

رابطه زایشی میان کانه‌زایی اسکارنی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک (جنوب غرب استان یزد)

فرید مُر، صالح دیمِر*، بتول تقی پور

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۳/۲، پذیرش: ۱۳۹۰/۸/۲۰

چکیده

بیشتر ذخایر اسکارنی دارای ارتباط مستقیم با فعالیت ماگمایی هستند و همبستگی معناداری میان ترکیب شیمیایی پلوتون مادر و محتوای فلزی اسکارن مرتبط با آن وجود دارد. کانسار دره‌زرشک در جنوب غرب یزد واقع شده است. مطالعات سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناختی از گرانیت تا کوارتز دیوریت تغییر می‌کند و مانند بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی دیگر جهان دارای ماهیت کم‌قلیایی، کلسیمی-قلیایی و کم‌آلومینیم تا آلومینیم بالاست. این پژوهش نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی دره‌زرشک مشابه گرانیتوئیدهای ذخایر اسکارن Cu-Fe میلستریم کانادا، اسکارن Fe بریتیش کلمبیا و اسکارن‌های Cu-Au کمربند طلای ریونارسیا در اسپانیاست. شباهت الگوی رفتاری عناصر REE بین توده نفوذی و اسکارن‌های دره‌زرشک نیز مؤید رابطه زایشی قوی میان فرآیندهای ماگمایی و اسکارن‌زایی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، اسکارن، زمین‌شیمی، دره‌زرشک، جنوب غرب یزد، ایران.

مقدمه

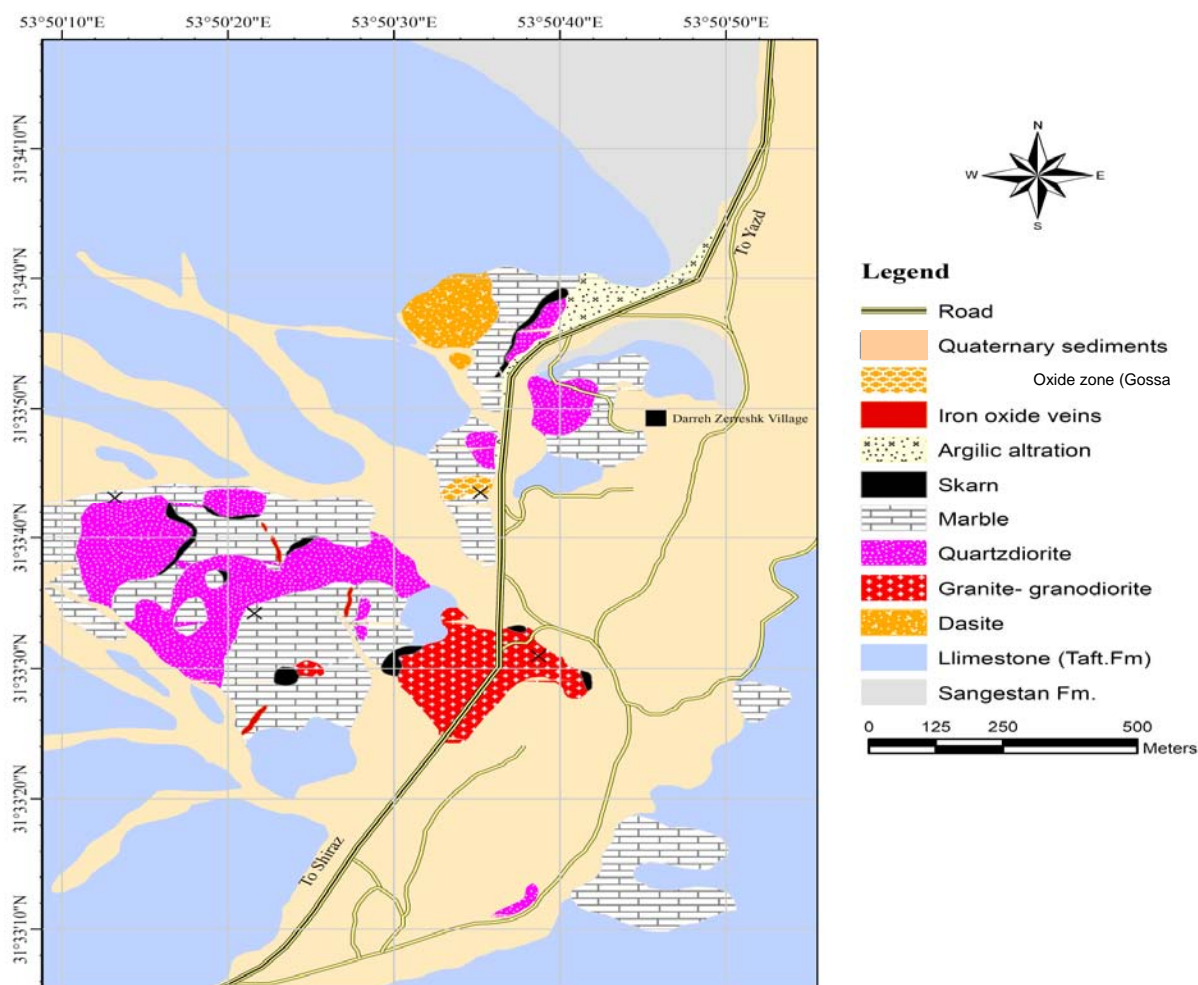
روی نمودارهای هارکر رسم کردند. با به کارگیری این شیوه چندین کانسار اسکارنی در آناتولی مرکزی ترکیه کشف و استخراج گردید [۲]. در منطقه دره‌زرشک که به عنوان یک سامانه پورفیری-اسکارن مس شناخته می‌شود تاکنون مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی زیادی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به کار زراسوندی [۴] اشاره کرد که به نقش کنترل کننده‌های ساختاری و ماگمایی در تشکیل ذخایر مس پورفیری علی‌آباد و دره‌زرشک پرداخته است. در مطالعات پیشین تمرکز محققان بر بخش پورفیری یا اسکارنی این ذخیره بوده است و به ارتباط زایشی و زمین‌شیمیایی بین این دو پرداخته نشده است. از این رو هدف از انجام این پژوهش بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک به منظور بررسی محتوای فلزی و ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی اسکارن همراه با آن می‌باشد.

ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن با توجه به محتوای فلزی آن توسط محققان زیادی بررسی شده است [۱]. مبنای این تحقیقات بر این اصل استوار است که ممکن است ارتباطی بین ترکیب توده نفوذی و نوع اسکارن وجود داشته باشد. دلیل چنین ارتباطی، رابطه زایشی بین فرآیندهای ماگمایی و کانه‌زایی است. کاسکو و همکاران [۲] برای شناسایی پتانسیل معدنی اسکارن‌های آناتولی مرکزی ترکیه، مطالعات و تجزیه‌های زمین‌شیمیایی فراوانی بر روی توده‌های نفوذی مرتبط با این اسکارن‌ها انجام داده و سپس داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی را بر روی نمودارهای مختلف هارکر رسم کرده‌اند. همچنین، داده‌های زمین‌شیمیایی مربوط به ذخایر اسکارنی بزرگ دنیا و میانگین داده‌های زمین‌شیمیایی مربوط به اسکارن‌های Au, Fe, Cu, W و Mo را که ماینرت [۳] برای انواع ذخایر اسکارنی ارائه کرده است بر

زمین‌شناسی منطقه

ذخیره دره‌زرشک در استان یزد، در فاصله ۸۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهر یزد و در گستره جغرافیایی $37^{\circ} 50' 53''$ طول شرقی و $31^{\circ} 33' 30''$ عرض شمالی واقع شده است. این منطقه در تقسیمات زمین‌ساختی ایران بر روی کمربند

تکتونوماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه سازند آواری سنگستان به سن کرتاسه زیرین می‌باشد که توسط سنگهای آهکی سازند تفت به سن کرتاسه میانی تا بالایی پوشانده شده است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی دره زرشک و موقعیت اسکارن‌ها بر روی آن.

روش مطالعه

در این پژوهش برای انجام مطالعات کانی‌شناختی و کانه‌زایی از تعداد ۲۳ مقطع نازک و صیقلی استفاده شده است. انتخاب نمونه‌های مورد نیاز برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، با توجه به اهداف پژوهش و پراکندگی واحدهای نفوذی و زون‌های اسکارنی در منطقه صورت گرفته است. به منظور مطالعه زمین‌شیمی توده نفوذی دره‌زرشک تعداد ۶ نمونه از بخش‌های مختلف توده برداشت و به منظور تعیین غلظت عناصر اصلی،

این واحدهای رسوبی توسط سنگهای آذرین ائوسن و الیگو-میوسن قطع شده‌اند. نفوذ استوک پورفیری دره‌زرشک با ترکیب گرانیت-گرانودیوریت-کوارتزیدیوریت در سازند آهکی تفت باعث اسکارن‌زایی و تشکیل اسکارن مس-آهن دره‌زرشک در زمان الیگو-میوسن شده است. از دیدگاه زمین‌ساختی این ذخیره متأثر از عبور گسل دهشیر-بافت و شاخه‌های فرعی وابسته به آن است که خود در پیدایش و تکامل آن نقش مهمی ایفا کرده‌اند [۴].

مرمر، رنگ قهوه‌ای روشن و گاهی اوقات سبز دارند و دارای ناهمسانگردی متوسط و در برخی موارد همسانگرد هستند و به ترکیب گراسولار نزدیک‌ترند.

مطالعه میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارنی نشان می‌دهد که فرآیند اسکارنی‌زایی در دو مرحله اصلی و متوالی به وقوع پیوسته است (شکل ۳): (۱) مرحله پیشرونده، (۲) مرحله پسرونده.

در مرحله پیشرونده همزمان با جایگیری توده نفوذی در سنگهای کربناتی سازند تفت سنگ میزبان دچار دگرگونی هم شیمیایی شده و در اثر وجود ناخالصی در آن سیلیکات‌های کلسیمی بای‌متاسوماتیسمی از جمله گارنت، پیروکسن و اپیدوت در شرایط هم شیمیایی به وجود آمده‌اند (شکل ۳).

در ادامه با ورود سیالات متاسوماتیسمی حاصل از برون رست فاز فرآر از ماگما به درون سنگ میزبان دگرگون شده، اسکارنی متاسوماتیسمی و مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی بی آب به ویژه گارنت نوع گراندایتی و پیروکسن نوع دیوپسید-هدنبرژیته پدید آمده‌اند (شکل ۲ الف، ب و پ). با توجه به روابط پاراژنزی و بافتی میان مجموعه کانیهای اسکارنی مرحله پسرونده به نظر می‌رسد که این مرحله از فرآیند اسکارنی‌زایی دست کم در دو زیر مرحله رخ داده باشد: (۱) پسرونده پیشین، (۲) پسرونده پسین. در مرحله پسرونده پیشین در اثر برهمکنش سیال گرمایی با مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی مرحله پیشرونده، حجم زیادی فازهای سیلیکاتی (کوارتز) و کلسیمی-سیلیکاتی آبدار (اپیدوت، اکتینولیت) به همراه سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت و بورنیت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت) و کربنات‌ها پدید آمده‌اند (شکل ۲ ت و ث). اپیدوت رایج‌ترین محصول دگرسانی این مرحله است و عمدتاً از طریق جانشینی گارنت تشکیل شده است (شکل ۲ ث). در مرحله دگرسانی پسرونده پسین، بر اثر ورود سیالات نسبتاً دما پایین، مجموعه‌های کلسیمی-سیلیکاتی بی‌آب و آبدار پیشین به مجموعه‌های ریزدانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و کانیهای رسی دگرسان شده و عمدتاً در مسیر شکستگی‌ها متمرکز شده‌اند. مرزهای جانشینی کلریت با اپیدوت-آمفیبول نشان می‌دهد که کلریت جانشین این کانیها شده است (شکل ۲).

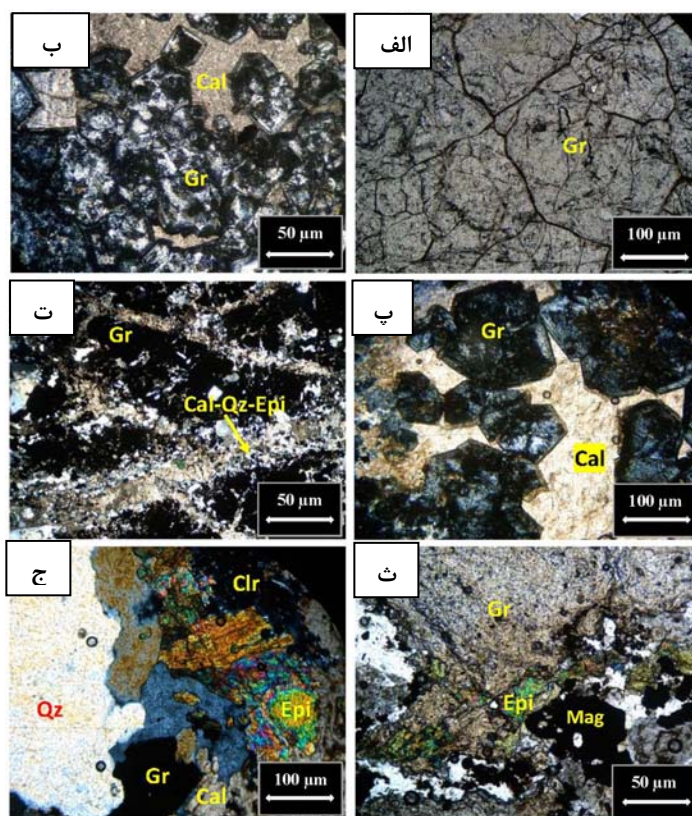
جزئی و نادر خاکی به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شد. تعیین مقدار عناصر اصلی به روش ICP-AES و تعیین مقدار ۱۴ عنصر نادر خاکی به همراه ۱۹ عنصر جزئی نیز به روش ICP-MS انجام شده است. در فرآیند آماده‌سازی نمونه‌ها از روش ذوب SODIUM PEROXIDE استفاده شده است. برای بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون‌های اسکارنی و مقایسه آنها با توده نفوذی نیز تعداد ۲ نمونه از زون‌های اسکارنی برداشت و با استفاده از روشهای تجزیه‌ای ICP-AES و ICP-MS و به روش ذوب SODIUM PEROXIDE عناصر اصلی، جزئی و کمیاب خاکی آنها اندازه‌گیری شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده در جدول (۱) آورده شده است. رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Microsoft، KWareMagma، Minpet 2.02 و Excel و AutoCad انجام شده است.

اسکارنی‌زایی و کانه‌زایی

نفوذ استوک گراندایتی دره‌زرشک در واحدهای رسوبی سازند آهکی تفت با فرآیندهای دگرگونی مجاورتی، مرمری شدن و تشکیلات اسکارنی هورنفلس همراه بوده است. به موازات تبلور توده نفوذی، برون رست و خروج سیالات متاسوماتیسمی از توده نفوذی باعث ایجاد شکستگی‌های ریز و متعدد در سنگ میزبان شده و دگرسانی متاسوماتیسمی و تشکیل اسکارنی با ورود سیالات فلزدار در سنگ میزبان رخ داده است. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی اسکارنی دره‌زرشک شامل دو زون درون اسکارنی به صورت محدود و برون اسکارنی به صورت گسترده است. برون اسکارنی زون اصلی اسکارنی و کانسنگی اسکارنی دره‌زرشک است. پیروکسن، گارنت، اپیدوت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت، کوارتز، کانیهای رسی و کانیهای کدر سازهای اصلی این زون هستند. گارنت کانی غالب زون برون اسکارنی است و فراوانی آن به حدی است که می‌توان سنگ را گارنتیت (اسکارنی سرشار از گارنت) نامید (شکل ۲ الف). گارنت‌های مترکم نزدیک به همبری توده نفوذی به رنگ قهوه‌ای قرمز تا تیره و درشت بلور هستند و ناهمسانگردی شدید، زون‌بندی شعاعی و هم مرکز از خود نشان می‌دهند و با توجه ویژگیهای نوری بیشتر ترکیب آنداردیتی دارند (شکل ۲ ب و پ). اما گارنت‌های ریزبلور و پراکنده نزدیک به همبری

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی و اسکارنی دره‌رزشک به روش ICP-MS و ICP-AES.

| Rock type | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Granitoid | Skarn | Skarn |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------|--------|
| Sample | DI05 | DI13 | DI15 | DI16 | DI19 | DI20 | DS03 | DS08 |
| (wt%) | | | | | | | | |
| SiO ₂ | ۶۵ | ۶۵ | ۶۲٫۱ | ۶۶٫۹ | ۶۲٫۸ | ۶۱٫۹ | ۲۹٫۲ | ۴۳٫۶ |
| TiO ₂ | ۰٫۴۵ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴۸ | ۰٫۳۸ | ۰٫۴۷ | ۰٫۵۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۷٫۳ | ۱۷٫۶ | ۱۹٫۱ | ۱۷٫۲ | ۱۷٫۵ | ۱۸٫۱ | ۱٫۱۵ | ۱٫۱۳ |
| TFeO | ۴٫۱۶ | ۳٫۲۴ | ۲٫۵۲ | ۳٫۵۲ | ۴٫۳۸ | ۴٫۵۳ | ۲۸٫۶ | ۲۵٫۶ |
| MnO | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۹ | ۰٫۵ | ۰٫۹۵ |
| MgO | ۱٫۳ | ۰٫۷۵ | ۱٫۲۳ | ۰٫۴۴ | ۱٫۴۶ | ۱٫۱۶ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۲ |
| CaO | ۳٫۱۱ | ۵٫۰۲ | ۷٫۰۷ | ۳٫۰۵ | ۵٫۷۱ | ۶٫۳۲ | ۲۳٫۸ | ۲۴٫۴ |
| Na ₂ O | ۴٫۶ | ۵٫۳ | ۵٫۱ | ۴٫۷ | ۴٫۵ | ۵٫۴ | <۰٫۱ | <۰٫۱ |
| K ₂ O | ۲٫۲۹ | ۱٫۶۸ | ۲٫۷۴ | ۲٫۸ | ۲٫۳۵ | ۲٫۱۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ |
| P ₂ O ₅ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۶ | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱ | ۰٫۱۷ |
| L.O.I | ۲٫۰۵ | ۱ | ۰٫۹۵ | ۱٫۷ | ۱٫۳۸ | ۱٫۴۴ | ۱٫۶۷ | ۳٫۴۸ |
| Total | ۱۰۰٫۵۱ | ۱۰۰٫۳۸ | ۱۰۱٫۶۲ | ۱۰۰٫۸۹ | ۱۰۱٫۸۵ | ۱۰۱٫۹ | ۹۵٫۱۴ | ۹۹٫۴۳ |
| (ppm) | | | | | | | | |
| Ni | ۲۵ | <۵ | <۵ | <۵ | ۶ | <۵ | <۵ | <۵ |
| Ba | ۱۰۱۰ | ۸۴۰ | ۱۰۳۰ | ۱۰۵۰ | ۹۶۰ | ۱۰۶۰ | <۱۰ | ۱۰ |
| Rb | ۳۹٫۸ | ۳۷٫۳ | ۴۱٫۶ | ۳۶٫۹ | ۵۵٫۹ | ۴۴٫۷ | ۱٫۹ | ۱٫۱ |
| Sr | ۹۸۰ | ۹۴۰ | ۱۰۷۰ | ۹۶۰ | ۱۰۳۰ | ۱۴۲۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| Zn | ۸۱ | ۱۰۶ | ۱۰۷ | ۶۶ | ۷۳ | ۷۷ | ۹۵ | ۱۰۰ |
| Zr | ۹۷ | ۱۰۳ | ۱۳۳ | ۱۳۱ | ۱۰۵ | ۱۱۲ | ۶٫۶ | ۱۲٫۸ |
| Y | ۸٫۹ | ۱۰٫۸ | ۱۵ | ۶٫۳ | ۱۰٫۹ | ۱۰٫۵ | ۴٫۹ | ۹ |
| Nb | ۱۱ | ۶ | ۷ | ۸ | ۶ | ۶ | ۵ | ۸ |
| Ga | ۲۲ | ۲۱ | ۲۲ | ۲۱ | ۲۱ | ۲۲ | ۶ | ۶ |
| Co | ۴۰ | ۴۹٫۸ | ۶۷٫۸ | ۴۷٫۵ | ۶۰٫۸ | ۶۲٫۵ | ۴۱٫۲ | ۵۵ |
| Cu | ۶۵۲ | ۹۵۴ | ۴۳۴ | ۹۹۹ | ۲۷ | ۴۹ | >۱۰۰۰۰ | >۱۰۰۰۰ |
| Mo | <۲ | <۲ | <۲ | <۲ | <۲ | <۲ | ۲ | <۲ |
| Cs | ۰٫۷ | ۰٫۲ | ۰٫۴ | ۰٫۴ | ۰٫۷ | ۰٫۹ | ۰٫۲ | ۰٫۱ |
| Hf | ۳ | ۳ | ۳ | ۳ | ۳ | ۳ | <۱ | <۱ |
| Sn | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۳۲ | ۴۶ |
| Ta | ۱٫۲ | ۱٫۷ | ۱٫۷ | ۱٫۴ | ۱٫۵ | ۱٫۷ | ۱٫۲ | ۱٫۷ |
| Th | ۹٫۹ | ۷٫۱ | ۸٫۶ | ۱۳٫۱ | ۷٫۹ | ۱۲٫۵ | ۴٫۴ | ۴٫۸ |
| Tl | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ |
| U | ۱٫۷۷ | ۲٫۲۴ | ۲٫۸۲ | ۲٫۲۳ | ۲٫۸ | ۴٫۷۵ | ۱۵٫۲ | ۲۸ |
| V | ۶۰ | ۸۱ | ۸۸ | ۶۴ | ۹۰ | ۱۰۵ | ۴۹ | ۳۹ |
| W | ۶۷۷ | ۱۱۹۰ | ۱۲۰۰ | ۷۷۴ | ۱۰۳۰ | ۱۱۶۰ | ۱۰۰۰ | ۱۳۸۰ |
| La | ۲۰ | ۲۲٫۴ | ۲۶٫۶ | ۱۸٫۵ | ۲۲٫۱ | ۲۲٫۳ | ۲۳٫۵ | ۲۸٫۷ |
| Ce | ۳۳٫۶ | ۳۹٫۴ | ۴۹٫۱ | ۳۳٫۱ | ۳۹٫۸ | ۵۷٫۹ | ۱۰۵ | ۱۲۰ |
| Pr | ۴٫۱۲ | ۴٫۵۸ | ۵٫۶۲ | ۳٫۸۴ | ۴٫۵۸ | ۶٫۵۲ | ۱۲٫۳ | ۱۴٫۹ |
| Nd | ۱۵٫۴ | ۱۷٫۶ | ۲۲ | ۱۴٫۸ | ۱۷٫۶ | ۲۴٫۶ | ۳۹٫۳ | ۵۷ |
| Sm | ۲٫۸ | ۳٫۳ | ۳٫۸ | ۲٫۴ | ۳٫۲ | ۴٫۱ | ۳٫۶ | ۸٫۱ |
| Eu | ۰٫۶۶ | ۰٫۷۹ | ۱٫۰۵ | ۰٫۶۸ | ۰٫۸۳ | ۱٫۰۵ | ۱٫۶۶ | ۳٫۱۱ |
| Gd | ۲٫۱۵ | ۲٫۴۵ | ۲٫۹۴ | ۱٫۷۱ | ۲٫۲۵ | ۲٫۹۷ | ۱٫۶۴ | ۴٫۰۲ |
| Tb | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۳ | ۰٫۴۳ | ۰٫۲۴ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۱۷ | ۰٫۴۳ |
| Dy | ۱٫۵۴ | ۱٫۸ | ۲٫۳۹ | ۱٫۱ | ۱٫۷۵ | ۱٫۹۴ | ۰٫۹۷ | ۱٫۹۴ |
| Ho | ۰٫۲۸ | ۰٫۳۵ | ۰٫۴۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۳۵ | ۰٫۳۳ | ۰٫۱۶ | ۰٫۳ |
| Er | ۰٫۸۷ | ۰٫۹۵ | ۱٫۴۹ | ۰٫۶۶ | ۱٫۰۳ | ۰٫۹۲ | ۰٫۴۸ | ۰٫۸۱ |
| Tm | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ۰٫۲۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۹ |
| Yb | ۰٫۷ | ۰٫۸ | ۱٫۴ | ۰٫۷ | ۱ | ۰٫۹ | ۰٫۴ | ۰٫۵ |
| Lu | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۴ | ۰٫۲۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۸ |



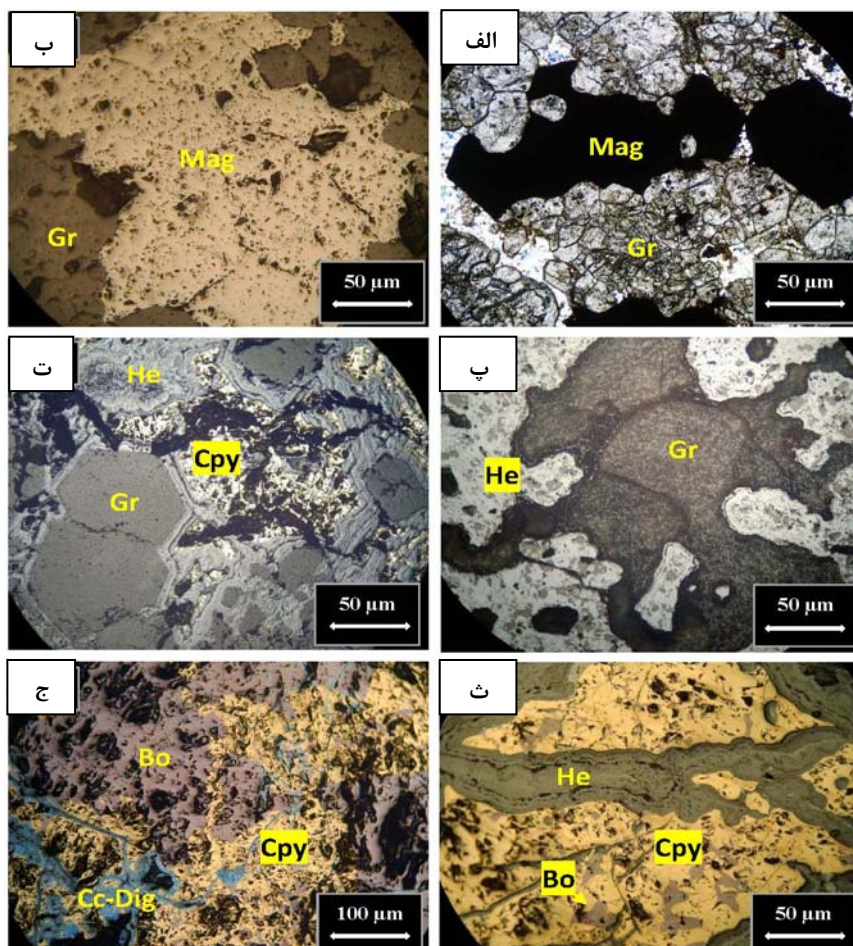
شکل ۲. (الف) بافت موزائیکی با پیوستگاه بین بلوری ۱۲۰ درجه نشانگر تبلور در شرایط تعادل بلورهای گارنت (Gr)، (ب و پ) گارنت با زون‌بندی نوسانی (ب) و شعاعی (پ) در زمینه کلسیت (Cal) در اسکارن پیش‌رونده، (ت) قطع شدگی داربست مانند اسکارن پیش‌رونده توسط اسکارن پس‌رونده، (ث)‌جانشینی گارنت با اپیدوت (Epi) و مگنتیت (Mag) در مرحله پس‌رونده پیشین، (ج) جانشینی اپیدوت با کلریت (Clr) در مرحله پس‌رونده پسین.

| کانی ها | مرحله دگرگونی - بی متاسوماتیسم (I) | دگرسانی متاسوماتیسمی و کانه زایی | | | | مرحله دگرسانی برونزاد |
|------------|------------------------------------|----------------------------------|----------------|-----------|--|-----------------------|
| | | مرحله پیش‌رونده (II) | مرحله پس‌رونده | | | |
| | | | پس‌رونده (III) | پسین (IV) | | |
| سیلیکات‌ها | گارنت (گرانادایت) | | | | | |
| | دیوپسید- هدنبرژیت | | | | | |
| | ترمولیت- اکتینولیت | | | | | |
| | اپیدوت | | | | | |
| | کلریت | | | | | |
| سولفیدها | کوارتز | | | | | |
| | پیریت | | | | | |
| | کالکوپیریت | | | | | |
| | بورنیت | | | | | |
| | کالکوسیت | | | | | |
| اکسیدها | دیژنیت | | | | | |
| | مگنتیت | | | | | |
| | هماتیت | | | | | |
| کربنات‌ها | گوئیتیت | | | | | |
| | کلسیت | | | | | |
| | مالاکیت- آزوریت | | | | | |

شکل ۳. توالی پاراژنزی مجموعه‌های کانیاپی در اسکارن دره‌زرشک.

بین سیال گرمایی با کانیهای اولیه اسکارنی و در واقع تأثیرکنترل بافتی و شیمیایی بر روی کانه‌زایی باشد، چرا که خنثی سازی (افزایش pH) سیال کانه‌دار در اثر برخورد با کلسیت و تا حدودی سیلیکات‌های کلسیمی بی‌آب، ناپایداری کمپلکس‌های عمدتاً کلریدی را به همراه داشته و باعث می‌شود تا سیال بار خود را به صورت کانسنگ اکسیدی و سولفیدی بر جای بگذارد. در پی اسکارن‌زایی و کانه‌زایی همزمان با آن، کانی‌سازی اکسیدی (هماتیت- گوتیت)، سولفیدی (کالکوسیت و دیژنیت) (شکل ۴ ج) و کربناتی مس (مالاکیت-آزوریت) در طی فرآیندهای سوپرژن در اسکارن دره‌زرشک رخ داده است. توالی پاراژنزی مجموعه‌های کانیایی شناسایی شده در اسکارن دره‌زرشک در شکل (۳) آمده است.

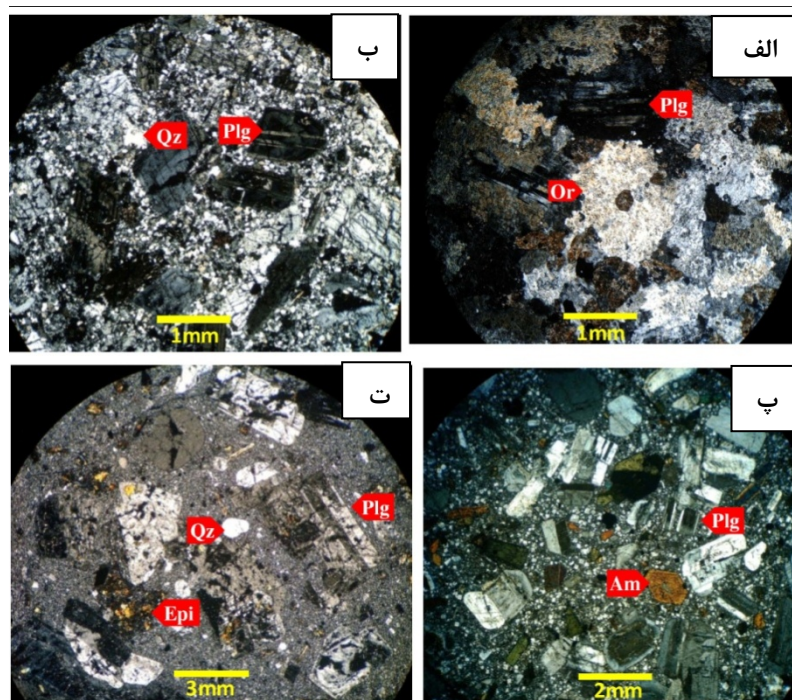
به نظر می‌رسد نهشت کانه‌ها با شروع مرحله دگرسانی پسروده آغاز شده باشد به طوری که مگنتیت به شکل شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت (شکل ۴ الف و ب) و در برخی نمونه‌ها به صورت توده‌ای جانشین گارنت شده است. هماتیت در پی تشکیل مگنتیت و در اثر دگرسانی پسروده کانیهای اولیه اسکارنی (گارنت و پیروکسن) (شکل ۴ پ) و یا در ادامه از طریق دگرسانی مگنتیت و کانیهای سولفیدی مس تشکیل شده است (شکل ۴ ت و ث). پیریت، کالکوپیریت و بورنیت اغلب در حفرات و شکستگی‌های اسکارن اولیه دیده می‌شوند (شکل ۴ ث)، این امر نشان‌دهنده نهشت کانیهای سولفیدی در مرحله دگرسانی پسروده و نقش عوامل ساختاری در نهشت آنهاست. نهشت کانه‌ها در زون اسکارن گارنت می‌تواند نتیجه واکنش



شکل ۴. الف و ب) مگنتیت (Mag) به صورت شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت، پ) تشکیل هماتیت (He) به خرج گارنت، ت) کالکوپیریت (Cpy) به شکل شکافه پرکن در فضای بین بلورهای گارنت و جانشینی کالکوپیریت از حاشیه توسط هماتیت، ث) جانشینی کالکوپیریت با هماتیت به صورت بافت کلوئیدی، ج) هم رشدی بورنیت (Bo) با کالکوپیریت و قطع شدن آن با رگچه‌های کالکوسیت-دیژنیت (Cc-Dig) در مرحله دگرسانی سوپرژن.

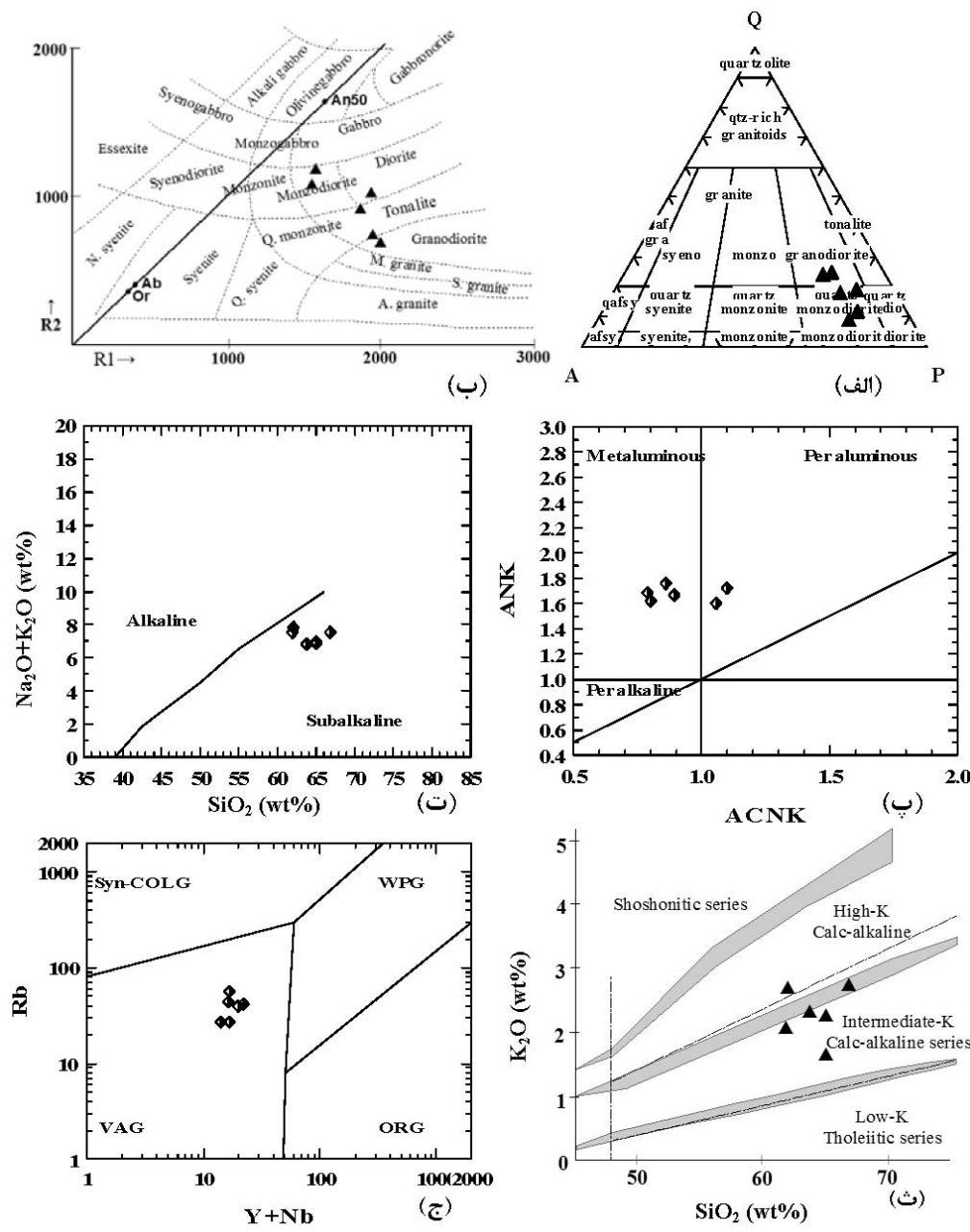
مرتبط با کانه‌زایی، بررسی توده‌های والد از نظر درجه سیرشدگی از آلومینیم است. درجه سیرشدگی مذاب از آلومینیم به ویژه در تعیین منشأ ماگمای گرانیتوئیدی به عنوان یک عامل مهم پذیرفته شده است. در نمودار A/CNK در برابر A/NK میانار و پیکولی [۸] که برای تعیین درجه سیرشدگی ماگما از آلومینیم به کار می‌رود، نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده آلومینیم متوسط تا پُرآلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب). در نمودار تمایزی سری ماگمایی (Na₂O+K₂O) در برابر SiO₂ ابروین و بارگار [۹] که محدوده کم قلیایی را از قلیایی جدا می‌کند، نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده کم قلیایی و در نمودار تمایز سری ماگمایی کم قلیایی K₂O در برابر SiO₂ لومتر و دیگران [۱۰] (خطهای شکسته جدا کننده محدوده‌های K بالا/متوسط/کم) و ریکوود [۱۱] (نام‌های درون پرانتز) تمامی نمونه‌ها در محدوده سنگهای سری کلسیمی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶ ت و ث). نمودار دو متغیره Rb در برابر (Y+Nb) پیرس و همکاران [۱۲] به گونه مؤثری گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) متمایز می‌کند. بر اساس این نمودار نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ج).

پetroگرافی و زمین شیمی توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک
در منطقه دره‌زرشک یک توده نفوذی اصلی وجود دارد که تحت عنوان استوک پورفیری دره‌زرشک شناخته می‌شود. بر اساس مشاهدات میدانی و میکروسکوپی در مجموعه این استوک طیف وسیعی از سنگهای آذرین با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزودیوریت به چشم می‌خورد (شکل ۵). نامگذاری سنگهای گرانیتوئیدی منطقه با استفاده از نمودار QAP اشتریک‌ایزن [۵] نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در محدوده کوارتزومونودیوریت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). برای پرهیز از این انتقاد که داده‌های درصد وزنی اکسید به خوبی توزیع کاتیون‌ها در یک نمونه را نمی‌نمایاند، برخی پژوهشگران ترجیح می‌دهند که ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون‌ها محاسبه کنند [۶]. بر این اساس نمودار R1-R2 دولارش [۷] که یک نمودار جامع برای رده‌بندی سنگهای آذرین نفوذی بر پایه نسبت‌های کاتیونی بر حسب میلی کاتیون است، ترسیم شد (شکل ۶ ب). مزیت استفاده از این نمودار نسبت به دیگر نمودارهای طبقه‌بندی سنگهای آذرین استفاده از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی است. بر اساس این نمودار، گرانیتوئید دره‌زرشک در محدوده‌های سنگ شناختی دیوریت، مونودیوریت، تونالیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۶ ب). یکی از روشهای مطالعه توده‌های نفوذی



شکل ۵. طیف سنگهای آذرین موجود در منطقه Plg: پلاژیوکلاز - Or: اورتوکلاز - Qz: کوارتز - Am: آمفیبول - Epi: اپیدوت.

(الف) گرانیت، (ب) گرانودیوریت، (پ) کوارتز دیوریت و (ت) داسیت.



شکل ۶. الف و ب) رده بندی سنگ‌شناختی، (پ) درجه سیر شدگی از آلومینیم، (ت و ث) سری ماگمایی، (ج) جایگاه زمین‌ساختی سنگهای آذرین منطقه دره زرشک

بحث و بررسی

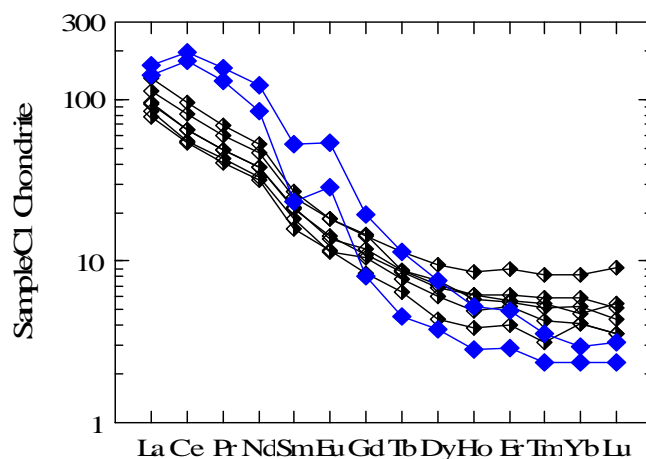
زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی

طی متاسوماتیسم اسکارنی معمولاً غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی (REEs) رخ می‌دهد [۱۳]. از این رو بررسی عناصر کمیاب خاکی در اسکارنها کمک زیادی به شناخت منشأ سیالات و فرآیندهای دگرسانی تشکیل‌دهنده اسکارن می‌کند. رفتار عناصر REE طی برهمکنش سنگ با سیال و تشکیل اسکارن بسیار پیچیده است. از همین رو مطالعات دقیقی برای

درک صحیح رفتار عناصر REE در سامانه‌های اسکارنی لازم است. توزیع عناصر کمیاب خاکی در فرآیندهای اسکارن‌زایی عمدتاً توسط سه عامل کنترل می‌شود [۱۴]: (۱) غلظت REE در سنگ اولیه، (۲) غلظت REE در سیال گرمابی و (۳) قابلیت آزادسازی و تحرک این عناصر طی فرآیند دگرسانی. مدل‌ها و مطالعات تجربی نشان داده است که تحرک عناصر REE تا حد زیادی به نسبت بین آب و سنگ (با ماگما) و حضور آنیونهای

با توجه به پایین بودن محتوای REEها در سنگهای آهکی و شباهت الگوی رفتاری این عناصر در توده نفوذی و اسکارن‌های همراه با آن می‌توان گفت که منشأ REEها در اسکارن‌ها عمدتاً توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک بوده است. بی‌هنجاری مثبت و بالای Eu در اسکارن‌های دره‌زرشک به محیط و شرایط اکسایشی محلولهای گرمابی مربوط می‌شود. این بی‌هنجاری به شکل بسیار خفیف در الگوی REEهای توده نیز دیده می‌شود. شواهد پتروگرافی و مجموعه‌های کانیاپی نیز گویای شرایط نسبتاً اکسایشی محیط تشکیل اسکارن دره‌زرشک هستند. تفاوت اساسی در الگوی عناصر کمیاب خاکی میان توده و اسکارن همراه با آن، بالاتر بودن نسبت LREE/HREE در اسکارن نسبت به توده است. غنی‌شدگی بیشتر LREE در اسکارن نسبت به توده را می‌توان در ارتباط با تحرک بالاتر و غنی‌شدگی بیشتر این عناصر در سیال گرمابی دانست. بی‌هنجاری مثبت و بالاتر Eu در اسکارن نسبت به توده را می‌توان به شرایط اکسایشی‌تر محیط تشکیل اسکارن نسبت داد. ممکن است باز بودن سیستم در شرایط متاسوماتیسم و مشارکت آبهای جوی (که دارای شرایط اکسایشی‌تری هستند) در سیال متاسوماتوز کننده دلیل اکسایشی بودن محیط تشکیل اسکارن باشد.

کمپلکس‌ساز موثر مانند کربنات، فسفات و فلورید در محلول وابسته است [۱۵]. پیش‌بینی رفتار Eu در سیالات گرمابی در مقایسه با سایر عناصر کمیاب خاکی به دلیل الکترووالانس متغیر آن دشوارتر است. به همین دلیل تفسیر بی‌هنجاریهای Eu در کانیه‌های گرمابی بحث‌برانگیز است. کریزی [۱۶] نقش شرایط اکسایش- کاهش محلولهای گرمابی را در پیدایش بی‌هنجاری Eu در اسکارن‌ها بسیار مهم می‌داند. بر اساس مطالعات ایزوتوپی [۱۷] و میانبارهای سیال [۱۸] سیالات گرمابی مسؤول تشکیل اسکارن‌ها و کانسارهای همراه دارای منشأ عمدتاً ماگمایی هستند. بر این اساس و با توجه به این واقعیت که محتوای REE سنگهای آهکی پایین است، و نیز این مساله که REE اسکارن‌ها تغییرات منظمی را از سمت توده به خارج نشان می‌دهند، می‌توان گفت که REE اسکارن‌ها و توده‌های همراه عمدتاً از منبع ماگمایی نشأت گرفته‌اند. مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون اسکارن با الگوی این عناصر در توده نفوذی دره‌زرشک گویای شباهت الگوی رفتاری این عناصر در هر دو سنگ است. به طوری که مجموع REEها در هر دو بالا و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) مشاهده می‌شود (شکل ۷).



شکل ۷. مقایسه الگوی رفتاری عناصر کمیاب خاکی میان گرانیتوئید و اسکارن (♦) دره‌زرشک.

نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مس، آهن و طلا بر اساس ماینرت [۳] ترسیم شده‌اند.

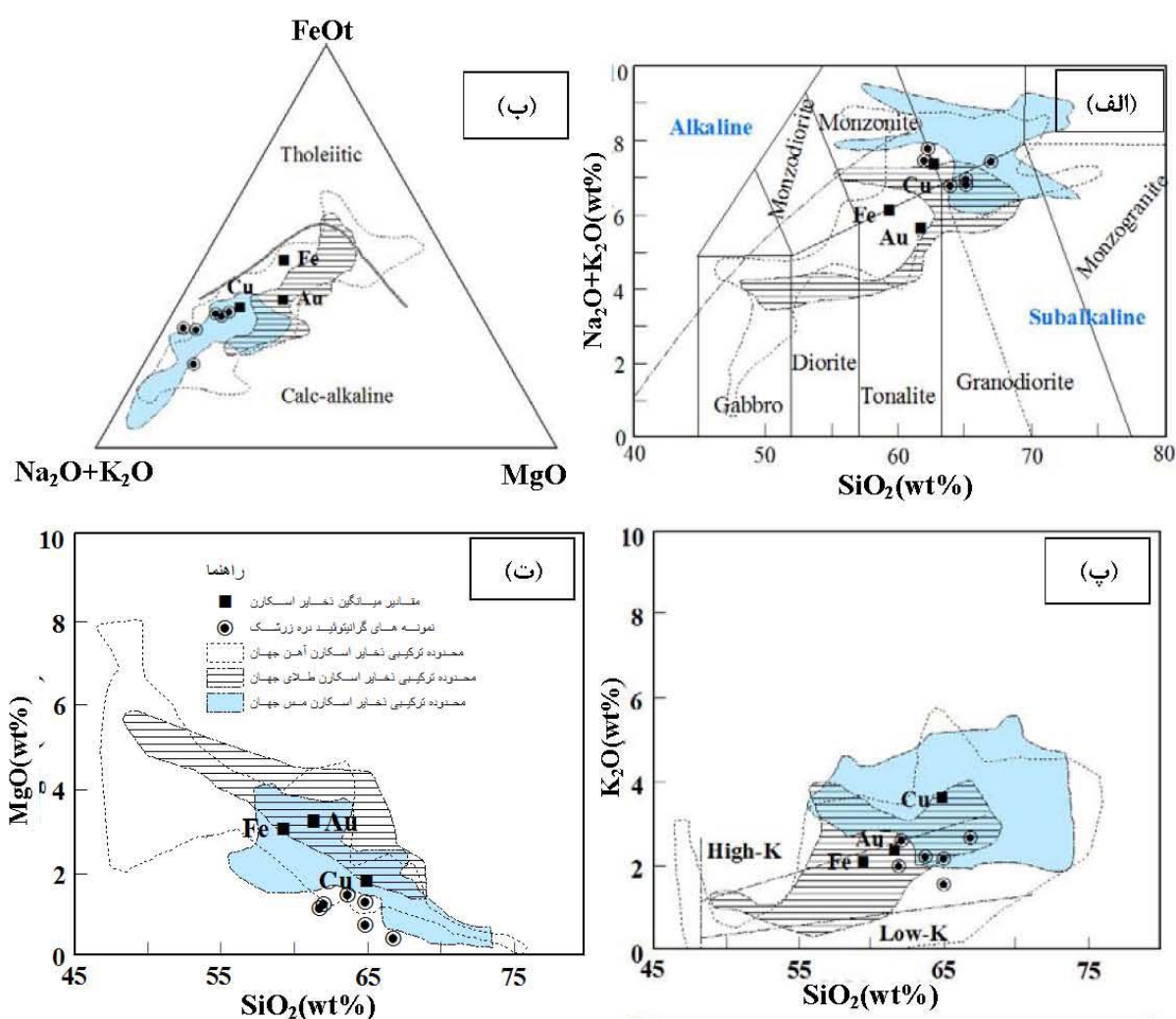
در نمودار $(Na_2O + K_2O)$ در برابر SiO_2 میدلموست [۱۹] نمونه‌ها در محدوده مونزونیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). در این نمودار وقتی ترکیب توده نفوذی را با پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های فلزات پایه مقایسه می‌کنیم

مقایسه زمین‌شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل کانه‌زایی

داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی توده نفوذی دره‌زرشک بر روی نمودارهای مختلف هارکر رسم شدند. در این نمودارها مقادیر میانگین و محدوده‌های ترکیبی توده‌های

همراه با اسکارن‌های مس و آهن دارای محتوای K_2O متوسط تا بالا هستند (شکل ۸ پ). غنی‌شدگی کم در محتوای K_2O از ویژگی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس است [۳]. در نمودار MgO در برابر SiO_2 (شکل ۸ ت)، توده نفوذی دره‌زرشک دارای مقدار MgO شبیه به توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس و آهن است.

تمام نمونه‌ها در محدوده پلوتون‌های همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار AFM ایروین و بارگار [۹] سنگ‌های نفوذی منطقه کلسیمی-قلیایی هستند. این ویژگی مشخصه بیشتر پلوتون‌های همراه با ذخایر اسکارن می‌باشد [۳]. در این نمودار نیز گرانیتوئید دره‌زرشک در محدوده اسکارن‌های مس و آهن قرار می‌گیرد (شکل ۸ ب). تمام نمونه‌های گرانیتوئید دره‌زرشک همانند توده‌های نفوذی

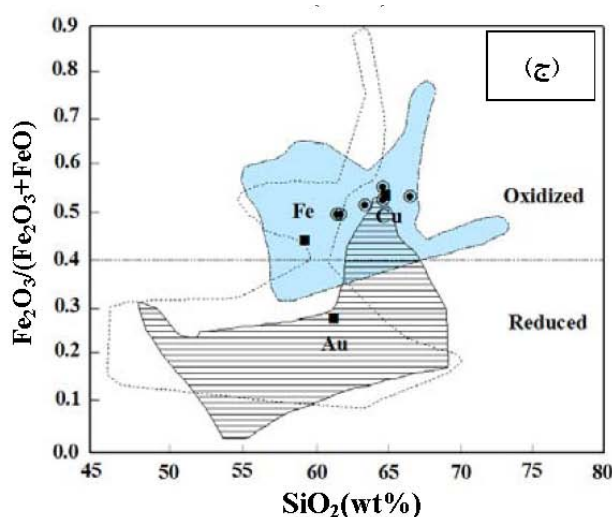


شکل ۸. الف تا ت) موقعیت توده نفوذی دره‌زرشک در محدوده گرانیتوئیدهای اسکارن‌های مس، آهن و طلا در نمودارهای عناصر اصلی؛ محدوده‌های ترکیبی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن بر گرفته از ماینرت [۱۳] هستند و برای مقایسه آورده شده‌اند.

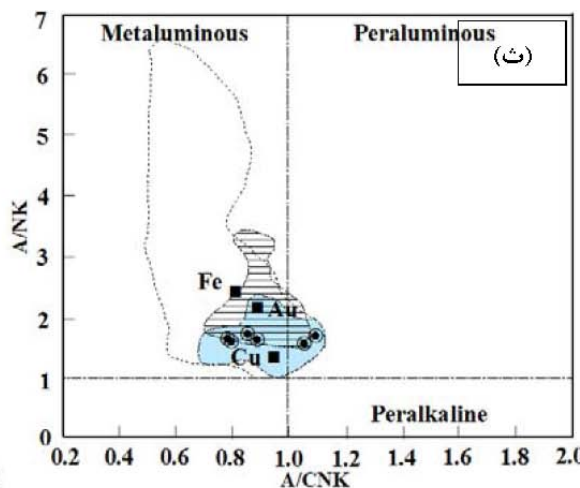
مختلف از نظر شرایط اکسایش و کاهش با هم متفاوتند. مقایسه میانگین توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌ها نشان می‌دهد که توده‌های همراه با اسکارن‌های Au بیشتر کاهیده و توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های Fe و Cu بیشتر اکسیده هستند (شکل ۸ ج). در نمودار $(Fe_2O_3)/(Fe_2O_3+FeO)$ در

در نمودار A/NK در برابر A/CNK ماینر و پیکولی [۸] نمونه‌های دره‌زرشک در مجاورت خط تقسیم کننده توده‌های نفوذی آلومینیم متوسط و پرآلومینیمی قرار می‌گیرند و از این نظر مشابه توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن هستند (شکل ۸ ت). گرانیتوئیدهای اسکارن‌های عناصر

می‌گیرد (شکل ۸ ج).



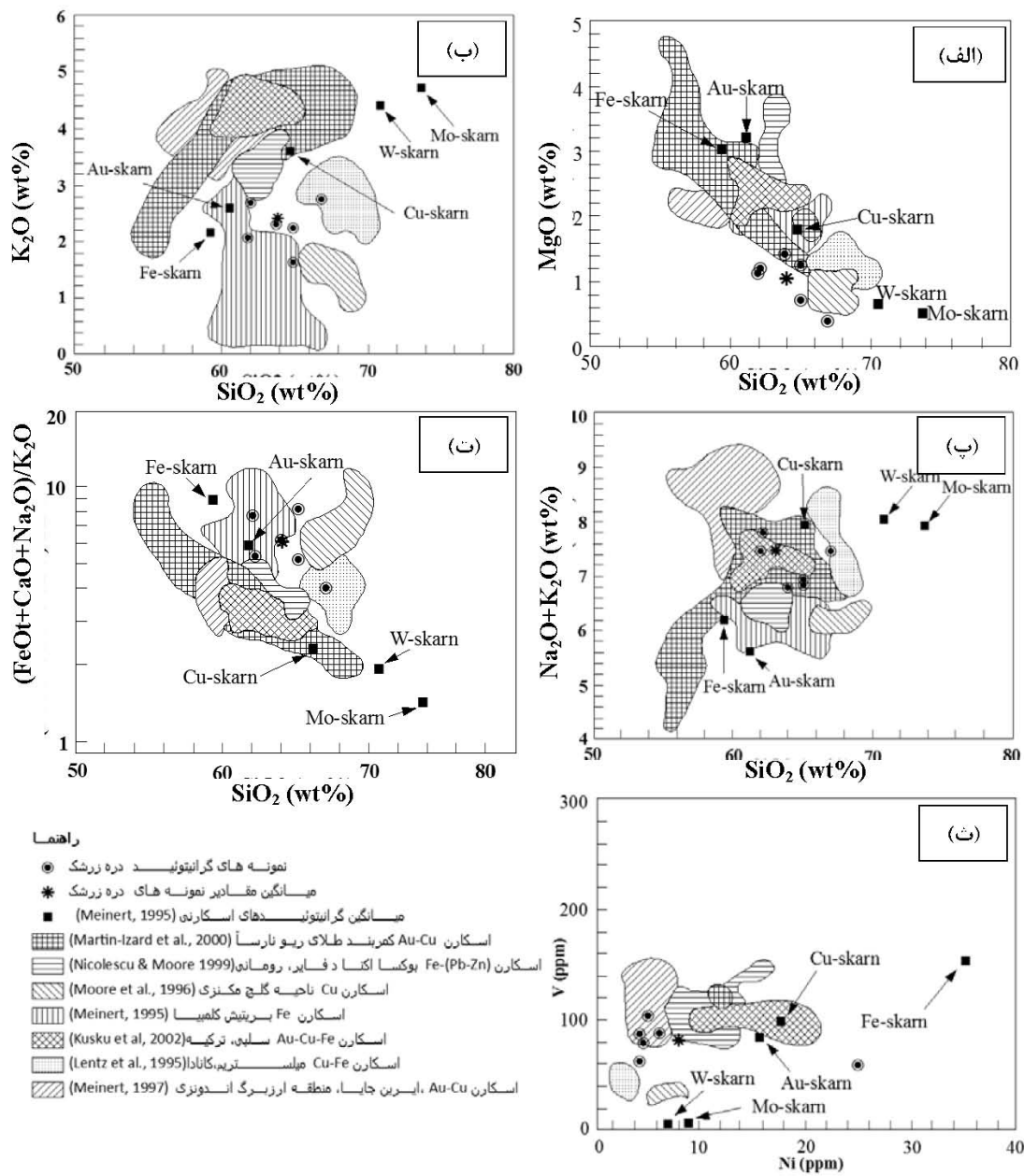
برابر SiO_2 ، الگوی پراکندگی نمونه‌های گرانیتوئیدی دره‌زرشک در محدوده اکسیدی و نزدیک به اسکارن‌های مس و آهن قرار



شکل ۸. ث و ج) موقعیت توده نفوذی دره‌زرشک در محدوده گرانیتوئیدهای اسکارن‌های مس، آهن و طلا در نمودارهای عناصر اصلی؛ محدوده‌های ترکیبی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های مس، طلا و آهن بر گرفته از ماینرت [۱۳] هستند و برای مقایسه آورده شده‌اند.

به ترتیب $۲/۱\%$ ، $۳/۶\%$ و $۲/۵\%$ گزارش شده است [۳]. میانگین K_2O توده نفوذی دره‌زرشک $۲/۳۲\%$ ، یعنی نزدیک به میانگین اسکارن‌های طلاست. الگوی پراکندگی داده‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 پیرامون اسکارن‌های Fe و Fe-Cu است (شکل ۹ ب). بنابراین با توجه به فراگیری نمونه‌ها در نزدیکی میانگین اسکارن‌های طلا، اسکارن‌های دره‌زرشک ممکن است علاوه بر Fe و Cu از نظر پتانسیل طلا نیز حائز اهمیت باشند. در نمودار مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 ، الگوی پراکندگی نمونه‌های دره‌زرشک در محدوده اسکارن‌های Au-Cu و Au-Cu-Fe قرار می‌گیرد (شکل ۹ پ). میانگین ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نمونه‌های دره‌زرشک حدود $۷/۲۶\%$ است و از این نظر قابل مقایسه با اسکارن‌های مس می‌باشد (میانگین مجموع قلیایی‌ها در اسکارن‌های مس، آهن و طلا به ترتیب $۷/۶\%$ ، $۶/۱\%$ و $۵/۶\%$ [۳] می‌باشد). بالا بودن محتوای قلیایی کل نمونه‌های دره‌زرشک می‌تواند ناشی از دگرسانی پتاسیک در توده نفوذی باشد. از نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ گرانیتوئیدهای اسکارنی نیز می‌توان برای تشخیص نوع اسکارن‌ها استفاده نمود. این نسبت برای گرانیتوئیدهای اسکارنی Fe، Cu و Au به ترتیب ۲، ۹/۲ و ۱ است [۳].

بر اساس مطالعات کاسکو و همکاران [۲] مشخص گردید که نمودارهای MgO در برابر SiO_2 ، K_2O در برابر SiO_2 ، $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 ، $(\text{FeO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 و V در برابر Ni بهترین تمایز بین گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، تنگستن و مولیبدن را نشان می‌دهند. بر همین اساس ترکیب شیمیایی و میانگین داده‌های زمین‌شیمیایی توده نفوذی دره‌زرشک بر روی نمودارهای مذکور ترسیم شد (شکل ۹) که در ادامه به تفسیر آنها پرداخته می‌شود. گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن در مقایسه با سایر اسکارن‌ها دارای MgO بالاتر و K_2O و SiO_2 کمتر هستند. میانگین MgO گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، طلا و مس به ترتیب در حدود ۳% ، $۳/۲\%$ و $۱/۸\%$ است [۳]. میانگین MgO توده نفوذی دره‌زرشک در حدود ۱% ، یعنی نزدیک به اسکارن‌های مس قرار می‌گیرد (شکل ۹ الف). الگوی پراکندگی گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در نمودار MgO در برابر SiO_2 نیز پراکنش آنها را پیرامون اسکارن‌های Cu و Au-Cu نشان می‌دهد (شکل ۹ الف). بنابراین می‌توان گفت که گرانیتوئیدهای دره‌زرشک می‌توانند همراه با اسکارن‌های مس یا مس-طلا باشند. میانگین K_2O گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس و طلا



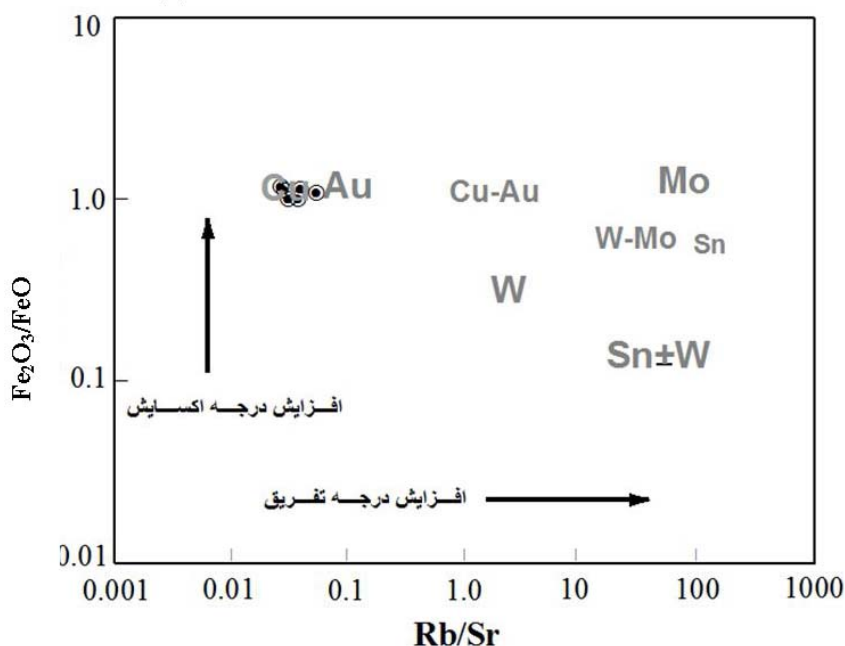
شکل ۹. الف تا ث) مقایسه گرانیتوئیدهای مولد اسکارن دره زرشک با گرانیتوئیدهای اسکارنی بزرگ دنیا در نمودارهای هارکر (مرجع میانگین‌ها و محدوده‌های اسکارنی در راهنمای شکل آورده شده است).

در اسکارن‌های مس، ۸۵ و ۱۶ و در اسکارن‌های طلا، ۹۹ و ۱۸ ppm است [۳]. میانگین مقادیر V و Ni در نمونه‌های دره زرشک در حدود ۸۱/۳۳ و ۹ ppm است و از این نظر نزدیک به اسکارن‌های مس و طلا است (شکل ۹ ث). فراوانی نسبی فلزی در ماگماها، و انواع کانسارهای مرتبط با توده‌های نفوذی، تابعی از تکامل ترکیبی، تفریق و حالت اکسایش است. برای مثال اسکارن‌های Cu-Au با سنگهای گرانیتوئیدی تکامل

این نسبت در گرانیتوئیدهای دره زرشک حدود ۲/۳۲ است که بسیار نزدیک به نسبت‌های گرانیتوئیدهای اسکارنی مس و آهن است. در نمودار $(FeO+CaO+Na_2O)/(K_2O)$ در برابر SiO_2 مقدار میانگین توده نفوذی دره زرشک نزدیک میانگین گرانیتوئیدهای اسکارنی طلا و الگوی پراکندگی نمونه پیرامون گرانیتوئیدهای اسکارن‌های Fe، Cu-Fe، و Cu است (شکل ۹ ث). میانگین V و Ni در اسکارن‌های آهن به ترتیب ۱۵۲ و ۳۵،

گرانیتوئیدهای اکسیده کمی تکامل یافته و در محدوده اسکارن‌های Au-Cu قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

نیافته همراهند [۲۰]. نمونه‌های گرانیتوئیدهای دره‌زرشک در نمودار Fe_2O_3/FeO در مقابل Rb/Sr در ناحیه‌ی



شکل ۱۰. توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک در محدوده توده‌های نفوذی با درجه تفریق پایین و اکسیده قرار می‌گیرد و می‌تواند همراه با ذخایر مس و طلا باشد [۲].

نتیجه‌گیری

مجموعه کانی‌شناختی نسبتاً اکسیدی اسکارن‌های دره‌زرشک (گارت آن‌درادیتی، پیروکسن دیوپسیدی، مگنتیت و هماتیت)، مقایسه ترکیب شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی و بی‌هنجاری مثبت و بالای Eu در زون‌های اسکارنی و تا حدودی در توده نفوذی مولد اسکارن نشان می‌دهد که اسکارن‌های دره‌زرشک در محیطی اکسایشی و طی دگرسانی متاسوماتیسمی تشکیل شده‌اند.

توده گرانیتوئیدی دره‌زرشک دارای ماهیت کم‌قلیایی، کلسیمی‌قلیایی و پر آلومینیم تا آلومینیم متوسط است که در یک موقعیت زمین‌ساختی کمان ماگمایی جایگیری شده است. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناختی گرانودیوریتی تا کوارتز دیوریتی است. این ویژگیها، مشخصه‌ی بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان هستند.

مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی در زون‌های اسکارنی با الگوی این عناصر در توده نفوذی دره‌زرشک گویای شباهت الگوی رفتاری این عناصر در هر دو سنگ است، به طوری که در هر دو مجموع REE‌ها بالا و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREEs) مشاهده می‌شود. بر این اساس می‌توان گفت که REE اسکارن‌ها دارای خاستگاه ماگمایی هستند.

ویژگیهای زمین‌شیمیایی گرانیتوئید دره‌زرشک مشابه بسیاری از گرانیتوئیدهای اسکارنی، مس، آهن-مس، آهن-مس-طلاست. این نشان می‌دهد که اسکارن‌های دره‌زرشک می‌توانند از نظر پتانسیل مس، آهن و طلا حائز اهمیت باشند.

منابع

- [1] Kuscu I., "Geochemistry and mineralogy of skarns in the Celebi district (Kirikkale, Turkey)", Turkish Journal of Earth Sciences 10 (2001) 121–13.
- [2] Kuscu I., Kuscu G.G., Meinert L.D., Floyd P.A., "Tectonic setting and petrogenesis of the Celebigranitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarngranitoids" Journal of Geochemical Exploration 76 (2002) 175–194.
- [3] Meinert L.D., "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits—chemical evidence for a genetic connection

- [12] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [13] Smith M., Henderson P., Long J., Williams C.T., "REE and Uranium in Skarn Garnets and Other Phases: Constraints on the Transport of U and REE in Skarn Forming Fluids", *Journal of Conference Abstracts* 5 (2000) 941.
- [14] Alderton D.H.M., Pearce J.A., Potts P.J., "Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England", *Earth Planet. Sci. Lett* 49 (1980) 149-165.
- [15] Taylor R.P., Fryer B.J., "Rare earth element litho geochemistry of granitoid mineral deposits", *Rare Earth Geochemistry* 76 (1983) 74-84.
- [16] Cressey G., "Skarn formation between metachalk and agglomerate in the central Ring Complex, Isle of Aran, Scotland", *Mineral Mag. J* 51(1987) 231-246.
- [17] Liu Y., Cao L., Li Z., "Elements Geochemistry", Beijing: Science Press (1984) 6-215.
- [18] Ling Q., Liu C., "Behavior of the REE and other trace elements during fluid-rock interaction related to ore-forming processes of the Yiishan transitional deposit in China", *Geochemical journal* 46(2002)433-463.
- [19] Middlemost E., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earthscience Reviews* 37 (1994) 215-224.
- [20] Blevin P.L., "Metallogeny of granitic rocks-The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis", *Geoscience Australia* (2004) 1-4.
- between petrogenesis and mineralization", Thompson, J.F.H. (Ed.), Mineralogical Association of Canada. Short Course Series 23 (1995) 401-418.
- [4] Zarasvandi A. R., "Magmatic and structural controls on localization of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Yazd province, Iran", Ph.D. thesis, university of Shiraz (2005) 235.
- [5] Streckeisen A., Le Maitre R.w., "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks", *Neues Jahrb. Mineral. Abh* 136 (1979) 169-206.
- [6] Rollinson H. R., "Using geochemical data", Longman Scientific & Technical (1993).
- [7] De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships and current nomenclature", *Chemical geology* 29 (1980) 183-210.
- [8] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discriminations of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101(1989) 636-643.
- [9] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523-548.
- [10] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.r., Zanettin B., "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell, Oxford (1989).
- [11] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", *Lithos* 22 (1989) 247-263.