

کانی‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدها و اسکارن آهن وابسته به تخت (شمال کبودرآهنگ)

سمیه منصوری، فرهاد آلیانی، محمد معانی جو*، علی اصغر سپاهی گرو و محمد مستقیم
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

منطقه تخت از لحاظ زمین‌ساختی در شمال کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. گرانیتوئیدهای تخت متشکل از گرانودیوریت، کوارتزادیوریت و تونالیت است. در اثر نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به داخل سنگ‌های کربناته با سن کرتاسه کانسار اسکارن آهن تشکیل شده که دارای منطقه‌بندی است. این منطقه‌بندی از مجاورت توده نفوذی به طرف خارج به ترتیب شامل: پهنه‌های اپیدوت، اولیژیست-کوارتز، گارنت، پیریت، مگنتیت، آهنک کریستالین و پهنه کربناته است. واضح بودن این منطقه‌بندی، اسکارن تخت را از لحاظ زمین‌شناسی بسیار جذاب نموده است. نتایج حاصل از ترکیب شیمیایی گارنت‌های وابسته به اسکارن، گویای وجود محلول جامد گراسولار و آندرادیت است. نمودارهای عنکبوتی توده‌های نفوذی نشان‌دهنده تهی‌شدگی از عناصر P، Eu، Ti و غنی‌شدگی از عناصر Rb، Th، U و غنی‌شدگی از عناصر LILE (عناصر لیتوفیل بزرگ یون) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (عناصر با شدت میدان قوی) است. نمودار Rb-Y+Nb بیانگر وجود قوس آتشفشانی (VAG) است که می‌تواند با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی همراه بوده باشد. واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، گرانیتوئید، اسکارن آهن، تخت، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

این مجموعه گرانیتوئیدی و اسکارن آهن مرتبط با آن بررسی شود.

مجموعه گرانیتوئیدی تخت در شمال کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. از آن جایی که تاکنون مطالعات جامعی در این بخش از لحاظ سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی انجام نشده است بنابراین، در این پژوهش سعی شده است تا ویژگی‌های مختلف سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی

زمین‌شناسی منطقه

منطقه تخت در ۴۲ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان رزن و در ۱۲۳ کیلومتری شمال شهر همدان به مختصات جغرافیایی $48^{\circ}39'$ تا $48^{\circ}46'$

گرفته است که با کنگلومرای سازند فجن آغاز می‌شود. واحدهای ائوسن در منطقه ضخامت زیادی دارد و در بر گیرنده آندزیت، داسیت، ریولیت، سنگ‌های آذرین خروجی و سنگ آهک نومولیت‌دار است. رسوبات دریایی الیگو-میوسن سازند قم، آهک، مارن و توف با ناپیوستگی روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. جوان‌ترین سنگ در منطقه سنگ‌های رسوبی متعلق به کواترنری است که بیش‌تر آبرفت‌ها و تراست‌های آبرفتی را تشکیل می‌دهد. بنابراین، همان‌طور که از شکل ۱ بر می‌آید در محدوده کانسار تخت، توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در منطقه که به طور عمده شامل: گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و تونالیت هستند با مساحتی بالغ بر ۲۰ کیلومتر مربع از منطقه را به خود اختصاص داده و با نفوذ در سنگ‌های کربناته به سن کرتاسه کانسار اسکارن آهن را به وجود آورده‌اند که اسکارن تشکیل شده مساحتی حدود ۵ کیلومتر مربع را در بر گرفته است. رسوبات، تراورتن‌ها و کنگلومراهای کواترنری نیز در بسیاری از قسمت‌ها، توده‌های نفوذی و سنگ‌های کربناته مربوط به کرتاسه را نیز پوشانده‌اند.

همان‌طور که عنوان شد کانی‌های موجود در کانسار اسکارنی تخت در اثر نفوذ توده گرانودیوریتی در داخل آهک‌های کرتاسه به وجود آمده‌اند. و با توجه به مشاهدات صحرایی و روابط ساختاری گونه‌های سنگی، قطع‌شدگی تونالیت‌ها توسط کوارتزیدیوریت و کوارتزیدیوریت‌ها توسط گرانودیوریت‌های عامل کانسارسازی از جمله شواهد تقدم و تأخر توده‌های موجود در منطقه است. همچنین، وجود آنکلاوهای از توده کوارتزیدیوریتی در توده نفوذی گرانودیوریتی شاهدی مبنی بر تقدم توده کوارتزیدیوریتی نسبت به توده گرانودیوریتی است. از طرفی، وجود حاشیه‌های

طول شرقی و $35^{\circ}30'$ تا $35^{\circ}36'$ عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه از لحاظ زمین‌ساختی در شمال کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. این کمر بند را حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس از طریق فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌دانند (Forster, 1978). این فرورانش و برخورد قاره‌ای از پالئوسن تا الیگوسن ادامه داشته و باعث افزایش فعالیت آذرین پلوتونیک و آتشفشانی کالک‌آلکان و آلکان در این کمر بند شده است (Shahabpour, 1982). به طوری که این کمان متشکل از سنگ‌های ولکانیک و پلوتونیک متعلق به زمان ائوسن-کواترنری است (Berberian and King, 1981). این کمر بند بر کمر بند جهانی کوهزایی فلززایی آلپ-همیالیا منطبق و به مانند دیگر کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره مانند: آند و کردیلیرا، میزبان کانسارهای مس-مولیبدن به همراه دیگر کانسارهای وابسته به این خاستگاه‌های ژئودینامیکی است (McQuarri et al., 2003). اوج فعالیت این کمان در ائوسن بوده و بعد از یک دوره خاموشی، طی میوسن بالایی تا پلیوکواترنر مجدداً فعال شده است (Omrani et al., 2008). کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر یک محور فعال از نظر ولکانیسم (در کرتاسه فوقانی و ائوسن) و از نظر پلوتونیسم (در الیگوسن و میوسن) است (Stöcklin, 1968). پلوتونیسم مربوط به ژوراسیک این پهنه با پدیده فرورانش در ارتباط است (Berberian and Berberian, 1981 et al., 1977; Mohajjel et al., Berberian and King, 1981). در این ناحیه واحدهای چینه‌شناسی قبل از ژوراسیک رخنمون ندارد و قدیمی‌ترین برون‌زدگی‌ها به سنگ‌های دگرگونی شیستی مربوط به ژوراسیک و آهک‌های متبلور شده و شیل‌های مربوط به زمان کرتاسه متعلق است. سیستم ترشیاری با دگرشیبی روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار

نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه به عمل آمد. سپس، بازدیدهای صحرائی به مدت هشت روز انجام شد که نتیجه این بازدیدها، جمع‌آوری ۶۰ نمونه دستی از گرانیتوئیدها و اسکارن موجود در منطقه بود، که از این میان تعداد ۱۴ نمونه از گرانیتوئیدها با حداقل دگرسانی یا فاقد دگرسانی برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی با روش ICP-AES، ICP-MS و ذوب لیتیوم متابورات برای تعیین درصد اکسیدهای اصلی و همچنین، تعیین درصد اکسیدهای فرعی به شرکت SGS کانادا ارسال شد. همچنین، تعداد سه نمونه گارنت از پهنه گارنت واقع در اسکارن منطقه با روش شیمی تر در شرکت کان پژوه تهران تجزیه شد.

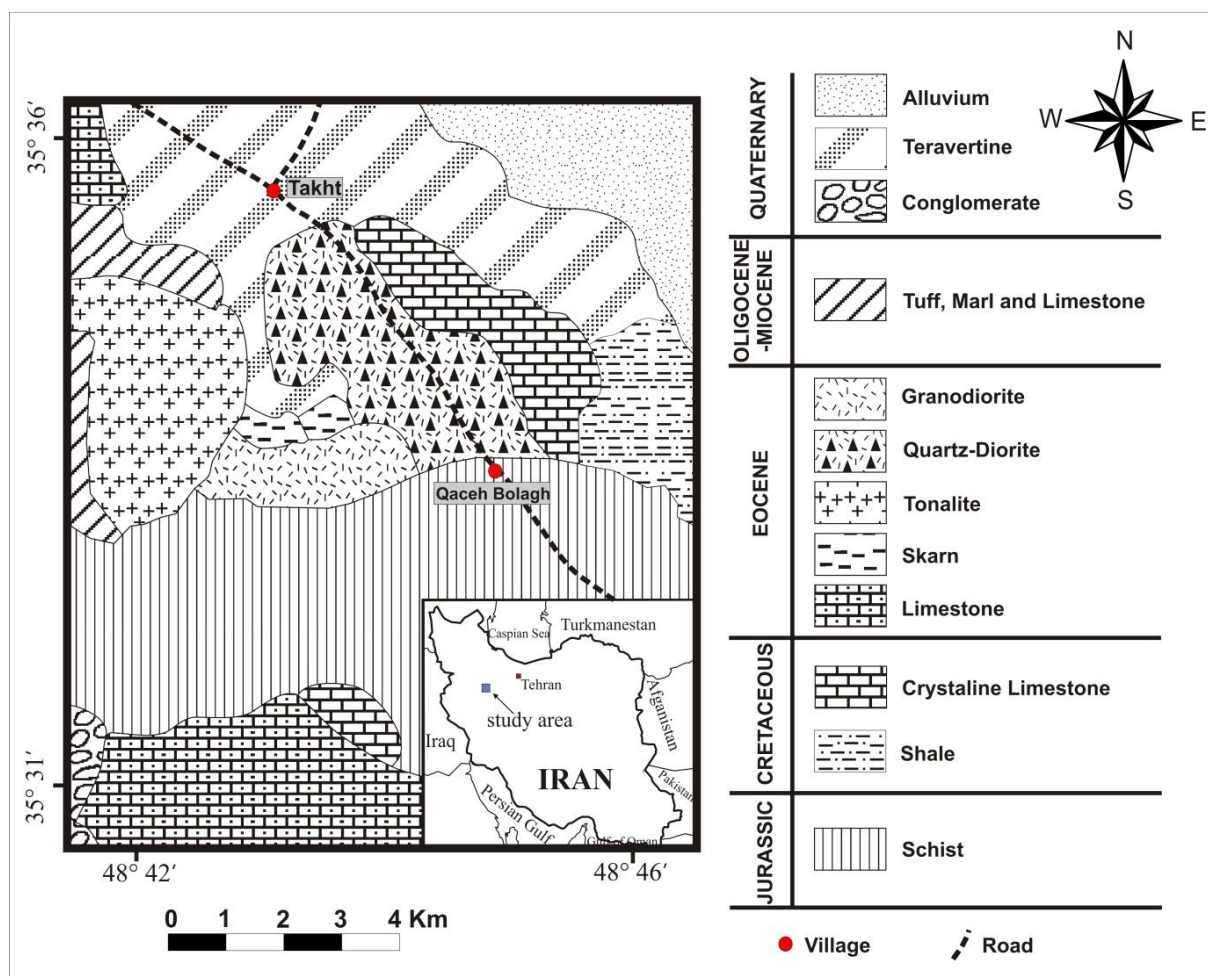
دگرگونی در توده‌های نفوذی موجود در منطقه، به ترتیب از قدیم به جدید، معرف تقدم و تأخر توده‌های بیان شده به صورت زیر است:

الف) توده تونالیتی، ب) توده کوارتزادیورتی و ج) توده گرانودیوریتی.

توده گرانودیوریتی در مرحله آخر تزریق شده و از توده‌های دیگر جوان‌تر است و با توجه به شواهد موجود در منطقه و توده‌های یاد شده به عنوان توده کانسار ساز شناخته می‌شود.

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، در ابتدا مطالعات جامعی در رابطه با عنوان پژوهش و همچنین،



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار آهن تخت و موقعیت آن در نقشه ایران (Shafiei, 2007) با تغییرات

بحث

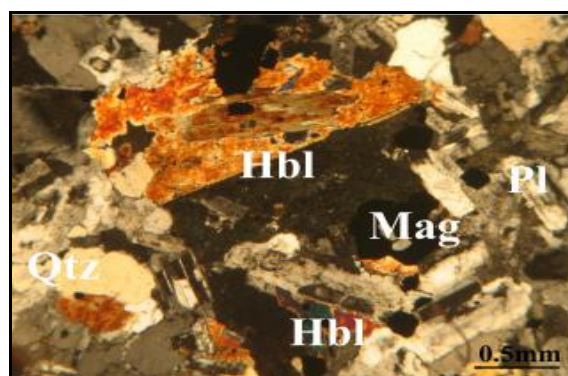
پتروگرافی

توده نفوذی گرانیتوئیدی تخت به لحاظ ویژگی‌های پتروگرافی متشکل از سنگ‌های گرانودیوریتی، کوارتزیدیوریتی و تونالیتی است. بنابراین، این توده گرانیتوئیدی به داخل سنگ‌های کربناته به سن کرتاسه نفوذ کرده که در نتیجه این فرآیند، کانسار اسکارن آهن تشکیل شده و دارای منطقه‌بندی است. این منطقه‌بندی از مجاورت توده نفوذی به طرف خارج به ترتیب شامل: پهنه‌های اپیدوت، اولیژیست-کوارتز، گارنت، پیریت، مگنتیت، آهک کریستالین و پهنه کربناته است.

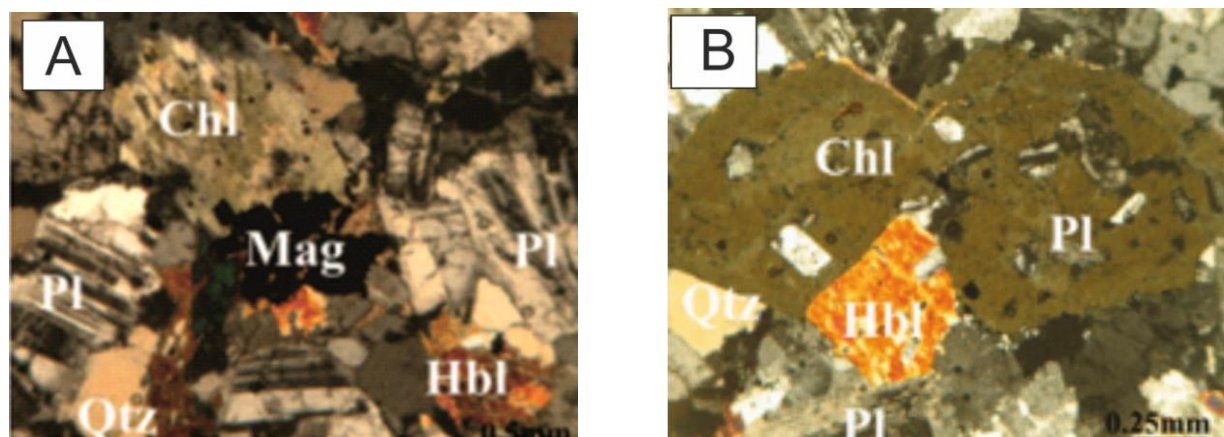
گرانودیوریت: این سنگ‌ها از لحاظ ضریب رنگینی لوکوکرات تا مزوکرات بوده و از لحاظ دانه‌بندی اغلب دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است. بافت اصلی سنگ نیمه شکل‌دار گرانولار (شکل ۲) و در برخی مقاطع گرانولار است. بافت‌های پوی کلیتیک و پرتیت هم مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها عبارتند از: کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل (حدود ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار (حدود ۴۰ درصد)، آمفیبول به صورت بلورهای بی‌شکل (حدود ۱۵ درصد) و اورتوکلاز آلتیره شده به صورت بی‌شکل و گاهی هم نیمه شکل‌دار (حدود ۲۰

درصد). کانی‌های فرعی عبارتند از: زیرکن، اسفن، هورنبلند، بیوتیت. همچنین، کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، سرسیت و اورالیت نیز حضور دارد. کانی فلزی مگنتیت هم تقریباً در تمام مقاطع مشاهده می‌شود.

تونالیت: این سنگ‌ها از لحاظ ضریب رنگینی لوکوکرات بوده و ساخت سنگ به صورت توده‌ای است. بافت اصلی سنگ، گرانولار و بافت‌های دیگر نظیر: پوی کلیتیک (شکل ۳-B) هم در سنگ مشاهده می‌شود. در برخی مقاطع هم بافت بی‌شکل گرانولار وجود دارد. کانی‌های اصلی تونالیت عبارتند از: کوارتز به صورت بی‌شکل (حدود ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک تیپیک، همچنین، زونینگ مشخص (حدود ۵۰ درصد)، بلورهای نیمه شکل‌دار اورتوکلاز (کمتر از ۵ درصد)، بلورهای هورنبلند به صورت نیمه شکل‌دار بی‌شکل (حدود ۱۵ درصد) و بلورهای بی‌شکل اسفن و کانی‌های ثانویه دیگر (حدود ۵ درصد) حضور دارد. شایان توجه است که کانی‌های زیرکن و آپاتیت هم، به صورت بسیار محدودی به ترتیب در متن کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز مشاهده شده‌اند. کانی‌های ثانویه، کلریت (شکل ۳-A) و سرسیت نیز حضور داشته و کانی فلزی مگنتیت هم کم‌وبیش به چشم می‌خورد (شکل ۳-A).



شکل ۲- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار در گرانودیوریت که در آن بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند قابل مشاهده هستند. (Mag=Magnetite, Hbl=Hornblende, Pl=Plagioclase, Qtz =Quartz)



شکل ۳- A) تصویر میکروسکوپی از بافت بی‌شکل گرانولار در تونالیت، B) تصویر میکروسکوپی از بافت پویی‌کلیتیک در آمفیبول‌کلریت. (Mag=Magnetite, Bt=Biotite, Hbl=Hornblende, Pl=Plagioclase, Qtz=Quartz, Chl=Chlorite)

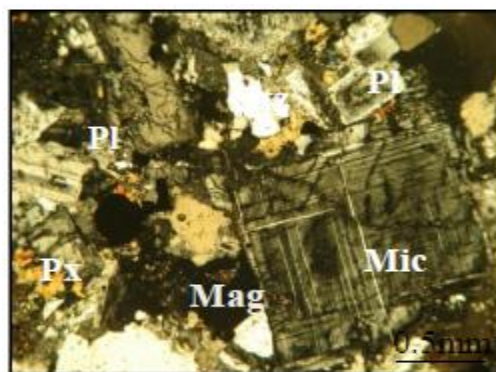
اسکارن: در ارتباط با توده گرانودیوریتی تخت، اسکارن آهن تشکیل شده است (شکل ۵). تنها بخش اگزواسکارن آن که پهنه‌بندی بارزی با ترکیب و ضخامت متفاوت را در سنگ کربناته ایجاد کرده است مشاهده و مطالعه می‌شود. این پهنه‌ها از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی متفاوت بوده و در جدول ۱ با هم مقایسه شده‌اند. شرح آنها به ترتیب از توده نفوذی به سمت سنگ کربناته از این قرار است:

توده گرانودیوریت: این توده عامل اسکارنی شدن است.

پهنه اپیدوت: این پهنه نخستین پهنه اسکارن تخت است که به صورت یک نوار به ضخامت حداکثر ۱/۵ تا ۲ متر که در آن بلورهای سبز و سوزنی اپیدوت حضور دارد، دیده می‌شود. در نمونه میکروسکوپی دارای بافت بی‌شکل گرانولار تا نیمه شکل‌دار گرانولار بوده و کانی‌شناسی آن شامل: اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، کلریت و کانی‌های فلزی است (جدول ۱). این سنگ در محدوده اپیدوتیت کوارتزار قرار دارد.

پهنه دگرسانی اولیژیست-کوارتز: این پهنه با ضخامت حداکثر ۴ تا ۵ متر به صورت رگه‌ای

کوارتزیدیوریت: این سنگ‌ها از لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات بوده و بافت اصلی آنها نیمه شکل‌دار گرانولار است (شکل ۴). علاوه بر این بافت، بافت پویی‌کلیتیک هم مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی کوارتزیدیوریت عبارتند از: کوارتز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار بی‌شکل (حدود ۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار-نیمه شکل‌دار (حدود ۵۰ درصد)، آلکالی‌فلدسپار به صورت اورتوکلاز و میکروکلین (کمتر از ۵ درصد) و آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار-بی‌شکل (حدود ۲۰ درصد). اسفن، زیرکن، بیوتیت و پیروکسن کانی‌های فرعی است. کانی فلزی مگنتیت هم در مقاطع به چشم می‌خورد.



شکل ۴- بافت نیمه شکل‌دار گرانولار در کوارتزیدیوریت تخت. (Mic=Microcline, Mag=Magnetite, Pl=Plagioclase, Px=Pyroxene)

حداکثر در حدود ۱/۵ تا ۲ متر است. مرز این پهنه با پهنه بالاتر از خود (پهنه مگنتیت) در مقطع قابل تشخیص نیست و حالت تدریجی دارد. کانی‌های همراه این پهنه شامل: پیریت، کوارتز، سرسیت و مگنتیت است (جدول ۱).

پهنه مگنتیت: این پهنه با ضخامت ۳/۵ تا ۵ متر به صورت توده‌ای برون‌زدگی دارد. وسعت گسترش این پهنه بسیار متغیر بوده و تا حدود ۲۰ متر نیز می‌رسد (جدول ۱).

پهنه آهک کریستالین: این آهک در بالای افق مگنتیت قرار دارد و به دلیل فاصله بیش‌تر از توده، دگرگونی ضعیفی پیدا کرده و به طور مجدد متبلور شده است. این آهک گسترش بسیار اندک دارد.

پهنه شیل کرتاسه: بر بالای افق آهک کریستالین، بخش شیلی کرتاسه قرار دارد. گسترش این پهنه در منطقه زیاد است.

پهنه کربناته: این بخش با ضخامت زیاد و به صورت توده‌ای برون‌زدگی دارد.

توالی پارائزنی برای بررسی و مطالعه تقدم و تأخر کانی‌ها در کانسار اسکارنی تخت در شکل ۶ ارائه شده است.

برون‌زدگی دارد (جدول ۱). کوارتز در این پهنه به صورت ژئود و اولیژیست در آن به صورت میان‌بار است. علاوه بر اولیژیست، در جوار این پهنه بلورهای پیریت با فرم پیریتوهدرون نیز وجود دارد. فرم بلوری اولیژیست‌های این منطقه صفحه‌ای و تیغه‌ای است. وجود این پهنه نشان‌دهنده شرایط اکسیدان در محیط تشکیل اسکارن است.

پهنه گارنت: این پهنه به صورت رگه‌ای برون‌زدگی دارد و دارای ضخامت ۳/۵ تا ۵ متر است. از نظر لیتولوژیکی این واحد اسکارنی سنگی سخت به رنگ سبز کم‌رنگ تا قهوه‌ای بوده که در نمونه‌های دستی آن کوارتز، بلورهای صفحه‌ای اولیژیست، کانی‌های حاصل از دگرسانی و بلورهای میلی‌متری گارنت به رنگ قهوه‌ای تیره کاملاً مشخص است. میزان گارنت در این سنگ‌ها متغیر است. به طوری که مقدار آن در مواردی بیشتر حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. علاوه بر ذخایر به نسبت در خور توجه گارنت موجود در این واحد، آثاری از کانی‌سازی فلزی نیز وجود دارد (جدول ۱).

پهنه پیریت: وسعت گسترش این پهنه اندک و



شکل ۵- نمایی از منطقه کانی‌سازی اسکارن تخت (دید به سمت غرب)، که در آن پهنه مگنتیتی و کربناته مشخص شده است.

جدول ۱- مقایسه پهنه‌های مختلف موجود در اسکارن تخت از نظر وسعت، کانی‌شناسی و بافت

ترتیب پهنه‌ها از توده آذرین به سمت کربنات	وسعت	ترکیب کانی‌شناسی	بافت	عکس از پهنه مربوطه
اپیدوت	۱/۵ تا ۲ متر	اپیدوت (Ep)، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، کلریت و کانی‌های فلزی	گرانولار، دانه متوسط (یک تا پنج میلی‌متر)	
اولیژیست-کوارتز	۴ تا ۵ متر	اولیژیست (OL)، کوارتز (Q)، پیریت	پر کننده فضای خالی	
گارت	۳/۵ تا ۵ متر	گارت، کوارتز، اولیژیست	گرانوبلاستیک (یک میلی‌متر تا سه سانتی‌متر)	
پیریت	۱/۵ تا ۲ متر	پیریت (Py)، کوارتز، سرسیت و مگنتیت	به صورت بلورهای پیریتوهدرون شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (یک میلی‌متر تا سه سانتی‌متر)	
مگنتیت	۳/۵ تا ۵ متر	مگنتیت	به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (یک میلی‌متر تا سه سانتی‌متر)	

ترتیب پهنه‌ها از توده آذرین به سمت کربنات	وسعت	ترکیب کانی‌شناسی	بافت	عکس از پهنه مربوطه
آهک کریستالین	بسیار اندک (۰/۵ متر)	کلسیت (Ca)	به صورت بلورهای واضح با ابعاد متفاوت (چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر)	
شیل کرتاسه	زیاد (ده‌ها متر)	رس و کوارتز	دارای fissility که در امتداد مشخصی می‌شکند.	
کربنات	زیاد (ده‌ها متر)	کلسیت	بلورین	

آب‌های جوی است. بنابراین، اختلاط با آب‌های جوی که با کاهش اسیدیت سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن همراه است، باعث تغییر حالت محلول کانی‌ساز از احیا به اکسیدان و نهشته شدن ترکیبات آهن‌دار به صورت اکسیدی (مگنتیت) شده است. مکانیسم بالا یکی از عوامل اصلی در نهشته شدن ترکیبات آهن‌دار محسوب می‌شود (Monteiro *et al.*, 2008). به دنبال تزریق توده‌های نفوذی در منطقه، دگرسانی اسکارنی رخ داده و موجب تشکیل کانی‌های آب‌دار مانند: اپیدوت شده است. این مرحله به عنوان مرحله دگرسانی قهقرایی از تشکیل اسکارن در نظر گرفته نمی‌شود که موجب تبدیل فازهای بدون آب

توالی پاراژنزی: مهم‌ترین فرآیند در تشکیل هر کانسار نفوذ سنگ‌های منشأ، مهاجرت سیالات کانی‌ساز و ته‌نشینی کانی‌ها است. بر اساس ویژگی‌های بافتی مشاهده شده در مقاطع صیقلی، نخست پیریت ایجاد شده و سپس با تغییر PH و Eh محیط و همچنین، کاهش دما، مگنتیت تشکیل شده است. می‌توان گفت که محلول‌های کانی‌ساز نخست حالت احیایی داشته و طی این مرحله کانی‌های سولفیدی شکل گرفته‌اند. سپس فرآیندی باعث تغییر حالت محلول کانی‌ساز از احیایی به اکسیدان شده است. محتمل‌ترین مکانیسمی که می‌توان برای این حالت در نظر گرفت، مخلوط شدن محلول احیایی اولیه با

آهکی مجاور به وجود می‌آید. به همین دلیل، به نهشته‌های اسکارن، نهشته دگرگونی مجاورتی (پیرومتاسوماتیک) گفته می‌شود. محلول‌های گرمایی یا ماگمایی با سنگ‌های کربناته واکنش می‌دهند و در دمای بالا و اعماق زیاد، انواع سیلیکات‌های کلسیم، آهن، منیزیم و آلومینیم‌دار را تشکیل می‌دهند (اسکارن) و در ناحیه واکنش، همزمان با سیلیکات‌ها مواد معدنی برجای گذاشته می‌شود. از ویژگی‌های بارز اسکارن‌ها منطقه‌بندی آنهاست که در محل تماس بین گرانیتوئیدها و آهک، پهنه‌های متوالی با ترکیب متفاوت به وجود می‌آید. این پهنه‌ها از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی با هم تفاوت دارد و تغییرات دما و فاصله از محل تماس و ترکیب سنگ میزبان (آهک) از عوامل تعیین‌کننده منطقه‌بندی محسوب می‌شود. در جدول ۲ نتایج حاصل از این تجزیه آمده است. همچنین، تعداد سه نمونه گارنت از پهنه گارنت واقع در اسکارن منطقه برای تجزیه با روش شیمی تر برای تعیین درصد اکسیدهای اصلی، به علاوه اکسید کروم به شرکت کان‌پژوه در تهران ارسال شد. داده‌های مربوط به محاسبات محلول جامد این گارنت‌ها در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است که همانند کانسار خوت یزد نشانگر حضور آندرادیت و گروسولار با یک محلول جامد (شکل ۷) است (Zahedi and Boomeri, 2012). البته طبق جدول ۴ گارنت کلسیم و تیتانیوم‌دار و اواروویت هم به مقدار بسیار جزئی شناسایی شده است. حضور کانی‌های آندرادیت و گروسولار و حضور پیروکسن، آمفیبول، اپیدوت، مگنتیت، کوارتز و کلسیت معرف این است که کانسار اسکارن تخت از نوع اسکارن‌های کلسیک (آهکی) هست. این تیپ اسکارن‌ها در مرحله پس ماگمایی تشکیل می‌شود.

مرحله اول به فازهای آب‌دار شده باشد. بنابراین، کانی‌های اپیدوت (زوئیزیت) به صورت اولیه تشکیل شده‌اند. همچنین، وجود انواع مختلف سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) نشان‌دهنده این است که کانی‌های آمفیبول و اپیدوت محصول دگرسانی تأخیری کانی‌های اسکارنی تشکیل شده در مراحل قبلی هستند. توالی پاراژنزی مربوط به کانی‌های مختلف موجود در کانسار آهن تخت در شکل ۶ نشان داده شده است.

Sample Name	Skarnization	Mineralization
Epidote	_____	
Quartz	_____	_____
Garnet	_____
Pyrite		_____
Magnetite		_____
Hematite	
Chalcopyrite		_____
Calcite	_____	_____
Amphibole	_____	
Biotite	
Low		Medium _____ High _____

شکل ۶- توالی پاراژنزی مربوط به کانی‌های مختلف موجود در کانسار آهن تخت.

ژئوشیمی

اسکارن، سنگ متاسوماتیتی است که از آهک، آهن سه ظرفیتی و سیلیکات‌های منیزیم ترکیب یافته است و در نتیجه دخالت محلول‌های ماگمایی و واکنش بین کربنات‌ها با محلول بالا به وجود می‌آید. به طور اساسی اسکارن‌ها در محل تماس توده نفوذی پر حرارت با سنگ‌های

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی کوارتز دیوریتها، تونالیتها و گرانودیوریتهای تخت با روشهای ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر فرعی بر حسب ppm بیان شده است) (Gd=Granodirite, To=Tonalite, Qd=Quartz diorite) $Fe_2O_3^* = Fe\ total$.

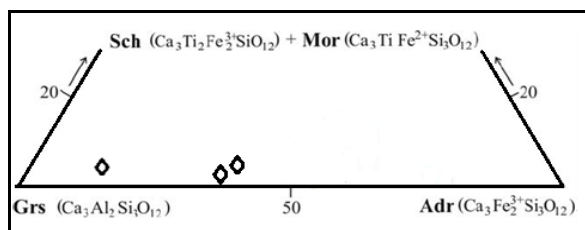
Sample	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	Qd	To	To	Qd	Qd	Gd	Gd	Gd
Oxides	T.M.9	T.M.11	T.M.14	T.M.16	T.M.28	T.M.37	T.M.7	T.M.52	T.M.39A	T.M.39B	T.M.43	T.M.49	T.M.50
SiO ₂	65.8	65.1	63.9	63.8	63.3	64.4	63.5	65.4	54.7	62.9	56.3	70.2	64.9
Al ₂ O ₃	15.3	16	16.5	16.1	16.1	6.15	15.9	15.5	9.17	15.7	17.4	14.1	15.3
Fe ₂ O ₃ *	3.6	0.36	1.86	3.3	0.74	4.91	1.10	6.01	9.05	3.09	8.26	3.48	6.45
CaO	5.09	6.54	6.52	5.75	5.65	5.22	6.83	5.27	7.49	6.96	7.12	3.68	4.81
MgO	1.96	2.12	2.48	2.43	2.57	14.2	2.02	2.35	4.42	2.11	3.77	1.40	2.62
Na ₂ O	3.7	3.9	5.1	4.2	3.7	3.4	6.1	3.2	4.0	4.9	4.0	3.1	3.1
K ₂ O	2.81	2.27	1.62	1.72	2.29	2.52	0.28	2.06	1.06	0.28	1.09	3.42	2.15
TiO ₂	0.53	0.63	0.68	0.65	0.70	0.59	0.56	0.56	0.92	0.60	0.75	0.42	0.65
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.14	0.05	0.01	0.10	0.02	0.06
P ₂ O ₅	0.09	0.1	0.11	0.11	0.13	0.11	0.10	0.10	0.1	0.1	0.1	0.06	0.10
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0.02	0.01
LOI	0.91	0.89	1.38	1.14	1.03	0.66	0.87	0.76	1.10	1.31	1.21	0.76	1.52
Total	99.82	97.93	100.17	99.22	96.25	102.2	97.28	101.36	92.06	97.96	100.1	100.66	101.67
V	109	128	136	148	136	128	113	140	234	132	190	87	141
Co	5.6	5.2	5	9	9	23.9	1.9	13	16.9	4.5	17.1	4	14.1
Ni	9	0	0	0	5	6	0	5	7	0	8	0	6
Cu	8	9	9	11	11	10	8	23	11	7	8	7	13
Zn	0	0	0	0	0	0	0	63	7	0	14	0	20
Ga	16	17	17	17	17	16	16	16	19	16	18	14	17
Rb	46.6	35.7	25.2	23.7	36.9	43.1	3.1	75.1	21.7	3.2	32.0	55.9	83.2
Sr	220	230	360	300	250	250	300	160	250	290	220	210	160
Y	27.4	38.6	28.5	26.2	31.3	27.1	22.8	27.7	26.8	27	26	18.7	25.6
Zr	133	165	170	147	195	161	150	158	122	205	101	116	137
Nb	8	9	8	9	11	8	8	8	7	7	7	7	8
Sn	2	3	2	0	0	0	2	1	1	2	0	0	0
Cs	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.2	0.2	2.9	0.7	0.2	0.4	0.3	0.5
Ba	450	360	390	390	440	420	90	370	210	130	230	600	330
La	21	18.7	21.5	13.8	4.22	14.5	10.7	12.5	12.9	30.8	13.7	10.3	25.8
Ce	49.7	45.3	27.2	49	49	32	26	27.7	26.7	63.6	28.4	20	50.1
Pr	5.66	5.73	4.56	3.52	5.81	4.04	3.50	3.71	3.28	6.44	3.50	2.35	5.65
Nd	21.6	23.4	17.4	15.1	22.7	16.1	14.2	16.0	13.3	21.5	14	9.3	20.7
Sm	4.7	5.8	3.9	3.6	5	3.9	3.8	3.9	3.4	4.2	3.4	2.2	4.3
Eu	0.94	1.14	0.91	0.91	1.05	0.89	0.80	0.93	0.82	0.99	0.91	0.6	0.96
Gd	4.64	6.40	4.13	4.13	5.36	4.01	3.72	4.44	3.95	4.56	3.79	2.73	4.52
Tb	0.08	1.09	0.82	0.74	0.97	0.73	0.68	0.83	0.70	0.79	0.69	0.44	0.77
Dy	4.95	6.88	4.55	5.78	5.78	4.69	4.15	4.95	4.56	4.89	4.53	2.95	4.60
Ho	1.08	1.53	1.06	0.99	1.24	1.04	0.90	1.09	1.05	1.04	1.02	0.64	1.01
Er	3.28	4.48	2.84	3.56	3.56	3.13	2.72	3.23	3.15	3.06	3.03	1.96	2.91
Tm	0.5	0.7	0.5	0.44	0.57	0.49	0.41	0.50	0.49	0.50	0.47	0.32	0.48
Yb	3.4	3.7	3.3	3.1	3.6	3.1	2.8	3.3	3.7	3.2	3.2	2.3	3.1
Lu	0.56	0.77	0.53	0.48	0.61	0.49	0.48	0.52	0.59	0.53	0.52	0.39	0.50
Hf	4	5	4	4	6	5	5	5	3	6	3	4	4
Ta	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0	0	0	0	0.6
W	3	2	1	4	4	3	2	5	0	2	1	0	6
Th	10.5	10	8.5	8.4	8.4	10.1	9	9.8	4.3	8.5	5.0	11.4	9.9
U	11.4	3.80	2.23	1.72	2.18	1.91	1.69	3.45	2.39	2.78	2.23	2.18	4.09

جدول ۳- تعیین درصد اکسیدهای اصلی سه نمونه گارنت با روش شیمی تر (نتایج بر حسب درصد بیان شده است).

Major Elements Oxide	Gr-1	Gr-2	Gr-3
SiO ₂	37.15	33.18	37.25
Al ₂ O ₃	11.9	13.48	10.19
Fe ₂ O ₃	18.65	17.12	17.47
CaO	33.82	34.18	33.41
MgO	0.48	0.34	0.48
Na ₂ O	0	0.02	0.01
K ₂ O	0	0.01	0.01
TiO ₂	0.69	0.48	0.8
MnO	0.12	0.13	0.13
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.007	0.05	0.08
S	0	0	0
LOI	0.02	0.2	0.07
Total	100.10	95.05	99.91

جدول ۴- محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌های منطقه تخت بر مبنای ۱۲ اکسیژن موجود در آنها

S. N.	Cation	Cations Percent	Alm	Pyr	Grs	Sps	And	Uvar	Ca-Ti Grt
Gr-1	Si	2.29	-	-	1.39	-	0.87	-	-
	Al	2.7	-	-	0.92	-	-	-	-
	Fe ⁺³	0.58	-	-	-	-	0.58	-	-
	Ca	2.26	-	-	1.39	-	0.87	-	-
	Mg	0.029	-	-	-	-	-	-	-
	Na	0.002	-	-	-	-	-	-	-
	Ti	0.02	-	-	-	-	-	-	-
	Mn	0.0036	-	-	-	-	-	-	-
	Cr	0.002	-	-	-	-	-	-	-
	Σ	7.88	-	-	3.7	-	2.39	-	-
	%	-	-	-	61.4	-	38.5	-	-
Gr-2	Si	2.96	-	-	1.32	-	0.169	0.006	0.057
	Al	0.88	-	-	0.88	-	-	-	-
	Fe ⁺³	0.113	-	-	-	-	0.113	-	-
	Ca	0.92	-	-	1.32	-	0.169	0.006	0.057
	Mg	0.05	-	-	-	-	-	-	-
	Na	0	-	-	-	-	-	-	-
	Ti	0.038	-	-	-	-	-	-	0.038
	Mn	0.007	-	-	-	-	-	-	-
	Cr	0.004	-	-	-	-	-	0.004	-
	Σ	6.97	-	-	3.52	-	0.45	-	0.152
	%	-	-	-	85.06	-	10.87	-	3.67
Gr-3	Si	3	-	-	1.5	-	1.35	-	0.075
	Al	1	-	-	1	-	-	-	-
	Fe ⁺³	0.9	-	-	-	-	0.9	-	-
	Ca	3	-	-	1.5	-	1.35	-	0.075
	Mg	0.05	-	-	-	-	-	-	-
	Na	0.001	-	-	-	-	-	-	-
	Ti	0.05	-	-	-	-	-	-	0.05
	Mn	0.009	-	-	-	-	-	-	-
	Cr	0.004	-	-	-	-	-	-	-
	Σ	8.01	-	-	4	-	3.6	-	0.2
	%	-	-	-	51.28	-	46.15	-	2.5



شکل ۷- نمودار سه‌گانه Grs (گراسولار)، Adr (آندرادیت) و گارنت تیتان‌دار (Ti-in Garnet) و موقعیت نمونه گارنت‌های منطقه تخت روی آن

کانی‌های فرومنیزین در مراحل ابتدایی تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO و P_2O_5 نیز به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آنورتیت کمتر به سمت آلبیت بیشتر و کاهش آپاتیت در مراحل نهایی تبلور است. محتوای P_2O_5 با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد. این روند با ویژگی‌های ماگماهای نوع I می‌تواند همخوانی داشته باشد (Chappel and White, 1992). میزان تغییرات فسفر به تبلور کانی‌هایی همچون: آپاتیت بستگی دارد و توسط مقدار کلسیم کنترل می‌شود (شکل ۱۰).

تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 در شکل ۱۱ ترسیم شده است. روند تغییرات Sr در مقابل SiO_2 در سنگ‌های مافیک بیش‌تر از سنگ‌های با ترکیبات فلسیک است. زیرا Sr یک عنصر ناسازگار بوده و معمولاً به جای کلسیم و پتاسیم در کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و آپاتیت جانشین می‌شود و کمتر در ساختمان پیروکسن‌ها جای می‌گیرد و با افزایش مقدار سیلیس Sr روند کاهش‌ی نشان می‌دهد. در واقع با ادامه روند تبلور و تشکیل پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، هورنبلند، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار، استرانسیوم جانشین کلسیم و پتاسیم در شبکه این کانی‌ها شده و بنابراین، با ادامه تفریق به دلیل مصرف شدن استرانسیوم، مقدار آن در ماگما و نیز در سنگ‌های تشکیل شده از این ماگما کاهش

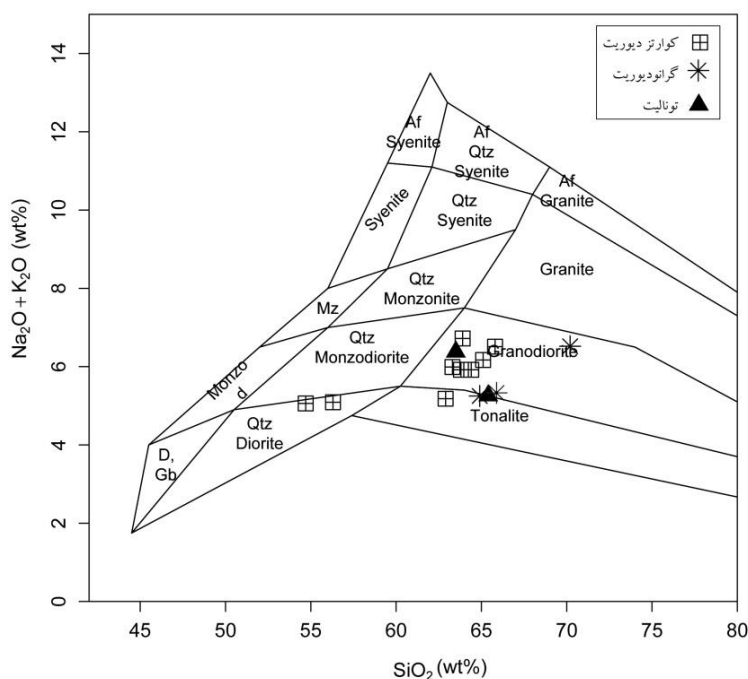
نمودار مجموع قلیایی-سیلیس (Middlemost, 1985) برای نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی با روش شیمیایی در شکل ۸ ارائه شده است که نمونه‌های منطقه مورد بررسی در آن تصویر شده‌اند.

در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت، کوآرتزدیوریت و تونالیت واقع شده‌اند. نمونه‌ها در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای جدایش ماگماهای شوشونیتی، کالک‌آلکان و توله‌ایتی (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل A-۹) و در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) برای جدایش ماگمای توله‌ایتی و کالک‌آلکان (شکل B-۹) تصویر شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند.

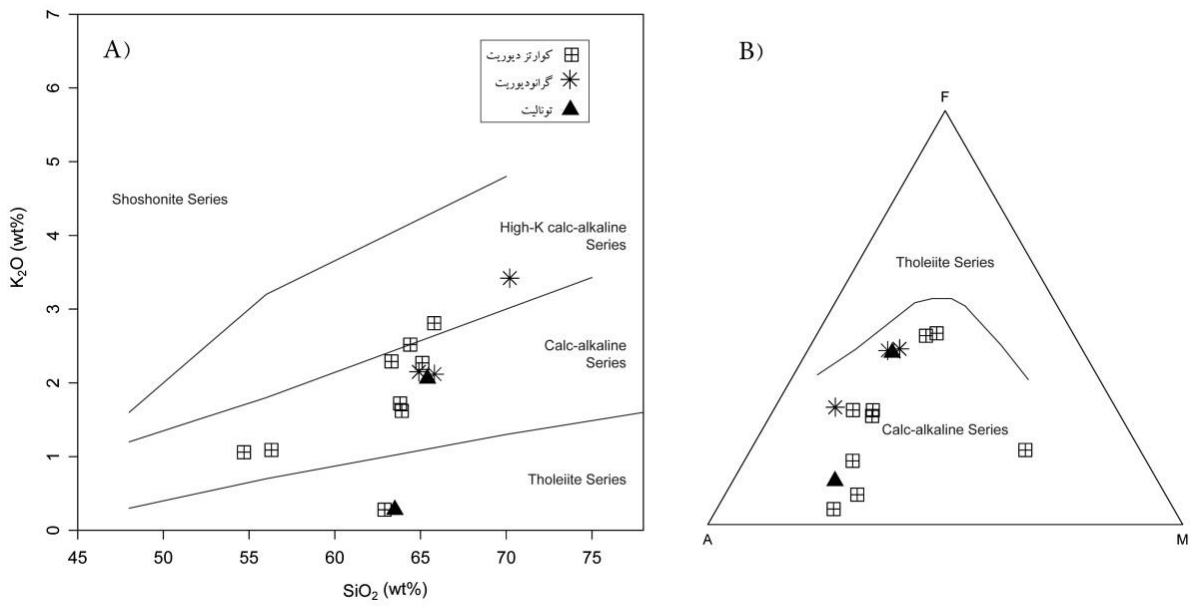
نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (Harker, 1909) نشان می‌دهد که تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 روندی صعودی دارد. این امر به وفور کانی‌هایی مانند: آلکالی‌فلدسپار در مراحل انتهایی تبلور ماگما و وفور عنصر پتاسیم در حین فرآیند دگرسانی سنگ‌های منطقه مرتبط است. بر روی نمودار MgO در مقابل SiO_2 ، روند تغییرات به صورت کاهش‌ی است. مصرف MgO در کانی‌های آمفیبول و فرومنیزین طی تبلور اولیه ماگما و در ضمن تفریق ماگما این روند را توجیه می‌کند. مقادیر اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO و P_2O_5 با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. کاهش اکسید MgO می‌تواند دلیل بر جایگیری آن در ساختمان

می‌یابد. عنصر Nb و Rb جزو عناصر ناسازگار هستند. عناصر ناسازگار به علت دارا بودن اختلاف فاحش موجود در شعاع یونی و بار الکتریکی با عناصر اصلی، جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند اما بر اساس غلظت پایین در اواخر تبلور ماگمایی به صورت غنی شده، در مایعات باقی مانده مشاهده می‌شوند (Rollinson, 1993). ضریب نگهداری این عناصر در کانی‌های مختلف تابع درجه حرارت، ترکیب شیمیایی، فشار، فوگاسیته اکسیژن ماگما و ساختمان شیمیایی بلورها است. رفتار عنصر Rb در ماگما ناسازگار بوده و طی تفریق مقدار آن افزایش می‌یابد که این به علت شرکت Rb در ساختمان کانی‌های مراحل نهایی تفریق ماگما نظیر: بیوتیت، هورنبلند و فلدسپار آلكالن است. میزان Rb در ماگمای کوارتز دیوریت‌ها کمتر از سایر گرانیتوئیدها بوده و این مسأله شاید به علت اختلاف منشأ ماگمای مولد گرانیتوئیدها باشد (Rollinson, 1993). روند تغییرات Y در مقابل

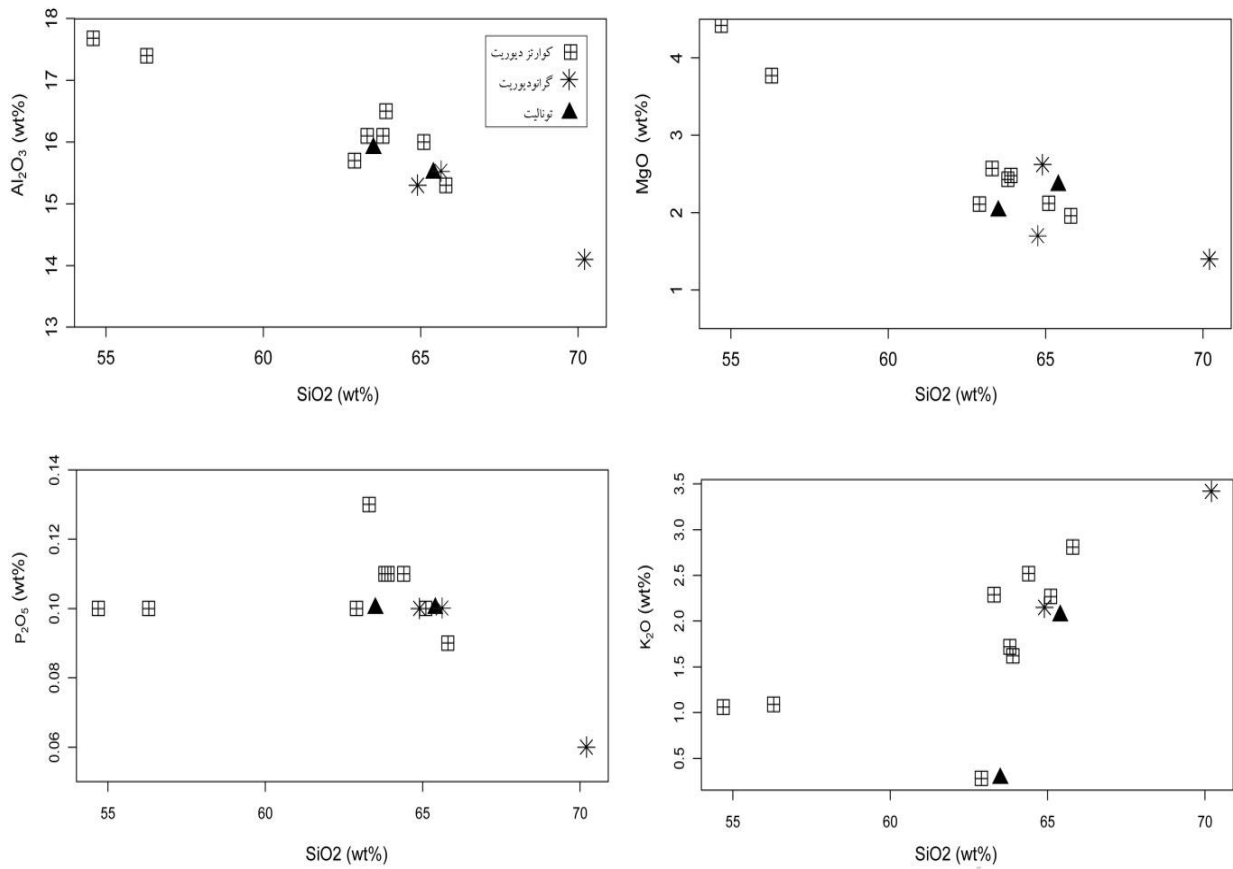
می‌یابد. عنصر Nb و Rb جزو عناصر ناسازگار هستند. عناصر ناسازگار به علت دارا بودن اختلاف فاحش موجود در شعاع یونی و بار الکتریکی با عناصر اصلی، جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند اما بر اساس غلظت پایین در اواخر تبلور ماگمایی به صورت غنی شده، در مایعات باقی مانده مشاهده می‌شوند (Rollinson, 1993). ضریب نگهداری این عناصر در کانی‌های مختلف تابع درجه حرارت، ترکیب شیمیایی، فشار، فوگاسیته اکسیژن ماگما و ساختمان شیمیایی بلورها است. رفتار عنصر Rb در ماگما ناسازگار بوده و طی تفریق مقدار آن افزایش می‌یابد که این به علت شرکت Rb در ساختمان کانی‌های مراحل نهایی تفریق ماگما نظیر: بیوتیت، هورنبلند و فلدسپار آلكالن است. میزان Rb در ماگمای کوارتز دیوریت‌ها کمتر از سایر گرانیتوئیدها بوده و این مسأله شاید به علت اختلاف منشأ ماگمای مولد گرانیتوئیدها باشد (Rollinson, 1993). روند تغییرات Y در مقابل



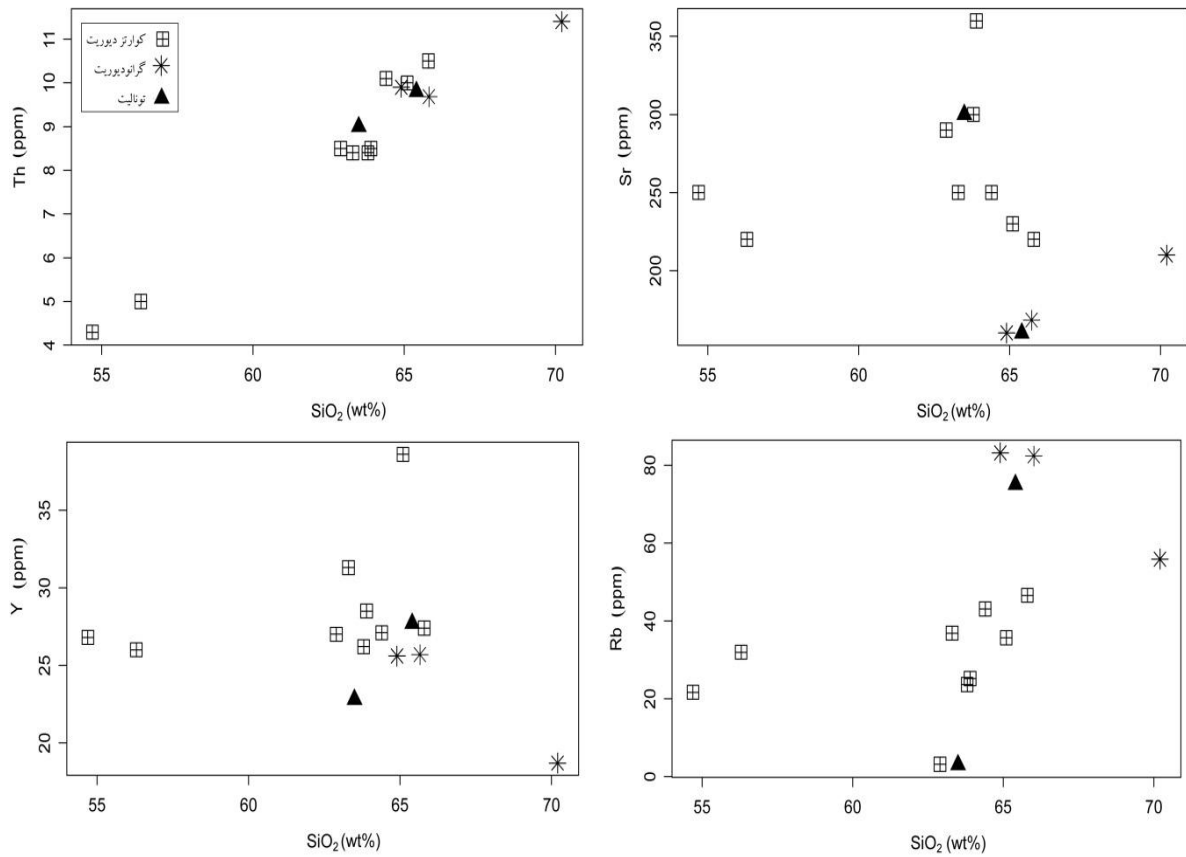
شکل ۸- نمودار کل آلکالی نسبت به سیلیس برای گرانیتوئیدهای منطقه تخت



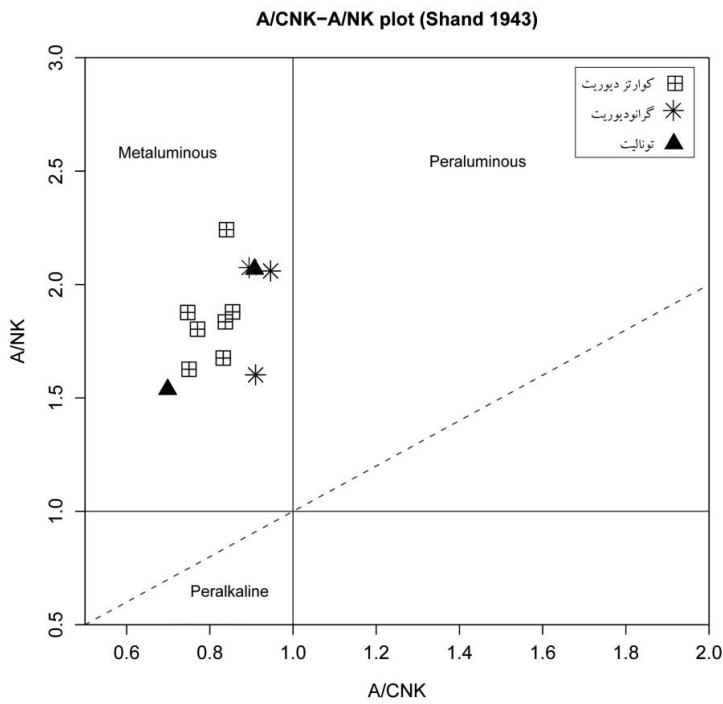
شکل ۹- A) نمودار تعیین سری ماگمایی با استفاده از تغییرات SiO₂ در مقابل K₂O؛ B) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های گرانیتوئیدی تخت با نمودار AFM (A= Na₂O+K₂O, F= FeO, M=MgO)



شکل ۱۰- نمودارهای هارکر برای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس مربوط به گرانیتوئیدهای تخت



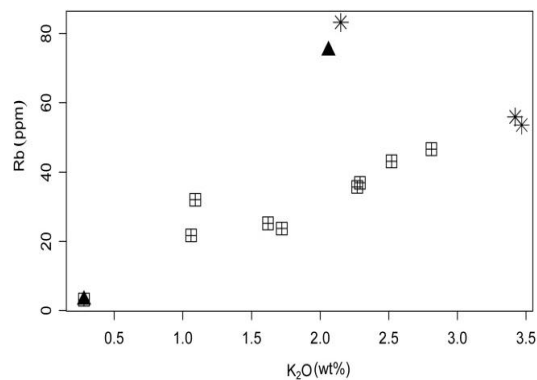
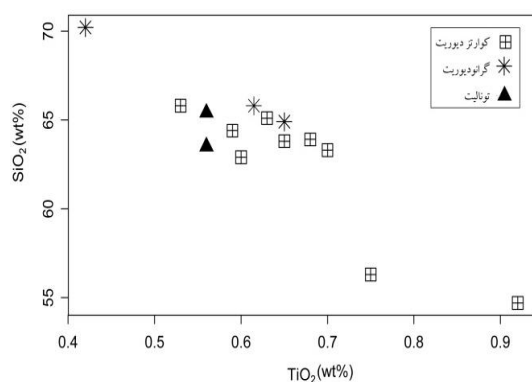
شکل ۱۱- نمودارهای هارکر برای عناصر کمیاب در مقابل سیلیس مربوط به گرانیتوئیدهای تخت



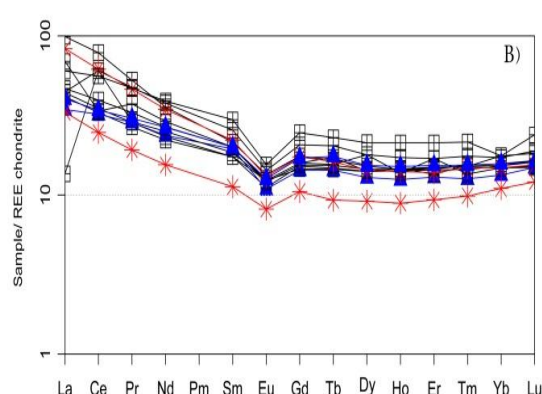
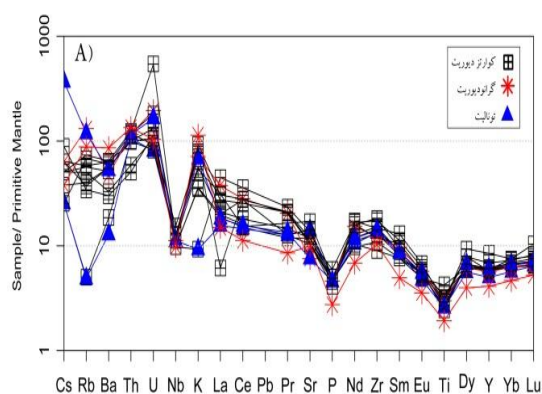
شکل ۱۲- نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK برای تعیین درجه اشباع از آلومینا

سازگار در مقابل یک عنصر ناسازگار روند خطی منفی نشان دهد، در این صورت فرآیند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور جدایشی است. در غیر این صورت، گداختن بخشی متعادل با خاستگاه عامل اصلی ارتباط است (شکل ۱۳) (Rollinson, 1993). نمودار K_2O در مقابل Rb روند خطی با شیب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده‌های گرانیتوئیدی تخت نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تبلور جدایشی در شکل‌گیری این نمونه‌ها هستند. نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل TiO_2 نشان‌دهنده جدایش TiO_2 طی روند جدایشی است (شکل ۱۴) (Rogers *et al.*, 1984).

با توجه به حضور کانی‌های تیره اصلی هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه و عدم حضور کانی‌های غنی از Al مانند: کردیریت، کروندوم و توپاز در این سنگ‌ها ماهیت متآلومینوس آنها را می‌توان به فرآیندهای هضم در بخش‌های میانی و بالایی پوسته قاره‌ای وابسته دانست. از آن جا که فرآیندهای گداختن بخشی و تبلور جدایشی هر دو منجر به ایجاد پدیده‌های نهایی مشابهی در شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی می‌شود. بنابراین، با مشاهده ارتباط خویشاوندی نمونه‌ها اگر در نمودار تغییرات، دو عنصر ناسازگار نسبت به یکدیگر روند خطی مثبت یا یک عنصر



شکل ۱۳- بررسی روند تفریق نمونه‌های گرانیتوئیدی تخت



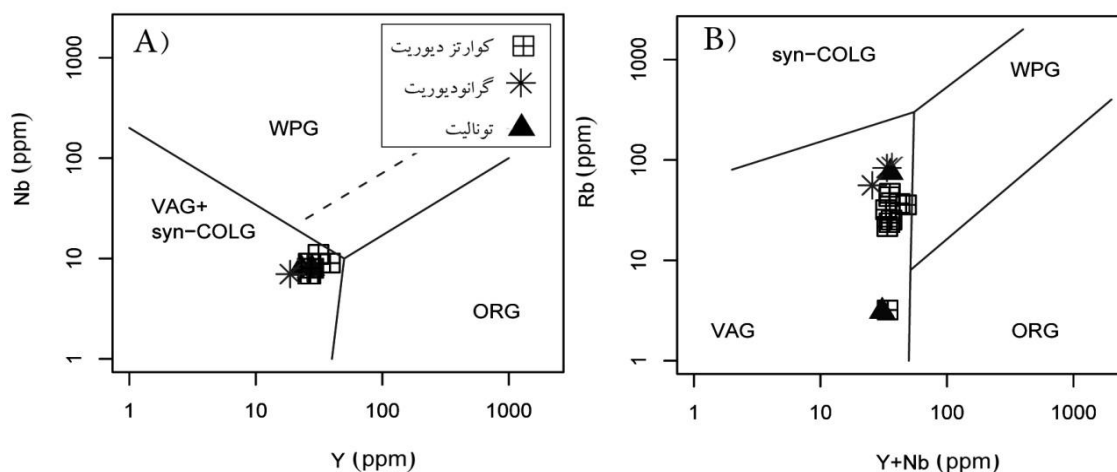
شکل ۱۴- A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و نادر خاکی برای نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه تخت، بهنجار شده بر اساس مقادیر گوشته اولیه (Boynton, 1984)؛ B) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی توده‌های نفوذی تخت، بهنجار شده با مقادیر کندریت (Nakamura, 1974).

وابسته به فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیند ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Nb همچنین، ارتباط توده آذرین را با پهنه‌های فرورانش نشان می‌دهد (Maniar and Piccoli, 1989).

در نمودارهای تمایزی (Pearce *et al.*, 1984) (شکل ۱۵-A و B) جایگاه تکتونیکی مجموعه گرانیتوئیدی نشان داده شده است. همانند کانسار اسکارن کالکافی، طبق این نمودارهای تمایزی، گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) قرار گرفته‌اند (Ranjbar *et al.*, 2013).

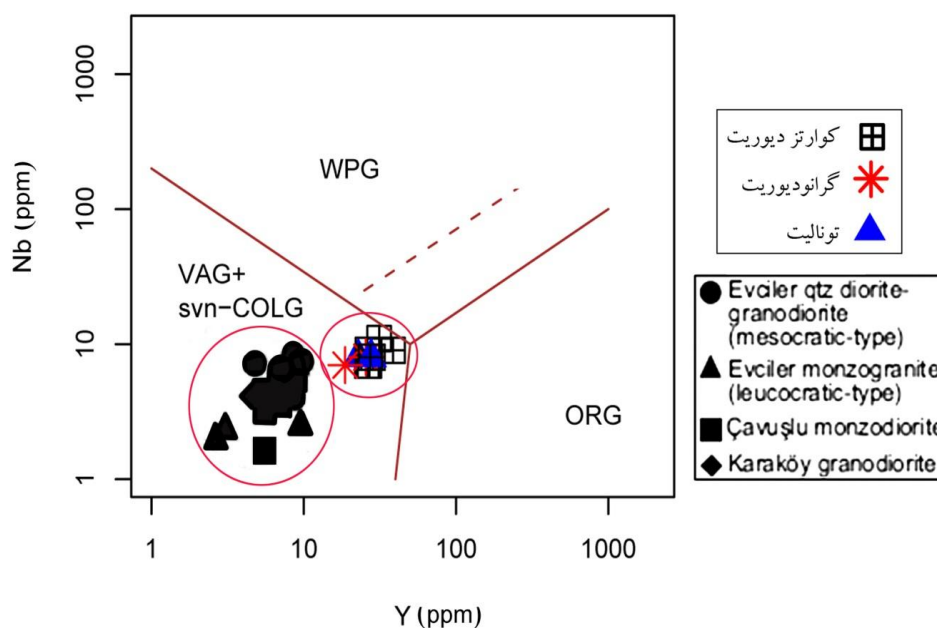
ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه پلوتونیکی مورد بررسی نظیر: غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K، Ce، La، Nd، Rb و Th و بی‌هنجاری منفی Eu، Nb و Ti وجود کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، A/CNK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته زیرین همخوانی بیشتری دارد (Chappel and Stephens, 1988)؛ Chappel and White, 1992). بنابراین، منابع ماگمایی با خاستگاه پوسته‌ای یا حداقل با دخالت مؤثر منابع پوسته‌ای را باید انتظار داشت (Turkian, Batchelor and Bowden, 1985)؛ (2009). طی مقایسه کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی که بین منطقه کانساری تخت با ناحیه Evçiler در ترکیه انجام شد، مشخص گردید که هر دو منطقه در محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی تشکیل شده‌اند. شکل ۱۶ تشابه محیط زمین‌ساختی را نشان می‌دهد (Yucel-Ozturk *et al.*, 2005).

در این پژوهش سعی شده است تا بر پایه فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی مجموعه گرانیتوئیدی تخت مطالعه شود. در نمودارهای عنکبوتی واحد گرانیتوئیدی تخت (شکل ۱۴-A) که بر اساس داده‌های گوشته اولیه (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند از نظر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند: La، K، Ce و Rb غنی‌شدگی نشان می‌دهد و به طور نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Y، Ti، Nb و Yb تهی‌شدگی دارد. این ویژگی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است. نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (شکل ۱۴-B) یک غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و یک تهی‌شدگی در (HREE) و نیز بی‌هنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری‌های Eu، به ویژه در ماگماهای فلسیک، به طور عمده توسط فلدسپارها کنترل می‌شود. زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی) برخلاف REE سه ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به شمار می‌رود. بنابراین، خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک از راه جزیه‌جزشدگی بلوری یا ذوب بخشی سنگی که فلدسپار در منشأ آن باقی مانده است باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن و گارنت نیز به میزان کمتری ممکن است در بی‌هنجاری Eu در مذاب‌های فلسیک به گونه‌ای خلاف فلدسپارها نقش داشته باشند (Wilson, 1989). بی‌هنجاری منفی Nb نیز شاخص مناطق



شکل ۱۵- تعیین خاستگاه زمین‌شناسی نمونه‌های منطقه تخت (Pearce *et al.*, 1984)

ORG = ocean ridge granite, synCOLG = syncollision granite (S type), VAG = volcanic arc granite (I type), WPG = within-plate granite (A type).



شکل ۱۶- مقایسه خاستگاه زمین‌شناسی نمونه‌های منطقه تخت با پلوتون‌های Eviler (Pearce *et al.*, 1984). علائم اختصاری همانند شکل ۱۴ است.

نتیجه‌گیری

در خود جای داده است. روابط صحرائی این توده‌ها نشان می‌دهد که مرز بین واحدهای منطقه به صورت تدریجی و نشانگر تبلور جدایشی کانی‌های سازنده و منشأ گرفتن آنها از یک ماگمای مشترک است. به نظر می‌رسد که این

مجموعه پلوتونیک تخت در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این منطقه بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، واحدهای سنگی مختلفی از جمله: کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و تونالیت را

بیانگر ماگماتیسیم متاآلومین نوع I و قوس آتشفشانی (VAG) است. همچنین، در ارتباط با گرانیتوئیدهای تخت، اسکارن آهن تشکیل شده است که تنها بخش اگزواسکارن آن قابل مشاهده و مطالعه است. پهنه‌بندی اسکارن از سمت توده نفوذی به طرف سنگ کربناته به ترتیب شامل: پهنه‌های اپیدوت، اولیژیست-کوارتز، گارنت، پیریت، مگنتیت، آهک کریستالین و پهنه کربناته است. نتایج محاسبات محلول جامد گارنت‌های وابسته به اسکارن گویای وجود محلول جامد گراسولار و آندرادیت است.

سپاسگزاری

این پژوهش با کمک مالی معاونت پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا انجام شده است که به این وسیله کمال تشکر و سپاسگزاری به عمل می‌آید.

سنگ‌ها با ماگماتیسیم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی وابسته بوده و در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند. همچنین، نفوذ توده گرانودیوریتی در کربنات‌های منطقه با انجام فرآیندهای خاص شیمیایی باعث ایجاد اسکارن مگنتیت در منطقه شده است.

با توجه به تجزیه‌های به دست آمده از نمونه‌های گرانیتوئیدی و رسم و تفسیر نمودارهای مربوطه، به این نتایج دست پیدا کرده‌ایم: این گرانیتوئیدها ساب‌آلکالن بوده و از نظر درجه اشباع آلومین (ASI) متاآلومین هستند. نمودارهای عنکبوتی چند عنصری این نمونه‌ها نشان‌دهنده تهی‌شدگی آنها از عناصر P، Eu، Ti و غنی‌شدگی آنها از عناصر Rb، Th، U است. غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی آنها از عناصر HFSE

منابع

- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrographic interpretation of granitoid rocks using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros Hindukosh, Himalya, Geodynamic Evolution* (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 5-32. Geophysical Union, Washington.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Chappel, B. W. and Stephens, W. E. (1988) Origin of infra-crustal (I-type) granite magmas, in: *Origin of granite*. *Earth Science* 79(2-3): 71-86.
- Chappel, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.
- Forster, H. (1978) Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological Society* 135: 443-445.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-484.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoides. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.

- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Hitzman, M. W., Juliani, C., Filho, C. R. S. and Carvalho E. R. (2008) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas mineral province, Brazil. *Ore geology Reviews* 34: 317-336.
- McQuarri, N., Stock, J., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implication for the causes of plate motions. *Geophysical Reviews Letters* 30: 2036-2041.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*. Longman Group, London.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 21: 397-412.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Ranjbar, S., Noghreyan, M. K. and Mackizadeh, M. A. (2013) Study of skarn mineralization in north of Kalkafi and its relationship with Kalkafi intrusive bodies. *Petrology* 3: 107-126 (in Persian).
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, R. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene-calcaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Ricou, L. E., Braud, J. and Brunn, J. A. (1977) *Le Zagros*. *Memoire Societe Geologique de France* 8: 33-52.
- Rogers, J. J. W., Suayah, I. B. and Edwards, J. M. (1984) Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. *Geological Society of America Bulletin* 95: 1437-1445.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geological data, evolution, presentation, interpretation*. Longman Ltd Publication, London.
- Shahabpour, J. (1982) Aspects of alteration and mineralization at the Sarcheshmeh copper-molybdenum deposit, Kerman, Iran. PhD thesis, University of Leeds, Leeds, England.
- Shand, S. J. (1947) *Eruptive rocks*. Thomas Murby Publisher, London.
- Shafiei, A. (2007) Geological quadrangle map of Kaboodar Ahang 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologist* 52: 1229-1258.
- Turkian, A. (2009) Study of granitoidic magmatism in south of Qorveh. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Wilson, M., (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Yucel-Ozturk, Y., Helvacı, C. and Satir, M. (2005) Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler granitoid, Kazdog, Canakkale, Turkey and composition with world skarn granitoid. *Turkish Journal of Earth Sciences* 14: 255-280.
- Zahedi, A. and Boomeri, M. (2012) Mineralogy and geochemistry of Khut copper deposit west of Taft, Yazd province. *Petrology* 8: 21-38 (in Persian).

Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang)

**Somayeh Mansouri, Farhad Aliani, Mohammad Maanijou *, Ali Asghar Sepahi Gerow
and Mohammad Mostaghimi**

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

Abstract

In structural subdivision of Iran, the Takht area is located in the north of Uromieh-Dokhtar magmatic belt. According to field observations and mineralogical characteristics, the granitoids of Takht consist of granodiorite, quartz-diorite and tonalite. Intrusion of granodiorite into the Cretaceous carbonates produced iron skarn with distinctive zonation. Skarn zonation towards carbonates, include epidote, oligist-quartz, garnet, pyrite, magnetite, crystalline limestone, and carbonate zones, respectively. This distinctive zonation of skarn makes it very attractive. Based on chemical composition of garnets, there is solid solution between grossular and andradite. In spider-diagrams there are depletion of Ti, P and Eu and enrichment of Rb, U and Th LILE enrichment and depletion of HFSE. On Rb/Y+Nb diagram the granitoids of the area are I-type volcanic arc, which can be related to subduction of Neotethys oceanic crust underneath Central zone of Iran.

Key words: Mineralogy, Geochemistry, Granitoid, Iron skarn, Takht, Uromieh-Dokhtar magmatic belt

* mohammad@basu.ac.ir