

سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ژئوشیمی و محاسبه تغییرات جرم عناصر طی فرایند دگرسانی گرمابی در کانسار اسکارن آهن اسپید (غرب قم)

نیما رحیمی^{۱*}، حسن میرنژاد^۲، مریم شیعی^۳، محمدحسن کرمان^۴ و علیرضا حسینیان^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۶/۲۶

چکیده

کانسار آهن اسپید در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در غرب شهرستان قم قرار گرفته است. توده نفوذی سنگ میزبان این کانسار دارای طیف ترکیبی از دیوریت، کوارتزدیوریت تا مونزودیوریت است که تحت تأثیر نفوذ سیالات گرمابی دچار دگرسانی شده است. مهم‌ترین کانه موجود در این کانسار، هماتیت اولیه (الیژیست) است که همراه با پیریت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت دیده می‌شود. از جمله دگرسانی‌های قابل مشاهده در این کانسار می‌توان انواع پروپیلیتیک و آرژیلیک را نام برد که توسط کانی‌های شاخص این دگرسانی‌ها از جمله کلریت، اپیدوت، کربنات، تیتانیت، کانی‌های رسی و سریسیت شناسایی شده است. به منظور بررسی رفتار عناصر و محاسبه تغییرات جرم طی فرایندهای دگرسانی گرمابی در کانسار آهن اسپید از روش ایزوکن گرانت استفاده شده است. محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهد که در حین دگرسانی پروپیلیتیک، اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، K_2O و LOI دچار غنی‌شدگی و اکسیدهای P_2O_5 ، TiO_2 ، Na_2O و SiO_2 دچار تهی‌شدگی شده‌اند. همچنین طی دگرسانی آرژیلیک نیز اکسیدهای SiO_2 ، K_2O ، Na_2O و P_2O_5 به سیستم دگرسانی وارد و در مقابل اکسیدهای Fe_2O_3 ، TiO_2 ، MgO ، CaO و LOI از سامانه گرمابی خارج شده‌اند. تهی‌شدگی عناصر در زون پروپیلیتیک نشان‌دهنده تجزیه کانی‌های اولیه سنگ میزبان، وجود محلول‌های غنی از CO_2 و افزایش نسبت سیال به سنگ طی توسعه سیستم دگرسانی است. در زون آرژیلیک نیز افزایش Na می‌تواند ناشی از اسیدی شدن پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آن‌ها باشد و کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 و MgO نیز ناشی از دگرسان شدن کانی‌های فرو منیزین از جمله آمفیبول و آزاد شدن Fe در محلول‌های دگرسان‌کننده و خروج از محیط باشد. مقادیر شاخص شیمیایی دگرسانی محاسبه شده برای زون دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک به ترتیب برابر با ۵۸/۷۶ و ۵۵/۹۴ درصد می‌باشد که حاکی از شدت بیشتر دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار اسپید است.

واژه‌های کلیدی: آرژیلیک، پروپیلیتیک، تغییرات جرم، دگرسانی گرمابی، کانسار آهن اسپید

مقدمه

میزبان ماده معدنی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین تعداد شش نمونه (سه نمونه دارای دگرسانی پروپیلیتیک و سه نمونه دارای دگرسانی آرژیلیک) به روش پراش اشعه ایکس (XRD) مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین به منظور انجام مطالعات ژئوشیمی و بررسی تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک، تعداد ۱۶ نمونه (هشت نمونه سالم، چهار نمونه دارای دگرسانی پروپیلیتیک و چهار نمونه دارای دگرسانی آرژیلیک) برای انجام تجزیه شیمیایی به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین غلظت عناصر اصلی و کمیاب به آزمایشگاه شیمی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شده. حد تشخیص دستگاه برای آنالیز اکسیدهای اصلی ۰/۱ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب ۰/۱ ppm بوده است. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. لازم به توضیح است که برای رسم نمودارهای ژئوشیمی تنها از نمونه‌های سالم استفاده شده و از نمونه‌های دگرسان جهت بررسی تغییرات جرم عناصر در این کانسار استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده معدنی اسپید در حاشیه شرقی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در جنوب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ تفرش (حاجیان، ۱۳۷۰) واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران، این کانسار در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در مرز بین توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بالایی واقع شده است.

برخی از محققین فعالیت آتشفشانی این کمان ماگمایی را به فرورانش نفوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Takin, 1971; Jung et al., 1975) و عده‌ای نیز آن را ناشی از گسیختگی پوسته در امتداد کافت‌های درون قاره‌ای می‌دانند (Amidi, 1975; Emami, 1981). این کمر بند ماگمایی به علت اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلبی نفوتتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نفوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای است (Forster

علاوه بر استفاده از ژئوشیمی به عنوان یک ابزار جهت تشخیص نام و محیط نکتونیک انواع سنگ‌ها، از ژئوشیمی برای تفسیر سنگ‌هایی که دستخوش تغییرات متاسوماتیک شده‌اند نیز استفاده می‌شود. در واقع ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرسان شده، منعکس‌کننده تغییرات شیمیایی و ترکیبی رخ داده در انواع دگرسانی‌ها می‌باشد که به درک بهتر فرآیندهای دگرسانی کمک می‌کند (Gifkins et al., 2005). الگوهای تغییرات متاسوماتیک معمولاً در اکتشاف مواد معدنی برای تعیین هاله‌های شیمیایی و یافتن روندهای شیمیایی در مناطق کانه‌زایی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gifkins et al., 2005). محققان بسیاری در سطح جهان برای یافتن رابطه دگرسانی با کانه‌زایی و تعیین روند کانه‌زایی و اکتشاف مواد معدنی در کانسارهای مختلف از روش موازنه جرم (Mass-Balance) استفاده نموده‌اند که از جمله این مطالعات می‌توان به (Ling et al., 2014; Monteiro et al., 2001; Mote et al., 2001) اشاره کرد. تغییرات ژئوشیمیایی متاسوماتیک نه تنها به تشخیص اهداف معدنی و کانه‌زایی کمک می‌کند بلکه به توسعه بهتر مدل‌های ژنتیکی و تمایز بهتر بین انواع مدل‌های کانساری نیز کمک می‌کند (White and Hedenquist, 1995). بدین منظور در این مقاله سعی بر این است تا با استفاده از روش بررسی تغییرات جرم عناصر و داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های برداشت‌شده از زون‌های دگرسان و همچنین مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی و کانه‌نگاری ماده معدنی، به چگونگی ارتباط کانه‌زایی آهن با دگرسانی‌های مشاهده شده در این کانسار و روندهای کانه‌زایی آهن پی‌برد.

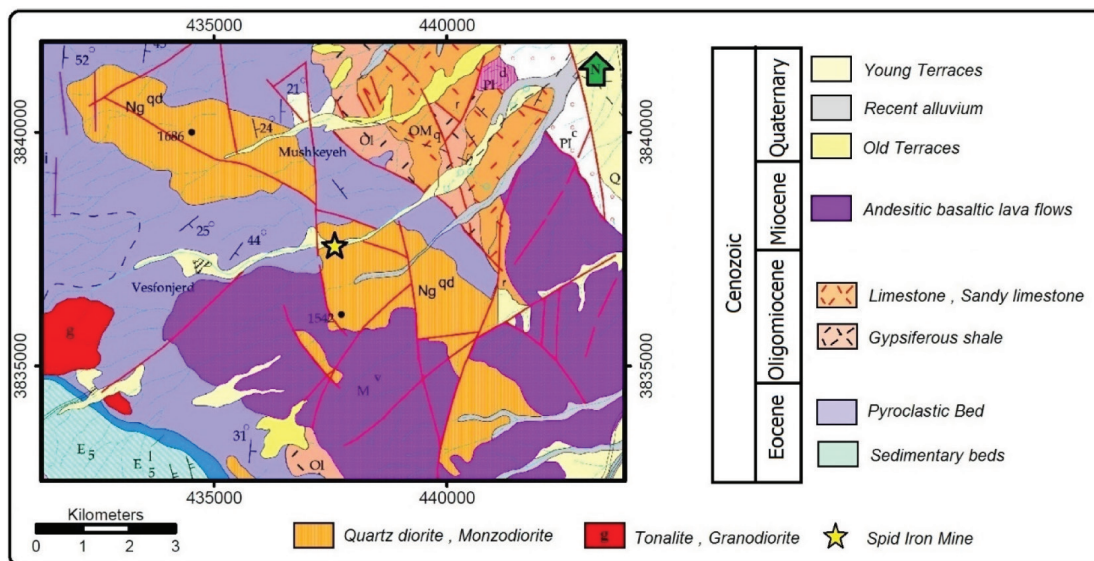
روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف مورد نظر طی چندین مرحله پیمایش صحرایی، نمونه‌برداری سیستماتیک از زون‌های دگرسانی، توده نفوذی سنگ میزبان و بخش کانه‌زایی کانسار آهن اسپید انجام شد. در مجموع تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع نازک-صیقلی برای مطالعه بافت و ساخت ماده معدنی و سنگ‌شناسی توده نفوذی سنگ

سن عمومی واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه مربوط به دوران سوم زمین‌شناسی و عمدتاً ائوسن و الیگوسن می‌باشد (حاجیان، ۱۳۷۰). همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی کانسار اسپید (شکل ۱) مشاهده می‌شود در این منطقه توده نفوذی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت به درون سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن نفوذ کرده و با ایجاد دگرسانی گسترده باعث شکل‌گیری کانسار اسکارن آهن شده است. در محل تماس این توده نفوذی با سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن (عمدتاً با ترکیب توف‌های آهکی) کانه‌زایی آهن به صورت هماتیت اولیه (الیژیست) و هیدروکسیدهای آهن (لیمونیت و گوتیت) تشکیل شده است (کرمان، ۱۳۹۴). توده نفوذی و سنگ‌های مجاور آن دگرسانی گسترده‌ای از نوع پروپیلیتیک و به‌طور جزئی‌تر دگرسانی آرژلیک را تجربه کرده‌اند. عمده گسل‌های موجود در منطقه دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی و شرقی-غربی هستند (حاجیان، ۱۳۷۰). نکته قابل توجه رابطه این شکستگی‌ها و گسل‌ها با توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی می‌باشد که به نظر می‌رسد توده نفوذی از طریق برخی از این گسل‌ها نفوذ کرده و باعث ایجاد کانه‌زایی شده است.

(1978; Haschke et al., 2010; Shahabpour, 1999) میزبان کانسارهای مختلفی از جمله مس، آهن، طلا، مولیبدن و... است که کانسار آهن مورد مطالعه هم جزء یکی از این کانسارها است. وجود کانسارهای متعدد در این زون ماگمایی ضرورت پی‌جویی و اکتشاف در این منطقه را توجیه می‌کند. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک، بر روی این توده و توده‌های مجاور و سنگ‌های آتش‌فشانی و آتش‌فشانی رسوبی میزبان در این کمان ماگمایی، مطالعات بسیاری انجام شده است که برخی از این مطالعات شامل Ghorbani et al., 2011 and 2014; Dargahi et al., 2010; Yeganehfar et al., 2013, Chiu et al., 2013; Honarmand et al., 2013 and 2014; Kananian et al., 2014 است.

کانسار اسپید در فاصله ۶۰ کیلومتری غرب قم، در جنوب روستای اسپید و در گستره جغرافیایی $50^{\circ} 18' 44''$ تا $50^{\circ} 22' 10''$ طول شرقی و $34^{\circ} 39' 18''$ تا $34^{\circ} 41' 12''$ عرض شمالی واقع شده است. در این کانسار بر اثر نفوذ توده دیوریتی به درون واحد آتش‌فشانی ائوسن، دگرسانی گسترده و به دنبال آن کانه‌زایی آهن شکل گرفته است. به‌طور کلی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که موقعیت کانسار آهن اسپید با علامت ستاره بر روی آن مشخص شده است (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نفرش)

سنگ‌شناسی و دگرسانی

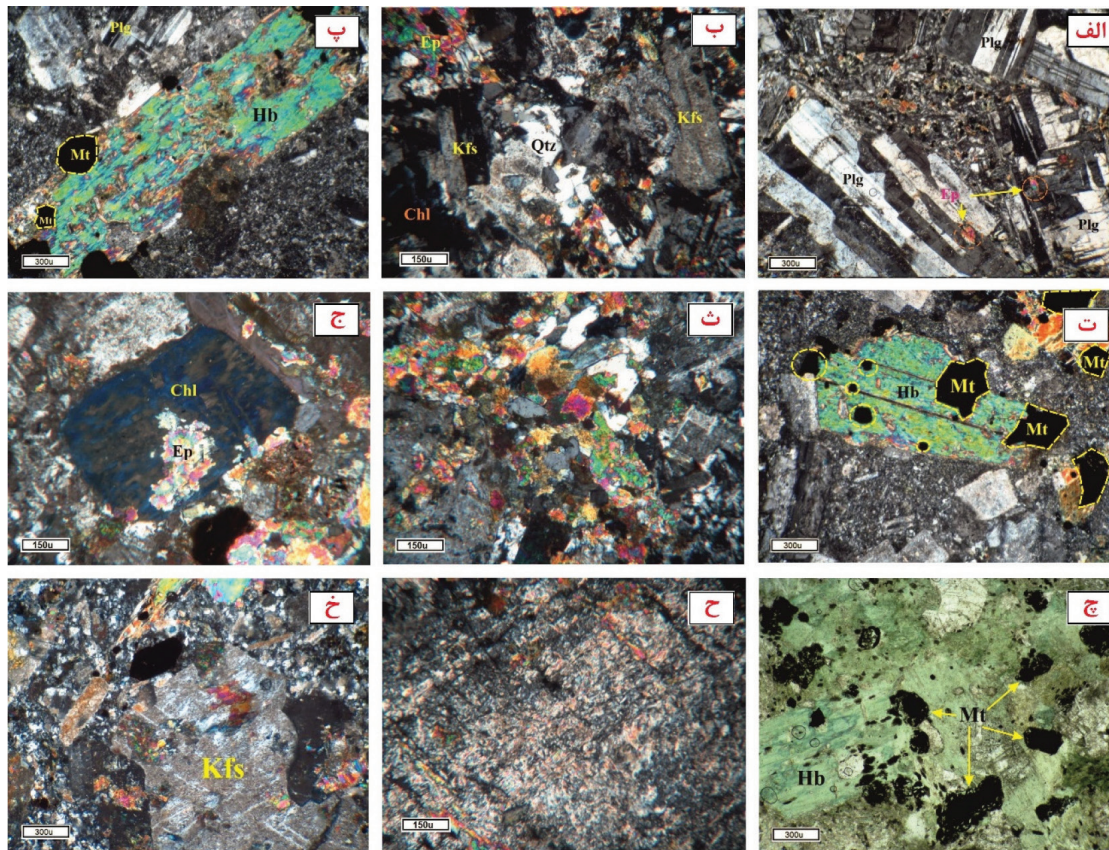
کلینوکلیت، کلسیت، ارتوکلاز، اپیدوت و مسکوویت را در این زون دگرسانی تأیید می‌کند. در اثر دگرسانی آرژیلیک اغلب پلاژیوکلازها و فلدسپات‌ها به‌طور بخشی و گاه کامل از حواشی و مرکز بلور به سرسیت (شکل ۲-ح) و کانی‌های رسی (شکل ۲-خ) تبدیل شده‌اند و رنگی روشن به رخنمون واحدهای سنگی منطقه داده‌اند. نتایج حاصل از آنالیز XRD نیز وجود کانی‌های ایلیت، کائولینیت و کلریت را در این زون دگرسانی تأیید می‌کند.

کانه‌زایی، ساخت و بافت ماده معدنی

در منطقه اسپید عامل اصلی کانه‌زایی، دگرسانی هیدروترمال ناشی از نفوذ توده نیمه عمیق به درون واحدهای آتش‌فشانی و عملکرد شدید گسل‌ها و نیروهای تکتونیکی می‌باشد که باعث به وجود آمدن درزه، شکستگی و رگه-رگچه در اکثر واحدهای سنگی شده‌اند و این ساختارها معبری برای حرکت و نفوذ محلول‌های حاوی آهن مهیا کرده‌اند که در نهایت منجر به تمرکز و افزایش عیار اقتصادی ماده معدنی به‌صورت رگه‌ای در مرز بین توده نفوذی و توف‌های آهکی ائوسن شده است (شکل ۳-الف). ضخامت رگه معدنی در این کانسار از ۴ تا ۱۲ متر متغیر می‌باشد (شکل ۳-ب). کانی‌شناسی ماده معدنی شامل هماتیت اولیه (الیژیست) و کانی‌های ثانویه مالاکیت، آزوریت، لیمونیت و گوتیت است که با کانی‌های باطله کلریت، پیریت و کوارتز همراه هستند. هماتیت: این کانه اکسیدی فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار اسپید است که به‌صورت پولکی و نرم در نمونه دستی قابل مشاهده است (شکل ۳-پ). هماتیت عمدتاً دارای بافت‌های متنوعی چون دسته جارویی به‌صورت رشته‌های درهم‌تنیده و متراکم است (شکل ۳-ت). بخش‌های هماتیته یکدست کانسار دارای عیار متوسط آهن ۶۴ درصد و بخش‌های مخلوط هماتیت و لیمونیت دارای عیار آهن ۴۰ درصد می‌باشد (سعادت‌مند، ۱۳۹۰).

گوتیت و لیمونیت: گوتیت و لیمونیت حاصل دگرسانی کانه‌های هماتیت و پیریت هستند. این کانه‌های اکسیدی جز پایدارترین کانه‌های آهن‌دار در طبیعت هستند و به‌طور کلی از طریق اکسیداسیون هماتیت و یا سولفید آهن به وجود آمده‌اند. این کانه‌ها همراه با هماتیت در کانسار آهن اسپید قابل مشاهده هستند (شکل ۳-ث).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید دارای ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت می‌باشد که عمدتاً دارای بافت‌های گرانولار، ساب‌گرانولار و پورفیروئیدی است. پلاژیوکلاز و آمفیبول مهم‌ترین کانی‌های اصلی و فلدسپار پتاسیم، کوارتز، منیتیت، آپاتیت، زیرکن و تیتانیت کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده این توده نفوذی هستند. کانی‌های سرسیت، کلریت، اپیدوت، تیتانیت، کلسیت، کانی‌های رسی از جمله ایلیت و کائولینیت و اکسیدهای آهن نیز به‌صورت ثانویه و در اثر دگرسانی تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز به‌صورت تخته‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و همراه با ماکل کارلسباد، آلبیتی و پلی‌سنتتیک دیده می‌شود (شکل ۲-الف) دانه‌های کوارتز عمدتاً بی‌شکل‌اند و در اغلب موارد فضای بین بلورهای درشت پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها را پر کرده‌اند (شکل ۲-ب). آمفیبول تنها کانی مافیک موجود در این توده نفوذی می‌باشد که حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود (شکل ۲-پ). وجود درشت بلورهای آمفیبول در این توده می‌تواند دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسم و احتمالاً نشانه شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی باشد (Poma et al., 2004). همراه با کانی آمفیبول، منیتیت‌های خود شکل و ماگمایی حضور دارند (شکل ۲-ت). بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز XRD دگرسانی وسیعی سنگ‌های منطقه اسپید را در بر گرفته است که می‌توان آن را به دو بخش دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک تقسیم کرد. دگرسانی پروپیلیتیک با حضور کانی‌هایی از قبیل اپیدوت، کلریت، تیتانیت، کربنات و آلبیت و به‌صورت فراگیر در کل محدوده معدنی اسپید قابل تشخیص می‌باشد. این دگرسانی غالباً با کانه‌زایی اکسیدهای آهن از جمله هماتیت همراه است. در اثر این دگرسانی، پلاژیوکلازها به اپیدوت (شکل ۲-ث) و کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول به کلریت (شکل ۲-ج) تبدیل شده‌اند؛ کانی‌های منیتیت ثانویه یا حاصل از دگرسانی (شکل ۲-چ) نیز در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده است. نتایج حاصل از آنالیز XRD وجود کانی‌های کوارتز، آلبیت،



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید. الف) پلاژیوکلاز (Plg) با بافت پلی سنتتیک در واحد دیوریتی، بلورهای کوارتز (Qtz) بی شکل و آلکالی فلدسپار (Kfs) در واحد مونزودیوریت، پ) بلور هورنبلند (Hb) در همراهی با کانی پلاژیوکلاز، همراهی دانه‌های منیتیت (Mt) با کانی آمفیبول در واحد دیوریتی، ث) تشکیل اپیدوت (Ep) حاصل از دگرسانی پروپروپیلیتیک در واحد مونزودیوریتی، ج) جایگزینی کامل کلریت (Chl) در قالب آمفیبول در واحد مونزودیوریتی، چ) کانی منیتیت (Mt) ثانویه حاصل از دگرسانی پروپیلیتیک، ح) سریستی شدن پلاژیوکلازها، خ) رسی شدن آلکالی فلدسپارها (Kfs) در اثر دگرسانی آرژلیک. حروف اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1994)

جدول ۱. غلظت عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب (بخش در میلیون) در سنگ‌های نفوذی میزبان کانسار آهن اسپید

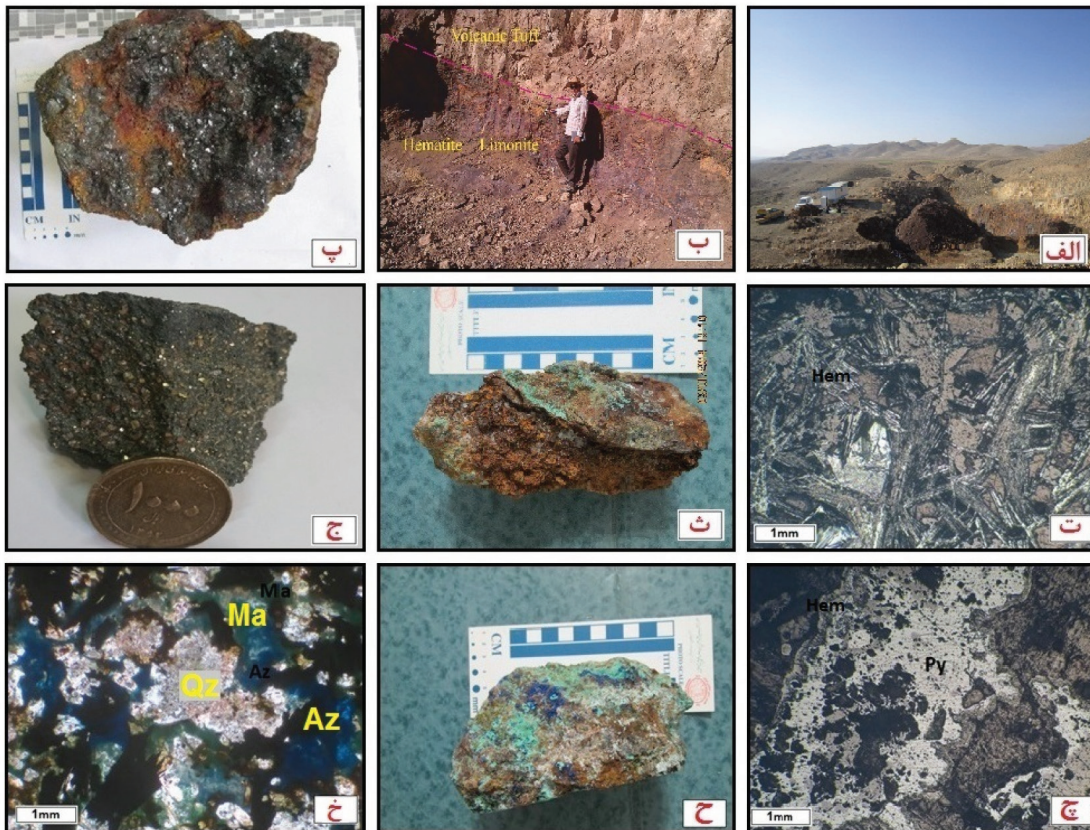
Sample	Monzodiorite rocks										Diorite & Quartz diorite rocks							
	Propylitic Alteration					Unaltered rocks					Argillic Alteration							
	SN01	SN02	SN03	SN08	SN09	SN10	SN11	SN12	SN13	SN15	SN16	SN18	SN14	SN17	SN19	SN20		
	%Wt																	
SiO ₂	۵۷/۱۶	۵۷/۲۶	۵۷/۲۶	۵۵/۹۵	۶۰/۶۳	۶۶/۱۴	۶۰/۴۸	۶۳/۲۸	۵۷/۸۴	۵۹/۱	۵۸/۷۳	۵۹/۸	۶۳/۱۶	۶۴/۴۹	۶۵/۶۱	۵۳/۸۷		
Al ₂ O ₃	۱۷/۳۲	۱۶/۰۶	۱۵/۲۶	۱۵/۸۳	۱۵/۷۵	۱۵/۱۱	۱۴/۳۵	۱۵/۷۵	۱۵/۵۹	۱۵/۶	۱۵/۸۴	۱۴/۴۷	۱۲/۳۳	۱۴/۸۸	۱۵/۹۸	۱۹/۲۹		
CaO	۴/۷۲	۶/۴۹	۸/۲	۷	۵/۷۵	۵/۲۹	۶/۳	۶/۷	۱۲/۴۱	۱۰/۵۳	۶/۶۷	۵/۳۴	۷/۵	۶/۳۵	۳/۲۵	۴/۰۳		
MgO	۳/۳۵	۲/۶۴	۳/۰۲	۴	۳/۴۷	۱/۸۷	۲/۹۱	۲/۲۹	۲/۶۸	۳/۱۲	۲/۷۷	۲/۶۴	۲/۹۲	۱/۷۶	۱/۷۹	۲/۱۳		
Fe ₂ O ₃	۹/۶۴	۹/۰۵	۸/۷۲	۸/۴	۶/۵۱	۴/۴۳	۶/۶۴	۴/۹	۳/۶۱	۵/۴۱	۸/۱۲	۷/۴۳	۴/۵۸	۴/۱۷	۵/۱۶	۷/۹۷		
TiO ₂	۰/۶۴	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۷	۰/۵۸	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۴۲	۰/۹۵	۰/۶	۰/۵۸	۰/۱	۰/۶۹		
Na ₂ O	۳/۰۴	۳/۳	۳	۲/۴۷	۳/۶۳	۳/۲۸	۴/۰۹	۳/۴۳	۳/۸۵	۲/۲۳	۳/۱۸	۳/۷۲	۴/۸۶	۵/۸۱	۳/۴۶	۳/۲۴		
K ₂ O	۱/۷۸	۱/۳	۱/۴۴	۲/۵	۱/۰۶	۱/۰۲	۱/۷۹	۱/۴۲	۰/۸۴	۰/۴۳	۱/۷	۳/۷۷	۱/۷۲	۰/۷۹	۲/۲۷	۵/۹۳		
P ₂ O ₅	۰	۰	۰	۰	۰/۲۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۴۳	۰/۲۳	۰/۲۶		
LOI	۲/۳۶	۳/۰۵	۲/۰۴	۲/۸۷	۲/۴۲	۲/۰۶	۲/۶۴	۱/۵۹	۱/۶۹	۲/۴	۲/۰۹	۱/۶۴	۱/۹۲	۰/۷۷	۲/۲۵	۲/۳		
Total	۱۰۰/۰۱	۹۹/۶۹	۱۰۰	۹۹/۷۲	۱۰۰/۰۲	۹۹/۷۱	۹۹/۶۷	۱۰۰	۹۹/۳۲	۹۹/۹	۹۹/۷	۱۰۰/۰۱	۹۹/۷۶	۱۰۰/۰۳	۱۰۰	۹۹/۷۱		

ادامه جدول ۱.

Sample	Monzodiorite rocks										Diorite & Quartz diorite rocks							
	Propylitic Alteration					Unaltered rocks					Argillic Alteration							
	SN01	SN02	SN03	SN08	SN09	SN10	SN11	SN12	SN13	SN15	SN16	SN18	SN14	SN17	SN19	SN20		
	ppm																	
Ba	۶۲۷	۵۸۲	۳۸۱	۵۵۷	۲۰۲	۳۴۱	۳۴۱	۳۵۷	۲۷۷	۱۷۳	۵۵۷	۶۱۳	۴۳۲	۱۸۱	۴۹۵	۱۳۷۲		
Ce	۲۴	۲۴	۲۲	۲۶	۲۲	۲۸	۲۳	۲۳	۲۶	۲۳	۲۶	۳۵	۲۶	۲۹	۲۵	۳۱		
Co	۲۵/۶	۱۸/۲	۱۸/۳	۱۸/۵	۱۶/۲	۲۴/۱	۱۴/۹	۱۳/۹	۱۳/۵	۱۲/۸	۱۳/۳	۱۵/۲	۱۱/۹	۱۲/۸	۱۷	۱۲/۳		
Cr	۷	۶	۶	۱۱	۶	۱۵	۶	۷	۱۳	۱۶	۷	۵	۱۱	۶	۵	۷		
Cs	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۹	۱/۵	۰/۶	۰/۵>	۰/۹	۰/۸	۰/۶	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>	۰/۵>		
Cu	۳۹	۱۶	۲۲	۱۷	۸	۱۰	۵	۸	۱۲	۷	۹	۲۴	۱۵	۶	۴	۲۱		
Dy	۲/۵۹	۲/۴۷	۲/۵۲	۳/۱۵	۲/۶۴	۲/۵۱	۲/۶۶	۲/۵۸	۲/۹۶	۲/۹۱	۲/۵۶	۳/۱۳	۲/۹۵	۳/۰۴	۲/۱۹	۲/۲۵		
Er	۱/۵۵	۱/۳۸	۱/۴۹	۱/۷۴	۱/۵۲	۱/۳۸	۱/۵۴	۱/۳۹	۱/۷۷	۱/۶۸	۱/۴۷	۱/۹	۱/۷۱	۱/۸۷	۱/۱۶	۱/۱۹		
Eu	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۴	۱/۲۶	۰/۷	۰/۸۲	۰/۷	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۳	۱/۰۶	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۷۷	۱/۰۴		
Gd	۲/۱۲	۱/۹۹	۲/۰۵	۲/۶	۲/۰۴	۲/۱۹	۱/۹۸	۲/۰۲	۲/۲۶	۲/۲۴	۲/۰۴	۲/۵۳	۲/۲۱	۲/۴۲	۲/۰۴	۲/۰۱		
Hf	۰/۹۲	۰/۹۵	۱/۲۵	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۸۸	۰/۶۲	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۹۴	۱/۳۱	۰/۸۶	۱/۴۷	۰/۶۸	۰/۷۲		
K	۱۲۸۶۸	۱۱۵۵۷	۷۶۷۷	۱۲۲۲۱	۳۶۶۵	۴۳۸۲	۶۹۱۶	۶۶۱۷	۴۸۰۲	۲۲۸۹	۸۱۹۸	۱۵۴۵۰	۹۱۸۴	۳۳۲۶	۱۲۶۲۰	۲۲۲۲۶		
La	۱۰	۱۰	۱۰	۱۱	۱۰	۱۲	۱۰	۱۰	۱۰	۹	۱۰	۱۵	۱۱	۱۳	۱۱	۱۱		
Lu	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۱۶		
Mn	۱۴۹۴	۱۴۱۱	۱۳۹۹	۱۷۳۵	۹۸۷	۸۶۴	۱۶۲۶	۸۹۸	۸۷۴	۷۳۱	۱۰۹۷	۱۰۵۴	۹۳۶	۱۰۴۰	۸۶۲	۱۴۲۹		
Nb	۵/۲	۵/۲	۵	۴/۸	۵/۱	۶	۵/۳	۵/۹	۵	۴/۵	۵/۲	۶/۷	۵/۲	۶/۵	۵/۴	۶/۲		
Nd	۹/۹	۸/۹	۹/۵	۱۱/۸	۹/۶	۱۲/۵	۸/۸	۹/۸	۹/۸	۱۰	۹/۳	۱۴/۶	۱۰/۴	۱۳	۱۱	۱۰/۸		
Ni	۴۱	۱	۱	۵	۲	۷	۱	۴	۷	۹	۱	۱>	۴	۲	۱>	۱>		
Pb	۱۰	۶	۶	۲۲	۳	۱>	۸	۳	۹	۱>	۲۱	۱۱	۷	۵	۱>	۱>		
Pr	۱/۲۲	۱/۱۲	۱/۲۹	۱/۶۶	۱/۲۵	۲/۰۴	۱/۰۷	۱/۲۹	۱/۱۶	۱/۲۵	۱/۱	۲/۶۱	۱/۴۲	۲/۲۳	۱/۶۳	۱/۵۵		
Rb	۲۵	۲۳	۱۶	۲۷	۸	۱۰	۱۷	۱۵	۱۱	۶	۲۰	۴۱	۲۳	۷	۳۴	۵۶		
Sc	۱۰	۱۱/۱	۱۱/۴	۱۴/۶	۱۰/۱	۷/۲	۱۰/۷	۹	۱۴/۳	۱۵/۸	۱۱/۵	۸/۵	۱۰/۵	۷/۵	۵/۴	۵/۷		
Sm	۲/۳۶	۲/۰۷	۲/۱	۲/۸۹	۲/۱۱	۲/۵۴	۲/۰۵	۲/۱۹	۲/۳۴	۲/۲۹	۲/۱۳	۲/۹۷	۲/۴۴	۲/۶۶	۲/۲۹	۲/۶۲		
Sn	۱	۳/۳	۲	۴/۱	۲/۹	۳/۶	۴	۲	۲/۳	۴/۲	۲/۸	۲/۴	۶/۵	۳/۹	۱/۵	۳/۵		
Sr	۳۶۶/۲	۳۶۴/۷	۳۲۹/۸	۳۶۱	۳۹۷/۷	۳۸۸/۴	۴۰۰/۷	۴۱۵/۵	۴۴۰/۵	۳۷۹/۹	۴۳۵/۷	۳۰۱/۲	۴۱۵/۴	۳۳۳/۵	۲۷۱	۳۴۹/۴		
Ta	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۶۴	۰/۶	۰/۶	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۸۱	۰/۵۵	۰/۶	۰/۵۳	۰/۶۳		
Tb	۰/۴۳	۰/۴	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۵	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۸		
Th	۱/۴۹	۱/۷۲	۲/۰۳	۲/۰۸	۲/۴۲	۲/۹۱	۲/۵	۱/۹	۱/۸۹	۱/۷۷	۱/۹۷	۶/۸۶	۲/۵۴	۶/۷۶	۲/۸۱	۱/۱۱		
Ti	۳۹۶۸	۴۱۲۱	۴۱۷۷	۴۷۶۶	۳۸۷۱	۲۶۹۲	۴۱۵۲	۳۳۴۰	۴۵۹۲	۴۹۳۴	۴۰۴۳	۳۹۷۵	۳۸۹۶	۳۸۴۵	۲۰۳۸	۲۸۱۶		
Tm	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳	۰/۲۴	۰/۳	۰/۱۸	۰/۱۹		
U	۰/۳	۰/۴۸	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۴	۰/۷	۰/۵	۰/۴	۱/۶	۰/۶	۱/۵	۰/۵	۰/۳		
V	۱۱۶	۱۱۰	۱۱۳	۱۳۶	۱۰۷	۶۰	۱۱۴	۷۸	۱۲۹	۱۵۱	۱۱۰	۹۴	۱۰۲	۸۷	۴۶	۶۶		
W	۶۸/۹	۴۸/۸	۳۳/۵	۴۶/۵	۴۴/۶	۱۰۲/۸	۳۷/۱	۴۸	۴۸/۸	۳۴/۷	۴۴/۶	۳۷/۵	۴۴/۳	۴۹/۹	۸۰/۱	۳۴/۳		
Y	۱۵/۳	۱۴/۳	۱۴/۷	۱۶/۷	۱۴/۶	۱۴/۲	۱۵/۶	۱۴/۹	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۴/۲	۱۷/۵	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۱/۷	۱۲/۸		
Yb	۱/۶	۱/۵	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۲	۱/۶	۱/۴	۱/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۹	۱/۴	۱/۷	۱	۱/۲		
Zn	۱۲۶	۱۱۱	۹۴	۱۴۳	۴۸	۷۹	۹۰	۵۸	۶۸	۴۱	۱۳۸	۱۷۰	۷۱	۵۸	۶۶	۱۰۲		
Zr	۳۲	۳۲	۴۰	۳۱	۳۰	۱۹	۳۳	۱۹	۳۲	۲۶	۲۷	۴۳	۲۷	۴۱	۱۷	۲۴		

پیریت: به‌طور کلی فاز سولفیدی در کانسار اسپید در (۳-ج).

مناطق سطحی بسیار محدود است و پیریت‌های مشاهده شده رایج‌ترین کانه سولفیدی در این کانسار هستند و به‌صورت پراکنده در توف‌های منطقه نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-ج) و در رگه‌های معدنی به علت اکسید شدن قابل تشخیص نیستند. در مقیاس میکروسکوپی پیریت‌ها بی‌شکل بوده و در حواشی به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل کریبات‌های مس: مهم‌ترین کریبات‌های مس قابل مشاهده در این کانسار ملاکیت و آزوریت هستند که صورت پرکننده فضاهای خالی دارای بافت‌های متنوعی از جمله کولفرمی هستند (شکل ۳-ح و خ). این کریبات‌ها همراه با ماده معدنی در درزه‌ها و شکستگی‌ها به‌صورت اندک قابل مشاهده هستند.



شکل ۳. تصاویری از کانسار آهن اسپید و کانه‌زایی‌های مختلف در آن. الف) نمای از کانسار آهن اسپید (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمای از رگه معدنی هماتیته در سینه کار اکتشافی کانسار اسپید، پ) نمونه دستی از کانه اکسیدی شامل هماتیت، لیمونیت و گوتیت، ت) ساختار تیغه‌ای شکل هماتیت (Hem) در نور انعکاسی، ث) نمونه دستی از کانه اکسیدی لیمونیت، ج) نمونه دستی از کانه سولفیدی پیریت دانه‌ریز، چ) تبدیل شدن پیریت (Py) از حاشیه به هماتیت (Hem) در نور انعکاسی، ح) نمونه دستی از مالاکیت و آزوریت، خ) همراهی مالاکیت (Ma) و آزوریت (Az) در نور انعکاسی

سنگ میزبان کانسار آهن اسپید

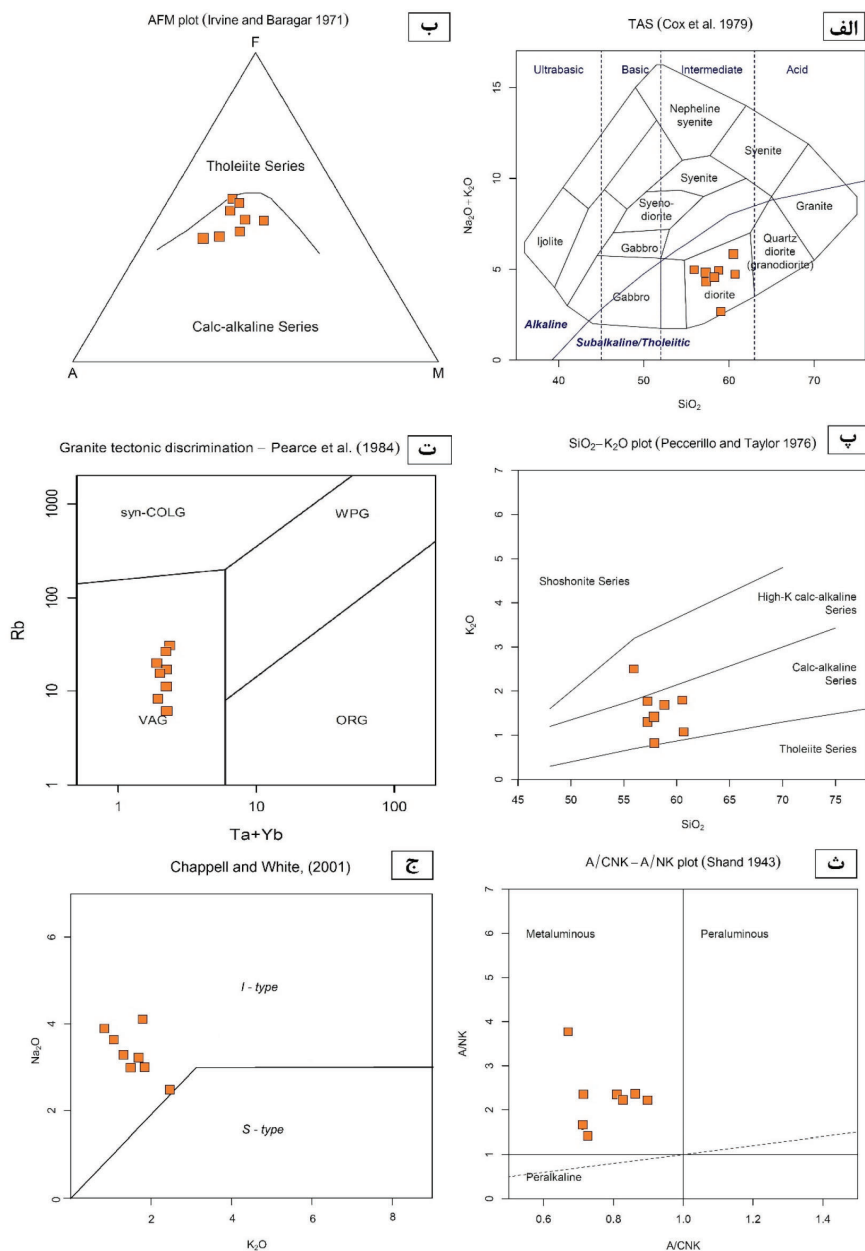
(Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد که طبق این نمودار توده مذکور در امتداد روند کالک آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۴-ب). همچنین نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نشان‌دهنده متعلق بودن این توده نفوذی به سنگ‌های آذرین سری کالک آلکان تا کالک آلکان غنی از پتاسیم است (شکل ۴-پ) که بر اساس (Gill, 2010) این سنگ‌ها متعلق به مناطق فرورانش هستند. همچنین در نمودار جدایش محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)، توده سنگ میزبان کانسار اسپید در گستره محیط نوارهای آتش‌فشانی زون فرورانش (VAG) قرار می‌گیرد (شکل ۴-ت). شاخص اشباع آلومین توده مذکور از ۰/۵ تا ۰/۹ متغیر است. بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا

با توجه به اینکه عامل اصلی کانه‌زایی در کانسار آهن اسپید نفوذ توده نیمه عمیق به درون سنگ‌های ولکانیکی انوسن می‌باشد، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های آذرین درونی متمرکز شده است. بدین منظور تعداد هشت نمونه با حداقل دگرسانی از واحدهای دیوریتی و مونزودیوریتی سنگ میزبان کانسار انتخاب شدند. جهت نام‌گذاری توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید از نمودار COX و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شده است. بر طبق این نمودار سنگ‌های برداشت‌شده از این توده نفوذی در محدوده سنگ‌های دیوریتی با ماهیت حد واسط قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). جهت تفکیک سنگ‌های منطقه از لحاظ سری‌های ماگمایی از نمودار درصد اکسید منیزیم، آهن کل و آلکالی

سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ژئوشیمی و محاسبه تغییرات جرم عناصر ...

این معیار، توده نفوذی مذکور از نوع گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد. همچنین قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O که مرز گرانیتوئیدهای I و S را جدا می‌کند (Chappell and White, 2001)، ماهیت I بودن این توده نفوذی را تأیید می‌کند (شکل ۴-ج).

شاخص اشباع از آلومین (ASI) و نمودار ANK-ACNK (Shand, 1943)، این توده از نوع متآلومین است (شکل ۴-ث). شاخص اشباع از آلومین برای گرانیت‌های نوع S بیشتر از ۱/۱ و برای گرانیت‌های نوع I کمتر از ۱/۱ است (Chappell and White, 2001)؛ بنابراین با توجه به



شکل ۴. نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیایی توده نفوذی سنگ میزبان کانسار آهن اسپید. الف) قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های حد واسط با ترکیب دیوریت، ب) متعلق بودن نمونه‌ها به سری کالک آلکان در نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین کالک آلکان و تولیتی، پ) متعلق بودن نمونه‌ها به سری کالک آلکان تا کالک آلکان غنی از پتاسیم، ت) ارتباط سنگ‌های منطقه اسپید با کمرندهای زون فرورانش و همزمان با برخورد، ث) متعلق بودن نمونه‌ها به سنگ‌های متآلومینوس در نمودار شاخص اشباع از آلومینوم، ج) متعلق بودن توده نفوذی سنگ میزبان کانسار اسپید به گرانیتوئیدهای نوع I در نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S

شده‌اند. نمودار ایزوکن عناصر اصلی و کمیاب رسم شده برای زون دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک به ترتیب در شکل ۵ الف و ب نشان داده شده است. با نگاهی کلی به این نمودارها می‌توان تغییرات جرم عناصر را در هر زون دگرسانی به صورت کیفی تشخیص داد.

مقادیر کمی تغییرات جرم هر یک از زون‌های دگرسانی در کانسار اسپید طبق رابطه ۲ محاسبه شد و به صورت نمودارهای تهی‌شدگی-غنی‌شدگی در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. در این رابطه S گرادیان خط ایزوکن می‌باشد.

$$\Delta M = [(1/S) - 1] \times 100 \quad (2)$$

در ادامه در هر زون دگرسانی، از میانگین نمونه‌های دگرسان نشده در آن زون به عنوان نمونه شاهد (ترکیب سنگ اولیه) و از Al_2O_3 به عنوان عنصر ناظر نام‌تحرک استفاده شده است. سپس با استفاده از رابطه گرانت، تغییرات جرم عناصر یا اکسیدها در طول دگرسانی ($\Delta C_i/C_i^0$) در هر زون محاسبه گردید. نتایج تغییرات جرم محاسبه شده با استفاده از روش گرانت، برای نمونه‌های دگرسان کانسار آهن اسپید در جدول ۲ ارائه شده است.

تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی پروپیلیتیک

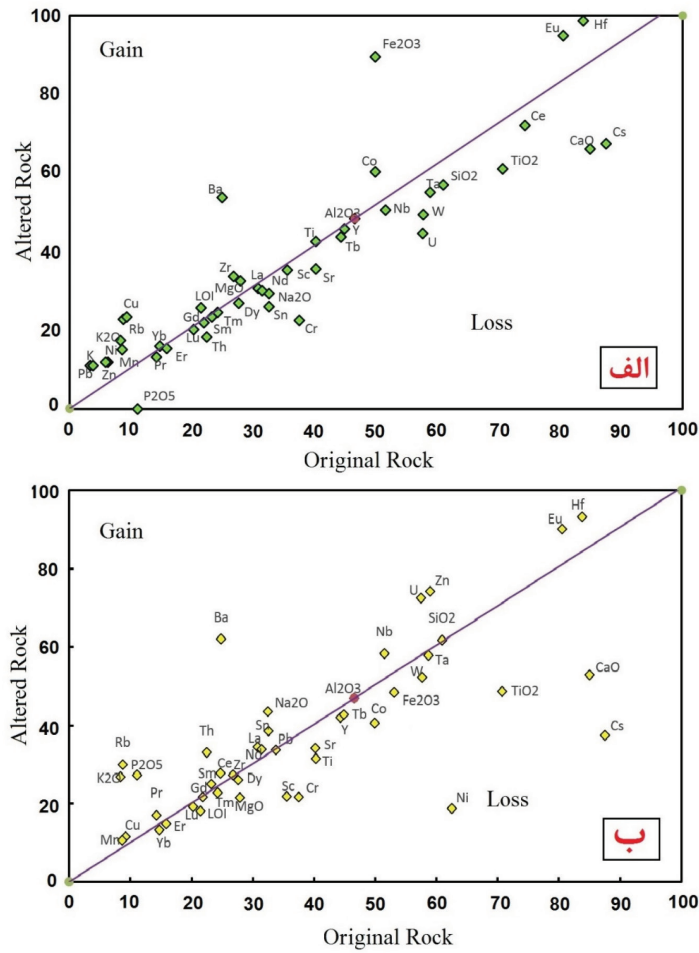
اکسیدهای اصلی: طی دگرسانی پروپیلیتیک اکسیدهای K_2O ، MgO ، Fe_2O_3 و LOI افزایش جرم نشان می‌دهند درحالی‌که اکسیدهای P_2O_5 ، TiO_2 ، Na_2O و SiO_2 ضمن دگرسانی از سامانه گرمایی خارج شده‌اند (شکل ۶-الف). حضور Fe و Mg در این زون دگرسانی ناشی از حضور آمفیبول و کربیتی شدن آن‌ها و تشکیل منیتیت‌های ثانویه در برخی از نمونه‌ها است. افزایش K_2O در این زون را می‌توان به حضور فلدسپار پتاسیم و تشکیل سریسیت مربوط دانست. کمترین میزان تغییرات جرم مربوط به اکسیدهای P_2O_5 و TiO_2 می‌باشد که ناشی از طبیعت نام‌تحرک آن‌ها است. افزایش K_2O و کاهش Na_2O و CaO را می‌توان به سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها نسبت داد. بدین صورت که در این دگرسانی سیلیکات‌های سدیم، کلسیم و منیزیم به وسیله سریسیت جایگزین می‌شوند این امر باعث شستشوی کاتیون‌های Na^+ و Ca^{2+} و کاهش آن‌ها می‌شود.

روش تغییرات جرم ایزوکن (گرانت، ۲۰۰۵)

بررسی ژئوشیمی دگرسانی‌های مختلف، تخمین کمی تغییرات جرم یا حجم ناشی از دگرسانی گرمایی را ممکن می‌سازد. از روش ایزوکن معمولاً برای محاسبه تغییرات متاسوماتیک ناشی از دگرسانی‌های گرمایی استفاده می‌شود (Grant, 2005). گرانت روش ساده‌ای را برای بررسی تغییرات جرم عناصر پیشنهاد کرد که در آن می‌توان به آسانی تغییرات جرم عناصر را طی دگرسانی از روی نموداری به نام ایزوکن اندازه‌گیری کرد (Grant, 1986). شکل عمومی معادله گرانت که برای اندازه‌گیری تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی‌های مختلف در این کانسار استفاده شد به صورت رابطه (۱) می‌باشد:

$$\Delta C_i/C_i^0 = (C_{Al_2O_3}^O/C_{Al_2O_3}^A) (C_i^A/C_i^O) - 1 \quad (1)$$

در این رابطه، C_i^A = درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان، $C_{Al_2O_3}^O$ = درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ سالم یا کمتر دگرسان شده، $C_{Al_2O_3}^A$ = درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ دگرسان، C_i^O = درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ سالم یا کمتر دگرسان شده و $\Delta C_i/C_i^0$ = تغییرات جرم عنصر یا اکسید در طول دگرسانی است. گرانت با قرار دادن سنگ‌های دگرسان در مقابل سنگ‌های مادر سالم و رسم نمودارهای ایزوکن، تغییرات عناصر را در طول دگرسانی‌های مختلف شناسایی کرد. خط ایزوکن معمولاً بهترین خطی است که از میان عناصری همچون Hf ، Nb ، rZ ، iT و Al عبور می‌کند که معمولاً در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت نام‌تحرک رفتار می‌کنند (Litch and Lentz, 1994; Cail and Cline, 2001). با توجه به انحلال کم و تغییرات پایین Al_2O_3 در سنگ‌های نسبتاً دگرسان شده در مقایسه با بسیاری اجزای کمیاب نام‌تحرک، ثبات شیمیایی Al_2O_3 در طی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی، غلظت بالای آن و روش تجزیه آسان، از Al_2O_3 به عنوان جزء ناظر نام‌تحرک، برای محاسبه تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی‌های مختلف در این کانسار استفاده شد. بعد از رسم خط ایزوکن، عناصری که در بالای خط ایزوکن رسم می‌شوند در طول متاسوماتیسم افزایش جرم داشته‌اند و عناصری که زیر خط ایزوکن رسم می‌شوند در طول دگرسانی از سنگ شسته



شکل ۵. الف) نمودار ایزوکن برای عناصر اصلی و کمیاب در زون دگرسانی پروپلیتیک در کانسار اسپید، ب) نمودار ایزوکن برای عناصر اصلی و کمیاب در زون دگرسانی آرتیلیک در کانسار آهن اسپید

جدول ۲. داده‌های تغییرات جرم عناصر مربوط به نمونه‌های برداشت‌شده از زون‌های دگرسانی مختلف در کانسار آهن اسپید. (مقادیر برحسب درصد و با فرض نامتحرک بودن Al_2O_3 محاسبه و ارائه شده است)

Sample	Propylitic Alteration			Argillic Alteration		
	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)	Fresh Rock	Altered Rock	Δci (wt.% or ppm)
SiO ₂	۶۰/۹۳	۵۷/۰۳	۶/۰۴-	۶۰/۹۳	۶۱/۷۸	۰/۴۳
Al ₂ O ₃	۱۵/۵۱	۱۶/۱۲	۰	۱۵/۵۱	۱۵/۶۲	۰
CaO	۸/۵	۶/۶	۲/۱۴-	۸/۵	۵/۲۸	۳/۲۵-
MgO	۲/۷۹	۳/۲۵	۰/۳۵	۲/۷۹	۲/۱۵	۰/۶۵-
Fe ₂ O ₃	۴/۹۹	۸/۹۵	۳/۶۳	۴/۹۹	۳/۴۷	۰/۴۴-
TiO ₂	۰/۷۱	۰/۶۱	۰/۱۲-	۰/۷۱	۰/۴۹	۰/۲۲-
Na ₂ O	۳/۲۵	۲/۹۵	۰/۴۱-	۳/۲۵	۴/۳۴	۱/۰۷
K ₂ O	۰/۸۴	۱/۷۶	۰/۸۵	۰/۸۴	۲/۶۸	۱/۸۲
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱-	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۶
LOI	۲/۱۴	۲/۵۸	۰/۳۴	۲/۱۴	۱/۸۱	۰/۳۴-
Ba	۲۴۸/۲۵	۵۳۶/۷۵	۲۶۸/۳۵	۲۴۸/۲۵	۶۲۰	۳۶۷/۴۸
Ce	۲۴/۷۵	۲۴	۱/۶۵-	۲۴/۷۵	۲۷/۷۵	۲/۸۱
Co	۱۶/۶۵	۲۰/۱۵	۲/۱۴	۱۶/۶۵	۱۳/۵	۳/۲۴-
Cr	۱۲/۵	۷/۵	۵/۲۸-	۱۲/۵	۷/۲۵	۵/۳-
Cs	۰/۸۸	۰/۶۸	۰/۲۳-	۰/۸۸	۰/۳۸	۰/۵-
Cu	۹/۲۵	۲۳/۵	۱۳/۳۷	۹/۲۵	۱۱/۵	۲/۱۷

ادامه جدول ۲.

Sample	Propylitic Alteration			Argillic Alteration		
	Fresh Rock	Altered Rock	Δ ci (wt.% or ppm)	Fresh Rock	Altered Rock	Δ ci (wt.% or ppm)
Dy	۲/۷۶	۲/۶۸	۰/۱۷-	۲/۷۶	۲/۶۱	۰/۱۷-
Er	۱/۵۹	۱/۵۴	۰/۱۱-	۱/۵۹	۱/۴۸	۰/۱۲-
Eu	۰/۸۱	۰/۹۵	۰/۱۱	۰/۸۱	۰/۹	۰/۰۹
Gd	۲/۱۸	۲/۱۹	۰/۰۷-	۲/۱۸	۲/۱۷	۰/۰۳-
Hf	۰/۸۴	۰/۹۹	۰/۱۱	۰/۸۴	۰/۹۳	۰/۰۹
K	۳۷۸۴/۵	۱۱۰۸۰/۷۵	۶۸۸۰/۳۱	۳۷۸۴/۵	۱۱۸۳۹	۷۹۷۳/۰۲
La	۱۰/۲۵	۱۰/۲۵	۰/۳۸-	۱۰/۲۵	۱۱/۵	۱/۱۷
Lu	۰/۲	۰/۲	۰/۰۱-	۰/۲	۰/۱۹	۰/۰۱-
Mn	۸۶۴	۱۵۰۹/۷۵	۵۸۹۰/۰۸	۸۶۴	۱۰۶۹/۲۵	۱۹۷/۸۹
Nb	۵/۱۵	۵/۰۵	۰/۲۹-	۵/۱۵	۵/۸۳	۰/۶۳
Nd	۱۰/۴۸	۱۰/۰۳	۰/۸۳-	۱۰/۴۸	۱۱/۳	۰/۷۵
Ni	۶/۲۵	۱۲	۵/۳	۶/۲۵	۱/۸۸	۴/۳۹-
Pb	۳/۳۸	۱۱	۷/۲۱	۳/۳۸	۳/۳۸	۰/۰۲-
Pr	۱/۴۳	۱/۳۲	۰/۱۵-	۱/۴۳	۱/۷۱	۰/۲۷
Rb	۸/۷۵	۲۲/۷۵	۱۳/۱۵	۸/۷۵	۳۰	۲۱/۰۴
Sc	۱۱/۸۵	۱۱/۷۸	۰/۵۲-	۱۱/۸۵	۷/۲۸	۴/۶۳-
Sm	۲/۳۲	۲/۳۶	۰/۰۵-	۲/۳۲	۲/۵	۰/۱۷
Sn	۳/۲۵	۲/۶	۰/۷۵-	۳/۲۵	۳/۸۵	۰/۵۷
Sr	۴۰/۱۶۳	۳۵۵/۴۳	۵۹/۵۴-	۴۰/۱۶۳	۳۴۲/۳۳	۶۱/۶۶-
Ta	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۰۶-	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۰۱-
Tb	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۰۲-	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۰۳-
Th	۲/۲۵	۱/۸۳	۰/۴۹-	۲/۲۵	۳/۳۱	۱/۰۳
Ti	۴۰۲۲/۲۵	۴۲۵۸	۷۵/۹۲	۴۰۲۲/۲۵	۳۱۴۸/۷۵	۸۹۵/۱۷-
Tm	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۰۱-	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۲-
U	۰/۵۸	۰/۴۵	۰/۱۵-	۰/۵۸	۰/۷۳	۰/۱۵
W	۵۷/۷۳	۴۹/۴۳	۱۰/۱۶-	۵۷/۷۳	۵۲/۱۵	۵/۹۳-
Y	۱۴/۹۵	۱۵/۲۵	۰/۲۷-	۱۴/۹۵	۱۴/۲۵	۰/۸-
Yb	۱/۴۸	۱/۶	۰/۰۶	۱/۴۸	۱/۳۴	۰/۱۶-
Zn	۵۹	۱۱۸/۵	۵۵/۰۵	۵۹	۷۴/۲۵	۱۴/۷۴
Zr	۲۶/۷۵	۳۳/۷۵	۵/۷۳	۲۶/۷۵	۲۷/۲۵	۰/۳۲

ممکن است به دلیل غیر متحرک بودن این عنصر در طول دگرسانی باشد. عنصر Y معمولاً در دگرسانی‌های دما بالا از سیستم دگرسانی خارج می‌شود (Lopez et al., 2005). تهی شدن این عنصر احتمالاً در اثر دگرسانی آلفیول رخ داده و همچنین حضور کانی‌های آپاتیت و تیتانیت می‌تواند تأثیر زیادی در فراوانی این عنصر داشته باشد (Green, 1980). متحرک بودن عناصر HFSE توسط عوامل مختلفی مانند دما، فشار، میزان pH و ترکیب شیمیایی محلول کنترل می‌شود (Jiang et al., 2005). دمای محلول‌های دگرسان کننده مهم‌ترین عامل در افزایش و کاهش این عناصر است. اگر دمای محلول‌های دگرسان کننده بالا باشد، میزان عناصر HFSE کاهش می‌یابد و چنانچه دما پایین باشد، مقادیر این عناصر با پیشرفت

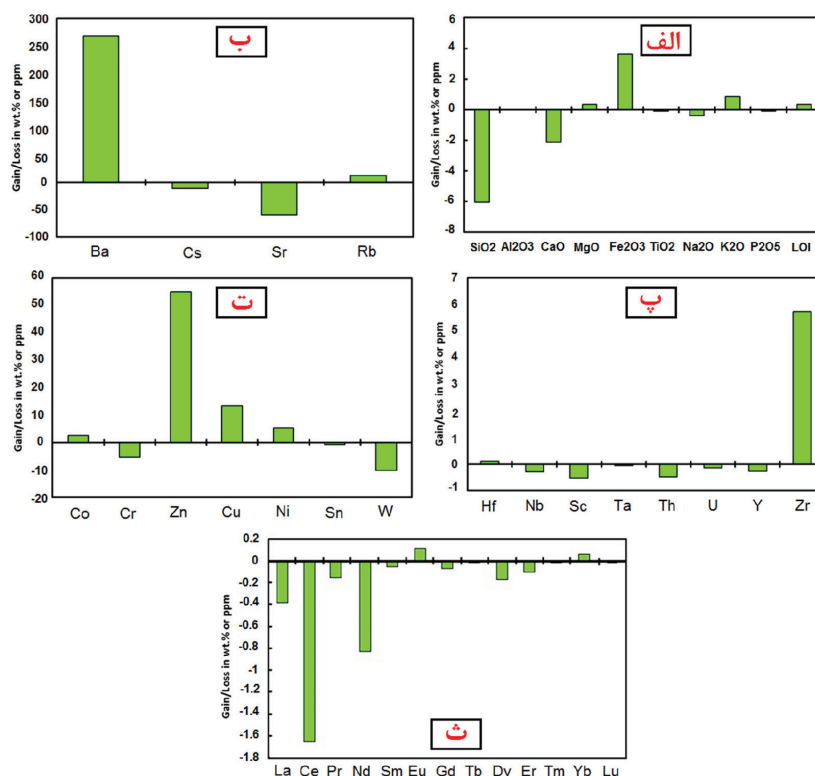
عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE): طی دگرسانی پروپلیتیک، Ba و Rb افزایش جرم و عناصر Sr و Cs دچار کاهش جرم شده و به دلیل طبیعت متحرک خود از سیستم خارج شده‌اند (شکل ۶-ب). کاهش Sr به دلیل دگرسان شدن پلاژیوکلازها و تشکیل کانی‌های جدید حاوی کلسیم از جمله اپیدوت و تیتانیت است. همچنین افزایش Ba در این زون دگرسانی نیز ناشی از حضور سربیسیت در این سنگ‌ها می‌باشد. عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE): تمامی عناصر HFSE به جز Zr و Hf کاهش جرم نشان می‌دهند (شکل ۶-پ). از دلایل غنی شدن Zr می‌توان به مقاومت بالای این کانی در برابر دگرسانی و باقی ماندن این کانی در سنگ‌های دگرسان شده اشاره کرد. تغییرات با اهمیتی در عنصر Hf بین سنگ‌های دگرسان شده و سالم به نظر نمی‌رسد. این

۶-ث). از دلایل غنی‌شدگی برخی از REEها می‌توان به وجود کانی‌های آپاتیت و تیتانیت و حضور کانی زیرکن که همگی میزبان مناسبی برای این عناصر می‌باشند اشاره کرد. سیالات مسئول دگرسانی پروپیلیتیک به‌گونه‌ای عمل نموده‌اند که اکثر عناصر REE را از محیط شسته و منجر به کاهش جرم شده‌اند. عقیده بر این است که در محلول‌های غنی از CO_2 ، عناصر نادر خاکی متحرک شده و از سنگ خارج می‌شوند (Wendlandt, 1979). تحرک REE در این زون دگرسانی به علت شرایط pH بالاتر و نسبت آب به سنگ پایین‌تر در این زون دگرسانی می‌باشد (Fulignati et al., 1998). Ce در این زون دگرسانی به شدت کاهش جرم نشان می‌دهد که این بدان معناست که بخشی از Ce با ظرفیت $3+$ و در نتیجه پتانسیل یونی کمتر و قدرت تحرک بیشتر به همراه دیگر REEها از محیط شسته و خارج شده است. افزایش اندک در میزان Eu در طی دگرسانی ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان است که Eu به Eu^{3+} تبدیل شده و در ساختار کانی‌های دگرسان تثبیت شده است.

دگرسانی، یک روند افزایشی نشان می‌دهند (Salvi and Williams Jones, 1996). همچنین کاهش در میزان Sr و Y به کاهش در میزان کلسیم (خروج Ca از ساختار پلاژیوکلاز) و افزایش در میزان Ba به افزایش پتاسیم نسبت داده می‌شود (Mason and Moore, 1982).

عناصر فلزی انتقالی (FTSM): عناصری از جمله Sn، Cr و W در اثر این دگرسانی از سامانه گرمایی خارج شده‌اند و دچار کاهش جرم شده‌اند و باقی این عناصر از جمله Ni، Cu، Zn و Co به میزان‌های متفاوت افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۶-ت).

عناصر نادر خاکی (REE): تمامی LREEها از جمله Nd و Pr، Ce، La به شدت دچار کاهش جرم شده‌اند. MREE از جمله Dy، Tb، Gd، Sm و عنصر Eu افزایش جرم نشان می‌دهد. HREEها از جمله Lu و Er به مقدار خیلی کم دچار کاهش جرم و عنصر Yb دچار افزایش جرم شده است. عنصر Tm هم هیچ‌گونه تغییری نشان نمی‌دهد و به‌صورت نامتحرک عمل می‌کند (شکل



شکل ۶. نمودارهای تغییرات جرم عناصر در زون دگرسانی پروپیلیتیک. الف) تغییرات جرم اکسیدهای اصلی، ب) تغییرات جرم عناصر LILE، پ) تغییرات جرم عناصر HFSE، ت) تغییرات جرم عناصر FTSM، ث) تغییرات جرم عناصر REE

شده‌اند و باقی این عناصر از جمله Sn، Cu و Zn افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۷-ت). Ni و Co از دید بار و شعاع یونی همانند Mg و Fe است و در سنگ‌ها در ساختمان کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. با توجه به تهی شدگی Ni و Co در طی فرایند دگرسانی می‌توان شستشوی اسیدی و تخریب کانی‌های مافیک را عامل این تهی شدگی در نظر گرفت.

عناصر نادر خاکی (REE): در این زون دگرسانی عناصر نادر خاکی رفتارهای متفاوتی بروز می‌دهند. به‌طوری‌که تمامی LREE‌ها از جمله La، Ce، Pr و Nd به‌شدت دچار غنی‌شدگی شده‌اند. MREE‌ها از جمله Gd، b، Dy و کاهش جرم و عنصر Sm و Eu افزایش جرم نشان می‌دهد. HREE‌ها از جمله Lu، Tm، Yb و Er کاهش جرم نشان داده و از سیستم خارج شده‌اند (شکل ۷-ث). سیالات مسبب دگرسانی آرژیلیک مسئول کاهش جرم این عناصر و شسته شدن آن‌ها از محیط می‌باشند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در این زون دگرسانی به‌خوبی قابل مشاهده است. فراوانی کمپلکس یونی SO_4^{2-} در سیال هیدروترمال و متلاشی شدن کانی‌های اولیه در نتیجه pH پایین محیط، منجر به تهی شدگی برخی از عناصر REE در این زون شده است (Fulignati et al., 1998). از دلایل غنی‌شدگی برخی از REE‌ها در این زون می‌توان به تشکیل کانی‌های فرعی که میزبان مناسبی برای این عناصر می‌باشند اشاره کرد. تشکیل کانی‌های رسی به علت هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار و فروشویی اسیدی در زون دگرسانی آرژیلیک، منجر به خروج HREE‌ها در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های سالم شده است. افزایش جرم Ce در این سنگ‌ها ناشی از اکسیداسیون Ce^{3+} به Ce^{4+} در طول سرپسیتی شدن می‌باشد.

شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)

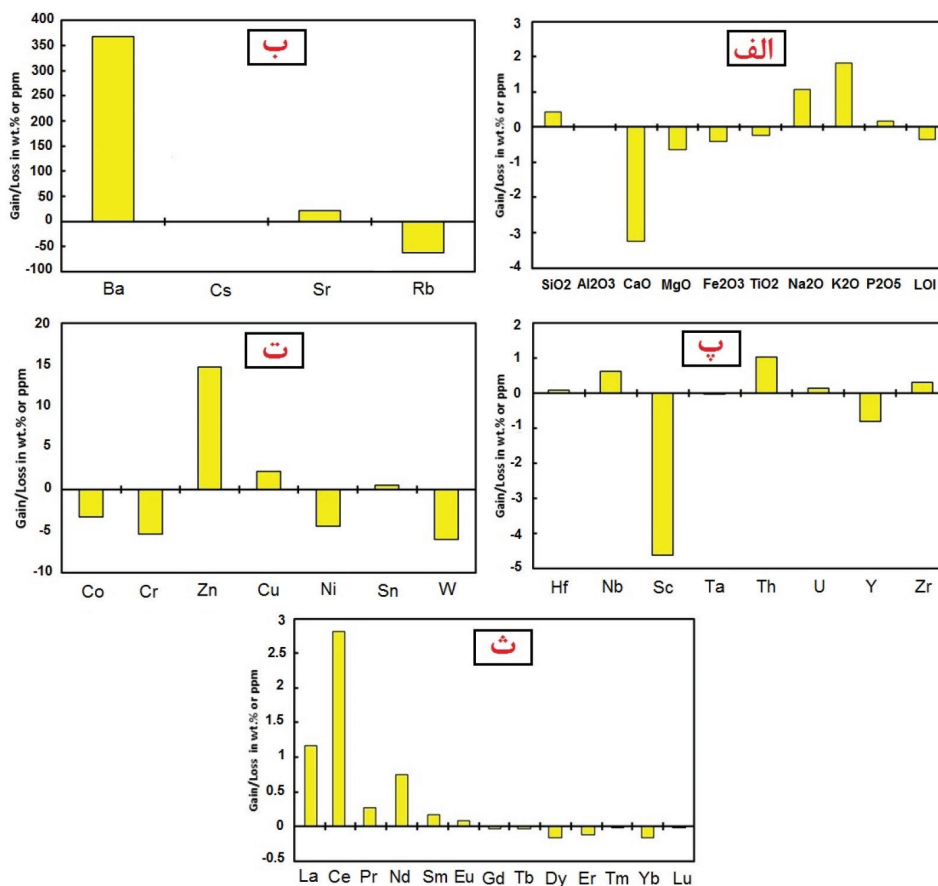
به‌منظور ارزیابی شدت دگرسانی گرمابی در کانسار اسکارن آهن اسپید از شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) که به‌صورت رابطه ۳ قابل محاسبه است، استفاده شد (Nessbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995).

تغییرات جرم عناصر طی دگرسانی آرژیلیک

اکسیدهای اصلی: طی فرایند دگرسانی آرژیلیک در کانسار اسپید اکسیدهای P_2O_5 ، SiO_2 ، K_2O ، Na_2O به‌وسیله شاره‌های گرمابی به سیستم دگرسانی وارد شده‌اند و در مقابل اکسیدهای TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO LOI ضمن دگرسانی از سامانه گرمابی خارج شده‌اند (شکل ۷-الف). افزایش Na در این زون می‌تواند ناشی از اسیدی شدن پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آن‌ها باشد. کمترین میزان تغییرات جرم در این زون دگرسانی نیز مربوط به اکسیدهای TiO_2 و P_2O_5 می‌باشد که ناشی از ماهیت نامتحرک آن‌ها می‌باشد. کاهش اکسیدهای MgO و Fe_2O_3 ناشی از دگرسان شدن کانی‌های فرو منیزین از جمله آمفیبول و آزاد شدن Fe در محلول‌های دگرسان کننده و خروج از محیط می‌باشد.

عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE): طی دگرسانی آرژیلیک، Sr و Ba نسبت به سنگ اولیه غنی‌شدگی و عنصر Rb تهی شدگی نشان می‌دهد و عنصر Cs به‌صورت نامتحرک عمل نموده است و دچار هیچ‌گونه تغییر جرمی طی دگرسانی آرژیلیک نشده است (شکل ۷-ب). علت کاهش Sr در این زون می‌تواند ناشی از تخریب فلدسپارها و آزاد شدن Sr به درون محلول دگرسان کننده باشد. همچنین افزایش Ba در این زون دگرسانی نیز ناشی از حضور سرپسیت در این سنگ‌ها است.

عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE): در این زون تمامی عناصر HFSE به‌جز Y و Sc افزایش جرم نشان می‌دهند (شکل ۷-پ). در میان عناصر HFSE، عنصر Th و U وارد سامانه دگرسانی شده است و افزایش جرم نشان می‌دهد. در صورتی که عنصر Sc به‌شدت دچار تهی شدگی شده است. غنی‌شدگی U در این زون می‌تواند به دلیل جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و روبش و تمرکز توسط اکسیدهای آهن باشد (Barnett et al., 2000). تهی شدگی Y به میزان اسیدپتته محلول گرمابی وابسته است که می‌تواند به دلیل شرایط اسیدی سیال گرمابی در سامانه دگرسانی باشد (Kabata and Pendias, 1992; Taboada et al., 2006). عناصر فلزی انتقالی (FTSM): عناصری از جمله Cr، Ni، Co و W در اثر دگرسانی از سامانه گرمابی خارج



شکل ۷. نمودارهای تغییرات جرم عناصر در زون دگرسانی آرژلیک. الف) تغییرات جرم اکسیدهای اصلی، ب) تغییرات جرم عناصر LILE، پ) تغییرات جرم عناصر HFSE، ت) تغییرات جرم عناصر FTSM، ث) تغییرات جرم عناصر REE

نتیجه‌گیری

مطالعات نشان می‌دهد که در منطقه اسپید، توده نفوذی دیوریتی-مونزودیوریتی به درون سنگ‌های آتش‌فشانی (عمدتاً توف‌های آهکی) نفوذ کرده است و باعث ایجاد دگرسانی و به تبع آن اسکارن زایی آهن شده است. داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی‌های پروپلیتیک و آرژلیک قرار گرفته‌اند. در زون دگرسانی پروپلیتیک در اثر محلول‌های غنی از CO_2 ، عناصر La، Ce، Pr، Nd، Sm، Gd، Tb، Dy، Er و Lu متحرک شده و از سیستم دگرسانی خارج شده‌اند و عناصر Ba، Rb، Zn، Cu، Ni و Zr وارد سامانه گرمایی شده‌اند. این تغییرات جرم، ناشی از شرایط pH بالاتر و نسبت سنگ به آب پایین‌تر در این زون دگرسانی می‌باشد. در مراحل بعدی، در طول دگرسانی آرژلیک به دلیل حضور کمپلکس

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)} \quad (3)$$

به‌طور کلی فرایندهای هوازدگی و دگرسانی منجر به کاهش عناصر قابل حل و افزایش مقدار CIA می‌شوند. در نتیجه با افزایش مقدار Al_2O_3 افزایش و مقدار اکسیدهای ناپایدار شیمیایی از جمله CaO ، Na_2O و K_2O کاهش می‌یابد (Fedo et al., 1995). مقادیر CIA مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی در کانسار آهن اسپید اندازه‌گیری شد که بر این اساس مقدار CIA محاسبه شده برای دگرسانی پروپلیتیک برابر با ۵۸/۷۶ درصد و برای دگرسانی آرژلیک برابر با ۵۵/۹۴ درصد می‌باشد. شاخص شیمیایی دگرسانی محاسبه شده برای زون‌های مختلف دگرسانی در کانسار آهن اسپید حاکی از این است که دگرسانی پروپلیتیک نسبت به دگرسانی آرژلیک با شدت بیشتری سنگ‌های منطقه معدنی اسپید را تحت تأثیر قرار داده است.

علوم، دانشگاه تهران، ۱۶۸.

- Amidi, S. M., 1975. Contribution a l'etude stratigraphique, petrologique et petrographique des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central). PhD thesis, University of Grenoble France, 237.

- Barnett, M., Jardine, P.M., Brook, S.C. and Selim, H.M., 2000. Adsorption and transport of U (VI) in subsurface media. Soil Science Society of American Journal, 68, 908-914.

- Cail, T.L. and Cline, J.S., 2001. Alteration associated with gold deposition Carlin-type at gold Getchel deposit, north-central Nevada. Economic Geology 96, 1343-1359.

- Chappel, B.W. and White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types. Journal of Earth Science, 48, 489-499.

- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, 162, 70-87.

- Cox, K. G. and Bell, J. D. and Pankhurst, R.G., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. London, George Allen & Unwin, 450.

- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babae, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, South western Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision: Lithos, 115, 190-204.

- Emami, M.H., 1981. Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central. Ph.D., Thèse, University of Grenoble, France, 489.

یونی SO_4^{2-} در سیال هیدروترمال و متلاشی شدن کانی‌های اولیه در نتیجه pH پایین محیط، عناصر Co، Mg، Fe، Ti و Ca، W، Cr، Ni خارج شده‌اند و در مقابل عناصر Pr، Ce، La، Sr، Ba و Eu و Th، Nb، Nd استفاده از روش موازنه جرم می‌توان نتیجه گرفت که روند تغییرات اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی یا به‌طور کلی روندهای شیمیایی در زون‌های دگرسانی به چه شکل بوده و با توجه به این تغییرات اهداف اکتشافی و بخش‌های مناسب جهت کارهای اکتشافی کم‌هزینه را مشخص کرد. به‌عنوان مثال در کانسار آهن اسپید بر پایه مطالعات تغییرات جرم، تمرکز عناصر Fe و Mg و کانه‌زایی آهن در زون دگرسانی پروپیلیتیک کانسار حداکثر است و به سمت حاشیه کانسار از غلظت آن کاسته می‌شود. همچنین با توجه به آثار کانه‌زایی و همراهی ماده معدنی با زون پروپیلیتیک در کانسار آهن اسپید، می‌توان کانه‌زایی آهن را مرتبط با این دگرسانی متصور شد؛ بنابراین شناخت این تغییرات و محل آن‌ها می‌تواند در هدایت کارهای اکتشافی و افزایش عیار و برداشت ماده معدنی مؤثر باشد.

قدردانی

بدین‌وسیله از خانم مهندس شیما افخمی و دکتر مجتبی رحیمی شهید به خاطر همکاری صمیمانه و همچنین مدیریت محترم سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) به دلیل حمایت مالی از این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- حاجیان، ج.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تفرش. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- سعادت‌مند، س. م.، ۱۳۹۰. گزارش طرح اکتشافی کانسار آهن اسپید. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان قم، ۸۲.
- کرمیان، م. ح.، ۱۳۹۴. مطالعه ژنز کانسار آهن اسپید با استفاده از تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی و سنگ‌شناختی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده

- Fedo, C. M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- Forster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran: *Journal of the Geological Society*, 135, 443-445.
- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1998. Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 88, 325-342.
- Ghorbani, M. R., and Bezenjani, R. N. 2011. Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc*, 20, 188-202.
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T. and Ghaderi, M., 2014. Oligocene Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56,8, 1039-1050.
- Gifkins, C., Herrmann, W. and Large, R., 2005. *Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, Hobart, 287.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: a practical guide*. John Wiley and Sons Ltd, 472.
- Grant, J. A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81, 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 997-1004.
- Green, P. E., 1980. On the cause of the shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals. *Nuclear Tracks*, 4, 91-100.
- Haschke, M., Ahmadian, J. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran: *Economic Geology*, 105, 855-865.
- Honarmand, M., Omran, N.R., Corfu, F., Emami, M.H. and Nabatian, G., 2013. Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: zircon ages as evidence for two major plutonic episodes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*. 190,1, 67-77.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Hashem Emami, M., Nabatian, G., Liu, X., Dong, Y., von Quadt, A. and Chen, B. 2014. Laser-ICP-MS U-Pb zircon ages and geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: constraints on petrogenesis and tectonic evolution. *International Geology Review*, 56,1, 104-132.
- 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.
- Jiang, S. Y., Wang, R. C. Xu, X. S. and Zhao, K. D., 2005. Mobility of high field strength (HFSE) in magmatic metamorphic, and submarine hydrothermal systems, *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 1020-1029.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975. Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under

- the Eurasian plate. In: pilger, A., and Rosler, A., (eds), *afar between continental and oceanic rifting*, I.G.C. scient. Report, 116,2, 175-181
- Kabata, A. and Pendias, H., 1992. *Trace Elements in Soils and Plants*. 2nd Edition, CRC Press, Boca Raton, Florida, 315.
 - Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Iran): implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90, 137-148.
 - Kretz R. 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons Ltd, 507.
 - Leitch, C. H. B. and Lentz, D. R., 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: Methods, pitfalls, examples, in *alteration processes associated with ore forming systems*: Edited by D. R. Lentz: Geological Association of Canada: Short Course Notes, 11, 11-192.
 - Ling, S., Wu, X., Zhao, S., Liao, X., Ren, Y. and Zhu, B., 2014. Geochemical Mass Balance and Elemental Transport during the Weathering of the Black Shale of Shuijingtuo Formation in Northeast Chongqing, China. *The Scientific World Journal*, 742-950.
 - Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Nieto, C. F. and Oliete, A. Y., 2005. Factors controlling the trace elements distribution in fine-grained rocks: The Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete basin (NE Spain).
 - Mason, B. and Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, New York, 344.
 - Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Juliani, C. and Oliveira, T. F., 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations, *Gondwana Research*, 11, 362-381.
 - Mote, T. I., Brimhall, G. H., Tidy-Finch, E., Muller, G. and Carrasco, P., 2001. Application of Mass-Balance Modeling of Sources, Pathways, and Sinks of Supergene Enrichment to Exploration and Discovery of the Quebrada Turquesa Exotic Copper Orebody, El Salvador District, Chile. *Economic Geology*, 96,2, 367-386.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 279, 715-717.
 - Pearce, J. A., Haris, N. B. W. and Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
 - Peccerillo, A., and Taylor S. R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
 - Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B. and Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Maco'n, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South America Earth Science* 16, 1-11.
 - Salvi, S. and Williams Jones, A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentration high field strength elements in the Strange Lakeperalkaline complex, north eastern Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1917-1932.
 - Shahabpour, J., 1999. The role of deep

structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone: *Journal of Geodynamics*, 28, 237-250.

- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their relation to Ore-Deposits with a chapter on Meteorite*. New York: John Wiley and Sons.

- Taboada, T., Cortizas, A. M., Garcia, C. and Garcia-Rodeja, E., 2006. U and Th weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NE Spain. *Science of the total Environment* 356, 192-206.

- Takin, M., 1971. Iranian geology and Zeh continental drift Middle East. Geological Survey

of Iran.

- Wendlandt, R. F. and Harison, W. J., 1979. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and rare earth enriched rocks. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 69, 409-419.

- White, N.C. and Hedenquist, J.F., 1995. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics, and exploration. *SEG Newsletter* 23, 9-13.

- Yeganehfar, H., Ghorbani, M. R., Shinjo, R. and Ghaderi, M. 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review*, 55,6, 767-786.