

خاستگاه ماگمایی کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون براساس شواهد ژئوشیمیایی و داده‌های ایزوتوپی

غلامرضا میرزابابایی^{۱*}، محمد یزدی^۲، محمد قنادی‌مراغه^۳، مهرداد بهزادی^۴، محمدرضا رضوانیان‌زاده^۵

۱-دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲-استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳-استاد، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی

۴-دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۵-استادیار، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۴/۲۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۱/۲۹

چکیده

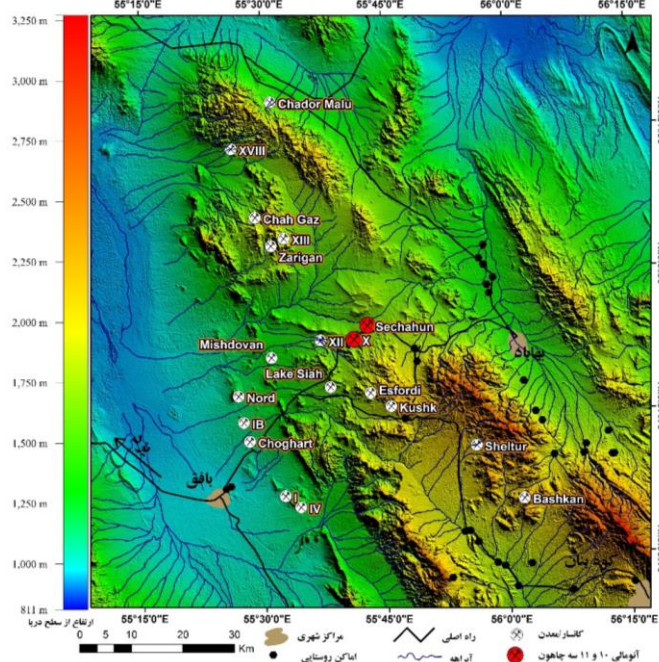
بررسی الگوی ژئوشیمیایی پراکندگی عناصر کمیاب و نادر خاکی در سنگ‌های متأثر از متاسوماتیسم حاکی از یک منشأ ماگمایی برای کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون است. بررسی الگوهای تمرکز عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت و جبه اولیه در سنگ‌های ریولیتی میزبان که در موقعیت فرورانش تشکیل شده‌اند و مقایسه این الگوها با الگوهای نظیر برای زون کانه‌زایی Th-REE نیز تأییدی بر این مسئله است که منشأ Th-REE در واقع همان ماگمای ریولیتی یا اتاق ماگمایی است که ماگمای ریولیتی از آن مشتق شده است. این مسئله با داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن که از طریق بررسی ایزوتوپ‌های پایدار در کانی اکتینولیت پاراژن با کانی‌های میزبان REE و Th به دست آمده نیز تأیید شده است. کانی‌های توریم شامل هوتونیت و توریت می‌باشند. نتایج آنالیز ایزوتوپی اکسیژن سیال در تعادل با اکتینولیت پاراژن با هوتونیت و توریت ۶/۶۵ تا ۷/۷۱ پرمیل برآورد شد که در محدوده ترکیب ایزوتوپی اکسیژن ماگمایی (۱۰ تا ۶ پرمیل) قرار می‌گیرد. نتایج آنالیز ایزوتوپی هیدروژن سیال در تعادل با اکتینولیت نیز ۷۳/۲۹- تا ۴۲/۰۴- پرمیل محاسبه گردید که در محدوده ترکیب ایزوتوپی هیدروژن ماگمایی (۵۰- تا ۸۰- پرمیل) قرار گرفت.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی Th-REE، متاسوماتیسم، ایزوتوپ‌های پایدار، منشأ ماگمایی، کانسار سه‌چاهون.

مقدمه

حال بسیاری از کانسارهای تشکیل شده در این منطقه و حتی مناطقی خارج از این کانسارها در بردارنده رخدادهایی مشترک می‌باشند. زون متاسوماتیزه برشی یکی از موارد مشهود در برخی از کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق مانند چغارت (خشنودی، ۱۳۹۵) و سه‌چاهون (میرزابابی، ۱۳۹۶) می‌باشد که دارای مقادیر معتناهی فلدسپار، اکتینولیت، مگنتیت و کانی‌های میزبان REE و Th است. کانه‌زایی عناصر نادر خاکی نیز از جمله ویژگی‌های زمین‌شناختی و اقتصادی کانسار سه‌چاهون است که در گذشته مورد بررسی قرار گرفته است (بنیادی و دیگران، ۲۰۱۱). با این حال منشأ Th-REE بویژه Th به طور خاص مورد بررسی قرار نگرفته است. در این پژوهش منشأ REE و Th با استفاده از نتایج آنالیز ژئوشیمیایی از سنگ‌های میزبان عناصر مذکور و نیز داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن اکتینولیت پاراژن با کانی‌های میزبان این عناصر مورد بررسی قرار گرفته است.

کانسار سه‌چاهون در قسمت مرکزی منطقه بافق و بین عرض‌های $30^{\circ} 52' 31''$ تا $30^{\circ} 54' 31''$ شمالی و بین طول‌های $55^{\circ} 41' 55''$ تا $53^{\circ} 55' 43''$ شرقی قرار گرفته است. این کانسار در ۴۵ کیلومتری شرق بافق و ۳۵ کیلومتری غرب بهباد قرار گرفته است (شکل ۱). منطقه بافق میزبان بزرگترین کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ایران بوده که توسط بسیاری از زمین‌شناسان مورد مطالعه قرار گرفته است (حقی پور، ۱۹۷۷؛ رضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ رجبی و دیگران، ۲۰۱۴؛ خشنودی و دیگران، ۲۰۱۷؛ دیمیر و دیگران، ۲۰۱۸). تاکنون دو مدل زمین‌شناختی برای نحوه تشکیل اینگونه کانسارها در این منطقه ارائه شده است. (۱) مدل کایرونا که در آن تشکیل کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق وابسته به فرایندهای ماگمایی است (فورستر و جعفرزاده، ۱۹۹۴؛ جامی، ۲۰۰۵؛ تراب، ۲۰۰۷؛ ۲) مدل آهن نواری تیپ راپیتان (محسنی، ۱۳۸۶؛ آفتابی و دیگران، ۲۰۰۹). با این



شکل ۱: نقشه جغرافیایی-ارتفاعی منطقه معدنی بافق و موقعیت کانسار سه‌چاهون در این منطقه

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی منشأ کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون، نمونه‌برداری از لیتولوژی‌های مختلف از جمله ریولیت میزبان کانسار، دایک‌های بازیک، کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و زون متاسوماتیک صورت گرفت. به منظور انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی، تعداد ۱۸ نمونه سنگ متاسومات و میزبان کانی‌های REE-Th در دو مرحله مورد آنالیز قرار گرفتند. جهت تعیین عیار اکسیدهای عناصر اصلی، نمونه‌ها به روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت‌شده القایی-نشر نوری (ICP-OES) در آزمایشگاه جابر ابن حیان سازمان انرژی اتمی تجزیه شدند. این نمونه‌ها برای تعیین عیار عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآما تجزیه شدند. علاوه بر تعداد ۷ نمونه مورد آنالیز در این پژوهش، نتایج آنالیز سنگ‌های ریولیتی در پژوهش‌های قبلی (تعداد چهار نمونه، میرزایی، ۲۰۱۴) نیز در بررسی محیط زمین‌ساختی کانسار سه‌چاهون، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در بررسی‌های صحرائی، مشخص گردید که اکتینولیت از مهم‌ترین و در واقع فراوان‌ترین کانی هیدروکسیل‌دار در کانسار سه‌چاهون و در بخش متاسوماتیزه و همراه با کانه‌زایی Th-REE است که دارای ارتباط پاراژنتیک با کانی‌های میزبان عناصر کمیاب از جمله سیلیکات‌های توریم است. در مطالعات کانی‌شناسی بر روی مقاطع نازک و نازک صیقلی نیز این موضوع دریافت گردید. بدین منظور تعداد ۵ نمونه از نمونه‌های سنگی برداشت شده از کانسار سه‌چاهون جهت انجام مطالعات ایزوتوپی انتخاب گردیدند. بلورهای اکتینولیت از نمونه‌های سنگی جدا شده و جهت آنالیز ایزوتوپی O و H،

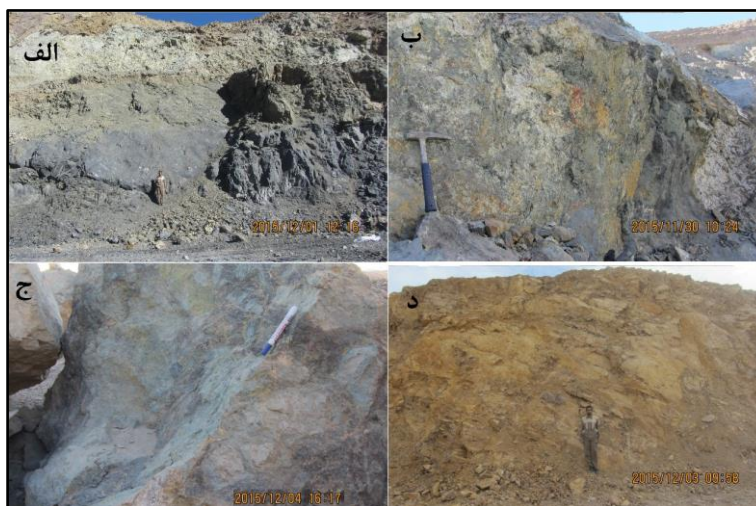
به آزمایشگاه آنالیز ایزوتوپی دانشگاه اورگن در ایالات متحده ارسال شدند. پروتکل آزمایشگاه شامل خلأ، خشک نمودن نمونه‌ها و استاندارد کردن در آن خلأ در دمای ۱۵۰۴ درجه سانتیگراد برای ۱۲ تا ۲۴ ساعت می‌باشد که به دنبال آن فوراً بارگذاری و پاکسازی توسط گاز حامل He در نمونه‌بردار خودکار صورت می‌گیرد. داده‌های ایزوتوپی به صورت $\delta^{18}\text{O}$ و δD نسبت به استاندارد V-SMOW (میانگین آب اقیانوسی استاندارد وین) ارائه شده است.

زمین‌شناسی منطقه بافق و کانسار سه‌چاهون

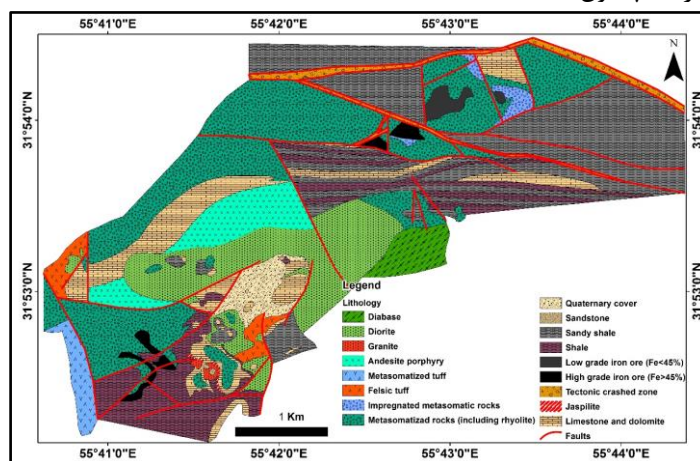
بر مبنای خصوصیات چینه‌شناختی و زمین‌شناختی در واحد آتشفشانی-رسوبی در منطقه ایران مرکزی، دو توالی قابل تشخیص می‌باشد (رجبی و دیگران، ۲۰۱۴؛ ۱) توالی آتشفشانی-رسوبی زیرین که مشخصه آن شامل رسوبات آواری درشت دانه، سنگ‌های آذرآواری مختلف و ولکانیسم دو منشئی است. این توالی در نواحی نارینگان، اسفوردی، لکه‌سیاه و زریگان رخنمون دارد. (۲) توالی رسوبی فوقانی مربوط به مرحله فرونشست (پس از ریفت) متشکل از شیل‌های کربناتی، سیلتستون‌ها و کربنات‌ها با مقادیر اندکی سنگ‌های توفی. براساس رجبی و دیگران (۲۰۱۴) طی توالی اول کانسارهای آهن‌مگنز برون‌دمی چینه‌سان با میزبان توف همچنین کانسارهای آهن-آپاتیت نوع کایرونا تشکیل شده‌اند. کانسارهای چینه‌سان مزبور (مانند نارینگان) در ارتباط با ولکانیسم ریولیتی زیردریایی پیشین و متعلق به فاز ریفتی هستند در صورتیکه انواع مگنتیت-آپاتیت (مانند چغارت، چادرملو، سه‌چاهون و ...) وابسته به فعالیت‌های گرمایی هستند که به طور مستقیم در ارتباط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن قوس می‌باشند. کانسار

دولومیتی و شیل میزبانی شده که مبین قسمت میانی سازندی است که سامانی (۱۹۹۳) آنرا سازند ساغند نام نهاده است. هم توده‌های معدنی و هم سنگ‌های میزبان توسط گسل‌های عادی با روند شرقی-غربی قطع شده‌اند (شکل ۳).

سه‌چاهون از دو توده معدنی بزرگ با نام آنومالی ۱۰ و آنومالی ۱۱ تشکیل شده است. کانسنگ مگنتیتی (شکل ۲ الف) در این کانسار توسط توف ریولیتی دگرسان (شکل ۲ ب)، ریولیت (شکل ۲ ج) و همچنین همراهانی از ماسه سنگ‌های خاص محیط‌های کم عمق، دولومیت (شکل ۲ د)، آهک



شکل ۲: الف) کانسنگ مگنتیت در آنومالی ۱۰ کانسار سه‌چاهون که با سنگ‌های متاسوماتیزه، میزبانی شده است. ب) توف ریولیتی در آنومالی ۱۰ کانسار سه‌چاهون که به ویژه در زون گسلی، به شدت دگرسان شده است. ج) سنگ ریولیتی در آنومالی ۱۱ کانسار سه‌چاهون که در بخش‌هایی سیمای برشی دارد. د) رخنمون سنگ دولومیت در بخش جنوبی آنومالی ۱۱ کانسار سه‌چاهون.



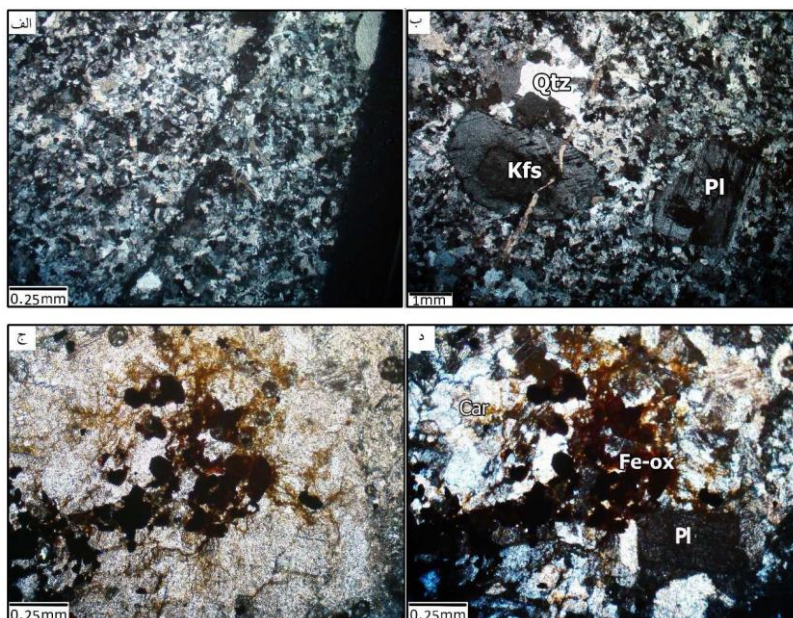
شکل ۳: نقشه ساده شده زمین‌شناسی کانسار سه‌چاهون (با تغییرات از بنیادی و دیگران، ۲۰۱۱؛ گزارش شرکت ملی فولاد، ۱۹۷۵).

ریولیت‌ها و توف‌های ریولیتی از مهم‌ترین سنگ‌های خروجی در کانسار سه‌چاهون هستند و به طور عمده در زیر رسوبات آبرفتی جوان مدفون بوده و رخنمون چندانی ندارند. براساس مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های ریولیتی (شکل ۴ الف) از کانی‌های پلاژیوکلاز کمی دگرسان شده به کربنات

پژوهش‌های دانش زمین

آهن مشاهده می‌شود (شکل ۴ ج و د) که ممکن است حاصل اکسیداسیون کانی‌های حاوی آهن در این سنگ‌ها باشد. علاوه بر رگچه‌های اکسیدی، رگچه‌هایی مرکب از سیلیس، کربنات و اکسید آهن نیز مشاهده می‌شود.

و کانی‌های رسی، آلکالی فلدسپار ریزدانه و کوارتز تشکیل شده‌اند اگرچه فقط در برخی مقاطع کانی‌های فلدسپار درشت هستند (شکل ۴ ب) اما این مسئله عمومیت ندارد. در این سنگ‌ها همچنین در برخی قسمت‌ها، رخدادهایی از اکسید



شکل ۴: الف (نور xpl): تصویر بخشی از مقاطع ریولیتی؛ ب (نور xpl): تصویر میکروسکوپی از بخشی از مقاطع نازک از سنگ‌های ریولیتی با کانی‌های فلدسپار و کوارتز. ج (نور ppl) و د (نور xpl): بخشی از مقطع سنگ ریولیت با اکسیدهای آهن در زمینه‌ای متشکل از فلدسپارها و کوارتز. پیچ‌های کربناتی در زمینه سنگی پراکندگی نشان می‌دهند. Pl: پلاژیوکلاز؛ Kfs: آلکالی فلدسپار؛ Qtz: کوارتز؛ Car: کربنات؛ Fe-ox: اکسید آهن (علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰).

سنگ ریولیتی میزبان کانسار نشان داده شده است و در شکل ۵ ب سیمای برشی در سنگ قابل مشاهده می‌باشد که در آن علاوه بر کانی‌های آلبیت (صورتی رنگ)، کانی‌های جدیدی مانند اپیدوت (سبز رنگ) نیز در زمینه سنگی قابل مشاهده هستند. مطالعات کانی‌شناسی (در مطالعه بنیادی، ۲۰۱۱ و پژوهش حاضر) نشان داده است که این سنگ‌های برشی میزبان معدودی از کانی‌های حاوی REE و Th از جمله موناژیت، هوتونیت و توریت هستند که نظیر آن در کانسارهای دیگر منطقه (مانند چغارت، خشنودی، ۲۰۱۷) نیز یافت می‌شود.

پدیده دگرزهادی (متاسوماتیسم) در کانسار سه‌چاهون

از مهم‌ترین خصوصیات مشترک در بسیاری از کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق، وجود اثراتی از پدیده متاسوماتیسم به ویژه در حاشیه این کانسارهاست (خشنودی و دیگران، ۲۰۱۷؛ خشنودی، ۱۳۹۵؛ میرزابابایی، ۱۳۹۶). این پدیده منجر به تشکیل کانی‌هایی مانند اکتینولیت، آلبیت، کلسیت، هوتونیت و توریت در خمیره‌ای شده که قطعاتی از سنگ‌های قدیمی‌تر آتشفشانی را در خود جای داده و سیمای برشی به سنگ داده است در شکل ۵ الف اثر متاسوماتیسم بر



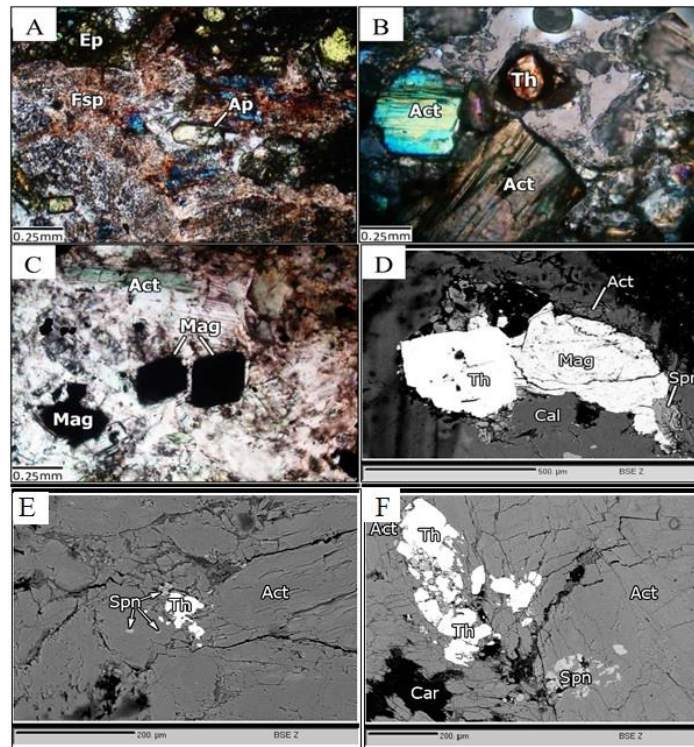
شکل ۵: الف) اثرات متاسوماتیسم بر سنگ ریولیتی میزبان. در این تصویر، سنگ اولیه تا حدودی قابل تشخیص است و رگچه‌هایی کوچک از کلسیت و کانی‌های آل‌بیت جوانتر از سنگ ریولیتی مشاهده می‌شوند. از نظر فیزیکی نیز سنگ هنوز استحکام خود را تا حدودی حفظ کرده است. ب) متاسوماتیسم و تشکیل برش. در این تصویر سنگی متأثر از متاسوماتیسم با درجات شدیدتر از سنگ موجود در تصویر ۵ الف مشاهده می‌شود. اطراف قله‌های اولیه توفی، کانی‌هایی مانند آل‌بیت و اپیدوت مشاهده می‌شوند. علائم اختصاری (ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰): Ab: آل‌بیت؛ Cal vnt: رگچه کلسیتی؛ Ep: اپیدوت.

سیلیکات‌های توریم، اسفن و کلسیت را نشان می‌دهد. گفتنی است که در پدیده دگرنهادی هم کانسنگ مگنتیت مورد تهاجم سیالات جوانتر قرار گرفته و هم سنگ میزبان ریولیتی متأثر از این سیالات بوده است.

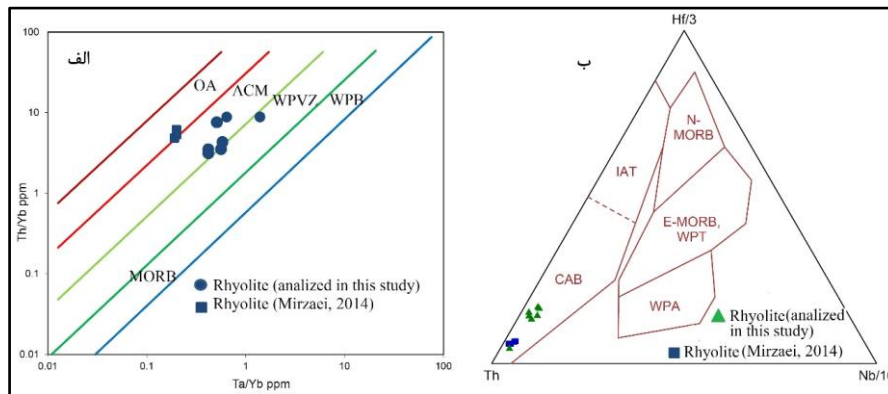
بررسی ژئوشیمیایی

بررسی دی‌گرام‌های زمین‌ساختی برای ریولیت‌های کانسار سه‌چاهون نشان می‌دهد که این ریولیت‌ها در منطقه فرورانش تشکیل شده‌اند. در نمودار شکل ۷ الف، سنگ‌های ریولیتی بر روی نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ (گورتن و اسکندل، ۲۰۰۰) در بخشی از نمودار قرار می‌گیرند که به وضوح در محدوده فرورانشی قرار دارد. هم قوس اقیانوسی و هم حاشیه قاره‌ای فعال هردو از محیط‌های بارز خاص مناطق فرورانش هستند. بر روی نمودار شکل ۷ ب نیز این سنگ‌ها در محیط‌های فرورانشی قرار گرفته‌اند.

به‌طور اجمالی کانی‌های موجود در زمینه سنگ برشی شامل آل‌بیت، آلکالی فلدسپار، اکتینولیت، مگنتیت، کلسیت، آپاتیت و کانی‌های REE و Th می‌باشند. این کانی‌ها در بخش متاسوماتیک کانسار به صورت پاراژنز تشکیل شده‌اند (شکل ۶). کانی‌های دیگری مانند اپیدوت نیز به صورت رگچه‌ای جوانتر و غیر پاراژنز در سنگ حضور دارند (شکل ۶ الف). کانی‌های هوتونیت و توریت دارای حاشیه تیره رنگ می‌باشند که ناشی از برجستگی زیاد در مطالعات کانی‌شناسی و همچنین پدیده پرتوایی در این کانی‌هاست (شکل ۶ ب). بین کانی‌های هوتونیت، توریت، اکتینولیت و مگنتیت ارتباط پاراژنتیکی وجود دارد (شکل ۶ ب و ج). در شکل ۶ د، تصویر BSE از همراهی پاراژنتیک سیلیکات توریم، مگنتیت، اسفن، اکتینولیت و کلسیت و در شکل ۶ ه و و، تصویر BSE، روابط پاراژنتیک بین اکتینولیت با



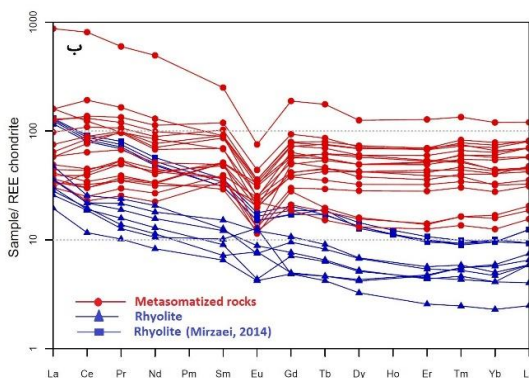
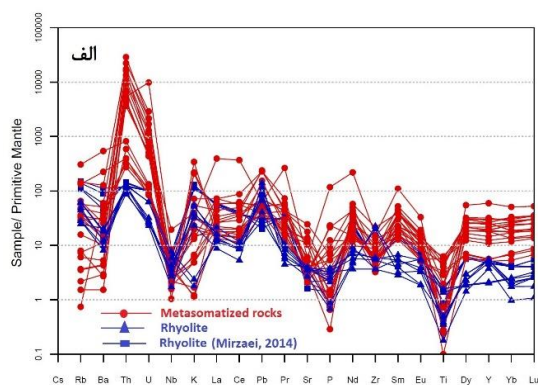
شکل ۶: الف) دگرسانی سدیک-کلسیک که بطور بخشی با وفور فلدسپارها مشخص می‌شود؛ ب) همراهی پارازنتیک اکتینولیت و سیلیکات توریم؛ ج- دانه‌های خود شکل مگنتیت در برش؛ د) تصویر BSE از همراهی پارازنتیک سیلیکات توریم، مگنتیت، اسفن، اکتینولیت و کلسیت؛ ه و و) تصاویر BSE: اکتینولیت پارازنت با سیلیکات‌های توریم و اسفن (علائم اختصاری: Fsp: فلدسپار؛ Ep: اپیدوت؛ Ap: آپاتیت؛ Act: اکتینولیت؛ Mag: مگنتیت؛ Th: هوتونیت یا توریت؛ Cal: کلسیت؛ Car: کربنات؛ Spn: اسفن. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰).



شکل ۷: الف) موقعیت سنگ‌های ریولیتی در کانسار سه‌چاهون بر روی نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ (گورتن و اسکندل، ۲۰۰۰). براساس این نمودار، تقریباً تمام نمونه‌های ریولیتی دارای گرایش به تشکیل در محیط حاشیه قاره‌ای فعال هستند و فقط دو نمونه در ناحیه مرزی با محیط غیر فرورانشی قرار گرفته‌اند. ب) موقعیت سنگ‌های ریولیتی در کانسار سه‌چاهون بر روی نمودار $Hf/3-Th-Nb/16$ (وود، ۱۹۸۰). براساس این نمودار، تمام نمونه‌های ریولیتی در محیط فرورانش (در اینجا قوس قاره‌ای) تشکیل شده‌اند. علائم اختصاری: OA: قوس اقیانوسی؛ ACM: حاشیه قاره‌ای فعال؛ WPVZ: زون آتشفشانی درون صفحه‌ای؛ WPB: بازالت درون صفحه‌ای؛ CAB: بازالت‌های کالک آلکالن؛ E-MORB, WPT: تولیت جزایر اقیانوسی (جبهه غنی شده)؛ N-MORB, WPT: تولیت درون صفحه‌ای (جبهه تهی شده).

غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE است. بر روی دیاگرام بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای این سنگ‌ها، آنومالی منفی مشخصی برای یوروپیم مشاهده می‌شود. با کمی دقت در این نمودارها می‌توان دریافت که الگوی به دست آمده برای سنگ‌های متاسوماتیزه میزبان کانه‌زایی Th-REE با کمی اختلاف مشابه همان الگوی REE نسبت به کندریت و نسبت به جبه اولیه در ریولیت‌های کانسار سه‌چاهون است.

همان‌طور که از بررسی نمودارهای شکل ۷ بر می‌آید، سنگ‌های ریولیتی در کانسار سه‌چاهون در محیط وابسته به فرورانش تشکیل شده‌اند. براساس داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های ریولیتی و همچنین سنگ‌های متاسوماتیزه میزبان کانه‌زایی Th-REE دارای آنومالی منفی برای تیتانیوم و نیوبیوم بر روی دیاگرام بهنجار شده نسبت به جبه اولیه (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹) هستند (شکل ۸ الف). بررسی الگوی REE در نمونه‌های سنگی که متأثر از پدیده متاسوماتیسم بوده‌اند (شکل ۸ ب)، نسبت به کندریت مبین



شکل ۸: الف) دیاگرام‌های عنکبوتی عناصر نادرخاکی و عناصر با حساسیت کم (نسبت به دگرسانی) بهنجار شده نسبت به جبه اولیه (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹) و ب) دیاگرام‌های عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای متاسوماتیت‌ها و ریولیت‌های کانسار سه‌چاهون.

اقیانوسی فرورو می‌شود (بایر و دیگران، ۲۰۰۸). بنابراین ماگماهای حاصل از محیط قوسی که از این مناطق منشأ گرفته‌اند، آنومالی‌های منفی شاخصی برای این سه عنصر (بر روی دیاگرام‌های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به جبه) نشان می‌دهند (فولی و دیگران، ۲۰۰۰؛ اشمیت و دیگران، ۲۰۰۹). الگوی مشابه یوروپیم در ریولیت‌ها و متاسوماتیت‌ها نشان می‌دهد که آنها از ماگمایی واحد منشأ گرفته‌اند. در نمودار شکل ۸ ب، آنومالی منفی مشخصی برای Eu هم برای سنگ‌های ریولیتی و هم برای سنگ‌های دگرنهاده میزبان کانه‌زایی REE-Th مشاهده می‌شود. با این

عناصر کم تحرک یا عناصری که دارای دامنه بالای مقاومت در برابر عوامل انحلالی، دگرسانی و متاسوماتیکی هستند^۱ (HFSE) مانند تیتانیوم، نیوبیوم و تانتالیوم، در شرایط حاکم بر مناطق فرورانش به مقادیر قابل توجهی انحلال نمی‌یابند و در کانی‌هایی مانند روتیل چه در پوسته اقیانوسی فرورو و چه در گوه گوشته‌ای متمرکز می‌شوند (آودتات و کپلر، ۲۰۰۵؛ گرین و آدام، ۲۰۰۳). در غیاب روتیل (به ویژه در اعماق کمتر فرورانش)، عناصر نیوبیوم و تانتالیوم در کلینوپیروکسن‌های آلومینیوم‌دار وارد می‌شوند که منجر به کاهش عیار این عناصر در سیالات مشتق شده از پوسته

دیگران، ۲۰۱۱؛ لوین و دیگران، ۲۰۱۴؛ دیمر و دیگران، ۲۰۱۸). نتایج آنالیز ایزوتوپی اکسیژن اکتینولیت پاراژنز کانه‌زایی توریم در کانسار سه‌چاهون (جدول ۱) مقادیر با گستره ۵/۵۵ تا ۶/۶۱ را نشان می‌دهد. ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین اکتینولیت و آب براساس ژنگ (۱۹۹۳) در دمای ۴۰۰ درجه سانتیگراد، ۱/۱ پرمیل می‌باشد. با اعمال ضریب تفکیک مزبور، ترکیب ایزوتوپی سیال عامل کانه‌زایی توریم در تعادل با اکتینولیت، بین ۶/۶۵ تا ۷/۷۱ به دست می‌آید. براساس این گستره مقادیر، سیال عامل کانه‌زایی توریم، سیال ماگمایی است. هافز (۲۰۰۴) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال ماگمایی را بین ۶ تا ۱۰ پرمیل برآورد کرده است.

وجود Eu/Eu^* در سنگ‌های متاسومات نسبت به سنگ‌های ریولیتی مقدار کمتری دارد به گونه‌ای که متوسط این نسبت در سنگ‌های متاسومات ۰/۴۶ و در سنگ‌های ریولیتی ۰/۶۵ می‌باشد. این مسئله می‌تواند مرتبط با ادامه فرایند تبلور در ماگمای اولیه باشد که در آن پیشرفت تبلور پلاژیوکلاز می‌توانسته مقادیر یورویوم بیشتری جایگزین کلسیم کرده و از محیط ماگمایی خارج سازد. به طور کلی این آنومالی منفی مبین شرایط احيایی در زمان فرایند متاسوماتیسم بوده است.

داده‌های ایزوتوپی

قابلیت منحصربفرد ایزوتوپ‌های پایدار در شناسایی منشأ سیال، دمای تشکیل سنگ‌ها و کانسنگ‌ها منجر به کاربرد گسترده این نوع از ایزوتوپ‌ها در زمین‌شناسی شده است (جامی و دیگران، ۲۰۰۷؛ لیو و دیگران، ۲۰۱۰؛ فایک و

جدول ۱: ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن اکتینولیت و سیال در تعادل با آن در کانسار سه‌چاهون

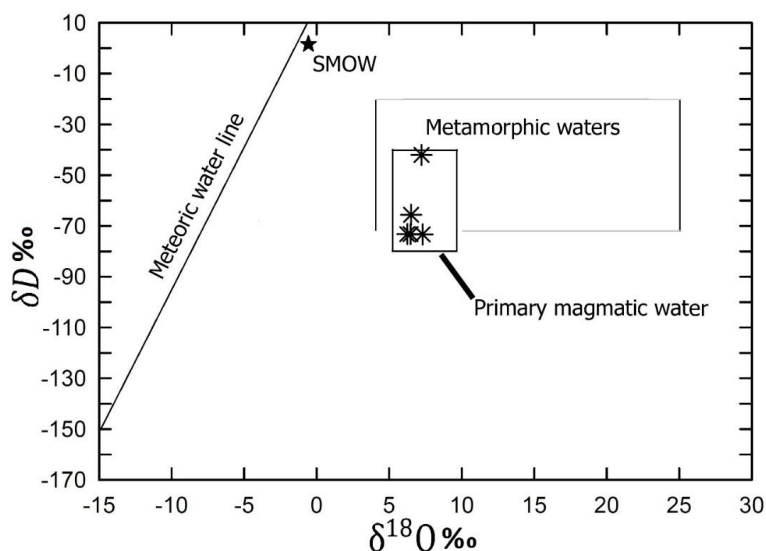
شماره نمونه	$\delta^{18}O$ (% $^{\circ}$) تصحیح شده (SMOW)	$\delta^{18}O$ محاسبه شده برای دمای ۴۰۰ $^{\circ}C$ (ژنگ، ۱۹۹۳)	δD (% $^{\circ}$) تصحیح شده (SMOW)	δD محاسبه شده برای دمای ۴۰۰ $^{\circ}C$ (گراهام و دیگران، ۱۹۸۴)
MI-Act.73	۵/۷۸	۶/۸۸	-۷۱/۰۴	-۴۲/۰۴
MI-Act.71	۶/۵۳	۷/۶۳	-۱۰۲/۲۹	-۷۳/۲۹
MI-Act.74	۶/۶۱	۷/۷۱	-۹۴/۱۸	-۶۵/۱۸
MI-Act.69	۵/۸۱	۶/۹۱	-۹۴/۵۷	-۶۵/۵۷
MI-Act.70	۵/۵۵	۶/۶۵	-۱۰۲/۱۷	-۷۳/۱۷

با اکتینولیت استفاده شد. درجه حرارت تشکیل اکتینولیت در حدود ۴۰۰-۳۵۰ درجه سانتیگراد پیشنهادی براساس کمترین درجه حرارت تشکیل اکتینولیت (گراهام و دیگران، ۱۹۸۴) است که نزدیک به مقادیر محاسباتی تشکیل اکتینولیت در زون دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشد (تیوی، ۲۰۰۷) و نیز مقایسه با اکتینولیت‌های کانسار چغارت در زون‌های دگرسانی نظیر است (خشنودی، ۱۳۹۵) که دارای شواهد ژئوشیمیایی مشابهی در زمینه داشتن روابط پاراژنتیک با سیلیکات‌های توریم می‌باشد. شواهد دگرسانی و

از آنجایی که کانی اصلی دارای عامل هیدروکسیل در زون کانه‌زایی توریم در کانسار سه‌چاهون، اکتینولیت است و هیچگونه کانی فراوان دیگری که دارای عامل OH باشد مشاهده نگردید، نتیجه‌گیری می‌شود که ضریب تفکیک ایزوتوپی بین سنگ و آب، اساساً همان ضریب تفکیک ایزوتوپی بین اکتینولیت و آب است (آگرینیر و دیگران، ۱۹۹۵). براساس گراهام و دیگران (۱۹۸۴) ضریب تفکیک ایزوتوپی اکتینولیت-آب در دمای ۴۰۰ درجه سانتیگراد، ۲۹- پرمیل است که از این مقدار برای تعیین δD سیال در تعادل

پرمیل است. با اعمال این ضریب تفکیک، ترکیب ایزوتوپی دوتریم سیال عامل کانه‌زایی توریم (در تعادل با اکتینولیت) بین $-۴۲/۰۴$ و $-۷۳/۲۹$ محاسبه می‌گردد. ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سیال ماگمایی بین -۸۰ تا -۵۰ پرمیل قرار دارد (هافز، ۲۰۰۴). بر این اساس، سیال عامل کانه‌زایی توریم، سیالی با منشأ ماگمایی است. نتیجه پلات $\delta^{18}O$ در برابر δD مبین قرارگیری ترکیب ایزوتوپی سیال در تعادل با اکتینولیت و عامل کانه‌زایی توریم در محدوده آب‌های ماگمایی اولیه است (شکل ۹).

متاسوماتیسم مبین دمای تشکیل اکتینولیت در حدود ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. اکتینولیت متعلق به زون دگرسانی سدیک-کلسیک است و تشکیل مجموعه کانیایی متعلق به دگرسانی سدیک-کلسیک در دمای حدود ۴۵۰ درجه سانتیگراد اثبات شده است (تیوی، ۲۰۰۷). نتایج آنالیز ایزوتوپی هیدروژن کانی اکتینولیت پاراژن کانه‌زایی توریم در کانسار سه‌چاهون دارای مقادیری با گستره $-۷۱/۰۴$ تا $-۱۰۲/۲۹$ پرمیل است. ضریب تفکیک ایزوتوپی دوتریم بین اکتینولیت و آب براساس گراهام و دیگران (۱۹۸۴) در دمای ۴۰۰ درجه سانتیگراد ۲۹



شکل ۹: نمودار $\delta^{18}O$ در برابر δD سیال در تعادل با اکتینولیت که مبین منشأ ماگمایی برای سیال در تعادل با اکتینولیت و عامل کانه‌زایی توریم در کانسار سه‌چاهون است.

بحث و نتایج

بررسی‌های نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های متاسوماتیزه میزبان کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون و مقایسه این نتایج با ژئوشیمی ریولیت‌های میزبان این کانسار مبین نقش سیالات آزاد شده از ماگمای ریولیتی در کانه‌زایی Th-REE در سنگ‌های متاسوماتیزه در

همان‌طور که مشاهده می‌شود، سیال در تعادل با اکتینولیت و عامل کانه‌زایی توریم در کانسار سه‌چاهون، سیال ماگمایی بوده است. این نتیجه‌گیری برای سیال عامل کانه‌زایی توریم در کانسار چغارت نیز صورت گرفته است (خشنودی، ۱۳۹۵).

و تاکر (۲۰۰۳) بر روی سنگ‌های آذرین ناحیه بافق، مدل‌های ارائه شده قبلی را تأیید نمی‌کند. براساس مطالعات رادیومتری رضانی و تاکر (۲۰۰۳)، خرده قاره ایران مرکزی در ابتدا بخشی از سرزمین‌های مجاور ابرقاره گندوانا بوده که در طول حاشیه قاره‌ای فعال گندوانا تشکیل شده است. همچنین خاستگاه گرانیته‌های به سن کامبرین در بلوک پشت بادام به دلیل عدم وجود گرایش آلکالن، به یک قوس ماگمایی حاشیه قاره نسبت داده می‌شود. براساس رجبی و دیگران (۲۰۱۴)، وجود سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی از جمله بازالت‌های اسپیلیتی در ناحیه نارینگان، سنگ‌های توفی مافیک و نیز توف‌های ریولیتی به ویژه در نواحی کوشک، لکه‌سیاه، نارینگان و چاه‌میر، مبین یک تکامل پتروژنتیکی پیچیده و موقعیت زمین‌ساختی است. براساس رجبی و دیگران (۲۰۱۴)، تشکیل کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در منطقه بافق در ارتباط با فرورانش صفحه اقیانوسی پروتوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در نظر گرفته شده است. در این منطقه کانسارهای مختلفی از جمله کانسارهای آهن-منگنز برون‌دمی چینه‌سان با میزبان توف و کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا تشکیل شده‌اند. کانسارهای چینه‌سان مزبور در ارتباط با ولکانیسم ریولیتی زیردریایی پیشین و متعلق به فاز ریفتی هستند در صورتی که انواع مگنتیت-آپاتیت (مانند سه‌چاهون و ...) به طور مستقیم در ارتباط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن قوس می‌باشند (رجبی و دیگران، ۲۰۱۴). علاوه بر بررسی‌ها و مطالعات رضانی و تاکر (۲۰۰۳) و رجبی و دیگران (۲۰۱۴)، بررسی‌ها و مطالعات اخیر نیز مبین یک محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش (حاشیه قاره) برای سنگ‌های ریولیتی در کانسار

کانسار سه‌چاهون است. همچنین بررسی ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن اکتینولیت و سیال در تعادل با آن در کانسار سه‌چاهون نشان دهنده وجود یک منشأ ماگمایی برای تشکیل اکتینولیت پاراژنز با سیلیکات‌های توریم (هوتونیت و توریت) در این کانسار می‌باشد. براساس بررسی‌های صورت گرفته، ماگمای ریولیتی در کانسار سه‌چاهون در موقعیت حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده است. در مورد زمین‌ساخت و کانه‌زایی منطقه بافق تاکنون تحقیقات متعددی صورت گرفته است که از این میان می‌توان به بررسی‌های بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، سامانی (۱۹۸۸)، تالبوت و علوی (۱۹۹۶)، رضانی و تاکر (۲۰۰۳) و رجبی و دیگران (۲۰۱۴) اشاره کرد. نظریه‌ای که تا سال‌های اخیر در مورد ماگماتیسم و رسوبگذاری ناحیه بافق و بلوک پشت بادام مورد توجه خاصی بوده است، ایجاد محیط کششی و تشکیل یک ریفت درون قاره‌ای ناقص طی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین پیشین می‌باشد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) که براساس آن مرحله پایانی کوهزایی پان آفریقایی در صفحه عربی (۶۸۶-۵۱۷ میلیون سال) همراه با جایگزینی گرانیته‌ها و تشکیل سنگ‌های آتشفشانی آلکالن، در ارتباط با ماگماتیسم همزمان با ریفت درون قاره‌ای پساکوهزایی بوده است. تکامل ساختاری خرده قاره ایران مرکزی با رخداد‌های کوهزایی مرتبط با رشد ابرقاره گندوانا دنبال شده است (فورستر و جعفرزاده، ۱۹۹۴). همچنین تالبوت و علوی (۱۹۹۶) رخداد ماگماتیسم در کامبرین زیرین این بلوک را در ارتباط با محیط کششی و ریفت درون قاره‌ای ناقص (aborted rift) طی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین پیشین دانسته‌اند. با این حال بررسی‌های جدیدتر صورت گرفته توسط رضانی

(Nb، Ta، Sn، W، Li و Be) همراه است. غنی‌شدگی سدیم با افزایش مقادیر غلظت عناصر Fe، U، Th، Zr، Nb، Sn، Zn و HREE همراه می‌باشد. همچنین سنگ‌های متاسوماتیزه سدیک نسبت به سنگ‌های متاسوماتیزه پتاسیک تمایل به غنای بیشتری از عناصر Rb، Th، Nb، La، Ce، Hf، Zr و Y دارند (کینارد، ۱۹۸۵).

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی آهن-آپاتیت در کانسار سه‌چاهون در سنگ میزبان ریولیت صورت گرفته است و منشأ کانه‌زایی عناصر کمیاب نیز همان ریولیت میزبان کانه‌زایی آهن و دگرسانی سدیک-کلسیک مرتبط با کانه‌زایی آهن می‌باشد. کانسار سه‌چاهون یک ذخیره اکسید آهن-آپاتیت (IOA) تیپ کایرونا است (بنیادی و دیگران، ۲۰۱۱)، که در آن کانه‌زایی عناصر کمیاب و نادر خاکی (به همراه توریم) نیز به صورت فرعی رخ داده است. آپاتیت و موناژیت میزبان اصلی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسنگ مگنتیت هستند. کانسنگ مذکور پس از تشکیل، مورد هجوم سیالات با منشأ ماگمایی قرار گرفته و متحمل پدیده متاسوماتیسم شده است. از خصوصیات کانی‌شناختی این پدیده می‌توان به محتوای عنصری سنگ‌های حاصل از آن اشاره کرد. این سنگ‌ها دارای تمرکزهایی از REE و Th هستند. سیالات دگرنهاد در این پدیده عمدتاً سیالات کلسیک بوده‌اند. از شواهد این امر می‌توان به تشکیل آمفیبول کلسیک (اکتینولیت) و رگه‌های کربناتی طی این فرایند اشاره کرد. تمرکز REE و به ویژه Th در مجاورت رگچه‌های کربناتی در سنگ به طور کاملاً شاخصی افزایش نشان می‌دهد. با توجه به موارد فوق، کانه‌زایی Th-REE در کانسار سه‌چاهون یک نوع کانه‌زایی Th-

چگارت (خشنودی و دیگران، ۲۰۱۷؛ خشنودی، ۱۳۹۵)، سنگ‌های ریولیتی میزبان کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت در کانسار سه‌چاهون (میرزابابی، ۱۳۹۶) و سنگ‌های گرانیته و دیوریت-کوارتز دیوریت در آنومالی شماره ۵ ساغند (دیمر و دیگران، ۲۰۱۸) می‌باشد. براساس نتایج آنالیز ژئوشیمیایی، ریولیت‌های میزبان کانسار سه‌چاهون در موقعیت مرتبط با فروانش (حاشیه فعال قاره) تشکیل شده‌اند و به همراه کانسنگ مگنتیت میزبان کانه‌زایی توریم می‌باشند که این کانه‌زایی، وابسته به فرایندهای پساماگمایی است. فرایندهای پساماگمایی دمای بالا می‌تواند باعث تقویت (توسعه) تحرک و تمرکز توریم شوند. در این فرایندها توریم معمولاً همراه با عناصر نادر خاکی (لانتانیدها) هستند (تیتایوا، ۱۹۹۴). ذخایر توریم-عناصر نادر خاکی دارای ژنز پساماگمایی هستند. اغلب ذخایر پساماگمایی توریم‌دار مرتبط با فرایندهای پنوماتیک-گرمایی یا گرمایی دمای بالا هستند. اغلب ذخایر توریم و عناصر نادر خاکی دمای بالا (دارای ژنز پنوماتو-گرمایی) در نتیجه جانشینی متاسوماتیک سنگ درونگیر تشکیل شده‌اند. ویژگی مشخصه آنها شامل آلبیتی شدن اولیه، فلدسپاتی شدن، اژرینیتی شدن، آمفیبولیتی شدن و تشکیل اسکارن است. کانی‌ها شامل نیوبات‌ها، تانتالو و تیتانونیوبات‌ها (یوکسنیت، پیروکلر، پریوریت، فرگوسنیت و غیره) و سیلیکات‌های عناصر نادر خاکی، توریم و زیرکونیوم می‌باشد (تیتایوا، ۱۹۹۴). ذخایر دمای متوسط تا پایین معمولاً به صورت رگه‌ای و همراه با تغییرات مشخصی در سنگ درونگیر شامل فلدسپاتی شدن، کربناتی شدن و سیلیسی شدن هستند. گسترش سنگ‌های غنی از آلبیت (آلبیتیت‌ها) معمولاً با کانه‌زایی عناصر کمیاب

آن، همان ماگمایی است که سنگ‌های ریولیتی از آن مشتق شده‌اند. این ماگما از زون فرورانش که در واقع حاصل فرورانش پوسته‌های اقیانوسی کهن به زیر قاره‌های قدیمی است، منشأ گرفته است.

REE پساماگمایی دمای متوسط تا پایین محسوب می‌شود. بررسی شواهد ژئوشیمیایی و نیز داده‌های ایزوتوپی مبین آن است که کانسار سه‌چاهون در واقع یک کانسار ماگمایی است و منشأ اصلی عناصر کمیاب (از جمله توریم) و نادر خاکی در

پانویس

1-High field strength elements

منابع

علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ۲۸۴ ص.
-میرزابابی، غ.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و کانه‌زایی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار سه‌چاهون، بافق، یزد، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۷۳ ص.

-خشنودی، خ.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی عناصر پرتوزا با تأکید بر عنصر توریم در کانسار چغارت، یزد، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۱۶ ص.
-محسنی بابعبدانی، ص.، ۱۳۸۶. بررسی کانی‌زایی آهن نواری نوع راپیتان در کمربند سنگ آهن ایران مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده

-Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. and Azaraien, H., 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the esfordi apatite-magnetite deposit, central, iran: a discussion: *Economic geology*, v. 104, p. 137-143.

-Agrinier, P., Hékinian, R., Bideau, D. and Javoy, M., 1995. Stable Isotope Compositions ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H, and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) of Oceanic Crust and Upper Mantle Rocks Exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 183-196.

-Audétat, A. and Keppler, H., 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 232, p. 393-402.

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.

-Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry: *Chemical Geology*, v. 281, p. 253-269.

-Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies, In: *Rare earth element geochemistry*, Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 63-114.

- Deymar, S., Yazdi, M., Rezvanianzadeh, M.R. and Behzadi, M., 2018. Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand Anomaly 5, Central Iran: Insights from geochemical, mineralogical and stable isotope data: *Ore Geology Reviews*, v. 39, p. 308-336.
- Fayek, M., Horita, J. and Ripley, E.M., 2011. The oxygen isotopic composition of uranium minerals: A review: *Ore Geology Reviews*, v. 41, p. 1-21.
- Foley, S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 933-938.
- Forster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq Mining District in Central Iran a Highly Mineralized Infracambrian Volcanic Field: *Economic geology*, v. 89, p. 1697-1721.
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From Continents to Island Arcs: A Geochemical Index of Tectonic Setting For Arc-Related and Within-Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks: *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 1065-1073.
- Graham, C.M., Harmon, R.S. and Sheppard, S.M.F., 1984. Experimental Hydrogen Isotope Studies: Hydrogen Isotope Exchange between Amphibole and Water: *American Mineralogist*, v. 69, p. 128-138.
- Green, T.H. and Adam, J., 2003. Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650-700 °C: *European Journal of Mineralogy*, v. 15, p. 815-830.
- Hoefs, J., 2004. *Stable Isotope Geochemistry*: Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 5th Revised and Updated Edition, 244 p.
- Haghipour, A., 1977. *Geological Map of the Posht-e-Badam Area*. Tehran: Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid Inclusion and Stable Isotope Study of the Esfordi Apatite-Magnetite Deposit, Central Iran: *Economic Geology*, v. 102, p. 1111-1128.
- Jami, M., 2005. *Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate- Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran*. Ph.D. thesis, The University of New South Wales, Australia, 220 p.
- Khoshnoodi, K., Behzadi, M., Gannadi-maragheh, M. and Yazdi, M., 2017. Alkali Metasomatism and Th-REE Mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran: *Journal of the Croatian Geological Survey and the Croatian Geological Society*, v. 70, p. 53-69.
- Kinnaird, J.A., 1985. Hydrothermal Alteration and Mineralization of the Alkaline Anorogenic Ring Complexes of Nigeria: *Journal of African Earth Science*, v. 3, p. 229-252.
- Levin, N.E., Raub, T.D., Dauphas, N. and Eiler, J.M., 2014. Triple oxygen isotope variations in sedimentary rocks: *Geochimica et cosmochimica Acta*, v. 139, p. 173-189.
- Liu, Y., Spicuzza, M.J., Craddock, P.R., Day, J.M.D., Valley, J.W., Dauphas, N. and Taylor, L.A., 2010. Oxygen and iron isotope constraints on near-surface fractionation effects and the composition of lunar mare basalt source regions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, p. 6249-6262.

- Mirzaei, Z., 2014. Petrography and geochemistry of rhyolite rocks in the Se-Chahun iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: *Journal of Biodiversity and Environmental Sciences*, v. 5, p. 329-337.
- National Iranian Steel Corporation, 1975. Report on detailed exploration of Se-Chahun iron ore deposit in Central Iran, National Iranian Steel Corporation (NISCO), Tehran. 117 p.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana Tectonics: *American Journal of Science*, v. 303, p. 622-665.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2014. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir basin, Central Iran: *Journal of Ore Geology Reviews*, v. 64, p. 328-353.
- Samani, B., 1993. Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran: *Geosci. Sci. Q. J. Geol. Surv. Iran*, v. 2, p. 32-45 (in Farsi with English abstract).
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran: *Precambrian Research*, v. 39, p. 85-106.
- Schmidt, A., Weyer, S., John, T. and Brey, G.P., 2009. HFSE systematics of rutile-bearing eclogites: new insights into subduction zone processes and implications for the earth's HFSE budget: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 455-468.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalt: Implication for Mantle Composition and Processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins: Journal of Geological Society of London, Special Publication*, v. 42, p. 313-345.
- Talbot, C.J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (Eds.), *Salt Tectonics: Geological Society Special Publications*, v. 100, p. 89-109.
- Titayeva, N.A., 1994. *Nuclear geochemistry: CRC press*, 304 p.
- Tivey, M.K., 2007. Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits: *Oceanography*, v. 20, p. 50-65.
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology: *Mineralogical Magazine*, v. 71, p. 347-363.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province, Arc, MORB, and within-plate basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11-30.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of Oxygen Isotope Fractionation in Hydroxyl-bearing Silicates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 247-263.