همراه با گرانیتوئیدها، مورد بررسی قرار گرفته است. این تحقیقات نشان می‌دهد که معمول‌ترین توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن به‌طور قابل ملاحظه‌ای سنگ‌های با ترکیب حدواسط تا حدواسط فلسیک آبدار (مانند کوارتزدیوریت-گرانودیوریت) می‌باشد. در مقابل سنگ‌های الترامافیک و مافیک خشک (مانند گابرو و نوریت) به‌ندرت همراه با کانسارهای اسکارن می‌باشند (Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002).

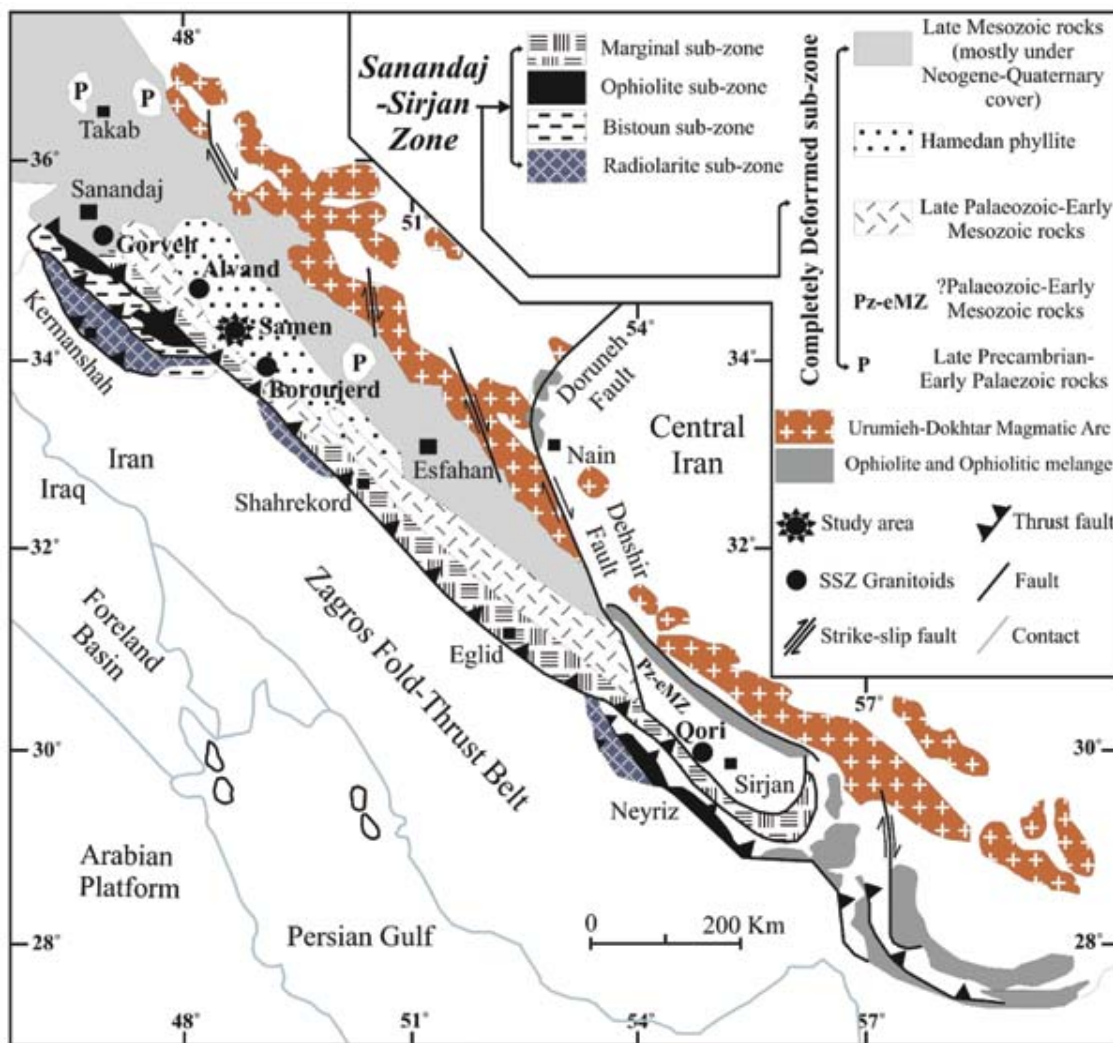
پهنه سنج-سیرجان میزبان تعداد فراوانی کمپلکس‌های دگرگونی-ماگمایی و پلوتونیک مرتبط با قوس با سن مزوزوییک می‌باشد که از آن جمله می‌توان به الوند، الموقلاق، سامن، قروه، بروجرد، ارومیه، اراک، آستانه، قوری و سیاه کوه اشاره کرد (شکل‌های ۱ و ۲). ویژگی‌های مختلف ژئوشیمیایی و پترولوژیکی توده‌های نفوذی پهنه سنج-سیرجان طی مجموعه‌ای از مطالعات تحقیقاتی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Valizadeh and Sadeghian, 1996; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Sepahi, 2008; Fazlnia et al., 2009; Mehrabi et al., 2009; Shahbazi et al., 2010; Aliani et al., 2012; Zamanian and Asadollahi, 2013). ترکیب بیشتر این



شکل ۱. پهنه‌های زمین‌ساختی کوه زاد زاگرس و موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه سنندج- سیرجان با تغییرات (Alavi, 1994)

و نادر خاکی توده گرانیتوئیدی سامن تعداد ۶۰ نمونه معرف از واحدهای سنگی مختلف این گرانیتوئید انتخاب شده است. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی در جدول نشان داده شده است. اکسید عناصر اصلی با استفاده از روش XRF و عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از روش (ICP-MS) در آزمایشگاه تجزیه ALS کانادا آنالیز شده است.

سپس این خرده‌سنگ‌ها با پودر زیر ۲۰۰ مش و با استفاده از یک جعبه خردکننده ساییده شدند. پیش از ساییدن، جعبه خردکننده را با استفاده از ماسه‌سنگ کوارتزی و شستشو توسط استون تمیز کرده و هر گونه آلودگی قبلی ناشی از نمونه‌های ساییده شده را از آن می‌زدایند. سپس به‌منظور بررسی ژئوشیمیایی و تعیین محتوای عناصر اصلی، کمیاب



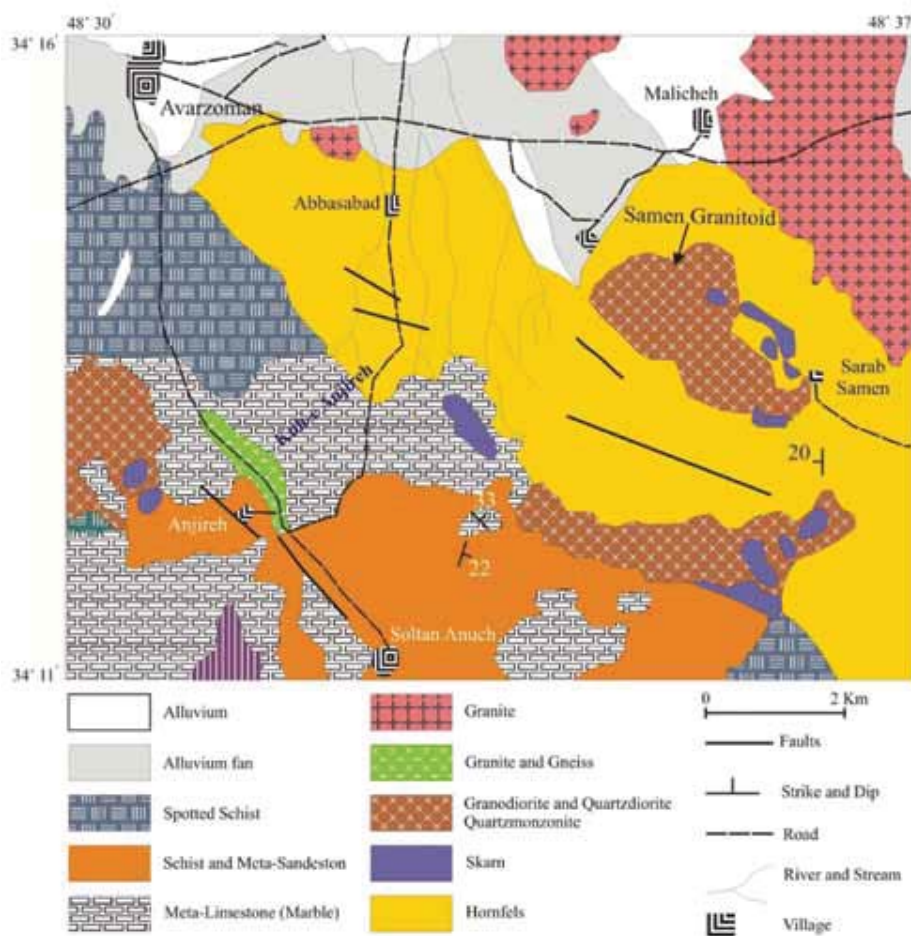
شکل ۲. نقشه زمین ساختی ساده شده غرب ایران با تغییرات (Mohajjel et al., 2003). موقعیت کمپلکس‌های نفوذی مهم پهنه سنندج-سیرجان (شامل قره، الوند، بروجرد و قوری)، همچنین گرانیتوئید سامن در شکل نشان داده شده است

زمین‌شناسی

پهنه سنندج - سیرجان که میزبان گرانیتوئید سامن می‌باشد غالباً ترکیبی از سنگ‌های پالئوزویک و مزوزویک می‌باشد (Berberian, 1977) که طی کوهزایی زاگرس به شدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند (Alavi, 1994; Berberian 1995)، این پهنه متحمل چندین فاز نفوذ ماگمایی شده است و با تعداد فراوانی پلوتون‌های دگرشکل و غیردگرشکل همراه می‌باشند (Aliani et al., 2012)، به همین دلیل مطالعات بسیاری به‌منظور درک بهتر تکامل ژئودینامیکی این پهنه بر روی گرانیتوئیدهای موجود در آن انجام گرفته است. گرانیتوئید سامن نیز در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان و در جنوب غربی ملایر واقع شده است (شکل ۳).

گرانیتوئید سامن بخشی از گرانیتوئیدهای ملایر می‌باشد که شامل سه گروه سنگی گرانودیوریتی، گرانیتی و مونزوگرنیتی-سینوگرانیتی می‌باشد. به نظر می‌رسد که گرانیتوئید سامن فاز اصلی آذرین در منطقه بوده که با اسکارن زایی همراه بوده است، درحالی‌که سایر گروه‌ها در فاصله زیادی نسبت به همپا و بی‌ارتباط با آنها می‌باشند

پهنه سنندج - سیرجان که میزبان گرانیتوئید سامن می‌باشد غالباً ترکیبی از سنگ‌های پالئوزویک و مزوزویک می‌باشد (Berberian, 1977) که طی کوهزایی زاگرس به شدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند (Alavi, 1994; Berberian 1995)، این پهنه متحمل چندین فاز نفوذ ماگمایی شده است و با تعداد فراوانی پلوتون‌های دگرشکل و غیردگرشکل همراه می‌باشند (Aliani et al., 2012)، به همین دلیل مطالعات بسیاری به‌منظور درک بهتر تکامل ژئودینامیکی این پهنه بر روی



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده گرانیتوئید سامن و اسکارن‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

هستند. توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه به درون این سنگ‌های دگرگونی متعلق به تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین تزیق شده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی شده و متعاقب آن شیست‌های لکه‌دار، هورنفلس‌ها و اسکارن‌ها را به وجود آورده است.

پetroگرافی گرانیتوئید سامن

بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی؛ گرانیتوئید سامن ترکیبی از واحدهای سنگی گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آلكالی گرانیت و کوارتزمونزونیت می‌باشد که در زیر هر کدام به اختصار شرح داده می‌شوند.

واحد گرانودیوریتی به‌عنوان رخساره اصلی پلوتون، فرسایش یافته و هوازده می‌باشد. در نمونه دستی عمدتاً به رنگ خاکستری تیره و به صورت متوسط تا درشت‌دانه

(کرمی، ۱۳۹۲). بررسی‌های انجام گرفته نشان می‌دهد که پهنه سندنجد- سیرجان در منطقه مورد مطالعه غالباً توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های دگرگونی با درجات مختلف مشخص می‌شود. پی‌سنگ منطقه شامل واحدهای زیر می‌باشد: ۱- شیست، هورنفلس، فیلیت، اسلیت، توف، سنگ‌های دگرگون شده و ماسه‌سنگ‌های دگرگون به سن تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین، ۲- شیل، مارن، ماسه سنگ و سنگ آهک متعلق به ژوراسیک، ۳- ماسه سنگ، کنگلومرا، سنگ آهک رسی- دولومیتی و شیل متعلق به کرتاسه، ۴- کنگلومرا، مارن و سنگ آهک‌های دگرشیب با رسوبات کرتاسه و اسلیت‌های ژوراسیک به سن الیگومیوسن می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که بیش‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه را اسلیت و فیلیت تشکیل می‌دهند که دارای رنگ خاکستری تیره

علاوه بر این زیرکن، اسفن و روتیل از جمله کانی‌های فرعی مشاهده شده در این واحدها می‌باشند. آمفیبول‌ها نیز اغلب شکل دار می‌باشند و به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۳). از مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این واحدها می‌توان به بافت‌های ساب هدرال گرانولار، پورفیروئیدی، میرمیکیتی و پرتیتی اشاره کرد.

واحد سینوگرانیته متوسط دانه است و دارای بافت‌های یوهدرال تا ساب هدرال گرانولار، پورفیروئیدی، میرمیکیتی و پرتیتی می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی واحد مذکور عبارتست از: ارتوکلاز و میکروکلین (۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۰ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ درصد) می‌باشد. همچنین کانی‌های زیرکن، آپاتیت، روتیل و تورمالین از جمله کانی‌های فرعی موجود در این واحد می‌باشند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلاز معمولاً به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا تمام شکل دار است و در برخی موارد به سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. دانه‌های کوارتز غالباً به صورت بلورهای ساب هدرال درشت دانه مشاهده می‌شود و گاهی نیز به صورت ریز بلور در فضای مابین دیگر کانی‌ها جایگیری کرده است. بیوتیت نیز غالباً به کلریت، اسفن و کانی‌های اکسیدی دگرسان شده است.

آلکالی گرانیته

آلکالی گرانیته غالباً به صورت توده‌های کوچک و در برخی موارد به صورت رگه‌هایی با ضخامت اندک مشاهده می‌شوند. از مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده می‌توان به بافت‌های پورفیروئیدی و اینتر گرانولار اشاره کرد. مجموعه واحدهای مشاهده شده در این واحد شباهت قابل توجهی با مجموعه کانی‌های موجود در واحد سینوگرانیته دارد با این تفاوت که مقادیر میکروکلین موجود در آن‌ها بیشتر از سینوگرانیته‌ها می‌باشد. از لحاظ کانی‌شناسی ترکیبی از آلکالی فلدسپار (۴۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰-۱۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ درصد) است. زیرکن، تورمالین و آپاتیت نیز از کانی‌های فرعی مشاهده شده در این واحدها می‌باشد. لازم به ذکر است که گرانیته‌ها سامن دارای حجم بسیار اندکی از واحدهای لوکوگرانیته است و از لحاظ پتانسیل اقتصادی فاقد اهمیت می‌باشد.

دیده می‌شوند. کانی‌شناسی این واحدها شامل: پلاژیوکلاز (۳۰-۳۵ درصد)، فلدسپات آلکالن (۱۵-۲۰ درصد)، کوارتز (۲۰-۲۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد)، کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی کلریت، سریسیت، اپیدوت و کلسیت و کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت و تیتانیت می‌باشد (شکل ۴-۳). بافت‌های غالب مشاهده شده در این سنگ‌ها گرانولار، غربالی و در برخی موارد میرمیکیتی می‌باشد. یکی از ویژگی‌های بارز گرانودیوریت‌های مورد مطالعه تجزیه شدید کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلازها به اپیدوت می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت تا متوسط دانه در ابعاد حداکثر سه میلی‌متری و به صورت بی‌شکل و تا حدودی نیمه شکل دار با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می‌شود. این کانی تحت تاثیر دگرسانی شدید سریسیتی و سوسوریتی به کانی‌های مانند اپیدوت، کلینوزوئیت، سریسیت، کانی‌های رسی و کلریت تبدیل شده است (شکل ۴-۳). فلدسپات‌های قلیایی نیز در این واحدهای سنگی فراوان و غالباً درشت بلور و از نوع ارتوز و میکروکلین بوده و گاهی به صورت هم‌رشدی با کوارتز (میرمیکیت) و همچنین به صورت پرتیتی شدن مشاهده شده است (شکل ۴-۳). این کانی‌ها نیز تحت تاثیر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز غالباً به اسفن، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند.

نکته قابل تامل در مورد گرانیته‌ها سامن وجود واحد سنگی می‌باشد که در مطالعات قبلی از آنها به عنوان کوارتز دیوریت نام برده شده است. این واحد در نمونه دستی نسبت به گرانودیوریت‌ها تا حدودی ریزدانه‌تر است و به دلیل وجود کانی‌های رنگی تیره‌تر می‌باشد. با این حال پس از انجام تجزیه ژئوشیمیایی (XRF و ICP-MS) ۱۸ نمونه از واحد مذکور، مشخص شد که این واحد سنگی به‌طور کامل دارای ویژگی‌های واحد گرانودیوریتی است که در ادامه مقاله به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

مونزو گرانیته و سینو گرانیته

واحد مونزوگرانیته متوسط تا درشت دانه است و از لحاظ کانی‌شناسی مرکب از ارتوکلاز و میکروکلین (۳۰-۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰-۳۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد) و آمفیبول (کمتر از ۵ درصد) می‌باشد (شکل ۴-۳).

حسن زمانیان و همکاران

افزایش و کانی‌های آذرین اولیه همانند فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند) کاهش می‌یابد. این پهنه دارای بالاترین تمرکز اپیدوت رگه‌ای (۶۰ درصد) است که معمولاً در متن فلدسپات‌های آلکالن ظاهر می‌شوند و بافت غربالی تیبیکی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵-ا). این پهنه دارای دانه‌های ریز تا متوسط اپیدوت است که با کوارتز-فلدسپات‌های درون شبکه‌ای، گارنت اسکلتی و ترمولیت همراه شده‌اند (شکل ۵-ب). به سمت گرانودیوریت‌ها درون اسکارن‌ها بیشتر به صورت اپیدوت اسکارن رخ می‌دهد و به سمت مرمر از گارنت غنی شده‌اند. گارنت به طور محلی از طریق جانشینی کانی‌های آذرین اولیه توسعه یافته است، بیشتر گارنت‌های مورد مطالعه در گرانودیوریت‌ها ناهمسانگرد بوده و منطقه‌بندی نوسانی را نشان می‌دهند.

برون اسکارن

دگرسانی سنگ میزبان در ناحیه سامن در نتیجه ورود سیالات غنی از Si-Al-Fe-Mg به سنگ میزبان و تشکیل عدسی‌های اسکارن بلورین مشخص می‌شود. متاسوماتیسم لیتولوژی‌های کربناتی در سامن، برون اسکارن گراسولار-آندرادیت/اوژیت-دیوپسید را تشکیل داده است. گارنت‌های قهوه‌ای عمده‌ترین کانی تشکیل دهنده واحدهای سنگی مجاور توده گرانودیوریتی است که به گارنتیت معروف است. این گارنت‌ها متعلق به سری گرانیت می‌باشد و عمدتاً ترکیب آن‌ها بین دو عضو انتهایی گراسولار-آندرادیت می‌باشند (کرمی، ۱۳۹۲). این گارنت‌ها در مقاطع میکروسکوپی به صورت گارنت‌های همسانگرد و ناهمسانگرد زونه مشاهده می‌شوند (شکل ۵-ج). ترکیب این گارنت‌ها ($An_{65-50}-Gr_{35-50}$) بسیار به ترکیب گارنت‌های موجود در اسکارن‌های Au-Cu و Fe-Cu نزدیک می‌باشد (Einaudi et al., 1982; Meinert, 1993). پیروکسن‌های موجود در این پهنه نیز عمدتاً دارای ترکیب دیوپسیدی و تا حدودی هندنبرژیته ($Di_{75-55}-Hd_{25-45}$) می‌باشند (کرمی، ۱۳۹۲). بر اساس نظر (Einaudi et al., 1982)، در صورت زیاد بودن هندنبرژیت در کلینوپیروکسن‌ها، اکتینولیت و در صورت زیاد بودن مقدار دیوپسید، ترمولیت تشکیل می‌شود. با توجه به حضور بیشتر ترمولیت در نمونه‌ها، بنابراین ترکیب

کوارتز مونوزودیوریت

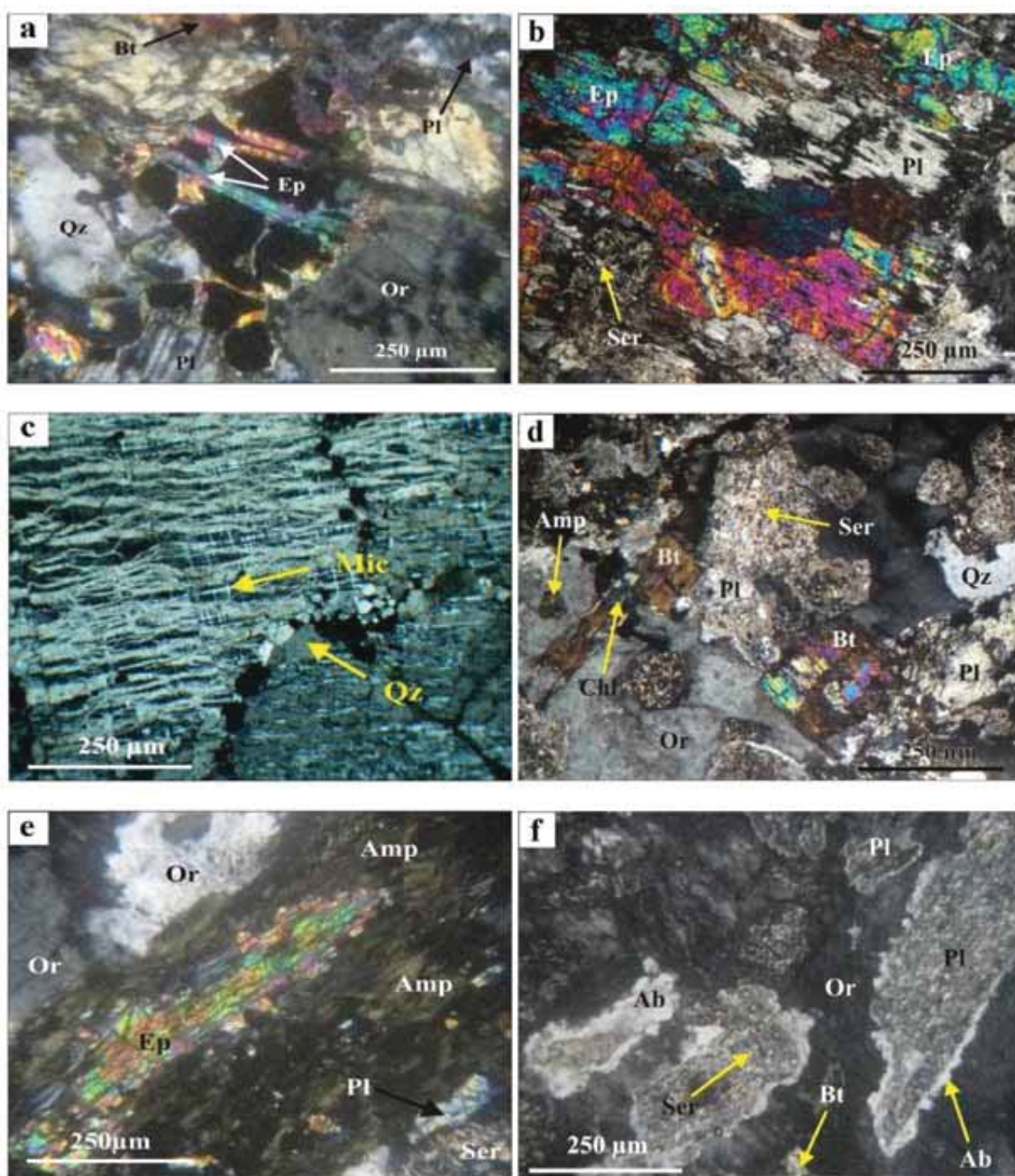
این واحد سنگی تا حدودی متوسط دانه و دارای بافت نیمه‌شکل دار دانه‌ای می‌باشد. کانی‌های غالب سازنده این واحد سنگی شامل: کوارتز (۱۰-۱۵ درصد)، ارتوکلاز (۱۰-۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۰-۴۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۱۵ درصد)، آمفیبول (۱۰ درصد) می‌باشد. پلاژیوکلازهای موجود در این واحد تحت تاثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته‌اند. آلبیتی شدن پلاژیوکلاز در مرز با فلدسپات‌های آلکالن نیز یکی از پدیده‌های غالب توجه در این واحد است (شکل ۴-ف). این پدیده با وجود نواری باریک از آلبیت در حاشیه پلاژیوکلاز مشخص می‌شود. در این مقاطع معمولاً فلدسپات‌های آلکالن، پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سریسیت و اپیدوت را در بر گرفته و بافت مونوزونیتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-ف). این بافت گاهی در محل شکستگی‌ها و رخ‌های پلاژیوکلاز نیز توسعه یافته است.

پتروگرافی واحد اسکارن

در اثر نفوذ گرانیتوئید سامن و همبری با سنگ آهک‌های دگرگون شده (مرمر) در منطقه، اسکارن‌زایی رخ داده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی در این منطقه اسکارن‌زایی شامل دو پهنه درون اسکارن به صورت محدود و برون اسکارن به صورت گسترده است.

درون اسکارن

در منطقه مورد مطالعه این پهنه به صورت نوار باریکی در همبری گرانودیوریت با سنگ‌های کربناته تشکیل شده است. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که فرآیند تشکیل درون اسکارن همزمان با اپیدوتی شدن و اسفینیتی شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول طی واکنش‌های متاسوماتیک رخ داده است (شکل ۵-ا). درون اسکارن به صورت عمده از اپیدوت-ترمولیت/اکتینولیت تشکیل شده است (شکل ۵-ا و ۵-ب). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که با افزایش فاصله از واحدهای گرانودیوریتی به سمت توده معدنی دگرسانی این واحدها بیشتر شده و بافت آذرین اولیه آنها به تدریج ناپدید شود. بدین ترتیب فراوانی کانی‌های ثانویه همانند اپیدوت، کوارتز، کلسیت، ترمولیت و مگنتیت

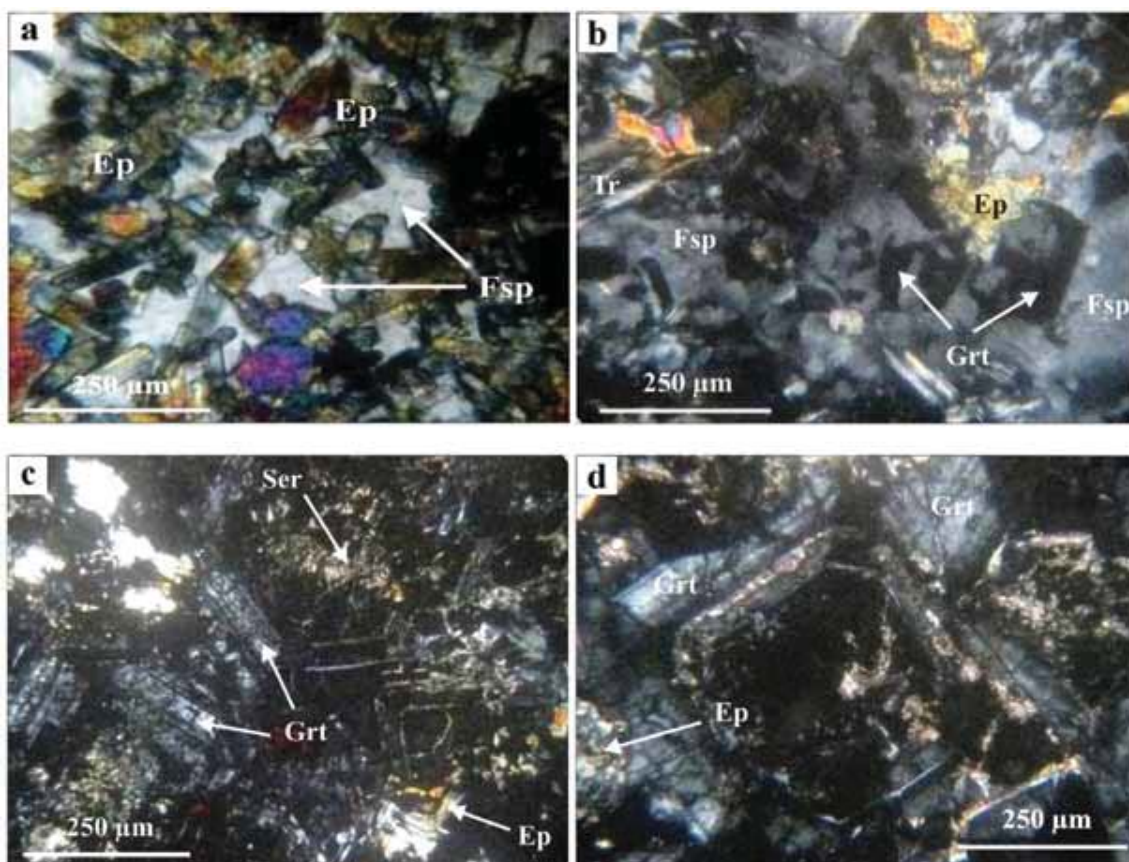


شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های معرف هر یک از واحدهای تشکیل دهنده گرانیتوئید سامن (a) (XPL) نمونه گرانودیوریتی که عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت می‌باشد، (b) دگرسانی شدید پلاژیوکلاز به کانی‌های اپیدوت و سرپسیت، (c) بافت پرتیتی در واحدهای گرانودیوریتی، (d) نمونه مونزوگرانیته که مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده آن شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت‌های اغلب درشت بلور و آمفیبول می‌باشد، (e) دگرسانی بلورهای آمفیبول در واحدهای کوارتز دیوریتی به کلریت و اپیدوت، (f) نمایی از بافت مونزونیته (آلبیتی شدن پلاژیوکلاز در مرز یا فلدسپات‌های آکالن) در واحدهای کوارتز مونزونیته که غالباً متوسط دانه و دارای بافت ساب هدرال گرانولار می‌باشند. Amp (آمفیبول)، Pl (پلاژیوکلاز)، Ep (اپیدوت)، Or (ارتوکلاز)، Ser (سرپسیت)، Bt (بیوتیت)، Ab (آلبیت)، Qz (کوارتز)، Chl (کلریت) و Mic (میکروکلین). اختصار کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010)

حسن زمانیان و همکاران

پتروگرافی نشان‌دهنده دگرسانی شدید گارنت به اپیدوت (شرایط اکسیدی) و در برخی موارد کلسیت و کوارتز می‌باشد (شکل ۵- c و d). همچنین کلینوپیروکسن‌ها طی فرآیند دگرسانی به ترمولیت و اکتینیولیت تبدیل شده‌اند. مجموعه کانی‌های تشکیل شده طی این مرحله نیز تحت تاثیر سیالات گرمایی دما پایین به مجموعه‌ای ریزدانه از کلریت، کوارتز و کلسیت و سریسیت، کالکوسیت و کوولیت دگرسان شده‌اند.

کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع دیوپسیدی می‌باشند. از لحاظ ترکیبی این پیروکسن‌ها مشابه ترکیب پیرکسن‌های موجود در اسکارن‌های Au-Cu و Fe-Cu می‌باشند. اپیدوت، ترمولیت/ اکتینیولیت، مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت فازهای کانیاپی پسرونده‌ای هستند که در نتیجه جانمایی و دگرسانی گارنت و پیروکسن در مراحل پیشرفته تشکیل اسکارن به وجود می‌آیند. حضور این فازهای کانیاپی نشان‌دهنده شروع مرحله کانی‌سازی می‌باشد. بررسی‌های



شکل ۵. نمونه‌هایی از بافت‌های درون اسکارن و برون اسکارن در منطقه سامن (a) بافت پوئیکیلوبلاستیک اپیدوت در زمینه فلدسپات پتاسیم، بافت پوئیکیلوبلاستیک از بلورهای اپیدوت، گارنت اسکلتی و ترمولیت با بافت الیافی که با کوارتز- فلدسپات‌های درون شبکه‌ای همراه می‌باشد، (b) منطقه‌بندی و آنیزوتروپی در برون اسکارن‌های گارنت واجد دگرسانی به کلسیت و اپیدوت به موازات نوارهای رشد و در بخش‌های مرکزی بلورها. Ep (اپیدوت)، Fsp (فلدسپار)، Grt (گارنت)، Tr (ترمولیت) و Ser (سریسیت). اختصار کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010)

مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۶- a). همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، ترکیب توده‌های نفوذی در محدوده مونزوگرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونودیوریت قرار می‌گیرد. در مطالعات قبلی از کوارتزیدیوریت نیز به‌عنوان یکی از واحدهای تشکیل‌دهنده گرانیتوئید سامن نام برده

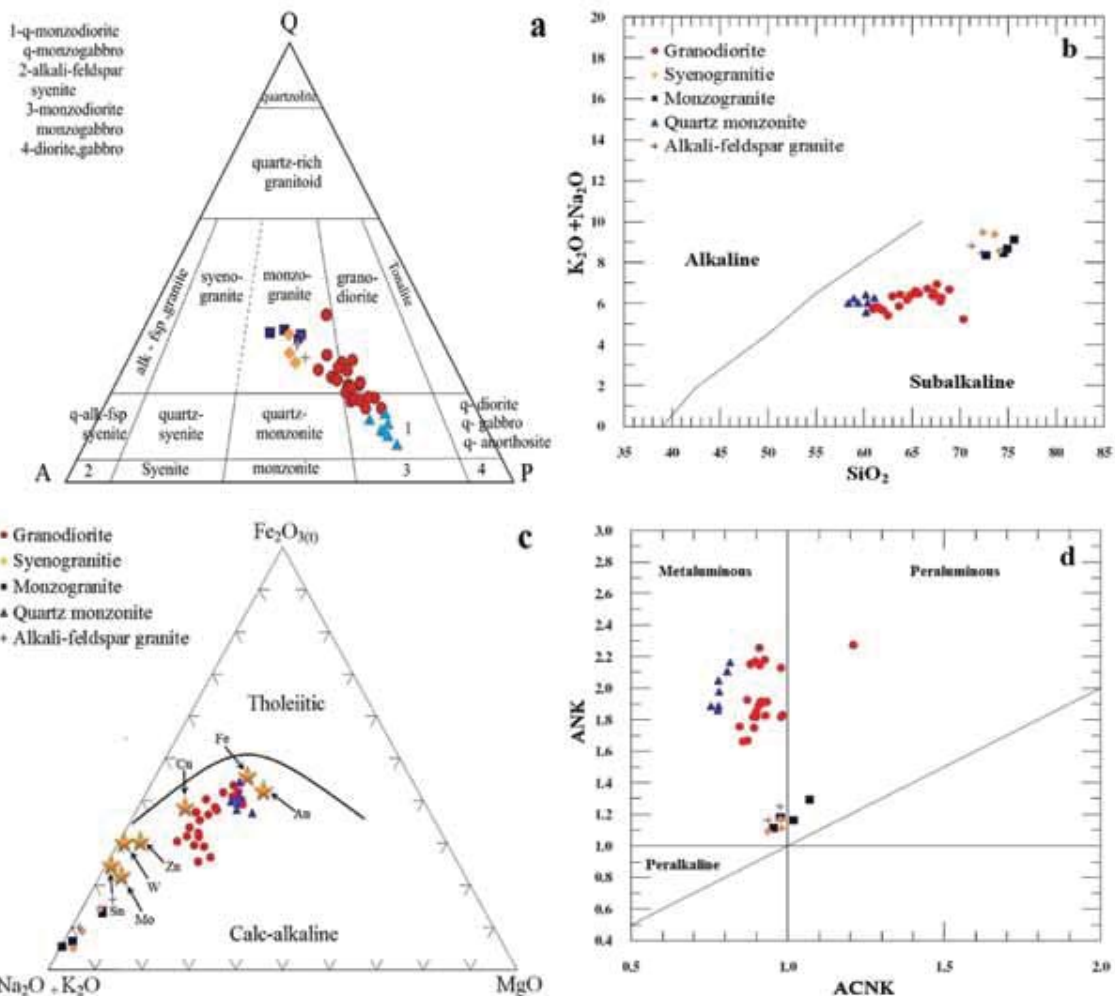
ژئوشیمی و پتروژنز

عناصر اصلی

جهت نام‌گذاری سنگ‌های آذرین از نمودارهای متعددی می‌توان استفاده کرد. در این میان از نمودار (1976) Streckeisen، برای نام‌گذاری توده‌های نفوذی منطقه

نفوذی مرتبط با کانه‌زایی، بررسی توده‌های والد از نظر درجه اشباع از آلومینیوم است که به‌ویژه در تعیین منشاء ماگمای گرانیتوئیدی به‌عنوان یک عامل مهم پذیرفته شده است. بر همین اساس مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن مت‌آلومینوس ($ACNK=0/75$) تا پراآلومینوس ($ACNK=1/21$) می‌باشد (شکل ۶-د). بررسی‌های صورت گرفته توسط سپاهی گرو و همکاران (۱۳۹۳) نشان می‌دهد که همه واحدهای گرانیتوئید سامن به‌جز مونزوگرانیت‌های بیوتیت‌دار (فاقد هورنبلند) دارای ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ I است و واحد مونزوگرانیتی نیز ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ S را دارا می‌باشد.

شده است، با این وجود نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی واحد سنگی مذکور نشان می‌دهد که این واحد از لحاظ ترکیب ژئوشیمیایی به‌طور کامل در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرد. بر اساس ترکیب عناصر اصلی بیشتر پلوتون‌های مرتبط با کانسارهای اسکارن، سنگ‌های کالک آلکالن معمولی می‌باشند (Yucel-Ozturk et al., 2005). بنابراین به‌منظور شناسایی سری ماگمایی واحدهای سنگی مذکور نتایج حاصل از آنالیزها در نمودارهای آلکالی-سیلیکا و AFM رسم شده‌اند. این نمودارها نشان می‌دهند که واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن همگی دارای ترکیب ساب آلکالن می‌باشند (شکل ۶-ب) و از سری کالک آلکالن هستند (شکل ۶-ج). یکی از روش‌های مطالعه توده‌های

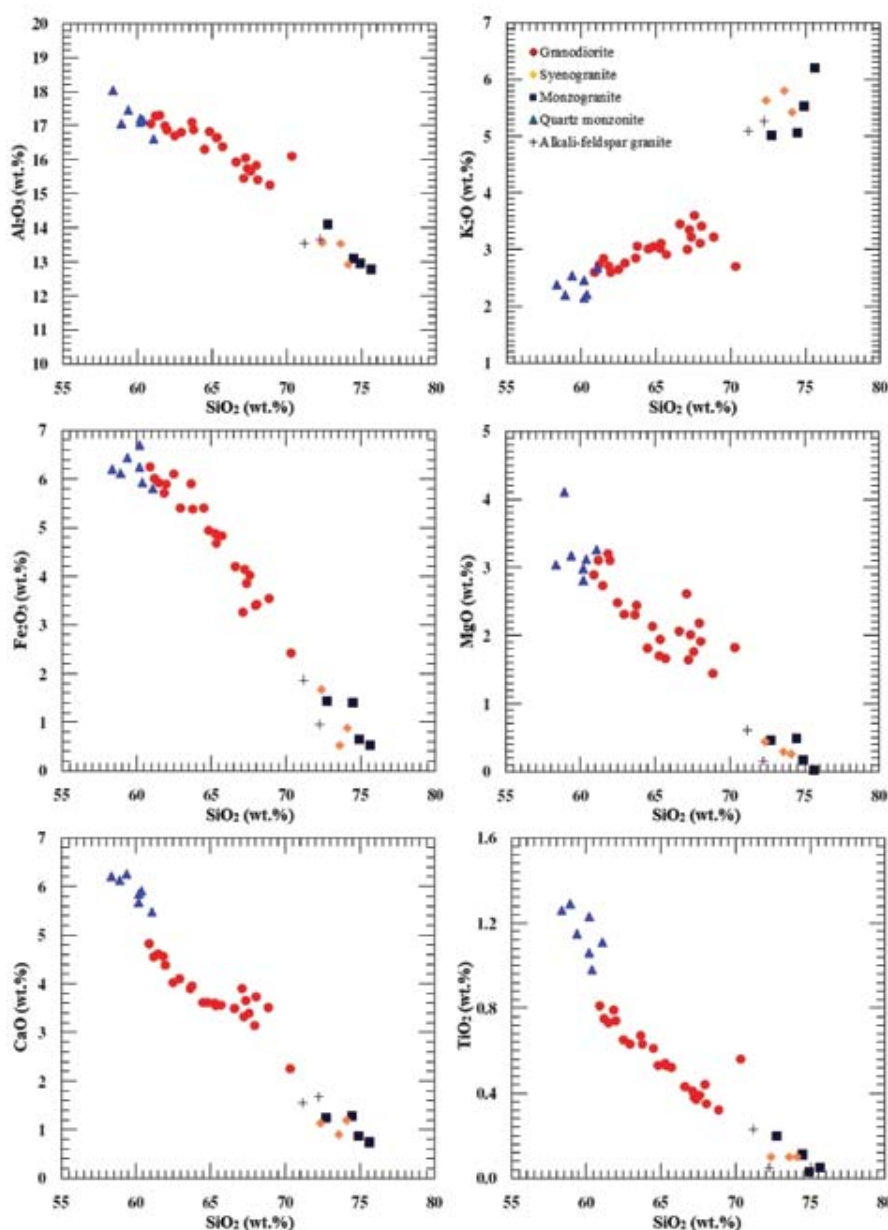


شکل ۶. (a) نمودار (Streckeisen, 1974)، رده‌بندی مدال سنگ‌های نفوذی منطقه (b) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکالن گرانیتوئید سامن می‌باشد، ستاره‌ها نشان‌دهنده ترکیب حدواسط برای اسکارن گرانیتوئیدها است (برگرفته از Meinert, 1995)، (c) نمودار تفکیک آلکالن-ساب آلکالن (Irvin and Barager, 1971)، (d) نمودار تعیین میزان غنی‌شدگی از آلومین (Shand, 1943)

حسن زمانیان و همکاران

را همگام با افزایش SiO_2 به نمایش می‌گذارند (شکل ۷) که می‌توان آن را نتیجه تفریق پلاژیوکلاز، آپاتیت، بیوتیت، تیتانیت و هورنبلند طی تبلور توصیف کرد. در این نمودارها مقادیر اکسیدهای Na_2O ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و CaO در واحد کوارتزومونزونیته نسبت به سایر واحد غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد، درحالی‌که K_2O یک استثنا است و در واحد کوارتزومونزونیته تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد (شکل ۷ و جدول ۱).

استفاده از SiO_2 به‌عنوان شاخص تفریق، نشان‌دهنده روندها و تغییراتی در نمونه‌ها بر روی نمودارهای هارکر می‌باشند (Harker et al., 1996a,b). در این نمودارها مقادیر K_2O همبستگی مثبتی را با سیلیس نشان می‌دهد، یعنی با افزایش K_2O مقادیر SiO_2 نیز افزایش می‌یابد (شکل ۷) که این با تفریق بیوتیت طی ماگماتیسم سازگار می‌باشد و می‌تواند نشان‌دهنده پیشرفت تبلور تفریقی در ماگما باشد. در مقابل محتوای اکسیدهای MgO ، Fe_2O_3 ، CaO و TiO_2 ، Al_2O_3 ، P_2O_5 همبستگی منفی مشخصی



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (Harker et al., 1996a, b)

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب گرانیتوئیدسامن

Sample	SG.G1.8	SG.G3.10	SG.G1.29	SG.G3.46	SG.G1.38	SG.G2.4	SG.G2.21	SG.G3.16	SG.G3.40	SG.G3.7
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite
SiO ₂ (%)	64.83	61.98	65.35	61.84	64.5	63.65	62.5	60.9	61.5	61.2
TiO ₂	0.53	0.74	0.77	0.79	0.61	0.67	0.65	0.81	0.93	0.75
Al ₂ O ₃	15.82	15.87	15.65	15.99	15.3	16.1	15.7	16.05	16.3	16.28
Fe ₂ O ₃	2.67	3.7	2.41	3.46	2.82	2.94	2.92	3.04	2.91	2.96
FeO	2.27	2.19	2.27	2.25	2.58	2.96	3.18	3.21	3.01	3.05
MnO	0.11	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.13	0.11	0.1
MgO	2.13	3.1	1.94	3.2	1.81	2.1	2.48	2.89	2.73	3.1
CaO	3.61	4.38	3.55	4.56	4.31	3.9	4.72	4.82	4.61	5.05
Na ₂ O	3.64	3.77	3.8	3.28	3.47	3.41	3.06	3.8	3.26	3.39
K ₂ O	4.05	3	3.81	3.81	3.71	3.45	3.35	2.9	3.54	3.43
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.15	0.25	0.2	0.22	0.18	0.24	0.2	0.27
Total	99.83	99.06	99.8	99.53	99.41	99.5	98.84	98.79	99.1	99.58
Ba(ppm)	860	562	673	844	328	656	703	866	624	138
Rb	103	96	124	107	113	82	94	93	124	86
Sr	488	520	416	491	447	534	590	471	550	446
Y	20.1	18.6	22.7	17.13	23.21	20.1	20.8	24.52	18.27	20.8
Zr	152	173	120	120	109	138	126	160	132	155
Nb	16.2	21.8	22.4	13.1	14.3	17.2	15.6	12.1	17.9	10.8
Th	28.3	25.4	22.5	21.5	20.2	21.4	20.6	20.7	15.1	20.8
Ni	44.4	53.1	75.3	55.7	42.1	51.6	56.5	59.7	45.6	62.8
V	166	216	129	164	185	140	174	203	173	108
Hf	4.4	5.5	3.9	5.3	4.6	4.9	5.1	6.2	5.7	5
Cs	6.2	4.5	5.8	5	5.7	6.2	6.6	5.6	4.9	5.1
Sc	9.7	12.4	7.6	13.4	13.1	17.9	11.1	10.6	9.3	15.9
Co	27.6	29.1	22.5	29.3	23.5	28.2	27.7	28.3	26.6	33.1
U	3.1	2.7	4	2.4	3.8	4.3	4.5	3.9	3.2	2.1
La	62.8	44.1	37.9	55.3	50.6	73.5	61.37	80.2	35.21	52.31
Ce	119.6	87.5	76.2	102.3	104.1	151.1	115.9	168.7	69.73	96.8
Pr	14.1	9.3	8.6	11.4	11.8	16.6	13.7	17.81	7.65	10.3
Nd	48.4	29.5	30.8	39.7	42.7	59.3	51.2	57.8	28.13	37.5
Sm	6.67	6.2	6	7.3	7.41	9.87	7.82	9.96	5.93	7.26
Eu	1.01	0.7	0.83	1.11	1.19	1.42	1.5	1.38	0.78	0.81
Gd	4.8	4.9	4.1	5.12	5.72	8.14	7.01	8.26	5.22	5.4
Tb	0.76	0.6	0.57	0.84	0.87	1.26	1.12	1.24	0.69	0.81
Dy	4.3	3.6	3.1	4.6	5.01	7.24	6.24	8.13	3.57	4.52
Ho	0.91	0.79	0.72	0.99	1.04	1.54	1.32	1.48	0.88	0.9
Er	2.6	2.3	2.1	2.9	2.92	4.42	3.9	3.62	2.58	2.16
Tm	0.36	0.29	0.27	0.4	0.38	0.54	0.48	0.48	0.38	0.39
Yb	2.2	2	1.85	2.9	3.1	3.86	3.16	3.39	2.74	2.56
Lu	0.4	0.32	0.29	0.46	0.44	0.56	0.5	0.46	0.41	0.37
Eu/Eu ^o	0.542	0.36	0.513	0.555	0.558	0.484	0.62	0.465	0.428	0.39
(La/Yb) _N	20.65	15.95	14.82	13.79	11.80	13.77	14.048	17.11	9.29	13.59
La/Yb	28.54	22.05	20.48	19.06	16.32	19.04	19.42	23.65	12.85	18.78
Th/Yb	12.86	12.7	12.16	7.41	6.51	5.54	6.51	6.106	5.51	8.82
Rb/Sr	0.21	0.185	0.3	0.21	0.25	0.15	0.16	0.197	0.35	0.139

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.G2.14	SG.G1.19	SG.G2.3	SG.G1.30	SG.G1.15	SG.G1.56	SG.G1.13	SG.G2.9	SG.G1.24	SG.G2.31
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - Diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite
SiO ₂ (%)	63.76	65.29	62.94	65.7	67.37	68.05	66.61	67.11	70.34	67.96
TiO ₂	0.73	0.64	0.83	0.52	0.57	0.35	0.43	0.51	0.56	0.44
Al ₂ O ₃	15.88	15.64	15.8	15.38	14.74	14.41	14.93	14.45	15.1	14.83
Fe ₂ O ₃	2.72	2.53	2.59	2.6	2.28	1.89	2.32	1.65	1.3	2.26
FeO	2.66	2.34	2.81	2.23	1.57	1.53	1.88	1.61	1.12	1.14
MnO	0.1	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1	0.1	0.13
MgO	2.44	1.7	2.31	1.66	1.51	1.21	2.06	1.81	1.82	1.51
CaO	3.95	4.1	4.1	3.56	3.65	2.73	3.49	3.9	2.25	3.14
Na ₂ O	3.67	3.78	3.89	3.87	3.45	3.18	3.57	3.68	2.83	3.28
K ₂ O	3.76	3.42	3.26	3.91	3.92	4.11	4.15	3.6	3.4	4.7
P ₂ O ₅	0.23	0.18	0.24	0.22	0.12	0.11	0.15	0.11	0.1	0.13
Total	99.9	99.74	98.87	99.75	99.28	97.76	99.7	98.53	98.92	99.52
Ba(ppm)	505	607	750	453	348	456	492	584	630	197
Rb	118	120	109	110	106	112	138	145	135	125
Sr	485	508	446	395	434	440	460	407	431	398
Y	21.5	19.24	21.61	18.65	13.2	21.7	18.3	16.4	20.3	18.1
Zr	135	85	145	143	89	128	96	113	138	80
Nb	12.4	10.5	8.2	13.6	10.1	17.5	11.9	11.6	14.3	5.8
Th	21.5	26.24	28.6	32.7	35.2	33.5	29.4	26.9	24.1	41.6
Ni	46.6	38.8	48.2	35.3	23.4	36.3	41.4	28.2	41.1	19.2
V	148	100	194	159	99	180	134	98	121	75
Hf	4.8	3.8	4.5	3.3	4	4.2	4.6	2.8	4	3.2
Cs	6.7	4.7	6.9	5.8	3.6	4.5	5.2	3.6	5.1	3.9
Sc	9.2	14.7	11.3	7	11.9	10.1	9.6	4.8	8.64	11.5
Co	26.3	17.6	33.3	24.8	35.3	20.2	15.1	16.2	12.4	11.8
U	4.2	2.6	3.6	3.14	3.1	2.5	4.2	3.2	5.7	3.6
La	47.6	63.16	57.1	83.7	47.7	74.35	60.6	59.4	37.9	83.1
Ce	96.4	122.7	107.6	176.2	84.6	147.6	113.3	113.2	71.1	162
Pr	12.1	14.5	11.6	17.76	8.8	16.7	12.6	12.9	7.6	14.8
Nd	39.8	53.1	41.8	59.4	30.4	53.4	45.8	52.1	27.4	45.5
Sm	7.33	9.3	7.46	10.4	5.1	8.81	8.14	7.56	6.06	7.06
Eu	1.02	1.7	0.9	1.46	1.02	1.3	0.89	0.82	0.64	1
Gd	5.53	9.04	5.17	9.07	4.6	7.04	6.27	7.01	4.8	5.8
Tb	0.9	1.33	0.81	1.18	0.66	1.03	0.94	1.1	0.54	0.82
Dy	55.1	7.68	4.93	8.81	3.64	6.56	5.23	6.13	2.9	4.98
Ho	1.03	1.34	1.1	1.51	0.98	1.11	1.06	1.3	0.7	1.2
Er	2.83	4.1	3.08	3.76	2.4	2.96	2.99	3.34	1.8	3.1
Tm	0.41	0.49	0.42	0.5	0.34	0.52	0.48	0.4	0.23	0.4
Yb	2.91	3.16	2.83	3.05	2	2.51	3.08	3.1	1.7	2.3
Lu	0.47	0.53	0.48	0.51	0.34	0.52	0.6	0.46	0.25	0.43
Eu/Eu ^o	0.489	0.566	0.443	0.459	0.643	0.504	0.38	0.344	0.36	0.477
(La/Yb) _N	11.83	14.45	14.59	19.85	17.25	21.42	14.23	13.86	16.12	26.13
La/Yb	16.35	19.98	20.17	27.44	23.85	29.62	19.67	19.16	22.29	36.13
Th/Yb	5.18	8.29	10.1	10.72	17.6	13.34	9.54	8.67	14.17	18.52
Rb/Sr	0.243	0.236	0.244	0.278	0.31	0.356	0.3	0.25	0.314	0.24

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.G1.11	SG.G2.28	SG.G1.42	SG.Q1.6	SG.Q1.33	SG.Q1.16	SG.Q2.25	SG.Q2.8	SG.Q1.27	SG.Q1.4
Rock-type	Grano - diorite	Grano - diorite	Grano - diorite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite	Quartz - monzonite
SiO ₂ (%)	67.58	68.87	67.24	60.2	61.08	60.19	58.86	59.32	60.38	58.36
TiO ₂	0.39	0.32	0.38	1.23	1.11	1.06	1.28	1.13	0.98	1.26
Al ₂ O ₃	14.66	14.25	15.05	16.21	15.61	16.1	16.03	16.4	16.16	17.04
Fe ₂ O ₃	2.25	2.06	2.13	2.75	2.7	2.8	2.55	2.8	2.69	2.99
FeO	1.77	1.48	2.01	3.95	3.11	3.45	3.53	3.54	3.24	3.21
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.13	0.1
MgO	1.76	1.44	1.64	2.81	3.26	2.98	4.11	3.17	3.12	3.04
CaO	3.39	3.51	3.32	5.85	5.48	5.68	6.09	6.24	5.91	6.21
Na ₂ O	3.64	3.76	3.47	3.72	3.89	4.27	4.33	3.8	3.12	3.94
K ₂ O	4.3	3.72	3.35	2.85	3.38	3.11	2.8	3.19	2.91	3.08
P ₂ O ₅	0.14	0.11	0.15	0.3	0.26	0.23	0.28	0.29	0.32	0.28
Total	99.98	99.62	98.84	99.97	99.98	99.97	99.96	99.98	99.96	99.51
Ba(ppm)	469	264	284	982	504	444	326	693	952	486
Rb	127	85	126	70	91	76	60	82	73	65
Sr	355	437	413	521	515	571	533	485	590	641
Y	15.5	20.7	18.3	21.7	19.3	22.4	25.4	27.5	24.7	24.3
Zr	127	123	158	155	161	175	194	184	146	136
Nb	7.6	7.5	7.8	20.4	13.4	21.5	26.7	23.8	16.7	20.5
Th	31.9	30.7	26.4	12.3	17.8	17.6	7.3	13.7	16.6	10.8
Ni	31.2	25.6	38.5	66.1	58.5	99.2	68.3	73.1	57.2	78.7
V	89	81	107	231	194	284	219	240	210	249
Hf	3.5	3.9	4.1	5.7	5.3	5.9	7.3	6.4	4.8	6.8
Cs	3.7	5.2	4.9	4.6	5.1	5	4.2	4.8	3.8	4.4
Sc	6.4	12.1	9.9	14.1	12.6	15.4	17.5	13.4	20.3	15.3
Co	19.3	13.1	22.3	28.7	39.1	45.4	36.3	32.4	34.9	40.6
U	4.3	3.6	3.9	0.7	1.3	1.8	0.5	1.9	2.3	1.6
La	96.8	44.8	54.17	28.5	26.1	33.2	21.9	24.6	16.43	30.4
Ce	187.6	88.6	109.5	59.3	51.6	64.2	46.2	49.3	37.2	61.2
Pr	19.06	9.75	10.7	6.2	5.8	7.04	5.3	5.52	4.66	6.73
Nd	59.3	34.22	41.4	24.4	23.3	26.9	20.1	21.7	16.7	25.1
Sm	11.3	6.63	9.23	5.02	4.42	5.4	4.1	4.31	3.76	5.25
Eu	0.98	1.06	1.18	1.1	1	1.1	0.9	0.88	0.86	0.95
Gd	9.34	5.42	6.89	4.24	3.8	4.5	3.9	3.9	4.78	4.41
Tb	1.27	0.74	0.83	0.71	0.61	0.63	0.51	0.56	0.76	0.66
Dy	8.05	4.67	4.97	3.6	3.2	3.4	3	3.14	4.51	3.5
Ho	1.41	1.05	0.92	0.82	0.76	0.83	0.7	0.74	0.99	0.84
Er	3.96	2.76	2.7	1.9	2.1	2.3	2.1	2.2	2.65	2.23
Tm	0.55	0.43	0.4	0.32	0.29	0.34	0.3	0.3	0.44	0.34
Yb	3.77	2.71	2.43	2.3	2.2	2.7	2.1	2.16	2.9	2.63
Lu	0.61	0.48	0.4	0.4	0.35	0.44	0.31	0.33	0.51	0.43
Eu/Eu ^o	0.29	0.54	0.45	0.728	0.745	0.682	0.688	0.656	0.62	0.603
(La/Yb) _N	18.57	11.95	16.12	8.96	8.58	8.89	7.54	8.23	4.09	8.36
La/Yb	25.67	16.53	22.29	12.39	11.86	12.29	10.42	11.38	5.66	11.55
Th/Yb	8.46	11.32	10.86	5.34	8.09	6.51	3.47	6.34	5.72	4.1
Rb/Sr	0.357	0.19	0.305	0.134	0.176	0.13	0.11	0.17	0.12	0.1

ادامه جدول ۱.

Sample	SG.M3.10	SG.M2.39	SG.M2.52	SG.M2.63	SG.M1.66	SG.M2.70	SG.M2.74	SG.M2.79	SG.M1.82
Rock-type	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite	Monzo - granite
SiO ₂ (%)	75.63	74.91	74.48	72.74	72.36	74.11	73.59	71.18	72.23
TiO ₂	0.05	0.03	0.11	0.2	0.1	0.1	0.1	0.23	0.05
Al ₂ O ₃	12.74	12.95	13.09	14.11	13.56	12.92	13.53	13.54	13.67
Fe ₂ O ₃	0.31	0.42	0.84	0.77	1.01	0.49	0.28	1.06	0.53
FeO	0.22	0.22	0.56	0.66	0.66	0.39	0.23	0.81	0.43
MnO	0.04	0.06	0.03	0.1	0.09	0.08	0.06	0.1	0.07
MgO	0.23	0.17	0.49	0.46	0.44	0.26	0.29	0.61	0.16
CaO	0.74	0.87	1.28	1.25	1.13	1.19	0.9	1.55	1.67
Na ₂ O	2.91	3.13	3.4	3.33	3.84	3.15	3.58	3.72	3.2
K ₂ O	6.2	5.53	5.06	5.02	5.63	5.42	5.8	5.09	5.26
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.05	0.09	0.12	0.08	0.07	0.13	0.06
Total	98.91	98.08	98.8	97.97	98.19	97.72	98.14	97.11	96.83
Ba(ppm)	194	107	403	495	288	266	171	376	203
Rb	201	194	152	157	199	135	218	146	169
Sr	209	176	227	285	217	275	332	300	107
Y	10.1	17.8	7.5	28.2	12.6	9.4	30.9	15.4	10.2
Zr	73	91	52	66	117	97	86	60	37
Nb	5.3	7.6	11.9	15.6	6.4	8.1	9.5	14.3	10.8
Th	31.9	30.7	26.4	12.3	17.8	17.6	7.3	13.7	16.6
Ni	3.9	5.7	2.5	15.8	11.4	3.1	7.3	9.1	6.8
V	8	14	54	97	45	9	16	56	25
Hf	4.1	2.1	3.5	2.7	3.9	4.3	3.3	4.2	3.2
Cs	3.4	-	-	4.6	3.9	5.5	-	2.7	-
Sc	3.5	4.2	5.3	2.4	2.5	3.1	1.1	1.6	4.1
Co	3.1	5.2	6.1	16.3	5.9	14.6	9.4	8.8	1.7
U	6.1	5.4	5.7	3.1	5.1	5.3	6.4	4.3	5.8
La	41.2	29.3	49.6	36.2	53.4	24.5	18.7	50.8	34.9
Ce	84.5	64.7	99.3	73.6	110.7	55.3	38.6	105.4	70.5
Pr	9.11	6.89	11.14	8.22	11.43	5.97	4.51	11.67	7.54
Nd	28.9	26.5	38.2	29.8	42.6	22.8	14.87	43.1	26.7
Sm	5.71	5.11	6.91	5.95	8.62	4.41	3.34	7.32	5.92
Eu	0.67	0.61	0.99	0.86	0.98	0.86	0.41	0.88	0.52
Gd	4.88	4.37	5.19	5.43	6.39	4.14	3.12	5.61	3.98
Tb	0.71	0.79	0.75	0.84	0.93	0.67	0.47	0.91	0.56
Dy	4.16	4.84	4.66	5.19	5.67	3.53	3.12	4.93	2.95
Ho	0.78	0.91	0.81	0.99	1.18	0.72	0.64	1.11	0.68
Er	2.11	2.56	2.48	2.87	3.29	1.84	1.73	2.88	1.77
Tm	0.33	0.35	0.33	0.39	0.45	0.3	0.28	0.37	0.25
Yb	2.27	2.29	2.18	2.48	2.81	1.95	2.08	2.82	1.68
Lu	0.31	0.36	0.34	0.4	0.46	0.35	0.29	0.41	0.24
Eu/Eu ^o	0.388	0.394	0.513	0.462	0.403	0.589	0.394	0.419	0.327
(La/Yb) _N	13.12	9.25	16.45	10.55	13.74	9.08	6.50	13.03	15.027
La/Yb	18.14	12.79	22.75	14.59	19.00	12.56	8.99	18.01	20.77
Th/Yb	19.69	13.31	10.59	15.56	10.46	19.07	14.80	12.94	20.41
Rb/Sr	0.96	1.10	0.66	0.55	0.91	0.49	0.65	0.48	1.57

عناصر کمیاب

I (۲۰) پایین تر است، اما در محدوده گرانیتهای تیپ I (۱۳/۶۵) کمربند لاجلن (Lachlan) استرالیا قرار می‌گیرد (Chappell and White, 1992). عناصر انتقالی (Ni و Cr, Co, V) سازگاری منفی مشخصی را با افزایش مقادیر SiO_2 از خود نشان می‌دهند یعنی همگام با افزایش SiO_2 مقادیر Ni, V, Cr کاهش می‌یابد (شکل ۸، جدول ۱)، که این بیانگر ماهیت سازگار این عناصر می‌باشد. کاهش محتوای V و Co همگام با افزایش سیلیس شاهدهی بر تفریق فازهای اکسیدی Fe-Ti و فرومنیزیم می‌باشد.

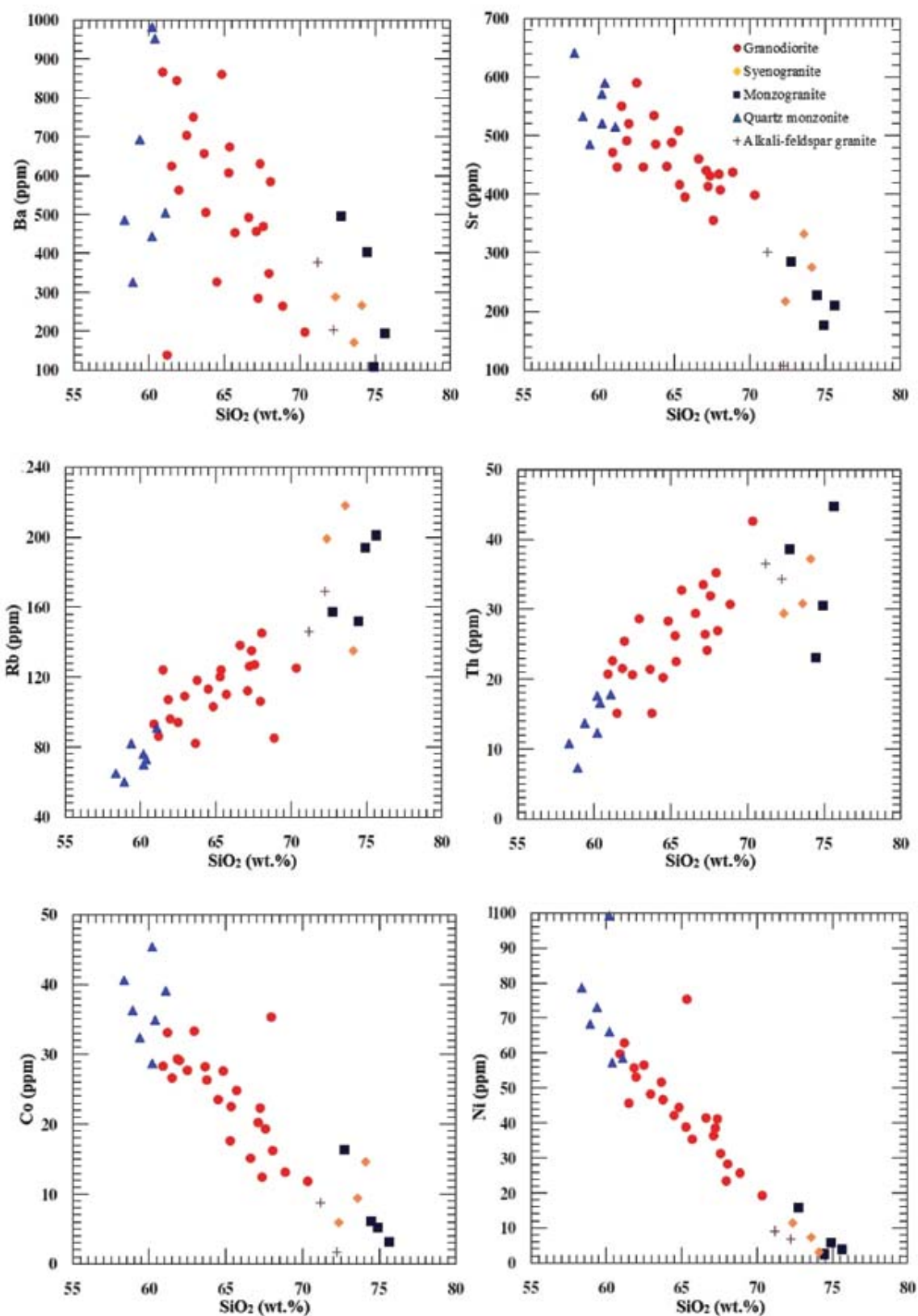
عناصر نادر خاکی (REE)

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی REE در جدول ۱ نشان داده شده است. متوسط محتوای عناصر نادر خاکی (ΣREE) از واحدهای کوارتزومونزونیتهی (ave.~ ۱۲۷/۱۷) به سمت سینوگرانیتهای (ave.~ ۱۵۶/۲۳)، مونزوگرانیتهای (ave.~ ۱۸۲/۷۸)، آلکالی فلدسپار گرانیتهای (ave.~ ۱۹۸/۲) و گرانودیوریتها (ave.~ ۲۶۰/۷۱) افزایش را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل (۱۰) دیده می‌شود الگوی پراکندگی REE در واحد کوارتزومونزونیتهی نشان‌دهنده تهی شدگی این واحدها از لحاظ REE نسبت به سایر واحدها می‌باشد. این الگو همچنین نشان‌دهنده غنی‌شدگی واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن از لحاظ LREE نسبت HREE، شیب منفی در محل LREE و الگوی پراکندگی افقی در محل HREE می‌باشد (شکل ۱۰). الگوی پراکندگی REE در واحدهای کوارتزومونزونیتهی توسط درجه تفکیک (LaN/YbN) پایین LREE نسبت به HREE (ave.~ ۸/۷) مشخص می‌شود. درحالی‌که الگوی مونزوگرانیتهی (ave.~ ۱۲/۳۴)، آلکالی فلدسپار گرانیتهی (ave.~ ۱۳/۰۳) و گرانودیوریتها (ave.~ ۱۵/۷) نشان‌دهنده درجه تفکیک بالاتر LREE نسبت به HREE می‌باشد. گرانودیوریتها و مونزوگرانیتهای سامن به‌طور قابل توجهی از لحاظ Pr, Nd, Ce, Sm و نسبت به واحدهای کوارتزومونزونیتهی دچار غنی‌شدگی هستند. این می‌تواند به دلیل رخداد کانی‌های فرعی همانند آپاتیت و اسفن در این واحدها باشد (Delaloye and Bingol, 2000).

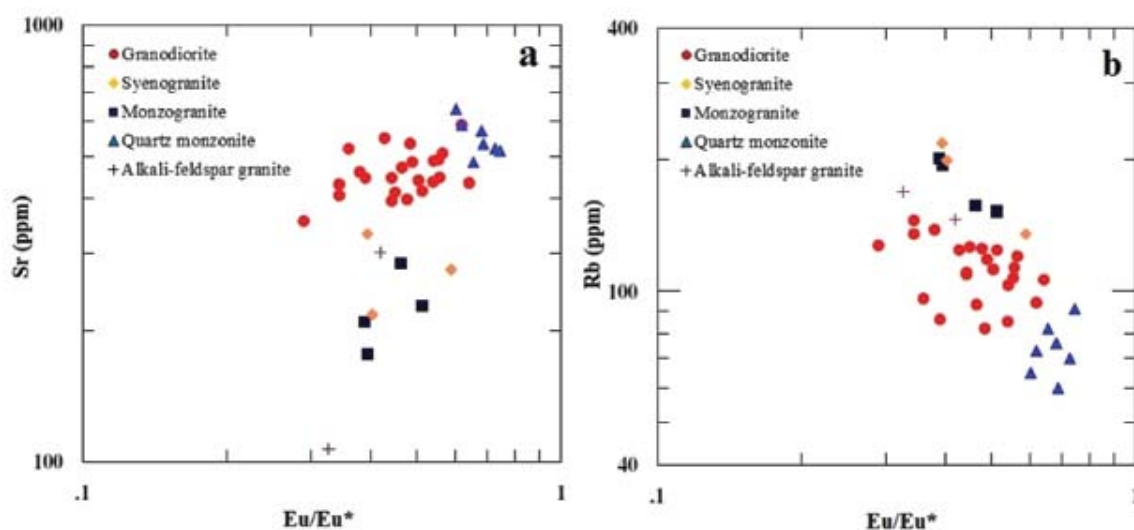
نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب در جدول ۱ و تغییرات این عناصر در مقابل SiO_2 بر روی نمودارهای هارکر نشان داده شده است (شکل ۸).

فراوانی LILE (مانند Ba, Rb, Sr) به صورت نظام‌مندی با افزایش SiO_2 تغییر می‌کند. همگام با افزایش SiO_2 مقادیر Rb افزایش می‌یابد، درحالی‌که مقادیر Ba و Sr کاهش نشان می‌دهد (شکل ۸ و جدول ۱). مقادیر Rb نسبتاً بالا است و به ترتیب از واحد کوارتزومونزونیتهی به سمت واحدهای گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتهی، مونزوگرانیتهی و سینوگرانیتهی افزایش نشان می‌دهد. افزایش Rb همگام با تفریق (یعنی افزایش SiO_2)، سازگار با تبلور تفریقی فلدسپارهای آلکان و بیوتیت می‌باشد. محتوای Sr نیز به ترتیب از واحد آلکالی فلدسپار گرانیتهی به سمت واحدهای، مونزوگرانیتهی، سینوگرانیتهی، گرانودیوریتی و کوارتزومونزونیتهی افزایش می‌یابد. این رفتار Sr به‌عنوان یک عنصر سازگار، نشان‌دهنده نقش تفریق پلاژیوکلازها در تشکیل گرانیتوئیدها می‌باشد. محتوای Ba نیز محدودهای از ۳۲۶-۹۸۲ (ppm) در کوارتزومونزونیتهی، ۱۳۸-۸۶۶ (ppm) در گرانودیوریت و ۱۰۷-۴۹۵ (ppm) در مونزوگرانیتهی، ۲۰۳-۳۷۶ (ppm) در آلکالی فلدسپار گرانیتهی و ۱۷۱-۲۸۸ (ppm) در سینوگرانیتهی را نشان می‌دهد. رفتار Ba نیز به‌عنوان یک عنصر سازگار، به تفریق آلکالی فلدسپارها اشاره دارد. نسبت Eu/Eu^* دارای همبستگی مثبت با Sr است درحالی‌که Rb همبستگی منفی را با Eu/Eu^* نشان می‌دهد (شکل ۹). این نشان می‌دهد که این عناصر غالباً به‌وسیله تفریق پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار کنترل می‌شوند. مقادیر HFSE (مانند Nb, Th, Y, Zr, Hf) سنگ‌های گرانیتوئیدی به‌طور کلی بالا می‌باشد و این موضوع با ماهیت ناسازگار این عناصر سازگار می‌باشد. در واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن غلظت Nb, Hf, Zr, Y, Ti با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۸، جدول ۱). این مسئله می‌تواند در ارتباط با تفریق اکسیدهای Fe-Ti (Nb-TiO_2)، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن طی تبلور باشد (Aliani et al., 2012). محتوای Nb گرانیتوئید سامن نسبت به مقدار متوسط گرانیتهای فلسیک تیپ

حسن زمانیان و همکاران



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO₂ (Harker et al., 1996a, b)



شکل ۹. نمودار تغییرات نسبت Eu/Eu^* در مقابل Sr و Rb در گرانیتوئید سامن

بی‌هنجاری Eu

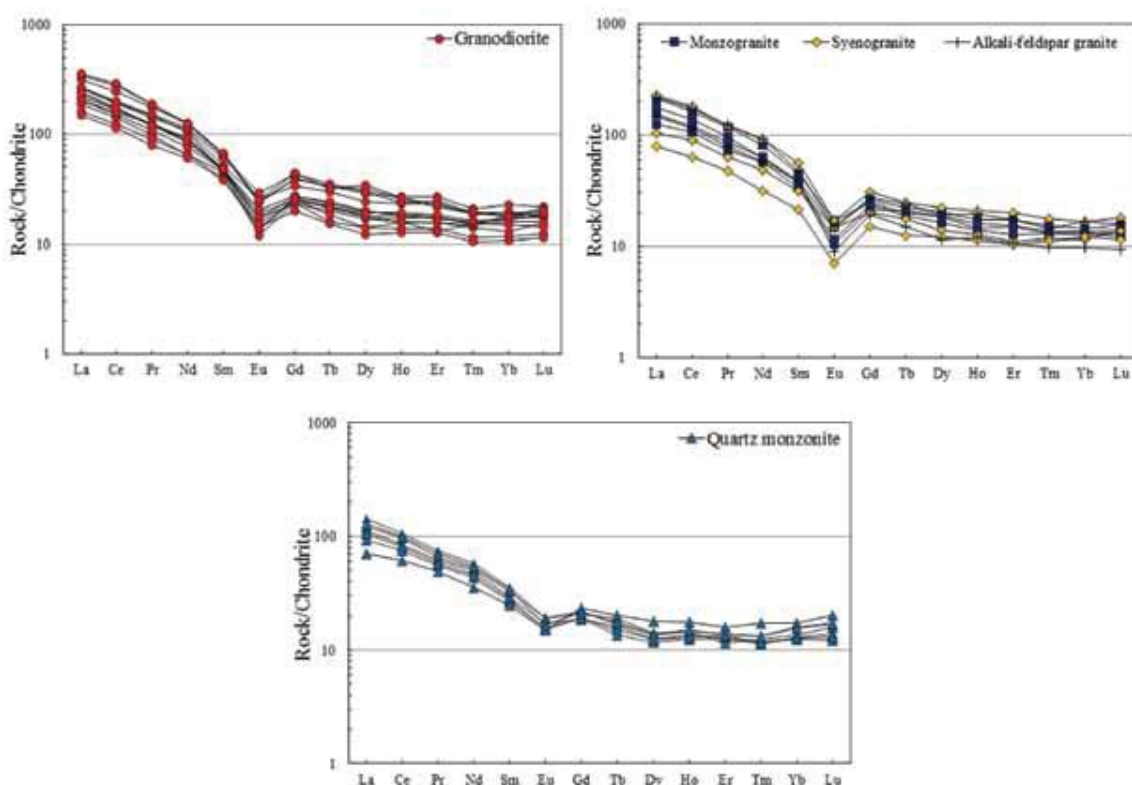
در کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده است، نشان‌دهنده غنی‌شدگی این واحدها از لحاظ K_2O ، Rb، Y، Nb، Ti، Zr، Cs، Th، LREE (به‌جز برای کوارتز مونزونیت‌ها) و تا حدودی P (می‌باشد (شکل ۱۱)). این ویژگی‌ها با شاخصه محیط‌های ژئودینامیکی درگیر در ماگماتیسم پهنه‌های فرورانشی سازگار است (Foley and Wheller, 1990; Wilson, 2007; Aliani et al., 2012) و نشان می‌دهد که ناحیه منشاء به‌وسیله فرایندهای فرورانشی غنی شده است (Pearce et al., 1984; Rogers et al., 1985; Harris et al., 1986). همچنین می‌تواند نشان‌دهنده آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Yucel-Ozturk et al., 2005).

در شکل ۱۲ مقایسه محتوای عناصر کمیاب گرانیتوئید سامن (که نسبت به گرانیت پشته‌های میان اقیانوسی بهنجار شده) با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB)، پوسته فوقانی و پوسته تحتانی نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی این عناصر در گرانیتوئید سامن به‌طور قابل توجهی مشابه پوسته فوقانی می‌باشد، تا آنجا که از لحاظ عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Rb، Th) و عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (La، Ce، Sm، Nd) نسبت به عناصر با میدان پایداری بالا (Nb، Ta، Zr، Hf، Y، Yb) غنی شده‌اند.

نکته قابل توجه در مورد رفتار REE، وجود بی‌هنجاری‌های منفی Eu در تمامی واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن می‌باشد (شکل ۱۰). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که فلدسپات‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها دارای مقادیر Eu بالایی است که این موضوع از ضریب توزیع بالای Eu در میان فلدسپارها مشخص است. بی‌هنجاری Eu به‌ویژه در ماگماهای فلسیک معمولاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود زیرا Eu برخلاف دیگر REE‌های سه ظرفیتی که در فلدسپات‌ها عناصر ناسازگارند عنصری سازگار به شمار می‌آید. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). بر همین اساس بی‌هنجاری منفی Eu در واحدهای مختلف سنگی گرانیتوئید سامن می‌تواند نتیجه ۱- ذوب یک منبع غنی در فلدسپار باقی‌مانده باشد (Henderson, 1984)، ۲- به‌وسیله تفریق پلاژیوکلاز طی بالآمدگی و جایگزینی این توده نفوذی ایجاد شده باشد (Tepper et al., 1993) و ۳- به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن در محل ذوب باشد.

الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن که نسبت به فراوانی عناصر مشابه

حسن زمانیان و همکاران



شکل ۱۰. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در واحدهای گرانودیوریتی (●)، مونزوگرانیته (■)، سینوگرانیته (◆)، آلکالی فلدسپار گرانیته (+) و کوآرتز مونزونیتی (▲) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده است

نمونه‌ها در قلمرو گرانیته‌های قوس‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد، قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-ا). با این وجود انتظار می‌رود که یک ماگماتیسزم همزمان با برخورد با دامنه‌ای از ترکیبات مذاب پوسته‌ای همراه باشد و در صحرا همراهان مافیک اعم از دایک‌ها، انکلاوها و یا پلوتون‌های پراکنده یافت نشود (Harris et al., 1990)، که در منطقه مورد مطالعه چنین نیست. به‌رحال محتوای Rb و Th در واحدهای گرانیتیوئیدی سامن بالا می‌باشد (جدول ۱) و تا حدودی مشابه گرانیته‌های همزمان با برخورد چین، تبت و جنوب غرب انگلستان می‌باشد که از گرانیته‌های تیپیک این نوع در دنیا به شمار می‌آیند و از محتوای (Rb= ۴۸۸-۲۱۵ و Th= ۳۴-۱۹) (Pearce et al., 1984). به همین منظور از نمودار Rb در مقابل Nb+Y، که به‌طور مشخصی گرانیته‌های همزمان با برخورد را از گرانیته‌های قوس‌های آتشفشان متمایز می‌کند استفاده شده است. در شکل ۱۳-b نشان داده شده که تمامی نمونه‌ها در محدوده

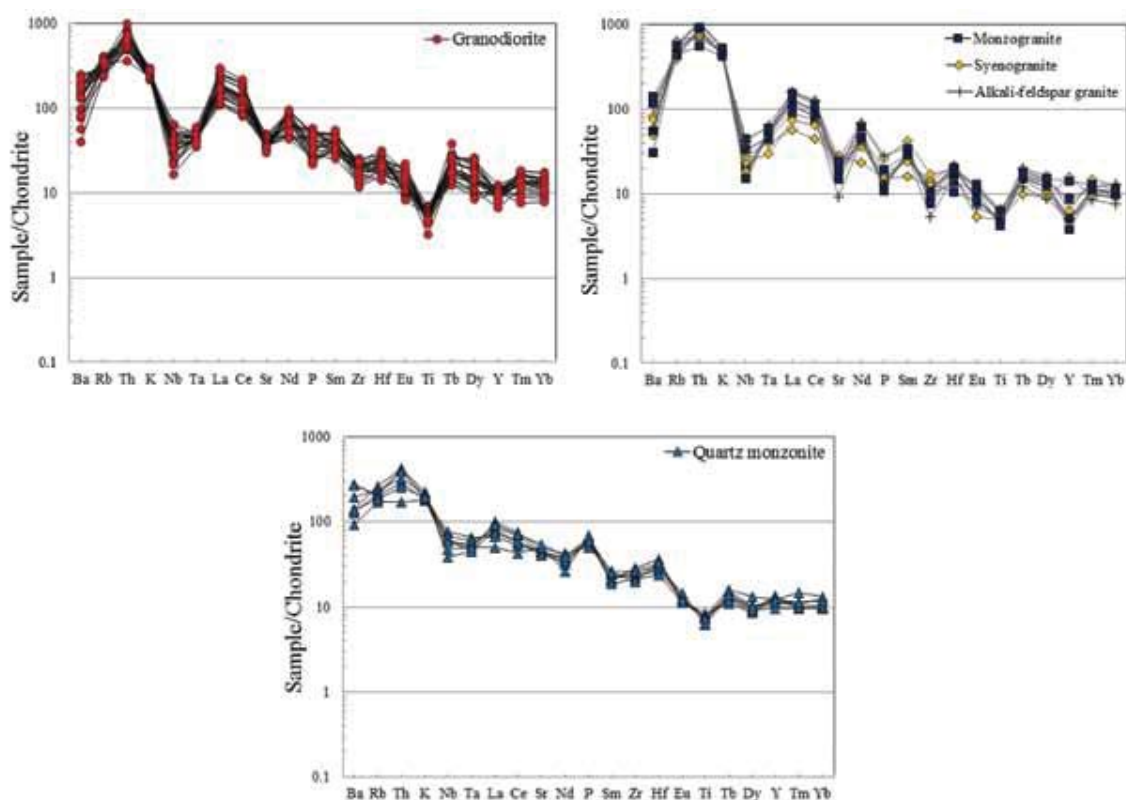
به‌طور کلی محتوای بالای Th، Rb و K و مقادیر پایین Sr، P و Ti با ویژگی مذاب‌های پوسته‌ای معمولی سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992) و نشان‌دهنده آلیش با پوسته بالایی طی تکامل ماگما (یعنی رخداد هر دو فرآیند تبلور تفریقی و هضم) می‌باشد. بنابراین الگوی رفتاری REE و عناصر کمیاب گرانیتیوئید سامن به‌طور مساعدی با ویژگی‌های ماگماهای تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی و یا جایگاه‌های پسا برخوردی سازگار است.

بحث

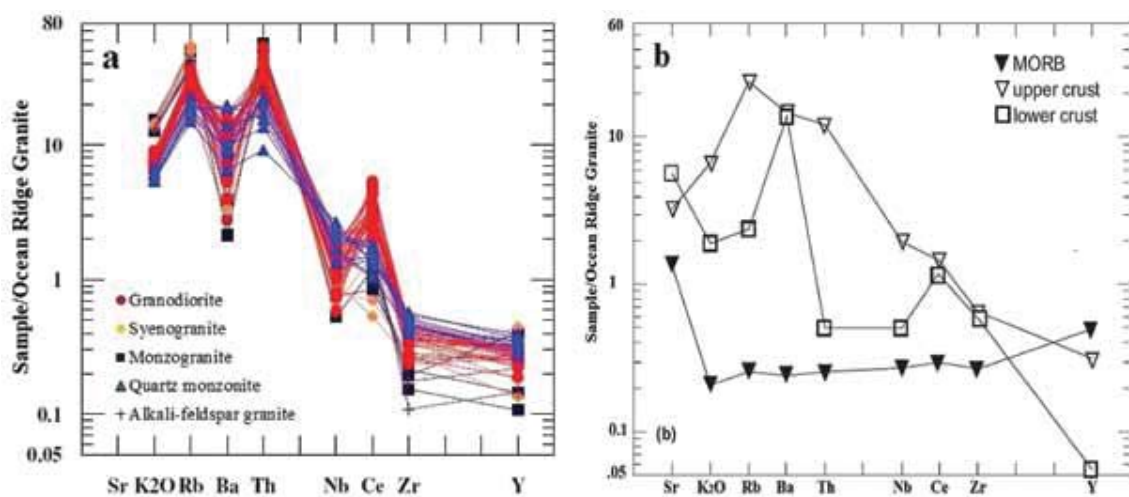
جایگاه تکتونیکی و مدل ژئوتکتونیکی

با توجه به روابط صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی، ترکیب واحدهای سنگی گرانیتیوئید سامن مشابه نفوذی‌های تشکیل شده در حاشیه‌های فعال قاره‌ای می‌باشد. جهت تعیین محیط تکتونیکی توده نفوذی سامن از نمودارهای عناصر کمیاب به دلیل عدم تحرک پذیری تحت تاثیر فرآیندهای گرمایی استفاده شده است. در نمودار (Pearce et al., 1984)

1. Volcanic Arc Granite



شکل ۱۱. نمودار الگوی پراکندگی عناصر کمیاب (نمودارهای عنکبوتی) در واحدهای گرانودیوریتی (●)، مونزوگرانییتی (■)، سینوگرانییتی (◆)، آلكالی فلدسپار گرانییتی (+) و کوارتز مونزونیتی (▲) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Tampson, 1982) بهنجار شده است



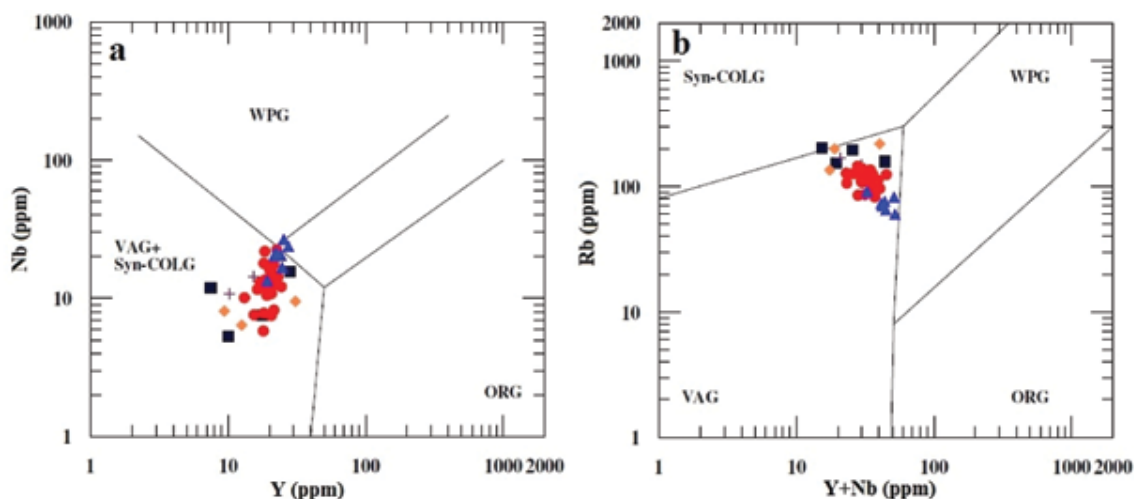
شکل ۱۲. نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گرانیته پشته اقیانوسی در (a) گرانیته‌توئید سامن، (b) مورب، پوسته بالایی و پوسته پایینی، برای مقایسه. مقادیر بهنجار شده از (Pearce et al. 1984)

حسن زمانیان و همکاران

و قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۴- a و b). همچنین بر اساس نمودار (Condie ۱۹۸۹) نسبت‌های بالای Th/Yb همراه با مقادیر بالای Lu/Yb با ویژگی ماگماهای قوس‌های حاشیه قاره‌ای سازگار می‌باشد (شکل ۱۴- c). بنابراین گرانیتوئید سامن همانند دیگر کمپلکس‌های رخنمون یافته در بخش شمالی SSZ مانند کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (Ahmadi khalaj et al., 2007)، کمپلکس گرانیتوئیدی ملایر (Ahadnejad et al., 2008) و کمپلکس گرانیتوئیدی الوند (Aliani et al., 2012) در ارتباط با قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد.

قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند. همان‌طور که پیش‌تر توصیف شد گرانیتوئید سامن از لحاظ LILE همانند Cs، K، Rb، Th نسبت به HFSE به‌ویژه Zr، Ti، Y، Nb و Hf غنی شده است (شکل ۱۱ و جدول ۱). ماگماهای با این ویژگی‌های ژئوشیمیایی عموماً به‌عنوان ماگماهای مرتبط با فرورانش توصیف شده‌اند (e.g., Foley and Wheller, 1990; Sajona et al., 1996).

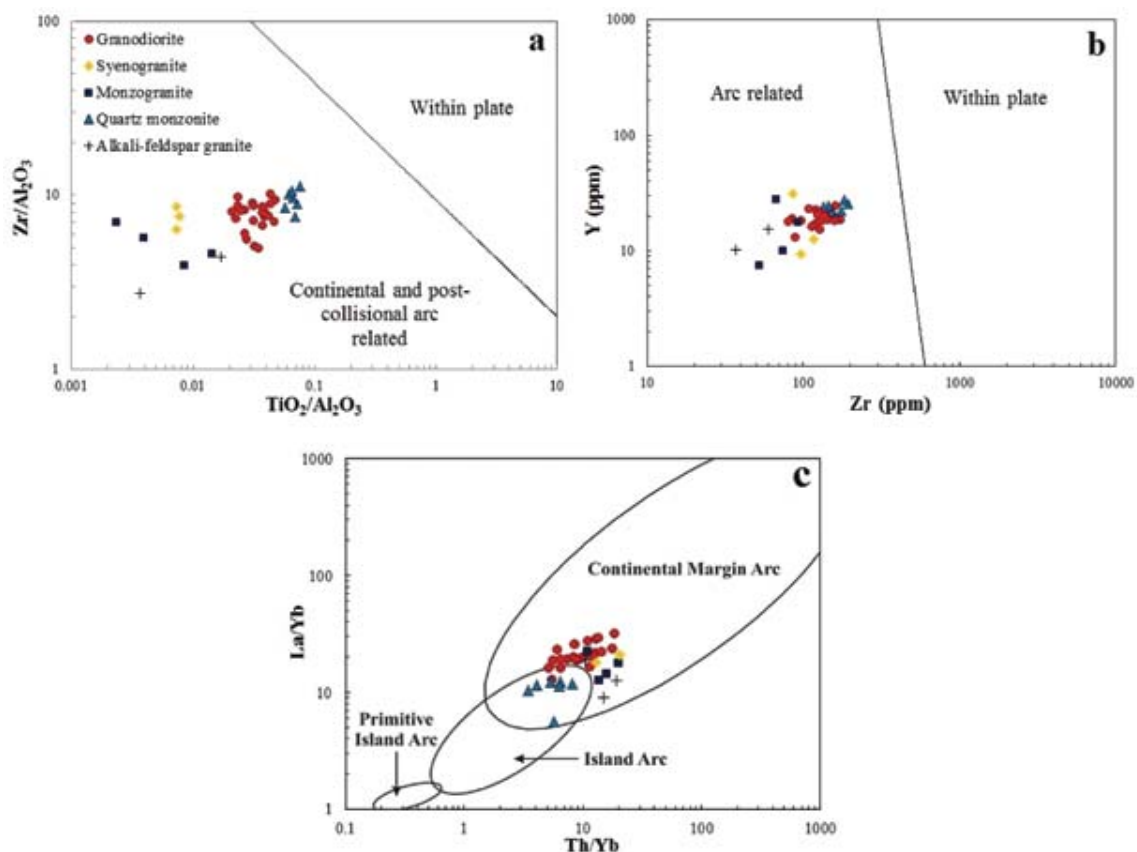
بر اساس نمودارهای Zr در مقابل Y و Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (Muller and Groves, 1994) این نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس‌های پس‌ابرخوردی



شکل ۱۳. نمودارهای a) Y در مقابل Y+Nb، b) Nb در مقابل Rb، برای تمایز محیط تکتوماگمایی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984). ORG (گرانیت پشته‌های اقیانوسی)، VAG (گرانیت کمان آتشفشانی)، WPG (گرانیت درون صفحه‌ای) و Syn-COLG (گرانیت‌های همزمان با برخورد)

اسکارن گرانیتوئیدهای Bocsă Ocna de Fier رومانی (Nicolescu et al., 1999)؛ میل استریم کانادا (Lentz et al., 1995)؛ بریتیش کلمبیا کانادا (Meinert, 1984)؛ کمربند طلای ریونارسا اسپانیا (Martin-Izard et al., 2000)؛ ایرین جایا ناحیه ارتسبرگ (Meinert, 1997) و ایوجیلر ترکیه (Yucel-Ozturk et al., 2005) می‌باشد (شکل ۱۵ و جدول ۲). در نمودارهای هارکر، متوسط اسکارن‌های Fe و Au از طریق مقادیر MgO بالاتر و SiO_2 و K_2O پایین‌تر در مقایسه با اسکارن‌های Cu و دیگر انواع اسکارن‌ها (Zn، W، Mo، Sn) مشخص می‌گردند. مقادیر MgO مونوزوگرانیت‌ها، سینیوگرانیت‌ها، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها،

ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی اسکارن و مقایسه تغییرات ترکیبی گرانیتوئید سامن با اسکارن گرانیتوئیدهای جهان در این تحقیق به‌منظور ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی گرانیتوئید سامن، از نمودارهای تمیزدهنده (مانند نمودارهای هارکر)، همچنین مقایسه ترکیب گرانیتوئید سامن با ترکیبات شناخته شده باتولیت‌های اسکارن ساز استفاده شده است (شکل ۱۵ و جدول ۲). برحسب محتوای عناصر اصلی و با استفاده از نمودارهای هارکر مشابه نمودارهای مورد استفاده توسط Meinert (1993, 1995)، گرانیتوئید سامن قابل مقایسه با متوسط جهانی گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu (Meinert, 1995) و همچنین قابل مقایسه با



شکل ۱۴. نمودارهای Zr/Al_2O_3 (a) در مقابل TiO_2/Al_2O_3 ، (b) Zr در مقابل Y (Muller and Groves, 1994) و (c) Th/Yb در مقابل La/Yb (Condie, 1989)، برای تمایز محیط زمین‌تکتونیکی گرانیتوئیدها

مقابل مقادیر MgO سنگ‌های مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی نسبتاً مشابه با مقادیر موجود در اسکارن گرانیتوئیدهای Sn و W (مانند واحدهای لوکوکراتیک ایوچیلر) می‌باشد (شکل ۱۵-a). برحسب مقادیر K_2O واحدهای گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی سامن به سمت گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au و Fe (مانند کمربند طلای ریونارسا و کانسار آهن Bocsacna De Fier) گرایش دارند (شکل ۱۵-b)، درحالی‌که واحدهای مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی همبستگی خوبی با اسکارن گرانیتوئیدهای Sn و Mo (مانند ایوچیلر ترکیه) را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۵-b). به‌طور کلی گرانیتوئید سامن یک روند مشخص از نظر آهن و سایر اکسیدهای اصلی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-c). در نمودار $Fe_2O_3+CaO+Na_2O/K_2O$ در مقابل SiO_2 واحدهای گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی سامن به سمت

گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های سامن به ترتیب برابر $۳۳/۰$ درصد، $۳۳/۰$ درصد، $۳۸/۰$ درصد، $۱/۲$ درصد و $۲/۳$ درصد می‌باشد، این مقادیر برای گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Sn ، Cu ، Au ، Fe و Mo به ترتیب برابر با ۳ درصد، $۲/۳$ درصد، $۱/۸$ درصد، $۳/۰$ درصد و $۵/۰$ درصد می‌باشد (Meinert, 1995). بدین ترتیب، ترکیب واحدهای گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی نشان‌دهنده مطابقت واضح و مشخص با کانسارهای اسکارن $Au-Cu$ و Fe می‌باشد، درحالی‌که همبستگی قابل توجهی بین ترکیب واحدهای مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی با ترکیب پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های Sn و Mo وجود دارد. مقادیر MgO سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی سامن به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe ، Au و Cu (مانند کمربند طلای ریونارسا، آهن بریتیش کلمبیا و کانسار $Cu-Fe$ میل استریم) نزدیک است (شکل ۱۵-a). در

حسن زمانیان و همکاران

جدول ۲. متوسط ترکیب عناصر اصلی پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های (Meinert, 1995) Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo, Sn و واحدهای سنگی گرانیتوئید سامن

Skarn-type	Fe	Au	Cu	Zn	W	Mo	Sn	Monzo-granite	Syeno-granite	alkali-feldspar granitic	Grano-diorite	Quartz monzonite
Average	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.	ave.
SiO ₂ (%)	59.3	61.4	64.9	68.7	70.7	73.7	73.7	74.44	73.35	71.07	63.28	59.77
TiO ₂	0.8	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.14	0.71	1.15
Al ₂ O ₃	16.8	16.2	16.0	14.3	14.2	13.4	13.6	13.23	13.33	13.06	15.84	16.22
Fe ₂ O ₃	2.8	2.6	2.5	1.8	1.4	0.9	0.8	0.58	0.59	0.79	2.87	2.75
FeO	4.5	3.7	2.4	1.3	1.5	1.1	1.3	0.41	0.42	0.62	2.64	3.43
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.05	0.07	0.08	0.106	0.10
MgO	3.0	3.2	1.8	1.0	0.2	0.5	0.3	0.33	0.33	0.38	2.39	3.20
CaO	7.2	5.8	3.8	3.2	2.2	1.5	1.1	1.03	1.07	1.61	4.23	5.97
Na ₂ O	4.0	3.1	4.0	3.0	3.5	3.2	3.2	3.19	3.52	3.46	3.57	4.01
K ₂ O	2.1	2.5	3.6	4.8	4.5	4.7	4.7	5.45	5.61	5.17	3.52	3.04
P ₂ O ₅	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.06	0.09	0.9	0.21	0.28

تقریباً هیچ‌یک از این پلوتون‌ها به‌عنوان پراآکالین طبقه‌بندی نمی‌شوند. شکل ۱۵-۱ نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن دارای مقادیر ANK کمتر و ACNK به بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe است. بر اساس شاخص سیرشدگی از آلومینیوم، گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe به‌عنوان اسکارن‌های مشتق شده از گرانیتوئیدهای جبه‌ای شناخته می‌شوند که با آلودگی پوسته‌ای همراه نبوده و یا مقادیر آن بسیار اندک بوده است (Meinert, 1984). شاخص سیرشدگی از آلومینیوم گرانیتوئید سامن نسبت به گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Fe کمتر بوده و برخلاف متوسط اسکارن گرانیتوئیدهای Fe به نظر می‌رسد که آلودگی و فعل و انفعال بیشتری با پوسته داشته است. به‌رحال در این نمودار گرانیتوئیدهای سامن بیشتر در محدوده اسکارن گرانیتوئیدهای Au، Cu و Zn قرار می‌گیرند.

درجه و نوع تفریق در تعیین پتانسیل کانه‌زایی و نوع کانه‌زایی که با آن مجموعه گرانیت ممکن است همراه باشد مهم است. میزان تبلور تفریقی را می‌توان از چندین طریق اندازه‌گیری کرد: (۱) استفاده از نسبت عناصر سازگار/ناسازگار (مانند Rb/Sr و ۲) بررسی رفتار یک سری از عناصر که ورود و

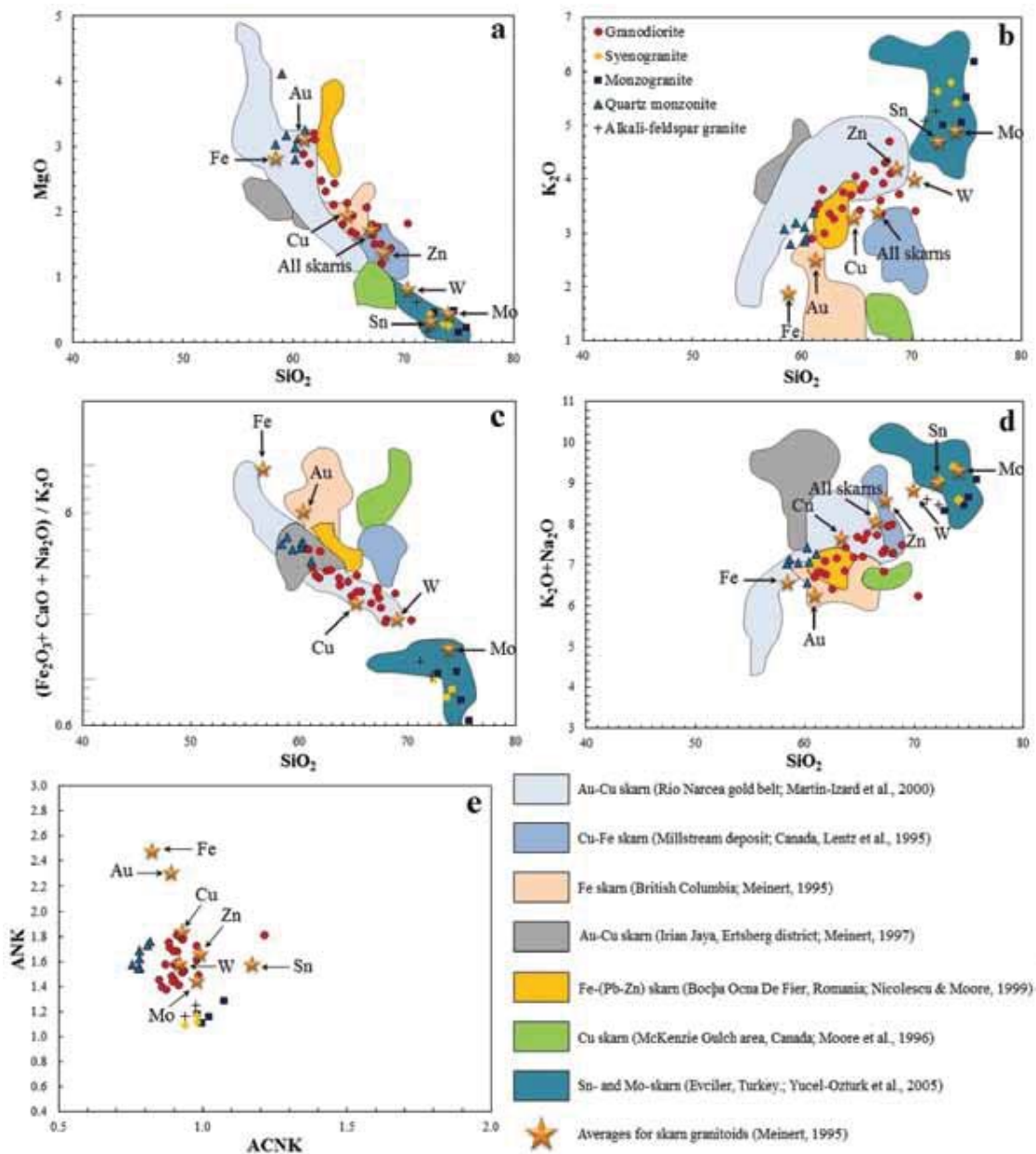
گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu (مانند کمرند طلای ریو نارسا و اسکارن Au-Cu ایرین جایا) تمایل دارند، در مقابل واحدهای مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آکالی فلدسپار گرانیتی سامن تا حدودی مشابه ترکیب اسکارن گرانیتوئیدهای Sn و Mo (مانند واحدهای لوکوکراتیک ایوچیلر) می‌باشند.

مقادیر آکالی کل سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی سامن نیز نسبتاً مشابه این مقادیر در گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au، Cu و Fe می‌باشد (مانند کمرند طلای ریو نارسا، کانسار آهن بریتیش کلمبیا و Bocsă Ocna De Fier) و مقادیر این واحدها نزدیک به متوسط گرانیتوئیدهای Au، Cu و Fe رسم شده است (شکل ۱۵-d). همچنین ترکیب سنگ‌های مونزوگرانیتی، سینوگرانیتی و آکالی فلدسپار گرانیتی سامن تا حدودی مشابه ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Sn و Mo (مانند واحدهای لوکوکراتیک گرانیتوئید ایوچیلر) می‌باشد (شکل ۱۵-d).

بر اساس Meinert (1995)، ترکیب پلوتون‌های مرتبط با اسکارن بر اساس سیرشدگی از آلومینیوم در نزدیک بخش‌های بین دو محدوده پر و مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند و

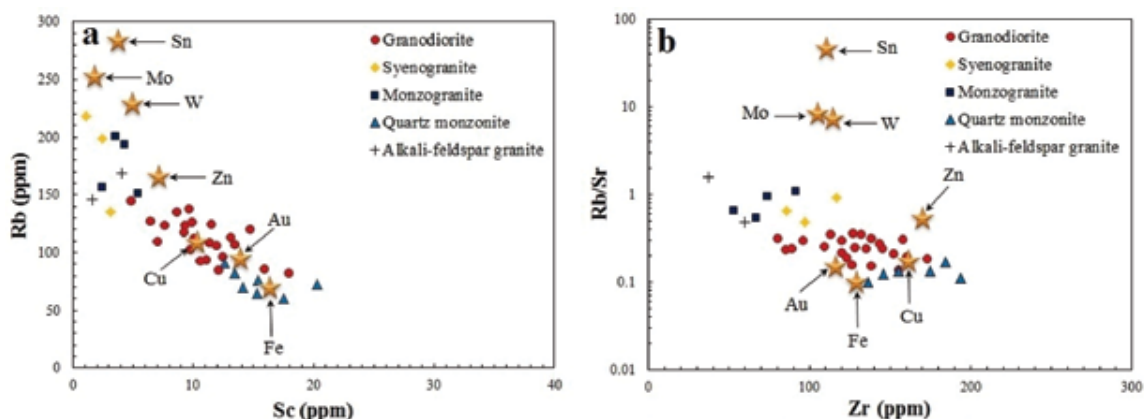
گرانودیوریت‌ها و کوارتزومونزونیت‌ها سامن بسیار نزدیک به محدوده گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au، Cu، Fe است، اما تا حدودی پایین‌تر نسبت به گرانیتوئیدهای همراه اسکارن‌های W، Sn، Mo رسم شده‌اند، مونزوگرانیت‌ها، سینیوگرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های سامن نیز در محدوده بین اسکارن گرانیتوئیدهای Zn و W قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶-ا).

خروج فازهای تبلور یافته را نشان می‌دهند (Blevin, 2004). برای مثال طی فرآیند تفریق و تبلور سنگ‌های آذرین، مقادیر Rb باید افزایش یابد و در مقابل Sc باید کاهش پیدا کند. شکل ۱۶-ا این رابطه را در واحدهای مختلف گرانیتوئید سامن به نمایش می‌گذارد. در این شکل گرانودیوریت‌ها و کوارتزومونزونیت‌ها سامن به وسیله مقادیر Sc بیشتر و Rb کمتر نسبت به مونزوگرانیت‌ها، سینیوگرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها مشخص می‌شوند. بدین ترتیب



شکل ۱۵. نمودارهای هارکر MgO (a در مقابل SiO_2 ، b) K_2O در مقابل SiO_2 ، c) نسبت $Fe_2O_3+CaO+Na_2O/K_2O$ در مقابل SiO_2 ، d) مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 و ANK در مقابل ACNK برای گرانیتوئید سامن و مقایسه آن با اسکارن گرانیتوئیدهای جهان. مقادیر متوسط برای اسکارن گرانیتوئیدها برگرفته از (Meinert, 1995)

حسن زمانیان و همکاران



شکل ۱۶. محتوای عناصر کمیاب گرانیتوئید سامن و متوسط اسکارن گرانیتوئیدهای جهان برگرفته از (Meinert, 1995). (a) در مقابل Rb در مقابل Sc و (b) Rb/Sr در مقابل Zr

تکتونیکی به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت) و از مذاب‌های اندکی تکامل یافته مشتق شده است (شکل ۱۷-d).

فراوانی نسبی فلزات در ماگما و انواع مختلف کانسارهای وابسته به توده نفوذی تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش-کاهش است. نقش تکامل ترکیبی و تفریق در بالا به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت. شرایط اکسایش-کاهش ماگما نیز اهمیت قابل توجهی در کنترل ماهیت بسیاری از کانه‌ها دارد و امکان تقسیم‌گرانی‌ها به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی را فراهم می‌کند (Ishihara, 1981). بررسی‌ها نشان می‌دهد که محیط‌های کانه ساز Sn دارای شرایط اکسیداسیون پایینی است، در مقابل کانسارهای اسکارن Au و Cu با مجموعه‌های نسبتاً تکامل نیافته تر و اکسیده تر همراه می‌باشند. در نمودار Fe_2O_3/FeO در مقابل Rb/Sr (شکل ۱۸-a)، گرانیتوئیدهای سامن به وسیله مجموعه‌های نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسیده مشخص می‌شوند و از بسیاری جنبه‌ها به ترکیب گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های Au-Cu نزدیک و مشابه می‌باشند.

ترکیب پارامترهای استفاده شده در بالا می‌تواند در مقیاس ناحیه‌ای و منطقه‌ای به منظور تفسیر روابط میان سنگ‌های آذرین و کانسارهای مرتبط با آن‌ها مورد استفاده قرار گیرد. داده‌های مربوط به منطقه‌بندی کانسارها و رخداد کانی‌ها می‌تواند به عنوان فاکتورهای کلیدی در تشخیص نواحی گرمایی-ماگمایی مورد استفاده قرار گیرند.

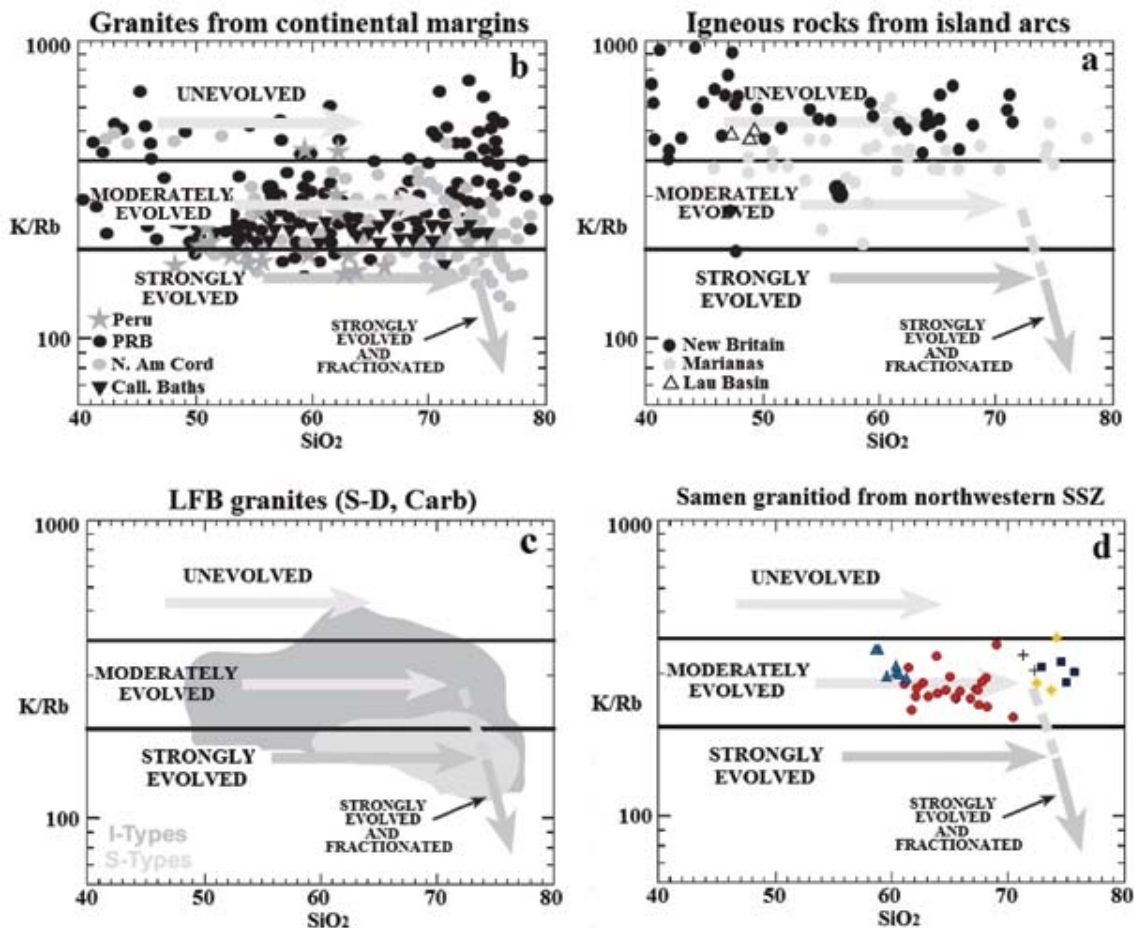
تغییرات عناصر کمیاب لیتوفیل بزرگ یون متحرک همانند Rb و Sr نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا نامتحرک همانند Zr، Nb و P به منظور درک بهتر پتروژنز پلوتون‌های همراه با کانسارهای اسکارن از اهمیت بیشتری برخوردارند. همان‌طور که در شکل ۱۶-b نشان داده شده است گرانیتوئیدهای سامن همانند گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن Fe و Zn، Cu، Au دارای نسبت Rb/Sr پایینی می‌باشد. این نمودار نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای سامن نسبتاً به اسکارن گرانیتوئیدهای Au، Cu و Fe نزدیک‌تر بوده و نشان‌دهنده پتانسیل این توده در تشکیل اسکارن‌های Cu، Fe و Au در منطقه است.

نسبت‌های K/Rb به‌ویژه در ارزیابی مذاب‌های به شدت تفریق یافته مفید و سودمند می‌باشد. بر اساس (۲۰۰۴) Blevin، مجموعه‌هایی که رفتار ترکیبی و پتروگرافیکی سازگاری با فرآیند تبلور تفریقی به نمایش می‌گذارند غالباً همراه با کانه‌زایی قابل توجهی می‌باشند. نمودار K/Rb در مقابل SiO_2 ، یک کاهش پیش‌رونده در نسبت K/Rb را همزمان با تکامل گرانیته به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۷-a و b). در این نمودارها گرانیته‌های حاشیه قاره‌ای نسبت به سنگ‌های آذرین جزایر قوسی از نسبت K/Rb پایین‌تری برخوردار هستند که نشان‌دهنده تکامل یافتگی بیشتر این مذاب‌ها می‌باشد. این نمودارها نشان می‌دهند که ترکیب توده نفوذی سامن مشابه گرانیته‌های سری I حاشیه قاره‌ای است (شکل ۱۷-c) (همان‌طور که پیش‌تر نیز این موضوع در بخش جایگاه

1. Moderately evolved melts

پیش‌بینی ما را در تشخیص پتانسیل مجموعه عناصر فلزی خاص در گرانیتوئید سامن و دیگر گرانیتوئیدهای موجود در شمال غرب پهنه سندج- سیرجان که کمتر از لحاظ پتانسیل کانه‌زایی مورد پژوهش قرار گرفته‌اند بالا می‌برد.

در شکل ۱۸-b، پنج مجموعه فلزی اصلی شناسایی شده و گرانیتوئید سامن نسبتاً نزدیک به مجموعه Au-Cu -رسم شده و مشابه با سنگ‌های ناحیه کادیا استرالیا (Blevin, 2004) می‌باشد. چنین رویکردی ظرفیت



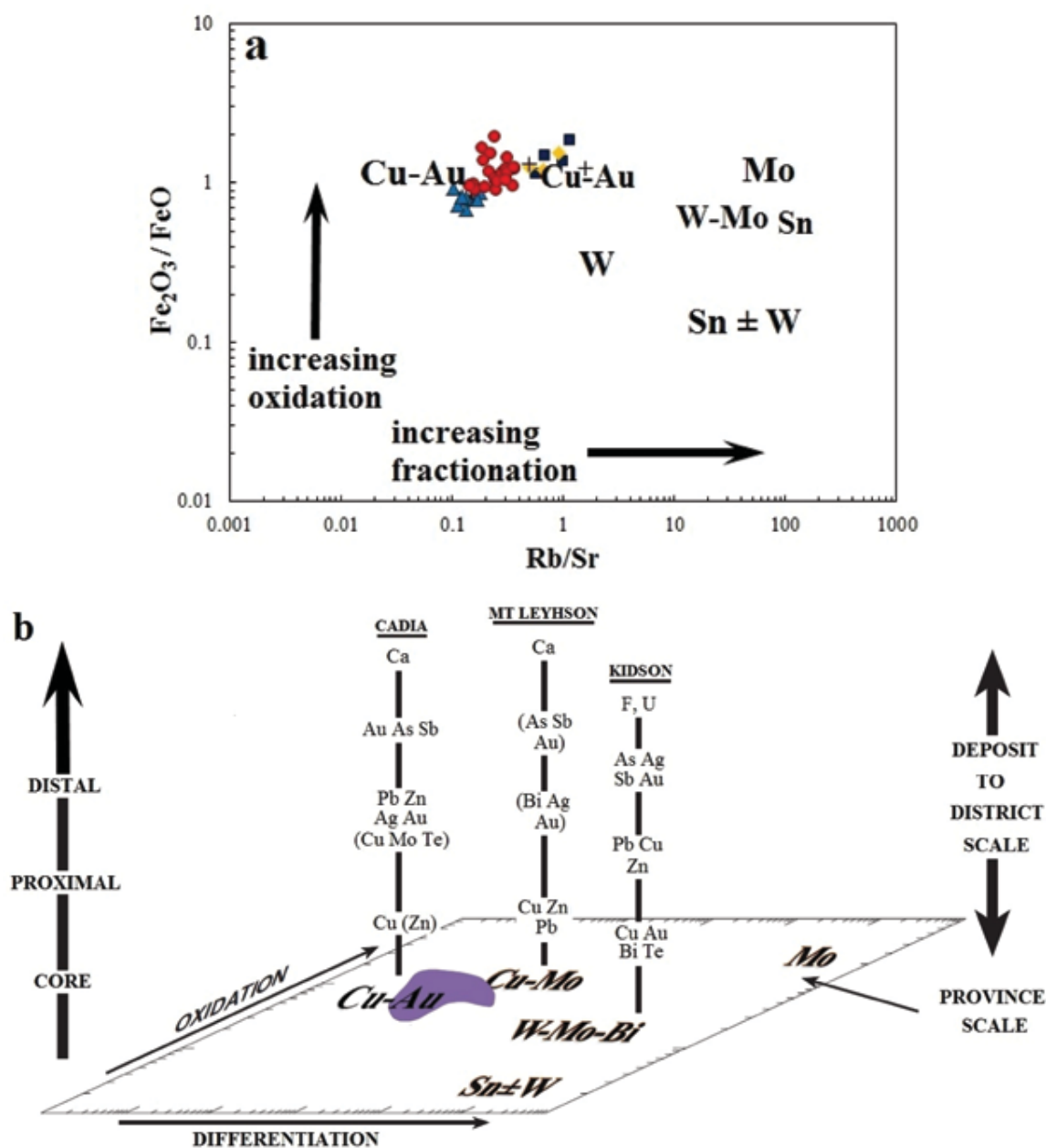
شکل ۱۷. نمودار طبقه‌بندی K/Rb، به منظور ارزیابی شدت تفریق و تکامل یافتگی ماگما در، (a) سنگ‌های آذرین جزایر قوسی، (b) گرانیت‌های حاشیه قاره‌ای، (c) گرانیت‌های سری I و S (تمام داده‌ها برگرفته از (Blevin, 2004) و (d) گرانیتوئید سامن

نتیجه‌گیری

با پتاسیم بالا می‌باشد. برحسب داده‌های عناصر کمیاب، گرانیتوئید سامن در دسته گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. تهی‌شدگی از لحاظ Nb، Ti، Hf، Y و HREE و غنی‌شدگی از لحاظ K، Rb، Cs، Th و LREE با ویژگی‌های جایگاه‌های قوسی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سندج- سیرجان سازگار می‌باشد. فراوانی نسبی فلزات در ماگما و انواع مختلف کانسارهای

گرانیتوئید سامن متشکل از پنج واحد سنگی مختلف شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، آکالی فلدسپار گرانیت و کوارتز مونزونیت می‌باشد که بر اساس شاخصه‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و پتروگرافی همگی ویژگی گرانیتوئیدهای تیپ I را دارا می‌باشند. زمین‌شیمی عناصر اصلی نشان می‌دهد که گرانیتوئید سامن مت‌آلومینوس (ACNK=0.75) تا پرآلومینوس (ACNK=1.21) است و از لحاظ ویژگی‌های پتروشیمیایی متعلق به سری کالک آلکالن

حسن زمانیان و همکاران



شکل ۱۸. (a) نمودار Fe_2O_3/FeO در مقابل Rb/Sr برای گرانیتوئید سامن، و (b) نمودار مفهومی نشان دهنده روابط میان منطقه‌بندی فلزات در مقیاس ناحیه‌ای و کانسار (Blevin, 2004); گرانیتوئید سامن نسبتاً نزدیک به مجموعه $Au-Cu$ رسم شده و مشابه با سنگ‌های ناحیه کادیا استرالیا می‌باشد

همانند اسکارن‌های $Au-Cu$ به‌وسیله ماگماهای تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته و اکسیده مشخص می‌گردند. شاخصه‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها سامن نشان دهنده شباهت قابل توجه این واحدها با برخی از اسکارن گرانیتوئیدهای $Au-Cu$ کمر بند طلای ریو نارسا اسپانیا، $Au-Cu$ ایرین جایا ناحیه ارتسبرگ، $Cu-Fe$ میل

مرتبط با توده‌های نفوذی تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش-کاهش می‌باشد. بر همین اساس مجموعه فلزات اصلی مشتق شده از ماگما ارتباط تنگاتنگی با ترکیب ماگما دارند. کانسارهای اسکارن $Au-Cu$ با ماگماهای اکسیده، نسبتاً تکامل نیافته تا اندکی تکامل یافته همراه می‌باشند. واحدهای سنگی مختلف گرانیتوئید سامن نیز

- مجیدی فیض‌آبادی، ت.، ۱۳۷۵. بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی غرب سامن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۹۷.

- مدنی، ح.، ۱۳۵۹. پتروگرافی و پترولوژی توده آذرین گرانیتوئیدی منطقه سامن و سنگ‌های همبری آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۸۴.

- Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V. and Esmaeily, D., 2008. The Role of Shear Zone on the Emplacement of Malayer Granitoid Rocks, NW Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8, 4238-4250.

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde*, 72, 363-383.

- Berberian, M., 1977. Three phase of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanadaj-Sirjan structural zone): a palaeotectonic discussion. In: Berberian, M. (Ed.), *Geological Survey of Iran, Tehran, Report 40*, 24.

- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.

- Blevin, P.L., 2004. Metallogeny of granitic rocks. *The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis*, Geoscience Australia.

- 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.

استریم کانادا، Fe بریتیش کلمبیا و Bocsacna De Fier می‌باشد. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای مونوزگرانیتی، سینوگرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی سامن شباهت بیشتری به اسکارن گرانیتوئیدهای Mo و Sn ایوچیلر ترکیه را نشان می‌دهد.

نتیجه این مطالعه نشان می‌دهد که تکامل پترولوژیکی و ترکیبی پلوتون سامن کنترل‌کننده اصلی دگرسانی، کانه‌زایی و محتوای فلزی (مانند Au-Cu-Fe) اسکارن‌های موجود در منطقه می‌باشد. ترکیب تمام پارامترهای یاد شده می‌تواند در مقیاس ناحیه‌ای و منطقه‌ای به منظور تفسیر روابط میان پلوتون سامن و کانسارهای مرتبط با آن مورد استفاده قرار گیرد. بر همین اساس گرانیتوئید سامن قابل مقایسه با مجموعه فلزات اصلی Au-Cu مانند ناحیه کادیا، استرالیا می‌باشد. بنابراین روابط میدانی و پترولوژیکی توده‌های آذرین قابلیت پیش‌بینی ما را در شناسایی پتانسیل مجموعه عناصر فلزی خاص در پلوتون کمتر مطالعه شده سامن و دیگر پلوتون‌های موجود در شمال غرب سنندج-سیرجان بالا می‌برد.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه لرستان در انجام این تحقیق کمال تشکر را دارد. همچنین نویسندگان از داوران محترم مقاله که با نظرات ارزشمند خود به ارتقای سطح مقاله و بهبود آن کمک شایانی کرده‌اند، کمال تشکر را دارد.

منابع

- حسین پور، ز.، ۱۳۸۲. پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی سامن و دگرگونی اطراف آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۲۰.

- سپاهی گرو، ع.ا.، سپه‌وند، ف.، احمدی خلجی، ا. و سلامی، ص.، ۱۳۹۳. پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک سامن (جنوب غرب ملایر، همدان). *مجله پترولوژی*، ۱۸، ۷۷-۹۲.

- کرمی، ا.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی اقتصادی اسکارن انجیره ملایر، غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه لرستان، ۲۴۴.

- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
- Delaloye, M. and Bingol, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction - terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77, 745-754.
- Fazlnia, A., Schenk, V., Straaten, F. and Mirmohammadi, M., 2009. Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112, 413-433.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
- Harker, B.R., Mosenfelder, J.L. and Gnos, E., 1996a. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3001-3013.
- Harker, B.R., Mosenfelder, J.L., Gnos, E., 1996b. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, 15, 1230-1247.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (editors), *Collision Tectonics*, Geological Society, London, 67-81.
- Harris, N.B.W., Inger, S. and Xu, R., 1990. Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of postcollision magmatism? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 21-32.
- Henderson, P., 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science, 501 pp.
- Hildreth, E.W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 177-195.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1981. The Granitoid Series and mineralization. *Economic Geology* 75, 458-484.
- Ishihara, S and Murakami, H., 2004. Granitoid Types Related to Cretaceous Plutonic Au-Quartz Vein and Cu-Fe Skarn Deposits, Kitakami Mountains, Japan. *Resource Geology*, 54, 281-298.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002. Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20, 127-138.
- Lentz, D. R., Walker, J. A. and Stirling, J. A. R., 1995. Millstream Cu-Fe skarn deposits: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick. *Exploration and Mining Geology*, 4, 15-31.
- Martin-Izard, A., Fuertes-Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J.G., Maldonado, C. and Pevida, L.R. 2000. The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, 103-117.
- Mehrabi, B., Mahmoudi, S., Masoudi, F. and Corfu, F., 2009. Mesozoic and Cenozoic U-Pb ages and magmatic history of granitoid bodies in the northern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, Iran. *Geological society of America, Abstracts with Programs* 41, 481.

- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits – guides to exploration. In: S.J. Boardman (Editor), *Revolution in the Earth Sciences*. Kendall-Hunt Publishing, Dubuque, Iowa, 301-316.
- Meinert, L.D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79, 869-882.
- Meinert, L.D., 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: R.V. Kirkham, V.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. DUKE (Editors), *Mineral Deposit Modelling*. Geological Association of Canada, Special Publications, 40, 569-583.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 401-418.
- Meinert, L.D., 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6, 185-208.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1994. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 56.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical Acta*, 38, 757-775.
- Nicolescu, D., Cornell, D.H. and Bojar, A.N., 1999. Age and tectonic settings of Bocşa and Ocna de Fier-Dogneca granodiorites (south-west Romania) and of associated skarn mineralization. *Mineralium Deposita*, 34, 743-753.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Parker, R.J. and Marsh, J.S., 1985. The geochemistry of potassium lavas from Vulcini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 244-257.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, 652.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M., 1996. High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693-726.
- Sepahi, A.A., 2008. Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrbuch Geologie Und Paleontologie Abhandlungen*, 247, 295-312.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668-683.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity.

حسن زمانیان و همکاران

ity. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 333-351.

- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scottish Journal of Geology, 18, 49-107.

- Valizadeh, M.V. and Sadeghian, M., 1996. Petrogenesis of Alvand granitoid complex. National Geoscience database of Iran, 5, 14-31 (in Persian with English abstract).

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

- Wilson, M., 2007. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 461.

- Yucel-Ozturk, Y., Helvaci, C. and Satir, M., 2005. Genetic Relations Between Skarn Mineralization and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdag, Canakkale, Turkey and Comparison with World Skarn Granitoids. Turkish Journal of Earth Sciences, 14, 255-280.

- Zamanian, H and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran. Geologos, 19, 229-242.