

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانه‌زایی آتشفشان‌زاد غنی از آهن کبودان، شمال بردسکن، پهنه تکنار

مجید قاسمی سیانی^{*}، بهزاد مهربابی^۱، کاظم قلی‌زاده^۲

۱- گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۲/۱۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۴/۲۳

چکیده

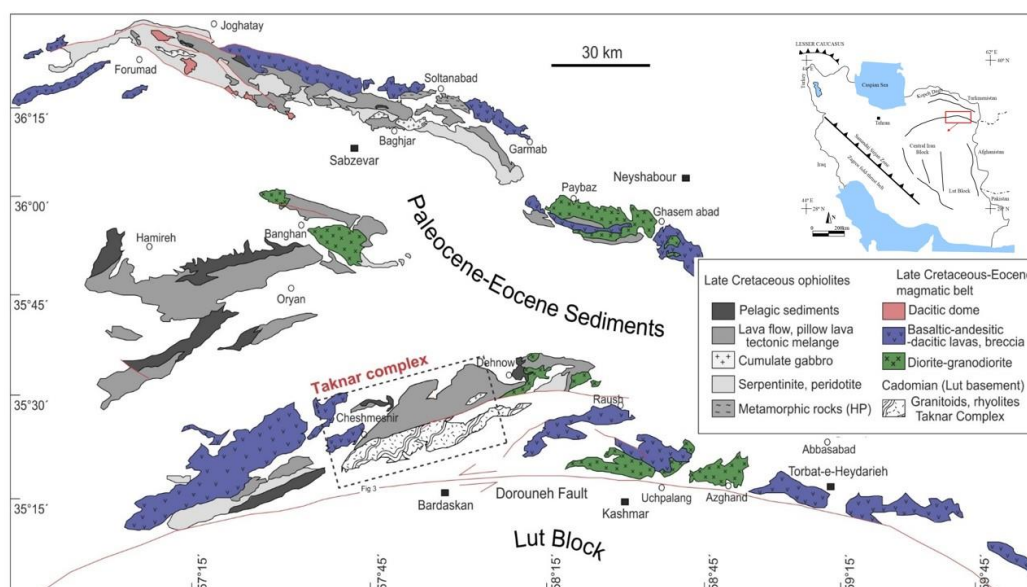
ناحیه کانی‌سازی آهن کبودان با عیار میانگین تقریباً ۴۵ درصد وزنی، در قسمتی از مجموعه واحد آتشفشانی-رسوبی سازند تکنار واقع شده و متشکل از رسوبات دگرگون شده و سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی اسیدی تا مافیک است. رخنمون‌های سنگی محدوده مورد مطالعه شامل سنگ‌های دگرگونی سازند تکنار است که مورد نفوذ توده‌های آذرین نفوذی با سن نئوپروتروزوئیک پایانی قرار گرفته‌اند. سازند تکنار شامل واحدهای میکاشیستی، واحدهای آتشفشانی داسیتی-ریولیتی و مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی گرانیت-گرانودیوریت، متادایاباز تا متاگابرو-دیوریتی است. کانی-سازی هیپوژن به صورت لایه‌ای، توده‌ای و استوک‌ورک رخ داده است. توالی پاراژنزی در بخش لایه‌ای و توده‌ای عبارتند از: مگنتیت-هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن بوده و بخش اعظم کانی‌سازی توده‌ای را مگنتیت تشکیل داده است. پیریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر مگنتیت مهم‌ترین کانی‌های بخش استوک‌ورکی هستند. کانی‌سازی مالاکیت و اکسیدهای آهن ثانویه به همراه سروریت به صورت پرکننده درزه و شکستگی و زون‌های سوپرژن تشکیل شده است. زوج عناصر سرب-روی، آنتیموان با آرسنیک، طلا و آهن و روی-منگنز دارای بیشترین ضریب همبستگی و زوج عناصر مس-منگنز، طلا-آهن و عنصر بیسموت با آنتیموان، آهن و نقره، ضریب همبستگی پایینی دارند. آپاتیت در بخش لایه‌ای کانسار نیز در مطالعات الکترون مایکروپروب شناسایی شد که دارای ادخال‌هایی از کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی بود. براساس نتایج شیمی کانه مگنتیت، پاراژنز کانی‌ها، دگرسانی، نوع کانی‌سازی، پتروگرافی و ژئوشیمی، کانی‌سازی در منطقه کبودان می‌تواند در رده کانسارهای ماسیوسولفید غنی از مگنتیت قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان‌زاد، تکنار، ژئوشیمی، کانی‌سازی، کبودان- بردسکن، مگنتیت.

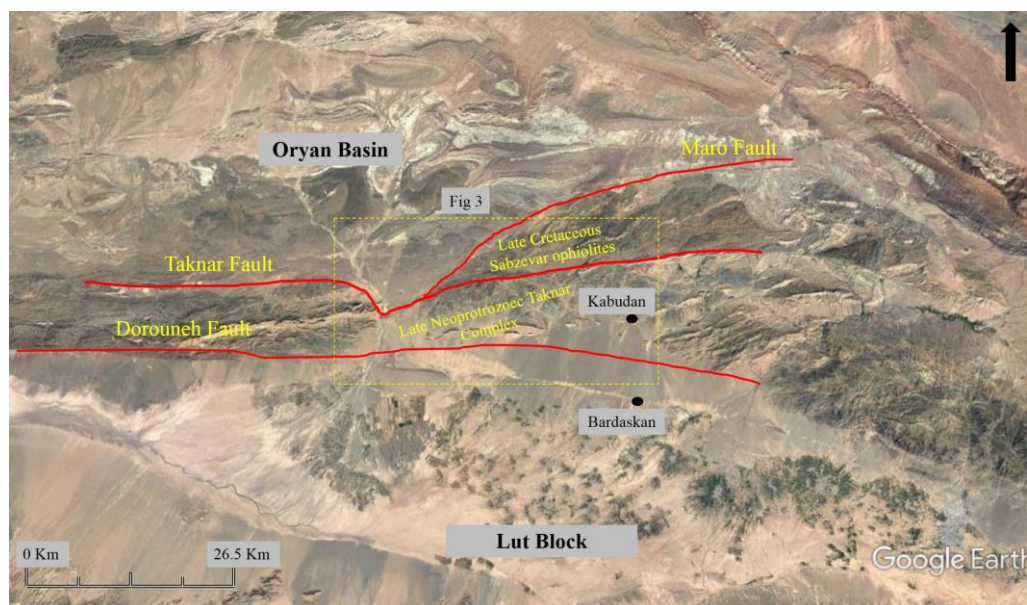
مقدمه

مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی اسیدی در این پهنه وجود دارند. به طور کلی کانی‌سازی‌های پهنه تکنار در ارتباط مستقیم با آتشفشان‌های زیر دریایی عمدتاً اسیدی شناخته شده و از مهمترین این کانی‌سازی‌ها می‌توان به ذخیره تکنار (که به صورت جداگانه از چهار منطقه تکنار یک تا چهار رخ داده) اشاره کرد که توسط ملک‌زاده سفارودی (۱۳۸۲) و کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۲) مورد مطالعه قرار گرفته است. ملک‌زاده سفارودی (۱۳۸۲) و کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۲)، کانی‌سازی را در چهار بخش تکنار مطالعه کرده و این کانی‌سازی را از نوع کانسارهای ماسیوسولفید پلی‌متال غنی از مگنتیت معرفی کرده‌اند. به جز کانی‌سازی تیپ ماسیوسولفید، کانی‌سازی‌های با تیپ‌های اسکارنی در کانسار دلکن در جنوب غرب بردسکن (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۴)، تیپ اپی‌ترمال کم سولفید در کانسار طرق در شمال غرب کاشمر (روحبخش و همکاران، ۱۳۹۳) و تیپ مانتو در کانسار کال ابری (جباری و سفارودی، ۱۳۹۴) شناسایی شده است. کانی‌سازی شمال کبودان توسط صفری (۱۳۸۸) در قالب پروژه اکتشافی سازمان زمین‌شناسی مشهد و گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ کبودان، معرفی شده و حیدرپور (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود منشأ این کانی‌سازی‌ها را مورد مطالعه قرار داده و تیپ آن را از نوع ماسیوسولفید معرفی کرده است. در این تحقیق سعی شده که با استفاده از مطالعات جدید بر روی کانی‌شناسی و مینرال‌شیمی و ژئوشیمی کانسار، این ذخایر مورد بررسی جامع قرار گیرد (شکل ۱).

مجموعه کانی‌سازی شمال کبودان در بخشی از پهنه ساختاری تکنار در شمال شرق ایران رخ داده است. پهنه ساختاری تکنار مطابق تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری ایران (Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981)، جزئی از پهنه ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱). تکنار یک محیط ژئوتکتونیک، در میان بلوک لوت در جنوب و پهنه سبزوار در شمال (شکل ۲) (Lindenberg et al., 1982)، از جنوب به گسل درونه (گسل بزرگ کویر) و از شمال به گسل تکنار (ریوش) محدود است (شکل ۲) (Muller and Walter, 1983). پهنه ساختاری سبزوار، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آهک‌های پلاژیک به صورت تپه ماهور و همچنین افیولیت ملانژهایی است که در امتداد گسل تکنار قرار دارند. افیولیت‌ها را می‌توان به واحدهای الترامافیک-مافیک تفکیک کرد که بر روی آن گدازه‌های بالشی با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالت و متعاقباً گدازه‌های اسیدی و حدواسط با ترکیب ریولیتی و داسیتی و گاه آندزیتی قرار گرفته‌اند. پهنه ساختاری تکنار شامل مجموعه‌ای از سازندهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است (Muller and Walter, 1983). این سازندها شامل سلطانیه، باروت و لالون (کامبرین زیرین)، کالشانه و درنجال (کامبرین میانی تا فوقانی)، شیرگشت و تکنار (اردوئین)، نیور (سیلورین)، سیب‌زار و بهرام (دونین)، شیشتو و سردر (کربونیفر)، جمال (پرمین) و یکسری نهشته‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک هستند (Muller and Walter, 1983). همچنین



شکل ۱: موقعیت پهنه تکنار (شمال شرق ایران) و واحدهای دارای رخنمون در نقشه زمین‌شناسی سبزوار-فریمان (شمال گسل درونه) که پراکندگی واحدهای افیولیتی و سنگی را نشان داده است (نقشه پایه از نوگل سادات و الماسیان، ۱۳۷۲).



شکل ۲: تصویر ماهواره‌ای (Landsat TM) از منطقه مورد مطالعه که در شمال بردسکن واقع شده، متشکل از کمپلکس تکنار، پهنه سبزوار، بلوک لوت در جنوب گسل درونه و حوضه اوریان است.

جنوب و گسل تکنار (گسل ریوش) در شمال قرار گرفته است. ناحیه مورد مطالعه در محدوده پنجره فرسایشی تکنار واقع شده و نشانگر بالازدگی پی-سنگ پرکامبرین - پالئوزوئیک ایران مرکزی و

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی

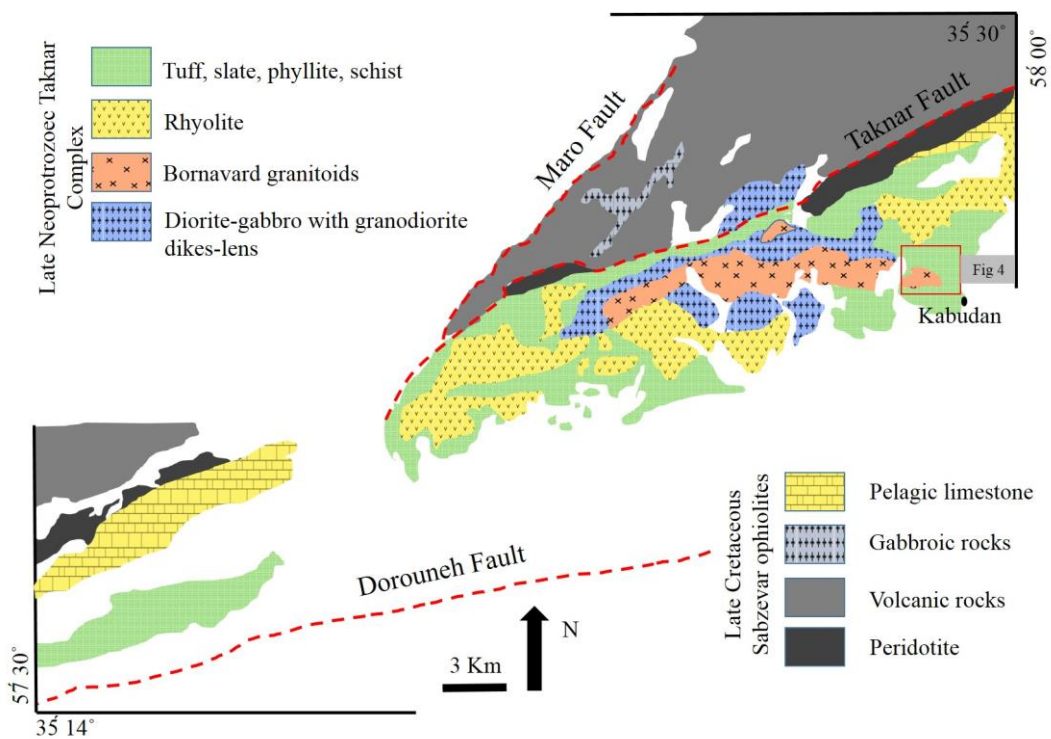
زمین‌شناسی ناحیه‌ای: کمپلکس ساختاری تکنار حد فاصل گسل درونه (گسل کویر بزرگ) در

طی پالئوزوئیک توسط دایک‌های تاخیری متادیاباز و دولریت مورد نفوذ قرار گرفته است. پترولوژی و پتروژنز این سنگ‌ها توسط همام (۱۳۷۱)، سپاهی (۱۳۷۱)، رحمانی و همکاران (۱۳۹۱) و Shafaii Moghadam et al, (2017) مورد بررسی قرار گرفته است. رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آهکی (کرتاسه)، سنگ‌های الترامافیک و مجموعه کالردملانژ کوه بیجورد (کرتاسه فوقانی) و رخنمون‌های وسیعی از سنگ‌های توف و آندزیت، رادیولاریت و سنگ‌های الترابازیک (کرتاسه فوقانی)، کنگلومرای کرمان (پالئوسن) و آندزیت (پالئوژن) در شمال کمپلکس تکنار، مشاهده می‌شوند. رخنمون‌های کوچکتری از سازندهای سلطانیه (کامبرین)، جمال (پرمین) و شمشک (ژوراسیک) نیز مشاهده می‌شوند (Eftekharneshad et al, 1976) (شکل ۳). سنگ‌های الترابازیک شامل هارزبورژیت، سرپانتینیت، پیروکسنیت و پریدوتیت نیز در قسمت‌هایی از کمپلکس تکنار در قسمت شمالی آن، رخنمون دارند که اغلب پریدوتیت‌ها به سرپانتین تجزیه شده است. آمیزه‌های افیولیتی نیز به صورت مجموعه‌ای درهم از سنگ‌های الترابازیک، بازیک، دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی، توده‌های گابرویی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا بازیک، به همراه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در قسمت شمالی کمپلکس تکنار رخنمون دارند، که به دلیل تکنیک شدید قابل تفکیک نیستند (پهنه سبزوار) (Forster, 1968) (شکل ۱ و ۳). این واحد افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی الترابازیک نیز مربوط به کرتاسه پسین هستند. پادگانه‌های آبرفتی کهن کواترنری شامل کنگلومرای سخت نشده و یا نیمه‌سخت و ماسه-های درشت‌دانه در سیمانی نیمه‌سخت از ماسه و

پوشش مزوزوئیک-سنوزوئیک آن است (Muller and Walter, 1983). زمین‌شناسی ناحیه‌ای کمپلکس تکنار توسط زمین‌شناسان متعددی همچون Muller, Eftekharneshad et al, (1976) and Walter (1983) و Lindenberg and Jacobshagen (1983) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. براساس مطالعات Muller and Walter (1983)، کمپلکس تکنار با سن نئوپروتروزوئیک پایانی دارای ضخامت تقریبی ۱۸۰۰ متر بوده و به عنوان قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه متشکل از سه عضو زیرین (توف و گدازه‌های جریان ریولیت-داسیت)، میانی (تناوبی از سنگ‌های کربناته و متاآرکوز) و بالایی (شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون) است. این مجموعه سنگی دچار چین‌خوردگی و دگرشکلی‌های متعددی شده که تا رخساره شیبست سبز دگرگون شده است. از نظر زمین‌شناسی بخش اعظم ناحیه، از سازند تکنار، متشکل از شیبست‌های سبز با منشأ توف همراه با لایه‌هایی از متاریولیت و داسیت تشکیل شده است (عضو زیرین). کمپلکس تکنار به‌طور متناوب توسط داسیت و ریولیت‌های عمیق و مجموعه نفوذی اسیدی (از قبیل گرانیت برنورد) و نفوذی‌های حدواسط تا مافیک (دیوریت و گابرو) تحت تأثیر قرار گرفته است (شکل ۳). براساس سن‌سنجی رادیوژنیک اورانیوم-سرب توسط کریم-پور (۱۳۸۹)، منظمی و همکاران (۱۳۹۰) و Shafaii Moghadam et al, (2017) بر روی زیرکن، سن ریولیت و واحدهای آذرین نفوذی منطقه معادل اواخر نئوپروتروزوئیک (۵۳۱ تا ۵۵۶ میلیون سال) به دست آمده است. سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار در بخش‌های مرکزی شامل نفوذی‌های گرانیت، گرانودیوریت، گابرو، دیوریت و کوارتزیدیوریت است که این مجموعه

جنوب شرقی کمپلکس تکنار دیده می‌شوند به صورت مخلوطی از قلوه‌های درشت و ریز هستند.

رس تشکیل شده و بر روی سازندهای کهن‌تر قرار گرفته است. آبرفت‌های جوان کواترنری که در



شکل ۳: نقشه ساده شده کمپلکس تکنار واقع در میان گسل‌های تکنار در شمال و درونه در جنوب که در آن موقعیت محدوده مورد مطالعه نشان داده است (براساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰ کاشر با تغییرات (Muller and Walter, 1983)).

داسیت و ریولیت‌های دگرگون شده مشاهده شده است (شکل ۵ الف). واحدهای میکا شیستی سازند تکنار شامل سربیسیت شیست، کلریت شیست و کلریت-سربیسیت شیست است. دیگر سنگ‌هایی که در این واحد دیده می‌شود، آرکوز و ماسه-سنگ‌های دگرگون شده سبز با اجزا متشکله کوارتز، فلدسپات، پلاژیوکلاز، سربیسیت، کلریت و بافت لپیدوبلاستیک است که فیلیت نیز در این واحد قابل مشاهده است. سربیسیت شیست عموماً شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار، موسکوویت ریزبلور (سربیسیت) و کلریت بوده و بافت آنها لپیدوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است (شکل ۶ الف). کانی‌های اپک در این واحد شامل اکسید

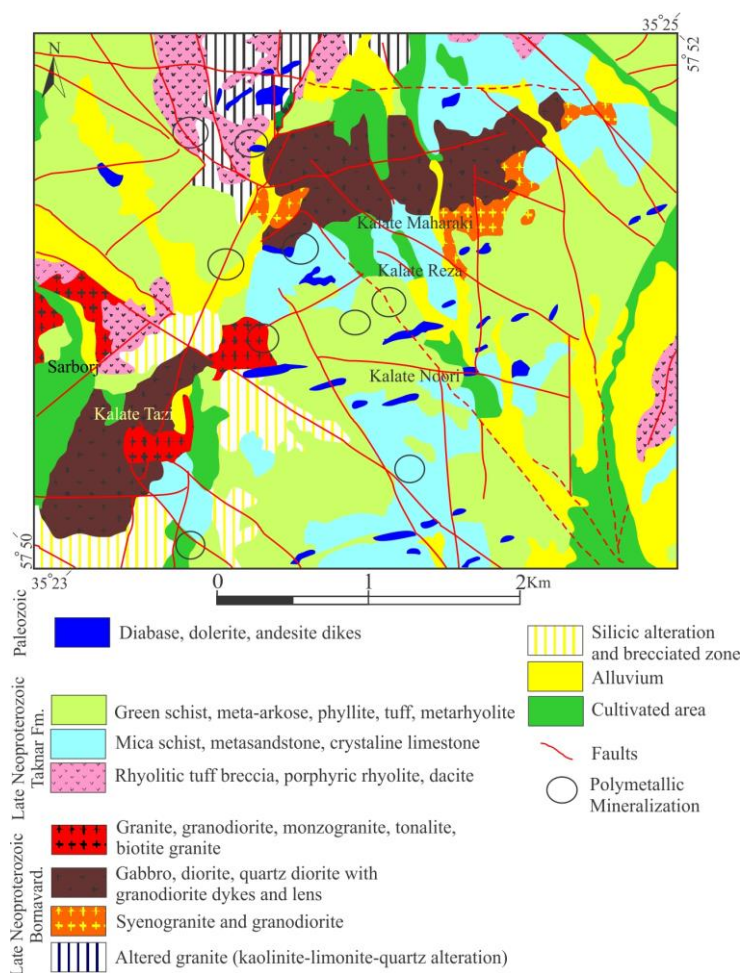
زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و سنگ‌نگاری واحدهای آذرین: منطقه معدنی بردسکن-کبودان، بخشی از منطقه معدنی تکنار، در ۱۸ کیلومتری شرق معدن تکنار واقع شده است. مطالعه و تفکیک واحدهای منطقه مورد مطالعه براساس نقشه زمین‌شناسی-معدنی ۱/۲۵۰۰۰ شمال کبودان شرح داده شده است (صفری، ۱۳۸۸) (شکل ۴). چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه عمدتاً شامل سازند تکنار و توده‌های نفوذی است. سازند تکنار متشکل از توالی ضخیمی از سنگ‌های میکا شیستی، توف و ماسه‌سنگ‌های کوارتزی بوده، که دگرگونی خفیفی در حد رخساره شیست سبز را تحمل کرده است. در این توالی رخنمون‌هایی از

دگرگونی به کلریت تبدیل شده‌اند. مجموعه‌ای از سنگ‌های متاریولیت و داسیت به شدت دگرسان شده و توده‌های نفوذی اسیدی تا مافیک در واحدهای شیستی تکنار نفوذ کرده و موجب دگرگونی مجاورتی تا ناحیه‌ای در پهنه تکنار شده است (شکل ۵ الف و ب). بافت واحدهای ریولیتی-داسیتی از نوع پورفیری با زمینه آفانتیک پورفیروبلاستیک، کلاستیک و لپیدوبلاستیک است (شکل ۶ ت و ث). کوارتزهای خلیجی فنوکریست در زمینه شیشه‌ای ریولیت تشکیل شده است. کانی‌های اصلی شامل فلدسپارهای پتاسیم (سانیدین)، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های اپک هستند. کانی‌های رسی، سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه هستند. شدت دگرسانی در این لیتولوژی متوسط تا زیاد بوده به طوری که درشت بلورها شدیداً به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده و گسترش این دگرسانی در منطقه شمال کلاته‌تازی بیشتر است (شکل ۴). رخنمون‌های کوچکی از سازند سلطانیه با ضخامتی در حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر از دولومیت‌هایی با رنگ هوازده خاکستری سیاه و رنگ اصلی زرد خاکستری به صورت توده-ای تشکیل شده (شکل ۵ پ)، که لایه‌ها و گرهگ‌های سیلیس (چرت) و آغشتگی‌های اکسید و هیدرواکسید آهن در آن به فراوانی یافت می‌شود که از ویژگی‌های شباهت آن با دولومیت سلطانیه در نقاط دیگر است. بلورهای خودشکل دولومیت با ابعاد کمتر از ۰/۱۵ میلی‌متر مهم‌ترین کانی تشکیل دهنده این واحد است (شکل ۶ ج). سلطانیه با یک دگرشیبی زاویه‌دار روی سازند تکنار قرار گرفته و سن آن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین است (شهرابی، ۱۳۸۵). در

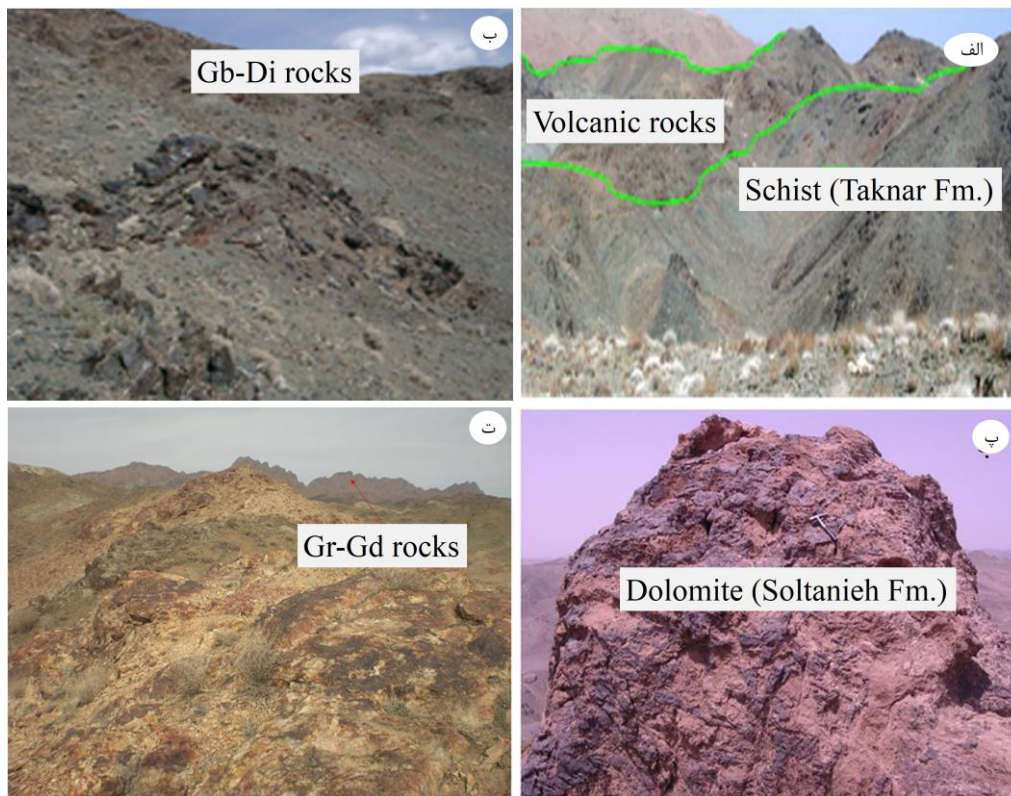
آهن است. اندازه دانه‌ها متغیر بوده و از ریز بلور (در حد سیلت و ماسه) تا بلورهای پورفیروبلاستی متغیر است. شیستوزیته بین بلورهای ورقه‌ای میکا (موسکوویت ریزبلور) و کوارتز+فلدسپار مشاهده شده است. فراوانی کوارتز تقریباً ۳۵ تا ۴۰ درصد است. فلدسپار نیز همراه با کوارتز با فراوانی ۸ تا ۹ درصد تشکیل شده است. ابعاد بلورهای کوارتز و فلدسپار در مواردی به ۰/۴ میلی‌متر نیز رسیده است. سریسیت فضای بین بلورهای کوارتز و فلدسپار را تشکیل داده و دارای فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد است. احتمالاً سنگ منشأ واحدهای شیستی، رسوبات پلیتی غنی از کوارتز و در مواردی ماسه‌سنگ‌های ریزبلور هستند. کلریت شیست دارای بافت لپیدوبلاستی بوده و کلریت بخش عمده نمونه را به همراه کوارتز تشکیل داده است (شکل ۶ ب). کلریت ۳۵ تا ۴۰ درصد نمونه را تشکیل داده و به صورت پولکی در فضای بین بلورهای کوارتز تشکیل شده است. کوارتز به صورت بلورهای زاویه‌دار مشاهده شده و تقریباً ۴۰ درصد نمونه را تشکیل داده است. کانی‌های تشکیل دهنده نمونه، ریزبلور هستند. فلدسپار با فراوانی تقریبی ۱۰ درصد دیگر کانی تشکیل دهنده نمونه است. کلریت-سریسیت شیست دارای ۱۰ تا ۱۲ درصد کلریت بوده و به صورت ورقه‌ای و پولکی قابل مشاهده شده که احتمالاً حاصل دگرگونی ناحیه‌ای هستند (شکل ۶ پ). بافت کلریت-سریسیت شیست به صورت لپیدوبلاستی است. سریسیت و کلریت با یکدیگر مشاهده شده و فضای بین بلورهای کوارتز و فلدسپار را تشکیل داده و بافت شیستوزیته به سنگ داده است. احتمالاً در سنگ اولیه شیست-های کلریت‌دار، کانی‌های رسی حاوی آهن و منیزیم مثل مونت‌موریونیت بوده که تحت‌تأثیر

نفوذی نئوپروتروزوئیک و دایک‌های آندزیت، دلریتی و دیابازی در کمپلکس تکنار و توده‌های نفوذی کرتاسه بالایی در پهنه ساختاری سبزواری واقع می‌شوند (شکل ۴). در این قسمت به پتروگرافی توده‌های نفوذی کمپلکس تکنار پرداخته شده است. توده‌های نفوذی گرانیتی (گرانیت بونورد) به سن نئوپروتروزوئیک با ترکیب گرانیت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت در حاشیه و گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت در مرکز منطقه معدنی رخنمون دارند (شکل ۴ و ۵ ت).

گستره پهنه سبزواری توالی افیولیتی کرتاسه بالایی به ترتیب از قاعده به سمت بالا با واحدهای الترامافیک و سرپانتینیت در قاعده، گابرو، پیلولاوا، شیل‌های قرمز و آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار در رأس ادامه می‌یابد (شکل ۳). واحدهای ترشیاری نیز در منطقه به صورت رسوبات آبرفتی گسترش دارند. به‌طور کلی توده‌های نفوذی نئوپروتروزوئیک و توده‌های نفوذی کرتاسه پایانی و دایک‌های دلریتی و دیابازی پالئوزوئیک هستند، به‌طوری که از میان این توده‌ها، توده‌های



شکل ۴: نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدوده کانی‌سازی کبودان که در آن واحدهای سنگی و عیار متوسط عناصر کانه‌ساز در بخش‌های مختلف نشان داده شده است (برگرفته از بخشی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ کبودان، صفری، ۱۳۸۸).



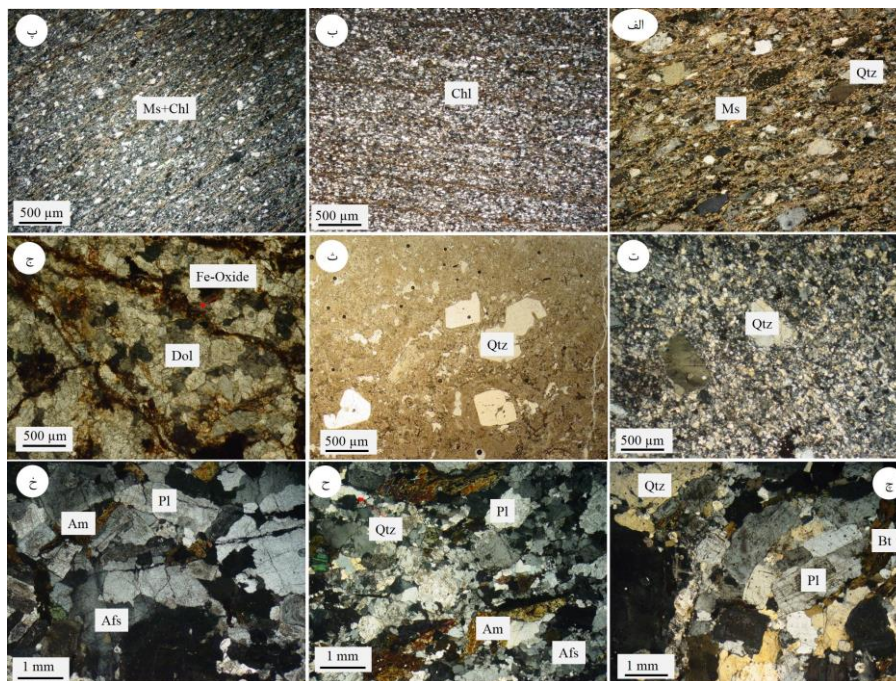
شکل ۵: تصاویر صحرایی از رخنمون‌های سنگی در منطقه مورد مطالعه را نشان داده است، الف) سازند تکنار متشکل از واحدهای میکا شیستی و واحدهای ریولیتی- داسیتی نفوذ یافته در سازند میکا شیستی (دید به سمت شمال، ب) توده‌های نفوذی متادیوریت و متاگابرو که در شمال منطقه رخنمون دارند (دید به سمت شمال، ج) رخنمون دولومیتی سازند سلطانیه و ت) توده‌های نفوذی متاگرانیت-گرانودیوریت برنورد (دید به سمت شرق).

مافیک (آمفیبول و بیوتیت) با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد تشکیل شده‌اند (شکل ۶ ح). در نمونه دستی و همچنین در زیر میکروسکوپ یک لایه-بندی بین بلورهای مافیک و روشن مشاهده شده که نشان از دگرگون‌شدگی ضعیف نمونه است. کلریتی‌شدن در آمفیبول و بیوتیت و رسی‌شدن در فلدسپار رخ می‌دهد. کانی‌های تشکیل دهنده دیوریت‌های دگرگون‌شده (متادیوریت) شامل کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد، کوارتز با فراوانی ۳ تا ۵ درصد، فلدسپار (عمدتاً پلاژیوکلاز همراه با مقادیری فلدسپار آلکالن) با فراوانی ۶۰ تا ۶۵ درصد و کانی‌های اوپک با فراوانی ۲ تا ۴ درصد هستند

واحد گرانیتی نیز دارای بافت گرانولار بوده و مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده آن کوارتز، فلدسپار و کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) هستند (شکل ۶ چ). آثار و شواهد دگرگون‌شدن در واحد گرانیتی نیز مشاهده شده است. بافت واحد گرانودیوریتی به صورت گرانولار درشت بلور است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده نمونه شامل فلدسپار، کانی‌های مافیک و کوارتز است. فلدسپار تقریباً ۵۰ تا ۵۵ درصد نمونه را تشکیل داده است. کوارتز دیگر کانی فراوان نمونه بوده که دارای فراوانی ۱۸ تا ۲۲ درصد است. ابعاد کانی‌های کوارتز کمتر از ۰/۵ میلی‌متر و ابعاد کانی‌های فلدسپار به ۲/۲ میلی‌متر رسیده است. کانی‌های

بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول بوده که تقریباً ۴۰ تا ۵۰ درصد سنگ را تشکیل داده است. پلاژیوکلاز نیز دارای فراوانی ۴۵ تا ۵۰ درصد است. آخرین فاز ماگمایی به صورت دایک‌های آندزیت، دیابازی و دولریتی پالئوزوئیک در منطقه مورد مطالعه رخ داده است.

(شکل ۶ خ). مقادیر جزئی کانی‌های رسی نیز مشاهده شده که از دگرسانی بلورهای فلدسپار تشکیل شده است. بافت نمونه به صورت گرانولار درشت بلور بوده و ابعاد تشکیل دهنده بلورها تا ۲ میلیمتر نیز رسیده است. متاگابرو نیز دارای جهت‌یافتگی بوده که نشان دهنده دگرگونی است. کانی‌های مافیک تشکیل دهنده متاگابرو از نوع



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری (XPL) واحدهای دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه: الف) سریسیت شیبست که دارای ابعاد کانی‌های کوارتز و فلدسپار درشت بلورتری نسبت به کلریت شیبست و کلریت-سریسیت شیبست است، ب و ج) کلریت شیبست و کلریت-سریسیت شیبست را نشان داده که ابعادی در حد سیلت و ماسه داشته و شیبست‌زیده مشخصی نیز دارند، ت و ث) به ترتیب داسیت و ریولیت را به‌عنوان واحدهای ولکانیکی سازند تکنار نشان داده است، ج) دولومیت سلطانیه متشکل از بلورهای خودشکل دولومیت همراه با اکسید و هیدرواکسیدهای آهن، ج تا خ) واحدهای نفوذی را نشان داده که به ترتیب متعلق به گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت بوده که متحمل دگرگونی شده‌اند. کوارتز (Qtz)، موسکویت ریزبلور (سریسیت) (Ms)، کلریت (Chl)، اکسید و هیدرواکسیدهای آهن (Fe-Oxide)، دولومیت (Dol)، بیوتیت (Bt)، پلاژیوکلاز (Pl)، آمفیبول (Am)، آلکالی فلدسپار (Afs). علایم اختصاری کانی‌ها براساس (Whitney and Evans, 2010).

مواد و روش‌ها

سازی شده، شد. بر همین اساس تعداد ۵۰ مقطع میکروسکوپی (صیقلی و نازک-صیقلی) از پهنه-های کانی‌سازی شده و تعداد ۳۰ مقطع نازک از

به منظور مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی اقدام به نمونه‌برداری سطحی و عمقی در مناطق کانی-

نتایج

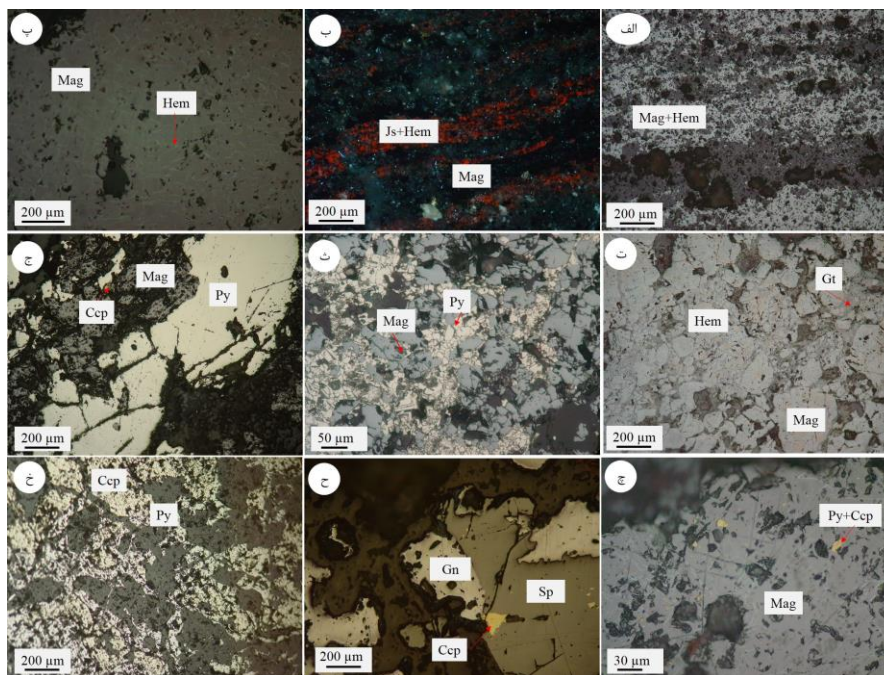
-کانه‌زایی و دگرسانی

کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه در چندین منطقه مختلف دارای رخنمون بوده و از نوع پلی-متال (آهن-سرب-روی-مس) هستند. کانه‌زایی به صورت هیپوژن و سوپرژن رخ داده است. کانه-زایی در مرحله خاصی از تشکیل سازند تکنار و در افق خاصی از واحد این سازند (سریسیت شیست و کلریت شیست) و متاولکانیک‌های همراه با تشکیلات تکنار، به سه صورت لایه‌ای، توده‌ای و استوک‌ورک مشاهده شده است. کانی‌سازی لایه‌ای به دلیل واقع شدن در یک پنجره گسلی و عملکرد گسل‌های فراوان در منطقه، قطعه قطعه شده و به صورت منقطع دیده می‌شود. طول و ضخامت این بخش از کانی‌سازی به ترتیب ۱۰۰ متر و ۲-۱ متر می‌باشد. ضخامت لایه‌بندی بین ۱ تا ۲ سانتی‌متر متغیر است. کانی‌های این بخش شامل مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر اسفالریت و گالن به همراه کانی‌های باطله کلریت، کربنات و کوارتز است. ژاسپر هماتیتی به صورت لایه‌ای تشکیل شده است (شکل ۷ الف و ب). مگنتیت اولین کانی تشکیل شده در هر لایه در بخش کانی‌سازی لایه‌ای به همراه هماتیت است. نمونه‌برداری منظم از محل پروفیل در بخش کانی‌سازی لایه‌ای و عمود بر امتداد لایه‌بندی نشان داده که مقدار مگنتیت از سمت لایه‌های زیرین به طرف لایه‌های فوقانی افزایش می‌یابد. ولی این افزایش خود طی روند کم و زیاد شدن مگنتیت از لایه‌ای به لایه دیگر صورت می‌گیرد. بعد از مگنتیت، هماتیت کانه اصلی پهنه کانه‌زایی لایه‌ای است. کانی‌سازی توده‌ای در بالای کانی‌سازی لایه‌ای مشاهده می‌شود. طول این بخش از کانی‌سازی مانند کانی‌سازی لایه‌ای و به موازات

واحدهای سنگی دارای رخنمون و همچنین تعداد ۱۰ مقطع نازک از پهنه‌های دگرسانی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات میکروسکوپی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از میکروسکوپ نور عبوری-انعکاسی زایس مدل Axiplan 2 انجام شد. مطالعات تکمیلی‌تر بر روی نقاط مشخص شده در مرحله مطالعه میکروسکوپی به روش SEM با دستگاه مدل (SEM 1450 VP) و مطالعات EPMA به وسیله دستگاه مایکروپروب مدل CAMECA X 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با یک قطر اشعه یک تا پنج میکرون در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بررسی شده‌اند. تجزیه تعداد ۱۳ نمونه به روش پراش اشعه ایکس XRD به منظور شناسایی فازهای کانی‌زایی و مطالعه دگرسانی در سازمان زمین‌شناسی مشهد و تعداد ۵ نمونه نیز در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به روش پراش اشعه ایکس XRD صورت گرفت. در راستای اهداف ذکر شده، پردازش داده‌های سنجنده استر به منظور بررسی پهنه‌های دگرسانی و گسترش آنها در محدوده مطالعاتی انجام شد و با نتایج کانی‌شناسی و تجزیه پراش اشعه ایکس XRD مورد مطابقت قرار داده شد. به منظور مطالعات ژئوشیمی کانسنگ، از ۱۲ ترانشه حفر شده در منطقه مورد مطالعه تعداد ۲۰ نمونه به روش کانالی و از ۷ گمانه حفر شده حدود ۳۱ نمونه سنگی از مناطق کانی‌سازی شده برداشت شد. این نمونه‌ها توسط روش‌های تجزیه اتمیک فلورسانس برای عناصر Bi, Sb, As, Hg، روشی برای Safranof برای عنصر Au و شیمی تر برای Ag, Cu, Fe, Pb, Zn و Mn و در نهایت جذب اتمی برای عنصر Mo در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند.

خصوص در بخش‌های سطحی رخ داده است (شکل ۷ پ و ت). در محل‌هایی که مقدار کانی‌های سولفیدی مثل پیریت و کالکوپیریت اندکی افزایش می‌یابد لایه‌بندی ظریفی در داخل این کانی‌سازی دیده می‌شود (شکل ۷ ث).

آن بوده و به علت گسل‌خوردگی‌های متعدد به صورت منقطع از شمال تا جنوب دیده می‌شود. ضخامت این بخش بیشتر از کانی‌سازی لایه‌ای است. افزایش مقدار مگنتیت در این بخش از کانی‌سازی عامل اصلی توده‌ای بودن آن است و اکسیداسیون مگنتیت به هماتیت و گوتیت به-



شکل ۷: تصاویر میکروسکوپ نوری انعکاسی از کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه را نشان داده است: الف و ب) کانی‌سازی لایه‌ای مگنتیت، هماتیت به همراه ژاسپروئید، پ) مگنتیت توده‌ای که به صورت جزئی مارتیتی شده است، ت) شدت مارتیتی شدن در بخش‌های سطحی شدید است، ث) لایه‌بندی ظریف مگنتیت و پیریت در بخش توده‌ای، ج) کانی‌سازی مگنتیت همراه با کالکوپیریت و پیریت، چ) ادخال‌های پیریت و کالکوپیریت در مگنتیت، ح) اسفالریت و گالن در بخش توده‌ای تشکیل شده است و خ) پیریت و کالکوپیریت در بخش استوکورک. مگنتیت (Mag)، هماتیت (Hem)، ژاسپروئید (Js)، گوتیت (Gt)، پیریت (Py)، کالکوپیریت (Ccp)، گالن (Gn) و اسفالریت (Sp). علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس (Whitney and Evans, 2010).

۷ چ). کانی‌سازی توده‌ای حاوی مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، کلریت، کربنات و مقدار اندکی کوارتز است (شکل ۷ ح). کانی‌سازی استوکورک در شرق کانی‌سازی لایه‌ای و یا به عبارتی در زیر کانی‌سازی لایه‌ای، در داخل سریسیت شیست و کلریت شیست سازند تکنار

در پهنه کانه‌زایی توده‌ای، مگنتیت همراه با پیریت و کالکوپیریت بوده که نشان می‌دهد که به طرف بالای پهنه ابتدا کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت و سپس کانه‌زایی مگنتیت شکل گرفته است (شکل ۷ ج). ادخال‌هایی از کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در مگنتیت مشاهده شده است (شکل

و بخش توده‌ای مقدار کلریت بسیار کاهش می‌یابد. کربنات به مقدار اندک در رگچه‌ها حضور دارد. در بخش‌های پایین کانی‌سازی لایه‌ای نیز مقدار آن اندک است اما در قسمت‌های فوقانی و سپس در بخش توده‌ای، مقدار آن افزایش می‌یابد. سریسیت در بخش لایه‌ای و استوک‌ورک مشاهده شده است. شکل ۸ توالی پاراژنتیکی کانه‌های فلزی و کانی‌های باطله کانه‌زایی را نشان داده است. سنگ‌های سازند تکنار که در تماس با محلول‌های گرمابی کانی‌ساز بوده‌اند، متحمل دگرسانی‌هایی از نوع کلریت \pm سریسیت، کوارتز \pm سریسیت \pm کلریت و اپیدوت + کربنات \pm پیریت (پروپیلیتی شدن) شده‌اند. پهنه کلریت \pm سریسیت همراه با کانی‌سازی نوع استوک‌ورک و لایه‌ای در سریسیت شایست و کلریت - سریسیت شایست سازند تکنار دیده می‌شود. آلتراسیون کوارتز - سریسیت در تعداد زیادی از توده‌های معدنی و زون‌های استوک‌ورکی مشاهده می‌شود. از سنگ‌هایی که این آلتراسیون در آنها دیده می‌شود شامل متاگرانودیوریت پورفیری جنوب‌غربی منطقه معدنی و دیگری متاگرانودیوریت پورفیری شرق منطقه است. دگرسانی پروپیلیتیک در بخش‌های بیرونی پهنه کانه‌زایی تشکیل شده و نسبت به دیگر دگرسانی‌ها از گسترش بیشتری در منطقه معدنی برخوردار است. پهنه‌های دگرسانی در محدوده اکتشافی با استفاده از روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) داده‌های سنجنده استر و تجربیات و روش‌های به‌کار گرفته شده توسط (ملک‌زاده و کریم‌پور، ۱۳۸۹) و به‌کارگیری نمودارهای طیفی کانی‌های مختلف پهنه‌های دگرسانی متعلق به مجموعه طیفی سازمان زمین‌شناسی آمریکا به عنوان داده مرجع، بارزسازی گردید. در تصاویر پردازش شده مشخص است که

رخنمون دارد. کنتاکت کانی‌سازی لایه‌ای با سنگ‌هایی که حاوی کانی‌سازی استوک‌ورک هستند گسلی است. عرض رگچه‌ها در این بخش تا ۲ سانتی‌متر می‌رسد. ابعاد این کانی‌سازی‌ها واقعی نیست و تنها بخش‌های جزئی از یک ذخیره بزرگ را تشکیل داده‌اند. کانی‌سازی استوک‌ورک عمدتاً شامل پیریت، کالکوپیریت و مقدار کمتر مگنتیت است. اولین کانی تشکیل شده در رگچه‌ها در کانی‌سازی استوک‌ورک، پیریت است که مقدار آن به سمت رگچه‌های فوقانی زیاد می‌شود. کالکوپیریت در بخش کانی‌سازی استوک‌ورک همراه با پیریت شکل گرفته است (شکل ۷ خ). افزایش دو کانی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در بخش استوک‌ورک باعث تشکیل رگه - رگچه‌های متعدد در بخش استوک‌ورک شده است. مگنتیت دارای فراوانی کمتر در زون استوک‌ورک به‌خصوص در نزدیک کانه‌زایی لایه‌ای است. پهنه سوپرزن (گوسان) به صورت پراکنده در قسمت‌های بالایی پهنه‌های کانی‌سازی در ارتباط با کانی‌سازی پلی‌متال منطقه تشکیل شده و متشکل از مالاکیت، سروزیت و اکسید و هیدرواکسیدهای آهن است. مهم‌ترین کانی‌های غیر فلزی تشکیل شده از محلول کانی‌ساز در منطقه معدنی شمال کبودان، کوارتز، کلریت، کربنات و به مقدار کمتر سریسیت است. کوارتز به مقدار زیاد همراه با کانی‌های فلزی به صورت پراکنده و رگچه‌ای در بخش کانی‌سازی استوک‌ورک حضور دارد. مقدار کوارتز در کانی‌سازی لایه‌ای و توده‌ای کم می‌شود. کلریت در کانی‌سازی استوک‌ورک دیده می‌شود اما مقدار آن در بخش کانی‌سازی لایه‌ای به شدت افزایش می‌یابد. به طوری که کانی‌سازی لایه‌ای همراه با کلریت شایست‌ها دیده می‌شود. با افزایش مقدار کانی‌های فلزی در قسمت بالای کانی‌سازی

پروپلیتی شدن در بخش‌های شرقی گسترش بیشتری دارند.

دگرسانی کلریت \pm سربیسیت در مرکز محدوده مورد مطالعه گسترش بیشتری را نشان داده است. دگرسانی کوارتز \pm سربیسیت در بخش‌های غربی و

Mineral	Stockwork	Layered	Massive	Supergene
Magnetite	-----	-----	-----	-----
Hematite	-----	-----	-----	-----
Pyrite	-----	-----	-----	-----
Chalcopyrite	-----	-----	-----	-----
Galena	-----	-----	-----	-----
Sphalerite	-----	-----	-----	-----
Apatite	-----	-----	-----	-----
REE Minerals	-----	-----	-----	-----
Quartz	-----	-----	-----	-----
Chlorite	-----	-----	-----	-----
Carbonate	-----	-----	-----	-----
Sericite	-----	-----	-----	-----
Fe-Oxide	-----	-----	-----	-----
Malachite	-----	-----	-----	-----
Cerussite	-----	-----	-----	-----

شکل ۸: توالی پاراژنتیکی در کانه‌زایی کبودان را نشان داده است.

کانسارهای اسکارن حاوی مقادیر قابل توجه Ca هستند. مگنتیت‌های با مقادیر پائین Ti از شاخص‌های کانسارهای IOCG، کانسارهای اسکارن، ماسیو سولفید و BIF است. مگنتیت‌های کانسارهای مگنتیت-آپاتیت کایرونا و مس پورفیری در مقایسه با کانسارهای IOCG مقادیری بیشتری Ti دارند. تمرکز عناصر Mg و Al در کانسارهای IOA نسبتاً پائین‌تر است. در کانسارهای آهن-تیتانیوم، کانسارهای حاوی وانادیوم و کانسارهای کرومیت مقدار عناصر Ti, Cr, V در مگنتیت نسبتاً زیادتر است (Dupuis and Beaudoin, 2011). دوپیوس و بودان (۲۰۱۱) (Dupuis and Beaudoin, 2011) در مقاله خود در جدولی ترکیب شیمیایی مگنتیت را در انواع کانسارهای حاوی مگنتیت نشان داده تا از طریق تجزیه میکروپروب مگنتیت بتوان تا حدودی به ژنز کانسار پی‌برد. بر همین اساس مگنتیت در کانی‌سازی‌های شمال کبودان مورد

شیمی مگنتیت

مگنتیت در انواع تیپ‌های کانسار آهن شامل سنگ آهن رسوبی، کانسارهای آهن-مس-طلا (IOCG)، تیپ آپاتیت-مگنتیت (کایرونا)، آهن-تیتانیوم، کانسارهای پورفیری، اسکارن، ماسیو-سولفید، مس رگه‌ای، کانسارهای ماگمایی کرومیت و عناصر گروه پلاتین دیده می‌شود. تغییرات در شرایط فیزیکو-شیمیایی در محیط باعث کنترل ترکیب شیمیایی مگنتیت می‌شود. مگنتیت دارای ساختار مکعبی است و از لحاظ استکیومتری به صورت AB_2O_4 در نظر گرفته می‌شود. عناصر Mg, Fe, Ni, Mn, Co و Zn می‌توانند جایگزین A شوند و عناصر Al, Fe, Cr, V, Mn, Ti و Ga می‌توانند جایگزین B شود. اینها عناصر شاخص و مفیدی هستند تا تشکیل مگنتیت از منابع مختلف را مشخص کنند (Nadoll et al., 2012). کانسارهای نیکل-مس حاوی مقادیر بالایی از عناصر Ni و Cr هستند و

است. همچنین در نمودارهای Cu/(Si+Ca) در مقابل Al/(Zn+Ca) (شکل ۱۰ پ) و Cu/Ca در مقابل Al/(Si+Ca+Zn) (شکل ۱۰ ت) به‌طور موثر، ذخایر سولفید توده‌ای ولکانوژنیک (VMS) را از همه انواع ذخایر دیگر تفکیک می‌کند. براساس نتایج شیمی مگنتیت در این نمودارها نیز، ولکانوژنیک بودن کانی‌سازی کبودان مورد تأیید قرار گرفته است. هر چند در نمودار شکل ۱۰ ت، چند نمونه در محدوده کانسارهای دیگر قرار گرفته که به نظر می‌رسد بیشتر تمایل به IOCG بودن دارند. قابل ذکر است که کریمپور (۱۳۸۲) به بررسی کانه‌زایی کانسارهای IOCG در ایران پرداخته و کمربند خواف-بردسکن و در امتداد گسل درونه را محیط مناسب برای این تیپ کانسارها برشمرده و کانسارهایی را نیز معرفی کرده است. مطالعات میکروپروب نشان داد که آپاتیت نیز در بخش لایه‌ای همراه با مگنتیت تشکیل شده که حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های عناصر نادر خاکی است (شکل ۹ ث و ج).

تجزیه نقطه‌ای قرار گرفته که نتایج آن در جدول ۱ خلاصه شده است. در این پژوهش مگنتیت‌های زون لایه‌ای و توده‌ای مورد تجزیه قرار گرفت (شکل ۹). نتایج تجزیه الکترون میکروپروب مگنتیت نشان داد که مقدار MgO بین ۰ تا ۰/۷۷، مقدار Al₂O₃ بین ۰/۰۱ تا ۲/۵۵، مقدار TiO₂ بین ۰ تا ۰/۰۶، V₂O₅ بین ۰ تا ۰/۰۶، FeO بین ۶۹/۲۱ تا ۸۰/۳۱ درصد وزنی است. نمودار Ti+V در مقابل Ca می‌تواند به خوبی محدوده کانسارهای مختلف را به‌طور مجزا نمایش دهد (شکل ۱۰ الف). نتایج الکترون میکروپروب کانه مگنتیت در منطقه کانی‌سازی شده کبودان نشان داد که کانی‌سازی در محدوده کانسارهای تیپ ماسیوسولفید قرار می‌گیرد. نمودار Ni+Cr در مقابل Si+Mg برای جداسازی ذخایر Ni-Cu از مگنتیت، هماتیت و انواع ذخایر دیگر (کانسارهای تیپ کایرونا (IOA)، VMS و IOCG) استفاده می‌شود (شکل ۱۰ ب). مگنتیت در کبودان در محدوده کانسارهای ماسیوسولفید قرار گرفته

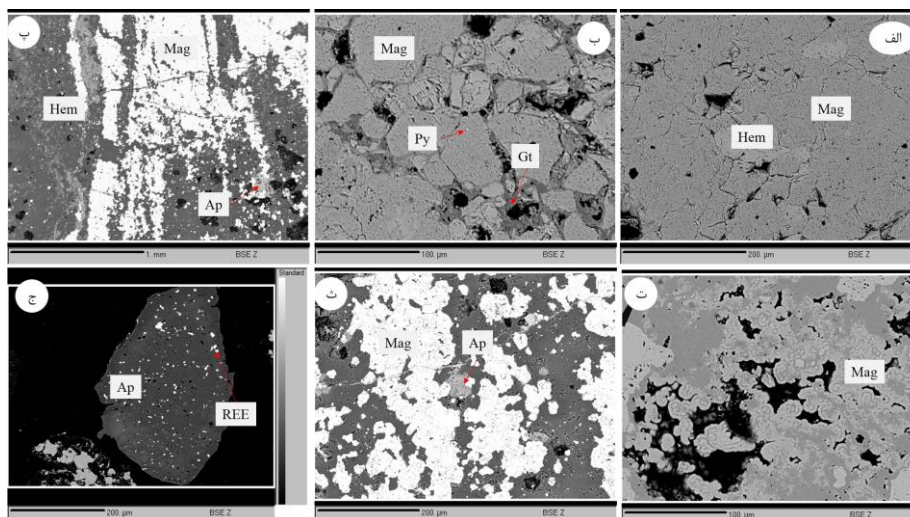
جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی الکترون میکروپروب مگنتیت‌های کانی‌سازی کبودان از طریق دستگاه EPMA

n=43	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CuO	CaO	MnO	CoO	NiO	ZnO	Cr ₂ O ₃
Max	۴/۶۸	۰/۶۲	۲/۶۱	۰/۰۶	۳۲/۶۱	۶۷/۴۹	۲/۴۸	۰/۹۳	۱/۰۴	۰/۹۲	۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۳۲	۰/۰۲
Mean	۱/۶۸	۰/۰۴	۰/۶۱	۰/۰۱	۳۲/۰۳	۶۵/۵۲	۰/۲۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰
Min	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۱/۲۰	۶۳/۴۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

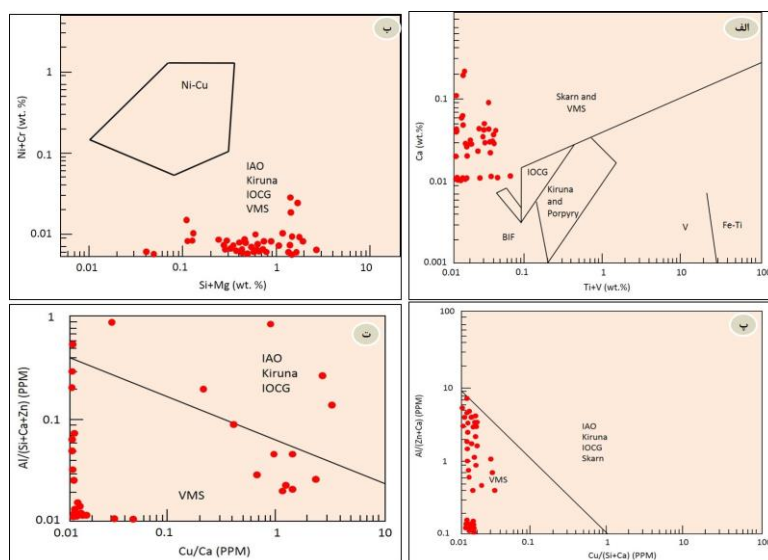
ژئوشیمی می‌باشد (Beus and Grigorian, 1975). در مجموع با بررسی نمودارهای ژئوشیمی مشخص شد که اکثر عناصر توزیع لاگ‌نرمال دارند. در این میان عناصر سرب، مولیبدن، مس، جیوه، نقره، بیسموت و روی شدیداً لاگ‌نرمال هستند. عناصر طلا، آهن و منگنز از توزیع نرمال تری برخوردارند. با توجه به ضریب همبستگی پیرسون، استنباط می‌شود که به ترتیب، زوج عناصر آنتیموان و

ژئوشیمی نتایج تجزیه شیمیایی برخی از عناصر کانسار ساز در جدول ۲ ارائه شده است. مؤلفه‌های آماری داده‌های ژئوشیمی با استفاده از نرم‌افزار تخصصی SPSS انجام شده و نتایج آن در جدول ۳ ارائه شده است. برای تعیین قانون توزیع عناصر از دو مؤلفه چولگی و فراز منحنی استفاده می‌شود. برای توزیع نرمال مقدار چولگی برابر صفر و مقدار کورتوسیس کمتر از ۳

آرسنیک، آنتیموان و طلا، سرب و روی، روی و منگنز و روی و نقره دارای ارتباط زایشی مثبت در بخش‌های مختلف کانسنگ آهن دارند (جدول ۴).



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپ الکترونی از کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه: الف و ب) کانی‌سازی توده‌ای مگنتیت که به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است. در شکل ب اداخل پیریت در مگنتیت مشاهده شده است، پ) مگنتیت لایه‌ای همراه با هماتیت و آپاتیت، ت) بافت گل کلمی مگنتیت، ث) حضور آپاتیت همراه با مگنتیت، ج) اداخل‌های عناصر نادر خاکی در آپاتیت. برای علائم اختصاری کانی‌ها به شکل ۷ مراجعه شود. دیگر علائم اختصاری شامل آپاتیت (Ap) و عناصر نادر خاکی (REE). علائم اختصاری کانی‌ها براساس (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۱۰: الف) نمودار تغییرات Ti+V در مقابل Ca که نشان دهنده ارتباط نمونه‌های کانسار آهن کبودان با کانسارهای ماسیوسولفید است (Dupuis and Beaudoin, 2011)، ب) نمودار تغییرات Ni+Cr در مقابل Si+Mg که جدا کننده کانسارهای نیکل-مس و کرومیت از بقیه کانسارها است (Dupuis and Beaudoin, 2011)، پ و ت) جهت تفکیک کانسارهای سولفید توده‌ای و لکانوژنیک از دیگر کانسارها ارائه شده است (Dupuis and Beaudoin, 2011).

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی برای برخی از عناصر کانسار ساز. تجزیه اتمیک فلورسانس برای عناصر Bi, Sb, As و Hg, روش روسی Safranof برای عنصر Au, شیمی تر برای Ag, Cu, Fe, Pb, Zn و Mn و جذب اتمی برای عنصر Mo.

Sample NO	Ag	As	Au	Bi	Hg	Mn	Mo	Pb	Sb	Zn	Cu	Fe%
BKSHT6-6	۰/۶۰	۱	۳۴	۴۶/۸۰	۰/۱۰	۳۵۹۸	۱۸/۰	۱۷	۰/۸۰	۲۷۰	۱۰۲۵۳	۲۹
BKSHT10-1	۱/۴۰	۷	۱۹	۳/۰	۴/۰	۶۸۵۹	۰/۶	۳۸	۱/۴	۲۳۷۱	۴۶۰	۲۶
BKSHT10-2	۰/۷	۷	۲۰	۱/۹	۰/۱	۶۴۴۱	۰/۸	۴۸	۱/۴	۲۱۶۵	۱۰۵	۲۶
BKSHT10-4	۰/۶	۱	۲۳	۷/۲	۰/۱	۷۳۳۳	۰/۹	۱۱۰	۳/۰	۷۶۲	۶۹۰	۳۴
BKSHT10-5	۴/۸	۱۱	۲۰	۴/۲	۰/۲	۱۰۰۶۲	۱/۳	۸۸	۳/۲	۷۹۰	۱۲۰	۲۶
BKSHT10-6	۱۲/۷	۳۰	۲۱	۱۳/۶	۰/۱	۸۰۸۹	۲/۰	۵۰۵	۶/۳	۱۰۹۵	۸۷۲	۳۷
BKSHT10-7	۰/۸	۱۲	۳۳	۱۶/۰	۰/۱	۸۲۳۹	۴/۵	۱۰۰	۲/۹	۹۰۰	۱۳۷۱	۳۳
BKSHT10-8	۰/۹	۱	۱۷	۱۱/۳	۰/۱	۷۳۳۳	۳/۲	۱۴۰	۲/۸	۹۸۰	۱۹۰۰	۳۱
BKSHT10-9	۰/۲	۴	۲۲	۹/۵	۰/۱	۴۹۲۴	۲/۵	۷۶	۱/۹	۸۶۰	۱۱۵۱	۲۶
BKSHT12-1	۰/۶	۵۱	۷۴	۲۱/۹	۱/۵	۳۴۷۲	۲/۲	۴۸	۳/۷	۹۵۰	۷۹۶	۳۴
BKSHT12-2	۱/۰	۱۸	۵۹	۲۰/۱	۰/۱	۲۵۰۷	۱/۳	۳۱	۲/۸	۹۸۰	۷۰۶	۳۶
BKSHT12-4	۰/۲	۱	۲۷	۲۴/۳	۰/۱	۲۲۴۶	۱/۸	۷۹	۲/۸	۲۳۰	۳۱۰	۳۴
BKSHT12-5	۰/۲	۱۵	۲۰	۹/۵	۰/۱	۳۳۷۷	۱/۴	۳۶	۳/۶	۵۰۰	۴۶۰	۳۱
BKSHT12-9	۰/۲	۹	۱۳۰	۳۰/۲	۰/۲	۱۳۵۶	۴/۷	۶۸	۴/۱	۵۶۰	۴۶۰	۳۶
BKSHT12-10	۰/۱	۱۱	۳۶	۷/۲	۰/۶	۶۴۵۹	۲/۳	۷۰	۱۱/۰	۱۷۱۸	۴۶۰	۵۰
BKSHT13-3	۰/۶	۱	۲۴	۶/۰	۰/۱	۲۴۷۳	۸/۳	۴۶	۵/۸	۲۴۰	۵۴۷۵	۴۲
BKSHT14-1	۰/۱	۱	۲	۲/۴	۰/۱	۴۶۸۵	۱/۲	۲۵	۳/۲	۵۶۳	۱۴۰	۴۸
BKSHT14-2	۰/۵	۱	۴	۷/۲	۰/۱	۴۵۶۲	۳/۲	۴۰	۴/۸	۵۷۰	۱۶۵	۳۷
BKSHT14-4	۰/۸	۳۱	۴	۱/۹	۰/۱	۴۱۸۱	۰/۹	۱۸	۱/۳	۳۸۰	۲۰۰	۲۵
BKSHT14-6	۰/۲	۱	۴	۱/۳	۰/۱	۴۴۵۵	۱/۲	۱۳	۱/۴	۳۳۰	۲۰۰	۲۵
BKSHT14-7	۰/۲	۱	۷	۱۶/۶	۰/۱	۴۹۳۱	۰/۸	۶۳	۳/۰	۴۳۰	۵۹۴	۳۲
BKSHT14-8	۰/۳	۱	۳	۵/۴	۰/۱	۶۳۷۴	۱/۰	۱۵	۳/۲	۳۰۰	۹۷۹	۳۲
BKSHT14-12	۰/۸	۱	۲۰	۳/۰	۰/۱	۴۸۱۴	۰/۸	۲۹	۱/۳	۳۲۰	۳۶۰	۲۸
BKSHT17-8	۲/۰	۶۱	۵۹	۴۸/۰	۰/۱	۲۲۳۴	۷/۳	۸۰	۴/۶	۳۰	۶۸۵	۳۲
BKSHT17-12	۲/۵	۷	۳۴	۱۳/۹	۲/۷	۵۱۷۲	۴/۰	۱۲۰۵	۴/۰	۱۳۸۷	۱۳۶۷	۴۴
BKSHT19-1	۱/۰	۱۷۶	۴۶۰	۱۸/۱	۱/۲	۵۶۷	۳۶/۶	۶۸	۷/۶	۳۸۰	۶۸	۲۸
BKSHT19-2	۱/۴	۱۳۹	۱۲۰	۱۲/۰	۰/۱	۵۲۲	۲/۶	۳۰۰	۱۴/۶	۱۳۰	۸۰	۴۶
BKNT2-6	۲/۶	۱۳۱	۳۷	۹/۶	۰/۱	۵۱۷	۲/۲	۱۹۰	۱۰/۶	۱۷۰	۶۶	۴۳
BKNT3-5	۰/۴	۵	۷	۶/۵	۰/۱	۲۴۷	۳/۹	۴۱۰	۸/۶	۱۳۰	۴۶	۳۱
BKNT3-6	۷/۲	۴۵	۳۰۰	۱۰/۱	۰/۵	۳۵۳	۲/۰	۵۴۰	۱۵/۴	۲۲۰	۱۲۰	۴۲
BKSH13	۳/۱	۱۰۰	۱۸۰	۱۵/۱	۰/۴	۹۶۷۳	۱۸/۰	۱۳۸۰	۲۰/۱	۲۳۹۵	۹۰۲	۳۷

جدول ۳: پارامترهای آماری توصیفی برای عناصر کانسار ساز (آهن به درصد و بقیه عناصر به گرم در تن).

	Mean	Minimum	Maximum	Std.Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis
Ag	۱/۵۷	۰/۱۰	۱۲/۷۰	۲/۵۶	۶/۵۸	۳/۲۹	۱۲/۱۶
As	۲۸/۴۲	۱	۱۷۶	۴۶/۱۳	۲۱۲۸/۱۱	۲/۰۸	۳/۶۰
Au	۵۸/۷۱	۲	۴۶۰	۹۶/۹۷	۹۴۰۴/۰۱	۳/۰۹	۱۰/۳۳
Bi	۱۳/۰۲	۱/۳۰	۴۸/۰۰	۱۱/۶۱	۱۳۴/۸۵	۱/۷۹	۳/۳۱
Hg	۰/۴۳۵	۰/۱۰	۴/۰۰	۰/۸۵	۰/۷۳	۳/۲۳	۱۰/۸۱
Mn	۴۴۵۳/۳۹	۲۴۷	۱۰۰۶۲	۲۷۸۱/۱۰	۷۷۳۴۵۳۰/۳۷	۰/۱۸	۰/۷۳
Mo	۴/۵۶	۰/۶۰	۳۶/۶۰	۷/۷۳	۵۳/۶۷	۳/۳۶	۱۲/۵۱
Pb	۱۸۹/۵۵	۱۳	۱۳۸۰	۳۲۵/۷۷	۱۰۶۱۳۱/۳۲	۲/۸۳	۷/۹۱
Sb	۴/۹۴	۰/۶۰	۲۰/۱۰	۴/۶۸	۲۱/۹۹	۱/۸۸	۳/۲۰
Zn	۷۵۴/۳۵	۳۰	۲۳۹۵	۶۵۱/۹۳	۴۲۵۰۱۸/۴۳	۱/۴۱	۱/۳۲
Cu	۱۰۱۸/۰۹	۴۶	۱۰۲۵۳	۱۹۸۲/۱۶	۳۹۲۸۹۸۳/۳۵	۳/۹۶	۱۶/۹۲
Fe	۳۴/۲۳	۲۵/۰۰	۵۰/۰۰	۷/۰۵	۴۹/۷۸	۰/۶۳	۰/۴۲

جدول ۴: ضریب همبستگی پیرسون برای عناصر کانسارساز در منطقه مورد مطالعه.

Elements	Ag	As	Au	Bi	Hg	Mn	Mo	Pb	Sb	Zn	Cu	Fe
Ag	۱/۰۰											
As	۰/۱۸۲	۱/۰۰										
Au	۰/۱۹۵	۰/۷۰۶	۱/۰۰									
Bi	۰/۰۰۳	۰/۱۵۸	۰/۲۰۴	۱/۰۰								
Hg	۰/۰۲۹	۰/۰۵۹	۰/۱۴۷	۰/۰۷۲	۱/۰۰							
Mn	۰/۲۰۳	۰/۳۷۰	۰/۳۶۷	۰/۲۸۴	۰/۰۹۵	۱/۰۰						
Mo	۰/۰۲۷	۰/۵۸۱	۰/۷۳۲	۰/۳۹۲	۰/۰۸۸	۰/۱۷۴	۱/۰۰					
Pb	۰/۴۲۶	۰/۲۵۲	۰/۲۴۸	۰/۰۰۹	۰/۲۵۴	۰/۱۸۴	۰/۱۹۵	۱/۰۰				
Sb	۰/۳۶۵	۰/۶۵۱	۰/۵۵۵	۰/۰۰۹	۰/۰۳۰	۰/۰۸۷	۰/۲۸۲	۰/۵۸۱	۱/۰۰			
Zn	۰/۱۰۹	۰/۰۹۵	۰/۰۴۹	۰/۲۲۷	۰/۵۱۴	۰/۶۳۸	۰/۰۱۸	۰/۵۸۲	۰/۱۵۷	۱/۰۰		
Cu	۰/۰۸۵	۰/۲۰۷	۰/۱۱۸	۰/۴۶۹	۰/۰۶۷	۰/۰۰۱	۰/۳۳۰	۰/۰۶۲	۰/۱۵۵	۰/۱۱۷	۱/۰۰	
Fe	۰/۱۴۹	۰/۱۹۸	۰/۰۸۵	۰/۰۰۵	۰/۰۱۵	۰/۲۱۲	۰/۰۹۴	۰/۳۳۴	۰/۵۸۸	۰/۰۱۹	۰/۰۳۶	۱/۰۰

ضحیمی از سنگ‌های میکاشیستی، توف و ماسه-سنگ‌های کوارتزی است. سنگ اولیه شیست‌ها، سنگ‌های رسوبی پلیتی غنی از کوارتز و کانی‌های رسی بوده که بعد از کانی‌سازی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست‌های سبز قرار گرفته است. در این توالی داسیت و ریولیت دگرگون شده به صورت متناوب با آنها قرار گرفته‌اند. از ویژگی‌های این سازند همبری با توده-های نفوذی گرانیتوئیدی عموماً با بافت گرانولار است. کانه‌زایی بیشتر به صورت کانه‌زایی آهن و به مقدار کمتر کانه‌زایی مس، سرب و روی است. کانی‌سازی به سه حالت استوک‌ورک، لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شود. کانی‌سازی قسمت استوک-ورک عمدتاً شامل پیریت و کالکوپیریت است. کانی‌سازی لایه‌ای شامل مگنتیت و هماتیت، به همراه کانی‌های باطله کلریت، کربنات و کوارتز است. بخش توده‌ای حاوی مگنتیت، هماتیت، کلریت و کوارتز است. کانه‌زایی در منطقه کبودان به دلایلی همچون وجود بخش‌های استوک‌ورک در زیر و بخش‌های لایه‌ای و توده‌ای در قسمت-های بالایی، وجود آلتراسیون کلریت-سریسیت-

با توجه به متغیرهای ژئوشیمیایی در منطقه کبودان، زوج عناصر سرب-روی، آنتیموان با آرسنیک، طلا و آهن و روی-منگنز دارای بیشترین ضریب همبستگی و زوج عناصر مس-منگنز، طلا-آهن و عنصر بیسموت با آنتیموان، آهن و نقره، ضریب همبستگی پایینی دارند (جدول ۴). به طور کلی با استفاده از ژئوشیمی کانسنگ و نمودارهای خوشه‌ای (ارائه نشده)، می‌توان بیان کرد که متغیرهای ژئوشیمیایی در منطقه کبودان به دو گروه قابل تقسیم است. اولین گروه متشکل از آهن، منگنز، سرب و روی است که بالاترین همبستگی را با یکدیگر نشان می‌دهند و دیگری شامل آنتیموان، مس و طلا و نقره است.

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی پلی‌متال شمال کبودان (آهن و فلزات پایه) از نظر ساختاری جزئی از زون پلی‌متال تکنار است. در این منطقه سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی دگرگون شده به همراه یکسری واحدهای رسوبی، مجموعه‌ای تحت عنوان سازند تکنار را تشکیل می‌دهند. سازند تکنار شامل توالی

قرار نگیرد. اختلاف اصلی کانه‌زایی کبودان با تیپ قبرسی در سنگ‌های همراه و محیط تشکیل است. اختلاف بشی با کانه‌زایی پلی‌متال کبودان در حضور بالای مگنتیت، آلتراسیون متفاوت و در نهایت کانی‌شناسی ساده کبودان است که بشی بودن کبودان را رد می‌کند. براساس مقایسه کانی-سازی پلی‌متال در شمال منطقه کبودان با کانسارهای تیپ IOCG و ماسیوسولفید معلوم شد که کانه‌زایی مورد مطالعه از نوع کانه‌زایی ماسیوسولفید نوع خاص غنی از مگنتیت می‌باشد. برخی از کانسارهای مهم دنیا نیز دارای مگنتیت زیاد هستند که می‌توان به کانسارهای بالکوما، گوسان‌هیل و ذخایر ناحیه نوراندا در کانادا اشاره کرد (Morton, 1987; Huston et al, 1992; Large, 1992; Huston, 2002; Sharpe and Gemmell, 2002). ذخایر ماسیوسولفید در شمال کبودان و ماسیوسولفید تکنار در این زون (ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۲) از مگنتیت غنی بوده و پیرویت نیز در این ذخایر مشاهده نشده است. این دلایل باعث شده که این ذخایر به عنوان ذخایر ولکانوژنیک منحصر به فرد غنی از مگنتیت هستند.

-رحمانی، ح، پورمعافی، م، قربانی، م، مسعودی، ف، و سلطانی، ا، ۱۳۹۱. پترولوژی، ژئوشیمی و تکنومگماتیسیم سنگ‌های گرانیوتوئیدی کمپلکس تکنار، ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۶، ص ۳-۱۷.

-روح‌بخش، پ، ملک‌زاده شفارودی، آ. و کریم‌پور، م، ح، ۱۳۹۳. مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی در محدوده اکتشافی طرق (شمال غرب کاشمر)، سی و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کربنات، کانی‌شناسی ساده کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، گالن و اسفالریت و حضور سنگ‌های ولکانیکی فلسیک و توده‌های ساب ولکانیک بازیک دگرگون شده و نتایج شیمی مگنتیت یک کانسار تیپ ماسیوسولفید معرفی می‌شود. هر چند در یکی از نمودارهای شیمی مگنتیت میل به کانسارهای IOCG نیز مشاهده شده و با توجه به اینکه این کمر بند در رده کمر بندهای مناسب جهانی کانی‌سازی IOCG معرفی شده است (کریم‌پور، ۱۳۸۲)، ولی شباهت‌های بیشتری به خصوص در کانی‌شناسی، شیمی مگنتیت، دگرسانی و غیره با کانسارهای ولکانوژنیک غنی از مگنتیت دارد. هر چند تشخیص آپاتیت و عناصر نادر خاکی به صورت ادخال در آپاتیت در این مطالعه قرابت ژنتیکی با ذخایر تیپ IOCG را تأیید می‌کند که نیاز به مطالعات بیشتری است. با این حال، تفاوت‌های بین کانه‌زایی کبودان و هر یک از ذخایر ماسیوسولفید وجود دارد. وجود مگنتیت فراوان، عدم حضور زون زئولیت-کربنات و کانی‌های رسی در اطراف ذخیره و عدم تشکیل باریت در کبودان باعث شده که در تیپ کروکو

منابع

-جباری، ا. و ملک‌زاده شفارودی، آ، ۱۳۹۴. زمین‌شناسی، التراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی کانسار کال ابری، شمال غرب بردسکن، دومین کنگره بین المللی زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد.

-رحمانی، ح، ۱۳۸۸. پترولوژی سنگ‌های آذرین ترشیر شمال بردسکن و ارتباط آنها با کانی‌سازی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

-ملک‌زاده سفارودی، آ. و کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۸۹. مقایسه پردازش داده‌های ماهواره‌ای به روش نقشه-برداری زاویه طیفی و مطالعات صحرایی در کانی-شناسی زون‌های آلتراسیون در منطقه اکتشافی مس-طلا پورفیری خویبک، جنوب غربی بیرجند، مجموعه مقالات هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

-ملک‌زاده سفارودی، آ.، ۱۳۸۲. پتروگرافی، مینرالوگرافی و ژئوشیمی کانسار پلی متال (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) تکنار I, II و ارائه مدل کانی‌سازی آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد.

-منظمی، ر.، کریم‌پور، م.ح.، رحیمی، ب. و حیدریان شهری، م.ر.، ۱۳۹۰. ژئوکرونولوژی U-Pb زیرکن در ریولیت‌های زون تکنار و توده‌ای نفوذی اسیدی و حواصط منطقه (شمال غرب بردسکن)، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه شهید چمران اهواز.

-نوگل سادات، م.ا. و الماسیان، م.، ۱۳۷۲. نقشه تکتونیک ایران در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-همام، س.م.، ۱۳۷۱. زمین‌شناسی و پترولوژی سازند تکنار-شمال غرب کاشمر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه اصفهان.

-سپاهی گرو، ع.ا.، ۱۳۷۱. بررسی پترولوژی گرانیتوئیدهای منطقه تکنار-سربرج (شمال غرب کاشمر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه اصفهان.

-شعبانی، س.، ملک‌زاده سفارودی، آ. و کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۹۴. زمین‌شناسی کانی‌سازی کانسار آهن-دلکن، جنوب غرب بردسکن، استان خراسان رضوی، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه دامغان.

-شهرابی، م.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ورقه بردسکن، در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-صفری، م.، ۱۳۸۸. گزارش نقشه زمین‌شناسی برگه ۱/۲۵۰۰۰ کبودان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال شرق کشور.

-کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده، آ. و مظاهری، س.، ۱۳۸۲. بررسی زمین‌شناسی، کانی‌سازی و پاراژنز کانسار پلی‌متال تکنار، مجموعه مقالات یازدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

-کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۸۲. کانی‌شناسی، دگرسانی، سنگ منشأ و محیط تکتونیکی کانسارهای IOCG و مثال‌هایی از ایران، فشرده مقالات یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد.

-کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۸۹. کانی‌سازی ماسیوسولفید تکنار: سن‌سنجی زیرکن U-Pb و ژئوشیمی رادیوایزوتوپ‌های Sr-Nd گرانیتوئیدهای بورناورد،

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian journal of Earth sciences, v. 18(2), p. 210-265.

-Beus, A.A. and Grigorian, S.V., 1975. Geochemical exploration methods for mineral deposits: Applied Publishing Ltd, USA, 287 p.

-Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element finger printing of mineral deposit types: Mineralium Deposita, v. 46, p. 319-335

-Eftekharneshad, J., Aghanabati, A., Baroyant, V. and Hamzhepour, B., 1976. Geological Quadrangle Map pf Kashmar: 1:250,000, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran.

- Forster, H., 1968. Associations of volcanic rocks in the mountains South of Sabzevar (NE-Iran): 23, IGK. 2, p. 197-212.
- Huston, D.L., Taylor, T., Fabray, J. and Patterson, D.J., 1992. A comparison of the Geology and Mineralization of the Balcooma and Dry River South Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Northern Queensland: Economic Geology, v. 87, p. 785-811.
- Huston, D.L., 2002. Aspects of the geology of massive sulfide deposits from the Balcooma district, northern Queensland and Rosebery, Tasmania: Implications for ore genesis: Ph.D. thesis, University of Tasmania.
- Large, R., 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles and Genetic Models: Economic Geology, v. 87, p. 471-510.
- Lindenberg, H.G., Corler, K. and Ibbeken, H., 1982. Stratigraphy, Structure and orogenetic evolution of Sabzevar zone in the area of Oryan Khorasan, NE Iran: GSI, report, 51, Tehran.
- Lindenberg, H.G. and Jacobshagen, V., 1983. Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran, Khorasan: Geological Survey of Iran (GSI), v. 51, p. 145-163.
- Morton, R.L. and Franklin, J.M., 1987. Two-fold classification of Archean Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Economic Geology, v. 82, p. 1057-1063.
- Muller, R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier north east of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran: Geological Survey of Iran (GSI), v. 51, p. 165-183.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States: Economic Geology, v. 107, p. 1275-1292.
- Sharpe, R. and Gemmel, J.B., 2002. The Archean Cu-Zn Magnetite-Rich Gossan Hill Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Australia; Genesis of a Multistage Hydrothermal system: Economic Geology, v. 97, p. 517-539.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Santos, J.F., Stern, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G. and Sarebani, N., 2017. Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran: Earth and Planetary Science Letters, v. 474, p. 83-96.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
- Whitney, D.L. and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 95, p. 185-187.