

کانسار خلیفه لو: کانی زایی مس – طلای اپی ترمال سولفیداسیون بالا (High-Sulfidation) در پهنه ماگمایی طارم، شمال خرمدره

محمدرضا حسین زاده^۱، سجاد مغفوری^۲، محسن موید^۳ و امیر رحمانی^۴

^۱دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۲دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۴کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۴/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۸/۲۳

چکیده

کانسار مس-طلای خلیفه لو در ۷ کیلومتری شمال خرمدره، در بخش مرکزی پهنه ماگمایی طارم جای گرفته است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار شامل واحدهای آتشفشانی، نیمه آتشفشانی و نفوذی است که در ارتباط با زمین ساخت و فعالیت ماگمایی ائوسن جایگزین شده اند. شروع رخدادهای آتشفشانی با حجم گسترده ای از گدازه های آندزیتی-تراکی آندزیتی و پیرو کلاستیک همراه بوده که در ادامه توسط توده کوارتز مونزونیت قطع شده است. کانی زایی مس-طلا در کانسار خلیفه لو در ارتباط تنگاتنگ با رخدادهای برشی و رگه های است. میزان اصلی کانی زایی، برش ها و رگه های همراه با گسل ها هستند. بهترین و بیشترین رخداد کانی زایی درون رگه های سیلیسی رخ داده است. دو مرحله کانی زایی را می توان در کانسار خلیفه لو تشخیص داد. این مراحل به صورت یک روند از برش ناحیه ای (فاز اول مرحله اول) به رگه های سیلیسی-سولفیدی طلا دار (فاز دوم مرحله اول) و برش های اکسیدی (فاز اول از مرحله دوم) تا رگه های اکسیدی اسپیکولاریتی (فاز دوم از مرحله دوم) در کانی شناسی برش ها و رگه ها دیده می شود. کانی سازی طلا در همراهی با سولفیدهای دانه پراکنده در سیمان گرمایی و رگه های قطع کننده آنها در مرحله اول (فاز دوم) رخ داده است. دگرسانی گرمایی در کانسار خلیفه لو دارای یک الگوی تمرکز نسبی است. دگرسانی های سیلیس حفره ای و آرژیلیک در ارتباط نزدیک با بخش های پرعیار طلا هستند. دگرسانی پروپلیتیک بیشتر در پیرامون و حاشیه توده معدنی گسترش دارد. پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کولیت، کالکوسیت و هماتیت به همراه طلای آزاد، کانی های معدنی را در کانسار خلیفه لو تشکیل می دهند. بافت کانه ها بسیار گوناگون و شامل انواع بافت های دانه پراکنده، برشی، رگه-رگچه ای، جانیشینی و تیغه ای است. مطالعات انجام شده در مقیاس های مختلف، عوامل کنترل کننده تمرکز کانی زایی در کانسار خلیفه لو را جایگیری نزدیک به سطح توده کوارتز مونزونیت پورفیری غنی از مواد فرار، رخدادهای برشی-رگه ای و دگرسانی گرمایی نشان می دهند. نتایج مطالعات و همچنین مقایسه ویژگی های اصلی کانسار خلیفه لو با کانسارهای طلای اپی ترمال گویای آن است که کانسار خلیفه لو از دید ویژگی های زمین شناسی، دگرسانی و کانی زایی بیشترین همانندی را با کانسارهای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا دارد.

کلیدواژه ها: کانسار مس-طلا، رگه-رگچه ای، کوارتز حفره ای، اپی ترمال سولفیداسیون بالا، خلیفه لو، پهنه طارم.

E-mail: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

*نویسنده مسئول: محمدرضا حسین زاده

۱- پیش نوشتار

مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، و همچنین پژوهشگران دانشگاهی در پهنه طارم صورت گرفته است، سبب شناسایی رخدادهای گوناگونی از کانه زایی در این ناحیه شده است. از جمله این کانی زایی ها می توان به کانسار اپی ترمال با سولفیداسیون متوسط گلوچه (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸)، کانسار اپی ترمال باریک آب (بازرگانی گیلانی و پرچکانی، ۱۳۸۹)، کانسار اپی ترمال زه آباد، اندیس مس ماری (فرید اصل، ۱۳۹۰)، کانسارهای آهن-آپاتیت سرخه دیزج و مروارید (نباتیان و قادری، ۱۳۹۳؛ Nabatian et al., 2011 & 2014) و کانسار مس-طلای خلیفه لو (رحمانی، ۱۳۹۳) اشاره کرد (شکل ۱).

کانسار مس-طلای خلیفه لو در ۷ کیلومتری شمال خرمدره، با مختصات جغرافیایی ۳۰' ۱۳" ۴۹° تا ۳۰' ۱۴" ۴۹° ۱۸' ۲۴" تا ۳۶° ۱۹' ۳۰" شمالی در پهنه ماگمایی طارم جای گرفته است (شکل ۱). واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن با روند تقریبی شمال باختری-جنوب خاوری در بردارنده این ذخیره هستند (شکل ۲). با توجه به گسترش کانی زایی های رگه ای فراوان در منطقه زنجان و پهنه طارم، مطالعه کانسار خلیفه لو می تواند به عنوان الگو برای اکتشاف کانسارهای مشابه در پهنه مورد استفاده قرار گیرد. این مقاله ضمن معرفی کانسار مس-طلای خلیفه لو به عنوان نوع اپی ترمال با سولفیداسیون بالا، به شناسایی ویژگی های زمین شناسی، کانی زایی، انواع رگه-رگچه ها، مطالعات دگرسانی و همچنین چگونگی رخداد طلا در این کانسار پرداخته است.

۲- روش پژوهش

در انجام این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین شناسی، نمونه برداری به صورت سامان مند (سیستماتیک) و تصادفی از توده های نفوذی، پهنه های کانه دار و دگرسان انجام و سپس ۳۷ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه شد و مورد مطالعه سنگ نگاری و کانه نگاری قرار گرفت. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی، ۱۰ نمونه به روش های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه های کانساران بینالود مورد تجزیه قرار گرفت.

۳- زمین شناسی

پهنه طارم در بخش باختری-مرکزی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان جای گرفته است. این پهنه از شمال توسط گسل رودبار و از جنوب توسط گسل سلطانیه محدود شده است. در منطقه طارم، سنگ های آتشفشانی و نفوذی تشریری بیشترین بروزند را دارند (شکل ۱). در این میان، نهشته های ائوسن که شامل سنگ های گدازه ای و آذرآواری است، دارای بیشترین گسترش هستند. فعالیت آتشفشانی ائوسن در منطقه طارم با رژیم مافیک شروع می شود و سپس با خروج سنگ های حدواسط ادامه پیدا می کند و در پایان توسط سنگ های اسیدی، فعالیت آتشفشانی ائوسن به پایان می رسد (Castro et al., 2013). این توالی دارای ترکیب بازالتی، آندزیت-بازالت، آندزیتی، تراکی آندزیتی و داسیتی است. سنگ های آذرآواری نیز بیشتر دارای ترکیب اسیدی و آندزیتی هستند. از دید شیمیایی، سنگ های آتشفشانی پهنه

درشت‌بلورهای این واحد به جز کوارتز به‌طور بخشی و یا کامل توسط کانی‌های دگرسانی‌جانشین شده‌اند. زمینه، متشکل از ریزبلورهای فراوان فلدسپار و کوارتز و بخش‌های شیشه‌ای دارای محصولات دگرسانی است.

– **واحد ریولیتی:** واحد ریولیتی به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع با شیب ملایم به رنگ سفید کرمی در منطقه دیده می‌شود (شکل ۷). این واحد شامل گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی با بافت پورفیری و زمینه آفانیتی است که به‌طور بخشی فرسایش پیدا کرده‌اند و شدت‌های متفاوتی از دگرسانی را نشان می‌دهند. درشت‌بلورها تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر شامل پلاژیوکلازهای درشت تا اندازه سانتی‌متر و کوارتز به همراه میزان کمی هورنبلند، بیوتیت و فلدسپار قلیایی هستند.

– **توف ریولیتی:** این واحد آذرآواری اسیدی بیشتر در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه برنزد دارد (شکل ۲) و از لایه‌بندی بسیار آشکار و ظریف تشکیل شده است (شکل ۷). رنگ رخنمون آن به‌صورت کرمی خاکستری بوده و به‌صورت سطح فرسایشی نامنظم و دگرسان شده از واحدهای دیگر قابل تفکیک است. واحد توف ریولیتی بیشتر از کوارتز، فلدسپارهای قلیایی و قطعات سنگی با ترکیب ریولیتی تشکیل شده است. آثاری از رگه‌های معدنی سولفیدی بسیار کم نیز در این واحد دیده می‌شود.

– **واحد آندزیتی:** این واحد به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع با سطوح فرسایشی صاف به رنگ خاکستری روشن تا سبز در بخش‌های جنوب‌خاوری، جنوبی و مرکزی محدوده کانسار رخنمون دارد. این واحد به‌صورت گدازه با بافت پورفیری دیده می‌شود (شکل ۶) و دگرسانی آرزلیکی به نسبت شدیدی را تحمل کرده است. این واحد گدازه‌ای در برخی از بخش‌ها به‌صورت مگاپورفیر است و بلورهای درشت پلاژیوکلاز تا بیش از یک سانتی‌متر نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۶). پلاژیوکلازها بیشتر به‌صورت بلورهای خودشکل دیده می‌شوند که بیشتر به سرسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند.

– **واحد ایگنمبریتی:** این واحد در بخش خاوری محدوده کانسار به‌صورت ریز لایه‌های چین‌خورده دیده می‌شود (شکل ۴). این واحد آذرآواری دارای قطعات در ابعاد توف است که در همراهی با آنها مواد ریز و درشت نیز یافت می‌شود (شکل ۶). این سنگ، جریانی از پیروکلاستیک است و به‌صورت انفجاری از دهانه آتشفشان بیرون آمده و سپس به شکل مخروطی از گاز و پیروکلاستیک در سرازیری‌ها به‌صورت جریان آشفته به حرکت درآمده است (شکل ۶). قطعات بسیار درشت از واحدهای قدیمی‌تر در این واحد دیده می‌شود که لایه‌بندی‌های ریز آذرآواری ایگنمبریت را مورد تأثیر قرار داده است و به‌صورت قالب وزنی دیده می‌شود (شکل ۶-ت). مهم‌ترین کانی‌های دیده شده در مطالعات میکروسکوپی این واحد آذرآواری شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و قطعات لیتیک است.

– **واحد تراکی آندزیت:** این واحد به‌صورت رخنمون‌ها و تپه‌های کم‌ارتفاع و با گسترش کم در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۲). این واحد دارای طیف ترکیبی تراکی آندزیت تا آندزیت است و به دو صورت گدازه و گنبد آتشفشانی با بافت پورفیری و آفانیتی دیده می‌شود. پلاژیوکلاز و کوارتز مهم‌ترین درشت‌بلورهای این واحد گدازه‌ای هستند.

– **توده کوارتز مونوزیستی:** این توده نفوذی که در بخش جنوب‌باختری و به‌صورت یک استوک کوچک در بخش مرکزی محدوده کانسار رخنمون دارد، در منطقه به گرانیت خرمدره مشهور است (شکل ۳). این واحد آذرین ارتفاعات منطقه را با ریخت‌شناسی خشن تشکیل می‌دهد (شکل ۳-ب)؛ بیشتر رنگ خاکستری تیره دارد و مجموعه واحدهای آذرآواری پیرامون خود را قطع کرده است (شکل ۳-الف). کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، فلدسپار پتاسیم، آمفیبول و بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ هستند. بافت آن به‌صورت میکروگرانولار و

طارم دارای ماهیت آلکالن و کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا (high-K calc-alkaline) و سنگ‌های آلکالن بیشتر از نوع پتاسیک و دارای رفتار شوشونیتی بالا هستند (Asiabanha & Foden, 2012; Moinvaziri, 1985). در پهنه طارم، توده‌های نفوذی الیگومیوسن به درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی اتوسن نفوذ کرده‌اند. توده‌های نفوذی اشاره شده کم‌ژرفا هستند و به شکل دایک، سیل و استوک در پهنه طارم دیده می‌شوند. ولی در بخش مرکزی و باختری پهنه طارم، این توده‌ها بسیار بزرگ و به‌صورت باتولیت هستند. سن‌های منتشر شده از این توده بسیار کم است ولی Ballato et al. (2011) سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ که روی بیوتیت‌ها و فلدسپارهای پتاسیم موجود در سیل‌های مونوزوگرنیتی و مونوزودیوریتی در پهنه طارم انجام داده، سن سرد شدن 0.2 ± 39.3 و 0.1 ± 36.8 میلیون سال را گزارش کرده است.

۳-۱. زمین‌شناسی منطقه معدنی خلیفه‌لو

در منطقه معدنی خلیفه‌لو نیز مانند دیگر نواحی طارم، توالی آتشفشانی- رسوبی اتوسن (سازند کرج) دارای بیشترین گسترش بوده و مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهد که کانی‌زایی مس- طلا نیز در این واحدها رخ داده است. ستبرای تشکیلات کرج در منطقه خلیفه‌لو به‌طور متوسط حدود ۳۳۲۰ متر است و مرکب از لایه‌های سبز رنگ توفی، لایه‌بندی‌های بسیار آشکار شیلی و مارنی و گدازه است. Hirayama et al. (1966) تشکیلات اتوسن را به دو عضو کردکند و عضو آمدند تقسیم کرده‌اند که عضو کردکند دارای ۵ واحد و عضو آمدند دارای ۶ واحد است. بنابراین با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی خلیفه‌لو، مجموعه واحدهای سنگی به شرح زیر هستند (شکل ۲):

– **واحد توفی:** این واحد دارای بیشترین گسترش در منطقه معدنی خلیفه‌لو است و دیگر واحدهای سنگی روی این واحد آذرآواری قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳ و ۴). این واحد با لایه‌بندی بسیار منظم و به رنگ‌های سبز تا خاکستری در منطقه نمایان است (شکل ۵). بخش قابل توجهی از رگه‌های معدنی در این سنگ‌ها جای گرفته‌اند. در مطالعات میکروسکوپی، این واحد آذرآواری دارای ترکیب آندزیتی و بیشتر شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و قطعات لیتیک است (شکل ۵).

– **آندزیت بازالت:** این واحد گدازه‌ای در بخش باختری محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۲) که دارای طیف ترکیبی آندزیت تا بازالت است و حالت جریانی از خود نشان می‌دهد. این واحد شامل گدازه‌ها و گنبد‌های آتشفشانی به رنگ خاکستری تیره با بافت پورفیری در یک زمینه آفانیتی است که به‌صورت تپه‌های بسیار مرتفع با شیب تند در بخش باختری محدوده رخنمون دارند. درشت‌بلورها (فونوکریست‌ها) ۲ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر شامل پلاژیوکلاز درشت تا اندازه ۵ میلی‌متر، هورنبلند، بیوتیت و میزان کمی الیون هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای خودشکل و نیمه‌خودشکل دیده می‌شوند و بیشتر منطقه‌بندی اولیه نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای مافیک، شدت‌های متفاوتی از اکسید شدن را نشان می‌دهند. زمینه به‌صورت شیشه‌ای (بیشتر شیشه‌زادایی شده)، ریزدانه و دارای ریزبلورهای فراوان فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز به همراه میزان متغیری کانی‌های کدر است.

– **داسیت:** واحد داسیتی شامل گدازه‌ها و گنبد‌های داسیتی- ریوداسیتی کرم تا صورتی با ارتفاع متوسط و سطوح فرسایشی به نسبت صاف است. گدازه‌ها بیشتر به‌صورت توده‌ای هستند و لایه‌بندی جریانی در آنها دیده نمی‌شود. بافت سنگ‌ها در این واحد، پورفیری و زمینه آفانیتیک است. درشت‌بلورها تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند که بیشتر شامل پلاژیوکلازهای درشت تا اندازه سانتی‌متر، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و میزان کمی زیرکن و آپاتیت است. بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل پلاژیوکلاز، حجم اصلی درشت‌بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. درشت‌بلورهای کوارتز بیشتر به‌صورت گرد شده هستند؛ ولی برخی بلورها، حاشیه‌های خرد شده یا خلیجی دارند. در بخش‌هایی با دگرسانی بیشتر، همه

پیریت، بورنیت و کالکوسیت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی این رگه‌ها هستند که درون بخش سیلیسی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). طلا در رگه‌های این مرحله از کانی‌زایی به صورت آزاد دیده می‌شود (شکل‌های ۱۰ و ۱۱) و مطالعات تجزیه‌ای جذب اتمی نیز نشان‌دهنده عیار طلا ۳/۵ ppm به همراه پیریت‌های این مرحله از کانی‌زایی است (جدول ۱). سامانه کانی‌زایی در میان بخش‌های به شدت سیلیسی قرار گرفته است که به صورت کلاهیک‌های سیلیسی- آهنی در منطقه برونزد دارد. افزون بر این کلاهیک‌های سیلیسی، یک سری از کوارتزهای همراه با کانی‌زایی و در بخش رگه‌ای کانسار خلیقه‌لو دیده می‌شود که به صورت حفره‌ای و معروف به کوارتزهای حفره‌ای (Vuggy quartz) مرتبط با کانی‌زایی هستند (شکل ۱۵-الف). این نوع دگرسانی و این نوع کوارتزهای حفره‌ای از نشانه‌های کانسارهای اپی‌ترمال -سولفیداسیون بالا هستند (Hedenquist et al., 1996 & 2000). اکسایش کانی‌های سولفیدی در اثر آب‌های جوی، سبب آزاد شدن طلا از ساختار کانی‌های سولفیدی و نمایان شدن آنها در مقاطع میکروسکوپی همراه با اکسیدهای آهن شده است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱)؛ که این نوع طلا همراه با سیلیس و کانی‌های اکسیدی آهن از کانسارهای توزلار (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳؛ Heidari et al., 2014) و چاه زرد (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Kouhestani et al., 2012) نیز گزارش شده است.

۴-۲. مرحله دوم

سامانه برشی شدن اکسیدی: این سامانه برشی که پس از مرحله اصلی کانی‌زایی در منطقه رخ داده، به صورت برش‌های گرمابی سیلیسی- اکسیدی، فازهای قبلی کانی‌زایی را قطع کرده است (شکل ۱۲). این مرحله برشی شدن در مقایسه با مرحله اول برشی شدن گسترده‌تری کمی دارد. کانی‌های هماتیت و اسپیکولاریت به مقدار کم همراه با سیلیس به صورت پرکننده سیمان میان برش‌ها دیده می‌شوند (شکل ۱۲). این مرحله برشی شدن با کانی‌شناسی متفاوت نشان‌دهنده تغییر رژیم سیال گرمابی از مرحله سولفیدی به مرحله اکسیدی در منطقه است که به صورت کانی‌های اکسیدی آهن در منطقه رخنمون دارد. دگرسانی مشخص و قابل تشخیصی مانند سامانه‌های پیشین در پیرامون این گروه از رگه‌های کانه‌دار دیده نمی‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده کاهش دمای سیال گرمابی در طی تشکیل این سامانه برشی باشد. این رگه‌ها و برش‌های اکسیدی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال هستند (Richards et al., 2006).

رگه- رگچه‌های اکسیدی (رگه- رگچه‌های اسپیکولاریتی): این رگه- رگچه‌ها آخرین مرحله فعالیت کانی‌سازی کانسار خلیقه‌لو به شمار می‌روند که به صورت رگه- رگچه‌های دارای اسپیکولاریت در منطقه برونزد دارند (شکل ۱۳). این فاز همراه با پر کردن فضاهای خالی موجود از راه خرد کردن و ایجاد شکستگی در فازهای پیشین و سنگ دربرگیرنده حاصل شده است. این مرحله برخلاف مراحل پیش، تنها در بخش‌های برشی نفوذ نکرده و وجود شکستگی‌ها و فضاهای خالی، عامل اصلی کنترل‌کننده آن است. در این مرحله، فضاهای لازم برای بلوری شدن کانی‌ها و رشد آنها در فضاهای خالی برخلاف فازهای پیشین فراهم شده است (شکل ۱۴). در این مرحله، آثاری از برشی شدن دیده نمی‌شود، ولی نشانه‌هایی از کاهش فشار و ته‌نشست سیال کانه‌دار در فضاهای خالی که به فرایند جوشش اشاره دارد، مشهود است. این نشانه‌ها شامل حضور بلورهای تیغه‌ای اسپیکولاریت و نوارهای کریستوبالیت است (شکل ۱۴). فاز سیلیسی این مرحله بسیار کم است و بیشتر از اسپیکولاریت تشکیل شده است. نوع کانی‌زایی در کانسار مس- طلا خلیقه‌لو، بیان‌کننده نوعی پیشروی و تکوین سیال‌های کانه‌دار از اسیدی به سوی خنثی و اکسیدی شدن است. این روند احتمالاً در ارتباط با نقشی است که سنگ دیواره و آب‌های جوی بازی می‌کنند که از این دید با سامانه‌های اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نیمه‌ژرف پورفیری همانندی نشان می‌دهد (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi et al., 2003; Simmons et al., 2005; Hedenquist et al., 2000).

پورفیری است و بیشترین درصد حجمی آن را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. در برخی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها به کانی‌های سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند؛ همچنین تأثیر دگرسانی بر کانی‌های بیوتیت سبب دگرسانی آنها به کلریت شده است.

۴- کان‌زایی در منطقه معدنی خلیقه‌لو

با توجه به نمونه‌برداری‌های انجام شده از ۸ رگه طلا دار سیلیسی- سولفیدی در کانسار خلیقه‌لو، عیار اقتصادی طلا در این کانسار، محدود به بخش‌های سیلیسی- برشی و دیواره‌های دگرسان رگچه‌هاست. تونل‌های مختلفی در امتداد رگه‌ها حفاری شده‌اند که طول برخی از این تونل‌ها تا بیش از ۳۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۸). طول میانگین رگه‌های کانه‌دار طلا دار ۲۰۰ متر و عرض میانگین آنها در حدود ۵ متر است. بیشتر رگه‌های طلا دار محدود به واحدهای توفی هستند و به صورت قطع‌کننده روند لایه‌بندی این کانسار دیده می‌شوند (شکل ۸). کانی‌زایی طلا در رگه‌های کانه‌دار بیشتر به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، جانیشینی و انتشاری یافت می‌شود (شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱). مطالعات زمین‌شناسی، ساخت و بافت و تجزیه نمونه‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که انطباق بسیار خوبی میان عیارهای طلا و واحدهای به شدت سیلیسی، برشی و سولفیدی وجود دارد. مطالعات میکروسکوپی روی رگه‌های سیلیسی- سولفیدی نشان‌دهنده طلا به دو صورت است. بخشی اصلی کانی‌زایی طلا به صورت آزاد در بخش‌های اکسیدی و سیلیسی به صورت طلای آزاد (شکل‌های ۱۰ و ۱۱) و بخش دیگری از کانی‌زایی طلا در ساختار کانی‌های سولفیدی مانند پیریت به صورت نامرئی وجود دارد که این بخش از کانی‌زایی در مطالعات تجزیه‌ای ثابت شده است. طلای آزاد موجود در بخش‌های سیلیسی، ابعاد متغیری میان ۲ تا ۳ میکرون دارد (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). مطالعات نشان می‌دهد تشکیل رگه- رگچه‌ها و سامانه کانی‌زایی در کانسار خلیقه‌لو در دو مرحله رخ داده است که در ادامه به شرح این مراحل پرداخته می‌شود:

۴-۱. مرحله اول

سامانه برشی شدن ناحیه‌ای: این مرحله که به طور گسترده کل منطقه خلیقه‌لو را کم‌وبیش تحت تأثیر قرار داده است، اولین تظاهرات عملکرد سیال گرمابی و اثر آن بر واحدهای قدیمی است که به صورت برشی شدن در منطقه دیده می‌شود (شکل ۹). در این مرحله سیال گرمابی سبب شستشوی اولیه سنگ‌های آذرآواری، ایجاد دگرسانی ناحیه‌ای آرژیلیک در منطقه و برشی شدن واحدها شده است. پیریت‌های ریزدانه به مقدار فراوان و به صورت انتشاری همراه با برش‌های این مرحله وجود دارند و بستر لازم از دید نفوذپذیری را برای سیال‌های کانه‌دار برای پالس‌های بعدی فراهم آورده‌اند. هیچ عیار طلائی همراه با برش‌های این مرحله در سنگ‌های منطقه ثبت نشده است. اندازه قطعات برش‌ها تا چندین سانتی‌متر نیز می‌رسد و این مرحله شروع سامانه کانی‌زایی در منطقه خلیقه‌لو به شمار می‌رود (شکل ۹).

رگه- رگچه‌های کانه‌دار (رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی): رگه‌های سیلیسی- سولفیدی طلا دار که مهم‌ترین رگه‌های کانی‌زایی در منطقه خلیقه‌لو هستند در طول‌های مختلف و بیشتر درون توف‌های سبز دگرسان و برشی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). بیشتر بخش سولفیدی این رگه‌ها را کالکوپیریت و پیریت تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). این رگه- رگچه‌های طلا دار، سامانه برشی ناحیه‌ای را قطع کرده‌اند و به عنوان دومین فاز و یا پالس خروج سیال گرمابی به شمار می‌روند. رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی یاد شده به همراه دگرسانی سیلیسی در منطقه گسترش دارند و این نوع دگرسانی در بخش مرکزی سامانه کانی‌زایی خلیقه‌لو بیشتر به صورت توده‌ای، حفره‌ای و رگه‌ای در سطح پهنه کانه‌دار دیده می‌شود. پیرامون رگه‌های کانه‌دار به شدت دگرسان شده و بافت اولیه توف‌ها کاملاً از بین رفته است و حالت پختگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰). کانی‌های کالکوپیریت،

۵- دگرسانی در منطقه طلا دار خلیفه‌لو

به همدیگر تبدیل می‌شوند. در بخش‌هایی که دگرسانی فلیک تشکیل شده است، فرایند پیریت‌زایی نیز در آن به فراوانی دیده می‌شود.

۶- محاسبه تغییرات جرم عناصر در رگه‌های کانه‌دار و نمونه‌های سالم

۶-۱. محاسبه تغییرات جرم عناصر اصلی و فرعی

برای محاسبه تغییرات جرمی عناصر، نمونه‌هایی از رگه‌های کانه‌دار دگرسان و نمونه‌های سالم غیردگرسان مورد استفاده قرار گرفت. بدین منظور، ۱۰ نمونه به روش ICP-MS تجزیه شد که نتایج آنها در جدول ۳ آورده شده است. بدین منظور یکی از نمونه‌ها که به نسبت سالم بود به عنوان سنگ مبنای مقایسه و عنصر Ti به عنوان عنصر غیر متحرک انتخاب شد. برای محاسبه کمی میزان تغییر جرم عناصر اصلی و فرعی از روش محاسبه جرم عناصر مکین (Maclean, 1990) استفاده شد که بر پایه عنصر ناظر بی‌تحرک، ضریب غنی‌شدگی (Factor Enrichment) و ترکیب بازسازی شده (Reconstructed Composition) است. در پایان، تغییر جرم (Mass Change) محاسبه شد. در این محاسبات با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، نمونه Fkh1 به عنوان نمونه به نسبت سالم در نظر گرفته شده است. همچنین گفتنی است که نمونه‌های Fkh2 تا Fkh7، نمونه‌های دگرسانی از سنگ درونگری هستند و نمونه‌های Fkh8، Fkh9 و Fkh10 از سامانه‌های رگه‌ای کانه‌دار برداشت شده‌اند و در این بررسی از آنها نیز به منظور بررسی تغییرات عنصری از سنگ‌های دگرسانی به سوی رگه‌های کانه‌دار استفاده شده است. SiO_2 در نمونه‌های دگرسانی (Fkh2 تا Fkh7) کاهش و به سوی رگه‌های کانه‌دار (سیلیسی- سولفیدی) افزایش نشان می‌دهد. کاهش SiO_2 در سنگ‌های با دگرسانی آرزلیک پیشرفته، نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن سنگ طی واکنش‌هایی همچون تشکیل کائولینیت است. این واکنش‌ها همراه با آزاد شدن Si هستند. بخشی از سیلیس آزاد شده ممکن است توسط محلول حمل و از محیط خارج شود. افزایش سیلیس در رگه‌های کانه‌دار به دلیل ورود سیلیس به محیط توسط سیال کانه‌دار است (شکل ۱۷). Al_2O_3 در محیط دگرسانی نسبت به دیگر عناصر تحرک کمتری نشان می‌دهد و تنها در نمونه Fkh8 که مربوط به رگه کانه‌دار است، روند غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۷). خروج Al از پهنه سیلیسی به دلیل ماهیت اسیدی شدید (pH کمتر از ۲) محلول‌های دگرسان کننده درونزاد (هیوژن) صورت می‌گیرد (Mason & Moor, 1982; Van der Weijden & Van der Weijden, 1995; Arsalan et al., 2006). در این پهنه، محلول‌های به شدت اسیدی سبب تحرک Al و خروج آن از محیط شده‌اند. Fe_2O_3 در سنگ‌های دگرسانی پیرامون رگه‌های کانه‌زایی تهی‌شدگی نشان می‌دهد و در رگه‌های سیلیسی سولفیدی افزایش می‌یابد (شکل ۱۷). کاهش Fe_2O_3 می‌تواند به دلیل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و آزاد شدن Fe در محلول‌های دگرسان کننده و خروج از محیط باشد (Arsalan et al., 2006). اکسایش پیریت‌ها و تولید اسید سولفوریک، سازوکار دیگری است که برای خروج Fe پیشنهاد می‌شود. اکسایش و تشکیل کانی‌های اکسیدی آهن مانند هماتیت می‌تواند سبب افزایش میزان آهن در برخی نمونه‌ها مانند Fkh2 شده باشد. افزایش میزان Fe_2O_3 در رگه‌های دارای کانه‌زایی (سیلیسی- سولفیدی) نیز می‌تواند در ارتباط با افزایش درصد کانی‌های سولفیدی آهن به‌ویژه پیریت و نیز کالکوپیریت باشد. MnO نیز رفتاری مشابه با Fe_2O_3 دارد که در نمونه‌های دگرسانی و نمونه‌های مربوط به رگه‌های دارای کانه‌زایی به ترتیب تهی‌شدگی و غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۷). بر پایه Koppi et al. (1996) تخریب کانی‌های فرومنیزین سنگ مادر می‌تواند سبب کاهش نسبی این عنصر در برخی نمونه‌ها شده باشد.

CaO در همه نمونه‌های مورد مطالعه و نیز در رگه‌های کانه‌دار تهی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهد (شکل ۱۷) که نشان از خروج آن از درون سامانه‌های

دگرسانی گرمابی در محدوده معدنی خلیفه‌لو گستردگی به نسبت زیادی دارد (شکل ۱۶). ولی بیشترین شدت آن محدود به کناره‌های بخش‌های سیلیسی در پهنه کانه‌دار است (شکل ۸). مهم‌ترین دگرسانی که در ارتباط تنگاتنگ با رگه‌های کانه‌دار و در حاشیه رگه‌ها دیده می‌شود، دگرسانی سیلیسی است (شکل ۱۵). دگرسانی آرزلیک گسترده‌ترین و ناحیه‌ای‌ترین دگرسانی در منطقه است و بیشتر سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۱۶- الف). بر پایه مطالعات XRD، صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی‌های زیر از کانسار مس- طلای خلیفه‌لو شناسایی شده است:

– **دگرسانی پروپیلیتیک:** این دگرسانی با توجه به حالت عمومی و فراگیر بودن در منطقه و تحت تأثیر قرار دادن همه سنگ‌های منطقه، اولین دگرسانی رخ داده در منطقه است و دیگر دگرسانی‌ها روی این دگرسانی اعمال شده‌اند. وجود کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت از شاخصه‌های دگرسانی پروپیلیتیک در منطقه خلیفه‌لو بوده (شکل‌های ۱۵- ب و پ) و رنگ سبز کم رنگ به سنگ‌ها و مقاطع میکروسکوپی داده است.

– **دگرسانی آرزلیک:** این نوع دگرسانی از گسترده‌ترین و مشخص‌ترین دگرسانی‌های منطقه است (شکل ۱۶- الف). تشخیص این نوع دگرسانی از روی رنگ زرد تا سفید و نوع کانی‌ها شامل کوارتز، کانی‌های رسی و پیریت صورت می‌گیرد. شدت این نوع دگرسانی در پیرامون رگه‌های کانه‌دار زیاد است و به دگرسانی آرزلیک پیشرفته مبدل شده است. دگرسانی آرزلیک پیشرفته نسبت به دگرسانی آرزلیک بخش محدودتری را در حاشیه سیلیسی و حادفاصل با دگرسانی آرزلیک به خود اختصاص می‌دهد و جدایش آنها از هم بسیار سخت است. تشکیل آلونیت برای پی بردن به دگرسانی آرزلیک پیشرفته در سطح زمین خیلی کم رخ داده ولی مطالعات تجزیه‌ای XRD تأیید کننده وجود آلونیت و رخداد دگرسانی آرزلیک پیشرفته در کنار دگرسانی سیلیسی در مرکز سامانه است. دگرسانی آرزلیک پیشرفته و در پی آن فرایند آلونیتی شدن بیشتر در نزدیک پهنه کانه‌دار و در نزدیکی کوارتزهای حفره‌ای (Vuggy quartz) و در پیرامون رگه‌ها رخ داده است.

– **دگرسانی سیلیسی:** مهم‌ترین دگرسانی در منطقه معدنی مس- طلای خلیفه‌لو دگرسانی سیلیسی است که در مرکز سامانه کانی‌زایی رخ داده است (شکل ۱۶- پ). فرایند سیلیسی شدن در کانسار خلیفه‌لو به دو صورت دیده می‌شود؛ اول به صورت کلاهک‌های سیلیسی- آهنی در بخش‌های مرتفع و در نزدیکی پهنه کانه‌دار که بخش‌های خشن منطقه را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۶- الف). این کلاهک‌های سیلیسی در اثر شستشوی سنگ‌ها به وسیله سیال‌های اسیدی و باقی ماندن سیلیس در منطقه رخ داده‌اند که در بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا این فرایند دیده می‌شود (Corbett, 2005). بخش دیگری از فرایند دگرسانی سیلیسی، در خود رگه‌های کانه‌دار و در ارتباط نزدیک با کانی‌زایی طلا دیده می‌شود که به صورت کوارتزهای حفره‌ای و شفاف رخنمون دارد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶- پ). وجود کوارتزهای حفره‌ای (Vuggy quartz) در کانسار اپی‌ترمال خلیفه‌لو نشان‌دهنده اسیدیته بسیار بالای سیال گرمابی است که سبب شستشوی کامل دیگر عناصر از پیکره سنگ دربرگیرنده کانی‌زایی و باقی ماندن سیلیس به صورت حفره حفره در پیرامون رگه‌ها شده است. همچنین وجود کوارتزهای حفره‌ای به شناسایی کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا از دیگر کانسارهای اپی‌ترمال کمک می‌کند و یکی از شاخصه‌های اصلی کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا به شمار می‌رود (Corbett, 2005).

– **دگرسانی فلیک:** حضور کانی سرپیت در بخش‌هایی از کانسار خلیفه‌لو نشان‌دهنده رخداد دگرسانی فلیک در این کانسار است (شکل ۱۶- ب). این دگرسانی به صورت محدود در پیرامون برخی از رگه‌های کانه‌دار رخ داده است. این دگرسانی درون دگرسانی آرزلیک تشکیل شده است که در بسیاری از بخش‌ها

است؛ به طوری که در حالت اکسیدان به صورت U^{6+} از سامانه بیرون می‌رود. رفتار ژئوشیمیایی و تهی‌شدگی U در پهنه دگرسانی می‌تواند نشانگر ماهیت اکسیدان و اسیدی سیال گرمایی باشد. تهی‌شدگی Th با میزان اسیدیته محلول گرمایی درون‌زاد در ارتباط است؛ به طوری که در پهنه دگرسانی، تهی‌شدگی شدت یافته است که می‌تواند به دلیل شرایط اسیدی سیال گرمایی در مرکز سامانه دگرسانی باشد (Kabata & Pendias, 1992; Taboada et al., 2006).

۷- عوامل کنترل کننده کانه‌زایی

توجه به عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی به منظور ارائه الگویی برای شناسایی و اکتشاف کانسارهای مشابه در مناطقی که زمین‌شناسی همانندی دارند، از مهم‌ترین جنبه‌های مطالعه هر کانسار است. بر پایه مطالعات انجام شده و شواهد موجود، تمرکز طلا در کانسار خلیفه‌لو در ارتباط با عامل‌های کلیدی رخ داده است. هر یک از این عامل‌ها در ته‌نشست کانه‌های فلزی نقش داشته‌اند:

گسل‌ها: بر پایه مطالعات انجام شده، فعالیت‌های گرمایی در کانسار خلیفه‌لو در ارتباط با فعالیت‌های کششی و یا گسلی تشکیل شده است (شکل ۸). در این محیط کششی، حرکت گسل‌ها سبب ایجاد شکستگی‌ها و فضاهای خالی می‌شود که معمولاً معبری مناسب برای جایگیری ماگماها و سیال‌های کانه‌ساز مرتبط با آنهاست (Tosdal & Richards, 2001). در چنین شرایطی، سیال‌های کانه‌ساز از راه شکستگی‌ها به سرعت از بخش‌های با فشار بالا به بخش‌های با فشار پایین مهاجرت می‌کنند و از راه رخداد جوشش و یا آمیختگی با سیال‌های دیگر سبب کانی‌زایی اپی‌ترمال و ته‌نشست فلزات گرانبها می‌شوند (Corbett & Leach, 1998). در کانسار خلیفه‌لو، فعالیت گسل‌های با راستای شمال و شمال‌خاور- جنوب و جنوب‌باختر (شکل ۲)، سبب ایجاد نفوذپذیری و معبر لازم برای جایگیری ماگما و سیال‌های گرمایی و در پی آن برشی شدن شده است. گسترش برش‌ها و گسل‌ها سبب ایجاد فضاهای مناسب برای انتقال حجم کافی سیال‌های کانه‌دار از منشأ ماگماهای ژرف‌تر (احتمالاً کوارتزومزونیت) و کانی‌سازی اپی‌ترمال در بخش‌های پوسته‌ای کم‌ژرف‌تر شده است. کانی‌سازی طلا در کانسار خلیفه‌لو منطبق با این بخش‌های گسلی و برشی رخ داده است.

ماهیت سنگ میزبان: در سامانه‌های اپی‌ترمال فلزات گرانبها، ماهیت سنگ میزبان معمولاً از دید نفوذپذیری و گسترش بخش‌های کانه‌دار اهمیت دارد (Hedenquist, 1992; Corbet, 2007). اگر سنگ میزبان کانی‌زایی از نوع گدازه باشد، این سنگ‌ها به دلیل نفوذپذیری پایین به عنوان مانع برای جریان سیال‌های گرمایی رفتار می‌کنند، مانع از پخش شدن سیال‌ها و بنابراین سبب افزایش عیار کانی‌زایی در گسل‌ها و برش‌ها می‌شوند. از آنجا که در کانسار طلای خلیفه‌لو سنگ دربرگیرنده ماده معدنی به‌طور چیره از سنگ‌های آذرآواری تشکیل شده است (شکل ۲)، بنابراین نفوذپذیری این سنگ‌ها سبب حرکت سیال در جهات مختلف و پخش شدن ماده معدنی در کل سنگ‌ها و در نتیجه پایین آمدن عیار ماده معدنی و تمرکز کم کانه‌ها در برش‌ها و گسل‌ها شده است.

دگرسانی گرمایی: دگرسانی گرمایی در کانسار خلیفه‌لو گسترده است و گستره زیادی را پوشش می‌دهد. بر پایه مطالعات صحرائی و زمین‌شناسی در محدوده کانسار خلیفه‌لو، پهنه‌های دگرسانی در ارتباط مستقیم با پهنه‌های کانه‌دار هستند و در پیرامون آنها گسترش یافته‌اند (شکل ۱۶). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که دگرسانی‌ها در این کانسار الگوی خاصی نشان می‌دهد؛ به این صورت که دگرسانی پروپلیتیک در پیرامون و دگرسانی آرژیلیک در مرکز سامانه گرمایی و دگرسانی سیلیسی (با مقدار کم آلونیتی شدن) درون پهنه کانه‌دار، جایی که برشی شدن و رخداد رگه‌ها فراوان هستند، تمرکز نشان می‌دهند (شکل ۱۶). میزان بالای طلا و کانی‌زایی در بخش‌های درونی سامانه گرمایی و در ارتباط با دگرسانی سیلیسی و رخداد پدیده

دگرسانی توسط محلول‌های گرمایی اسیدی دارد. Na_2O نیز همانند CaO در همه نمونه‌های مورد تجزیه، روند تهی‌شدگی نشان می‌دهد و به‌طور کلی می‌توان گفت، تهی‌شدگی Na به دلیل دگرسانی پلاژیوکلازها و تهی‌شدگی K نیز احتمالاً به دلیل دگرسانی فلدسپارهای پتاسیم و بیوتیت رخ داده است (Arsalan et al., 2006). در نمونه‌های برداشت شده از سامانه‌های رگه‌ای کانه‌دار، غنی‌شدگی در میزان K_2O دیده می‌شود.

الگوی توزیع MgO در پهنه دگرسانی، همانند CaO است؛ با این تفاوت که تهی‌شدگی MgO در نمونه‌های کانه‌دار (Fkh8 و Fkh9) نسبت به دیگر نمونه‌های مورد تجزیه شدت کمتری دارد. به‌طور کلی، تهی‌شدگی MgO در نمونه‌های مورد تجزیه را می‌توان در ارتباط با تخریب کانی‌های فرومیزین در سامانه دگرسانی دانست.

۶-۲. عناصر جزئی واسطه (TTE)

عناصر جزئی واسطه شامل عناصر Zn و Cu، W، Mo، Cr، V، Co، Ni، Sc، Ni از (شکل ۱۸). Cu در همه نمونه‌های مورد تجزیه غنی‌شدگی نشان می‌دهد و شدت غنی‌شدگی از نمونه‌های دگرسان به سوی رگه‌های کانه‌دار به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد (شکل ۱۸). Mo در نمونه‌های دگرسانی کم‌ویش کاهش و در نمونه‌های کانه‌دار افزایش نشان می‌دهد. V در همه نمونه‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۸). در نمونه‌های دگرسانی، فرایند تثبیت V می‌تواند توسط فازهای مقاومی مانند روتیل و آناز صورت گرفته باشد، از سوی دیگر، غنی‌شدگی V در نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانه‌زایی شده را می‌توان با تثبیت V در ساختار کانی‌هایی مانند اکسیدهای آهن در ارتباط دانست.

Ni از دید بار و شعاع یونی همانند Mg و Fe است و در سنگ میزبان در ساختمان کانی‌های مافیک حضور دارد. با توجه به تهی‌شدگی Ni در طی فرایند دگرسانی (شکل ۱۸) می‌توان، شستشوی اسیدی و تخریب کانی‌های مافیک را عامل این تهی‌شدگی در نظر گرفت.

۶-۳. عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE)

عناصر با میدان پایداری بالا شامل عناصر Zr، Hf، Ta، Nb، P، Y، Zr (شکل‌های ۱۸ و ۱۹). الگوی تغییر جرم این عناصر در طی دگرسانی همانند هم است. همه این عناصر در پهنه دگرسانی کاهش جرم نشان می‌دهند. مطالعات نشان داده است که عناصر HFSE می‌توانند توسط محلول‌های مختلف حمل شوند. 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، Al و دیگر عناصر غیر متحرک کاهش می‌یابد و چنانچه دما پایین باشد، مقادیر این عناصر با پیشرفت دگرسانی، یک روند افزایشی نشان می‌دهند (Salvi & Williams Jones, 1996). از آنجا که این عناصر در بیشتر نمونه‌های دگرسان، نسبت به نمونه به نسبت سالم، کاهش جرم شدیدی نشان داده‌اند (شکل‌های ۱۸ و ۱۹)، می‌توان گفت که احتمالاً دمای دگرسانی در منطقه مورد مطالعه بالا بوده است.

۶-۴. عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون (LILE)

عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون شامل عناصر Ba، K، Rb، Sr، Pb، U و Th (شکل ۱۹). Sr و Ba، Th، در طی فرایند دگرسانی، در نمونه‌های دگرسانی و نیز نمونه‌های کانه‌دار، دارای تهی‌شدگی هستند (شکل ۱۹). عناصر U و Rb در طی فرایند دگرسانی، تهی‌شدگی و در نمونه‌های دارای کانه‌زایی، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۹). تهی‌شدگی Rb و Ba در طی فرایند دگرسانی، احتمالاً به دلیل تخریب فلدسپارهای سنگ مادر رخ داده است (Heald et al., 1987). عنصر U به نسبت متحرک بوده و رفتار آن در شرایط اکسیدان و احیایی محلول گرمایی متغیر

شناخته می‌شود (شکل ۱۲). این مرحله نیز مانند مرحله یک با فاز برشی شروع می‌شود و توسط سامانه رگه- رگچه‌ای و برشی اسپیکولاریتی در منطقه پایان می‌یابد (شکل ۱۳). تشکیل این مرحله اکسیدی به دلیل آمیختگی سیال‌های گرمایی با سیال‌های جوی اکسیدان است. رگه- رگچه‌های مرحله دو نسبت به مرحله یک، تأخیری هستند.

از دید ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی گرمایی، ساخت و بافت و کانی‌شناسی، کانسار خلیفه‌لو نمونه‌ای از کانسارهای اپی‌ترمال است و ویژگی‌های مشترک فراوانی با این دسته از کانسارها دارد (جدول ۲). پژوهشگران مختلفی کانسارهای اپی‌ترمال را از دید موقعیت زمین‌ساختی، ویژگی‌های ماگمایی و کانی‌شناسی و دگرسانی گرمایی به ۳ رده سولفیداسیون بالا (High Sulfidation: HS)، سولفیداسیون حدواسط (Intermediate Sulfidation: IS) و یا سولفیداسیون پایین (Low Sulfidation: LS) تقسیم‌بندی می‌کنند (جدول ۲) (Sillito & Hedenquist, 2003; Cook & Deyell, 2003; Sillito, 1989).

کانسارهای اپی‌ترمال HS دارای شاخصه‌های زیر هستند (جدول ۲) (Hedenquist et al., 2000 & 2004; Sillito & Hedenquist, 2003; Gemmel, 2004; Simmons et al., 2005): ۱) وجود کانی‌های مس‌دار دما بالا مانند کالکوپریت، بورنیت و انارژیت؛ ۲) پاراژنز عنصری مس- طلا- آرسنیک (نقره- سرب)؛ ۳) نبود کانی باطله کربناتی؛ ۴) وجود دگرسانی آلونیتی کوارتزی همراه با کانی‌زایی؛ ۵) وجود کوارتزهای باقیمانده به‌صورت کوارتز حفره‌ای (Vuggy Quartz)؛ ۶) شکل ماده معدنی به‌صورت جانیشینی، برشی و رگه- رگچه‌ای؛ ۷) ترکیب سیال‌های گرمایی از نوع اکسیدی و اسیدی (بیشتر ماگمایی).

ویژگی‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط شامل موارد زیر است (جدول ۲): ۱) محتوای نقره بالا؛ ۲) پاراژنز کانیایی آکانتیت، سولفوسالت نقره، اسفالریت و الکتروم؛ ۳) دگرسانی کوارتز- سرب- مس مرتبط با کانی‌زایی؛ ۵) دارای بافت کوکاد، پوسته‌ای، شانه‌ای و کلوفرم.

موارد زیر از ویژگی‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین است (جدول ۲): ۱) میزان کانی‌های سولفیدی کم؛ ۲) کانی‌شناسی عنصری طلا- نقره- سرب و روی؛ ۳) وجود دگرسانی کوارتز- آدولاریا- سرب- مس؛ ۴) دارای مقادیر فراوان کانی‌های کربناتی در پیرامون کانی‌زایی؛ ۵) شکل ماده معدنی رگه- رگچه‌ای و برشی؛ ۶) دارای بافت‌های معمول پوسته‌ای، کلوفرم، کوکاد و شانه‌ای.

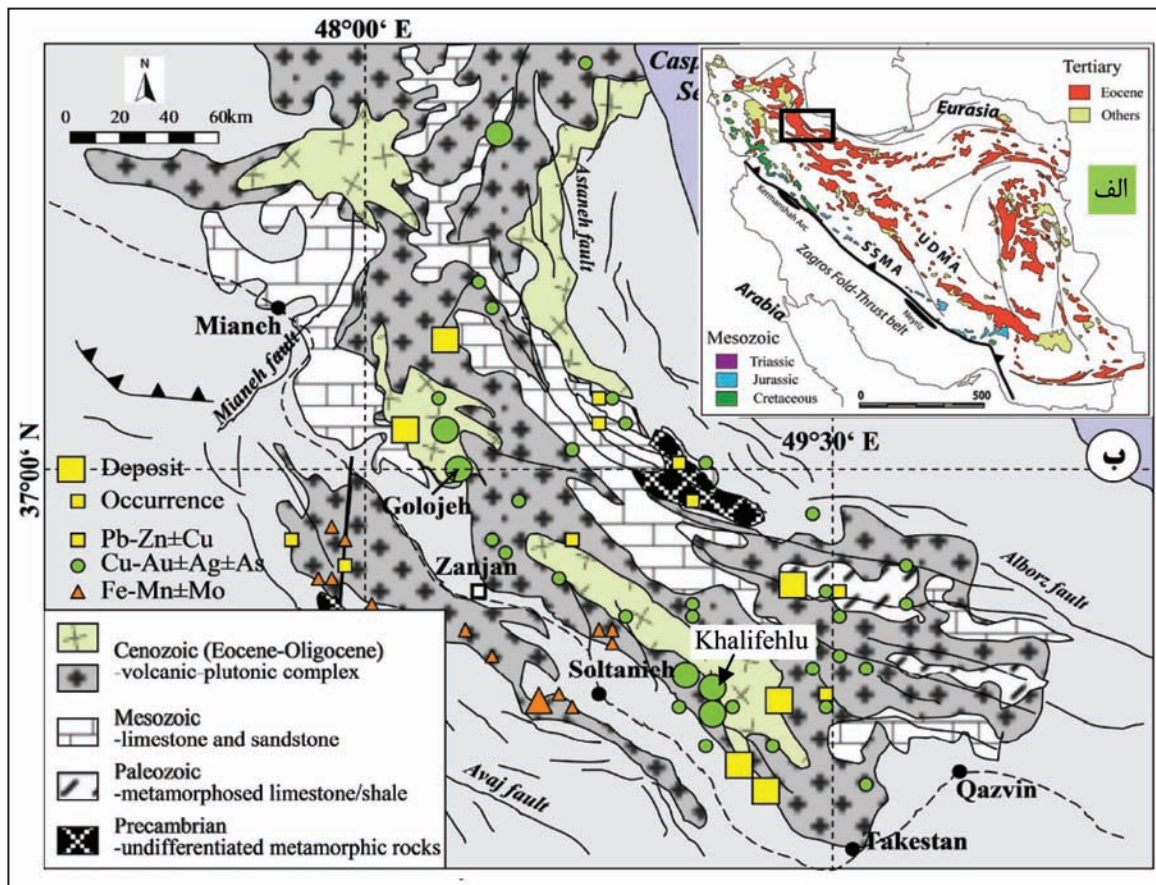
با توجه به مقایسه کانسار مس- طلای خلیفه‌لو با موارد یاد شده و داشتن ویژگی‌هایی همچون کانی‌شناسی غنی از مس، وجود کوارتز حفره‌ای، داشتن میزان طلای بالا نسبت به نقره، نبود کانی کربناتی در بخش باطله کانسنگ، نبود کانی‌های اسفالریت و گالن همراه پاراژنز کانیایی، رخداد کانی‌زایی به‌صورت رگه- رگچه‌ای و برشی، نبود ساخت و بافت همچون کوکاد، شانه‌ای و پوسته‌ای و جانیشینی کربناتی می‌توان کانسار مس- طلای خلیفه‌لو را در رده کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا قرار داد.

جوشش رخ داده است. در این محل، ته‌نشست کوارتز در دیواره رگه‌ها سبب بسته شدن رگه‌ها و ایجاد یک معبر غیرفعال برای انتقال محلول‌های کانه‌دار می‌شود. ادامه این روند سبب بالا رفتن فشار سیال و در پایان رخداد فرایند برشی شدن و جوشش و ته‌نشست کانه‌ها شده است. وجود بلورهای خودشکل کوارتز نشان‌دهنده رخداد جوشش است (Hedenquist et al., 2000).

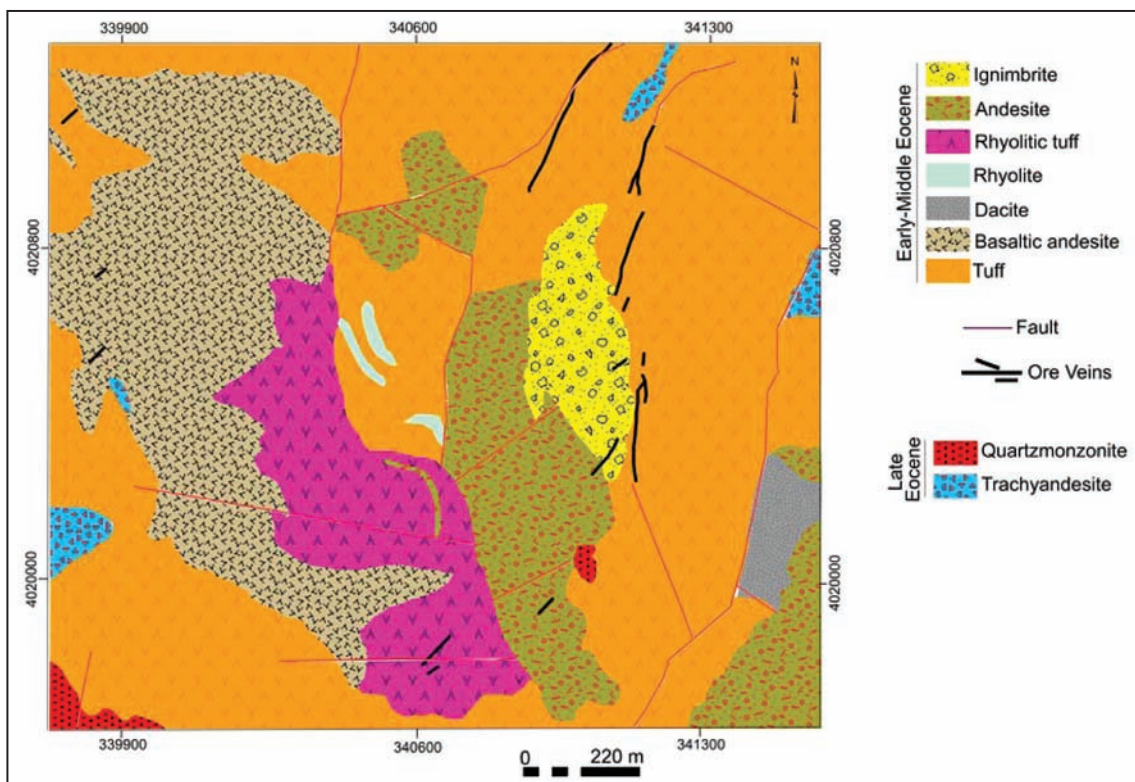
۸- نتیجه‌گیری

کانسار خلیفه‌لو یک کانسار اپی‌ترمال مس- طلاست که در ارتباط با یک مجموعه ماگمایی تشکیل شده است. این کانسار احتمالاً نتیجه جایگیری نزدیک به سطح توده کوارتزومونونیت غنی از مواد فرار در بخش حاشیه‌ای و مرکزی مجموعه آتشفشانی منطقه و به دنبال آن رخدادهای شدید و گسترده برشی شدن و دگرسانی است (شکل‌های ۲ و ۳). نتیجه این فرایندها، وجود ارتباطات پیچیده میان فعالیت‌های ماگمایی، رخدادهای برشی- رگه‌ای، کانی‌شناسی و ویژگی‌های ساخت و بافت در کانسار خلیفه‌لو است. حجم گسترده سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی اتوسن، همانند دیگر سنگ‌های آتشفشانی اتوسن در کمان ماگمایی ارومیه- دختر است و بر پایه مطالعات Castro et al. (2013) توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی طارم در یک مجموعه کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند. بنابراین، با جایگیری توده‌های نفوذی و آتشفشانی در یک کمان ماگمایی، فعالیت‌های گرمایی، برشی و کانی‌زایی در پهنه طارم و به‌ویژه در محدوده معدنی خلیفه‌لو گسترش یافته است. مراحل پایانی این فعالیت‌های ماگمایی، با جایگیری ماگماهای کوارتزومونونیتی در بخش مرکزی و حاشیه‌ای خلیفه‌لو همراه است. جدایش مواد فرار ناشی از تبلور توده یاد شده سبب بالا رفتن فشار سیال‌ها و تشکیل برش‌های گرمایی (برش‌های ناحیه‌ای) شده است. با ادامه تبلور توده پورفیری، افزایش فشار سیال‌ها سبب گسترش شکستگی‌ها، انفجار سامانه ماگمایی- گرمایی و گسترش سامانه برش ولکانی کلاستیکی- گرمایی به‌صورت ناحیه‌ای در منطقه شده است (شکل ۹). ته‌نشست کانی‌ها به‌ویژه کوارتز به‌صورت سیمان در میان قطعات برش، سبب بسته شدن معبرها و کاهش نرخ جریان سیال می‌شود. با مسدود شدن معبرها و افزایش فشار سیال‌ها، رخداد جوشش سبب برشی شدن و باز شدن رگه‌ها و ایجاد معبرهای جدید می‌شود و در نتیجه رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی طلادار (مرحله یک) در این مرحله شروع به تشکیل می‌کنند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). طی این عمل، کوارتز حفره‌ای در اثر خروج بخارات اسیدی و تأثیر آنها بر سنگ‌های پیرامون، در منطقه و در پیرامون رگه‌های کانه‌دار تشکیل می‌شود (شکل‌های ۱۵- الف و ۱۶- پ). وجود کوارتزهای حفره‌ای نشان‌دهنده اسیدپته بسیار بالای سیال گرمایی است (Simmons & Browne, 2000). ته‌نشست فلزات در مرحله یک، تحت تأثیر مجموعه‌ای از شرایط جوشش، از دست دادن گازها و واکنش با سنگ‌های دیواره صورت گرفته است.

تغییر رژیم سیال از حالت اسیدی به سوی اکسیدی سبب تشکیل یک مجموعه متفاوت کانی‌سازی در منطقه خلیفه‌لو شده که به عنوان مرحله اکسیدی در منطقه

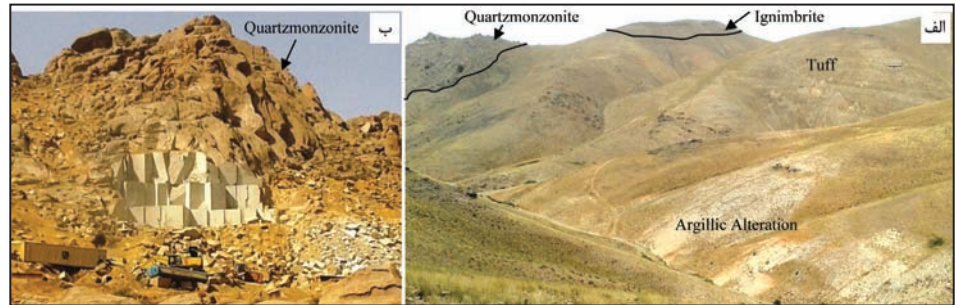


شکل ۱- الف) گسترش واحدهای سنگی انوسن در پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه که با نشانه مربع مشخص شده است (Agard et al., 2011)؛
 ب) نقشه فلزایی طارم و موقعیت کانسار مس - طلای خلیفه‌لو روی آن (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار مس - طلای خلیفه‌لو و رخداد کانی‌زایی در توالی آتشفشانی انوسن (با تغییرات از (Esmaeli et al. (2015).

شکل ۳- الف) تصویر رخنمون از واحدهای سنگی نفوذی و آتشفشانی ائوسن و رخداد دگرسانی آرژیلیک در مقیاس ناحیه‌ای. توده کوآرتزموونزونیت به درون واحدهای آذرآواری نفوذ کرده است (دید به سوی شمال)؛ ب) تصویر رخنمون نزدیک از توده کوآرتزموونزونیتی عامل کانی‌زایی به عنوان سنگ تزئینی در حال بهره‌برداری است.

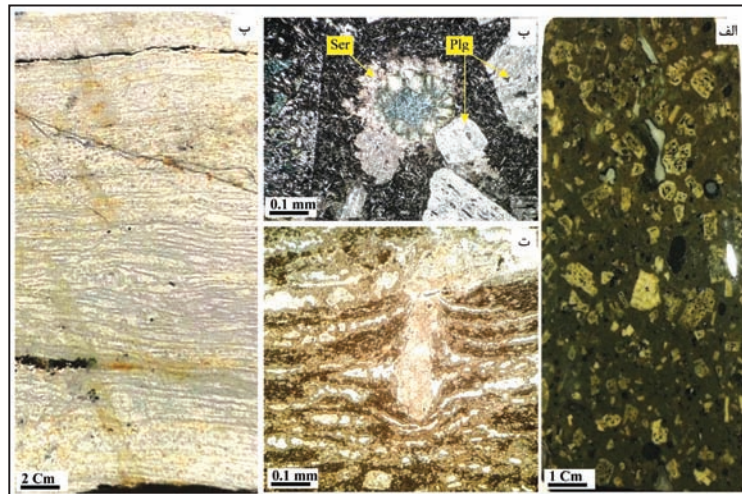


شکل ۴- تصویر رخنمون از واحدهای ایگنمبریتی که به صورت هم‌روند روی واحدهای توفی میزبان کانی‌زایی قرار گرفته است (دید به سوی شمال باختر).

شکل ۵- الف) تصویر رخنمون از واحدهای توفی میزبان کانی‌زایی که کنده‌کاری‌های کهن نیز در آن دیده می‌شود (دید به سوی شمال)؛ ب) تصویر میکروسکوپی از این واحد آذرآواری که کاملاً دگرسان شده و بافت اولیه سنگ نامشخص است.



شکل ۶- الف) نمونه دستی از واحد آندزیتی منطقه خلیفه‌لو، که به صورت افشان دارای کانی‌های سولفیدی است (کانی‌های تیره)؛ ب) تصویر میکروسکوپی از این واحد گدازه‌ای با رخداد دگرسانی سریستی؛ پ) تصویر نمونه دستی از واحد ایگنمبریتی با نوارهای ظریف مشخص، ت) تصویر میکروسکوپی از واحد ایگنمبریتی. Plg: پلاژیوکلاز؛ Ser: سریست.



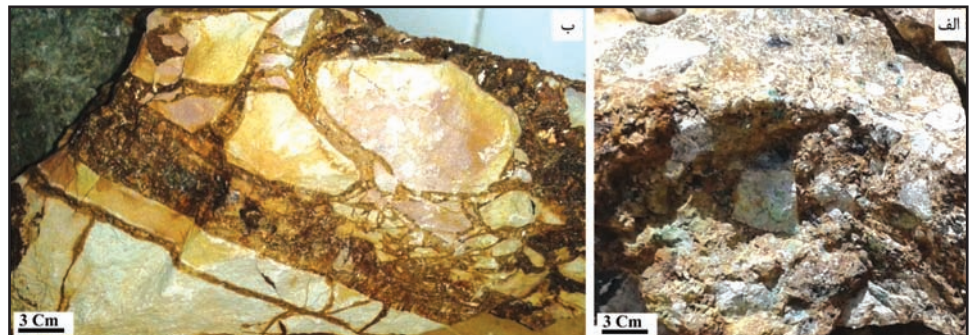
شکل ۷- الف) تصویر نمونه دستی از توف ریولیتی؛ ب) تصویر رخنمون از واحد ریولیتی که در بخش مرکز منطقه معدنی خلیفه‌لو گسترش دارد (دید به سوی باختر).



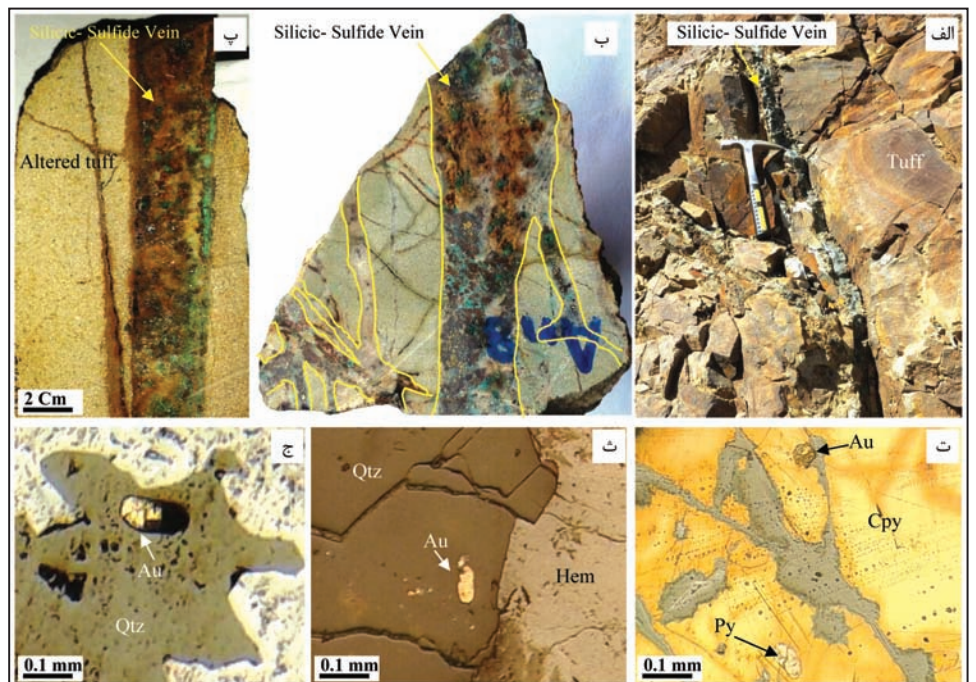
شکل ۸- الف) تشکیل رگه‌های سیلیسی- سولفیدی طلا دار درون واحدهای آذرآواری و فعالیت‌های معدنی کهن که در امتداد رگه‌ها صورت گرفته است (دید به سوی شمال خاور)؛ ب) تصویر نزدیک از رگه سیلیسی؛ پ) تصویر رخنمون از رگه سیلیسی- سولفیدی درون واحد توف ریولیتی (دید به سوی شمال خاور)؛ ت) تصاویر نمونه دستی از این رگه سیلیسی- سولفیدی و دگرسانی‌هایی که در پیرامون آنها دیده می‌شود. a و b: محل نمونه‌ها روی رگه‌های دارای رخنمون.



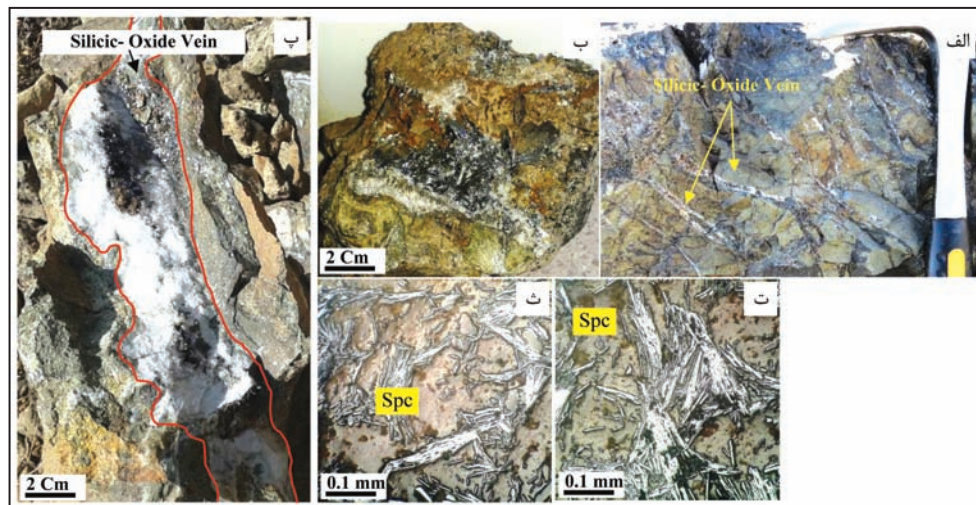
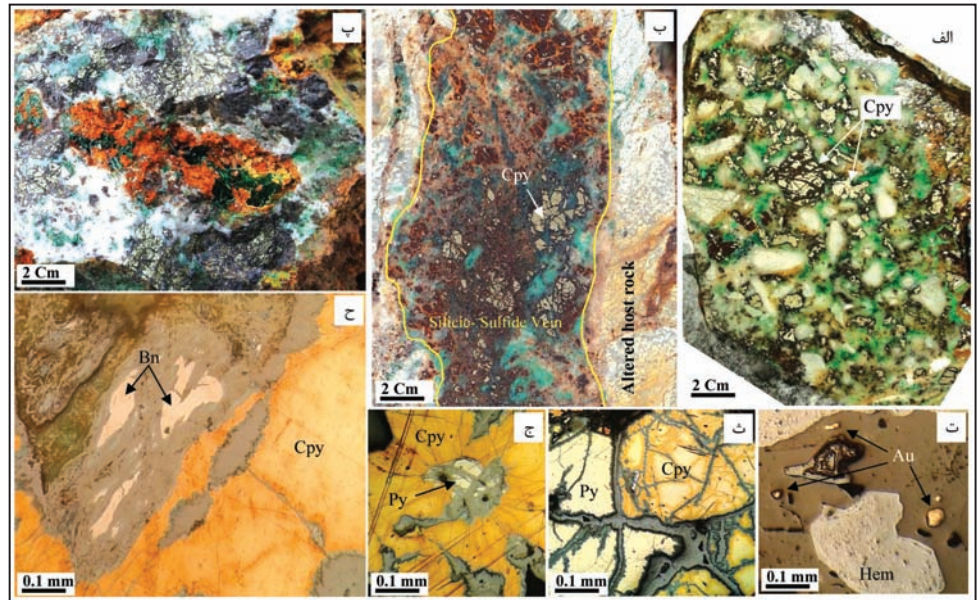
شکل ۹- تصاویر نمونه دستی از برش‌های ناحیه‌ای گرمایی که مربوط به مرحله اول خروج سیال‌های گرمایی است.



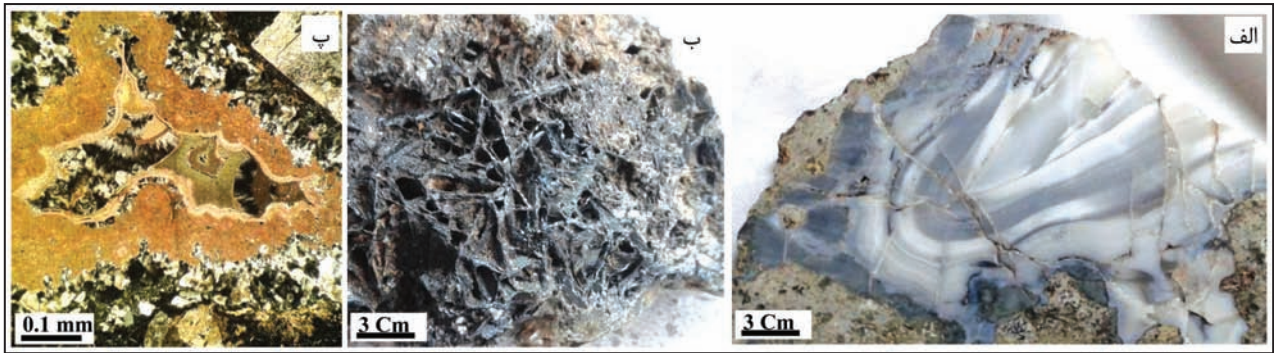
شکل ۱۰- الف) تصویر رخنمون از رگه سیلیسی- سولفیدی مربوط به مرحله اول کانی‌زایی در منطقه معدنی خلیفه‌لو در داخل توف‌های دگرسان ائوسن (دید به سوی شمال خاور)؛ ب) تصویر نمونه دستی از وجود کانی‌زایی به صورت رگه- رگچه‌ای در سنگ دگرسان شده توفی؛ پ) رگه سیلیسی- سولفیدی طلا دار درون توف دگرسان شده؛ ت) تصویر میکروسکوپی از رگه‌های سیلیسی مس‌دار و نمایان شدن طلا در آن؛ ث) تشکیل طلای آزاد درون کوارتزهای مربوط به رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی مرحله اول؛ ج) ظاهر شدن طلا درون کوارتزهای همراه با کانی‌زایی. Cpy: کالکوپیریت؛ Py: پیریت؛ Au: طلا؛ Qtz: کوارتز؛ Hem: هماتیت.



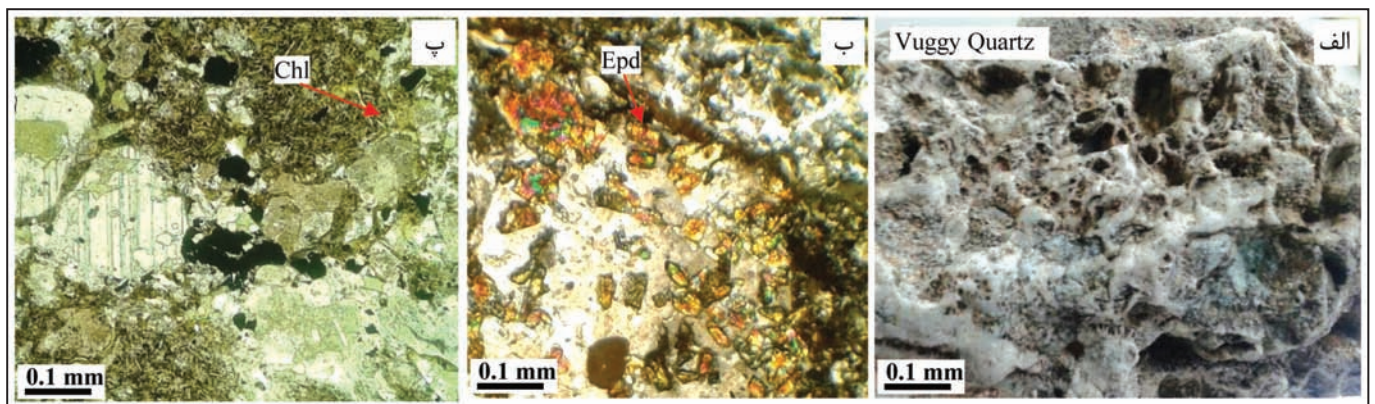
شکل ۱۱- الف) تصویر نمونه دستی از برش‌های میزبان کانی‌زایی مربوط به مرحله یک؛ ب) رگه‌های سیلیسی- سولفیدی طلادار درون توف دگرسان؛ پ) نمونه دستی از کوارتزهای دارای کانی‌های مس با آغشتگی مالاکیتی؛ ت) آزاد شدن طلا از ساختار کانی‌های سولفیدی مانند پیریت و ته‌نشست آن در کنار کانی هماتیت؛ ث) تصویر میکروسکوپی از وجود کالکوپیریت و پیریت در رگه‌های سیلیسی- سولفیدی؛ ج) آثار پیریت درون کالکوپیریت؛ ح) تصویر میکروسکوپی از بورنیت و کالکوپیریت در رگه‌های سیلیسی- سولفیدی مرحله یک. Cpy: کالکوپیریت؛ Py: پیریت؛ Bn: بورنیت؛ Au: طلای آزاد.



شکل ۱۳- الف) رخنمون رگه- رگچه‌های سیلیسی- اکسیدی در منطقه خلیفه‌لو؛ ب) نمونه دستی از بافت پرکننده فضای خالی اکسیدهای آهن و سیلیس؛ پ) رخنمون رگه اکسید آهن و کوارتزی مربوط به فازهای آخر مرحله دو؛ ت و ث) تصاویر میکروسکوپی از رگه- رگچه‌های اکسیدی که به‌طور چیره از اسپیکولاریت تشکیل شده‌اند. Spc: اسپیکولاریت.



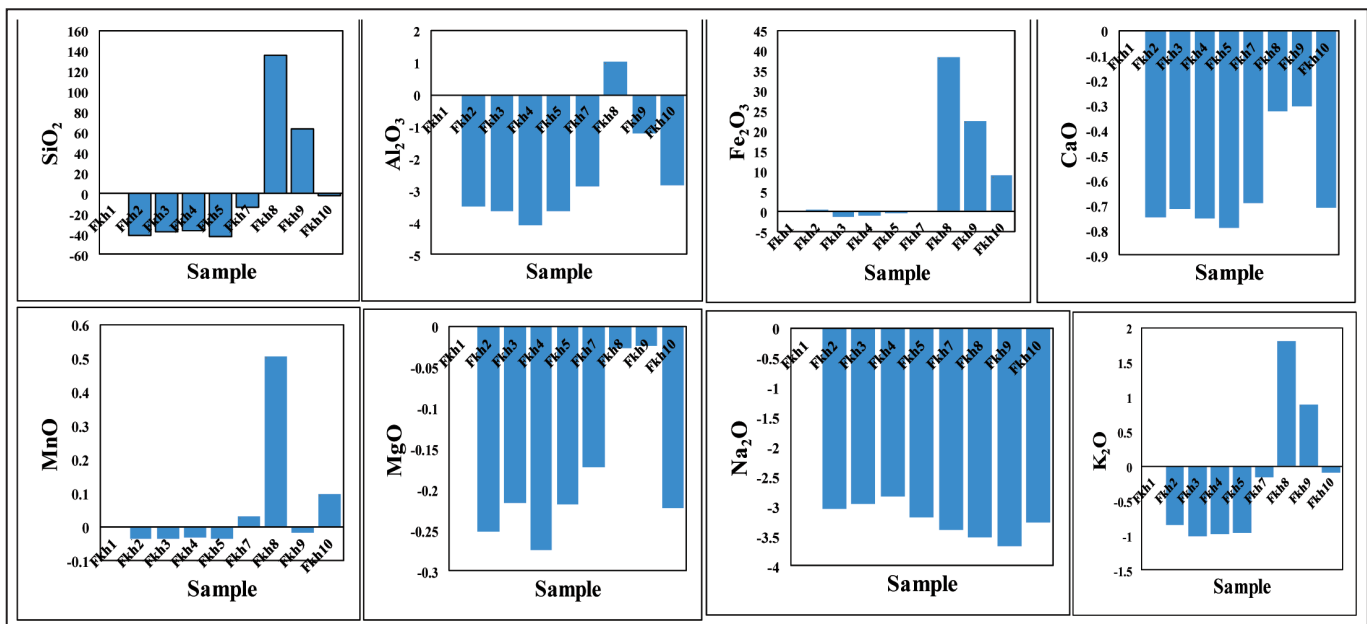
شکل ۱۴- الف) نمونه دستی از بافت پوسته‌ای کلسدوئن مربوط به آخرین فاز کانی‌سازی خلیفه‌لو؛ ب) بافت تیغه‌ای اسپیکولاریت که نشان‌دهنده جوشش و کاهش ناگهانی دماست؛ پ) بافت پوسته‌ای پرکننده فضاهای خالی توسط کلسیت‌های مربوط به مراحل پایانی کانی‌زایی (مرحله دماپایین).



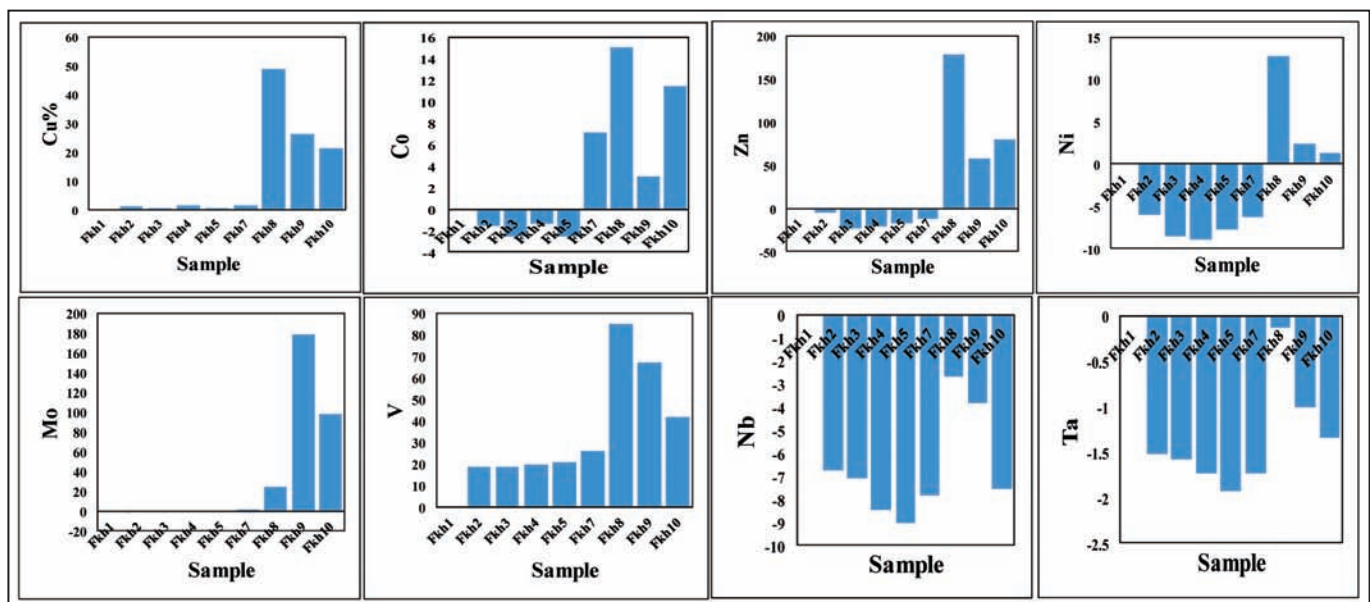
شکل ۱۵- الف) نمونه دستی از کوارتز حفره‌ای در پهنه کانه‌دار؛ ب و پ) وجود اپیدوت و کلریت فراوان در بخش‌های حاشیه‌ای کانسار خلیفه‌لو که نشان‌دهنده دگرسانی پروپیلیتیک است. Epd: اپیدوت؛ Chl: کلریت.



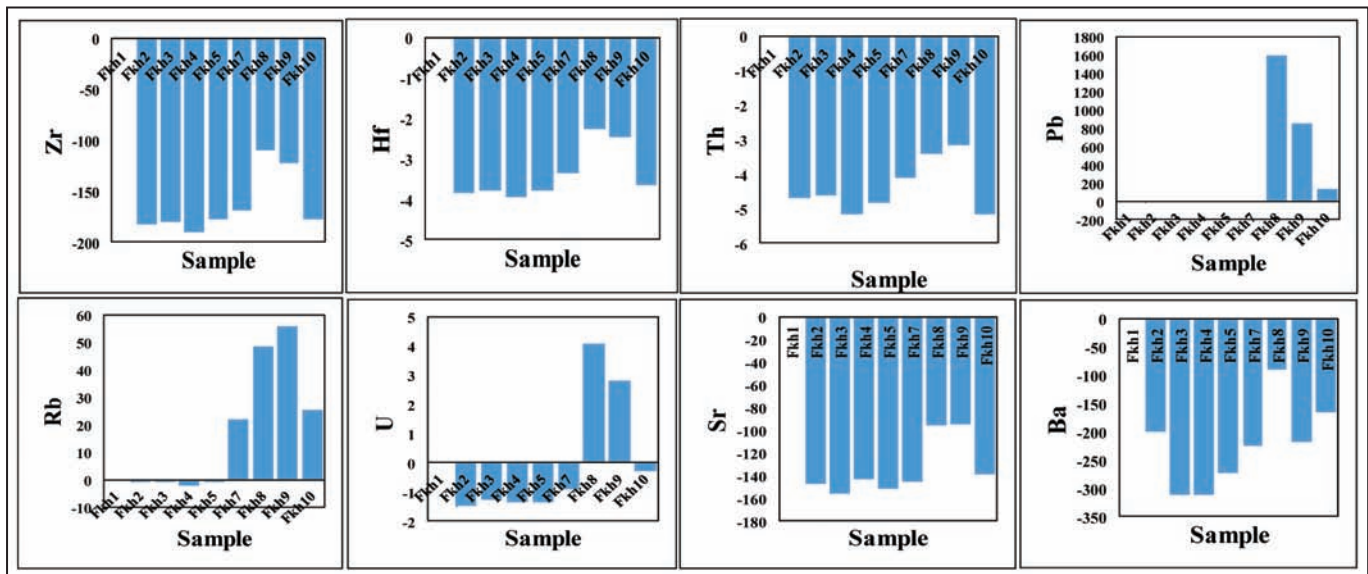
شکل ۱۶- الف) رخنمون دگرسانی آرژیلیک در بخش‌های پایین کانسار و رخداد فرایند سیلیسی شدن در محل پهنه کانی‌زایی (دید به سوی شمال باختر)؛ ب) رخنمونی از سنگ‌های آذرآواری که دچار دگرسانی فیلیک شده‌اند؛ پ) نمونه دستی از سیلیس‌های حفره‌ای موجود در محل رگه‌های سیلیسی - سولفیدی.



شکل ۱۷- نمودارهای تغییرات جرم عناصر اصلی در نمونه‌های مورد تجزیه (نمونه Fkh1: به نسبت سالم؛ نمونه‌های Fkh2 تا Fkh7: دگرسان؛ نمونه‌های Fkh8، Fkh9 و Fkh10: دارای کانه‌زایی).



شکل ۱۹- نمودارهای تغییرات جرم عنصری HFSE و LILE (نمونه Fkh1: به نسبت سالم؛ نمونه‌های Fkh2 تا Fkh7: دگرسان؛ نمونه‌های Fkh8، Fkh9 و Fkh10: دارای کانه‌زایی).



شکل ۱۸- نمودارهای تغییرات جرم عنصری TTE و HFSE (نمونه Fkh1: به نسبت سالم؛ نمونه‌های Fkh2 تا Fkh7: دگرسان؛ نمونه‌های Fkh8، Fkh9 و Fkh10: دارای کانه‌زایی).

جدول ۱- مقدار طلا در رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانسار مس-طلا خلیفه لو.

Sample	Fkh8	Fkh9	FKh10	Fkh11	Fkh12
Au (ppm)	5	3	4	5	3

جدول ۲- ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوتیکتی انواع مختلف کانسارهای اپی‌ترمال و مقایسه آن با کانسار مس-طلا خلیفه لو (Hedenquist et al., 2000 & 2004; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Gemmel, 2004; Simmons et al., 2005).

ویژگی‌ها	کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (Low Sulfidation)	کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (Intermediate Sulfidation)	کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا (High Sulfidation)	کانسار خلیفه لو
جایگاه زمین‌ساختی	محیط‌های کششی قاره‌ای، جزایر کمایی، نزدیک محیط‌های پشت کمان، محیط‌های کششی پس از برخورد	کمان‌های قاره‌ای، جزایر کمایی کششی	حواشی کمان‌های قاره‌ای کششی و فشارشی	کمان ماگمایی (Castro et al., 2013)
سنگ‌های آذرین مرتبط با کانی‌زایی	کالک‌آلکان، ریولیت-بازالت (بایمودال)	کالک‌آلکان، آندزیت، ریوداسیت، به مقدار کم ریولیت	کالک‌آلکان، آندزیت، ریوداسیت	کالک‌آلکان، کوارتز مونزونیت، آندزیت (رحمانی، ۱۳۹۳)
سنگ میزبان	دم‌ها، ولکانی کلاستیک‌ها، واحدهای رسوبی	گدازه، پیروکلاستیک	گدازه، پیروکلاستیک، واحدهای پورفیری	گدازه، پیروکلاستیک، کوارتز مونزونیت پورفیری
عناصر فلزی	طلا-نقره (سرب، روی، مس، مولیبدن، استنیت، جیوه)	نقره-طلا-روی-سرب-مس (استنیت، آرسنیک، مولیبدن، جیوه)	مس-طلا-نقره (آرسنیک، روی، سرب، بیسموت، تنگستن، قلع)	مس-طلا
شکل کانسار	رگه‌ای، استوک‌ورکی، برشی، دانه‌پراکنده	رگه‌ای، برشی، استوک‌ورکی	جانشینی، برشی، رگه‌ای، توده‌ای	رگه‌ای-برشی-جانشینی و توده‌ای
کانه‌ها	الکتروم، آکانتیت، سولفسالت نقره، (اسفالریت، گالن، تنانتیت، کالکوپیریت)	الکتروم، آکانتیت، سولفسالت نقره، اسفالریت، گالن، سلنید، تلورید	انارژیت، بورنیت، کالکوپیریت، طلا آزاد، پیریت، کولویت، اسفالریت	کالکوپیریت، بورنیت، طلا آزاد، پیریت، کولویت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسدون، کلسیت، آدولاریا، کلریت	کوارتز، کلسدون، کلسیت، کربنات‌های منگنز، باریت، آدولاریا	کوارتز، آلونیت، کانولینیت، کلریت	کوارتز، کلریت، کانی‌های رسی، کلریت
بافت کانی‌ها	پوسته‌ای، کلوform، کوکاد، شانه‌ای، جانشینی کربناتی	پوسته‌ای، کلوform، کوکاد، شانه‌ای، جانشینی کربناتی	کوارتز حفره‌ای، رگه‌ای، برشی، توده‌ای	کوارتز حفره‌ای، رگه-رگچه‌ای، برشی، توده‌ای
دگرسانی	ایلیت، آدولاریا، کوارتز	کوارتز، سرسیت	کوارتز، آلونیت	کوارتز، آلونیت به مقدار کم
ویژگی‌های سیال	آب‌های جوی (احیایی-نزدیک به خشتی)	آب‌های جوی و ماگمایی (نزدیک به خشتی و احیایی)	آب‌های ماگمایی (اسیدی-اکسیدی)	سیال اسیدی-اکسیدی

جدول ۳- نتایج تجزیه نمونه‌های محدوده معدنی خلیفه‌لو از سنگ سالم، دگرسان و رگه‌های سیلیسی - سولفیدی کانه‌دار به روش (ICP-MS).

نمونه ویژگی‌ها	Fkh ₁ سالم	Fkh ₂ دگرسان	Fkh ₃ دگرسان	Fkh ₄ دگرسان	Fkh ₅ دگرسان	Fkh ₆ دگرسان	Fkh ₈ رگه	Fkh ₉ رگه	Fkh ₁₀ رگه
Major elements (%)									
SiO ₂	۷۴/۳۵	۶۷/۳۵	۷۲/۸	۷۲/۵۳	۶۸/۳۹	۷۷/۴	۶۱/۸	۶۱/۸	۵۹
Al ₂ O ₃	۱۰/۸	۱۴/۷	۱۴/۴	۱۲/۷۵	۱۵/۳۳	۱۰/۱۴	۳/۴۷	۴/۲۹	۶/۴۷
Fe ₂ O ₃	۲/۴۳	۵/۹	۱/۹	۲/۵	۴/۲۵	۲/۸۲	۱۲	۱۱/۱۳	۹/۴۳
Na ₂ O	۴/۲۳	۲/۴۱	۲/۵	۲/۶۷	۲/۲۳	۱/۰۷	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۷۸
K ₂ O	۲/۳۸	۳/۱	۲/۷	۲/۶	۳	۲/۸۳	۱/۲۳	۱/۴۷	۱/۸۶
CaO	۰/۹۷	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۱۹	۰/۳	۰/۲۱
MgO	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۵	۰/۳۷	۰/۵۴	۰/۳۸	۰/۱۳	۰/۲	۰/۲
MnO	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰۷۱	۰/۰۱۶	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۱۱
TiO ₂	۰/۵۸	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱	۱/۲۴	۰/۷۴	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۴۷
P ₂ O ₅	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۲	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۰۷۱	۰/۰۸۴	۰/۱۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۲۹	۰/۰۰۳۳	۰/۰۰۳۳	۰/۰۰۳۶	۰/۰۰۷۶	۰/۰۰۳۳	۰/۰۰۵۲	۰/۰۱	۰/۰۰۶۲
LOI	۳/۶۱	۵/۳۲	۳/۳۸	۴/۸۹	۴/۴۶	۴/۰۳	۴/۵۴	۶/۸۵	۲/۲۵
Total	۹۹/۲۲	۹۷/۳۱	۹۹/۴۳	۹۶/۰۱	۹۸/۶۸	۹۷/۶۹	۸۳/۹۷	۸۶/۶۵	۸۲/۶۶
Elements (ppm)									
As	۷/۱	۷/۲	۲/۹	۲/۷	۲/۱	۳/۷	۱۱/۵	۱۴/۱	۹/۸
Ba	۳۸۶	۳۷۸	۱۴۹	۱۴۲	۲۴۳	۲۰۷	۸۷	۷۵	۱۷۹
Bi	۰/۲	۱۱/۸	۱۰/۸	۳/۶	۶/۹	۸/۸	۱۵۸/۶	۳۳۵۵	۱۶۰
Nb	۱۳/۶	۱۳/۸	۱۳/۱	۹/۸	۹/۸	۷/۴	۳/۲	۴/۴	۴/۹
Sr	۲۰۰	۱۰۷	۸۸/۶	۱۰۷/۵	۱۰۴/۷	۶۹/۷	۳۰/۵	۴۷/۵	۵۰
Zn	۳۶	۶۳	۲۶	۲۹	۴۲	۳۰	۶۳	۴۲	۹۴
Zr	۲۵۶	۱۴۸	۱۵۴	۱۲۶	۱۶۷	۱۱۲	۴۳	۶۰	۶۴
Ag	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۱	۰/۷	۲/۹	۲۳/۴	۶/۳
Cd	۲/۶	۱/۵۸	۱/۷۹	۱/۳۲	۱/۶	۱/۱۲	۰/۴۵	۰/۸۲	۰/۶۸
Ce	۴۹	۴۳	۱۲	۱۳	۲۰	۱۲	۷	۳۰	۲۰
Co	۳/۷	۴/۳	۲/۴	۴/۵	۲/۵	۱۳/۹	۵/۵	۳	۱۲/۳
Cs	۱	۳/۵	۳/۶	۲/۸	۵	۳/۷	۱/۵	۲/۲	۳
Cu%	۰/۰۰۶۵	۲/۳۴	۰/۱۲	۲/۸	۱/۱	۱/۷۲	۱۴/۳۲	۱۱/۸۱	۱۷/۳۴
Dy	۴/۸۶	۵/۵۵	۲/۸۸	۲/۹	۳/۹۸	۲/۳۱	۲/۵۵	۳/۲۲	۲/۵۱
Er	۴/۹۷	۵/۰۱	۳/۲۵	۳/۰۹	۴/۲۸	۲/۵۴	۲/۲۵	۲/۸۵	۲/۲۴
Eu	۰/۹۴	۱/۵۵	۰/۶۳	۰/۷۴	۱/۰۸	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۷۵
In	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Gd	۴/۱۹	۴/۶۹	۲/۴۸	۲/۵۵	۳/۰۸	۲/۱۹	۲/۱۸	۳/۰۳	۲/۵۶
Hf	۵/۵۱	۳/۳۶	۳/۴۶	۲/۹۵	۳/۷۳	۲/۷۵	۰/۹۵	۱/۳۷	۱/۵۲
La	۲۵	۲۱	۶	۷	۱۰	۵	۴	۱۶	۱۱
Lu	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۷
Mo	۰/۸۷	۱/۴۳	۱/۳۴	۱/۰۱	۱/۵۹	۲/۴۱	۷/۳۹	۸۰/۶	۷۹/۹۱
Nd	۲۱/۹	۲۳/۱	۷/۲	۸	۱۱/۴	۵/۸	۳/۷	۱۳/۴	۹/۳
Ni	۱۱	۱۰	۵	۴	۷	۶	۷	۶	۱۰
Pb	۱۲	۱۶	۱۱	۱۴	۱۸	۱۲	۴۷۲	۳۹۱	۱۱۷
Pr	۶/۳۹	۶/۳۶	۲/۰۳	۲/۲۷	۳/۱۷	۱/۸۲	۱/۲۹	۴/۰۲	۲/۸۸
Rb	۴۰	۷۹	۷۹	۷۲	۸۴	۷۹	۲۶	۴۳	۵۳
S	۸۳	۳۳۶	۲۹۵	۱۳۱	۱۴۴	۴۵۰	۱۷۳۶۴	۱۵۴۹۷	۱۷۷۴۷
Se	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Sm	۴/۶۶	۵/۴۵	۲/۳۱	۲/۴۵	۳/۴۳	۲/۰۵	۱/۷۲	۳/۰۴	۲/۴۳
Sn	۲/۳	۱/۹	۲/۲	۱/۹	۲/۵	۲	۱/۷	۲/۳	۱/۹
Ta	۲/۲۷	۱/۵۱	۱/۳۸	۱/۰۳	۰/۷۴	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۷۶
Tb	۰/۷۲	۰/۸۵	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۵۸	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۳۹
Te	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Th	۷/۷۴	۶/۱۸	۶/۳۲	۴/۸۶	۶/۲	۴/۶۴	۱/۲۷	۲/۰۶	۲/۰۹
Tl	۰/۲۴	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳	۰/۴۴	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۸
Tm	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۴۱	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۸
U	۲/۴	۱/۹	۲/۳	۲	۲/۲	۱/۹	۱/۹	۲/۳۴	۱/۷
V	۳۱	۱۰۰	۱۰۰	۹۶	۱۱۰	۷۳	۳۴	۴۴	۵۹
W	۰/۵	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۱	۱	۰/۴	۰/۶	۱/۴
Y	۲۶/۳	۲۹/۲	۱۷/۵	۱۶/۷	۲۱/۸	۱۲/۳	۱۴/۷	۱۸/۱	۱۳/۸
Yb	۲/۷	۲/۴	۱/۸	۱/۷	۲/۳	۱/۴	۱	۱/۲	۱

کتابنگاری

- بازرگانی گیلانی، ک. و پرچکانی، م.، ۱۳۸۹- ویژگی های فلززایی (متالوژنیکی) کانسار سرب و روی (مس) باریک آب با سنگ میزبان توف اسیدی، رشته کوه‌های طارم، جنوب خاور زنجان، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۸، صص. ۹۷ تا ۱۰۴.
- حیدری، م.، قادری، م.، کوهستانی، ح.، و حسینی، م.، ۱۳۹۳- کانسار طلا- نقره (مس) اپی ترمال توزلار، مرتبط با تود نفوذی نیمه عمیق محیط کشتی درون کمائی، در شمال باختر ماه نشان. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صص. ۳۲۹ تا ۳۴۸.
- رحمانی، ا.، ۱۳۹۳- بررسی زمین شناسی اقتصادی کانسار خلیفه لو (شمال خرم‌دره، استان زنجان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۸۲ ص.
- فریداصل، و.، ۱۳۹۰- مطالعه ژئز کانسار مس ماری (شمال زنجان) با نگرشی ویژه بر فرایندهای غنی‌شدگی و اکسیداسیون سوپرژن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۲۱ ص.
- کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م. ه. و زاو، خ.، ۱۳۹۲- کانسار چاه‌زرد: کانی‌زایی نقره- طلای اپی ترمال با میزبان برشی در کمر بند ارومیه- دختر. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۷، صص. ۹ تا ۲۴.
- مهرابی، ب.، چقانه، ن. و طالع فاضل، ا.، ۱۳۹۳- بررسی کانی‌سازی اپی ترمال سولفیداسیون متوسط آنومالی ۴ کانسار گلوچه (شمال زنجان)، بر اساس خصوصیات کانه‌نگاری، دگرسانی و ژئوشیمی سیال کانه‌ساز، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۶، صص. ۱ تا ۲۲.
- مهرابی، ب.، طالع فاضل، ا.، قاسمی سیانی، م. و اقبالی، م.، ۱۳۸۸- بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه‌ای مس- طلا گلوچه شمال زنجان) بر اساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۵، شماره ۴.
- نباتیان، ق. و قادری، م.، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب در کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت ناحیه زنجان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۳، صص. ۱۵۷ تا ۱۷۰.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P. & Meyer, P., 2011- Zagros orogeny: a subduction dominated process, *Geol. Mag.*: page 1 of 34.
- Arsalan, M., Kadir, S., Abdioglu, E. & Kolayli, H., 2006- Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline Volcanic rocks, Eastern pontides NE Turkey. *Clay Mineral* 41, 597-617.
- Asiabanha, A. & Foden, J., 2012- Post- collisional transition from an extensional volcano- Sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148, 98-111.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D. F., Friedrich, A. & Tabatabaei, S. H., 2011- Arabia-Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 123, 106-131.
- Castro, A., Aghazadeh, A., Badrzadeh, Z. & Chichorro, M., 2013- Late Eocene-Oligocene post collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, *Lithos* 19.
- Cooke, D. R. & Deyell, C. L., 2003- Descriptive names for epithermal deposits: Their implications for genetic classifications and inferring ore fluid chemistry. In: Eliopoulos, D. et al., *Mineral exploration and sustainable development*. Rotterdam, Millpress, 1:457-460.
- Corbett, G. & Leach, T. M., 1998- Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 6, 237 p.
- Corbett, G., 2007- Controls to low sulphidation epithermal Au-Ag. Talk presented at a meeting of the Sydney Mineral Exploration Discussion Group (SMEDG) with powerpoint and text on SMEDG website www.smedg.org.au.
- Corbett, G., 2005- Epithermal Au-Ag deposit types- implications for exploration, *The Proexplo Conference*, Peru.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. & Inan, E., 2003- Sulfdation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transition from porphyry to epithermal environments. *Soc Econ Geol Sp Publ.*, v. 10, p. 285-313.
- Esmaeli, M., Lotfi, M. & Nezafati, N., 2015- Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran, *Arab J Geosci*.
- Gemmell, J. B., 2004- Low- and intermediate sulfidation epithermal deposits. In: Cooke, D.R., Deyell, C.L., Pongratz, J., (eds.), *24 Carat Gold Workshop: Centre for Ore Deposit Research, Special Publication*, 5:57- 63.
- Heald, P., Foley, N. K. & Hayba, D. O., 1987- Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: asid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology* 82, 1-26.
- Hedenquist, J. W., 1992- Mineralisation of volcanogenic hydrothermal systems in the Circum Pacific and their recognition. In: *Epithermal gold in Asia and the Pacific*, 6:19-22.
- Hedenquist, J. W., Arribas, J. A. & Gonzalez-Ureïn, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits: *Society of Economic Geologists, Review*, v. 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A. Jr. & White, N. C., 1996- Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration: Poster and booklet, *Resource Geology Special publication* 1, 17 p. (with translations to Spanish, French, Japanese, and Chinese).

- Hedenquist, J. W., Sillitoe, R. H. & 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.
- Heidari, M., Daliran, F., Paquette, J. & Gasquet, D., 2014- Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au(-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran, Ore Geology Reviews.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Hushmand-Zade, A., 1966- Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, Northwest Iran). G.S.I. Report. No. 8, 31p.
- Jiang, S. Y., Wang, R. C. Xu, X. S. & Zhao, K. D., 2005- Mobility of high field strength (HFSE) in magmatic metamorphic, and submarine-hydrothermal systems. Phys. Chem earth 30, 1020-1029.
- Kabata, A. & Pendias, H., 1992- Trace Elements in Soils and Plants, 2nd Edition, CRC Press, Boca Raton, Florida, 315pp.
- Koppi, A. J., Edis, R., Foeld, D. J., Geering, H. R., Klessa, D. A. & Cockayne, D. J. H., 1996- REE trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from koongarra, northern territory, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 1695-1707.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, Khin., Meffre, S. & Emami, M. H., 2012- Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran, Miner Deposita, 47: 425-440.
- Macleane, W. H., 1990- Mass change calculation in altered rock. Series Mineralium Deposita 24, 44-49.
- Mason, B. & Moore, C. B., 1982- Principles of geochemistry, 4th edition. New York: Wiley, 46-47.
- Moinvaziri, H., 1985- Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Université Paris-Sud, Orsay, Thesed Etat (278pp).
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroder, M., Prokofev, V. & Honarmand, M., 2014- Geology, alteration, age, and origin of iron-oxide apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran, Miner Deposita. 49: 217-234.
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Daliran, F. & Rashidnejad-Omran, N., 2011- Sorkhe- Dizaj Iron Oxide-Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz- Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran. Resource Geology Vol.63, No.1:42-56.
- Richards, J., Wilkinson, D. & Ulrich, T., 2006- Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran: Economic Geology, v. 101, n. 8, p. 1455-1496.
- Salvi, S. & Williams Jones, A. E., 1996- The role of hydrothermal processes in concentration high field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, north eastern Canada. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1917-1932.
- Sillitoe, R. H., 1989- Gold deposits in western Pacific island arcs: The magmatic connection. Economic Geology Monograph, 6:274-291.
- Sillitoe, R. H. & Hedenquist, J. W., 2003- Linkages between volcanotectonic settings ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits in volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes with the earth, Special publication No 10, Society of Economic Geologists, p. 315-345.
- Simmons, S. F. & Browne, P. R. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. Economic Geology, 95:971-999.
- Simmons, S. F., White, N. C. & John, D. A., 2005- Geological characteristics of epithermal precious and base-metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522.
- Taboada, T., Cortizas, A. M., Garcia, C., 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.
- Tosdal, R. M. & Richards, J. P., 2001- Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu \pm Mo \pm Au deposits. Reviews in Economic Geology, 14: 157-181 Ulmer, P., 2001, Partial melting in the mantle wedge-the role of H₂O in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127:215-232.
- Van Der Weijden, C. H. & Van Der Weijden, R. D., 1995- Mobility of major and some redox-sensitive trace element and rare earth element during weathering of four granitoids in central Portugal. Chemical Geology 125, 149-167.

Khalifehlu deposit: high-sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, North Khoramdareh

M. R. Hosseinzadeh ^{1*}, S. Maghfouri ², M. Moayyed ³ & A. Rahmani ⁴

¹ Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

² Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

³ Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

⁴ M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

Received: 2015 June 30

Accepted: 2015 November 14

Abstract

The Khalifehlu Cu-Au deposit is located ~7 km North of Khoramdareh, in the central part of the Tarom magmatic zone. Rock units exposed in the area consist of volcanic, subvolcanic and intrusive rocks, which are associated with Eocene tectonics and Magmatism. Volcanism started with large-scale andesitic-trachyandesitic lavas and pyroclastics; continued by rhyolite domes, and culminated by a quartzmonzonite porphyry. Copper-gold mineralization at the Khalifehlu is intimately associated with the breccias and veins. The highest grade and most extensive mineralization occurs in silicic veins. Two stages of mineralization are identified at the Khalifehlu area that progressed from regional breccia (phase 1 from stage 1) to Au-bearing silicic-sulfide vein-veinlet (phase 2 from stage 1) to oxide-dominant breccias (phase 1 from stage 2) to specularite vein-veinlet (phase 2 from stage 2). Gold occurs with sulfide minerals as disseminations, as well as in the veins and breccia cemented during phase 2 from stage 1. The wall-rock alteration in the Khalifehlu deposit exhibits a clear concentric zoning pattern. The vuggy quartz and argillic alteration are spatially and closely associated with high-grade gold mineralization, and are mainly developed along veins and in breccias. Propylitic alteration is widespread around the ore bodies. Pyrite, chalcopyrite, bornite, covellite, chalcocite, hematite and native gold are present in the ores. The ore minerals show disseminated, vein-veinlet, replacement, fibrous and breccia textures. We suggest near-surface emplacement of volatile-rich quartzmonzonite porphyry, followed by extensive brecciation and hydrothermal alteration-mineralization. The geology, alteration, and mineralization in the Khalifehlu deposit is similar to high-sulfidation type epithermal deposits.

Keywords: Copper-gold deposit, Vein-veinlet, Vuggy quartz, High sulfidation epithermal, Khalifehlu, Tarom zone.

For Persian Version see pages 179 to 194

*Corresponding author: M. R. Hosseinzadeh; E-mail: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir