



## سنگ‌شناسی، دگرسانی و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رشتخوار

حبیب بیابانگرد\*، محمد بومری، خسرو تیموری و فاطمه محمدپور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

دریافت مقاله: 1394/03/14، پذیرش: 1395/01/18

### چکیده

کانه‌زایی آهن رشتخوار در جنوب شرقی استان خراسان رضوی و 48 کیلومتری شرق شهر رشتخوار قرار دارد. از نظر زمین‌شناسی این محدوده در شمال شرقی بلوک لوت واقع شده و متعلق به نوار ولکانو پلوتونیک خواف-بردسکن است. سنگ‌های آذرین حدواسط به صورت استوک، دایک، گدازه و نهشته‌های آذرآواری سنگ میزبان کانه‌زایی آهن هستند. این سنگ‌ها شامل دیوریت پورفیری، مونزوسینیت پورفیری، آندزیت، بازالت و لیتیک توف و دارای بافت‌های گرانولار، پورفیری، میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپات‌های پتاسیم، آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده‌اند. واحدهای رسوبی اغلب کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ هستند. دگرسانی‌های پروپلیتیک، سریستیک-پروپلیتیک، سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته مهم‌ترین دگرسانی‌ها هستند که طی آنها برخی از کانی‌ها مثل پلاژیوکلازها، فلدسپات‌های پتاسیم و آمفیبول‌ها به سریست، کلریت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. مگنتیت و اسپیکولاریت مهم‌ترین کانه‌های محدوده معدنی آهن رشتخوار هستند. عامل اصلی کانه‌سازی در این محدوده معدنی تغییرات فوگاسیته اکسیژن و گوگرد محیط است؛ به طوری که آب‌های سطحی اکسیژن‌دار پس از نفوذ به اعماق و ترکیب با آب‌های ماگمایی دما بالا، در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن و  $fs_2$  پایین به تشکیل کانی اسپیکولاریت و مگنتیت در مرحله اولیه کانه‌سازی منجر شده است. نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف نشان می‌دهد که محدوده معدنی مورد بررسی در محدوده ذخایر گرمابی قرار می‌گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** ایران، آهن رشتخوار، کانه‌زایی آهن، دگرسانی، بلوک لوت

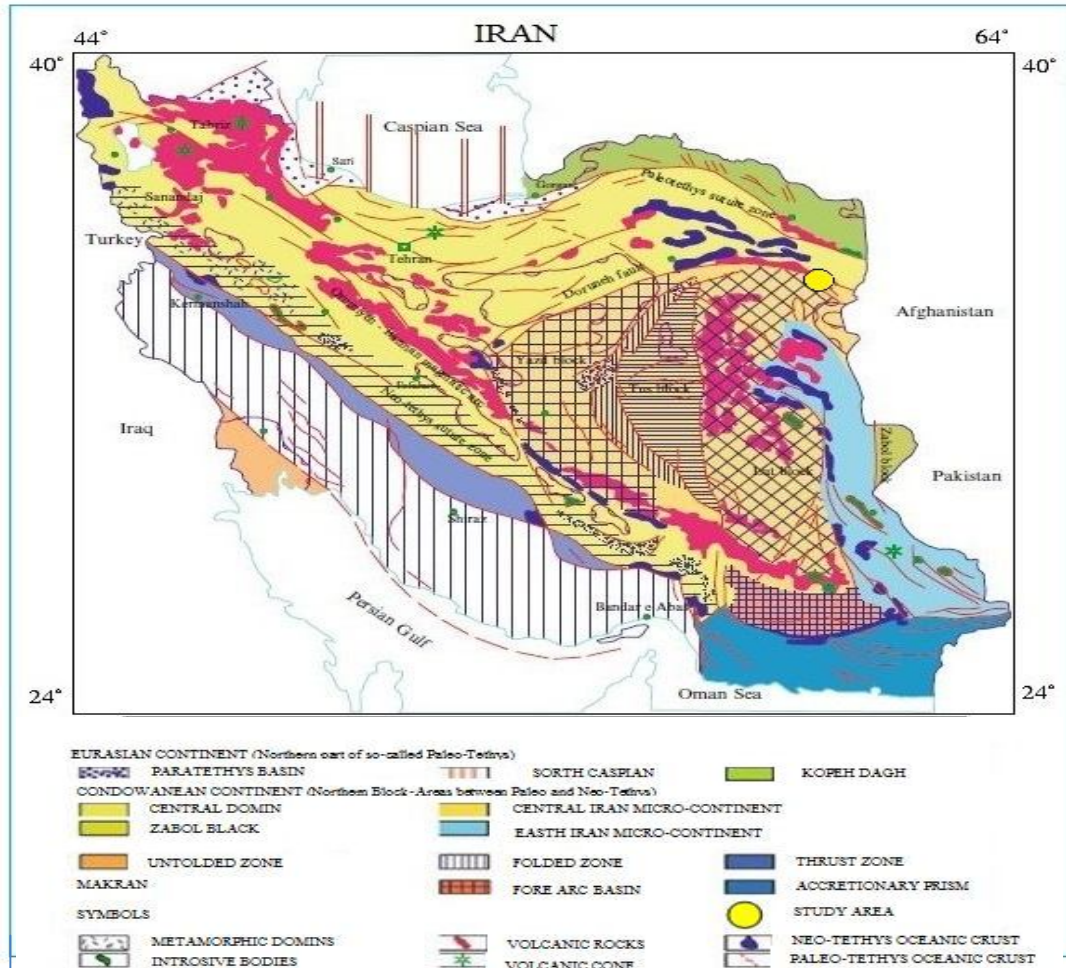
### مقدمه

در مرزهای گسلی رخ داده است که با توجه به کانه‌زایی آهن و مس در منطقه نوع آن را IOCG دانسته و نقش محلول‌های گرمابی را در تشکیل دگرسانی‌های منطقه مهم شناخته‌اند (Yusefi Sourani, 2006). ذخایر IOCG نوعی رده‌بندی جدید است و به‌عنوان نوعی جدید از کانسارهای گرمابی که در محیط‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند، معرفی شده‌اند (Hitzman et al., 1992). این ذخایر دسته‌ای از کانسارهاست که دارای طیف وسیعی از عناصر از جمله اورانیم، مس، عناصر نادر خاکی، نقره، طلا، بیسموت، کبالت و فسفر هستند. کانه‌زایی آهن در رشتخوار در 48 کیلومتری شرقی شهر رشتخوار و 12 کیلومتری شمال روستای شهرک قرار دارد (شکل 1). این مقاله

کمر بند ولکانو پلوتونیک خواف-بردسکن یکی از ایالت‌های مهم متالورژی ایران است که حاوی معادن و محدوده معدنی‌های متعددی است که از جمله محدوده معدنی‌های اکسید آهن موجود در این ناحیه می‌توان به طلا-اسپیکولاریت کوه زر، تنورچه و معدن سنگ آهن سنگان خواف اشاره کرد (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2007). این کمر بند حاوی منابع آهن زیادی است و علاوه بر این، ذخایر قابل توجهی از مس و طلا در آن شناسایی یا مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. هم‌اکنون، محدوده معدنی آهن و مس رشتخوار برای استخراج آهن معدن کاری می‌شود. به‌طور کلی کانه‌زایی

و محیط فیزیکوشیمیایی احتمالی تشکیل محدوده معدنی می‌پردازد.

برای نخستین بار به بررسی‌های کانی‌زایی آهن، مس و دگرسانی‌های قابل توجه در این محدوده و سنگ‌های میزبان آن



شکل 1. پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران (Aghanabati, 2005) و منطقه مورد نظر (آهن رشتخوار) که در شمال شرق بلوک لوت قرار دارد (دایره زرد).

**Fig. 1.** Main sedimentary- structural zones of Iran (Aghanabati, 2005). The study area (Roshtkhar Iron) is located in the Northeast of Lut block (yellow circle).

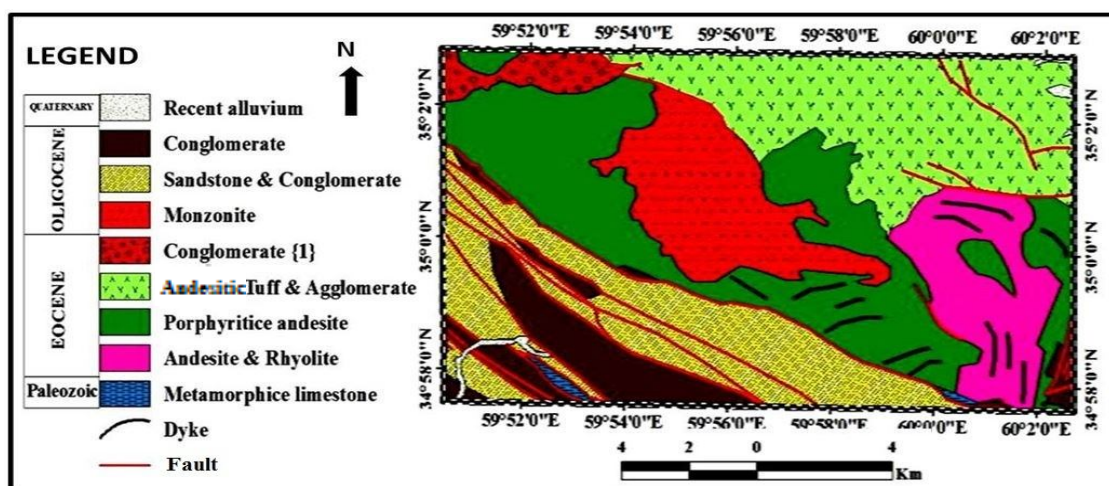
احتمالی پرکامبرین یا پالئوزوئیک پایینی است که به‌طور محدود در گوشه جنوب شرقی منطقه مورد بررسی (کوه تیغ سیاه و خاور کوه کمر قشقه) برون‌زد دارند (Ancelin et al., 1983). واحدهای سنگی ائوسن اغلب سنگ‌های آتشفشانی و شامل آندزیت پورفیری، آندزیت تا پیروکسن آندزیت، توف بلورین و لیتیک توف هستند که دارای روند شمال‌غربی - جنوب شرقی هستند (Ancelin et al., 1983). سنگ‌های

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی 1:100000 رشتخوار (Ancelin et al., 1983) و 1:250000 گناباد (Danesfaleh and Sajedi, 1983)، بیشتر واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی و سنگ‌های رسوبی است (شکل 2). قدیمیترین واحدهای سنگی، سنگ آهک‌های دگرگون‌شده، واحدهای متاولکانیک و شیست‌هایی با سن

می‌شود (Ancelin et al., 1983). در جنوب منطقه ردیفی قابل ملاحظه از ماسه سنگ‌های متوسط تا سبتر لایه و به رنگ خاکستری مایل به سبز با میان لایه‌هایی از مارن‌های سفید، خاکستری و قهوه‌ای در راستای شمال غربی- جنوب شرقی و هم‌سو با گسل درونه برون‌زد دارند، نهشته‌های این واحد به‌طور هم‌شیب بر روی نهشته‌های کنگلومرای الیگوسن جای گرفته و به‌طور ناپیوسته با رسوبات جوانتر پوشیده شده است. در بخش‌هایی از منطقه نهشته‌های این واحد بر اثر عملکرد گسل درونه به‌صورت خردشده یا برگشته در آمده‌اند.

آذرین نفوذی غالباً ترکیب مونزونیتی دارند و به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. نفوذی‌های مونزونیتی حدود 25 کیلومتر مربع وسعت دارند و نهشته‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند و متعلق به الیگوسن هستند (Ancelin et al., 1983). واحدهای رسوبی اغلب کنگلومرای شیلی و ماسه‌سنگی هستند. واحد کنگلومرای به رنگ قهوه‌ای تا قرمز و دانه‌هایی به اندازه 2 میلی‌متر تا 20 سانتی‌متر، دارای گردشگی و سخت‌شدگی خوب و با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی واحدهای رسوبی ائوسن و قدیمتر از آن قرار دارد و به‌طور تدریجی به ماسه سنگ‌ها و شیل‌های الیگوسن تبدیل



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه رشتخوار (اصلاح شده از نقشه‌های 1:100000 رشتخوار، خواف، دولت‌آباد و کاریزنو (Ancelin et al., 1983)

**Fig. 2.** Geological map of Rhostkhar area (Modified from Roshtkhar, Khaf, Dolatabad and Karizno map, 1/100000) (Ancelin et al., 1983).

شرح زیر هستند:

**واحد آندزیتی:** در جنوب منطقه مورد بررسی، با واحدهای رسوبی و دیوریتی در جنوب توده معدنی A با مرز گسلی برون‌زد دارد (شکل 4-A). سنگ‌های آندزیتی این واحد رنگ خاکستری روشن تا تیره دارد و غالباً دارای بافت پورفیری هستند، درشت بلورهای معمول این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است. این سنگ‌ها در اغلب نقاط، مورد هجوم محلول گرمابی قرار گرفته که گاهی به‌شدت دگرسان شده‌اند و رنگ آنها نیز تغییر کرده است. سن این واحد در نقشه زمین‌شناسی 1:100000 رشتخوار (Ancelin et al., 1983) ائوسن آمده است.

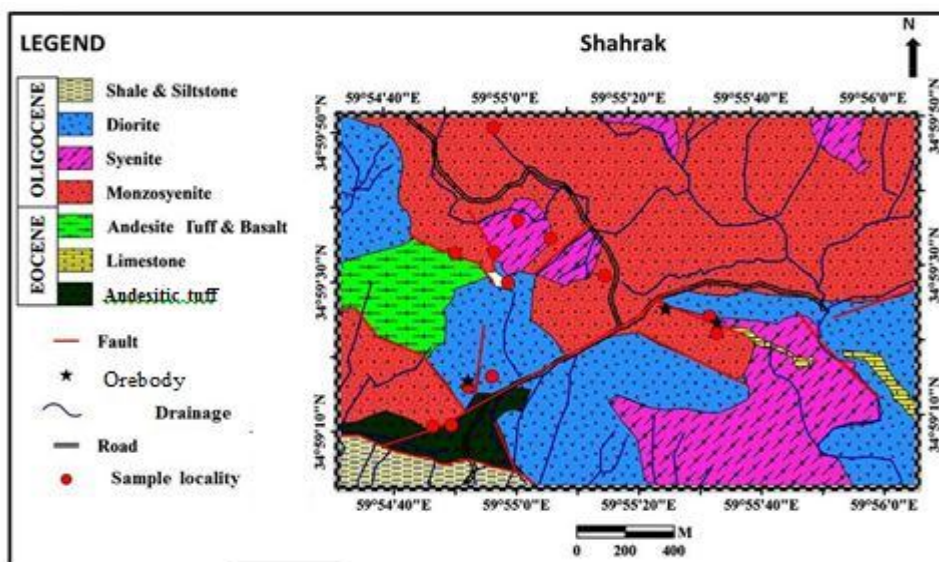
### زمین‌شناسی محلی

بر پایه بررسی‌های صحرایی، محدوده کانی‌زایی آهن در رشتخوار شامل دو توده جنوبی (A) و توده شمال‌شرقی (B) است که سنگ میزبان آنها واحدهای نفوذی هستند (شکل 3). بخش عمده نفوذی‌ها متعلق به مجموعه سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب حدواسط است که تغییرات ترکیبی آنها حدفاصل دیوریت تا سینیت و به‌طور غالب مونزونیتی هستند. بر اساس نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از محدوده معدنی (شکل 3) واحدهای زمین‌شناسی از قدیم به جدید عبارتند از:

**مجموعه‌های آذرین:** شامل واحدهای خروجی و نفوذی به

رگه‌چه‌های سیلیس را در نمونه دستی این سنگ‌ها می‌توان تشخیص داد. سنی که برای این واحدها تعیین شده، ائوسن است (Ancelin et al., 1983).

**واحد توف:** این واحد سنگی در شمال غربی توده معدنی A برونزد دارد (شکل B-4) و در قسمت شمالی خرد شده است. در نمونه دستی به رنگ سبز روشن با بافت برشی و در سطح هوازده دارای رنگ تیره است. قطعات سنگی لیتیک و



شکل 3. نقشه زمین‌شناسی محلی کانی‌زایی آهن در رشتخوار

Fig. 3. Local geological map of Iron mineralization in Rhostkhar

اغلب رگه‌چه‌های نازک به قطر 1 تا 5 سانتی‌متر از ماده معدنی دیده می‌شود.

**دیوریت پورفیری:** برونزدهای دیوریتی در منطقه به صورت دایک و استوک هستند. دیوریت‌های پورفیری بیشتر در قسمت جنوبی منطقه برونزد دارند (شکل 3). این سنگ‌ها دارای شکستگی‌های فراوانی هستند که با نفوذ محلول‌های گرمابی دچار دگرسانی شده‌اند. این سنگ‌ها در جنوب غربی منطقه، میزبان کانی‌زایی آهن (توده A) هستند (شکل A-6). همچنین در شمال شرقی منطقه در نزدیکی کانی‌زایی آهن (توده B) نیز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، به رنگ سبز تیره و بافت پورفیری هستند.

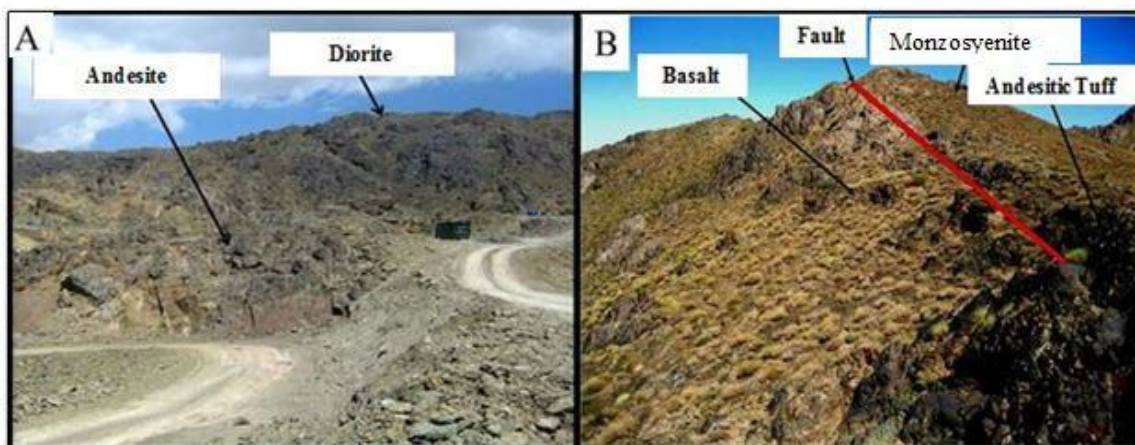
**دایک‌های دیوریتی:** این واحد بیشتر در قسمت شمالی منطقه برونزد دارد که در نقشه تهیه‌شده، به علت برونزد اندک و ضخامت کم آنها، ترسیم نشده‌اند. دارای رنگ سبز تیره متمایل به سیاه و بافت ریزدانه هستند. این سنگ‌ها در بسیاری از موارد

**واحد مونزوسینیت:** این واحد بیشتر در شمال و کمتر در جنوب غربی منطقه به صورت استوک برونزد دارد. در نمونه‌های صحرایی این سنگ‌ها می‌توان درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز را دید (شکل A-5). این واحد، حدوداً 5 کیلومتر به سمت شمال ادامه دارد. در قسمت شرقی و مرکزی میزبان کانی‌زایی توده معدنی B است. سن این واحد لیگوسن است (Ancelin et al., 1983).

**واحد سینیت:** در سطح تازه دارای رنگ روشن تا صورتی و دارای بافت دانه‌ای متوسط هستند. کانی قابل تشخیص و اصلی این سنگ‌ها آلکالی فلدسپار بی‌شکل به رنگ صورتی است (شکل B-5). برونزد این واحدها در سطح منطقه زیاد نیست و بیشتر در مناطق شمالی دیده می‌شوند. سنگ‌های سینیت پورفیری به صورت پراکنده و استوک در منطقه دیده می‌شوند که دارای رنگ خاکستری و بافت پورفیری هستند. درشت‌بلورهای این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم است. در این سنگ‌ها

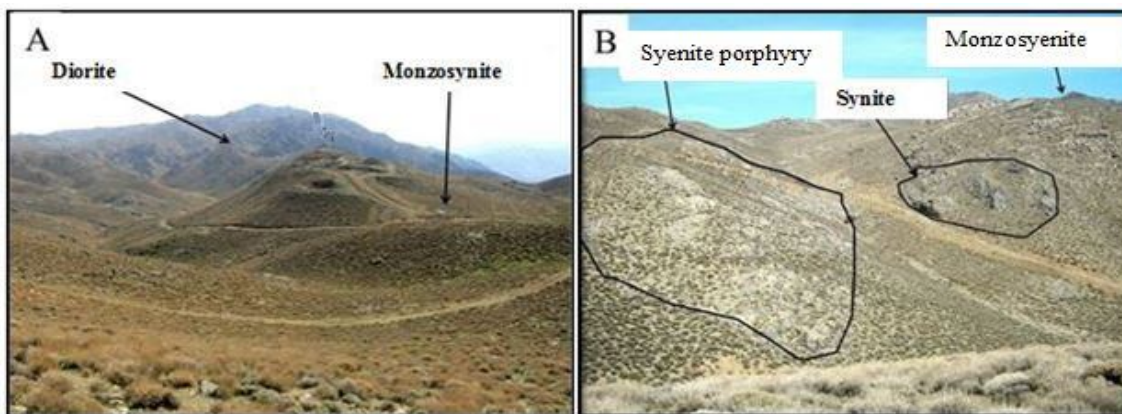
دارای دو گروه امتداد (شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی) هستند و تقریباً مشابه با امتداد شکستگی‌های موجود در منطقه است (شکل B-6).

به صورت عدسی درآمده‌اند و در جهات مختلف در سنگ‌های منطقه نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها در بیشتر قسمت‌های برونزد یافته، دارای ترکیب ثابت و شکستگی‌های عرضی است. ضخامت آنها از 15 سانتی‌متر تا یک متر متغیر است و در منطقه



شکل 4. A: برونزد واحد آندزیتی در همبندی با واحدهای دیوریتی در جنوب توده معدنی A در آهن رشتخوار (34° 59' 10.3" N , 59° 54' 49.5" E) و B: نمایی از برونزد واحدهای توفی و بازالتی شمال غربی توده معدنی A در آهن رشتخوار (34° 59' 34.8" N , 59° 54' 49.5" E)

**Fig. 4.** A: Andesitic outcrops in contact with dioritic unit in the south of A orebody, Roshtkhar Iron (34° 59' 10.3" N , 59° 54' 49.5" E) and B: View of Tuff and Basaltic outcrops in Northeast of A ore body, Roshtkhar Iron (34° 59' 34.8" N , 59° 54' 49.5" E)



شکل 5. A: نمایی از واحدهای مونزوسینیتی میزبان توده معدنی B در آهن رشتخوار (34° 59' 39.2" N , 59° 55' 1.9" E) و B: نمایی از برونزد سطحی واحدهای سینیتی و سینیت پورفیری منطقه آهن رشتخوار (34° 59' 35" N , 59° 55' 04" E)

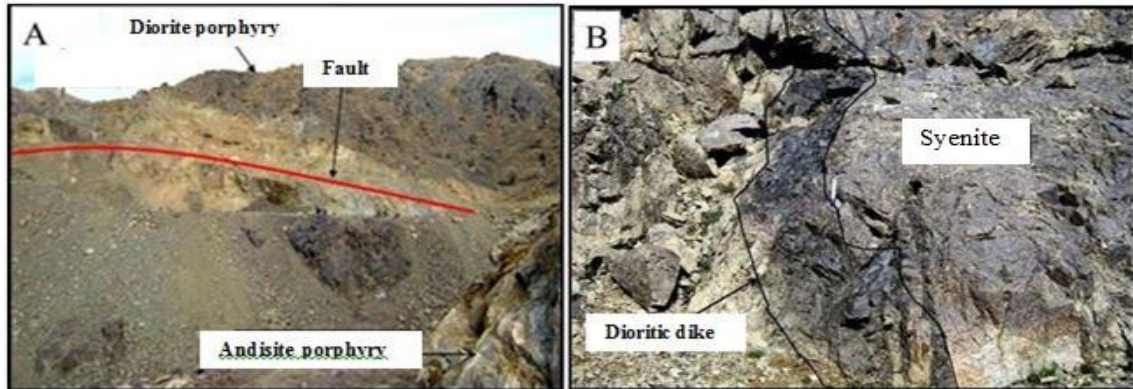
**Fig. 5.** A: View of monzosyenitic units that are host rock of the B orebody, Roshtkhar Iron (34° 59' 39.2" N , 59° 55' 1.9" E) and B: view of syenitic and syenite porphyry units, Roshtkhar Iron (34° 59' 35" N , 59° 55' 04" E)

شکل دار کشیده و پیروکسن از جمله کانی‌های سازنده این سنگ‌هاست.  
مجموعه‌های رسوبی: سنگ‌های رسوبی با مرز کاملاً گسلی و

واحد بازالتی: این واحد در قسمت شمالی توده معدنی A برونزد دارد (شکل B-4). در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره و بافت پورفیری هستند. پلاژیوکلازهای

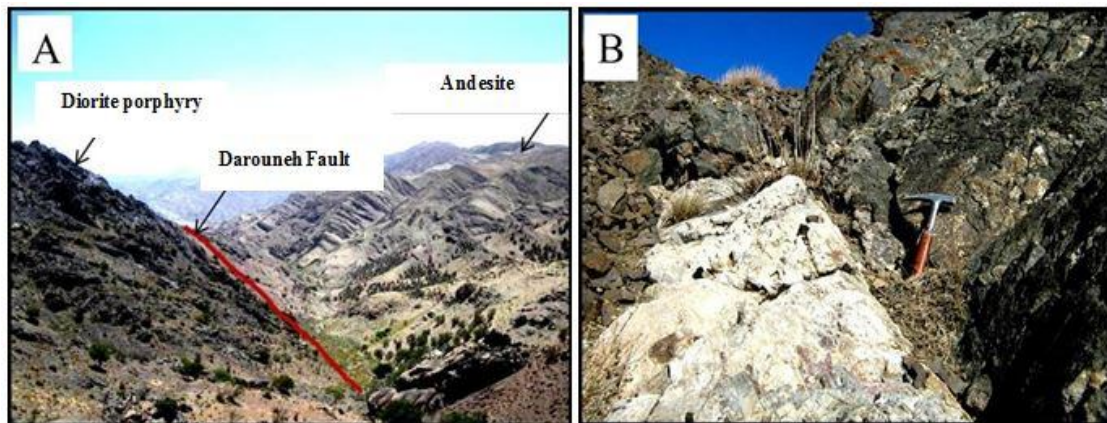
فلیزی وجود دارد. این واحدها دارای رنگ خاکستری تیره، بافت دانه‌ریز و آثار رسوبی از جمله رپیل مارک هستند. یک دسته میان‌لایه‌های آهکی در واحدهای نفوذی دیده می‌شود، این واحدها در شرق توده معدنی B برون‌زد دارد که در اثر همبندی با واحدهای نفوذی، مرمری شده‌اند (شکل 7- B).

مشخص در کنار واحدهای آذرین واقع شده‌اند (شکل 7- A). واحدهای رسوبی شامل سنگ‌های مارن، شیل، ماسه سنگ و کنگلومراست که به شدت تحت تأثیر فاز زمین‌ساختی واقع شده‌اند. در بخش جنوبی و جنوب‌غربی منطقه رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی به ضخامت بسیار زیاد (ده‌ها متر)، مشابه رسوبات



شکل 6. A: نمایی از توده معدنی A (آهن رشتخوار) در داخل واحد دیوریت پورفیری گسل خورده (E 49.5' 54° 59' 34° N و B: نفوذ دایک‌های دیوریتی در واحدهای سینیتی (آهن رشتخوار) با امتداد N15W (E 47.2' 54° 59' 34° N)

**Fig. 6.** A: View of A orebody (Roshtkhar Iron) into the faulted diorite porphyry unit (34° 59' 10.3" N, 59° 54' 49.5"E) and B: Intrusion of the dioritic dike in the syenitic units (Roshtkhar Iron) with strike of N15W (34° 59' 37.8" N, 59° 54' 47.2" E)



شکل 7. A: مرز بین واحدهای رسوبی و آذرین آهن رشتخوار (E 1.3' 55° 59' 34° N و B: نمایی از واحد مرمری در همبندی با واحدهای نفوذی در آهن رشتخوار (E 36.9' 55° 59' 34° N)

**Fig. 7.** A: Photograph of the Igneous rocks in contact with the sedimentary rocks, Roshtkhar Iron (34° 59' 14.8" N, 59° 55' 1.3" E) and B: View of the marble in contact with the intrusive rocks, Roshtkhar Iron (34° 59' 23.7" N, 59° 55' 36.9" E).

فردیواره و هر نوع سنگ دگرسان‌شده و رگه‌های کانی‌سازی انجام شد. ضمن نمونه‌برداری موقعیت نمونه‌ها با GPS خوانده و ثبت و مشخصات واحدهای نمونه‌برداری یادداشت شد. برای

## روش بررسی

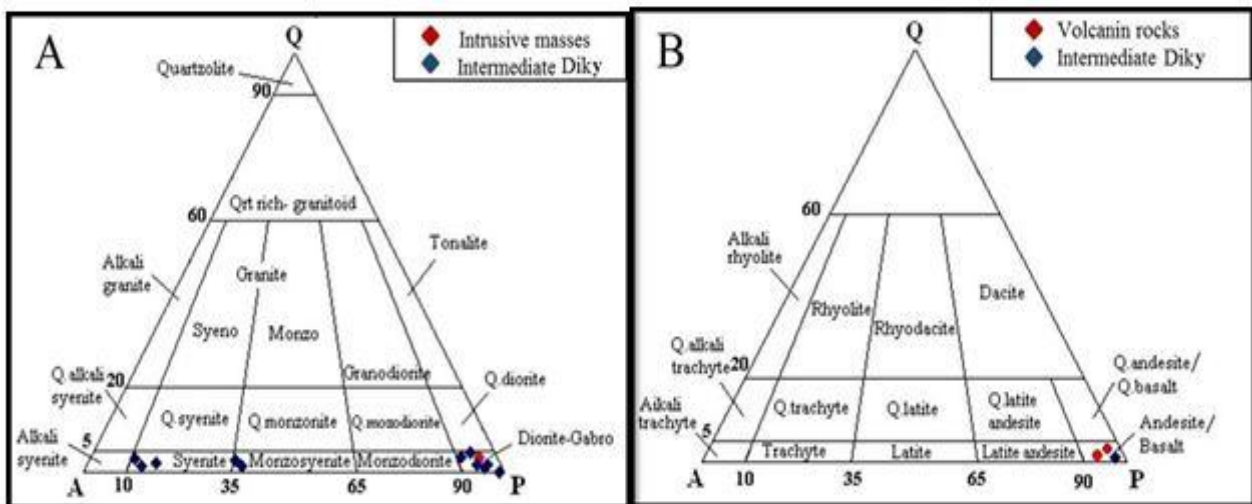
پس از بازدیدهای صحرائی از منطقه، نمونه‌برداری از سنگ‌های پادیواره، سنگ‌های میزبان، محدوده معدنی آهن و سنگ‌های

میکروسکوپی دیده می‌شود. کانی‌های فرعی دیده شده نیز کلریت، سریسیت، کلسیت، کانی‌های رسی، کوارتز و کانی‌های کدر هستند. مونزوسینیت‌ها در نمونه صحرایی دارای بافت دانه‌درشت و به رنگ صورتی تا سفید دیده می‌شوند. فراوانترین کانی‌ها ابتدا فلدسپات پتاسیم‌دار و سپس پلاژیوکلازها و کانی‌های دگرسانی همچون کلریت‌ها و سریسیت نیز در مقاطع میکروسکوپی آنها قابل شناسایی هستند (شکل 9-A). در سینیت‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز به‌طور قابل ملاحظه‌ای کمتر از فلدسپات‌های پتاسیم هستند و تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل 9-B). از کانی‌های قابل تشخیص در بازالت‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند که دچار دگرسانی شده‌اند. کانی‌های دیگر شامل الیون، کلریت، کلسیت، سریسیت و کانی‌های کدر هستند (شکل 9-C). در آندزیت‌ها بافتی را که می‌توان زیر میکروسکپ تشخیص داد، بافت میکروولیتیک پورفیری است. کانی اصلی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز بوده و کانی‌های فرعی مشاهده شده در این سنگ‌ها را فلدسپار پتاسیم، کلریت، سریسیت، کلسیت، کوارتز، کانی‌های کدر و اکسیدهای آهن تشکیل می‌دهند (شکل 9-D).

انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌زایی، 30 عدد مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین برای بررسی دگرسانی‌های منطقه، علاوه بر بررسی مقاطع، بر روی 5 نمونه آنالیز XRD انجام شد. با دورشدن از ماده معدنی 8 نمونه از سنگ سالم، دگرسان شده و کانی‌زایی شده به‌منظور تغییرات عناصر اصلی انتخاب و با روش XRF در دانشگاه تربیت معلم تهران و عناصر فرعی و کمیاب با روش ICP-OES در مرکز فرآوری و مواد معدنی ایران (واحد کرج) تجزیه شده‌اند که نتایج در جدول 1 آمده است.

### سنگ‌شناسی

مجموعه سنگ‌های در برگیرنده محدوده معدنی آهن رشتخوار را می‌توان به دو گروه سنگ‌های آذرین و سنگ‌های رسوبی تقسیم‌بندی کرد که با استفاده از روش نام‌گذاری بر اساس کانی‌شناسی (مودال) (Streckeisen, 1974, 1979)، سنگ‌های آذرین درونی منطقه مورد بررسی در محدوده دیوریت، سینیت، مونزوسینیت (شکل 8-A) و سنگ‌های آذرین بیرونی در محدوده آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل 8-B). در دیوریت‌های پورفیری کانی اصلی پلاژیوکلاز است و پتاسیم فلدسپار به مقدار بسیار کمتر از پلاژیوکلاز در مقاطع



شکل 8. رده‌بندی کانی‌شناسی کمی (مودال) سنگ‌های منطقه مورد بررسی (آهن رشتخوار). A: سنگ‌های آذرین درونی و B: سنگ‌های آذرین بیرونی، (نمودارهای پایه از اشتريک‌اين (Streckeisen, 1974, 1979)

Fig. 8. Modal classification of the igneous rocks (Roshtkhar Iron). A: the intrusive rocks and B: The volcanic rocks (based on Streckeisen, 1974, 1979 diagram)

سنگ دیده می‌شود (شکل B-13). کانی‌های اوپک در بیشتر دگرسانی‌ها، مگنتیت و به مقدار خیلی کمتر کالکوپیریت و پیریت است. **دگرسانی سیلیسی**: کوارتز شاخص این زون و اصلی‌ترین کانی در این دگرسانی است. میزان کوارتز در سنگ‌های منطقه مورد بررسی کم است؛ ولی می‌توان آن را به صورت پرکننده فضاهای خالی و گاهی به صورت رگه‌چهای دید. این دگرسانی به صورت برش‌های سیلیسی شده در شمال غربی توده معدنی A نیز برون‌زد دارد (شکل A-13). این برش شامل کانی‌های آهن‌دار از جمله مگنتیت و گوتیت و همچنین کانی‌های مس‌دار مثل مالاکیت، آزوریت و کالکوپیریت در باطله‌ای از کوارتز با قطعاتی از خرده‌های آتشفشانی است (شکل B-13). این دگرسانی تقریباً در تمام واحدهای سنگی رخ داده است (شکل‌های A-12 و A-14).

**دگرسانی آرژیلیک**: گستردگی قابل ملاحظه به‌ویژه در توده‌های آذرین نفوذی (سینیت‌ها) دارد. کانی‌های رس‌دار، شاخص این دگرسانی (در حدود 60 درصد) است. در شرایط کاملاً اسیدی و یا کاهش دمای سیالات گرمایی و کاهش فعالیت پتاسیم نسبت به هیدروژن، تمامی کاتیون‌های قلیایی از سنگ خارج شده است و این دگرسانی شکل می‌گیرد که در چنین شرایطی کانی‌های رسی تشکیل می‌شود (Guilbert and Park, 1986). دگرسانی آرژیلیک به صورت محدود در شمال غربی توده معدنی A دیده می‌شود. (شکل A-14). این دگرسانی در برخی نقاط با دگرسانی سیلیسی به صورت برش‌های سیلیسی شده همراه است (شکل B-14).

### زمین‌شیمی رگه‌های کانهدار

با استفاده از داده‌های حاصل از نتایج آنالیزهای XRF (جدول 1)، تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در محدوده معدنی و سنگ‌های آذرین بررسی شد. سپس با محاسبه نسبت‌های خاص برخی عناصر کمیاب، ژنز و خاستگاه محدوده معدنی و همچنین نوع کانی‌زایی را بررسی کرده‌ایم.

### نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی

نمودارهای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی یکی از بهترین راه‌های

سنگ‌های رسوبی منطقه مورد بررسی بیشتر در جنوب این منطقه برون‌زد دارند. این واحدها شامل سیلتستون، پاراکنگلومرای آمیخته سنگی و سنگ‌های آهکی هستند. جنس قطعات تشکیل‌دهنده سنگ در پاراکنگلومرای آمیخته سنگی کوارتز، چرت، گل سنگ و سیلتستون است که در بعضی از قسمت‌ها با سیمان دولومیتی احاطه شده‌اند. فراوانی قطعات ناپایدار تشکیل‌دهنده سنگ بیشتر از 10 درصد است که از جورشدگی خوبی برخوردار نیستند (شکل A-10). در سیلتستون‌ها کانی‌های قابل تشخیص در زیر میکروسکپ کوارتز، کلسیت و کانی‌های اوپک هستند (شکل B-10).

### دگرسانی

دگرسانی‌های مهم در منطقه آهن رشتخوار دگرسانی‌های پروپیلیتیک، سرسیت - پروپیلیتیک، سیلیسی و آرژیلیک هستند (شکل 11).

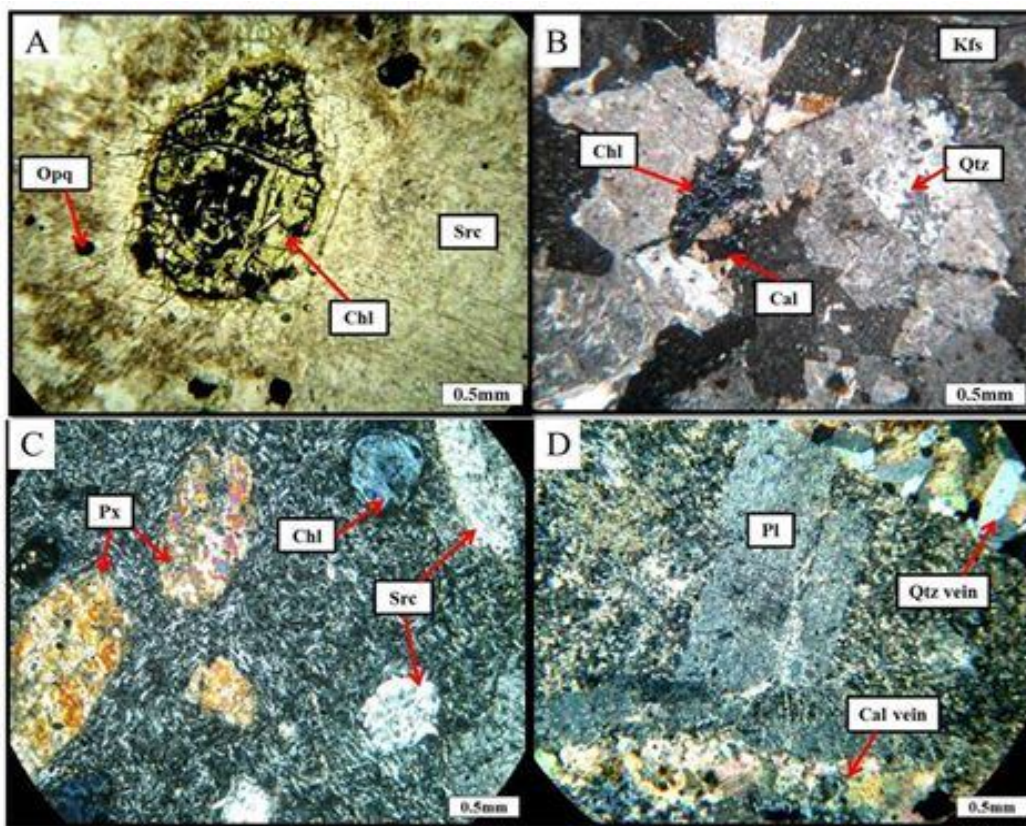
**دگرسانی پروپیلیتیک**: این دگرسانی تقریباً در تمام واحدهای سنگی آذرین درونی و خروجی رخ داده و بیشترین گسترش را در منطقه داراست (شکل‌های A-12 و A-14). کانی‌های اصلی این دگرسانی کلریت، سرسیت و کلسیت در حدود 35 تا 45 درصد و به مقدار جزئی کوارتز و کانی‌های ثانویه (15 تا 20 درصد) کانی‌های رسی و بیوتیت هستند. این دگرسانی غالباً با کانی‌سازی اکسیدهای آهن (هماتیت و مگنتیت) همراه است. در منطقه مورد بررسی زیر زون‌های کلریتی شدن و کربناتی شدن در زون پروپیلیتیک دیده می‌شود، در این جا برای هر دو زیر زون یادشده، فقط از واژه پروپیلیتیک استفاده شده است. این دگرسانی از کانی‌های مافیک شروع شده و سپس پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های پتاسیم‌دار را تحت تأثیر قرار داده است (شکل 12-B).

**دگرسانی سرسیتیک - پروپیلیتیک**: این دگرسانی در سنگ‌های دیوریت پورفیری و بازالت‌ها بیشترین گسترش را دارد (شکل A-13). کانی‌های شاخص و اصلی این زون سرسیت و کلریت در حدود 30 درصد است. این کانی غالباً به حالت جانشینی در فلدسپات‌ها و کمتر به صورت پراکنده در متن



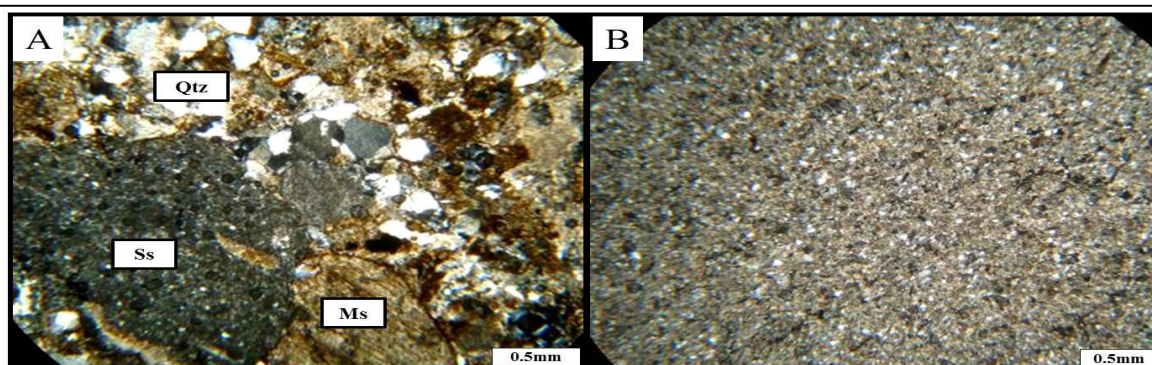
استفاده روش خط هم‌غلظت (Grant, 2005) مورد بررسی قرار گیرد. برای ترسیم نمودارهای مشخص‌کننده عناصر اصلی و کمیاب از نمودارهایی که محور افقی نشان‌دهنده سنگ منشأ سالم و محور عمودی نشان‌دهنده سنگ آلتزه شده است، استفاده می‌شود. دامنه تغییرات عناصر برای اکسیدها و عناصر کمیاب 40 در نظر گرفته شده است (جدول 2).

نشان‌دادن غنی یا فقیر شدن نسبی عناصر کمیاب و اصلی هستند. از این نمودارها، می‌توان برای نمایش تحرک عناصر نیز استفاده کرد. طبق نظر گرنٹ (Grant, 2005) در بررسی‌های مربوط به سنگ‌های دگرسان‌شده، اولین سؤالی که به ذهن می‌رسد با طبیعت سنگ منشأ، عناصری که از محیط خارج شده‌اند و عناصری که به سیستم اضافه شده‌اند، در ارتباط است. در این قسمت سعی شده است روند غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر با



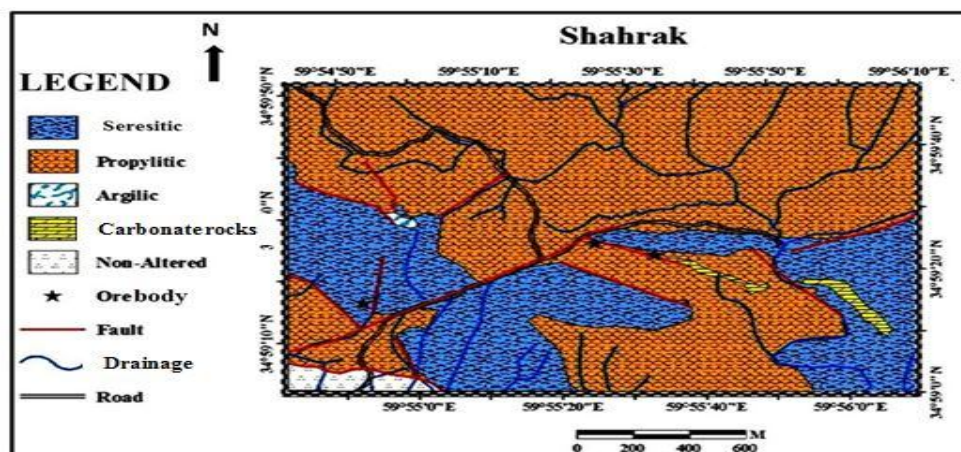
**شکل 9.** A: دگرسانی کامل پلاژیوکلاز به سریسیت و رشد کانی‌های کدر در شکستگی‌های اولیوین و دگرسانی آن به کلریت در مونزوسینیت، B: وجود بافت گرانولار و درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم در واحدهای سینیتی منطقه و همچنین پرشدگی فضای خالی توسط کانی‌های کوارتز و کلسیت، C: پرشدگی فضاهای خالی سنگ‌های بازالتی به‌ویژه توسط کانی کلسیت و تشکیل بافت بادامکی و تأثیر دگرسانی و رشد کانی‌های کدر اطراف کلریت‌ها در واحدهای بازالت پورفیری و D: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حال تجزیه به کانی‌های سریسیت همراه با رگه‌چه‌های کلسیتی و سیلیسی در سنگ‌های آندزیت پورفیری. (Src= سریسیت، Opq= کانی‌های اوپک، Chl= کلریت، Kfs= فلدسپار پتاسیم، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت، Pl= پلاژیوکلاز) (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی 40X تهیه شده است، (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 9.** A: Complete alteration of plagioclase to sericite, and growth of opaque minerals in fractures of chloritized olivine in the monzosyenite, B: Syenitic unit shows granular texture and consist of alkali feldspar. Open spaces in this rock filled by quartz and calcite, C: Open spaces in basaltic rocks filled by calcite showing amygdaloidal texture, Alteration effect and opaque minerals growth observes around of chlorite in porphyritic basalt unit, and D: Plagioclase phenocrysts were altered to sericite and associated with calcite and silicic veinlets in porphyritic andesite. (Src= Sericite, Opq= Opaque minerals, Chl= Chlorite, Kfs= alkali feldspar, Qtz= quartz, Cal= calcite, Pl= plagioclase), (All of pictures prepared in crossed polarized light with 40X, (Whitney and Evans, 2010)



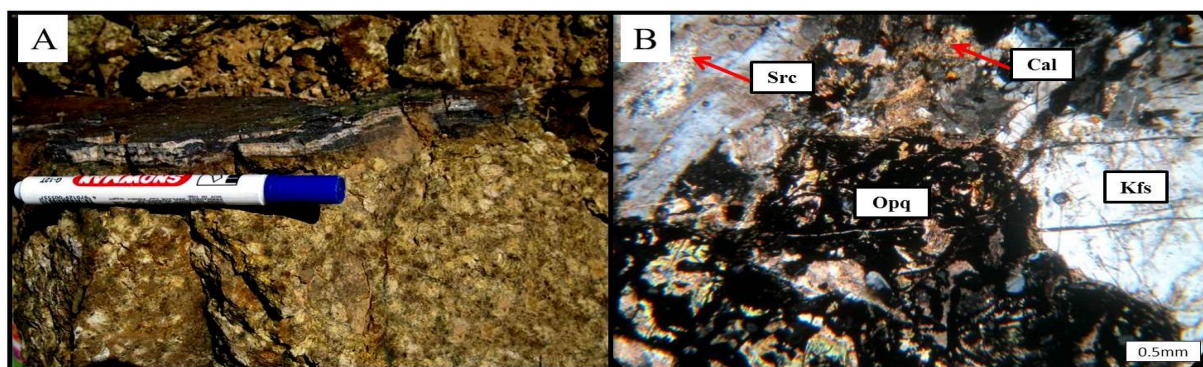
شکل 10. A: حضور کوارتز، سیلتستون و گل سنگ در کنگلومرا و B: واحدهای سیلتستون در منطقه مورد بررسی (آهن رشتخوار) که دارای بافت ریزدانه است. (Qtz= کوارتز، Ss= سیلتستون، Ms= گل سنگ) (نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی 40X) (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 10.** A: Presence of quartz, siltstone and mudstone in conglomerate and B: Siltstone units in the study area (Roshtkhar Iron) are fine-grained in texture. (Qtz= quartz, Ss= siltstone, Ms= mudstone) (Crossed polarized light with 40X, Abbreviation from Whitney and Evans, 2010)



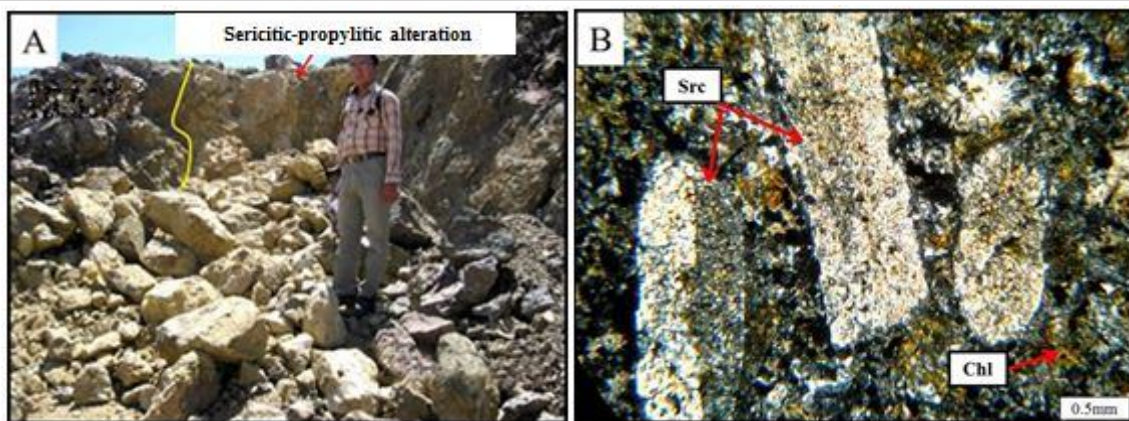
شکل 11. نقشه دگرسانیهایی موجود در منطقه مورد بررسی (آهن رشتخوار)

**Fig. 11.** Alteration map in the study area (Roshtkhar Iron)



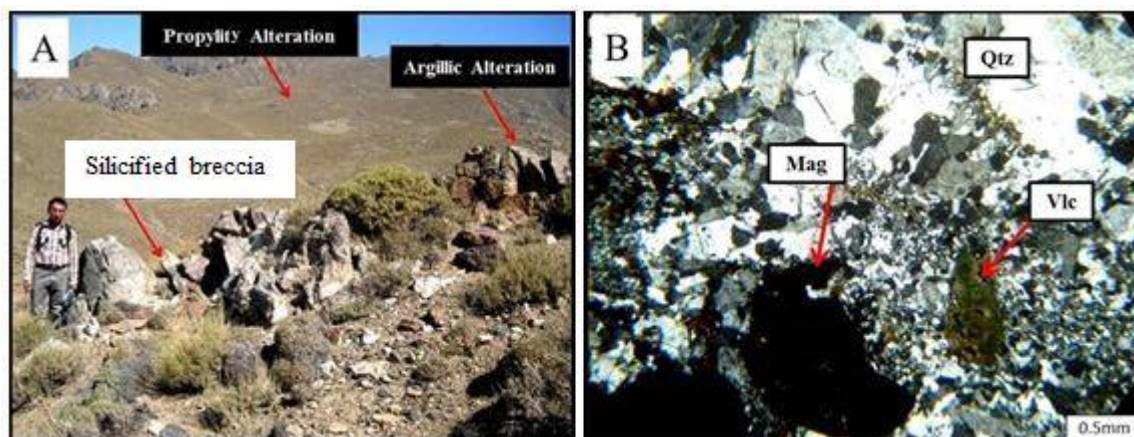
شکل 12. A: دگرسانی پروپیلیتیک در واحدهای سینیتی همراه با رگه‌های کانه‌دار در آهن رشتخوار و B: دگرسانی پروپیلیتیک در واحدهای سینیتی همراه با حضور کانی‌های کلسیت، سریسیت و کدر. (Cal= کلسیت، Src= سریسیت، Opq= کانی‌های اوپک) (نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی 40X) (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 12.** Syenitic units that altered to propylitic alteration associated with mineralized veins in Roshtkhar iron and B: Syenitic units that altered to propylitic alteration associated with calcite, sericite and opaque minerals. (Cal= calcite, Src= sericite, Opq= opaque minerals) (Crossed polarized light with 40X, (Whitney and Evans, 2010).



شکل 13. A: دگرسانی سرسیتیک- پروپیلیتیک در واحد دیوریتی، آهن رشتخوار (34° 59' 23.8" N , 59° 55' 33.6"E) و B: سریسیتی شدن پلاژیوکلازها و گسترش کلریت در متن سنگهای دیوریتی. (Chl= کلریت، Src= سریسیت) (نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی 40X (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 13.** A: Sericitic-propylitic alteration in dioritic unit, Roshtkhar iron (34° 59' 23.8" N , 59° 55' 33.6"E) and B: Sericitization of plagioclase and chlorite distribution in dioritic rocks. (Chl= chlorite, Src= sericite) (Crossed polarized light with 40X, Abbreviation from Whitney and Evans, 2010)



شکل 14. A: گسترش دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک در کنار برش‌های سیلیسی شده در واحدهای شمال غربی توده معدنی A آهن رشتخوار 34° (59' 25.5" N , 59° 55' 9.9" E) و B: دگرسانی سیلیسی به صورت برش‌های سیلیسی شده حاوی خرده‌های آتشفشانی در آهن رشتخوار (Vlc= خرده‌های آتشفشانی) (نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی 40X، (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 14.** A: Propylitic and argillic alteration in contact with silicified breccia units, Northeast of A orebody, Roshtkhar iron (59' 25.5" N , 59° 55' 9.9" E) and B: Silicic alteration as silicic breccia include volcanic debris in Roshtkhar iron (Vlc= volcanic debris) (Crossed polarized light with 40X, (Whitney and Evans, 2010)

خارج شده‌اند. عناصری که بر روی خط ایزوکون قرار می‌گیرند، عناصری هستند که طی دگرسانی بی‌تحرک باقی مانده‌اند. بر اساس این نمودارها عناصر موجود بر اساس رفتار ژئوشیمیایی که در محیط دگرسانی نشان می‌دهند، در سه زیرگروه عناصر غنی شده، عناصر تهی شده و عناصر غیرمتحرک تقسیم می‌شوند.

در این حالت عناصر در سه موقعیت قرار خواهد گرفت، یا در بالای خط هم‌غلظت، یا در روی خط هم‌غلظت و یا این که در زیر خط ایزوکون قرار می‌گیرند. عناصری که در بالای خط هم‌غلظت قرار می‌گیرند، عناصری هستند که طی دگرسانی به سیستم اضافه شده‌اند و عناصری که در زیر خط هم‌غلظت قرار می‌گیرند، عناصری هستند که طی مراحل دگرسانی از سیستم

جدول 1. نتایج حاصل از آنالیز XRF و ICP نمونه‌های منطقه مورد بررسی (آهن رشتخوار) (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و سایر عناصر بر حسب ppm)

**Table 1.** Analysis of samples collected from the study area (Roshtkhar iron) by XRF and ICP (Major elements are in terms of weight percent and other elements are in terms of ppm)

Sample	Ser-Prop	A	Diorite	seynite	seynite	seynite	Diorite	Diorit
	Alt	Mass						
	STS7	STS						
SiO <sub>2</sub>	53.32	36.1	56	61.59	59.19	55.63	55.63	58.1
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.12	0.12	0.21	0.1	0.13	0.13	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.57	2.45	14.9	12.91	18.81	14.72	14.9	15.89
TFeO	9.12	>40	7.71	2.67	4.56	7.65	4.84	2.81
MnO	1.25	0.06	0.98	0.76	0.58	0.95	5.21	7.77
MgO	6.32	10.7	5.57	14.15	4.66	5.21	5.45	5.5
CaO	4.99	10.8	4.3	0.33	1.32	4.84	6.52	5.05
Na <sub>2</sub> O	1.4	0.11	2.42	0.84	3.47	1.94	0.49	0.33
K <sub>2</sub> O	2.7	0.16	5.38	4.6	6.33	6.52	4.6	2.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.05	0.54	0.43	0.45	0.49	0.48	0.5
LOI	1.97	0	1.8	0.5	0.4	0.9	1.01	1.08
Total	97.00	100.55	99.72	98.99	99.96	98.98	99.26	99.55
Ba	38.9	499	250	54.8	319.4	393.8	0.95	1.33
Ni	17.9	7.8	19.4	7.8	13.9	16	17.3	18.5
Sc	4	0.4	4.2	4.6	4.5	4.6	59.2	61.6
V	172	11.9	159	99.9	51.5	145.3	3.5	3.8
Cr	157.8	19.6	68.8	200.1	0.8	59.2	55.63	58.1
Co	2.2	102	3.7	10.9	8.6	3.5	14.72	15.89
Cu	43.2	35	31.5	191.9	289.3	64.5	9.7	103.3
Zn	86.1	11.3	70.2	80.2	45.2	55.4	61.4	53.8
Ga	16	17.1	21.4	20.3	2.8	4	17.4	20.2
Rb	98.8	61.8	115	206.9	153.6	214.6	140.3	105.8
Sr	201.7	17.6	680	538.4	1114.5	491.2	673	316.4
Zr	146.6	0.2	209.4	361	189.8	242.8	187.5	207

Sample	Ser-Prop	A	Diorite	seynite	seynite	seynite	Diorite	Diorit
	Alt	Mass						
	STS7	STS						
Nb	22.8	22.8	17.1	48.1	22.1	32.8	25.4	22.5
Mo	7.7	7.7	15.4	15.2	4.2	12.6	10.1	14.3
Sn	2.5	2.5	13	0.4	8	1.1	1.1	3.3
Cs	13.5	13.5	10.6	8.8	4.5	7.2	1.5	9.8
La	28	28	1.2	64.8	28.1	42	419.9	100
Ce	4.9	4.9	2.8	19.2	42.9	36.1	42	31.9
Nd	6.4	6.4	2.7	17.7	3.9	2.3	36.7	4.8
Sm	0.2	0.2	3.5	0	0.1	2.4	7.1	18.8
Eu	3	3	27.7	3.1	3.1	3.2	1.3	1.5
Tb	4.2	4.2	0.5	2	2.1	2.3	2.8	3
Yb	2.1	2.1	4.7	1.5	1.4	2	3.5	3.5
Hf	3.9	3.9	4.7	6.2	15.9	3.8	2.1	2.2
Ta	5.1	5.1	50.8	2.3	0.7	3.8	1.6	5.9
Pb	53.6	53.6	17.5	59.1	121.5	131.6	4.8	3.9
Th	14	14	24.6	31.6	17	28	49.9	48.9
S	124.8	124.8	24.6	51.4	44.7	167.9	18.1	21
Cl	12.2	12.2	0.4	67.2	11.8	45.4	125	93.6
As	0.4	0.4	0.9	0.4	0.4	0.4	8.5	21.5
Sb	0.9	0.9	91.5	0.9	0.9	0.9	0.4	0.4
Dy	12	12	1.7	4.5	5	6.1	0.9	0.9
Ho	0.9	0.9	21.2	0.8	0.2	0.1	9.1	9.4
Er	3.6	3.6	28.3	1.9	2	2.2	0.7	0.7
Y	28.3	10.7	680	29.1	28.3	21.5	31.6	28.5
Zr	146.6	0.2	209.4	361	189.8	242.8	187.5	207

جدول 2. آنالیز ایزوکون زون‌های آلتراسیون در منطقه مورد بررسی (آهن رشتخوار) C: تمرکز، A: نمونه آلتیره، O: نمونه تازه، I: عناصر آستانه پایین

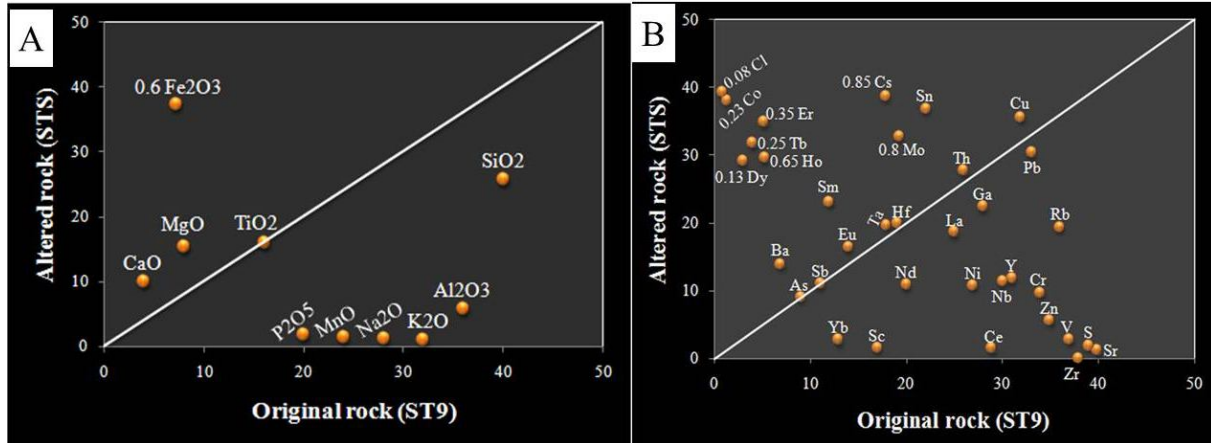
**Table 2.** Isocon analysis of alteration zones in the study area. (Roshtkhar iron) C: Concentration, A: Altered sample, O: Fresh rocks, I: low threshold elements

Sample	C <sup>i</sup>	C <sup>A</sup>	C <sup>0</sup> /C <sup>i</sup>	C <sup>0</sup>	Scale/C <sup>A</sup>
	ST9	STS7	Scale	Original	Altered
SiO <sub>2</sub>	55.98	53.32	0.714540907	40	38.09932119
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.12	200	24	24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.87	15.57	1.344989913	20	20.94149294
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.71	9.12	2.075226978	16	18.92607004
MnO	0.98	1.22	4.081632653	4	4.979591837
MgO	5.57	6.32	2.154398564	12	13.61579892
CaO	4.3	4.99	1.860465116	8	9.28372093
Ba	250.3	38.9	0.151817819	38	5.905713144
Ni	19.4	17.9	1.546391753	30	27.68041237
Na <sub>2</sub> O	2.42	1.4	13.2231405	32	18.51239669
K <sub>2</sub> O	5.38	2.7	6.691449814	36	18.0669145
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.28	51.85185185	28	14.51851852
Sr	679.6	201.7	0.058858152	40	11.87168923
S	507.6	124.8	0.076832151	39	9.588652482
Zr	209.4	146.6	0.17669532	37	25.90353391
V	158.7	172	0.075614367	12	13.00567108
Rb	115.1	98.8	0.312771503	36	30.9018245
Zn	70.2	86.1	0.156695157	11	13.49145299
Cr	68.8	157.8	0.145348837	10	22.93604651
Pb	55.2	53.6	0.634057971	35	33.98550725
Cu	31.5	43.2	0.285714286	9	12.34285714
Y	28.3	28.3	1.201413428	34	34
Ce	24.8	4.9	1.290322581	32	6.322580645
Ga	21.4	16	1.448598131	31	23.17757009
Th	16.5	14	1.757575758	29	24.60606061
La	14.3	28	0.559440559	8	15.66433566
Mo	10	7.7	2.8	28	21.56
Dy	9.4	12	0.744680851	7	8.936170213
Sn	9.2	2.5	2.826086957	26	7.065217391
Cs	6	13.5	1	6	13.5
Nd	5.2	6.4	4.807692308	25	30.76923077
Hf	4.5	3.9	5.333333333	24	20.8
Ta	4.3	5.1	5.348837209	23	27.27906977
Sc	4.2	4	5.238095238	22	20.95238095
Co	3.7	2.2	5.675675676	21	12.48648649
Tb	3.5	4.2	5.714285714	20	24
Er	3.2	3.6	5.9375	19	21.375
Eu	3	3	6	18	18
Yb	2.4	2.1	7.083333333	17	14.875
Sm	1.4	0.2	11.42857143	16	2.285714286
Sb	0.9	0.9	16.66666667	15	15
Cl	0.5	12.2	3	1.5	36.6
As	0.4	0.4	35	14	14
Ho	0.3	0.9	43.33333333	13	39
Nb	26.7	22.8	1.235955056	33	28.17977528



فازهای کربناتی چون آزوریت و مالاکیت دیده می‌شود (شکل D-17).

است. کانی‌سازی بیشتر اسپیکولاریت و به مقدار کمتر مگنتیت است. علاوه بر کانی‌زایی آهن، کانی‌زایی مس به صورت



شکل 16. خط هم‌غلظت رسم‌شده برای نمونه STS. A: عناصر اصلی و B: عناصر فرعی  
**Fig. 16.** Isocon diagram on STS sample. A: Major elements and B: Trace elements



شکل 17. حالت‌های مختلف کانی‌سازی در کانی‌زایی آهن رشتخوار، A: برش هیدروترمالی، B: لایه‌ای - شانه‌ای، C: استوکورکی و D: کانی‌زایی کربنات‌های مس (آزوریت و مالاکیت) همراه با کانی‌زایی آهن در منطقه

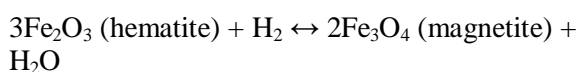
**Fig. 17.** Different mineralization forms in the Rhoshtkhar iron mineralization, A: hydrothermal braccia, B: comb and layered structure, C: stockwork and D: Cu-carbonate mineralization (Azorite and Malachite) associated with Iron hydroxide mineralization

دسته‌جاریبی به صورت رشته‌های درهم تنیده، زنجیره‌ای و متراکم، تیغه‌ای و توده‌ای (گلوله برفی) است (شکل A-18، B، C و D).

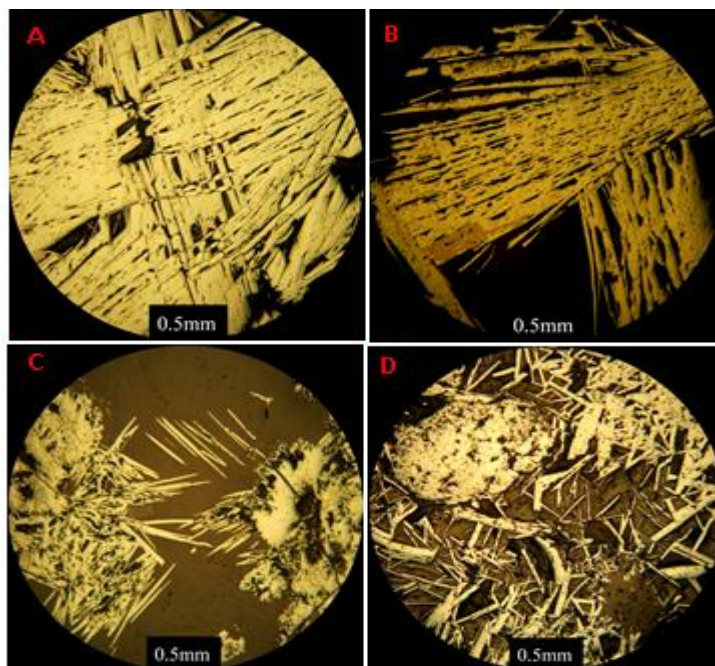
اسپیکولاریت: عمده‌ترین کانه موجود در کانسار آهن رشتخوار، اسپیکولاریت (تیغه‌های بلند هماتیت) است که در اندازه‌های کوتاه تا بلند در مقاطع دیده می‌شود. اسپیکولاریت در این مقاطع دارای بافت‌های متنوع و جالبی چون بافت‌های

کاذب هماتیت اولیه توسط مگنتیت زیر شرایط احیایی (کمر بند سولفیدی) انجام می‌شود که طی آن مقدار اتم‌های آهن ثابت باقی می‌ماند و فقط اضافه و کم شدن اکسیژن وجود دارد. به مگنتیت‌های جدید شکل گرفته ماشکتیویت<sup>1</sup> و به جانشینی آن ماشکتیویزاسیون<sup>2</sup> می‌گویند. احیای ناقص به شکل کاذب مگنتیت به صورت تکه‌هایی در داخل بلورهای کشیده هماتیت منجر می‌شود (شکل C-19 و D).

واکنش (1)



**مگنتیت:** مگنتیت در این کانسار به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. در حالت اولیه مگنتیت در سنگ‌های میزبان کانی‌زایی و برش سیلیسی شده گسترش دارد و به صورت بلورهای نیمه شکل دار و بی شکل به همراه کانه‌های کالکوپیریت و پیریت دیده می‌شود (شکل A-19 و B). در حالت ثانویه تقریباً در همه سنگ‌های دارای اکسیدهای آهن، جانشینی دوطرفه مگنتیت و هماتیت به چشم می‌خورد که ممکن است طی واکنش‌های اکسیداسیون-احیا باشد (Mucke and Cabral., 2005). در طی واکنش ردو کسی (1) جانشینی

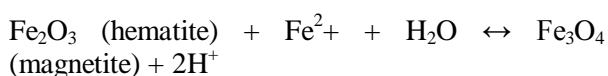


شکل 18. بافت‌های مختلف اسپیکولاریت (هماتیت) و مگنتیت، A: تیغه‌های شیکه‌ای هماتیت، B: تیغه‌های هماتیت همراه با دانه‌های ریز مگنتیت، C و D: هماتیت‌های تیغه‌ای و دانه‌ای هم بعد (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 100X)

**Fig. 18.** Different specularite (hematite) and magnetite textures, A: Network bladed hematite, B: Bladed hematite associated with fine-grained magnetite, C and D: Bladed and equigranular hematite (reflected Light 100X)

هیدروترمالی باشد (Ohmoto, 2003).

واکنش (2)



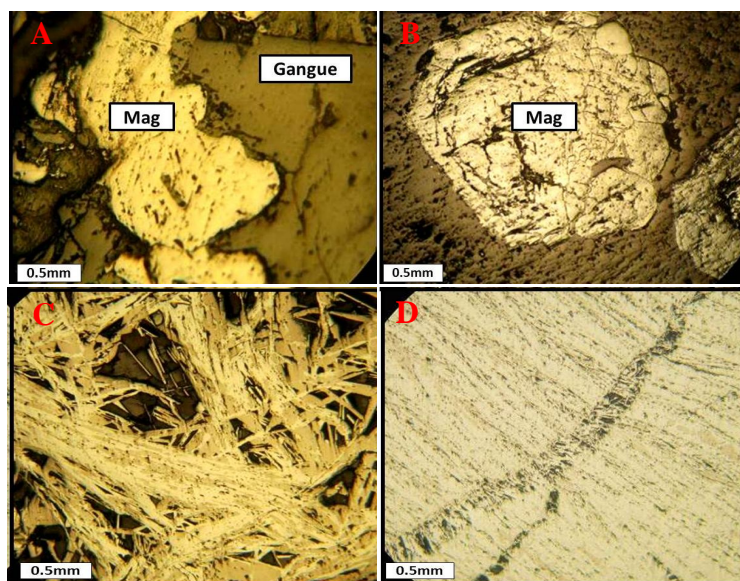
تغییر شکل غیر ردو کسی بین هماتیت و مگنتیت در سیستم‌های هیدروترمالی به طور گسترده رخ می‌دهد (Otake., 2010).

همچنین بافت‌های زنجیره‌ای و متراکم و توده‌ای و تیغه‌ای در واکنش غیر ردو کسی (2)، تغییر هماتیت به مگنتیت با اضافه شدن یون  $\text{Fe}^{2+}$  رخ می‌دهد در این واکنش مقدار آهن ثابت نیست. این واکنش ممکن است سازوکار اصلی برای تغییر شکل هماتیت به مگنتیت در طبیعت، به خصوص در سیستم‌های

1. Mushketovite

2. Mushketovitzation





شکل 19. A: حضور مگنتیت (Mag) به صورت بی‌شکل در واحدهای میزبان کانی‌زایی (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 100X)، B: وجود مگنتیت بی‌شکل در در برش سیلیسی شده (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 50X)، C و D: تأثیر فرآیندهای Mushketovization بر هماتیت و تبدیل آن به مگنتیت (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 100X)، (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 19.** A: The presence of anhydrous magnetite (Mag) in mineralized rocks (reflected Light 100X), B: presence of euhedral magnetite in silicic breccia (reflected Light 50X). C and D: Mushketovization of hematite to magnetite (reflected Light 100X, Abbreviation from Whitney and Evans, 2010)

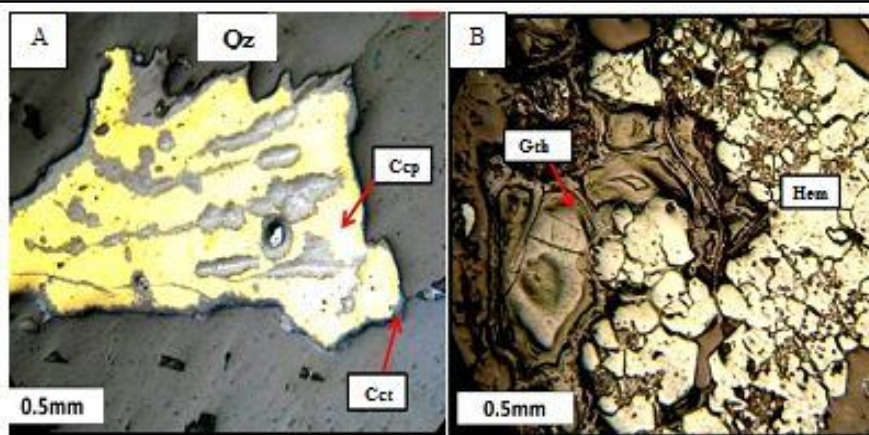
طبیعت است و به‌طور کلی به دو روش از کانی‌های آهن‌دار به وجود می‌آید: 1- از طریق اکسیداسیون هماتیت و 2- از طریق اکسیداسیون سولفید آهن. گوئیت در مقاطع مورد بررسی دارای بافت زونه و هم‌مرکز است که نشانگر اکسیداسیون و انحلال کانی اولیه است (شکل B-20). فراوانی این کانه در منطقه بسیار محدود است و فقط در رگه‌های سیلیسی و برش سیلیسی شده، دیده می‌شود.

**کربنات‌های مس:** مهمترین کربنات‌های مس قابل مشاهده در منطقه، آزوریت و بیشتر مالاکیت است که به صورت پرکننده فضای خالی دارای بافت‌های متنوعی از جمله کلوفرمی هستند (شکل A-21). این کربنات‌ها همراه با ماده معدنی در رگه‌ها و شکستگی‌ها و همچنین در روی سنگ‌های آذرین منطقه به صورت لکه‌هایی به مقدار قابل توجهی دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی غالباً به صورت رگه‌چه‌هایی در سنگ میزبان دیده می‌شوند (شکل B-21).

**پیریت:** رایجترین کانی سولفیدی در پوسته زمین است (Craig and Vokes, 1993)، به‌طور کلی فاز سولفیدی در منطقه مورد بررسی در مناطق سطحی بسیار محدود است. در مقاطع صیقلی بررسی شده، پیریت به‌صورت پراکنده و اندک وجود دارد، اغلب ریزدانه، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل‌اند. پیریت را می‌توان به‌ندرت به‌صورت پراکنده در سنگ‌های آذرین منطقه و درون رگه‌های سیلیسی دید؛ ولی در رگه‌های معدنی به‌علت اکسید شدن قابل تشخیص نیستند.

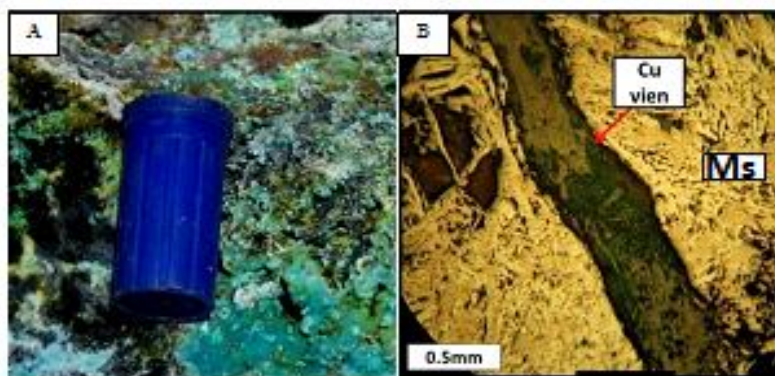
**کالکوپیریت:** کالکوپیریت به‌صورت فاز سولفیدی در رگه‌های سیلیسی و اولیه در سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی دیده می‌شود. گسترش این کانه همراه ماده معدنی بسیار محدود است، این کانه در رگه‌های سیلیسی زیر فرآیندهای سطحی و درونی به کالکوسیت تجزیه و دگرسان شده است و دارای بافت پراکنده و اغلب ریزدانه و بی‌شکل است (شکل A-20).

**گوئیت:** گوئیت حاصل دگرسانی کانه‌های هماتیت و پیریت است، این کانه اکسیدی جزو پایدارترین کانی‌های آهن‌دار در



شکل 20. A: مقطع میکروسکوپی از کالکوپیریت (Ccp) در رگه‌های سیلیسی در حال تجزیه به کالکوسیت (Cct) و B: تشکیل گوتیت (Geot) با بافت هم‌مرکز و زونه از طریق اکسیدشدن هماتیت در برش سیلیسی شده (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 100X، (Whitney and Evans, 2010))

**Fig. 20.** A: Thin sections of Chalcopyrite (Ccp) in silica veins that altered to Chalcocite (Cct), and B: The formation of goethite (Geot) with concentric texture and the oxidized hematite in braccia silicate (reflected Light 100X, (Whitney and Evans, 2010))



شکل 21. A: حضور کربنات‌های مس به شکل کولفرمی در آهن رشتخوار و B: تصویر میکروسکوپی از رگه‌چه‌های مس‌دار در هماتیت (نور انعکاسی با بزرگ‌نمایی 100X، (Whitney and Evans, 2010))

**Fig. 21.** A: The presence of copper carbonates in as chloroform in Roshtkhar iron, and B: microphotographs of Cu-veinlets in hematite (reflected Light 100X, (Whitney and Evans, 2010))

کوآرتز تشکیل می‌دهند (جدول 3).

### توالی هم‌یافت

کانی‌سازی در کانسار آهن رشتخوار شامل دو بخش هیوژن (اولیه) و سوپرژن (ثانویه) است. مرحله هیوژن دارای دو مرحله کانی‌سازی شامل کانی‌سازی اکسیدی (اسپیکولاریت + مگنتیت به مقدار ناچیز) و سولفیدی تأخیری (کالکوپیریت + پیریت) است و مرحله سوپرژن شامل تشکیل هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت) و کربنات‌های مس (مالاکیت و به مقدار کمتر آزوریت) است. مهمترین باطله‌های کانسار را کلسیت و

**خاستگاه کانه‌زایی در محدوده معدنی آهن رشتخوار**  
در سیالات گرمابی، آهن به‌جز در شرایط بسیار اکسیدی عمدتاً به‌صورت فرو انتقال می‌یابد، مؤلفه‌هایی که اغلب بر انحلال‌پذیری آهن تأثیر گذارند، شامل شوری (قدرت یونی)، دما، pH، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد است (Shahabpour, 2008).

است. کمپلکس‌های بی‌سولفیدی  $Fe(II)$  به‌طور متوسط در ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی آهن از محلول‌های گرمابی و طی دیاژنز اهمیت متوسطی دارند؛ اما اعتقاد بر این است که این گونه‌ها در انتقال آهن در محلول گرمابی اهمیت ندارند (Barton and Skinner, 1979).

از آن‌جا که آهن یک یون حدواسط است، یون  $Fe^{2+}$  هیچ تمایلی را نشان نمی‌دهد تا با لیگاندهای قوی یا ضعیف تشکیل پیوند دهد؛ لذا زیر شرایط فیزیکوشیمیایی و بسته به محیط زمین‌شناسی، کمپلکس‌های کلریدی، هیدروکسیدی یا بی‌کربناتی در انتقال کل آهن در محلول‌های گرمابی بسیار مهم

### جدول 3. توالی هم‌یافتی کانی‌زایی آهن در رشتخوار

Table 3. Paragenetic sequence of the Roshtkhar Fe mineralization

Minerals	Mineralization		
	Main oxide stage	Sulfide stage	Supergene stage
Specularite			
Magnetite			
Chalcopyrite			
Pyrite			
Quartz			
Calcite			
Azurite			
Malachite			
Geothite			
Limonite			

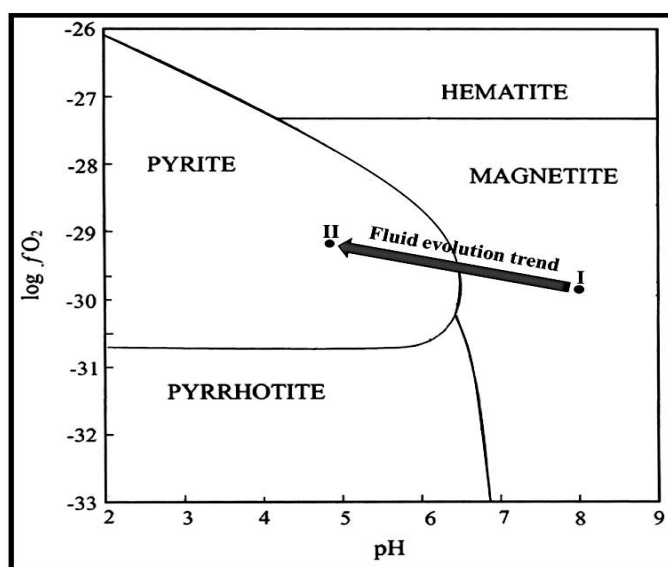
بررسی‌های حلالیت‌پذیری کانی‌های آهن‌دار در محلول‌های گرمابی کلریدی نشان می‌دهد که گونه‌های غالب شامل  $Fe^{2+}$ ،  $FeCl^+$  و  $FeCl_2$  هستند. از میان اینها، آن گونه‌هایی که کلرید بیشتر دارند، هنگامی اهمیت بیشتری پیدا می‌کنند که دما افزایش یابد، غلظت کلرید زیاد شود و فشار کاهش یابد. اگرچه به اعتقاد وود و هیوات (Wood and Hewett, 1982) با استفاده از شواهد حلالیتی و اسپکتروسکوپی نشان داده‌اند که گونه‌هایی که تعداد کلرید آنها بالاتر از این مقدار هم باشد، وجود دارد و آن در شرایطی است که غلظت‌های کلریدی خیلی بالاست. در غلظت‌های بالا گونه‌های کلریدی شامل  $FeCl_3$ ،  $FeCl_4^{2-}$  است.

برای بررسی عوامل شیمیایی در ته‌نشینی مواد معدنی، مسیر حرکت سیالات محدوده معدنی‌ساز را باید از درون سنگ‌های واکنش‌پذیر دنبال کرد که خود حاوی سیالات و اجزای فرار است. چنین سیالاتی علاوه بر تغییرات فیزیکی با سنگ‌های دیواره و مواد موجود در امتداد سطح گسل واکنش انجام می‌دهند و ضمن آن، تبادلات وسیعی انجام می‌دهند. کانی‌سازی در منطقه آهن رشتخوار شامل دو فاز کانی‌سازی اکسیدی (اسپیکولاریت + مگنتیت) و سولفیدی (کالکوپیریت + پیریت) است. طی فاز اکسیدی با توجه به دمای تشکیل کانی‌زایی آهن در این محدوده معدنی بر اساس سیالات درگیر بین 160 تا 430 درجه سانتی‌گراد تعیین شده است و همچنین شوری برآورد شده

کاهش pH سیالات گرمایی هم‌زمان با تشکیل زون آرژلیک پیشرفته، کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت و کالکوپیریت را تشکیل داده‌اند (شکل 22). محدوده دمایی که برای این فاز تعیین شده، بین 167-203 درجه سانتی‌گراد است (Yusefi, 2006).

برای تشکیل زون آرژلیک نیاز به محلول اسیدی است. اکسیداسیون  $H_2S$  به تولید اسید سولفوریک به خصوص فعالیت در رژیم‌های دما پایین محیط‌های ولکانیکی و نیمه ولکانیکی منجر می‌شود. اسیدشویی سبب می‌شود تا آلتراسیون آرژلیک به صورت رایج در نهشته‌های سطح دمایی و سامانه‌های پورفیری بسیاری دیده شود (Pirajno, 2009).

بر حسب نمک طعام، بین 19/6 تا 31 درصد است (Yusefi, 2006). بررسی‌های میکروسکپی و شواهد بافتی محدوده معدنی آهن رشتخوار نشان می‌دهد که در ابتدا محلول‌های گرمایی باعث تشکیل مگنتیت و اسپیکولاریت شده‌اند و هماتیت و لیمونیت طی مراحل بعدی تشکیل شده است. در محدوده معدنی آهن رشتخوار، محدوده دمایی که برای آن تعیین شده، وسیع است؛ هرچند این محدوده دمایی، پایین‌تر از شرایط تشکیل مگنتیت در محدوده معدنی‌های پورفیری است. لکن رگه‌های آهن‌دار مگنتیتی در عمق تشکیل شده‌اند... تشکیل اسپیکولاریت بر اساس شواهد بافتی نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان مگنتیت و اسپیکولاریت است. مرحله بعدی از کانی‌زایی، فاز سولفیدی است که طی این فاز با کاهش دما و



شکل 22. نمودار  $\text{Log } fO_2\text{-pH}$  در دمای 350 درجه سانتی‌گراد و فشار 500 بار به همراه تعیین روند کانی‌سازی از شرایط اکسیدی (I) به کانی‌سازی سولفیدی (II) در منطقه آهن رشتخوار (Zhang et al., 2011)

**Fig. 22.** Log  $fO_2\text{-pH}$  diagram in 350 centigrade and 500 bar showing mineralization trend from oxide stability field (I) to sulfide stability field (II) for the Fe and Cu mineralization in Roshtkhar iron (original diagram from Zhang et al., 2011)

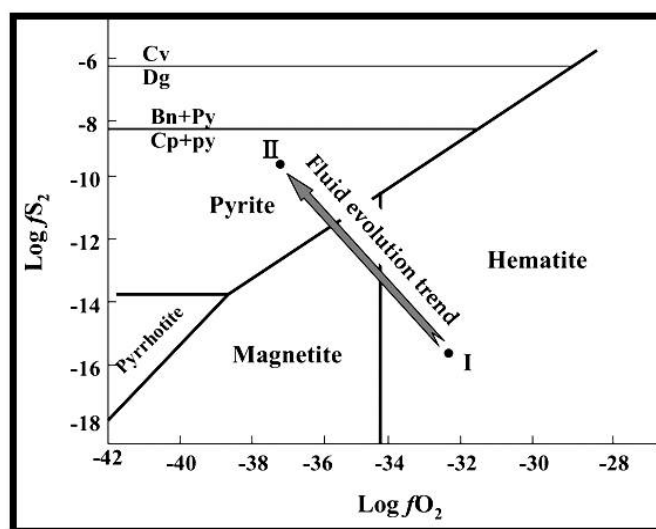
اکسیژن‌دار پس از نفوذ به اعماق و ترکیب با آب‌های ماگمایی دما بالا در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن و  $fS_2$  پایین به تشکیل کانی اسپیکولاریت و مگنتیت در مرحله اولیه کانی‌سازی منجر شده است. پس از آن در مراحل بعدی کانی‌سازی به تدریج با کاهش فوگاسیته اکسیژن، مقدار گوگرد در محیط افزایش یافته

برداشت دیگری که می‌توان از کانی‌زایی در منطقه کرد، این است که در محدوده معدنی رگه‌ای که کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی در کنار هم دیده می‌شوند، عامل اصلی کانی‌سازی تغییرات فوگاسیته اکسیژن و گوگرد محیط است (Cooke and Simmons, 2000)؛ به طوری که در ابتدا آب‌های سطحی

داد (مسیر I به II) (شکل 22).

با توجه به شواهد یادشده و شکل 23 می‌توان چنین برداشت کرد که محلول کانه‌ساز در منطقه شرایط اکسایشی و به سمت تشکیل سولفیدها حالت احیایی پیدا کرده است در چنین شرایطی کانه‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) تشکیل شده است.

و کانی‌سازی کالکوپیریت و پیریت در رگه‌های کانه‌دار صورت گرفته است (Kolb and Hagemann, 2009). بر این اساس در نمودار  $\text{Log } f\text{O}_2$ - $\text{Log } f\text{S}_2$  که توسط بارتون و اسکینر (Barton and Skinner, 1979) تهیه شده است، می‌توان روند تحول سیال کانه‌ساز در محدوده معدنی آهن رشتخوار را نمایش



شکل 23. نمودار  $\text{Log } f\text{O}_2$ - $\text{Log } f\text{S}_2$  و تعیین روند کانی‌سازی از شرایط اکسیدی (I) به کانی‌سازی سولفیدی (II) در منطقه، بر اساس نمودار بارتون و اسکینر (Barton and Skinner, 1979). (Cp= کالکوپیریت، Bn= بورنیت، Py= پیریت، Cv= کوولیت و Dg= دیژنیت) (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 23.** Log Log  $f\text{O}_2$ - $\text{Log } f\text{S}_2$  diagram and mineralization trend from oxide stability field (I) to sulfide stability field (II) for Fe and Cu mineralization in Roshtkhar, based on (Barton and Skinner, 1979). (Cp= Chalcopyrite, Bn= Bornite, Py= Pyrite, Cv= Covolite, Dg= Dygnite) (Whitney and Evans, 2010)

کربنات‌های مس می‌شوند. مالاکیت در دمایی پایین و در شرایط کمی اسیدی و در فشار  $\text{CO}_2$ ،  $10^{-1.5}$  تا  $10^{-2.5}$  اتمسفر پایدار است (Rose, 1989). چنین شرایطی از فشار  $\text{CO}_2$  در آب‌های زیرزمین معمول است، در حالی که فشار  $\text{CO}_2$  در آب‌های جوی متعادل با اتمسفر فعلی کمتر از  $10^{-3.4}$  است. بنابراین مالاکیت یا در محیط‌های اشباع از آب‌های زیرزمینی یا در شرایط گذشته که مقدر فشار  $\text{CO}_2$  بالاتر بوده است، تشکیل می‌شود (Putter et al, 2010). توده‌های نفوذی منطقه به‌عنوان موتور حرارتی عمل کرده، سبب تحرک محلول‌های سطحی شده و نهشت آهن گرمابی در منطقه شده است. بنابراین، می‌توان اظهار نظر کرد که محدوده معدنی آهن رشتخوار در محدوده ذخایر گرمابی قرار می‌گیرد.

وجود کانی‌هایی مثل کربنات‌های مس یا هیدروکسیدهای آهن، شاخص زون هوازدگی و اکسیداسیون است. با توجه به حضور کانی‌های مس‌دار و بقایایی از کانی‌های سولفیدی، نفوذ آب‌های سطحی در رگه‌های معدنی باعث انحلال و اکسید شدن سولفیدهای اولیه و تشکیل هیدروکسیدهای آهن و کربنات‌های مس در منطقه شده است (جدول 3). در منطقه اکسایش یا اکسیدان، هیدروکسیدهای آهن مثل گوتیت و لیمونیت به مقدار زیادی باقی می‌مانند و تشکیل یک کلاهیک آهنی یا گوسان را می‌دهند و کانی‌های مالاکیت و آزریت معمولاً در زیر این کلاه آهنی در بخش زیرین زون اکسیدان تشکیل می‌شوند (Evans, 1987)؛ چون آب‌ها و ترکیب آنها هنوز کربناته و دارای ویژگی‌های اکساینده هستند، در نهایت باعث رسوب

## نتیجه‌گیری

1- مجموعه سنگ‌های در برگیرنده محدوده معدنی آهن رشتخوار را می‌توان در دو گروه سنگ‌های آذرین (دیوریت، سینیت، مونزوسینیت، آندزیت و بازالت) و سنگ‌های رسوبی تقسیم‌بندی کرد.

2- دگرسانی‌های پروپلیتیک، سریستیک - پروپلیتیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در سنگ‌های آذرین محدوده معدنی آهن رشتخوار گسترش دارند که گسترش دگرسانی پروپلیتیک در منطقه زیادتر از بقیه است و همچنین دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در سنگ‌های دیوریتی میزبان کانه‌زایی گسترش دارد؛ در حالی که دگرسانی سیلیسی علاوه بر گسترش به صورت رگه‌های سیلیسی برشی، همراه با کانه‌زایی دیده می‌شود.

3- طی دگرسانی، سنگ‌های دگرسان‌شده از عناصری چون Cu, Cl, Ho, Cs, Dy, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> غنی‌شدگی و از عناصری نظیر K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, S, Ce, Ga, Zr, Ni, Nb, Rb, Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

4- کربنات‌های مس موجود در محدوده معدنی آهن رشتخوار بیانگر تشکیل آنها در شرایط اسیدی است.

5- محدوده معدنی آهن رشتخوار با فراوانی کانه اسپیکولاریت و مگنتیت، حاصل تشکیل در فوگاسیته بالای اکسیژن و محدوده دمایی وسیعی است.

6- محلول کانه‌ساز در محدوده معدنی آهن رشتخوار، نخست شرایط اکسایشی و به سمت تشکیل سولفیدها حالت احیایی پیدا کرده است.

7- محدوده معدنی آهن رشتخوار در محدوده کانسارهای آهن نوع گرمابی قرار می‌گیرد.

## References

- Aghanabati, A. 2005. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 709 pp. (in Persian)
- Ancelin, J., Danesfaleh, M. and Sajedi, T. 1983. Geological map of Roshtekhar. Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Barton, H.L. and Skinner, B.J. 1979. Sulfide mineral stabilities. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley Interscience, New York, pp. 278-403.
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal Gold deposits. *Review Economic Geology*, 13(24): 221-244.
- Craig, J.R. and Vokes, F.M. 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores. an overview. *Mineralogical Magazine*, 57(109): 3-183.
- Danesfaleh, M. and Sajedi, T. 1983. Geological map of Gonabad. Scale 1:250,000 series. Ministry of mines and metals geological survey of Iran.
- Evans, A.M. 1987. *An introduction to ore Geology*. Blackwell Scientific Publications, London. 450 pp.
- Grant, J.A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(50): 997-1004.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F. 1986. *The Geology of ore deposits*. Freeman and Company, New York, 985 pp.
- Hitzman, M.M., Orekes, N. and Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-Au-LEE) deposits. *Precambrian Research*, 58(8): 241-287.
- Mucke, A. and Cabral, A.R. 2005. Redox and non-redox reactions of magnetite and hematite in rocks. *Chemie der Erde Geochemistry*, 65(3): 271-278.
- Ohmoto, H. 2003. Non-redox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal system. *Economic Geology*, 98(5):157-161.
- Otake, T., Wesolowski, D.J., Anovitz, L.M., Allard L.F. and Ohmoto, H. 2010. Mechanisms of Iron oxide transformations in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (85):6141-6156.
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. 2007. Geochemistry and mineralization Skarn zones and petrology of source rock Sangan Iron deposit Razavi Khorasan. *Earth sciences*, 65(17):108-124.
- Kolb, J. and Hagemann, S. 2009. Structural control of low-sulfidation epithermal Gold mineralization in the Rosario-Bunawan

- district, East Mindanao Ridge, Philippines. *Miner Deposita*, 44(7): 795–815.
- Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Blackwell Scientific Publications, London. 1243 pp.
- Putter, T.D., Mees, F., Decrée, S. and Dewaele, S. 2010. Malachite an indicator of major Pliocene Cu remobilization in a karstic environment, (Katanga, Democratic Republic of Congo). *Ore Geology Reviews*, 38(18): 90–100.
- Rose, M. 1989. Mobility of copper and other heavy metals in sedimentary environments. In: R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, E.C. Jowett and R.V. Kirkham (Editors), *Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 97–110.
- Shahabpour, J. 2008. *Economic Geology*. University of Shahid Bahonar Kerman Publication, Kerman 556 pp.
- Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau*. 63(101): 773-786.
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres carbontites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks, *Geology*, 7 (7): 331-335.
- Whitney, D.L. and Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wood, J.R. and Hewett, T.A., 1982. Fluid convection and mass transfer in porous sandstones, a theoretical approach. *Cosmochim Acta*, 46(40): 1707-1713.
- Yusefi Sourani, L., 2006. Exploration of 1/100,000 Dolatabad map with geological river sediment geophysical data and interpretation of satellite images. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. 212 pp
- Zhang, R., Zhang, X. and Hu, S., 2011. Pyrite-anhydrite-pyroxene-type deposits and coexisting hydrothermal fluids in Mesozoic volcanic basins, Yangtze River Valley, China. *Ore Geology Reviews*, 43(1): 315-332.



## Petrography, alteration and genesis of iron mineralization in Roshtkhar

Habib Biabangard\*, Mohammad Boomeri, Khosro Taimouri and Fatemeh Mohammadpour

*Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran*

Submitted: June 4, 2015

Accepted: Apr. 6, 2016

**Keyword:** *Iran, Roshtekhar Iron, Fe mineralization, Alteration, Lut block*

### Introduction

Iron mineralization in Roshtkhar is located in 48 Km east of the city of Roshtkhar and south of the Khorasan Razavi province. It is geologically located in the north east of the Lut block and the Khaf-Bardaskan volcano-plutonic belt. The Khaf-Bardaskan belt is an important metallogenic province since it is a host of valuable ore deposits such as the Kuh-e-Zar Au-Spicularite, the Tanourcheh and the Khaf Iron ore deposits (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2007). Iron and Copper mineralization in this belt are known as the hydrothermal, skarn and IOCG types (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2007). IOCG deposits are a new type of magmatic to hydrothermal mineralization in the continental crust (Hitzman et al., 1992). Precambrian marble, Lower Paleozoic schist and metavolcanics are the oldest rocks of the area. The younger units are Oligocene conglomerate, shale and sandstone, Miocene marl and Quaternary deposits. Iron oxides and Cu sulfides are associated with igneous rocks. Fe and Cu mineralization in Roshtkhar has been subject of a few studies such as Yousefi Surani (2006). This study describes the petrography of the host rocks, ore paragenesis, alteration types, geochemistry, genesis and other features of the Fe and Cu mineralization in the Roshtkhar iron.

### Methods

After detailed field studies and sampling, 30 thin sections and 20 polished sections that were prepared from host rocks and ores were studied by conventional petrographic and mineralographic methods in the geology department of the University of Sistan and Baluchestan. 5 samples

from the alteration zones were examined by XRD in the Yamagata University in Japan, and 8 samples from the less altered ones were analyzed by XRF and ICP-OES in the Kharazmi University and the Iranian mineral processing research center (IMPRC) in Karaj, respectively. The XRF and ICP-OES data are presented in Table 1.

### Result and discussion

The host rocks of the Roshtkhar Iron deposit are diorite, diorite porphyry, monzosyenitic porphyry, andesite, basalt and lithic tuff in composition and granular, porphyry, microlitic porphyry and hyalomicroclitic in texture and they consist of plagioclase, K-feldspar, amphibole and pyroxene as main primary minerals. These minerals in altered rocks were replaced by phyllosilicates, epidote, carbonates and opaque minerals. There are the following alteration zones in the study area: propylitic, sericitic-propylitic, argillic and silicic. The propylitic alteration is characterized by chlorite and calcite as the dominant hydrothermal minerals and little quartz, sericite, kaolinite, and biotite. Hematite and magnetite occur as the main opaque mineral in this alteration zone. Since the proportion of sericite is relatively high in some parts of this zone, it can be named the propylitic-sericitic alteration zone. The argillic alteration zone occurs intensively in the syenite and it is characterized by clay minerals. The silicic alteration occurs as veinlets, silicic breccias, and other open space fillings and it is characterized by dominant quartz. In this study, we use a simple variation of the Gresens method. This method was redescribed by Grant (2005). The samples that were analyzed are dioritic rocks

\*Corresponding authors Email: h.biabangard@science.usb.ac.ir



as less altered rocks, altered rocks and mineralized rocks. Samples from the propylitic-sericitic alteration zone relative to less-altered diorite show enrichment in Cl, Ho, Cr, Nd, Ta, Tb, Er, La, Cs, Cu, Zn, Dy, and Fe and depletion in Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, S, Sr, Ce, Sn, Co, Sm, Mo, Ga, Zr, Th, Ni, Nb, Rb, Yb.

Hypogene mineralization in Roshkhar is of two types, i.e. oxide and sulfide mineralization. Oxide mineralization occurs as massive veins mainly in the intrusive rocks and it has been controlled by a fault between the dioritic unit and the diorite porphyry and monzosyenite, and it is characterized by spicularitic hematite and magnetite. The sulfide mineralization mainly occurs as silicic veins and veinlets and it is characterized by pyrite and chalcopyrite. Both of these two types were affected by supergene processes and iron hydroxides (goethite and limonite) and Cu carbonates (malachite and azurite) were formed as a result. The gangue minerals are mainly calcite, quartz and clay minerals. The common textures of the hypogene mineralization are mainly open space filling that are characterized by crustification, layered, geode and vug infill, cockade and comb structures. The supergene mineralization is characterized by both open space filling and replacement textures. Based on ore microscopic studies, the iron oxide minerals of hematite and magnetite were mainly formed earlier than the sulfide minerals of chalcopyrite and pyrite. The hypogene vein deposits such as those of the city of Roshtkhar are mainly formed by hydrothermal fluids. The ore minerals in the veins and breccias are deposited as a result of simple cooling, depressurization, fluid

mixing, boiling and chemical barriers. The Fe and Cu mineralization in Roshtkhar is genetically related to the hydrothermal fluids that were derived from the magma during emplacement of the intrusive rocks. It seems that the spicularitic hematite is a hypogene early phase indicating the oxygen fugacity of formation environment was high. In the lower  $fO_2$ , magnetite was replaced by hematite and chalcopyrite and pyrite were probably deposited from hydrothermal fluids as a result of a decrease in  $fO_2$ , temperature or pH and increase of  $fS_2$ . The Cu carbonates, secondary sulfides and iron hydroxides were formed by oxidation of the primary sulfides and iron oxides in supergene stage.

### References

- Grant, J.A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(50): 997-1004.
- Hitzman, M.M., Orekes, N. and Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-Au-LEE) deposits. *Precambrian Research*, 58(8): 241-287.
- Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. 2007. Geochemistry and mineralization Skarn zones and petrology of source rock Sangan Iron deposit Razavi Khorasan. *Earth sciences*, 65(17):108-124.
- Yusefi Sourani, L., 2006. Exploration of 1/100,000 Dolatabad map with geological river sediment geophysical data and interpretation of satellite images. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. 212 pp