(بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر همراه Au و Cu در محدوده هیرد شمالی، بیرجند)

حمید رستمی پور[۱*]، مهرداد بهزادی[۲]، مهرداد موحدی [۳]

محدوده هیرد شمالی، استان خراسان جنوبی

***Rostamipoor12@yahoo.com**

چکیده

در این پژوهش، رفتار ژئوشیمیایی عناصر Ni , Cr , As , Fe و برخی عناصر دیگر نسبت به Au و Cu در محدوده معدنی طلای هیرد شمالی مورد بررسی قرار گرفته است. محدوده معدنی طلای هیرد شمالی با وسعت حدود ۲۵ کیلومتر مربع در استان خراسان جنوبی و در ۱۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند واقع شده است. در این محدوده توده های نفوذی حدواسط تا اسیدی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت در توالی آتشفشانی- رسوبی ترشیری نفوذ کرده و آنها را تحت تاثیر قرار داده اند. در گزارش حاضر اقدام به برداشت ۱۹۸ نمونه از واحدهای مختلف شده است.

واژه‌های کلیدی: هیرد شمالی-بررسی آماری-همبستگی عناصر-اپی ترمال

۱- مقدمه

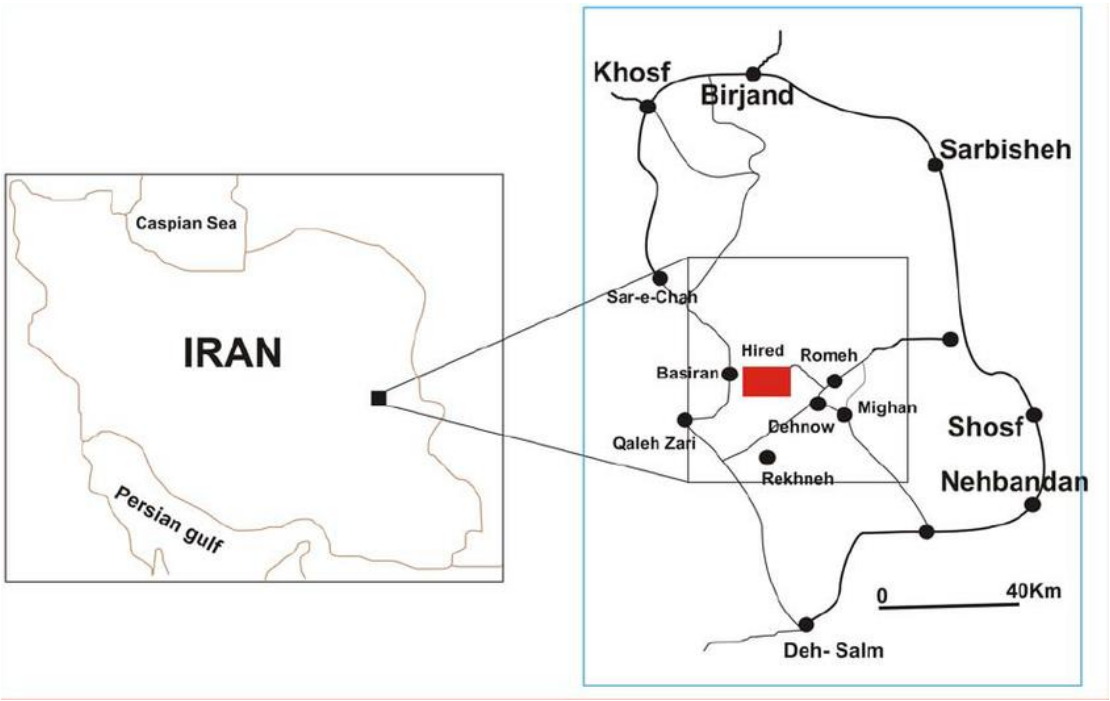
محدوده مورد مطالعه با وسعت حدود ۲۵ کیلومتر مربع در زون ۴۰ سیستم UTM در استان خراسان جنوبی ودر ۱۵۰ کیلومتری جنوب شهر بیرجند ، در شمال محدوده معدنی هیرد واقع می باشد مختصات چهارگوش محدوده بشرح جدول زیر می باشد:

A	703780	3541545
B	711303	3541646
C	711310	3538347
D	703784	3538236

این محدوده بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بصیران بوده و در بخش شمالی این برگه قرار دارد. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی بصیران شامل نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ به نامهای میقان، کاربا، رخنه و بصیران است.

۱- کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، (rostamipoor12@gmail.com)
۲- استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، (m-behzadi@sbu.ac.ir)
۳- دانشجوی دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، (mehrdad.movahedi@gmail.com)

www.SID.ir



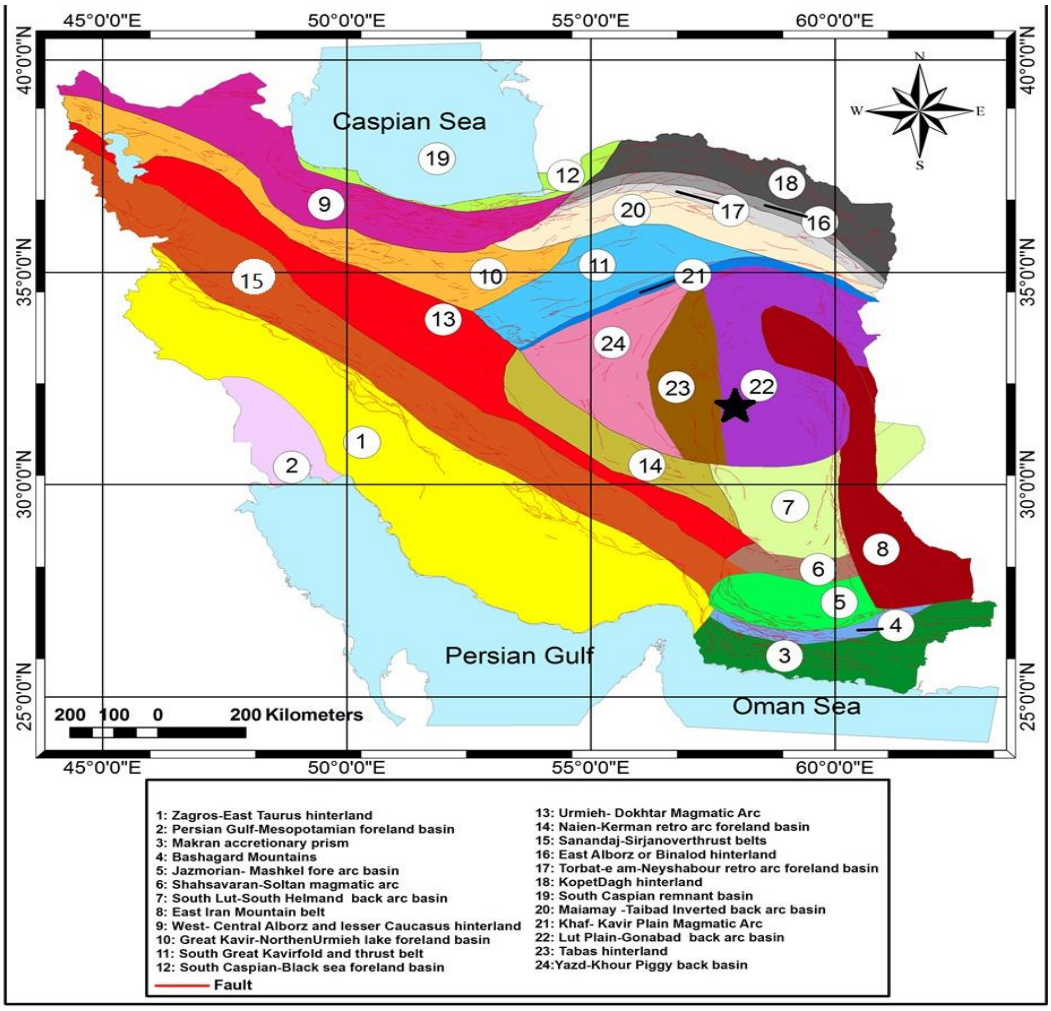
شکل۱. نقشه و جایگاه محدوده معدنی هیرد (کریم‌پور و همکاران، ۲۰۰۷)

۲- زمین شناسی

براساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختمانی (اشتوکلین ۱۹۶۸) محدودهٔ مورد مطالعه بخشی از ورقهٔ بصیران می باشد. ورقه ی بصیران در زون بلوک لوت و منطقه فیلیش- کمربند افیولیتی شرق ایران قرارگرفته است. لذا از نظر ساختار زمین‌شناسی ویژگی و اختصاصات این دو بخش از ایران را دارا می‌باشد. محل رخنمون قدیمی‌ترین سنگها به جنوب خاور این ورقه منحصر است که از سنگهای دگرگونه‌ای که مجموعه دگرگونی خاور ده‌سلم (اشتوکلین ۱۹۶۵) نامیده شده، تشکیل یافته است. رسوبات مزوزئیک و ترشیری درپهنهٔ وسیعی از بخش مرکزی خاور و باختر ناحیه رخنمون دارند. در بخش شمال خاوری (منطقه فیلیش) سنگهای دگرگونه‌ای رخنمون دارد که چینه‌شناسی آنها با بخشهای دیگر متفاوت است و شاید سن آنها به مزوزئیک برسد توده‌هائی ازگرانیت، گرانودیوریت و دیوریت در بخشهای مختلف ناحیه شناسائی گردیده که به مزوزئیک و ترشیری نسبت داده شده‌اند. دربخش شمال شرق ورقهٔ ۱۰۰۰۰۰ /۱ بصیران بخش کوچکی از منطقهٔ فیلیش-کمربند افیولیتی شرق ایران مشاهده می‌شود. این ناحیه محل اتصال بلوک لوت ومنطقه فیلیش می‌باشد . طبق نظر Tirrul et al. (1983)، شرق ایران زون جوش خورده ایست که دو بلوک لوت و افغان را بهم پیوند داده و در دوره تکوین خود حوادث متعددی را

www.SID.ir

پشت سر گذاشته است. این حوادث شامل ریفت زایی، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان، ماگماتیسم، تصادم بلوک لوت با زون فلیش و خاتمه فرورانش، جایگیری افیولیت ها در کنار گسل ها و روراندگی ها میباشد (Camp & Griffis, 1982). بخش اعظم بلوک لوت را سنگهای آتشفشانی کالک آلکالن ترشیری تشکیل می دهند. توده های گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک بالایی و ترشیاری نیز در برخی نقاط، سنگ های قدیمی تر از خود را نیز تحت تاثیر قرار داده‌اند (Camp & Griffis, 1982).



شکل۲. نقشه پهنه بندی زون های ساختاری و زمین شناسی حوضه های رسوبی ایران

سنگهای این ناحیه تحت تأثیر دگرگونی قرارگرفته که شدت آن در بخشهای مختلف متفاوت است. این مجموعه بصورت یک آمیزۀ تکتونیکی درآمده که واحدهای آن تنها بر اساس شدت و ضعف دگرگونی تقسیم بندی گردیده‌اند. مهمترین فعالیت ماگمایی منطقه، تودۀ عظیم گرانیت شاهکوه است، که بصورت نواری طویل در امتداد شمال‌غرب - جنوب‌شرقی کشیده شده است و در واقع بخش اعظم رخنمون سنگی ورقۀ ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی کاربا را بخود اختصاص داده است. کانی سازی طلا در

www.SID.ir

ناحیه معدنی طلای هیرد در گستره ای به وسعت ۴۰ کیلومتر مربع در ارتباط با توده های گرانیتوئیدی احیایی شکل گرفته است (Karimpour et al., 2009).

این گرانیت بیش از ۱۵۰۰متر ارتفاع دارد و درحقیقت یک گرانیت دانه درشت وبیوتیت‌دار است که شیلهای ژوراسیک پائین را از سمت شمال‌غرب و مجموعهٔ دگرگون شده ده‌سلم را از جنوب قطع کرده است. همبری در اطراف توده نفوذی موجب تشکیل حاشیهٔ باریکی از هورنفلس وکوارتزیت و آندالوزیت‌شیست و میکاشیست شده است. سنگهای کرتاسه به سن آپسین–آلبین بگونه‌ای پیشرونده روی این گرانیت قرارگرفته‌اند. این سنگ بافت دانه‌ای درشت‌بلور دارد و از بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالی و بیوتیت تشکیل شده است. براساس مطالعاتی که قبلاً بر روی این گرانیت صورت گرفته تیپ آن از نوع S (به

عقیده عسکری نوع I) می باشد و احتمالاً دارای دو مرحله فعالیت بوده است: فاز اول دارای زمان ژوراسیک میانی - بالائی است و فاز جوانتر آن را به زمان بعد از کرتاسه نسبت می‌دهند. زائده‌های پگماتیتی این گرانیت در مجموعهٔ دگرگونی ده‌سلم نفوذ کرده وگرمای حاصل از آن سبب بوجود آمدن کانیهای حرارتی در این واحد شده است. بعلاوه یکسری رگه‌های کوارتز تورمالین‌دار تیره رنگ و رگه‌های آپلیتی، بیوتیت‌گرانیت شاهکوه و توده‌های کوچک میکروگرانیتی صورتی رنگ را عمدتاً در جهت شمال‌شرق - جنوب‌غرب قطع نموده‌اند.توده های نفوذی گابرودیوریتی، مونزودیوریتی، کوارتزدیوریتی، کوارتزمونزونیتی، گرانودیوریت و گرانیتی بعد از ائوسن؟ در سنگ های منطقه نفوذ کرده و آنهارا تحت تاثیر قرار داده اند(عسکری و صفری،۱۳۸۲). این توده‌های نفوذی را میتوان بر اساس میزان مغناطیس پذیری به دو دسته کلی تقسیم بندی کرد :(کریم‌پور و همکاران ،۱۳۸۵): نفوذی های سری مگنتیتی یا اکسیدی و نفوذی های سری ایلمنیتی یا احیایی.

از دیگر نفوذی‌های ورقهٔ بصیران می‌توان از توده‌های گرانیتی (gd)، گرانودیودیتی و دیوریتی (di) و همچنین دایکها و توده‌های نیمه عمیق داسیت با سن ائوسن نام برد که در سراسر منطقه بصورت توده‌های نسبتاً کوچکی رخنمون دارند.

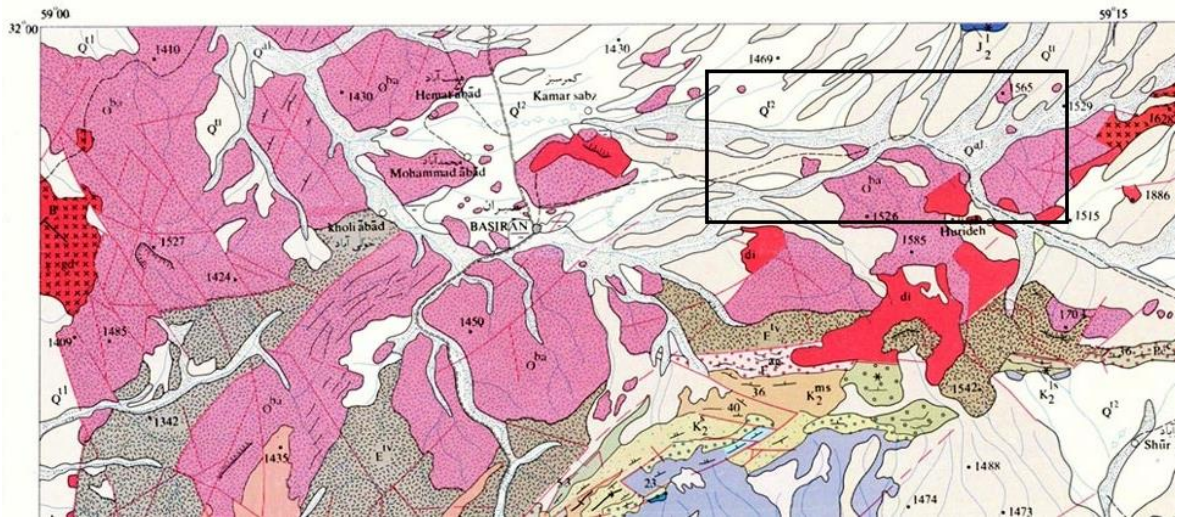
در محدوده ورقه بصیران دو زون عمده ساختمانی را میتوان معرفی نمود که با نام های زون ساختمانی مربوط به بلوک لوت و زون فیلیش-افیولیتی شرق ایران شناخته می شوند. بلوک لوت در واقع بخشی از پلت‌فورم پالئوزوئیک ایران می‌باشد که شدیداً تحت تأثیر حرکات کوهزائی سیمرین قرارگرفته‌است. این حرکات که با ماگماتیسم و نفوذ تودهٔ بزرگ پلوتونیکی نظیر تودهٔ شاهکوه و دگرگونی همراه بوده، نهشته های تخریبی تریاس فوقانی و ژوراسیک پائین (سازند نایبند-شمشک) را تحت تأثیر دگرشکلی و دگرگونی قرارداده است. مقاوم‌شدن بلوک لوت هم به احتمال زیاد با این حرکات در ارتباط بوده بگونه‌ای که این بلوک هستهٔ مقاومی را تشکیل داده و بهمین دلیل حرکات تکتونیکی آلپی جوان نتوانسته بر روی این بلوک تأثیر چندانی بگذارد، لذا نهشته‌های کرتاسه و ترشیری تا حدودی افقی بوده و یا چین‌خوردگی بسیار ملایمی را نشان می‌دهند. منطقهٔ فیلیش افیولیتی در حقیقت با حوزهٔ فیلیش شرق ایران در ارتباط می‌باشد. تشکیل این حوزه را ناشی از یک عمل ریفت‌زایی درکرتاسه میدانند. نهشته های این حوزه شدیداً متأثر از حرکات آلپی هستند.

در مجاورت بلوک لوت مجموعهٔ درهمی که اجزاء عمدهٔ آنرا سنگهای کرتاسه تشکیل می‌دهند شدیداً دگرگون شده است. بنظر می‌رسد حوزهٔ فیلیش توأم با جنبش‌های مذکور تا اوایل ترشیری دوام خود را حفظ نموده بطوریکه در بخش شمالی ورقه، این مجموعهٔ دگرگونه بگونهٔ پیشرونده توسط رسوبات ائوسن میانی (لوتسین) پوشیده می شوند. پس از رسوب‌گذاری ائوسن در سراسر ناحیه فعالیتهای ماگمائی‌گسترده‌ای روی داده که سبب نفوذ دیوریت،گرانیت و دایک‌های متعددی در سنگهای قدیمی‌تر شده است.

در ورقهٔ بصیران گسلهای متعددی بچشم می‌خورد. عمده‌ترین این گسلها، گسل جنوب کوهستان شاهکوه و مجموعهٔ گسلهای محل برخورد بلوک لوت با منطقهٔ فیلیش است. گسل جنوب‌شاهکوه در راستای شمال‌غرب - جنوب‌شرق امتداد دارد. گسلهای با راستای شمالی - جنوبی که اندکی بسوی شرق چرخش نموده‌اند نهشته‌های کواترنر را قطع نموده که گواه بر فعالیت‌های تکتونیکی جوان است.

www.SID.ir

در محدوده مورد مطالعه توده های نفوذی حدواسط تا اسیدی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت در توالی آتشفشانی-رسوبی ترشیری نفوذ کرده و آنها را تحت تاثیر قرار داده اند. بر اساس مشاهدات صحرائی مهمترین دگرسانی هایی که در سطح زمین شناسایی شده اند عبارتند از: ۱) کوارتز- تورمالین- سرسیت ۲) کربناتی و ۳) پروپیلیتیک. در این محدوده واحدهای di و O^{ba} و Q^{al} و Q^{t1} و Q^{t2} رخنمون دارند.



شکل ۳. موقعیت محدوده مورد مطالعه در بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بصیران

www.SID.ir

شکل ۴. نمایی از واحد O^{ba}

۳- دگرسانی

دگرسانی از مدت ها پیش به عنوان جزء جدایی ناپذیر اغلب سیستم های کانه زا شناخته شده است. در فرهنگ زمین شناسی دگرسانی به عنوان هرنوع تغییر در ترکیب کانی شناسی اولیه سنگ از لحاظ فیزیکی و شیمیایی تعریف شده که بویژه حاصل فعالیت سیالات گرمابی می باشد(Bates&Jakson,1980) دگرسانی گرمابی در مفهوم خاص آن عبارت از جانشینی

شیمیایی کانی هی اولیه یک سنگ توسط کانی های جدید ، در اثر تبادلات شیمیایی با سیالات گرمابی می باشد(Rieder,1997).

به کلیه تغیرات کانی شناسی که تحت تاثیر محلول های گرمابی ، آب های ماگمایی و سیالات در سنگ ها ایجاد می شوند ، دگرسانی می گویند(Guilbert and Park, 1986). شناسایی مجموعه های دگرسانی همیافت با هر یک از تیپ های کانساری ، راهنمای ارزشمندی در مطالعات اکتشافی و پی جویی ناحیه ای در اختیار خواهیم داشت. گسترش و شدت زون های آلتراسیون رابطه ی مستقیم با میزان ذخیره دارند. به هنگام بازدید از منطقه اولین و مهمترین عواملی که باید مورد مطالعه و بررسی قرار گیرد ، ناحیه های دگرسان شده هستند. عموما رخدادهای دگرسانی را به عنوان مجموعه ای از کانی های باطله تصور می نمایند ، در صورتی که کانه ها بخش مهمی از این مجموعه را تشکیل میدهند. در واقع همان محلولهایی که موجب نهشت کانه ها شده اند ، عامل دگرسانی سنگ دیواره در محل تله کانسنگی نیز بوده اند (Barnes, 1997). یکی از دلایل اصلی مطالعه و رده بندی انواع دگرسانی های گرمابی ، کاربرد آنها در شناسایی نوع کانسنگ مرتبط و محل احتمالی کانه زایی است : اول اینکه معمولا گستره ی دگرسانی ها وسیع تر از زون های حاوی کانسنگ میباشد ، بابراین در مطالعات صحرایی و دورسنجی سریع تر قابل شناسایی خواهند بود. دوم اینکه در اغلب موارد اکتشافی که با کانسارهای پنهان یا دارای

www.SID.ir

رخنمون پراکنده مواجه هستیم ، رخنوم زونهای دگرسانی شواهدی مناسب برای پی بردن به مدل کانسار و موقعیت نسبی منطقه مستعد کانه زایی احتمالی در اعماق مختلف فراهم مینماید (Barton, 1963)

بررسی و تفکیک انواع دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ، با استفاده از شواهد صحرایی ، برداشت و مطالعه میکروسکوپی- آزمایشگاهی نمونه ها انجام شده است که به طور کلی سه نوع دگرسانی کوارتز-تورمالین-سریسیت، کربناتی، پروپلیتیک. سه دگرسانی کواترز-تورمالین-سریسیت در محدوده باهم دیده میشوند و از هم قابل تفکیک نیستند ولی ما در این مطالعه به شرح هریک به صورت جداگانه می پردازیم. دگرسانی سیلیسی با افزایش کوارتز و با اکسیدهای سیلیس در سنگ دگرسان شده، نمود می یابد که یا از طریق اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول ها و یا بالا رفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال مواد دیگر در سنگ مانند فلدسپارها صورت میگیرد (Ossaka,1968). علاوه بر این سیلیس میتواند در اثر شستشوی کاتیون های یک سنگ توسط محلول های اسیدی به وجود آید که این حالت بیشتر در رگه های اپی ترمال اطراف توده های نفوذی وجود دارد. سیال غنی از SiO_2 بشدت با سنگ های دیواره واکنش داده و کوارتز به صورت توده ای، دانه پراکنده تا رگه ای جانشین کانی های قدیمی سنگ می شود. شدت این جانشینی بستگی به ترکیب کانی شناسی سنگ دیواره دارد (Khalil et al., 2003). دراکثر موارد، نه نشست سیلیس از یک سیال هیدروترمال، به کاهش دما بیش از کاهش فشار وابسته است(Rimstidt, 1997). این دگرسانی در محدوده با رویت رگه های سیلیس دودی و حفره دار است که به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن قابل شناسایی می باشد.

دگرسانی تورمالینی یک دگرسانی دمای متوسط تا بالا بوده و در سنگ های دیواره به صورت رگه- رگچه ای رخ می‌دهد (Evans, 1997). به عقیده Pirnjo(1992)، حضور تورمالین غالبا در ارتباط با متاسوماتیسم بور (B) بوده و بور، یا از ماگمای گرانیتی و یا از سنگ های میزبان شسته شده و تورمالین زایی صورت میگیرد. تورمالین بیشتر در گرانیت های اسیدی و سرشار از آلکالن تشکیل میشود(Henry,1975).

هنگامی که سیال هیدروترمالی دارای ترکیب اسیدی، از سنگ دیواره عبور کند، کانی هایی نظیر پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، بیوتیت و مسکویت را دگرسان میکند. در این شرایط، کانی های جدیدی مانند آلبیت، سرسیت و کوارتز حاصل میگردد(Zhou & wang, 1999). کلریتی شدن بیوتیت منبع مهمی برای یون K^+ به شمار می آید. با آزادشدن یون K^+، تبدیل پلاژیوکلاز به سرسیت گسترش می‌یابد. وجود مقادیر قابل توجه K^+ و H_2O می‌تواند باعث دگرسانی شدید و فراگیر

سرسیتی شود(Shlly, 1993). این سه دگرسانی توام همراه یکدیگر مشاهده شده و حاوی مقداری پیریت اکسید شده می باشند که در آنالیزهای صورت گرفته وجود طلا در این دگرسانی ها به همراه کوارتز به اثبات رسیده است.

رخداد دگرسانی کربناتی، نتیجه آشکار واکنش میان سیال هیدروترمالی غنی از CO_2 و سنگ دیواره است(Reed,1997). به دلیل نرخ بالای هسته زایی و تبلور کربنات ها، انتشار کانی های کربناته درون پهنه دگرسانی تصادفی است(Rimstidt,1997). به همین دلیل نمی توان در یک پهنه دگرسانی، محدوه خاصی را به عنوان زون کربناتی مشخص نمود. ترکیب کربنات ناشی از دگرسانی، بستگی به ترکیب سنگ دیواره و شدت دگرسانی دارد. (McCuaig & Kerrich,1998) دگرسانی کربناتی در محدوده هیرد شمالی عموما در واحدهای بازیک تا حدواسط رویت شد که می تواند دلیلی بر فراهم کردن کلسیم توسط کانی پلاژیوکلاز کلسیک درون این واحدها باشد.

دگرسانی پروپلیتیک غالبا حاصل تجزیه پلاژیوکلازهای کلسیک است که معمولا با افزایش Ca وخروج Na وSi همراه است .دگرسانی پلاژیوکلاز ها در شرایط رخساره شیست سبز، ابتدای فرآیند سوسوریتی شدن است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت نغییر می یابد و پلاژیوکلاز باقی مانده نیز به صورت آلبیت درمی‌آید. سوسوریت در رخساره شیست

www.SID.ir

سبز تشکیل گروه، حاصل و تیپیک دگرگونی دیناموترمال هستند که در آن سیلیکات های رنگین و پلاژیوکلازها، به کانی های گروه اپیدوت تبدیل می شوند(Henry, 1975). دگرسانی پروپلیتیک درون محدوده مورد مطالعه عموما درون زون های برشی شده و در صفحه ی گسل ها قابل رویت هست.

۴- عملیات اکتشافی انجام شده در این محدوده:

در طی عملیات اکتشافی انجام شده در این محدوده تعداد ۱۹۸ نمونه سنگی از بخشها و واحدهای مختلف برداشت گردید که آماده سازی نمونه ها به روش آکوارجیا، و آنالیز به روش ICP-OES و ICP-MS صورت گرفت. همچنین کلیه نمونه ها در صحرا توسط لوپ دستی با بزرگنمائی ۲۰ برابر مورد بررسی قرار گرفتند.

۵- بررسی های آماری

در این پژوهش به منظور بررسی نتایج حاصل از تجزیه واحدها و تحلیل آنها از روش های مختلف آماری استفاده شد تا رفتار هر عنصر به صورت تکی (تک متغیره) و ارتباط آن با سایر عناصر (چند متغیره) تحلیل شود .

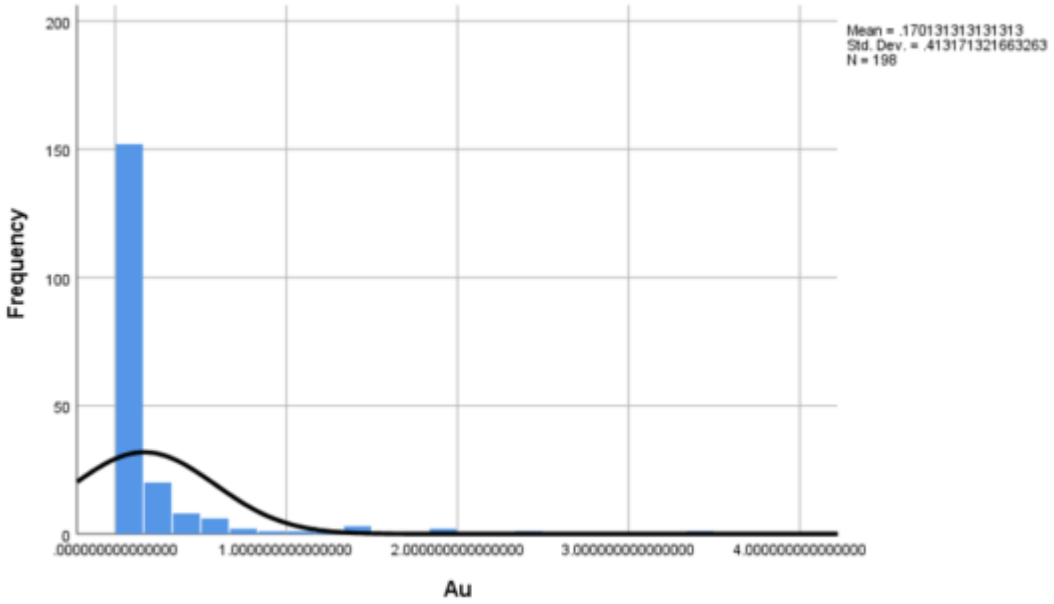
روش آماری تک متغیره صرف نظر از سختی و پیچیدگی خاص خود ، پایه و اساس مطالعات ژئوشیمی می باشد . در پژوهش هایی که اساسا بر پایه روابط عناصر نسبت به هم صورت میگیرد فهم درست از رفتار فردی هر عنصر و نحوه توزیع آن سهم مهمی در آن پژوهش دارد. درک درست از متغیر های منفرد برای توصیف نتایج حاصل از روش های چند متغیره الزامی است. برای مقایسه تغییرات هر عنصر و مقدار آن می توان از پارامتر های معرف پراکندگی داده ها استفاده کرد. پارامترهای اندازه گیری شده شامل: انحراف معیار، میانگین، میانه، واریانس، کمترین مقدار، بیشترین مقدار، کشیدگی و چولگی. در حالت کلی چنانچه چولگی و کشیدگی در بازه (۲ ، ۲-) نباشند داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار نیستند.

جدول۱. مطالعات آماری تک متغیره داده های خام

	Mean	Median	Std. Deviation	Variance	Skewness	Kurtosis	Minimum	Maximum
Au	**0.17013**	**0.01600**	**0.413171**	**0.171**	**4.456**	**24.430**	**0.001**	**3.362**
Ag	**8.9641**	**0.4000**	**30.35529**	**921.444**	**5.851**	**41.603**	**0.20**	**285.80**
Al	**31618.27**	**25104.50**	**24393.746**	**595054844.138**	**0.461**	**-1.164**	**681**	**83185**
As	**88.283**	**100.000**	**24.8260**	**616.331**	**-1.936**	**2.320**	**9.8**	**100.0**
Cd	**11.1598**	**2.2500**	**26.87357**	**722.189**	**4.546**	**24.761**	**0.23**	**219.80**
Cr	**27.01**	**17.00**	**32.210**	**1037.502**	**5.968**	**52.930**	**5**	**351**
Cu	**1778.64**	**35.00**	**6875.419**	**47271392.150**	**5.630**	**33.826**	**2**	**50000**
Fe	**37421.35**	**35960.00**	**17534.349**	**307453388.549**	**0.817**	**1.148**	**3634**	**99995**
Mo	**71.2553**	**2.3000**	**801.96183**	**643142.772**	**13.938**	**195.384**	**0.71**	**11262.10**
Ni	**12.04**	**6.50**	**35.221**	**1240.516**	**12.837**	**174.449**	**2**	**490**

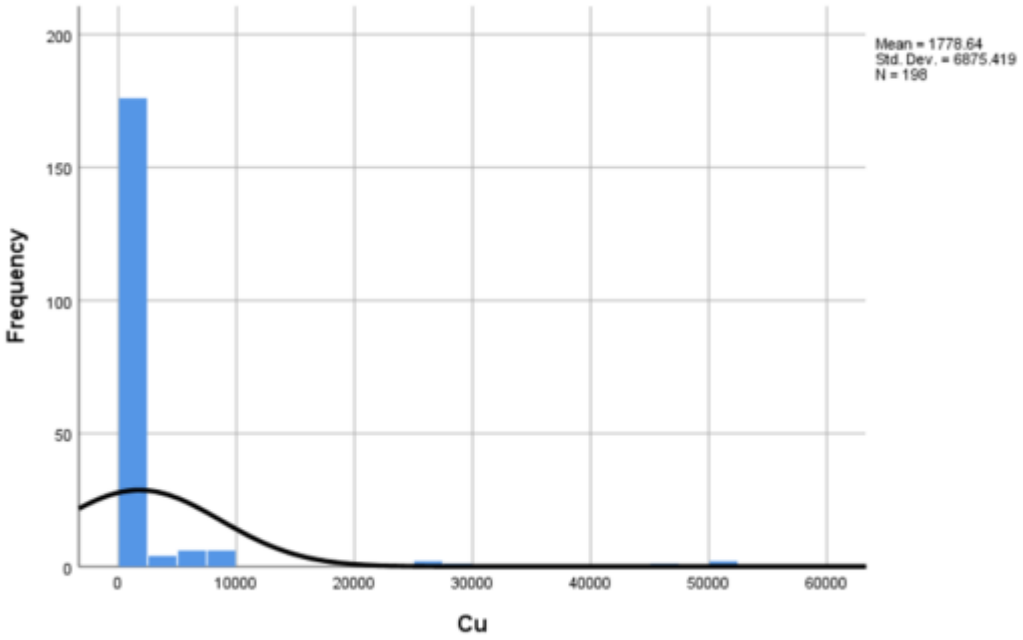
www.SID.ir

Pb	1760.50	37.50	5506.463	30321137.652	3.917	15.239	4	30000
S	1175.41	378.00	2819.555	7949887.806	7.061	62.394	61	30000
Sr	194.51	123.00	295.363	87239.256	6.026	45.632	7	2941
Ti	1461.16	1093.50	1248.072	1557684.041	0.594	-0.884	31	4610
Zn	1081.18	64.00	4379.755	19182255.953	5.429	30.538	6	30000

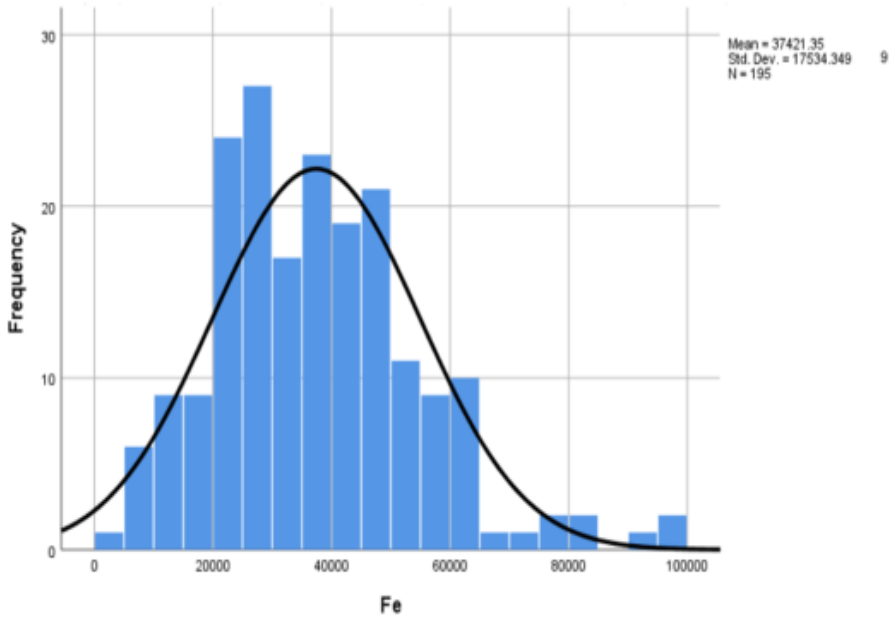


شکل۵. مطالعات آماری تک متغیره داده های خام برای عنصر **Au**

www.SID.ir



شکل۶. مطالعات آماری تک متغیره داده های خام برای عنصر **Cu**



شکل۷ مطالعات آماری تک متغیره داده های خام برای عنصر **Fe**

www.SID.ir

در بررسی های تک متغیره تحلیل فقط بر روی توابع توزیع یک متغیره انجام میشود و به روابط بین آنها هیچ گونه توجهی نمیشود، این امر باعث میشود هرگونه روابط ژنتیکی و پاراژنز بین متغیر ها پوشیده بماند. شناخت همبستگی بین عناصر میتواند سبب شناخت دقیقتر تغییرات و منشا محیط های ژئوشیمیایی و همچنین تفسیر نوع کانه زایی گردد (حسنی پاک۱۳۸۰). در این مطالعه برای تعیین ارتباط همبستگی میان عناصر از روش آماری اسپیرمن استفاده شد، زیرا توزیع غالب داده ها نرمال نیست و در این روش شرط نرمال بودن داده ها الزامی نیست. تعیین ضرایب همبستگی با دو هدف تعیین همبستگی و تخمین مقدار یک متغیر از روی یک یا چند متغیر دیگر صورت می گیرد که حدود تغییرات همبستگی بین ۱- تا ۱+ می باشد. ۱- (منفی یک) به معنای همبستگی کامل و معکوس دو متغیر یعنی ناسازگاری کامل بین دو عنصر برقرار است ، عدد صفر به معنای عدم همبستگی هیچگونه رابطه ای بین دو عنصر برقرار نیست و ۱+ به معنای همبستگی کامل و مستقیم به این معنا که تطابق و رابطه خطی کامل بین دو عنصر برقرار است(Rollinson,2002). مثبت بودن ضرایب همبستگی ناشی از عملکرد عناصر در خلال فرآیندهایی است که موجب تشکیل این کانی ها شده اند، ینی از لحاظ ژئوشیمایی از خود مشابهت نشان داده اند(Song,1984). دراین پژوهش مقادیر همبستگی قوی با رنگ قرمز و همبستگی متوسط با رنگ زرد نشان داده شده است.

جدول۲. نمایش همبستگی به روش اسپیرمن

Correlations

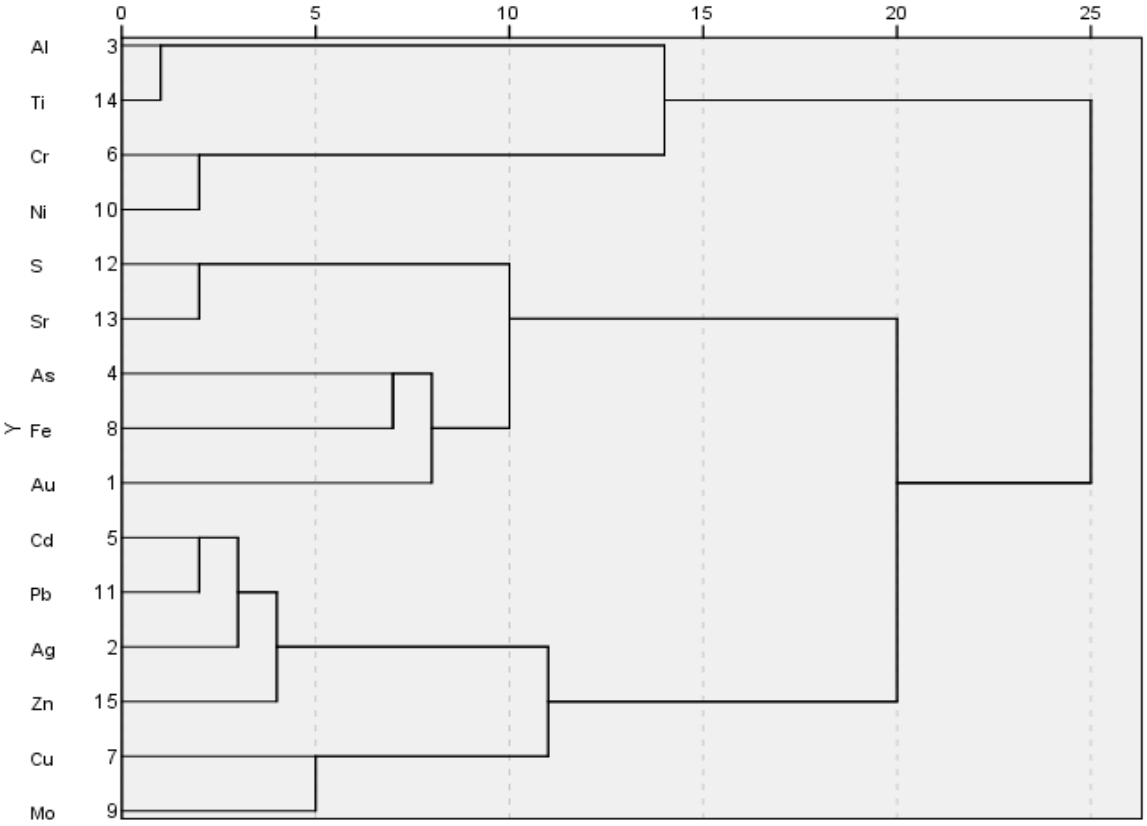
		Au	Ag	Al	As	Cd	Cr	Cu	Fe	Mo	Ni	Pb	S	Sr	Ti	Zn
Spearman's Correlation	Au	1.000														
	Ag	0.693	1.000													
	Al	-0.351	-0.484	1.000												
	As	0.499	0.448	-0.275	1.000											
	Cd	0.580	0.657	-0.465	0.668	1.000										
	Cr	0.107	0.005	0.350	-0.192	-0.211	1.000									
	Cu	0.555	0.652	-0.266	0.251	0.431	0.095	1.000								
	Fe	-0.103	-0.057	0.111	0.212	0.122	-0.230	-0.133	1.000							
	Mo	0.488	0.516	-0.383	0.383	0.440	-0.103	0.466	0.074	1.000						
	Ni	-0.147	-0.238	0.467	-0.229	-0.410	0.610	-0.117	0.150	-0.152	1.000					
	Pb	0.719	0.827	-0.478	0.351	0.601	0.041	0.740	-0.125	0.552	-0.234	1.000				
	S	0.319	0.381	-0.179	0.293	0.364	0.068	0.119	0.206	0.244	-0.004	0.231	1.000			
	Sr	-0.045	-0.039	0.261	0.014	0.050	0.102	-0.152	0.421	0.021	0.207	-0.136	0.459	1.000		
	Ti	-0.360	-0.503	0.964	-0.272	-0.474	0.338	-0.268	0.153	-0.392	0.496	-0.508	-0.147	0.280	1.000	
	Zn	0.456	0.561	-0.388	0.276	0.551	-0.195	0.597	0.036	0.354	-0.256	0.660	0.114	-0.147	-0.394	1.000

چون هر گروه معین از عناصر، نسبت به یک سری از شرایط محیطی، کم و بیش بطور مشابه حساسیت نشان می دهند، شناخت ارتباط و همبستگی متقابل بین عناصر مختلف می تواند در شناخت دقیق تر تغییرات موجود در محیطهای ژئوشیمیایی بکار گرفته شود. ضمنا همبستگی بعضی از عناصر ممکن است به عنوان راهنما در تفسیر نوع نهشته ای که احتمالا

www.SID.ir

در ناحیه وجود دارد بکار رود .شناخت همبستگی هایی که بین عناصر وجود دارد اطلاعات لازم را برای تفسیر هر چه صحیح تر داده های ژئوشیمایی در اختیار می گذارد.

آنالیز خوشه ای یک روش آماری چندمتغیره است که عناصر را براساس شباهت تغییرپذیری بین آنها در قالب دسته ها یا گروههایی طبقه بندی می کند .از مهمترین دلایل ارزشمند بودن آنالیز خوشه ای اینست که می تواند در پیدا کردن گروههای واقعی کمک کند و همچنین از پیچیدگی داده ها بکاهد. اگر بخواهیم شباهت بین رفتار تغییر پذیری متغییرها را محاسبه کنیم ضرایب همبستگی بین آنها معیار مناسب تری نسبت به فاصله در اختیار میگذارد. این روش همان چیزی است که در رسم دندوگرام به کار گرفته شده است. نمودار های خوشه ای حاصل از تحلیل کلاستر،ضرایب غنی شدگی را نشان میدهد.



شکل۸. نمایش همبستگی به صورت خوشه ای

با توجه به شکل۵. به طور کلی سه بخش اصلی داریم: بخش الف) شامل (Al,Ti,Cr,Ni) Al با Ti و همچنین Cr با Ni همبستگی قوی دارند. همانطور که مشخص است در فاصله دور تر این دو گروه باهم همبستگی نشان می دهند، این امر می تواند نشانگر این باشد که ماگمای بالا آمده در این منطقه حاصل فرورانش است. زیرا Crو Ni عمدتا در مناطق فرورانش پوسته ی اقیانوسی به زیر قاره ای حضور دارند. در مورد Alو Ti این دو عنصر در پوسته قاره‌ای فراوانی بیشتری دارند. به طوری کلی همبستگی این چهار عنصر باهم می تواند نماینگر یک محیط فرورانش باشد در نتیجه گرانیت تیپ I است. بخش ب) شامل (Au,Fe,As,Sr,S) که خود دارای دو زیرگروه (Sr, S) و (As,Fe,Au) می باشد که باهم همبستگی قوی دارند. استرانسیم بیشتر در بخش بالایی پوسته قاره ای در گرانودیوریت ها و ریوداسیت ها جانشین کلسیم پلاژیوکلاز میشود.

www.SID.ir

آرسنیک ، آهن، طلا نیز همبستگی قوی نشان می دهد از این بخش این استنباط می شود که طلا در این منطقه احتمالا از نوع اپی ترمال است و با گوگرد نیز همبستگی قوی دارد. همبستگی قوی آهن و گوگرد با طلا بیانگر این مطلب است که طلا در شبکه پیریت وجود داشته و تجزیه شده است و گوگرد نیز با ظرفیت پایین خودش در این واکنش ها شرکت داشته و در نتیجه طلای ما از نوع اپی ترمال و سولفیداسیون پایین است. بخش ج) شامل (Cd,Pb,Ag,Zn,Cu,Mo) است که دارای دو زیر گروه (Cd,Pb,Ag,Zn) و (Cu,Mo)میباشد که باهم همبستگی قوی دارند. این همبستگی ها با مشاهدات صحرایی ما مطابقت دارد زیرا چندین رگه مس دار را درمجاورت گسل های کششی مشاهده کردیم که حالت اپی ترمال/مزوترمال دارند و به علت وجود مولیبدنوم دمای بالاتری دارند دمای بالا میتواند نشانگر این باشد که نزدیک به گنبد های گرانیتی ، گرانودیریتی هستند.

۶- نتیجه گیری

محدوده معدنی طلای هیرد شمالی با وسعت حدود ۲۵ کیلومتر مربع در استان خراسان جنوبی و در ۱۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند واقع شده است. در این محدوده توده های نفوذی حدواسط تا اسیدی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت در توالی آتشفشانی- رسوبی ترشیری نفوذ کرده و آنها را تحت تاثیر قرار داده اند. مهمترین دگرسانی هایی که در سطح زمین شناسایی شده اند عبارتند از: ۱) کوارتز- تورمالین- سرسیت ۲) کربناتی و ۳) پروپیلیتیک. در پژوهش حاضر اقدام به برداشت ۱۹۸ نمونه از واحدهای مختلف شده است. بررسی های آماری تک متغیره نشان می دهد عناصر کمیاب مورد بررسی از توزیع نرمال برخوردار نیستند(Au, Cu) اما عنصر Fe به دلیل اینکه مقدار کشیدگی و چولگی این عنصر در دامنه ی ۲ تا ۲- متغیر است، دارای توزیع نرمال می باشد. بررسی های ژئوشیمیایی عناصر همراه نشاندهنده این موضوع است که ماگمای منبع کانی سازی در محدوده هیرد شمالی حاصل فرورانش می باشد و بنابرین تیپ نوع I می باشد. این بررسی ها نشان می دهد که طلای موجود در محدوده درون ساختمان پیریت جایگیری شده است و با توجه به پاراژنز مس و مولیبدنوم و همچنین حضور مس به صورت کانی کالکوپیریت، می تواند نشانگر این باشد که کانی سازی مس و مولیبدنوم در نزدیکی توده یگرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است، درحالیکه کانه زایی طلا از نوع اپی ترمال است.

مراجع

۱- افتخارنژاد، ج.، هوشمندزاده، ع.، "نقشهٔ زمین‌شناسی. به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۵۱
۲- ا.بهروزی و ن.خ. ناظر.، " نقشهٔ زمین‌شناسی بصیران به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ "، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱
۳- اشتوکلین، ی.، افتخارنژاد، ج.، هوشمندزاده، ع.، "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۲۲ ف، ۸۶ ص، ۱۳۵۲

۴- عسکری، ع.، صفری، م.، "گزارش نقشه زمین‌شناسی معدنی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰۰ ناحیه امید بخش معدنی طلای هیرد(شمال غرب نهبندان)"، طرح اکتشافات مواد معدنی درجنوب خراسان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۱
۵- کریم پور، م.ح.، حیدریان شهری، م.ر.، ملک زاده شفارودی،آ.و عسکری، ع.، "طرح مطالعاتی پترولوژی توده های نفوذی، بررسی ژئوشیمی عناصر خاص، بررسی سیالات درگیر و مطالعات ژئوفیزیکی در منطقه کانی‌سازی طلای هیرد"، مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۸۵

6- Barton, M.D., Ilchik, R.P., Marikos, M.A. (1991) *"Metasomatism. In contcat Metamorphism (Kerrick, D.M., ed.) Mineralogical Society of American, Rewiews in Mineralogy*", Book Crafters, Inc., Vol. 26, PP. 321-350.
7- Barnes, H.L., 1997, *"Geochemistry of hydrothermal ore deposit"*, Third ed., New York, Wiley, pp. 797.

www.SID.ir

8- Bates, R.L., Jackson, J.A., 1980, *"Glosary of geology"* , McGraw Hill, Virginia, pp.751.

9- Camp V.E., and Griffis R.j., 1982, *"Character , genesis and tectonic setting of igneous rock in the Sistan Suture Zone eastern Iran"* , Lithos, TSSN 004-4978,NOR., DA. 1982.

10- C.D., Henry ., 1975, *"Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico"*

11- Conly L. Rieder, Alexey Khodjakov, Leocadia V. Paliulis, Tina M. Fortier, Richard W. Cole, and Greenfield Sluder. PNAS May 13, *1997* 94 (10) 5107-5112.

12- Evans, A.M., 1997, *"An Introduction To Economic geology and its environmental impact. Black Well"*, Sci,pup, pp. 364.

13- Guillbert ,J.M, and Park, C.F,(1986). "*The geology of ore deposits*",W.H.Freeman and company,985P.

14- Karimpour et al., 2007, "*The exploration of gold by magnetic method in Hired Area, South Khorasan"*, a case study.

15- Karimpour,M.H.,et al.(2009),"*Petrochemistry of the Reduced, Ilmenite-Series Granitoid Intrusion Related to the Hired Gold-Tin Prospect(Basiran),Eastern Iran*", Research center for ore deposit of Eastern Iran,Journal of Applied Sciences9(2):226-236.

16- Khalil, Kh.l., Helba, H.A., Mucke, A., 2003, "*Genesis of the Gold mineralization at Dungash gold mine area, eastern Desert, Egypt: a mineralogical-microstudy*", J.African Earth Sci., v. 37, p. 111-122.

17- McCuaig, T.C., Kerrich, R., 1998, *"P-T-t- deformation- fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic*", Ore Geol.Rev., v, p. 381-453.

18- Ossaka,j., 1968, "*Alteration of rocks in volcanoes and hot spring area*", Chinetsu, v.17, p.65-79, (in Japanese with English Abs.).

19- Pirinjo, F., 1992, "*Hydrothermal mineral deposits, principle and fundamental concept for the exploration geologist*". Springer, pp. 706.

20- Reed, M.H., 1997, "*Hydrotermal alteration and it relationship to ore fluid composition*", In Barnes H.L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, john Wiley & Son,P.303-368.

21- Rimistid, J.D., 1997, "*Gangue mineral transport and deposition, In Barnes H. L.(Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits*", John Wiley & Sons,p. 487-516.

22- Shelly,D., 1993, "*Igneous and metamorphic rocks under the microscope*", Chapman & Hall, pp.445.
Tirrul, M. R., bell I. R., Griffis and Camp, 1983, "*The Sistan suture zone of estern Iran"*, Geological Society of America Bulletin V.84, p:134-150.

23- Zhou, Y., Wang, Z., 1999, "*Alterd ductile shear zone host type of gold deposits from south China*", a case study. J. Geoscience. Of China, v.1, p. 23-38.

www.SID.ir