

استفاده از عناصر خاکی کمیاب و میانبرهای سیال در تعیین خاستگاه سیال‌های سازنده اسکارن پناه‌کوه، شمال باختر تفت، استان یزد

اعظم زاهدی^{۱*} و محمد بومری^۲

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۶/۱۸

چکیده

اسکارن پناه‌کوه در ۵۰ کیلومتری شمال باختر شهر تفت، در استان یزد قرار گرفته است. نفوذ استوک گرانودیوریتی پناه‌کوه در سنگ‌های آهکی- دولومیتی سازند جمال منجر به تشکیل اسکارن‌های کلسیمی و منیزیمی شده است. بررسی روندهای پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در اسکارن‌ها و گارنت‌های سازنده آن نشان داد که نسبت‌های Eu/Eu^* و Ce/Ce^* با افزایش میزان عناصر خاکی کمیاب افزایش می‌یابد. این موضوع نشان‌دهنده این است که سیال‌های سازنده اسکارن دارای خاستگاه ماگمایی بوده است. این در حالی است که نسبت $(Pr/Yb)_n$ با افزایش عناصر خاکی کمیاب تقریباً کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد، سیال‌های ماگمایی مشتق شده از گرانیتوئید دارای مقادیر چشمگیری از عناصر خاکی کمیاب در طی شکل‌گیری اسکارن پناه‌کوه نبوده است. بر اساس داده‌های میانبرهای سیال در گارنت، دما و شوری سیال در مرحله پیش‌رونده به ترتیب از ۳۰۸ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۲/۶ تا ۲۳/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند. میانبرهای سیال در کلسیت دارای دمای پایین‌تری است ($< 280^\circ C$) و شوری سیال‌ها به ۳/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌رسد. اختلاط و رقیق‌شدگی سیال‌های ماگمایی اولیه با سیال‌های خارجی (مانند سیال‌های جوی) منجر به کاهش دما و شوری سیال‌ها در آخرین مرحله شکل‌گیری اسکارن شده است. بنابراین داده‌های عناصر خاکی کمیاب و میانبرهای سیال بیانگر نقش چیره سیال ماگمایی در شکل‌گیری اسکارن پناه‌کوه است.

کلید واژه‌ها: عناصر خاکی کمیاب، میانبرهای سیال، اسکارن، پناه‌کوه، یزد.

***نویسنده مسئول:** اعظم زاهدی

E-mail: zahedi.geochemistry@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

یکی از اهداف اصلی در بررسی کانسارهای اسکارنی، تعیین خاستگاه سیال‌های سازنده کانسارها است. نشانگر زمین‌شیمیایی سودمندی که در تعیین خاستگاه سیال‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است، استفاده از مقادیر عناصر خاکی کمیاب در کانسارها است. (Pan et al., 1991; Kato, 1993) بررسی‌های زمین‌شیمیایی اندکی روی عناصر خاکی کمیاب به‌عنوان ردیاب شیمیایی در تعیین خاستگاه سیال‌ها انجام شده است. (Kato 1999) با بررسی فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت در دو کانسار سرب- روی کامیوکا (Kamioka) و کانسار مس- آهن یوشیورا- سانتاک (Yoshiwara-Sannotake) نشان داد که سیال‌های گرمایی سازنده کانسارهای سرب- روی کامیوکا از آب‌های جوی نشأت گرفته‌اند. در حالی که سیال‌های سازنده کانسار مس- آهن یوشیورا- سانتاک به‌طور عمده دارای خاستگاه ماگمایی بوده است. بنابراین، با بررسی فراوانی عناصر خاکی کمیاب و تغییرات آنها می‌توان به اطلاعات با ارزشی در تعیین خاستگاه سیال‌های سازنده اسکارنی دست یافت و شاخص‌های این عناصر می‌تواند در تعیین خاستگاه کانسارهای اسکارنی بسیار مفید و سودمند واقع شوند.

با استفاده از مطالعه میانبرهای سیال نیز می‌توان اطلاعات بسیاری در مورد خاستگاه سیال‌های کانی‌زا، درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها، چگالی سیال تشکیل‌دهنده کانی‌ها، ترکیب شیمیایی سیال‌های کانی‌ساز و رخداد جوشش در هنگام کانی‌سازی و در نهایت نوع کانی‌سازی به دست آورد. میانبرهای سیال در کانسارهای گوناگون اسکارنی در کانی‌هایی نظیر گارنت، پیروکسن و اپیدوت مطالعه شده است (Mollai et al., 2009; Singoy & Zaw, 2001; Lu et al., 2003; Kamovong & Zaw, 2009). از این رو در این پژوهش، ابتدا از عناصر خاکی کمیاب به‌عنوان ردیاب زمین‌شیمیایی مهم در تعیین خاستگاه سیال‌های سازنده اسکارن پناه‌کوه استفاده می‌شود و سپس خاستگاه و تکوین سیال‌های سازنده اسکارن پناه‌کوه با استفاده از داده‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال در گارنت و کلسیت بررسی می‌شود تا بتوان به شرایط فیزیکی شیمیایی و تکوین اسکارن پناه‌کوه پی برد.

۲- روش مطالعه

بررسی‌های انجام شده روی اسکارن‌های مورد مطالعه، شامل مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی، زمین‌شیمیایی (ICP-MS و LA-ICP-MS) و تجزیه ریزدماسنجی میانبرهای سیال هستند. عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌های اسکارنی توسط طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفتیده القایی فرسب لیزری (LA-ICP-MS) در دانشگاه آکیتای ژاپن اندازه‌گیری شده‌اند. مقادیر عناصر خاکی کمیاب در اسکارن‌ها، سنگ‌های گرانودیوریتی و سنگ‌های کربناتی به روش ICP-MS در آزمایشگاه Actlabs در کانادا اندازه‌گیری شدند. آزمایش‌های گرمایش (heating) و سرمایش (freezing) در تعیین دمای همگن‌شدگی (Th) و دمای ذوب نهایی یخ ($T_{m_{ice}}$) در میانبرهای سیال دو فازی اولیه در گارنت‌ها و کلسیت‌ها با استفاده از یک دستگاه گرم‌کننده و سردکننده (Combine heating and freezing stage) لینکام (Linkam) مدل THMSG600 در بخش علوم‌زمین دانشگاه اصفهان انجام گرفت. دقت کار دستگاه در هنگام حرارت دهی و انجماد ± 0.1 درجه سانتی‌گراد و محدوده حرارتی این دستگاه میان ۱۸۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد بوده است.

۳- جایگاه زمین‌شناسی

منطقه پناه‌کوه در باختر شهرستان یزد و در بخشی از منطقه معدنی تفت قرار گرفته که توسط کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قطع شده است. منطقه باختر یزد و جنوب باختر یزد، رخنمون‌های گسترده‌ای از کربنات‌های موزوویک را در برمی‌گیرد که توسط گرانیتوئیدهای الیگوسن مورد هجوم واقع شده است (Zarasvandi et al., 2007). ماگماتیسیم منطقه پناه‌کوه توسط استوک، دایک، زبانه‌های نفوذی کوچک متعدد قابل تشخیص است که با نفوذ به درون بخش کربناتی سازند جمال، منجر به اسکارن‌زایی در منطقه پناه‌کوه شده است. منطقه مورد مطالعه بخشی از منطقه خضرآباد به‌شمار می‌آید که ستون سنگ‌چینه‌شناختی ترکیبی آن به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن در شکل ۱ ارائه شده است. به‌طور کلی، منطقه مورد مطالعه متشکل از طیف گسترده‌ای از واحدهای رسوبی پرکامبرین تا تریاری

شده‌اند. مگنتیت در مقاطع میکروسکوپی به صورت بلورهای شش وجهی با بافت متراکم مشاهده می‌شود که طی فرایند اکسیداسیون به ماریتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-ا). ذرات پیریت و کالکوپیریت به صورت انتشاری در گوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب، c). گوتیت، بافت جانیشنی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۴-ب، c) و بیانگر اکسایش بالا در منطقه است. گاهی این دگرسانی به شدت رخ داده به گونه‌ای که پیریت به‌طور کامل به هماتیت، لیمونیت و گوتیت تبدیل شده و تنها قالبی از آن باقی مانده است (شکل ۴-د). بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیبات کانایی، کانه‌نگاری و داده‌های میانبرهای سیال، توالی پاراژنزی کانسار پناه‌کوه در جدول ۱ ارائه شده است.

۶- بحث

مقادیر عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌های سازنده اسکارن‌ها اساساً به عوامل زیر بستگی دارد (Kato, 1999):

- ۱- مقادیر عناصر خاکی کمیاب در سنگ کربناتی؛
- ۲- مقادیر عناصر خاکی کمیاب در سیال گرمایی اولیه، نسبت سیال به سنگ و توانایی سیال برای انتقال عناصر خاکی کمیاب؛
- ۳- تفکیک میان فاز کانایی اولیه و سیال‌های سازنده اسکارن در طی واکنش با سنگ کربناتی و دسترسی جایگاه‌های موجود در کانی‌ها برای قرار گرفتن عناصر خاکی کمیاب آزاد شده در طی شکل‌گیری اسکارن.

شرایط تفکیک عناصر خاکی کمیاب میان سیال و گارنت هنوز شناخته شده نیست. بر اساس مشاهدات صحرایی، در اسکارن‌های توده‌ای منطقه پناه‌کوه، گارنت‌ها به‌صورت خود شکل و دانه درشت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ا) که نشان‌دهنده آن است که این کانی‌ها به صورت مستقیم از سیال‌های سازنده اسکارن پس از انحلال سنگ کربناتی به درون سیال گرمایی تشکیل شده است که با ویژگی‌های اسکارن‌های تراوشی بیان شده توسط Einaudi et al. (1981) همخوانی کامل دارد. از این رو، بر اساس عوامل بیان شده، مقادیر عناصر خاکی کمیاب در اسکارن پناه‌کوه به مقادیر عناصر خاکی کمیاب در سیال گرمایی اولیه و سنگ کربناتی میزبان بستگی دارد.

مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب در اسکارن پناه‌کوه، گارنت‌های آندرادیتی، گرانودیوریت‌ها و سنگ کربناتی میزبان نسبت به کندریت (Boynton 1984) بهنجار شدند (جدول‌های ۲ و ۳) و نتایج حاصل از مقادیر میانگین آنها در نمودار شکل ۵ ارائه شده است. بهنجارسازی مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها و اسکارن‌ها نسبت به سنگ کربناتی میزبان انجام شده است و نتایج آن در نمودار شکل ۶ نشان داده شده است. این بهنجارسازی امکان مقایسه تغییرات چشمگیر عناصر خاکی کمیاب را به آسانی امکان‌پذیر می‌سازد.

۶- ۱. مقایسه فراوانی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مورد بررسی

مقادیر عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در گارنت‌ها، اسکارن‌ها و سنگ‌های گرانودیوریتی بیشتر از سنگ کربناتی میزبان در منطقه پناه‌کوه هستند (جدول‌های ۲ و ۳). در روندهای پراکندگی عناصر خاکی کمیاب برای تمام نمونه‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سنگین همراه با میزان بی‌هنجاری‌های متفاوت یوروپیم مشاهده شده است (شکل ۵). روندهای پراکندگی عناصر خاکی کمیاب و مقادیر بی‌هنجاری یوروپیم و سریم در اسکارن‌ها و گارنت‌های سازنده آن مشابه یکدیگر است (شکل ۶) که نشان‌دهنده آن است که بخش عمده عناصر خاکی کمیاب موجود در اسکارن‌ها، در گارنت‌ها متمرکز شده است. مقادیر اندک کلینوپیروکسن در اسکارن‌های کلسیمی پناه‌کوه و بالا بودن ضرایب تفکیک عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها نسبت به کلینوپیروکسن‌ها نیز نشان می‌دهد که گارنت‌ها حمل‌کننده‌های اصلی عناصر خاکی کمیاب در اسکارن‌ها هستند (Schnetzer & Philpotts, 1970).

است که توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده است (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد بررسی، شامل سازند کهر و دولومیت سلطانیه است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده است. جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناختی منطقه را آبرفت‌ها، کنگلومرا و همچنین تراورتن‌های عهد حاضر که هم‌اکنون از چشمه‌های تراورتن ساز در حال نهشته شدن است، تشکیل می‌دهد. ائوسن در این منطقه با تشکیل کنگلومرای کرمان شروع می‌شود و سپس با خروج سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در امتداد گسل دهشیر-بافت ادامه می‌یابد. این واحدهای آتشفشانی توسط گرانیتوئیدهای الیگوسن قطع شده است. گنبد آتشفشانی نوژن در خاور منطقه، مهم‌ترین فعالیت آتشفشانی نوژن را تشکیل می‌دهد (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱) که نفوذ محلول‌های گرمایی حاصل از آن سبب کانه‌زایی مس-آهن در دولومیت‌های سازند سلطانیه شده است (شریفی، ۱۳۸۷).

۴- سنگ‌نگاری

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که دو نوع اسکارن کلسیمی و منیزیمی در تماس مستقیم با گرانیتوئیدها در منطقه پناه‌کوه تشکیل شده‌اند. براساس ویژگی‌های سنگ‌زمین‌شیمیایی، گرانیتوئیدهای مورد بررسی، متاآلومینوس، کلسیمی-قلیایی، متعلق به تیپ I و دارای مقادیر بالای $\delta^{18}\text{O}$ (11.0‰) بوده که در یک جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی مرتبط با کمان آتشفشانی شکل گرفته‌اند (زاهدی، ۱۳۹۲). اسکارن پناه‌کوه شامل دو پهنه درون اسکارن و برون اسکارن است. درون اسکارن با گسترش محدودی در سنگ‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده است در حالی که برون اسکارن شامل دو پهنه اسکارن کلسیمی و منیزیمی بوده و در همبری با مرمرها تشکیل شده است. رخداد اسکارن‌زایی کلسیمی در برخی رخنمون‌ها محدود به ستبرای ۳۰ تا ۵۰ متر است در حالی که اسکارن‌زایی منیزیمی به‌صورت رگه‌ای دور از توده نفوذی و در امتداد شکستگی‌ها و لایه‌بندی سنگ‌های کربناتی میزبان با ستبرای تقریبی ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر شکل گرفته است. گارنت، مهم‌ترین کانی در پهنه اسکارن کلسیمی است و به شکل انباشت‌های لایه‌ای و تجمعات توده‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳-ا). بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، بیش از ۹۰ درصد انباشت‌های لایه‌ای و توده‌ای از گارنت تشکیل شده است. ترکیب شیمیایی گارنت‌ها، آندرادیت تقریباً خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲ الف). آندرادیت‌های موجود در این پهنه، درشت‌بلور، بی‌شکل و همسانگرد همراه با شکستگی‌های فراوان هستند که فضای میان آنها را فرواکتیولیت و کلسیت پر کرده است (شکل ۳-ب). آندرادیت در این پهنه، در همراهی با کلینوپیروکسن‌های به شدت دگرسان شده یافت می‌شوند که با بافت غیرتعادلی مشخص می‌شوند (شکل ۳-ج). آندرادیت در اثر واکنش‌های قهقرایی در مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده به کلریت، فرواکتیولیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است (شکل ۳-د). اورالیتی شدن به طور کامل در کلینوپیروکسن‌ها با ترکیب دیوپسید-هیدنبرژیت رخ داده و تشکیل شکل دروغین، رخدادی عادی است (شکل ۳-ه، f).

۵- کانه‌نگاری

کانه‌زایی در منطقه پناه‌کوه به طور عمده به‌صورت رگه‌های غنی از آهن به رنگ قهوه‌ای، سرخ و زرد قابل تشخیص است. طول و عرض این رگه‌ها به ترتیب کمتر از ۵۰ متر و یک متر است. رگه‌های رخنمون یافته به‌طور عمده شامل مگنتیت، هماتیت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت است. بر اساس مشاهدات کانه‌نگاری، پیریت و کالکوپیریت از دیگر کانه‌های همراه آنها است. بنابراین کانه‌زایی آهن و مس ابتدا به صورت درون‌زاد تشکیل شده که خود شامل یک فاز اکسیدی (مگنتیت) و نیز یک فاز سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) بوده است. کانه‌زایی سولفیدی پس از کانه‌زایی اکسیدی رخ داده است. مگنتیت و سولفیدها به طور عمده در طی فرایندهای برون‌زاد به کربنات‌های مس، هماتیت، ماریتیت و گوتیت دگرسان

شده‌اند. مطالعات ایزوتوپی کربن و اکسیژن توسط زاهدی و بومری (۱۳۹۲)ب)، تأیید کننده خاستگاه ماگمایی بودن اسکارن پناه کوه است. بر اساس مطالعات آنها، اسکارن پناه کوه یک اسکارن ماگمایی-گرمایی است که کلسیت‌های اسکارنی در نتیجه برهمکنش سیال‌های ماگمایی ($\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$) با سنگ‌های کربناتی دگرسان نشده در دمای ۴۵۰-۳۵۰ درجه سانتی گراد، $\text{X}(\text{CO}_2)$ برابر ۰/۰۵ و نسبت آب به سنگ ۵۰٪-۲۵ (W/R) تشکیل شده‌اند.

۳-۶. سنگ نگاری میانبارهای سیال

در اسکارن پناه کوه، گارنت یکی از کانی‌هایی است که میانبارهای سیال اولیه در آن مشاهده شده است. این رخداد در اثر رشد سریع گارنت در محیط غنی از سیال رخ می‌دهد. بنابراین، این کانی غنی از میانبار خواهد بود (Tan & Kwak, 1979). گارنت‌های غنی از آهن نسبت به گارنت‌های آلومینیم‌دار غنی در میانبار سیال هستند (Gaspar et al., 2008). از آنجا که ترکیب بیشتر گارنت‌های اسکارنی پناه کوه غنی از آهن است، بنابراین مشاهده میان‌بارهای سیال در این نسل از گارنت‌ها متداول تر است. برای بررسی میانبارهای سیال در اسکارن پناه کوه از کانی‌های گارنت (مرحله پیش‌رونده) و کلسیت (مرحله پس‌رونده) استفاده شده است. نتایج ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی در جدول ۴ آورده شده است. شکل‌های میان‌بارها متغیر بوده و شامل انواع گردشده، نیمه گردشده، اسفرویدی، چند وجهی نامنظم و کشیده هستند و قطر آنها کمتر از ۳ تا ۴۰ میکرومتر است. بیشترین میانبارهای سیال در گارنت، غنی از فاز بخار بوده است (شکل ۹-a) اما در مواردی نسبت فاز بخار به مایع به ۰/۴ می‌رسد در حالی که میانبارهای سیال در کلسیت شامل فازهای غنی از مایع و مایع خالص هستند (شکل‌های ۹-c، d). اغلب میانبارهای سیال دو فاز غنی از فاز مایع در کلسیت به صورت اولیه بوده و اندازه آنها به ۳۰ میکرون نیز می‌رسد. از آنجا که فاز CO_2 در میانبارهای سیال شناسایی نشده است، بنابراین مقدار $\text{X}(\text{CO}_2)$ پایین و کمتر از ۰/۱ است (Taylor & Liou, 1978). به علت نبود فاز دختر (شکل ۹) در میانبارهای سیال، شوری سیال‌ها به نسبت متوسط است (جدول ۴). درجه شوری میانبارهای سیال دو فاز فاقد نمک طعام، بر اساس دمای ذوب نهایی یخ از طریق معادلات Bodnar (1993) در سیستم $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ محاسبه شده است (جدول ۴).

۴-۶. تحلیل داده‌های ریزدماسنجی

دمای همگن شدن ۱۲ میانبار سیال در گارنت و ۱۵ میانبار سیال در کلسیت‌های اسکارنی پناه کوه اندازه‌گیری شدند. دماهای همگن‌شدگی برای گارنت‌های اسکارنی پناه کوه از ۳۰۸ تا ۳۸۰ درجه سانتی گراد تغییر می‌کند و درجه شوری آنها به ۲۳/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌رسد در حالی که دماهای همگن‌شدگی و شوری میانبارها در کلسیت به ترتیب میان ۲۸۳-۱۰۵ درجه سانتی گراد و ۲۱/۳۳-۱۲/۰۵ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند (جدول ۴). موقعیت میانبارهای سیال در کانسار اسکارنی پناه کوه در نمودار دمای همگن‌شدن در مقابل شوری در شکل ۱۰ نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، گسترده‌ی محدوده دمای همگن‌شدن و شوری میانبارها، نشانگر کانی‌زایی در دو فاز مختلف است به طوری که دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال در گارنت‌ها تطابق منفی را نسبت به شوری نشان می‌دهد، در حالی که این تطابق برای میان‌بارهای سیال در کلسیت‌ها مثبت است. بر این اساس، دو نوع سیال در کانی‌زایی در اسکارن پناه کوه مؤثر بوده است. اولین سیال که سبب تشکیل آندراپت‌های تقریباً خالص در مرحله پیش‌رونده در اسکارن پناه کوه شده است، دارای خاستگاه آب ماگمایی است که از دمای همگن‌شدگی و شوری متوسط میانبارهای سیال در گارنت نتیجه‌گیری می‌شود (a در شکل ۱۰). کانه‌زایی مگنتیت به همراه سولفیدها در اواخر این مرحله آغاز شده است. دومین سیال، که ترکیبی از آب‌های ماگمایی با حرارت متوسط تا کم (۲۸۳-۱۰۵) و دیگر آب‌ها به‌ویژه آب‌های جوی بوده، سبب تشکیل کلسیت‌های

مقادیر میانگین بی‌هنجاری یوروپیم (Eu/Eu^*) و سزیم (Ce/Ce^*) در گارنت‌ها به ترتیب ۱/۹۶ و ۰/۹ بوده که تقریباً مشابه با مقادیر میانگین بی‌هنجاری‌های یوروپیم (۲/۱) و سزیم در سنگ‌های اسکارنی (۰/۹۲) هستند. مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها بیشتر از سنگ‌های اسکارنی است؛ به طوری که این مقادیر در گارنت‌ها و سنگ اسکارنی به ترتیب ۱۱۲ ppm و ۴۸/۶ ppm است که این مقادیر نیز بیشتر از سنگ کربناتی میزبان است (شکل‌های ۵ و ۶). بنابراین به نظر می‌رسد که عناصر خاکی کمیاب موجود در گارنت‌ها از سنگ کربناتی میزبان تأمین نشده و احتمالاً خاستگاه سیال‌های سازنده اسکارن پناه کوه، سیال‌های گرمایی بوده است. همچنین تفاوت آشکاری در میزان بی‌هنجاری یوروپیم در اسکارن‌ها و گارنت‌های سازنده آن با سنگ‌های کربناتی میزبان مشاهده می‌شود به طوری که در اسکارن‌ها و گارنت‌های سازنده آن میزان بی‌هنجاری مثبت تقریباً مشابهی مشاهده می‌شود در حالی که بی‌هنجاری منفی آشکاری در سنگ‌های کربناتی میزبان وجود دارد (شکل ۵). مقادیر عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها و سنگ‌های گرانودیوریتی تقریباً مشابه است و تنها تفاوت آشکار در بی‌هنجاری ساماریم است. مقادیر تقریباً مشابه عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها و سنگ‌های گرانودیوریتی نشان‌دهنده این است که مقادیر عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های گرانودیوریتی در طی شکل‌گیری گارنت اسکارن تغییر چندانی حاصل نکرده‌اند، زیرا بی‌هنجاری مثبت ضعیف یوروپیم و شدت تفکیک اندک عناصر خاکی کمیاب و الگوی تقریباً یکنواخت آن در سنگ‌های گرانودیوریتی (شکل ۷)، نشان‌دهنده شدت دگرسانی پایین در سنگ‌های گرانودیوریتی و در نتیجه عدم تحرک این عناصر در طی دگرسانی است (Kikawada, 2001) و کاملاً با مشاهدات سنگ‌نگاری و شدت دگرسانی پایین در سنگ‌های گرانودیوریتی پناه کوه همخوانی دارد. بنابراین طبیعی است که سیال گرمایی غنی‌شدگی چشمگیری از عناصر خاکی کمیاب نداشته باشد که با مقادیر اندک عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌ها و اسکارن‌های مورد بررسی همخوانی دارد. سیال‌های ماگمایی در هر شرایطی دارای بی‌هنجاری مثبت یوروپیم هستند حتی اگر بی‌هنجاری منفی یوروپیم در گرانیتوئیدهای در حال تعادل با آن مشاهده شود (Kato, 1999). از این رو، در سنگ‌های گرانیتوئیدی فاقد بی‌هنجاری منفی یوروپیم، میزان بی‌هنجاری مثبت یوروپیم در سیال گرمایی در حال تعادل با آن چشمگیرتر است. از آنجا که بی‌هنجاری منفی بسیار ضعیف یوروپیم در گرانیتوئیدهای منطقه پناه کوه مشاهده می‌شود، بنابراین به نظر می‌رسد، سیال‌های ماگمایی در حال تعادل با گرانیتوئید پناه کوه بی‌هنجاری مثبت آشکاری را در یوروپیم نشان دهند.

۲-۶. خاستگاه سیال‌های سازنده اسکارن با استفاده از عناصر خاکی کمیاب

در کانسارهای اسکارنی با خاستگاه ماگمایی، مقادیر شاخص‌های $(\text{Eu/Eu}^*, \text{Ce/Ce}^*, \text{Pr/Yb})_{\text{cn}}$ با افزایش مقادیر عناصر خاکی کمیاب افزایش می‌یابد که ویژگی‌های عناصر خاکی کمیاب در سیال ماگمایی را منعکس می‌کند در حالی که در آب‌های جوی مقادیر عناصر خاکی کمیاب به‌شدت پایین است (Kato, 1999)؛ از این رو در کانسارهای اسکارنی با خاستگاه آب‌های جوی مقادیر نسبت‌های $(\text{Pr/Yb})_{\text{cn}}$ با کاهش مقادیر عناصر خاکی کمیاب کاهش می‌یابد ولی تغییرات چشمگیری در مقادیر Ce/Ce^* و Eu/Eu^* با کاهش عناصر خاکی کمیاب مشاهده نمی‌شود (Kato, 1993). در شکل ۸، شاخص‌های عناصر خاکی کمیاب نسبت به مجموع عناصر خاکی کمیاب در گارنت‌های اسکارنی پناه کوه رسم شده است. بر اساس این نمودارها، مقادیر Ce/Ce^* و Eu/Eu^* با افزایش مجموع عناصر خاکی کمیاب افزایش می‌یابد که خاستگاه یک سیال ماگمایی را به اثبات می‌رساند (Kato, 1993)، ولی با توجه به این که مقادیر شاخص $(\text{Pr/Yb})_{\text{cn}}$ با افزایش عناصر خاکی کمیاب تقریباً کاهش می‌یابد، از این رو می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که سیال‌های گرمایی غنی‌شدگی به نسبت چشمگیری را در عناصر خاکی کمیاب نشان نمی‌دهند، بنابراین منجر به تشکیل گارنت‌هایی با مقادیر اندک عناصر خاکی کمیاب

(Hass, 1971). سیال‌های در حال جوشش با شوری ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام دارای دما و فشار بحرانی به ترتیب ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۵۰۰ بار هستند (Sourirajan & Kennedy, 1962)، بنابراین با توجه به شوری‌های اندازه‌گیری‌شده (۱۷/۷) درصد وزنی معادل نمک طعام در گارنت) در فشار ۵۰۰ بار برای سیال‌های در حال جوشش، دمای به دام افتادن سیال‌ها می‌تواند، تقریباً ۳۰ تا ۵۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در گارنت‌های اسکارنی پناه‌کوه باشد (Bodnar & Vityk, 1994). بنابراین، دمای تشکیل آندرایت‌های دما پایین در اسکارن پناه‌کوه حداکثر ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد است. میانگین دمای همگن‌شدگی میانبارها در گارنت‌های اسکارنی پناه‌کوه در برابر میانگین شوری آنها در شکل ۱۲ تصویر شده است و میانگین ژرفای جوشش برای گارنت‌های اسکارنی پناه‌کوه تقریباً ۱۵۰۰ متر (معادل ۵۰۰ بار) برآورد شد (شکل ۱۲) که با شواهد بافتی نظیر بافت پورفیروید، فشار و ژرفای به دست آمده توسط زمین‌فشارسنج هورنبلند همخوانی کامل دارد و نشان‌دهنده جایگزینی نیمه‌ژرف توده نفوذی در فشار کمتر از نیم کیلو بار بوده است (زاهدی، ۱۳۹۲).

برای تعیین فشار بخار سیال حاکم در زمان شکل‌گیری اسکارن پیش‌رونده از نمودار ارائه شده توسط (Ahmad & Rose 1980) استفاده شد (شکل ۱۳). بر این اساس، فشار بخار سیال در مرحله پیش‌رونده با استفاده از میانبارهای سیال در گارنت تقریباً ۱۰۰ اتمسفر بوده است (شکل ۱۳) و تمام میانبارها در زیر منحنی اشباع کلرور سدیم قرار گرفته‌اند ($T_{\text{H}} < T_{\text{NaCl}}$). بنابراین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که محلول‌های کانه‌زا در مرحله پیش‌رونده در دمای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۵۰۰ بار شروع به جوشیدن کرده (شکل ۱۳) و مقدار فشار بخار حاکم بر سیال‌های کانی‌زا حدود ۱۰۰ اتمسفر بوده (شکل ۱۳) و چگالی سیال‌های کانی‌زا در این مرحله حداکثر ۰/۹۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب است که از چگالی میانبارهای سیال در گارنت نتیجه‌گیری می‌شود (شکل ۱۴).

۷- نتیجه‌گیری

الگوی پراکندگی تقریباً مشابه عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در گارنت‌های کلسیمی و سنگ‌های گرانودیوریتی در کانسار پناه‌کوه نشان‌دهنده ارتباط اسکارن‌زایی با سیال‌های ماگمایی مشتق شده از توده گرانودیوریتی است. بنابراین، اسکارن پناه‌کوه، یک اسکارن ماگمایی-گرمابی است که در نتیجه ترواش سیال‌های ماگمایی در سنگ‌های کربناتی میزبان شکل گرفته است. بررسی میانبارهای سیال در گارنت‌های کلسیمی پناه‌کوه و افزایش مقادیر شاخص‌های Ce/Ce^* و Eu/Eu^* با افزایش مقادیر عناصر خاکی کمیاب خاستگاه ماگمایی بودن سیال‌های سازنده اسکارن پناه‌کوه را تأیید می‌کند. بنابراین استفاده از عناصر خاکی کمیاب به عنوان ردیاب‌های مفید در تعیین خاستگاه سیال‌های گرمابی از اهمیت بسیاری برخوردارند.

سپاسگزاری

از همکاری‌های بی‌دریغ استاد گرانقدر و فرزانه جناب آقای پروفسور دیوید لنتز از دانشگاه نیوبرانزویک کانادا که در فراهم ساختن تجزیه‌های زمین‌شیمیایی نقش مؤثری داشتند و نیز از پروفسور ایشی‌یاما برای انجام تجزیه LA-ICP-MS در گارنت‌ها از دانشگاه آکیتای ژاپن سپاسگزاری می‌شود.

گرمابی در مرحله پس‌رونده شده است که از میانبارهای سیال در کلسیت نتیجه‌گیری می‌شود (b در شکل ۱۰). دمای همگن‌شدگی پایین‌تر در میانبارهای سیال در کلسیت‌ها مشابه آن نسل از میانبارهای سیال در مرحله پس‌رونده در بیشتر سامانه‌های اسکارنی است (Singoyi & Zaw, 2001; Meinert et al., 2003).

۶-۵. تکوین سیال سازنده کانسار پناه‌کوه

(Wilkinson 2001) نموداری را برای تعیین نوع کانسار با استفاده از دمای همگن‌شدگی و شوری به دست آمده از میانبارهای سیال ارائه کرد. در این نمودار، میانبارهای سیال مورد بررسی در گارنت‌ها همان‌گونه که انتظار می‌رود در محدوده اسکارن واقع شده‌اند (شکل ۱۱). میانبارهای سیال موجود در کلسیت‌ها در محدوده اپی‌ترمال قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده دمای پایین و شوری متوسط این میانبارها در اثر اختلاط با سیالات جوی در مرحله پس‌رونده است. فرایندهای تکوین سیال‌های کانی‌زا در گذر از مرحله پیش‌رونده (میانبارهای سیال در گارنت) به مرحله پس‌رونده (میانبارهای سیال در کلسیت)، با استفاده از شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دمای همگن‌شدن توسط نمودار (Wilkinson 2001) بررسی می‌شود (شکل ۱۰). همان‌طور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، نحوه پراکنش شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دمای همگن‌شدن در میانبارهای سیال، دو روند متفاوت را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده رخداد جوشش و رقیق‌شدگی سطحی سیال‌های است (شکل ۱۰). جوشش و اختلاط سیال‌ها دو عامل مهم برای ته‌نشینی سیال‌های کانی‌زا به‌شمار می‌آید. با کاهش تدریجی دما، شوری سیال‌ها در مرحله پیش‌رونده افزایش می‌یابد (a در شکل ۱۰). مقایسه روند این پراکندگی‌ها با نمودار (Wilkinson 2001) نشان‌دهنده رخداد جوشش در سیال‌های اولیه است که منجر به افزایش شوری سیال‌ها در مرحله پیش‌رونده می‌شود (a در شکل ۱۰). بنابراین رخداد جوشش می‌تواند یک فرایند اساسی در شکل‌گیری آندرایت‌های دما پایین در اسکارن پناه‌کوه باشد که منجر به کاهش دما و افزایش pH و در نتیجه شکل‌گیری رگه‌های مگنتیتی شود (شکل ۴). همزیستی میانبارهای سیال غنی از فاز مایع و بخار در گارنت‌ها نیز رخداد جوشش را در اسکارن پیش‌رونده تأیید می‌نماید.

پس از رخداد جوشش، مخلوط شدن آب‌های جوی با سیال‌های ماگمایی، منجر به ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی در مرحله پس‌رونده می‌شود و ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی را به همراه دارد. در شکل ۱۰، مقایسه تصویر دمای همگن‌شدگی در برابر شوری در میانبارهای سیال در کلسیت با نمودار ارائه شده توسط (Wilkinson 2001)، نیز مؤید اختلاط و رقیق‌شدگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی در مرحله پس‌رونده است. بنابراین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که جوشش سیال‌های ماگمایی و رقیق‌شدگی سطحی آن به ترتیب عامل اصلی کانی‌زایی (تشکیل کالک‌سیلیکات‌ها) و کانه‌زایی (تشکیل سولفیدها) در مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده در کانسار پناه‌کوه بوده است.

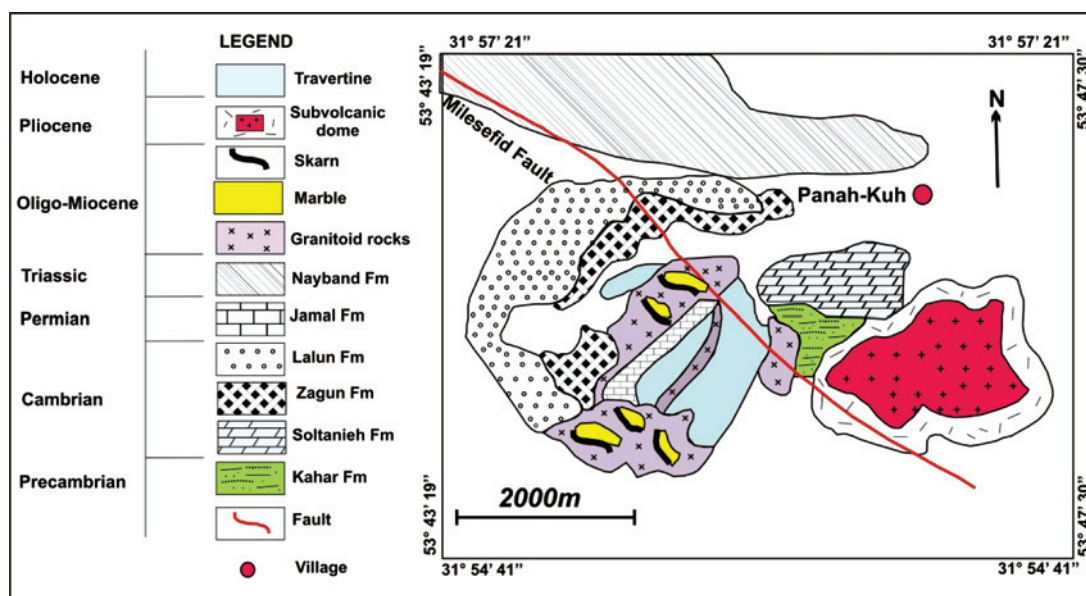
۶-۶. تعیین ژرفای جوشش، دمای به دام افتادگی و چگالی سیال سازنده

اسکارن

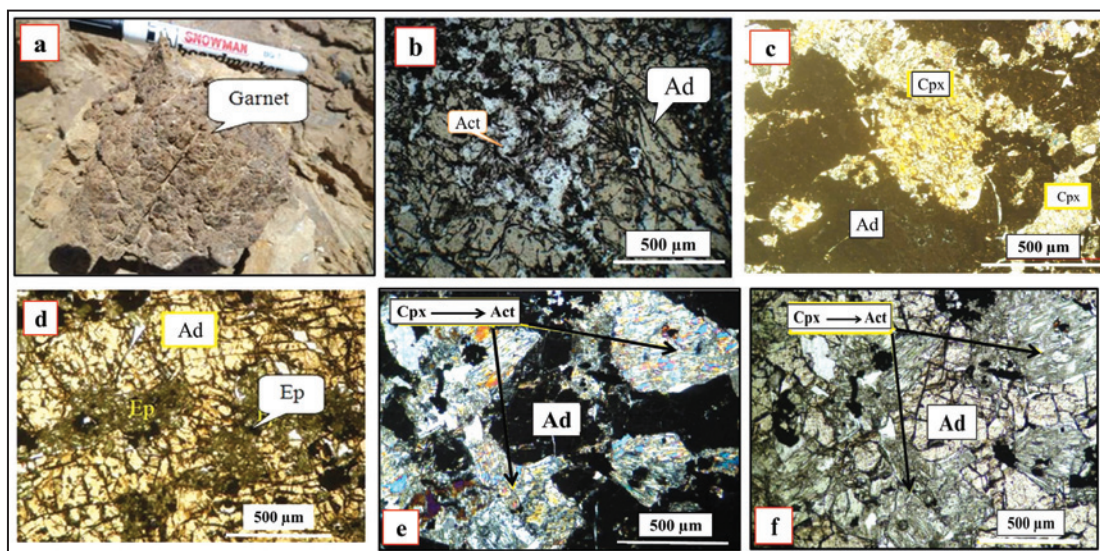
رخداد جوشش یکی از عوامل بسیار مهم در نهشت و کنترل کانی‌زایی در هر کانساری است. بنابراین، رخداد جوشش و نیز دما و فشاری که فرایند جوشش در آن رخ داده، می‌تواند نقش بسیار مهمی در پیش‌بینی شرایط کانی‌زایی در هر منطقه‌ای داشته باشد. بدین منظور، برای تعیین ژرفای جوشش سیال در زمان رخداد این پدیده از نمودار تعیین ژرفای جوشش در شرایط هیدروستاتیک استفاده شد

System	Series	Formation	Composite stratigraphic column	Description
Quaternary	Holocene	Un-named	Tr	Quaternary sediments Tr: Travertine
	Pliocene	Subvolcanic dome		⊕ Dacite and quartz-porphyry plugs
Tertiary	Miocene	Un-named		Miocene sedimentary rocks
	Eocene-Oligocene	Volcanics and Tuffs	Og	Og: Oligocene granitoids Eocene volcanics
Cretaceous	Lower Cretaceous	Taft		Grey limestone
		Sangestan		Sandstone and Conglomerate
Triassic	Upper Triassic	Nayband		Shale-Sandstone
			Shg	Shg: Shir-Kuh batholith
				Shale-Sandstone
				Marble ● Khut skarn
				Shale-Sandstone
	Middle Triassic	Shotori		Dolomite
	Lower Triassic	Sorkh shale		Basic lava flows with intercalated laterite
Permian	Permian	Jamal		Carbonate rocks ● Panah Kuh skarn

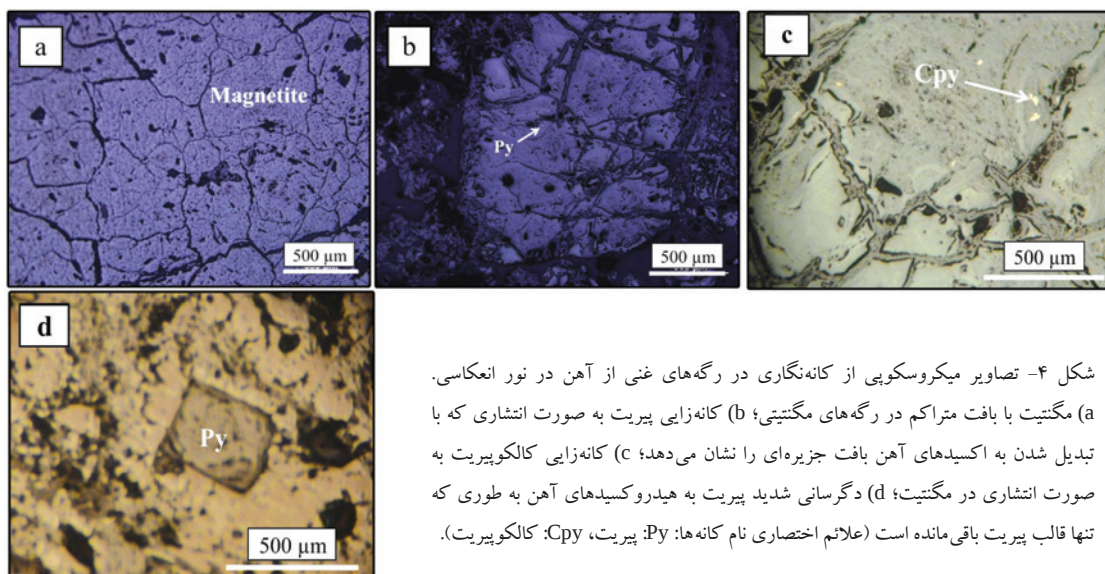
شکل ۱- ستون سنگ‌چینه‌شناختی ترکیبی منطقه پناه کوه به همراه موقعیت رخدادهای اسکارنی و نفوذی‌های مرتبط با آنها بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد (با تغییرات از حاج ملاعلی، ۱۳۷۱).



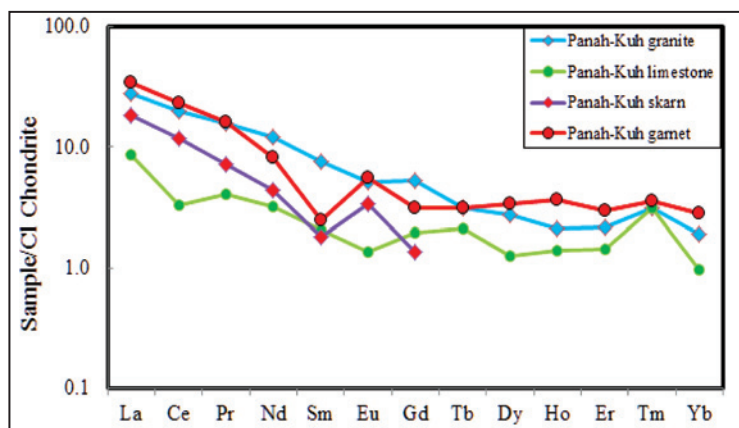
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه پناه کوه واقع در باختر استان یزد (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد با تغییرات از حاج ملاعلی، ۱۳۷۱).



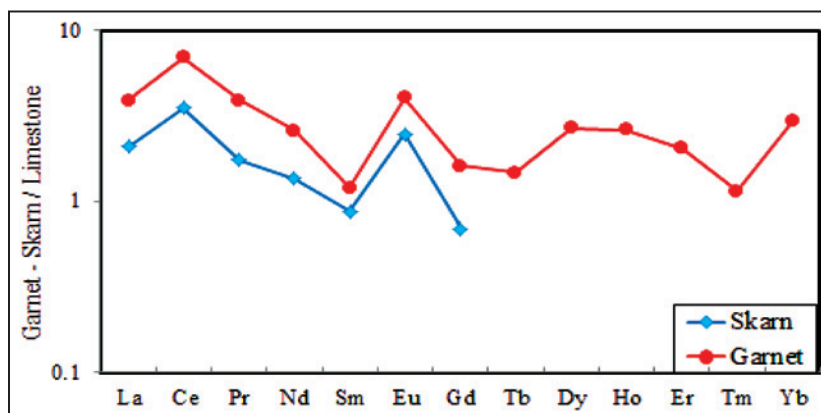
شکل ۳- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی پهنه‌های اسکارنی در کانسار پناه کوه. (a) گارنت اسکارن‌های مورد بررسی به صورت انباشت‌های توده‌ای که بیش از ۹۰ درصد گارنت دارند؛ (b) آندرادیت‌های بی‌شکل و همسانگرد با شکستگی‌های فراوان که فضای میان آنها توسط فرواکتینولیت به صورت مستقل در همراهی با کوارتز پر شده است (نور پلاریزه ساده)؛ (c) هجوم آندرادیت‌ها به پیروکسن‌ها و جانشینی پیروکسن‌ها توسط آندرادیت در محل تماس در نور پلاریزه متقاطع؛ (d) جانشینی آندرادیت توسط اپیدوت در نور پلاریزه ساده؛ (e و f) شکل دروغین کلینوپیروکسن که کاملاً با فرواکتینولیت جایگزین شده است (اکتینولیتی شدن) (نور پلاریزه متقاطع و ساده)؛ (علائم اختصاری نام کانی‌ها: Ep: اپیدوت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ad: آندرادیت، Act: اکتینولیت).



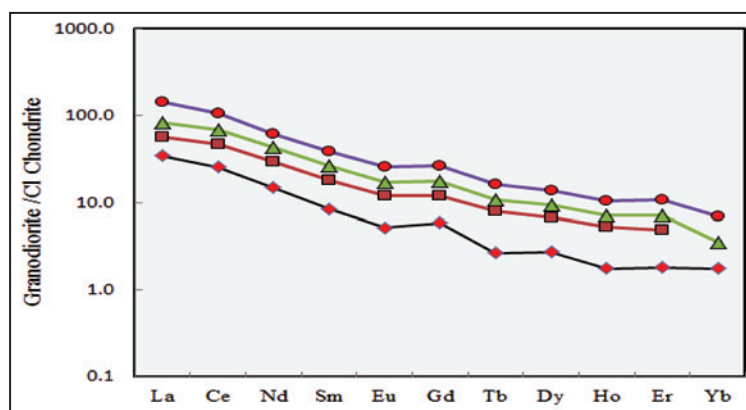
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌نگاری در رگه‌های غنی از آهن در نور انعکاسی. (a) مگنتیت با بافت متراکم در رگه‌های مگنتیتی؛ (b) کانه‌زایی پیریت به صورت انشاری که با تبدیل شدن به اکسیدهای آهن بافت جزیره‌ای را نشان می‌دهد؛ (c) کانه‌زایی کالکوپیریت به صورت انشاری در مگنتیت؛ (d) دگرسانی شدید پیریت به هیدروکسیدهای آهن به طوری که تنها قالب پیریت باقی مانده است (علائم اختصاری نام کانه‌ها: Py: پیریت، Cpy: کالکوپیریت).



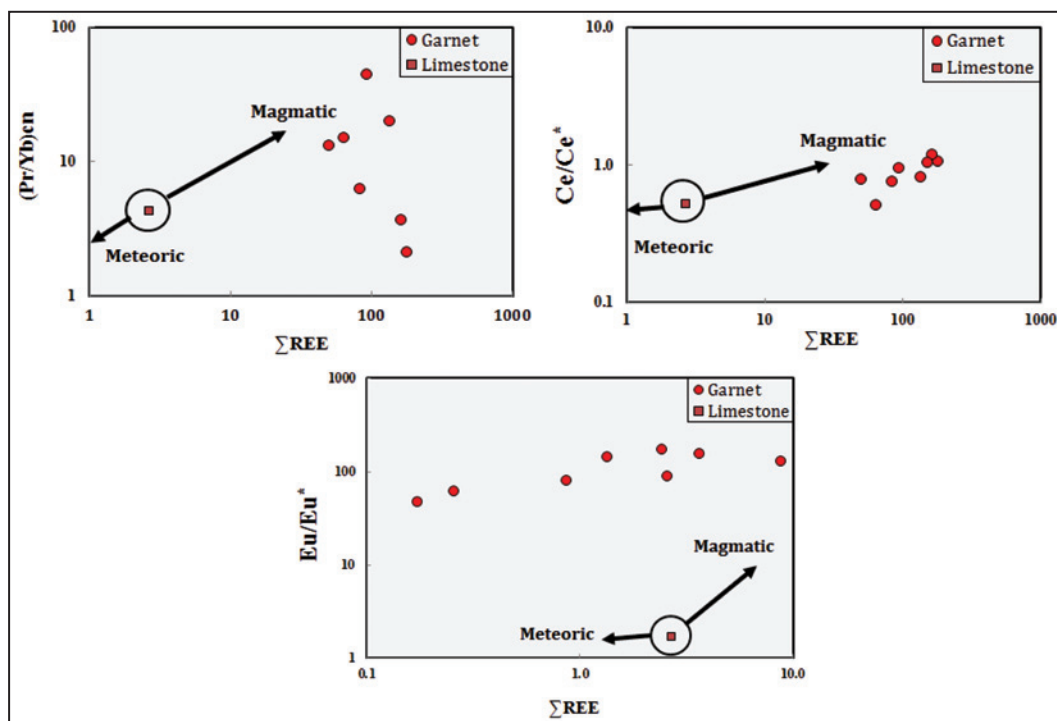
شکل ۵- الگوی پراکندگی مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب پهناجر شده نسبت به کندریت Boynton (1984) در اسکارن و گارنت‌های سازنده آن، سنگ کربناتی میزبان و سنگ‌های گرانودیوریتی در کانساز پناه کوه.



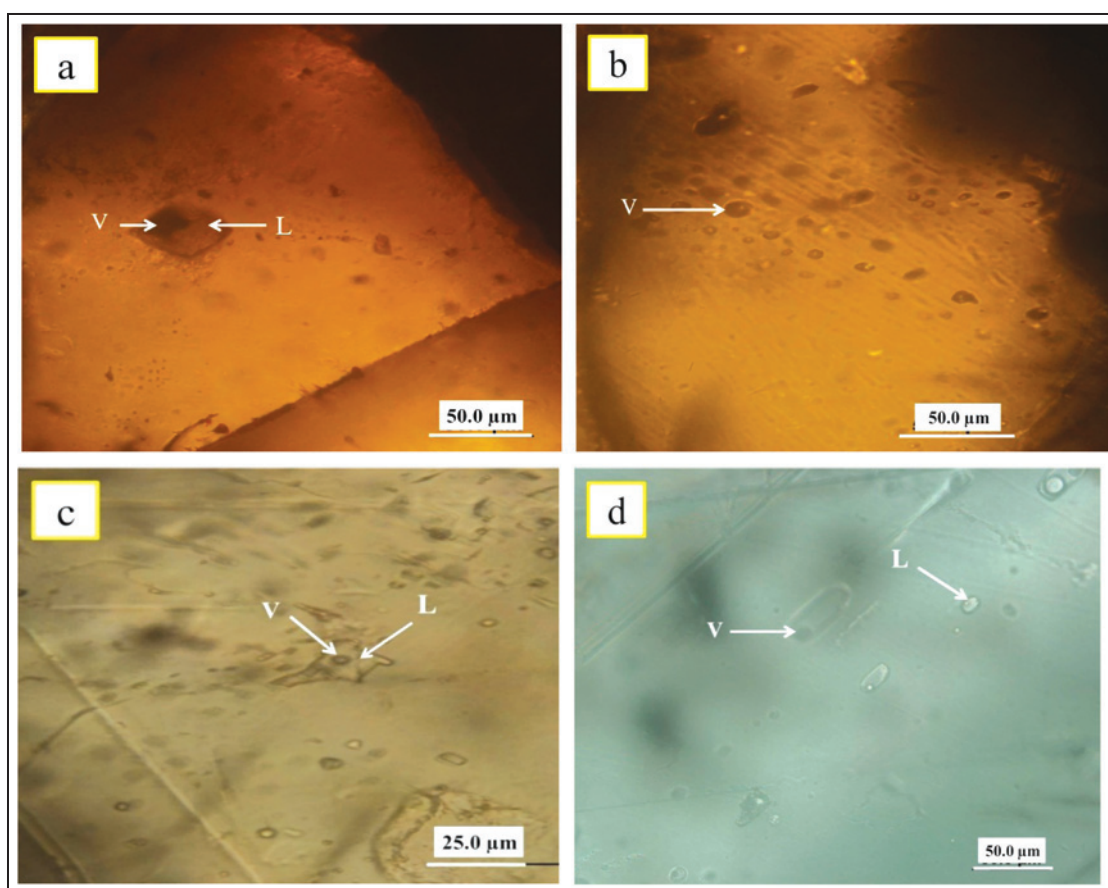
شکل ۶- الگوی پراکندگی مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به سنگ کربناتی میزان در اسکارن و گارنت های سازنده آن در کانسار پناه کوه.



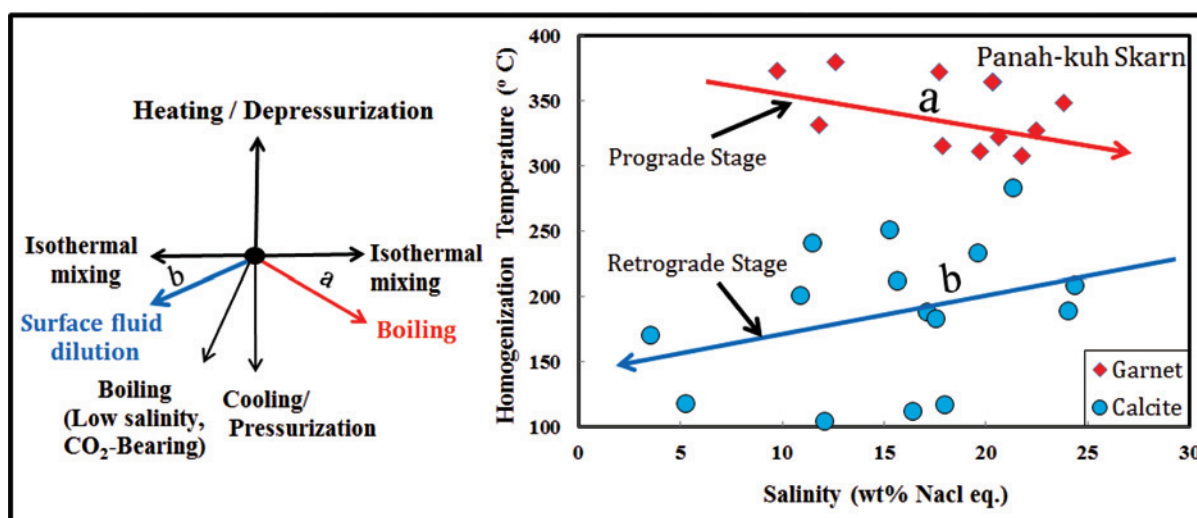
شکل ۷- الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت در گرانودیوریت های پناه کوه (مقادیر کندریت از Boynton, 1984).



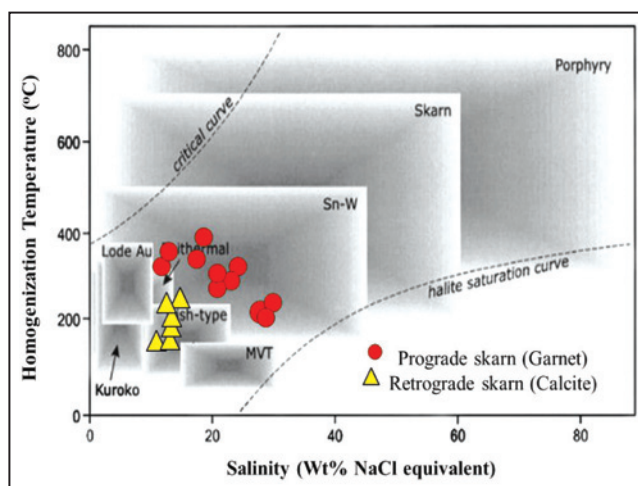
شکل ۸- روابط میان شاخص های عناصر خاکی کمیاب و ΣREE در گارنت های اسکارنی پناه کوه همراه با تعیین خاستگاه سیال گرمایی (Kato, 1999).



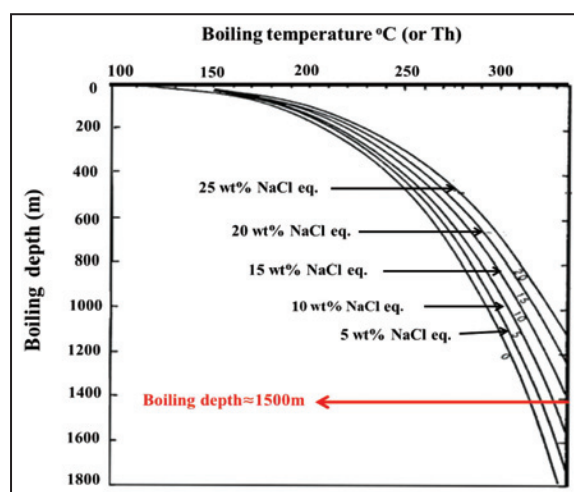
شکل ۹- سنگ‌نگاری میانبارهای سیال در گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی پناه کوه. (a) میانبارهای سیال دو فازی غنی از فاز مایع در گارنت؛ (b) میانبارهای سیال تک فازی غنی از فاز بخار و بخار خالص در گارنت؛ (c) میانبارهای سیال دو فازی غنی از فاز مایع در کلسیت (L و V به ترتیب نشان‌دهنده فاز مایع و بخار هستند). (d) میانبارهای سیال دو فازی غنی از فاز مایع در کلسیت (L و V به ترتیب نشان‌دهنده فاز مایع و بخار هستند).



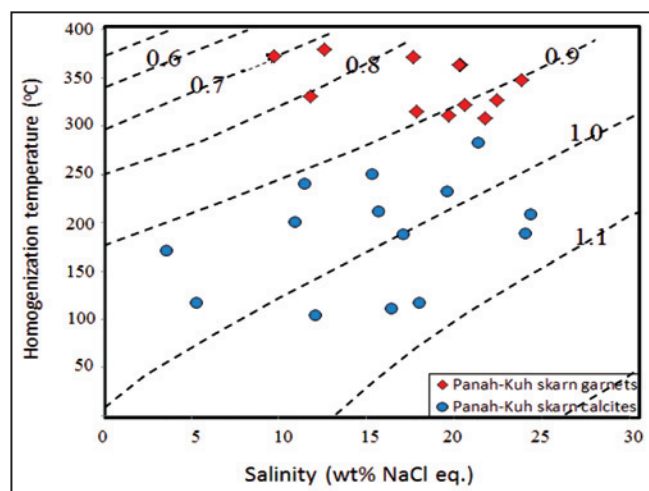
شکل ۱۰- تصویر دمای همگن‌شدگی در برابر شوری برای میانبارهای سیال موجود در گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی پناه کوه همراه با نمودار شماتیک که روندهای ویژه دمای همگن‌شدن در برابر شوری را در نتیجه فرایندهای متفاوت تکوین سیال نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001). خطوط a و b خطوط رگرسیون هستند که به ترتیب نشان‌دهنده رخداد جوشش و رقیق‌شدگی سطحی سیال‌ها در کانسار مورد بررسی هستند.



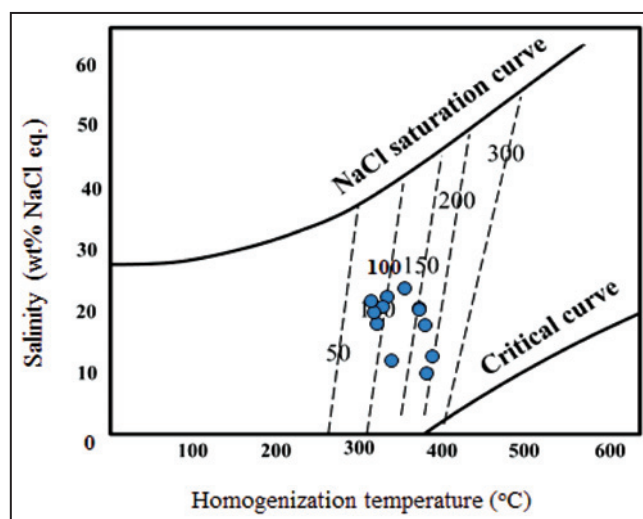
شکل ۱۱- تعیین نوع کانسار با مورد بررسی استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001).



شکل ۱۲- تعیین ژرفای جوشش با استفاده از منحنی های جوشش H_2O -NaCl نسبت به ژرفا (Hass, 1971) در گارنت های کلسیمی پناه کوه.



شکل ۱۴- تعیین چگالی میانبرهای سیال در گارنت ها و کلسیت های اسکارنی پناه کوه بر اساس نمودار (Wilkinson, 2001).



شکل ۱۳- موقعیت میانبرهای سیال در گارنت های اسکارنی پناه کوه بر اساس مقدار شوری در برابر درجه حرارت همگن شدن. خطوط منقطع مربوط به فشار بخار سیال های دارای کلرور سدیم بر حسب اتمسفر در حرارت و شوری مربوط است (Ahmad & Rose, 1980).

جدول ۱- نمودار روابط پاراژنری کانی‌ها بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و داده‌های میانبارهای سیال در کانسار پناه کوه.

Stage	Prograde stage		Retrograde stage		Supergene stage
Substage	Early	Late	Early	Late	
Temperature	500-550°C	450-500°C	350°C	250°C	<150°C
Diopside	—...				
Clinopyroxene	Di(50-80)	—			
Andradite		—			
Ferro-actinolite			—	---	
Quartz	—	—	—	—	
Dolomite	—	—			
Calcite	---	—	—	—	
Epidote			—	---	
Cholorite			—	—	
Magnetite		—	—	—	
Pyrite			—	—	
Chalcopyrite			—		
Hematite				---	—
Malachite					—
Goethite					—

جدول ۲- مقادیر عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده نسبت به کاندیریت (Boynton (1984 در اسکارن‌ها و گارنت‌های سازنده آنها در کانسار پناه کوه.

Sample Name		Skarns (ICP-MS)					Garnets (LA- ICP-MS)								
Sample No	Sk-1	Sk-2	Sk-3	Sk-4	Mean	Gr-1	Gr-2	Gr-3	Gr-4	Gr-5	Gr-6	Gr-7	Gr-8	Mean	
La	21.29	7.74	14.52	29.35	18.23	28	70.25	36.64	19.52	32.9	11.22	11.7	64.46	34.3	
Ce	11.60	5.59	18.19	11.70	11.77	23.34	35.44	17.97	9.97	9.97	20.39	23.18	45.34	23.2	
Pr	5.74	3.28	13.11	6.56	7.17	20.5	14.14	10.15	5.31	5.08	26.3	26.23	20.23	16	
Nd	3.50	2.52	7.70	3.60	4.33	3.97	4.27	3.75	3.32	3.62	17.39	24.76	5.17	8.28	
Sm	1.54	1.54	2.56	1.54	1.79	2.34	0.6	2.39	2.41	3.49	3.54	4.29	0.82	2.48	
Eu	4.08	4.08	4.08	1.36	3.40	5.72	4.43	2.29	0.46	0.76	14.75	13.7	1.79	5.49	
Gd	1.16	1.16	1.93	1.16	1.35	2.15	0.42	2.96	2.98	2.47	8.8	3.29	1.88	3.12	
Tb	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.99	0	0.85	0.85	1.06	9.99	9.69	1.55	3.12	
Dy	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.29	0	2.09	0.79	0.87	13.5	8.64	0.57	3.34	
Ho	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	1.71	1.06	0.27	1.36	1.35	12.81	10.55	0.36	3.68	
Er	0.48	0.1 >	0.1 >	0.48	0.1 >	0.7	0.27	0.57	0.86	0.95	13.44	6	0.67	2.93	
Tm	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.1 >	1.41	1.09	0	0.61	0	11.06	9.97	4.4	3.57	
Yb	0.1 >	0.1 >	0.1 >	0.48	0.1 >	0.45	0.69	1.6	0.4	0.33	12.22	6.92	0	2.83	
ΣREE	50.0	26.5	62.7	56.8	48.6	91.57	132.7	81.5	48.8	62.9	175	159	147	112	
(Pr/Yb) _{cn}	-	-	-	13.7	-	45.6	20.49	6.34	13.3	15.4	2.15	3.79	-	5.7	
Ce/Ce*	0.86	1.02	1.32	0.65	0.927	0.96	0.84	0.77	0.8	0.53	1.09	1.22	1.07	0.9	
Eu/Eu*	3.027	3.027	1.816	1.009	2.162	2.548	8.686	0.856	0.17	0.26	2.39	3.61	1.33	1.96	

جدول ۳- مقادیر عناصر خاکی کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton (1984 در سنگ های گرانودیوریتی و سنگ های کربناتی در کانسار پناه کوه.

Sample Name	Granodiorites					Limestone
Sample No	G-14-3G	G-8G	G-1-3G	G-13-2G	Mean	Lim
La	26.452	17.419	20.323	46.774	27.742	8.7097
Ce	19.431	15.965	16.708	28.218	20.08	3.3292
Pr	14.754	13.934	13.934	20.492	15.779	4.0984
Nd	11.55	11.2	10.533	15.3	12.146	3.1833
Sm	6.6667	7.6923	6.6667	9.2308	7.5641	2.0513
Eu	4.0816	5.4422	4.0816	6.8027	5.102	1.3605
Gd	4.6332	5.0193	4.2471	6.9498	5.2124	1.9305
Tb	2.1097	4.2194	2.1097	4.2194	3.1646	2.1097
Dy	2.1739	3.1056	2.1739	3.4161	2.7174	1.2422
Ho	1.3928	2.7855	1.3928	2.7855	2.0891	1.3928
Er	1.4286	2.381	1.9048	2.8571	2.1429	1.4286
Tm	3.0864	3.0864	3.0864	3.0864	3.0864	3.0864
Yb	1.4354	1.9139	1.4354	2.8708	1.9139	0.9569
ΣREE	99.2	94.16	88.6	153	108.7	34.88
(Pr/Yb) _{cn}	10.28	7.28	9.707	7.138	8.244	4.283
Ce/Ce*	0.943	1.018	0.975	0.839	0.923	0.52
Eu/Eu*	0.722	0.856	0.748	0.841	0.799	0.683

جدول ۴- داده های ریزدماسنجی در میانبارهای سیال در گارنت ها و کلسیت های اسکارنی پناه کوه.

Sample	Host mineral	Stage of formation	Th (°C)	Tm _{ice} (°C)	Salinity
M-1-1	Garnet	Prograde stage	380	-8.8	12.62
M-1-2	Garnet	Prograde stage	373	-6.4	9.73
M-1-3	Garnet	Prograde stage	372	-13.9	17.7
M-1-4	Garnet	Prograde stage	364	-17.2	20.37
M-1-5	Garnet	Prograde stage	364	-17.1	20.3
M-1-6	Garnet	Prograde stage	348	-22.2	23.82
M-1-7	Garnet	Prograde stage	331	-8.1	11.81
M-1-8	Garnet	Prograde stage	327	-20.1	22.44
M-1-9	Garnet	Prograde stage	322	-17.5	20.6
M-1-10	Garnet	Prograde stage	315	-14.1	17.87
M-1-11	Garnet	Prograde stage	311	-16.3	19.68
M-1-12	Garnet	Prograde stage	308	-19.1	21.75
M-1-13	Calcite	Retrograde stage	241	-7.8	11.46
M-1-14	Calcite	Retrograde stage	283	-18.5	21.33
M-1-15	Calcite	Retrograde stage	251	-11.3	15.27
M-1-16	Calcite	Retrograde stage	233	-16.2	19.6
M-1-17	Calcite	Retrograde stage	212	-11.7	15.67
M-1-18	Calcite	Retrograde stage	209	-23	24.34
M-1-19	Calcite	Retrograde stage	201	-7.3	10.86
M-1-20	Calcite	Retrograde stage	189	-22.5	24.01
M-1-21	Calcite	Retrograde stage	188	-13.2	17.08
M-1-22	Calcite	Retrograde stage	183	-13.7	17.52
M-1-23	Calcite	Retrograde stage	171	-3.2	3.55
M-1-24	Calcite	Retrograde stage	118	-3.2	5.26
M-1-25	Calcite	Retrograde stage	117.5	-14.2	17.96
M-1-26	Calcite	Retrograde stage	112	-12.3	16.4
M-1-27	Calcite	Retrograde stage	105	-8.3	12.05

کتابنگاری

- حاج ملاعلی، ع.، ۱۳۷۱- گزارش نقشه زمین‌شناسی خضرآباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- زاهدی، ا.، بومری، م.، ۱۳۹۲ الف- سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و ژئوشیمی اسکارن پناه‌کوه، غرب یزد، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره ۳.
- زاهدی، ا.، بومری، م.، ۱۳۹۲ ب- برهمکنش سیال-سنگ در اسکارن پناه‌کوه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در انواع کلسیت، غرب یزد، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، پذیرفته شده.
- زاهدی، ا.، ۱۳۹۲- زمین‌شیمی رخدادهای اسکارنی مس- آهن و توده‌های نفوذی وابسته در منطقه خوت- پناه‌کوه، غرب یزد، ایران مرکزی، رساله دکتری، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۳۴۱ صفحه.
- شریفی، ر.، ۱۳۸۷- بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی اندیس‌های فلزی در منطقه پناه‌کوه یزد با دیدگاه اکتشافی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۸ صفحه.

References

- Ahmad, S. N. & Rose, A. W., 1980- Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, V. 75, p. 229-250
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Eds.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, London, p. 63-114.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, V. 57, p. 683-684.
- Bodnar, R. J. & Vityk, M.O., 1994- Interpretation of microthermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions, In De Vivo, B. and Frezzotti, M. L. (Eds.) *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*, IMA Short Course Volume, Virginia Polytechnic Institute and State University Press, p. 117-130.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology*. 75th Anniversary Volume, p. 317-391.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D. & Moretti, R., 2008- REE in skarn system: A LA-ICP-MS study of garnet from the Crown Jewel gold deposit. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, V. 72, p. 185-205.
- Hass, J. L., 1971- The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, V. 66, p. 940-946.
- Kamvong, T. & 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, *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 624-633.
- Kato, Y., 1993- REE geochemistry of aluminous skarn in the representative Japanese skarn deposits. *Resource Geology. Spec. Issue*, V. 15, p. 393-400.
- Kato, Y., 1999- Rare Earth elements as an indicator to origins of skarn deposits examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu(-Fe), deposits in Japan. *Resource Geology*, V. 49(4), p. 183-198.
- Kikawada, Y., 2001- Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology*, V. 176, p. 137-149.
- Lu, H. Z., Liu, Y., Youzhi Xu, C.W. & Li, H., 2003- Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan province, China. *Economic Geology*, V. 98, p. 955-974.
- Mollai, H., Sharma, R. & Pe-Piper, G., 2009- Copper mineralization around the Ahar batholite, north of Ahar (NW Iran): Evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit. *Ore Geology Review*, V. 35, p. 401-414.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. & Matsuhisa, Y., 2003- Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, V. 98, p. 147-156.
- Pan, Y., Fleet, M. E. & Stone, W. E., 1991- Skarn mineralization (Cr, Fe, Au) in an Archean greenstone belt, White River property, Hemlo area, Ontario. *Economic Geology*, V. 86, p. 1626-1645.
- Schnetzler, C. C. & Philpotts, J. A., 1970- Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 34, p. 331-340.
- Singoyi, B. & Zaw, K., 2001- A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: implication for ore genesis. *Chemical geology*, V. 173, p. 239-253.
- Sourirajan, S. & Kennedy, G. C., 1962- The system H_2O -NaCl at elevated temperatures and pressures, *American Journal of Science*, V. 260, p. 115-141.
- Taylor, B. E. & Liou, J. G., 1978- The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *American Mineralogist*, V. 63, p. 378-393.
- Tan, T. H. & Kwak, T. A. P., 1979- The measurement of the thermal history around the Grassy granodiorite, King Island, Tasmania, by use of fluid inclusion data. *Journal of Geology*, V. 87, p. 43-54.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, V. 25, p. 229-279.
- Zaravandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. & Reynolds, P. H., 2007- $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology*, V. 16, p. 11-24.