

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه احتمالی کانه‌زایی چند فلزی میوه‌رود، شمال باختر ایران

نوشته: حمایت جمالی*، عبدالمجید یعقوب‌پور** و بهزاد مهربانی**

* سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
** دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۶/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۱۱/۰۸

چکیده

کانسار میوه رود در ۵۰ کیلومتری شمال تبریز و ۶۵ کیلومتری باختر اهر، در شمال باختر ایران به مختصات جغرافیایی "۳۵' ۱۴' ۴۶° تا "۲۰' ۱۲' ۴۶° طول خاوری و "۵۲' ۳۴' ۳۸° تا "۲' ۳۳' ۳۸° عرض شمالی واقع است. قدیمی‌ترین سنگ‌ها شامل تناوب ستبری از ماسه‌سنگ، شیل، سیلستون، مارن و آهک مارنی به سن کرتاسه پسین-پالئوسن است که یک توده پورفیری و دایک‌هایی با ترکیب گرانودیوریت تا دایباز به سن احتمالی اولیگوسن در آنها نفوذ کرده است. در اثر نفوذ توده آذرین در سنگ‌های پالئوسن، اسکارن و هورنفلس تشکیل شده است. همه سنگ‌های رسوبی، سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی و دگرگون شده فوق، به صورت دگرشیب توسط تراکیت و تراکی آندزیت پلیوسن پوشیده شده است. دگرسانی‌هایی از نوع سربستیک، آرژلیک، پروپلیتیک و سیلیسی شدن، پتاسیک (اندک) در سنگ‌های نفوذی و رسوبی قابل مشاهده است ولی اثرات آنها در سنگ‌های آتشفشانی دیده نمی‌شود.

بی‌هنجاری‌هایی از Mo, W, Bi, Sb, Cu, Ag, Au در زون بندی ژئوشیمیایی شناسایی شده که شواهد صحرایی نیز کانی‌سازی آنها را تأیید کرده است. از نظر زون بندی ژئوشیمیایی، هاله‌های عناصر Mo, W, Bi, Sb, Cu, Ag, Au در شمال منطقه و هاله‌های Mo, W, Cu, Co, Zn در جنوب منطقه گسترش دارند و درجه دگرگونی نیز از جنوب به شمال کاهش می‌یابد. دگرسانی پتاسیک بیشتر در جنوب منطقه رخمون دارد بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بخش جنوبی محدوده در مقایسه با بخش شمالی آن فرسایش بیشتری را متحمل شده است. هاله مرکب As, Pb, Ag / Cu, W, Co نیز این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند. کانی‌سازی‌ها از نوع اسکارنی، رگه‌های اپی‌ترمال و رگه - رگچه‌های سیلیسی صفحه‌ای بوده و رگه‌های اپی‌ترمال را می‌توان در درون اسکارن و سنگ‌های دگرگونی همبری مشاهده کرد که در واقع آن را قطع کرده‌اند.

کلید واژه‌ها: چند فلزی، چند شکل، اسکارن، زون بندی ژئوشیمیایی، میوه رود

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری شمال تبریز و ۶۵ کیلومتری باختر اهر، بین طول‌های جغرافیایی "۳۵' ۱۴' ۴۶° تا "۲۰' ۱۲' ۴۶° و عرض‌های جغرافیایی "۵۲' ۳۴' ۳۸° تا "۲' ۳۳' ۳۸° شمالی، در شمال باختر ایران واقع شده است (شکل ۱). این منطقه، توسط کارشناسان شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان، در سال ۱۳۷۵ به‌عنوان پتانسیل معدنی فلزهای پایه و گرانبها معرفی شده و حدود ۱۰۰۰ نمونه لیتوژئوشیمیایی در محدوده‌ای به وسعت تقریبی ۱۲ کیلومتر مربع برداشت و نمونه‌ها برای ۲۳ عنصر به روش طیفسنجی نشری تجزیه شده‌اند که از بین آنها فقط ۱۵ عنصر برای بررسی و پردازش انتخاب شده است و بقیه به دلیل دقت پایین تجزیه‌ها کنار گذاشته شده‌اند. ۱۷۴ نمونه نیز به روش جذب اتمی (کوره گرافیتی) برای طلا تجزیه شده است. به علاوه ۶۰ عدد مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌نگاری و تعیین نوع و نحوه گسترش دگرسانی‌ها و نیز ۶۰ مقطع صیقلی و نازک صیقلی برای شناسایی انواع کانی‌های فلزی و نافلزی و چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر، مطالعه شده است. ضمناً نقشه ۱:۲۰۰۰۰ محدوده نیز بر اساس عکس هوایی، تهیه شده است (شکل ۲). کارهای اکتشافی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری سیستماتیک لیتوژئوشیمیایی توسط شرکت کاوشگران در سال ۱۳۷۶ در این منطقه انجام گرفته است. آنها کانه‌زایی این منطقه را از نوع پورفیری دیوریتی دانسته‌اند. بعد از آن در سال ۱۳۷۹ شرکت منطقه‌ای آذربایجان، در محدوده کوچکی در سمت خاوری رودخانه میوه‌رود در حوالی بوزلوخ، که کانه‌زایی رگه و رگچه‌ای کوارتز در آن غالب است نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی را انجام داده و بر اساس آن دو چاه حفاری به صورت افقی پیش بینی نموده‌اند. نتیجه این بررسی‌ها بیانگر ادامه کانی‌سازی‌های

فوق در عمق می‌باشد.

۲- زمین‌شناسی

بخش اعظم محدوده، از تناوب ستبری از ماسه‌سنگ، شیل، سیلستون، مارن و آهک مارنی به سن کرتاسه پسین - پالئوسن تشکیل شده است. این سنگ‌ها چین خورده و به‌صورت ناودیسی با روند SE - NW در آمده‌اند. بخش زیادی از آنها به‌علت نفوذ توده نیمه‌آتشفشانی و دایک‌ها و سیل‌ها، دگرگون و به اسکارن و هورنفلس تبدیل شده است. کانی‌های اسکارنی از جمله اپیدوت، فلدسپار، لائوسونیت، آمفیبول، ولاستونیت، کلریت، گارنت (آندرادیت و گرسولار)، کلسیت، کوارتز، اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت-اولیژیت) و سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) در این سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۳). گاه مقدار اپیدوت در سنگ به حدی است که می‌توان آن را اپیدوتیت نامید. اغلب اپیدوت‌ها از نوع پیستاسیت بوده ولی زویسیت و کلینوزویسیت نیز مشاهده می‌شود. بعضی از اپیدوت‌ها و گارنت‌ها به علت تغییر در ترکیب، منطقه‌بندی نشان می‌دهند. براساس تجزیه نقطه‌ای EPMA گارنت‌ها آندرادیتی و اپیدوت‌ها پیستاسیتی بوده و غنی از فلورور هستند که احتمالاً بیانگر دخالت سیال‌های ماگمایی در تشکیل آنهاست. مطالعه ایزوتوپ‌های گوگرد در سولفیدهای بخش اسکارنی نیز بر منشأ ماگمایی سیالات به‌وجود آورنده آنها تأکید دارد (S³⁴= -2.7 - +4.0‰). ترکیب غنی از آندرادیت گارنت‌ها، معرف وقوع واکنش‌های متاسوماتیک و تشکیل اسکارن‌های منطقه در شرایط اکسیدی است. فراوانی پیریت و نبود پیرویت نیز بر شرایط تشکیل اکسیدی دلالت دارد (علیرضایی

و همکاران، ۱۳۸۴).

دو رخساره دگرگونی همبری در این محدوده قابل تشخیص است :
الف) رخساره آلپیت - اپیدوت هورنفلس (شامل گارنت + اپیدوت + پلاز یوکلاز + کلسیت + کوارتز)
ب) رخساره هورنبلند هورنفلس (شامل گارنت + ولاستونیت + هورنبلند + کلسیت + پلاژیوکلاز)

رخساره نوع دوم نشانگر تشکیل در دمای بیشتر بوده و به صورت محدود در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری محدوده دارای رخنمون است. سنگ‌های آذرین به صورت سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی و آتشفشانی در منطقه دیده می‌شود.

سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی به صورت یک توده کوچک پورفیری (در مرکز جنوب منطقه) و دایک‌هایی با دو روند SW - NE و SE - NW، در مجموعه رسوبی پالوسن نفوذ کرده‌اند. در برخی مناطق، دایک‌های با روند NE دایک‌های با روند NW را قطع کرده است. تراکم و تعداد دایک‌ها در منطقه زیاد است و برخی از آنها، مرکب بوده و تزریق چندباره با ترکیب‌های متفاوت را نشان می‌دهند. تجزیه ایزوتوپی گوگرد توده نفوذی پورفیری، دایک‌ها و اسکارن‌ها، دامنه محدودی از $\delta^{34}\text{S}$ را نشان می‌دهد ($\delta^{34}\text{S} = -2.5 - 1.0$) که حاکی از منشأ ماگمایی گوگرد و آغشتگی کمتر آن به مواد پوسته‌ای است (علیرضایی و همکاران، ۱۳۸۴). در مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، آمفیبول، کوارتز، بیوتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها تشخیص داده شده است. بافت آنها اغلب پورفیری بوده و پرتیت در فلدسپارهای پتاسیم مشاهده نمی‌شود (شکل ۴). مگنتیت و سولفیدها (پیریت) نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. مگنتیت اولیه گاه تا ۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد که بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن است و می‌تواند دلیلی بر آبدار بودن ماگمای تشکیل دهنده آنها باشد (Muller & Groves, 1997). نبود بافت پرتیت در فلدسپارهای پتاسیم نیز به فشار زیاد بخار آب در محیط نسبت داده شده است (Shelley, 1993).

سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی در برخی مناطق، متحمل دگرسانی شده و کانی‌سازی‌هایی از مس و طلا در آنها دیده می‌شود. دگرسانی‌ها بیشتر از نوع سریستیتی شدن، پتاسیک و گاه سیلیسی شدن و آرژیلی شدن است. سنگ میزبان بخش اعظم کانی‌سازی‌های نوع رگچه‌ای سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی هستند. تراکم زیاد دایک‌ها، تشکیل اسکارن و هورنفلس در محدوده وسیع، دگرسانی‌های گرمایی زیاد و شکستگی‌های فراوان در جهات مختلف، احتمالاً از وجود یک توده نفوذی بزرگ در عمق حکایت دارد که توده‌های نیمه‌آتشفشانی نیز می‌تواند زبانه‌هایی از آن باشد. از آنجا که دایک‌های منطقه در سنگ‌های کرتاسه بالایی - پالوسن نفوذ کرده‌اند بنابراین جوان‌تر از آنها هستند و از آنجا که سن بیشتر توده‌های نفوذی زون ارسباران به اولیگوسن نسبت داده شده است (معین وزیری، ۱۳۷۶) احتمالاً می‌توان توده‌های منطقه را نیز به اولیگوسن نسبت داد. سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن با ترکیب تراکیت و تراکی آندزیت در باختر و خاور محدوده به صورت دگرشیب واحدهای فوق را پوشانده و در شمال خاور منطقه، قله مخروطی تشکیل داده است.

معین وزیری (۱۳۷۶) نتیجه مقایسه قلیایی‌نگی (آلکالینیته) سنگ‌های آذرین سه محور ارومیه - دختر، ایران مرکزی و البرز را به صورت زیر خلاصه کرده است:

از ارومیه دختر به طرف ایران مرکزی و البرز، بر فراوانی سنگ‌های قلیایی، به خصوص قلیایی پتاسیک افزوده می‌شود و در مقابل از فراوانی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی کاسته می‌شود. به همین دلیل این پدیده را به فرورانش نسبت داده است. Kazmin et al. (1986) ماگماتیسیم ترشیری ایران را به سه زون فرورانش مختلف نسبت داده‌اند که یکی از آنها کمر بند آتشفشانی البرز - بینالود است که به مصرف پوسته اقیانوسی حوضه بین زون ارومیه - دختر و صفحه توران که در کرتاسه ایجاد

شده، نسبت داده شده است. حاج مرادی (۱۳۷۷) نیز سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را از نوع کلسیمی - قلیایی و مرتبط با فرورانش می‌داند و کانه‌زایی منطقه را از نوع پورفیری دیوریتی تشخیص داده است. مطالعات علیرضایی و همکاران (۱۳۸۴) نیز توده‌های منطقه را کلسیمی - قلیایی آداکتیتی تعیین کرده است. بنابراین سنگ‌های نفوذی منطقه از نوع کلسیمی - قلیایی و در ارتباط با فرورانش هستند که احتمالاً مؤید نظر Kazmin et al. (1986) است.

منطقه مورد مطالعه توسط گسلی با روند تقریبی شمالی - جنوبی به نام گسل میوه‌رود، منطبق بر مسیر رودخانه میوه‌رود قطع شده است. علاوه بر آن، چندین گسل عادی با روند خاوری - باختری و با شیب به سمت شمال در منطقه عمل کرده است. بر اثر عملکرد آنها بلوک‌های جنوبی نسبت به بلوک‌های شمالی به سمت بالا حرکت کرده و فرسایش بیشتری را متحمل شده‌اند. شاید به همین علت است که اسکارن‌های دمابالا و زون‌های دگرسانی پتاسیک در جنوب منطقه گسترش بیشتری دارد. تعدادی از شکستگی‌ها و گسل‌ها نیز دارای روند NE بوده که بخش مهمی از دایک‌ها و رگه‌های کانه‌دار در درون آنها تشکیل شده است.

۴- دگرسانی

دگرسانی‌هایی از نوع پتاسیک، سریستیک، پروپلیتیک، آرژیلیک و سیلیسی شدن در منطقه میوه‌رود رخ داده است که مشخصات کلی آنها در جدول ۱ خلاصه شده است: دگرسانی پتاسیک بیوتیت کانی مشخصه آن است به صورت پراکنده در متن سنگ و نیز به صورت جانشین کننده کانی‌های مافییک دیده می‌شود (شکل ۵). پتاسیم فلدسپار نیز به صورت بلورهای خیلی ریز در حاشیه کانی‌های فلدسپاتی تشکیل شده است (شکل ۶). این دگرسانی بیشتر در بخش‌های جنوبی محدوده، همراه با کانی‌سازی رگچه‌ای مس در منطقه غفار یوردی و محمد امین مشاهده می‌شود که از گسترش محدودی برخوردار است که احتمالاً دلیل آن جانشینی این دگرسانی توسط دگرسانی‌های تأخیری مانند دگرسانی فلیک است و به همین سبب از حاشیه توسط دگرسانی فلیک احاطه شده است. بی‌هنجاری‌های عناصر W, Bi, Mo, Cu Co و این دگرسانی منطبق است.

دگرسانی سریستیک همراه با کانی‌سازی رگچه‌ای و نیز در حاشیه رگه‌های کوارتز تشکیل شده است. در نزدیکی رگه‌ها، سریست کانی غالب است ولی به سمت بیرون بر مقدار کلریت اضافه می‌شود و می‌توان آن را زون سریست - کلریت نامید که به سمت بیرون به زون پروپلیتیک تبدیل می‌شود. در مجموع پهنای زون دگرسانی در حاشیه رگه‌ها کمتر از ۵ متر است. شکل ۷، دگرسانی نوع سریستیک را همراه با کانه‌زایی نوع رگه - رگچه‌ای نشان می‌دهد. دگرسانی پروپلیتیک گسترده‌ترین نوع دگرسانی در منطقه است و تقریباً تمام سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و دیگر انواع دگرسانی‌ها را در برمی‌گیرد.

دگرسانی آرژیلیک در مجاورت بلافضل برخی رگه‌های کوارتز سولفیددار، رخ داده است و گسترش آن به ندرت به ۵۰ سانتی‌متر می‌رسد و به نظر می‌رسد پدیده‌ای ثانوی باشد. سیلیسی شدن یکی از گسترده‌ترین دگرسانی‌ها در منطقه میوه‌رود است. سیلیسی شدن به شکل رگچه‌های صفحه‌ای تقریباً موازی از سیلیس دودی رنگ و نیز به صورت فراگیر رخ داده است. رگچه‌های کوارتز با آرایش صفحات تقریباً موازی و شامل کوارتز تک مرحله‌ای با مقادیر کمی از کالکوپیریت، پیریت، بورنیت و گاه طلا است که در مساحت‌های چند ده متر مربعی، در چندین محل مشاهده می‌شود این بافت‌ها بر خلاف بافت استوک و روک که به صورت رگچه‌های متقاطع، در سامانه‌های پورفیری رایج است، بیشتر در سامانه‌های مرتبط با نفوذی‌ها دیده می‌شود (Carig, 2005). کانی‌های فلزی گاهی در وسط رگچه‌های کوارتز (شکل ۸) و گاه نیز به صورت

دارند و هر دو توسط بی‌هنجاری Sb در بر گرفته شده‌اند. به نظر Carig (2005) در سامانه‌های مرتبط با نفوذی، عناصر Bi, W, Mo, Te در بخش‌های نزدیک به مرکز سیستم (proximal) و عناصر Ag, As, Sb در بخش‌های حاشیه‌ای سامانه، تمرکزهای بالایی را نشان می‌دهند که این زون‌بندی در منطقه میوه‌رود نیز تا حدودی قابل مشاهده است. با توجه به انطباق بی‌هنجاری Cu و As با عناصر زیر کانساری و روی کانساری و نیز ضریب همبستگی بالای آن با هر دو دسته، می‌توان آنها را در زمره عناصر میان کانساری نیز به حساب آورد، ثبت بی‌هنجاری‌های As در بخش‌های مختلف منطقه، می‌تواند بیانگر حضور آن در فازهای کانایی مختلف (مانند تتراهدريت و آرسنوپیریت) باشد (Beus and Grigorian, 1977).

از آنجا که هاله‌های مرکب در مقایسه با هاله‌های تک عنصری، بزرگ‌تر و چشم‌گیرتر هستند و نیز اثرات خطاهای تصادفی در آنها به حداقل کاهش می‌یابد و نیز نسبت به سیمای ساختاری-زمین‌شناختی مرتبط با نهشته‌های کانساری، رابطه نزدیک‌تری دارند، لذا هاله مرکب Ag, Pb, Sb, Cu, W, Co مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۱۳ نشانگر یک نوع زون بندی در هاله‌هاست، بدین صورت که هاله نسبت عناصر روی کانساری به زیر کانساری، بیشترین مقدار را در شمال منطقه نشان می‌دهد. این زون بندی ژئوشیمیایی با توزیع انواع دگرسانی‌ها، شکل کانی‌سازی و درجه دگرگونی همبری، ارتباط نشان می‌دهد. بدین صورت که شدت دگرگونی و دگرسانی از جنوب به شمال در منطقه کاهش پیدا می‌کند.

۵- کانه‌زایی

ماگماتیسیم ترشیری در ایران، از جمله منطقه آذربایجان، با کانی‌سازی فلزهای مختلف از جمله Cu, Fe, Au, U, As, Sb همراه بوده و تیپ‌های مختلفی از کانی‌سازی این فلزها مانند اسکارن، پورفیری، رگه‌های گرمابی و یا مجموعه‌ای از آنها همراه با این توده‌ها دیده می‌شود که از آن جمله می‌توان به کانسارهای سونگون و بارملک (Cu, Mo)، اسکارن‌های مس - آهن طلا دار مزرعه و گودال، رگه‌های Au-As خونین‌رود، رگه‌های طلا دار شرف‌آباد و زلیک، رگه‌های طلا- مس و اورانیم قره چیلر و نیز استوکورک‌های مس - طلائی نی‌جان و مسجد داغی اشاره کرد (Bazine and Hubner, 1969؛ شکوهی، ۱۳۸۱؛ بنی‌آدم، ۱۳۸۴؛ نوزوی، ۱۳۸۵؛ قدیم‌زاده، ۱۳۸۱؛ پورنیک، ۱۳۸۱؛ شرکت پیچاپ کاوش، ۱۳۸۱).

در منطقه میوه‌رود غنی‌شدگی‌های قابل ملاحظه‌ای از عناصر Mo, W, Sb, Cu, Ag, Au همراه با ماگماتیسیم ترشیری (اولیگوسن) رخ داده است. این کانی‌سازی‌ها در شکل‌ها و تیپ‌های مختلف رخ داده و آنها را می‌توان در کنار هم یا در درون هم مشاهده کرد که این موضوع به فرایند برهم‌نهی (Overprinting) یا تلسکوپینگ (Telescoping) نسبت داده می‌شود (جمالی، ۱۳۷۷). حضور شکل‌های متنوع کانه‌زایی در یک منطقه کانه‌دار از ویژگی‌های کانسارهای مرتبط با نفوذی‌ها است (Carig, 2006). تیپ‌های مختلف کانی‌سازی در این منطقه شامل اسکارن، رگه- رگچه‌های صفحه‌ای تقریباً موازی و رگه‌های اپی‌ترمال است که شرح مختصر آنها ارائه می‌شود.

۵-۱- کانه‌زایی نوع اسکارن

سنگ‌های رسوبی پالئوسن شامل تناوبی از سنگ‌آهک، مارن، شیل آهکی، ماسه‌سنگ و سیلستون، در اثر نفوذ توده آذرین دگرگون و به اسکارن و هورنفلس تبدیل شده‌اند. اسکارن‌ها بیشتر در سنگ‌هایی که ترکیب کربناتی و مارنی داشته‌اند رخ داده است. کانی‌های این کانی‌زایی اپیدوت، کلسیت، کوارتز، اسکاپولیت، گارنت (آندرادایت، گروسولار)، آمفیبول و فلدسپار است که با کانه‌های فلزی مگنتیت، همتایت، پیریت و کالکوپیریت همراه است. گارنت و اپیدوت رایج‌ترین کانی‌های گزارش شده در اسکارن‌های

پراکنده در متن سنگ میزبان رخ داده‌اند (شکل ۹). در سیلیسی شدن فراگیر، کوارتز به صورت دانه‌های ریز در متن سنگ و گاهی نیز رگچه‌های میکروسکوپی در سنگ تشکیل شده است. گاهی مقدار سیلیس در سنگ به حدی زیاد است که تشخیص سنگ اولیه را ناممکن می‌کند (شکل ۱۰). با این که پیریت همراه با این نوع دگرسانی زیاد است ولی در نمونه‌های تجزیه شده از این سنگ‌ها مقدار طلا اندک است.

علاوه بر آنها، کوارتز به صورت رگه نیز دیده می‌شود و در این حالت اغلب درشت بلور بوده و به صورت پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شود. کوارتز در بعضی از رگه‌ها ریز بلور تا ناهل بلوری بوده و در این شرایط با کانه‌های دما پایین مانند استینیت همراه است و رنگ آن به خاکستری می‌گراید. این نوع رگه‌ها در بخش شمالی محدوده دیده می‌شود. ساخت و بافت‌های مختلف از قبیل شانه‌ای، دروزی، حفره پرکن، کوکاد، برشی و نظایر آنها که نشانگر شرایط اپی‌ترمال است در رگه‌های سیلیسی مشاهده می‌شود. سولفیدهای مختلف از جمله کالکوپیریت، پیریت، گالن و استینیت همراه کوارتز در این رگه‌ها دیده می‌شود. بیشترین عیار طلا در رگه‌های کوارتز سولفیددار مشاهده شده است.

۴- ژئوشیمی

بررسی‌های زمین‌شیمیایی بر روی ۱۰۰۰ نمونه که از زون‌ها و رگه‌های کانه‌دار برداشت شده و به روش طیف‌سنجی تجزیه شده‌اند، انجام شده است. برای تجزیه طلا نیز از روش جذب اتمی استفاده شده است. بعد از بررسی دقت تجزیه‌ها با استفاده از نمودار (Thompson & Howarth, 1976) داده‌های مربوط به ۱۵ عنصر، پردازش شد. بعد از تعیین نحوه توزیع عناصر با استفاده از نمودارهای توزیع، با توجه به نوع توزیع عنصر که اغلب از نوع لوگ-نرمال بوده، پارامترهای آماری (شامل میانگین، میانه، انحراف معیار، ضریب تغییرات و...) برای هر کدام از عناصر محاسبه شده است (جدول ۲).

در این تحقیق از روش آماری E.D.A (Exploratory Data Analysis) برای تعیین آستانه بی‌هنجاری (Fu) استفاده شده است. چون موقعیت میانه و محدوده ربع داخلی که به روش EDA به دست می‌آید، در مقایسه با میانگین و انحراف معیار، تأثیرپذیری کمتری را از مقادیر بسیار بالا نشان می‌دهد (Yusta et al., 1998). با توجه به جدول ۲، می‌توان گفت غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از Mo, W, Sb, Cu, Ag, Au در منطقه رخ داده است. برای بررسی ارتباط عناصر مختلف با یکدیگر از ضریب همبستگی بین عناصر استفاده شده است (جدول ۳). در مواردی که از ضرایب همبستگی برای برقراری ارتباط زایشی میان عناصر استفاده شده، ضرایب محاسبه شده در سطح اعتماد ۹۹ درصد یا بالاتر منظور شده است. با استفاده از ضریب همبستگی بین عناصر، سه گروه زیر قابل تفکیک هستند:

۱- گروه (Au - Ag) Pb - Sb - As

۲- گروه W - Cu - Bi - Mo

۳- گروه V - Cr - Mn - Ni - Co

علاوه بر این که عناصر هر گروه ضریب همبستگی بالایی دارند، بی‌هنجاری‌های آنها نیز با همدیگر همپوشانی دارد. حضور پاراژنتیکی کانی‌های گالن و استینیت با کانی‌های مس و طلا و نیز عیار بالای طلا در رگه‌های حاوی سولفید، این گروه‌بندی را تأیید می‌کند. عناصر گروه یک بیشتر در کانه‌زایی رگه‌ای و عناصر گروه دوم در کانه‌زایی رگچه‌ای-پراکنده بی‌هنجاری نشان می‌دهند.

عناصر گروه ۱ به عنوان عناصر روی کانساری و عناصر گروه دوم به عنوان عناصر زیر کانساری در نظر گرفته شده‌اند. نقشه بی‌هنجاری عناصر، نشان می‌دهد که عناصر زیر کانساری بیشتر در جنوب منطقه و عناصر فوق کانساری در شمال محدوده بی‌هنجاری نشان می‌دهند (شکل ۱۱ و ۱۲). بی‌هنجاری طلا و نقره همپوشانی زیادی

کانسارهای مس پورفیری تشکیل می‌شوند ولی از نظر میزان ذخیره و نحوه گسترش زون‌های دگرسانی با آنها تفاوت دارند و ذخایری از Au, Mo, W, Cu را می‌توانند تشکیل دهند. نمونه‌ای از آن کانسار اورتین در نیومکزیکو است. این معدن در حاشیه یک دودکش آتشفشانی اولیگوسن واقع شده است. دایک‌های نفوذی و سیل‌های لائیت پورفیری و تراکی آندزیتی درون و در مجاورت دودکش دیده می‌شود. تنوره برشی کوارتزیت و آرژیلیت‌های کوتاه را قطع کرده است و حاوی طلا، پیریت، شلیت، مگنتیت، گالن، اسفالریت و کالکوپریت در خمیره سیلیسی شده برش مذکور است. دگرسانی شامل سیلیسی شدن، آلیتی شدن و سرسیتی شدن است. دگرسانی‌ها توزیع عناصر در این کانسارها با افزایش عمق زون‌بندی نشان می‌دهد که این مسئله در منطقه میوه‌رود تا حدودی قابل تشخیص است در منطقه غفار یوردی که فرسایش بیشتری متحمل شده، دگرسانی پتاسیک قابل مشاهده است و بی‌هنجاری‌های Cu, Bi, Mo, W دیده می‌شود در حالی که در شمال محدود (بیوک واری) دگرسانی پتاسیک دیده نمی‌شود و بی‌هنجاری‌های Au, Ag, As, Sb, Cu ثبت شده است.

کانی‌سازی‌های مشابه در دیگر نقاط ارسباران، در حوالی روستای نبی‌جان و مسجدداغی نیز در سال‌های اخیر توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی معرفی شده است که با سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی و آتشفشانی تشریری همراه هستند. کانه‌زایی در منطقه نبی‌جان شامل اسکارن همراه با استوک‌ورک‌های مرتبط با توده نفوذی (شکوهی، ۱۳۸۱؛ بنی‌آدم، ۱۳۸۴) و در مسجد داغی رگه‌های کوارتز اپی‌ترمال همراه با کانه‌زایی استوک‌ورک (احتمالاً پورفیری) (زنوزی، ۱۳۸۵) است.

۵-۳- کانی‌سازی نوع رگه‌ای

بعضی از ذخایر کوارتز رگه‌ای از نظر فضایی در ارتباط با توده‌های نفوذی بوده و از تیپ اپی‌ترمال آدولاریا- سرسیت هستند که به طور بخشی ساخت و بافت پوسته‌ای نشان می‌دهند و در سنگ دیواره تا استوک پورفیری دیده می‌شوند، محدود به ساختارهای شکننده هستند و به طور محلی پارامترهای سنگ‌شناختی همچون همبری‌ها، برته‌نشینی طلا در آنها مؤثر است و معمولاً فلزهای پایه همراه بوده و دگرسانی سرسیتی باریک در اطراف رگه‌ها دیده می‌شود (Foster, 1991).

رگه‌هایی از کوارتز همراه با کمی کانی‌های سولفیدی بویژه پیریت، کالکوپریت، گالن و استینیت در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی و نیز سنگ‌های دگرگونی همبری دیده می‌شود. تشکیل رگه‌های کانه‌دار بعد از دگرگونی رخ داده و در واقع بر روی آنها تحمل (Overprint) شده است. این رگه‌ها دارای امتداد عمومی NNE بوده و سبزی آنها از چند سانتی‌متر تا چند متر در تغییر است، طول آنها به ندرت از صد متر فراتر می‌رود و اغلب آنها شیب نزدیک به قائم دارند. باطله اصلی کوارتز است که به صورت بلورهای درشت بی‌رنگ تا سفید و نیز به صورت نهان‌بلورین دیده می‌شود. در جاهایی که کوارتز ریز بلور است رنگ آن به خاکستری می‌گراید. بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی دست کم سه نسل کوارتز در برخی از رگه‌ها دیده می‌شود. نوع اول شامل بلورهای درشت کوارتز و فاقد سولفید است و در دیواره‌های رگه رشد کرده است. نوع دوم شامل بلورهای شفاف و ریز کوارتز است که بر روی دانه‌های کوارتز مرحله قبل رشد کرده است، آنها نیز فاقد سولفید هستند. مرحله سوم با کانه‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپریت، گالن و استینیت) همراه است. در رگه‌هایی که مرحله سوم مشاهده نمی‌شود، عیار طلا بسیار پایین است. ولی در رگه‌های حاوی کوارتز مرحله سوم که سولفیدها نیز حضور دارند عیار طلا بالاست. این مطلب شاید بیانگر این باشد که طلا توسط کمپلکس‌های بی‌سولفیدی حمل شده و در هنگام نهشت کانی‌های سولفیدی، طلا نیز ته‌نشین شده است. ضریب همبستگی بالا بین طلا و فلزهای Pb, Cu, Ag, Sb نیز مؤید این مطلب است. در رگه بوزلوخ قالب‌های تهی شده

طلادار است (حسنی پاک، ۱۳۸۱؛ Karimzadeh, 2004 و Foster & Seccombe, 2004) که به طور مشخص محصول دگرسانی هستند و در اسکارن‌های منطقه به وفور یافت می‌شوند. لازم به ذکر است که خرد شدن دانه‌های گارنت و پر شدن شکاف‌های آن توسط کلسیت یا کوارتز، رشد بلورهای اپیدوت و کوارتز بر روی بلورهای گارنت و ولاستونیت یا قطع شدن مرز بلورهای آنها توسط این کانی‌ها، می‌تواند نشانگر این باشد که گارنت و ولاستونیت در مرحله اولیه (پیشرونده) و اپیدوت، کوارتز و کلسیت در مرحله بعدی (پسرونده) تشکیل شده است (شکل ۳). در بعضی مناطق مقدار مگنتیت و کالکوپریت بالاست ولی حجم آنها در مقایسه با کانسارهای اسکارنی مانند گودال و مزرعه اندک است و در سطح ذخیره قابل توجهی را نشان نمی‌دهد. مگنتیت فراوان‌ترین کانه در اسکارن‌ها بوده که اغلب مارتیتی شده است. پس از مگنتیت، پیریت فراوانی بیشتری دارد که به صورت پراکنده و گاهی نیز به صورت رگچه‌هایی در سنگ‌های اسکارنی تشکیل شده است. کالکوپریت نیز به مقدار اندک وجود دارد که نسبت به پیریت تأخیری‌تر است (شکل ۳-۲- ج و جدول ۴). علاوه بر Fe و Cu، عناصر Au, Ni, Co, Mo نیز مقادیر بالایی نشان داده است. لازم به ذکر است که دیگر اسکارن‌های مس- آهن موجود در منطقه ارسباران از جمله مزرعه و گودال غنی‌شدگی‌هایی از طلا نشان می‌دهند (جمالی، ۱۳۸۴).

۵-۲- رگه - رگچه‌های صفحه‌ای (sheeted veins & veinlets)

این برش‌ها عموماً سنگ‌شناسی سنگ دیواره را قطع می‌کنند بنابراین احتمالاً با توده‌های نفوذی پنهان مرتبط هستند. بخش رخنمون یافته نفوذی‌ها اغلب به شکل دایک و یا سیل ظاهر پیدا می‌کند که احتمالاً در ارتباط زایشی (ویا فیزیکی) با توده‌های نفوذی پنهان است. طلا و کانی‌سازی مرتبط با آن با دگرسانی تخریب‌فلسپاتی و با تشکیل سرسیت و کربنات‌ها همراه است. این نوع کانی‌سازی شامل رگچه‌های کوارتز دودی تک مرحله‌ای تقریباً موازی با اندکی کانی سولفیدی است (شکل ۱۴) که با استوک‌ورک که در آن رگچه‌ها همدیگر را قطع می‌کنند، تا حدودی متفاوت است و ویژگی‌های کانی‌سازی طلای مرتبط با نفوذی‌هاست (Carig, 2005). بخش مهمی از کانی‌سازی مس و طلا در منطقه میوه‌رود از این نوع است که اغلب در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی رخ داده است. هر چند در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده هم دیده می‌شود. توزیع محل این نوع کانه‌زایی، اغلب بر منطقه محوری ناودیس میوه‌رود منطبق است (شکل ۱۵).

بی‌هنجاری‌های عناصر W, Mo, Cu, Sb, As با این نوع کانی‌سازی همپوشانی یا انطباق دارد و طلا همراه پیریت، کالکوپریت، بورنیت و کوارتز تشکیل شده است (شکل ۱۶). بورنیت‌ها دارای بافت برون رانشی کالکوپریت در بورنیت هستند (شکل ۱۷) که معرف دمایی در حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Ramdohr, 1980). کانه‌ها در بخش وسطی رگچه‌های کوارتز (شکل ۸) و گاه به صورت پراکنده در متن سنگ میزبان قابل مشاهده هستند (شکل ۹).

دگرسانی غالب همراه این کانی‌سازی، از نوع فیلیک است ولی در منطقه غفار یوردی به علت فرسایش بیشتر، دگرسانی پتاسیک نیز رخنمون پیدا کرده است که به سمت بیرون به دگرسانی فیلیک تبدیل می‌شود. زون‌های دگرسانی پتاسیک و فیلیک محدود به منطقه کانه‌دار بوده و خارج از منطقه کانه‌دار، فقط دگرسانی پروپلیتیک دیده می‌شود. محدود بودن دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک به زون کانه‌دار و عدم گسترش زیاد آنها، از ویژگی‌های تنوره‌های برشی نامرتبط با مس پورفیری است. سنگ‌شناسی، زون‌های دگرسانی، ترکیب کانیایی و عنصری، ساخت و بافت این نوع کانی‌سازی، مشابه کانه‌زایی نوع تنوره‌های برشی مرتبط با توده‌های نفوذی است. (Sawkins (1990 برای این نوع کانه‌سازی دمایی در حدود ۴۰۰-۳۰۰ درجه را پیشنهاد می‌کند. این تیپ ذخایر در محیط‌های زمین‌شناسی مشابه با

کانسارهای مختلف از جمله الوال اسپانیا (Martin Izard & Cepedal, 1997) و آکوپال فیلیپین (Sillito, 1990) گزارش شده است. بنابراین می توان گفت که کانسار میوه رود، یک کانسار چند شکلی است که در اثر محلول های ناشی از توده نفوذی در سنگ های رسوبی پالئوسن (که دگرگونی همبری متحمل شده است) و نیز در خود سنگ های نیمه آتشفشانی تشکیل شده است. آبدار بودن ماگمای تشکیل دهنده این توده ها، مؤید نقش مؤثر آنها در کانه زایی است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن نیز عامل مؤثری است. مطالعه ایزوتوپ های گوگرد نیز بیانگر نشأت گرفتن سیالات کانه ساز از توده های نیمه آتشفشانی است. حضور بخشی از کانه زایی در سنگ های نیمه آتشفشانی و نبود آن در سنگ های آتشفشانی پلیوسن نیز نشان می دهد که آتشفشانی پلیوسن نقشی در کانه زایی نداشته است. پس می توان گفت نفوذ توده های آذرین در سنگ های پالئوسن سبب دگرسانی و دگرگونی آنها شده و کانه زایی های طلا، مس (و نقره و آنتیموان) را در منطقه به وجود آورده است. عیار Au و Cu در کانه زایی رگه ای و رگچه ای بالاست (جدول ۱) و از گسترش زیادی برخوردار است. رگه های کوچکی از آنتیموان که عیار بالایی از طلا نیز دارند (تا ۳ ppm) در بخش های شمالی منطقه مشاهده می شود. در اسکارن های توده های Cu تا ۱ درصد و Au تا ۰/۷ گرم در تن و Mo تا ۷۰۲ گرم در تن اندازه گیری شده است (عین علی، ۱۳۸۴).

۶- نتیجه گیری

کانه سازی هایی از Ag, Sb, Cu, Au به شکل های مختلف از جمله اسکارن، زون های برشی همراه با رگچه های سیلیسی موازی و رگه های کوارتز در منطقه میوه رود رخ داده و گاهی دو نوع اخیر در درون نوع اول تشکیل شده است.

- تشکیل اسکارن، هورنفلس، کانه سازی و دگرسانی های گسترده در سنگ های منطقه و نیز تعداد زیاد دایک ها و سنگ های نیمه آتشفشانی می تواند نشانه ای از حضور یک توده بزرگ در زیر منطقه باشد.

- با این که کانه زایی در شکل های مختلف و در چند مرحله رخ داده ولی سیال به وجود آورنده آنها مشابه بوده و از یک منشأ نفوذی سرچشمه گرفته است. مقادیر ایزوتوپی گوگرد و نیز آبدار بودن ماگمای سنگ های نیمه آتشفشانی مؤید نقش سیال های ماگمایی در تشکیل کانه زایی می باشد.

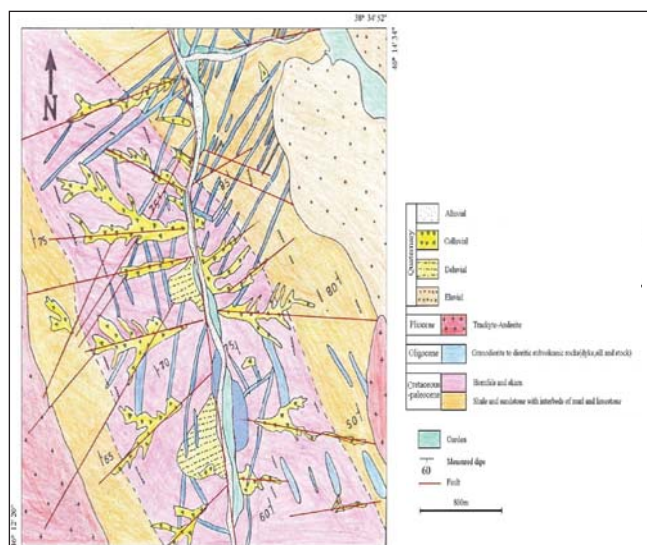
- بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، سنگ نگاری، دگرسانی و مشاهدات صحرایی، بخش جنوبی منطقه فرسایش بیشتری را نسبت به بخش شمالی آن متحمل شده است.

کربنات های تیغه ای که نشانه ای از جوشش ثانویه است (Hedenquist et al., 1996) دیده می شود که مقدار طلا و سولفید نیز در این محل زیاد است و عیار طلا با فاصله گرفتن از این محل به شدت افت می کند. بنابراین احتمالاً جوشش ثانویه سبب ناپایداری کمپلکس ها و ته نشست طلا و عناصر همراه شده است. مطالعه میانبارهای سیال، به درک این مطلب کمک خواهد کرد. تشکیل ساخت کوکاد و برشی شدن کوارتزهای از قبل تشکیل شده که احتمالاً ناشی از افزایش فشاربخار بوده، سبب جوشش شده که به عقیده (Hedenquist & Henley, 1987)، این نوع جوشش و برشی شدن، سازوکار غالب رسوبگذاری طلا در محیط های اپی ترمال است.

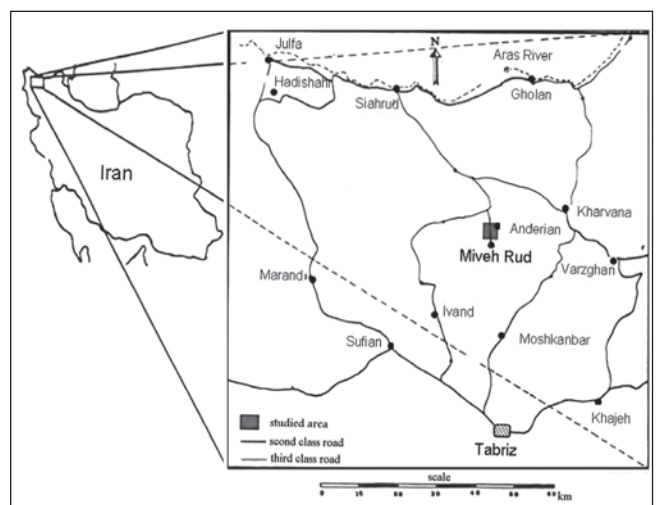
ساخت و بافت های متنوعی از کوارتز، مانند شانه ای، دروزی، نواری پوسته پوسته و کوکاد در رگه ها دیده می شود که نشان از تشکیل در ژرفای کم و فشار پایین است. این بافت ها معمول محیط های اپی ترمال هستند (Guilbert & Park, 1986). دگرسانی نیز یک زون بندی تدریجی از خود رگه به سمت بیرون نشان می دهد که از دیواره به سمت بیرون شامل زون سیلیسی، سریسیتی، سریسیتی-کلریتی و پروپلیتیک است. کانی های رسی و اپیدوت، اکتینولیت و کلسیت نیز دیده می شود. این زون بندی در اطراف رگه های دیگر کانسارهای اپی ترمال از جمله کانسار آکوپال فیلیپین نیز گزارش شده است (Cooke et al., 1996).

مقادیر ^{34}S کانی های سولفیدی در سنگ های نیمه آتشفشانی در محدوده (۲/۵-)-۱ در هزار است که در محدوده مقادیر ماگماهای گوشته ای است. نسبت ایزوتوپ های گوگرد در زون های دگرسانی مختلف با یکدیگر قابل مقایسه است و این نشانگر نقش سیال های ماگمایی در کانه سازی و تشکیل سولفیدها در زون های مختلف است. ضمناً مقادیر ^{34}S سولفیدها در کانسار میوه رود قابل مقایسه با نسبت های ایزوتوپی در کانی های سولفیدی زون پتاسیک و فیلیک معدن مس سونگون است. نتایج تجزیه ایزوتوپی، زمین شیمی سنگ کل و داده های EPMA نشان می دهد که سیال های ماگمایی مشترکی در کانه سازی در توده های پورفیری، دایک ها و اسکارن ها نقش داشته اند (ارجمندی و علیرضایی، ۱۳۸۴).

با توجه به شواهد بالا، سیال سازنده کانسار میوه رود، یک سیال ماگمایی بوده که مواد معدنی خود را به شکل های مختلف مانند اسکارن، رگه-رگچه های صفحه ای و رگه های بزرگ کوارتز بر جای نهاده است. دو نوع اخیر در داخل اسکارن ها و سنگ های دگرگونی مجاورتی رخ داده است که می تواند بیانگر فرایند تلسکوپ شدن باشد. این حالت در

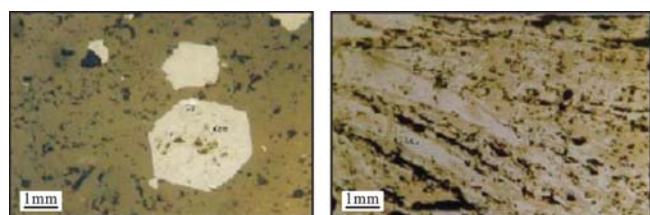


شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه میوه رود.

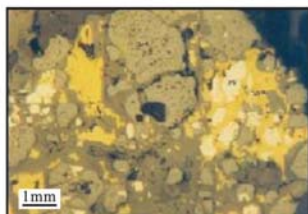


شکل ۱- راه های ارتباطی منطقه میوه رود.

این منطقه که با رنگ قرمز مشخص است در شمال شهر تبریز واقع شده است.

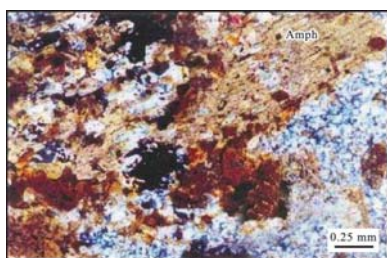


الف

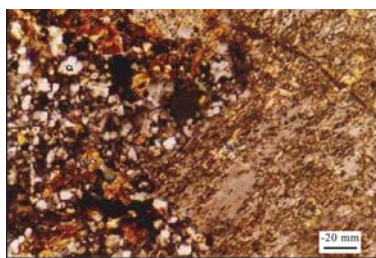


ج

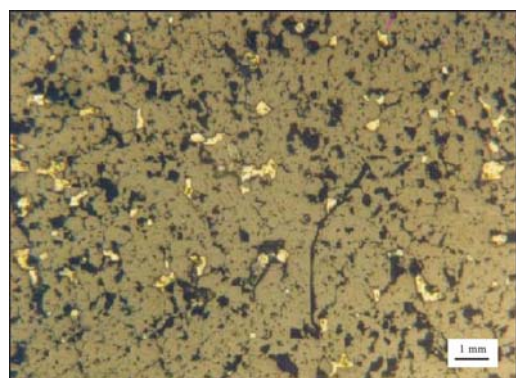
شکل ۲-۳ - کانه‌های بخش اسکارنی الف) مگنتیت ماریتی شده
ب) پیریت‌های شکل دار هوازده در بخش اسکارنی
ج) پیریت نسل اول که شکستگی‌های آن توسط کالکوپیریت نسل اول پر شده است.



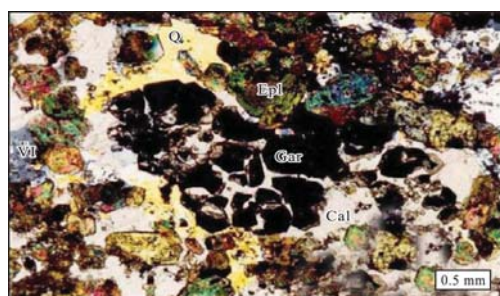
شکل ۵- جانیشینی آمفیبول‌های اولیه توسط بیوتیت در زون پتاسیک غفار یوردی.



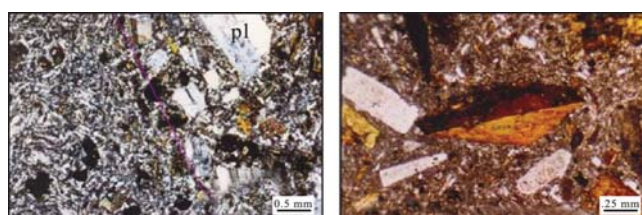
شکل ۷- دگرسانی فیلیک در منطقه غفار یوردی، شامل کوارتز، سربیسیت و پیریت.



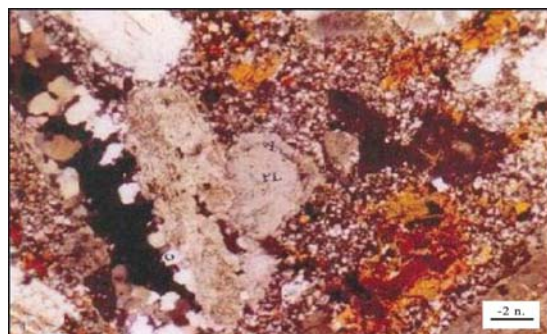
شکل ۹- ذرات پراکنده کالکوپیریت در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه بیوک واری



شکل ۱-۳ اسکارن حاوی گارنت (Gar)، اپیدوت (Epi)، پلاژیوکلاز (Pl)،
ولاستونیت (VI)، کلسیت (Cal) و کوارتز (Q).



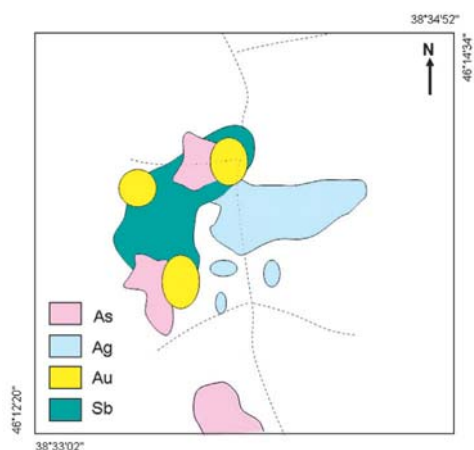
شکل ۴- بلورهای درشت آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی. در
شکل سمت چپ همبری (کنناکت) دایک دیابازی ریز بافت با دایک مونزونیتی
حاوی فنوکریست‌های درشت تر قابل مشاهده است.



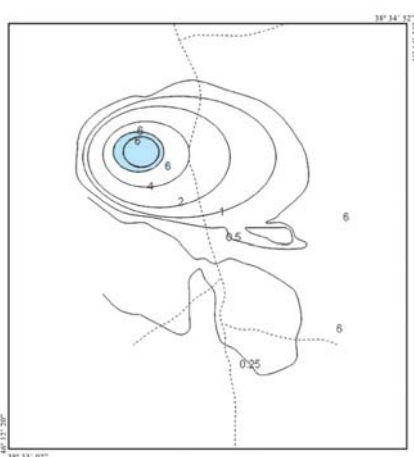
شکل ۶- جانیشینی پلاژیوکلازها از حاشیه توسط فلدسپارهای قلیایی ریز، بیوتیت
ثانویه نیز دیده می‌شود.



شکل ۸- دانه‌های پیریت در وسط رگچه‌های کوارتز.



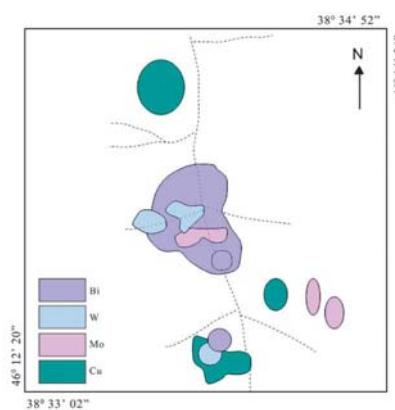
شکل ۱۱- انطباق بی‌هنجاری عناصر روی کانساری



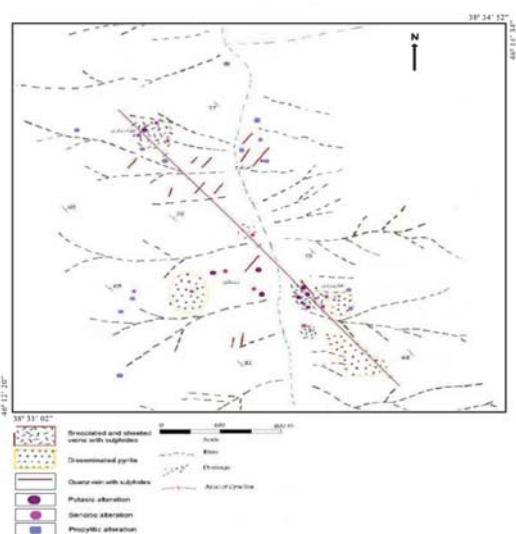
شکل ۱۳- هاله نسبت حاصل ضرب عناصر روی کانساری به عناصر زیر کانساری (As, Ag, Pb/Cu, w, Co). بیشترین مقدار این نسبت در شمال منطقه (بیوک‌واری) و کمترین مقدار آن در جنوب منطقه دیده می‌شود.



شکل ۱۰- دگرسانی سیلیسی در واحدهای رسوبی کرتاسه بالایی- پالئوسن در ضلع باختری دره میوه‌رود (نگاه به باختر)، روند عمومی زون دگرسانی NW-SW است.



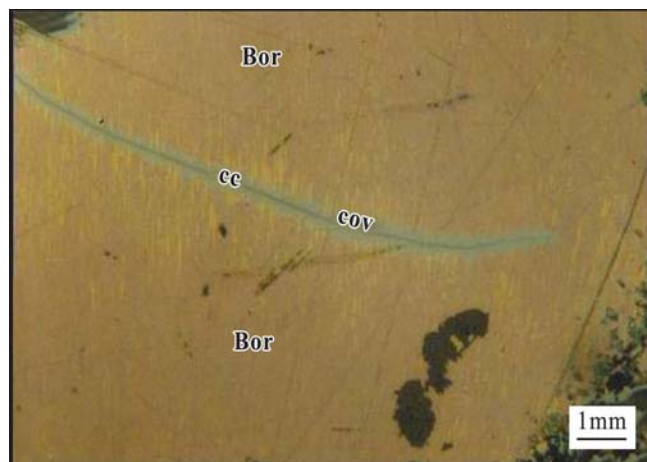
شکل ۱۲- انطباق بی‌هنجاری‌های عناصر Bi, Cu, Mo, W



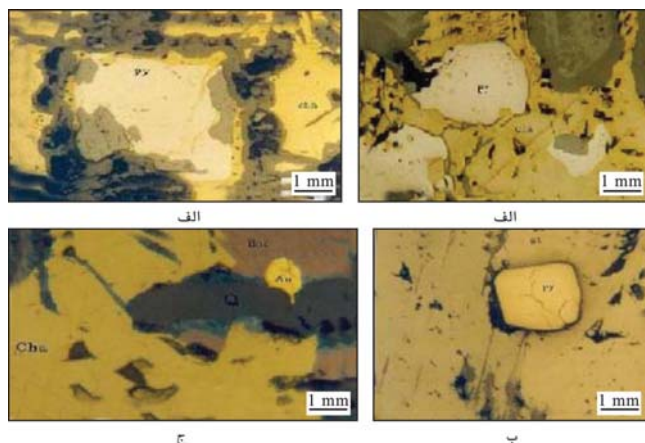
شکل ۱۵- توزیع مکانی انواع کانه‌زایی‌ها و دگرسانی‌ها در منطقه میوه‌رود



شکل ۱۴- رگچه‌های تقریباً موازی کوارتز دودی (sheeted veinlets) در منطقه بیوک‌واری



شکل ۱۷- برون رانش (اکسلوشن) کالکوپیریت (زرد) در بورنیت (قهوه‌ای) در کانی سازی نوع رگچه‌ای



شکل ۱۶- روابط پارازنتیکی کانه‌ها در کانه‌زایی نوع رگه و رگچه‌ای. الف) جان‌شینی پیریت نسل ۲ توسط کلکوپیریت نسل ۲ (ب) احاطه شدن بلورهای پیریت توسط استینیت (ج) همراهی کالکوپیریت، بورنیت و طلا

کتابنگاری

- ارجمندی، ر. و علی‌رضایی، س.، ۱۳۸۴- منشأ گوگرد در کانی‌های سولفیدی مناطق دگرسانی- کانی‌سازی مختلف در ذخیره مس- طلای خاروانا، آ- شرقی، شمال غرب ایران، چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- بنی‌آدم، ف.، ۱۳۸۴- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و خاستگاه احتمالی کانی‌سازی مس و طلا در محدوده اکتشافی نیی جان کلیر (شمال باختری اهر- آذربایجان خاوری)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ص: ۲۰۱
- پورنیک، پ.، ۱۳۸۱- زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشاف طلا در محدوده اکتشافی شرف‌آباد- هیزه جان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین جمالی، ح.، ۱۳۷۷- بررسی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی و تعیین ژنر احتمالی کانسار پلی‌متال میوه رود، آذربایجان شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران جمالی، ح.، ۱۳۸۴- گزارش زمین‌شناسی اقتصادی ورقه یکصد هزارم کلیر، زون ارسباران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- حاجی‌مرادی، ع.، ۱۳۷۷- مطالعه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی خرواتی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی- واحد تهران شمال حسنی پاک، ع. ا.، ۱۳۸۱- اکتشافات ذخایر طلا، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم
- زنوزی، ر.، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی و تعیین ژنر کانسار طلا در محدوده مسجد داغی (جنوب شرق جلفا)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، ص: ۱۳۷
- شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان، ۱۳۷۹- گزارش اکتشاف نیمه تفصیلی کانسار بوزلوخ- قره داش (جلد دوم)، شرکت سهامی کل معادن و فلزات شرکت مهندسین مشاور پیچاب کاوش، ۱۳۸۱- گزارش متالوژی زون ارسباران
- شکوهی، ح.، ۱۳۸۱- اکتشاف مقدماتی طلا در محدوده نیی جان، کلیر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- علیرضایی، س.، ارجمندزاده، ر. و عینعلی، م.، ۱۳۸۴- بررسی ارتباط بین توده نفوذی و اسکارن در خاروانا، آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران، چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- قدیم‌زاده، ح.، ۱۳۸۱- زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشاف طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو- نقدوز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۶- دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم ایران، جهاد دانشگاهی دانشگاه تربیت معلم تهران
- مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۶- گزارش اکتشافات نیمه تفصیلی فلزات پایه در منطقه عمومی میوه رود (گزارش شماره ۲، مطالعات ژئوشیمیایی)، اداره کل معادن و فلزات آذربایجان شرقی

References

- Bazine, D. and Hubner, H., 1969- Copper deposits in Iran ,G.S.I. Report, No:13
- Beus A. A. and Grigorian S.V., 1977- Geochemical exploration methods for mineral deposits. Trans. by Schneider, Applied publishing
- Carig J.R. H., 2005- Classifying, distinguishing and exploring for Intrusion-Related Gold System, The Gangue, p:1-18, In internet.
- Cooke, D. R., Mcpall, D. C. and Blom, M. S., 1996- Epithermal gold mineralization , Acupan, Baguio District, Philipines, geology, mineralization, alteration and the thermochemical environment of ore deposition, Econ. Geo. Vol:91, PP:243- 272
- Foster, D. and Seccombe, Ph., 2004 -Controls on skarn mineralization and alteration at the Cadia deposits, New South Wales, Australia, Econ. Geo. vol:99, pp:761-788.
- Foster, 1991- Gold metallogeny and exploration, Pub:Blackie, 433p.
- Guilbert, J. M. and Park, Ch. F., 1986- The geology of ore deposits, W. H. Freeman and company
- Hedenquist, Izard, Arribas & White, 1996- Epithermal gold deposits: style, characteristics, and exploration, Pub: by: the society of Resource Geology, printed

- in Japans Tokyo
- Hedenquist, J. W. and Henley R.W., 1987- Hydrotherml eruptions of the waiotapu geothermal system, Newlond: Their origion, associated breccias and relation to precious metal mineralization. *Eco. Geo.* vol:30, pp:1640- 1668.
- Karimzadeh, S.A., 2004 - Geological effects of endoskarn formation in the Mazraeh Cu – Fe skarn deposit in northwestern Iran, *Geochemistry, Exploration, Environment and Analysis*, vol:4, pp:307- 315
- Kazmin, Sportshikof, Ricou, Zonenshain and Boulin, 1986- Structure and evolution of the passive margin of the Estern Tethys, *Tectonophysics*, Vol: 123, PP: 153 – 179
- Martin, Izard, A. and Cepedal, M. A., 1997- The Elval deposit an example of late events, Cantabrian Mountains, Spain, In “Mineral Deposits ”, Papunen (ed).
- Muller, D. and Groves, D ., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold – copper mineralization, Springer – Verlag.
- Ramdohr, P., 1980- The ore minerals and their inter growths, 2 nd ed . pergomon press
- Sawkins, F. J., 1990- Metal deposits in relation to plate tectonics, 2 nd ed. springer – verlag
- Shelley, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall .
- Sillito, R. H., 1990- Epithermal models: genetic types, geochemical controls and shallow features, In: IUGS – UNESCO deposits program conferense Ottawa, Canada , Geo. Assoc. Canada, special paper, 40 .
- Thompson, M. and Howarth, R. J., 1976- Duplicate analysis in geochemical practice (2 parts). *Analyst*. 101, 690 – 709
- Winkler, H. G. F. , 1976- Petrogenesis of metamorphic rocks, 4 nd. ed. By: springer – verlay. Newyorc Inc .
- Yusta, I. and Velasco, F. and Herrero, J. M., 1998- Anomaly threshold estimation and data normalization using E.D.A statistics: application to lithogeochemical exploration in lower Cretaceous Zn – Pb carbonate – hosted deposits. Northen spain, *Applied Geochemistry*, Vol : 13, PP:421 – 439 .