

# کانی‌شناسی، کانه‌زایی کانسنگ و ژئوشیمی توده گرانیتویدی مولد اسکارن آهن- مس صاحب، سقز (کردستان)

زهرا زندی<sup>۱</sup>، علی‌رضا جعفری‌راد<sup>۲</sup>، آرش کوراجیری پور<sup>۳</sup> و محمد لطفی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد میانه، میانه، ایران

<sup>۴</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۲۷

## چکیده

کانسار اسکارن صاحب در کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان، جنوب شرق سقز (کردستان) و در امتداد کنتاکت توده گرانیتویدی صاحب (الیگومیوسن) با سنگ‌های کربناته ناخالص (پرمن) تشکیل شده است و شامل دو زون اندواسکارن و اگرواسکارن است. اگرواسکارن با گسترش بیشتر به دو بخش گارنت اسکارن و اپیدوت اسکارن تقسیم می‌شود. قسمت عمده زون کانه‌دار در بخش گارنت اسکارن متمرکز است. مجموعه کانی شناختی نسبتاً آکسیدی اسکارن صاحب شامل: گارنت (آندرادیت و گروسولار)، پروکسن (دیوپسید-هدنبرگیت)، مگنتیت و هماتیت است. مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه اکسیدی کانسار است. بر مبنای شواهد صحرایی و با توجه به مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های زون اسکارنی، دو مرحله آلتراسیون پیش‌رونده و پس‌رونده قابل تشخیص است. بر طبق نتایج به‌دست آمده از تجزیه نمونه‌های توده گرانیتویدی مولد اسکارن صاحب به روش‌های XRF و ICP-MS ترکیب این توده عمدتاً گرانیت تا گرانودیوریت- دیوریت، از گرانیتویدهای تیپ I، متآلومین و متعلق به سری کالک آلکان غنی از پتاسیم است. گرانیتوید صاحب از نظر جایگاه تکنیکی با قوس‌های آتشفشانی حاشیه قاره (VAG) مرتبط است.

**کلیدواژه‌ها:** سقز، کانسار صاحب، گرانیتوید، اسکارن آهن، مگنتیت، متاسوماتیزم، ژئوشیمی.

\*نویسنده مسئول: علی‌رضا جعفری‌راد

E-mail: Alirad@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

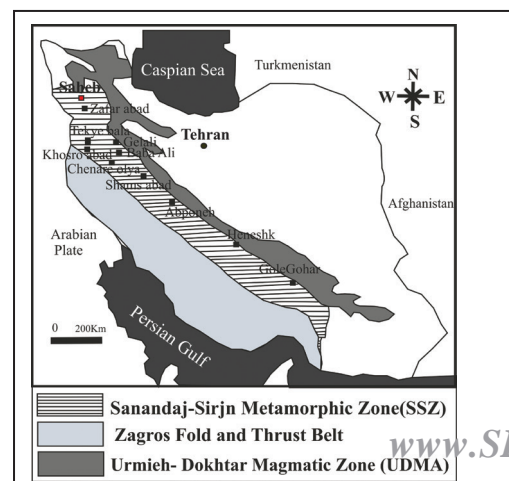
بخش عمده‌ای از آهن مورد نیاز در کشور از کانسارهای اسکارن آهن داخلی تأمین می‌شود. از این میان می‌توان به سنگان (Golmohamadi et al., 2015)، گلالی، باباعلی، خسروآباد، شهرک (Nabatian et al., 2015) و آستامال (Baghban et al., 2015 and 2016) که از نظر اقتصادی (با توجه به میزان ذخیره و عیار) حایز اهمیت هستند، اشاره کرد. کانسار آهن- مس صاحب، از جمله اسکارن‌های مذکور است که در جنوب ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ چاپان (بخشی از پهنه سنندج- سیرجان) در جنوب غرب شهرستان سقز، استان کردستان و شمال غرب ایران قرار دارد. زون سنندج- سیرجان اساساً شامل کمپلکس‌های دگرگونی و سنگ‌های نفوذی گرانیتویدی است (Ahadnejad, 2013) و تیپ‌های مختلف کانه‌زایی از جمله آهن در آن مشاهده می‌شود. از این رو علاوه بر کانسار آهن- مس صاحب می‌توان به کانسارهای آهن دیگری از جمله کانسارهای آهن گل گهر، هنشک، شمس آباد، چنارعلیا، گلالی، خسروآباد، تکیه بالا، باباعلی و ظفر آباد اشاره کرد

(Ghorbani, 2013) (شکل ۱). در این پژوهش سعی شده است پس از بررسی زمین‌شناسی منطقه و زون‌های اسکارنی کانسار آهن- مس صاحب به بررسی کانی‌شناسی این زون‌ها، نحوه کانی‌سازی، روند تکامل فرآیند اسکارن‌زایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار صاحب پرداخته شود.

## ۲- روش مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف پژوهش، پس از جمع‌آوری و بررسی گزارش‌ها و نقشه‌های مربوط به منطقه و سایر اطلاعات موجود، پیمایش‌های صحرایی انجام شد. از میان نمونه‌های سنگی برداشت شده، ۳۱ عدد مقطع نازک- صیقلی تهیه شد و در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه علوم و تحقیقات مطالعه شد. ۱۰ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه نیز به منظور آنالیزهای شیمیایی ICP-MS و XRF انتخاب و به آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. در این مقاله، تنها از برخی نتایج و مقادیر عنصری به دست آمده استفاده شده است.

شکل ۱- موقعیت برخی کانسارهای اسکارن آهن در زون سنندج- سیرجان (با تغییر و تلخیص از آقائاتی، ۱۳۸۳).



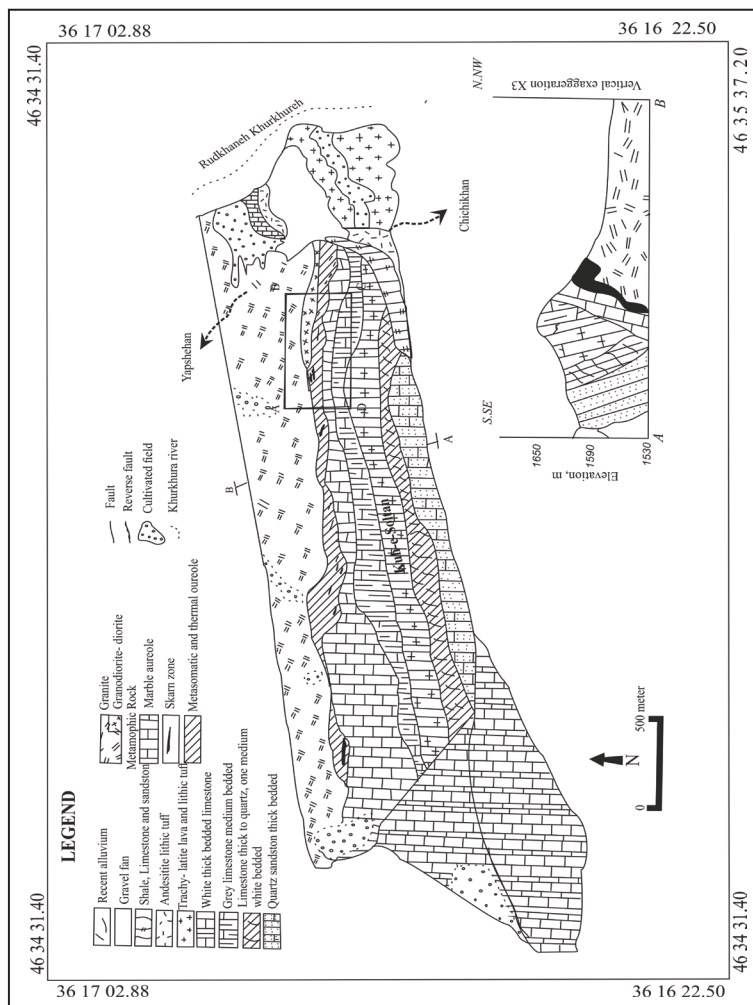
### ۳- زمین شناسی

اسکارنی شامل دو بخش اندو اسکارن (Endoskarn) و اگزو اسکارن (Exoskarn) است. اندو اسکارن بسیار محدود است. در این بخش بافت اولیه سنگ حفظ شده و تنها بعضی کانی های کالک سیلیکاته ثانویه چون اپیدوت و کلریت به آن اضافه شده است. زون اگزواسکارن عمدتاً به رنگ قهوه ای است، اما در بخشی از این زون به دلیل افزایش مقدار اپیدوت، آمفیبول (ترمولیت - اکتینولیت) و کلریت، رنگ سبز به خود می گیرد. این دو رنگ نماینده دو بخش گارنت-اسکارن (در سمت کنتاکت توده نفوذی) و اپیدوت-اسکارن (در سمت کنتاکت با مرمر) است. گسترش زون گارنت-اسکارن بیشتر از اپیدوت-اسکارن است. در این مجموعه زون گارنت-اسکارن با ضخامت قابل توجه بیشترین بخش دگرگونی متاسوماتیکی را به خود اختصاص داده است. کانی سازی مگنتیت به طور غالب و هماتیت به صورت جری، همراه با کربنات های مس (مالاکیت) مجموعه اگزو اسکارن را همراهی می کنند (زند، ۱۳۹۵).

#### ۳-۱. توده نفوذی اسیدی منطقه

بر مبنای مطالعات میکروسکوپی، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپات، آمفیبول، کوارتز، بیوتیت و اسفن کانی های عمده سنگ های آذرین منطقه را تشکیل می دهند. طبقه بندی شیمیایی آنها نشان دهنده آن است که توده آذرین منطقه، در محدوده گرانیتوئیدها (گرانیت تا گرانودیوریت) قرار می گیرد. در اثر نفوذ و جایگیری توده گرانیتوئیدی صاحب دگرسانی، خردشدگی و جابه جایی هایی را در مجموعه مورد مطالعه ایجاد کرده است (زند، ۱۳۹۵). شکل ۳ رخنمون واحدهای مختلف سنگی منطقه و توده نفوذی گرانیتوئیدی صاحب را نشان می دهد.

منطقه صاحب در جنوب شرقی شهرستان سقر، استان کردستان و شمال باختری ایران قرار دارد. بر اساس نقشه (شکل ۲) واحدهای زمین شناسی در این منطقه شامل واحد کربناته با سن پرمین، واحدهای دگرگونی و اسکارنی، توده نفوذی گرانیتوئیدی (الیگومیوسن) و سنگ های ولکانیکی (کرتاسه) است (حسامی، ۱۳۸۰). واحدهای کربناته شامل ردیف های آهکی خاکستری رنگ فاقد هرگونه فسیلی است و فقط بر اساس جایگاه چینه شناسی سن آن پالئوزوئیک بالایی به سن پرمین گزارش شده است. واحد اسکارنی شامل سنگ های کربناته با ترکیب آهک تا دولومیت است (حسامی، ۱۳۸۰). زون اسکارنی صاحب در امتداد تماس توده گرانیتوئیدی صاحب با سنگ های کربناته ناخالص گسترش یافته است. این زون توسط حضور کانی هایی مانند گارنت، پیروکسن، اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت، مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت مشخص می شود و به دو بخش اندو اسکارن و اگزو اسکارن تقسیم می شود. در بخش هایی از زون اسکارنی با فاصله از منبع گرمایی پلوتون تقریباً هیچ کانی کالک سیلیکاته بی آبی به جز مقادیر کمی کانی اپیدوت و کلریت تشکیل نشده است. اما در بخش هایی که ضخامت زون اسکارنی و فاصله از منبع گرمایی کم بوده است، کانی های کالک سیلیکاته بدون آب تشکیل شده اند. در بخش هایی که رسوبات پلیتی حضور داشته اند، هورنفلس تشکیل شده است که به دلیل مقاومت زیاد اکثراً رخنمون داشته و با گسترش محدود، بدون آثار کانی سازی هستند. دگرگونی و تکتونیک باعث دگرسانی و تبلور مجدد واحد کربناته و تشکیل زون مرمر بین واحد کربناته پرمین و زون اسکارنی شده است. از نظر میکروسکوپی کانی های اصلی تشکیل دهنده این واحد شامل کلسیت و دولومیت است. زون



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه صاحب (سهیلی و بنی آدم، ۱۳۸۰).



شکل ۳- A) رخنمون واحدهای آهک تا دولومیت پریمین در بالا، اسکارن وسط و توده‌های نفوذی در پایین، در قسمتی از تصویر، هورنفلس (Horn) دیده می‌شود (دید به سمت جنوب)؛ B) نمایی از گرانیتوئیدهای منطقه صاحب.

#### ۴- کانی‌شناسی و کانه‌نگاری کانسنگ

به منظور بررسی میکروسکوپی (کانی‌شناسی و کانه‌نگاری) کانسنگ از نقاط مختلف کانسار اسکارنی صاحب (اگزو اسکارن، اندواسکارن و توده نفوذی مولد)، تعدادی نمونه برداشت و مقطع نازک- صیقلی تهیه شد.

##### ۴-۱. کانی‌های فلزی

— **مگنتیت:** اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار صاحب، مگنتیت است. بافت آن در مقاطع میکروسکوپی عمدتاً توده‌ای و جانشینی است. این کانی در برخی بیرون‌زدگی‌ها با آثار فشارهای تکنونیک به صورت خرد شده مشاهده می‌شود. حضور مگنتیت را می‌توان در دو گروه شرح داد: گروه اول به صورت بی‌شکل و لکه‌ای است و به نظر می‌رسد که در اثر پدیده جانشینی در سنگ‌های میزبان آهکی منطقه شکل گرفته باشد. در نمونه‌های مربوط به عمق این کانی تقریباً سالم باقیمانده است ولی در نمونه‌های کم عمق و سطحی در بسیاری از موارد دچار اکسیداسیون شده و به هماتیت تبدیل و یا در حال تبدیل است. گروه دوم مگنتیت‌هایی هستند که بافت توده‌ای دارند و بیشتر در بخش‌هایی که کانسار عیار بیشتری دارد قابل مشاهده است (شکل‌های ۴- A و B). کانی‌های گانگ غالب همراه این نوع مگنتیت‌ها آمفیبول، فلدسپات‌ها و کانی‌های سیلیکاته‌اند.

— **هماتیت:** فراوانی هماتیت نسبت به مگنتیت کمتر است و از نظر اقتصادی در منطقه اهمیت چندانی نداشته، در محدوده‌های نزدیک به سطح، در نقاطی که مگنتیت رخنمون دارد و همچنین در سطوح شکستگی‌های مگنتیت یافت شده و به دو صورت اولیه و ثانویه مشاهده می‌شود. گرچه هماتیت می‌تواند تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن از مذاب اکسیدهای آهن تشکیل شود، اما در محدوده صاحب آثار هماتیت‌های اولیه به ندرت مشاهده می‌شود. چنین به نظر می‌رسد که تقریباً هماتیت موجود در کانسار در اثر تبدیل‌شدگی مگنتیت ایجاد شده و اغلب در نمونه‌های نزدیک به سطح و بخش‌های رخنمون یافته کانسار مشاهده می‌شود. فرم دیگر هماتیت در امتداد سطوح کلیواژ مگنتیت تشکیل شده است. این پدیده که تحت عنوان مارتیتی شدن نامیده می‌شود، معمولاً ثانویه بوده و پس از تشکیل کانه و در اثر افت درجه حرارت ایجاد می‌شود (شکل‌های ۴- C و D).

— **پیریت:** پیریت کانی سولفیدی است که در برخی نمونه‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی محدوده مورد نظر به چشم می‌خورد و با اشکال نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود (شکل ۴- E)، در بین مگنتیت و کانی‌های گانگ قرار گرفته و در برخی موارد، از حاشیه در حال تبدیل شدن به هیدروکسیدهای ثانویه مانند گوتیت است.

— **کالکوپریت:** کالکوپریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی مشاهده شده در منطقه است که در مراحل انتهایی تشکیل کانسنگ تشکیل می‌شود (شکل ۴- F). در قسمت‌های

سطحی کانسار این کانی به کانی‌های مس داری چون مالاکیت دگرسان شده است. — **گوتیت:** گوتیت از گونه‌های آبدار اکسیدهای آهن است که در کانسار صاحب در شکستگی‌های کانسنگ به وفور دیده می‌شود. این کانی با بافت کلوفرم در مقاطع میکروسکوپی ظاهر می‌یابد. با آب‌زدایی این کانی، هماتیت تشکیل شده است (شکل ۴- G).

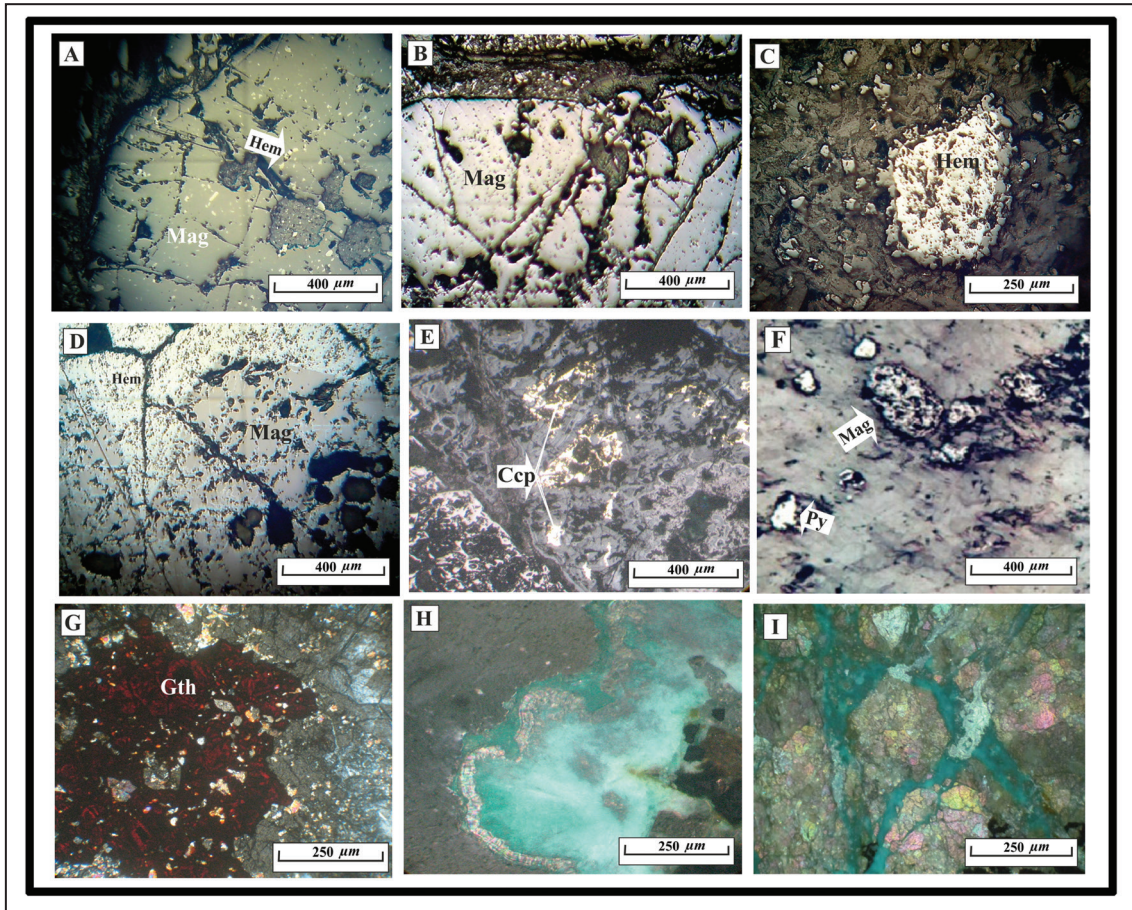
— **مالاکیت:** این کانی اغلب به صورت پرکننده فضاهای خالی و شکستگی‌ها و به صورت نوارهای باریکی همراه مگنتیت حضور دارد. در مقاطع مطالعه شده به رنگ سبز روشن دیده می‌شود و بافت کلوفرم از خود به نمایش می‌گذارد (شکل‌های ۴- H و I).

##### ۴-۲. کانی‌های باطله

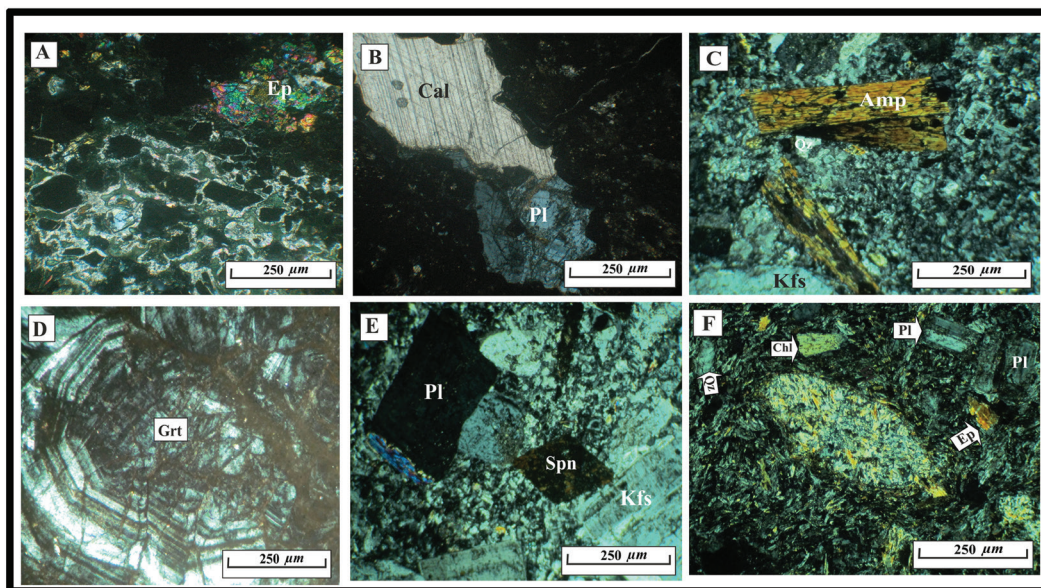
مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سیلیکاته مشاهده شده در منطقه صاحب و همراه با توده‌های مگنتیتی، گارنت است و شامل گارنت‌های ایزوتروپ و انیزوتروپ بوده و طبق مطالعات کانی‌شناسی XRD (عابدی، ۱۳۸۶) و EPMA (زند، ۱۳۹۵) متعلق به سری گرانیت است. اگزواسکارن از نظر گارنت زونه است. گارنت در برخی موارد بیش از ۹۰٪ حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های گروه اپیدوت که در رخنمون‌های محلی به رنگ سبز دیده می‌شوند، پس از گارنت‌ها بیشترین حجم کانی‌های سیلیکاته را به خود اختصاص می‌دهند. از دیگر کانی‌های غیرفلزی مشاهده شده در این زون می‌توان به کلسیت، کوارتز، اسفن، کلریت، آمفیبول اشاره کرد (شکل‌های ۴- A تا D).

##### ۵- فرایند اسکارن‌زایی

واکنش‌ها و مجموعه کانیایی تشکیل شده در یک واحد اسکارنی به‌طور معمول بستگی به عوامل: الف) خصوصیات سنگ‌هایی که تحت تأثیر اسکارنی شدن قرار گرفته‌اند، ب) محتوای سیالات دگرگون‌کننده، ج) فشار و دمای حاکم بر فرآیند (Titley, 1973; Guilbert and Lowell, 1974) دارد. مهم‌ترین فرآیند در تشکیل هر کانسار نفوذ سنگ‌های منشأ، مهاجرت سیالات کانی‌ساز و ته‌نشینی کانی‌هاست (Mokhtari, 2012). در تشکیل اسکارنی که در آن کانی‌سازی رخ داده و فرایند متاسوماتیزم باعث تشکیل اسکارن شده است، یک یا دو مرحله دگرسانی پیشرونده و بسته به نوع و تعداد کانی‌های ثانویه یک یا چند مرحله دگرسانی پسرونده اتفاق می‌افتد (Einaudi, 1982a; Meinert, 1997). بر اساس شواهد صحرایی و با توجه به مطالعات میکروسکوپی زون اسکارنی، فرآیندهای اسکارن‌زایی در منطقه صاحب (زون اگزواسکارن) در دو مرحله اصلی و مشخص دگرسانی پیشرونده و دگرسانی پسرونده رخ داده است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فلزی تشکیل شده در کانسار آهن صاحب. (A) حضور تیغه‌های هماتیت در مگنتیت؛ (B) بلورهای درشت مگنتیت با شکستگی‌های متعدد؛ (C) جانشینی هماتیت به جای مگنتیت؛ (D) تبدیل شدگی مگنتیت به هماتیت از حاشیه بلور؛ (E و F) حضور کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در کانسار صاحب؛ (G) گوتیت (هیدروکسید آهن) موجود در نمونه‌های کانسنگ صاحب؛ (H و I) مالاکیت سبز رنگ به صورت کلونیدی و رگه‌ای در منطقه، مگنتیت Mag، هماتیت Hem، پیریت Py، کالکوپیریت Ccp، گوتیت Gth. تمامی عکس‌ها در شرایط XPL تهیه شده است. علائم اختصاری از Whitney and Evans (2010).



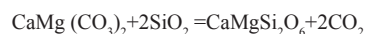
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های غیر فلزی سیلیکاته مشاهده شده در اسکارن صاحب. (A) حضور کانی‌های اپیدوت در زون آگرو اسکارن؛ (B) مجاورت بلورهای درشت کلسیت با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زون اندواسکارن؛ (C) بلورهای منشوری شکل و درشت آمفیبول در زمینه ریز دانه؛ (D) نمایی از گارنت درشت بلور زونه در آگرو اسکارن؛ (E) هم‌شدگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اسفن، پتاسیم فلدسپار و اپیدوت در زون اندواسکارن؛ (F) حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلریت، اپیدوت و کوآرتز در زمینه ریزبلور از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار. گارنت Grt، کلریت Chl، آمفیبول Amp، اپیدوت Ep، پلاژیوکلاز Pl، پتاسیم فلدسپار Kfs، بیوتیت Bt، اسفن Spn. علائم اختصاری از Whitney and Evans (2010). تصاویر در شرایط نور پلاریزه مقاطع گرفته شده است.

### ۵-۱. مرحله پیشرونده (Prograde Stage)

این مرحله شامل تشکیل یک سری کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب حاصل از فرایند بی‌متاسوماتیک و متاسوماتیک است.

– **دگرگونی – بی‌متاسوماتیک (Metamorphic–Bimetasomatic):** اولین مرحله از فرایند تشکیل اسکارن در منطقه، پس از جایگیری توده نفوذی صاحب در مجاورت سنگ‌های کربناته ناخالص (پرمین)، انتقال حرارت به سنگ‌ها و تشکیل هورنفلس در لایه‌های کربناته صورت گرفته است. در این مرحله فشارهای وارده از طرف توده نفوذی باعث ایجاد شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌ها در سنگ‌های کربناته و ایجاد معابری برای عبور سیالات ماگماتیک شده است (Minert, 1992; Bucher and Frey, 1994; Bucher and Grapes, 2002; Meinert et al., 2005). تناوب ناخالصی‌های رس و ماسه سنگ در سنگ میزبان کربناته به عنوان منبع تامین Al, Si, Mg عمل کرده و زمینه ساز تشکیل کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب مثل گارنت ایزوتروپ و پیروکسن ریزدانه در زون‌های اندو اسکارن و اپیدوت در زون آگرواسکارن شده است. تشکیل این کانی‌ها معمولاً با واکنش‌های کربن زدایی همراه بوده است. به نظر نمی‌رسد که کانه‌زایی در این مرحله رخ داده باشد.

– **مرحله متاسوماتیزم پیشرونده (Prograde Metasomatism):** دگرسانی متاسوماتیک تیپ اسکارنی در توده نفوذی صاحب در هر دو بخش اندواسکارن (توده نفوذی) به مقدار بسیار کمتر و عمدتاً در آگرو اسکارن (سنگ‌های کربناته) رخ داده است. این مرحله در ادامه مرحله بی‌متاسوماتیک است، با این تفاوت که سیستم بسته مرحله نخست به سیستم باز مرحله متاسوماتیک تبدیل می‌شود و باعث تشکیل زون گارنت سکارن در نزدیکی همبری توده نفوذی با واحدهای کربناته می‌شود. پس از جایگیری و انجماد بخش عمده‌ای از توده نفوذی، تکامل سیالات هیدروترمال و نفوذ آنها به درون سنگ‌های درون گیر، کانی‌های کالک سیلیکاته بدون آب گارنت و پیروکسن (به ترتیب سری گراندیت و دیوپسید) در زون آگرواسکارن تشکیل می‌شوند (زند، ۱۳۹۵) و دمای تشکیل آنها احتمالاً در محدوده ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد (Rose and Burt, 1979; Yardley and Baltatzis, 1985; Oliver et al., 1998; Zharikov et al., 2007; Jing et al., 2016) قرار می‌گیرد. طبق Einaudi (1982a) حضور گارنت و پیروکسن همزیست در این مرحله وابسته به حرارت، اکتیویته سیلیس  $Ca^{2+}$  و  $H^+$  و حالت اکسیداسیون سیال است که همه موارد فوق در مقدار آهن گارنت و پیروکسن همراه منعکس می‌شود. گارنت و به ویژه گارنت‌های گراندیتی (گروسولار-آندرادیت) در اثر ترکیب کلسیم سنگ‌های کربناتی با سیلیس و آهن تشکیل می‌شوند.



دیوپسید سیلیس دولومیت

Einaudi (1982a) بر اساس دیاگرام پایداری کانی‌ها نشان داده است که برای تشکیل آندرادیت در سنگ‌های کربناته، سیالات با غلظت کافی از Fe و  $SiO_2$  بایستی دارای فوگاسیته پایین گوگرد و اکسیژن در محدوده حرارتی ۴۰۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند. محققین دیگری چون Baker et al., 2004; Jing et al., 2016) این تغییرات دمایی را بین ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد عنوان کرده‌اند. در زون اندواسکارن فلدسپارهای موجود در توده نفوذی می‌توانند با استفاده از کلسیم گرفته شده از توده آهکی تغییر ماهیت داده و به گارنت تبدیل شوند.

(Ray et al., 1995; Meinert, 1995).

فلدسپار (آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز) + کلسیت = گارنت



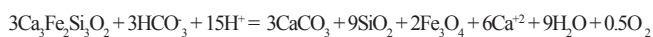
گارنت (گروسولار) کلسیت آنورتیت

### ۵-۲. مرحله پسرونده (Retrograde stage)

در طی دگرسانی پسرونده در اثر کاهش دما احتمالاً ورود آب‌های جوی به چرخه

سیستم اسکارنی، کانی‌های آبداری نظیر اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت از دگرسانی کانی‌های بی‌آب گارنت و کلینوپیروکسن در مرحله پیشرونده به وجود آمده و زون اپیدوت اسکارن را تشکیل داده‌اند. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و کانه‌زایی این مرحله را می‌توان به دو مرحله پسرونده آغازین و پسرونده تأخیری تقسیم نمود (Einaudi, 1982a; Meinert, 1995).

– **زیرمرحله پسرونده آغازین (Early Retrograde Sub-Stage):** در طی این مرحله کالک سیلیکات‌های بی‌آب مرحله پیشرونده به کالک سیلیکات‌های آب دار (اپیدوت و اکتینولیت) و کربنات (کلسیت) در امتداد شکستگی‌ها تبدیل شده‌اند. گارنت‌ها به کلسیت، کوارتز، کانی‌های اپیک و اپیدوت و نیز پیروکسن به اپیدوت، کلسیت و کوارتز دگرسان می‌شوند. (Rose and Burt, 1979) و Meinert (1995) عقیده دارند که این مرحله در دمای ۴۰۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد یا کمتر آغاز می‌شود. در این مرحله در واقع فرایند هیدرولیز و کربن‌گیری دوباره کالک سیلیکاته اولیه اسکارن صورت می‌گیرد. جانشینی کلسیت، کوارتز و مگنتیت به جای آندرادیت و واکنش پسرونده مهمی بوده و در حالت سولفیداسیون نسبتاً پایین در اسکارن‌های غنی در آندرادیت صورت می‌گیرد. در صورت زیاد بودن هدنبرگیت در کلینوپیروکسن‌ها، اکتینولیت و در صورت زیاد بودن مقدار دیوپسید، ترمولیت تشکیل می‌شود (Deer et al., 1992; Calagari and Hosseinzadeh, 2006).



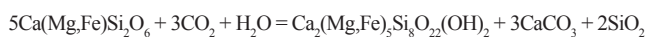
آندرادیت کلسیت مگنتیت

(Deer et al., 1992)

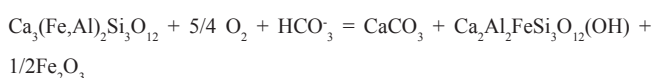


مگنتیت کوارتز کلسیت آندرادیت

(Einaudi, 1982b; Seward and Barnes 1997; Maher, 2010)

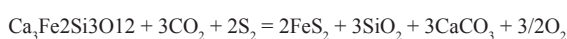


کوارتز کلسیت ترمولیت/اکتینولیت پیروکسن  
با در نظر گرفتن این نکته که آلومینیوم تقریباً غیرمتحرک است، می‌توان این گونه نوشت (Einaudi, 1982a):



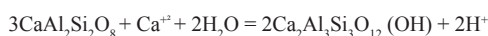
هماتیت اپیدوت کلسیت آندرادیت

حضور فازهای آهن دار دیگر مانند پیریت به همراه مجموعه فوق نشان‌گر آنست که سیالات گرمایی در این مرحله بایستی حامل مقادیر کافی  $H_2S$  یا  $fS_2$  بالا و  $fO_2$  متغیر هستند. بنابراین پیدایش پیریت می‌تواند به کربن‌گیری و سولفیداسیون آندرادیت مرتبط باشد (Einaudi, 1982b):



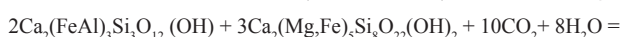
آندرادیت پیریت کلسیت

پلاژیوکلازهای موجود در زون اندواسکارن با ورود یون کلسیم تبدیل به اپیدوت شده‌اند (Calagari and Hosseinzadeh, 2006).

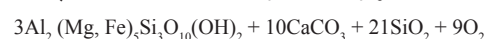


آپیدوت ترمولیت آنورتیت

– **زیر مرحله پسرونده تأخیری (Late Retrograde Sub-Stage):** در این مرحله کالک سیلیکات‌های آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، توسط سیالات دما پایین متحمل دگرسانی شده و مجموعه‌های ریز دانه شامل کلریت، کلسیت و کوارتز و کانی‌های رسی ایجاد نموده‌اند. (Deer et al., 1992) واکنش زیر را برای مرحله پسرونده تأخیری پیشنهاد داده‌اند.

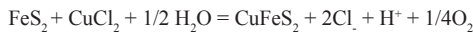


ترمولیت-اکتینولیت اپیدوت



کوارتز کلسیت کلریت

دارند که سولفور از اختلاط ماگمای منشأ و سنگ میزبان حاصل شده است (Ishihara et al., 2000). طبق Zotov et al. (1995) کالکوپیریت در اثر افزایش pH و کاهش فوگاسیته اکسیژن مطابق با واکنش زیر تشکیل می‌شود، به نظر می‌رسد کالکوپیریت در منطقه صاحب نیز بدین گونه حاصل شده است:



کالکوپیریت پیریت

در مورد دگرسانی سوپرژن باید گفت که کانسنگ تحت تأثیر این نوع از دگرسانی و چرخش سیالات جوی قرار گرفته است. از جمله شواهد این امر، می‌توان به فرسایش یافتن سنگ‌های روباره هورنفلسی و دگرسانی کالکوپیریت به کانه‌های کربناته مس و تشکیل مالاکیت در منطقه مذکور اشاره کرد.

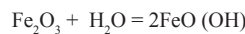
## ۷- ژئوشیمی

در تشکیل انواع ذخایر معدنی، عوامل متعددی مؤثر هستند و نقش این عوامل در نوع کانسار، نوع دگرسانی و خصوصیات ژئوشیمیایی آنها منعکس می‌شود. نتایج تجزیه XRF و ICP-MS ترکیبات سنگی کانسار آهن صاحب در (جدول‌های ۱ و ۲) ارائه شده است. با توجه به اهمیت توده نفوذی و ارتباط مستقیم آن با تشکیل اسکارن، به طبقه بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه، بررسی تیپ و سری ماگمایی و جایگاه تکنونیک آنها پرداخته می‌شود (شکل‌های ۶ و ۷). بر این اساس ترکیب شیمیایی توده نفوذی منطقه صاحب عمدتاً در محدوده گرانیت، گرانودیوریت-دیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۶). سنگ‌های نفوذی متآلومین بوده و به سری ساب‌آلکالین با محتوای کالک‌آلکالین غنی از پتاسیم تعلق دارند و در رده گرانیت‌های تیپ I هستند (شکل ۷). با توجه به نمودار شکل ۸ و موارد فوق الذکر می‌توان محیط تکنونیک گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی حاشیه قاره (VAG) را برای منطقه مذکور در نظر گرفت (دانا، ۱۳۸۷؛ زندی، ۱۳۹۵؛ Ahadnejad, 2013).

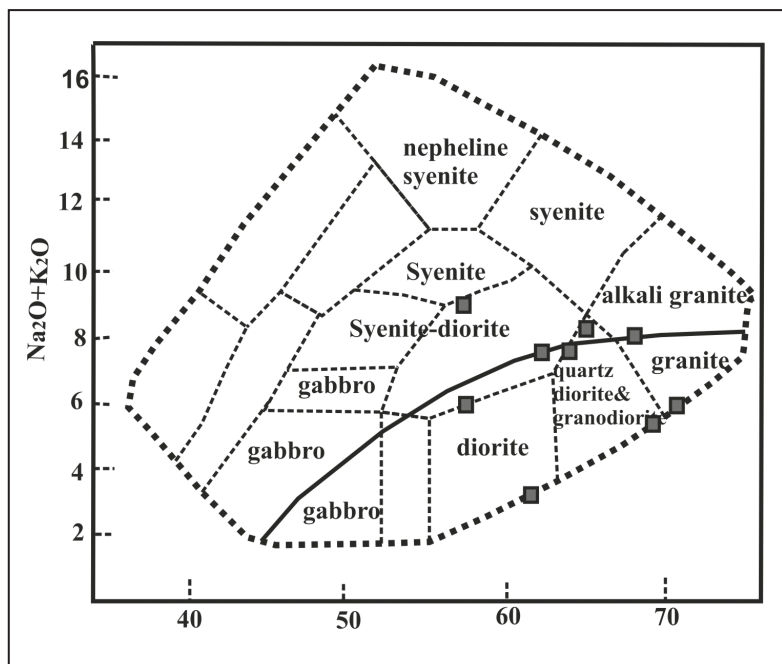
در این واکنش کوارتز و کلسیت احتمالاً توسط فرآیند کربن‌گیری از اپیدوت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند. توسعه کانی‌های آلتراسیون پسروده امکان دارد در اثر تداوم فرآیندهای خردشدگی باشد (Calagari and Hosseinzade, 2006).

## ۶- کانه‌زایی

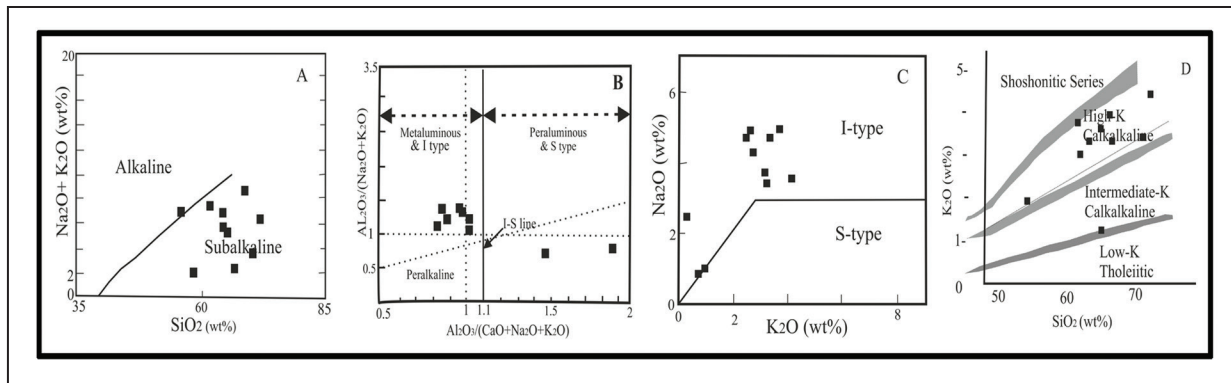
بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته، کانه‌زایی اکسیدی و سولفیدی در کانسار اسکارنی صاحب پس از تشکیل کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب اولیه و در طول تغییرات بعدی آنها صورت گرفته است. بنابراین پیدایش آنها در اواخر مرحله متاسوماتیزم پیشرونده آغاز و در مرحله پسروده ادامه می‌یابد. در اسکارن صاحب، مگنتیت اولین کانه فلزی نهشته شده است. مگنتیت‌های سطحی در برخی موارد تحت تأثیر دگرسانی (ماریتی شدن) قرار گرفته‌اند. هماتیت عمدتاً در اثر تبدیل شدگی مگنتیت ایجاد شده است. از طرفی گوتیت معمولاً محصول هوازدگی مگنتیت و هماتیت است که در اثر عملکرد آب‌های جوی (فوگاسیته بالای اکسیژن) به گوتیت تبدیل شده‌اند. به عبارتی این تبدیل وابسته به دما، pH، رطوبت، مواد آلی و ناخالصی‌های موجود است. پس از نفوذ آب‌های سطحی و اختلاط با آب ماگمایی، درجه حرارت آب ماگمایی کاهش یافته، از محدوده پایداری هماتیت خارج و به محدوده پایداری گوتیت وارد شده است (Barton and Johnson 1996, 2000). بدین ترتیب هماتیت در طی واکنش زیر ناپایدار و به گوتیت تبدیل می‌شود:



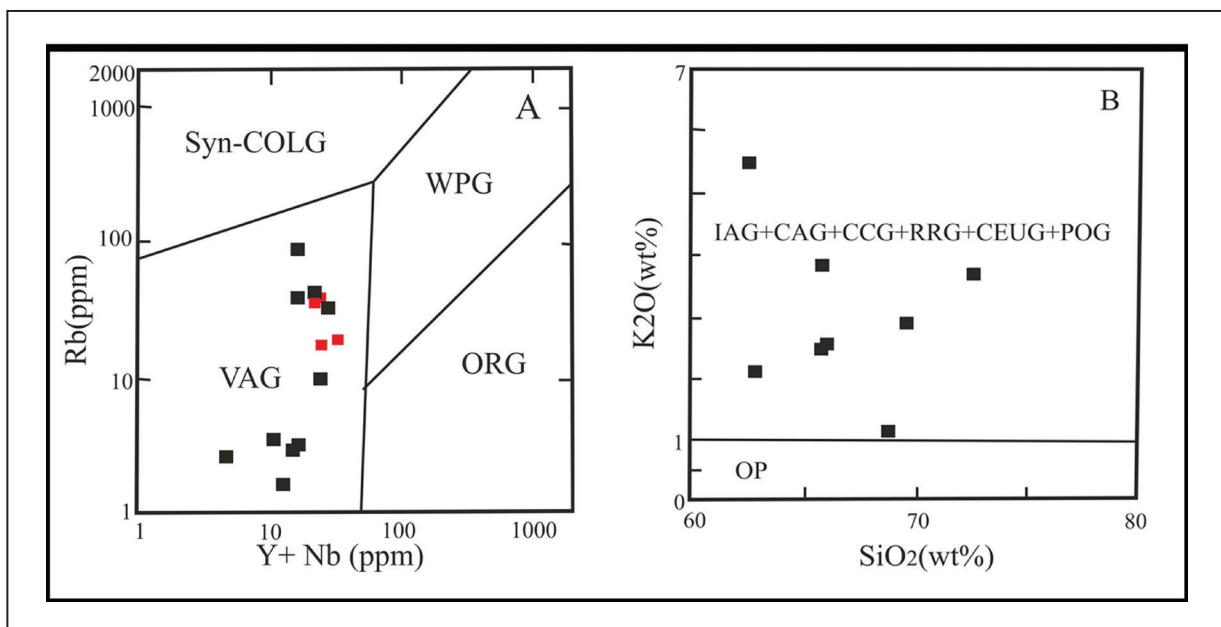
از کانی‌های سولفیدی متبلور شده در منطقه صاحب و مرحله پسروده اسکارن زایی، پیریت و کالکوپیریت را می‌توان نام برد. بسیاری از محققان معتقدند که سولفور در ذخایر اسکارن از یک ماگمای اولیه، متبلور شده است (Kamvong and Zaw, 2009; Shu et al., 2013). اما برخی دیگر عقیده



شکل ۶- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه صاحب بر اساس نمودار (Cox et al. 1979).



شکل ۷- A) نمودار تعیین سری ماگمایی و جایگیری توده نفوذی صاحب در محدوده ساب آلكالین (Irvine and Baragar, 1971)؛ B) نمودار تفکیک گروه‌های پرآلومین و متآلومین در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی (Maniar and Piccolli, 1989)؛ C) گرانیتوئیدهای‌های منطقه از نوع گرانیت‌های تیپ I هستند نمودار قرار گرفتن نمونه‌های سنگی در محدوده پتاسیم بالا از سری کالک آلكالین (Le Maitre, 1989)؛ D) (Chappel and White, 2001)



شکل ۸- خاستگاه گرانیتوئیدهای صاحب در نمودارهای تکنونیک (Pearce et al., 1984). نمونه‌های قرمز رنگ از عابدی (۱۳۸۶).

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسید عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های سطحی و برخی گمانه‌ها (توده نفوذی) در کانسار صاحب به روش XRF.

| Sample. Code | SiO <sub>2</sub> % | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % | CaO % | Na <sub>2</sub> O % | K <sub>2</sub> O % | MgO % | TiO <sub>2</sub> % | MnO % | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> % | L.O.I % | Total % |
|--------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|-------|---------------------|--------------------|-------|--------------------|-------|---------------------------------|---------|---------|
| S.2.P        | 70.5               | 14.6                             | 2.21                             | 2.14  | 4.8                 | 3.02               | 1.02  | 0.34               | 0.07  | 0.1                             | 1.81    | 99.59   |
| S.22.P       | 59.03              | 12.82                            | 8.95                             | 2.09  | 1.03                | 1.01               | 7.12  | 1.596              | 0.177 | 1.155                           | 1.56    | 95.51   |
| S.38.P       | 67.92              | 12.87                            | 3.58                             | 2.78  | 2.21                | 1.07               | 4.65  | 1.092              | 0.149 | 0.217                           | 3.07    | 99.60   |
| S.10.P       | 65.96              | 14.93                            | 5.98                             | 2.32  | 0.31                | 1.08               | 4.68  | 1.099              | 0.158 | 0.312                           | 2.14    | 98.96   |
| S.11.P       | 56.41              | 14.07                            | 6.24                             | 5.35  | 3.52                | 2.81               | 4.5   | 1.012              | 0.054 | 0.602                           | 0.25    | 94.81   |
| S.7.1.P      | 65.49              | 14.92                            | 3.05                             | 2.01  | 4.69                | 2.78               | 2.83  | 0.412              | 0.038 | 0.148                           | 1.91    | 98.28   |
| S.34.P       | 62.43              | 13.96                            | 4.25                             | 3.01  | 4.75                | 2.65               | 3.13  | 0.513              | 0.065 | 0.159                           | 1.33    | 96.24   |
| S.30.P       | 73.69              | 12.08                            | 1.85                             | 0.81  | 2.92                | 4.38               | 0.85  | 0.301              | 0.014 | 0.091                           | 2.26    | 99.25   |
| S.29.P       | 58.30              | 14.31                            | 6.18                             | 4.19  | 4.95                | 3.58               | 3.19  | 0.509              | 0.068 | 0.476                           | 1.73    | 96.50   |
| S.76.P       | 65.78              | 16.12                            | 1.55                             | 3.41  | 5.53                | 3.91               | 1.9   | 0.53               | 0.05  | 0.39                            | 0.92    | 100.11  |

جدول ۲- نتایج تجزیه برخی عناصر نمونه‌های توده نفوذی منطقه صاحب به روش ICP-MS.

| Sample Code | Ni (ppm) | Rb (ppm) | U (ppm) | V (ppm) | Nb (ppm) | Y (ppm) | Co (ppm) | Cr (ppm) |
|-------------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|----------|----------|
| S.2.P       | 29       | 4        | 7.1     | 40      | 3.7      | 12.6    | 9        | 44       |
| S.22.P      | 36       | 49       | 3.1     | 76      | 5        | 3.2     | 10       | 49       |
| S.38.P      | 18       | 2        | 1.2     | 11      | 1.7      | 5.3     | 12       | 18       |
| S.10.P      | 19       | 4        | 2.4     | 51      | 1.8      | 12.9    | 13       | 42       |
| S.11.P      | 28       | 47       | 3.3     | 80      | 22       | 11.3    | 15       | 50       |
| S.7.1.P     | 14       | 98       | 2.9     | 41      | 6.8      | 6.2     | 4        | 33       |
| S.34.P      | 23       | 10       | 4.3     | 53      | 10.9     | 15.9    | 9        | 81       |
| S.30.P      | 20       | 62       | 2.4     | 78      | 21.7     | 13.9    | 23       | 145      |
| S.29.P      | 39       | 28       | 3.7     | 48      | 6.3      | 13.1    | 10       | 38       |
| S.76.P      | 31       | 66       | 2.3     | 54      | <1       | 13      | 16       | 16       |
| Ab.1        | 41       | 35       | 2.8     | 26      | 18       | 2.1     | 37       | 14       |
| Ab.2        | 30       | 31       | 3.9     | 45      | 32       | 14      | 11       | 36       |
| Ab.3        | 16       | 53       | 4.7     | 52      | 31       | 19      | 16       | 59       |
| Ab.4        | 31       | 55       | 2.3     | 54      | 22       | 28      | 11       | 15       |

\* نمونه‌های با حروف اختصاری Ab از عابدی (۱۳۸۶)

## ۸- نتیجه‌گیری

تراوش سیالات هیدروترمال حاوی یون‌های فلزی از توده به سنگ میزبان، واکنش سیالات هیدروترمال با سنگ درونگیر کربناته، خروج مواد فرار ( $\text{CO}_2$  و  $\text{H}_2\text{O}$ )، تشکیل کانی‌های کالک سیلیکانه بی‌آب و آلتراسیون متاسوماتیک پیشرونده، ۳) جان‌شنینی آندرادیت و دیگر سیلیکات‌ها توسط مگنتیت در اواخر مرحله پیشرونده و شروع مرحله پسرونده و شروع کانه‌زایی، ۴) تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی و نفوذ آب‌های جوی حرارت پایین، اولین مرحله دگرسانی پسرونده صورت گرفته و تبدیل گارنت و پیروکسن به کانی‌های دما پایین کالک سیلیکات‌های آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت) کلسیت، کوارتز. در این مرحله با کاهش دما و هیدرولیز کانی‌های کالک سیلیکاته بی‌آب کمپلکس‌های کلریدی و بی‌سولفیدی آهن و مس ناپایدار شده و کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت) و سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) نهشته می‌شوند. بررسی ژئوشیمیایی توده نفوذی صاحب نشان می‌دهد که این توده از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I بوده و در جایگاه تکتونیکی VAG (گرانیت کمر بند آتشفشانی زون فرورانش) تشکیل شده است. شواهد زمین‌شناسی، فرآیند تکامل اسکارن صاحب و کانی‌شناسی آن نشان می‌دهد این کانسار طی فرآیند متاسوماتیزم تشکیل شده و یک اگزواسکارن است.

پژوهش اخیر نشان می‌دهد، سنگ‌های کربناته پرمین در منطقه صاحب به عنوان سنگ پروتولیت اسکارن آهن عمل کرده است. طی الیگومیوسن، فعالیت ماگمایی باعث نفوذ توده گرانیتوئیدی صاحب و همبری با سنگ‌های کربناته پرمین، شده و حرارت حاصل باعث آماده‌سازی زمینه جهت عمل محلول‌های هیدروترمال و تشکیل اسکارن شده است. اسکارن صاحب به دو زون اندو اسکارن و اگزو اسکارن تقسیم می‌شود. اگزو اسکارن خود به دو زیرزون گارنت اسکارن و اپیدوت اسکارن قابل تفکیک است. گسترش زون گارنتی به همراه کانی‌های بی‌آب مثل پیروکسن، نشانگر مرحله متاسوماتیک پیشرونده با کانه‌زایی اکسیدی (مگنتیت) بوده و گسترش زون اپیدوتی به همراه گارنت و ظهور کانی‌های ترمولیت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت با کانه‌زایی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و تبدیل مگنتیت به هماتیت نشانه متاسوماتیزم دما پایین و پسرونده است. به‌طور کلی روند تکاملی اسکارن صاحب را می‌توان به چهار مرحله مشخص تقسیم کرد: ۱) جایگزینی توده نفوذی گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های کربناته و دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده، تشکیل مرمر، هورنفلس و آلتراسیون بی‌متاسوماتیک، ۲) شروع تبلور توده نفوذی،



## کتابخانه

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- حسامی، ع.، ۱۳۸۰- گزارش زمین شناسی- معدنی کانسار آهن مس دار صاحب، مجری سازمان صنایع و معادن استان کردستان، ۱۹۸ ص.
- دانا، ک.، ۱۳۸۷- بررسی ویژگی های زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی اسکارن صاحب ( شرق سقر- استان کردستان). دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۱۷ ص.
- زند، ز.، ۱۳۹۵- بررسی کانی زایی، ژئوشیمی و ژنز رخداد اسکارنی آهن- مس صاحب سقر (کردستان). رساله دکترا (PH.D). دانشگاه علوم و تحقیقات تهران. دانشکده علوم پایه، ۲۳۰ ص.
- سهیلی، م. و بنی آدم، ف.، ۱۳۸۰- طرح پی جویی اکتشاف طلا و آهن در اسکارن شمال صاحب واقع در شهرستان سقر. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شرکت مشاور توسعه علوم زمین، مجری طرح عبدالفتاح حسامی، ۱۸۱ ص.
- عابدی، ن.، ۱۳۸۶- بررسی ذخیره کانسار آهن صاحب شهرستان سقر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین. ۱۰۷ ص.

## References

- Ahadnejad, V., 2013- Comparative review of the Northern Sanandaj-Sirjan Zone granitoids, *Journal of Tethys*: Vol. 1, No. 2, p. 128-137.
- Baghban, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Mokhtari, M. A. A. and Gregory, D., 2015 -Geology, mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Eastern Azarbaijan Province, NW Iran. *Ore Geology Reviews*. 68,p. 79- 96.
- Baghban, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Mokhtari, M. A. A., Gregory, D. D. and Mahmoudi Nia, H., 2016- Chemical composition and evolution of the garnets in the Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Qara-Dagh–Sabalan metallogenic belt, Lesser Caucasus, NW Iran. *Ore Geology Reviews*. 78,p. 166–175.
- Baker, T., Van Achterberg, E., Ryan, C. G. and Lang, J. R., 2004- Composition and evolution of ore fluids in a magmatic–hydrothermal skarn deposit. *Geology* 32 (2),p. 117–120.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 1996- An evaporitic-source model for igneous- related Fe- oxide (REE- Cu- Au- U) mineralization. *Geology*, 24(3):p. 259–262.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 2000- Alternative brine sources for Fe- oxide (Cu - Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: T. M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-gold and Related Deposits: A Global Perspective*. V. 1, Australian Mineral Foundation Inc, Adelaide, p. 43–60.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6a ed., Complete revision of Winkler's textbook, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 318P.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2002- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8a ed., Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 341P.
- Calagari, A. A. and Hosseinzadeh, G., 2006- The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay River, East-Azarbaidjan, Iran. *J. Asian Earth Sci*. 28 (4),p. 423– 438.
- Chappell, B.W. and White, A. J. R., 2001- wo contrasting granite type: 25 years later, *Australian Journal of Earth Science*, No: 48, p. 489-499.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*, George Allen And Unwin.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *An introduction to the rock-forming minerals*, 2nd edition, Longman, 696 P.
- Einaudi, M. T., 1982a- Descriptions of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Titley, S. R., ed., *advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, University of Arizona Press*, p. 239-284.
- Einaudi, M. T., 1982b- General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, , in Titley, S. R., ed., *advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, University of Arizona Press*, p. 185-210.
- Ghorbani, M., 2013- *The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources*, Springer Geology, 542P.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H, Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A., 2015- Alteration-Mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*. 65 (2):p. 545-563.
- Guilbert J. M. and Lowell J. D., 1974- Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, 67,p. 99-109.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks .*Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Ishihara, S., Jin, M. S. and Sasaki, A., 2000- Source diversity of ore sulfur from Mesozoic–Cenozoic Miner. Deposits in the Korean peninsula region. *Resour. Geol*. 50, p.203–212.
- Jing, X., Youye, Z., Xiang, S. and Yahui, S., 2016- Alteration and mineralization at the Zhibula Cu skarn deposit, Gangdese belt, Tibet. *Ore Geology Reviews* 75,p.304–326.

- Kamvong, T. and Zaw, K., 2009- The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *J. Asian Earth Sci.* 34 (5), p.624–633.
- Le Maitre, R.W., 1989- *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Oxford: Blackwall.
- Maher, K. C., 2010- Skarn alteration and Mineralization at Corocochuayco, Tintaya District, Peru. *Econ. Geol.* 105 (2), p.263–283.
- Maniar, P. O. and Piccolli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Meinert, L. D., 1992- Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, v. 19, n. 4, p.145-1162.
- Meinert, L. D., 1995- Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits— chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, Thompson, J.F.H. (Ed.), *Mineralogical Association of Canada. Short Course Series 23*. p. 401– 418.
- Meinert, L. D., 1997- Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Explor. Min.Geol.* 6, p. 185-208.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. and Nicolescu, S., 2005- World skarn deposits. In: Hedenquist. J.W., Thompson. J.F.H., Goldfarb. R.J., Richards. J.P., Editors, 2005., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, Inc. Littleton, Colorado p. 299-336.
- Mokhtari A. A., 2012- The mineralogy and petrography of the Pahnavar Fe skarn, In the Eastern Azarbaijan, NW Iran, *Central European Journal of Geoscience*, vol. 4, p. 578-591.
- Nabatian, Gh., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015- Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implication for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Science.* 62 (2),p. 211-241.
- Oliver, N. H. S., Rubenach, M. J. and Valenta, R. K., 1998- Precambrian metamorphism. fluid flow, and metallogeny of Australia AGSO. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(4), p. 31-53.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. P.* 25,p. 956-983.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Ettliger, A. D., 1995- The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Econ. Geol.*, 90,p. 920-937.
- Rose, A. W. and Burt, D. M., 1979- Hydrothermal alteration. In Barnes, H.L., (ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2en ed., John Wiley and Sons, New York, 798 P.
- Seward, T. M. and Barnes, H. L., 1997- Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids. *Geochem. Hydrotherm. Ore Deposits* 3,p. 435- 486.
- Shu, Q. H., Lai, Y., Sun, Y., Wang, C. and Meng, S., 2013- Ore genesis and hydrothermal evolution of the Baiyinnuo'er zinc-lead skarn deposit, northeast China: evidence from isotopes (S, Pb) and fluid inclusions. *Econ. Geol.* 108 (4),p. 835–860.
- Titley S. R., 1973- Pyrometasomatism- an alteration type. *Econ. Geol.*, 68,p. 1326-1328.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, p.185–187.
- Yardley, B.W.D. and Baltatzis, E., 1985- Retrogression of staurolite schists and the sources of infiltrating fluids during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, p. 59-68.
- Zharikov, V. A., Pertsev, N. N, Rusinov, V. L., Callegari, E. and Fettes, D. J., 2007- Metasomatism and metamorphic rock, recommendation by the IUGS submission on the systematics of metamorphic rocks,9.
- Zotov, A. V., Kudrine A. V., Levine K. A., Shikina N. D. and Varyash L. N., 1995- Experimental studies of the solubility and complexing of selected ore elements (Au, Ag, Cu, Mo, As, Sb, Hg) in aqueous solution. Chapman and Hall, London, 323 P.

## Mineralogy and Mineralization of ore-bodies and geochemistry of the productive granitoid body of Saheb Fe-Cu skarn, Saqqez (Kurdistan)

Z. Zandi<sup>1</sup>, A. R. Jafari rad<sup>2\*</sup>, A. Gourabjeripour<sup>3</sup> and M. Lotfi<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Islamic Azad University, Myianeh Branch, Myianeh, Iran

<sup>4</sup>Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

Received: 2016 December 24

Accepted: 2018 April 16

### Abstract

The Saheb Fe-Cu skarn deposit is located in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, SE Saqqez, western Iran and has been formed along the contact between the Oligo-Miocene aged Saheb granitoid and the Permian aged impure calcareous rocks and includes endoskarn and exoskarn. Exoskarn is widely developed and include garnet and epidote skarn zones. The majority of mineralized zones are concentrated in garnet skarn. The relatively oxidizing mineralogical assemblage of the Saheb skarn includes garnet (andradite-grossular), pyroxene (diopside-hedenbergite), magnetite and hematite. Magnetite is the main and abundant ore mineral throughout the ore deposit. Based on field evidences and microscopic studies of skarn zone samples, two stages of prograde and retrograde alteration are distinguishable. According to the results of sample analysis of Saheb skarn productive intrusive body by XRF and ICP-MS techniques, the combination of this body is chiefly granite to granodiorite-diorite and belong to the I-type granitoids, metaluminous and K-rich calc-alkaline series. The Saheb granitoid is related to the VAG (Volcanic Arc Granite) tectonic setting.

**Keywords:** Saqqez, Saheb deposit, Granitoid, Iron Skarn, Magnetite, Metasomatism, Geochemistry.

For Persian Version see pages 71 to 80

\*Corresponding author: A .R. Jafari rad; E-mail: Alirad@yahoo.com