



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی کاربرد شیمی در محیط زیست

سال چهاردهم، شماره‌ی ۵۶
زمستان ۱۴۰۲، صفحات ۴۴-۲۹

نحوه تشکیل کانسار باریت آب ترش، استان کرمان، با نگرشی بر ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد

حسین کلانترهرمزی*

گروه زمین شناسی، واحد بهبهان، دانشگاه آزاد اسلامی، بهبهان، ایران

Email:h.kalantar.h@gmail.com

فرهاد احیاء

گروه زمین شناسی، واحد بهبهان، دانشگاه آزاد اسلامی، بهبهان، ایران

Email:Ehya.farhad@gmail.com

قدرت الله رستمی پایدار

گروه زمین شناسی، واحد اهر، دانشگاه آزاد اسلامی، اهر، ایران

سارا ملکی خیمه سری

گروه زمین شناسی، واحد بهبهان، دانشگاه آزاد اسلامی، بهبهان، ایران

پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۲۵

دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۲۲

چکیده

باریت در بسیاری از نواحی جهان یافت شده و در کشورهای زیادی استخراج و فرآوری می‌شود. این کانی در آب نسبتاً نامحلول و از نظر شیمیایی بی اثر است. وزن مخصوص، بلوری بودن و رخ آن، این کانی را از سایر کانی‌ها متمایز می‌کند. در این مطالعه، از روش‌های پتروگرافی، ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و ایزوتوپ‌های اکسیژن و گوگرد برای تعیین منشأ کانسار باریت آب ترش استفاده شده است. کانسار باریت آب ترش یک نهشته‌چینه کران است که بوسیله سنگ‌های کربناتی به سن سنونین میزبانی می‌شود. باریت و کوارتز کانی‌های اصلی و مالاکیت، کریزوکولا، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، گالن، آزوریت، فلوریت، پیریت و بورنیت کانی‌های فرعی این کانسار را تشکیل می‌دهند. شواهدی مانند برش‌های سنگ میزبان که بوسیله باریت سیمان شده‌اند، نشان دهنده منشأ آبی ژنتیک این کانسار است. نمونه‌های باریت دارای غلظت بسیار کم از عناصر نادر خاکی هستند (۵/۳۲-۱۴/۵۶ ppm). در این نمونه‌ها، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین مشاهده می‌شود که بوسیله الگوهای هنجار شده با کندریت مشخص می‌گردد. با توجه به مقدار کم عناصر نادر خاکی و نسبت‌های (Ce/La)، (La/La*)N و (Gd/Gd*)N، می‌توان نتیجه گرفت که سیالی که باریت از آن ته‌نشست شده است، آب دریایی بوده است که ماهیت ژئوشیمیایی آن تا حدود زیادی تغییر یافته است (آب‌های فسیلی). مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $\delta^{18}O$ و $\delta^{34}S$ در کانی باریت به ترتیب $+11/1$ تا $+10/4$ ‰ و $+27/8$ تا $+27/3$ ‰ هستند. این نسبت‌های ایزوتوپی بیانگر آن است که سولفات از آب‌های فسیلی و یا نهشته‌های تبخیری مشتق شده است. براساس نتایج حاصل از این مطالعه، کانسار باریت آب ترش یک کانسار وابسته به ساختار (ناپوستگی) می‌باشد.

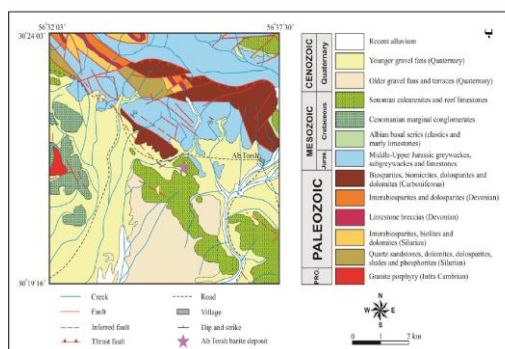
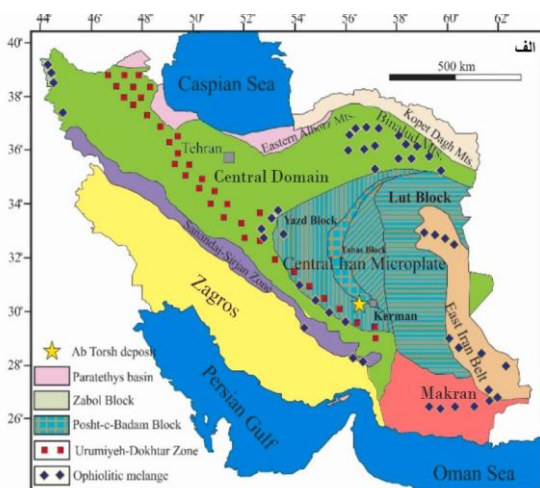
کلید واژه: باریت؛ عناصر نادر خاکی؛ ژئوشیمی؛ ایزوتوپ‌های گوگرد؛ ایزوتوپ‌های اکسیژن؛ آب ترش

مقدمه

رسوب‌دهنده باریت و ماهیت کانی سازی باریت برای این کانسار هنوز نامشخص است. در این مطالعه، تلاش می‌شود شرایط تشکیل کانسار باریت آب ترش با استفاده از یک مجموعه داده‌ها شامل یافته‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد مشخص شود.

باریت ترکیب طبیعی سولفات باریم است که به نام Heavy Spar نیز شناخته می‌شود که جزو گروه سولفات‌ها می‌باشد. نام باریت از واژه یونانی barys به معنای سنگین و به دلیل سنگینی ویژه و بالای آن گرفته شده است. سیستم تبلور آن ارتورومیک می‌باشد. باریم (Ba) با غلظت ۳۸۰ قسمت در میلیون (ppm) در پوسته زمین وجود دارد. مهم‌ترین کانی میزبان برای باریم، باریت ($BaSO_4$) است. باریت در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف از ماگمایی تا رسوبی شکل می‌گیرد. (Hanor, ۲۰۰۰). محلول‌های گرمایی و ماگمایی که ترکیبات شیمیایی خاصی دارند در گسل‌ها، شکستگی‌ها و فضای خالی بین ذرات و قطعات سنگ به تشکیل باریت منجر می‌شوند. همراه بعضی از کانسارهای گرمایی نقره، سرب، روی و فلوریت نیز دیده می‌شود. باریت برای اولین بار در رومانی کشف شد. در نهشته‌های ماگمایی، باریت با کربنات‌ها و سنگ‌های نفوذی قلیایی، نهشته‌های سولفیدی توده‌ای (VMS) نوع کروکو و کانی‌های باریم در داخل اسکارن‌ها (Dill, ۲۰۱۰) مرتبط است. با این حال، مهم‌ترین نهشته‌های باریت در سراسر جهان در محیط‌های رسوبی شکل گرفته‌اند (Clark و همکاران، ۲۰۰۴؛ Johnson و همکاران، ۲۰۱۷؛ Crockford و همکاران، ۲۰۱۹). در ایران تعداد زیادی از کانسارها و نشانه‌های معدنی باریت شناسایی شده‌اند که مجموعاً دارای ۲۴ میلیون تن ذخیره هستند.

کانسارهای باریت در ایران در یک چارچوب زمانی گسترده از پرکامبرین پسین تا ترشیاری شکل گرفته‌اند (قربانی، ۲۰۱۳). کشفی (۱۹۹۷)، بر اساس داده‌های صحرائی، کانی‌شناختی و برخی اطلاعات ژئوشیمیایی، کانسار باریت آب ترش را یک کانسار اپی ژنتیک، اپی‌ترمال و نتیجه یک سیستم ماگمایی گرانیتوئیدی دانسته است که در آن گرانیتوئیدها به عنوان موتور گرمایی و سنگ‌های میزبان به عنوان منبع عناصر عمل کرده‌اند. با این حال، منشأ دقیق سیالات و مواد سازنده کانسنگ، عوامل



شکل ۱: (الف) موقعیت زمین‌شناسی کانسار باریت آب ترش در واحدهای تکتونیکی اصلی ایران (با تغییر از آقائباتی، ۱۳۸۳)؛ (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده ناحیه کانسار باریت آب ترش (با تغییر از Djoković and Dimitrijević, 1972).

جایگاه زمین‌شناسی

کانسار باریت آب ترش یکی از چندین کانسار باریت موجود در استان کرمان است که در فاصله حدوداً ۶۰ کیلومتری غرب شهرستان کرمان و ۲/۵ کیلومتری غرب روستای آب ترش در استان کرمان واقع شده است و دارای مختصات جغرافیایی "۰۷' ۳۵° ۵۶" طول شرقی و "۳۲'

در کربونفر پسین منجر به وقفه چینه‌شناسی قابل توجهی در پهنه ایران مرکزی شد. طبقات رسوبی تریاس به گونه‌ای در پهنه ایران مرکزی نهشته شده‌اند که رسوبات تریاس میانی و بالایی به طور ناپیوسته لایه‌های قدیمی‌تر را پوشانده است. کانی‌سازی‌های متعدد سرب و روی در سنگ‌های تریاس رخ داده است. فعالیت‌های ماگمایی تریاس ناشی از کوه-زایی سیمین پیشین است (Ghorbani, 2013). علائم دگرگونی مرتبط با این کوه‌زایی در بخش مرکزی پهنه ایران مرکزی (منطقه ساغند) یافت می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). در دوره ژوراسیک، رسوبات آواری از جمله ماسه سنگ، شیل و مارن در اکثر نقاط پهنه ایران مرکزی نهشته شد. تغییرات رخساره‌ای، دگرگونی و ماگماتیسم در اثر فاز کوه‌زایی سیمین پسین در ژوراسیک میانی حاصل شد. پیشروی دریا باعث رسوب‌گذاری کنگلومرا، ماسه سنگ و سنگ آهک آواری در پهنه ایران مرکزی در کرتاسه پیشین شد. چین خوردگی شدید همراه با دگرگونی، بیش‌تر رسوبات انتهای کرتاسه (ماستریشتین-پالئوسن) را تحت تأثیر قرار داد و منجر به یک ناپیوستگی بین لایه‌های پالئوسن و کرتاسه پسین شد (Ghorbani, 2013). واحدهای رسوبی سنوزوئیک (پالئوسن) با کنگلومرای قاعده‌ای و ماسه سنگ شروع شد که در برخی از بخش‌های پهنه ایران مرکزی به طور ناپیوسته سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند. در نتیجه فاز فشارشی کرتاسه پسین (کوه‌زایی لارامید) که با دگرگونی، چین خوردگی و برآمدگی همراه بود، توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی و ماهیت کالک آلکالن در ایران مرکزی جایگزین شدند (Ghorbani, 2013). کانی-سازی‌های فلزی وسیعی شامل Fe, Au, Cu, Sb و Pb-Zn در ارتباط با این فعالیت‌های آذرین رخ داده است. همزمان با تشکیل ارتفاعات در دوره کواترنری در پهنه ایران مرکزی، حوضه‌های رسوبی ارتباط خود را با دریا از دست دادند و به دشت‌های وسیعی تبدیل شدند که در آن رسوبات تبخیری شامل گچ و نمک به همراه رس و مارن با ویژگی‌های بیابانی نهشته شد.

۳۰۹۲۱ عرض شمالی است. با پیمودن جاده خاکی با مسافت ۸ کیلومتر رسیدن به معدن امکان پذیر می‌باشد که در ابتدای جاده خاکی مذکور کارخانه فرآوری باریت مربوط به همین معدن قرار دارد. ارتفاع این کانسار از سطح دریا ۲۰۸۲ متر است (شکل ۱-الف). کانسار باریت آب ترش در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. پهنه مثلثی شکل ایران مرکزی، بدنه میانی و اصلی فلات ایران را تشکیل می‌دهد (آقانباتی، ۱۳۸۳). سرزمین ایران مرکزی با مساحت تقریبی ۲۳۰۰ کیلومتر مربع و ارتفاع متوسط، در داخل سامانه کوه‌زایی آلپ-همالیا در غرب آسیا قرار دارد که توسط کمربندهای چین خورده و رانده احاطه شده است. این پهنه از شمال با رشته کوه‌های البرز و کپه داغ، از غرب و جنوب به رشته کوه‌های زاگرس و مکران و از شرق به رشته کوه‌های شرق ایران محدود می‌شود. سرزمین ایران مرکزی در شمال شرقی زمین درز نئوتتیس زاگرس-مکران و کمان ماگمایی سنوزوئیک نیمه موازی آن قرار دارد، بنابراین یک تغییر شکل قاره‌ای پیوسته را در پاسخ به همگرایی ادامه دار بین صفحات عربی (گندوانا) و توران (اوراسیا) تجربه کرده است (Ramezani and Tucker, 2003). از شرق به غرب، پهنه ایران مرکزی از چهار حوزه پوستانه اصلی شامل بلوک لوت، بلوک طبس، بلوک پشت بادام و بلوک یزد تشکیل شده است که توسط یک سری گسل‌های متقاطع در مقیاس منطقه‌ای از هم جدا شده‌اند (Alavi, 1991). در حالی که سنگ‌های پوشش رسوبی می‌توانند به طور قابل ملاحظه‌ای در بین بلوک‌های مختلف تطابق داشته باشند، ولی تغییرات محلی مهم رخساره و یا ضخامت در سراسر مرزهای بین حوزه‌ها رخ می‌دهد (Ramezani and Tucker, 2003). کانسار باریت آب ترش در منتهی‌الیه جنوبی بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱-الف). پالئوزوئیک در پهنه ایران مرکزی با رسوبات قاره‌ای از جمله ماسه‌سنگ‌های قرمز آغاز شد که توسط کوارتزیتهای سفید پوشانده شده‌اند (حمیدی، ۱۳۷۴). حرکات خشکی زایی پالئوزوئیک پیشین (کالدونین) و به دنبال آن فرسایش و برخی حرکات

زمین شناسی محلی

ساختارهای زمین شناسی در محدوده کانسار آب ترش شامل سطوح لایه‌بندی، چین خوردگی‌ها و شکستگی‌ها (درزه‌ها و گسل‌ها) می‌باشند. (شکل ۱-ب) نقشه زمین شناسی ناحیه اطراف کانسار باریت آب ترش را نشان می‌دهد (Djoković and Dimitrijević, 1972). انواع مختلفی از سنگ‌ها با سن اینفراکامبرین تا هولوسن در این منطقه رخنمون شده‌اند واحد سنگی اینفراکامبرین شامل یک گرانیت پورفیری است. تشکیلات سنگی پالئوزوئیک متشکل از سنگ‌های کربناته و آواری شامل کوارتز ماسه‌سنگ، دولومیت، دولواسپاریت، شیل و فسفریت (سیلورین)، اینترایواسپاریت، بیولیت و دولومیت (سیلورین)، سنگ آهک برشی (دونین)، اینترایواسپاریت و دولواسپاریت (دونین)، و بیواسپاریت، بیومیکریت، دولواسپاریت و دولومیت (کربونفر) می‌باشد. لایه‌های رسوبی مزوزوئیک شامل گری واک، ساب‌گری واک و سنگ آهک‌های ژوراسیک میانی-بالایی، سری قاعده‌ای آلین (آواری‌ها و سنگ آهک مارنی)، کنگلومرای حاشیه‌ای سنومانین، و کالک آرنایت و سنگ آهک ریفی سنونین است. کالک آرنایت‌های سنونین به طور دگرشیب روی کنگلومرای حاشیه‌ای سنومانین قرار دارند (Djoković and Dimitrijević, 1972). کانی‌سازی باریت در واحدهای سنگی سنونین رخ می‌دهد (شکل ۱-ب). نهشته‌های کواترنری شامل مخروط افکنه‌ها و تراس‌های گراولی قدیمی و مخروط افکنه‌های گراولی جوان‌تر است. آبرفت‌های عهد حاضر جوان‌ترین نهشته‌ها در منطقه مورد مطالعه است. مجموعه‌ای از دایک‌ها با ترکیب حد واسط (دیابازی) واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، از جمله واحد سنگی میزبان کانی‌سازی باریت و خود توده معدنی باریت را قطع می‌کند (شکل ۲-الف). بنابراین، دایک‌ها دارای سن نسبی پس از سنونین هستند. این امر به وضوح نشان می‌دهد که کانی‌سازی باریت قبل از نفوذ این دایک‌ها

رخ داده است، بنابراین هیچ ارتباطی بین فعالیت‌های ماگمایی مسئول تشکیل دایک‌ها و کانی‌سازی باریت وجود ندارد. این دایک‌ها به دلیل ضخامت کم (از ده‌ها سانتی‌متر تا چند متر) امکان نقشه‌برداری را نداشته‌اند، بنابراین در نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه نشان داده نشده‌اند (شکل ۱-ب).

ناحیه کانسار باریت آب ترش سرزمینی بسیار گسلیده است که حاصل حرکات تکتونیکی-فشارشی پس از کرتاسه می-باشد. مهم‌ترین ویژگی ساختاری آن عبارتست از یک سری گسل‌های موازی اصلی با روند غالب شمال‌غربی-جنوب شرقی، همراه با تعداد کم‌تری از گسل‌های فرعی تقریباً عمود بر گسل‌های پیشین (شکل ۱-ب). بیش‌تر گسل‌ها عملکرد امتداد لغز دارند؛ با این وجود، برخی از گسل‌های اصلی به وضوح به عنوان گسل‌های رانده عمل کرده و باعث شدند که واحدهای سنگی کربونفر بر روی واحدهای ژوراسیک رانده شوند. گسل‌های اصلی دارای شیب ۴۵ تا ۹۰ درجه به سمت شمال هستند. در برخی از موارد، شیب گسل‌ها با افزایش عمق کاهش می‌یابد. از دیگر سیماهای این گسل‌ها، وجود برش‌های گسلی و چین-های جناغی است که در بعضی از جاها در امتداد گسل‌ها مشاهده می‌شوند. با توجه به این که کانی‌سازی باریت از روند این گسل‌های غالب پیروی می‌کند، احتمالاً گسلش شدید در تشکیل کانسار باریت در منطقه مورد مطالعه نقش داشته است. همانطور که قبلاً اشاره شد، گسل‌های موجود در منطقه عمدتاً دارای روند شمال شرق-جنوب غرب می‌باشند (شکل ۲) و هر دو مولفه‌ی راست‌بر و چپ‌بر را از خود نشان می‌دهند، اما به لحاظ نقش این گسل‌ها در کانی‌سازی باید اشاره کرد که این نوع گسل‌های در کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه نقشی ندارند.

شکل هندسی و اندازه توده معدنی

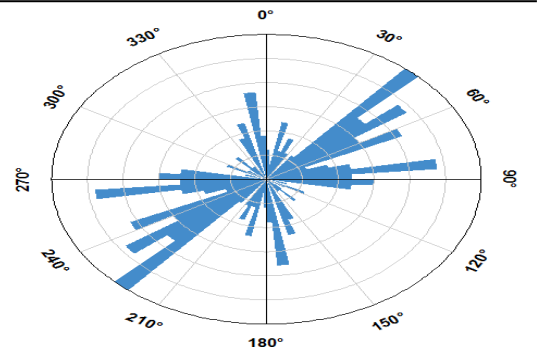
در کانسار باریت آب ترش یک سری فعالیت‌های معدن-کاری قدیمی انجام شده است که منطبق بر رگه‌های باریتی-گالن و مس هستند و شامل تونل، چاهک، ترانشه می باشد. این حفاری‌ها عمدتاً به صورت دنبال رو رگه بوده و در امتداد رگه‌ها حفاری شده‌اند و احتمالاً برای اکتشاف سولفات مس، فیروزه و گالن یا حتی سرب بوده است. این کانسار در سال ۱۳۶۶ به عنوان اولین کانسار باریت در استان کرمان مورد توجه قرار گرفت که در سال‌های اخیر به جهت استخراج باریت مورد استفاده قرار گرفته است.

این کانسار یک کانی‌سازی باریت با ذخایر قطعی و احتمالی به ترتیب ۰/۴ و ۰/۸-۲ میلیون تن است (قربانی، ۱۳۸۱). میانگین وزن مخصوص کانسنگ باریت ۳/۸ می-باشد. کانی‌سازی به صورت رگه‌ای چینه کران (stratabound) با ضخامت متغیر از ۰/۵ تا ۲/۷ متر و طول حدود ۲/۴ کیلومتر در واحدهای سنگی کربناتی سنونین رخ می‌دهد. با این حال، بخش بزرگی از این توده معدنی نسبتاً طویل هنوز قابل دسترسی نیست و استخراج نشده است. این کانسار بوسیله چند حفره رو باز کوچک که در امتداد توده معدنی حفر شده‌اند، مورد بهره برداری قرار گرفته است. کانسار در حال حاضر متروکه است. روند کانی‌سازی شمال غربی-جنوب شرقی است که با روند غالب ساختارهای زمین شناسی منطقه (به ویژه گسل‌های اصلی) هم‌خوانی دارد.

مواد و روش‌ها

با توجه به تنوع کانسارهای باریت و همچنین تفاوت در نحوه تشکیل باریت در این کانسارها، سوالات مهمی در مورد منشأ و چگونگی زایش باریت در یک کانسار معین وجود دارد. برخی از مسائل مهم در این خصوص عبارتند از منابع تأمین کننده عناصر سازنده باریت (باریم و گوگرد) و محلول‌های کانی‌ساز و نیز نوع کانسار باریت.

به منظور حل مسائل فوق، در این مطالعه روش‌های مختلفی شامل روش‌های پتروگرافی، ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و



شکل ۲: نمودارهای گل سرخی (رز دیاگرام) برای ناحیه کانسار باریت آب ترش (حیدری، ۱۳۹۸).



شکل ۳: (الف) تصویری از یک دایک دیابازی که سنگ‌های میزبان و توده معدنی باریت را قطع می‌کند، (ب) تصویری از ترانشه معدن آب ترش که رگه باریت را در واحدهای سنگی رسوبی سنونین نشان می-دهد، (ج) تصویری از کانسنگ در کانسار آب ترش که از باریت، کوارتز، گالن، پیریت و بورنیت تشکیل می‌شود، (د) تصویری از برشی شدن سنگ میزبان در کانسار آب ترش که فضای بین قطعات برش از باریت پر شده است، (ه) تصویری از کانسنگ در کانسار آب ترش که در آن باریت با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، مالاکیت و کریزوکولا همراهی می‌شود، (و) تصویری از کانسنگ در کانسار آب ترش که در آن باریت با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و مالاکیت همراهی می‌شود.

نماد δ و برحسب در هزار ((% نسبت به VSMOW برای اکسیژن و VCDT برای گوگرد بیان شده اند.

نتایج و بحث

- پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان کانی‌سازی باریت در کانسار آب ترش به صورت یک رگه‌چینه کران (stratabound) در واحدهای سنگی رسوبی سنونین رخ می‌دهد (شکل ۳-ب). این توالی رسوبی شامل سنگ آهک‌های کرم تا قهوه‌ای روشن، سنگ آهک‌های مارنی و شیل، و هم‌چنین کالک آرنایت‌های کرم، قهوه‌ای و مایل به سبز در نزدیکی توده معدنی باریت است. به نظر می‌رسد که سنگ‌های آهکی و شیل‌ها در فرو دیواره، و کالک آرنایت‌ها در فرا دیواره غالب هستند.

لایه‌بندی در سنگ‌های میزبان نسبتاً خوب است. تماس بین سنگ‌های میزبان و توده معدنی تیز و ناگهانی است. شواهدی از دگرسانی هیدروترمالی در سنگ‌های میزبان دیده نمی‌شود.

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های میزبان کربناته از نظر محتوای کانی‌ها و بافت نسبتاً متنوع هستند. در برخی جاها، این سنگ‌ها از یک زمینه میکریتی حاوی بلورهای کوارتز دانه ریز و کانی‌های رسی تشکیل شده‌اند، بنابراین به عنوان گل سنگ (mudstone) نامگذاری می‌شوند (شکل ۴-الف). در برخی موارد دیگر، سنگ از یک زمینه کربناته تشکیل شده است که بلورهای کوارتز ریزدانه و دانه‌های کربنات به اندازه ماسه را در بر می‌گیرد (شکل ۴-ب). به نظر می‌رسد که دانه‌های کوارتز و کربنات هر دو منشأ آواری دارند، بنابراین این سنگ‌ها کالک آرنایت نامیده می‌شوند. در برخی از سنگ‌های آهکی میزبان، بلورهای کلسیت ریز تا درشت دانه با تبلور مجدد خوب، سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-ج). آثاری از استیلولیت و لکه‌های اکسید آهن در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. رگه‌هایی متشکل از بلورهای درشت کلسیت گاهی اوقات زمینه سنگ را قطع می‌کند.

نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد بکار گرفته شده. داده‌های حاصل از این روش‌ها با اطلاعاتی که در مورد کانسارهای مطالعه شده باریت در جهان در دسترس است، مقایسه شده و بر این اساس شرایط و چگونگی تشکیل باریت در کانسار آب ترش مشخص گردید.

در مطالعات پتروگرافی، مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های باریت و سنگ‌های میزبان به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت و توالی پاراژنری کانسار تعیین گردید. نمونه‌های باریت که از رخنمون ماده معدنی در بخش‌های مختلف جمع‌آوری شده بود، مورد تجزیه شیمیایی عناصر نادر خاکی قرار گرفت. برای این که نمونه‌های تجزیه شده تا حد امکان خالص باشند، ابتدا نمونه‌های انتخابی خرد شده و سپس باریت به وسیله انتخاب دستی در زیر میکروسکوپ بیناکولار جدا گردید.

نمونه‌های انتخابی تا اندازه‌ای پودر شدند که ۸۵ درصد آن‌ها از الک ۲۰۰ مش عبور نماید. مقدار ۰/۵ گرم از نمونه وزن و به روش هضم چند اسید (۴ اسید) حل شد. محلول‌های حاصل بوسیله یک دستگاه ICP-MS مدل Agilent 7900 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) مورد تجزیه قرار گرفت.

برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد، نمونه‌هایی از کانی باریت در آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک با استفاده از یک طیف سنج جرمی نسبت ایزوتوپی ایزوپرایم (Elementar) (Isoprime) مورد تجزیه قرار گرفت. به منظور صحت سنجی روش تجزیه، اندازه گیری‌های تکراری بر روی نمونه‌ها، مواد مرجع آژانس بین‌المللی انرژی اتمی (IAEA-NBS-28 و IAEA-S-4) و استانداردهای آزمایشگاهی انجام گرفت. مقدار پذیرفته شده برای انحراف استاندارد $\delta 180$ و $\delta 1$ (S-4) به ترتیب $\geq 0.3\%$ و 0.2% می‌باشد. نسبت‌های ایزوتوپی با

قطعات پر شده از باریت، گاه در تماس کانسنگ با سنگ‌های دیواره یافت می‌شوند و به وضوح نشان می‌دهد که کانی‌سازی باریت اپی ژنتیک است. باریت در این حالت رگه‌هایی را تشکیل می‌دهد که ضخامت آن‌ها چند سانتی-متر است (شکل ۳-د). به علاوه، این نشان دهنده کانی‌سازی همزمان یا پس از گسلس است. این احتمال وجود دارد که گسلس و برشی شدن سنگ‌های میزبان مسیرهای مورد نیاز برای سیالات کانی‌ساز را فراهم کرده باشد و بنابراین نقش مهمی در کانی‌سازی باریت در آب ترش داشته است.

مشابه باریت همراه، کوارتز معمولاً خالص، توده‌ای و بلوری با رنگ‌های بی‌رنگ تا شیری است (شکل ۳-ج) مالاکیت، کریزوکولا و به ندرت آزوریت به صورت پوششی بر روی بلورهای باریت و کوارتز ظاهر می‌شوند (شکل ۳-ه). اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نیز به صورت زنگ‌زدگی و پوشش بر روی بلورهای باریت و کوارتز یافت می‌شوند (شکل ۳-و). اکسیدهای منگنز با تجمعات دندردی بر روی سطوح باریت و در جاهایی بلورهای کوارتز رخ می‌دهند. این واقعیت که اکسیدهای مالاکیت، کریزوکولا، آزوریت، آهن و منگنز روی بلورهای باریت و کوارتز وجود دارند، نشان می‌دهد که آن‌ها در یک مرحله بعدی در مقایسه با کانی‌سازی باریت تشکیل شده‌اند.

گالن یک کانی جزئی است که به صورت توده‌های بلوری کوچک با رخ مکعبی کامل دیده می‌شود (شکل ۳-ج). پیریت و بورنیت کانی‌هایی کمیاب هستند که به ترتیب به صورت بلورهای مکعبی و توده‌های کوچک به صورت موضعی یافت می‌شوند (شکل ۳-ج). فلوریت در جاهایی در نزدیکی تماس با سنگ‌های میزبان به صورت توده‌های بلوری با رنگ‌های سفید و بنفش کم رنگ تا تیره یافت می‌شود. از آنجایی که باریت، کوارتز، گالن، بورنیت، پیریت و فلوریت در هم رشد کرده‌اند، به نظر می‌رسد که تقریباً همزمان یا با تفاوت‌های زمانی جزئی در طی کانی‌سازی تشکیل شده‌اند. در زیر میکروسکوپ، باریت به

تبلور مجدد و تشکیل رگه‌های کلسیتی را می‌توان نتیجه فاز هیدروترمالی که منجر به کانی‌سازی باریت در منطقه شده و یا تزریق دایک‌های دیابازی به داخل سنگ‌های میزبان دانست. بلورهای باریت و کوارتز به صورت محلی در سنگ‌های میزبان وجود دارند، به طوری که مقدار آن‌ها به سمت توده معدنی افزایش می‌یابد و تا ۴۰ درصد حجمی در نزدیکی توده معدنی می‌رسد (شکل ۴-د). آن طور که مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد، دگرسانی سنگ دیواره شامل تبلور مجدد و سیلیسی شدن جزئی است. دایک‌های دیابازی معمولاً به رنگ سبز تیره بوده و حاوی بلورهای درشت پلاژیوکلاز هستند. در زیر میکروسکوپ، آن‌ها عمدتاً از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با آمفیبول و بیوتیت جزئی در یک زمینه ریزدانه تشکیل شده‌اند که بافت پورفیری را نشان می‌دهد. این مجموعه کانیایی بطور گسترده‌ای به کانی‌های رسی، کلسیت، اکسیدهای آهن و کمی کوارتز دگرسان شده، به طوری که تنها آثاری از کانی‌های اولیه در برخی نقاط باقی مانده است (شکل ۴-ه). همان طور که قبلاً ذکر شد، این سنگ‌ها در فرآیند کانی‌سازی باریت در منطقه موثر نبوده‌اند.

-کانسنگ

کانسنگ در کانسار آب ترش اساساً از باریت و کوارتز تشکیل شده است. با این حال، کانی‌های فرعی از جمله مالاکیت، کریزوکولا، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، گالن، آزوریت، فلوریت، پیریت و بورنیت نیز یافت می‌شود. توزیع کانی‌ها در طول توده معدنی یکنواخت نیست، به طوری که همه یا برخی از کانی‌های فرعی در بعضی نقاط مشاهده نمی‌شوند.

مقدار باریت و کوارتز نیز در همه جا یکسان نیست. باریت بین ۱۵ تا ۸۵ درصد حجم کانسنگ را تشکیل می‌دهد. کانسنگ بافت‌های لایه‌ای و لامینه نشان نمی‌دهد.

باریت معمولاً به صورت توده‌های خالص و بلوری در رنگ‌های سفید، بی‌رنگ، خاکستری و صورتی یافت می‌شود (شکل ۳-ج). سنگ‌های میزبان برشی با فضا‌های بین

مجدد خوب که از بلورهای کلسیت (Cal) ریز تا درشت دانه با بافت دانه‌ای تشکیل می‌شود. Qz=کوارتز، (د) تصویر میکروسکوپی از یک سنگ آهک میزبان در کانسار آب ترش که حاوی بلورهای باریت (Brt) است. Cal=کلسیت، (ه) تصویر میکروسکوپی از یک دایک دیابازی متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) در یک زمینه ریزدانه که به‌طور گسترده‌ای به کانی‌های رسی (Cm)، کلسیت (Cal)، اکسیدهای آهن و کوارتز (Qz) دگرسان شده است، (و) تصویر میکروسکوپی از کانسنگ در کانسار آب ترش که بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار باریت (brt) را نشان می‌دهد، (ز) تصویر میکروسکوپی از کانسنگ در کانسار آب ترش که در آن فضاها بین بلورهای باریت (brt) با مواد کربناته (کلسیت) (Cal) پر شده است، (ح) تصویر میکروسکوپی از کانسنگ در کانسار آب ترش که در آن بلورهای کوارتز (Qz) دانه ریز تا متوسط با باریت (brt) هم‌رشدی دارند.

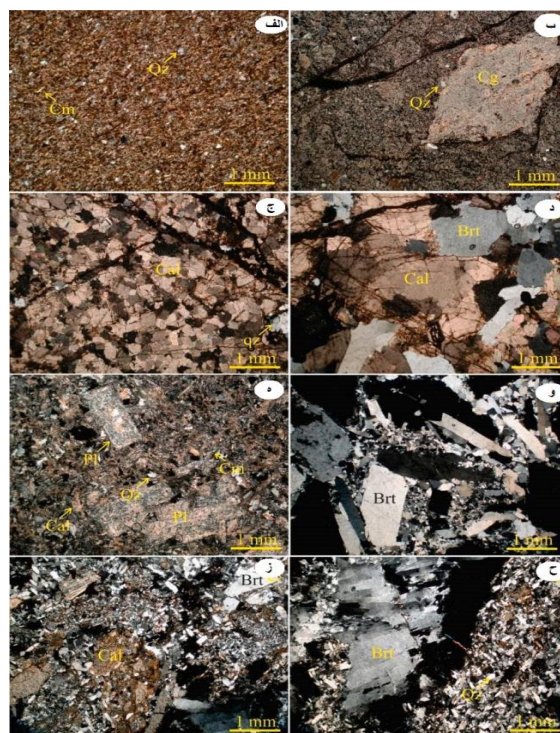
صورت بلورهای ریز تا درشت دانه (حداکثر ۵ میلی‌متر) و بی‌شکل تا نیمه شکل دار با بافت دانه‌ای ظاهر می‌شود. بلورهای کوچک‌تر در جاهایی به صورت تیغه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۴-و). بلورهای باریت اغلب بدون ادخال و خالص هستند. با این حال، ادخال‌های بسیار کوچکی از مواد کربناته در برخی جاها مشاهده می‌شود. این احتمالاً نشان می‌دهد که باریت جایگزین مواد قبلی نشده است، بلکه در فضاها موجود در سنگ‌ها جایگزین گردیده است. در برخی جاها، فضای بین بلورهای باریت توسط مواد کربناته (کلسیت) پر می‌شود (شکل ۴-ز). کوارتز به‌طور محلی به صورت بلورهای ریز تا متوسط با باریت رشد می‌کند (شکل ۴-ح).

Minerals	Mineralization stages	
	Main mineralization stage	Post-mineralization stage
Barite	██████████	
Quartz	██████████	
Bornite	██████████	
Fluorite	██████████	
Galena	██████████	
Pyrite	██████████	
Azurite		██████████
Chrysocolla		██████████
Iron oxides		██████████
Manganes oxides		██████████
Malachite		██████████

شکل ۵: توالی پاراژنزی کانسنگ در کانسار باریت آب ترش.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

در جدول شماره ۱ غلظت عناصر نادر خاکی و Y در نمونه-های باریت کانسار آب ترش (بر حسب ppm) نشان داده شده است. مجموع غلظت عناصر نادر خاکی (ΣREE) در نمونه‌ها کم است و بین ۵/۳۲ تا ۱۴/۵۶ ppm با میانگین ۹/۴۵ ppm قرار می‌گیرد. مجموع غلظت عناصر نادر خاکی سبک (ΣLREE) و مجموع غلظت عناصر نادر خاکی سنگین (ΣHREE) به ترتیب در محدوده‌های ۱۴/۴۴-۵/۱۲ و ۰/۵۱-۰/۱۲ ppm قرار می‌گیرند. نسبت عناصر نادر



شکل ۴: (الف) تصویر میکروسکوپی از گل سنگ (mudstone) میزبان در کانسار آب ترش که از یک زمینه میکریتی حاوی بلورهای کوارتز (Qz) دانه‌ریز و کانی‌های رسی (Cm) تشکیل شده است، (ب) تصویر میکروسکوپی از کالک آنرایت میزبان در کانسار آب ترش که از یک زمینه کربناته که بلورهای کوارتز (Qz) ریزدانه و دانه‌های کربنات (Cg) به اندازه ماسه را در بر می‌گیرد، تشکیل می‌شود، (ج) تصویر میکروسکوپی از یک سنگ آهک میزبان در کانسار آب ترش با تبلور

این نمونه‌ها ناهنجاری‌های Gd ($(Gd/Gd^*)_{CN} = ۰/۰-۲۳/۹۷$) و Ce ($(Ce/Ce^*)_{SN} = ۰/۰-۴۷/۹۹$) منفی را نشان داده، به جز سه نمونه که ناهنجاری‌های Gd ($۱/۰۱-۹/۶۹$) و $(Pr/Pr^*)_{SN}$ ($۱/۹۲$) مثبت نشان می‌دهند. در مورد Pr ($(Pr/Pr^*)_{SN}$)، به نمونه‌ها ناهنجاری‌های منفی نشان می‌دهند ($۰/۰۳-۰/۸۲$)، به استثنای یک نمونه که ناهنجاری مثبت دارد ($۱/۳۶$).
 به دلیل امکان خطای آزمایشگاهی ناشی از تداخل طیف Eu با BaO در حین تجزیه ICP-MS (Greaves et al. 1989;)، در این مطالعه تفسیر داده‌های غلظت Eu انجام نشده است.

خاکی سبک به عناصر نادر خاکی سنگین (LREE/HREE) در نمونه‌های باریت محدوده‌ای از $۱۸/۱۰$ تا $۱۲۰/۳۳$ را شامل شده و نشان می‌دهد که نمونه‌های باریت غنی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین هستند. غلظت ایتیریم از $۰/۰۲$ تا $۷/۰$ ppm با میانگین $۱/۳۶$ ppm متغیر است. نسبت ایتیریم به هولیم (Y/Ho) دارای مقادیر کم تا بسیار زیاد از $۱/۰۰$ تا $۷۰۰/۰۰$ است.
 نسبت‌های Ce/La و Nd_{CN}/Yb_{CN} به ترتیب از $۰/۷۵$ تا $۵/۰۰$ و $۱۶/۷۰$ تا $۶۶/۷۰$ متغیر است. نمونه‌های باریت ناهنجاری‌های لانتان ($(La/La^*)_{CN} = -۳/۱۰-۱۷/۷۲$) منفی و مثبت را نشان می‌دهند.

جدول ۱- غلظت عناصر نادر خاکی و Y در نمونه‌های باریت کانسار آب ترش (بر حسب ppm)

نمونه‌ها	NS-1	NS-2	NS-3	NS-4	NS-5	NS-6	NS-7	NS-8	NS-9	NS-10
La	3.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	5.00	2.00	3.00	5.00
Ce	4.00	2.50	3.75	3.75	5.00	2.50	5.00	3.75	5.00	3.75
Pr	0.28	0.38	0.16	0.20	0.06	0.34	0.02	0.37	0.57	0.58
Nd	3.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	3.00	2.00	3.00	4.00
Sm	0.14	0.11	0.09	0.04	0.03	0.12	0.02	0.27	0.36	0.07
Eu	0.08	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06	0.03	0.10	0.09	0.04
Gd	0.13	0.08	0.07	0.02	0.03	0.15	0.03	0.38	0.37	1.00
Tb	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.06	0.02
Dy	0.11	0.06	0.05	0.03	0.02	0.09	0.03	0.24	0.25	0.02
Ho	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05	0.04	0.01
Er	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.06	0.08	0.02
Tm	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Yb	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02
Lu	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Y	1.00	0.08	0.23	0.02	0.05	0.30	2.00	0.95	2.00	7.00
ΣREE	10.96	5.32	7.30	6.19	8.29	6.37	13.27	9.36	12.90	14.56
$\Sigma LREE$	10.63	5.12	7.10	6.05	8.17	6.17	13.10	8.87	12.39	14.44
$\Sigma HREE$	0.33	0.20	0.20	0.14	0.12	0.20	0.17	0.49	0.51	0.12
LREE/HREE	32.21	25.60	35.50	43.21	68.08	30.85	77.05	18.10	24.29	120.33
Y/Ho	25.00	2.66	7.66	1.00	2.50	30.00	66.66	19.00	50.00	700.00
Ce/La	1.33	2.50	3.75	3.75	5.00	2.50	1.00	1.87	1.66	0.75
Nd_{CN}/Yb_{CN}	26.31	16.70	33.30	33.40	66.60	33.30	50.00	23.78	20.88	66.70
$(La/La^*)_{CN}$	-3.10	0.53	-1.18	2.11	-0.62	1.88	-1.69	2.65	2.41	17.72
$(Gd/Gd^*)_{CN}$	0.62	0.51	0.47	0.23	0.36	1.19	0.26	1.01	0.97	9.64
$(Pr/Pr^*)_{SN}$	0.44	1.36	0.33	0.57	0.10	0.81	0.03	0.76	0.82	0.75
$(Ce/Ce^*)_{SN}$	0.90	0.90	2.11	1.92	3.78	0.97	0.93	0.99	0.87	0.47

بنابراین، محتوای کم ΣREE (۱۴/۵۶ - ۵/۳۲ ppm) منشأ قاره-ای را به جای منشأ عمیق دریایی برای باریت کانسار آب ترش نشان می‌دهد. نسبت Ce/La نیز برای تمایز بین باریت دریایی و خشکی استفاده می‌شود (Guichard et al., 1979). این نسبت در باریت اعماق دریا، کم‌تر از ۱ و شبیه به آب دریا است. در مقابل، در باریت خشکی (رگه ای) این نسبت بزرگ‌تر از ۱ و شبیه به سنگ‌های بازیک و رس-ها است (Guichard et al., 1979). نسبت Ce/La در باریت‌های مورد مطالعه بیش‌تر از ۱ (۵/۰۰ - ۱/۳۳) با میانگین (۲/۷۹) است، به جز دو نمونه با مقادیر ۰/۷۵ و ۱/۰۰ (جدول ۱). نسبت‌های $(\text{La}/\text{La}^*)_{\text{CN}}$ و $(\text{Gd}/\text{Gd}^*)_{\text{CN}}$ در رسوبات شیمیایی دریایی، صرف‌نظر از سن، به عنوان یک ویژگی بالاتر از واحد است (Alexander et al. 2008). نیمی از نمونه‌های باریت دارای نسبت $(\text{La}/\text{La}^*)_{\text{CN}}$ کم‌تر از واحد (۳/۱۰ - ۰/۵۳) هستند، در حالی که بیش‌تر آن‌ها (به استثنای سه نمونه) نسبت $(\text{Gd}/\text{Gd}^*)_{\text{CN}}$ کم‌تر از واحد (۰/۹۷ - ۰/۲۳) دارند (جدول ۱). محتوای کم ΣREE نسبت Ce/La، و ناهنجاری‌های La و Gd نشان می‌دهد که بر خلاف باریت دریایی و رسوبات شیمیایی، باریت در کانسار آب ترش مستقیماً از آب دریا رسوب نکرده است، بلکه احتمالاً منشأ خشکی دارد. با این حال، از آنجایی که برخی از نمونه‌های باریت نسبت‌های Ce/La، $(\text{La}/\text{La}^*)_{\text{CN}}$ و $(\text{Gd}/\text{Gd}^*)_{\text{CN}}$ مشابه با باریت دریایی و رسوبات شیمیایی را نشان می‌دهند، می‌توان نتیجه گرفت که آب دریا نیز در ته نشست باریت مؤثر بوده است. نسبت Y/Ho در باریت کانسار آب ترش دارای مقادیری در محدوده وسیع ۷۰۰/۰۰ - ۱/۰۰ است (جدول ۱). به استثنای یک نمونه که دارای مقدار بسیار بالای ۷۰۰/۰۰ می‌باشد، میانگین مقدار نسبت Y/Ho در سایر نمونه‌ها ۲۲/۷۲ است. این مقدار میانگین نزدیک به مقدار کندریتی آن (۲۸=Y/Ho؛ McDonough and Sun, 1995) و به طور قابل توجهی کم‌تر از این نسبت در آب دریا است (۱۰۱=Y/Ho؛ Bao et

-ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{34}\text{S}$ برای باریت در جدول شماره ۲ فهرست شده‌اند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{34}\text{S}$ برای باریت به ترتیب در محدوده‌های باریک از ۱۰/۴ تا ۱۱/۱ ‰ و ۲۷/۳ تا ۲۷/۸ قرار دارند.

جدول ۲- ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد برای نمونه‌های باریت در کانسار آب ترش.

نمونه‌ها	نام کانی	اکسیژن (%) $\pm 1\sigma$	گوگرد (%) $\pm 1\sigma$
	باریت	+11.1 \pm 0.2	+27.7 \pm 0.1
	باریت	+11.1 \pm 0.1	+27.8 \pm 0.1
	باریت	+10.4 \pm 0.2	+27.3 \pm 0.2

بحث و نتیجه‌گیری

- الگوی عناصر نادر خاکی

الگوهای عناصر نادر خاکی هنجار شده با کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های باریت کانسار آب ترش در شکل ۶-الف نشان داده شده‌اند. این الگوها غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین در باریت را نشان می‌دهند. نسبت‌های LREE/HREE (۱۰/۳۳ - ۱۸/۱۲۰) و $\text{Nd}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ (۷۰/۷۰ - ۱۶/۶۶) نیز غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین را در نمونه‌های باریت آشکار می‌سازد. غنی‌شدن باریت از LREE در مقایسه با HREE ویژگی رایج است، زیرا شباهت بیش‌تر شعاع یونی LREE (در مقایسه با HREE) به Ba^{2+} منجر به تمرکز بیش‌تر LREE در هنگام جانشینی REE در ساختار باریت می‌شود (Guichard et al., 1979). باریت‌های عمیق دریایی حاوی غلظت عناصر نادر خاکی بالاتری در مقایسه با باریت‌های خشکی و گرمابی هستند، به طوری که باریت-های دریایی به طور کلی ۱۰ تا ۱۰۰ برابر بیش‌تر از باریت-های تشکیل شده در خشکی محتوای عناصر نادر خاکی دارند (Dora et al., 2022؛ Guichard et al., 1979).

شکل ۶: الف) الگوهای REE هنجار شده با کندریت برای نمونه‌های باریت کانسار آب ترش، (ب) نمودار $(Ce/Ce^*)_{SN}$ در مقابل $(Pr/Pr^*)_{SN}$ برای نمونه‌های باریت کانسار آب ترش (Bau and Dulski, 1996; Shields et al., 2004). محدوده I: بدون ناهنجاری؛ محدوده IIa: ناهنجاری مثبت La باعث ناهنجاری منفی ظاهری می‌شود؛ محدوده IIb: ناهنجاری منفی La ناهنجاری مثبت ظاهری ایجاد می‌کند؛ محدوده IIIa: ناهنجاری مثبت واقعی Ce؛ محدوده IIIb: ناهنجاری منفی واقعی Ce؛ محدوده IV: ناهنجاری مثبت La ناهنجاری مثبت Ce را پنهان می‌کند.

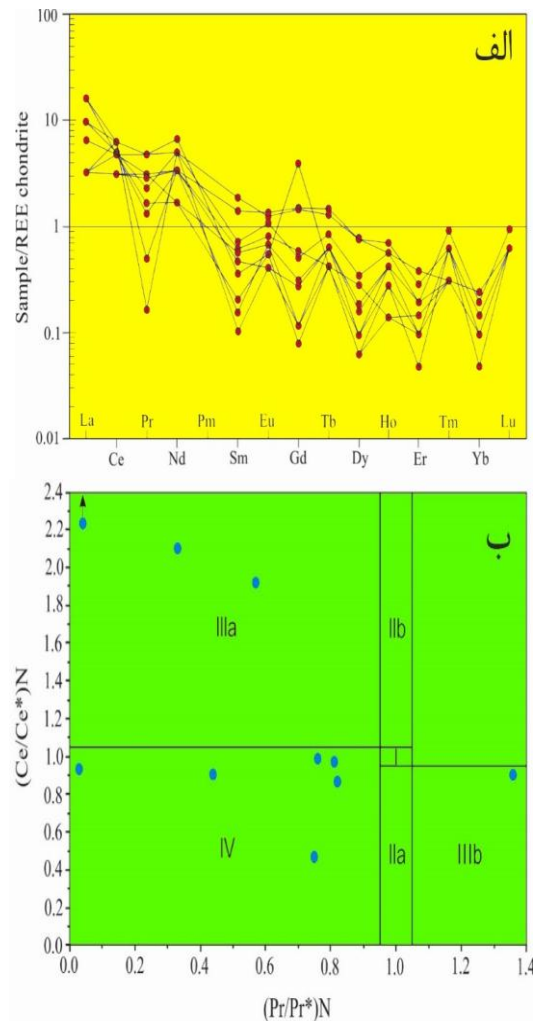
-ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد
نمونه‌های باریت کانسار آب ترش دارای ترکیبات ایزوتوپی گوگرد یکنواخت از $27/3\%$ تا $27/8\%$ هستند. مقادیر مثبت زیاد نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد در نمونه‌های باریت نشان می‌دهد که منبع گوگرد سولفات آب دریا بوده است. در کانسارهای اپی ژنتیک، آب دریا می‌تواند سولفات را برای تشکیل کانی‌های سولفاتی به دو طریق شامل رسوبات تبخیری و سولفات حمل شده در آب‌های فسیلی فراهم کند. (Ehya, Bouabdellah et al., 2012). واحدهای سنگی مجاور کانسار آب ترش که حاوی کانی‌های تبخیری هستند، مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژپس دار نئوژن پایینی هستند که در حدود ۹ کیلومتری شمال شرقی محل کانی‌سازی رخمون دارند (Dimitrijević, 1972) (خارج از شکل ۱-ب).

با توجه به این که سن دقیق کانی‌زایی مشخص نیست (سن نسبی پس از سنونین)، منشأ گرفتن سولفات از این منبع قطعی نیست، بلکه باید به عنوان یک سناریوی احتمالی در نظر گرفته شود. احتمال دوم این است که سولفات از سولفات حمل شده بوسیله آب‌های فسیلی محبوس در واحدهای سنگی با سن نامعلوم (احتمالاً سنونین) در ناحیه کانسار آب ترش تأمین شده است. بنابراین، داده‌های در دست به این نتیجه می‌رسند که سولفات از یک یا هر دوی این منابع منشأ گرفته است.

مقادیر $\delta^{18}O$ در نمونه‌های باریت $(+11/1 - +10/4\%)$ بالاتر از مقادیر معمول در سنگ‌های آذرین است $(+7/0 -$

نحوه تشکیل کانسار باریت آب ترش، استان کرمان، با نگرشی بر...

al., 2008). بنابراین، نسبت Y/Ho نیز به نشست باریت از آب دست نخورده دریا را تأیید نمی‌کند. نسبت $(Ce/Ce^*)_{SN}$ نشان می‌دهد که اکثر باریت‌ها یا دارای ناهنجاری‌های Ce مثبت واقعی هستند یا در آن ناهنجاری La مثبت، ناهنجاری Ce مثبت را پنهان می‌کند (جدول ۱ و شکل ۶-ب). فقط یک نمونه ناهنجاری Ce منفی واقعی را نشان می‌دهد. آب دریای آزاد و رسوبات وابسته یک ناهنجاری Ce منفی است را نشان می‌دهند، زیر Ce با اکسیداسیون به Ce^{4+} نامحلول به سرعت از آب دریا حذف می‌شود (Pattan et al., 2005). این واقعیت که ناهنجاری Ce در نمونه‌های باریت شبیه به آب دریا نیست، دوباره نشان می‌دهد که آب دریا به طور مستقیم در تشکیل باریت نقش نداشته است.



آنجایی که کانی سازی باریت از روند گسل‌های اصلی در منطقه پیروی می‌کند، ممکن است که گسلش شدید در تشکیل کانسار باریت در منطقه مورد مطالعه نقش داشته است. می‌توان نتیجه گرفت که حرکات تکتونیکی فشارشی پس از کرتاسه سبب گسلش و برشی شدن سنگ‌های میزبان شده، که مسیرهای مورد نیاز برای مهاجرت رو به بالای سیالات گرمابی عمیق، غنی از Ba و سیلیس از یک منبع شوراب حوضه‌ای غالب را فراهم کرده است (Oliver, 1986؛ Leach et al., 2005, 2010). این محلول‌ها هم چنین حاوی مقادیر جزئی از فلزات پایه و F بوده‌اند. باریت به صورت رگه‌ای در جایی رسوب کرده است که در آنجا سیالات بالارو داغ و دارای Ba با آب‌های سردتر حاوی سولفات محبوس در لایه‌های سنونین فوقانی و یا آب‌های جوی سرد فرورو که سولفات را از سنگ‌های حاوی تبخیری‌های نئوزن پایینی به‌دست آورده‌اند، برخورد می‌کنند. در طول کانی‌سازی، اختلاط بین آب‌های جوی گرم شده بالارو و آب‌های جوی سرد فرورو نیز رخ داده است. ته نشست باریت ظاهراً ترجیحاً در شکستگی‌ها و احتمالاً گسل‌های موجود در سنگ‌های میزبان رخ داده است. این مدل زایش کانسنگ هم چنین برای برخی از رگه‌های کم عمق یا نهشته‌های سرب-روی وابسته به دگرشیمی دارای فلوریت و باریت پیشنهاد شده است (شکل-۷) (Ehya, 2012b؛ Galindo et al., 1994؛ Dill, 2010؛ Nejadhadad et al., 2023).

سرد شدن و اختلاط سیال می‌تواند سازوکارهای اصلی ته نشست باریت و کوارتز (به عنوان کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ) در کانسار آب ترش باشد. از آنجا که کالک آرنایت‌ها و سنگ آهک‌های سنونین، به عنوان سنگ‌های میزبان کانی‌سازی باریت، به طور دگرشیب کنگلومراهای حاشیه‌ای سنومنین را پوشانده‌اند، تماس بین این دو واحد سنگ چینه‌ای به عنوان یک سطح دگرشیمی در نظر گرفته می‌شود. بنابراین، با توجه به طبقه‌بندی پیشنهادی دیل (Dill, 2010) برای کانسارهای باریت، کانسار آب ترش باید در

۱/۲- %؛ Taylor, 1968؛ Boroughs et al., 2012)، که تأمین اکسیژن از یک منبع ماگمایی را نامحتمل می‌سازد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سولفات آب دریا در طول زمان زمین شناسی ثابت نبوده، بلکه از مقدار حداقل ۱۱% در پرمین تا مقدار حداکثر ۱۷% در پروتروزویک پسین متغیر بوده است (Claypool et al., 1980). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های باریت به مقادیر آن در سولفات آب دریا نزدیک است و از این دیدگاه حمایت می‌کند که احتمالاً اکسیژن از آب‌های فیسیلی محبوس در واحدهای سنگی ناحیه کانسار سرچشمه می‌گیرد.

ارائه یک مدل زایشی برای تشکیل کانسنگ در کانسار آب ترش

شواهد حاصل از مطالعات صحرائی، از جمله برش‌های سنگ میزبان که بوسیله باریت سیمان شده‌اند (شکل ۳-د)، به وضوح یک منشأ اپی ژنتیک را برای کانی‌سازی باریت در کانسار آب ترش نشان می‌دهد. به علاوه، این نشان دهنده کانی‌سازی همزمان یا پس از گسلش است. پذیرفته شده است که باریت‌های اپی ژنتیک از طریق برهم کنش بین تبخیری‌های دریایی و یا آب‌های دریایی تبخیری مدفون (آب‌های فیسیلی) و سیالات غنی از Ba در داخل سنگ میزبان قبلاً رسوب شده، ته‌نشست می‌شوند (Hanor, 2000؛ Forjanés et al., 2020). در واقع، از آنجا که باریت در آب بسیار کم محلول است (حدود ۲/۵ میلی گرم در لیتر در دمای 25°C ؛ Dunn et al., 1999)، این ایده که هم Ba و هم سولفات در یک سیال حمل شوند، امکان پذیر نیست، بلکه باید دو محلول، یکی غنی از Ba و تهی از سولفات، و دیگری غنی از سولفات و تهی از Ba، در تشکیل باریت نقش داشته باشند (Hanor, 2000؛ Martínez-Ruiz et al., 2019؛ Crockford et al., 2019). داده‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی-ایتریم (REE-Y) و ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد نشان می‌دهد که شوراب‌های حوضه‌ای، سیالات کانی‌ساز در کانسار باریت آب ترش را تأمین کرده‌اند. از

میزبان برشی و سیمان شده توسط باریت حاکی از یک منشأ اپی ژنتیک برای کانی‌سازی باریت آب ترش است.

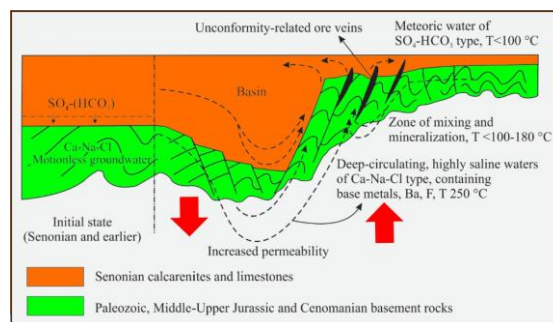
داده‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی-ایتریم (REE-Y) و ایزوتوبی اکسیژن نشان می‌دهد که شوراب‌های حوضه‌ای، سیالات کانی‌ساز در کانسار باریت آب ترش را تأمین کرده اند. باریت‌های عمیق دریایی حاوی غلظت عناصر نادر خاکی بالاتری در مقایسه با باریت‌های خشکی و گرمابی هستند، به طوری که باریت‌های دریایی به طور کلی ۱۰ تا ۱۰۰ برابر بیش‌تر از باریت‌های تشکیل شده در خشکی محتوای عناصر نادر خاکی دارند (Guichard et al., 1979; Dora et al., 2022). بنابراین، محتوای کم ΣREE (۱۴/۵۶ ppm) منشأ قاره‌ای را به جای منشأ عمیق دریایی برای باریت کانسار آب ترش نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های باریت به مقادیر آن در سولفات آب دریا نزدیک است و از این دیدگاه حمایت می‌کند که احتمالاً اکسیژن از آب‌های فسیلی محبوس در واحدهای سنگی ناحیه کانسار سرچشمه می‌گیرد. محلول‌های کانی‌دار و قسمت‌های سطحی که گسلی و خرد شده باشند برخورد کرده‌اند به علت کاهش ناگهانی فشار دما و احیاناً تغییر عوامل دیگر مانند واکنش محلول‌های کانه‌دار با سنگ‌های کربناته منجر به قلیایی شدن محیط و ته نشینی و کانی‌سازی گردیده است. ته‌نشست باریت ظاهراً ترجیحاً در شکستگی‌ها و احتمالاً گسل‌های موجود در سنگ‌های میزبان رخ داده است. حرکات تکتونیکی فشارشی پس از کرتاسه سبب گسلس و برشی شدن سنگ‌های میزبان شده، که مسیرهای مورد نیاز برای مهاجرت رو به بالای سیالات گرمابی عمیق، غنی از باریم و سیلیس از یک منبع شوراب حوضه‌ای غالب را فراهم کرده است.

سپاس‌گزاری

این تحقیق به عنوان بخشی از فعالیت‌های پژوهشی لازم برای اخذ درجه دکتری زمین‌شناسی اقتصادی نویسنده اول از دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان انجام شده است. از

نحوه تشکیل کانسار باریت آب ترش، استان کرمان، با نگرشی بر...

رده وابسته به ساختار (structure-related) این کانسارها در نظر گرفته شود. همراهی مقادیر اندکی گالن و فلوریت با کانی‌سازی باریت نشان‌دهنده تمایل کانسار آب ترش به سمت زیررده سرب-روی-باریم-فلوریت وابسته به دگرشیبی (رگه‌های کم عمق) است.



شکل ۷: مدل مفهومی تشکیل کانسنگ‌های رگه‌های F-Ba-Pb-Zn-U وابسته به دگرشیبی که برای کانسار باریت آب ترش پیشنهاد می‌شود (با تغییر از Dill, 2010).

نتیجه‌گیری

در کانسار باریت آب ترش، عواملی مانند سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و تبلور مجدد رخ داده است چنین عواملی سبب افزایش نفوذپذیری، انجام فعل و انفعالات مناسب شیمیایی باعث سختی و خاصیت شکنندگی موضعی در سنگ‌های منطقه شده است که باعث جدا شدن کانه از سیالات کانه‌دار و ذخیره شدن آن شده است. کانی‌سازی در این ناحیه عموماً از طریق پرکردن فضاهای خالی انجام شده است. معمولاً اینگونه فضاهای خالی در مناطق سطحی بیش‌تر از مناطق عمیق وجود دارند. چون در قسمت‌های سطحی سنگ‌ها از نظر مکانیکی، رفتاری شکننده از خود نشان داده‌اند. در صورتیکه در اعماق بیش‌تر رفتار سنگ‌ها به حالت نیمه پلاستیک نزدیک می‌شود. در این کانسار، هر چه که به سمت اعماق بیش‌تر برویم، از کانی‌سازی به روش پرکردن فضاهای خالی کاسته شده و در عوض کانی‌سازی به صورت جانشینی افزوده می‌شود. کانسار باریت آب ترش بصورت یک رگه چینه کران (استراتاباند) در یک توالی از واحدهای سنگی رسوبی سنونین رخ می‌دهد. سنگ‌های

- [16] Bouabdellah, M.; Sangster, D.F.; Leach, D.L.; Brown, A.C.; Johnson, C.A.; Emsbo, P., 2012, Genesis of the Touissit-Bou Bekker Mississippi Valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. *Economic Geology*, 107, 117-146.
- [17] Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *REE Geochemistry*, Henderson, P., Ed.; Elsevier: Amsterdam, pp. 63-114.
- [18] Carranza, E.J.M., 2011, Thematic Issue: Isotopic Geochemistry of Mineral Deposits-Implication for Ore Genesis. *Resource Geology* 61, 313-315.
- [19] Champion, D.C., Huston, D.L., 2016, Radiogenic isotopes, ore deposits and metallogenic terranes: Novel approaches based on regional isotopic maps and the mineral systems concept, *Ore Geology Reviews* 76, 229-256.
- [20] Clark, S.H.B.; Poole, F.G.; Wang, Z., 2004, Comparison of some sediment hosted, stratiform barite deposits in China, the United States, and India. *Ore Geology Reviews* 24, 85-101.
- [21] Claypool, G.E.; Holsler, W.T.; Kaplan, I.R.; Sakou, H.; Zak, I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28, 199-260.
- [22] Cole, C.S., James, R.H., Connelly, D.P., Hathorne, E.C., 2014, Rare earth elements as indicators of hydrothermal processes within the East Scotia subduction zone system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140, 20-38.
- [23] Derakhshi, M.G.; Hosseinzadeh, M.R.; Moayyed, M.; Maghfouri, S., 2019, Metallogenesis of Precambrian SEDEX-type Barite-(Pb-Cu-Zn) deposits in the Mishu mountain, NW Iran: Constrains on the geochemistry and tectonic evolution of mineralization. *Ore Geology Reviews* 107, 310-335.
- [24] Dill, H.G., 2010, The 'chessboard' classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews* 100, 1-420.
- [25] Djoković, I.; Dimitrijević, M. N., 1972, Baghin quadrangle map 1: 100000. Geological Survey of Iran: Tehran, Iran.
- [26] Dora, M.L., Roy, S.K., Khan, M., Randive, K., Kanungo, D.R., Barik, R., Kaushik, C.S., Bari, S.H., Pattanayak, R.S., Krishna, K.V.S., Mayachar, G.K., 2022, Rift-induced structurally controlled hydrothermal barite veins in 1.6 Ga granite, Western Bastar Craton, Central India: Constraints from fluid inclusions, REE geochemistry, sulfur and strontium isotopes studies. *Ore Geology Reviews*, 148, 105050.
- [27] Dunn, K., Daniel, E., Shuler, P. J., Chen, H. J., Tang, Y., Yen, T. F., 1999, Mechanisms of surface precipitation and dissolution of barite: a morphology approach. *Journal of Colloid and Interface Science*, 214, 427-437.
- [28] Ebunu, A.I.; Olanrewaju, Y.A.; Ogolo, O.; Adetunji, A.R.; Onwuaku, A.P., 2021, Barite as an industrial mineral in Nigeria: occurrence, utilization, challenges, and prospects. *Heliyon* 7, e07365.
- [29] Ehya, F., 2012, a. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy and Petrology* 104, 81-93.
- [30] Ehya, F., 2012, b. Variation of mineralizing fluids and fractionation of REE during the emplacement of the vein-type fluorite deposit at Bozijan, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 112, 93-106.
- [31] Ehya, F., 2014, The Paleozoic Ozbak-Kuh carbonate-hosted Pb-Zn deposit of East Central Iran: Isotope (C, O, S, Pb) geochemistry and ore genesis. *Mineralogy and Petrology* 108, 123-136.
- [32] Ehya, F., Mazraei, S.M., 2017, Hydrothermal barite mineralization at Chenarvardeh deposit, Markazi Province, Iran: Evidences from REE geochemistry and fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences* 134, 299-307.
- [33] Elswick, E.R., Maynard, J.B., 2014, Bedded Barite Deposits: Environments of Deposition, Styles of Mineralization, and Tectonic Settings. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.) *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, Elsevier, pp. 629-656.
- همکاری و نظرات کاربردی داوران محترم و اعضای هیات تحریریه مجله کاربرد شیمی در محیط زیست کمال تشکر و قدردانی را دارم.
- ### منابع
- [۱] آفانباتی، علی، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- [۲] حمدی، ب، ۱۳۷۴، سنگ‌های رسوبی پرکامبرین-کامبرین در ایران. طرح تدوین کتاب.
- [۳] حیدری، م، ۱۳۹۸، گزارش پی‌جویی و تهیه نقشه در مقیاس ۵۰۰۰: ۱ محدوده معدنی آب ترش. شرکت صنایع تولید پودر بندر امام. ۷۸ صفحه.
- [۴] قربانی، م، ۱۳۸۱، دیپچهای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۶۹۵.
- [۵] کشفی، س.م، ۱۳۷۶، ویژگی‌های کانسازسازی و ژئوشیمیایی کانساز باریت آب ترش منطقه باغین کرمان. دانشگاه شهید باهنر کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد.
- [6] Abidi, R., Slim-Shimi, N., Marignac, C., Hatira, N., Gasquet, D., Renac, C., Soumarin, A., Gleeson, S., 2012, The origin of sulfate mineralization and the nature of the BaSO₄-SrSO₄ solid-solution series in the Ain Allega and El Aguiba ore deposits, Northern Tunisia. *Ore Geology Reviews*, 48, 165-179.
- [7] Alaminia, Z.; Sharifi, M., 2018, Geological, geochemical and fluid inclusion studies on the evolution of barite mineralization in the Badroud area of Iran. *Ore Geology Reviews*, 92, 613-626.
- [8] Alaminia, Z., Tadayan, M., Griffith, E.M., Solé, J., Corfu, F., 2021, Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran, *Chemical Geology* 566, 120084.
- [9] Alavi, M., 1991, Tectonic map of the Middle East 1:5000000, Geological Survey of Iran: Tehran, Iran.
- [10] Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008, Continentally derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim Cosmochim Acta* 72, 378-394.
- [11] Bao, S.X., Zhou, H.Y., Peng, X.T., Ji, F.W., Yao, H.Q., 2008, Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochemical Journal* 42, 359-370.
- [12] Bau, M., Dulski, P., 1996, Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 79, 37-55.
- [13] Bau, M., Möller, P., 1991, REE systematics as source of information on minerogenesis. In Pagel M. and Leroy J.L. (eds.): *Source, transport and deposition of metals*, Balkema, Rotterdam, 17-20.
- [14] Bau, M., Möller, P., 1992, Rare earth element fractionation in metamorphic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and Petrology* 45, 231-246.
- [15] Boroughs, S., Wolff, J.A., Ellis, B.S., Bonnicksen, B., Larson, P.B., 2012, Evaluation of models for the origin of Miocene low- $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites of the Yellowstone/Columbia River Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters* 313-314, 45-55.

- Mississippi Valley-type deposits. *Economic Geology*, 91, 355–367.
- [52] Kharaka, Y. K., Hanor, J. S., 2003, Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. *Treatise on Geochemistry*, 5, 605.
- [53] Kogel J.E., Trivedi N., Barker, J.M., Krukowski S.T., 2006, *Industrial Minerals & Rocks-Commodities, Markets and Uses*, 7th edition, Society for Mining, Metallurgy and Exploration Inc., 1568pp.
- [54] Labe, N.A., Ogunleye, P.O., Ibrahim, A.A., 2018, Field occurrence and geochemical characteristics of the baryte mineralization in Lessel and Ihugh areas, Lower Benue Trough, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 142, 207-217.
- [55] Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D., Gardoll, S.J., 2010, Sediment-hosted lead–zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105, 593–625.
- [56] Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S., 2005, Sediment-hosted lead–zinc deposits: a global perspective. In: Hedenquist, J.W., et al. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Inc., Littleton, Co., pp. 561–607.
- [57] Liu, W.; An, Y.; Qu, Q.; Li, P.; Zhang, L.; Li, C.; Wei, S.; Zhou, H.; Chen, J., 2023, An efficient method for separation of REEs from Ba for accurate determination of REEs contents in Ba-rich samples by ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*.
- [58] Machel, H.G., 1987, Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, 15, 936–940.
- [59] Machel, H.G., Krouse, H.R., Sassen, R., 1995, Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry*, 10, 373–389.
- [60] McRae, M.E. Barite. 2018, *Minerals Yearbook, BARITE [ADVANCE RELEASE]*, U.S. Geological Survey: October 2021.
- [61] McRae, M.E., 2022, Barite. *Mineral Commodity Summaries*, U.S. Geological Survey: January.
- [62] Martinez-Ruiz, F., Paytan, A., Gonzalez-Munoz, M. T., Jroundi, F., Abad, M. M., Lam, P. J., Bishop, J. K. B., Horner, T. J., Morton, P. L., Kastner, M., 2019, Barite formation in the ocean: Origin of amorphous and crystalline precipitates. *Chemical Geology*, 511, 441–451.
- [63] McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- [64] McLennan, S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin BR, McKay GA (eds) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21, 169–200.
- [65] Michard, A., 1989, Rare earth element systematics in hydrothermal fluids, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 745–750.
- [66] Mills, P., 2006, Barium minerals. In: Kogel JE, Trivedi NC, Barker JM, Krukowski ST (eds) *Industrial minerals and rocks: Commodities, markets, and uses*. 7th ed., Society for Mining, Metallurgy & Exploration, pp 219–227.
- [67] Möller, P., 1998, Europium anomalies in hydrothermal minerals: kinetic versus thermodynamic interpretation. *Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 239–246.
- [68] Nejadhadad, M.; Taghipour, B.; Lentz, D.R., 2023, Implications of multiple fluids in the deposition of Pb-Zn-Ba deposits in the Alvand Mountain, Golpayegan, Iran: evidence from fluid inclusions and O, C, S isotopes, *Ore Geology Reviews*.
- [69] Okubo, J., Klyukin, Y. I., Warren, L. V., Sublett, D. M., Bodnar, R. J., Gill, B. C., Xiao, S., 2020, Hydrothermal influence on barite precipitates in the basal Ediacaran Sete Lagoas cap dolostone, Sao Francisco Craton, central Brazil. *Precambrian Research*, 340, 105628.
- [34] Forjanés, P., Astilleros, J. M., Fernández-Díaz, L., 2020, The formation of barite and celestite through the replacement of gypsum. *Minerals*, 10, 189.
- [35] Galindo, C.; Tornos, F.; Darbyshire, D.P.F.; Casquet, C., 1994, The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study. *Chemical Geology* 112, 351–364.
- [36] Gaškov, M., Sepp H., Pani, T., Paiste, P., Kirsimäe K., 2017, Barite mineralization in Kalana speleothems, Central Estonia: Sr, S and O isotope characterization. *Estonian Journal of Earth Sciences* 66, 130–141.
- [37] Ghorbani, M., 2013, *The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources*. Springer: Dordrecht, 542 p.
- [38] Gonzalez-Munoz, M.T., Martinez-Ruiz, F., Morcillo, F., Martin-Ramos, J.D., Paytan, A., 2012, Precipitation of barite by marine bacteria: A possible mechanism for marine barite formation. *Geology* 40; 675-678.
- [39] Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M., Jaffrezic, H., 1979, Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 983-997.
- [40] Greaves, M.J., Elderfield, H., Klinkhammer, G.P., 1989, Determination of the rare earth elements in natural water by isotope-dilution mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta* 218, 265–280.
- [41] Griffith, E.M., Paytan, A., 2012, Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Sedimentology* 59, 1817-1835.
- [42] Griffith, E. M., Paytan, A., Wortmann, U. G., Eisenhauer, A., Scher, H. D., 2018, Combining metal and nonmetal isotopic measurements in barite to identify mode of formation. *Chemical Geology*, 500, 148-158.
- [43] Hanor, J.S., 2000, Barite-celestite geochemistry and environments of formation. In: Alpers CN, Jambor JL, Nordstrom DK (eds) *Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 40. Mineralogical Society of America and The Geochemical Society, Washington, D.C., PP. 193-263.
- [44] Hein, J.R., Zierenberg, R.A., Maynard, J.B. Hannington, M.D., 2007, Multifarious barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. *Deep-Sea Research II* 54, 1327–1349.
- [45] Hodaie Keveshk, H., Ehya, F., Rostami Paydar, G., Maleki Kheymsari, S., 2021, Rare earth elements geochemistry, O and S isotopic compositions, and microthermometric data of barite from the Kuh-Ghalagheh deposit, Markazi Province, Iran. *Applied Geochemistry* 135, 105-128.
- [46] Hodaie Keveshk, H., Ehya, F., Paydar, G.R., Maleki Kheymsari, S., 2022, The Kohlou barite deposit, Markazi Province, Iran: studies on rare earth element geochemistry, O and S isotopes, and fluid inclusions. *Carbonates and Evaporites* 37, 38.
- [47] Hoefs, J., 2009, *Stable isotope geochemistry*, 6th edn. Springer-Verlag, Berlin, 285 P.
- [48] Johnson, C. A., Kelley, K. D., Leach, D. L., 2004, Sulfur and oxygen isotopes in barite deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for the origin of the Red Dog massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 99, 1435–1448.
- [49] Johnson, C.A., Emsbo, P., Poole, F.G., Rye, R.O., 2009, Sulfur- and oxygen-isotopes in sediment-hosted stratiform barite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 133–147.
- [50] Johnson, C.A.; Piatak, N.M.; Miller, M.M., 2017, Barite (barium). In *Critical Mineral Resources of the United States-Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*, Schulz, K.J.; DeYoung, J.H.; Seal, R.R.; Bradley, D.C. Eds.; U. S. Geological Survey Professional Paper 1802, pp. D1–D18.
- [51] Jones, H.D., Kesler, S.E., Furman, F.C., Kyle, J.R., 1996, Sulphur isotope geochemistry of Southern Appalachian

- [70] Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., Thiemens, M.H., 1998, Sulfur isotopic composition of Cenozoic seawater sulfate. *Science* 282, 1459–1462.
- [71] Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K., Kastner, M., 2002, Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30, 747–750.
- [72] Rajabzadeh, M.A., 2007, A fluid inclusion study of a large MVT barite–fluorite deposit: Komshech, Central Iran. *Iranian Journal of Science and Technology, Transaction A*, 31, 73–87.
- [73] Ramezani, J.; Tucker, R.D., 2003, The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303, 622–665.
- [74] Saintilan, N.J., Spangenberg, J.E., Chiaradia, M., Chelle-Michou, C., Stephens, M.B., Fontboté, L., 2019, Petroleum as source and carrier of metals in epigenetic sediment-hosted mineralization. *Scientific Reports*, 9, 8283.
- [75] Schaefer, M., 2002, Paleoproterozoic Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ghaap Group, Transvaal Supergroup in Griqualand West, South Africa, Ph.D theses, Rand Afrikaans University, 367 pp.
- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, 633–677.
- [76] Seal II, R.R., Alpers, C.N., Rye, R.O., 2000, Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals. In: Alpers, C.N., Jambor, J.L., Nordstrom, D.K. (Eds.), *Sulfate minerals: crystallography, geochemistry, and environmental significance. Reviews in mineralogy and geochemistry*. Mineralogical Society of America, Washington D.C., pp. 541–602.
- [77] Sharifiyan, S.; Hosseinzadeh, M.R.; Maghfouri, S.; Moayyed, M., 2021, Sediment hosted stratiform barite – (Cu-Zn-Pb) deposits in the southwest Mahabad, Iran; implications for geology, ore textural, compositional, and S-O isotopes geochemistry. *Ore Geology Reviews* 139, 104549.
- [78] Shields, G., Kimura, H., Yang, J., Gammon, P., 2004. seawater: new francolite-bound sulphate $\delta^{34}\text{S}$ data and a critical appraisal of the existing record. *Chemical Geology* 204, 163–182.
- [79] Sverjensky, D.A., 1984, Europium redox equilibria in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 70–78.
- [80] Taylor, H.P., 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 19, 1–71.
- [81] Taylor, S.R.; McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and its evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- [100] USGS (U.S. Geological Survey) (2023) Mineral commodity summaries, January 2023: U.S. Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2023/mcs2023-barite.pdf>
- [82] Yang, X., Zhang, Z., Duan, S., 2018, Origin of the Mesoproterozoic Jingtieshan bedded barite deposit, North Qilian Mountains, NW China: Geochemical and isotope (O, S, Sr) evidence. *Geological Journal* 53, 21–32.
- [83] Zarasvandi, A., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A., Bagheri, H., 2014, Geochemistry and fluid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit. *Iran. Geologos* 20, 201–214.
- [84] Zhou, X., Chen, D., Dong, S., Zhang, Y., Guo, Z., Wei, H., Yu, H., 2015, Diagenetic barite deposits in the Yurtus Formation in Tarim Basin, NW China: Implications for barium and sulfur cycling in the earliest Cambrian. *Precambrian Research*, 263, 79–