

زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار اپی‌ترمال نقره- مس نارباغی شمالی، شمال خاور ساوه

نگین فضلی^۱، مجید قادری^۲، دیوید لنتز^۳ و جیان‌وی لی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا

^۴ استاد، دانشکده منابع زمین، دانشگاه علوم زمین چین، ووهان، چین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۲۰

چکیده

کانسار نارباغی شمالی در ۲۶ کیلومتری شمال خاور ساوه و در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. در این محدوده، نفوذ توده نیمه‌ژرف به سن بعد از اتوسن (الیگوسن- میوسن) به درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی اتوسن، سبب ایجاد زون‌های دگرسانی وسیع فلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک، تورمالینی و تشکیل کانه‌زایی نقره- مس تیپ اپی‌ترمال شده است. سنگ‌های نفوذی این محدوده دارای طیف ترکیبی دیوریت- مونزودوریت با ماهیت کالک‌آلکالن هستند که در موقعیت زمین‌ساختی مربوط به کمان آتشفشانی در ارتباط با حاشیه فرورانش اقیانوس نتوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی نقره- مس در کانسار نارباغی شمالی به شکل رگه‌ای و رگه‌های برشی با میزبان اصلی آندزیت، توف خرده‌سنگی، دیوریت و مونزودوریت رخ داده است. کانی‌شناسی ماده معدنی شامل کانی‌های سولفیدی کالکوپیریت، پیریت و اسفالریت، کانی‌های سولفوسالتی تنانتیت و تتراهدريت، کانی‌های اکسیدی گوتیت و همتایت و کانی‌های کربناتی مالاکیت و آزوریت است. همچنین دگرسانی در کانسار نارباغی شمالی یک الگوی تمرکز نسبی دارد؛ دگرسانی‌های آرژیلیک، سریسیتی و کلسیتی در ارتباط نزدیک با بخش‌های پرعیار نقره و مس هستند و دگرسانی‌های تورمالینی و پروپیلیتیک بیشتر در حاشیه توده معدنی گسترش دارند. با توجه به ویژگی‌های اصلی کانه‌زایی از جمله محیط ژئودینامیکی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، محتوای فلزی، ژئومتری ماده معدنی و دگرسانی و مقایسه این ویژگی‌ها با ویژگی‌های بنیادین کانسارهای اپی‌ترمال، می‌توان کانسار نارباغی شمالی را در رده کانه‌زایی رگه‌ای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط قرار داد.

کلیدواژه‌ها: کانسار نارباغی شمالی، اپی‌ترمال، رگه- رگچه‌ای، دگرسانی گرمایی، ارومیه- دختر.

*نویسنده مسئول: مجید قادری

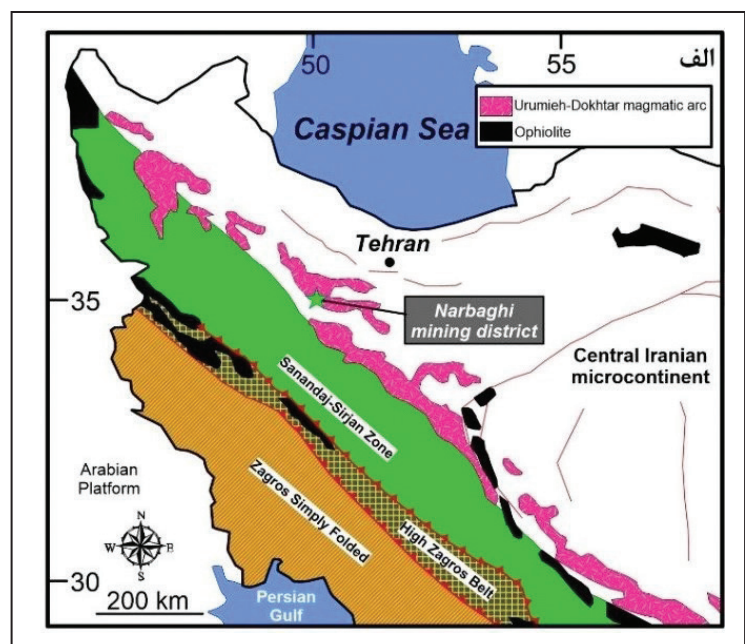
E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

پورفیری سرچشمه در استان کرمان (Shafiei, 2010) است. کانسار نقره- مس اپی‌ترمال نارباغی شمالی (فضلی و همکاران، ۱۳۹۳؛ فضلی، ۱۳۹۴؛ Ghaderi et al., 2016) در این نوشتار از جنبه‌های مختلف از جمله دگرسانی گرمایی، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و کانه‌زایی فلزی مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت تیپ کانه‌زایی در این محدوده معدنی ارائه شده است.

منطقه معدنی نارباغی در ۲۶ کیلومتری شمال خاور ساوه و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد و یکی از مهم‌ترین نواحی واجد فلزهای ایران است (شکل ۱).

این کمربند میزبان بسیاری از ذخایر و معادن تیپ پورفیری و اپی‌ترمال ایران و شامل کانه‌زایی‌های مهم مس و طلا همانند کانسارهای مس- مولیبدن



شکل ۱- پهنه‌های ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳؛ Alavi, 1991) و موقعیت کانسار نارباغی (ستاره سبز رنگ) در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر.

۲- روش پژوهش

در این پژوهش، پس از مطالعه تصاویر ماهواره‌ای و عملیات صحرائی، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی به شکل منظم و تصادفی از توالی‌های آتشفشانی-رسوبی، توده‌های نفوذی و پهنه‌های کانه‌دار و دگرسان برای تفکیک آنها در منطقه مورد مطالعه انجام شد. به منظور مطالعات سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌شناسی ماده معدنی، ۸۶ مقطع نازک، ۲۲ مقطع نازک-صیقلی و ۷ مقطع صیقلی تهیه و مطالعه شد. پس از مراحل ذکر شده، برای انجام مطالعات ژئوشیمی، ۹ نمونه برای انجام مطالعات XRF و ۳۰ نمونه برای آنالیز ICP-MS به دانشگاه علوم زمین چین ارسال و تجزیه شد. به علاوه، ۸ نمونه به روش پراش اشعه ایکس XRD به منظور مطالعه کانی‌شناسی در دانشگاه تربیت مدرس و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی مورد تجزیه قرار گرفتند.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

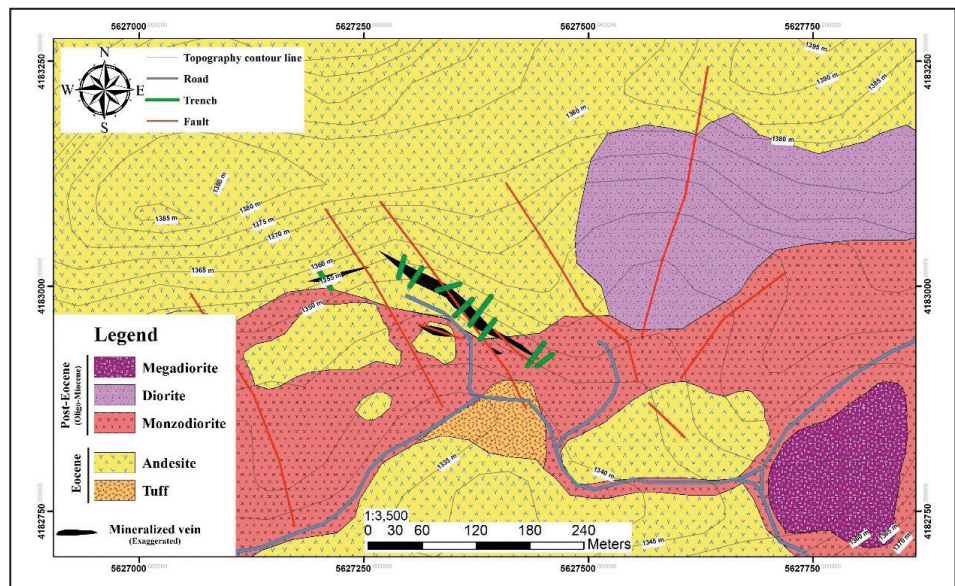
منطقه معدنی نارباغی در بخش میانی کمربند آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر و نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ زاویه واقع شده است (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴). قدیمی‌ترین

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی ائوسن میانی شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی از جمله آندزیت (شکل‌های ۲ و ۳-الف و ب)، بازالت آندزیت، ایگنمبریت، توف خردسنگی (شکل‌های ۳-پ و ت) توف و توف شیلی است، که توسط توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف با سن الیگومیوسن و یا جوان‌تر قطع شده‌اند (شکل ۲).

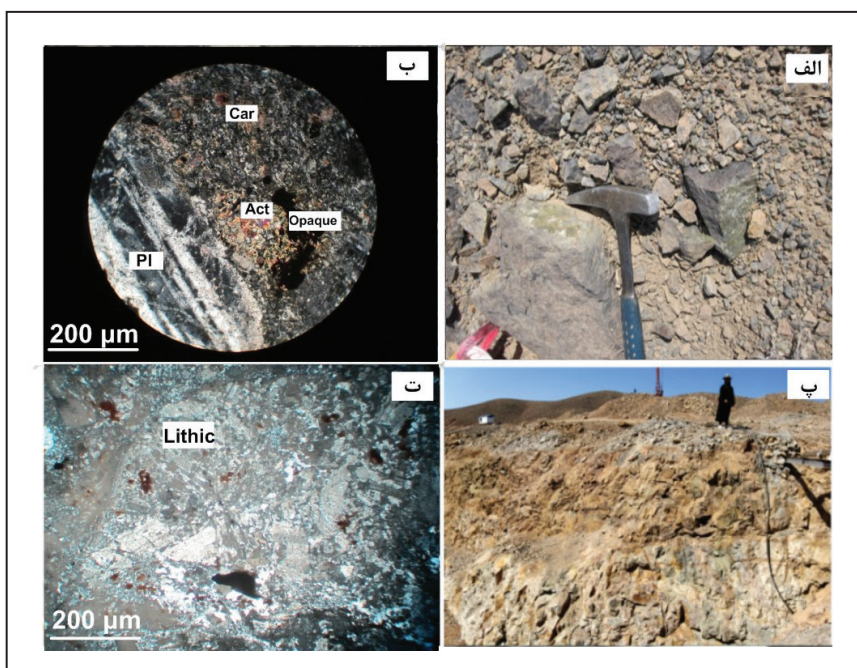
۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. سنگ‌های آذرآواری

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، این سنگ‌ها، کریستالیتیک توف تا لیتیک کریستال توف با ترکیب آندزیتی و به سمت جنوب خاوری (خارج از محدوده معدنی نارباغی شمالی) رو به افزایش هستند. این واحد از قطعات لیتیک دارای پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، پیروکسن، اکسیدهای آهن و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۳-ت). روند عمومی رخنمون توفی شمال باختر-جنوب خاور است که در محدوده معدنی، رخنمونی در حدود سه متر دارد (شکل ۳-پ).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار نارباغی شمالی و رگه کانی‌سازی مشخص شده بر روی نقشه.



شکل ۳- رخنمون واحدهای سنگی ائوسن و تصویر میکروسکوپی آنها در محدوده نارباغی شمالی. الف و ب) رخنمون و تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیتی که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک قرار گرفته است. فنوکریست پلاژیوکلاز (Plg) با ماکل پلی‌سنستیک، اکتینولیت (Act)، کانی کدر (Opaque)، کربنات (Car) (نور XPL)؛ پ و ت) رخنمون و تصویر میکروسکوپی از واحد کریستال لیتیک توف و قطعات lithic (نور XPL).

۴-۲. سنگ‌های گدازه‌ای

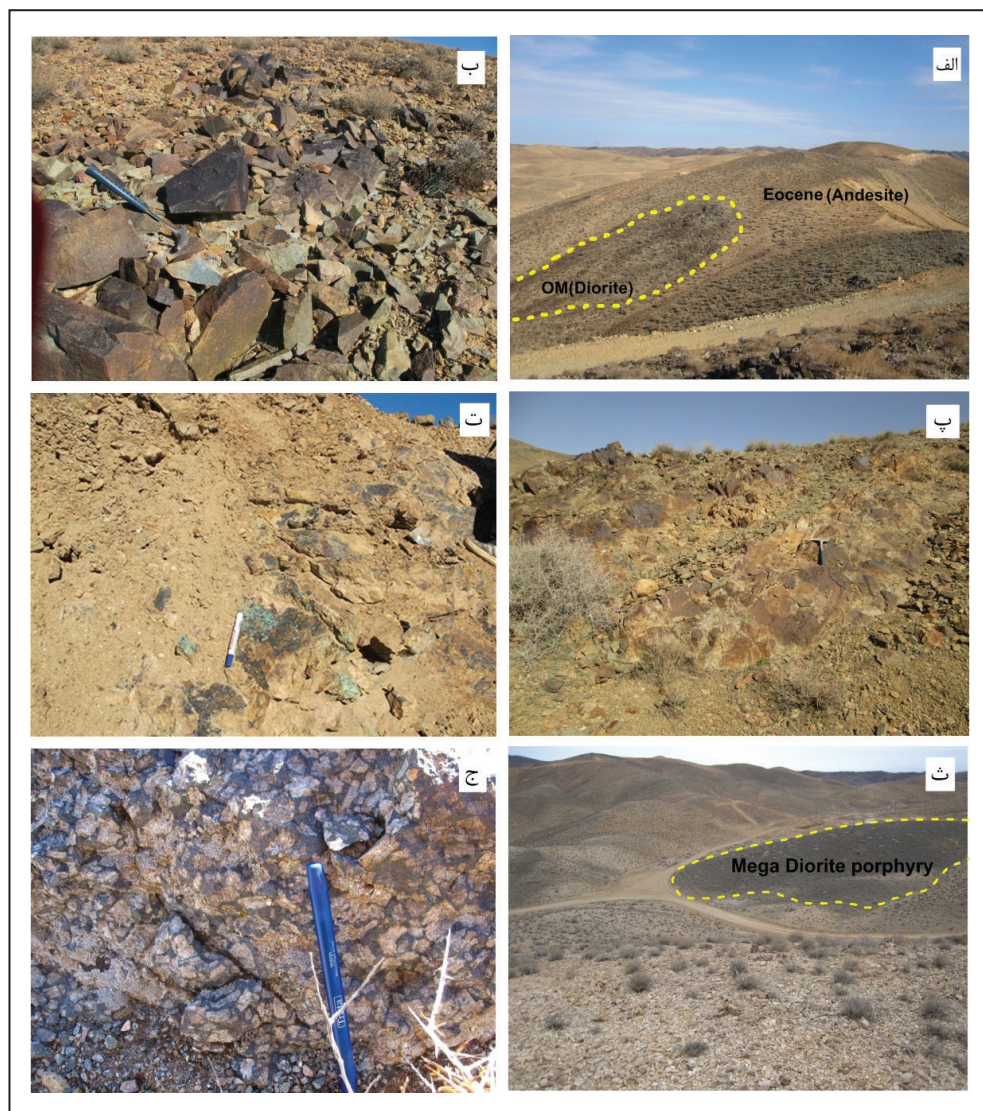
واحد آندزیتی در مقطع نازک دارای بافت پورفیری است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در اندازه‌های متفاوت مشاهده می‌شوند و بیشترین کانی موجود در سنگ هستند. اشکال خودشکل تا نیمه خودشکل دارای ماکل پلی‌سنستیک و در برخی موارد ماکل ساعت شنی نشان می‌دهند. کانی‌های دارای آهن و منیزیم همانند آمفیبول و پیروکسن در واحد آندزیت بر اثر دگرسانی پروپلیتیک به‌طور کامل از اکتینولیت اپیدوت تشکیل شده‌اند و فقط قالبی از آنها باقی مانده است. همچنین کانی‌های کدر در اطراف کانی‌های آهن و منیزیم دار شکل گرفته‌اند (شکل ۳-ب).

۴-۳. سنگ‌های نفوذی

سنگ‌های نیمه‌نفوذی محدوده نارباغی شمالی، ترکیبی از دیوریت، مونزودیوریت و مگادیوریت دارند. با توجه به مطالعات صحرائی، واحد دیوریتی در سطح زمین دارای رنگ زرد روشن است (شکل‌های ۴-الف و ب) که در شمال خاور و خاور محدوده معدنی رخنمون دارد. این واحد دارای بافت‌های پورفیری، میکروگرانولار پورفیری، میکروولیتی پورفیری و گرانولار است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنستیک بوده که در مواردی سرسیتی و کلریتی شده و دارای بافت میکروگرانولار پورفیری هستند (شکل ۴-الف). فنوکریست‌ها به مقدار کمتر شامل

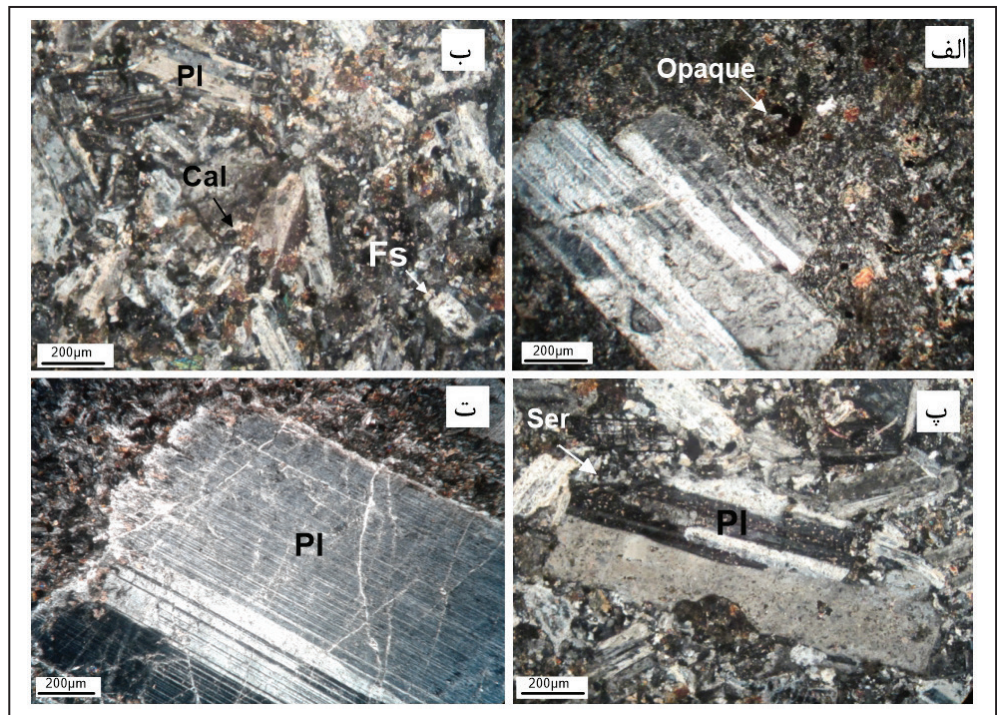
ارتوز و کانی‌های فرومنیزین هستند که بر اثر دگرسانی، کانی‌های کدر آزاد کرده‌اند. واحد مونزودیوریت از نظر گسترش، مهم‌ترین واحد بوده که بیشتر بخش مرکزی کمپلکس نفوذی را در سطح فرسایش کنونی در بر گرفته است. این واحد در سطح زمین به رنگ قرمز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴-پ و ت). ترکیب کانی‌شناختی آن شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلاز کانی اصلی سنگ با بافت منطقه‌ای و ماکل پلی‌سنستیک است.

آلکالی‌فلدسپارها نسبت به پلاژیوکلازها درصد کمتری را در سنگ تشکیل می‌دهند و دچار دگرسانی سرسیتی و با ماکل کارلسپاد مشخص می‌شوند (شکل‌های ۴-ب و پ). واحد مگادیوریت پورفیری تنها در قسمت‌های باختری محدوده اکتشافی رخنمون دارد. واحد مورد نظر به رنگ سبز تیره تا سیاه (شکل‌های ۴-ث و ج) در منطقه مشاهده می‌شود و همانند دیگر واحدهای الیگوسن-میوسن در توالی‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و قطع کننده واحدهای مونزودیوریت و دیوریت است (فضلی و قادری، ۱۳۹۳؛ فضلی، ۱۳۹۴). مطالعات میکروسکوپی بر روی مگادیوریت پورفیری، نشان‌دهنده وجود ۸۰ تا ۹۰ درصد پلاژیوکلاز به حالت خودشکل و مابقی پیروکسن و آمفیبول است (شکل‌های ۴-ت).



شکل ۴- تصاویر رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ‌های نفوذی محدوده نارباغی شمالی: الف و ب) تصویر رخنمون و نمونه دستی از توده نیمه‌ژرف با ترکیب دیوریتی؛ پ و ت) رخنمونی از واحد مونزودیوریتی در سطح زمین با رنگ قهوه‌ای به شکل نفوذی درون واحد ائوسن و فرایند سوپرژن در این واحد؛ ث و ج) رخنمون واحد سنگی مگادیوریت پورفیری نارباغی شمالی و نمونه دستی از این واحد.

شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی مربوط به مطالعات سنگ‌نگاری محدوده نارباغی شمالی: الف) تصویر میکروسکوپی از توده دیوریتی نشان‌دهنده بافت میکروگرانولار پورفیری و زمینه سریسیتی و کلریتی شده در واحد دیوریتی (نور XPL؛ ب) تصویر میکروسکوپی واحد مونزودیوریت با دگرسانی کربناتی؛ پ) بافت میکروگرانولار پورفیری در واحد مونزودیوریتی (نور XPL؛ ت) تصویر میکروسکوپی از مگادیوریت پورفیری با فنوکریست پلاژیوکلاز (Plg) در زمینه دانه‌ریز (نور XPL). Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Fs: فلدسپار پتاسیم، Opaque: کانی‌های کدر.



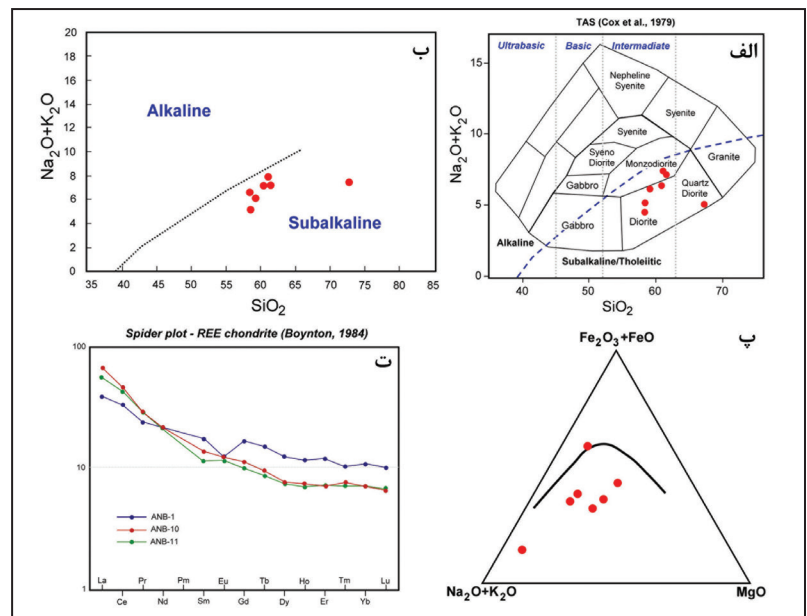
۵-۱. تعیین سری ماگمایی

با استفاده از نمودار سیلیس در برابر آلکالی‌ها (Irvine and Baragar, 1971) که برای جدایش سنگ‌های آلکالن از ساب‌آلکالن، تعیین سری ماگمایی و مشخص شدن وابستگی آنها استفاده می‌شود و بر نسبت اکسیدهای اصلی (SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) استوار است، بیشتر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). بر پایه شکل ۶-پ، برای تفکیک گروه ساب‌آلکالن (تولیتی، کالک‌آلکالن) از نمودار AFM استفاده شده است (Irvine and Baragar, 1971) که بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند.

۵-۲. ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌ها

به منظور بررسی و تعیین سری ماگمایی، موقعیت زمین‌ساختی، طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، تحولات ماگمایی و تعیین نوع توده نفوذی، نمونه‌های سنگی از واحدهای مونزودیوریت، دیوریت و آندزیت برای تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب این توده مورد مطالعه قرار گرفتند. بر پایه نمودار (Cox et al., 1979)، طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف به سن پس از ائوسن، با استفاده از نسبت آلکالن به سیلیس نشان می‌دهد که نمونه‌های بررسی شده در محدوده دیوریت و مونزودیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۶-الف).

شکل ۶- الف) رده‌بندی سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف منطقه معدنی نارباغی با استفاده از نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979)؛ ب) نمودار سیلیس در برابر آلکالی (Irvine and Baragar, 1971) برای تعیین ماهیت آلکالن و ساب‌آلکالن سنگ‌های منطقه معدنی به سن پس از ائوسن؛ پ) نمودار AFM برای تعیین ماهیت کالک‌آلکالن و یا تولیتی نمونه‌های به سن پس از ائوسن (Irvine and Baragar, 1971)؛ ت) نمودار الگوی عناصر نادر خاکی در واحد آتشفشانی دگرسان شده در کانسار نارباغی که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده است.



۵-۲. روند تغییر عناصر کمیاب در توده نفوذی نیمه‌ژرف و واحد آتشفشانی بر

پایه نمودارهای عنکبوتی

عناصر نادر خاکی برای سنگ‌های آندزیت دارای دگرسانی‌های نمایش داده شده است (شکل ۶-ت). الگوی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان

شده با الگوی این عناصر در سنگ‌های آتشفشانی کمتر دگرسان شده مطابقت دارد و شباهت نشان می‌دهد (شکل ۷-الف). الگوی تغییر رفتاری خاصی در این دو نمودار مشاهده نمی‌شود. نبود رخداد تغییرات مشخص در الگوی عناصر نادر خاکی طی دگرسانی کلریتی به تمرکزهای پایین REE آزاد شده در حین تخریب فلدسپارها

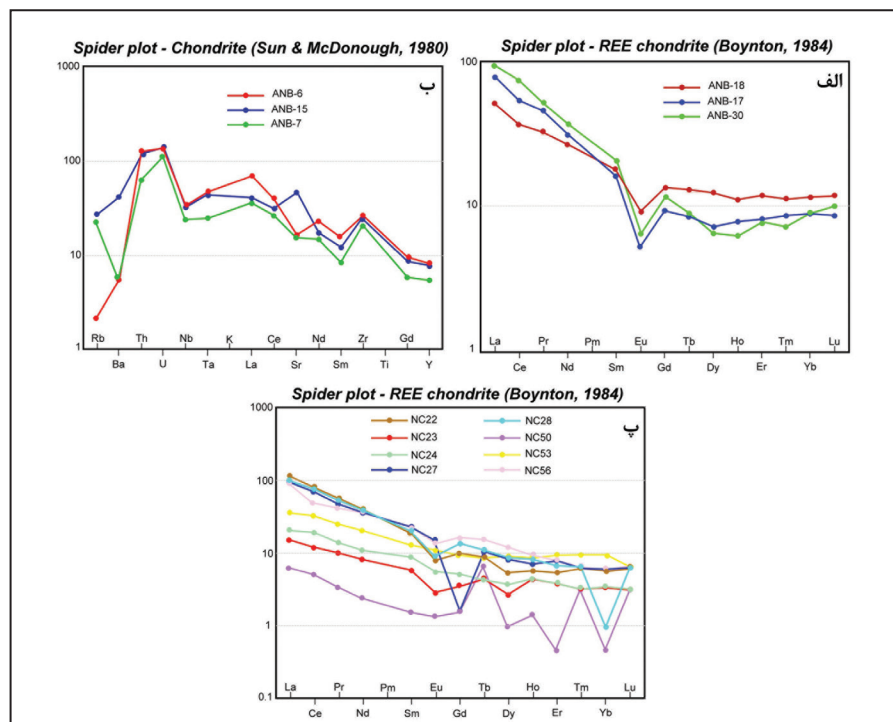
و سولفوسالت‌هاست. بالا بودن نقره در یک کانسار، نشان از وجود نقره در سولفید و سولفوسالت‌هایی چون تنانتیت-تتراهدريت، کالکوپیریت و گالن دارد (Peterson et al., 1977). شکل ۷- پ الگوی عناصر نادر خاکی را در بخش کانه‌دار نمایش می‌دهد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، الگوی رفتاری عناصر نادر خاکی در بخش‌های کانه‌دار با الگوی این عناصر در واحدهای توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف مطابقت دارد. در نمونه‌های کانسنگ سولفیدی، نسبت LREE به HREE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. به عقیده Kikawada et al. (2001) در نمونه‌های به شدت دگرسان شده، تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین به مراتب بیش از عناصر نادر خاکی سبک است. کاهش عناصر نادر خاکی سنگین ناشی از تأثیر سیالات گرمایی غنی از کلر بوده که موجب شست‌وشوی این عناصر شده است (Gramacciooli et al., 1999).

در این دگرسانی مربوط است که به شکل REE ورودی درون کلریت و یا ایلیت حاصل و ته‌نشست دوباره می‌یابد (Alderton et al., 1980; Palacios et al., 1986; Bierlein et al., 1999; Yilmaz et al., 2007). الگوی عناصر نادر خاکی در توده نفوذی نیمه‌ژرف و دگرسان شده منطقه دارای شیب زیاد و ضریب تفریق بالا و آنومالی منفی Eu است. از طرفی بالا بودن میزان La/Yb، La/Lu، Gd در این واحد، موجب شیب‌دار شدن الگوی عناصر نادر خاکی در آن شده است. با توجه به نمودار، LREE به نسبت HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین از ویژگی‌های دیگر این واحد، بالا بودن مقدار La و Ce است (شکل ۷- ب).

۵-۳. الگوی عناصر نادر خاکی در بخش‌های کانه‌دار

در نمونه‌های مورد بررسی در کانسار نارباغی شمالی، بالاترین عیار نقره در طول زون کانه‌زایی ۱۹۷۰۲ پی‌پی‌ام است که مربوط به رگه‌های برشی حاوی سولفید

شکل ۷- الف) نمودار الگوی عناصر نادر خاکی واحد آتشفشانی و کمتر دگرسان شده در کانسار نارباغی شمالی که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده است؛ ب) واحد توده نفوذی نیمه‌ژرف و دگرسان شده که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1980) بهنجار شده است؛ پ) بخش کانه‌دار که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده است.



۵-۴. تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین

بر اساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌ها به ۴ گروه تقسیم می‌شوند. VAG مربوط به گرانیتویدهای کمان آتشفشانی، Syn-Colg گرانیتویدهای برخوردی، WPG گرانیتویدهای درون قاره‌ای و ORG و گرانیتویدهای پشته میان‌اقیانوسی است (Pearce et al., 1984). نمودارهای Rb در مقابل Y+Nb، Ta در مقابل Ta+Yb، Nb در برابر Y، و Ta برابر Yb نشان‌دهنده محیط مربوط به کمان آتشفشانی است (شکل ۸). در حاشیه فعال قاره‌ای، گرانیتویدهای کمان آتشفشانی از نظر جایگاه به دو دسته قاره‌ای (CAG) و اقیانوسی (IAG) تقسیم‌بندی می‌شوند. گرانیتویدهای CAG در حاشیه فعال قاره‌ای نفوذ می‌کنند و مرتبط با سری کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. از طرفی گرانیتویدهای IAG دارای ترکیبات عمدتاً تولییتی هستند (Rollinson, 1993). بر اساس اطلاعات به دست آمده، نمونه‌های مورد بررسی در این مطالعه، مربوط به کمان آتشفشانی در ارتباط با حاشیه فرورانش هستند.

۶-۱. رگه‌های سیلیسی-سولفیدی

از کانه‌زایی، پیریت‌های نسل اول به شکل ریزدانه، پراکنده و نیمه‌خودشکل در متن سنگ میزبان حضور دارند و در ادامه مرحله اصلی کانه‌زایی شکل می‌گیرد که در بخش بعد به تفصیل توضیح داده می‌شود. مرحله تأخیری کانه‌زایی، مرحله افول سامانه‌های گرمایی است. فاز تأخیری فعالیت‌های گرمایی به وسیله حضور فراوان رگه‌های کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود (شکل ۹). در ادامه، ویژگی‌های کانه‌زایی و دگرسانی این کانسار مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

شاخص‌ترین نوع کانه‌زایی در سطح زمین رگه‌های سیلیسی-سولفیدی است (شکل‌های ۱۰- الف و ب). این رگه‌ها در مطالعه گمانه‌های حفاری در ژرفاهای مختلف نیز دیده شده‌اند. سبزی این رگه‌ها در عمق تغییر می‌کند. پارائز این تیپ از رگه‌ها در محدوده نارباغی شمالی شامل کالکوپیریت، پیریت و کوارتز است که در نواحی سطحی بر اثر هوازدگی سولفیدها، اکسید و به کانی‌های غیرسولفیدی تبدیل شده‌اند.

۶-۲. رگه‌های برشی

برش‌ها در سامانه‌های اپی‌ترمال اهمیت به‌سزایی دارند، معمولاً دارای کانه‌زایی و به‌ویژه از نظر فلزات پایه و گرانبها حائز اهمیت هستند (Hedenquist, 1987). برای تشکیل برش‌های گرمایی باید فشار سیالات گرمایی به بالاتر از فشار لیتواستاتیک برسد و در اثر انفجار گرمایی، پدیده برشی شدن شکل گیرد (Jebrak, 1997).

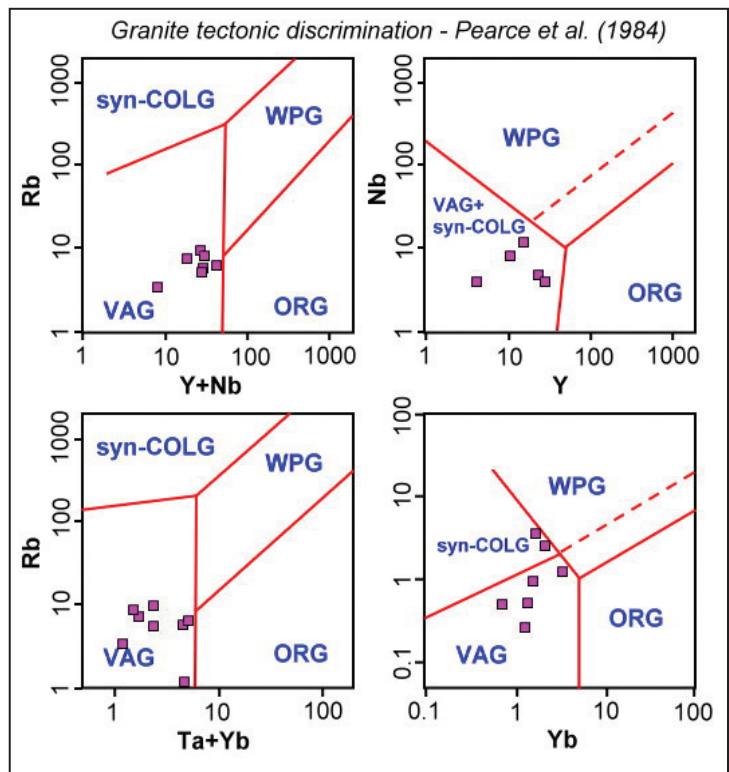
کانه‌زایی اصلی در کانسار نارباغی شمالی به شکل رگه-رگه‌های سیلیسی-سولفیدی حاوی پیریت و کالکوپیریت و رگه‌های برشی حاوی سولفید و سولفوسالت‌هاست (Ghaderi et al., 2016). بر اساس شکل ۹، در مرحله نخست

در کانسار نارباغی شمالی، برش‌های حاوی سولفید و سولفسالت‌ها بوده و جنس قطعات برش‌ها با جنس سنگ میزبان یکی است. در این مرحله، سولفیدها به شکل سیمان گرمایی برش‌ها دیده می‌شوند. بر اساس مطالعه گمانه‌های حفاری، به حالت کلی می‌توان برش‌ها را با میزبان آندزیت، توف، دیوریت و مونزوادیوریت، در سه نسل تقسیم‌بندی کرد (شکل‌های ۱۱-الف و ب) که شامل برش‌های فاقد کانه‌زایی (شکل ۱۰-پ)، برش‌های حاوی سیمان کالکوپیریت، پیریت (شکل‌های ۱۰-ت و ۱۱-ث) و برش‌های دارای پاراژن تنانیت-تتراهدريت، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت (شکل‌های ۱۰-ث و ۱۱-ج) هستند. کوارتز و کلسیت کانی‌های اصلی باطله در بخش کانه‌دار هستند (شکل‌های ۱۱-پ و ت). به علاوه، برش‌ها ارتباط زیادی با رگه‌های کربناتی دارند (شکل‌های ۱۱-ج و ح).

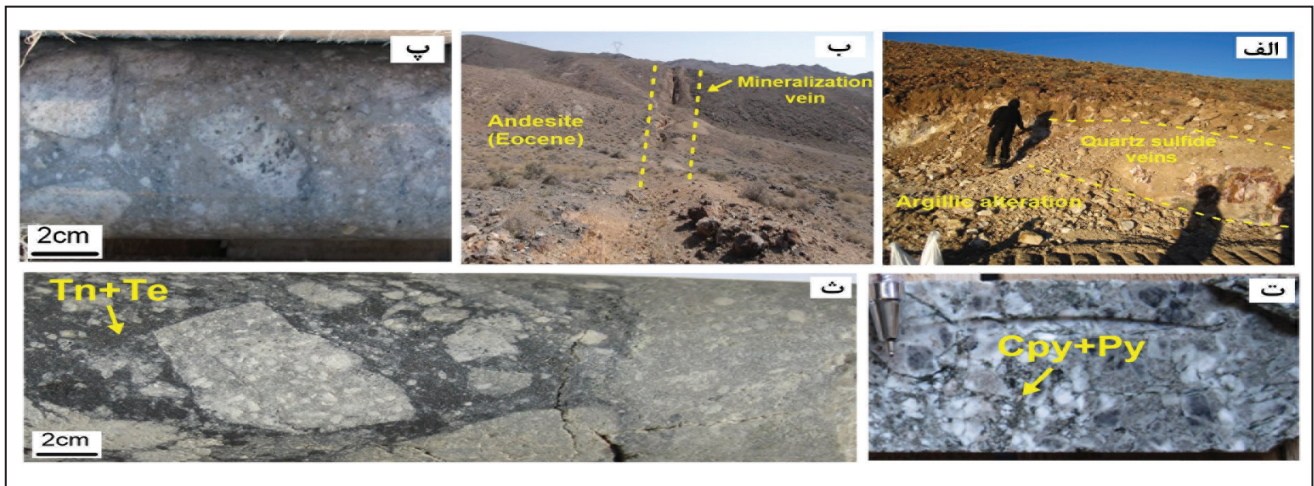
جوشش و تغییرات شیمیایی که همراه و پس از برشی شدن رخ می‌دهد، در ته‌نشست فلزات پایه و گرانها نقش مهمی دارد. برای ایجاد چنین شرایطی، وجود سدهای ناتراوا یا نیمه‌تراوا موجب خردشدگی سنگ‌های دربرگیرنده و تبدیل مایع به بخار می‌شود و فرایند جوشش را در پی خواهد داشت (Sillitoe, 1985). از شواهد جوشش در کانسار نارباغی شمالی می‌توان به برش‌های فاقد کانه‌زایی که قبل از مرحله اصلی کانه‌زایی و زمینه‌ساز مراحل بعدی هستند اشاره کرد (Sillitoe, 1985). همچنین همزمانی و همراهی سیالات غنی از گاز، مایع و سیالات دارای شوری بالا همراه با سیالات شوری پایین است (Ghaderi et al., 2016) که بر طبق نظر Roedder (1984) و Moncada et al. (2012) می‌تواند نشان‌دهنده پدیده جوشش در سامانه‌های گرمایی باشد. گسترده‌ترین و اقتصادی‌ترین نوع کانه‌سازی

Stage	Mineralogy	Mineralization			Supergene
		Early	Main	Late	
Ore	Pyrite _I	Major	Major	Major	
	Pyrite _{II}		Major	Major	
	Pyrite _{III}		Major	Major	
	Chalcopyrite		Major	Major	
	Tennantite-tetrahedrite		Major	Major	
	Sphalerite		Major	Major	
	Bornite		Major	Major	
	Chalcocite				Major
	Covellite				Major
	Malachite				Major
	Azurite				Major
	Hematite				Major
	Fe-Mn oxide				Major
Gangue	Quartz		Major	Major	
	Calcite		Major	Major	
	Sericite		Major	Major	
	Kaolinite		Major	Major	
	Chlorite		Major	Major	
Tourmaline				Major	
Texture	Breccia		Major	Major	
	Vein-veinlet		Major	Major	
	Replacement		Major	Major	
	Colloform				Major
	Disseminated				Major

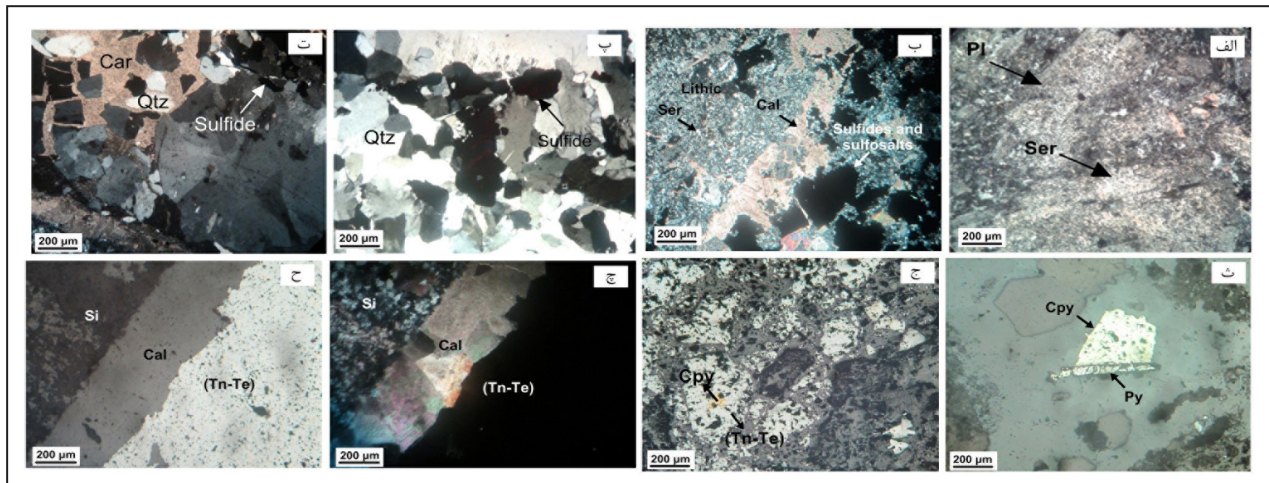
شکل ۹- توالی پاراژنتیکی و تبلور کانی‌ها و بافت‌های مرتبط با کانه‌زایی در کانسار نارباغی شمالی



شکل ۸- نمودارهای دوتایی برای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های نیمه‌زرف به سن پس از اونس منطقه معدنی نارباغی (Pearce et al., 1984).



شکل ۱۰- تصاویر کانه‌زایی و نمونه‌های دستی نارباغی شمالی. الف) رگه‌های سیلیسی سولفیدی که همراه با دگرسانی آرزپلیک دیده شده و بر اثر هوازدگی، رنگ قهوه‌ای پیدا کرده است؛ ب) رگه سیلیسی - سولفیدی با میزبان آندزیت (اوسن)؛ پ) نمونه دستی از برش‌های فاقد کانه‌زایی در کانسار نارباغی شمالی؛ ث) نمونه دستی از مغزه‌های حفاری و برش‌های حاوی پیریت و کالکوپیریت، برش‌های حاوی سیمان تنانیت-تتراهدريت. Cpy: کالکوپیریت، Py: پیریت، (Tn-Te): تنانیت-تتراهدريت.



شکل ۱۱- تصاویر میکروسکوپی کانه‌زایی در کانسار نارباغی شمالی. الف) نمای میکروسکوپی (نور xpl) از قطعات برشی با جنس آندزیت با دگرسانی سریستی؛ ب) نمای میکروسکوپی (نور xpl) از قطعات برشی با جنس لیتیک توف با دگرسانی سیلیسی-سولفیدی و سریستی؛ پ و ت) تصویر میکروسکوپی از رگه سیلیس به همراه کربنات و سولفید (نور ppl) و نور xpl؛ ه) نمای میکروسکوپی (در نور انعکاسی) برش‌های حاوی پیریت و کالکوپریت؛ ج) نمای میکروسکوپی از رگه برشی حاوی تنانتیت و تتراهدريت؛ د) نمای میکروسکوپی از تنانتیت و تتراهدريت به همراه کلسیت (نور انعکاسی)؛ ه) تصویر میکروسکوپی از نور xpl نشان‌دهنده همراهی کلسیت با سولفوسالت‌ها. Ser: سریست، Cal: کلسیت، (Tn-Te): تنانتیت تتراهدريت، Pl: پلاژیو کلاز، Lithic: لیتیک، Cpy: کالکوپریت، Py: پیریت، Si: سیلیس.

۷- دگرسانی

مشاهده می‌شود. حالتی از این دگرسانی، تبدیل کانی‌های مافییک آمفیبول، پروکسن و پلاژیو کلاز در اثر نفوذ سیال CO₂ در سطوح رخ‌ها و حاشیه کانی‌ها به کربنات است. در مطالعات میکروسکوپی، این دگرسانی را می‌توان همراه دگرسانی‌های تورمالینی شدن، پروپیلیتیک، آرژیلیک و سیلیسی مشاهده کرد. بر پایه نظر Hedenquist et al. (2004) دگرسانی آرژیلیک به سمت داخل به دگرسانی فیلیک و به سمت خارج به دگرسانی پروپیلیتیک منتهی می‌شود که می‌تواند راهنمای اکتشافی خوبی برای کانسارهای اپی‌ترمال باشد. گسترش اصلی دگرسانی در بخش مرکزی محدوده معدنی است و همراه رگه‌های کانه‌دار و رنگ سفید در سطح مشاهده می‌شود. نتایج آنالیز XRD در این دگرسانی، کانی‌هایی نظیر کائولینیت، دیکیت، ایلیت، سریست و کلینوکلر را نشان می‌دهد. با توجه به عدم حضور آلونیت، این نوع دگرسانی آرژیلیک از نوع آرژیلیک متوسط است (شکل‌های ۱۲-ج و ح). دگرسانی سریستی، معمول‌ترین دگرسانی همراه با برش‌های حاوی سولفید و سولفوسالت‌هاست (شکل ۱۱-الف). این دگرسانی با حضور کانی‌هایی نظیر کوارتز، پیریت و سریست شناخته می‌شود. از این رو می‌توان آن را دگرسانی فیلیک نیز نامید (Pirajno, 1992). این دگرسانی همراه با دگرسانی سیلیسی سولفیدی ارتباط نزدیکی با زون‌های کانه‌دار دارد (شکل‌های ۱۱-پ و ت).

۸- بحث و بررسی

بر پایه ویژگی‌های ذکر شده، کانه‌زایی در کانسار نقره-مس نارباغی شمالی، طی فرایندهای گرمایی و در ارتباط با نفوذ توده نیمه‌ژرف مونزودیریت و دیوریت به سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی انوسن، چرخش سیالات، شسته شدن فلزات و تمرکز آنها در مناطقی با نفوذپذیری بالا تشکیل شده است. از ویژگی‌های مرحله قبل از کانه‌زایی، برش‌های فاقد کانه‌زایی هستند که طبق نظر Sillitoe (1985) این برش‌ها در اثر فرایند جوشش شکل گرفته‌اند و زمینه‌ساز کانی‌سازی هستند. اولین مرحله کانه‌زایی شامل برش‌ها با سیمان کالکوپریت، پیریت همراه با رگه‌های کربنات و سیلیسی است. جنس برش‌ها، آندزیت تا توف، دیوریت و مونزودیریت است که متحمل دگرسانی‌های کربناتی و سیلیسی-سولفیدی شده‌اند.

مرحله دوم کانه‌زایی مهم‌ترین مرحله کانی‌سازی و شامل برش‌هایی با پارازنز تنانتیت-تتراهدريت، اسفالریت، کالکوپریت، پیریت، بورنیت، کلسیت و کوارتز

بر اساس بررسی دگرسانی منطقه نارباغی شمالی در مطالعات صحرایی، رخنمون، مطالعه مغزه‌ها، همراه با مطالعات سنگ‌شناسی و XRD در این محدوده می‌توان دگرسانی‌های آرژیلیک، پروپیلیتیک، تورمالینی، سریستی، سیلیسی، کربناتی و سیلیسی-سولفیدی را به همراه زون‌بندی آشکار تشخیص داد. این زون‌بندی به سمت بخش بیرونی وضوح بیشتری دارد و به سمت داخل و منطبق بر زون‌های کانه‌دار، به دلیل فرایندهای رونقشی، پیچیده‌تر است. دگرسانی تورمالینی در محدوده معدنی در بخش بیرونی کانسار و همچنین همراه با دگرسانی فیلیک و آرژیلیک مشاهده می‌شود که واحدهای آندزیت، دیوریت و مونزودیریت را تغییر داده و به شکل تورمالین‌های شعاعی و رگه‌ای ظاهر شده است (شکل‌های ۱۲-الف و ب). هنگامی که مواد فرار ماگمایی نقش مهمی در سیالات دارند، فازهای مختلف سیالات گرمایی دارای عناصر هالوژن هستند و می‌توانند منجر به تشکیل تورمالین شوند. همچنین تورمالین در سامانه‌های گرمایی می‌تواند همراه با دگرسانی فیلیک و آرژیلیک رخ دهد (Lowder and Dow, 1978; Corbett and Leach, 1997). در کانسار نارباغی شمالی، تورمالین مربوط به مراحل تأخیری ماگمایی و ناشی از سیالات گرمایی غنی از بور است که به شکل رونقش بر دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و کربناتی در مرکز منطقه مشاهده شده (شکل ۱۲-ب) و در اطراف نیز رگه‌های تورمالین فاقد کانه‌زایی واحد دیوریت و مونزودیریت را قطع کرده است (شکل ۱۰-الف). در کانسار اپی‌ترمال سولفیداسیون حدبالا-حدمتوسط Julcani در پرو که کانی‌سازی حاوی نقره و فلزات پایه بوده، کوارتز حفره‌ای (vuggy quartz) در مرکز کانی‌سازی به سمت اطراف زون کوارتز-آلیت است که توسط رگه‌های کوارتز تورمالین و پیریت قطع می‌شود (Peterson et al., 1977; Deen et al., 1994).

به علاوه، در کانسارهای اپی‌ترمال North Xinjiang در چین، تورمالین به شکل کانی گانگ در سامانه گرمایی معرفی شده است (Yang et al., 2009). در کانسار نارباغی شمالی، دگرسانی پروپیلیتیک گسترش بالایی دارد و بیشتر در بخش‌های بیرونی زون‌های دگرسانی گرمایی دیده و با حضور اپیدوت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت و پیریت مشخص می‌شود (شکل‌های ۱۲-پ و ت). همچنین، دگرسانی کربناتی در بخش مرکزی سامانه گرمایی قابل شناسایی است. کلسیت کانه اصلی این دگرسانی (شکل‌های ۱۰-ث و ج) به شکل رگه‌هایی در سنگ‌های میزبان

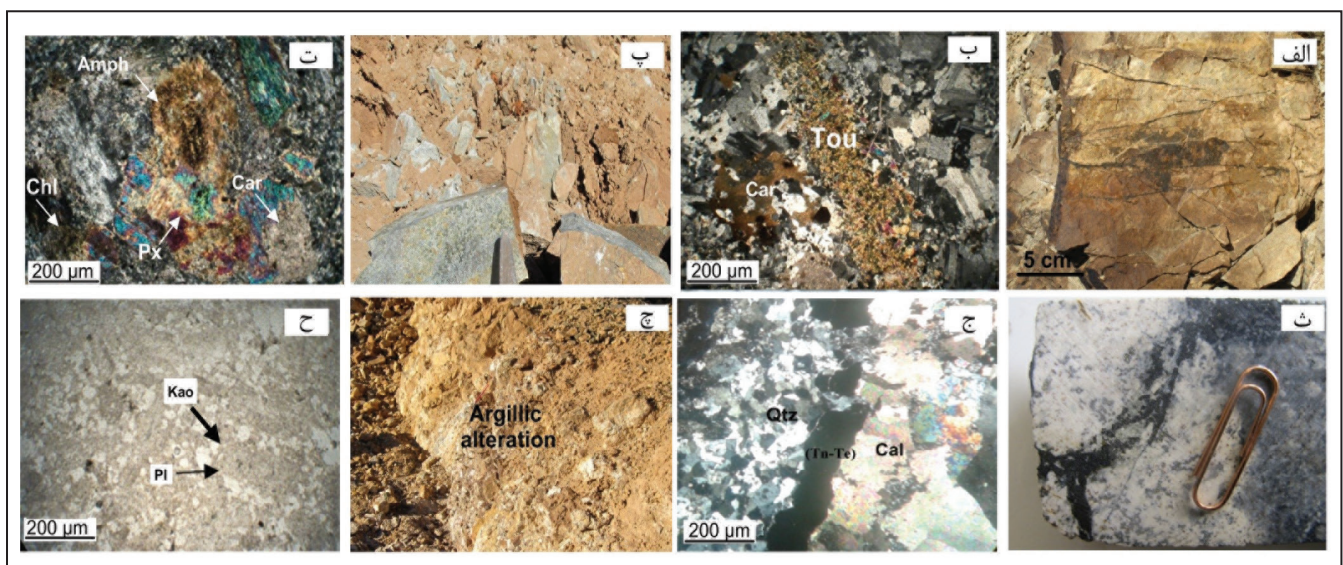
شرایط لازم برای ظهور نقره و فلزات پایه را مهیا می‌کند (Bodnar et al., 2014). از طرفی همزمانی و همراهی سیالات غنی از گاز، مایع و سیالات دارای شوری بالا همراه با سیالات شوری پایین، نشان‌دهنده پدیده جوشش در سامانه گرمابی است (Roedder, 1984). بر اساس شواهد ذکر شده، فرایند جوشش نقش مهمی در تشکیل کانسار نارباغی شمالی بازی می‌کند (Ghaderi et al., 2016). با توجه به مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی و بررسی مغزه‌های حفاری، بالاترین تمرکز نقره و مس در بخش داخلی سامانه‌های گرمابی و دگرسانی‌هایی نظیر آرژلیک حدوداً، سریستی، سیلیسی-سولفیدی و کربناتی است؛ در حالی که در بخش بیرونی کانسار، نقش دگرسانی‌هایی چون پروپیلیتیک و سیلیسی پررنگ‌تر می‌شود و عیار کانه‌زایی به شدت کاهش می‌یابد.

بر پایه مطالب ذکر شده می‌توان کانه‌زایی را در کانسار نارباغی شمالی به فرایند دگرسانی گرمابی مرتبط دانست. همچنین سنگ میزبان کانه‌زایی، واحدهای آندزیت، توف، مونزدیوریت و دیوریت است که مشابه کانسار اپی‌ترمال ارغش میزبان سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی نیمه‌عمیق هستند (نوری‌اصل و همکاران، ۱۳۹۱).

کانی‌های باطله شناخته شده در این کانسار شامل کوارتز، کلسیت، کائولینیت، ایلیت و تورمالین است. با توجه به کانی‌های باطله می‌توان این کانسار را جزو کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدوداً رده‌بندی کرد (Yilmaz et al., 2007). از طرفی کانسارهای اپی‌ترمال غنی از نقره و فلزات پایه در محیط‌های کم‌آندیته با استرس طبیعی و یا کشش ضعیف تشکیل می‌شوند (Bonham, 1986; Heald et al., 1987; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe and Hedenquist, 2003). در محدوده معدنی نارباغی شمالی، گسل‌های کنترل‌کننده جایگیری توده‌های نفوذی دارای روند خاوری-باختری با سازوکار راست‌گرد و امتدادلغز (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴) مشاهده می‌شوند.

است (شکل‌های ۹ و ۱۰-ث). این برش‌ها به‌طور کلی همراه با رگه‌های کربناتی هستند که به شکل همزمان با کانه‌زایی، باعث برشی شدن سنگ میزبان با جنس توف، آندزیت، دیوریت و مونزدیوریت شده‌اند (شکل‌های ۱۱-الف و ب). در این برش‌ها، تانتیت-تراهدریت بافت‌های جانشینی ایجاد کرده‌اند که حاصل جانشینی کالکوپریت توسط این کانی‌ها هستند (شکل ۱۱-ج). با توجه به دمای بالای تشکیل کالکوپریت نسبت به تانتیت-تراهدریت و بافت جانشینی حاصل از آنها می‌توان دریافت که ابتدا برش‌های حاوی کالکوپریت و پیریت شکل گرفته و در مرحله بعدی توسط تانتیت-تراهدریت، اسفالریت جانشین شده‌اند. این نوع از کانی‌سازی، ارتباط زیادی با رگه‌های کلسیتی دارد، به‌گونه‌ای که سولفیدها عموماً همراه این رگه‌ها هستند (شکل‌های ۱۱-چ و ح).

بر اساس مطالعات میان‌براه‌های سیال بر روی رگه‌های سیلیسی کانه‌دار، دمای همگن‌شدگی از ۱۷۶ تا ۳۶۵ درجه سانتی‌گراد است که طبق نظر (Arribas et al., 1995) تعیین‌کننده جریان سیال کانه‌دار در سطوح ژرف سامانه‌های گرمابی هستند. همچنین بازه میزان شوری بین ۱۰ تا ۲۸ درصد وزنی نمک طعام است. طبق نظر (Hedenquist et al., 2004) افزایش منظم در شوری به ویژه در شوری‌های بالا، باعث افزایش نسبت Ag/Au و فلزات پایه در کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدوداً می‌شود. اگر نسبت Ag/Au بزرگ‌تر از ۱ باشد، به شکل حضور سولفیدهای فلزات پایه و سولفوسالت‌های غنی از نقره (تانتیت-تراهدریت) نمود می‌یابد. در این صورت، کمپلکس حمل‌کننده فلزات، کمپلکس‌های کلریدی خواهند بود. این سامانه‌ها از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون حدوداً هستند (Pirajno, 1992; Yilmaz et al., 2007). این پدیده در کانسار اپی‌ترمال غنی از نقره و فقیر از طلا San Cristobal (Deen et al., 1994; Phillipson and Romberger, 2004) مشاهده می‌شود. بیشترین درجه شوری در کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با کانسارهای $Ag-Pb-Zn-Cu$ است که



شکل ۱۲- تصاویر رخنمون و میکروسکوپی دگرسانی‌های کانسار نارباغی شمالی؛ الف) نمونه دستی از رگه‌های تورمالینی که واحد دیوریتی را قطع کرده‌اند؛ ب) نمای میکروسکوپی از دگرسانی تورمالینی به شکل رگه‌ای به همراه دگرسانی کربناتی (نور XPL)؛ پ) نمونه دستی از سنگ آندزیت با دگرسانی پروپیلیتیک و رگه‌های سولفیدی؛ ت) نمای از تصویر میکروسکوپی و دگرسان شدن آمفیبول و پیروکسن در اثر دگرسانی پروپیلیتیک که تنها قالبی از آنها باقی مانده است (نور XPL)؛ ث) نمونه دستی از سولفوسالت‌ها (تانتیت-تراهدریت) به همراه کلسیت؛ ج) تصویر میکروسکوپی از سولفوسالت و همراهی سیلیسی و کلسیت با کانه‌زایی؛ چ) تصویری از دگرسانی آرژلیک که با رنگ سفید در سطح منطقه قابل مشاهده است؛ ح) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی آرژلیک در واحد مونزدیوریت در نور PPL. Kao: آرژلیک، Pl: پلاژیوکلاز، Car: کربنات، (Tn-Te): تانتیت-تراهدریت، Qtz: کوارتز، Amph: آمفیبول، Chl: کلریت، Tou: تورمالین.

۹- نتیجه‌گیری

معدنی، دگرسانی و مطالعات میان‌براه‌های سیال نشان‌دهنده بیشترین همانندی کانه‌زایی در منطقه نارباغی شمالی با کانسارهای تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون حدوداً است.

همچنین مقایسه با چند کانسار اپی‌ترمال در ایران (جدول ۱) با تأکید بر محیط ژئودینامیک، سنگ درونگیر، عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی، ژئومتری ماده معدنی و ارتباط با توده نفوذی نیمه‌ژرف، محتوای ماده

سپاسگزاری

نوینندگان مقاله لازم می‌دانند نهایت قدردانی خود را از حوزه پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس ابراز کنند. از سر دبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین که با ارائه راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده‌اند، نیز سپاسگزاری می‌شود.

جدول ۱- مقایسه کانسار نارباغی شمالی با سایر کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط در ایران.

ویژگی‌های اصلی	ابوالحسنی	آی-قلعه-سی	گمیش-تپه	نارباغی شمالی
زیرگروه	فلزات پایه، نقره	فلزات پایه، نقره	فلزات پایه، نقره	فلزات پایه، نقره
موقعیت جغرافیایی	جنوب باختر دامغان	جنوب خاور تکاب	جنوب باختر زنجان	شمال خاور ساوه
پهنه ساختاری	ترود-چاه شیرین	ارومیه-دختر	ارومیه-دختر	ارومیه-دختر
سنگ درونگیر	سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های آندزیتی	سنگ‌های رسوبی و گنبد‌های نیمه عمیق	توف اسیدی، کریستال ویتریک توف داسیتی، توده‌های نیمه عمیق داسیتی	توف، گدازه‌های آندزیت (اتوسن) توده‌های نیمه عمیق مونزودوریت-دیوریت (پس از اتوسن)
سن کانه‌زایی	اتوسن	پلیوسن	پلیوسن	پس از اتوسن
کنترل کننده‌های ساختاری	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌ها عمدتاً گسل‌های نرمال	گسل‌های نرمال و شکستگی‌ها	گسل‌های امتدادلغز و شکستگی‌ها
کانی‌شناسی	اسفالریت فقیر از آهن، گالن، نقره، پیریت، تتراهدريت، کالکوپیریت	اسفالریت فقیر از آهن، گالن	پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، بورنیت، تتراهدريت، دیژنیت، کولیت، کالکوپیریت	تانتیت-تتراهدريت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت
بافت و ساخت	برشی، دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، توده‌ای، قشرگون، شانه‌ای	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، قشرگون	رگه‌ای، برشی، شانه‌ای
دگرسانی	آرژیلیکی، سیلیسی، پروپیلیتیک	سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک پیشرفته، کربناتی، پروپیلیتیک	سیلیسی، سریسیتی، کربناتی، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته	آرژیلیک، سریسیتی، سیلیسی-سولفیدی، پروپیلیتیک، کربناتی، تورمالینی
ژنز	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط
شوری سیالات	۶/۷ تا ۱۸/۷ درصد (معادل وزنی نمک طعام)	۹/۶ تا ۲۱ درصد (معادل وزنی نمک طعام)	۹/۶ تا ۱۶/۹ درصد (معادل وزنی نمک طعام)	۱۰ تا ۲۸ درصد وزنی (معادل وزنی نمک طعام)
منبع	شمعانیان (۱۳۸۲)	شیرخانی (۱۳۸۵)	صالحی (۱۳۸۷)	پژوهش حاضر

کتابنگاری

آفانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

شمعانیان، غ.، ۱۳۸۲- مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمایی فلزات پایه و گرانیت در منطقه معلمان، جنوب شرق دامغان، استان سمنان، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.

شیرخانی، م.، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی روی-سرب و عناصر همراه در کانسار آی‌قلعه‌سی، جنوب-جنوب‌خاوری تکاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

صالحی، ط.، ۱۳۸۷- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب و روی (نقره) گمیش‌تپه، جنوب غرب زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

عمیدی، س.، شهرابی، م. و ناوی، ی.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فضلی، ن. و قادری، م.، ۱۳۹۳- سنگ‌نگاری، دگرسانی و کانه‌زایی کانسار مس-نقره نارباغی، شمال شرق ساوه، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر. هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

فضلی، ن.، ۱۳۹۴- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار اپی‌ترمال نارباغی شمالی، شمال شرق ساوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

فضلی، ن.، قادری، م. و مغفوری، س.، ۱۳۹۳- کانه‌زایی مس چینه کران تپه مانتو نارباغی شرقی در توالی آتشفشانی-رسوبی اتوسن، شمال شرق ساوه. سی و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

نوری اصل، ف.، شمعانیان، ع.، عظیم محسنی، م. و جعفری، م.، ۱۳۹۱- کانی‌سازی اپی‌ترمال آنتیموان در منطقه ارغش: کانی‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم شماره ۲، صص. ۲۲۹ تا ۲۴۰.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103: 983- 992.
- Alderton, D. H. M., Pearce, J. A. and Potts, P. J., 1980- Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from south-east England. Earth and Planetary Science Letters 49: 149- 165.

- Arribas, A., Jr., Cunningham, O., Rytuba, J., Rye, O., Kelly, W., Podwysoccki, W., Mckee, E. and Tosdal, R., 1995- Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of Rodalquilar Au alunite deposit, Spain. *Economic Geology* 90: 795-822.
- Bierlein, F. P., Waldron, H. M. and Arne, D. C., 1999- Behaviour of rare earth and high field strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidites associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia. *Journal of Geochemical Exploration* 67: 109- 125.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D. and Steele-MacInnis, M., 2014- Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Holland H. D. and Turekian K. K. (eds.) *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, v. 13, p. 119- 142. Oxford, Elsevier.
- Bonham, H. F. Jr., 1986- Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation, 5th International Volcanological Congress, University of Auckland, Auckland, New Zealand, Proceedings, p. 13- 17.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in P. Henderson, ed. , *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Corbett, G. and Leach, T., 1997- Southwest pacific rim gold-copper systems: Structure, Alteration, and Mineralization. 5/97 Edn.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The Interpretation of Igneous Rocks*, London. Allen and Unwin, 450 p.
- Deen, J. A., Rye, R. O., Munoz, J. L. and Drexler, J. W., 1994- The magmatic hydrothermal system at Julcani, Peru: Evidence from fluid inclusions and hydrogen and oxygen isotopes. *Economic Geology* 89: 1924- 1938.
- Ghaderi, M., Fazli, N., Yan, S., Lentz, D. R. and Li, J. W., 2016- Fluid inclusion studies on North Narbaghi intermediate sulfidation epithermal Ag-Cu deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium (WMESS 2016)*, Prague, Czech Republic, 5-9 Sep. 2016, Abstract Collection Book, p. 141.
- Gramaccioli, C. M., Diella, V. and Demartin, F., 1999- The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: Some complexes in minerals. *European Journal of Mineralogy* 11: 983- 992.
- Heald, P., Foley, N. K. and Hayba, D. O., 1987- Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite type. *Economic Geology* 82: 1- 26.
- Hedenquist, J. W., 1987- Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum- Pacific basin. *Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore, American Association of Petroleum Geologists 513- 524.
- Hedenquist, J. W., Arribas, J. A. and Gonzalez-Urein, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits. *Society of Economic Geology, Review* 13: 254- 277.
- Hedenquist, J. W., Sillitoe, R. H. and Arribas, A., 2004- Characteristics of and exploration for high-sulfidation epithermal Au-Cu deposits. In: Cooke, D. R., Deyell, C. L., Pongratz, J., (eds.), *24 Carat Gold Workshop*, Centre for Ore Deposit Research, Special Publication 5: 99- 110.
- 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.
- Jebrak, M., 1997- Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111- 134.
- Kikawada, Y., Ossaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001- Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water, *Chemical Geology*, 176:137- 149.
- Lowder, G. G. and Dow, J. A. S., 1978- Geology and exploration of porphyry copper deposits in North Sulawesi, Indonesia: *Economic Geology* 73: 628- 644.
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T. J., Rimstidt, J. D. and Bodnar, R. J., 2012- Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114: 20- 35.
- Palacios, C. M., Hein, U. F. and Dulski, P., 1986- Behavior of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper–silver deposit, north Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 80: 208- 216.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956- 983.
- Petersen, U., Noble, D., Arenas, M. and Goodell, P., 1977- Geology of the Julcani mining district, Peru. *Economic Geology* 72, 931- 949.
- Phillipson, S. E. and Romberger, S. B., 2004- Volcanic stratigraphy, structural controls, and mineralization in the San Cristobal Ag–Zn–Pb deposit, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 667- 683.
- Pirajno, F., 1992- *Hydrothermal mineral deposits, principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer, 706 p.
- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London, UK, 652 p.
- Shafiei, B., 2010- Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews* 38: 27- 36.
- Sillitoe, R. H. and Hedenquist, J. W., 2003- Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: Simmons, S. F., Graham, I. (eds.) *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earths*.
- Sillitoe, R. H., 1985- Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467- 1514.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1980- Magmatism in the ocean basins. *Geological Society of London Special Publication* 42: 313- 345,
- Yang, F., Mao, J., Bierlein, F., Pirajno, F., Zhao, C., Ye, H. and Liu, F., 2009- A review of the geological characteristics and geodynamic mechanisms of Late Paleozoic epithermal gold deposits in north Xinjiang, China, *Ore Geology Reviews* 35: 217- 234.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G. B., Colakoglu, A. R. and Billor, Z., 2007- Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews* 32: 81- 124.

Geology, alteration, mineralization and geochemistry of the North Narbaghi epithermal Ag-Cu deposit, northeast Saveh

N. Fazli¹, M. Ghaderi^{2*}, D. Lentz³ and J. W. Li⁴

¹M.Sc., Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Professor, Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, Fredericton, Canada

⁴Professor, School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, China

Received: 2017 October 12

Accepted: 2018 March 11

Abstract

The North Narbaghi deposit is located 26 km northeast of the city of Saveh in the central part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc of Iran. In this area, the Oligo-Miocene intrusions cut the Eocene volcano-sedimentary rocks intruding into the surrounding rocks causing extensive alteration zones such as phyllic, argillic, propylitic and tourmalinization. The intrusive rocks include diorite, monzodiorite, megadiorite with calc-alkaline nature which formed as a result of subduction of the Neo-Tethyan oceanic crust beneath the Central Iranian block. The epithermal Ag-Cu mineralization at North Narbaghi, with vein-veinlet and breccia geometries is mainly hosted in andesite, lithic tuff, diorite and monzodiorite. At the North Narbaghi deposit, ore minerals can be divided into four groups: sulfides (chalcopyrite, pyrite, sphalerite, bornite), sulfosalts (tetrahedrite, tennantite), carbonates (azurite, malachite) and oxides (hematite, goethite). The alteration shows a relative concentration pattern at the North Narbaghi deposit; the argillic, sericitic and calcite alteration types are in close connection with the Ag-Cu mineralization and the propylitic and tourmalinization alteration types occur at the margin of mineralization. The main characteristics of mineralization such as geodynamic environment, host rocks, mineralogy, metal content, geometry, alteration and comparing these features with the characteristics of epithermal deposits, show that the North Narbaghi deposit can be classified as a typical intermediate-sulfidation (IS) epithermal mineralization.

Keywords: North Narbaghi deposit, Epithermal, Vein-veinlet, Hydrothermal alteration, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 13 to 22

*Corresponding author: M. Ghaderi; E-mail: mghaderi@modares.ac.ir