

# کانه‌زایی مس چینه‌کران نوع مانتو (Manto-type) در آندزیت پورفیر پیروبیتومن‌دار کشکوییه رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردوییه

مصطفی ابولی پور<sup>۱</sup>، ابراهیم راستاد<sup>۲</sup> و نعمت‌اله رشیدنژاد عمران<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۱۷

## چکیده

منطقه معدنی مس کشکوییه در زیرپهنه دهج-ساردوییه از کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در ناحیه کرمان قرار دارد. در این منطقه پنج معدن به نام‌های پلنگی، چشمه خضر، تله دزی، اقبالی و عابدینی فعال هستند. شکل هندسی و ژئومتری ماده معدنی در این معادن چینه‌کران و سنگ درون‌گیر آنها آندزیت پورفیرپیروبیتومن‌دار با سن ائوسن است. در این کانسارها، بورنیت، کالکوزیت و کالکوپیریت سولفیدهای اصلی مس هستند که با هماتیت همراهی می‌شوند. ساخت و بافت ماده معدنی به صورت پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه - رگچه ای و جانیشینی است. محیط زمین ساختی کانسارهای مس منطقه کشکوییه با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته یک محیط کششی است که همزمان با رخداد فرورانش در پشت کمان زیرپهنه دهج-ساردوییه تشکیل شده است. مقادیر مس، سرب و نقره در سنگ درون‌گیر آندزیت پورفیری بدون کانه‌زایی حداکثر تا ۶۰۰ ppm می‌رسد. میکروترموتری سیال‌های درگیر در این کانسارها منشأ احتمالی سیال‌های کانساز را شورابه‌های حوضه‌ای نشان می‌دهد. معادن فعال مس در منطقه کشکوییه شباهت‌های زیادی را از نظر کانی‌شناسی، عناصر همراه، سنگ میزبان، ساخت و بافت، ژئومتری و ژنز با یکدیگر و با کانسارهای تیپ مانتو در دنیا نشان می‌دهند. رخداد این تیپ کانه‌زایی مس در منطقه کشکوییه رفسنجان نشانگر اهمیت فرایندهای وابسته به سنگ‌های آتشفشانی در کانه‌زایی مس، افزون بر فرایندهای مرتبط با پلوتونیزم مولد کانه‌زایی سیستم‌های پورفیر در زیرپهنه دهج-ساردوییه است. حضور پیروبیتومن در سنگ میزبان آندزیت پورفیری کانسارهای مس منطقه کشکوییه سبب شده است تا این کانسارها در زمره کانسارهای مس با میزبان آندزیت پیروبیتومن‌دار در جهان قرار گیرند. تعداد این نوع کانسارهای تیپ مانتو در دنیا محدود است و به طور عمده در شیلی قرار دارند. مشابه با دیگر کانسارهای تیپ مانتو در دنیا، دو فاز مهم برای رخداد کانه‌زایی در این کانسارها قابل جدایش است. فاز اول شامل فرایندهایی است که سبب تشکیل پیریت و پیروبیتومن در زمینه سنگ آندزیت پورفیر شده و شرایط محیط احيایی را در آن ایجاد کرده است. فاز دوم مربوط به ورود سیال‌های اکسیدان غنی از مس است که سبب جانیشینی سولفیدهای مس و هماتیت به جای پیریت و پیروبیتومن فاز اول شده و کانه‌زایی مس را موجب شده است.

**کلیدواژه‌ها:** مس چینه‌کران، آندزیت پورفیر پیروبیتومن‌دار، ائوسن، منطقه کشکوییه، رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردوییه.

E-mail: rastad@modares.ac.ir

\*نویسنده مسئول: ابراهیم راستاد

## ۱- پیش‌نوشتار

کانه‌زایی مس پورفیری، در زیرپهنه دهج-ساردوییه از کمان ماگمایی ارومیه-دختر، به تعداد فراوان و در بخش‌های مختلف آن رخ داده است که مهم‌ترین آنها کانسارهای مس پورفیری سرچشمه، میدوک، دره آلو و دره‌زار هستند (شکل ۱). روی این تیپ کانسارها مطالعات گسترده‌ای در زیرپهنه دهج-ساردوییه صورت گرفته است (Shafiei et al., 2009 و Shafiei, 2010). منطقه معدنی مس کشکوییه در باختر شهرستان رفسنجان، در زیرپهنه دهج-ساردوییه و در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری شمال باختر معدن مس پورفیری سرچشمه قرار دارد (شکل ۱). در این منطقه پنج معدن فعال مس به نام‌های پلنگی، چشمه خضر، تله‌دزی، عابدینی و اقبالی وجود دارد که روند شمال باختر- جنوب خاور و گستردگی حدود ۵۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرند (شکل ۲). تناژ ذخیره مجموع این معادن بیش از ۱۵ میلیون تن با عیار متوسط یک درصد مس برآورد شده است. بررسی‌های انجام گرفته در این پژوهش نشان‌دهنده آن است که این کانسارها شباهت‌های فراوانی با کانسارهای مس تیپ مانتو دارند.

کانسارهای مس نوع مانتو در شیلی به‌عنوان سومین منبع مس، پس از سیستم‌های پورفیری و IOCG به‌شمار می‌آیند. میزان عیار مس در این کانسارها از ۰/۸۵ تا ۳/۵ درصد متغیر است (Maksaev & Zentilli, 2002). این نوع کانسارها در شیلی، شکل چینه‌کران داشته و در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک و کرتاسه تشکیل شده‌اند. همراهی تعداد زیادی کانسار در مجاورت یکدیگر از ویژگی بارز این کانسارهاست (Kirkham, 1996; Cabral & Beaudoin, 2007).

(Kojima et al., 2009). کانسارهای مس نوع مانتوی شیلی، در کانادا به نام سنگ‌های آتشفشان رد بد (Volcanic Red Bed) و در آمریکا تیپ کویناوی (Keweenaw) نام گرفته‌اند (Kirkham, 1996). از این تیپ کانسارها در ایران تاکنون در بخش شمالی کمان ارومیه-دختر، کمربند ولکانوپلوتونیک البرز-آذربایجان و در بلوک لوت چند مورد گزارش شده است که سن سنگ میزبان بیشتر آنها ائوسن پایانی است (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹؛ سامانی، ۱۳۸۱). همچنین در پهنه سنندج-سیرجان نیز این تیپ کانه‌زایی با سن کرتاسه زیرین معرفی شده است (بویری و همکاران، ۱۳۸۸). مهم‌ترین کانسارهای تیپ مانتو که در ایران شناخته شده‌اند کانسارهای مس منطقه عباس‌آباد، در شمال خاور پهنه سبزواری هستند (Kirkham, 1996; Khadem, 1964). رخداد کانه‌زایی مس نوع مانتو در زیرپهنه دهج-ساردوییه و همچنین حضور پیروبیتومن در سنگ میزبان آندزیت پورفیری برای نخستین بار در این پژوهش گزارش می‌شود. بررسی شکل چینه‌کران کانه‌زایی، ویژگی‌های اساسی تیپ کانه‌زایی، جایگاه خاص چینه‌ای افق کانه‌دار، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت و همچنین ژئوشیمی و موقعیت زمین‌ساختی کانسارها و نیز حضور پیروبیتومن و پیریت در گدازه آندزیت پورفیری و نقش آن در رخداد کانه‌زایی مس در منطقه معدنی مس کشکوییه از ره آوردهای اصلی این پژوهش هستند.

## ۲- روش مطالعه

بررسی‌های صحرایی در منطقه کشکوییه با تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱/۵۰۰۰

بخش‌های میانی خود، دارای عدسی‌های کوچکی از لاپیلی توف آندزیتی است. آندزیت پورفیر سیاه رنگ توسط آندزیت مگاپورفیری که رنگ رخنمون آن خاکستری روشن است پوشیده شده است (شکل ۳). اندازه بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز در این واحد آندزیتی تا یک سانتی‌متر هم می‌رسد. اندازه بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز در زمینه درشت‌تر از واحد آندزیت سیاه رنگ زیرین است. این واحد سنگی فاقد پیریت و پیرویتومند است. مجموعه این واحدهای سنگی توسط توالی از آگلومرا با میان لایه‌های توف و گدازه پوشیده می‌شوند (شکل ۳). تغییر رخساره جانبی در این واحدهای سنگی نیز در بخش‌هایی رخ داده است (شکل ۳). با نزدیک شدن به کوهزایی پیرنه محیط تشکیل واحدهای سنگی کم‌ژرف‌تر می‌شود به نحوی که واحد آگلومرای پوشاننده در بسیاری بخش‌ها سرخ رنگ شده است که نشانگر تشکیل آن در محیط ساحلی است. در منتهی الیه جنوب باختر منطقه مورد مطالعه، رخدادی از توده نفوذی با ترکیب کوارتز سینیت مشاهده می‌شود که در مجموعه فلش‌های ائوسن نفوذ کرده است. دایک‌های کوارتز سینیتی مرتبط با این توده در مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن و از جمله در کانسار تله دزی تریق شده‌اند. توده نفوذی و دایک‌های مرتبط با آن فاقد هر گونه کانه‌زایی هستند (شکل‌های ۲ و ۳). دایک‌های دیگری با ترکیب آندزیتی در سراسر منطقه معدنی کشکویه حضور دارند. این دایک‌ها پس از اتمام ولکانیسم به عنوان آخرین ماگمای باقیمانده در سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستی ائوسن تریق شده‌اند.

#### ۴- کانه‌زایی و دگرسانی

##### ۴-۱. کانه‌زایی

در منطقه معدنی کشکویه کانه‌زایی مس به شکل چینمکران و محدود به واحد آندزیت پورفیری سیاه رنگ است (شکل‌های ۵ و ۶). این واحد آندزیتی دارای دو بخش فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و زمینه است. در زمینه سنگ میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به صورت غیر جهت یافته حضور دارند که در همراهی با آنها می‌توان به شکل گسترده‌ای پیریت و پیرویتومند را مشاهده کرد (شکل‌های ۹ و ۸). وضعیت احیایی این واحد سنگی و حضور پیریت و مواد آلی در این سنگ عامل تمرکز کانه‌زایی مس در این واحد بوده است (Zentilli et al., 1997؛ ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۰). شکل‌های بادامکی که توسط کلسیت و کمتر کوارتز و کلریت پر شده‌اند بخشی از زمینه سنگ میزبان را تشکیل می‌دهند. کانه‌زایی مس دارای دو نوع ژئومتری است. ژئومتری اول به صورت رگه - رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در سوهای مختلف و همروند با واحد آندزیت پورفیری رخ داده است (شکل ۷- الف). این نوع ژئومتری گسترش فراوانی دارد و بخش عمده کانه‌زایی را شامل می‌شود. قطر این رگه - رگچه‌ها کم (کمتر از یک میلی‌متر تا یک سانتی‌متر) است و شکستگی‌ها و فضاهای خالی موجود در سنگ آندزیت پورفیری را پر کرده‌اند (شکل ۷- الف). ژئومتری دوم ولی کم اهمیت مربوط به کانه‌زایی رگه‌ای در امتداد گسل‌های حاصل از فرایندهای زمین‌ساختی است. رگه‌های ایجاد شده در این مرحله گسترش کمی دارند اما قطر این رگه‌ها زیاد (۵ میلی‌متر تا حداکثر ۲۰ سانتی‌متر) است (شکل ۷- ب). ویژگی‌های کانی‌شناسی (سولفیدها و گانگ همراه) این دو نوع ژئومتری مشابه است و هر دو نوع به واحد آندزیت پورفیری محدود هستند. واحد آندزیت پورفیر در بخش میانی خود دارای عدسی‌هایی از لاپیلی توف آندزیتی است که به نوبه خود دارای کانه‌زایی مس هستند. ستبرای واحد آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی از ۵۰ تا حدود ۲۰۰ متر در معادن مختلف متغیر است (شکل ۳). معادن چشمه خضر و تله دزی به شکل پیوسته به هم و به صورت چینمکران در یال باختری یک ناودیس و در واحد آندزیت پورفیری رخنمون دارند. در یال خاوری این ناودیس نیز معدن مس پلنگی برونزد دارد (شکل ۲). معادن مس عابدینی و اقبالی نیز در ادامه پهنه کانه‌زایی معادن چشمه خضر، پلنگی و تله‌دزی و در خاور آنها در

در گستره تقریبی ۳۲۰۰ هکتار، تهیه توالی سنگی و ستون چینمکران کانسارهای مختلف و جایگاه خاص افق کانه‌دار در هر کانسار و ارتباط آنها با یکدیگر صورت پذیرفته است. بررسی‌های مربوط به کانی‌شناسی و ساخت و بافت در منطقه کشکویه با تهیه و بررسی ۷۲ مقطع نازک و نازک- صیقلی از نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری انجام گرفته است. مطالعات سیال‌های درگیر در این کانسارها با تهیه ۹ مقطع دوبر صیقل از نمونه‌های سطحی و ژرفی در آزمایشگاه سیال‌های درگیر دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. ترکیب شیمیایی واحدهای سنگی موجود در منطقه کشکویه نیز توسط انجام تجزیه XRF در دانشگاه تربیت مدرس تهران (تعداد ۱۰ نمونه، جدول ۲) و تجزیه ICP-MS&OES در آزمایشگاه LabWest استرالیا (تعداد ۱۰ نمونه، جدول ۲) صورت گرفته است. در این پژوهش نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری به همراه داده‌های حاصل از بررسی میانبارهای سیال و ژئوشیمی و همچنین مقایسه این کانسارها با کانسارهای تیپ مانتو در شیلی ارائه شده است.

#### ۳- زمین‌شناسی

زیرپهنه دهج-ساردویی، که منطقه معدنی مس کشکویه در آن قرار دارد از دهج در شمال باختر استان کرمان، شروع شده و تا منطقه ساردویی در جنوب خاور، به صورت بخشی از کمربند ولکانوپلوتون ارومیه - دختر، به طول حدود ۵۰۰ کیلومتر امتداد یافته است (شکل ۱). این زیرپهنه گستره عرضی در حدود ۱۵ کیلومتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، میانگین و بازی ائوسن را در بر می‌گیرد که افق‌های رسوبی کم ستبرایی نیز در قاعده یا بخش‌های میانی آنها قرار دارند. این واحدهای آتشفشانی - رسوبی به طور دگرشیب واحدهای سنگی مزوزوییک را می‌پوشانند (Dimitrijevic, 1973) (شکل ۱).

مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن (واحد E<sub>v</sub>) در نقشه رفسنجان I (Dimitrijevic et al., 1971)، دارای بی‌هنجاری‌های مس متعددی در نقاط مختلف است که کانه‌زایی مس در منطقه کشکویه از مهم‌ترین آنها به حساب می‌آید. در منطقه معدنی مس کشکویه همه واحدهای سنگی میان دو فاز کوهزایی مهم لارامید و پیرنه ایجاد شده‌اند. واحدهای رسوبی موجود در منطقه کشکویه شامل فلش‌ها و کنگلومرای ائوسن هستند (شکل ۳). فلش‌های ائوسن از تناوب لایه‌های کالک آرنایتی، گریوک فلدسپاری و سیلتستون تشکیل شده‌اند. این واحدهای سنگی دارای مواد آلی در زمینه و در همراهی با پیریت فرامبویدال هستند (شکل ۴- الف). واحدهای سنگی فلش در همراهی با کوهزایی لارامید و در محیط دریایی تشکیل شده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳). این واحدهای سنگی در انتهای فاز کوهزایی (لارامید) دچار چین خوردگی شده‌اند. کم ژرفا شدن محیط دریایی و بالادگی فلش‌ها سبب ایجاد واحد کنگلومرای سرخ از فرسایش واحدهای فلش شده است. روی این واحدهای رسوبی واحدهای آتشفشانی قرار دارند که با رخداد یک واحد آتشفشانی آگلومرای آغاز می‌شوند. واحد آگلومرای خاکستری رنگ بوده و با توجه به ماهیت تخریبی آن خشکی‌زاد است. واحد آگلومرای دارای قطعات آندزیتی با ابعاد مختلف (چند سانتی‌متر تا ۱۰ متر) و ماتریکسی از خاکستر آتشفشانی است. روی واحد آگلومرای، واحد لاپیلی توف سرخ رنگ در محیطی ساحلی ایجاد شده است. این واحد دارای قطعاتی دانه ریز در زمینه خاکستر و اکسید آهن است که جنس این قطعات نیز متفاوت و شامل آندزیت و آندزیت-بازالت است. روی این واحد سنگی واحد آندزیت پورفیری قرار می‌گیرد. واحد آندزیت پورفیری دارای بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز تا ۴ میلی‌متر است. میکروولیت‌های زمینه آن بسیار ریز و فاقد سو یافتگی مشخصی هستند. شکل‌های بادامکی (آمیگدال) که توسط کلسیت پر شده‌اند نیز در زمینه فراوان هستند. این واحد سنگی غنی از مواد آلی و پیریت است که نشانگر تشکیل آن در محیط دریایی احیایی است. واحد آندزیت پورفیری، در

در کانسارهای مس منطقه کشکویه گانگ اصلی کرنات است که با مقادیری سیلیس، هماتیت، کلریت و فلدسپار آلکالن همراهی می‌شود (شکل ۱۳-ب). همراهی این کانی‌ها در یک رگه و در مجاورت یکدیگر بسیار جالب توجه است و تنها در برخی کانسارهای مس نوع ماتنوی شیلی گزارش شده است (Wilson et al., 2003; Kojima et al., 2009).

#### ۵- کانی‌شناسی و ساخت و بافت

عمده کانی‌های سولفیدی در کانسارهای مس منطقه کشکویه بورتیت و کالکوزیت هستند که به همراه کمی کالکوپیریت، پیریت، دیژنیت و کوولیت یافت می‌شوند. در مجموعه کانسارها پهنه‌بندی سولفیدی از کالکوزیت، بورتیت-کالکوزیت، بورتیت-کالکوپیریت، کالکوپیریت و همچنین پیریت دیده می‌شود (شکل ۱۰). وجود این پهنه‌بندی کانیایی سبب وجود کانی‌شناسی بسیار متفاوت در مجاورت یکدیگر در منطقه شده است به نحوی که هر پنج پهنه کانی‌شناسی در کانسار تله دزی در مجاور یکدیگر و در ژرفاهای متفاوت آن دیده می‌شوند.

بورتیت مهم‌ترین کانی سولفیدی در منطقه کشکویه را تشکیل می‌دهد و همراه با کالکوزیت در رگه‌ها و رگچه‌ها و به شکل پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان آندزیت پورفیری دیده می‌شود. این کانی با کالکوپیریت نیز دارای هم‌رشدی است (شکل ۱۰-ب). تحت تأثیر فرایند سوپرژن در حاشیه بورتیت، کالکوزیت دودی، دیژنیت، کوولیت و هماتیت تشکیل شده است. تبدیل بورتیت (که در ترکیب شیمیایی خود دارای آهن است) به کالکوزیت ثانویه، طی فرایند برونزاد سولفیدی، سبب آزاد شدن آهن و تشکیل هماتیت ثانویه در پیرامون آن شده است (شکل ۱۰-ب).

کالکوزیت بخش مهمی از کانه‌زایی سولفیدی را در مجموعه این کانسارها تشکیل می‌دهد. کالکوزیت در این کانسارها به دو صورت تشکیل شده است. بخش عمده کالکوزیت موجود در منطقه اولیه بوده و تحت تأثیر فرایندهای کانه‌ساز ایجاد شده است. این نوع کالکوزیت در رگه‌ها حضور دارد و به صورت کانی مجزا (شکل ۱۰-الف) و یا در هم‌رشدی با بورتیت دیده می‌شود (شکل ۱۰-ج). بخشی از کالکوزیت اولیه به صورت شکل‌های پرکننده فضای خالی در همراهی با بورتیت یافت می‌شود. این شکل‌های پرکننده فضای خالی، در بخش‌هایی از سنگ میزبان آندزیت پورفیری، پیرویتومن را در بر گرفته‌اند و در پیرامون آن تشکیل شده‌اند. کالکوزیت دودی ثانویه نیز در منطقه کشکویه تحت تأثیر فرایند سوپرژن از کانی‌های سولفیدی مس اولیه ایجاد شده است.

پیریت در این کانسارها اهمیت خاصی دارد. این کانی در زمینه سنگ میزبان به شکل پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده (شکل ۸) با بافت کلو فورم (شکل ۸-ج) دیده می‌شود. برخی از این شکل‌های دانه پراکنده تحت تأثیر فشارهای بعدی دچار تبلور دوباره شده‌اند و به صورت شکل‌های یوهدرال از پیریت در آمده‌اند که در سنگ میزبان به فراوانی یافت می‌شوند. بخش زیادی از این پیریت‌ها تحت تأثیر سیال‌های کانه‌ساز اکسیدان غنی از مس توسط سولفیدهای مس و هماتیت جانشین شده‌اند (شکل ۱۱). حضور این اشکال جانشینی نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی مس پس از تشکیل پیریت در زمینه سنگ است (شکل ۱۴).

پیرویتومن در کانسارهای منطقه کشکویه اهمیت زیادی دارد. حضور مواد آلی در سنگ‌های آتشفشانی بسیار کمیاب است و تنها در چند کانسار تیب مانو در شیلی گزارش شده است (Wilson & Zentilli, 1999; Wilson, 2000). در ایران تاکنون گزارشی از حضور پیرویتومن در واحدهای آتشفشانی ارائه نشده است. پیرویتومن دارای رنگ قهوه‌ای تیره و سطحی صاف در نور انعکاسی است و در نور عبوری به صورت اپیک سیاه (کانی تیره) (تا قهوه‌ای تیره در نمونه‌های هوازده) دیده می‌شود (Wilson, 2000). حداکثر اندازه پیرویتومن در سنگ میزبان آندزیت پورفیری ۲۵۰ میکرومتر است. پیرویتومن در کانسارهای

یک ناودیس واقع شده‌اند (شکل ۲). کارهای استخراجی قدیمی در منطقه کشکویه در بخش‌های مختلف (بیش از ۴۰ کارگاه) صورت گرفته است که تمامی آنها به همین واحد آندزیت پورفیری محدود بوده‌اند (شکل‌های ۵ و ۶).

رخداد هوازدگی و فرسایش نیز موجب تمرکز سوپرژن مس شده است. عمده تمرکز بعدی مس در واحد آندزیت پورفیری رخ داده است. در برخی موارد کانه‌زایی در رگه‌ها و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها به‌طور بسیار ضعیف از واحد آندزیت پورفیری کانه‌دار به سوی کمر بالا (آندزیت مگاپورفیر) و کمر پایین (لاپیلی توف سرخ رنگ) ادامه یافته ولی به شدت کاهش می‌یابد.

محدود بودن کانه‌زایی به واحد آندزیت پورفیری که در زمینه خود دارای پیریت و پیرویتومن است نشانگر وضعیت چینه‌کران کانسارها است (شکل‌های ۳ و ۶). از نظر ژئومتری و سنگ میزبان کانه‌زایی کانسارهای مس منطقه کشکویه با کانسارهای مس تیب مانو در شیلی مشابهت دارند. در شیلی برخی کانسارهای مس تیب مانو شامل السولدادو (El Soldado)، کانسارهای منطقه کویپاپو (Copiapo) و کانسارهای منطقه لاسرنا (La Serena) همگی دارای سنگ میزبان آندزیت پورفیری (تا آندزیت-بازالت) دارای پیرویتومن و پیریت هستند (Wilson & Zentilli, 2006; Cisternas & Hermosilla, 2006; Rieger et al., 2008). گسترش این واحد آندزیتی در باختر شیلی سبب رخداد کانسارهای مختلف تیب مانو در این بخش شده است. وجود پیرویتومن در زمینه سنگ آندزیتی به عنوان یکی از راهکارهای اکتشافی مهم در این بخش معرفی شده است (Zentilli et al., 1997; Cisternas & Hermosilla, 2006).

از ویژگی‌های جالب کانسارهای مس منطقه کشکویه داشتن پهنه‌بندی سولفیدی در مجاورت یکدیگر و در ژرفاهای مختلف است. این پهنه‌ها شامل بورتیت-کالکوزیت، بورتیت-کالکوپیریت، کالکوزیت، کالکوپیریت و پیریت هستند (شکل ۱۰). باید توجه داشت که پهنه پیریت شامل بخشی از سنگ میزبان آندزیت پورفیری است که تحت تأثیر سیال‌های مس‌دار قرار نگرفته است. یادآوری می‌شود پهنه‌بندی کانی‌شناسی مشابهی در کانسارهای تیب مانو مشاهده می‌شود (Wilson & Zentilli, 1999) که نشانگر شباهت کانسارهای مس منطقه کشکویه با این تیب از کانسارها است.

#### ۴-۲. دگرسانی

در کانسارهای مس منطقه کشکویه و واحد آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی گسترش کمی دارند. دگرسانی‌های مهم در ارتباط با فرایند کانه‌زایی مس در این کانسارها شامل دگرسانی‌های کرناتی، سرسیتی و هماتی است. دگرسانی‌های کرناتی و سرسیتی تنها در حاشیه رگه‌های سولفیدی مس قابل مشاهده هستند. دگرسانی کرناتی مهم‌ترین دگرسانی موجود در حاشیه رگه‌های سولفیدی است. بیشترین گانگ همراه با رگه‌های مس نیز کرنات است. از دیگر دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی دگرسانی سرسیتی است. این نوع دگرسانی گسترش ضعیفی در حاشیه رگه‌های دارای سولفید مس دارد (شکل ۱۳-الف). دگرسانی اصلی دیگری که در سنگ میزبان کانه‌زایی، مشاهده می‌شود و مرتبط با فرایندهای کانه‌ساز هیپوژن است دگرسانی هماتی است. این دگرسانی در همه بخش‌های آندزیت پورفیری میزبان مشاهده می‌شود. رخداد دگرسانی هماتی با کانه‌زایی مس هم‌زمان بوده و در همراهی با سولفیدهای هیپوژن مس تشکیل شده است. این دگرسانی تحت تأثیر سیال‌های مس‌دار اکسیدان روی پیریت‌های موجود در زمینه سنگ آندزیت پورفیری میزبان و در اثر جانشینی پیریت توسط سولفیدهای مس تشکیل شده است (شکل‌های ۱۱-ب و ج). این دگرسانی در بخش‌های سولفیدی تا ژرفای ۱۲۰ متری مشاهده می‌شود. رخداد دگرسانی هماتی تحت تأثیر فرایندهای کانه‌ساز یکی از ویژگی‌های بارز کانسارهای مس تیب مانو است (Wilson et al., 2003).

## ۶-۲. مطالعات سرمایش

این بررسی نیز روی میانبارهای دو فازی صورت گرفته است. برخی از میانبارهایی که دمای هموزن شدن آنها اندازه‌گیری شده است، به دلیل ریز بودن در مطالعات سرمایش مورد بررسی قرار نگرفته‌اند.

محاسبات صورت گرفته نشان‌دهنده میزان حداقل شوری بیش از ۲۵ درصد وزنی نمک طعام و حداکثر شوری حدود ۳۴ درصد وزنی نمک طعام است. بررسی‌های آماری نشان‌دهنده فراوانی بیشتر میانبارهای با درجه شوری میان ۳۱ تا ۳۴ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ۱۶). میزان شوری در این کانسارها در حد شوری متوسط است که این میزان شوری مربوط به شورابه‌های حوضه‌ای است (Hanor, 1994). ویژگی‌های درجه شوری و دمای میانبارها، در کانسارهای مس منطقه کشکویه منشأ احتمالی سیال‌ها را از شورابه‌های حوضه‌ای بیان می‌کند. این سیال‌ها به دلیل واقع شدن در محیطی کشتی (در محیط کشتی شدت فوران بالا بوده و مقادیر زیادی حرارت در میان واحدهای آتشفشانی به دام می‌افتد و در ضمن گرادیان زمین گرمایی نیز به دلیل وجود مخزن ماگمایی در زیر منطقه بالا است) دارای دمای بالا هستند و افزایش فشار (Compaction) موجب تحرک آنها می‌شود (Kirkham, 1996). با توجه به شرایط شوری و دمای سیال کانه‌ساز و وضعیت اکسیدان آن (جانشین شدن پیریت‌های اولیه توسط هماتیت و سولفیدهای مس) می‌توان لیگاند‌های کلریدی را حمل‌کننده اصلی مس در نظر گرفت (Large et al., 1988). لیگاند‌های کلریدی در مواجهه با شرایط احیایی و سرد شدن احتمالی سیال به راحتی تفکیک شده (Barnes, 1979) و این امر موجب ته‌نشست مس در آندزیت پورفیری میزبان در اثر برخورد سیال با پیریت و پیرویتومند می‌شود (Boric et al., 2002).

## ۷- ژئوشیمی و موقعیت ژئوتکتونیک

در بررسی‌های ژئوشیمیایی واحدهای سنگی منطقه کشکویه دو گروه متفاوت سنگی شناسایی شده‌اند. گروه اول شامل واحد لاپیلی توف کمر پایین و واحد آندزیت پورفیری کانه‌دار است (واحدهای زیرین) و گروه دوم واحد آندزیت کمر بالای واحد کانه‌دار به همراه واحد آندزیت-بازالتی در تناوب با لایه‌های آگلومرای پوشاننده است (واحدهای بالایی) (شکل ۳). این دو گروه با وجود میزان سیلیس تقریباً مشابه (شکل ۱۷) از نظر ژئوشیمیایی تفاوت‌های مشخصی را نشان می‌دهند. گروه اول که شامل واحد آندزیت پورفیری میزبان و واحد زیرین آن است به‌طور عمده دارای وضعیت توله‌ایتی تا کالکوآلکانل غنی از پتاسیم و واحدهای کمر بالا یا گروه دوم بیشتر دارای وضعیت شوشنیتی تا کالکوآلکانل غنی از پتاسیم هستند (شکل ۱۸-ج). از نظر غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به کندریت هر دو گروه دارای تشابه نسبی هستند و غنی‌شدگی آنها از ۲ تا ۲۰ برابر کندریت تغییر می‌کند. ولی برای عناصر خاکی کمیاب سبک واحدهای گروه اول دارای غنی‌شدگی از ۲۰ تا ۳۰ برابر کندریت و گروه دوم دارای غنی‌شدگی از ۶۰ تا ۱۰۰ برابر کندریت هستند (شکل ۱۹). وضعیت عناصر خاکی کمیاب و تغییرات آن در گروه اول با پوسته زیرین (L. crust) و همچنین مورب غنی شده (E-MORB) شباهت نسبی دارد (شکل ۱۹) و گروه دوم به‌طور نسبی شباهت‌هایی را با بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نشان می‌دهند (شکل ۱۹). از نظر تغییرات عناصر کمیاب و نمودارهای عنکبوتی نسبت به گوشته اولیه نهی‌شدگی نسبی در عناصر Ti, Nb و غنی‌شدگی نسبی در عناصر پتاسیم و سرب در هر دو گروه نمونه‌ها قابل مشاهده است. بی‌هنجاری مثبتی از Eu در نمودارها وجود ندارد (شکل ۲۰). در این نمودارها نیز گروه اول سنگی بیشترین شباهت را با پوسته زیرین و مورب غنی شده و گروه دوم بیشترین شباهت را با بازالت‌های جزایر اقیانوسی نشان می‌دهند (شکل ۲۰). محیط زمین‌ساختی مشخص شده برای واحدهای سنگی در نمودار V-Ti/1000 (شکل ۱۸-ب) از نوع غیر آرک و قرار گرفته در مجموعه بازالت‌های میان اقیانوسی و توله‌ایت‌های درون

مس منطقه کشکویه در زمینه سنگ آندزیت پورفیری میزبان به‌صورت شکل‌های پرکننده فضای خالی دیده می‌شود (شکل ۹). این پیرویتومند در بخش‌هایی توسط سولفیدهای مس جانشین و یا قطع و خرد شده است (شکل ۱۲). وجود این شکل‌ها نشانگر رخداد کانه‌زایی مس پس از تبلور پیرویتومند است (شکل ۱۴).

هماتیت در این کانسارها به میزان فراوانی در همراهی با سولفیدهای مس یافت می‌شود. این کانی تحت تأثیر دو فرایند جانیشینی هیپوزن پیریت و رخداد سوپرژن ایجاد شده است. در همراهی با همه پهنه‌های کانی‌شناسی وجود هماتیت حاصل از جانیشینی پیریت توسط سولفیدهای مس بارز است (شکل‌های ۱۱-ب و ج). رخداد این شکل‌های جانیشینی نشان‌دهنده وضعیت به شدت اکسیدان سیال کانه‌دار است. در طی رخداد فرایند سوپرژن نیز هماتیت با کانی‌های سولفیدی و اکسیدی تشکیل شده است. ساخت و بافت ماده معدنی، در کانسارهای مس منطقه کشکویه، شامل پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جانیشینی است (شکل ۱۴). بخش زیادی از کانه‌زایی مس، در منطقه کشکویه، به صورت رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود که همه این رگه-رگچه‌ها به واحد آندزیت پورفیری محدود هستند (شکل ۶). در همه بخش‌های آندزیت پورفیری، میزبان کانه‌زایی، شکل‌های پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده از پیریت و پیرویتومند دیده می‌شود (شکل‌های ۹ و ۸). وجود پیریت و پیرویتومند نشان‌دهنده وضعیت احیایی آندزیت پورفیری است. پیریت و پیرویتومند توسط سولفیدهای مس قطع و جانشین شده‌اند (شکل‌های ۱۲ و ۱۱). بافت جانیشینی در بخش‌های مختلف آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود. جانیشینی سولفیدهای مس به جای پیریت سبب آزاد شدن آهن و تشکیل هماتیت در مجاورت سیال‌های اکسیدان رخ داده است. در بخش‌هایی پیریت‌های زمینه به‌طور کامل تحت تأثیر شست و شوی سیال‌ها به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۱-ج). پیرویتومند موجود در زمینه سنگ آندزیت پورفیری نیز توسط سولفیدهای مس قطع و در بخش‌هایی جانشین شده است (شکل ۱۲).

## ۶- دما و شوری سیال کانه‌ساز

با توجه به وجود کانی کلسیت به عنوان گانگ اصلی در رگه‌های سولفیدی، بررسی میکروترموتری میانبارهای سیال روی این کانی صورت گرفته است. در این کانی، که دارای رخ‌های متقاطع است، تشکیل میانبارهای ثانویه کاذب بسیار فراوان دیده می‌شود و بسیاری از میانبارهای اولیه نیز تحت تأثیر تغییرات محیطی از میان رفته‌اند. در بخش‌هایی، که رخ‌های کلسیت گسترش ندارند، میانبارهای اولیه حفظ شده‌اند. بسیاری از میانبارهای اولیه، در نمونه‌های مورد بررسی، دو فازی غنی از فاز مایع هستند. تنها تعداد معدودی از میانبارهای دو فازی غنی از بخار دیده می‌شوند. فاز بخار از کمتر از ۱۰ تا حداکثر ۲۰ درصد در میانبارهای دو فازی غنی از مایع و حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد در میانبارهای دوفازی غنی از بخار حضور دارد. این میانبارهای اولیه دارای شکل‌های متفاوتی هستند و اندازه آنها میان ۲ تا ۶ میکرون متغیر است.

مطالعات میکروترموتری (در آزمایشگاه میانبارهای سیال دانشگاه تربیت مدرس-تهران) توسط سیستم لینکام مدل HFS با کنترل‌کننده حرارتی TMS92 صورت گرفته است. به دلیل کوچک بودن ابعاد میانبارها بررسی‌ها تنها روی ۲۳ میانبار صورت پذیرفت.

## ۶-۱. مطالعات گرمایش

بررسی‌های گرمایش روی میانبارهای دوفازی، دارای فاز مایع و گاز، صورت گرفته است. این میانبارها نشان‌دهنده تغییرات دمای هموزن شدن از ۱۷۸ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد هستند. بررسی‌های آماری نشان می‌دهند که مقادیر دمای هموزن شدن میانبارها بیشترین فراوانی را از دمای ۱۷۸ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد دارند. پس از این، بیشترین فراوانی مربوط به مقادیر میان ۲۰۰ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۵).



کانه‌دار و واحد کمر پایین آن با توجه به اختلاف کمتر غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین در آنها و شیب کم نمودار (شکل ۱۹) به نسبت واحدهای کمر بالا، باید تحت تأثیر فرایند ذوب درجه بالاتری از گوشته به نسبت واحدهای بالایی ایجاد شده باشند. با توجه به منشأ گوشته‌ای مس (Richards, 2003 & 2009) با افزایش درجه ذوب بخشی گوشته میزان مس وارد شده به ماگما افزایش می‌یابد. به احتمال زیاد در منطقه کشکویه واحد آندزیت پورفیری و واحدهای زیرین آن از مس غنی شده‌اند و در محیطی کششی سریعاً به سطح رسیده و به شکل سنگ‌های آتشفشانی غنی از مس ظاهر شده‌اند. واحدهای کمر بالا که تفاوت عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین نسبت به کندریت و شیب نمودار این عناصر در آنها بیشتر است (شکل ۱۹) در یک موقعیت ذوب درجه پایین‌تری از گوشته به نسبت واحدهای زیرین ایجاد شده‌اند که دارای محتوای مس بسیار کمی (آندزیت مگاپورفیر کمر بالای ماده معدنی دارای حداکثر مس ۳۵/۵ ppm است) هستند. کاهش درجه ذوب بخشی گوشته در نمونه‌های کمر بالای واحد آندزیت کانه‌دار عامل افزایش شیب نمودار عناصر خاکی کمیاب و افزایش نسبی پتاسیم و دیگر عناصر ناسازگار در این سنگ‌ها است (شکل‌های ۱۹ و ۱۸-ج). تغییر احتمالی در زاویه فرورانش، جدا شدن صفحه فرورونده، جریان‌های گوشته‌ای، فشار و دما دلایل احتمالی تغییر در میزان درجه ذوب بخشی در گوشته در زمان تشکیل این دو گروه سنگی هستند (Richards et al., 2006; Richards, 2009).

بنابراین داده‌های ژئوشیمی در حوضه کشکویه نشانگر رخداد ولکانیسم و تشکیل واحدهای سنگی آتشفشانی در این منطقه تحت تأثیر فرایند کشش است. بررسی‌های زمین‌ساختی در ناحیه رفسنجان نیز وجود حوضه‌ای کششی در این ناحیه را در زمان ائوسن مطرح کرده است (Shahabpour, 2005).

## ۸- تیپ کانه‌زایی

برای مشخص شدن تیپ کانه‌زایی، ویژگی‌های بحرانی و اساسی کانسارهای مس کشکویه با ویژگی‌های کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مقایسه شده است.

### ۸-۱. مقایسه ویژگی‌های کانسارهای مس منطقه کشکویه با کانه‌زایی تیپ مانتو در شیلی

– **محیط ژئوتکتونیک:** کانه‌زایی دوران مزوزوییک و سنوزوییک در شیلی گوناگون و شامل رگه‌های پلی‌متالیک، رگه‌های اپی‌ترمال سولفید بالا و سولفید پایین، اسکارن، پورفیری و سیستم‌های مس چینه‌کران نوع مانتو است. این کانسارها که همراه با مجموعه ولکانو-پلوتونیک دیده می‌شوند در یک کمان ماگمایی و تحت تأثیر فرورانش حاشیه قاره‌ای در آمریکای جنوبی تشکیل شده‌اند. مجموعه این سیستم‌های کانساری، به جز کانسارهای مس چینه‌کران نوع مانتو، در ارتباط مشخص با توده‌های نفوذی هستند (Tristá-Aguilera et al., 2006; Toshal & Munizaga, 2003). ولی کانه‌زایی مس چینه‌کران مانتو در یک حوضه پشت کماتی (Back-arc) و در یک محیط کششی تشکیل شده است (Mullen, 1983; Richards et al., 2001; Morata & Aguirre, 2003).

بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و اصلی، محیط زمین‌ساختی کششی با منشأ گوشته‌ای و آلودگی کم پوسته‌ای را برای محیط تشکیل کانسارهای مانتو در شیلی تأیید کرده است (Tristá-Aguilera et al., 2006). در زیرپهنه دهج-ساردوییه نیز مانند شیلی رخداد سیستم‌های پورفیری، اسکارن و دیگر سیستم‌های کانه‌زایی ماگمایی-گرمابی با سن سنوزوییک به طور متعدد و گوناگون در ارتباط با کمان ماگمایی تشکیل شده است (Shahabpour, 2007). ولی در منطقه کشکویه رفسنجان یک حوضه کششی پشت کماتی (back arc) در زمان ائوسن تا میوسن تشکیل شده است (Shahabpour, 2005 & 2007; Shafiei et al., 2009). (شکل ۲۱). برخی از محققین وجود حوضه کششی در این ناحیه را مربوط به کرتاسه تا پالئوسن می‌دانند

صفحه‌ای است. در نمودار  $\text{TiO}_2 - \text{MnO} \cdot 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$  گروه اول سنگی منطقه، که شامل واحد کانه‌دار و واحد کمر پایین آن می‌شوند، در مجموعه تولدایت‌های جزایر اقیانوسی و مورب و گروه دوم در کمان جزایر اقیانوسی قرار گرفته است (شکل ۱۸-ح).

در منطقه کشکویه همه واحدهای سنگی دارای ترکیب آندزیتی بوده و ماهیت آلکالن نشان می‌دهند (شکل ۱۸-ب). میزان  $\text{MgO}$  با توجه به میزان  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های منطقه بسیار پایین و میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بالا است (شکل ۱۷). ستبرای بالای واحدهای سنگی و گدازه‌های آتشفشانی در منطقه کشکویه (در برخی واحدها بیشتر از ۲۰۰ متر) نشانگر رخداد یک کشش و بازشدگی درون کمان یا پشت کمان است (Tosdal & Munizaga, 2003). ویژگی میزان بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و میزان پایین  $\text{MgO}$  (شکل ۱۷) در واحدهای آندزیتی و آندزیت بازالتی با میزان پتاسیم بالا (غنی از پتاسیم تا شوشونیتی) منطقه و همچنین توالی آندزیت و آندزیت - بازالت غنی از بلورهای پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تشکیل احتمالی آنها در یک محیط زمین‌ساختی کششی ناشی از فرورانش با زاویه کم است که مشابه با منطقه ماتو در شیلی و حاشیه آند است (Morata & Aguirre, 2003). شباهت آندزیت و آندزیت - بازالت‌های منطقه با بازالت‌های درون صفحه‌ای (شکل ۱۸-ج) نشانگر رخداد این سنگ‌ها در یکی از سه محیط جزایر اقیانوسی، حوضه‌های کششی ایجاد شده در مناطق فرورانش و مناطق برخوردی تحت تأثیر پایین افتادگی و بازالت‌های جریانی قاره‌ای که در محیط‌های ریف درون قاره‌ای ایجاد می‌شوند، است (Kampunzu et al., 2000) که با توجه به موقعیت فرورانشی و سن ائوسن منطقه تشکیل حوضه کششی در مناطق فرورانشی مناسب‌تر به نظر می‌رسد (Shahabpour, 2005). با توجه به وجود بی‌هنجاری منفی تیتانیم و نیوبیم در منطقه کشکویه (شکل ۲۰) که نشان‌دهنده ذوب درجه بالای گوشته دگرسان بوده و شاخص ماگماهای تولید شده در محیط فرورانش است (Richards et al., 2001)، تأثیر رخداد فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده برای تشکیل مذاب در این محیط کششی بسیار بالا است (Saunders & Tarney, 1984; Pearce & Stern, 2006). بالا بودن میزان باریم و توریم (شکل ۲۰) در سنگ‌های ماگمایی که دارای منشأیی از پوسته فرورونده هستند، اهمیت تأثیر این پوسته را برای تشکیل مذاب در حوضه کششی کشکویه افزایش می‌دهد (Pearce & Stern, 2006).

واحدهای سنگی منطقه کشکویه دارای تغییر ویژگی‌های عناصر کمیاب از مشابه کمان به مشابه بازالت‌های میان اقیانوسی و گوشته (شکل ۱۸-ج) هستند که نشانه تغییر محیط به سوی کشش است (Keller et al., 2002). وجود گرایش و شباهت به بازالت‌های درون اقیانوسی، از نظر ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (شکل‌های ۲۰ و ۱۹)، در منطقه کشکویه نشانگر تشکیل واحدهای سنگی این منطقه در یک محیط کششی ناشی از بالا آمدگی گوشته است (Schandl et al., 1990; Zhang et al., 2009). همچنین وجود شباهت نسبی میان برخی از نمونه‌های سنگی منطقه و گوشته غنی شده (شکل‌های ۲۰ و ۱۹) نشان‌دهنده تشکیل و جایگزینی آنها در موقعیتی کششی است (Kampunzu et al., 2000). در موقعیت کششی ماگماتیسیم از نوع آلکالن فراوانی زیادی دارد (Luhr, 1997). غنی‌شدگی بیش از حد از عناصر آلکالن حاصل ذوب درجه پایین گوشته است (Ishizuka et al., 2010) که با ماهیت آلکالن سنگ‌ها در منطقه کشکویه سازگار است (شکل ۱۸-ب). عدم ایجاد بی‌هنجاری مثبت برای عنصر  $\text{Eu}$  (شکل ۲۰) در نمونه‌ها با وجود میزان بالای بلورهای پلاژیوکلاز (به عنوان حمل‌کننده عنصر) می‌تواند حاصل بالا بودن میزان فوگاسیته اکسیدژن در طول تشکیل ماگما در گوشته باشد (Morata & Aguirre, 2003). صاف شدن هرچه بیشتر الگوی عناصر خاکی کمیاب (شکل ۱۹) و کاهش اختلاف میان غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین و سبک نسبت به کندریت نشانگر افزایش نسبی درجه ذوب بخشی در گوشته است. در منطقه کشکویه، سنگ میزان آندزیت

مشابه با کانسارهای شیلی است ولی کرنبات بیشترین فراوانی را دارد. همراهی مجموعه این کانی‌ها در رگه‌های دارای سولفیدهای مس، به فراوانی در کانسارهای مس تپ ماتوی شیلی نیز دیده می‌شود.

– **ساخت و بافت:** ساخت و بافت‌های مهم در کانسارهای ماتو شامل پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه‌ای – رگچه‌ای و جانیشینی هستند که همه این ساخت و بافت‌ها در کانسارهای منطقه کشکویه مشاهده می‌شوند. بافت جانیشینی در این تپ کانسارها شامل جانیشینی پیریت و پیرویتومن توسط کانی‌های سولفیدی مس است (Zentilli et al., 1997; Cisternas & Hermosilla, 2006; Rieger et al., 2008). در منطقه کشکویه پیرویتومن و پیریت موجود در زمینه سنگ آندزیتی به فراوانی توسط سولفیدهای مس جانیشین شده‌اند.

– **دما و شوری سیال کانه‌ساز:** میزان دما و شوری اندازه‌گیری شده برای کانسارهای مختلف تپ ماتو متفاوت بوده است. تغییرات دماهای اندازه‌گیری شده از ۶۴ (در کانسار Buena Esperanza) تا ۶۰۱ (در کانسار Mantos Blancos) درجه سانتی‌گراد و درجه شوری از ۱/۵ (در کانسار Lo Aguirre) تا ۶۲ درصد وزنی نمک طعام (در کانسار Mantos Blancos) متغیر است (Kojima et al., 2009) و (Ramírez et al., 2006). دمای هموزن شدن میانبارهای سیال، در بیشتر کانسارهای تپ ماتو شیلی در حد متوسط (۳۰۰–۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) است. درجه شوری در این کانسارها نیز مقادیر متوسط در محدوده ۱۵ تا ۳۰ درصد وزنی نمک طعام نشان می‌دهد. وجود این مقادیر از دما و شوری در کانسارهای تپ ماتو در شیلی نشانه‌ای از منشأ شورابه‌ای این میانبارها در نظر گرفته می‌شود (Boric et al., 2002; Kojima et al., 2009). و دمای هموزن شدن میانبارها در کانسارهای منطقه کشکویه بین ۱۷۸ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری سیال آن میان ۲۵ تا ۳۴ درصد وزنی نمک متغیر است که این دما و شوری نیز منشأ احتمالی شورابه حوضه‌ای را برای این سیال‌ها نشان می‌دهد.

– **تفاوت‌ها با تپ ماتنو:** از نظر ویژگی‌های مربوط به محیط ژئوتکتونیک، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ژئومتری، نوع سنگ میزبان، گانگ همراه با رگه‌ها و دگرسانی‌ها کانسارهای منطقه کشکویه شباهت فراوانی با کانسارهای مس چینمکران ماتو در شیلی نشان می‌دهند (جدول ۱). تفاوت مهم موجود میان کانسارهای این دو منطقه تفاوت در تناژ ذخیره کانسارها است که در شیلی تناژ این کانسارها بالا (بیشتر از ۴۰۰ میلیون تن) (Maksaev & Zentilli, 2002)، ولی در منطقه کشکویه تناژ معادن در حدود ۱۵ میلیون تن تخمین زده شده است. مطالعات بعدی برای شناسایی این تپ کانسارها در منطقه رفسنجان و همچنین زیرپهنه دهج-ساردوییه می‌تواند به اکتشاف و شناسایی این تپ کانسارها کمک کرده و اهمیت این کانسارها را از نظر تناژ نیز بالاتر ببرد. تفاوت دیگر منطقه کشکویه با کانسارهای شیلی وجود تفاوت سنی در دو منطقه است. این تفاوت با توجه به وجود تفاوت در سن رخداد فرورانش و تشکیل حوضه کششی در منطقه کشکویه (سنوزوییک) و در شیلی (مزوزوییک) اهمیت زیادی ندارد.

#### ۹- ژنز و نحوه تشکیل کانسار

نحوه تشکیل و ژنز در کانسارهای تپ ماتو در دنیا بسیار مورد بحث است. برخی چرخش سیال‌ها در واحدهای سنگی را عامل اصلی رخداد کانه‌زایی در کانسارهای تپ ماتو در نظر می‌گیرند (Tosdal & Munizaga, 2003). منشأ این سیال‌ها را نیز به‌طور عمده از رخداد فرایندهای دیاژنز تدفینی تا دگرگونی می‌دانند (Kirkham, 1996; Kojima et al., 2009). منشاهای دیگری نیز برای این سیال‌ها مطرح شده، اما مورد توجه زیادی قرار نگرفته است. منبع تأمین مس در کانسارهای تپ ماتو نیز متفاوت است. به‌طور عمده منبع تأمین مس را از واحدهای آتشفشانی غنی از مس می‌دانند. در برخی کانسارهای مس تپ آتشفشان رد بد

(Agard et al., 2011). کانه‌زایی مس چینمکران ماتو، در منطقه کشکویه، در محیط کششی پشت کمان و با سن اوسن تشکیل گردیده است. ستبرای زیاد گدازه‌های آتشفشانی (بیش از ۲۰۰ متر) در همراهی با واحدهای رسوبی و آتشفشانی – تخریبی نیز نشانگر رخداد یک کشش و بازشدگی در منطقه کشکویه رفسنجان مشابه با شیلی است (Tosdal & Munizaga, 2003) در شیلی سنگ‌های میزبان و همراه مس چینمکران ماتو شامل آندزیت و بازالت‌های کالک آلکان تا توله‌ای با میزان پتاسیم بالا هستند (Tristá-Aguilera et al., 2006 و Haggan et al., 2003). در منطقه کشکویه رفسنجان نیز سنگ‌های میزبان و همراه شامل آندزیت و آندزیت بازالت توله‌ای، کالک آلکان با میزان پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند (شکل‌های ۱۸- الف و ج).

– **ژئومتری و شکل ماده معدنی:** کانسارهای تپ ماتو در دنیا به عنوان کانسارهایی چینمکران شناخته می‌شوند که به یک واحد خاص چینمکران محدود می‌شوند. ولی در برخی کانسارهای ماتو میزبان کانه‌زایی دو یا سه واحد سنگی متفاوت است (Tristá-Aguilera et al., 2006; Kojima et al., 2009). در منطقه کشکویه کانه‌زایی همپوزن مس تنها محدود به واحد آندزیت پورفیری پیرویتومندار است که نشانگر وضعیت چینمکران کانه‌زایی در این منطقه است. شکل ماده معدنی در کانسارهای تپ ماتو به‌طور عمده رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی است. در منطقه کشکویه نیز شکل ماده معدنی و سولفیدهای مس به‌طور عمده به صورت رگه- رگچه‌ای است که در بخش‌هایی فضاهای خالی سنگ را نیز پر کرده‌اند.

– **سنگ میزبان و سنگ‌های همراه:** به دلیل رخداد کانه‌زایی در یک حوضه کششی مربوط به تکامل کمان در شیلی، عمده کانسارهای تپ ماتو دارای سنگ میزبان و سنگ‌های همراه با ترکیب آندزیتی هستند. در برخی نواحی، واحدهای سنگی فلسیک و حتی رسوبی نیز میزبان کانه‌زایی به‌شمار می‌روند (Oyarzum et al., 1998; Haggan et al., 2003; Wilson & Zentilli, 2006). در منطقه کشکویه سنگ میزبان آندزیت پورفیری سیاه‌رنگ است که با واحدهای آندزیتی، لاپیلی توف آندزیتی و آگلومرای همراه شده است.

– **کانی‌شناسی و عناصر همراه:** مهم‌ترین سولفیدهای موجود در کانسارهای تپ ماتو در دنیا و در شیلی شامل بورنیت، کالکوزیت و کالکوپیریت به همراه پیریت هستند. در برخی کانسارها مقدار کالکوزیت از بورنیت بیشتر است و در برخی کانسارها مقادیری ترائیدریت، گالن و اسفالریت هم دیده می‌شود. نقره مهم‌ترین عنصر همراه با مس در این کانسارها به‌شمار می‌آید که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Maksaev & Zentilli, 2002). در کانسارهای منطقه کشکویه بورنیت و پس از آن کالکوزیت کانی‌های سولفیدی غالب به‌شمار می‌آیند و مقادیری کالکوپیریت و پیریت نیز حضور دارند. میزان نقره در کانسارهای منطقه کشکویه از ۶ تا ۲۳ گرم در تن متغیر است.

– **دگرسانی و گانگ:** دگرسانی در کانسارهای تپ ماتو گسترش کمی دارد و معمولاً در نظر گرفته نمی‌شود. ولی رخداد هماتیته شدن در این تپ کانسارها اهمیت زیادی دارد به گونه‌ای که مجموعه سنگ دارای کانه‌زایی دارای میزان بالایی از هماتیت است. دگرسانی‌های دیگر این تپ کانه‌زایی شامل کرنباتی، کلریتی، آلپیتی، سیلیسی و سرپستی است. دگرسانی آلپیتی تنها در برخی کانسارهای تپ ماتو گسترش دارد که این دگرسانی را مرتبط با رخداد دگرگونی ضعیف در واحدهای سنگی می‌دانند (Kirkham, 1996; Kojima et al., 2009). در منطقه کشکویه در واحد آندزیت پورفیری دارای کانه‌زایی و در حاشیه رگه‌های سولفیدی مس رخداد دگرسانی بسیار ضعیف است و دگرسانی‌های کرنباتی، هماتیته و سرپستی دیده می‌شوند که نشانگر شباهت زیاد آن با کانسارهای تپ ماتو است.

در کانسارهای تپ ماتو در شیلی کانی‌های مهم گانگ کرنبات، کلریت، هماتیت و سیلیس هستند. در برخی کانسارها فلدسپار آلکان نیز به صورت گانگ در رگه‌ها و در همراهی با کانه‌زایی دیده می‌شود. در منطقه کشکویه گانگ همراه با کانه‌زایی

دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی پیریت در سنگ میزبان (Wilson et al., 2003). بنابراین، در این مرحله پیریت در همراهی با میکرولیت‌های زمینه و به صورت پرکننده فضای خالی در زمینه سنگ تشکیل می‌شود.

#### ۹-۲. مرحله تدفین

در محیط‌های کشتی، به دلیل صعود دیپیرهای گوشته‌ای، بالا بودن ژئوترم و فعالیت آتشفشانی گسترده، توالی ستبرایی از واحدهای آتشفشانی تشکیل می‌شود که این توالی میزان بالایی از حرارت را در میان خود حفظ می‌کند (Kirkham, 1996). منطقه کشکویه نیز در محیطی کشتی تشکیل شده است که ستبرای توالی سنگی در آن زیاد است. در مراحل ابتدایی آغاز تدفین و در ادامه آن، پیرویتومن از مواد نفتی به دام افتاده متبلور شده و فضاهای خالی سنگ را اشغال می‌کند. دفن شدن واحدهای آتشفشانی منطقه و افزایش فشار موجب پیدایش رخساره رئولیتی و همچنین سبب تحرک سیال‌های اکسیدان شورا به‌ای (Barnes, 1979) در میان توالی آتشفشانی می‌شود. این سیال‌ها به دلیل دمای نسبتاً بالای محیط و در اثر گردش در میان واحدهای سنگی آتشفشانی (به طور عمده واحد لاپیلی توف سرخ رنگ) از مس غنی می‌شوند. سیال‌های اکسیدان غنی از مس به‌سوی نقاط کم فشار و واحدهای بالایی حرکت می‌کنند. ورود این سیال‌ها به واحد آندزیت پورفیری غنی از پیرویتومن و پیریت سبب احیا شدن آنها و ته نشست مس به شکل سولفیدی می‌شود. برخورد سیال‌های اکسیدان با پیریت سبب آزاد شدن آهن و جانشینی مس به جای آهن می‌شود؛ آهن آزاد شده نیز در نزدیک سولفیدهای مس تشکیل هماتیت می‌دهد. در بخش‌هایی، که شدت فرایند اکسیداسیون سیال زیاد است، پیریت‌ها به‌طور کامل توسط هماتیت جانشین می‌شوند. میزان بالای هماتیت در مجاورت سولفیدهای مس، در واحد آندزیتی میزبان، حاصل رخداد این فرایند است (Kirkham, 1996; Wilson & Zentilli, 1999; Wilson et al., 2003; Wilson et al., 2006; Haggan et al., 2003; Tristán-Aguilera et al., 2006; Wilson & Zentilli, 2006). مطالعات ایزوتوپی صورت گرفته روی کانسارهای تپ مانتو در دنیا منشأ یکسان گوگرد در شکل‌های دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی پیریت را با شکل‌های رگه - رگچه‌ای و جانشینی سولفیدهای مس تأیید می‌کند. بنابراین منشأ گوگرد هر دوی آنها از احیای باکتریایی سولفات آب دریا در مرحله دیاژنز اولیه است (Wilson et al., 2003; Carrillo-Rosúa et al., 2006) و در نتیجه منشأ احتمالی گوگرد سولفیدهای مس، ناشی از جابه‌جایی دوباره گوگرد پیریت‌های اولیه است.

در انتهای فرایند تدفین و با آغاز بالآمدگی (uplift) منطقه، گسل خوردگی و فضاهای باز در سیستم افزایش می‌یابد که این امر سبب تمرکز دوباره کانه‌زایی سولفیدی مس در امتداد گسل‌ها می‌شود. حاصل رخداد این فرایندها تشکیل بافت‌های دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی از پیریت و پیرویتومن، قطع شدگی و جانشینی پیرویتومن توسط سولفیدهای مس، شکل‌های جانشینی پیریت، رگه - رگچه‌ها و شکل‌های پرکننده فضای خالی از سولفیدهای مس و رگه‌های قطور سولفیدی در امتداد گسل‌ها در سنگ آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی است. تشکیل سولفیدها و اکسیدهای مس در انتهای مرحله بالآمدگی و سوپرزون در منطقه کشکویه گسترده بوده است. این مرحله توسط سیال‌های جوی و در دمای نزدیک به سطح رخ داده است.

#### ۱۰- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

با توجه به داده‌های ارائه شده در این پژوهش، کانسارهای مس منطقه معدنی کشکویه شباهت‌های فراوانی با تپ کانساری مانتو نشان می‌دهند. کانی‌شناسی در این کانسارها به‌طور عمده شامل بورنیت، کالکوزیت، کالکوپیریت و پیریت است. ساخت و بافت در کانسارهای مس منطقه کشکویه شامل پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه - رگچه‌ای و جانشینی است. بررسی سیال‌های درگیر در این کانسارها

(Volcanic red bed) کانادا منبع مس را حاصل شست و شوی واحدهای سنگی تشکیل شده در محیط‌های ساحلی می‌داند (Kirkham, 1996). در منطقه معدنی مس کشکویه واحد لاپیلی توف با توجه به رنگ سرخ آن در محیط ساحلی (Subaerial) تشکیل شده است و می‌تواند منبع تأمین کننده مس باشد. در بسیاری از کانسارهای مختلف دنیا منبع مس را از واحدهای سنگی می‌داند که دارای وضعیت اکسیدان شدید هستند (Kirkham, 1996). تشکیل واحدهای سنگی در محیط ساحلی همراه با از هم پاشی و تخریب بلورها می‌تواند موجب آزاد شدن فلزات مختلف از جمله مس شود. فلز آهن نیز در این زمان به همین صورت آزاد می‌شود. بنابراین این نوع واحدهای سنگی به عنوان منابع غنی فلزات در نظر گرفته می‌شوند. در واحد لاپیلی توف کمر پایین واحد آندزیت پورفیر کانه دار ژئولیت به‌صورت پرکننده فضاهای خالی و رگه‌ای گسترش دارد (شکل‌های ۴-ب، ج و د). وجود این کانی نشانه مهمی برای رخداد دیاژنز تدفینی به‌شمار می‌آید.

کانسارهای مس منطقه کشکویه، از نظر بسیاری ویژگی‌ها، با کانسار السولدادی شیلی مشابه هستند (جدول ۱) با توجه به وجود این شباهت، نحوه رخداد کانه‌زایی در این دو منطقه نیز قابل مقایسه است. حضور پیرویتومن در واحد آندزیت پورفیری کانسار السولدادی شیلی را حاصل ورود مواد نفتی به حوضه در زمان تشکیل این واحد آتشفشانی در نظر می‌گیرند (Zentilli et al., 1997; Wilson, 2000) که مواد نفتی فضاهای خالی سنگ آندزیتی را پر کرده‌اند. (Zentilli et al., 1997) منشأ این مواد نفتی را از رخداد دیاژنز تدفینی در واحدهای سنگی رسوبی زیرین می‌دانند. افزایش دما (میان ۶۰ تا ۹۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار در این واحدهای سنگی که غنی از مواد آلی هستند موجب ایجاد مواد نفتی در آنها می‌شود. در منطقه کشکویه نیز در واحدهای فلیش مواد آلی همراه با پیریت فراموبیدال مشاهده می‌شوند که حضور این مواد آلی در سنگ‌های رسوبی فلیش می‌تواند نشانگر منشأ گرفتن احتمالی مواد نفتی از این واحدهای سنگی باشد. با توجه به ساخت و بافت‌ها و کانی‌شناسی در واحد آندزیت پورفیری می‌توان دو فاز برای رخداد کانه‌زایی هیپوزن در کانسارهای مس منطقه کشکویه در نظر گرفت. فاز اول شامل فرایندهایی است که با ایجاد پیریت و پیرویتومن در زمینه سنگ سبب ایجاد شرایط احیایی در سنگ میزبان شده‌اند و فاز دوم حاصل ورود سیال‌های اکسیدان غنی از مس به واحد آندزیت پورفیری است. این سیال‌ها در برخورد با پیرویتومن و پیریت احیا شده و سولفیدهای مس از آنها ته نشین می‌شوند (ابولی پور و همکاران، ۱۳۹۰). فاز کانه‌زایی سولفیدی رگه‌ای مس نیز به دو صورت دیده می‌شود: یکی رگه - رگچه‌ها و اشکال پرکننده فضای خالی ایجاد شده در مرحله دیاژنز تدفینی که در محیط با فشار بالا ایجاد شده‌اند و دیگری رگه‌های موجود در امتداد گسل‌ها که در مرحله بالآمدگی و برداشت فشار ایجاد شده‌اند. این رگه‌ها حاصل تمرکز دوباره سولفیدهای مس هستند. به این دلیل رگه‌های نوع اول کم ستبر هستند و نوع دوم ستبرای زیادی دارند.

این دو فاز کانه‌زایی در کانسارهای مس منطقه کشکویه با کانسار السولدادی شیلی مشابهت زیادی دارند به طوری که می‌توان مراحل کانه‌زایی و فرایندهای تشکیل را در دو مرحله دیاژنز به ترتیب زیر خلاصه نمود:

#### ۹-۱. مرحله دیاژنز اولیه

در مراحل انتهایی فعالیت آتشفشانی و در زمانی که آب دریا در سیستم، در حال گردش است (مرحله دیاژنز اولیه) مواد نفتی ایجاد شده در واحدهای فلیش غنی از مواد آلی، در امتداد گسل‌های نرمال به درون حوضه وارد شده و در فضای خالی موجود در سنگ آندزیت پورفیری به دام می‌افتند (Wilson, 2000; Wilson et al., 2003). حضور این مواد در حوضه و در سنگ میزبان کانه‌زایی، سبب افزایش فعالیت میکروارگانیزم‌های احیاکننده سولفات آب دریا در حوضه می‌شود. سولفات آب دریا توسط باکتری‌های موجود احیا شده و گوگرد آن در واکنش با آهن و در فضاهای خالی موجود در سنگ تشکیل پیریت می‌دهد (تشکیل بافت‌های

کانسارهای مس پورفیری دارای سن میوسن میانی هستند (Shafiei et al., 2009) و سنگ‌های در بر گیرنده کانه‌زایی در منطقه کشکویی دارای سن ائوسن هستند (Dimitrijevic et al., 1971) می‌توان چنین نتیجه گرفت که رخداد کانه‌زایی مس در ناحیه کرمان در ابتدا به شکل سنگ‌های آتشفشانی در محیط‌های کشتی ائوسن بوده و سپس در میوسن میانی کانسارهای پورفیری مس در ارتباط با توده‌های نفوذی پس از برخوردی تشکیل شده‌اند. بررسی ارتباط میان رخداد کانه‌زایی مس چینمکران مانتو (مانند کانسارهای منطقه معدنی مس کشکویی) در زیرپهنه دهج-ساردویی و کانه‌زایی مس پورفیری نتایج جالب توجهی در مورد کانه‌زایی مس در این زیرپهنه در پی خواهد داشت.

پی جویی واحد دارای کانه‌زایی (واحد آندزیتی تیره رنگ) می‌تواند به اکتشاف ذخایر جدید از کانسارهای مس تیپ مانتو در زیرپهنه دهج - ساردویی منجر شود. این الگوی اکتشافی می‌تواند به عنوان دومین الگوی اکتشافی برای کانسارهای مس در ناحیه کرمان، پس از سیستم‌های مس پورفیری در نظر گرفته شود. با توجه به رخداد فرایندهای کشتی در منطقه کشکویی و مناطق مجاور آن با پی‌جویی مناطق مشابه در پهنه ارومیه-دختر، که رخداد کشتی در آنها روی داده است، می‌توان به اکتشاف این تیپ کانسارها در آینده امیدوار بود. حضور پیرویتومند در سنگ میزبان کانه‌زایی نیز به‌عنوان یکی از راهکارهای اکتشافی مهم برای این تیپ کانسارها مطرح است (Cisternas & Hermosilla, 2006).

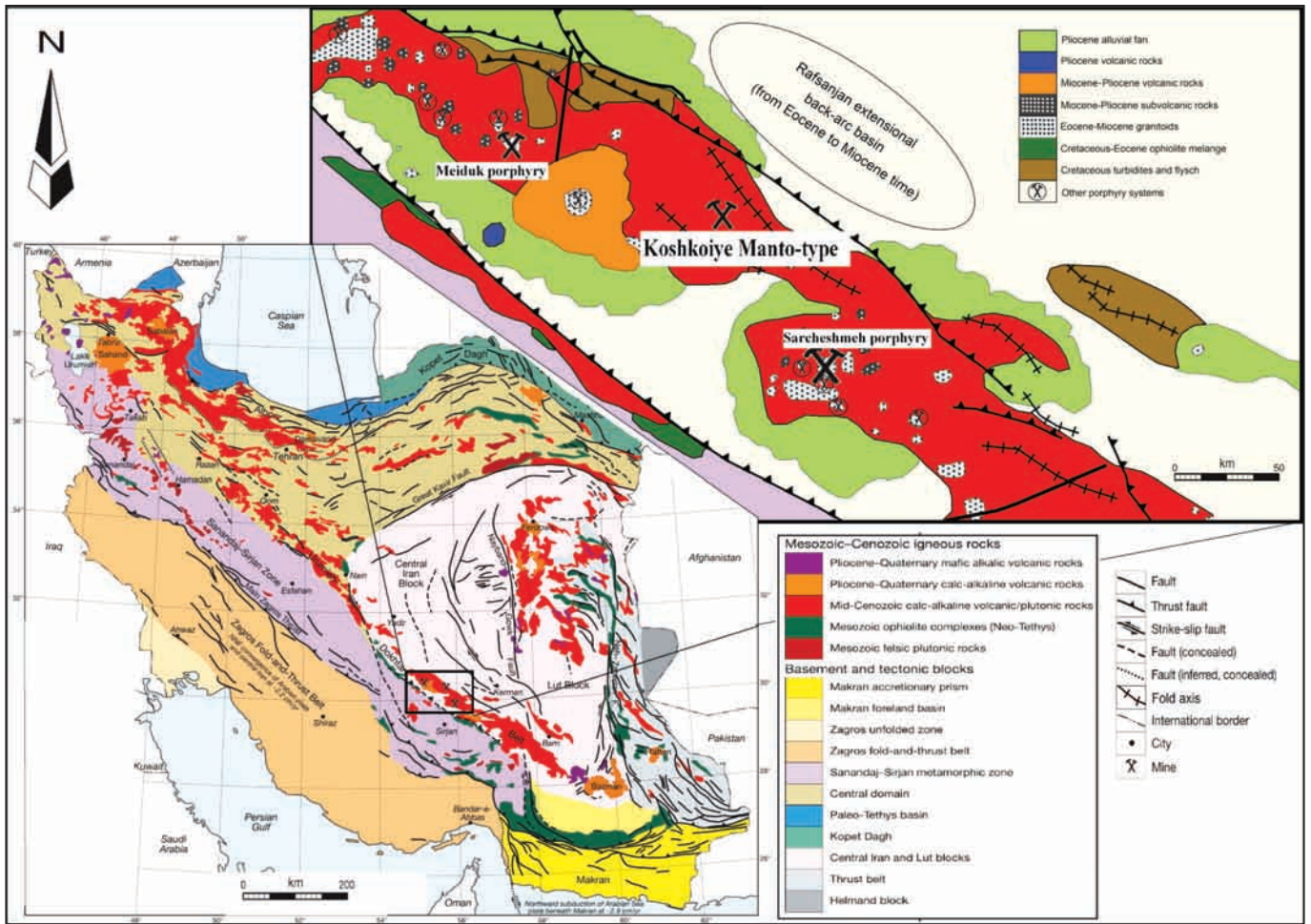
### سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند تا از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس سپاسگزاری نمایند. همچنین از مهندسین، کارکنان و کارگران محترم شرکت خاک و فلزات کرمان و شرکت تلاشگران مس نوید، که کمال همکاری را برای انجام این بررسی‌ها داشته‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

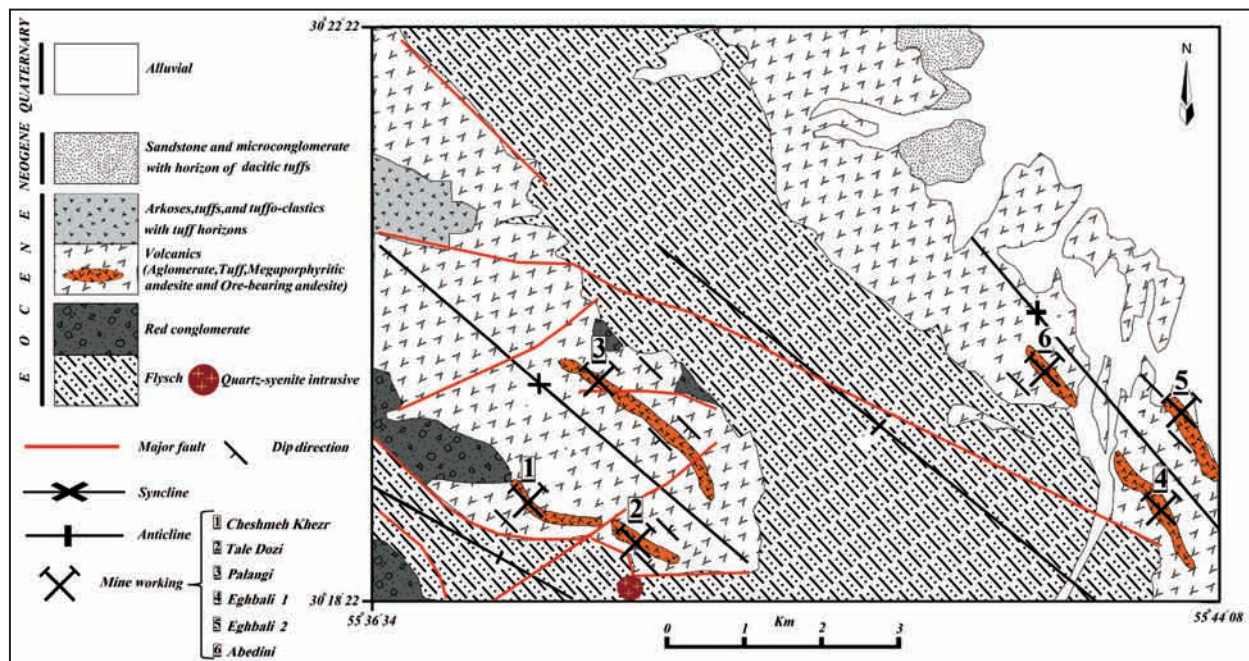
نشانگر منشأ شورابه حوضه‌ای برای سیال‌های کانه‌ساز است. مس در این سیال‌ها توسط لیگاندهای کلریدی حمل شده و ته‌نشست آن تحت تأثیر احیاشدگی سیال کانه‌ساز و کاهش دما در آن رخ داده است. این کانسارها تحت تأثیر فرایندهای مرتبط با ولکانیسم و دیاژنز تشکیل شده‌اند. فرایندهای دیاژنز اولیه موجب تشکیل پیریت و به دام افتادن مواد آلی در زمینه واحد آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی و در نتیجه پیدایش شرایط محیط‌های احیایی در این واحد سنگی شده است. در مرحله بعدی تحت تأثیر فرایند تدفین سیال‌های شورابه‌ای اکسیدان مس‌دار حرکت پیدا کرده‌اند. این سیال‌ها مس را از واحدهای آتشفشانی غنی از مس زیرین (به‌طور عمده واحد لاپیلی توف سرخ رنگ) شسته و در واحد آندزیت پورفیری دارای شرایط احیایی ته‌نشست داده‌اند. نحوه تشکیل کانه‌زایی مس در این کانسارها با دیگر کانسارهای مس شناخته شده در زیرپهنه دهج-ساردویی (کانسارهای ماگمایی-گرمابی وابسته به توده نفوذی) متفاوت است. تفاوت در نحوه کانه‌زایی مس در نتیجه تفاوت در عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی است. عامل اصلی کنترل‌کننده کانه‌زایی در این تیپ کانسارها واحد آندزیت پورفیری میزبان کانه‌زایی است. به همین جهت همگی کانسارها در این منطقه شکل چینمکران داشته و از شکل و وضعیت واحد آندزیت پورفیری پیروی می‌نمایند.

در شیلی رخداد کانه‌زایی مس در کانسارهای تیپ مانتو را حاصل رخداد فعالیت آتشفشانی غنی از مس می‌دانند. رخداد این نوع فعالیت آتشفشانی سبب ایجاد واحدهای سنگی آتشفشانی غنی از مس شده است که شست و شوی این واحدهای سنگی توسط سیال‌های اکسیدان کانه‌ساز را به عنوان منشأ مس بیان کرده‌اند (Kojima et al., 2009). رخداد این نوع فعالیت آتشفشانی در محیط کشتی پشت کمان در حاشیه آند در شیلی پیش از رخداد سیستم‌های پورفیری بوده است (Maksaev & Zentilli, 2002). در زیرپهنه دهج-ساردویی و در منطقه کشکویی نیز زیرپهنه غنی از مس رخ داده است. با توجه به این که در ناحیه کرمان



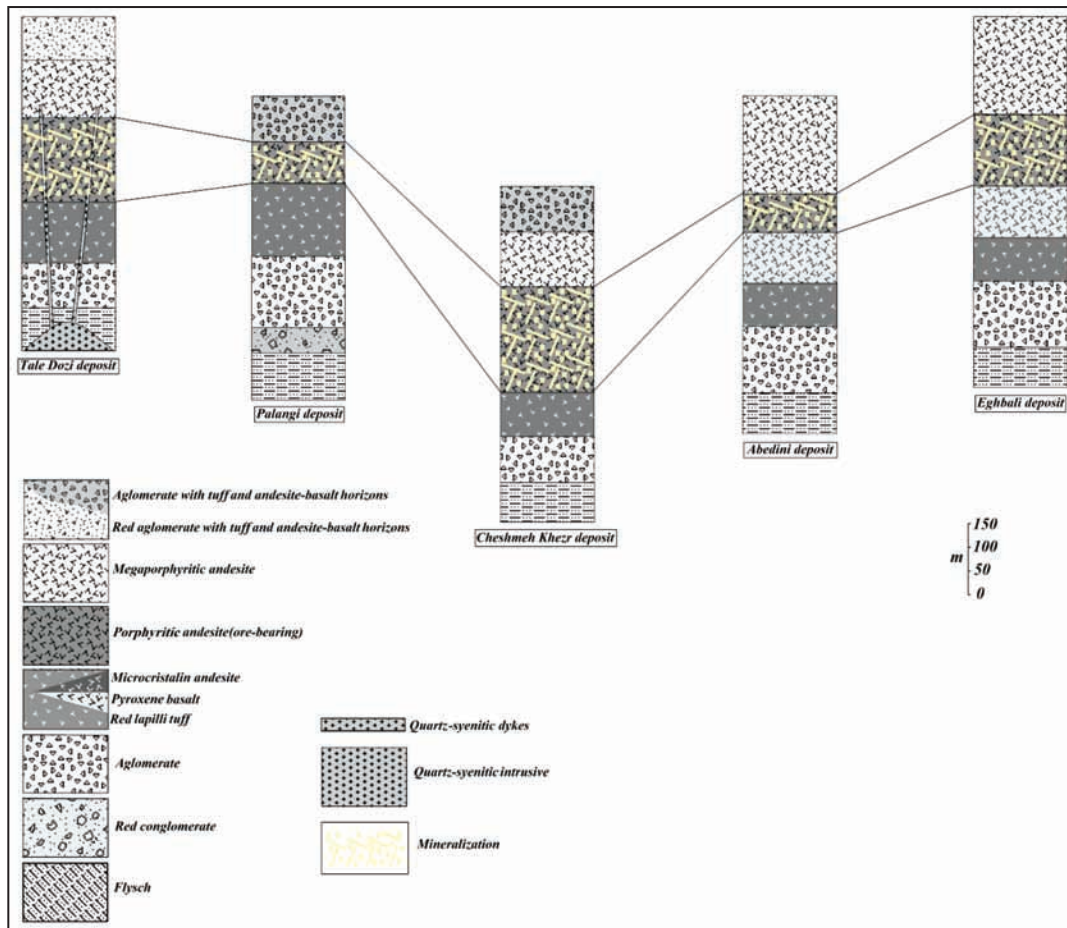


شکل ۱- موقعیت منطقه معدنی مس کشکویییه رفسنجان و سیستم های مس پورفیری (سرچشمه، میدوک و دیگر معادن) در ساب زون دهج- ساردویییه از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Shahabpour, 2005; Richards et al., 2006; Shafiei et al., 2009).

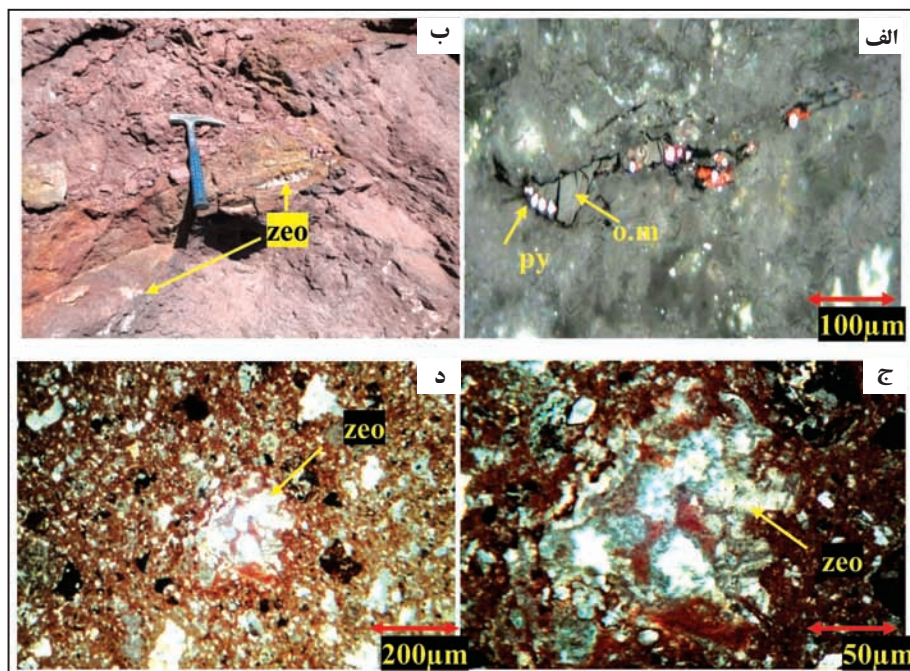


شکل ۲- بخشی از نقشه زمین شناسی ساده شده ۱/۱۰۰۰۰۰ رفسنجان I (Kampunzu et al., 2000) و موقعیت پنج معدن فعال در واحد آندزیت پورفیری پیرویتوم دار میزان کانه زایی.



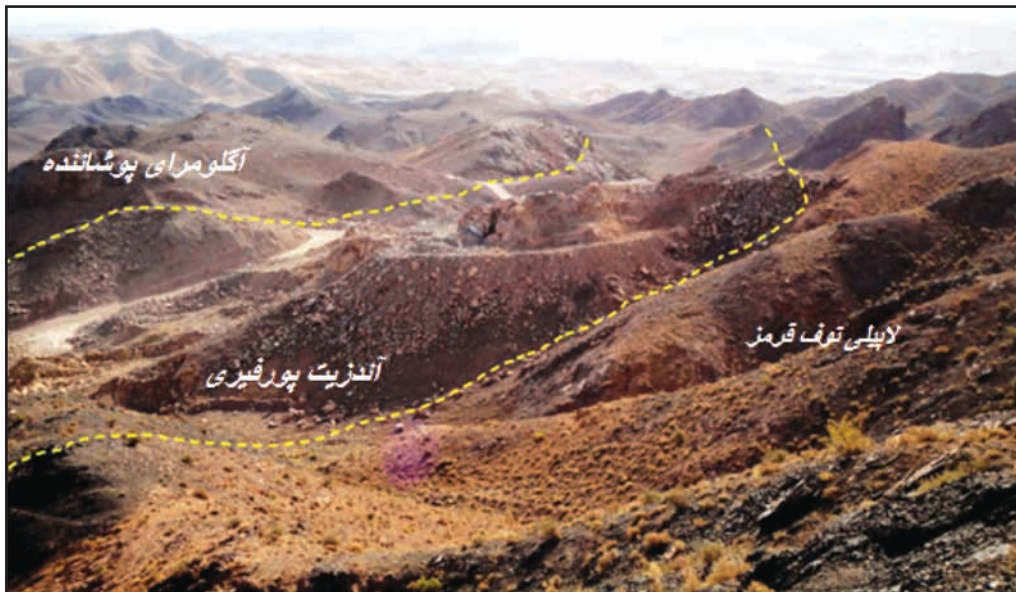


شکل ۳- ستون چینه‌ای از توالی چینه‌شناسی در پنج معدن فعال در منطقه کشکوبیه و جایگاه واحد آندزیت پورفیری پیرویتومندار میزبان کانه‌زایی در آنها.

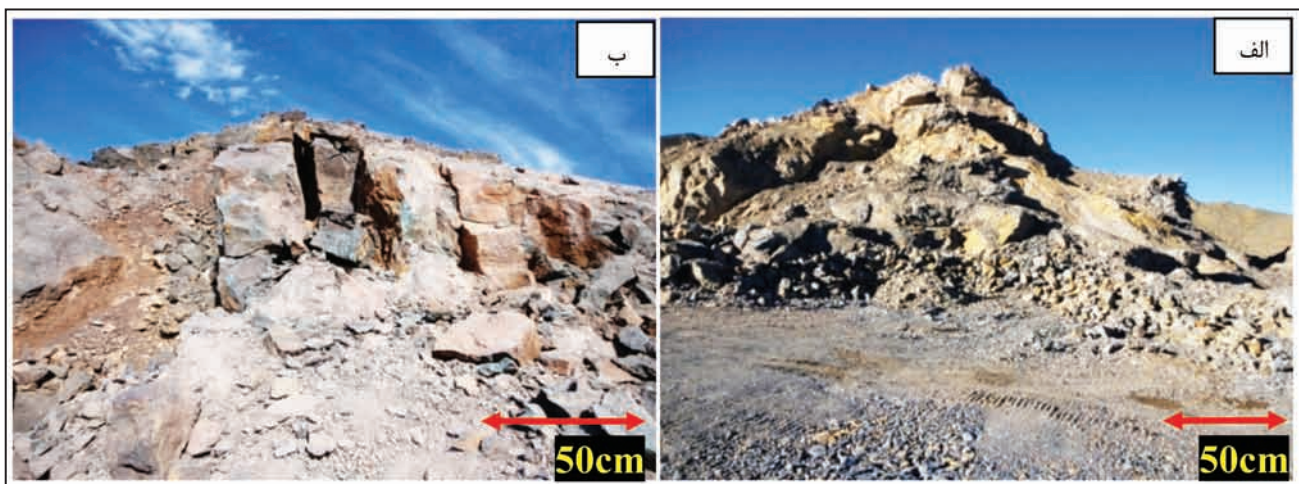


شکل ۴- الف) حضور مواد آلی (o.m.) به همراه پیریت‌های فراموبیدال (py) در سنگ کالک‌آرنایت از مجموعه فلیش‌های انوسن؛ ب) اشکال رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی از زئولیت (zeo) در واحد لاپیلی توف قرمز رنگ؛ ج و د) تصویر میکروسکوپی از حضور زئولیت (zeo) به صورت اشکال پرکننده فضای خالی در سنگ لاپیلی توف قرمز رنگ.

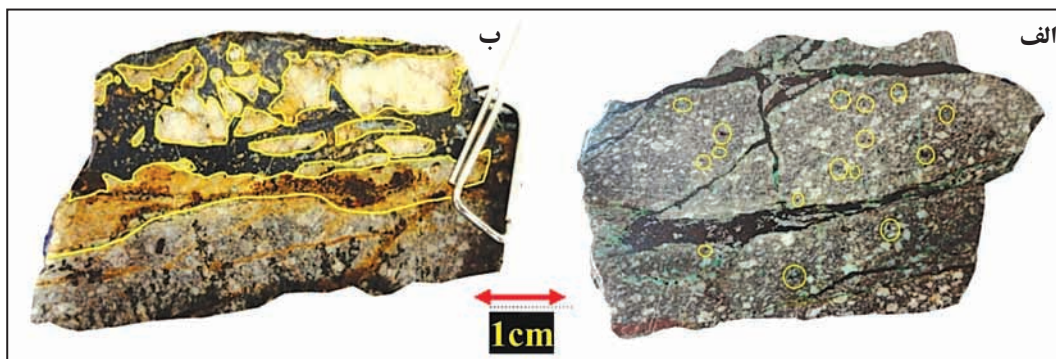




شکل ۵- موقعیت چینه کران واحد آندزیت پورفیر کانه دار در منطقه معدنی مس کشکویه. لایه‌ی توف قرمز رنگ کمربین و آگلومرای پوشاننده کمر بالای واحد میزبان کانه زایی را تشکیل می دهند.

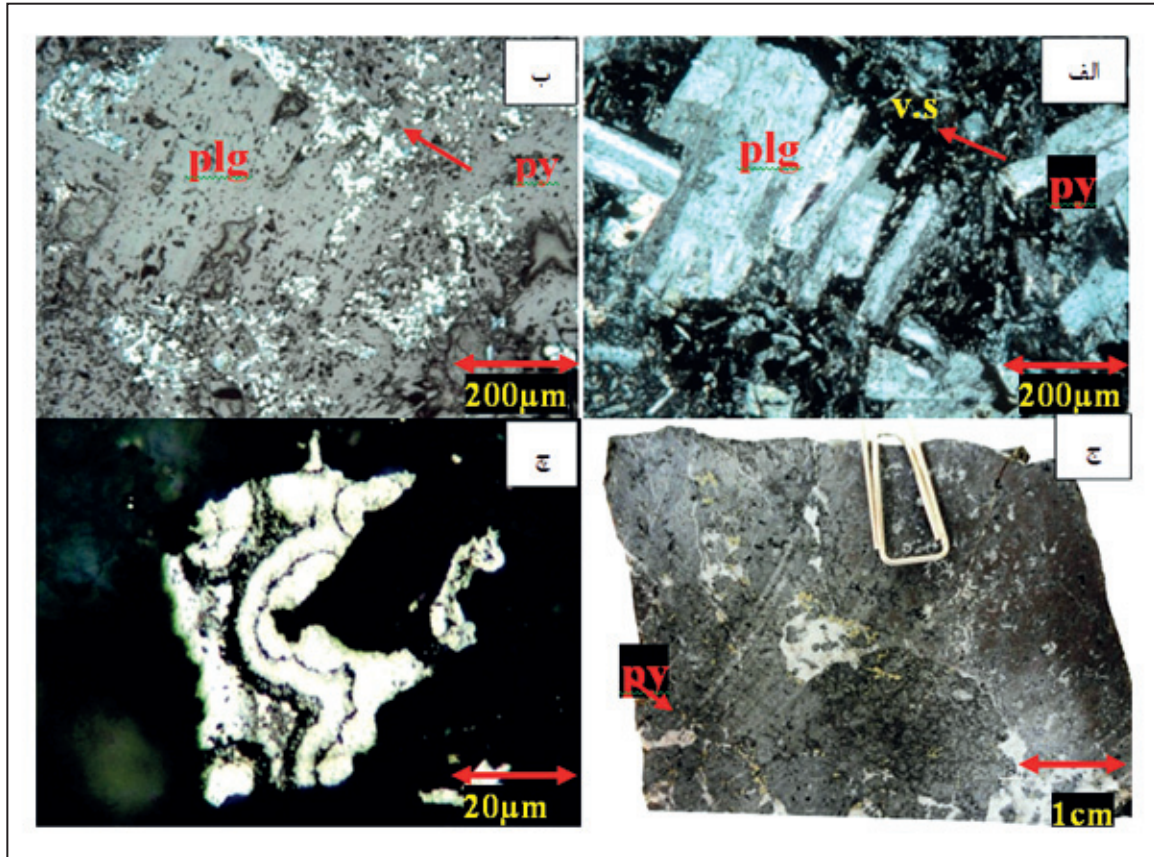


شکل ۶- الف) نمایی نزدیک از شکل چینه کران کانه زایی مس در واحد آندزیت پورفیری پیرویتومن دار در معدن پلنگی؛ ب) شکل کانه زایی چینه کران در معدن تله دزی.

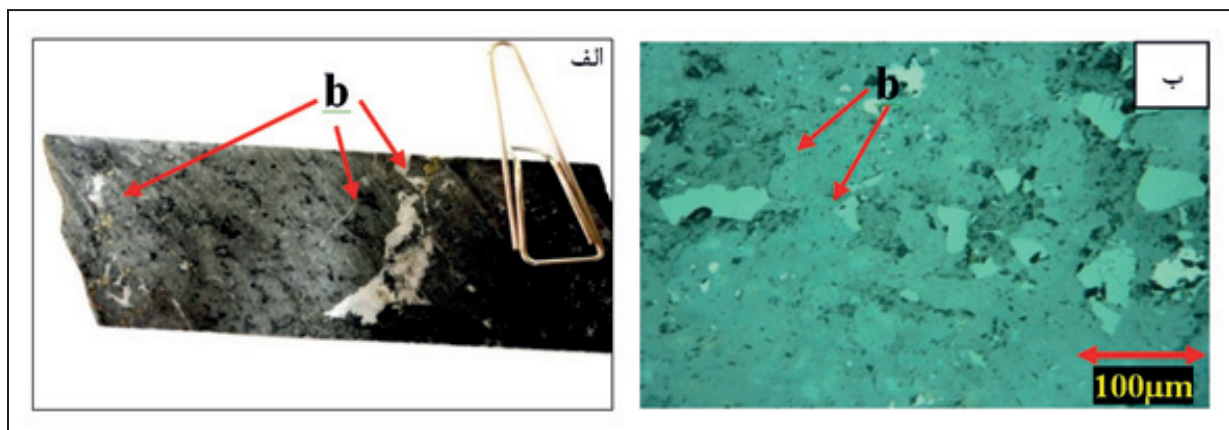


شکل ۷- الف) اشکال رگه- رگچه‌ای (v.s) و پرکننده فضای خالی (دایره‌ها) از سولفیدهای مس در واحد آندزیت پورفیری که در مرحله دیاژنز تأخیری تشکیل شده اند؛ ب) ژئومتری رگه‌ای که همروند باگسل ها تشکیل شده و گانگ همراه با آنها به طور عمده کربنات است.



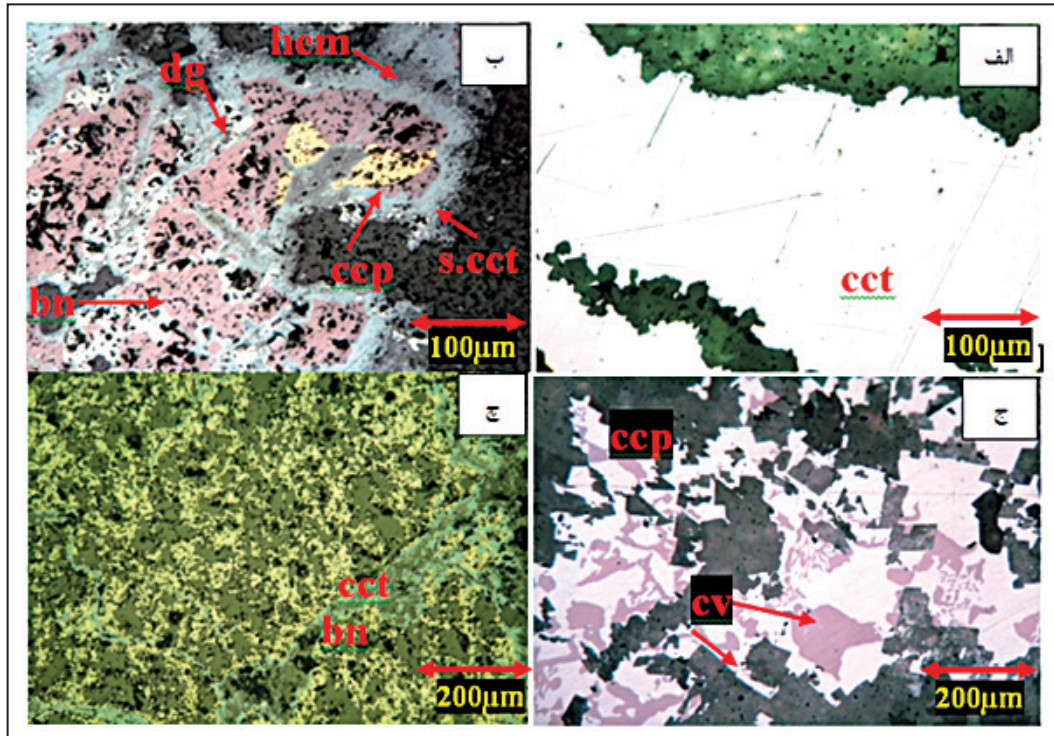


شکل ۸- الف و ب) نمایی از سنگ آندزیت پورفیر میزبان کان‌زایی که در آن بخش فنوکریست‌ها (پلاژیوکلاز (plg)) و زمینه (میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پیریت (py)) به خوبی دیده می‌شوند؛ ج) نمونه دستی از اشکال پرکننده فضای خالی پیریت و دانه پراکنده در سنگ آندزیت پورفیری؛ د) اشکال کلو فورم از پیریت در زمینه سنگ آندزیت پورفیری.

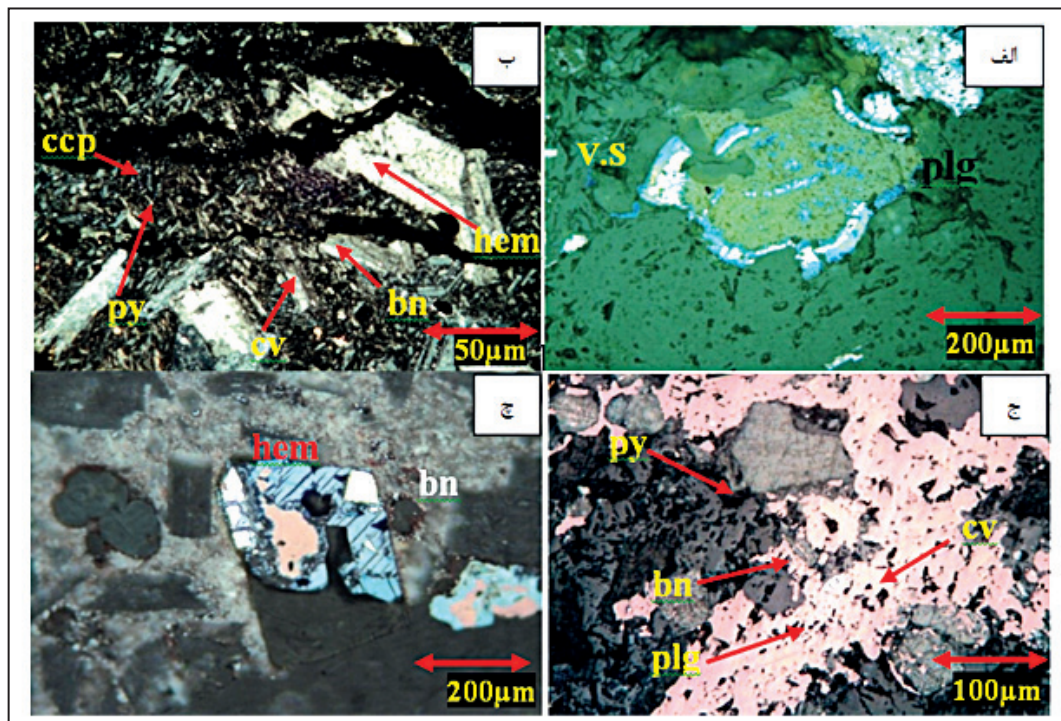


شکل ۹- حضور پیرویتومن در آندزیت پورفیر میزبان کان‌زایی: الف) نمونه دستی از آندزیت پورفیری میزبان کان‌زایی همراه با پیرویتومن (b) به صورت پرکننده فضای خالی؛ ب) اشکال پرکننده فضای خالی از پیرویتومن (b) در زمینه سنگ آندزیت پورفیری در نور انعکاسی.



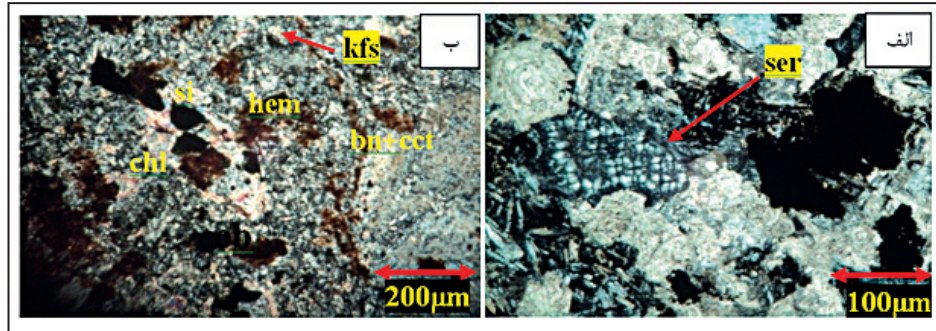
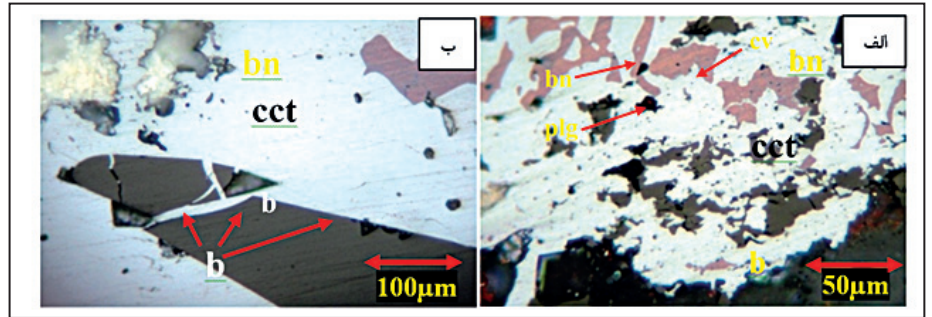


شکل ۱۰- زون بندی سولفیدی در کانسارهای مس منطقه کشکویه: الف) زون کالکوزیت اولیه (cct)؛ ب) زون بورنیت-کالکوپیریت که در آن هم رشدی بورنیت (bn) و کالکوپیریت (ccp) دیده می‌شود و در طی فرایند سوپرژن از اطراف به کالکوزیت دودی (s.cct)، هماتیت (hem) و دیژنیت (dg) تبدیل شده‌اند؛ ج) زون کالکوپیریت (ccp)؛ د) زون بورنیت (bn)-کالکوزیت (cct).



شکل ۱۱- الف) نمایی از سنگ آندزیت پورفیر میزبان کانه‌زایی با زمینه میکرولیتی و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (plg) که در آن رگچه‌های سولفیدی (V.S) زمینه و بلورهای پورفیر را قطع نموده‌اند؛ ب) بافت جانشینی پیریت توسط بورنیت، کالکوپیریت و هماتیت؛ ج) جانشینی بلور پلاژیوکلاز (plg) توسط پیریت (py) در مرحله اول کانه‌زایی، جانشینی بورنیت (bn) به جای پیریت در فاز دوم کانه‌زایی، جانشینی کولیت (cv) به جای بورنیت در طی فرایند سوپرژن؛ د) رگ بورنیتی (bn) که هماتیت هیپوژن (hem) در قالب‌های پیریت اولیه و در اطراف آن مشاهده می‌شوند (نشانه‌گر دگرسانی هماتی پیریت).

شکل ۱۲- الف) قطع شدگی و شناوری پیرویتوم (b) در سولفیدهای مس (بورنیت (bn) و کالکوزیت (cct)؛ ب) جانشینی و به هم ریختگی پیرویتوم توسط سولفیدهای مس.

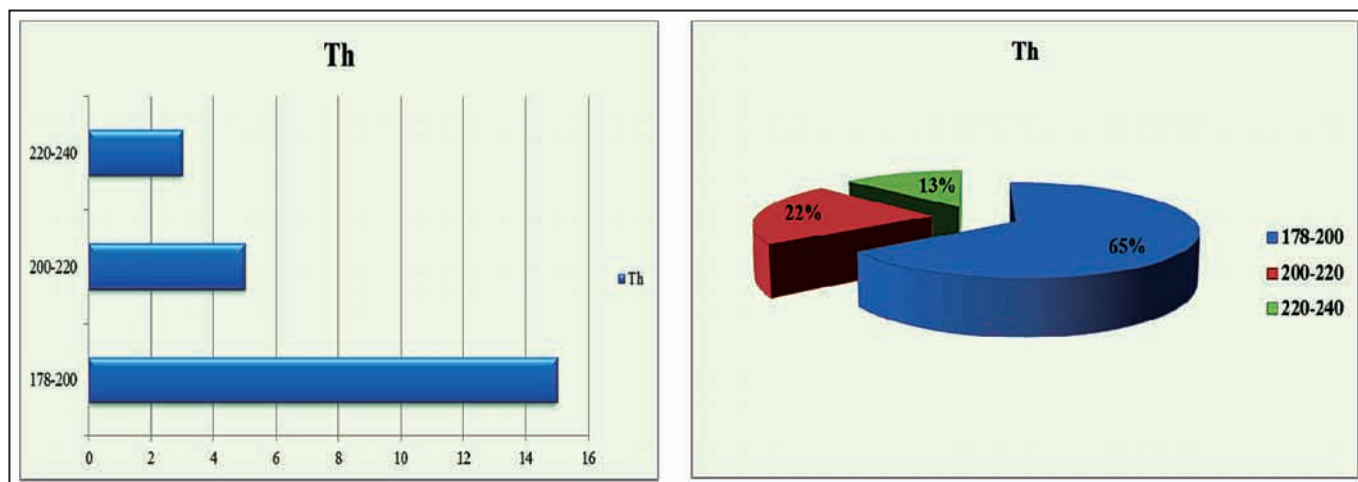


شکل ۱۳- الف) دگرسانی سریستی (ser) در مجاورت رگه‌های سولفیدی مس در سنگ میزبان آندزیت پورفیری؛ ب) سولفیدهای بورنیت (bn) و کالکوزیت اولیه (cct) و همراهی آنها با گانگ‌های کربنات (cb)، کلریت (chl)، هماتیت (hem)، سیلیس (Si) و فلدسپار آلکالن (kfs).

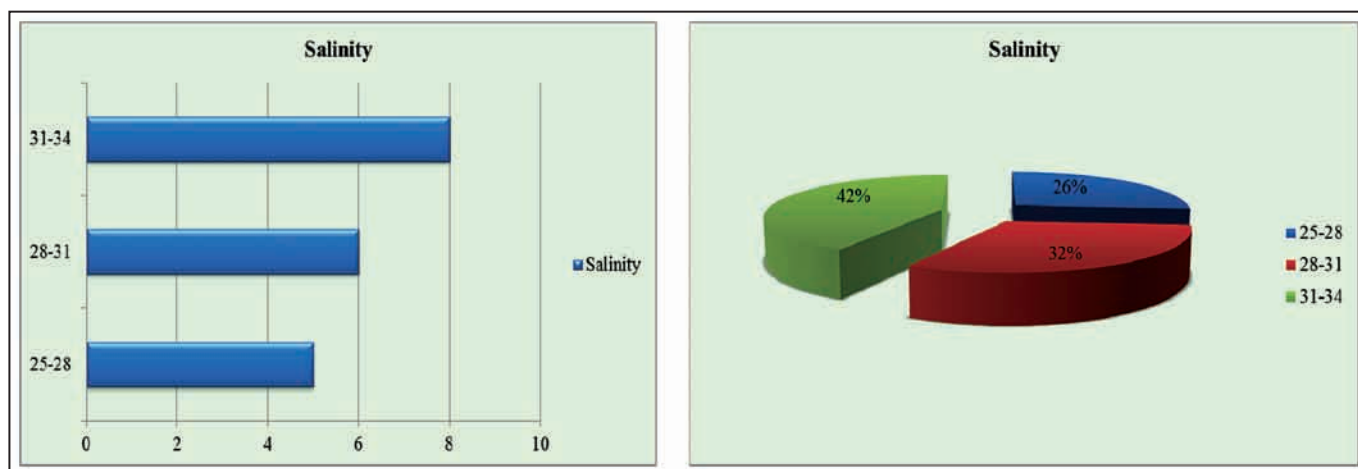
Processes Minerals	Pre-mineralization		Mineralization		Post-mineralization	
	Volcanism	Early diagenesis	Late diagenesis	Uplift	Weathering & Supergene Sulfide	Oxide
S	Calcite	—————	—————	—————		
	Quartz	—————	—————	—————		
L	Chlorite	—————	—————			
	Magnetite	—————				
A	Hematite		—————			—————
	K-feldspar		—————			
R	Oil material	—————				
	Pyrobitumen		—————			
E	Pyrite	—————	—————			
	Chalcopyrite			—————	—————	
N	Bornite		—————	—————		
	Chalcosite			—————	—————	—————
I	Digenite				—————	
	Covellite				—————	
M	Malachite					—————
	Azurite					—————
Textures & Structures	Textures & Structures	—————				
	Dissiminated	—————				
	Open space filling		—————	—————	—————	
	Chloroform		—————			
	Vein-type & fracture filling			—————	—————	—————
	Replacement			—————		—————

شکل ۱۴- توالی پاراژنری کاندها و کانی‌ها در کانسارهای مس منطقه کشکوییه رفسنجان.

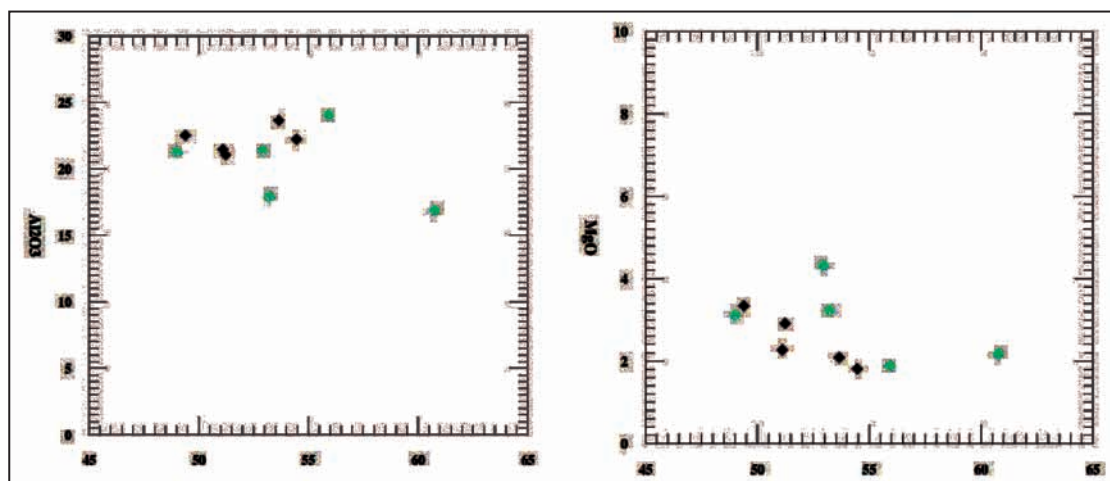




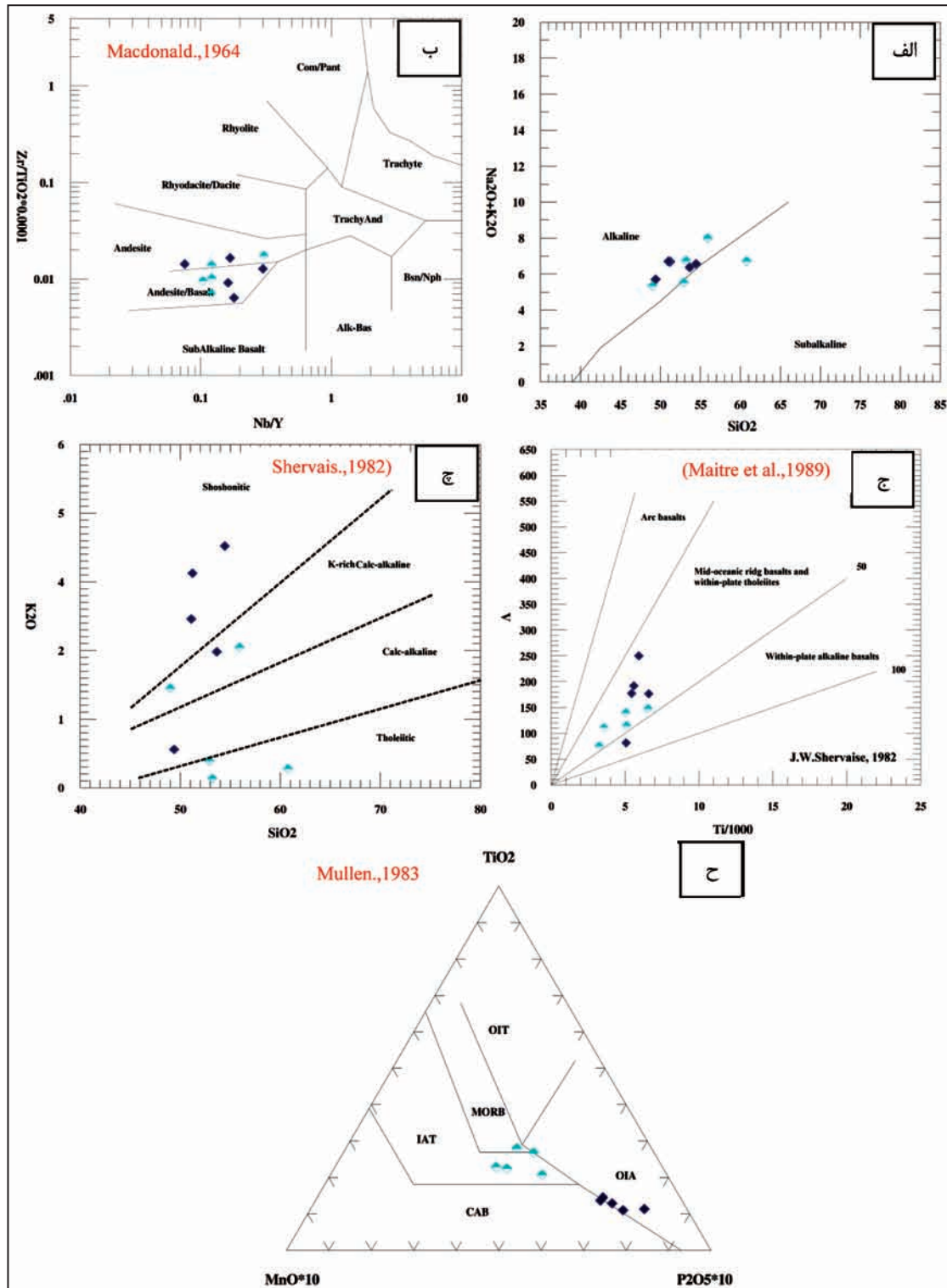
شکل ۱۵- نمودارهای دمای همگن شدگی میانبراهای سیال در مقابل درصد فراوانی و تعداد آنها.



شکل ۱۶- مقادیر شوری میانبراهای سیال بر حسب درصد فراوانی و تعداد آنها.

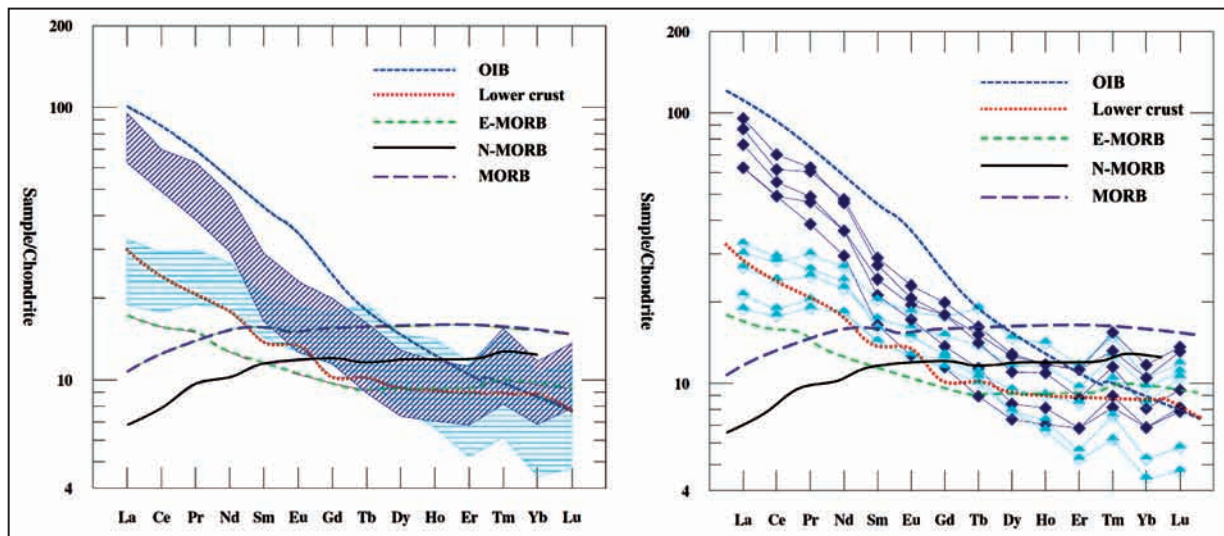


شکل ۱۷- تغییرات اکسیدهای اصلی آلومینیم و منیزیم در مقابل سیلیس در نمودارهای Harker (1970)، به میزان پایین MgO و میزان بالای  $Al_2O_3$  توجه شود (اشکال لوزی نیمه پرده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه اول و اشکال لوزی توپر داده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه دوم هستند).

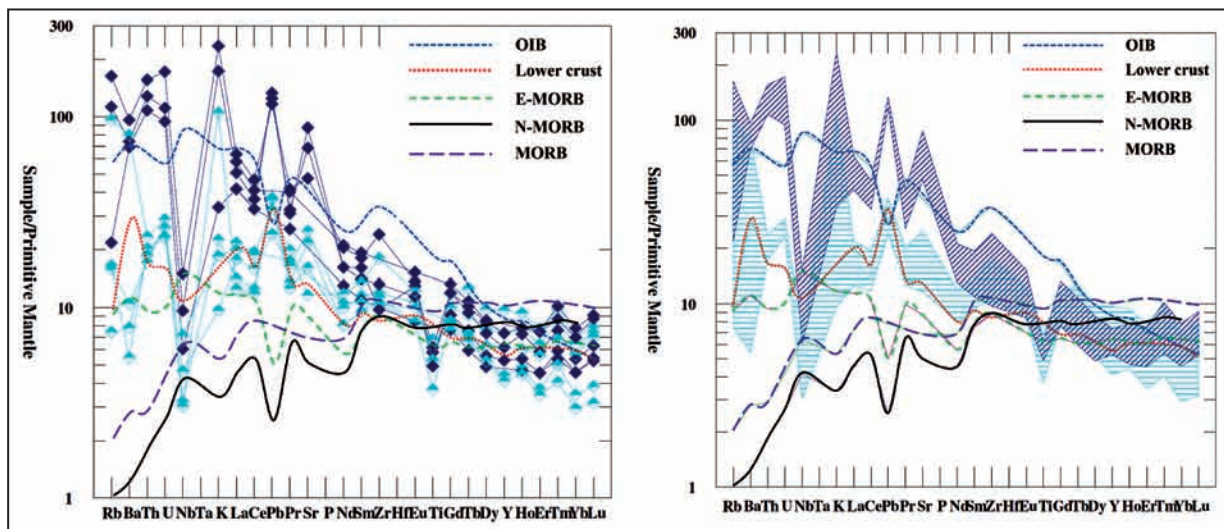


شکل ۱۸- نمودارهای مربوط به نامگذاری سنگ‌ها، سری سنگ‌ها و محیط زمین‌ساختی آنها: الف) نمودار ترکیب سنگ‌های موجود در منطقه کَشکوییه که همگی در محدوده آندزیت و آندزیت بازالت قرار گرفته‌اند؛ ب) نمودار مقایسه میزان مجموع اکسیدهای پتاسیم و سدیم در مقابل اکسید سیلیس که نشانگر ترکیب آلکان در بیشتر واحدهای سنگی منطقه کَشکوییه است؛ ج) میزان نسبت وانادیم در مقابل تیتان که در این نمودار سنگ‌های منطقه کَشکوییه در محدوده بازالت‌های میان اقیانوسی و توله‌ایت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند؛ د) نمودار اکسید پتاسیم در مقابل اکسید سیلیس که گروه اول واحدهای سنگی منطقه کَشکوییه دارای میزان پتاسیم کمتری از گروه دوم است؛ ه) نمودار محیط‌های تکتونیک مولن که در این نمودار واحدهای سنگی گروه اول در محدوده مورب و توله‌ایت‌های جزایر کماتی و گروه دوم در محدوده جزایر کماتی اقیانوسی قرار می‌گیرند (اشکال لوزی نیمه‌پر داده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه اول و اشکال لوزی توپر داده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه دوم هستند).

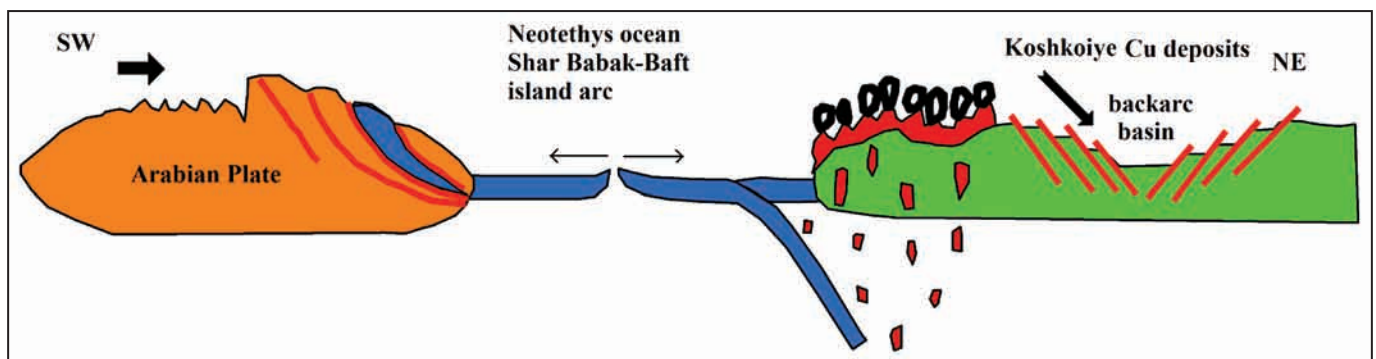




شکل ۱۹- نمودارهای تغییرات غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌ها در مقابل کندریت (داده‌ها از Taylor et al., 1985) و مقایسه دو گروه واحدهای کمر بالا و کمر پایین با یکدیگر و با ۵ استاندارد L.crust (داده‌ها از Taylor et al., 1985)، MORB (Jenner et al., 1990)، OIB، E-MORB، N-MORB (داده‌ها از Sun et al., 1989) که نشانگر وجود دو گروه سنگی متفاوت از نظر ژئوشیمیایی است (اشکال لوزی نیمه‌پرده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه اول و اشکال لوزی توپر داده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه دوم هستند).



شکل ۲۰- نمودارهای غنی‌شدگی عناصر کمیاب نمونه‌ها در مقابل گوشته اولیه و مقایسه دو گروه واحدهای کمر بالا و کمر پایین با یکدیگر و با ۵ استاندارد L.crust (داده‌ها از Taylor et al., 1985)، MORB (Jenner et al., 1990)، OIB، E-MORB، N-MORB (داده‌ها از Sun et al., 1989) که نشان‌دهنده وجود دو گروه متفاوت سنگی از نظر ژئوشیمیایی است (اشکال لوزی نیمه‌پرده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه اول و اشکال لوزی توپر داده‌های مربوط به واحدهای سنگی گروه دوم هستند).



شکل ۲۱- موقعیت حوضه پشت کماتی (Back-arc) ناحیه رفسنجان در زمان ائوسن (Shahabpour, 2005; Shafiei et al., 2009) و جایگاه احتمالی کانسارهای مس منطقه کشکویه.

جدول ۱- مقایسه ویژگی‌های اساسی کانسارهای مس منطقه کشکویه رفسنجان با کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی.

ویژگی‌های	کانسارهای مس تیپ مانتو (مانند السولدادو، کوپاپو)	کانسارهای مس منطقه کشکویه رفسنجان
سنگ میزبان	آندزیت دارای شکل‌های بادامکی و ریوداسیت و دیگر سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی	آندزیت دارای شکل‌های بادامکی
ژئومتری	چینه کران	چینه کران
کانی‌شناسی اصلی و عناصر همراه	بورنیت و کالکوزیت، کالکوپیریت، پیریت، دیژنیت به همراه میزان بالایی هماتیت میزان نقره میان ۸ تا ۳۲ گرم در تن	بورنیت، کالکوزیت، کالکوپیریت، پیریت، دیژنیت به همراه میزان بالایی هماتیت میزان نقره میان ۶ تا ۲۳ گرم در تن
ساخت و بافت	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای، جانشینی (پیریت و پیرویتومن)	پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای، جانشینی (پیریت و پیرویتومن)
پیرویتومن	در برخی کانسارها به صورت زیر یافت می‌شود (مانند السولدادو) شکل‌های پرکننده فضای خالی جانشین شده توسط سولفیدهای مس قطع شدگی و شناوری در رگه‌های سولفیدی مس	در کانسارهای کشکویه به صورت زیر یافت می‌شود اشکال پرکننده فضای خالی جانشین شده توسط سولفیدهای مس قطع شدگی و شناوری در رگه‌های سولفیدی مس
گانگ همراه رگه‌ها	کربنات و کلریت، سیلیس، هماتیت و آلکالی فلدسپار	کربنات و به میزان کمتر سیلیس، کلریت، هماتیت و آلکالی فلدسپار
دگرسانی	گسترش ضعیفی دارد و شامل کربناتی، کلریتی، سیلیسی، سریسیتی، هماتیتی و دگرسانی آلبیتی در برخی کانسارها گسترده است	گسترش ضعیفی دارد و شامل کربناتی، هماتیتی و سریسیتی
محیط زمین‌ساختی	محیط کشی بک آرک	حوضه کشی بک آرک رفسنجان (Shahabpour, 2005)
مراحل کانه‌زایی	دو مرحله شامل : ۱- تشکیل پیریت دارای شکل‌های پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده (همراه با مواد آلی) ۲- تشکیل سولفیدهای مس (و جانشینی پیریت و پیرویتومن)	دو مرحله شامل : ۱- تشکیل پیریت و پیرویتومن دارای شکل‌های پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده ۲- تشکیل سولفیدهای مس (و جانشینی پیریت و پیرویتومن)
دمای هموزن شدن سیال کانه‌ساز	۶۰۱-۶۴ درجه سانتی‌گراد به طور عمده ۱۵۰ تا ۳۰۰	۲۴۰-۱۷۸ درجه سانتی‌گراد
شوری سیال کانه‌ساز	۶۲-۱/۵ درصد وزنی نمک طعام به طور عمده ۱۵ تا ۳۰	۳۴-۲۵ درصد وزنی نمک طعام
منابع	Wilson et al., 2006 ; Makshev et al., 2002; Tosdal et al., 2003 ; Taylor et al., 1985; (Morata et al. 2001)	(ابولی پور و همکاران، ۱۳۹۰)

جدول ۲- تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب از واحدهای سنگی موجود در منطقه کشکوییه (مقادیر اکسیدهای اصلی با توجه به میزان L.O.I موجود در نمونه سنگی تصحیح شده و از ۱۰۰ درصد محاسبه شده‌اند. اکسیدها و عناصر به کار نرفته در نمودارها و تفسیر محیط زمین‌ساختی ارائه نشده‌اند).

Oxides	L.O.I	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Units	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
2	3.2	51.2303	21.0669	0.11305	2.9159	8.8958	2.9477	3.7506	0.8642	0.4712
3	4.4	60.7679	16.8552	0.11412	2.1729	2.9075	6.3944	0.3311	1.0771	0.1800
4	3.22	55.9971	24.0321	0.1518	1.5717	3.1222	5.5434	2.4531	0.9260	0.1678
6	3.7	57.1366	19.6518	0.1400	1.9861	4.5680	5.0697	4.683	0.761	0.4139
7	4.3	49.0023	21.2528	0.1785	3.1153	11.5743	3.6141	1.7384	1.2583	0.3027
8	3.79	51.1199	21.4706	0.1188	2.2701	10.0882	3.7340	2.9490	0.9484	0.4392
10	3.45	53.2192	17.8948	0.1774	3.2241	7.9520	6.5780	0.1623	1.0375	0.1720
12	3.2	54.4597	22.2347	0.1019	1.8123	6.0146	2.3447	4.2249	0.7373	0.4938
14	4.1	52.9204	21.3616	0.1403	4.317	6.1778	5.0613	0.4678	1.2377	0.1776
16	3.4	49.3924	22.5280	0.1243	3.3437	9.5399	5.0364	0.6687	0.8881	0.4347

Element	Ba	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Ho	K	La	Lu	Nb	Nd	P	Pb
Units	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
2	378	53	3.2	1.7	1.5	4.2	< 0.02	0.69	3.13%	28	0.30	5.4	26	1900	15
3	27.9	27	5.6	2.9	1.6	5.4	< 0.02	1.2	3340	11	0.45	4.0	19	1040	3.9
4	408	17	3.0	1.3	1.1	3.8	< 0.02	0.57	1.89%	6.9	0.18	1.7	13	700	4.4
6	490	67	4.8	2.8	1.8	5.5	< 0.02	1.0	4.23%	35	0.52	8.4	33	1960	14
7	24.8	27	5.5	3.0	1.6	5.3	< 0.02	1.2	3020	11	0.51	4.5	19	1090	6.7
8	314	59	3.0	2.8	2	4.5	< 0.02	1	4072	15.2	0.5	3.7	34	2018	15.1
10	40.1	23	4.4	2.4	1.4	4.6	< 0.02	0.99	1740	9.8	0.42	2.6	16	1020	2.9
12	354	47	2.8	1.7	1.1	3.5	< 0.02	0.6	5307	23	0.31	3.5	21	2070	14.1
14	53.7	18	3.0	1.4	1.1	3.5	< 0.02	0.62	4070	7.8	0.22	1.8	13	762	4.5
16	353	47	4.2	2.2	1.7	5.5	< 0.02	0.93	6020	23	0.36	3.4	26	2080	16

Element	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Ti	Tm	U	V	Y	Yb	Zr
Units	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
2	6.7	62	4.9	1220	0.34	0.66	8.2	5590	0.32	2.0	192	18	1.7	110
3	4.1	9.1	4.7	207	0.18	1.1	1.3	5100	0.53	0.42	115	33	2.6	150
4	2.6	53	3.3	287	0.02	0.61	1.5	3570	0.22	0.52	111	14	1.1	94
6	8.6	90	6.3	845	0.58	0.88	10	4730	0.55	3.1	73	25	2.9	200
7	4.1	7.6	5.0	251	0.22	1.0	1.2	6030	0.54	0.47	122	35	2.8	160
8	8.3	24	6.7	1430	0.05	0.94	7.1	5400	0.47	1.2	180	19	2.6	98
10	3.4	4.1	4.0	446	0.16	0.80	1.2	5050	0.45	0.47	140	25	2.4	99
12	5.3	52	3.8	1400	0.23	0.52	8.1	5650	0.29	1.8	201	20	1.7	92
14	2.8	8.7	3.3	389	0.09	0.58	1.1	6550	0.27	0.47	148	15	1.3	87
16	6.4	12	5.6	1560	0.09	0.82	6.9	5930	0.41	1.7	250	21	2.0	81

## کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ابولی پور، م.، راستاد، ا. و رشیدنژادعمران، ن.، ۱۳۹۰ الف- کانه‌زایی مس چینمکران نوع مانتو (Manto-type) در پهنه دهج- ساردوییه در ناحیه کشکوییه رفسنجان، دومین همایش زمین‌شناسی اقتصادی.
- ابولی پور، م.، راستاد، ا. و رشیدنژادعمران، ن.، ۱۳۹۰ ب- نقش پیرویتومند و پیریت در کانه‌زایی مس تیپ مانتو در منطقه کشکوییه رفسنجان، استان کرمان، سی‌امین همایش علوم زمین.
- بوری، م.، راستاد، ا. و رشیدنژادعمران، ن.، ۱۳۸۸- کانه‌زایی مس تیپ ولکانیک رد بد در توالی آتشفشانی-رسوبی کراتاسه تحتانی، شمال باختر- جنوب خاور دهیید، استان فارس، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش زمین‌شناسی ایران.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۱- متالورژی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران، ششمین همایش زمین‌شناسی ایران.
- علیزاده، و.، مؤمن‌زاده، م.، هاشم‌امامی، م. و حسینی، م.، ۱۳۸۹- مطالعات کانی‌شناسی و بررسی سیالات درگیر کانسار ورزگ نمونه‌ای از کانه‌زایی تیپ مانتو، بیستین گردهمایی علوم زمین.

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H. & Vrielynck, B., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geol. Mag.* Cambridge University Press, 1- 34.
- Barnes, H. L., 1979- Solubilities of ore minerals. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edn. John Wiley & Sons, New York, pp 404-410.
- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N. S. F. & Zentilli, M., 2002- the geology of the El Soldado Manto type Cu (Ag) deposit, central Chile. In: Porter, T. M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 185- 205.
- Cabral, A. R. & Beaudoin, G., 2007- Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada. *Mineral. Deposita*, 42: 901 - 912.
- Carrillo-Rosúa, F. J., Molares-Ruano, S., Morata, D., Boyce, A. J., Fallick, A. E., Belmar, M., Munizaga, F. & Fenoll Hach, A. P., 2006- Sulfur isotope studies in Chilean Manto-type Cu-(Ag) deposits in the coastal range of central Chile (área de La Serena y Melipilla) , Vol. 2 . *Actas XI Congreso Geológico Chileno* , Antofagasta , 199 - 202.
- Cisternas, M. G. & Hermosilla, J., 2006- The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile. *Mineral. Deposita*, 41: 339 - 355.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of the Kerman region. *Geol Surv Iran Rep* 52:334.
- Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N., Djordjevic, M. & Djokovic, I., 1971- Geological Survey of Iran, 1:100,000 Series, Sheet 72 50, Rafsanjan.
- Haggan, T., Parnell, J. & Cisternas, M. E., 2003- Fluid history of andesite-hosted CuS-bitumen mineralization, Copiap district, North Central Chile, *J. Geoch. Exp.* 78-79: 631-635.
- Hanor, J. S., 1994- Origin of saline fluids in sedimentary basins: in Parnell, J., (ed.), *Geofluids: Origin and migration of fluids in sedimentary basins: Geological Society of London Special Publication No. 78*, p. 151-174.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Tamura, Y., Shukuno, H., Stern, R. J., Naka, J., Joshima, M. & Taylor, R. N., 2010- Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu-Bonin-Mariana intra-oceanic arc rift propagation, *Earth and Planetary Science Letters* 294: 111-122.
- Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E. & Fryer, B. J., 1990- ICP-MS a powerful tool for high-precision trace element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples, *Chem. Geol*, 83: 133-148.
- Kampunzu, A. B., Tembo, F., Matheis, G., Kapenda, D. & Huntsman-Mapila, P., 2000- Geochemistry and Tectonic Setting of Mafic Igneous Units in the Neoproterozoic Katangan Basin, Central Africa: Implications for Rodinia Break-up, *Gondwana Research*, v 3, No. 2, pp. 125-153.
- Keller, R. A., Fisk, M. R., Smellie, J. L., Strelin, J. A., Lawver, L. A. & White, W. M., 2002- Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations, *Journal of Geophysical Research*, 107, NO. B8.
- Khadem, N., 1964- types of copper deposits in Iran, in symposium on mining geology and the base metals central treaty organization, Ankara.
- Kirkham, R.V., 1996- Volcanic red bed copper, *Geol.Sur. of Canada, Canadian mineral deposit types*, 8: 241-252.
- Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. & Ken-ichiro ayashi, H., 2009- Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits, *Resource Geology* Vol. 59, No. 1: 87 - 98.



- Large, R., Huston, D., McGoldrich, P., McArthur, G. & Ruxton, P., 1988- Gold distribution and genesis in Paleozoic volcanogenic massive sulphide systems. In: Bicentennial Gold 88. Geol Soc Aust Abst Ser 22:121–126.
- Luhr, J. F., 1997- Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt, Can. Mineral. 35: 473–500.
- Maksaev, V. & Zentilli, M., 2002- Chilean strata-bound Cu–(Ag) deposits: an overview. In: Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, pp. 163–184.
- Morata, D. & Aguirre, L., 2003- Extensional lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29°20' – 30°S), Chile: Geochemistry and petrogenesis. J. South Am. Earth Sci., 16, 459 – 476.
- Morata, D., Aguirre, L., Feraud, G., Fuentes, F., Parada, M. A. & Vergara, M., 2001- The Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochronology and isotopic geochemistry, III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts Volume (CD), Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile, pp. 321–324.
- Mullen, E. D., 1983 - MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: Minor elements discriminate for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis, Earth planet. Sci. Lett., 62: 53-62.
- Oyarzum, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R. & Oyarzun, J., 1998- Cu, Mn and Ag mineralisation in the Quebrada Marquesa Quadrangle, Chile: The Talcuna and Arqueros Districts, Mineralium Deposita, v. 33, p 547-559.
- Pearce, J. A. & Stern, R. J., 2006- The origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. AGU Geophys. Monograph Ser. 166: 63-86.
- Ramírez, L. E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M. A., Sial, A. N., Fernandez-Turiel, J. L., Gimeno, D., Garcia-Valles, M. & Lehmann, B., 2006- The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the coastal range of northern Chile. Mineral. Deposita, 41, 246 – 258.
- Richards, J. P., 2009- Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits Products of remelting of subduction-modified lithosphere, Geology, 37: 247-250.
- Richards, J. P., 2003- Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation, Econ. Geo., 98: 1515–1533.
- Richards, J. P., Boyce, A. J. & Pringle, M. S., 2001- Geologic Evolution of the Escondida Area, Northern Chile, A Model for Spatial and Temporal Localization of Porphyry Cu Mineralization, Econ. Geo., 96: 271 – 305.
- Richards, J. P., Wilkinson, D. & Ullrich, T., 2006- Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran, Econ. Geo., 101: 1455–1496.
- Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M. E. & Miller, H., 2008- Genesis and Evolution of Bitumen in Lower Cretaceous Lavas and Implications for Strata-bound Copper Deposits, North Chile, Econ. Geo., 103: 387–404.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins, in: Kokelaar B.P., Howells M. F. (Eds.), Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 16: 59-76.
- Schandl, E. S., Gorton, M. P. & Wicks, F. J., 1990- Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Manud Rise, Weddell Sea, Antarctica.
- 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.
- Shafiei, B., Haschke, M. & Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran, Miner Deposita 44:265–283.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. J Asian Earth Sci. 24:405–417.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. J Asian Earth Sci 30:652–665.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes, In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 42. Geological Society of London, London, pp. 313–345.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- The continental crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford.
- Tosdal, R. M. & Munizaga, F., 2003- Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30 – 34°S). Mineral. Deposita, 38: 234 – 250.
- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. & Ferraris, F., 2006- Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile, Miner Deposita 41: 99–105.

- Wilson, N. S. F. & Zentilli, M., 1999- The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted Manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology* 94: 1115– 1136.
- Wilson, N. S. F. & Zentilli, M., 2006- Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile, *International Journal of Coal Geology* 65: 158– 169.
- Wilson, N. S. F., 2000- Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile, *International Journal of Coal Geology*, 43: 53-82.
- Wilson, N. S. F., Zentilli, M. & Reynolds, P. H., 2003- Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of K-feldspar. *Chemical Geology* 197: 161– 176.
- Wilson, N. S. F., Zentilli, M. & Spiro, B., 2003- A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum. *Economic Geology* 98: 163– 174.
- Zentilli, M., Munizaga, F., Graves, M. C., Boric, R., Wilson, N. S. F., Mukhopadhyay, P. K. & Snowdon, L. R., 1997- Hydrocarbon involvement in the genesis of ore deposits: an example in Cretaceous strata-bound (manto-type) copper deposits of central Chile. *International Geology Review* 39: 1– 21.
- Zhang, J. J., Zheng, Y. & Zhao, Z. F., 2009- Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle, in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China, *Lithos* 110: 305–32.