

کانسار طلا- نقره (مس) اپی ترمال توزلار، مرتبط با توده نفوذی نیمه عمیق محیط کشتی درون کمائی، در شمال باختر ماه نشان

سیدمهران حیدری^۱، مجید قادری^۲، حسین کوهستانی^۳ و مسعود حسینی^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ کارشناس، شرکت مهندسین مشاور زیربایان اکتشاف، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۶/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۴/۲۹

چکیده

کانسار طلای اپی ترمال توزلار در واحدهای آتشفشانی آندزیتی با ویژگی کالکوالکالین پرتاسیم (شونیتی) در شمال باختر کشور قرار دارد. این مجموعه آتشفشانی، در واقع بخشی از فعالیت ماگمایی مرتبط با کمان ماگمایی ارومیه- دختر است که حاشیه شمال خاوری پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان را قطع کرده است. این توالی ماگمایی، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی است که از فوران‌های متناوب آذرآواری‌ها و گدازه همراه با نفوذ توده‌های نیمه ژرف (پورفیری)، به صورت یک فعالیت آتشفشانی درون قاره‌ای در محیطی کم ژرفا (حوضه‌ای) و کشتی (معادل سازند قم)، تشکیل شده‌اند. داده‌های سن سنجی اورانیم- سرب زیرکن به روش LA-ICP-MS، سن‌هایی بین $18/4 \pm 1/0$ و $18/7 \pm 0/55$ میلیون سال (میوسن زیرین) را برای این فعالیت ماگمایی در نظر می‌گیرد. کانه‌زایی مزبور به لحاظ نوع دگرسانی‌های گرمایی (پروپلیتیک، آرژیلیک، فلیک، سربستی، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی شدن) و روند تکوین کانه‌زایی در ارتباط با برشی شدن و ته‌نشینی سولفیدهای مس و سولفوسالت‌ها، شبیه به کانسارهای پرسولفید در جایگاه‌های آتشفشانی است. کانه‌زایی طلا در این کانسار به لحاظ بافتی، عمدتاً به صورت دانه پراکنده، شکافه پرکن و رگه- رگچه‌ای دیده می‌شود. بیشتر کانه‌های سولفیدی شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کمتر انارژیت، کالکوسیت، کولیت، دیژنیت، تتراهدريت، گالن و اسفالریت است. طلا در این کانه‌زایی به صورت آزاد شده از دانه‌های پیریت اکسیده، همچنین درون کوارتزها در برش‌های گرمایی و محلول جامد در دیگر کانی‌ها از جمله سولفیدها و سولفوسالت‌ها رخ داده است. تفاوت اصلی تشکیل این کانسار با کانسارهای نوع پرسولفید در محیط تشکیل آن است. محیط تشکیل این کانه‌زایی، تأییدی بر تشکیل آن در ژرفا و فشار کم است. این کانسار در یک محیط کم ژرفای دریایی (Submarine) حوضه قم و در ارتباط با رژیم زمین ساختی کشتی تشکیل شده، در حالی که کانسارهای اپی ترمال نوع پرسولفید عموماً در محیط‌های خشکی (Subaerial) و در ارتباط با محیط‌های فشارشی حاصل می‌شوند. ویژگی‌های جایگاه ساختاری، نوع سنگ میزبان، دگرسانی‌ها، پارائز و بالاخره مشخصات کانه‌زایی کانسار طلا- نقره (مس) توزلار نشان از آن دارد که این کانسار، بیشترین همانندی را با کانسارهای اپی ترمال مرتبط با توده‌های نیمه ژرف (High Sulfidation) که در محیط‌های کشتی درون کمائی تشکیل شده‌اند، دارد.

کلیدواژه‌ها: اپی ترمال، توده نفوذی، محیط کشتی درون کمائی، سن سنجی اورانیم- سرب، ژئوشیمی، توزلار، ارومیه- دختر.

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: مجید قادری

۱- پیش گفتار

کانسار طلای توزلار با موقعیت $36^{\circ} 45'$ شمالی و $47^{\circ} 28'$ خاوری (زون ۳۸، سامانه مختصات جغرافیایی UTM) در استان زنجان، و ۳۰ کیلومتری شمال باختری ماه نشان قرار دارد (شکل ۱). اگر چه شواهد مختصری از کندوکاوهای قدیمی (احتمالاً شدادی؟) در این محدوده گزارش شده است، ولی اولین بار پتانسیل کانه‌زایی طلا در این محدوده توسط کارشناسان شرکت مهندسین مشاور زیربایان اکتشاف و در طی بررسی مناطق امیدبخش حاصل از پردازش تصاویر ماهواره‌ای (تفکیک دگرسانی‌ها)، و نمونه‌گیری اولیه از رگه‌های سیلیسی حاوی سولفید ($78-1377$) کشف شده است (اجاقی و همکاران، ۱۳۸۲؛ ملکی، ۱۳۸۳؛ ربیعی و همکاران، ۱۳۸۴).

این کانسار، از دید ساختاری، در آن بخش از مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، منسوب به کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد که پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان را قطع کرده است (شکل ۱). در واقع این ناحیه، بخشی از کمربند کوهزاد زاگرس (پهنه سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر) است که از دید موقعیت ژئودینامیکی، منطبق بر حاشیه فعال قاره‌ای است (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994 & 2004; Ghasemi & Talbot, 2006).

چنین موقعیت‌هایی امروزه به عنوان یکی از محیط‌های زمین شناسی مستعد (شکل ۱) برای تشکیل کانسارهای طلای نوع اپی ترمال (مرتبط با ماگماتیسم کالک‌آلکالین- آلکالین)، کارلین و کوهزایی به شمار می‌روند (Jensen & Barton, 2000; Sillitoe, 2002; Cline et al., 2005; Corbett, 2005; Leahy et al., 2005; Goldfarb et al., 2007; Groves & Bierlein, 2007).

۲- جایگاه زمین شناسی کانسار طلای توزلار

بیشتر واحدهای رخنمون یافته در ناحیه مورد مطالعه را سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی الیگومیوسن (معادل سازندهای قرمز سرخ، قم و سرخ بالایی) تشکیل می‌دهد (شکل ۲)، که به لحاظ محیط رسوب گذاری، متعلق به حوضه‌های کم ژرفای درون قاره‌ای و آتشفشانی- رسوبی هستند (علوی نایینی و همکاران، ۱۳۵۵). این

این واحدهای نفوذی، نشان از بالا آمدگی و فرسایش شدید واحدهای دربرگیرنده آنها دارد.

فعالیت رسوب گذاری در دیگر بخش های این حوضه، یعنی بخش هایی که دامنه فعالیت آتشفشانی به آنجا نرسیده است، به صورت توالی ستبری از رسوبات کربناتی، تبخیری و تخریبی همچون آهک، مارن زرد تا خاکستری گچ دار و افق هایی از کنگلومرا (معادل سازند قم)، ادامه داشته (شکل ۲) که نشان از کم ژرفا شدن شدید حوضه دارد. بر روی واحدهای رسوبی معادل سازند قم در زمان میوسن بالایی، واحدهای تخریبی شامل تناوبی از مارن و ماسه سنگ سرخ رنگ تشکیل می شود (معادل سازند سرخ بالایی). این واحد در این منطقه گسترش به نسبت زیادی دارد. این واحد بیشتر در بخش شمال خاوری واحدهای آتشفشانی تولار و به میزان کمتر در جنوب باختری آن رخمون دارد. از ویژگی های این واحد، حضور واحدهای تخریبی شامل قطعات آتشفشانی سازند قم در این بخش است که نشان از تداوم بالا آمدگی (میوسن بالایی) و تخریب واحدهای آتشفشانی قبلی در این زمان دارد. رسوبات جوان تر در این حوزه بیشتر شامل کنگلومراهای پلی ژنتیک سخت نشده پالئوسن و نهشته های آبرفتی کواترن و کمتر فعالیت های ماگمایی با ترکیب بازالتی و تراورتن هستند، که نقش مهمی در پوشش واحدهای قدیمی تر و تشکیل سامانه های ژئوترمال منطقه دارند (شکل ۲).

مهم ترین روند ساختاری در این ناحیه (شکل ۲)، با توجه به نقشه های زمین شناسی، تصاویر ماهواره ای و داده های ژئوفیزیکی، روند شمال باختری- جنوب خاوری (N20-80W) است که امتداد آن در مقیاس ناحیه ای نیز قابل پیگیری است. این روند به موازات روند گسل های اصلی منطقه (قینرجه و قزل اوزن) با سازوکار امتداد لغز راست بر (پهنه برشی)، روند پی سنگ بالا آمده (حداصل دو گسل اصلی)، محور چین خوردگی ها (تاقدیس ها) و روند جایگیری ماگماست. عملکرد پهنه های برشی در رژیم زمین ساختی برشی با حرکت راستابری، عامل اصلی ایجاد انواع دگرشکلی (چین خوردگی و گسل)، ایجاد فضاهای کششی برای جایگیری ماگما و فرسایش واحدها در این ناحیه است (Echtler & Mallavieller, 1990). به عنوان نمونه به دگرشکلی مرمهرای نوپروتروزیویک (شکل ۲)، با محور تاقدیس شمال باختر و تغییر روند آن به سوی جنوب خاور درون واحدهای پی سنگی و موقعیت قرارگیری فعالیت آتشفشانی در محور آن توجه شود.

تداوم تکوین ساختاری منطقه در جریان کوتاه شدگی و رژیم فشارشی، به راندگی، روراندگی و کوتاه شدگی در امتداد گسل های اصلی (قینرجه) در این ناحیه انجامیده است، به گونه ای که واحدهای پی سنگی روی نهشته های رسوبی- آتشفشانی معادل سازند قم در بخش باختری رانده شده اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۳).

گسل های امتداد لغز با روند شمال خاوری- جنوب باختری (N30-70E) در این ناحیه، از دیگر روندهای ساختاری در منطقه هستند که بیشتر جوان و محلی بوده و نقش مهمی در جابه جایی واحدها داشته اند (شکل ۲).

۳- نمونه برداری و روش های تجزیه

به منظور بررسی ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آذرین میزبان کانه زایی طلای تولار، ۱۴ نمونه از بخش های کمتر دگرسان این مجموعه برای تجزیه ژئوشیمیایی کل سنگ (عناصر اصلی و کمیاب) و تعیین ترکیب ماگما برداشت شد. مراحل آماده سازی نمونه ها (خردایش و پودر نمودن) در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. عناصر اصلی به روش ICP-AES با دقت حدود 0.01% و عناصر فرعی به روش ICP-MS با دقت 0.01-0.1 ppm در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا تجزیه شدند.

واحدها به طور دگرشیب روی سنگ های قدیمی تر و دگرگون نوپروتروزیویک (Hassanzadeh et al., 2008) که پی سنگ بالا آمده منطقه را تشکیل می دهند (شکل ۲) و بیشتر در بخش مرکزی منطقه با روند شمال باختری- جنوب خاوری رخمون دارند، قرار می گیرند (شکل ۲).

این واحد پی سنگی خود از مجموعه سنگ های با دگرگونی درجه بالا شامل گنایس و مرمر با ساخت های میگماتیته در زیر و مجموعه سنگ های دگرگون در حد رخساره شیت سبز (غضنفری، ۱۳۷۰)، شامل میکاشیست و کوارتزیت (سازند کهر) در رو تشکیل شده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۳). این واحد پی سنگی در محدوده معدنی تولار هیچ گونه رخمونی ندارد، ولی آثار آن به صورت آنکلاو درون آتشفشانی ها قابل مشاهده است (شکل ۳).

شروع رسوب گذاری واحدهای رسوبی به صورت دگرشیب در این ناحیه (شکل ۲)، با واحد تخریبی کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن (معادل سازند سرخ زیرین) با سن الیگوسن است. بررسی های صحرایی، حضور قطعات تخریبی واحدهای پی سنگی و نبود قطعاتی از توالی آتشفشانی میوسن در این واحد (سازند سرخ زیرین) را در این منطقه نشان می دهد، که خود گواهی بر برخاستگی واحدهای پی سنگی قبل و هنگام تشکیل سازند سرخ زیرین (الیگوسن) است. این برخاستگی و در پی آن رخمون واحدهای پی سنگی (exhumation) را (Stockli et al. 2004) در ارتباط با فاز کششی ناحیه ای می دانند که به صورت هم تافت هسته (core complex) و در طول گسل های ساختاری کم شیب در این ناحیه تظاهر یافته اند.

سازند سرخ زیرین در این منطقه، توسط سازند قم پوشیده می شود که شامل رسوبات دانه ریز آواری همراه با مارن، توف و آهک به صورت محلی ریفی است. این واحد آهکی به دلیل داشتن فسیل (دوکفای، مرجان، خارپوست و بریوزوا) به سن آکویتانین- بوردیگالین (میوسن زیرین) به صورت یک لایه کلیدی (به رنگ کرم) و فراگیر در سرتاسر این ناحیه رخمون دارد (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۳؛ لطفی، ۱۳۷۹). رخمون این واحد آهکی، پیرامون مجموعه آتشفشانی در این منطقه از نکات بسیار جالب در درک محیط تشکیل این مجموعه آتشفشانی است (شکل ۲). شواهد صحرایی، با توجه به همزمانی ته نشست توف (آذرآواری) در بین این آهک ها (جنوب محدوده تولار)، نشان از همزمانی شروع فعالیت های آتشفشانی (میوسن زیرین) با ته نشست این واحد (سازند قم) در این حوضه های کم ژرفا دارد (شکل ۴). این واحدهای آذرآواری در برخی مناطق با شیب ملایم توسط این افق آهکی پوشیده شده اند و به سوی شمال، و شمال باختر با شیب ملایم به زیر نهشته های آبرفتی جوان می روند (شکل ۲).

فعالیت ماگمایی در این منطقه گسترش به نسبت بالایی دارد. کانسار طلای تولار در بخش مرکزی این مجموعه آتشفشانی (منسوب به واحد آتشفشانی سازند قم) با امتداد خاوری- باختری (کمی متمایل به شمال باختر)، جای گرفته است. این مجموعه آتشفشانی با عرض ۵ و طول ۴۰ کیلومتر (به شکل بیضوی) مجموعه پی سنگی را قطع کرده است (شکل ۲). این مجموعه در حال حاضر به دلیل تأثیر فرایندهای زمین ساختی، دچار جابه جایی و فرسایش شده و نظم و توالی اولیه خود را از دست داده است. بیشتر واحدهای رخمون یافته از این مجموعه آتشفشانی در این منطقه، شامل تناوبی از فوران های آتشفشانی به صورت آذرآواری شامل تناوبی از توف، پیروکلاستیک، برش آتشفشانی، لاهار، آگلومرا، خاکستر آتشفشانی و برش های هیالوکلاستیک به رنگ سبز- خاکستری (دارای قطعاتی از گدازه های آندزیتی به اندازه ۱۰ سانتی متر تا چند متر) و روانه های آندزیتی- بازالتی به رنگ قهوه ای تا بنفش تیره است (شکل های ۴ و ۵). افزون بر واحدهای آتشفشانی در این منطقه، کمتر توده های نیمه ژرف با ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی و داسیتی با بافت پورفیری رخمون دارند. این توده های نیمه ژرف، نه تنها درون واحدهای آتشفشانی، بلکه در واحدهای پی سنگی منطقه نیز رخمون نشان می دهند (شکل ۲). رخمون

وابسته به قطعات سازنده و موقعیت تشکیل آنهاست، به گونه‌ای که در بخش‌های مرکزی، بیشتر ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی و جریانی و در کناره‌ها ویژگی انفجاری و لایه‌بندی با ترکیب اسیدی دارد (شکل‌های ۴ و ۷). در برخی بخش‌ها، این واحد به صورت لاهار و آگلومرا تشکیل شده است.

نمونه‌های مربوط به این بخش بیشتر توسط سیمانی از سیلیس، فلدسپار و اکسیدهای آهن دربر گرفته شده‌اند (شکل ۷). بلورهای زمینه بیشتر شامل پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک (بیشتر هورنبلند و پیروکسن) کربناتی شده‌اند و زمینه نیز ترکیب تراکی آندزیتی دارد. کانی‌های کِلِر (بیشتر پیریت) و بافت حفره‌ای در مقاطع آن دیده می‌شود (شکل ۷). قطعات سنگی نیز اکسیدشدگی دارند و در کل زمینه نسبت به قطعات بیشتر اکسید شده است. در برخی مقاطع، قطعات بلوری آمفیبول و پلاژیوکلاز که دگرسان شده‌اند، قابل تشخیص هستند و آثار سریستی شدن در آنها دیده می‌شود (شکل ۷). بررسی عیار نمونه‌های غیر دگرسان از این محدوده، عیارهای کمتر از ۶ ppb را برای طلا و کمتر از ۲۰ ppm برای آرسنیک نشان می‌دهد.

گدازه‌های آندزیتی در این بخش با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول، خمیره میکروولیتی و بافت پورفیری مشخص می‌شوند (شکل ۸). آثار بلورهای اولیه آمفیبول که اپاسیت شده‌اند در آن وجود دارد (شکل ۸). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در آنها ماکل پلی‌سنتتیک ناقص و منطقه‌بندی دارند. بیشتر آنها از مرکز سریستی شده‌اند. خمیره نیز از پلاژیوکلاز و کانی‌های کِلِر تشکیل شده، دارای بافت جریانی با ترکیب بیشتر تراکی آندزیتی است (شکل ۸). عیارهای طلای این واحد در بخش‌های دگرسان نشده کمتر از ۷ ppb است.

افزون بر واحدهای آتشفشانی در این منطقه، توده‌های نیمه‌ژرف با ترکیب دیوریتی و گرانودیوریتی رخنمون یافته‌اند (شکل‌های ۶ و ۹). رخنمون این واحدهای نفوذی، نشان از فرسایش شدید آنها به دلیل بالا آمدگی دارد. بررسی این توده‌های نیمه‌ژرف در مطالعات صحرایی، نشان‌دهنده روند گسترش آنها در سوی شمال باختر- جنوب خاور، رخنمون بسیار محدود آنها درون آبراهه‌های ژرف (شمال روستای قلعه‌جوق) و همجواری آنها با زون دگرسان و کانه‌دار است (شکل‌های ۶ و ۹). این توده‌ها از دید بافتی بافت میکروگرانولار تا پورفیری دارند و کمتر تحت تأثیر دگرسانی گرمایی به صورت فراگیر قرار گرفته‌اند (شکل ۹). بیشتر دگرسانی‌های مربوط به این توده‌ها مربوط به کناره‌های رگه‌های سیلیسی قطع‌کننده آنها با گسترش جانبی محدود است (شکل ۶). در نمونه دستی، رنگ آن تیره (به دلیل حضور کانی‌های به شدت آهن‌دار) و کانی‌های اصلی سازنده آن شامل پلاژیوکلازهای الیگوکلاز تا آندزین، بیوتیت، هورنبلند و کمتر پیروکسن است که هم‌رشدی فلدسپارها در آن بیشتر مشهود است (شکل ۹). هیچ‌گونه آثار جهت‌یافتگی از کانی‌های تیره و روشن نیز در آن وجود ندارد (شکل ۹). از دید ابعاد، این واحد حدواسط دایک و توده‌های نیمه‌ژرف است، بنابراین به عنوان استوک در نظر گرفته می‌شود. عیار طلای نمونه‌های این واحد از بخش‌های غیر دگرسان (سنگ اولیه) ۴۰-۱۰ ppb اندازه‌گیری شده است و عیارهای آرسنیک در این نمونه‌ها به بیش از ۵۰ ppm می‌رسد.

مجموعه واحدهای آتشفشانی منطقه افزون بر توده‌های نیمه‌ژرف، توسط دایک‌های آندزیتی نیز قطع شده‌اند. روند عمومی آنها، بیشتر NW-SE و ستبرای آنها بین ۱ تا ۳ متر است (شکل ۶). ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها بیشتر شامل پورفیرهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت است. این واحد در بخش‌های کانه‌دار دیده نشد، ولی در کناره‌های پهنه کانه‌دار و در بخش‌های با شدت دگرسانی ضعیف‌تر قابل تشخیص است. عیار طلای اندازه‌گیری شده از این واحد و از بخش‌های غیر دگرسان ۱/۳ ppb و آرسنیک آن ۱۱ ppm است.

۴-۲. سن‌سنجی

به منظور تعیین سن مجموعه آتشفشانی میزبان کانه‌زایی توزلار به روش اورانیم-سرب، ۲ نمونه از واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی منطقه برداشت شد. نتایج

به منظور تعیین سن ماگماتسم به روش اورانیم-سرب روی زیرکن، ۲ نمونه با حجم مناسب (حدود ۵ تا ۱۰ کیلوگرم) برداشت شد. خردایش و الک کردن نمونه‌ها در ابعاد ۵۰ تا ۱۸۰ میکرون، در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. سپس نمونه‌های خردایش شده با استفاده از میز لرزان و سپس لاک‌شویی جدا شدند. جدایش کانی‌های سنگین از نمونه توسط مایع سنگین (بروموفرم) صورت گرفت. آنگاه، کانی‌های مغناطیسی این بخش‌ها به روش جدایش مغناطیسی جدا شد. در پایان زیرکن‌های آن به صورت دستی و با استفاده از میکروسکوپ دو چشمی جداسازی شدند. نمونه‌ها به دانشگاه تاسمانیا در استرالیا فرستاده و به روش LA-ICP-MS تجزیه شدند. تجزیه‌ها به پیروی از روش (Meffre et al., 2008) که مشابه روش (Black et al., 2004) و (Paton et al., 2010) است، انجام شده است. استانداردهای استفاده شده شامل زیرکن 91500 (Wiendenbeck et al., 1995) به عنوان استاندارد اولیه و زیرکن‌های TEMORA (Black et al., 2003) و (Black & Gulson, 1978) Mud Tank (Jackson et al., 2004) به عنوان استانداردهای ثانویه است که در ابتدای هر مرحله (پس از هر ۶ زیرکن) تجزیه شده‌اند. اندازه نقاط تجزیه برای زیرکن‌های استاندارد و نمونه‌ها یکسان بوده است. فاکتور تصحیح برای نسبت $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ به تجزیه ۳ نقطه بزرگ روی NIST-610 به دست آمد که در ابتدا و انتهای هر تجزیه صورت گرفته است. روش تصحیح به پیروی از روش پیشنهادی (Baker et al., 2004) است. فراوانی عنصری در زیرکن به پیروی از روش پیشنهادی (Kosler, 2001) و با استفاده از عنصر Zr به عنوان استاندارد داخلی و زیرکن 91500 به عنوان تصحیح استاندارد برای محاسبه جرم بوده است. سن نمونه‌ها نیز با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 1998) به دست آمده است.

۴-۳. بحث

۴-۱-۱. سنگ‌شناسی

توالی سنگی مجموعه آتشفشانی میزبان کانه‌زایی در کانسار توزلار، از دید سنگ‌شناسی (شکل ۵) تنوع بالایی ندارد و بیشتر شامل تناوبی از قطعات و خاکسترهای آتشفشانی همچون توف، توف‌برش، لیتیک توف آندزیتی، ایگنمبریت و آگلومرا به صورت جریانی و گدازه‌های آندزیتی-بازالتی به صورت پوششی و میان‌لایه‌ای است که توسط استوک‌های میکرودیوریتی، داسیتی و دایک‌های آندزیتی-دیابازی قطع شده است (شکل ۶). این مجموعه عموماً توالی و نظم اولیه خود را در اثر نفوذ توده‌های نیمه‌ژرف، گسل خوردگی و دگرسانی گرمایی از دست داده است (شکل ۶). آنچه مسلم است فازهای سازنده این مجموعه آتشفشانی، تناوبی از شرایط انفجاری (پیروکلاستیک) و آرامش (گدازه آندزیتی) را پشت سر نهاده است، به گونه‌ای که همواره قطعاتی از واحدهای سنگی پیشین (در اثر فوران) به صورت آنکلاو و بمب‌های آتشفشانی در واحدهای جوان‌تر وجود دارد (شکل ۷). بنابراین، تفکیک این واحدها، بیشتر بر پایه چگونگی تشکیل، تخریبی بودن، اندازه قطعات تخریبی و شدت دگرسانی صورت گرفته است. با دور شدن از مرکز این مجموعه آتشفشانی، به سوی کناره‌ها (شمال و جنوب) از شدت دگرسانی و به هم‌ریختگی آنها کاسته می‌شود، و توالی آذرآواری‌ها و گدازه‌ها با جدایش بهتر، قابل تشخیص است (شکل ۵).

واحدهای آذرآواری در این بخش، اگر چه بیشتر سنگ میزبان کانه‌زایی هستند، ولی رخنمون به نسبت محدودی دارند (شکل ۷). در واقع، رخنمون آنها محدود به بخش‌هایی است که پوشش گدازه روی آنها فرسایش یافته باشد. این واحد عموماً به صورت جریانی، با میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های بازالتی دیده می‌شود؛ بیشتر در دره‌ها (شکل ۵) رخنمون دارد و رنگ خاکستری متمایل به آبی شاخص آن است که در مشاهدات صحرایی به خوبی قابل تشخیص است. این واحد از دید ترکیبی، بسیار

جایگاه زمین ساختی در محدوده ماگماهای مرتبط با کمان قاره ای قرار می گیرند (شکل ۱۵).

این مجموعه ماگمایی در نمودارهای عناصر کمیاب، الگوی همانندی از خود نشان می دهند (شکل ۱۶)، به گونه ای که این سامانه فعالیت ماگمایی دارای منشأ یکسانی است. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده بر پایه گوشته اولیه از این مجموعه، غنی شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون ($LILE=Cs, Sr, Ba, Th, U, K, Pb, Rb$) و عناصر خاکی کمیاب سبک (La, Ce, Pr, Nd) و بی هنجاری های منفی برای عناصر با شدت میدانی زیاد ($HFSE=Ti, Nb, Zr, P$) نشان می دهند، که از ویژگی های ماگماهای نوع I یا ماگماهای مرتبط با کمان قاره ای است (شکل ۱۶). الگوهای لیستریک شکل REE (شکل ۱۷) نیز با تفريق عادی مجموعه درشت بلورهای چون کلینوپیرکسن و آمفیبول در طی بالا آمدن پوسته ای و جایگیری، سازگاری دارند (Frey et al., 1978; Hanson, 1980; Lang & Tittley, 1998). بنابراین، فرایندهای مؤثر در تشکیل این ماگما احتمالاً در ارتباط با تفريق بلورین و غنی شدگی درون قاره ای است و اختلافات جزئی آن با ماگماهای شاخص کمان در میزان آلکالینیتی بیشتر آنهاست که احتمالاً به دلیل تشکیل آنها در موقعیت های کششی، نسبت به موقعیت فشارشی ماگماهای کالک آلکان است.

بنابراین، داده های ترکیب شیمیایی ماگما و جایگاه تشکیل این نوع ماگماها در کنار دیگر شواهد زمین شناسی صحرایی و سن سنجی، بیانگر جایگاه تشکیل این مجموعه ماگمایی مرتبط با کمان در حوضه های کم ژرفای درون قاره ای، در هنگام مراحل کششی همراه با بالا آمدگی و پیش از برخورد است.

۴-۴. دگرسانی گرمایی

دگرسانی گرمایی در محدوده توزلار، با توجه به روند تقریباً خاوری-باختری آن (شکل های ۶ و ۱۸-A) گسترش به نسبت زیادی به خود اختصاص می دهد (۶ کیلومتر در ۱ کیلومتر)، ولی بیشترین شدت آن محدود به کناره های بخش های سیلیسی در پهنه کانه دار است (شکل ۱۸-B). جدایش واحدهای دگرسان بر پایه مجموعه کانی شناسی کانی های دگرسان در مشاهدات صحرایی و تعیین نوع کانی ها به روش XRD (آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور) صورت گرفته است. بر این اساس، انواع دگرسانی های زیر، که دارای پهنه بندی نیز هستند، در محدوده مورد مطالعه مشخص شده اند (شکل ۱۹):

- **دگرسانی پروپلیتیک:** این نوع دگرسانی، با توجه به حالت عمومی و فراگیر آن، اولین دگرسانی رخ داده در منطقه است و دگرسانی های بعدی روی آن اعمال شده اند، به گونه ای که کمتر شواهدی از حضور این نوع دگرسانی در دیگر دگرسانی ها قابل تشخیص است (شکل ۱۹). این نوع دگرسانی بیشتر در کناره های بیرونی دگرسانی آرژیلیک، گسترش بهتری از خود نشان می دهد (شکل ۱۸-B). این دگرسانی ابتدا زمینه و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و سپس کانی های تیره همچون هورنبلند، پروکسن و بیوتیت را در سنگ های آندزیتی منطقه تخریب کرده و بیشتر از کوارتز، کلریت، اپیدوت و ایلیت همراه با مقادیر کمی کائولینیت، کربنات و پیریت تشکیل شده است.

- **دگرسانی فلیک (سریستی شدن):** اگر چه سریستی شدن، متداول ترین نوع دگرسانی گرمایی در محدوده معدنی توزلار به شمار می آید و تقریباً در همه انواع دگرسانی ها (به ویژه آرژیلیک) قابل تشخیص است، ولی شدت آن با دور شدن از رگه ها (در کناره ها) به سرعت افت، و با افزایش ژرفا، افزایش پیدا می کند (شکل ۱۹). این دگرسانی در دره های ژرف شمال خاور محدوده مورد مطالعه و در کنار استوکه های میکروگرانودیوریتی (بخش های ژرف تر) و در زیر دگرسانی آرژیلیک به صورت چیره دیده می شود، به گونه ای که به نظر می رسد دگرسانی آرژیلیک به تدریج به دگرسانی فلیک تبدیل می شود (شکل ۲۰). رنگ ظاهری

تجزیه های سن سنجی اورانیم-سرب کانی های زیر کن مربوط به مجموعه آتشفشانی میزبان کانسار توزلار در جدول ۱ و روی نمودار کنکور دیا در شکل ۱۰ نشان داده شده است. نتایج حاصل از ۶ زیر کن تجزیه شده از نمونه گدازه های آندزیتی-تراکی آندزیتی (نمونه شماره SMH18)، دامنه سنی میان ۱۶/۶ تا ۲۰/۴ میلیون سال با میانگین سنی $^{206}Pb/^{238}U$ برابر با 18.1 ± 4.0 را نشان داده اند (شکل ۱۰ و جدول ۱). زیر کن های تجزیه شده نمونه شماره SMH33 نیز دامنه سنی ۱۷/۷ تا ۱۹/۱ میلیون سال با میانگین سنی $^{206}Pb/^{238}U$ برابر با 18.7 ± 0.55 میلیون سال را نشان می دهند (شکل ۱۰)، که در واقع از نمونه های نیمه آتشفشانی کمی اسیدی تر و با ترکیب داسیتی گرفته شده است. همان گونه که از بررسی نتایج تجزیه نمونه ها بر می آید، دامنه محدوده نمونه ها بسیار نزدیک به هم است و نتیجه حاصل دقت خوبی دارد. بررسی های سن سنجی صورت گرفته، نشان از فعالیت این مجموعه آتشفشانی در زمان میوسن زیرین (بوردیگالین) دارد. این تعیین سن به خوبی شواهد صحرایی را تأیید می کند، به طوری که نشان از همزمانی فعالیت این مجموعه آتشفشانی با رسوب گذاری آهک های فسیل دار سازند قم به سن میوسن زیرین (آکویتانین-بوردیگالین) دارد. در مجموع، نتایج سن سنجی اورانیم-سرب ۱۲ عدد زیر کن تجزیه شده، سن میوسن زیرین را برای مجموعه آتشفشانی میزبان کانسار توزلار نشان می دهد. بنابراین، موقعیت تشکیل این مجموعه آتشفشانی، حوضه های کم ژرفا درون قاره ای در میوسن زیرین است که به طور محلی و به واسطه بالا آمدن ماگما در مجاری کششی حاصل شده اند.

۴-۳. ژئوشیمی

نتایج تجزیه های عناصر اصلی و کمیاب از مجموعه آتشفشانی میزبان کانسارهای طلا-نقره-مس توزلار (در مجموع ۱۴ نمونه) نشان از آن دارد که همه این سنگ ها درون سری سنگ های کالک آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا در نمودار K_2O در برابر SiO_2 از (LeMaitre 2002) قرار می گیرند (شکل ۱۱).

موقعیت آنها روی نمودار آلکالینیتی در برابر سیلیس (Le Bas et al. 1986) در شکل ۱۲ قرار داده شده است. از دید ترکیبی، آنها در محدوده آندزیت، تا تراکی آندزیت (حدواسط) و یک نمونه در محدوده داسیت جای می گیرند (شکل ۱۲). بر پایه نسبت عناصر فرعی (با توجه ضریب اطمینان بیشتر آنها نسبت به دگرسانی) نیز این نمونه ها در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y از (Winchester & Floyd 1977) در محدوده ترکیبی آندزیت و تراکی آندزیت قرار می گیرند (شکل ۱۳).

این مجموعه آتشفشانی مقادیر SiO_2 متوسط تا زیاد (۵۴-۶۹٪) دارد (جدول ۲). از Na_2O و K_2O غنی ($Na_2O+K_2O>5\%$) هستند و میزان تمرکز Mg و Ti آنها به نسبت کم ($MgO>5\%$ و $TiO_2>0.9\%$) است (جدول ۲)، در حالی که از آلومینیم غنی هستند ($Al_2O_3>16\%$). Yb این نمونه ها عمدتاً کمتر از ۲ ppm و Y آنها کمتر از ۱۸ ppm است (جدول ۲). بر این اساس و با توجه به دیگر معیارهای تعیین کننده نوع سنگ های آلکان پرتاسیم (Morrison, 1980; Muller & Groves, 2000)، بیشتر این نمونه ها در محدوده سنگ های شوشونیتی قرار می گیرند (شکل ۱۴). شوشونیتی بودن این نمونه ها، پیش تر نیز گزارش شده است (Alberti et al., 1979; Amidi et al., 1984; Aftabi & Atapour, 2000; Richards et al., 2006)، با این تفاوت که این نمونه ها با توجه به ترکیشان و وجود کوارتز آزاد در آنها (با توجه به مطالعات میکروسکوپی و نورم)، بر خلاف شوشونیت های بازی ایران، بدون آنالسیم هستند. غنی بودن این نمونه ها از آلومینیم نیز، با توجه به نتایج حاصل و نورم آنها، نه تنها به دلیل روند تفريق است، بلکه نوع ترکیب ماگما با آلکالینیتی بالا ($K_2O+Na_2O>5\%$) و عواملی چون دگرسانی گرمایی (Bissing et al., 2003) و یا غیر یکنواختی محتوای آب در ناحیه منشأ (Waight et al., 1998) نیز در مورد آنها بی تأثیر نبوده است. کانی های مافیک در این نمونه ها بیشتر به صورت درشت بلور (پورفیری) و شامل هورنبلند، بیوتیت و گاه پروکسن هستند که خود دلیلی بر آب دار بودن ماگمای سازنده آنهاست. بر پایه نمودار (Castillo 2006) این ماگماها از دید

(شکل ۱۸- B). این نوع دگرسانی بیشتر در امتداد ساختارهای کششی (گسل‌ها)، به صورت یک سامانه شکستگی متشکل از ۱۰ رگه موازی با شیب تند و روند تقریبی EW در این محدوده گسترش نشان می‌دهند (شکل ۱۹). این توزیع از جریان یافتن سیال‌های گرمایی متناسب با توپوگرافی منطقه خبر می‌دهد، که ترجیحاً از مجاری عبور گسل‌ها (مجاری تغذیه کننده و رگه‌ای شکل) به بخش‌های بالاتر راه یافته‌اند.

اگر چه بیشتر دگرسانی‌های سیلیسی موجود در محدوده معدنی توزلار، دارای ژئومتری رگه‌ای هستند (شکل‌های ۱۸- B و ۱۹)، ولی بررسی‌های دقیق‌تر در مقیاس‌های مختلف، نشان از وجود دو نوع دگرسانی سیلیسی به صورت سیلیسی شدن (جانشینی) و شکافه پرکن (رگه- رگچه‌ای) دارد (شکل‌های ۲۲- A و B). سیلیسی شدن، محصول جانشینی سیلیس در سنگ‌های دگرسان (دگرسانی آرژیلیک) توسط نفوذ سیال‌های سیلیس دار (بخارها) در بخش‌هایی است که نفوذپذیری بیشتری دارند. در واقع، سیلیسی شدن توسط شکستگی‌های محلی (گسل‌ها) و اختلاف نفوذپذیری واحدهای سنگ میزبان کنترل می‌شود. در این نوع دگرسانی، تقریباً همه حجم سنگ سیلیسی شده و تفاوت آن با دگرسانی شکافه پرکن در گسترش عرضی آنهاست. این نوع دگرسانی بیشتر درون دگرسانی آرژیلیک و روی آنها قرار می‌گیرد (شکل ۱۸- B). این دگرسانی به تدریج از کناره‌ها و به صورت عمودی به دگرسانی آرژیلیک تبدیل می‌شود.

این نوع دگرسانی سیلیسی (جانشینی) از کوارتز ریزبلور (کوارتز و کلسدون) همراه با پیریت و کمتر سولفور طبیعی تشکیل شده که جانشین سنگ‌های آندزیتی شده‌اند (شکل‌های ۲۲- B و C). جانشینی سیلیس به جای کانی‌های اولیه سنگ میزبان همچون هورنبلند در این نوع دگرسانی گاهی قابل تشخیص است (شکل‌های ۲۲- C و D). دگرسانی نام‌برده، بیشترین حجم دگرسانی سیلیسی در محدوده کانه‌دار را به خود اختصاص می‌دهد. در بخش‌هایی که جانشینی سیلیس در سنگ میزبان به طور کامل صورت نگرفته است، در اثر نفوذ سیلیس به درون حفرات، کوارتزهای بسیار ریز به صورت شکل دار (vuggy quartz) تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۲۳- A و B). C. آلونیت به مقدار بسیار کم در این مجموعه حضور دارد. در این حالت عموماً گوئیت با آنها همراهی می‌کند که حاصل اکسایش کانه‌های سولفیدی است. در واقع، دگرسانی سیلیسی شدن نوعی دگرسانی گرمایی است که می‌توان آن را متأخر از دگرسانی آرژیلیک و همزمان با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در نظر گرفت.

نوع دوم دگرسانی سیلیسی یا شکافه پرکن (رگه‌ای- رگچه‌ای) در این بخش، تحت تأثیر نفوذ سیال‌های گرمایی و پر کردن فضاهای خالی و برش‌های گرمایی حاصل شده است. از ویژگی‌های بافتی این نوع دگرسانی وجود بافت‌های شکافه پرکن، برشی، شانه‌ای، کوکاد، توده‌ای، حفره‌ای، موزاییکی و استوک ورک است (شکل‌های ۲۲ و ۲۴- A و E). در این میان، برش‌های گرمایی از ویژگی‌های شاخص این سامانه و سامانه‌های اپی ترمال به شمار می‌رود. این برش‌ها با قطعات زاویه‌دار و ابعادی میان ۰/۱ تا ۵ سانتی متر بیشتر در مرکز پهنه‌های سیلیسی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۲۲- A و D). ماتریکس آنها بیشتر از کوارتز، سولفید و به مقدار کمتر از ذرات بسیار ریز سنگ دیواره به صورت سیمان تشکیل یافته است. حضور سولفید فراوان به همراه سیلیس در این نوع دگرسانی از ویژگی‌های بسیار متمایز کننده آن به شمار می‌رود.

– **دگرسانی سولفیدی:** حضور سولفیدها در منطقه عمومیت به نسبت زیادی دارد، به گونه‌ای که در همه واحدهای آذرین منطقه به صورت اولیه و دانه پراکنده در متن سنگ‌های آذرین دیده می‌شوند. این سولفیدها بیشتر شامل پیریت و به نوعی نشان‌دهنده غنی بودن ماگما از فاز سولفیدی است. افزون بر فاز اولیه سولفیدی در این بخش، مهم‌ترین فاز سولفیدی شدن در محدوده کانه‌دار در ارتباط با فرایندهای گرمایی است. این فرایند بیشترین اهمیت را در ارتباط با دگرسانی‌های سیلیسی (کانه‌زایی) و به میزان کمتر در ارتباط با دگرسانی‌های آرژیلیک و فیلیک نشان می‌دهد (شکل ۲۰). محصول این دگرسانی در پهنه کانه‌دار بیشتر شامل پیریت،

این دگرسانی، سفید تا خاکستری و دارای ویژگی کانی‌شناسی کوارتز، سرسیت و پیریت است (شکل ۲۰). در کنار بخش‌هایی که این دگرسانی دیده می‌شود (بخش‌های ژرف)، گاه می‌توان بافت‌های استوک ورک از رگه‌های سیلیس دارای کانه‌های سولفیدی (که اکسید شده‌اند) را دید.

– **دگرسانی آرژیلیک:** این نوع دگرسانی از آشکارترین و مشخص‌ترین دگرسانی‌های منطقه است که گسترش آن از دیگر دگرسانی‌ها بیشتر است. تشخیص این نوع دگرسانی از روی رنگ زرد تا سفید و نوع کانی‌های کوارتز، کانی‌های رسی (کانولن، مونت‌موریلونیت، ایلیت)، سرسیت و پیریت صورت می‌گیرد (شکل ۱۹). گسترش این دگرسانی در پیرامون بخش سیلیسی و در کناره رگه‌ها به راحتی قابل تشخیص است (شکل ۱۸). دگرسانی آرژیلیک در بیشتر موارد به خوبی گسترش یافته، ولی بافت اولیه (پورفیری) سنگ میزبان در آن حفظ شده است. شدت دگرسانی در واحدهای آذرین با دور شدن از مرکز آن کاهش می‌یابد. با توجه به نوع کانی‌شناسی، دگرسانی آرژیلیک به دو بخش دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و آرژیلیک حدواسط قابل تقسیم است (شکل ۱۹). دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نسبت به دگرسانی آرژیلیک حدواسط بخش محدودتری را در حاشیه بخش سیلیسی و حدفاصل با دگرسانی آرژیلیک به خود اختصاص می‌دهد. در مواردی که دگرسانی آرژیلیک پیشرفته همراه با دگرسانی آرژیلیک وجود دارد، جدایش آنها از هم بسیار مشکل است.

دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در بخش‌های سطحی این کانسار، عموماً به هاله‌های دارای کوارتز و آلونیت پیرامون رگه‌های سیلیسی محدود می‌شود که توسط دگرسانی آرژیلیک حدواسط دربر گرفته شده است (شکل‌های ۲۱- A و C)، ولی در بخش‌های ژرف‌تر و درون استوک میکرودیوریتی، این دگرسانی محدود به کناره باریک پیرامون دگرسانی سیلیسی، بدون حضور دگرسانی آرژیلیک است (شکل‌های ۲۱- B و D). دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در کانسار توزلار با مجموعه کانی‌های کوارتز، آلونیت، پیریت، روتیل و مقدار کمی پیروفلیت، کانولینیت و یا ایلیت مشخص می‌شود. بلورهای کوارتز به صورت بی‌شکل، عموماً با قطر کمتر از ۴۰ میکرون، به صورت هم‌رشد با آلونیت شکل می‌گیرند.

آلونیت یک کانی شاخص در سامانه‌های اپی ترمال (به ویژه پرسولفید) است (Jensen & Barton, 2000; Corbett, 2005) که در این کانسار هم در نمونه دستی و هم در تجزیه تشخیص داده شده است (شکل ۲۱). بررسی‌های عیار طلا با آلونیت بیشتر همبستگی مثبت نشان می‌دهد، ولی این مطلب با توجه به تأثیر فرایندهای سطحی قطعی نیست.

بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌های شیمیایی (XRD) نشان از وجود دو نوع آلونیت در این بخش (دگرسانی آرژیلیک پیشرفته) دارد (شکل‌های ۲۱- E و F). یک نمونه از این آلونیت‌ها شکل بلوری دارد و به صورت بلورهای تیغه‌ای یا مجموعه صفحات در حفرات رگه‌های سیلیسی همراه با کوارتز و پیریت رخ داده است (vuggy quartz). ابعاد این صفحات در حدود چند دهم میلی‌متر اندازه‌گیری شده است (شکل ۲۱- F). این نوع آلونیت با توجه به نتایج تجزیه ترکیب پتاسیک دارد که خود شاهدی بر اولیه یا درونزاد (هیپوژن) بودن آن است، در حالی که نوع دیگر آلونیت که گستردگی بیشتری دارد به صورت پودری و بدون شکل بلورین است و بیشتر ترکیب سدیک دارد (شکل ۲۱- E). این نوع آلونیت به صورت خوشه‌های دانه‌درشت و گلی‌رنگ در حفرات باز و برشی درون ترانشه‌های برداشت شده قابل تشخیص است. به نظر می‌رسد این نوع آلونیت تحت تأثیر فرایند برونزاد (سوپرژن) از آلونیت‌های اولیه حاصل شده باشد.

– **دگرسانی سیلیسی:** مهم‌ترین نوع دگرسانی در این کانسار، دگرسانی سیلیسی است که هسته سامانه دگرسانی گرمایی را در این کانسار به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۱۹) و بیشتر به صورت پهنه‌های سیلیسی روی بخش‌های مرتفع رخنمون یافته‌اند

این بخش بسیار کم هستند و کمتر از ۱ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند و در این بخش کمتر فضاهای خالی وجود دارد (شکل‌های ۲۸- C و D).

فاز A، با فراوانی بیشتر و به‌صورت دگرسانی سیلیسی شدن در پهنه کانه‌دار گسترش یافته است. این نوع دگرسانی در بخش مرکزی سامانه کانه‌زایی توزلار بیشتر به‌صورت توده‌ای و رگه‌ای در سطح پهنه کانه‌دار قابل تشخیص است (شکل‌های ۲۷ و ۲۸). این فاز با ویژگی‌هایی همچون کوارتزهای دانه‌ریز و سفید رنگ، حضور کانی‌های اکسیدهای تیتان همچون روتیل و لوکوکسن و محتوای کم سولفید با مقادیری کمتر از ۱ تا ۲ درصد (low sulfidation) و بیشتر دارای پیریت و پیریت‌های آرسنیک‌دار مشخص می‌شود (شکل‌های ۲۸- A و D) که دلیل آن شاید حجم زیاد سیال (بیشتر سیلیس) نسبت به سولفید در این مرحله از دگرسانی بوده باشد. عیارهای کانه‌زایی طلا در این فاز بسیار کم است و بیشینه به ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌گرم در تن می‌رسد.

فاز B از این مرحله دگرسانی بر خلاف فاز پیشین با فراوانی سولفید مشخص می‌شود، به‌گونه‌ای که رنگ سیلیس‌های این فاز تیره و تا حدی سیاه به‌نظر می‌رسد (شکل‌های ۲۸- A و B). زمان تشکیل این فاز نسبت به فاز پیشین تأخیری‌تر است، ولی شواهدی نیز از همراهی فاز A، همزمان با تشکیل فاز B در بخش‌هایی خیلی کم وجود دارد (شکل‌های ۲۸- A و B) و به نوعی نشان از جدایش این دو فاز از هم دارد. محتوای سولفید در این فاز به ۵ تا ۱۰ درصد می‌رسد (high sulfidation) و بیشتر از کانی‌هایی همچون کوارتز، پیریت، کالکوپریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت همراه با مقادیر بسیار کم دیژنیت، انارژیت، گالن، مس طبیعی، تتراهدريت، تنانیت و مارکاسیت تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۲۶ و ۲۸- D).

کانی‌هایی همچون انارژیت، تتراهدريت، تنانیت، گلدفیلدیت و محلول‌های جامد طلا‌دار در کانی‌های مس همچون بورنیت با الکترون میکروپروب تشخیص داده شده است (حیدری، ۱۳۹۲). برخی از این کانی‌ها همچون انارژیت و تتراهدريت از ویژگی‌های سامانه‌های اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نیمه‌ژرف یا با سولفیداسیون بالا هستند (Hedenquist et al., 1996 & 2000).

میانگین عیار طلا در این فاز میان ۱ تا ۲ گرم در تن در تغییر است، که در آن طلا به‌صورت محلول جامد و در ابعاد میکرون تا آنگسترم درون سولفیدها و یا به‌صورت الکتروم دیده شده است. بیشترین فاز کانه‌زایی فلزات پایه به‌ویژه مس در این کانسار متعلق به این فاز از کانه‌زایی است. میانگین عیار مس در پهنه کانه‌دار ۰/۳ درصد در نظر گرفته شده است، در حالی که در این فاز به‌طور محلی به ۳ تا ۴ درصد نیز می‌رسد. عیار سرب و روی در این مرحله همچون مس بالاست، ولی در کل، عیار میانگین آن برای سرب بیشتر از روی و در حدود ۰/۲۵ درصد است. عیار نقره در این مرحله بسیار پایین است، ولی همبستگی مثبتی با سرب نشان می‌دهد، که ممکن است به حمل نقره توسط سرب اشاره داشته باشد. نکته قابل تأمل در این بخش، تمرکز فراوان نقره در بخش‌های بیرونی پهنه کانه‌دار است که این مطلب با رگه‌های فلزات پایه که در کناره‌های ذخایر پورفیری- اپی‌ترمال یافت می‌شود، همخوانی دارد (Richards et al., 2006).

- مرحله سوم، از دیگر مراحل دگرسانی سیلیسی و به‌عبارت بهتر، سومین فاز کانه‌زایی (C): در این بخش، دگرسانی سیلیسی- سولفیدی است که به‌صورت قطع‌کننده (تأخیری) همراه با ایجاد برش‌های گرمایی در پهنه سیلیسی‌شده ایجاد شده و شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل‌های ۲۲، ۲۴ و ۲۵). از ویژگی‌های آشکار این مرحله، حضور برش‌های متشکل از فازهای A و B است که در زمینه‌ای از سیلیس قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۲۹- A و B). شدت نفوذ این سیال‌ها درون شکستگی‌ها و برش‌ها به حدی است که قطعات برش (فازهای A و B) در آن بیشتر به‌صورت زاویه‌دار هستند. در این فاز (C) قطعات برش‌ها به‌صورت شناور در زمینه سیلیسی- سولفیدی جای گرفته‌اند و فضاهای خالی و حفرات در آن تشکیل نمی‌شود

کالکوپریت، بورنیت و کمتر انارژیت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، تتراهدريت، گالن و اسفالریت است که به‌صورت دانه‌پراکنده، شکافه‌پرکن و رگه- رگچه‌ای درون بخش‌های سیلیسی دیده می‌شوند (شکل ۲۶).

۴-۵. کانه‌زایی

با توجه به نمونه‌برداری منظم انجام شده روی بیش از ۱۰ رگه سیلیسی طلا‌دار در این محدوده (شکل‌های ۱۹ و ۲۷)، عیار اقتصادی طلا- نقره و مس در این کانسار، محدود به بخش‌های سیلیسی و دیواره‌های دگرسان آن است. در میان آنها، رگه شماره ۸ بیشترین تمرکز کانه‌زایی طلا (با بیشینه ۱۲ گرم در تن) را دارد و بیشترین عملیات اکتشافی (ترانشه‌ها و نمونه‌برداری) روی این رگه متمرکز شده است. طول این رگه با امتداد تقریباً خاوری- باختری حدود ۸۰۰ متر و عرض متوسط آن ۴ متر است. شیب متوسط آن به سوی شمال و عیار میانگین در این رگه در حدود ۱/۸ تا ۲/۹ گرم در تن ارزیابی شده است (ربیعی و همکاران، ۱۳۸۴).

کانه‌زایی طلا در پهنه کانه‌دار توزلار از دید بافتی بیشتر به‌صورت رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، برشی و دانه‌پراکنده یافت می‌شود. انطباق نتایج نمونه‌های درون ترانشه‌ها در پهنه کانه‌دار، نشان‌دهنده ارتباط قوی میان عیارهای طلا و واحدهای به‌شدت سیلیسی، برشی و سولفیددار است. نتایج این بررسی‌ها به وجود چندین فاز در طی فرایند کانه‌زایی نیز اشاره دارد.

سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در این کانسار را واحدهای آذرآواری و کمتر استوک‌های میکرودیوریتی تشکیل می‌دهد (شکل ۶). مطالعات میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی انجام شده روی واحدهای عیاردار و پرعیار در پهنه کانه‌دار توزلار، از حضور طلا بیشتر به‌صورت بسیار ریز (نامرئی) درون فازهای سولفیدی به‌صورت محلول جامد و نیز به‌صورت ذرات بسیار ریز و آزاد طلا و الکتروم اشاره دارد که تجزیه آنها توسط میکروسکوپ الکترونی، طلا‌دار بودن آنها را تأیید می‌کند (ربیعی و همکاران، ۱۳۸۴). این طلاها بیشتر ریزدانه هستند و ابعاد بزرگ‌ترین آنها به ۲ تا ۴ میکرون در مقاطع مورد مطالعه می‌رسد. این نوع طلا معمولاً همراه با پیریت‌های ریزدانه دیده می‌شود.

مراحل تکوین سامانه اپی‌ترمال توزلار (۶ مرحله)، و در پی آن کانه‌زایی (۵ فاز) را بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و SEM می‌توان به‌طور خلاصه به مراحل زیر تقسیم کرد (حیدری، ۱۳۹۲):

- مرحله اول (تشکیل سیلیس باقیمانده): این سیلیس متعلق به سنگ میزبان است که تحت تأثیر شستشوی اولیه سیال‌های اسیدی حاصل شده و به تخریب کانی‌های اولیه به‌ویژه فلدسپارها و کانی‌های تیره همچون هورنبلند انجامیده است (شکل ۲۳- A). این مرحله بخشی از دگرسانی آرژیلیک و پروپیلیتیک به شمار می‌رود، که در طی تشکیل مراحل اولیه سامانه‌های اپی‌ترمال- پورفیری حاصل می‌شوند (Sillitoe, 2000). عیار میانگین فلزات گرانبهای طلا- نقره و فلزات پایه در این مرحله بسیار پایین و در حد سنگ میزبان اولیه، با میزان جزئی غنی‌شدگی است. میزان عناصر آرسنیک، آنتیموان، آهن و گوگرد کمی در این بخش نسبت به نمونه‌های غیردگرسان سنگ میزبان، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بیشتر کانی‌های این بخش در پهنه کانه‌دار شامل کانی‌های رسی (کانولینیت) و کوارتز (باقیمانده) است. این مرحله در برخی سامانه‌های اپی‌ترمال، به تشکیل کلاهدک سیلیسی، روکش‌های کلسدونی و سینترها می‌انجامد که محصول دگرسانی و ایجاد بخارهای گرم شده (Steam Heated) در سطح ایستابی هستند (Buchanan, 1981; Sillitoe, 1993; Corbett, 2005).

- مرحله دوم از سامانه گرمایی: این مرحله محصول سیلیسی شدن سنگ میزبان دگرسان به‌صورت جاننشینی است که در محدوده کانه‌دار تظاهر یافته و از دو فاز A و B تشکیل شده است (شکل‌های ۲۸- A و B). دگرسانی سیلیسی در این مرحله دارای کوارتز دانه‌ریز است که ابعاد آن به سوی حفرات افزایش می‌یابد. حفرات در

(شکل های ۲۹-A و B). این مرحله به دلیل ایجاد فضاهای خالی به واسطه برشی شدن، نقش بسیار مهمی در کنترل کانه‌زایی به عهده دارد و به واسطه حضور نوع قطعات سازنده و نسبت زمینه به قطعات دارای عیارهای مختلف میان ۰/۲ تا ۲/۵ گرم در تن طلا هستند و افزون بر کوارتز کانی‌های سولفیدی فازهای پیشین را نیز دارند. با این وجود، در این فاز نسبت سولفید به سیلیس باز هم کمتر است.

مرحله چهارم (فاز D): این فاز در ادامه فاز پیشین (C) و همراه با پر کردن فضاهای خالی موجود از راه خرد کردن و ایجاد شکستگی در فازهای پیشین و سنگ دربر گیرنده حاصل شده است (شکل های ۲۹-C و D). این مرحله، برخلاف مرحله پیش، تنها در بخش‌های برشی نفوذ نکرده و وجود شکستگی‌ها و فضاهای خالی، عامل اصلی کنترل‌کننده آن است (شکل های ۲۹-C و D). در این فاز، فضاهای لازم برای بلوری شدن کانی‌ها و رشد آنها در فضاهای خالی برخلاف فازهای پیشین فراهم شده است (شکل های ۲۹-E, F, G و H). در این مرحله، آثاری از برشی شدن دیده نمی‌شود، ولی نشانه‌هایی از کاهش فشار و تنشست سیال کانه‌دار در فضاهای خالی که به فرایند جوشش اشاره دارد، مشهود است. مشخصه آن حضور بلورهای تیغه‌ای، باریت، ژپس و کریستوبالیت است (شکل های ۲۹-E, F, G و H). این مرحله، اصلی‌ترین فاز کانه‌زایی طلا را به خود اختصاص می‌دهد و از دید پاراژنتی بیشتر از فاز سولفیدی (بیشتر پیریت‌های آرسنیک‌دار و کمتر سولفیدهای فلزات پایه)، کریستوبالیت، سریسیت، باریت، فلورین، ژپس و طلای همراه با فاز سولفیدی و احتمالاً کوارتز تشکیل شده است. فاز سیلیس آن بسیار کم و جدایش سیلیس از سولفید در آن به‌خوبی صورت گرفته است (شکل های ۲۹-F, G و H). نسبت فاز سولفیدی به فاز سیلیسی در این بخش بسیار بالاست. عیارهای طلای بیش از ۲ تا ۴-۵ گرم در تن مربوط به این مرحله است. گفتنی است که به دلیل جدایش سیلیس از سولفید در این بخش، فرایند پروتزاد بیشترین تأثیر را بر این مرحله و تبدیل آنها به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و غنی‌سازی عیارهای طلا به بیش از این مقادیر داشته است.

۵- نتیجه‌گیری

از نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته در این مطالعه، این گونه بر می‌آید که کانه‌زایی توزلار طی فعالیت گرمایی با سن کمی کمتر از ۱۸ میلیون سال (میوسن زیرین) در شمال باختر کشور جای گرفته است. این فعالیت آتشفشانی- گرمایی، بخشی از فعالیت کمان ماگمایی ارومیه- دختر به شمار می‌رود که پهنه دگرگونی سهندج- سیرجان (ایران مرکزی) را در این ناحیه همانند برخی نواحی دیگر قطع کرده و عامل اصلی کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در این ناحیه و نواحی دیگر شده است. این کانه‌زایی در یک مجموعه آتشفشانی- نیمه‌آتشفشانی کالک‌آلکانل با تمایل آلکانل (شوشونیتی) که در ارتباط با گسل‌ها و شکستگی‌های کششی فرایند دگرگونی ناحیه‌ای کرکمپلکس در زمان الیگومیوسن است، جای دارد. کانه‌زایی نام‌برده از دید نوع دگرسانی‌های گرمایی (پروپلیتیک، آرژیلیک، فیلیک، سریسیتی، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی‌شدن) و روند تکوین کانه‌زایی در ارتباط با برشی شدن و ته‌نشینی سولفیدهای مس و سولفوسالت‌ها، همانند کانسارهای پرسولفید در جایگاه‌های آتشفشانی است. کاهش و افت فشار در طی تاریخ تکوین سیستم گرمایی، حضور بلورهای تیغه‌ای باریت، کلسیت و کوارتز، پیشنهاد فرایند جوشش و تنشست طلا به دلیل کاهش سریع دما و جدایش فازی را تقویت می‌کند. محیط تشکیل زمین‌شناسی این کانه‌زایی در مجموعه آتشفشانی- نیمه‌آتشفشانی نیز تأییدی بر تشکیل این کانه‌زایی در ژرفا و فشار کم است. طلا در این کانه‌زایی به‌صورت آزادشده از دانه‌های پیریت اکسیدشده، همچنین درون کوارتزها در برش‌های گرمایی و محلول جامد در دیگر کانه‌های سولفیدی همچون سولفیدها و سولفوسالت‌ها رخ داده است.

تفاوت اصلی تشکیل این کانسار با کانسارهای نوع پرسولفید در محیط تشکیل آن است. این کانسار در یک محیط کم‌ژرفای دریایی (Submarine) حوضه قم و در ارتباط با رژیم زمین‌ساختی کششی تشکیل شده، در حالی که کانسارهای اپی‌ترمال نوع پرسولفید بیشتر در محیط‌های خشکی (Subaerial) و در ارتباط با محیط‌های فشارشی حاصل می‌شوند. اگر چه ویژگی‌های کانی‌شناسی، همگی بیان‌کننده همانندی این کانسار با کانسارهای پرسولفید است، ولی پژوهش‌های جدید علمی در

(شکل های ۲۹-A و B). این مرحله به دلیل ایجاد فضاهای خالی به واسطه برشی شدن، نقش بسیار مهمی در کنترل کانه‌زایی به عهده دارد و به واسطه حضور نوع قطعات سازنده و نسبت زمینه به قطعات دارای عیارهای مختلف میان ۰/۲ تا ۲/۵ گرم در تن طلا هستند و افزون بر کوارتز کانی‌های سولفیدی فازهای پیشین را نیز دارند. با این وجود، در این فاز نسبت سولفید به سیلیس باز هم کمتر است.

مرحله چهارم (فاز D): این فاز در ادامه فاز پیشین (C) و همراه با پر کردن فضاهای خالی موجود از راه خرد کردن و ایجاد شکستگی در فازهای پیشین و سنگ دربر گیرنده حاصل شده است (شکل های ۲۹-C و D). این مرحله، برخلاف مرحله پیش، تنها در بخش‌های برشی نفوذ نکرده و وجود شکستگی‌ها و فضاهای خالی، عامل اصلی کنترل‌کننده آن است (شکل های ۲۹-C و D). در این فاز، فضاهای لازم برای بلوری شدن کانی‌ها و رشد آنها در فضاهای خالی برخلاف فازهای پیشین فراهم شده است (شکل های ۲۹-E, F, G و H). در این مرحله، آثاری از برشی شدن دیده نمی‌شود، ولی نشانه‌هایی از کاهش فشار و تنشست سیال کانه‌دار در فضاهای خالی که به فرایند جوشش اشاره دارد، مشهود است. مشخصه آن حضور بلورهای تیغه‌ای، باریت، ژپس و کریستوبالیت است (شکل های ۲۹-E, F, G و H). این مرحله، اصلی‌ترین فاز کانه‌زایی طلا را به خود اختصاص می‌دهد و از دید پاراژنتی بیشتر از فاز سولفیدی (بیشتر پیریت‌های آرسنیک‌دار و کمتر سولفیدهای فلزات پایه)، کریستوبالیت، سریسیت، باریت، فلورین، ژپس و طلای همراه با فاز سولفیدی و احتمالاً کوارتز تشکیل شده است. فاز سیلیس آن بسیار کم و جدایش سیلیس از سولفید در آن به‌خوبی صورت گرفته است (شکل های ۲۹-F, G و H). نسبت فاز سولفیدی به فاز سیلیسی در این بخش بسیار بالاست. عیارهای طلای بیش از ۲ تا ۴-۵ گرم در تن مربوط به این مرحله است. گفتنی است که به دلیل جدایش سیلیس از سولفید در این بخش، فرایند پروتزاد بیشترین تأثیر را بر این مرحله و تبدیل آنها به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و غنی‌سازی عیارهای طلا به بیش از این مقادیر داشته است.

آخرین مرحله در این سامانه (مرحله پنجم): این مرحله مربوط به فرایند پروتزاد است. اکسیدشدگی حاصل از فرایند پروتزاد در این کانسار، تا ژرفای ۲۰ متری با توجه به حفاری‌های پودری صورت گرفته، گسترش نشان می‌دهد. اکسایش پروتزاد، فرایند مهمی در اقتصادی کردن کانه‌زایی (فاز E) در این کانسار به شمار می‌رود، زیرا بیشتر طلای موجود در سولفیدها به‌صورت اذخال‌های بسیار ریز (ساب‌میکروسکوپی) و یا محلول جامد در کانی‌های سولفیدی قرار دارند و طی فرایند پروتزاد به دلیل واکنش ناپذیری طلا، آزاد می‌شوند و بازایی طلای آنها آسان می‌شود. عیارهای بیش از ۵ گرم در تن در ارتباط با این فاز از کانه‌زایی است.

بنابراین فازهای کانه‌زایی اقتصادی طلا در کانسار توزلار، بیشتر در ارتباط با فازهای سولفیدی فاز سوم (برشی شدن) و چهارم (جوشش) است که در آن طلا به‌صورت محلول جامد و یا به‌شکل اذخال‌های ریز در آنها دیده می‌شود (شکل ۳۰)، البته به‌صورت آزاد همراه با سیلیس نیز تشخیص داده شده است (شکل ۳۰).

توالی دگرسانی و کانه‌زایی در سامانه اپی‌ترمال توزلار، بیان‌کننده نوعی پیشروی و تکوین سیال‌ها از اسیدی به سوی خنثی شدن است. این روند تکوین احتمالاً در ارتباط با نقشی است که سنگ دیواره و آب‌های جوی بازی می‌کنند که از این دید با سامانه‌های پورفیری و اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نیمه‌ژرف (پورفیری) همانندی نشان می‌دهند (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003; Einaudi et al., 2003; Simmons et al., 2005).

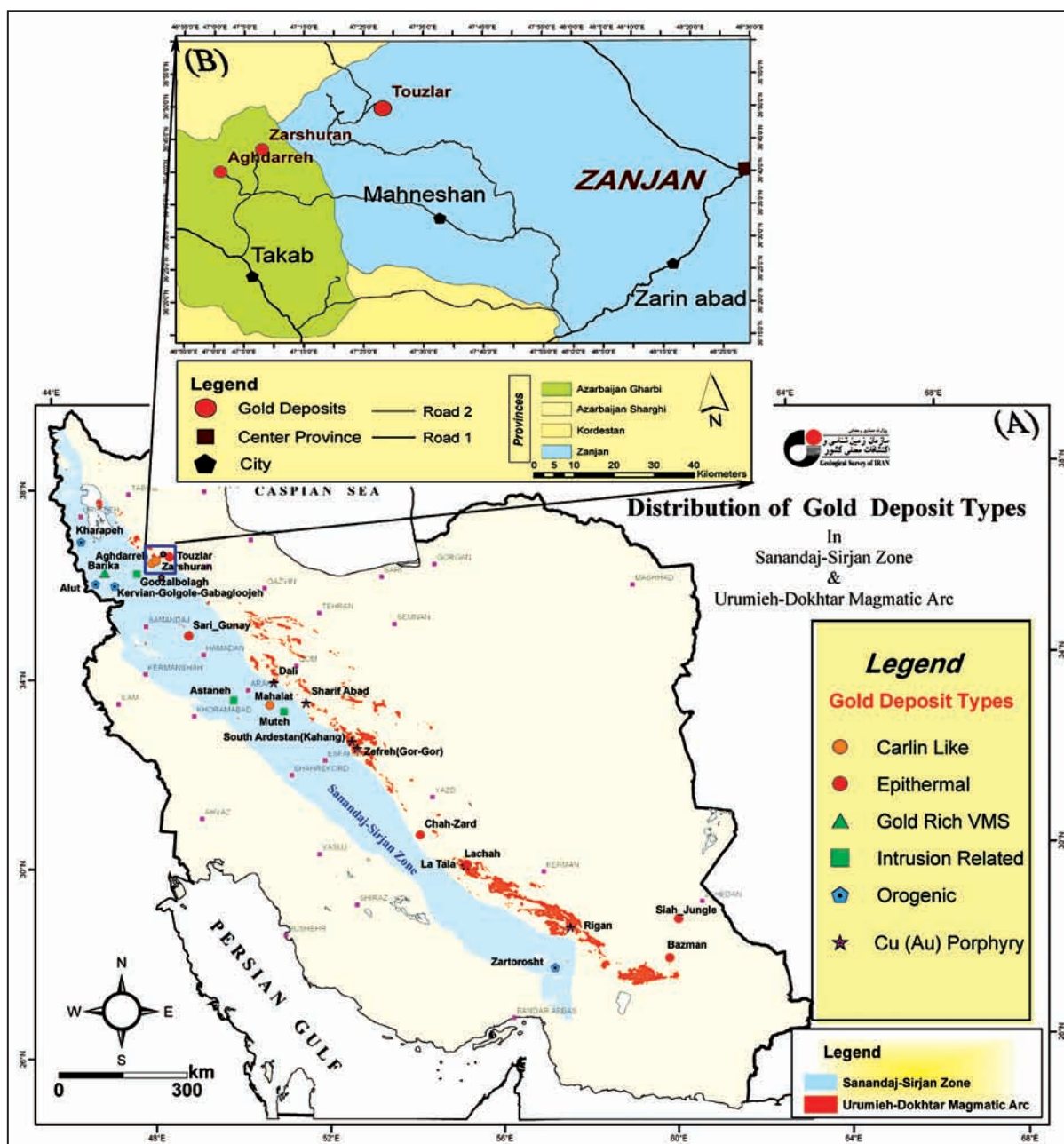
بر پایه نتایج به‌دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی در این کانسار (حیدری، ۱۳۹۲)، طلا بیشترین همبستگی را با عناصر Cu, Sb, Mo, Pb, Ag و Te و به میزان کمتر با As, Sn و Bi نشان می‌دهد که نشانگر منشأ یکسان و ارتباط ژنتیکی این عناصر است. در ضمن، طلا کمترین همبستگی را با عناصر Fe, Zn, Ba, Mn,

نفوذی (High Sulfidation) که در محیط های کشتی درون کمائی تشکیل شده اند، رده بندی کرد.

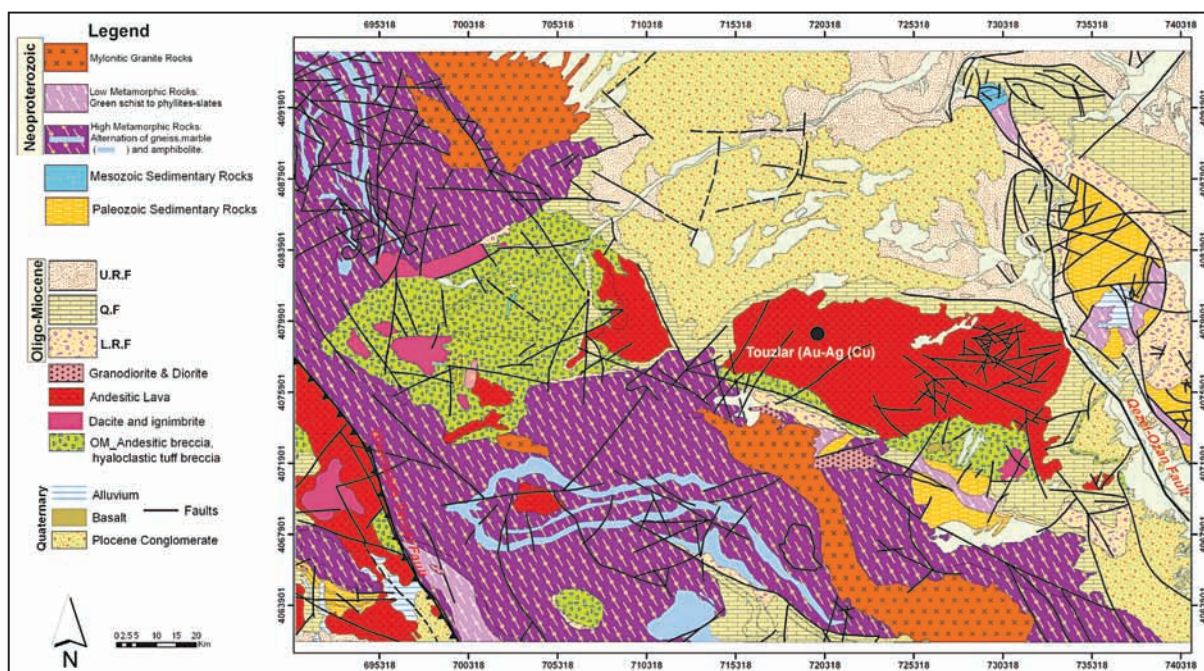
سپاسگزاری

نگارندگان بر خود لازم می دانند از شرکت مهندسین مشاور زریابان اکتشاف و به ویژه از آقایان دکتر مؤمن زاده و مهندس کوثری و سرکار خانم برهمند به دلیل فراهم آوردن امکانات بازدید از منطقه، استفاده از گزارش ها و همکاری های فراوان ایشان و همچنین از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای حمایت های خود در تأمین وسیله نقلیه به منظور بازدید های صحرایی و نیز آماده سازی و تجزیه نمونه ها، سپاسگزاری کنند.

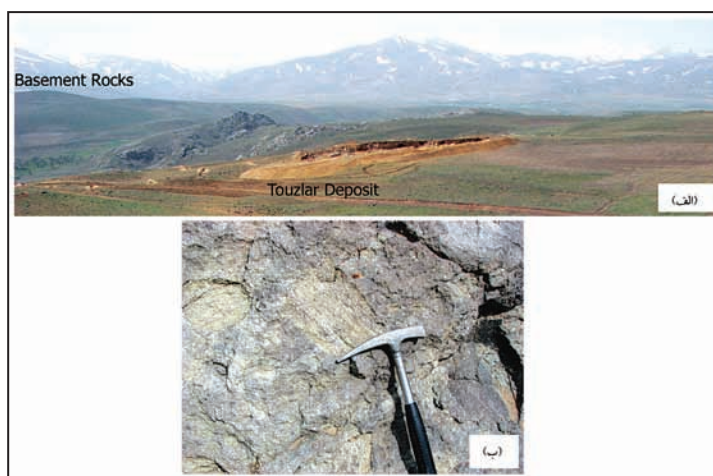
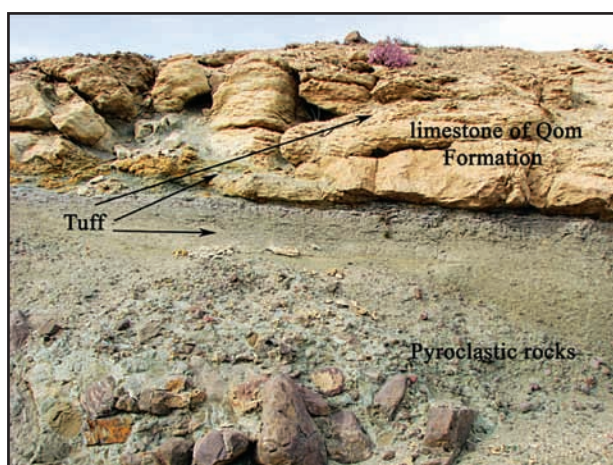
چند سال گذشته نشان می دهد که کانسارهای گرمایی، بازه پیوسته ای از کانسارهای پورفیری تا اپی ترمال و حتی ژئوترمال را تشکیل می دهند که بسته به ژرفا، دما، سنگ میزبان و جایگاه زمین ساختی، همانندی هایی از خود نشان می دهند. بنابراین رده بندی کانسارهای اپی ترمال به پرسولفید، کم سولفید و حد واسط بر پایه کانی شناسی و نقش سیال های ماگمایی، بیشتر توصیفی است و مرز بندی دقیقی ندارد، به گونه ای که در کانسارهای کم سولفید نیز آلونیت درون زاد گزارش شده است، و یا در کانسارهای پرسولفید نیز نقش سیال های جوی، بسته به ژرفای تشکیل، پررنگ یا ضعیف می شود. بر این اساس، انتخاب واژه کانسار اپی ترمال مرتبط با توده نیمه ژرف که در خود، مفهوم پرسولفید را نیز دارد، به باور نگارندگان برای کانسار توزلار مناسب تر است. بنابراین کانه زایی توزلار را می توان در گروه کانسارهای اپی ترمال مرتبط با توده



شکل (A-1) نمایی از پهنه دگرگونی- ماگمایی سندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر به همراه موقعیت کانسار طلای توزلار و برخی از تیپ های مهم کانه زایی طلا؛ (B) موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی کانسار طلای توزلار.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ناحیه‌ای براساس برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و ماه‌نشان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۳؛ لطفی، ۱۳۷۹).

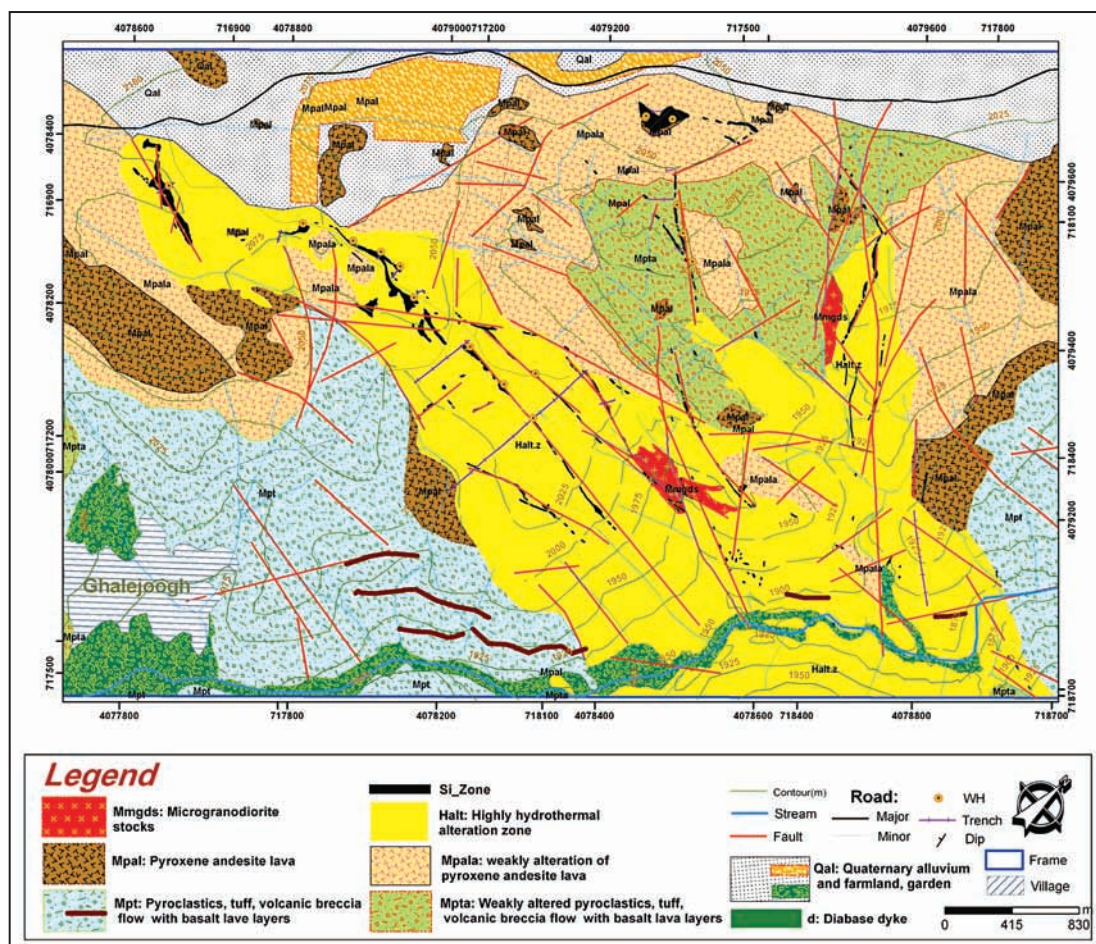


شکل ۴- همزمانی فعالیت آتشفشانی به صورت آذرآواری (شامل توف و پرتابه‌های آتشفشانی) توأم با رسوبگذاری آهک سازند قم در حوضه رسوبی درون‌قاره‌ای. در این شکل، توف‌ها به رنگ سبز کمرنگ به صورت بین‌لایه‌ای و لایینه درون آهک‌های سازند قم رسوب نموده‌اند (موقعیت ۵ کیلومتری جنوب محدوده معدنی تولزار).

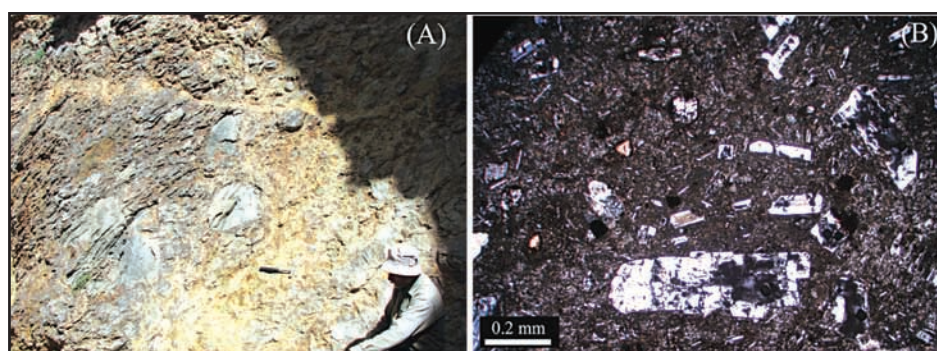
شکل ۳- الف) نمایی از موقعیت واحدهای پی‌سنگی بالاآمده نسبت به کانسار تولزار، دید به سمت جنوب‌باختری؛ ب) آنکلاوهای واحد پی‌سنگی درون سنگ‌های آتشفشانی در محدوده معدنی تولزار.



شکل ۵- نمایی از توالی مجموعه آتشفشانی میزبان کانه‌زایی در خارج از محدوده دگرسان، شامل تناوبی از گدازه (به رنگ تیره) و آذرآواری‌ها (به رنگ روشن‌تر). دید به سمت باختر- جنوب باختری.



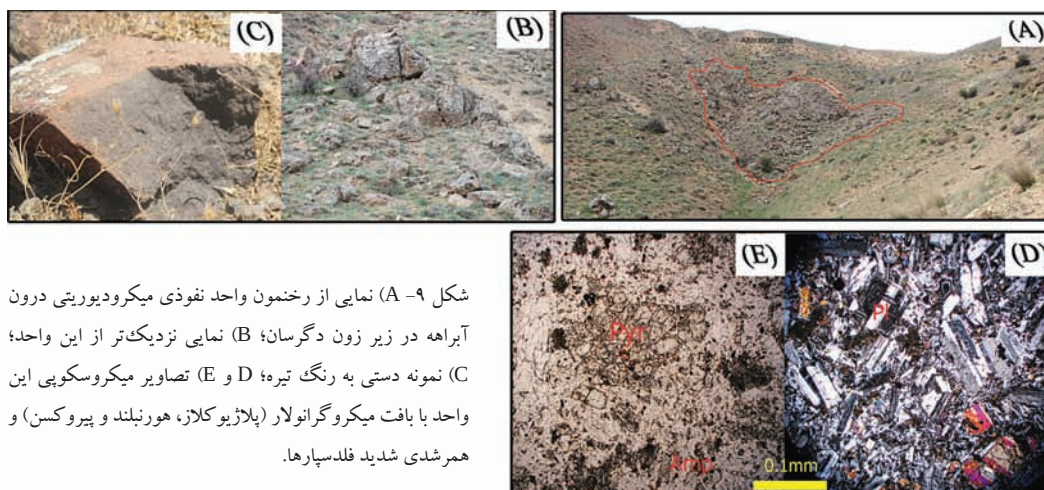
شکل ۶- نقشه زمین شناسی محدوده معدنی کانسار طلای توزلار (برگرفته از کوثری و همکاران، ۱۳۸۵ با اندکی تغییر).



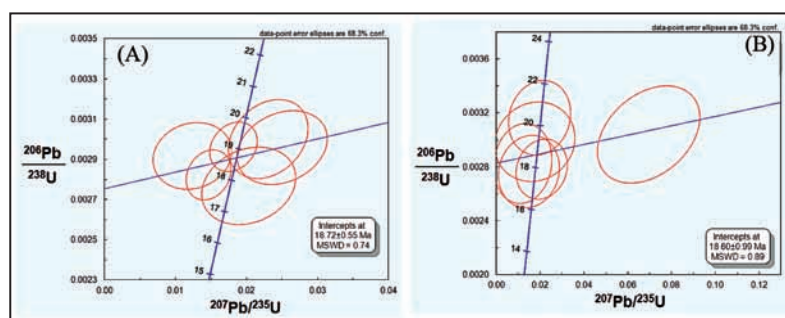
شکل ۷- (A) نمایی از واحد آذرآواری با قطعات آندزیتی در ابعاد حدود ۲۰ سانتی متر در محدوده کانسار توزلار؛ (B) تصویر میکروسکوپی از آن واحد با بافت پورفیری متشکل از فنوکریست های پلاژیو کلاز و آمفیبول در زمینه میکروولیتی و جریان های کدر در نور پلاریزه با ترکیب تراکی آندزیت.



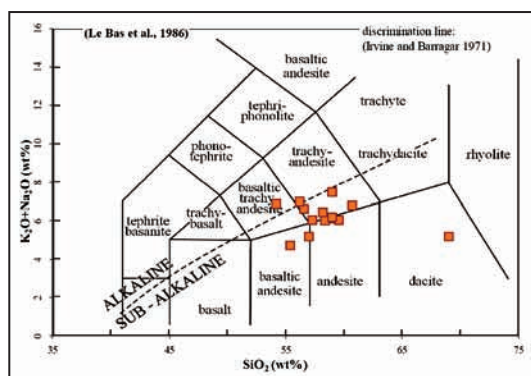
شکل ۸- (A) حالت جریان های واحد گدازه آندزیتی با بافت پورفیری (B) تصویر میکروسکوپی از آن با بافت پورفیری متشکل شده از مگافنوکریست های بیوتیت (پلاژیو کلاز و پیروکسن) و ساخت جریان های در زمینه میکروولیتی در نور پلاریزه.



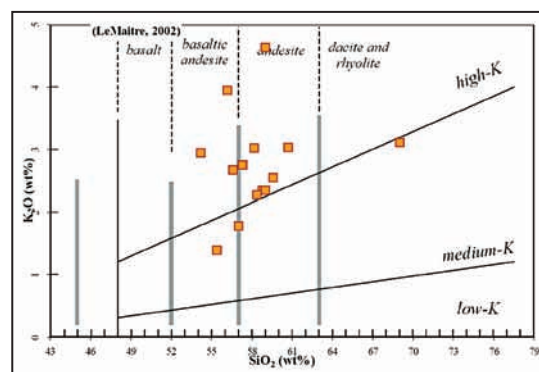
شکل ۹- (A) نمایی از رخنمون واحد نفوذی میکرودیوریتی درون آبراهه در زیر زون دگرسان؛ (B) نمایی نزدیک‌تر از این واحد؛ (C) نمونه دستی به رنگ تیره؛ (D و E) تصاویر میکروسکوپی این واحد بافت میکروگرانولار (پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن) و هم‌رشدی شدید فلدسپارها.



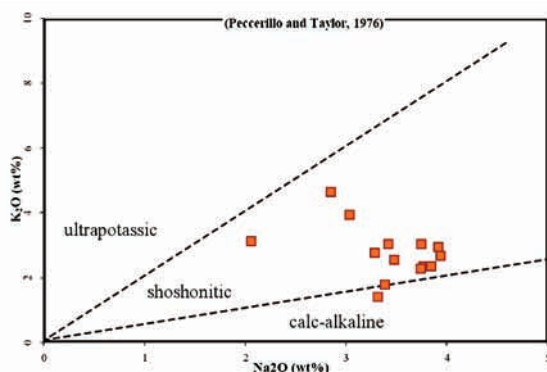
شکل ۱۰- نمودارهای کنگوردیا نشان‌دهنده سن اورانیم-سرب واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میزان کانسار طلای توزلار؛ (A) نمونه مربوط به واحدهای آتشفشانی میزان کانه‌زایی توزلار؛ (B) نمونه از واحدهای آتشفشانی خارج از محدوده توزلار.



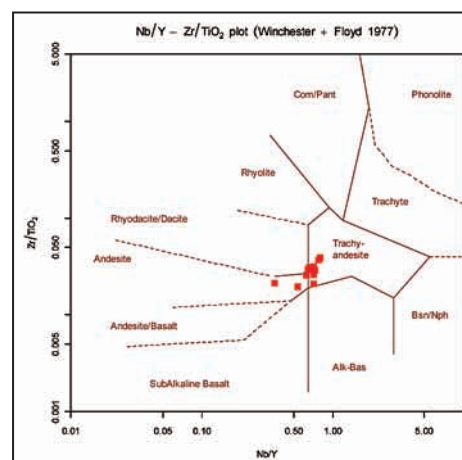
شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار آلکالینی در برابر سیلیس از Le Bas et al. (1986).



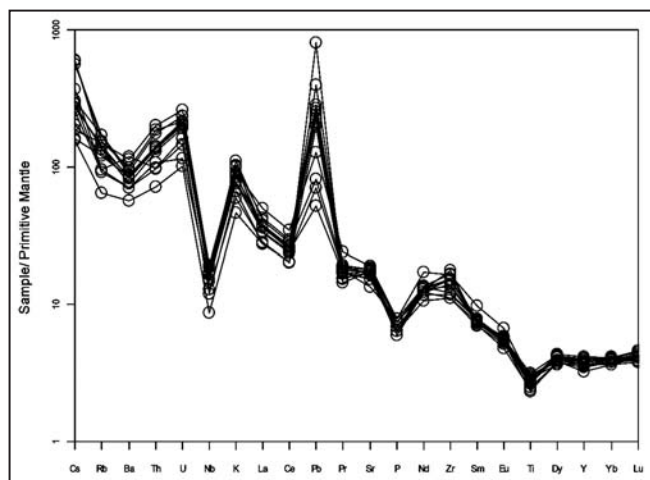
شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 از LeMaitre (2002).



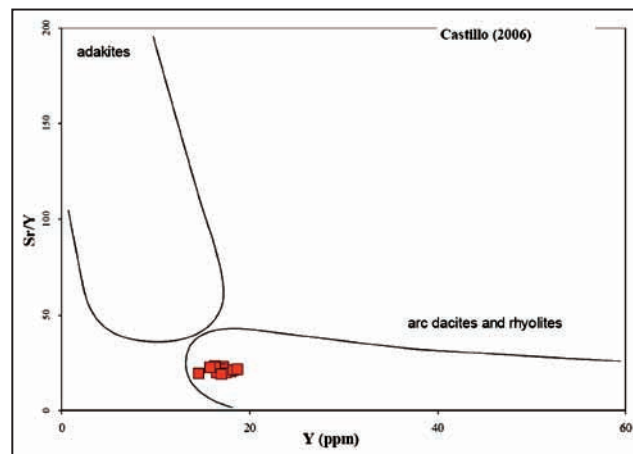
شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر Na_2O از Peccerillo & Taylor (1976).



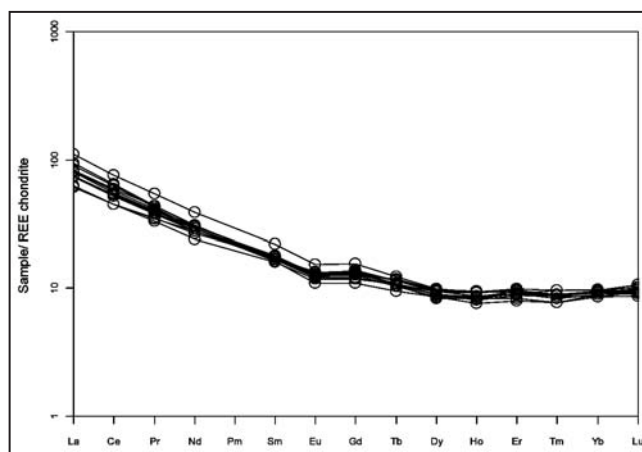
شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y از Winchester & Floyd (1977).



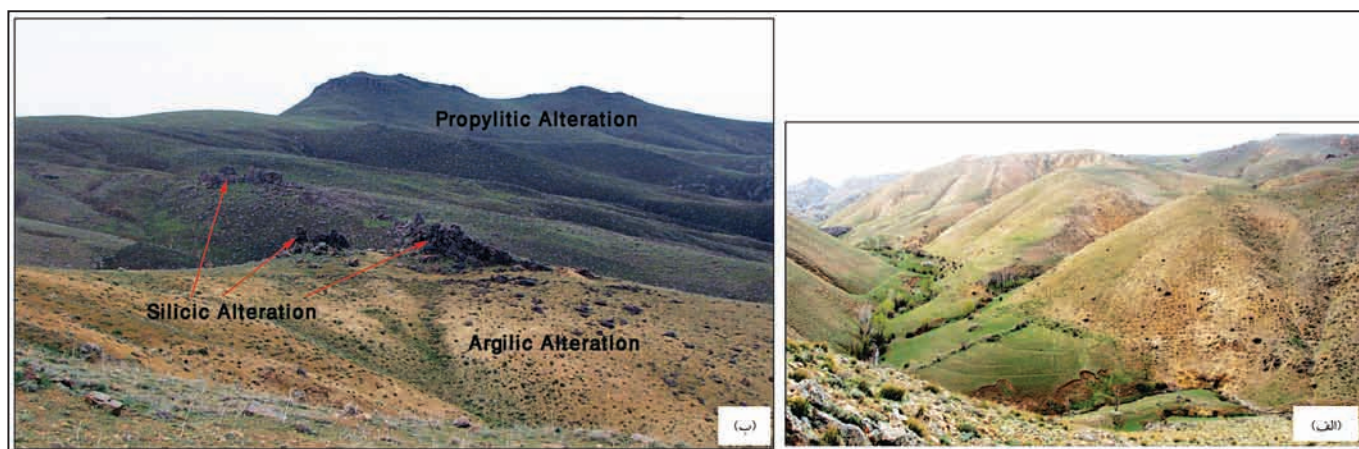
شکل ۱۶- نمودار بهنجار شده عناصر فرعی با کندریت بر پایه داده‌های Sun & McDonough (1989).



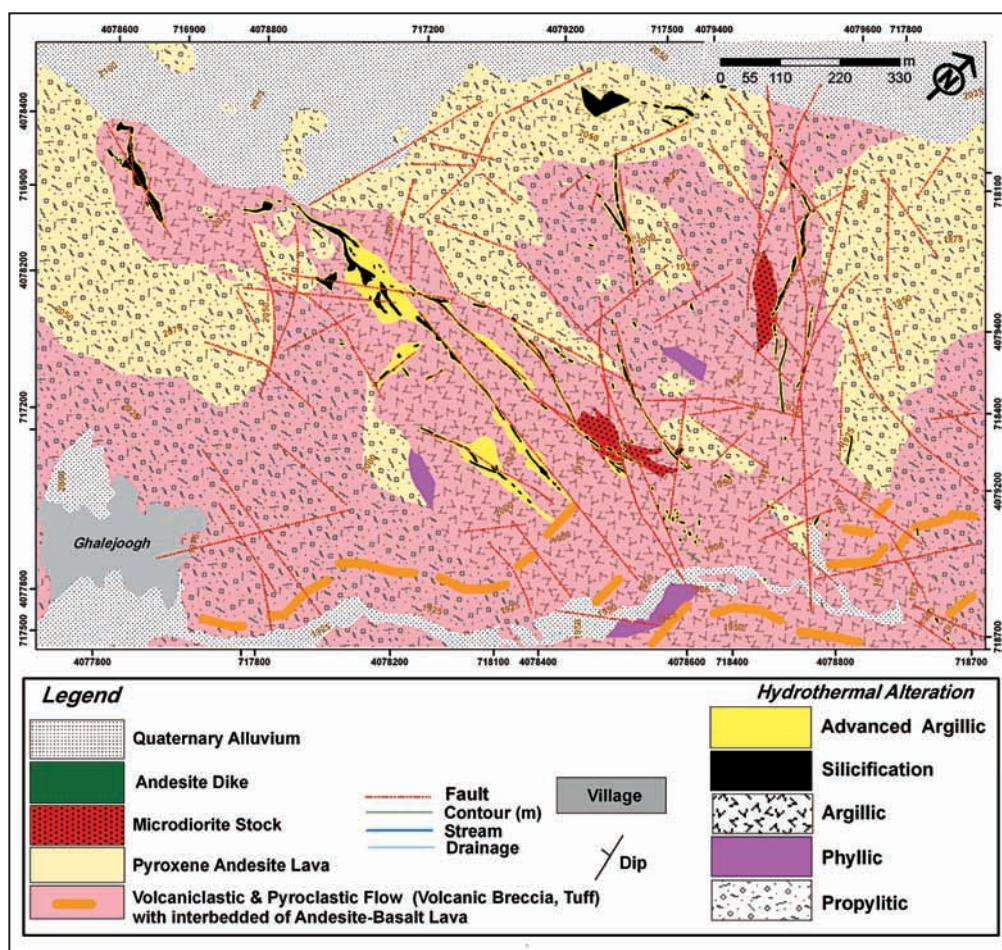
شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های ماگماتیسیم در نمودار Sr/Y در برابر Y از Castillo (2006).



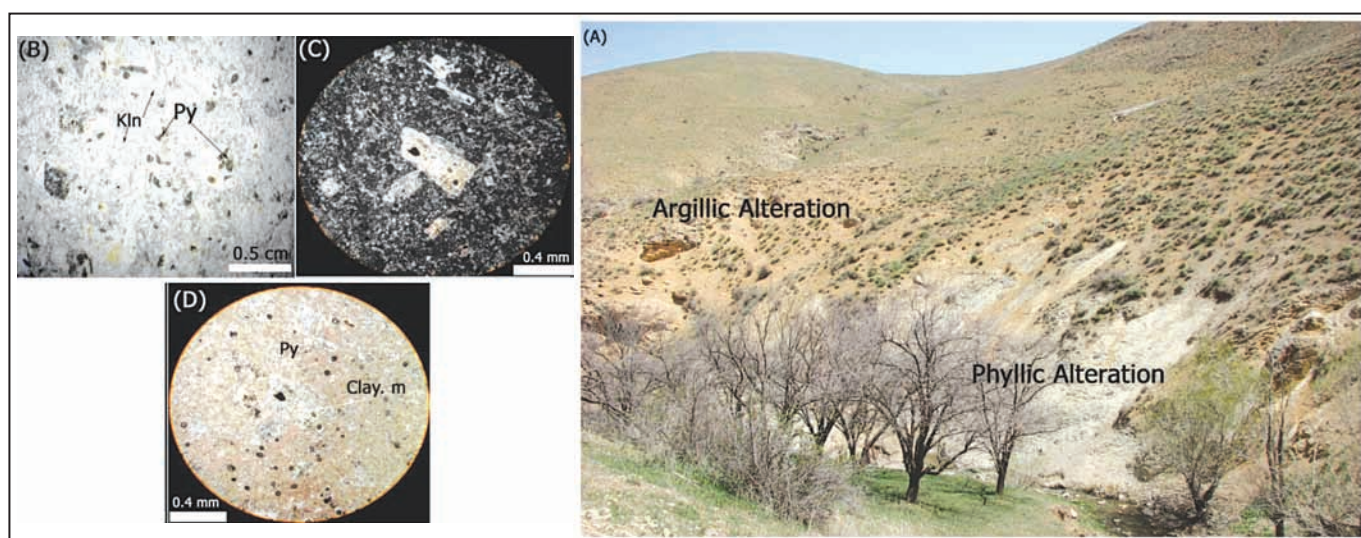
شکل ۱۷- نمودار بهنجار شده REE با کندریت از Sun & McDonough (1989).



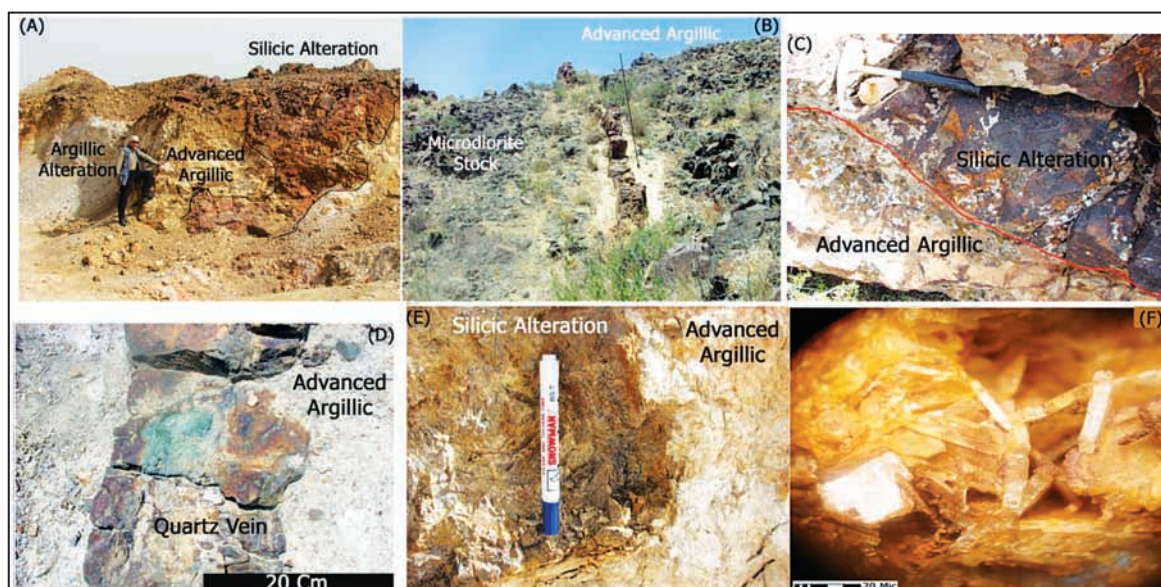
شکل ۱۸- (A) نمایی کلی از پهنه دگرسان با روند خاوری- باختری در محدوده توزلار، دید به سمت باختر- جنوب باختر؛ (B) نمایی نزدیک تر از دگرسانی آرژیلیک پیرامون بخش سیلیسی (به رنگ روشن) که توسط دگرسانی پروپلیتیک احاطه شده است (به رنگ سبز تیره در زمینه تصویر).



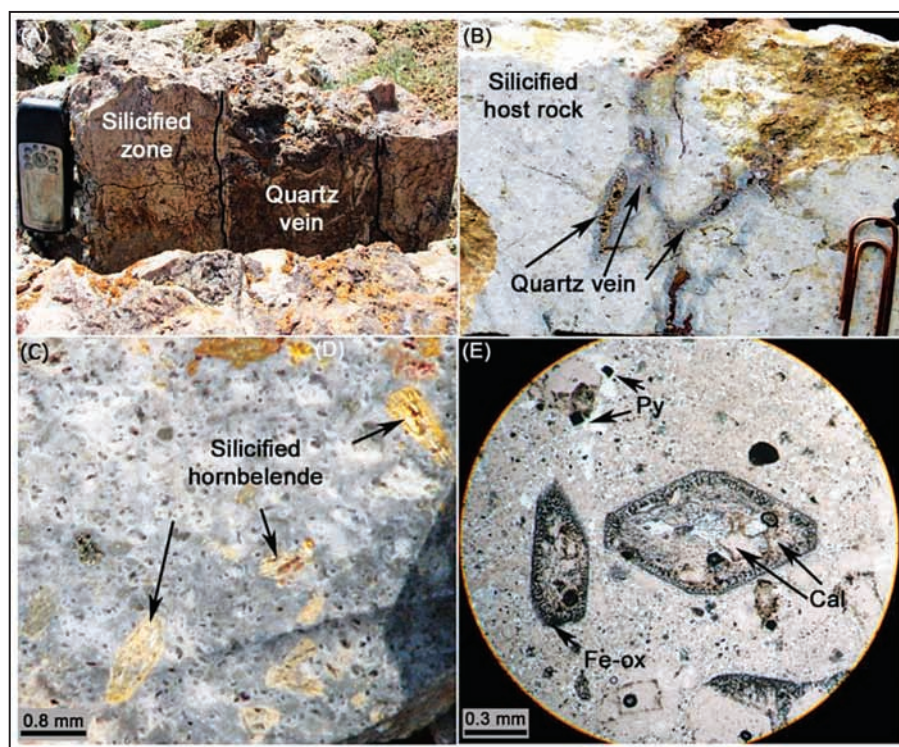
شکل ۱۹- نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی‌های گرمایی در محدوده معدنی توزلار.



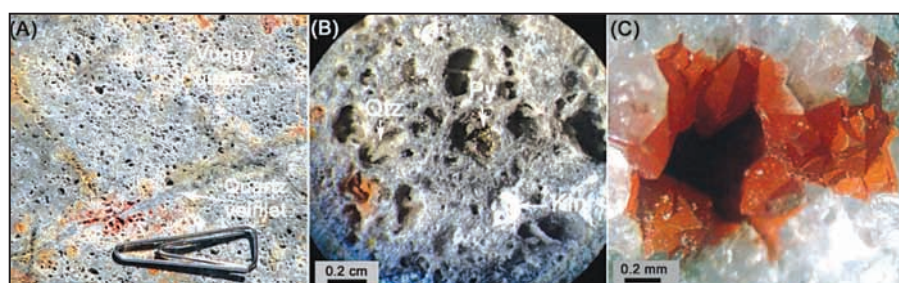
شکل ۲۰- نمایی از دگرسانی فیلیک در محدوده مورد مطالعه در مقیاس‌های مختلف: (A) نمایی از دگرسانی فیلیک به رنگ روشن‌تر در زیر دگرسانی آرژیلیک در دره عمیق شمال خاور محدوده مورد مطالعه؛ (B) نمونه دستی از دگرسانی فیلیک که در آن پیریت‌ها (Py) و کاتولینیتی شدن فلدسپارها (Kln) با چشم غیرمسلح قابل تشخیص است؛ (C) و (D) مقاطع میکروسکوپی در نور پلاریزه و عادی از دگرسانی فیلیک که در آن دگرسان شدن فلدسپارها به کانی‌های رسی (Clay. m) و پیریت نشان داده شده است.



شکل ۲۱- تصاویر مربوط به دگرسانی آرژلیک پیشرفته: (A) دگرسانی آرژلیک پیشرفته حاشیه دگرسانی سیلیسی در داخل ترانشه بهره‌برداری در بخش سطحی؛ (B) دگرسانی آرژلیک پیشرفته در حاشیه رگه سیلیسی کانه‌دار واقع در استوک میکرودیوریتی؛ (C) مرز دگرسانی آرژلیک پیشرفته با دگرسانی سیلیسی؛ (D) نمایی نزدیک‌تر از رگه و حاشیه دگرسان آن در شکل B؛ (E) نمایی از دگرسانی آرژلیک پیشرفته با آلونیت برونزاد و ترکیب سدیک؛ (F) تیغه‌های نازک آلونیت در حفره‌های واقع در دگرسانی سیلیسی با ترکیب پتاسیک.



شکل ۲۲- نمایی از انواع دگرسانی سیلیسی: (A) دگرسانی‌های سیلیسی شدن و شکافه‌پرکن با ژئومتری رگه‌ای؛ (B) دگرسانی سیلیسی شدن و مرز آن با دگرسانی سیلیسی رگه‌ای در نمونه دستی؛ (C) جانشینی سیلیس به جای کانی‌های هورنبلند در این نوع دگرسانی؛ (E) مقطع میکروسکوپی از جانشینی سیلیس به جای کانی هورنبلند.



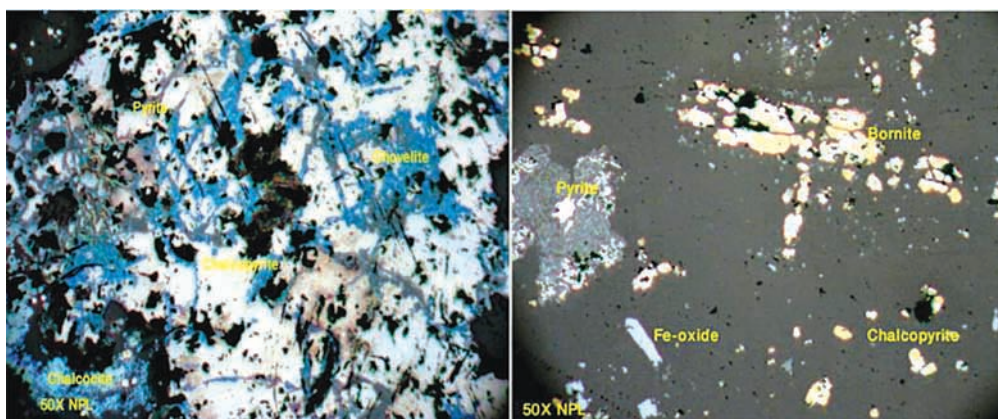
شکل ۲۳- نمایی از دگرسانی سیلیسی: (A) دگرسانی سیلیسی شدن با بافت حفره‌ای و رگچه کوارتزی؛ (B) بافت کوارتز حفره‌ای دارای پیریت، کانولینیت و کوارتزهای بی‌شکل؛ (C) کوارتزهای شکل‌دار درون حفرات مربوط به بافت کوارتز حفره‌ای.



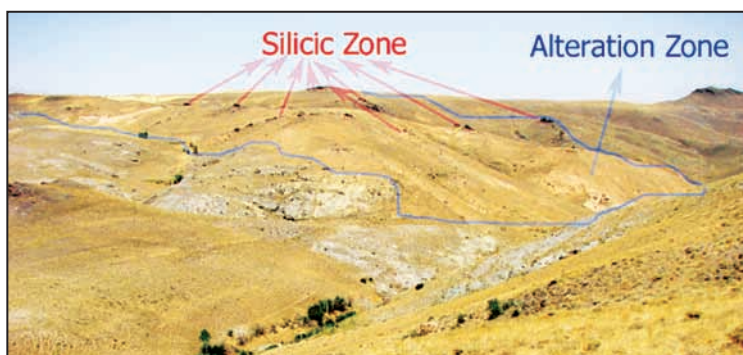
شکل ۲۴- نمایی از ساخت و بافت‌های دگرسانی سیلیسی در محدوده معدنی توزلار: (A) بافت شکافه پرکن و شانه‌ای؛ (B) استوک‌ورک؛ (C) پرکننده حفرات؛ (D) شانه‌ای و رگچه‌ای در زمینه سیلیسی شدن به صورت توده‌ای؛ (E) حفره پرکن در زمینه توده‌ای.



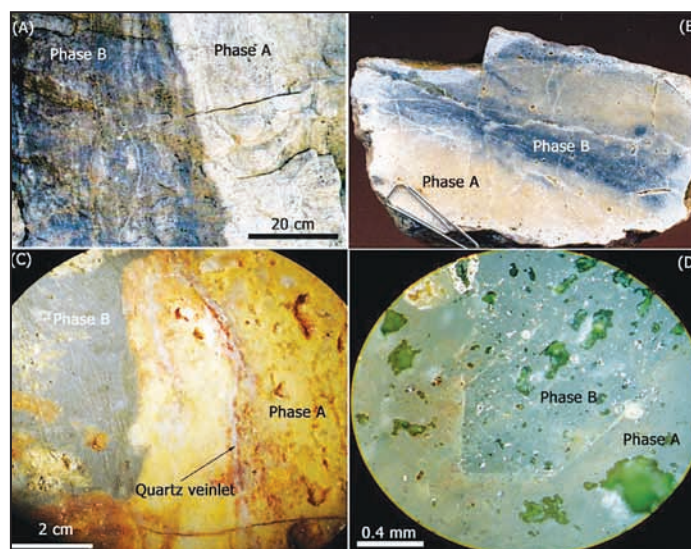
شکل ۲۵- نمایی از انواع برش‌ها در محدوده توزلار: (A) برش گرمابی با زمینه سیلیسی- سولفیدی فراوان و قطعات دگرسانی سیلیسی در داخل زون کانه‌دار؛ (B) برش گرمابی با زمینه سولفیدی هیدروترمالی با ماتریکس سولفیدی و سولفاتی و سیلیس کم و سرشار از کانه‌زایی طلا درون پهنه کانه‌دار؛ (C) برش گرمابی با زمینه کم سیلیسی و سولفیدی و قطعات کلسدونی در بخش خارجی زون کانه‌دار؛ (D) برش گسلی بدون زمینه در بخش سیلیسی شده.



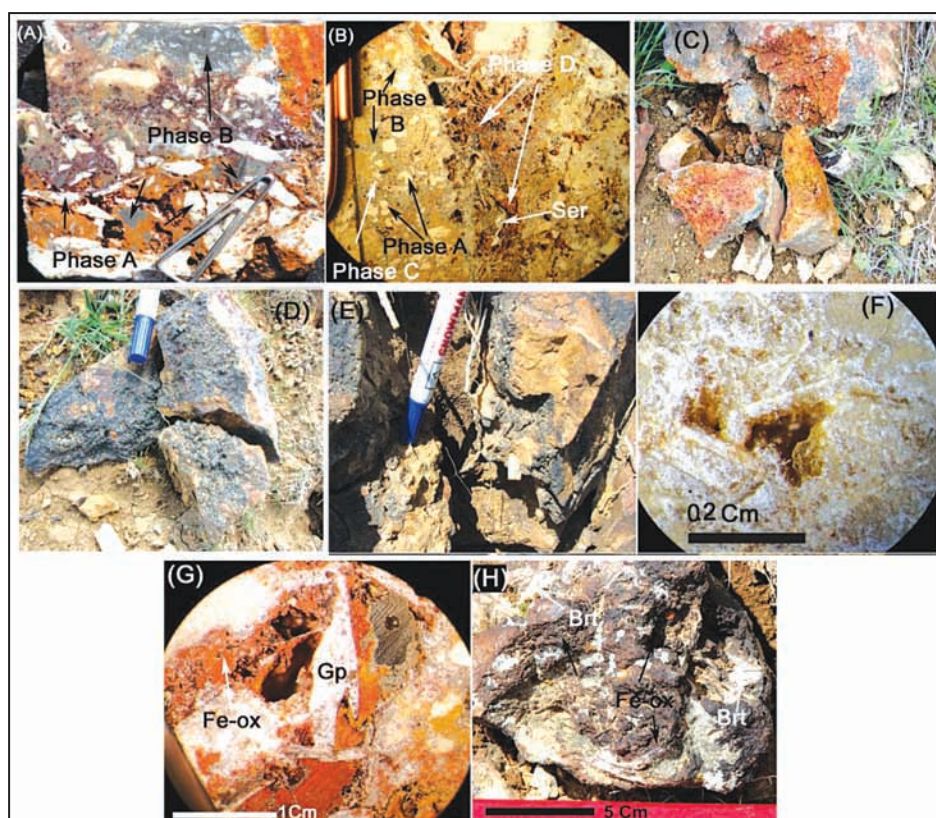
شکل ۲۶- نمایی از کانی‌های سولفیدی مختلف در ارتباط با دگرسانی سولفیدی شدن در محدوده کانه‌دار توزلار.



شکل ۲۷- نمایی کلی از پهنه‌های سیلیسی کانهدار در پهنه دگرسان در محدوده معدنی توزلار (دید به سمت شمال- شمال خاور).



شکل ۲۸- فازهای مختلف A, B در دگرسانی سیلیسی - سولفیدی از مرحله دوم دگرسانی: (A) نمایی از اختلاف رنگ و تأخیری بودن فاز B نسبت به فاز A در رخنمون پهنه کانهدار؛ (B) فازهای A و B در نمونه دستی که اشاره به تفکیک فازها از هم دارد؛ (C) فازهای A و B که توسط رگچه کوارتزی قطع شده‌اند؛ (D) فازهای A و B در مقطع میکروسکوپی و تفاوت محتوای سولفید در آنها.



شکل ۲۹- فازهای C و D کانهای: (A) برش گرمایی مربوط به فاز C کانهای، دارای قطعات فاز A و B با زمینه سیلیسی - سولفیدی در بخش بالایی تصویر و خرد شدن همین فاز (C) در بخش پایینی تصویر توسط اعمال فاز بعدی (D)؛ (B) برش‌های گرمایی مربوط به فاز C (در سمت چپ تصویر) و پر شدن فضاهای خالی و شکستگی‌های ایجاد شده در فاز D توسط تیغه‌های نازک کانی کریستوبالیت، سریست و سولفید؛ (C) نمایی از ته‌نشینی سولفیدهای پرعیار فاز D در فضاهای خالی در اثر فرایند کاهش فشار؛ (D) نمایی نزدیک‌تر از تجمع سولفیدها در سطح شکستگی‌ها در فاز D کانهای؛ (E) نمایی دیگر از این فاز همراه با رشد بلور ژپس؛ (F) نمایی نزدیک از بلورهای کریستوبالیت در حفره مربوط به فاز D کانهای؛ (G) نمایی نزدیک‌تر از فضاهای خالی پر شده توسط فاز D که توسط تیغه‌های ژپس و اکسیدهای آهن پر شده است؛ (H) فاز D کانهای در نمونه دستی همراه با بلورهای تیغه‌ای باریت.

شکل ۳۰- توالی پاراژنتیکی کانه‌ها و کانی‌های موجود در کانسار توزلار.

		Hydrothermal Alteration				Post Mineralization (Supergene)		
		Pre Mineralization	Mineralization					
Stages Minerals		Stage 1	Stage 2		Stage 3	Stage 4	Stage 5	
			Ph. A	Ph. B	Ph. C	Ph. D	Ph. E	
Ore	Pyrite	=====	=====	=====	=====	=====	=====	
	Arsenian pyrite	-----	=====	=====	=====	=====		
	Gold	-----	-----	=====	=====	=====		
	Electrum			=====	=====	=====		
	Chalcopyrite		=====	=====	=====	=====		
	Chalcosite		=====	=====	=====	=====		
	Covellite		=====	=====	=====	=====		
	Bornite		=====	=====	=====	=====		
	Enargite		=====	=====	=====	=====		
	Galena		=====	=====	=====	=====		
	Sphalerite		=====	=====	=====	=====		
	Mohite		=====	=====	=====	=====		
	Goldfieldite		=====	=====	=====	=====		
	Native Copper		=====	=====	=====	=====		
	Marcasite		=====	=====	=====	=====		
	Digenite		=====	=====	=====	=====		
	Tetrahedrite		=====	=====	=====	=====		
	Tennantite		=====	=====	=====	=====		
	Fe-Mn Oxide							=====
Malachite						=====		
Azurite						=====		
Gangue	Quartz	=====	=====	=====	=====	=====	=====	
	Sericite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Clay minerals	=====	=====	=====	=====	=====		
	Carbonate	=====	=====	=====	=====	=====		
	Gypsum							=====
	Alunite		=====	=====	=====	=====		
	Jarosite		=====	=====	=====	=====		
	Kaolinite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Chlorite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Epidote	=====	=====	=====	=====	=====		
	Illite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Montmorillonite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Smectite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Dickite	=====	=====	=====	=====	=====		
	Pyrophyllite		=====	=====	=====	=====		
	Barite			=====	=====	=====		
	Fluorite				=====	=====		
	Rutile/Leucoxene		=====					=====

جدول ۱- نتایج تجربه‌های سن سنجی اورانیم- سرب کانی‌های زیرکن برای مجموعه آتشفشانی میزبان کانسار طلا- نقره (مس) توزلار.

Sample	$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
No.	Age	±1 ster	Ratio	±1 RSE%	Ratio	±1 RSE%	Ratio	±1 RSE%	Hf (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Common Pb
SMH18	16.6	1.6	0.0030	7.8	0.0029	15.2	0.1657	20.8	9443	0	44	90	0.837
SMH18	17.7	1.0	0.0028	5.3	0.0010	15.6	0.0541	37.2	7651	1	157	245	0.837
SMH18	18.0	1.3	0.0028	6.4	0.0008	18.3	0.0390	61.4	8710	0	113	161	0.837
SMH18	18.5	1.4	0.0028	6.9	0.0012	15.9	0.0309	73.3	8748	0	99	135	0.837
SMH18	19.3	1.4	0.0030	6.5	0.0008	25.5	0.0425	68.7	8217	0	68	130	0.837
SMH18	20.4	1.3	0.0032	5.8	0.0008	23.5	0.0452	47.1	8237	1	71	165	0.837
SMH33	17.7	0.9	0.0028	4.6	0.0011	10.1	0.0532	21.1	10702	1	210	380	0.837
SMH33	18.4	0.5	0.0028	2.9	0.0009	8.9	0.0377	13.9	11880	2	400	862	0.837
SMH33	18.7	0.8	0.0030	4.1	0.0010	12.3	0.0613	16.3	10511	1	183	384	0.837
SMH33	19.1	0.8	0.0030	4.3	0.0009	9.5	0.0558	15.5	12114	1	289	456	0.837
SMH33	19.1	0.5	0.0030	2.7	0.0009	6.6	0.0445	11.9	10731	3	560	870	0.837
SMH33	19.1	0.8	0.0029	3.8	0.0009	11.1	0.0307	29.3	10203	1	244	450	0.837

جدول ۲- عناصر اصلی (بر حسب درصد) و فرعی (بر حسب ppm) و نسبت های آنها به منظور تعیین نوع سنگ های کالکوآلکالین پرتاسیم منطقه

Sample. No	La/Yb>=20	K ₂ O/Na ₂ O<0.6	Al ₂ O ₃ >15%	SiO ₂ >56%	Sr/Y>20	Yb<2	Y<18	Ni>20	Rb<65	Cr>30
88-SMH-60	12.74	0.68	17.10	59.00	19.38	2.02	18.30	25.00	90.40	70.00
88-SMH-49	13.20	0.75	17.10	58.80	20.63	1.98	18.00	27.00	85.30	70.00
88-SMH-55	13.74	0.73	17.45	58.40	23.25	1.93	17.30	24.00	85.70	40.00
88-SMH-04	9.69	0.42	17.00	59.60	22.67	1.87	16.30	12.00	76.00	40.00
88-SMH-10	10.78	0.53	17.30	57.00	21.67	1.80	16.80	33.00	58.20	80.00
88-SMH-63	13.02	1.51	16.40	57.30	8.91	2.00	18.70	21.00	95.40	60.00
88-SMH-59	12.63	0.62	16.85	60.70	20.50	1.96	17.50	13.00	108.00	30.00
88-SMH-50	12.98	0.88	16.60	58.20	19.52	1.91	16.50	18.00	108.50	50.00
88-SMH-01	13.17	1.30	17.15	56.60	17.84	1.79	14.60	9.00	60.50	20.00
88-SMH-05	11.92	0.61	17.90	55.40	21.50	1.95	17.20	16.00	41.00	40.00
88-SMH-15	14.85	0.81	16.30	69.00	19.71	2.12	17.40	<5	120.00	50.00
88-SMH-61	12.48	0.61	16.80	59.00	21.09	1.98	17.80	9.00	134.00	20.00
88-SMH-03	13.84	1.62	17.95	54.20	11.24	1.97	17.40	10.00	100.50	160.00
88-SMH-53	17.10	0.84	16.40	56.20	21.55	1.83	16.70	19.00	129.00	50.00

کتابنگاری

- اجاقی، ب.، شکوه زنگنه، گ. و حسینی، م.، ۱۳۸۲- مروری بر کانی سازی طلای کانسار توزلار- شمال غرب ماهنشان، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدری، س. م.، ۱۳۹۲- زمین شناسی، سن سنجی، خاستگاه و جایگاه تکنیکی رخدادهای طلای توزلار، عربشاه و گوزلبلاغ در ناحیه قروه- تکاب، شمال باختر ایران، رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- ربیعی، ا.، کوثری، س. و حسینی، م.، ۱۳۸۴- آلتراسیون، کانی زایی و ژنز کانسار طلای توزلار، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی نایینی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م. و بلورچی، ح.، ۱۳۵۵- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غضنفری، ف.، ۱۳۷۰- پتروژنز سنگ های دگرگونه در شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه بر کانه سازی روی و سرب معدن انگوران، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تهران.
- کوثری، س.، اجاقی، ب.، حسینی، م.، ربیعی، آ.، قلی زاده، ک. و عبادی، ل.، ۱۳۸۵- گزارش عملیات اکتشافی ۱:۱۰۰۰ کانسار طلای توزلار، شرکت زیربایان اکتشاف (گزارش داخلی).
- لطفی، م.، ۱۳۷۹، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ملکی، س.، ۱۳۸۳- کانی شناسی و ژئوشیمی اندیس طلای توزلار (ماهنشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

References

- Aftabi, A. & Atapour, H., 2000- Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran: Episodes, v. 23, p.119-125.
- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-239.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, v. 304, p. 1-20.
- Alberti, A., Comin-Chiaramonti, P., Di Battistini, G., Sinigoi, S. & Zerbi, M., 1979- Upper Eocene to early Oligocene shoshonitic volcanism in eastern Azerbaijan: Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen): v. 134, p. 248-264.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. & Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation: Geologische Rundschau, v. 73, p. 917-932.
- Asadi, H. H., Voncken, J. H. L., Kanel, R. A. & Hale, M., 2000- petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran, Mineralium Deposita: v. 35, p. 656-671.

- Baker, J., Peate, D., Waight, T. & Meyzen, C., 2004- Pb isotopic analysis of standards and samples using a Pb-207-Pb-204 double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS, *Chemical Geology*, v. 211, p. 275-303.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W. & Quadt, A. V., 2003- Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/ Argentina: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 844-862.
- Black, L. P. & Gulson, B. L., 1978- The age of the Mud tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory: *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 3, p. 227-232.
- Black, L. P., Kamos, L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003- TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology: *Chemical Geology*, v. 200, p. 155-170.
- Black, L. P., Kamos, L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleninikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S. & Foudoulis, C., 2004- Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards: *Chemical Geology*, v. 205, p. 115-140.
- Buchanan, L. J., 1981- Ore controls of vertically stacked deposits, Guana Juato, Mexico: *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers preprint* 80-82, 26p.
- Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, v. 51, p. 257-268.
- Cline, J. S., Hofstra, A. H., Muntean, J. L., Tosdal, R. M. & Hickey, K. A., 2005- Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geological characteristics and viable models. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 451-484.
- Cole, D. R. & Drummond, S. E., 1986- The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 25, i. 1-2, p. 45-79.
- Corbett, G., 2005- Epithermal Au-Ag deposit types- implications for exploration, *The Proexplo Conference*, Peru.
- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran-hydrothermal alteration and mineralization: *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 383-404.
- Echtler, H. & Mallavieller, J., 1990- Extensional Tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire/Suthern Massif Central), *Tectonophysics*, v. 177, p. 125-138.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. & Inan, E., 2003- Sulfidation 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.
- Frey, F. A., Chappell, B. W. & Roy, S. D., 1978- Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne intrusive series, Sierra Nevada batholith, California: *Geology*, v. 6, p. 239-242.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Goldfarb, R. J., Hart, C., Davis, G. & Groves, D., 2007- East Asian gold: Deciphering the anomaly of Phanerozoic gold in Precambrian cratons: *Economic Geology*, v. 102, n. 3, p. 341-347.
- Groves, D. I. & Bierlein, F. P., 2007- Geodynamic settings of mineral deposit systems: *Journal of the Geological Society* 2007, v. 164, p. 19-30.
- Hanson, G. N., 1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems: *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v. 8, p. 371-406.
- Hart, C. J. R., McCoy, D., Goldfarb, R. J., Smith, M., Roberts, P., Hulstein, R., Bakke, A. A. & Bundtzen, T. K., 2002- Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon. *Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 9, p. 241-274.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement: *Tectonophysics*, v. 451, p. 71-96.
- Hedenquist, J. W., Arribas, J. A. & Gonzalez-Urein, 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).
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. & Belousova, E. A., 2004- The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69.
- Jensen, E. P. & Barton, M. D., 2000- Gold deposits related to alkaline magmatism. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 210-314.
- Kosler, J., 2001, Laser-ablation ICPMS study of metamorphic minerals and processes. In: Sylvester, P. J., (ed) *Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: principles and applications*, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v. 29, p. 185-202.

- Lang, J. R. & Tittley, S. R., 1998- Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 93, p. 138-170.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on total Alkali-Silica content: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R. W. (ed.), 2002- *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed. *Geological Magazine*; v. 140, no. 3, p. 367.
- Leahy, K., Barnicoat, A. C., Foster, R. P., Lawrence, S. R. & Napier, R. W., 2005- Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits, *Geological Society, London, Special publications*, v. 248, p. 119-132.
- Ludwig, K. R., 1998- Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 3.00.
- Meffre, S., Large, R. R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S. E., Danyushevsky, L. V., Maslennikov, V. & Hergt, J. M., 2008- Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 2377-2391.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. & Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, north-west Iran: *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 673-696.
- Morrison, G. W., 1980- Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, v. 13, p. 97-108.
- Muller, D. & Groves, D. I., 2000- *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold- Copper Mineralization*. 3rd ed., Springer-Verlag, Berlin, 252 p.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A. & Maas, R., 2010- Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, p. 1525-2027.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- 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.
- 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.
- Sillitoe, R. H., 1993- Epithermal models: Genetic types, geometrical controls, and shallow features: *Geological Association of Canada special Paper*, v. 40, p. 403-417.
- Sillitoe, R. H., 2000- Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration: *Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315-345.
- Sillitoe, R. H., 2002- Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 4-13.
- 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.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. & Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 36, n. 5, p. 319.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes, in Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub.*, v. 42, p. 313-345.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. & Muir, R. J., 1998- The Hohonu batholith the north Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 225-239.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt A., Roddick, J. C. & Speigel, W., 1995- 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses: *Geostandards Newsletter*, v. 19, p. 1-23.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.

Touzar Epithermal Au-Ag (Cu) Deposit, Subvolcanic Intrusion-Related of Intra-Arc Extensional Setting, Northwest Mahneshan, Iran

S. M. Heidari ¹, M. Ghaderi ^{2*}, H. Kouhestani ³ & M. Hosseini ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

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

³ Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴ Expert, Zaryaban Exploration Consultant Engineers, Tehran, Iran

Received: 2011 September 04

Accepted: 2013 July 20

Abstract

The Touzar epithermal gold deposit formed within the high-K calc-alkaline (shoshonitic) andesitic volcanic units in northwestern Iran. The volcanic complex is in fact a part of magmatism related to the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt crosscutting northeastern rim of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic-Magmatic Zone. This magmatic system is composed of pyroclastics and lava flow sequences. The volcanic and subvolcanic rocks of the complex constitute a part of the volcano-sedimentary sequence of the Qom Formation, which formed in an extensional regime of basement uplifting and intra-continental basin. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating shows age between 18.4 ± 1.0 and 18.7 ± 0.55 Ma (Lower Miocene) for the volcanism. The hydrothermal alteration types (propylitic, argillic, phyllic, sericitic, advanced argillic and silicification) and evolving mineralization in relation to brecciation and deposition of copper sulfides and sulfosalts imply that the mineralization at Touzar is similar to that of high sulfidation deposits in volcanic settings. The gold mineralization textures in the Touzar deposit appear as disseminated, open space filling, veins and veinlets. The main sulfide minerals are pyrite, chalcopyrite, bornite, as well as small amounts of enargite, chalcocite, covellite, digenite, tetrahedrite, galena and sphalerite. The gold in this mineralization occurs as freed from oxidized pyrite grains, also in quartz in hydrothermal breccias as well as solid solution in other minerals such as sulfides and sulfosalts. The main difference in the formation of Touzar with high sulfidation deposits is in its setting. The formation setting for this mineralization confirms its genesis at low depth and pressure. The deposit formed at the shallow submarine environment of the Qom basin in relation to extensional tectonic regime, while high sulfidation epithermal deposits usually form in subaerial environments related to tensional settings. Structural, host rock type, alteration, paragenesis and Au-Ag (Cu) ore mineralization characteristics of the deposit suggest that Touzar is most similar to subvolcanic intrusion-related epithermal (high sulfidation) gold deposits formed in intra-arc extensional settings.

Keywords: Epithermal, Intrusion, Intra-arc extensional setting, U-Pb dating, Geochemistry, Touzar, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 329 to 348

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