



## کانی‌سازی عناصر نادر خاکی و اورانیم در فسفریت‌های سازند پابده در محدوده شیخ هابیل، استان کهگیلویه و بویراحمد، جنوب غرب ایران

مریم حاج عبدالله جواهری<sup>۱\*</sup>، محمد یزدی<sup>۱</sup>، ابرج رسا<sup>۱</sup>، خالق خشنودی<sup>۲</sup>، سمانه ضیاءپور<sup>۲</sup>

۱. گروه زمین‌شناسی منابع معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، صندوق پستی: ۱۹۸۳۹-۶۹۴۱۱، تهران - ایران  
۲. پژوهشگاه چرخه سوخت هسته‌ای، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی ایران، صندوق پستی: ۱۱۳۶۵-۸۴۸۶، تهران - ایران

\*Email: mh.j364@gmail.com

### مقاله‌ی پژوهشی

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۹/۲۹ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۲/۴/۱۴

### چکیده

محدوده شیخ هابیل در فاصله حدود ۸۰ کیلومتری دهدشت در جنوب شرق استان کهگیلویه و بویراحمد قرار گرفته است. این محدوده در زون زمین‌ساختی زاگرس قرار دارد. سنگ میزبان این محدوده از سازند پابده با سن پالئوسن پسین - الیگوسن پیشین تشکیل شده است. سنگ‌های محدوده شیل‌های خاکستری به همراه با لایه‌های فسفریت و لایه‌های نازک آهک مارنی و آهک چرت‌دار است. در این پژوهش کانی‌سازی عناصر نادر خاکی، اورانیم و سایر عناصر همراه موجود در فسفریت‌های سازند پابده در منطقه شیخ هابیل براساس مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و تجزیه‌های ژئوشیمیایی بررسی شد. نتایج کانی‌شناسی نشان داد که کانی‌های کلسیت، فلونورآپاتیت، گلوکونیت، کوارتز و کانی‌های رسی کانی‌های اصلی کانسنگ فسفات شیخ هابیل هستند. کانسار فسفات شیخ هابیل با میانگین ۲۴/۴۷ درصد  $P_2O_5$  یکی از مهم‌ترین ذخایر فسفات در سازند پابده است. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان داد که میانگین غلظت اورانیم حدود ۱۰۰ پی‌پی‌ام و متوسط ضریب غنی‌شدگی آن حدود ۴۶/۵ است. میانگین مجموع عناصر نادر خاکی نمونه‌های حاوی فسفات ۱۸۹/۱۸ پی‌پی‌ام می‌باشد. نسبت  $(La/Yb)_N$  حدود ۰/۶۲-۰/۵۴ و  $(LREE/HREE)_N$  بین ۰/۶۲-۰/۷۲ است. این داده‌ها نشان می‌دهد که غنی‌شدگی تقریبی HREEها نسبت به LREEها دیده می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری منفی Ce است که نشان‌دهنده وجود یک محیط فاقد اکسیژن در زمان نهشت فسفریت‌های شیخ هابیل می‌باشد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان داد که فسفریت‌های محدوده شیخ هابیل دارای غنی‌شدگی خوبی از عناصر نادرخاکی و اورانیم هستند. این نتایج بیانگر این نکته است که دیگر مناطق سازند پابده می‌توانند ذخایری از این عناصر ارزشمند داشته باشند.

**کلیدواژه‌ها:** سازند پابده، کانسار شیخ هابیل، فسفریت، اورانیم، عناصر نادر خاکی

## REE and U mineralization in the phosphorites of the Pabdeh Formation, Sheikh Habil area, Kohgiluyeh-Boyer Ahmad province, SW of Iran

M. Haj Abdollah Javaheri<sup>\*1</sup>, M. Yazdi<sup>1</sup>, I. Rasa<sup>1</sup>, Kh. Khoshnoodi<sup>2</sup>, S. Ziapour<sup>2</sup>

1. Department of Geology of Minerals and Water Resources, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, P.O.Box: 19839-69411, Tehran - Iran  
2. Nuclear Fuel Cycle Research School, Nuclear Science and Technology Research Institute, AEOL, P.O.Box: 11365-8486, Tehran - Iran

### Research Article

Received 20.12.2022, Accepted 5.7.2023

### Abstract

The Sheikh Habil area lies 80km south of Dehdasht and is located in the southeast of Kohgiluyeh-Boyer Ahmad province, in the SW of Iran. Pabdeh Formation is located in Iran's Zagros structural zone. The host rocks of the area are Late Paleocene-Early Oligocene limestones, shales and marls. Calcite, fluorapatite, glauconite, quartz and clay minerals are the most observable minerals in these phosphorite rocks. The geochemical data show that the average contents of  $P_2O_5$ , U and  $\Sigma REE$  are 24.47%, 100ppm (with an enrichment factor of 46.54) and 189.18 ppm, respectively. The  $(La/Yb)_N$  is 0.62-0.54 and the  $(LREE/HREE)_N$  is 0.62-0.72. The studied samples have negative Ce anomaly which indicates the existence of an anoxic environment during the Sheikh Habil phosphate deposition. These ratios show relative enrichment in HREEs compared to LREEs. This data confirms that the Sheikh Habil phosphorites have high anomalies not only for  $P_2O_5$  but also for U and HREEs. These data show that the other areas in the Pabdeh Formation could be good targets for  $P_2O_5$ , U and REEs.

**Keywords:** Pabdeh Formation, Sheikh Habil ore deposit, Phosphorite, Uranium, Rare earth elements

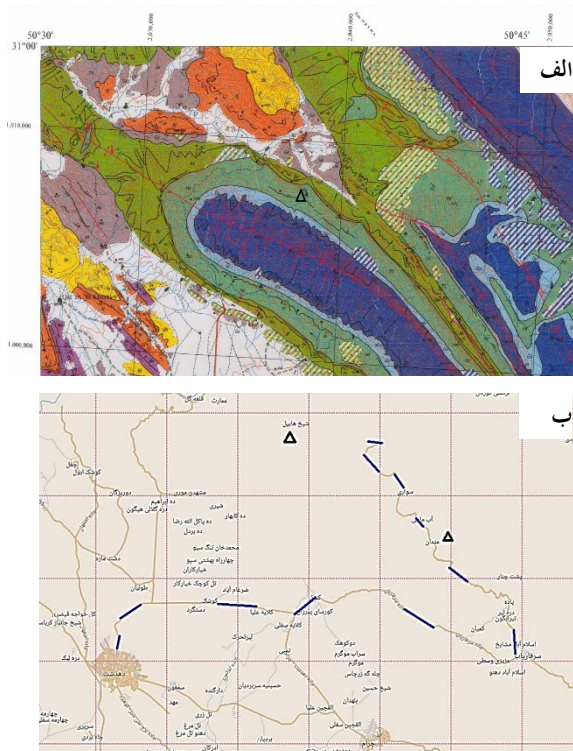


## ۱. مقدمه

کانسار فسفات شیخ هابیل با ذخیره یک میلیون تن با عیار میانگین ۲۲ درصد  $P_2O_5$  یکی از مهم‌ترین ذخایر فسفات در سازند پابده است. روستای شیخ هابیل در انتهای مسیر جاده آسفالته دهدشت-سرفاریاب به سمت غرب در ارتفاع ۱۵۰۰ متری از سطح دریا و در فاصله حدود ۸۰ کیلومتری دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد قرار گرفته است [۱۲]. اگرچه مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بر روی فسفریت‌های رسوبی ایران به ویژه سازند پابده انجام شده است [۱۳-۱۶]، اما توجه خاص به ژئوشیمی هریک از ذخایر رسوبی سازند پابده به طور جداگانه نشده است. در این پژوهش سعی بر این است تا براساس نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، غنی‌شدگی و ژئوشیمی اورانیوم و عناصر نادر خاکی طی فسفات‌زایی در کانسار فسفات کانسار شیخ هابیل بررسی شود.

## ۲. زمین‌شناسی

تاق‌دیس فرسایش یافته موندون با روند شمال غربی- جنوب شرقی و گسترش حدود ۲۰ کیلومتر در رشته کوه‌های زاگرس و بین تاق‌دیس‌های کوه سیاه و کوه نیل واقع شده است. این تاق‌دیس در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان دهدشت (استان کهگیلویه و بویراحمد) قرار گرفته است (شکل ۱ الف و ب) [۱۲].



شکل ۱. الف) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش دهدشت و موقعیت روستای شیخ هابیل، ب) نقشه مسیر روستای شیخ هابیل.

ذخایر فسفات رسوبی در همه مناطق قاره‌ای معتدل در همه ادوار زمین‌شناسی از دوره پرکامبرین تا عهد حاضر در پوسته زمین گسترش یافته‌اند و به نظر می‌رسد جریان‌های بالارونده در عرض‌های جغرافیایی کم‌تر از ۴۰ درجه در نهشت این ذخایر در عهد حاضر نقش دارند [۱-۲]. کربنات فلوئور آپاتیت ریزدانه (فرانکولیت) با فرمول شیمیایی  $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$  کانی اصلی فسفات در این ذخایر است. سنگ‌های فسفات رسوبی دریایی (فسفریت) معمولاً دارای مقادیر قابل توجهی اورانیوم، عناصر نادر خاکی، وانادیم، کادمیم و آرسنیک هستند [۱، ۳] و از مهم‌ترین منابع تولید فسفر محسوب می‌شوند [۳]. میزان  $P_2O_5$  فسفات در ذخایر فسفات رسوبی ۱۰۰ تا ۱۵۰ برابر بیش‌تر از میانگین پوسته‌ای است [۴]. فسفریت‌ها عموماً دارای میانگین ۱۵ تا ۲۰ درصد  $P_2O_5$  و ۱۲۰ پی‌پی‌ام اورانیوم هستند [۵-۶]. میانگین محتوای اورانیوم در فسفریت‌های پرکامبرین و کامبرین حدود ۴-۴۸ پی‌پی‌ام، پالئوزوئیک و ژوراسیک حدود ۹۰-۲۰ پی‌پی‌ام، کرتاسه فوقانی-پالئوژن ۱۳۰-۴۰ پی‌پی‌ام، نئوژن ۱۳۰-۳۰ پی‌پی‌ام و در نهشته‌های کواترنری ۱۱۰-۳۰ پی‌پی‌ام است [۷]. اورانیوم یکی از عناصر راهبردی در کشور و جهان محسوب می‌شود که تقاضا برای این عنصر به منظور تولید برق در نیروگاه‌های هسته‌ای در حال افزایش است. در نیمه دوم قرن بیستم، فسفریت‌ها به عنوان یک منبع غیرمرسوم مواد رادیواکتیو به ویژه اورانیوم مورد توجه قرار گرفتند و محققین متعددی به بررسی رفتار اورانیوم در این ذخایر پرداختند [۸-۹]. منابع غیرمرسوم اورانیوم در فسفریت‌ها بیش از ۱۹ میلیون تن اورانیوم در جهان گزارش شده است. ساختار بلوری آپاتیت به گونه‌ای است که عناصر بیگانه مانند اورانیوم، عناصر نادر خاکی و فرعی می‌توانند جانشین کلسیم در ساختار آپاتیتی شوند. تمرکز اورانیوم در فسفریت‌ها یا (۱) به صورت جانشینی  $U^{+4}$  به جای  $Ca^{+2}$  در شبکه فرانکولیت، (۲) جذب سطحی  $U^{+6}$  بر آپاتیت و یا (۳) تشکیل کانی‌های اورانیوم مانند اورانینیت است [۷]. تمرکز اورانیوم در فسفات‌های رسوبی در ارتباط با محیط‌های احيایی است [۷]. استحصال اورانیوم و عناصر نادر خاکی به صورت محصول جانبی از برخی فسفریت‌ها در صنایع تولید کود از آلودگی زیست محیطی جلوگیری می‌کند [۱۰-۱۱].

ذخایر فسفات رسوبی در ایران در ارتباط با رسوبات دوره‌های پروتروزوئیک-کامبرین، اردویسین-سیلورین، دونین بالایی و کرتاسه-ترشیری در زون ایران مرکزی، البرز مرکزی و زاگرس تشکیل شده‌اند [۱۲]. سازند پابده میزان اصلی فسفات رسوبی در زون زاگرس در دوران پالئوسن-الیگوسن است [۱۲].



حوضه زاگرس می‌باشد و به محدوده سنی الیگوسن تا عهد حاضر (۳۳ میلیون سال قبل تا عهد حاضر) مربوط می‌شود و واحدهای چینه‌ای رازک، آسماری، گچساران، میشان، آغاچاری، پابده، گورپی و بختیاری را دربر می‌گیرد. عقب‌نشینی حوضه زاگرس پس از الیگوسن منجر به تهنشست تبخیری‌ها و رسوبات تخریبی گروه فارس گردیده است [۱۹].

سازند پابده شامل حدود ۸۰۰ متر مارن و شیل‌های خاکستری و لایه‌های آهک رسی دریایی دارای دو بخش غیررسمی به نام‌های شیل ارغوانی و بخش آهک‌های چرتی است. برش الگوی آن در تنگ پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی مسجد سلیمان، به ضخامت ۷۹۸٫۳ متر، مطالعه شده است. در برش الگو، مرز بالای سازند پابده با سنگ آهک‌های سازند آسماری هم‌شیب و تدریجی است و در برخی مناطق سازند پابده در زیر سازند جهرم قرار دارد. در فارس و خوزستان، سن سازند پابده از پالئوسن تا الیگوسن و در لرستان از پالئوسن پسین تا میوسن در نظر گرفته می‌شود. سازند پابده به ویژه در نواحی جنوب باختری لرستان، خوزستان و نواحی جنوبی فارس گسترش دارد. از جنوب باختری لرستان به سمت نواحی مرکزی و شمال خاوری لرستان، این سازند به صورت جانبی-زبان‌های سازندهای آواری امیران و کشکان و کربنات‌های سازندهای تله زنگ و شهبازان جایگزین می‌شود و در فارس داخلی، سازند پابده جای سازند جهرم را می‌گیرد. به زبان‌های آهکی سازند تله زنگ موجود در سازند پابده، بخش آهکی تله زنگ نام داده شده که نوعی سنگ آهک مارنی متورق حاوی سنگواره ماهی و فلس ماهی است. سازند پابده بسیار غنی از مواد آلی است ولی در بسیاری نقاط به بلوغ لازم برای تولید هیدروکربن نرسیده است [۲۰].

جایگاه زمین‌ساختی حوضه زاگرس طی پالئوژن یک حوضه پیش‌خشکی بوده است [۲۱-۲۲]. یکی از مهم‌ترین ویژگی حوضه‌های رمپ با جایگاه زمین‌ساختی پیش‌خشکی این است که تغییرات رخساره‌ای به سوی جبهه کوهستانی گاهی با جایگزینی رخساره‌های آواری به جای رخساره‌های کربناته همراه است. بخش‌های میانی سازند پابده به سوی لرستان به طور جانبی با رخساره‌های آواری (کنگلومرایی) سازند کشکان جایگزین می‌شود. در بسیاری از نواحی حوضه تتیس پس از بسته شدن نتوتتیس در سنوزوئیک، رمپ‌ها توسعه یافته‌اند [۲۳].

چینه‌شناسی و توالی رسوبی-چینه‌ای حوضه زاگرس چین خورده مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار داشته و با توجه به ویژگی‌های منحصر به فرد زاگرس، مطالعات زیادی پیرامون این واحد ساختاری ایران انجام گرفته است [۱۶-۱۹]. براساس [۱۷]، کمربند چین خورده- تراستی زاگرس متشکل از واحدهای مزوزوئیک و سنوزوئیک است. علوی [۱۶] با تجدید نظر در چینه‌شناسی زاگرس آن را به چهار گروه از سنگ‌ها تقسیم کرده است که هر کدام از یک سری بزرگ توالی محصور شده به وسیله ناپیوستگی‌ها تشکیل شده‌اند و دارای موقعیت زمین‌ساختی و رسوبی متفاوت هستند که به اختصار به بررسی آن‌ها می‌پردازیم:

- گروه اول شامل بزرگ توالی‌های اواخر نئوپروتروزوئیک بالایی تا کامبرین میانی می‌باشد و از تبخیری‌ها، رسوبات سیلیسی آواری و کربنات‌های بین‌لایه‌ای تشکیل شده است که در یک حوضه کششی جدایشی که به وسیله سیستم گسلی امتداد لغز توسعه یافته، تهنشست یافته است. در این بزرگ توالی، قدیمی‌ترین واحد رسوبی زاگرس یعنی نمک هرمز با سن نئوپروتروزوئیک پسین تا کامبرین پیشین قرار دارد. این بزرگ توالی به وسیله بزرگ توالی دوم با سن کامبرین میانی تا کامبرین بالایی که از سنگ‌های کربناته و سیلیسی کلاستیک دریایی کم‌عمق تشکیل شده و رسوب‌گذاری در یک پلاتفرم ایبی کانتیننتال را نشان می‌دهند، پوشیده شده است. شیل‌ها، سیلتستون‌ها و ماسه سنگ‌های ولکانیکی رویی با سن اردوویسین، سیلورین و دونین بقایای محلی واحدهای چینه‌ای هستند که به طور گسترده طی توسعه ناپیوستگی فرسایش یافته‌اند.

- گروه دوم شامل دو بزرگ توالی می‌باشد، یکی متعلق به پرمین و دیگری تریاس که از سنگ‌های سیلیسی آواری قاعده‌ای و گسترده و کربنات‌های تبخیری رویی متعلق به یک دریای پلاتفرمی بسیار کم‌عمق استوایی تشکیل شده است.

- گروه سوم از چهار بزرگ توالی تشکیل شده و دربرگیرنده کربنات‌های آب‌های کم‌عمق و عمیق به همراه رسوبات سیلیسی آواری و تبخیری می‌باشد که در فلات قاره‌های نتوتتیس طی اوایل ژوراسیک انباشته شده‌اند.

- گروه چهارم از رسوبات کربناته، تبخیری و سیلیسی آواری تشکیل شده‌اند که با یک روند NW-SE به طرف جلو و عقب مهاجرت کرده است و در یک حوضه پورفورلند کرتاسه تا عهد حاضر می‌باشد. این گروه از سه بزرگ توالی IX، X و XI تشکیل شده است که بزرگ توالی XI، آخرین بزرگ توالی



### ۳. روش نمونه برداری و پژوهش

براساس نقشه زمین شناسی ورقه دهدشت با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، برای بررسی های سنگ شناسی و ژئوشیمیایی، تعداد ۳۵ نمونه از برونزدهای فسفاتی برداشت گردید. از این نمونه ها، ۱۸ مقطع نازک و ۱۷ مقطع نازک صیقلی تهیه شد و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد سه نمونه کانسنگ فسفات به منظور تعیین کانی های تشکیل دهنده توسط دستگاه تجزیه پراش اشعه ایکس (XRD) تجزیه گردید (شکل ۲). همچنین بررسی های کانی شناسی دقیق توسط میکروسکوپ الکترونی انجام شد. اندازه گیری ها در زمان شمارش ۲۰-۱۵ ثانیه و ولتاژ شتاب دهنده ۲۰-۱۵ keV انجام گرفت. تعداد ۳۵ نمونه سنگ فسفات به روش های طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به منظور تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی تجزیه شدند (جدول ۱). مقادیر اورانیوم، توریم و عناصر نادر خاکی برای مطالعات ژئوشیمیایی نسبت به شیل امریکای شمالی (NASC) بهنجار شده اند. برای بررسی همبستگی بین عناصر در کانسنگ فسفات شیخ هایبیل از ضریب همبستگی اسپیرمن استفاده شده است (جدول ۲).

### ۴. نتایج و بحث

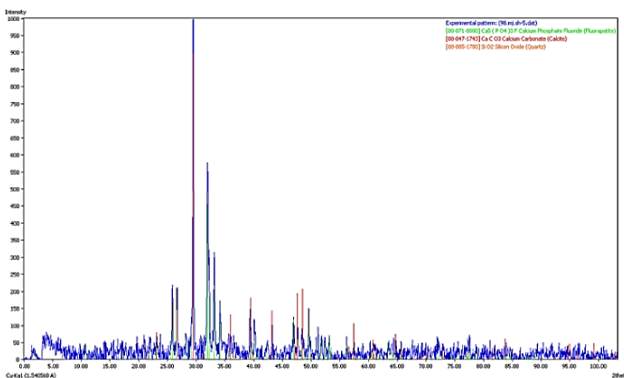
#### ۱۰۴ کانی شناسی و سنگ شناسی

در مقیاس ماکروسکوپی افق فسفاتی مورد مطالعه به صورت یک لایه کربناته هوازده نه چندان سخت، به رنگ زرد نخودی تا قهوه ای کم رنگ مشاهده می گردد (شکل ۳). مشاهدات نشان می دهند که نمونه های مورد مطالعه بیش تر از دانه های فسفاتی در رنگ ها و اشکال مختلف تشکیل شده اند (شکل ۴). سنگ های این محدوده براساس طبقه بندی دانهام در گروه فسفاتیک بیوکلسیت، پلت پکستون قرار می گیرند. در مقاطع مطالعه شده چندین مورد با حالت دو فازی مشاهده شدند که بخشی از نمونه ها میکریتی و بخش دیگر اسپاری شده اند (شکل ۴ الف و ب). همچنین آثار فشردگی و فرورفتگی در محل برخورد دانه ها وجود دارد که بیانگر دیاژنز می باشد (شکل ۴ ب).

سنگ فسفات منطقه شیخ هایبیل متوسط دانه با بافت تخریبی است. دانه های فسفاتی که به وضوح مشاهده شده اند شامل پلت، پلوئید، اوئید، انکوئید و خرده های اسکلتی فسفاتی هستند (شکل ۴ الف تا ج). همچنین در مقاطع مورد مطالعه اغلب در کنار اجزای فسفاتی گلوکونیت نیز مشاهده شد

(شکل ۴ ث و ج). دانه های پلت و پلوئید فسفاتی فراوان و گلاکونیت، خرده های فسیلی فراوان از خارپوستان، خرده های نومولیت، و انواع فرامینیفرهای پلاژیک و بنتیک مشاهده می شود (شکل ۴ الف، ت، ج و چ). برخی پلت های فسفاته در زمینه کربناته یافت می شوند و در مواردی، پلت های فسفات قابل تشخیص نبوده و فسفات زمینه سنگ را تشکیل می دهد که به نظر می رسد کربنات و فسفات به طور هم زمان در محیط ته نشین شده اند.

براساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز XRD، کانسنگ فسفات در منطقه شیخ هایبیل از کانی های اصلی کلسیت، فلونورآپاتیت، گلوکونیت و کوارتز و همچنین پیریت، اکسیدهای آهن و کانی های رسی در مقادیر فرعی تشکیل شده است (شکل ۲). طبق بررسی های صورت گرفته فلونورآپاتیت تنها کانی آپاتیتی در نهشته های منطقه می باشد که زیر میکروسکوپ به رنگ قهوه ای خرمایی و به صورت ایزوتروپ، به شکل ذرات مختلف و یا جانیشینی قابل مشاهده است. کلسیت در ابعاد مختلف، به صورت اولیه و ثانویه (دیاژنزی)، ساختمان اسکلتی موجودات و سیمان سنگ های آهکی وجود دارد. جورشدگی و جهت یافتگی در دانه ها در اغلب مقاطع قابل بررسی است. زمینه در این مقاطع میکریٹ (گل پشتیبان) است و کلسیت اسپاری با رخ کامل به ندرت مشاهده شده است (شکل ۴ الف، ب، پ، ث و ج). در برخی موارد، رگه کلسیت به صورت ثانویه دانه های مختلف از جمله گلاکونیت را قطع کرده است که بیانگر فرایند سیمانی شدن در حین دیاژنز می باشد (شکل ۴ ت). در مقاطع عموماً کانی های رسی شامل ایلیت و کلریت هم وجود دارند که از تجزیه دیگر کانی ها تشکیل شده اند. همچنین دانه های پیریت از اطراف به اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) دگرسان شده اند.



شکل ۲. گراف پراش پرتو ایکس کانسنگ فسفات کانسار شیخ هایبیل.



جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی به روش ICP-OES و ICP-MS برای نمونه های کانسنگ فسفات کانسار شیخ هایبیل (اکسیدهای اصلی برحسب درصد و سایر عناصر برحسب پی پی ام)

Table with 15 columns for elements (Pr, Ce, La, Th, U, Cr2O3, Na2O, P2O5, K2O, Fe2O3, Al2O3, TiO2, MnO, MgO) and one for sample number. It contains 40 rows of data.

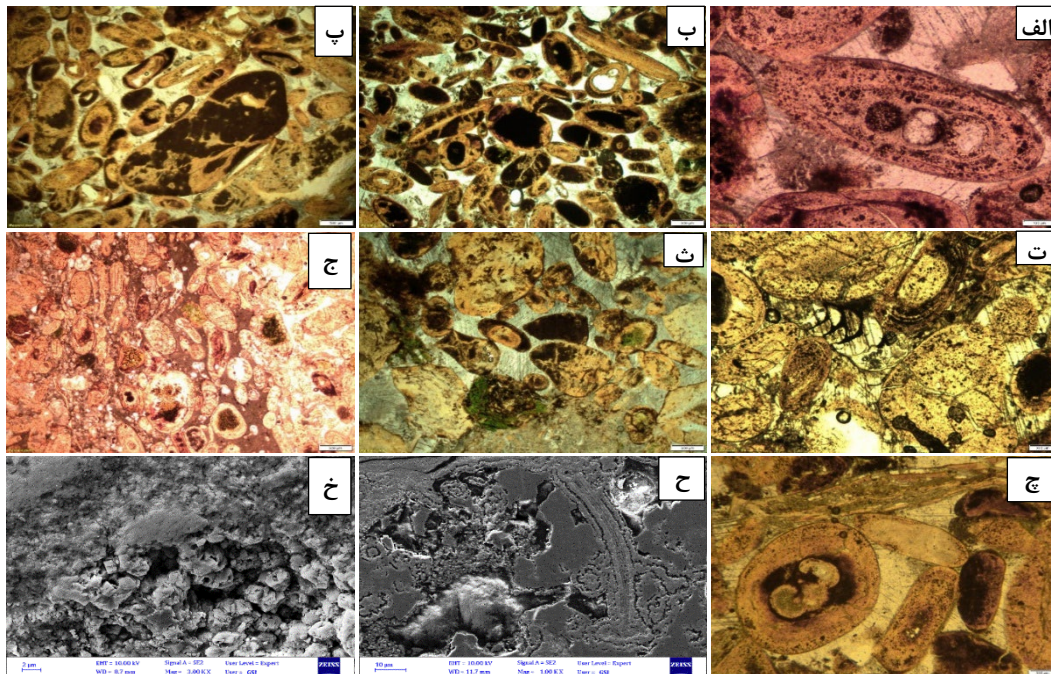


جدول ۲. ضرایب همبستگی اکسیدهای اصلی و برخی عناصر در کانسنگ فسفات شیخ هابیل

$\Sigma\text{REE}+\text{Y}+\text{Sc}$	$\Sigma\text{REE}$	U	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	MnO	MgO	
										۱/۰۰	۱/۰۰	MgO
										۱/۰۰	۰/۴۴۳	MnO
									۱/۰۰	۰/۰۳۰	۰/۲۵۲	$\text{TiO}_2$
								۱/۰۰	۰/۷۶۶	۰/۲۷۸	۰/۵۷۶	$\text{Al}_2\text{O}_3$
							۱/۰۰	۰/۳۵۱	۰/۴۳۶	۰/۴۴۵	۰/۰۴۱	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
						۱/۰۰	۰/۵۳۸	۰/۳۴۱	۰/۴۳۹	۰/۳۷۶	۰/۱۵۷	$\text{K}_2\text{O}$
					۱/۰۰	۰/۰۹۹	۰/۶۴۴	۰/۰۳۸	۰/۱۱۴	۰/۰۴۰	-	$\text{P}_2\text{O}_5$
				۱/۰۰	۰/۵۲۶	۰/۴۴۴	۰/۵۰۶	۰/۳۱۸	۰/۳۱۱	۰/۳۳۳	۰/۰۳۹	$\text{Na}_2\text{O}$
			۱/۰۰	۰/۵۰۷	۰/۷۹۵	۰/۰۹۳	۰/۷۱۰	۰/۱۹۳	۰/۲۷۵	۰/۰۹۸	-	$\text{Cr}_2\text{O}_3$
		۱/۰۰	۰/۴۳۲	۰/۱۶۷	۰/۶۵۰	۰/۰۱۰۲	۰/۲۹۷	۰/۳۹۱	۰/۱۷۶	۰/۰۹۱	-	U
	۱/۰۰	۰/۶۶۴	۰/۳۳۲	۰/۶۳۷	۰/۸۷۹	۰/۱۵۲	۰/۷۰۵	۰/۰۲۱	۰/۱۲۹	۰/۱۵۲	-	$\Sigma\text{REE}$
۱/۰۰	۰/۹۴۵	۰/۵۸۸	۰/۳۸۳	۰/۹۲۵	۰/۹۰۶	۰/۷۸۴	۰/۸۹۳	۰/۴۱۳	۰/۰۷۸	۰/۲۵۴	۰/۶۵۳	$\Sigma\text{REE}+\text{Y}+\text{Sc}$



شکل ۳. برونزد لایه فسفریتی به رنگ زرد نخودی در منطقه شیخ هابیل.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپ نوری (PPL) از، الف) آلومهای مختلف و اجزای اسکلتی موجودات زنده در زمینه میکریتی (کشیدگی دانه‌ها در اثر دیاژنز است)؛ ب) آلومهای فسفاتی شده (پلت فسفاتی شده) در زمینه سیمانی. میکریت در اثر دیاژنز به کلسیت اسپاری و میکرواسپار تبدیل شده است؛ پ) اووئید با هسته میکروفسیل که فسفاتی شده است، رخ در سیمان کلسیتی مشاهده می‌شود، کشیدگی و جهت یافتگی در آلومها در اثر دیاژنز حاصل شده و آلومها فسفاتی شده‌اند؛ ت) شکستگی و تراکم آلومهای فسفاتی شده در اثر دیاژنز؛ ث) برخی آلومها در زمینه سیمانی، گلوکونیتی شده‌اند؛ ج) فشردگی، کشیدگی و جهت یافتگی در آلومهای فسفاتی شده. بخشی از زمینه میکریتی و بخشی دیگر از سیمان است که معرف آشفته‌گی محیط است، و چ) اووئید با هسته فرامینیفری که تماما گلوکونیتی شده است؛ تصاویر BSE از، ح) دیواره یک بخش فسیلی توسط کانی آپاتیت جانشین شده است، و خ) آپاتیت‌های حاوی اورانیوم.



علاوه بر تراکم فیزیکی که فرایندی دیاژنزی است، سیمانی شدن، شکستگی و جانشینی نیز در سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد. شکستگی‌های ناشی از دیاژنز توسط سیمان کلسیت پر شده‌اند و بعضی رگه‌های ثانویه کلسیتی را ایجاد کرده‌اند. البته فضاهای خالی اسکلتی نیز وجود دارند که توسط سیمان کلسیتی و یا فسفات (به صورت غالب) پر شده است. بسیاری از این فضاها معرف پدیده جانشینی هستند. فسفات جانشین میکریت و پوسته اسکلتی شده است (شکل ۴). در نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه، گلوکونیت به رنگ سبز و به دو صورت ذرات مرکب و مجزا از کانی آپاتیت و به فرم پراکنده در زمینه بین ذرات و در امتداد قالب فسیل مشاهده می‌گردد (شکل ۴ ب و ث). در برخی اجزا، این کانی از حواشی در حال تجزیه شدن می‌باشد.

#### ۲.۲.۴ ژئوشیمی

##### ۱.۲.۴ ژئوشیمی عناصر اصلی

عناصر اصلی اغلب همراه با عناصر کمیاب، جهت تشخیص جایگاه زمین‌شناسی اولیه سنگ‌های آذرین و برخی سنگ‌های رسوبی مانند فسفات‌ها به کار می‌روند [۲۴]. محتوای CaO در نمونه‌های فسفات کانسار شیخ هابیل بیش‌تر از ۲۰٪ است. محتوای  $P_2O_5$ ،  $Al_2O_3$  و  $Fe_2O_3$  در کانسنگ فسفات شیخ هابیل به ترتیب در محدوده‌های ۱۷٫۸۳ تا ۳۰٫۴۴ درصد (میانگین ۲۴٫۴۷ درصد)، ۰٫۵۱ تا ۱٫۴۶ درصد (میانگین ۰٫۸۳ درصد) و ۲٫۳۴ تا ۴٫۰۴ درصد (میانگین ۲٫۸۶ درصد) متغیر است. مقادیر MgO،  $K_2O$ ،  $Na_2O$ ،  $TiO_2$  و MnO به ترتیب در بازه‌های ۰٫۳۴ تا ۰٫۵۵، ۰٫۲۹ تا ۰٫۵۵، ۰٫۵ تا ۰٫۱۶ تا ۰٫۰۳ تا ۰٫۰۸ و ۰٫۰۱ تا ۰٫۰۲ درصد با میانگین ۰٫۴۱، ۰٫۳۷، ۰٫۰۷، ۰٫۰۴ و ۰٫۰۱ درصد تغییر می‌کند. همبستگی مثبت بین  $Al_2O_3$ ، MgO و  $K_2O$  و هم‌چنین همبستگی منفی MgO و  $Al_2O_3$  با  $P_2O_5$  (جدول ۲) نشان‌دهنده وجود فازهای کانی‌های رسی در کانسنگ فسفات شیخ هابیل است. همبستگی مثبت بین  $Fe_2O_3$  و  $P_2O_5$  نشان می‌دهد که قسمتی از فسفات روی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در منطقه بی‌هوازی جذب شده است و توسط جریان‌های عمقی رو به بالا از منطقه هوازی به بی‌هوازی در حال چرخش بوده و این چرخش مانع از ته‌نشست آن شده است. مقدار کم منگنز در این کانسار و عدم همبستگی آن با  $P_2O_5$  (-۰٫۴۰) نشان می‌دهد که اکسید و هیدروکسیدهای منگنز احتمالاً به صورت محلول از محیط خارج شده‌اند.

#### ۲.۲.۴ ژئوشیمی اورانیوم، توریم و عناصر نادر خاکی

مقدار میانگین اورانیوم در فسفات‌ها متغیر است و غالباً کم‌تر از ۱۰۰ پی‌پی‌ام است و به ندرت از ۲۰۰ پی‌پی‌ام بیش‌تر می‌شود [۷-۸]. انتقال اورانیوم در آب دریا به سه حالت مختلف ممکن است اتفاق بیفتد [۲۵]: (۱) انتشار اورانیوم محلول  $U^{+6}$  در آب دریا و انباشت آن در منطقه احیایی رسوبات کف به صورت یون غیرمحلول  $U^{+4}$  [۲۶]، (۲) انباشت زیستی اورانیوم توسط فیتوپلانکتون‌ها [۸]، (۳) جذب اورانیل بر روی هیدروکسیدهای آهن و کمپلکس‌های ارگانیکی [۲۷]. توریم تحت تأثیر شرایط احیایی قرار نمی‌گیرد و به صورت  $Th^{+4}$  در محیط‌های دریایی مشاهده می‌شود. اورانیوم در شرایط اکسیدی به صورت  $U^{+6}$  و در شرایط احیایی به صورت  $U^{+4}$  است [۷-۸]. الگوی توزیع REEها و غلظت آن‌ها در فسفریت‌ها بسیار متنوع است و در تعیین نوع محیط ته‌نشست مؤثر می‌باشند. فسفریت‌ها REEها را به طور مستقیم یا غیرمستقیم از آب دریا توسط فرایندهای روبش، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، جذب سطحی توسط کانی‌های رسی، کمپلکس‌های ارگانیکی و دیگر کمپلکس‌ها ته‌نشست می‌کنند [۲۸].

محتوای اورانیوم در کانسار شیخ هابیل در بازه ۸۱٫۹۰ تا ۱۷۱٫۴۵ پی‌پی‌ام با میانگین ۱۲۲٫۵ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند که در مقایسه با مقادیر اورانیوم در NASC (۲٫۶ پی‌پی‌ام) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. میزان توریم در نمونه‌های مورد مطالعه کانسار شیخ هابیل در بازه ۱٫۳۴ تا ۲٫۷۱ پی‌پی‌ام با میانگین ۲٫۱۶ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. میانگین ضریب غنی‌شدگی اورانیوم نسبت به NASC در نمونه‌های فسفات کانسار شیخ‌هابیل ۴۶٫۵۴ (۳۰٫۷۹-۶۴٫۴۵) است. کانسنگ فسفات شیخ هابیل در مقایسه با NASC دارای تهی‌شدگی Th و غنی‌شدگی U



باشند. همبستگی مثبت متوسط  $\text{Na}_2\text{O}$  با REEها (۰/۲۷۸) تا (۰/۶۷۰) بیانگر حضور سدیم و عناصر نادر خاکی در شبکه آپاتیت است. ضریب همبستگی  $\Sigma\text{REE}$ ، Y، Sc و  $\Sigma\text{REE}+\text{Y}+\text{Sc}$  با  $\text{P}_2\text{O}_5$  در کانسار شیخهابیل به ترتیب ۰/۸۶۹، ۰/۸۲۳، ۰/۶۰۴ و ۰/۸۷۹ است. همبستگی بالای  $\text{P}_2\text{O}_5$  و REEها در کانسار مورد مطالعه نشان می‌دهد که شرایط رسوب‌گذاری برای فسفر و عناصر نادر خاکی یکسان بوده است. همبستگی مثبت قوی بین U،  $\Sigma\text{REE}$ ،  $\Sigma\text{REE}+\text{Y}+\text{Sc}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  (جدول ۲، شکل ۵) بیانگر این است که اورانیوم و REEها منشأ مشترکی در این فسفات‌ها دارند و تمرکز U، REEها، Y و Sc وابسته به کانی‌های گروه آپاتیت بوده و هر چه میزان  $\text{P}_2\text{O}_5$  بیش‌تر شود، تمرکز این عناصر بیش‌تر خواهد بود.

الگوی توزیع REEها به هنجار شده نسبت به NASC برای کانسنگ فسفات شیخهابیل (شکل ۶)، غنی‌شدگی HREE نسبت به LREE همراه با آنومالی منفی مشخص Ce را نشان می‌دهد که بیانگر محیط‌های دیاژنتیکی و جذب ترجیحی REEها توسط مواد آلی و آپاتیت توسط آب‌های منفذی در مراحل اولیه دیاژنز است [۷، ۲۸]. پایداری بالای کمپلکس‌های آلی حاوی HREE در محلول‌ها [۲۸] و جذب سطحی LREE توسط کانی‌های رسی [۳۱] الگوی پراکندگی REE را در آب دریا کنترل می‌کند که باعث غنی‌شدگی HREE و آنومالی منفی سربوم می‌شود.

مقادیر  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  و  $(\text{LREE}/\text{HREE})_N$  در نمونه‌های کانسار شیخهابیل به ترتیب بین ۰/۵۴ تا ۰/۶۲ (میانگین ۰/۵۸) و ۰/۶۲ تا ۰/۷۲ (میانگین ۰/۶۸) تغییر می‌کنند. مقادیر کم‌تر از یک برای  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  و  $(\text{LREE}/\text{HREE})_N$  در نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده تفریق شدیدتر HREE نسبت به LREE می‌باشد.

از فاکتورهای مؤثر در تشکیل نهشته‌های رسوبی فسفاتی وجود یک محیط آرام با نرخ رسوب‌گذاری کم‌مواد آواری است [۷-۸] که از نسبت Y/Ho برای ارزیابی این فاکتور استفاده می‌شود [۳۲]. این نسبت در آب‌های اقیانوسی دارای بازه‌ای از ۴۴ تا ۷۴ می‌باشد و مقدار بیش‌تر از ۳۵ این شاخص نشان‌دهنده نرخ کم رسوب‌گذاری مواد آواری در محیط است. میانگین این نسبت در کانسار شیخهابیل ۶۱/۵۷ است (جدول ۳) که بیانگر وجود یک محیط آرام در حین نهشت رسوبات فسفات در این کانسارها است.

است. اورانیوم همبستگی مثبت قوی با  $\text{P}_2\text{O}_5$  در کانسار شیخهابیل (۰/۶۵۰) دارد (جدول ۲) که نشان می‌دهد که رسوبات کف دریا (بی‌هوازی) غنی از مواد آلی بوده و  $\text{U}^{+4}$  آب دریا را توسط چندین عامل، جذب و متمرکز کرده است. این رسوبات قادر هستند یون  $\text{U}^{+6}$  را به  $\text{U}^{+4}$  احیا کنند و در این حالت  $\text{U}^{+4}$  (به دلیل نزدیکی شعاع یونی با  $\text{Ca}^{+2}$ ) به صورت بخشی در ساختمان آپاتیت هنگام تشکیل کربنات فلوئور آپاتیت جانشین  $\text{Ca}^{+2}$  شده است. از طرف دیگر  $\text{U}^{+6}$  که شعاع یونی بزرگ دارد وارد شبکه آپاتیت نمی‌شود و به احتمال زیاد به صورت کربنات اورانیل در سطح بلور آپاتیت جذب می‌شود [۷-۸]. با توجه به همبستگی منفی و یا ضعیف اورانیوم با  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در کانسار شیخهابیل (۰/۳۹۱-، ۰/۳۳۷- و ۰/۱۰۲-) می‌توان نتیجه گرفت که کانی‌های رسی در تمرکز اورانیوم در این کانسارها نقش خاصی نداشته‌اند (جدول ۲).

از نسبت Th/U به طور گسترده در تعیین شرایط اکسیداسیون-احیای رسوبات استفاده می‌شود [۲۹-۳۰]. مقدار Th/U در پوسته قاره‌ای بالایی ۳/۸ و مقدار آن در شیل‌های دریایی بیش‌تر است. براساس [۲۹]، در محیط‌های احیایی نسبت Th/U بین ۰ تا ۲ است. مقدار پایین Th/U و مقدار بالاتر V/Sc معرف شرایط احیایی برای تشکیل رسوبات می‌باشد. مقادیر Th/U و V/Sc در کانسار شیخهابیل در بازه ۰/۱ تا ۰/۰۳ با میانگین ۰/۰۲ و ۵۳/۵۳ تا ۹۵/۴۰ با میانگین ۷۲/۰۴ متغیر است (جدول ۳). مقادیر Th/U و V/Sc حاکی از وجود شرایط احیایی محیط حین تشکیل فسفات است. حضور REE در آپاتیت‌ها عموماً به جانشینی  $\text{Ca}^{+2}$  توسط  $\text{REE}^{+3}$  مربوط است. هم‌چنین مواد ارگانیک حاضر در اغلب فسفریت‌ها می‌توانند میزان دیگری برای REEها در این سنگ‌ها باشند [۷]. مقادیر  $\Sigma\text{REE}$  و  $\Sigma\text{REE}+\text{Y}+\text{Sc}$  در کانسار شیخهابیل از ۱۴۰/۵۹ تا ۲۳۲/۱۷ و ۲۳۲/۵۶ تا ۳۹۵/۸۶ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. مقادیر LREE و HREE در کانسار شیخهابیل از ۱۲۲/۷۸ تا ۲۰۳/۷۰ و ۱۷/۸۱ تا ۳۰/۳۶ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول ۳). ضریب غنی‌شدگی  $\Sigma\text{REE}$  نسبت به NASC برای کانسار شیخهابیل بین ۰/۹۱ تا ۱/۵۰ تغییر می‌کند.

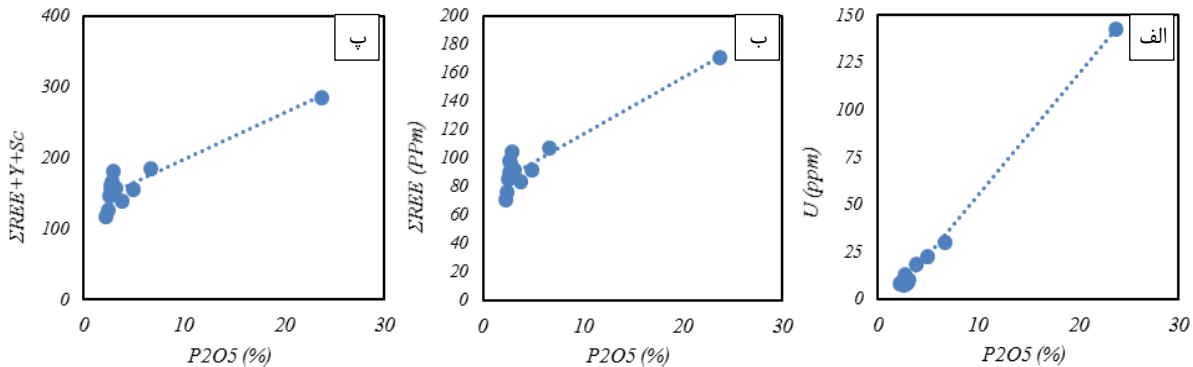
همبستگی بسیار ضعیف  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  با REEها (۰/۱۱۴-، ۰/۰۸۴- و ۰/۱۶۶-)؛ جدول ۲) نشان می‌دهد که کانی‌های رسی نقشی در تمرکز REEها در کانسار شیخهابیل ندارند و نمی‌توانند میزان مهمی برای REEها





جدول ۳. برخی پارامترها و نسبت‌های عنصری در نمونه‌های مورد مطالعه کانسار شیخ‌هابیل

(La/Yb) <sub>N</sub>	Y/H <sub>o</sub>	V/Sc	Th/U	Eu/Eu*	Ce/Ce*	HREE	LREE	REE+Y+Sc	REE	نمونه
						ppm	ppm	ppm	ppm	
۰/۵۴	۶۱/۵۷	۵۳/۵۳	۰/۰۱	۰/۹۴	۰/۷۵	۱۷/۸۱	۱۲۲/۷۸	۲۳۲/۵۶	۱۴۰/۵۹	کمین
۰/۶۲	۹۴/۳۴	۹۵/۴۰	۰/۰۳	۱/۲۲	۱/۰۳	۳۰/۳۶	۲۰۳/۷۰	۳۹۵/۸۶	۲۳۲/۱۷	بیشینه
۰/۵۸	۶۱/۵۷	۷۲/۰۴	۰/۰۲	۱/۰۶	۰/۸۶	۲۴/۴۱	۱۶۴/۷۷	۳۱۲/۹۰	۱۸۹/۱۸	میانگین



شکل ۵. نمودار دو متغیره تغییرات (الف) اورانیم، (ب) عناصر نادر خاکی و (پ) عناصر نادر خاکی + ایتیریم + اسکاندیم در برابر P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در کانسار شیخ‌هابیل.

نتیجه کاهش Eu<sup>+۳</sup> به Eu<sup>+۲</sup> است [۲۴]. در این‌جا از روابط زیر برای محاسبه آنومالی Ce و Eu استفاده شده است.

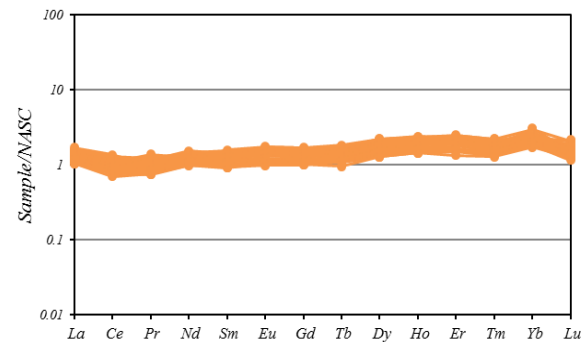
$$Ce/Ce^* = \frac{2Ce_N}{La_N + Pr_N} \quad [25]$$

$$Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \times Gd_N}} \quad [26]$$

آنومالی Ce و Eu در کانسار شیخ‌هابیل به ترتیب از ۰/۷۵ تا ۰/۹۳ (به استثنای یک نمونه با مقدار ۱/۰۳) و ۱/۲۲ تا ۰/۹۴ متغیر است (جدول ۳). هم‌چنین حضور پیریت در نمونه‌ها، معرف محیط فاقد اکسیژن ناشی از تجزیه مواد آلی در طی تکوین این نهشته‌ها دارد. آنومالی مثبت Eu بیشتر در فسفات‌ها و نودول‌های فسفاتی که غنی از مواد آلی (فعالیت پایین اکسیژن) هستند، وجود دارد [۲۴]. آنومالی مثبت Eu منفی Ce، حضور پیریت و مواد آلی در کانسار فسفات شیخ‌هابیل بیانگر وجود یک سیستم احیایی در زمان تشکیل فسفات بوده است.

### مراجع

1. Khaustova N, Tikhomirova Y, Korost S, Poludetkina E, Voropaev A, Mironenko M, Spasennykh M. The Study of uranium accumulation in marine bottom sediments: effect of redox conditions at the time of sedimentation. *Geosciences*. 2021;11(8):332.
2. Guilbert J.M, Park C.F. The geology of ore deposits, 1st ed. (Waveland Press, Inc, New York. 1986).
3. Emsbo P, McLaughlin P.I, Breit G.N, Du Bray E.A, Koenig A.E. Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: Solution to the global REE crisis?. *Gondwana Research*. 2015;27(2):776.



شکل ۶. الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به NASC در کانسار فسفات شیخ‌هابیل.

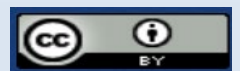
آنومالی Ce در پاسخ به اکسایش Ce<sup>+۳</sup> به Ce<sup>+۴</sup> و ته‌نشینی آن از محلول به صورت CeO<sub>2</sub> اتفاق می‌افتد [۲۳]. آنومالی Ce در کانی‌های دریایی به‌وسیله عمق کنترل می‌شود و در آب‌های کم‌عمق ته‌شدگی و در قسمت‌ها عمیق‌تر غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۲۸]، اما [۳] بر این باورند که در کانی‌های گروه آپاتیت آنومالی Ce به طور مستقیم تحت تأثیر شرایط اکسیدی آب دریا قرار دارد. در نتیجه، آنومالی Ce می‌تواند مشخص‌کننده شرایط اکسایش- کاهش در زمان رسوب‌گذاری کانسارهای فسفات باشد [۲۸، ۳]. آنومالی منفی سریم عموماً در فسفریت‌های سنوزوئیک که ناشی از اکسیدشدگی آب دریا است مشاهده می‌شود [۳]. یوروپیم می‌تواند به صورت Eu<sup>+۲</sup> به دلیل پتانسیل یونی کوچک‌تر و پایداری بیشتر در آب منفذی وجود داشته باشد [۲۵] و در محیط احیایی Eu<sup>+۳</sup> به Eu<sup>+۲</sup> تبدیل شده و Eu<sup>+۲</sup> جایگزین Ca در کانی فسفاتی شده است. حضور دولومیت و کلسیت در رسوبات حاکی از PH احتمالاً بالای ۸ در محیط تشکیل و در



4. Karimzadeh Samarin K. Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation, 1<sup>st</sup> ed. (Tabriz University, Tabriz. 2002) [In Persian].
5. Boggs S. Petrology of Sedimentary Rocks, 1<sup>st</sup> ed. (Cambridge University Press, London. 2009).
6. Tzifas I.Tr, Godelitsas A, Magganas A, Androulakaki E, Eleftheriou G, Mertzimekis T.J, Perraki M. Uranium-bearing phosphatized limestone of new Greece. *J. Geochem. Explor.* 2014;143:62.
7. Baturin G.N, Kochenov A.V. Uranium in phosphorites. *Lithol. Miner. Resour.* 2001;36(4):303.
8. Kochenov A.V, Baturin G.N. The paragenesis of organic matter, phosphorus, and uranium in marine sediments. *Lithol. Miner. Resour.* 2002;37(2):107.
9. Hein J.R, Koschinsky A, Mikesell M, Mizell K, Glenn C.R, Wood R. Marine phosphorites as potential resources for heavy rare earth elements and yttrium. *Minerals.* 2016;9(3):88.
10. Abed A.M, Sadaqah R.M. Enrichment of uranium in the uppermost Al-Hisa Phosphorite Formation, Eshidiyya Basin, Southern Jordan. *J. Afr. Earth. Sci.* 2013;77:31.
11. Schnug E, Haneklaus N. Uranium, the hidden treasure in phosphates. *Procedia Eng.* 2014;83:265.
12. Halalat H, Bolourchi M.H. Geology of Iran: Phosphate, 1<sup>st</sup> ed. (Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran). 1994 [In Persian].
13. Khoshnoodi K, Ziapour S. In: Geochemical and Mineralogical Characterization of Uranium and Thorium Deposits. Edited by IAEA (IAEA, Vienna). 2020;93-124.
14. Khoshnoodi K, Ziapour S. Geochemistry of uranium and REEs in Dalir phosphate deposit, Central Alborz zone. *JONSAT.* 2022.
15. Khoshnoodi K, Ziapour S. Uranium and rare earth elements in the phosphate deposits of the Pabdeh Formation, Zagros Zone, Iran: concentrations and geochemical patterns comparison. *Environ. Earth Sci.* 2022;81:1.
16. Alavi M. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *Am. J. Sci.* 2004;304:1.
17. James G, Wynd J.G. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin.* 1965;49:2182.
18. Sepehr M, Cosgrove J. Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt. Iran, *Mar. Pet. Geol.* 2004;21:829.
19. Bahroudi A, Koyi H.A. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros Foreland Basin. *Mar. Pet. Geol.* 2004;21:1295.
20. Aghanabati S.A. Geology of Iran, 1<sup>st</sup> ed. (Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran). 2004 [In Persian].
21. Alsharhan A.S, Nairn A.E.M. Tertiary of the Arabian Gulf: sedimentology and hydrocarbon potential. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1995;114:369.
22. Berberian M. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics.* 1995;241:193.
23. Burchette T.P, Wright V.P. Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.* 1992;79:3.
24. Ilyin A.V. Mid-Cretaceous phosphate platforms of the Russian Craton. *Sediment. Geol.* 1997;113:125.
25. Soudry D, Ehrlich S, Yoffe O, Nathan Y. Uranium oxidation state and related variations in geochemistry of phosphorites from the Negev (southern vIsrael). *Chem. Geol.* 2002;189:213.
26. Kolodny Y, Luz B. Isotope signature in phosphate deposits formation and diagenetic history. *Notes in Earth Sciences 43, Springer-Verlag, Berlin.* 1992;69.
27. His C.K.D, Langmuir D. Adsorption of uranyl onto ferric hydroxides: application of the surface complexation site-binding model. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985;49:1931.
28. Shields G, Stille P. Diagenetic constrains on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.* 2001;175:29.
29. Wignall P.B, Twitchett R.J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science.* 1996;272:1155.
30. Kimura H, Watanabe Y. Ocean anoxia at the Precambrian–Cambrian boundary. *Geology.* 2001;29:995.
31. Byrne R.H, Kim K. Rare earth precipitation and coprecipitation behavior: the limiting role of PO<sub>4</sub><sup>3+</sup> on dissolved rare earth concentrations in seawater. *Geochimica et Acta.* 1993;57:519.
32. Nagarajan R, Johns J.M, Nagendra A.R. Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basine, Karnataka, Southern India. *Geosciences.* 2011;15:9.
33. Chen D.F, Dong W.Q, Qi L, Chen G.Q, Chen X.P. Possible REE constrains on the depositional and diagenetic environment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna. *Chemical Geology.* 2003;201:103.
34. Jiang S.Y, Zhao H.X, Chen Y.Q, Yang T, Yang J.H, Ling H.F. Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu province, China. *Chem. Geol.* 2007;244:584.
35. Ma J.L, Wei G.J, Xu Y.G, Long W.G, Sun W.D. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2007;71:3223.
36. Taylor S.R, Mclennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. 1<sup>st</sup> ed. (Blackwell, Oxford). 1985.

**COPYRIGHTS**

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



استناد به این مقاله

حاج عبدالله جواهری، مریم یزدی، محمد رسا، ایرج، خشنودی، خالق، ضیاءپور، سمانه. (۱۴۰۳)، کانی‌سازی عناصر نادر خاکی و اورانیم در فسفریت‌های سازند پاینده در محدوده

شیخ هابیل، استان کهگیلویه و بویراحمد، جنوب غرب ایران. مجله علوم و فنون هسته‌ای، ۱۰۸ (۲)، ۱۷۰-۱۷۹. DOI: <https://doi.org/10.24200/nst.2024.1583>

Url: [https://jonsat.nstri.ir/article\\_1583.html](https://jonsat.nstri.ir/article_1583.html)

