

ویژگیهای کانی‌شناسی، دگرسانی متاسوماتیکی و شرایط تشکیل اسکارن آهن

پهناور، خاور سیه‌رود، آذربایجان شرقی

نوشته: کمال سیاه چشم*، علی اصغر کلاگری*** و علی عابدینی*

Mineralogical Specifications, Metasomatic Alteration and Conditions of Fe-Skarn Formation at Pahnavar, East of Siahrood, East-Azarbaidjan, Iran

By: K. Siahcheshm*, A. A. Calagari***, A. Abedini*

چکیده

اسکارن پهناور، در خاور سیه رود، نمونه‌ای شاخص از اسکارنهای غنی از مگنتیت است که در محل همبری توده نفوذی کوارتز-دیوریتی قولان با مشخصه گرانیتویدی تیپ I (به سن الیگومیوسن) با سنگهای کربناتی غالباً آهکی کراتاسه بالایی تشکیل شده است. مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند اسکارن پهناور از نوع کلسیک بوده و شامل دو زون (۱) درون اسکارن و (۲) برون اسکارن است. برون اسکارن زون اصلی بوده و خود شامل دو زون مشخص (۱) گارنت اسکارن در سمت همبری و (۲) اپیدوت اسکارن با فاصله دورتر از همبری می‌باشد. دو مرحله کلی اسکارن‌زایی در پهناور تشخیص داده شد، (۱) مرحله پیشرونده و (۲) مرحله پسرونده. مرحله پیشرونده که در محدوده دمایی $470-550^{\circ}\text{C}$ تشکیل شده، خود شامل دو مرحله مجزا، الف) تشکیل اسکارن‌نوید هورنفلسی (بای متاسوماتیک) و آهکهای دوباره تبلور یافته (مرمر) به صورت ایزوشیمیایی و ب) تشکیل اسکارن متاسوماتیک که در طی آن یک سری کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب دانه متوسط تا درشت تشکیل شدند. مرحله پسرونده در دمای کمتر از 470°C شروع شده و شامل دو مرحله جداگانه است. الف) مرحله پسرونده پیشین که در آن مجموعه کانیایی سیلیکات کلسیم بدون آب تشکیل شده در مرحله پیشرونده توسط یک سری کانیهای سیلیکاتهای کلسیم آبدار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت)، سیلیس (کوارتز)، کربنات (کلسیت) و کانیهای مات (مگنتیت، هماتیت و پیریت) جانشین شده‌اند. مگنتیت عمدتاً در طی این مرحله تشکیل شده است. ب) مرحله پسرونده پسین که در جریان آن بیشتر کانیهای تشکیل شده در مراحل قبلی متحمل دگرسانی شده و به یک سری مجموعه دانه ریز شامل کلریت، کلسیت، کوارتز، هماتیت و کانیهای رسی تبدیل شده‌اند.

کلید واژه‌ها: باتولیت قره‌داغ، سیه رود، پهناور، اسکارن زایی، متاسوماتیسم

Abstract

Pahnavar skarn, located in the east of Siahrood, is a typical magnetite-rich skarn developed along the contact of Qolan granitoid (quartz diorite) I-type intrusive body (Oligo-Miocene) with carbonate (principally limestone) rocks. Field evidence and mineralogical study show that Pahnavar skarn is of calcic-type and includes two distinct zones: 1) endoskarn and 2) exoskarn. Exoskarn is the major skarn zone and by itself includes two separate zones: a) garnet skarn in igneous contact side and b) epidote skarn in parts farther from the contact. Two general stages of skarnification were recognized in Pahnavar: 1) prograde and 2) retrograde. Prograde stage was developed within the temperature ranges of $470-550^{\circ}\text{C}$ and includes two discrete stages: a) isochemical formation of hornfelsic skarnoid (bimetasomatic) and recrystallized limestone (marble) and b) formation of metasomatic skarn during which a series of medium to coarse-grained anhydrous calc-silicates were developed. Retrograde stage commenced at temperatures $<470^{\circ}\text{C}$ and includes two distinct stages: 1) early retrograde stage during which anhydrous calc-silicate assemblages (formed during prograde stage) were replaced by a series of hydrous calc-silicates (epidote, tremolite-actinolite), silicates (quartz), carbonates (calcite), and opaques (magnetite, hematite, and pyrite). Magnetite was principally developed during this stage. 2) Late retrograde stage during which most of minerals formed during previous stages were altered into a series of fine-grained aggregates of chlorite, calcite, quartz, hematite, and clay minerals.

Keywords: Gharehdagh batholith, Siahrood, Pahnavar, Skarnification, Metasomatism.

مقدمه

منطقه پهناور در شمال باختر ایران، در شمال استان آذربایجان خاوری به مختصات جغرافیایی $36^{\circ}48'38''$ تا $38^{\circ}49'51''$ عرض شمالی، در 30 کیلومتری خاور سیه‌رود واقع شده است. این منطقه از دیدگاه فلززایی متعلق به کمربند فلززایی

منطقه پهناور در شمال باختر ایران، در شمال استان آذربایجان خاوری به مختصات جغرافیایی $36^{\circ}48'38''$ تا $38^{\circ}49'51''$ عرض شمالی، در 30 کیلومتری خاور سیه‌رود واقع شده است. این منطقه از دیدگاه فلززایی متعلق به کمربند فلززایی

قره‌داغ- سبلان است. همبری توده نفوذی قولان به سن الیگومیوسن با سنگهای کربنات (غالباً آهکی) کرتاسه بالایی باعث اسکارن‌زایی در این منطقه شده است (سیاه‌چشم، ۱۳۸۱) (شکل ۱). مطالعات مقدماتی بر روی مسائل زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی‌سنگین توسط پژوهشگران متعددی در روی سنگهای منطقه صورت گرفته است. (Bazin and Hubner 1969) کانی‌سازیهایی از فلزهای مس، طلا و مولیبدن را در این منطقه گزارش کرده‌اند. افتخارنژاد (۱۹۸۹) مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه را در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش تبریز - پلدشت به انجام رسانیده است. علوی نائینی (۱۳۷۱) در ضمن اکتشافات ژئوشیمیایی - کانی‌سنگین در ناحیه سیه‌رود، مطالعاتی در خصوص کانی‌سازی موجود در توده نفوذی قولان انجام داده و بی‌هنجاریهایی از عناصر مس، مولیبدن، سرب، روی، تیتانیم، تنگستن و آهن را شناسایی و معرفی نموده است. ملاک‌پور و برنا (۱۳۷۲) به بررسی طلا در زونهای آرسنیک‌دار در منطقه پرداخته‌اند. امینی فضل (۱۳۷۳) در مطالعات خود بر روی باتولیت قره‌داغ وجود متاسوماتیت و اسکارن را در محل همبری توده نفوذی با رسوبات کربنات کرتاسه بالا گزارش نموده است. مهرپرتو (۱۳۷۶) به بررسی ویژگیهای زمین‌شناسی منطقه در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سیه‌رود پرداخته است. تا سال ۱۳۷۹ مطالعات جامعی در مورد اسکارن زایی در منطقه پهناور صورت نگرفته بود. در سال ۱۳۸۰ مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نسبتاً جامعی بر روی این اسکارن توسط مؤلفان صورت گرفت و نتایج حاصل از این مطالعات به طور مقدماتی توسط سیاه‌چشم و همکاران (۱۳۸۱) ارائه گردید. نوشتار حاضر اطلاعات نسبتاً جامعی از مطالعات انجام شده بر روی مسائل زمین‌شناسی از جمله سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، پدیده متاسوماتیسم، و نحوه جایگزینی کانیهای مات و شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل اسکارن را ارائه می‌دهد.

سنگهای کربناتی کرتاسه بالا

این مجموعه قدیمی‌ترین سنگهای منطقه را تشکیل داده و شامل تناوبی از سنگهای آهکی نسبتاً خالص متوسط تا ضخیم لایه، آهکهای مارنی و مارن است. این سنگها در بخشهای قابل ملاحظه‌ای از منطقه به‌طور جانبی به واحدهای آهکی توده‌ای یا ضخیم لایه تبدیل می‌شوند. از نظر سنگ‌شناسی این سنگها، آهکهای میکریتی بوده و فسیلهای موجود سن کرتاسه بالا (سانتوین تا ماستریشتین) را برای این واحد پیشنهاد می‌کنند (مهرپرتو، ۱۳۷۶). این آهکها غالباً متبلور بوده و در اثر تماس با توده نفوذی متحمل دگرگونی همبری و متاسوماتیسم شده‌اند (شکل ۳). آهکها در نزدیکی توده اسکارنی به‌واسطه تأثیرات گرمایی و تبلور دوباره، بافت دانه‌ای و مورفولوژی درشت بلور نشان داده و آثار فسیلی در آنها مشاهده نمی‌شود.

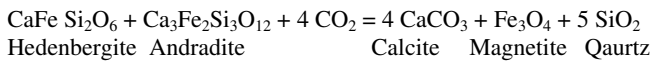
کانی‌شناسی

اثرات دمایی و متاسوماتیک حاصل از نفوذ توده قولان و به دنبال آن ورود سیالهای گرمایی در سنگهای کربناتی میزبان سبب تبلوردوباره کربناتها و تشکیل کانیهای اسکارنی شده‌اند. انواع مختلف کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب (گارت و پیروکسن) و آبدار (اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت و اسکاپولیت)، سولفیدها (پیریت)، کربناتها (کلسیت) و محصولات دگرسانی تاخیری کانیهای اسکارنی تشکیل شده در مراحل قبلی (کلریت، کانیهای رسی و کوارتز) در حجم وسیعی از سنگهای کربنات تشکیل شده‌اند (شکل ۴). گارت: از نظر ظاهری گارتهای واقع در سمت مرمر متوسط تا ریز بلور، با ناهمسانگردی ضعیف بوده و در بعضی نمونه‌ها کاملاً همسانگرد هستند، ولی گارتهایی که نزدیکی محل همبری توده قولان حضور دارند عمدتاً درشت بلور و ناهمسانگرد با زون بندی شعاعی و هم مرکز و گاه نوسانی بوده و

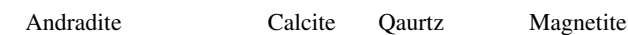
توده نفوذی قولان

توده نفوذی قولان که نقش مهمی در تشکیل اسکارن پهناور دارد، بخشی از باتولیت مرکب (گابرو - مونزونیتی، دیوریتی - سینیتی و گرانیتوئیدی) قره‌داغ (امینی فضل، ۱۳۷۳) محسوب شده و قسمت گرانیتوئیدی این باتولیت را تشکیل می‌دهد. مطالعات سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد این توده در بخشهای واقع در نزدیکی محل همبری با سنگهای کربناتی در پهناور، دارای ترکیب کوارتز - دیوریتی بوده و به طور محلی تا حد گرانودیوریت و تونالیت نیز تغییر می‌یابد (جدول ۱). سنگهای کوارتز - دیوریتی عمدتاً دارای بافت دانه‌ای و نیمه شکل‌دار و گاه پوی‌کلیتیک بوده و کانیهای اصلی آنها عبارتند از: پلاژیوکلاز، هورنبلند،

کانیهای مات: مگنتیت مهم ترین و فراوان ترین کانی مات بوده و تقریباً کانی اصلی کانسنگ توده‌ای اسکارن پهناور را تشکیل می‌دهد. به نظر می‌رسد مگنتیت به همراه هماتیت و پیریت، محصول دگرسانی گارنتها و پیروکسینها باشند. همزیستی آندرادیت و دیوپسید با مگنتیت (\pm کوارتز و کلسیت) با معادله زیر قابل توجیه است (Lentz et al., 1995)،



معمولاً با کاهش دما و افزایش $f\text{CO}_2$ ، مجموعه کانیهای مگنتیت، کلسیت و کوارتز از دگرسانی آندرادیت حاصل می‌شوند (Einaudi, 1982).



مگنتیت توده‌ای، رگچه‌ای، انبوه عدسی شکل ریز بلور، به صورت جانشینی (شکل 5d) و یا پر شدگی فضاهای خالی با بافت تیغه‌ای (شکل 5e) و به صورت زونه با بافت نواری ترکیبی (شکل 5f) در زونهای اسکارنی و یا به‌طور محلی در تعادل با گارنت (شکل 5c) تشکیل شده است. از نظر ژنتیکی هماتیت به دو صورت تشکیل شده است، ۱) هماتیت‌های هیپوژن که با مگنتیت همراه بوده و در اثر دگرسانی پسروده گارنتها تشکیل شده و اغلب در زون اپیدوت اسکارن به صورت رگچه‌ای با بافت اسپیکولار- تیغه‌ای (شکل 5g) دیده می‌شوند و ۲) هماتیت‌های سوپرژن که در اثر دگرسانی و هوازدگی مگنتیت، توسط آبهای جوی اکسیدی و در طی فرآیندهای مارتیتی شدن حاصل شده‌اند. پیریتها عمدتاً به صورت بلورهای ریز تا متوسط و به صورت پرکننده حفره‌ها، شکستگیها، و مرز بلورهای مگنتیت حضور دارند و به نظر می‌رسد که از نظر پاراژنتیکی جوان تر از مگنتیت باشند.

زون بندی اسکارن

شواهد صحرائی حاکی از آن است که زونهای اسکارنی در پهناور از نظر فضایی به دو صورت تشکیل و گسترش یافته‌اند، ۱) زون اسکارن پروکسیمال و ۲) زون اسکارن دیستال. زون پروکسیمال شامل دو زون درون اسکارن محدود و برون اسکارن گسترده بوده و در طول همبری کوارتز-دیوریت با سنگهای کربناتی واقع شده است. زون دیستال در فواصل دورتر از همبری در طول شکستگیهای از قبل موجود در مرمرها و در اثر تراوش سیالهای اسکارن ساز تشکیل شده است (شکل 5h).

درون اسکارن: این زون به صورت نوار باریک و با ظاهری تیره در مناطق همبری توده کوارتز-دیوریتی با سنگهای کربنات تشکیل شده و از نظر ژنتیکی با سیالات اسکارن ساز در ارتباط است. ضخامت این بخش متغیر بوده و از چند سانتی متر تا حداکثر به ۳ متر (بسته به نفوذپذیری سنگ میزبان) می‌رسد. سنگهای این زون بافت آذرینی خود را تا حد زیادی حفظ کرده و مقادیر قابل ملاحظه‌ای کانیهای شاخص اسکارنی از جمله اپیدوت،

دوقلوهای تداخلی و پلی سنتتیک از خود نشان می‌دهند. زون بندی ترکیبی در این گارنتها که به صورت محلولهای جامد گراندیتی (گروسولاریتی-آندرادیتی) با عضو انتهایی غالب گروسولاریتی ($\text{Gr} > 50\%$) در زونهای درونی بلورهای گارنت و در صد مولی بالاتر آندرادیت نسبت به گروسولاریت ($\text{Ad} > \text{Gr}$) در زونهای حد واسط و بویژه بیرونی است که می‌تواند با زتاب $f\text{O}_2$ نسبتاً پایین تر در سیالات گرمایی تراوش شده در مراحل اولیه دگرسانی متاسوماتیکی پسروده و افزایش آن در نتیجه افزایش نسبی αFe^{+3} در سیال در مراحل بعدی تشکیل گارنت باشد (Lentz et al., 1995; Jamtviet, 1993; Ciobanu and Cock, 2004). همچنین گارنتها در بعضی از نمونه‌ها عمدتاً به اپیدوت صورتی رنگ کلینوزویست (فقیر از آهن) تبدیل شده‌اند (شکل 5a).

پیروکسن: پیروکسینها، به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل ریز ($< 0.2\text{mm}$) حضور داشته و بیشتر در اطراف بلورهای گارنت دیده می‌شوند. براساس خواص نوری به نظر می‌رسد که ترکیب حد واسط سری دیوپسید- هدنبرژیته داشته باشند. وجود مرزهای سالم و هم‌رشدی بین گارنت و پیروکسن نشانه این است که این کانیها کم و بیش همزمان تشکیل شده‌اند.

اپیدوت: اپیدوت به صورت بلورهای تخته‌ای شکل دار و بافت موزاییکی و گرانوبلاستیگ و زون بندی هم مرکز (شکل 5b) ظاهر شده و به شکل رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی در بین بلورهای گارنت و همچنین به صورت جانشینی (شکل 5c) دیده می‌شود.

ترمولیت - اکتینولیت: ترمولیت - اکتینولیت، به صورت بلورهای دسته جارویی و رشته‌ای جانشین کلینوپیروکسینها شده و گاه به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی در بین بلورهای گارنت و پیروکسن به همراه کلسیت و کوارتز دیده می‌شوند.

کلسیت: کلسیت به صورت بلورهای موزاییکی، جانشینی و پرکننده فضاهای خالی، اغلب در بین بلورهای گارنت حضور دارد.

کوارتز: کوارتز، عمدتاً به شکل بلورهای ریز در حاشیه بلورهای درشت گارنت و به صورت بی شکل در فضاهای خالی بین بلورهای گارنت دیده می‌شود.

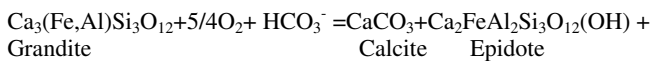
کلریت: کلریت عموماً به صورت توده‌ای بلورهای گارنت را جانشین نموده است.

اسکاپولیت: اسکاپولیت در قسمتهایی از زون برون اسکارنی به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل حضور داشته و میانبرهایی از کانیهای ریز در آن دیده می‌شود.

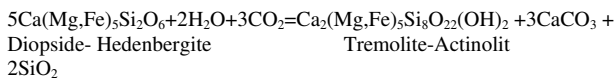
رسها: رسها به مقدار کم جانشین بلورهای کلریت شده‌اند.

این مرحله ممکن است به واسطه پایین بودن نسبت SiO_2 به $(\text{Fe} < 3) \text{Fe}_2\text{O}_3$ سیال گرمایی بوده باشد (Deer et al., 1992).

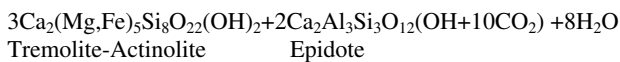
۲) مرحله پسرونده: این مرحله خود شامل دو مرحله پیشین و پسین است. الف: مرحله پسرونده پیشین (مرحله III): در این مرحله حجم عمده‌ای از سیلیکاتهای غنی از کلسیم و بدون آب تشکیل شده در مراحل I و II در اثر ورود سیالهای گرمایی دما پایین و فرایندهای هیدرولیز، کربن‌گیری و سولفیدشدن دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانیهای کالک سیلیکاتی آبدار با کلسیم کمتر (مانند اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت) و کربناتی (کلسیت) تبدیل شده‌اند. اپیدوت متداول‌ترین محصول دگرسانی گارنت در این مرحله بوده و در تعدادی از نمونه‌های مربوط به زون اپیدوت اسکارن تقریباً تمام گارنتها به اپیدوت‌های دانه متوسط تا درشت (۸۰٪) دگرسان شده‌اند (اپیدوتیت). احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوتها داشته است (Berman et al., 1985; Perkins et al., 1986).



تشکیل ترمولیت و اکتینولیت در این مرحله احتمالاً در اثر دگرسانی کلینوپیروکسین صورت گرفته است (Deer et al., 1992).



ب) مرحله پسرونده پسین (مرحله IV): در این مرحله سیلیکاتهای کلسیم آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، توسط سیالهای نسبتاً دما پایین، متحمل دگرسانی شده و به مجموعه‌های ریزدانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و کانیهای رسی تبدیل شده‌اند. دگرسانی در این مرحله نیز بیشتر در مسیر شکستگیها صورت گرفته است. تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز از اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت احتمالاً در اثر واکنش زیر حاصل شده‌اند (Deer et al., 1992):



کانی‌سازی

مراحل پایانی رشد اسکارن پیشرونده دارای روندی به طرف غنی‌شدگی سیلیکاتهای کلسیم از آهن و فقیرشدن آنها از منیزیم می‌باشد. این روند تکاملی توسط تشکیل گارنتهای تأخیری غنی از آهن سه ظرفیتی (آندرادیت) قابل تشخیص است (شهاب پور، ۱۳۸۰). مطالعات میکروسکوپی اسکارن پهناور نشان می‌دهد که مگنتیت به صورت بافتهای

ترمولیت - اکتینولیت، کلریت، کلسیت، کوارتز و مقادیر بسیار جزئی گارنت در آنها تشکیل شده است.

برون اسکارن: زون اصلی اسکارنی بوده و بین درون اسکارن و آهکهای متبلور (مرمر) قرار دارد و خود از دو زون، ۱) گارنت اسکارن در نزدیکی همبری ۲) اپیدوت اسکارن در فاصله دورتر به سمت مرمرتشکیل یافته است. بیشترین تاثیر دگرسانی متاسوماتیکی ناشی از سیالهای گرمایی در برون اسکارن دیده می‌شود. گارنت اسکارن بیشترین حجم برون اسکارن را تشکیل داده و گاه مقدار گارنت آن در این سنگها به اندازه‌ای است که می‌توان آنها را گارنتیت نامید.

مورمه: این زون بین برون اسکارن با مرز تقریباً تند و آهکهای کرتاسه بالا با مرز تقریباً تدریجی قرار داشته و عمدتاً حاوی کلسیت‌های دانه متوسط (حدود ۹۰٪) با بافت موزاییکی بوده که در بین آنها به مقادیر کمتری از کوارتز و اپیدوت ریز بلور و گاه رگچه‌هایی از کلسیت‌های دانه درشت تشکیل شده‌اند.

اسکارن‌زایی

مطالعات میکروسکوپی از زونهای مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرایندهای اسکارن‌زایی در دو مرحله اصلی و مشخص به وقوع پیوسته است:

۱) مرحله پیشرونده: در طی این مرحله عمدتاً یک سری کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب توسط فرایندهای بای‌متاسوماتیک (bimetasomatic) و متاسوماتیک شکل گرفته‌اند. این مرحله خود شامل دو مرحله جداگانه ۱) تشکیل اسکارن‌نویید هورنفلس (بای‌متاسوماتیک)، و ۲) تشکیل اسکارن متاسوماتیک است.

الف) اسکارن‌نویید هورنفلس (مرحله I): تأثیرات گرمایی همزمان با جایگیری و تبلور توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوشیمیایی سنگهای کربناتی ناخالص و تبدیل آنها به مرمر و سیلیکات کلسیم - هورنفلس شده و در نتیجه کانیهای سیلیکات کلسیم مانند گارنت همسانگرد و پیروکسن تشکیل گردیده‌اند. به واسطه پایین بودن ترکیبهای آهن‌دار در سنگ کربنات، کانیهای گارنت و پیروکسن به ترتیب عمدتاً ترکیب گروسولاریتی و دیوپسیدی دارند. در این مرحله کانیهای مات (اکسیدها و سولفیدها) تشکیل نشده‌اند.

ب) اسکارن متاسوماتیک (مرحله II): با پیشرفت تبلور و انجماد توده قولان به مقدار و حجم محلولهای گرمایی جدا شده از آن افزوده شده است. شکستگیهای حاصل از نفوذ توده آذرین و فشار سیالهای مرتبط با آن در سنگ میزبان کربناتی (Burnham, 1979) به‌عنوان معبری برای هجوم و ورود این سیالهای متاسوماتیک کننده به درون اسکارن‌نویید هورنفلس و مرمرها عمل کرده‌اند. اسکارن متاسوماتیک با نهشت مجموعه کانیایی عمدتاً آندرادیت و دیوپسید - هدنبرژیت شکل گرفته است. نبود ولاستونیت در

دگرسانی آندرادیت به مجموعه کانیاپی کلسیت- کوارتز- مگنتیت و دگرسانی دیوپسید - هیدنبرژیت به مجموعه ترمولیت-اکتینولیت - کلسیت - کوارتز در دماهای کمتر از 470°C رخ داده و احتمالاً سیال متاسوماتیز کننده در حال تعادل با این مجموعه‌ها حاوی $X_{\text{CO}_2} \approx 0.1$ بوده است (Berman et al., 1985; Perkins et al., 1986).

بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات سنگ نگاری، اسکارن پهناور از نوع کلسیمی بوده و از نظر زایشی روند تکاملی آن را می‌توان به ۴ مرحله مشخص ولی تقریباً پیوسته تقسیم کرد:

مرحله I- نفوذ توده کوارتز دیوریتی قولان به درون سنگهای کربناتی کرتاسه بالا که تأثیرهای گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی بی‌متاسوماتیک در سنگ میزبان شده و سبب تشکیل مرمرهای کلسیتی و اسکارنوبید هورنفلسی در آنها شده است. در این مرحله کانیهای مات (اکسیدها و سولفیدها) تشکیل نشده ولی یک سری کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب (گارت و پیروکسن) فقیر از آهن تشکیل شده‌اند.

مرحله II- با آغاز تبلور توده نفوذی قولان و جدایش فازهای سیال گرمایی داغ (550°C) از آن و تراوش و انتشار آنها در زونهای خرد شده و شکسته سنگهای کربنات همبر سبب شده مقدار قابل ملاحظه‌ای از SiO_2 و Fe وارد سیستم کربنات شود. در اثر واکنشهای کربن‌زدایی مقدار قابل ملاحظه‌ای از کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب دانه متوسط تا درشت (گارت و پیروکسن) به وجود آمده‌اند. در این مرحله فرایندهای کربن‌زدایی که تا اندازه‌ای در مرحله I نیز رخ داده، خود سبب ایجاد حفره‌ها و شکستگیها و افزایش نفوذپذیری در سنگهای اسکارنی شده است. نبود ولاستونیت در مجموعه کانیاپی اسکارن پهناور می‌تواند نشانه این باشد که آندرادیت احتمالاً در دماهای کمتر از 550°C شروع به تشکیل کرده است. با توجه به عدم مشاهده دگرسانی هیدنبرژیت به مجموعه کانیاپی آندرادیت - کوارتز - مگنتیت در مقاطع میکروسکوپی می‌توان تغییرات دمایی تشکیل مجموعه کانیاپی گارت - پیروکسن را در این مرحله بین 470°C تا 550°C و تغییرات فشار جزئی اکسیژن را از 10^{-23} تا 10^{-20} محدود کرد.

مرحله III- با کاهش تدریجی دمای سیستم گرمایی ماگمایی و احتمالاً مخلوط شدن آن با آبهای دما پایین زیر زمینی با منشأ جوی سبب دگرسانی پسروده در مجموعه کانیاپی سیلیکات کلسیم بدون آب در دماهای 470°C شده است. در این مرحله کاهش دما و مصرف H^+ سیال توسط هیدرولیز کانیهای سیلیکات کلسیم بی آب باعث ناپایداری کمپلکسهای عمدتاً کلریدی آهن شده و سبب نهشت کانه‌های اکسیدی (مگنتیت و هماتیت) و سولفیدی (پیریت) شده است. گارت و پیروکسن به فازهای

جانیشینی و پرکننده فضاهای خالی در بین بلورهای گارت ظاهر شده که می‌تواند نشانگر نهشت آن پس از تشکیل مجموعه کانیاپی اسکارنی بدون آب باشد. به نظر می‌رسد پرشدگی فضاهای خالی توسط مگنتیت تا حد زیادی حاکی از کنترل‌های ساختی - بافتی ولی نهشت آن پیرو کنترل کننده‌های شیمیایی مانند کلسیت و کانیهای سیلیکات کلسیم بدون آب بوده باشد. نهشت مگنتیت ابتدا در انتهای مرحله تشکیل اسکارن پسروده و سپس در آغاز مرحله پسروده شروع شده و مقدار آن با تکامل فرایند متاسوماتیک در مرحله پسروده و تشکیل کانیهای آبدار دما پایین مانند اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت و کلریت رفته رفته بیشتر شده است. احتمالاً کلسیت و گارت با مصرف H^+ محلولهای متاسوماتیک کننده بیشترین امکان نهشت مگنتیت را فراهم نموده‌اند.

شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن

در این مطالعه برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تشکیل اسکارن پهناور علاوه بر پارامترهای دما و فشار، فوگاسیته مواد فرار (f_{S_2}) و f_{O_2} و فعالیت تشکیل دهنده‌های نافرار موجود در سیال مد نظر قرار گرفت. در این راستا، برای دستیابی به پارامترهای f_{O_2} و X_{CO_2} مؤثر در تشکیل اسکارن از نمودار (Berman et al., 1985; Perkins et al., 1986) $\text{Log } f_{\text{O}_2} - T$ (شکل ۶) استفاده گردید.

نبود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی پهناور می‌تواند دال بر تشکیل مجموعه آندرادیت و هیدنبرژیت در دمای کمتر از 550°C باشد (شکل ۶). هم‌رشدی و وجود مرزهای بلوری سالم و تند بین آندرادیت و هیدنبرژیت نبود بافت جانیشینی در آنها می‌تواند نشانه تشکیل همزمان آنها در محدوده دمایی $470^{\circ}\text{C} - 550^{\circ}\text{C}$ و $f_{\text{O}_2} = 10^{-23} - 10^{-21}$ باشد (شکل ۶). در دماهای 470°C آندرادیت در محدوده $f_{\text{O}_2} = 10^{-24} - 10^{-21}$ به مجموعه کانیاپی کوارتز، کلسیت و مگنتیت، و در دماهای $450^{\circ}\text{C} < f_{\text{O}_2} > 10^{-21}$ به مجموعه کوارتز - کلسیت - هماتیت تبدیل می‌شود (شکل ۶).

با کاهش f_{S_2} (10^{-7}) و در دماهای $420^{\circ}\text{C} <$ و با $f_{\text{O}_2} = 10^{-25/5} - 10^{-24}$ مجموعه‌های کانیاپی مگنتیت - کلسیت - کوارتز حاصل از دگرسانی آندرادیت می‌توانند پایدار باشند (شکل ۷).

با توجه به تشکیل مجموعه کانیاپی هماتیت - مگنتیت - کلسیت - کوارتز در مرحله پسروده (در دمای $450^{\circ}\text{C} < f_{\text{O}_2}$ سیال در آغاز مرحله III اسکارن‌زایی در پهناور احتمالاً در حوالی 10^{-21} بوده است. وجود مقدار نسبتاً کم پیریت در شکستگیهای مگنتیت می‌تواند حاکی از افزایش f_{S_2} (10^{-7}) و کاهش نسبی f_{O_2} ($f_{\text{O}_2} < 10^{-25}$) در برهه زمانی نسبتاً کوتاه در دماهای کمتر از 400°C باشد (شکل ۷).

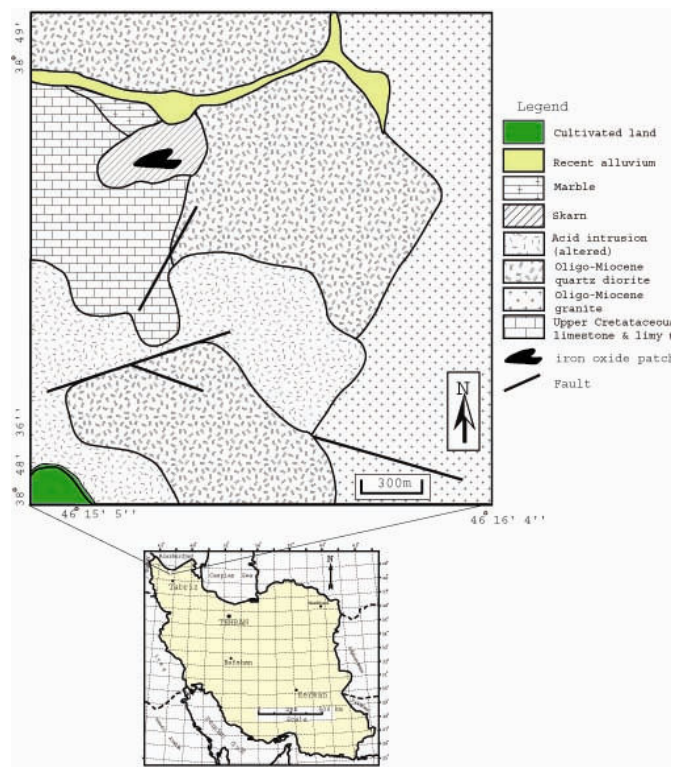
کلریت، کلسیت، کوارتز، کانیهای رسی و هماتیت عمدتاً در امتداد شکستگیها نهشته شدهاند.

تشکر و قدردانی

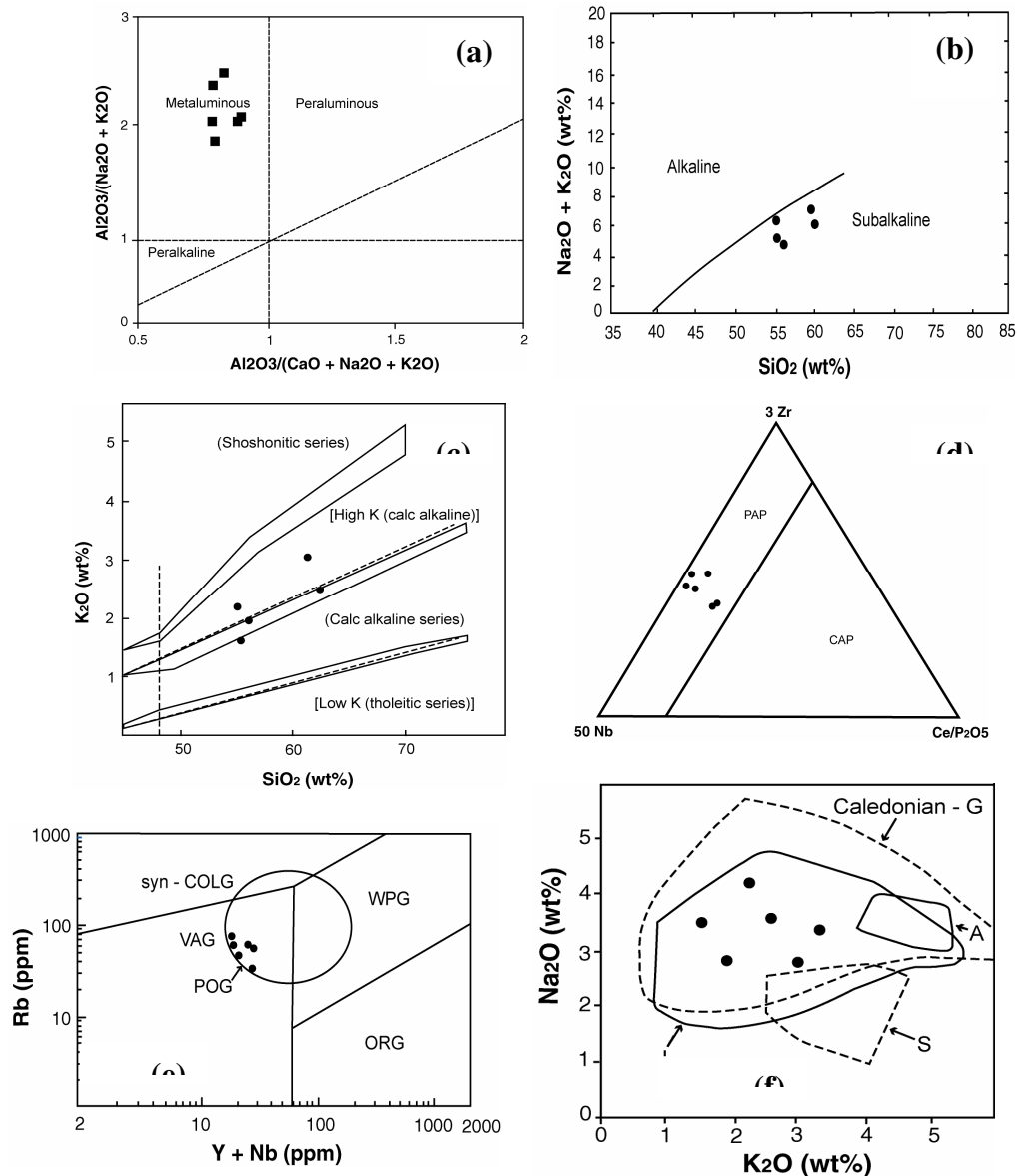
این مقاله از طرف معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز حمایت مالی شده است. نگارندگان از اظهار نظرهای سازنده داوران محترم مجله علوم زمین تشکر می نمایند.

کانیایی دما پایین شامل سیلیکات کلسیم آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، کلسیت، کوارتز، و کانیهای مات تبدیل شدهاند.

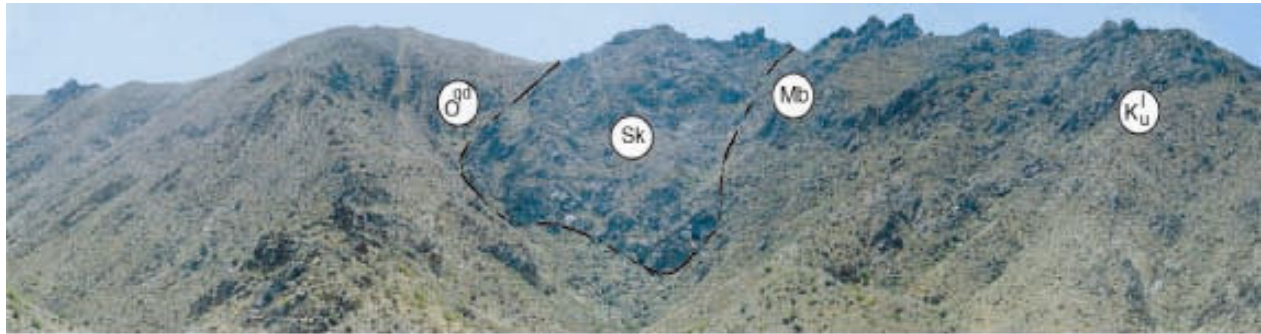
مرحله IV- در اثر دگرسانی پسرونده تأخیری سیلیکاتهای کلسیم آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن زایی، توسط محلولهای دما پایین ولی fO_2 نسبتاً بالا متحمل دگرسانی شده و مجموعه کانیایی شامل



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (سیاه چشم، ۱۳۸۱).



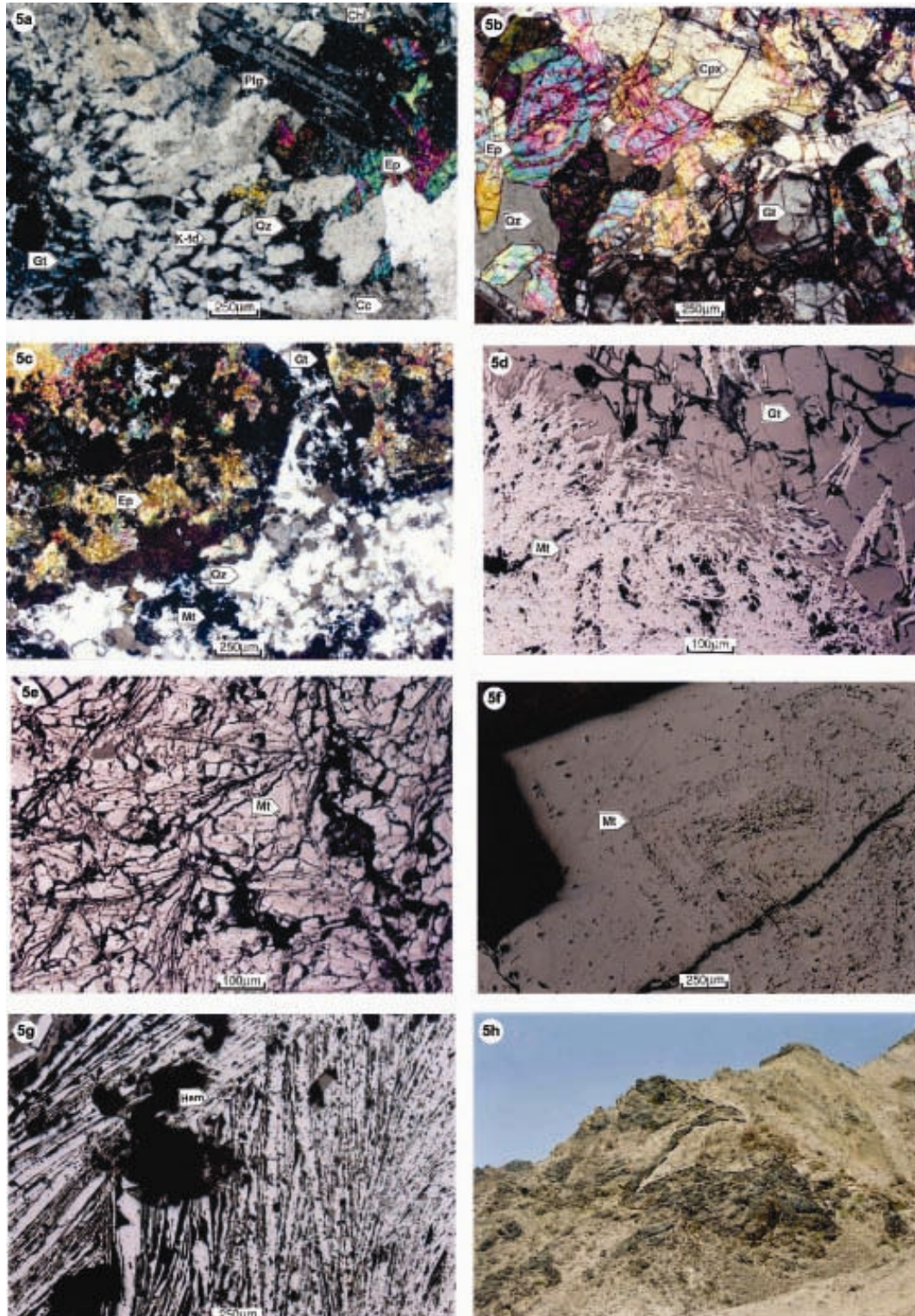
شکل ۲- نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب برای تعیین مشخصات سنگ شناختی توده نفوذی قولان. (a) مشخصه متاآلومین نمونه‌های سنگی توده نفوذی قولان در نمودار دو متغیره $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Manier and Piccoli, 1984). (b) نمودار دو متغیره $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ (Irvine and Baragar, 1971) جهت تفکیک سریهای ماگمایی قلیایی و نیمه قلیایی از یکدیگر و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی قولان در آن. (c) نمودار دو متغیره $SiO_2 - K_2O$ (Le Maitre et al., 1989) برای تفکیک سریهای مختلف ماگمایی از همدیگر و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی قولان در آن. (d) نمودار سه متغیره $Ce/P_2O_5 - 50Nb - 3Zr$ برای تفکیک کمانهای حواشی فعال قاره‌ای و پس از برخوردی از یکدیگر (Muller et al., 1992) و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی قولان در آن. (e) نمودار دو متغیره $Rb - (Y + Nb)$ (Pearce, 1996) جهت تعیین محیط زمین ساختی گرانیتوئیدهای مختلف و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی قولان در آن. (f) نمودار دو متغیره $Na_2O - K_2O$ جهت تفکیک گرانیتوئیدهای تیپ I، S و A از یکدیگر (Chapple and White, 1984) همراه با محدوده گرانیتوئیدهای نوع کالدونین (Stephens and Halliday, 1984) و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی قولان در آن



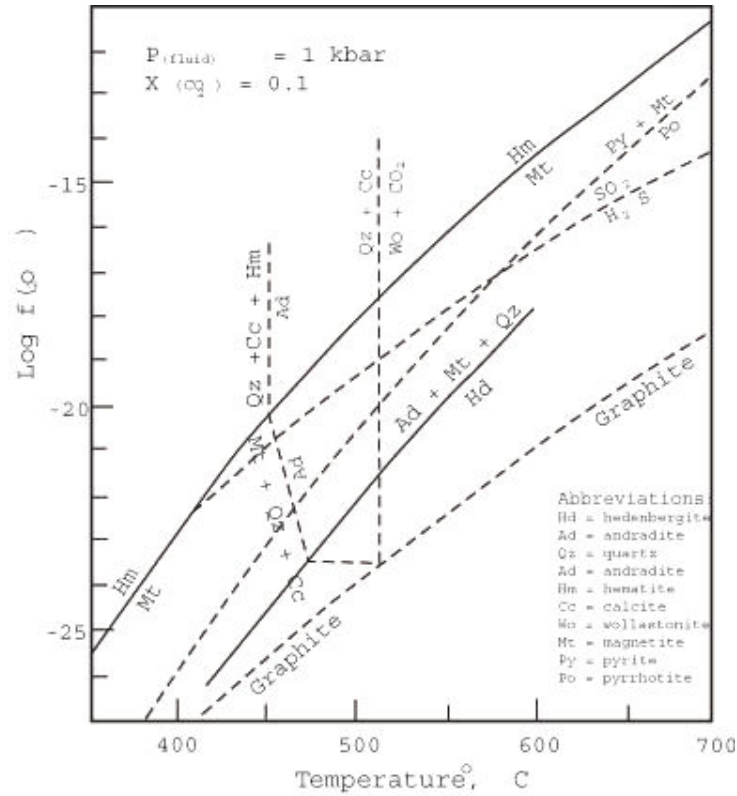
شکل ۳- همبری توده نفوذی کوارتز دیوریتی قولان با زون اسکارنی و آهکهای مرمری شده

Mineral phase	Decreasing age			
	Metasomatic alteration and mineralization			Supergene
	Prograde		Retrograde	
	Stage I	Stage II	Stage III	Stage IV
Garnet	[Yellow shape]			
Pyroxene	[Yellow shape]			
Amphibole			[Yellow shape]	
Epidote			[Yellow shape]	
Chlorite				[Yellow shape]
Quartz		[Yellow shape]		
Clay				[Yellow shape]
Calcite		[Yellow shape]		
Magnetite		[Yellow shape]		
Hematite			[Yellow shape]	
Pyrite			[Yellow shape]	
Martite				[Yellow shape]
Goethite				[Yellow shape]

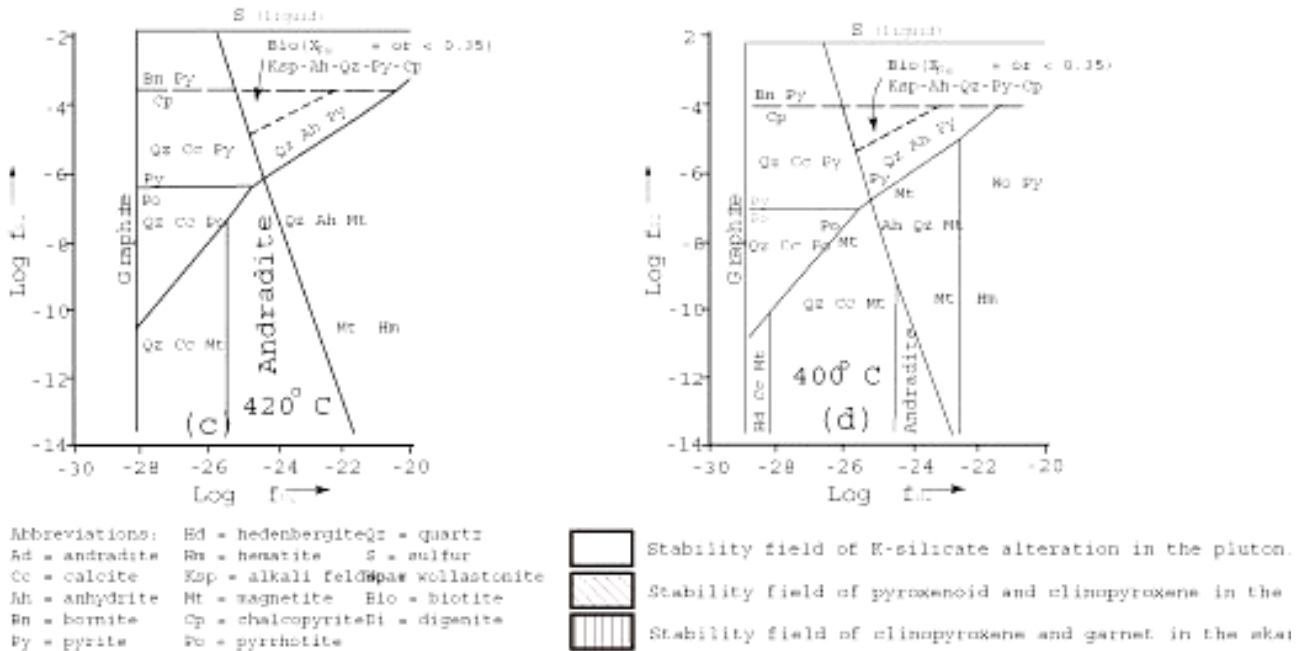
شکل ۴- توالی پاراژنتیکی مجموعه کانیهای مربوط به زونهای اسکارنی در پهنای



شکل ۵ - تصاویر میکروسکوپی و صحرایی از بخش‌های مختلف اسکارن پهناور. (a) تبدیل گارنت به اپیدوت صورتی رنگ کینوزویسیت زون بندی هم مرکز در کانی اپیدوت، (c) جانشینی گارنت به وسیله اپیدوت و تعادل محلی مگنتیت با گارنت (d) بافت جانشینی مگنتیت در گارنت اسکارن، (e) مگنتیت با بافت تیغه‌ای، (f) مگنتیت زون‌بندی شده با بافت نواری ترکیبی، (g) هماتیت با بافت اسپکیولار - تیغه‌ای، (h) تراوش سیالهای اسکارن‌ساز در واحدهای کربناتی و تشکیل عدسیه‌های اسکارنی و مرمرهای سیلیسی شده.



شکل ۶- نمودار $\text{Log } f\text{O}_2 - T$ (Berman et al., 1985; Perkins et al., 1986) در فشار 1kbar که محدوده پایداری کانیهای مختلف اسکارنی را نشان می‌دهد. حروف اختصاری کانیها از Kretz, (1983) اقتباس شده است.



شکل ۷- نمودار $\text{Log } f\text{S}_2 - \text{Log } f\text{O}_2$ که محدوده پایداری کانیها و کانه‌های مختلف اسکارنی را در ۴۰۰ و ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد (Einaudi, 1982).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی نمونه های توده نفوذی قولان به همراه نرم CIPW محاسبه شده . مقادیر FeO و Fe_2O_3 براساس روشهای (Irvine and Baragar (1971) و Le Maitre et al, (1976) محاسبه شده‌اند.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6
SiO ₂	۶۰/۵۵	۵۶/۲۲	۵۵/۹۸	۶۲/۷۴	۵۵/۱۸	۶۱/۳۹
Al ₂ O ₃	۱۶/۶۵	۱۶/۹۹	۱۷/۹۴	۱۶/۸۳	۱۷/۵۹	۱۵/۰۴
FeO	۲/۶۹	۳/۸۹	۳/۰۴	۲/۱۵	۳/۹۶	۲/۶۲
Fe ₂ O ₃	۲/۵۴	۲/۵۹	۲/۸۰	۲/۱۴	۳/۱۴	۲/۵۸
CaO	۵/۷۸	۷/۲۶	۷/۳۶	۵/۵۶	۷/۸۸	۴/۹۸
Na ₂ O	۳/۳۱	۲/۹۷	۴/۳۱	۳/۵۸	۳/۵۳	۲/۷۴
K ₂ O	۳/۳۴	۱/۹۰	۲/۳۲	۲/۴۹	۱/۶۳	۳/۰۳
MgO	۱/۸۶	۲/۵۷	۲/۴۸	۱/۸۷	۲/۹۱	۲/۰۰
TiO ₂	۰/۵۸	۰/۵۴	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۷۹	۰/۵۵
P ₂ O ₅	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸
MnO	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۲
Total	۹۶/۵۴	۹۵/۱۲	۹۶/۸۲	۹۴/۵۰	۹۶/۹۵	۹۵/۲۰
Co	۱۴	۱۷	۱۴	۱۸	۱۸	۱۳
Ni	۹	۲۰	۲۵	۱۸	۲۵	۱۶
Cu	۱۰۸	۱۰۱	۱۳۷	۵۲	۶۲	۷۱
Zn	۹۹	۱۱۸	۱۱۱	۹۹	۱۰۸	۱۰۶
Rb	۷۴	۴۱	۵۵	۵۳	۲۹	۵۷
Sr	۳۵۶	۴۲۵	۴۳۱	۴۲۱	۳۴۷	۲۹۶
Y	۹	۱۶	۲۳	۱۳	۲۲	۲۰
Nb	۸	۹	۱۰	۹	۹	۱۱
Ba	۴۸۲	۴۲۵	۲۲۵	۴۷۳	۳۲۵	۴۵۰
V	۹۹	۱۴۳	۱۵۲	۱۳۶	۱۴۶	۱۴۴
Cr	۱۰۸	۸۸	۹۳	۱۱۳	۱۰۰	۱۱۲
Hf	۱	۱	۲	۳	۳	۵
W	۹	۱۱	۱۱	۱۰	۱۱	۱۴
Pb	۱۵	۱۶	۱۷	۹	۱۰	۱۴
La	۳۴	۲۸	۲۷	۲۱	۱۹	۲۹
Ce	۸	۳	۱۹	۶	۲	۱۹
Th	۱	۱	۲	۱	۷	۱
U	۳	۱	۱	۲	۱	۲
Mo	۳	۱	۱	۱	۱	۴
Zr	۱۴۵	۱۳۶	۱۳۰	۱۳۶	۱۴۱	۱۶۵
S	۳۱	۲۳	۳۵	۱۱	۲۹	۷
Cl	۱۲۳	۱۵۰	۱۰۰	۴۳	۳۱۱	۸۷
Q	۱۴/۹۱	۱۲/۳۶	۵/۲۸	۱۸/۲۳	۸/۳۴	۲۰/۵۵
Or	۱۹/۷۴	۱۱/۲۳	۱۳/۱۲	۱۴/۷۲	۹/۶۳	۱۷/۹۱
Al	۲۸/۰۱	۲۵/۱۳	۳۵/۶۲	۳۰/۲۹	۲۹/۸۷	۲۳/۱۹
An	۱۷/۹۸	۳۷/۴۱	۲۳/۵۰	۲۲/۵۰	۲۷/۳۴	۱۹/۷۹
Di	۷/۹۵	۶/۲۰	۹/۷۲	۳/۲۸	۸/۴۸	۳/۲۴
Hy	۲/۸۶	۷/۷۵	۴/۲۸	۴/۷۷	۶/۷۸	۵/۴۱
Mt	۳/۶۸	۳/۷۵	۴/۰۶	۳/۱۰	۴/۵۵	۳/۷۴
Ilm	۱/۱۱	۱/۰۳	۰/۹۱	۰/۸۲	۱/۵۰	۱/۰۶
Ap	۰/۳۰	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۴۶	۰/۳۲
Total	۹۶/۵۳	۹۵/۲۴	۹۶/۸۳	۹۸/۰۶	۹۶/۹۵	۹۵/۲۰

کتابنگاری

امینی فضل، ع.، ۱۳۷۳- مطالعه پترولوژی، مینرالوژی و ژئوشیمی توده نفوذی قره داغ (گرنایت اردوباد) - شمالغرب ایران، رساله دکتری، آکادمی علوم جمهوری آذربایجان

سیاه چشم، ک.، ۱۳۸۱- مطالعه کانی شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهناور (شرق سیه رود)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تبریز.

سیاه چشم، ک.، کلاگری، ع. ا.، کریم زاده، ع. مؤذن، م.، ۱۳۸۱- نگرشی بر دگرسانی متاسوماتیک و کانی سازی آهن در اسکارن پهناور. ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

شهاب پور، ج.، ۱۳۸۰- زمین شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه باهنر کرمان.

علوی نائینی، م.، ۱۳۸۱- اکتشافات ژئوشیمیایی کانیهای سنگین در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۸۸ص.

ملاک پور، م.، برنا ب.، ۱۳۷۲- گزارش اکتشافی طلا در مناطق قره چیلر و قره دره و بررسی طلا در زونهای آرسنیک دار سیه رود و دستجرد. سازمان زمین شناسی کشور.

مهرپرتو، م.، ۱۳۷۶- شرح نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود. سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Bazin, D., Hubner, H., 1969- Copper deposits of Iran. Geological Survey of Iran, Rep. No. 13, 232p.
- Berman, R.G., Brown, T.H., Greenwood, H. J., 1985- An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Atomic Energy of Canada Technical Report TR-337, 62 p.
- Burnham, C.W., 1979- Magmas and hydrothermal fluids, in Bahrens, H.L. ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley, pp. 71-136.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1984- I- and S-type granites in the Bachlan Fold Belt, Southeastern Australia. In: Kegin, X. & Guanchi, T. (editors), Geology of granites and their metallogenic relations, Science Press, pp. 87-101.
- Ciobanu, C.L., Cock, N. J., 2004- Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Review, vol 24, pp. 315-370.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. Second edition, Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Eftekhar-Nazhad, J., 1989- Geological Map of Tabriz-Poldasht, 1:250000, Geol. Surv. Of Iran, No. B1 & B2.
- Einaudi, M. T., 1982- General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. Advances in geology of porphyry copper deposits. S. W. North America, pp. 185-209.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, vol.8, pp. 523-548.
- Jamtveit, B., Wolgelius, R. A. & Fraser, D. G., 1993- Zoning patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. Geology, 21, pp. 113-116.
- Kretz, R., 1983-Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, p. 277-279.
- Le Maitre, R.W., 1976- Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classification. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol 56, pp. 181-189.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M. J., Sabine, P. A., Schmind, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. R. & Zanettin, B., 1989-A classification of igneous rocks and glossary of terme. Blackwell, Oxford.
- Lentz, D.R., Walker, J. A. & Stirling, J. A. R., 1995- Millistream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick. Explor. Mining Geol., Vol 4, No. 1, pp. 15-31.
- Manier, P.D., Piccoli, P. M., 1989-Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101, pp. 635-643
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. Mineralogy and Petrology., vol 46, pp. 259-289.
- Pearce, J. A., 1996- Source and setting of granitic rocks. Episode, vol. 19, pp. 120-125.
- Perkins, E. H., Brown, T. H. & Berman, R.G., 1986-PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. Computers and Geoscience, 12, p. 749-755.
- Stephens, W.E., Halliday, A.L., 1984- Geological contrasts between late Caledonian granitoid plutons of Northern, Central and Southern Scotland. Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences, vol 75, pp. 259-274.

* گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

** انستیتو تحقیقاتی علوم پایه، تبریز

* Geology Department, Natural Science Faculty, Tabriz University Iran.

** Research Institute for Fundamental Sciences (RIFS), Tabriz Iran.