

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرو در دره شمشک، شمال تهران

سید جواد مقدسی^{۱*}

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۲۸

چکیده

نهشته فسفات جیرو در ۴۵ کیلومتری شمال شهر تهران، در بخش مرکزی پهنه زمین‌شناختی- ساختاری البرز قرار گرفته است. این نهشته در سازند جیرو جای دارد که یکی از میزبان‌های مهم فسفات در ایران است. افق فسفاتی شامل چندین لایه ماسه‌سنگی فسفاتی است که در یک واحد شیلی متورق سیاه رنگ جای گرفته است. نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که افق‌های فسفاتی سازند جیرو کانی‌شناسی ساده‌ای دارند. آپاتیت و کوآرتز کانی‌های اصلی سازنده این افق‌ها و کانی‌های فرعی شامل کلسیت، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند. نمونه‌های فسفات گردآوری شده دارای الگوهای REE، مقدار کل REE و نسبت‌های عنصری تقریباً یکسانی هستند که نشان می‌دهد فرایندهای مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده‌اند. میانگین مقدار کل REE نمونه‌های فسفات معدن جیرو از میانگین آب‌های اقیانوسی بسیار بیشتر است. الگوهای REE بهنجار شده نمونه‌های فسفات جیرو، تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند. فسفات جیرو بدون بی‌هنجاری Ce است. بررسی الگوی بهنجار شده REE نسبت به کندریت نشان‌دهنده شرایط احیایی رسوب‌گذاری فسفات است. الگوی بهنجار شده REE نسبت به میانگین شیل‌های پسا‌آرکنن (PAAS) نمونه‌های فسفات جیرو، الگوی تقریباً محذب همراه با بی‌هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می‌دهد که وجود یک محیط رسوبی بی‌اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) را برای تشکیل این فسفات‌ها پیشنهاد می‌کند.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، عناصر خاکی کمیاب، کانی‌سازی فسفات، سازند جیرو.

نویسنده مسئول: سید جواد مقدسی

E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های رسوبی سرشار از فسفات یا فسفریت‌ها، مهم‌ترین منبع تولید فسفر در جهان هستند و در دوران‌های مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا عهد حاضر یافت می‌شوند (Guilbert and Park, 1986). به نظر می‌رسد فسفریت‌ها در همه مناطق قاره‌ای معتدل، در زمان‌ها و مکان‌های مختلف میان عرض ۴۰ درجه شمالی و جنوبی استوای دیرینه تشکیل شده باشند. فسفات در این نهشته‌ها به شکل آپاتیت دریایی ریزدانه یافت می‌شود و معمولاً از نوع فلئورآپاتیت کربناتی است (Guilbert and Park, 1986). آپاتیت با فرمول شیمیایی $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$ دارای تقریباً ۴۲ درصد وزنی P_2O_5 است و فلئورآپاتیت کربناتی (فرانکولیت) که نوع ریزیلور آن کالوفان نامیده می‌شود، حدود ۳۶/۴۵ درصد وزنی P_2O_5 دارد (Dill, 2010).

نهشته‌های رسوبی فسفات در مناطق مختلف ایران از پروتروزوییک پسین تا پالئوژن دیده می‌شوند. فسفات‌های پروتروزوییک پسین- کامبرین پیشین در بخش شیلی و دولومیت میانی سازند سلطانیه در البرز و ایران مرکزی یافت می‌شوند (چشمه‌سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱). فسفات‌های پالئوزوییک پسین- تریاس در البرز مرکزی و ایران مرکزی یافت می‌شوند (Ghorbani, 2013) و از میان آنها، مهم‌ترین نهشته‌های فسفات دونین جهان در ایران (سازند جیرو) و ارمنستان تشکیل شده‌اند (هالالات و بلورچی، ۱۳۷۳). فسفات‌های کرتاسه پسین- ترشیاری ایران در زاگرس بیشتر در شیل‌های سازند پابده (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۰) و گورپی (Ghorbani, 2013) یافت می‌شوند.

سازند جیرو که یکی از میزبان‌های مهم فسفات رسوبی در ایران است، در دامنه جنوبی رشته‌کوه البرز جای دارد (شکل ۱). رشته‌کوه البرز یکی از پهنه‌های زمین‌شناختی- ساختاری (Stöcklin, 1968) در شمال ایران است که خود به سه بخش باختری، مرکزی و خاوری تقسیم می‌شود و منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی آن جای دارد. اگر چه توالی نهشته‌های دونین ایران که سازند جیرو نیز جزئی از آن است، بیشتر در البرز مرکزی و خاوری و ایران مرکزی گسترش یافته است (Wendt et al., 2005) ولی تنها نهشته‌های رخنمون شده در البرز مرکزی دارای افق‌های فسفات دار قابل توجهی هستند.

در سال‌های اخیر مطالعات مفصلی روی ویژگی‌های کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی

نهشته‌های فسفات رسوبی جهان به‌ویژه رفتار عناصر خاکی کمیاب صورت گرفته است (Altschuler, 1980; Elderfield and Pagett, 1986; Byrne and Kim, 1990; Bau and Dulski, 1996; Reynard et al., 1999; Shields and Stille, 2001; Chen et al., 2003; Awadalla, 2010; Khan et al., 2012). اگر چه مطالعات کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی خوبی روی فسفات‌های منطقه دلیر در جنوب باختر چالوس (چشمه‌سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱) و کوه سفید و بناری در جنوب باختر ایران (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۰) انجام شده است، ولی مطالعه مفصلی روی افق‌های فسفاتی منطقه جیرو انجام نشده است. در این مطالعه ضمن بررسی زمین‌شناسی عمومی منطقه به مطالعه کانی‌شناسی افق فسفاتی و همچنین زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب افق فسفاتی پرداخته می‌شود.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در ۴۵ کیلومتری شمال شهر تهران، طول جغرافیایی $30^{\circ} 51'$ و عرض جغرافیایی $00^{\circ} 36'$ در بخش مرکزی رشته‌کوه‌های البرز مرکزی قرار گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲). مرز شمالی البرز، پهنه زمین‌درز برخوردی دیرینه تتیس است. این زمین‌درز بخش جنوبی اوراسیا را از صفحه ایران که بخشی از شمال گندوانا بوده است، جدا می‌کند (آقاباتی، ۱۳۸۵؛ Alavi, 1996). از دید چینه‌شناختی منطقه البرز متشکل از توالی تقریباً کاملی از نهشته‌های پرکامبرین تا هولوسن است (Ernst and Mohammadi, 2009). نهشته‌های پالئوزوییک البرز با سازند کامبرین زیرین سلطانیه آغاز می‌شوند و با سازندهای باروت و زایگون (کامبرین زیرین)، لالون (کامبرین زیرین)، میلا (کامبرین میانی- اردوئین آغازین)، جیرو (دونین بالایی- کربنیفر آغازین)، مبارک (کربنیفر زیرین)، درود (پرمین پیشین)، روت (پرمین پسین) و نسن (پرمین بالایی) ادامه می‌یابند (شکل ۲).

شیل‌ها و دولومیت‌های متناوب سازند سلطانیه توسط سازند باروت پوشیده می‌شوند که شامل سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ‌های میکادار با چندین میان‌لایه نازک آتشفشانی است. سازند باروت هم توسط رسوبات آواری سیلیسی قهوه‌ای متمایل به سرخ سازندهای زایگون و لالون پوشیده می‌شوند. سنگ‌آهک‌های سازند میلا به

که سبترای لایه فسفاتی میان ۰/۴ تا ۳ متر متغیر است (آوینی، ۱۳۶۶). آهک‌های دولومیتی سیاه رنگ و آهک‌های سرشار از براکیوپود با سبترای حدود ۷۰ متر روی واحد شیلی قرار می‌گیرند که خود توسط ۱۰۰ تا ۱۴۰ متر بازالت جریان‌پوشیده می‌شوند. یک واحد نازک کنگلومرایی دارای قطعات بازالت و چند لایه آهک ماسه‌ای سیاه رنگ در انتهای این بخش قرار می‌گیرد.

بخش B شامل آهک تخریبی سیاه‌رنگ اسپاری و بیوژنیک نازک لایه و سرشار از فسفیل است که در بخش پایینی آن میان لایه‌هایی از شیل سیاه ماری قرار دارد. بخش C شامل آهک تقریباً سیاه بسیار متراکم با لایه‌های نامنظم است که در بخش بالایی به آهک دولومیتی بلورین به رنگ خاکستری روشن با لایه‌بندی نامشخص تا توده‌ای تبدیل می‌شود.

بخش D شامل رسوبات آهکی سیاه‌رنگ آلیتی و پیزولیتی است که در بخش بالایی آن میان لایه‌های نازک مارن سیاه‌رنگ دیده می‌شود و بیشینه سبترای آن به ۳۰۰ متر می‌رسد.

۳- روش پژوهش

با استفاده از نقشه زمین‌شناسی منطقه که توسط پژوهشگران پیشین تهیه شده است (حقی‌پور و همکاران، ۱۳۶۵)، پیمایش‌های لازم برای شناخت واحدهای سنگ‌شناختی منطقه، هندسه ماده معدنی و ارتباط آن با سنگ‌های میزبان و ویژگی‌های ماکروسکوپی نمونه‌های فسفاتی صورت گرفت. بر این اساس ۱۵ نمونه از افق‌های فسفاتی موجود در واحد شیلی بخش A و سنگ میزبان آنها برای مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری و همچنین ۹ نمونه نمایانگر تازه از سبترترین بخش افق فسفاتی پرعیار برای تجزیه شیمیایی برداشت شد.

۲۱ مقطع نازک و صیقلی تهیه شده از افق‌های فسفاتی سازند جیروود و سنگ میزبان آنها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان عبوری و بازتابی المپوس مدل BX51 بررسی شد. حدود ۵۰۰ گرم از هر نمونه برای عملیات خردایش و پودر کردن انتخاب و توسط آسیاب دیسکی از نوع آگات پودر شد. نمونه‌ها به روش ذوب قلیایی توسط لیتیم متابورات به‌طور کامل حل شدند. اکسیدهای اصلی در شرکت زرآرما به روش طیف‌سنجی نشری با پلاسما جفت شده القایی (ICP-OES) توسط دستگاه Varian-735 Radial و عناصر خاکی کمیاب در آزمایشگاه LabWest استرالیا به روش طیف‌سنجی گرمی با پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) توسط دستگاه Agilent 4500 اندازه‌گیری شدند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی و محدوده آشکارسازی دستگاه برای هر یک از عناصر در جدول ۱ ارائه شده است.

۴- کانی‌شناسی

توالی رسوبی قاعده سازند جیروود به سبترای میانگین ۶۷ متر دارای لایه‌های بسیاری از فسفات است. دست کم ۲۷ افق فسفات‌دار در این سبترای تشخیص داده شده است که هر افق از یک یا چند لایه تشکیل شده است. تغییرات مقدار P_2O_5 از یک درصد تا بالاتر از ۳۰ درصد است (نمدالیان و همکاران، ۱۳۷۷). نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که افق‌های فسفاتی سازند جیروود کانی‌شناسی ساده‌ای دارند. آپاتیت و کوآرتز کانی‌های اصلی سازنده این افق‌ها و کانی‌های فرعی شامل کلسیت، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند.

آپاتیت به شکل کالوفان به رنگ قهوه‌ای خرمایی، نهان‌بلور و همسانگرد به دو شکل در منطقه مورد مطالعه یافت می‌شود: (۱) دانه‌های گرد شده تا نیمه مدور و در مواردی کشیده با ابعاد چند دهم تا چند میلی‌متر (شکل ۴-الف)؛ (۲) به صورت سیمان در زمینه سنگ و میان دانه‌های سازنده ماسه‌های فسفاتی (شکل ۴-ب). به باور نمدالیان و همکاران (۱۳۷۷) وجود دانه‌های کشیده آپاتیت می‌تواند اثر محوری از استخوان مهره‌داران باشد. همچنین بسیاری از قطعات فسفاتی دارای فسفیل‌های استراکد و بریوزوآ هستند که در این میان فرم شناخته شده استراکد در این قطعات Cryptophilus (نمدالیان و همکاران، ۱۳۷۷) که از فسفیل‌های شاخص دونین بالایی است.

سن کامبرین میانی تا اردوئین آغازین (ممبرهای ۱ تا ۴) روی رسوبات کامبرین قرار می‌گیرند و خود توسط شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های براکیوپوددار اردوئین آغازین تا میانی (عضو ۵ میلا و سازند لشکرک) پوشیده می‌شوند. سازند نیور به سن سلورین تنها در بخش خاوری البرز رخنمون دارد. توالی دونین که با ماسه‌سنگ و شیل همراه با میان‌لایه‌های جریان‌های گدازه‌ای و آذرآواری آغاز می‌شود، با شیل‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌آهک‌های دونین بالایی تا کرینفر سازند خوش‌بلاق (Tolokonnikova et al., 2011) و جیروود (Ernst and Mohammadi, 2009) ادامه می‌یابد و توسط سنگ‌آهک کرینفر مبارک پوشیده می‌شود. رسوبات دونین زیرین تا میانی در البرز مرکزی یافت نمی‌شوند. سازند مبارک توسط ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومرها و آرژیلیت‌های سازند درود به سن پرمین زیرین و سنگ‌آهک‌های سازند روت به سن پرمین میانی پوشیده می‌شود. شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های پرمین بالایی سازند نسن آخرین رسوبات پالئوزویک در منطقه هستند که توسط رسوبات ژوراسیک (سازند شمشک) پوشیده می‌شوند.

۲-۱. سازند جیروود

سازند جیروود یکی از میزبان‌های مهم فسفات رسوبی در ایران است که در بخش مرکزی پهنه زمین‌شناختی - ساختاری البرز (Stöcklin, 1968) جای گرفته است. رسوبات دونین ایران که سازند جیروود نیز جزئی از آن است، بیشتر در البرز مرکزی و خاوری و ایران مرکزی گسترده است (Wendt et al., 2005). در البرز مرکزی توالی‌های دونین متشکل از سازند جیروود هستند.

سازند جیروود برای نخستین بار توسط Assereto (1963) در دره جیروود (شمال تهران) مطالعه و معرفی شد. سبترای این سازند از باختر به خاور به ترتیب میان ۳۷۵ تا ۳۰۰ متر متغیر است و ویژگی‌های یک توالی قاره‌ای را نشان می‌دهد (Ernst and Mohammadi, 2009). باور بر این است که این سازند در یک محیط دریایی کم‌ژرفا تشکیل شده است (Assereto, 1966؛ لاسمی، ۱۳۷۹). بخش زیرین این توالی با ماسه‌سنگ کوآرتزی آغاز می‌شود و سپس با تقریباً ۳۰ تا ۴۰ متر میان‌لایه‌های شیل سیاه و ماسه‌سنگ ادامه می‌یابد. این واحد دارای لایه‌های فسفاتی است که به عنوان معدن فسفات جیروود در دره جیروود در حال بهره‌برداری است. این لایه‌ها توسط تناوبی از سنگ‌های سیلیسی آواری و کربنات‌ها پوشیده می‌شوند که میان‌لایه‌های آذرآواری و جریان‌های گدازه‌ای دارند.

در منطقه مورد مطالعه سازند جیروود به‌صورت دگرشیب روی شیل‌های دریایی سازند میلا به سن کامبرین میانی تا اردوئین آغازین قرار دارد و به‌صورت هم‌شیب توسط سنگ‌آهک سیاه رنگ مبارک (کرینفر زیرین) پوشیده می‌شود. در این منطقه وقفه‌ای بزرگ میان سازندهای میلا و جیروود وجود دارد که از اردوئین پسین تا دونین پیشین - میانی ادامه پیدا می‌کند و احتمالاً معادل با کوهزایی کالدونین است (Ghavidel-Syooki, 1995). بر پایه مطالعات Ghavidel-Syooki (1995) سن سازند جیروود دونین پسین (فرازین - فامنین) است؛ اگر چه برخی دیگر (Wendt et al., 2005؛ لاسمی، ۱۳۷۹) سن ژبونتین - ویسه‌ان را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. در طی این زمان کشور ایران در حاشیه شمالی گندوانا، در امتداد ساحل جنوبی اقیانوس دیرینه تیتیس قرار داشته است که با چرخه‌های پیشروی - پسروی دیرینه تیتیس مشخص می‌شود.

سازند جیروود شامل چهار بخش A، B، C و D است (Assereto, 1966) که بخش D در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد (شکل ۳).

بخش A روی سطح فرسایشی سازند میلا قرار می‌گیرد و با یک ماسه‌سنگ پیشرونده به سبترای ۴ تا ۶ متر شروع می‌شود. روی آن یک لایه آهک براکیوپوددار قرار دارد که گاهی قطعات فسفاته در آن فراوان است. یک واحد شیلی متورق سیاه رنگ روی این آهک قرار دارد که سبترای آن تا ۳۰ متر می‌رسد و دارای چندین لایه ماسه‌سنگی فسفاتی است. لایه‌های ماسه‌سنگی فسفاتی در این واحد شیلی فراوان هستند؛ ولی به‌طور کلی می‌توان آنها را به سه لایه فسفات‌دار کم عیار پایینی، لایه فسفاتی پرعیار میانی و لایه فسفات‌دار کم عیار بالایی تقسیم کرد. سبترای این لایه‌ها در گستره طولی افق فسفاتی متفاوت و دارای تغییرات چشمگیری است؛ به‌طوری

کمیاب خاکی (Σ REE) از حدود ۳۳۱ تا ۵۷۰ ppm متغیر و میانگین آن در حدود ۴۴۶ ppm است که کمی از میانگین مقدار کل عناصر کمیاب خاکی در فسفات‌ها ppm ۴۶۲ (Altschuler, 1980) کمتر است. میانگین Σ REE نمونه‌های فسفات معدن جیروود از میانگین آب‌های اقیانوسی (ppm < ۱۰۰) بسیار بیشتر است. مقدار میانگین LREE نمونه‌های فسفات جیروود ppm ۳۶۹/۵۳ و مقدار میانگین HREE آنها ppm ۷۶/۳۶ است. همچنین میانگین نسبت LREE/HREE در نمونه‌های تجزیه شده ۴/۸۴ است که نشان می‌دهد در نمونه‌های فسفات معدن جیروود، تفریق و غنی‌شدگی LREEها از HREEها روی داده است. همچنین نسبت La/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه از ۳/۶۳ تا ۴/۲۰ تغییر می‌کند (جدول ۱) و مقدار میانگین آن ۳/۹۲ است که نشان از تفریق و غنی‌شدگی LREEها از HREEها در محیط تشکیل فسفات‌های منطقه مورد مطالعه دارد.

محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون برای عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های افق‌های فسفاتی معدن جیروود نشان می‌دهد که میان عناصر کمیاب خاکی همبستگی‌های مثبت بسیار بالایی (> ۰/۹۱۶) وجود دارد (جدول ۲).

دامنه بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های فسفات جیروود بسیار محدود و از ۱/۰۱ تا ۱/۰۵ متغیر است (جدول ۱). نمودار تغییرات Ce/Ce^* در برابر Pr/Pr^* (Bau and Dulski, 1996) برای تشخیص نوع بی‌هنجاری استفاده می‌شود. نمونه‌های فسفات جیروود در محدوده I قرار می‌گیرند (شکل ۶) که محدوده بدون بی‌هنجاری است. قرار گرفتن نمونه‌ها در نزدیکی محدوده IIb نشان می‌دهد که بی‌هنجاری La منفی احتمالاً می‌تواند موجب بی‌هنجاری Ce مثبت کوچک‌ظاهری نیز شده باشد.

بررسی الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی با کندریت در نمونه‌های فسفات معدن جیروود، وجود بی‌هنجاری Eu منفی را نشان می‌دهد که می‌تواند شاهدهی برای شرایط احیایی رسوب‌گذاری (Awadalla, 2010; Rollinson, 1993) در منطقه باشد (شکل ۷ - الف). تهی‌سازی آشکار Eu در همه الگوهای REE می‌تواند ویژگی آپاتیت‌هایی باشد که از سنگ مادر جدا شده‌اند و در پوسته بالایی دچار تفریق درون پوسته‌ای کم ژرفایی شده‌اند (Dill, 1994). الگوی بهنجار شده REEها نسبت به کندریت در نمونه‌های فسفات معدن جیروود بسیار شبیه به الگوی‌های دیده شده در فسفیت‌های صحرای باختری مصر (Awadalla, 2010) (شکل ۷ - ب) و آپاتیت‌های به دست آمده از سنگ‌های آواری و آذرآواری کربنیفر پسین حوضه‌های Stockheim و Erbenndorf آلمان (Awadalla, 2010) است که تفریق شدید HREE و LREE و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را به نمایش می‌گذارند. LREE نمونه‌های فسفات جیروود در مقایسه با نمونه‌های یاد شده غنی‌شدگی کمتری دارند (شکل ۷).

تغییرات الگو و غلظت REE در نهشته‌های فسفیتی را می‌توان توسط ۳ سازوکار توضیح داد (Awadalla, 2010): (۱) پوستگی کمی منشأ گرفته از آب دریا بدون تفریق؛ (۲) وجود سازوکار جذبی که توسط ویژگی‌های شیمیایی سطح بلور کنترل می‌شود؛ (۳) وجود سازوکار جانشینی که توسط ویژگی‌های شیمیایی کل بلور کنترل می‌شود. دو سازوکار اول، الگوی REE آپاتیت‌های بیورنتیک را کنترل می‌کنند که تنها تحت تأثیر دایزنز ضعیف یا آغازین قرار گرفته‌اند. سازوکار سوم الگوی REE آپاتیت‌های بیورنتیک را کنترل می‌کند که تحت تأثیر تبلور دوباره در حضور آب‌های شیرین یا اقیانوسی در هنگام دایزنز شدید یا پسین قرار گرفته باشند (Reynard et al., 1999).

به‌طور کلی فسفات‌های جیروود با وفور نسبی سولفیدها به‌ویژه پیریت (شکل ۴)، بی‌هنجاری Ce کوچک مثبت ظاهری و بی‌هنجاری Eu منفی بزرگ شناخته می‌شوند (شکل ۶ - الف). بی‌هنجاری Eu منفی شاخص در نمونه‌های فسفات جیروود می‌تواند نتیجه تبدیل Eu (III) به Eu (II) باشد که نشان‌دهنده انحلال این عنصر در محیط احیایی رسوبات بستر دریاست (German and Elderfield, 1990).

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به میانگین شیل‌های پساآرکن (PAAS) در

کوآرتز در افق‌های فسفاتی در اندازه‌های سیلت تا ماسه یافت می‌شود. این کانی به‌صورت دانه‌های سازنده ماسه‌سنگ فسفاتی با گردشگی خوب دیده می‌شود که بیشتر به علت فشردگی با دانه‌های آپاتیتی جوش خورده‌اند (شکل ۴ - پ). دانه‌های کوآرتز ریزدانه با اندازه حدود سیلت درون قطعات (کلاست‌های) فسفاتی نیز دیده می‌شوند که نشان‌دهنده دوگانه بودن محیط تشکیل آنهاست (شکل ۴ - ت) و به عنوان شاهدهی برای رخداد دگرجایی (reworking) در افق‌های فسفاتی مطرح می‌شوند.

ترکیبات آهن به سه شکل پیریت، آنکریت و اکسیدهای آهن در افق‌های فسفاتی یافت می‌شوند. پیریت مهم‌ترین کانی آهن‌دار در افق‌های فسفاتی است که هم در سنگ‌های هوازده و هم غیرهوازده حضور دارد (شکل ۴ - ث). آنکریت به علت حلالیت بالا، در پهنه هوازده کمتر دیده می‌شود و اکسیدهای آهن نیز تنها در افق‌های هوازده دیده می‌شوند. کربنات‌ها به‌صورت کلسیت یا دولومیت سیمان سنگ را می‌سازند (شکل ۴ - ج) و در مواردی که فسفات‌ها جورشدگی و فشردگی خوبی داشته‌اند، سیمان کلسیتی یا دولومیتی دیده نمی‌شود. کانی‌های رسی در فسفات‌های ماسه‌ای به مقدار کم حضور دارند (کمتر از ۱۰ درصد) ولی در فسفات‌های شیلی که مقدار ماسه خیلی کم و یا سبزی لایه‌های فسفاتی بسیار کم است، کانی اصلی سازنده فسفات‌ها هستند. وجود اکسیدهای آهن و مواد آلی در افق‌های فسفاتی به این سنگ‌ها رنگ تیره‌ای داده است.

۵- زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی

توزیع عناصر کمیاب خاکی (REE) در آب دریا نشان از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و تهی‌شدگی سریم (Ce) دارد (شکل ۵ - الف)، ولی این ویژگی تنها به میزان کم در کانی‌های درج‌زاد دریایی کهن مانند فلئورآپاتیت کربنات و کلسیت یافت می‌شود. علت این پدیده می‌تواند تغییر توزیع REEها در آب دریا در طول زمان و یا توزیع مجدد پساوانهشتی REEها باشد (Shields and Stille, 2001). کربنات‌ها و فسفات‌های درج‌زاد دریاهای امروزی، الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی محیط آب دریایی را به نمایش می‌گذارند که از آن نهشته شده‌اند (Elderfield and Pagett, 1986). بی‌هنجاری منفی Ce به کاهش حلالیت این عنصر مربوط است که با اکسایش Ce (III) به Ce (IV) همراه است و سبب خروج آن همراه با فلزات چند ظرفیتی مانند آهن یا منگنز از آب دریا می‌شود. از سوی دیگر، غنی‌شدگی HREEها احتمالاً می‌تواند ناشی از پایداری بیشتر کمپلکس‌های HREE آبگین (Cantrell and Byrne, 1987) و تمایل LREEها به جذب ترجیحی روی ذرات معلق باشد (Byrne and Kim, 1990). در نتیجه بیشتر پیکره‌های آبگین سطحی از HREE غنی شده‌اند ولی تنها آنهایی که دارای اکسیژن آزاد هستند، بی‌هنجاری Ce منفی دارند. این الگوها می‌تواند بعدها به میزان متفاوتی توسط تبادل‌های دایزنزی پساوانهشتی (Elderfield and Pagett, 1986) یا هوازدگی سطحی (McArthur and Walsh, 1985) تغییر یابند.

رایج‌ترین الگوهای REE در فسفیت‌های دریایی (Shields and Stille, 2001) عبارتند از: (۱) الگوهای شبیه به آب دریا (شکل ۵ - الف) با بی‌هنجاری Ce منفی و غنی‌شدگی از HREE (شکل ۵ - ب) که تنها در برخی از فسفیت‌های پساژوراسیک رایج هستند؛ (۲) الگوی تخت شبیه به الگوی شیل‌ها (شکل ۵ - پ) که شاخص فسفیت‌های با سن میوسن و یا جوان‌تر هستند که در سواحل جنوبی آفریقا و پرو نهشته شده‌اند؛ (۳) تقریباً همه فسفیت‌های کهن‌تر از مزوزوییک، الگوهای REE با بی‌هنجاری Ce منفی دارند ولی از HREE تهی شده‌اند (شکل‌های ۵ - ت و ث)؛ (۴) قشرها و گرهک‌های فسفاتی همراه با رسوب‌گذاری فرومنگنز ممکن است دارای بی‌هنجاری‌های Ce مثبت باشند (شکل ۵ - ذ).

ترکیب عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های فسفات معدن جیروود و همچنین مقادیر کل عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و برخی نسبت‌های عنصری مربوط در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار کل عناصر

غذایی وابسته به آنها) را تغذیه می‌کنند. سنگ‌های رسوبی سرشار از فسفات (فسفریت‌ها) معمولاً در امتداد فلات قاره‌ها و حوضه‌های دریایی حاشیه‌ای کم‌ژرفا مانند محیط‌های کولابی و دلتایی نهشته می‌شوند که در این مکان‌ها رسوب‌گذاری آواری کم است (Robb, 2005).

تشکیل نهشته‌های فسفات دریایی به فرایند فراچاهندگی نسبت داده می‌شود که در آن آب‌های دریایی ژرف و سرد سرشار از فسفر محلول، توسط جریان‌های بالارو به نواحی ساحلی کم‌ژرفا و گرم می‌رسند و در آنجا ضمن رسوب مستقیم نآلی آپاتیت، موجبات رشد و گسترش جانداران دریایی از پلانکتون‌ها و جلبک‌ها گرفته تا نرم‌تنان صدف‌دار و مهره‌داران می‌شوند. اسکلت و بقایای این موجودات به همراه ته‌نشست مستقیم نآلی آپاتیت می‌تواند پهنه‌های گسترده و ستیری از نهشته‌های فسفاتی فسیلی، آلیتی، گلوله‌ای، گرهکی یا میکرایتی موسوم به میکروسفریت ایجاد کند (Guilbert and Park, 1997). فسفر همچنین می‌تواند از بدن در حال فساد موجودات آزاد و به شکل نهان‌بلور ناخالصی از آپاتیت یا کربنات آپاتیت (کالوفان) نهشته شود (Robb, 2005). میکروسفریت‌های ریزدانه عموماً در محیط‌های آرام تشکیل می‌شوند، ولی انتقال دوباره آنها توسط جریان‌های ساحلی موجب نهشته شدن دوباره آنها به صورت آلیت، گلوله، قطعات زاویه‌دار و قلوه در مناطق پست حاشیه‌ای حوضه رسوبی و تشکیل فسفریت‌های دگرجا (reworked) می‌شود. موقعیت فسفات‌های دریایی و گوناگونی آنها در حوضه‌های دریایی حاشیه‌ای به شرح زیر است (Laznicka, 2006): ۱) سنگ‌فرش شیب قاره‌ای بالایی؛ به شکل جانیشینی کربنات‌ها؛ ۲) فلات قاره برون‌کرانه‌ای؛ به شکل پلت و سیمان فسفاتی با گلوکونیت؛ ۳) جانیشینی تپه‌های کربناتی؛ ۴) پلت‌ها و لایه‌های فسفاتی در حوضه‌های کم‌ژرفای گرم؛ ۵) زمین‌های سخت ساحلی کم‌ژرفا؛ به شکل فسفریت‌های دگرجا (شکل ۱۰). وجود دانه‌های گرد شده، نیمه مدور و کشیده آپاتیت به شکل کالوفان در نهشته جیروود نشان می‌دهد که اگر چه ممکن است فسفریت‌های ریزدانه اولیه در یک محیط آرام تشکیل شده باشند، ولی جریان‌های ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها داشته‌اند. رخداد آپاتیت به صورت سیمان در زمینه سنگ و میان دانه‌های سازنده ماسه‌های فسفاتی نیز نشان می‌دهد که آزاد شدن فسفر از آپاتیت‌های اولیه و رسوب‌گذاری دوباره، می‌تواند موجب تشکیل آنها شده باشد. همچنین کانی کوارتز در اندازه‌های سیلت تا ماسه با گردشگری خوب در افق‌های فسفاتی نهشته جیروود دیده می‌شود که بیشتر به علت فشردگی با دانه‌های آپاتیته جوش خورده‌اند. دانه‌های کوارتز ریزدانه درون قطعات فسفاتی نیز دیده می‌شوند که نشان‌دهنده دوگانه بودن محیط تشکیل آنها و شاهدهی برای رخداد دگرجایی در افق‌های فسفاتی هستند، به‌ویژه آنکه لایه‌های ماسه‌سنگی فسفاتی جیروود در واحد شیلی بخش A سازند جیروود جای گرفته‌اند. فراوانی مواد آلی در افق‌های فسفاتی که به این سنگ‌ها رنگ تیره‌ای داده است و همچنین وجود پیریت می‌تواند نشان دهد که با وجود این حقیقت که در حوضه رسوبی جریان‌های بالارو و ساحلی وجود داشته‌اند، فسفاتی شدن در شرایط به نسبت احیایی رخ داده است. الگوی بهنجار شده REE با میانگین شیل‌های پسا‌آرکن (PAAS) در فسفات‌های جیروود یک الگوی تقریباً محذب، همراه با بی‌هنجاری Ce ضعیف مثبت ظاهری و بی‌هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می‌دهد، که وجود یک محیط رسوبی بی‌اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) را برای تشکیل این فسفات‌ها پیشنهاد می‌دهد. الگوی یاد شده با شواهد سنگ‌نگاری و کانی‌شناختی به دست آمده از نهشته فسفات جیروود همخوانی دارد.

با توجه به شواهد بحث شده در بالا و گوناگونی نهشته‌های دریایی فسفاتی (شکل ۱۰) می‌توان نتیجه گرفت که فسفریت‌های ریزدانه اولیه نهشته فسفات جیروود در اثر عملکرد فرایند فراچاهندگی روی فلات قاره در یک محیط آرام تشکیل شده‌اند، ولی احتمالاً جریان‌های ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها به حوضه‌های رسوبی حاشیه‌ای به نسبت بسته با گسترش جانبی محدود و شرایط به نسبت احیایی (مانند حوضه رسوبی D در شکل ۱۰) داشته‌اند.

فسفات‌های جیروود یک الگوی تقریباً محذب، همراه با بی‌هنجاری Ce ضعیف مثبت ظاهری و بی‌هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می‌دهند (شکل ۸-الف). بی‌هنجاری Eu مثبت نشان‌دهنده وجود یک محیط رسوبی بی‌اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) برای تشکیل فسفات‌هاست و در برخی نهشته‌های فسفریتی مانند نهشته‌های بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (شکل ۸-ب) دیده می‌شود (Khan et al., 2012). الگوی تقریباً محذب فسفات‌های جیروود بسیار شبیه به الگوی دیده شده در فسفات‌های منطقه دلیر است؛ با این تفاوت که در جیروود، بی‌هنجاری Ce منفی دیده نمی‌شود؛ ولی در فسفات‌های منطقه دلیر بی‌هنجاری Ce قوی منفی دیده شده است (شکل ۸-ج) (چشمه‌سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱). بی‌هنجاری Ce قوی منفی از ویژگی‌های شاخص الگوی REE در آب‌های بدون اکسیژن اقیانوس اطلس است (Elderfield and Greaves, 1982). به باور چشمه‌سری و همکاران (۱۳۹۱) این الگو در بیشتر فسفریت‌های کهن‌تر از مزوزویک معمول است و می‌تواند نشان‌دهنده محیط‌های دیاژنزی (Shields and Stille, 2001) و یا ناشی از جذب ترجیحی عناصر خاکی کمیاب توسط مواد آلی و انتقال آنها توسط آب‌های منفذی به کانی فسفاتی مانند آپاتیت در هنگام مراحل اولیه دیاژنز باشد (Felitsyn and Morad, 2002). وجود قالب فسیل، حضور کانی پیریت در نمونه‌های فسفات و دیگر شواهد سنگ‌نگاری نشان‌دهنده رخداد دیاژنز در سنگ‌های منطقه جیروود، نشان می‌دهد که هر دو پدیده در شکل‌گیری الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب منطقه نقش داشته‌اند.

یکی از ویژگی‌های غیردریایی معمول فسفات‌ها (به‌ویژه آپاتیت‌های اسکلتی زیست‌زاد مانند کونودونت‌ها) که در آب دریا دیده نمی‌شود، غنی‌شدگی از MREE و ایجاد الگوی کلاه مانند است. (Shields and Stille, 2001) استفاده از نسبت تقریباً پایدار Dy_N/Sm_N را برای بررسی الگوی غنی‌شدگی MREE پیشنهاد کردند. نسبت Dy_N/Sm_N در آب دریا بالای ۱ است و با افزایش ژرفا تا حدود ۲ افزایش می‌یابد. در اثر غنی‌شدگی MREE، نسبت‌های Dy_N/Sm_N به کمتر از ۱ کاهش می‌یابد. نسبت Dy_N/Sm_N نمونه‌های فسفات جیروود میان ۱/۴۰ تا ۱/۵۵ متغیر است (جدول ۱) که نشان می‌دهد غنی‌شدگی MREE در نمونه‌های مورد مطالعه رخ نداده است.

نسبت La/Yb نمونه‌های فسفات جیروود میان ۳/۶۳ تا ۴/۲۰ و نسبت La/Sm میان ۲/۶۳ تا ۳/۵۲ متغیر است (جدول ۱ و شکل ۹) که غنی‌شدگی بیشتری نسبت به مقادیر مشابه برای آب‌های اقیانوسی عهد حاضر (Reynard et al., 1999) نشان می‌دهند. نسبت La/Sm و La/Yb در آب‌های اقیانوسی عهد حاضر به ترتیب میان ۰/۲ تا ۰/۵ و ۰/۶ تا ۱/۶ متغیر و تقریباً همگن است (Reynard et al., 1999). این پژوهشگران عوامل شیمیایی بلور را مطالعه کردند که می‌تواند بر تفریق REE میان آپاتیت و آب مؤثر باشند. آنها دریافتند که اگر جذب REE‌ها روی آپاتیت برجازاد، سازوکار اصلی تفریق باشد، به دلیل جذب ترجیحی LREE، مقادیر La/Yb در مقایسه با آب دریا افزایش خواهد یافت؛ ولی تغییرات قابل توجهی در مقادیر La/Sm دیده نخواهد شد. از سوی دیگر، اگر جانیشینی توسط تبلور دوباره، فرایند اصلی در مشارکت REE‌ها در شبکه بلوری آپاتیت باشد، نسبت La/Sm کاهش قابل توجهی خواهد یافت و یک الگوی زنگی شکل دیده خواهد شد. نسبت‌های La/Sm و La/Yb در نمونه‌های فسفات جیروود غنی‌شدگی بیشتری نسبت به مقادیر مشابه برای آب‌های اقیانوسی عهد حاضر (Reynard et al., 1999) نشان می‌دهند (شکل ۹) که این موضوع می‌تواند اهمیت فرایند جذب ترجیحی را در تفریق REE‌ها در هنگام تشکیل و یا دیاژنز بعدی فسفات‌های منطقه نشان دهد.

۶- بحث

فسفر عنصر بسیار مهمی است که برای رشد و گسترش بیشتر جانداران ضروری است. آب‌های اقیانوسی دارای مقدار کمی P_2O_5 به صورت محلول هستند که همین مقدار کم، پلانکتون‌های بسیاری (و زنجیره

۷- نتیجه گیری

نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان دادند که افق‌های فسفاتی سازند جیروود کانی‌شناسی ساده‌ای دارند. آپاتیت و کوارتز کانی‌های اصلی سازنده این افق‌ها و کانی‌های فرعی شامل کلسیت، دولومیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند.

نمونه‌های فسفات گردآوری شده از افق‌های فسفاتی نهشته جیروود دارای الگوهای REE، مقدار کل REE و نسبت‌های عنصری تقریباً یکسانی هستند که نشان می‌دهد فرایند (فرایندهای) مشابهی در تشکیل آنها مؤثر بوده‌اند. میانگین Σ REE نمونه‌های فسفات معدن جیروود از میانگین آب‌های اقیانوسی بسیار بیشتر است. بررسی میانگین نسبت LREE/HREE و همچنین نسبت La/Yb در نمونه‌های فسفات تجزیه شده از نهشته جیروود نشان از تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در محیط تشکیل فسفات‌ها دارد. بررسی نمونه‌های فسفات جیروود در نمودار Ce/Ce^* در برابر Pr/Pr^* نشان داد که فسفات جیروود بی‌هنجاری Ce ندارد. قرار گرفتن نمونه‌ها در نزدیکی محدوده IIIb نشان داد که بی‌هنجاری La منفی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند احتمالاً موجب بی‌هنجاری Ce مثبت کوچک ظاهری شده باشد.

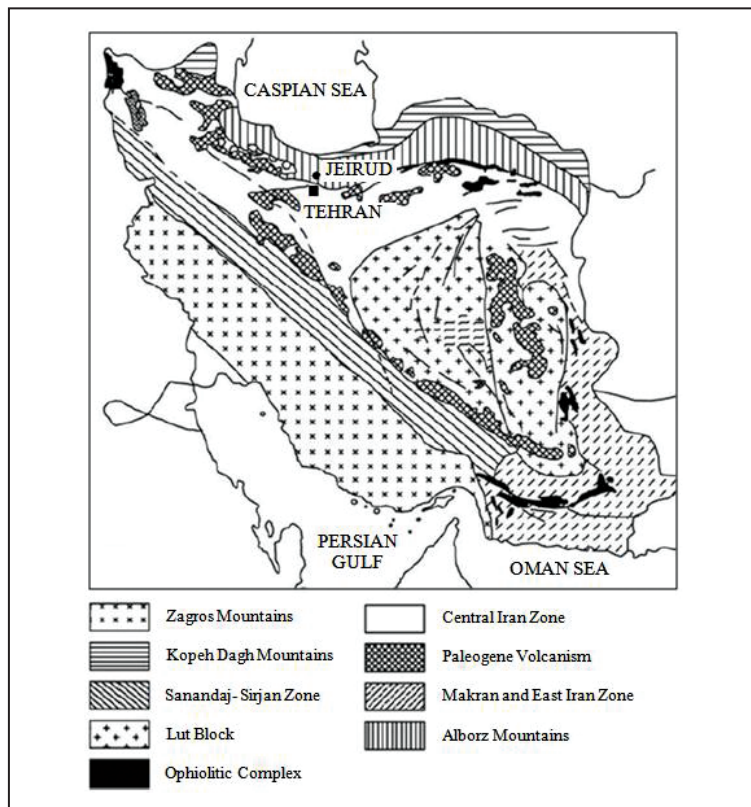
الگوی بهنجاری شده REE نسبت به میانگین شیل‌های پساآرکنن (PAAS) در فسفات‌های جیروود یک الگوی تقریباً محدب، همراه با بی‌هنجاری Ce ضعیف مثبت ظاهری و بی‌هنجاری Eu متوسط مثبت نشان می‌دهد که وجود یک محیط رسوبی بی‌اکسیژن یا محیط دیاژنزی (احیاکننده سولفات) برای تشکیل این

فسفات‌ها را پیشنهاد می‌دهد و در برخی نهشته‌های فسفریتی مانند نهشته‌های بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (Khan et al., 2012) و فسفات‌های منطقه دلیر (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱؛ عابدینی و همکاران، ۱۳۹۱) دیده می‌شود. بررسی نمونه‌های فسفات جیروود در نمودار La/Yb در برابر La/Sm نشان داد که نسبت‌های یاد شده در نمونه‌های فسفات جیروود غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آب‌های اقیانوسی عهد حاضر نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند اهمیت فرایند جذب ترجیحی را در تفریق REE‌ها در هنگام تشکیل و یا دیاژنزی بعدی فسفات‌های منطقه نشان دهد.

شواهد سنگ‌نگاری، کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی عناصر خاکی کمیاب در نهشته فسفات جیروود نشان می‌دهد که فسفریت‌های ریزدانه اولیه نهشته فسفات جیروود در اثر عملکرد فرایند فراچاهندگی روی فلات قاره در یک محیط آرام تشکیل شده‌اند؛ ولی احتمالاً جریان‌های ساحلی نقش مهمی در انتقال دوباره آنها به حوضه‌های رسوبی حاشیه‌ای به نسبت بسته با گسترش جانبی محدود و شرایط به نسبت احیایی داشته‌اند.

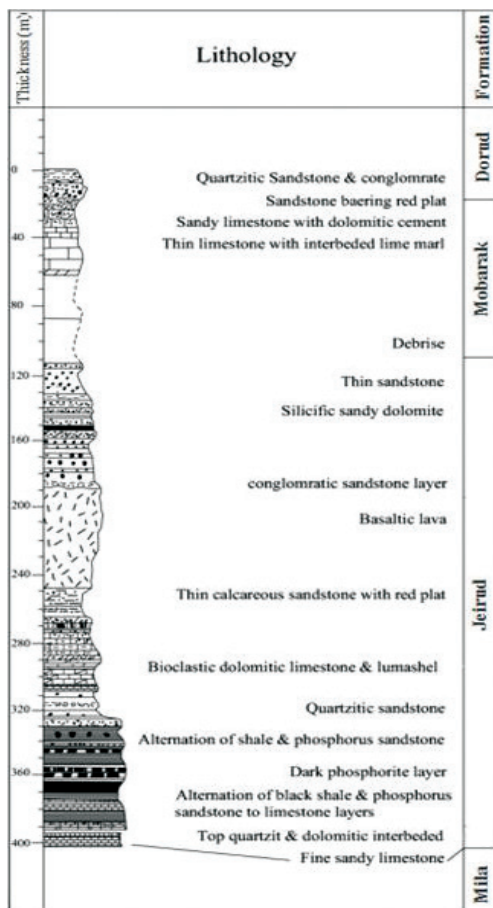
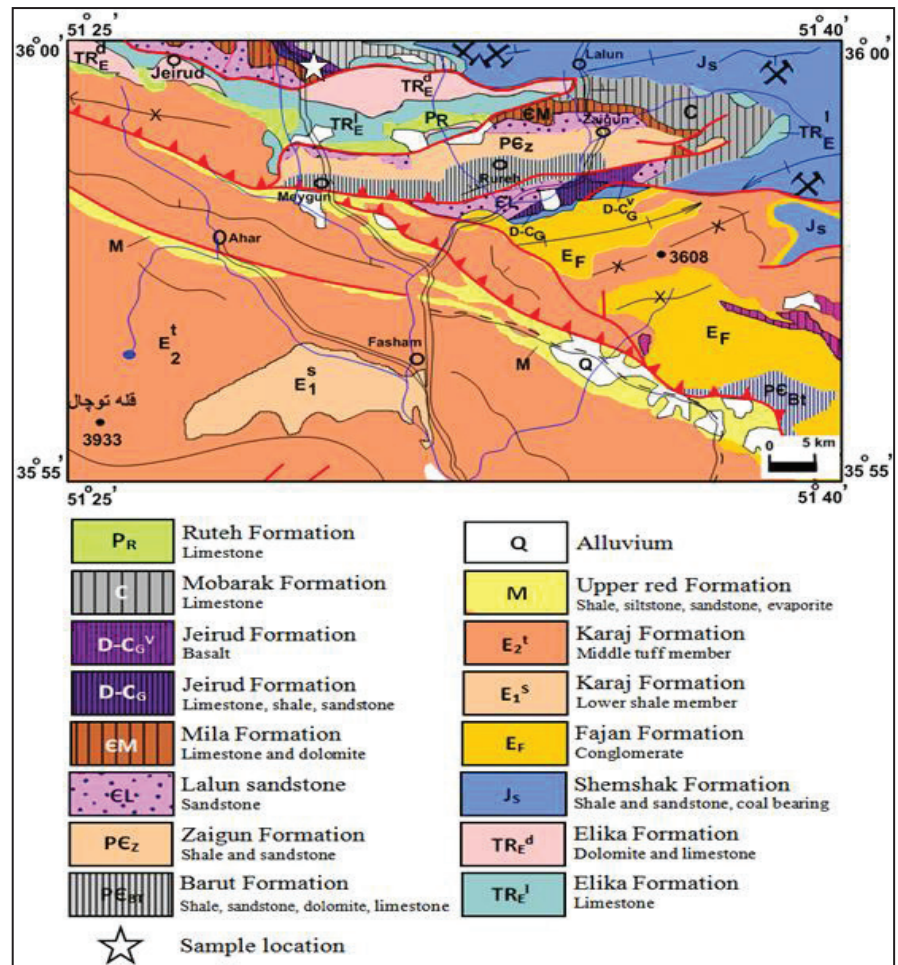
سپاسگزاری

این مقاله مستخرج از پژوهشی است که با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است؛ بنابراین از همه افرادی که به گونه‌ای در تصویب و اجرای آن نقش داشته‌اند و همچنین از کمک‌های ارزنده آقای مهندس غلامرضا عابدینی کارشناس محترم معدن فسفات جیروود در بازدیدهای صحرائی صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.



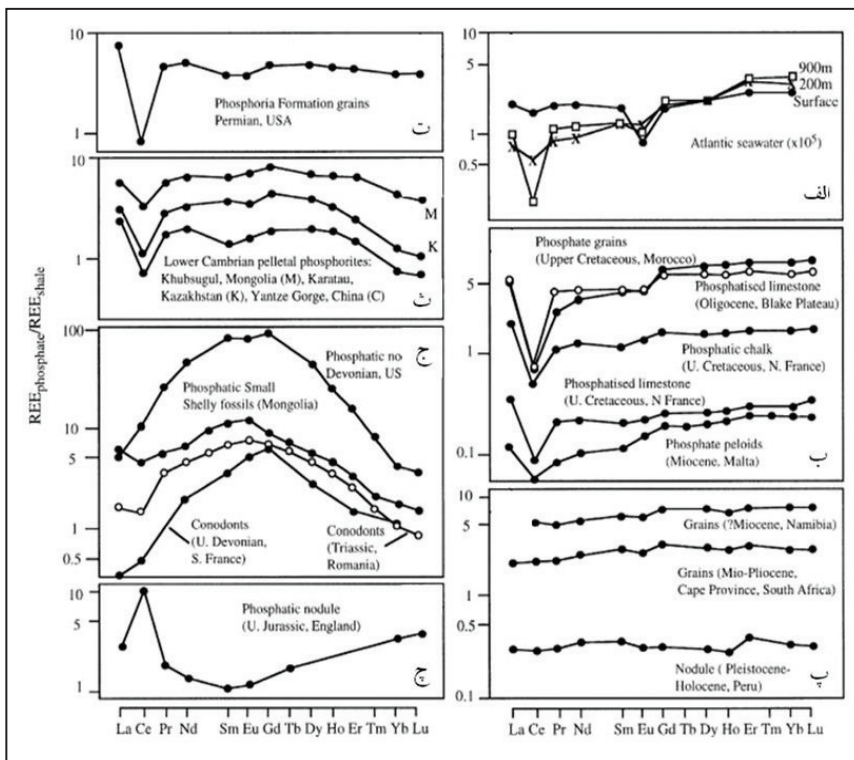
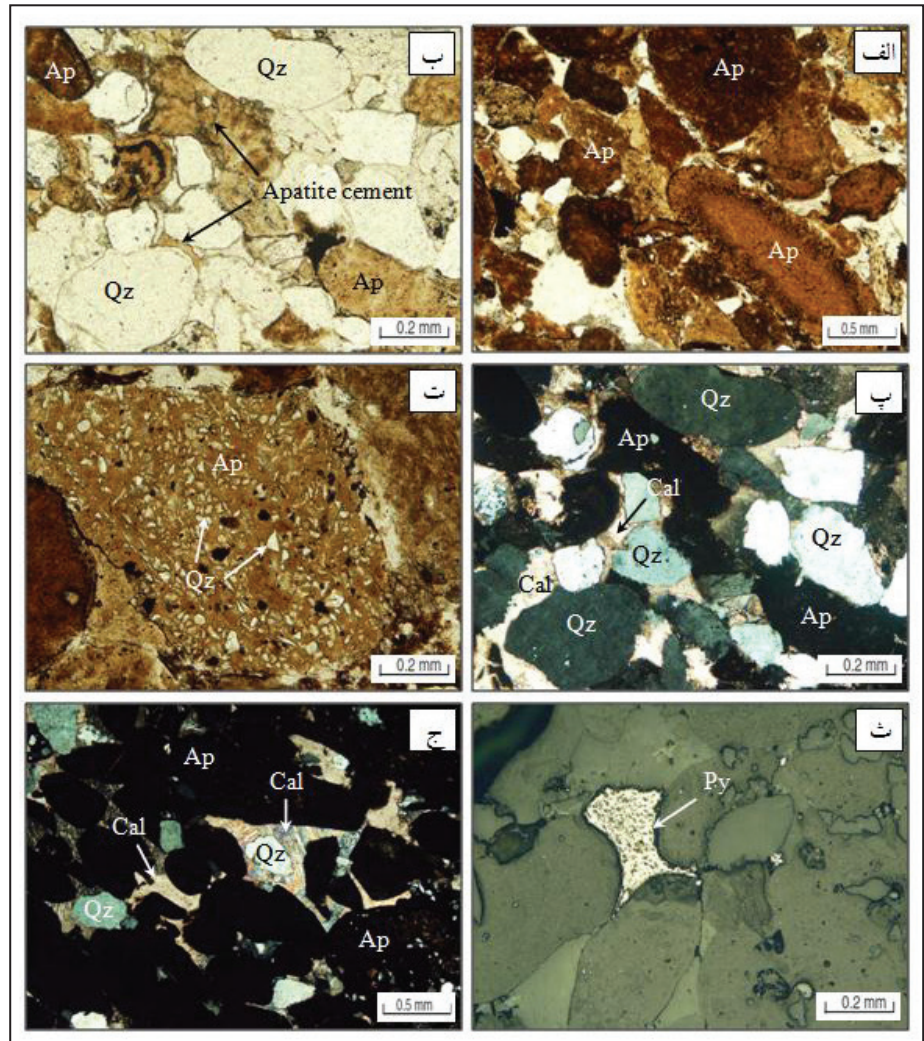
شکل ۱- موقعیت نهشته فسفات جیروود در نقشه مناطق ساختاری ایران (Stöcklin, 1968).

شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه میگون در شمال تهران که در آن رخنمون‌های سازند جیروود و ایستگاه نمونه‌برداری نمایش داده شده است (با تغییرات از حقی پور و همکاران، ۱۳۶۵).

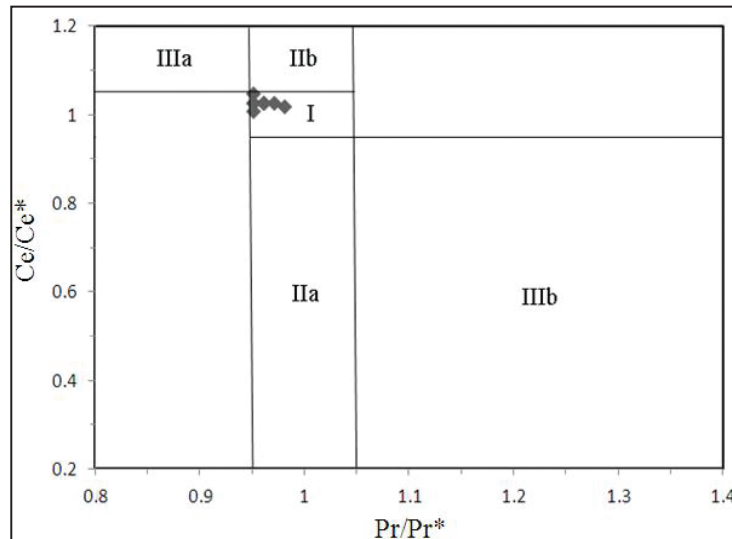


شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند جیروود در البرز مرکزی و موقعیت افق‌های فسفاتی که در آن به رنگ سیاه نشان داده شده است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳).

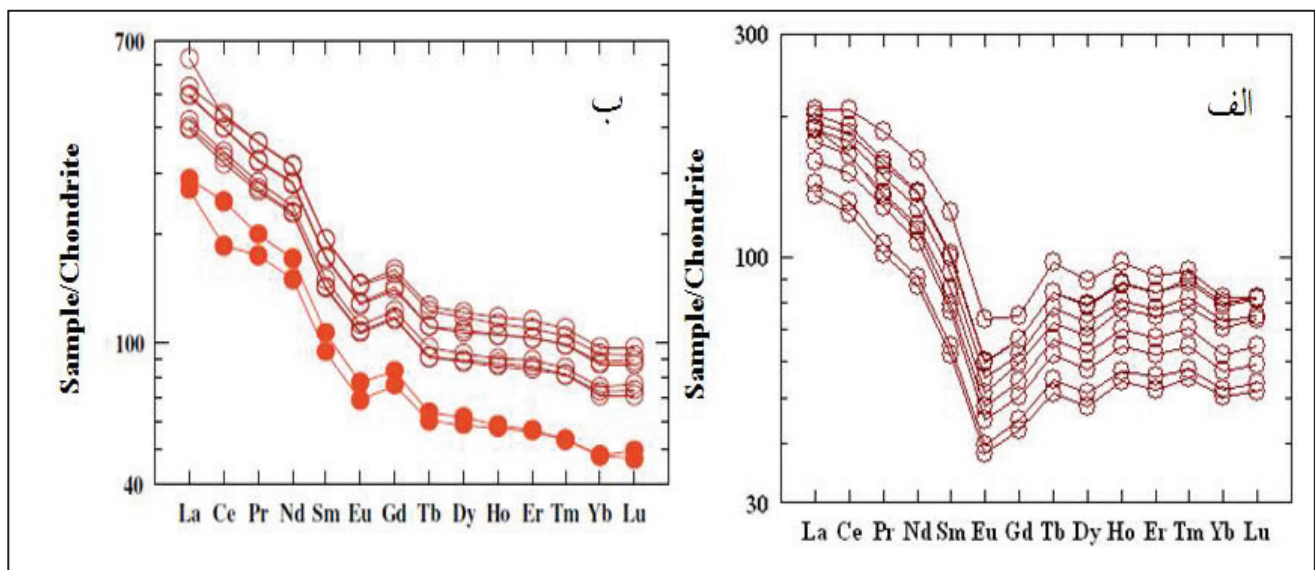
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از افق‌های فسفاتی سازند جیروود در دره جیروود واقع در شمال تهران. الف) دانه‌های گرد شده تا نیمه مدور و یا کشیده آپاتیت (Ap) به رنگ قهوه‌ای خرمایی؛ ب) رخداد آپاتیت به صورت سیمان در میان دانه‌های سازنده ماسه‌های فسفاتی؛ پ) دانه‌های کوارتز (Qz) در افق‌های فسفاتی به همراه دانه‌های آپاتیت با سیمان بیشتر کلسیتی (Cal)؛ ت) دانه‌های کوارتز ریزدانه با اندازه حدود سیلت درون قطعه فسفاتی؛ ث) کانی پیریت (Py) پرکننده فضای میان‌روزنه‌ای در افق فسفاتی؛ ج) تشکیل کانی کلسیت به عنوان سیمان ماسه‌های فسفاتی. تصاویر الف، ب و ت در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای (ppl)، تصاویر پ و ج در نور عبوری پلاریزه متقاطع (xpl) و تصویر ث در نور بازتابیده پلاریزه صفحه‌ای (ppl) تهیه شده‌اند.



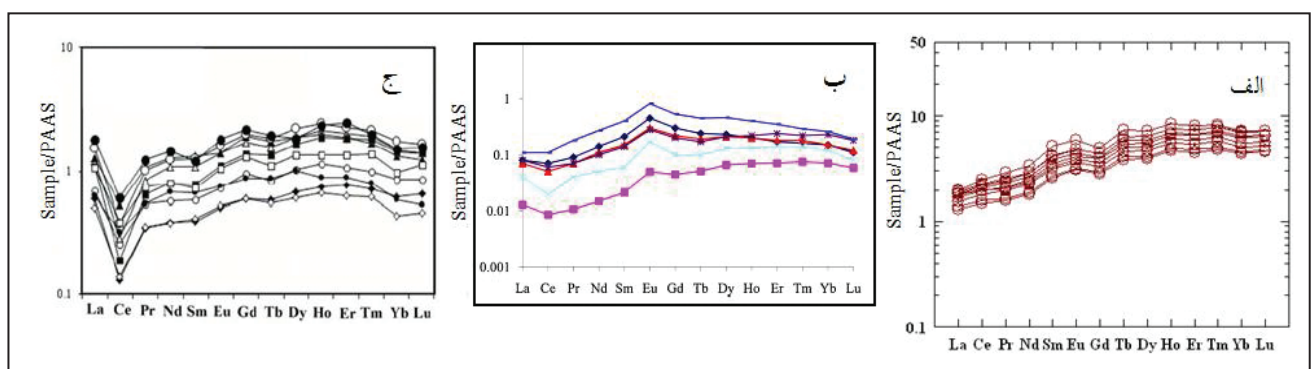
شکل ۵- الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به شیل برای برخی از فسفریت‌های منتخب ال (الف) الگوی REE (Shields and Stille, 2001). الف) الگوی REE آب اقیانوس اطلس امروزی؛ ب) الگوی شبیه به آب دریا؛ پ) الگوی تخت شبیه به الگوی شیل‌ها؛ ت) و ث) الگوی فسفریت‌های دانه‌ای بایه‌هنجاری Ce منفی و تهی‌شدگی از HREE؛ ج) الگوی فسفریت‌های اسکلتی زیست‌زاد مانند کنودنت‌ها؛ چ) الگوی کمیاب دارای بی‌هنجاری Ce مثبت.



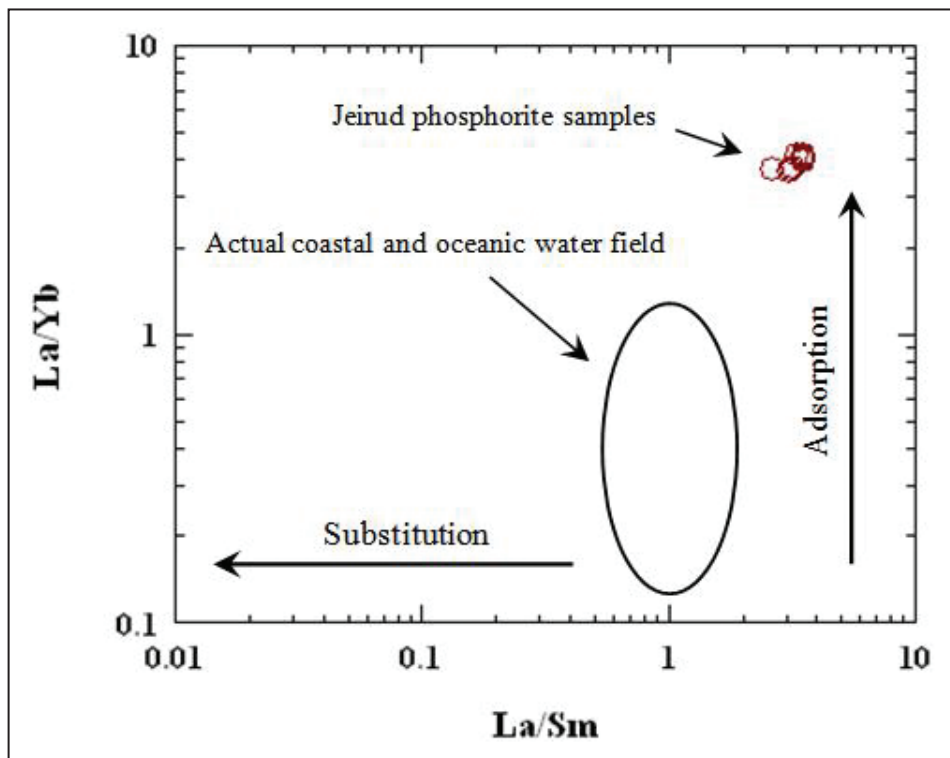
شکل ۶- نمودار تغییرات Ce/Ce^* در برابر Pr/Pr^* (Bau and Dulski, 1996) برای تشخیص نوع بی‌هنجاری Ce . (I) محدود بدون بی‌هنجاری، (IIa) محدوده‌ای که بی‌هنجاری La مثبت موجب بی‌هنجاری Ce منفی ظاهری می‌شود، (IIIa) محدوده بی‌هنجاری Ce مثبت واقعی، (IIIb) محدوده بی‌هنجاری Ce منفی واقعی. نمونه‌های فسفات جیروود در محدوده I و در نزدیکی محدوده IIIb قرار می‌گیرند.



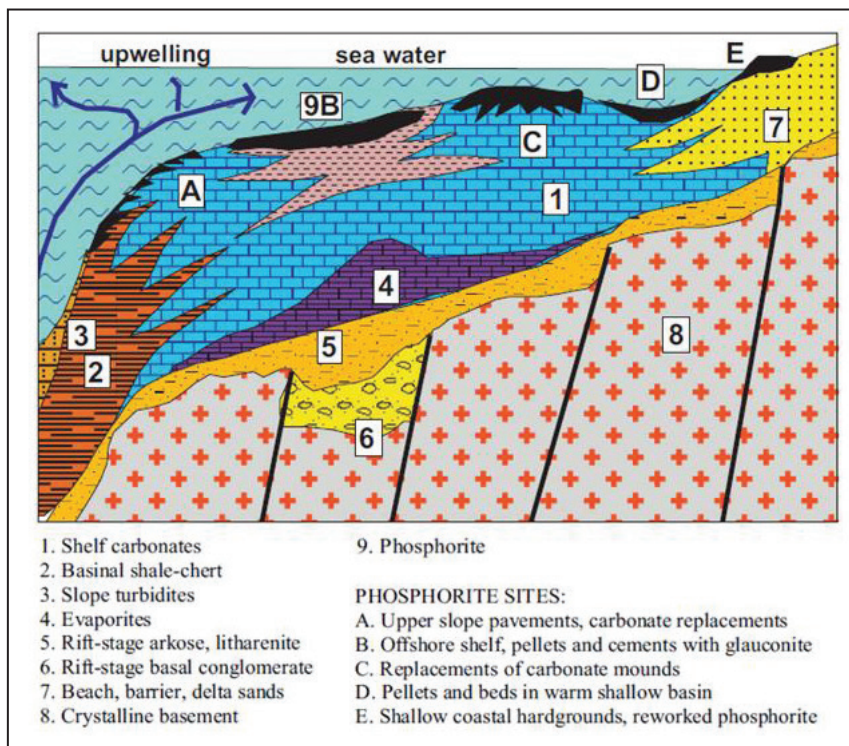
شکل ۷- الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت. (الف) نمونه‌های فسفات معدن جیروود؛ (ب) نمونه‌های فسفریت صحرای باختری مصر (Awadalla, 2010). مقادیر عناصر خاکی کمیاب در کندریت از Taylor and McLennan (1985) برگرفته شده است.



شکل ۸- الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به میانگین شیل پسا آرکتن (PAAS). (الف) نمونه‌های فسفات معدن جیروود؛ (ب) نمونه‌های فسفریت نهشته‌های بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (Khan et al., 2012)؛ (ج) نمونه‌های افق فسفاتی منطقه دلیر (چشمه‌سری و همکاران، ۱۳۹۱). مقادیر عناصر خاکی کمیاب در میانگین شیل‌های پسا آرکتن (PAAS) از McLennan (1989) برگرفته شده است.



شکل ۹- نمودار تغییرات نسبت La/Yb در برابر La/Sm برای نمونه‌های فسفات نهشته جیروود. مقادیر La/Sm و La/Yb برای آب‌های ساحلی و اقیانوسی عهد حاضر (بیضی ایستاده) از Reynard et al. (1999) برگرفته شده است. غنی‌شدگی مقادیر La/Sm و La/Yb در آپاتیت‌های منطقه مورد مطالعه به ویژه La/Yb ، نشان‌دهنده اهمیت فرایند جذب ترجیحی در تفریق REE‌ها در هنگام تشکیل و یا دیاژنز بعدی آنهاست.



شکل ۱۰- موقعیت فسفات‌های دریایی و گوناگونی آنها در حوضه‌های دریایی حاشیه‌ای (Laznicka, 2006).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های افق فسفاتی معدن جیروود برای عناصر اصلی و خاکی کمیاب به همراه برخی نسبت‌های عنصری و بی‌هنجاری‌های به دست آمده. بی‌هنجاری‌های Pr، Ce، Eu و Y با مقادیر PAAS (McLennan, 1989) به‌نچار شده‌اند و برای محاسبه بی‌هنجاری از روابط ارائه شده در Chen et al. (2003) استفاده شد.

| | D.L.* | JR01 | JR02 | JR03 | JR04 | JR05 | JR06 | JR07 | JR08 | JR09 |
|----------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Major elements (%) | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.01 | 23.17 | 16.94 | 14.00 | 12.05 | 17.47 | 16.79 | 17.41 | 14.20 | 10.38 |
| Al ₂ O ₃ | 0.01 | 6.21 | 2.21 | 1.59 | 2.24 | 3.68 | 4.57 | 1.87 | 2.01 | 2.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 5.91 | 7.24 | 8.71 | 10.00 | 5.71 | 5.50 | 5.83 | 7.12 | 5.56 |
| MnO | 0.01 | 0.30 | 0.52 | 0.55 | 0.55 | 0.36 | 0.35 | 0.41 | 0.44 | 0.39 |
| MgO | 0.01 | 0.61 | 1.38 | 1.16 | 0.84 | 0.80 | 0.66 | 0.99 | 0.75 | 0.88 |
| CaO | 0.01 | 30.26 | 36.29 | 36.62 | 35.71 | 36.29 | 36.20 | 37.01 | 37.39 | 41.90 |
| BaO | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.42 | 0.39 | 0.38 | 0.40 | 0.41 | 0.42 | 0.39 | 0.41 | 0.45 |
| K ₂ O | 0.01 | 1.06 | 0.27 | 0.18 | 0.30 | 0.58 | 0.76 | 0.24 | 0.27 | 0.24 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.24 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.17 | 0.08 | 0.10 | 0.08 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 20.64 | 22.36 | 23.03 | 23.59 | 23.59 | 23.6 | 23.68 | 24.9 | 26.84 |
| SO ₃ | 0.01 | 3.59 | 4.12 | 5.04 | 4.56 | 3.00 | 3.03 | 4.18 | 3.90 | 3.90 |
| LOI | 0.01 | 7.37 | 8.04 | 8.45 | 9.59 | 7.73 | 7.80 | 7.68 | 8.34 | 7.23 |
| Total | | 99.80 | 99.89 | 99.87 | 99.98 | 99.78 | 99.87 | 99.79 | 99.86 | 99.88 |
| Rare earth elements (ppm) | | | | | | | | | | |
| La | 0.05 | 75.9 | 64.7 | 50.0 | 53.0 | 74.0 | 59.0 | 71.2 | 68.8 | 69.5 |
| Ce | 0.05 | 198 | 158 | 119 | 126 | 182 | 145 | 177 | 169 | 159 |
| Pr | 0.05 | 25.5 | 18.4 | 14.0 | 14.7 | 22.1 | 17.5 | 21.5 | 20.3 | 18.8 |
| Nd | 0.02 | 115.0 | 81.1 | 61.8 | 64.6 | 98.5 | 76.7 | 97.0 | 90.1 | 83.6 |
| Sm | 0.02 | 28.8 | 18.4 | 14.3 | 15.0 | 23.5 | 17.7 | 23.1 | 21.4 | 19.8 |
| Eu | 0.02 | 6.40 | 4.19 | 3.33 | 3.45 | 5.23 | 3.92 | 5.19 | 4.80 | 4.45 |
| Gd | 0.05 | 23.0 | 16.7 | 13.1 | 13.8 | 20.4 | 15.5 | 20.5 | 19.0 | 18.2 |
| Tb | 0.02 | 5.65 | 3.89 | 2.99 | 3.18 | 4.90 | 3.60 | 4.87 | 4.52 | 4.20 |
| Dy | 0.02 | 34.0 | 23.8 | 18.3 | 19.5 | 30.1 | 21.9 | 30.2 | 27.6 | 26.0 |
| Ho | 0.02 | 8.29 | 5.96 | 4.63 | 4.88 | 7.49 | 5.52 | 7.54 | 6.86 | 6.58 |
| Er | 0.05 | 22.7 | 16.8 | 13.0 | 13.9 | 21.0 | 15.4 | 21.0 | 19.3 | 18.7 |
| Tm | 0.05 | 3.34 | 2.53 | 1.97 | 2.06 | 3.19 | 2.31 | 3.16 | 2.92 | 2.79 |
| Yb | 0.05 | 20.4 | 15.4 | 12.5 | 12.9 | 19.8 | 14.2 | 19.6 | 18.2 | 17.5 |
| Lu | 0.02 | 3.12 | 2.46 | 1.98 | 2.06 | 3.13 | 2.25 | 3.11 | 2.85 | 2.81 |
| ∑REE | | 570.1 | 432.33 | 330.90 | 349.03 | 515.34 | 382.8 | 504.97 | 475.65 | 451.93 |
| ∑LREE (La-Gd) | | 472.6 | 361.49 | 275.53 | 290.55 | 425.73 | 317.62 | 415.49 | 393.4 | 373.35 |
| ∑HREE (Tb-Lu) | | 97.5 | 70.84 | 55.37 | 58.48 | 89.61 | 65.18 | 89.48 | 82.25 | 78.58 |
| La/Yb | | 3.72 | 4.20 | 4.00 | 4.11 | 3.74 | 4.15 | 3.63 | 3.78 | 3.97 |
| La/Sm | | 2.63 | 3.52 | 3.50 | 3.53 | 3.15 | 3.33 | 3.08 | 3.21 | 3.51 |
| Eu/Eu* | | 1.17 | 1.12 | 1.14 | 1.13 | 1.12 | 1.11 | 1.12 | 1.12 | 1.10 |
| Ce/Ce* | | 1.02 | 1.05 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 1.01 |
| Pr/Pr* | | 0.98 | 0.95 | 0.95 | 0.95 | 0.96 | 0.97 | 0.96 | 0.96 | 0.95 |
| Y/Y* | | 1.07 | 1.07 | 1.08 | 1.06 | 1.07 | 1.01 | 1.05 | 1.06 | 1.07 |
| Dy _N /Sm _N | | 1.40 | 1.53 | 1.51 | 1.54 | 1.52 | 1.46 | 1.55 | 1.53 | 1.55 |
| La _N /Nd _N | | 0.59 | 0.71 | 0.72 | 0.73 | 0.76 | 0.68 | 0.65 | 0.68 | 0.74 |

*D.L.= Detection limit

جدول ۲- ضرایب همبستگی پیرسون برای عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های افق فسفاتی معدن جیروود.

| | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La | 0.977 | 0.949 | 0.946 | 0.925 | 0.922 | 0.969 | 0.957 | 0.964 | 0.972 | 0.980 | 0.981 | 0.976 | 0.977 |
| Ce | | 0.992 | 0.990 | 0.975 | 0.972 | 0.989 | 0.988 | 0.987 | 0.987 | 0.984 | 0.982 | 0.968 | 0.955 |
| Pr | | | 0.999 | 0.994 | 0.991 | 0.989 | 0.993 | 0.988 | 0.983 | 0.975 | 0.967 | 0.952 | 0.930 |
| Nd | | | | 0.996 | 0.994 | 0.991 | 0.995 | 0.990 | 0.986 | 0.977 | 0.968 | 0.955 | 0.933 |
| Sm | | | | | 0.999 | 0.985 | 0.992 | 0.986 | 0.978 | 0.967 | 0.956 | 0.943 | 0.917 |
| Eu | | | | | | 0.985 | 0.992 | 0.986 | 0.978 | 0.967 | 0.955 | 0.943 | 0.916 |
| Gd | | | | | | | 0.998 | 0.999 | 0.999 | 0.996 | 0.990 | 0.984 | 0.969 |
| Tb | | | | | | | | 0.999 | 0.996 | 0.990 | 0.984 | 0.975 | 0.957 |
| Dy | | | | | | | | | 0.999 | 0.996 | 0.991 | 0.984 | 0.969 |
| Ho | | | | | | | | | | 0.998 | 0.995 | 0.990 | 0.978 |
| Er | | | | | | | | | | | 0.998 | 0.995 | 0.987 |
| Tm | | | | | | | | | | | | 0.998 | 0.993 |
| Yb | | | | | | | | | | | | | 0.997 |

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۵- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آوینی، م.، ۱۳۶۶- گزارش مطالعات فنی اقتصادی مقدماتی ذخیره فسفات جیروود، طرح اکتشاف تفصیلی فسفات در تشکیلات جیروود، سلطانیه و زاگرس، شرکت ملی فولاد ایران، ۱۰۸ ص.
- پورکاسب، ه.، دمیری، ک.، زراسوندی، ع. و چرچی، ع.، ۱۳۹۰- زمین شیمی افق‌های فسفات کوه سفید و بناری در جنوب غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴، صص. ۷۴۹ تا ۷۶۰.
- چشمه سری، م.، عابدینی، ع.، علیزاده، ا. و موسوی، س. م.، ۱۳۹۱- کانی شناسی و زمین شناسی عناصر نادر خاکی افق فسفاتی دلیر (جنوب غرب چالوس، استان مازندران)، مجله زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۲ (جلد ۴)، صص. ۳۱۹ تا ۳۳۳.
- حقی پور، ع.، تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۵- نقشه زمین شناسی چهارگوش تهران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عابدینی، ع.، چشمه سری، م. و علیزاده، ا.، ۱۳۹۱- زمین شیمی و محیط تشکیل نهشته فسفاتی دلیر، جنوب باختر چالوس، استان مازندران، مجله رسوب شناسی کاربردی، دانشگاه بوعلی سینا همدان، جلد ۱، صص. ۲۸ تا ۴۳.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۷۸، ۱۸۰ ص.
- نمدالیان، ع.، اخوت، ز. و مومن زاده، م.، ۱۳۷۷- فسفات در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۹ ص.
- هاللات، ه. و بلورچی، م.، ۱۳۷۳- زمین شناسی ایران، فسفات ۱۹، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۶۲ ص.

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Altschuler, Z. S., 1980- The geochemistry of trace metals in marine phosphorites: Part 1. Characteristic abundances and enrichment. In: Bendor, Y. K. (Ed.), *Marine phosphorites*. The Society of economic and paleontologist and mineralogists, special publication, 29, 19-30.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 69, 503-543.
- Assereto, R., 1966- Explanatory notes on geological map of upper Djadjerud and Lar valleys (central Elburz, Iran), scale 1: 50 000. *Istituto di Geologia dell, Universita di Millano, Serie G, Pubblicazione* 232, 1-86.
- Awadalla, G. S., 2010- Geochemistry and microprobe investigations of Abu Tartur REE-bearing phosphorite, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 57, 431-443.
- Bau, M. and 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.
- Byrne, R. H. and Kim, K., 1990- Rare earth element scavenging in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2645-2656.
- Cantrell, K. J. and Byrne, R. H., 1987- Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 597-605.

- Chen, D., Dong, W., Liang, Q., Qian Chen, G. and Pei Chen, X., 2003- Possible REE constraints on the depositional and diagenetic environment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna. *Chemical Geology* 201, 103-118.
- Dill, H. G., 1994- Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks? *Sedimentary Geology* 92, 175-196.
- Dill, H. G., 2010- The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews* 100, 1-420.
- Elderfield, H. and Greaves, M. J., 1982- The rare earth elements in seawater. *Nature* 296, 214-219.
- Elderfield, H. and Pagett, R., 1986- Rare earth elements in Ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environments. *Science of the Total Environment* 49, 175-197.
- Ernst, A. and Mohammadi, M., 2009- Stenolaemate bryozoans from the Geirud Formation (Upper Devonian/Lower Carboniferous) of Central Alborz (Iran). *Paläontologische Zeitschrift* 83, 439-447.
- Felitsyn, S. and Morad, S., 2002- REE patterns in latest Neoproterozoic–early Cambrian phosphate concretions and associated organic matter. *Chemical Geology* 187, 257-265.
- German, C. R. and Elderfield, H., 1990- Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rule. *Paleoceanography* 5, 823-833.
- Ghavidel-Syooki, M., 1995- Palynostratigraphy and palaeogeography of a Palaeozoic sequence in the Hassanakdar area, Central Alborz Range, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology* 86, 91-109.
- Ghorbani, M., 2013- The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources. Springer Netherlands, 569 pp.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F., 1986- The geology of ore deposits. W. H. Freeman and Co., 985 pp.
- Khan, K. F., Dar, S. A. and Saif, A., 2012- Geochemistry of phosphate bearing sedimentary rocks in parts of Sonrai block, Lalitpur District, Uttar Pradesh, India. *Chemie der Erde* 72, 117-125.
- Laznicka, P., 2006- Giant metallic deposits: Future sources of industrial metals. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 732 pp.
- McArthur, J. M. and Walsh, J. N., 1985- Rare-earth element geochemistry of phosphorites. *Chemical Geology* 47, 191-220.
- McLennan, S. M., 1989- Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21, 169-200.
- Reynard, B., Lecuyer, C. and Grandjean, P., 1999- Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology* 155, 233-241.
- Robb, L., 2005- Introduction to ore forming processes. Blackwell Science, 384 pp.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352 pp.
- Shields, G. and Stille, P., 2001- Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology* 175, 29-48.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52 (7), 1229-1258.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312pp.
- Tolokonnikova, Z., Ernst, A. and Yarahmadzahi, A., 2011- Frasnian bryozoans (Late Devonian) from the Khoshyeilagh Section, Alborz Mountains (northern Iran). *Paläontologische Zeitschrift* 85, 393-405.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeo-geography of Iran, Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica* 55 (1), 31-97.

Mineralogy and rare earth elements geochemistry of Jeirud phosphate deposit in Shemshak valley, north Tehran

S. J. Moghaddasi^{1*}

¹Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2016 February 09

Accepted: 2016 July 18

Abstract

Jeirud phosphate deposit is located about 45 km north of Tehran, in the central part of the Alborz geological-structural zone. This deposit is occurred in Jeirud Formation, which is one of the major hosts of phosphate deposits in Iran. Jeirud phosphate deposit is composed of several phosphatic sandstone (phosphorite) layers occurring in the laminated black shale unit of Jeirud Formation. Based on the petrographic studies, phosphatic layers of Jeirud formation have simple mineralogy. Phosphate mineralization mainly consists of apatite and quartz with subordinate calcite, dolomite, pyrite, iron oxides and clay minerals. Jeirud phosphate samples show similar REE patterns, total REE contents and element ratios, suggesting contribution of common processes in their formation. Average total REE contents of the Jeirud phosphate samples are much more than those in the average oceanic water. Normalized REE patterns of Jeirud phosphate samples show differentiation and enrichment in LREEs in comparison to HREEs. Ce anomaly was not distinguished in the deposit. Investigating chondrite normalized REE patterns of the Jeirud phosphates indicate their deposition under reducing conditions. Post Archean Average Shale (PAAS) normalized patterns of the Jeirud phosphates show a nearly convex pattern with moderate positive Eu anomaly, revealing an anoxic or (sulfate reducing) diagenetic environment for phosphate formation.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Rare earth elements, Phosphate mineralization, Jeirud Formation.

For Persian Version see pages 313 to 324

*Corresponding author: S. J. Moghaddasi; E-mail: sjmoghad@pnu.ac.ir