

زمین شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های فسفات در منطقه لردگان، جنوب استان

چهارمحال و بختیاری

مریم آهنکوب^{۱*}، زهرا کیوانی^۲

^{۱*} - گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ - کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی

* ایمیل نویسنده مسئول: M.Ahankoub@pnu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۰۵

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۱۱

چکیده

افق‌های فسفات لردگان در سه منطقه امیرآباد، شیرمردی و ساطح، در جنوب استان چهارمحال و بختیاری در زون ساختاری زاگرس چین‌خورده واقع شده‌است. این افقها شامل سازندهای مارنی، مارنی آهکی پابده، آهکهای کژدمی و شیل مارن و ماسه سنگ گلوکونیتی گورپی می‌باشد. مطالعات کانی‌شناسی دال بر حضور کانی‌های اصلی کلسیت، فلوئور آپاتیت، دولومیت، کوارتز، مسکویت، ایلیت همراه با گلوکونیت می‌باشد. فسفات اغلب به صورت جانیشینی و اتوزنیک به صورت الیت، پلیتی، یزودومورفهای فسیلی و سیمان دیده می‌شود. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده با الگوی PAAS دال بر تفریق ضعیف LREE در مقایسه با HREE و بی‌هنجاری منفی Ce و Eu می‌باشد. آنومالی منفی سریم دال بر محیط احیا و عدم حضور اکسیژن در طی دیاژنز فسفات می‌باشد. تلفیق داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمایانگر دخالت عوامل دیاژنز، جذب، تخریب مواد آلی، شرایط اکسیداسیون و احیاء مناسب و عملکرد آبهای منفذی در تشکیل فسفات در مناطق یاد شده می‌باشد.

کلمات کلیدی

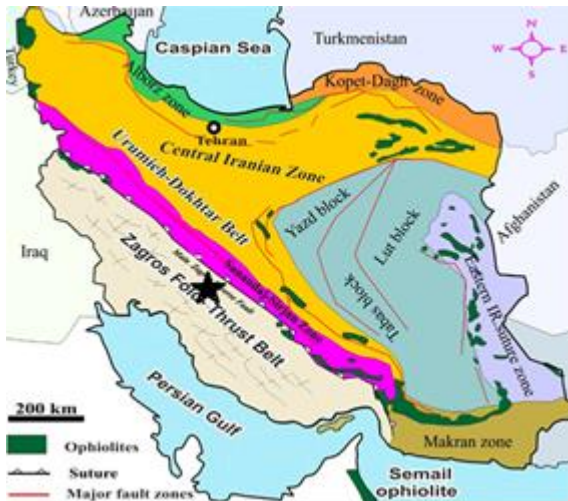
"فسفات"، "گورپی"، "کژدمی"، "پابده"، "لردگان".

۱- مقدمه

نازک‌لایه همراه با تشکیلات فسفات می‌باشد. ۲: رسوبات بیوژنیک شامل قطعات استخوان و دندان ماهی‌ها و صدف‌های فسفات همراه با رسوبات شیمیایی الیتی و پلیتی می‌باشد مانند سازند سلطانیه در منطقه دلیر). ۳: رسوبات کلاستیک که از تخریب سازندهای فسفات دار قبلی همراه با جورشدگی کانی‌شناسی و اندازه و پیشروی دریا مشاهده می‌شوند. محیط تشکیل فسفاتها اغلب قلیلایی بوده و محیط اسیدی منجر به انحلال آنها می‌شود. اولین بار نظریه چرخه ژئوشیمیایی فسفات از منابع اصلی یعنی سنگ‌های آذرین تا تثبیت در رسوبات اقیانوسی توسط Blackwelder در سال ۱۹۱۶ معرفی شد. کاراکف ۱۹۳۷ علت ته نشست فسفات را بدین صورت در نظر می‌گیرد که رسوبات فسفات دار در طی سنوزویک در نواحی گرم و عرض‌های جغرافیایی ۴۰ درجه شمالی و جنوبی و سواحل غربی قاره‌ها تشکیل می‌شوند. این رخساره‌های فسفات دار همراه با آهک دریایی، ماسه سنگ و شیل کربن- گلوکونیت دار هستند. میزان P2O5 در رخساره‌های فسفات دار با افزایش عمق، زیادتر می‌شود. فسفاتها اغلب با پیشروی دریا دیده می‌شوند و در ارتباط با فلات قاره و شیب قاره در یک حوضه بزرگ متصل به اقیانوس تشکیل می‌شوند. مقدار P2O5 در منطقه فتوستز، حداقل و در عمق ۵۰۰ متری حداکثر می‌باشد. وی معتقد است آپاتیت بواسطه حضور حوضه شور با PH و حرارت بیشتر از آب دریا و بواسطه حضور مقادیر اندکی مواد تخریبی تشکیل می‌شود. در این حوضه باید مقادیر کافی فسفات وجود داشته باشد و آب در چرخه بوده تا محیط تقریباً هوازی باشد. به اعتقاد وی، پدیده جریان‌های بالا آینده آبهای غنی از فسفات از اعماق به بخشهای کم عمق منجر به افزایش PH و کاهش CO2 شده و فسفات به صورت محلول، ترکیب با مواد آلی، جذب بروی هیدروکسید آلومینیم و آهن و کانی‌های آواری به حوضه رسوبی وارد می‌شود.

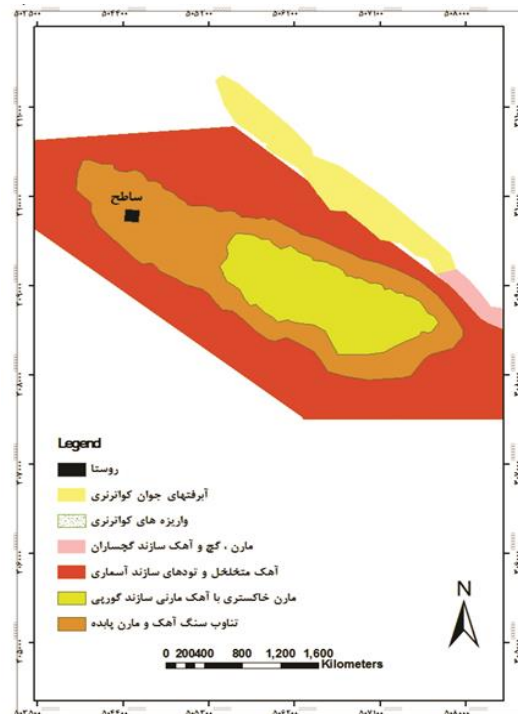
فسفات، عنصر شیمیایی با نماد P و عدد اتمی ۱۵ بسیار ضروری برای حیات می‌باشد. این عنصر بخش عمده مولکول DNA را تشکیل می‌دهد که برای انتقال انرژی در سلولها ضروری است (۲۰۱۱ Föllmi, (Filippelli, 1996 در صنعت فسفات فسفر یکی از مواد اصلی تهیه و تولید کودها، و مواد افزودنی خوراک، تصفیه آب و فلزات می‌باشد. در تهیه و تولید مواد شوینده و خمیردندان، فرآوری فرآورده‌های گوشتی، پنیرها، نوشیدنی‌ها در صنایع غذایی و تولید باتری برای وسایل نقلیه الکتریکی بسیار کاربرد دارد. با توجه به اهمیت این عنصر در صنایع مختلف و کمبودهای آن با رشد جمعیت، تهیه این عنصر با استفاده از بازیافت از فاضلاب و رواناب‌های کشاورزی پیشنهاد شده است (Cordell et al, 2009; Cordell and white, 2011). این عنصر از طریق استخراج مواد معدنی حاوی یون فسفات مانند آپاتیت‌ها بدست می‌آید. منابع اصلی فسفات شامل فسفات رسوبات دریایی، ذخایر آذرین، دگرگونی، منابع بیولوژیکی و محصولات هوازگی هستند (Guimaraes and Araujo, 2005). فسفات سنگهای که حاوی مقادیر بالاتر از ۱۲ درصد عیار فسفات هستند از نظر اقتصادی با ارزش و مقرون به صرفه می‌باشند (Sengul et al., 2006). مهمترین منابع فسفات دنیا را کانسارهای رسوبی تشکیل می‌دهند. این رسوبات شامل ۱: رسوبات شیمیایی (مربوط به محیط ساحلی تا کم عمق) که به صورت الیتی و پلیتی بوده و در سری سنگهای شیلی و مارنی دیده می‌شوند (مانند تمرکز فسفات در سازند سلطانیه و رسوبات فسفات دوران سوم زاگرس که تا شمال عراق کشیده شده است) و یا رسوبات شیمیایی پلاتفرمی که شامل تناوبی لایه‌های چرت نازک‌لایه، شیل سیاه رنگ، دولومیت

واحدهای چینهای منطقه قابل مشاهده می‌باشد. همچنین ساختمان‌های تاق‌دیس و ناودیس ساده منظم و کم دامنه با امتداد شمال غرب - جنوب شرق گسترش دارند



شکل ۳. نقشه زمین شناسی ساطح (نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چنگ) (بخش کرمانی و همکاران، ۱۳۷۴).

دارند. ضخامت نوارهای آهکی چرت‌دار حدود ۱ متر می‌باشد. به نظر می‌رسد در جای‌گیری تشکیل این نوارهای آهکی چرتی فرایند انحلال دارای نقش مهمی دارد. در برخی قسمت‌ها واحدهای ضخیم لایه آهک چرت‌دار با فرسایش بیش‌تری نسبت به دیگر واحدهای سازند کژدمی دیده می‌شود که در نمونه‌دستی دارای سطوح شکسته بودار می‌باشد. در برخی قسمت‌ها نمونه آهک‌های چرت‌دار و خاکستری رنگ، دارای مقادیر بالای رس هستند. همچنین خرده‌های فسیلی فراوانی و تخلخل فراوان دیده می‌شود. به نظر می‌رسد این لایه در تحتانی‌ترین قسمت سازند کژدمی قرار گرفته‌باشد. سازند کژدمی در منطقه شیرمردی با رخنمون وسیع و تنوع سنگ‌شناسی اندک به صورت گسلیده و در هم ریخته و هم شیب با مارن‌های سفید سازند سروک پوشیده شده است (شکل ب ۳). آغستگی فراوان و نفوذ هیدروکربن در پهنه‌های خرد شده گسلی در این سازند از نکات قابل توجه در این سازند می‌باشد. عملکرد بیشتر گسل‌های منطقه منجر به راندگی با امتداد NW-SE و گسل‌های عرضی با امتداد EW شده است. سازند پایده در منطقه با ضخامت متغیر ۶۰ تا ۱۲۰ متر به صورت مارن‌های آهکی با میان لایه‌های آهکی در منطقه دیده می‌شود. بعضاً نمونه‌های آهکی چرت‌دار رسی در نمونه‌های شکسته شده بودار هستند. ساختار کلی منطقه در نزدیکی روستای ساطح به صورت تاق‌دیس زردکوه با چین‌خوردگی ملایم به صورت چین‌خوردگی باز و هسته‌ی فرسایش یافته است که در هسته سازند گورپی و در یال سازند پایده و آسماری رخنمون دارند (شکل پ ۳). سازند پایده در مرز آسماری

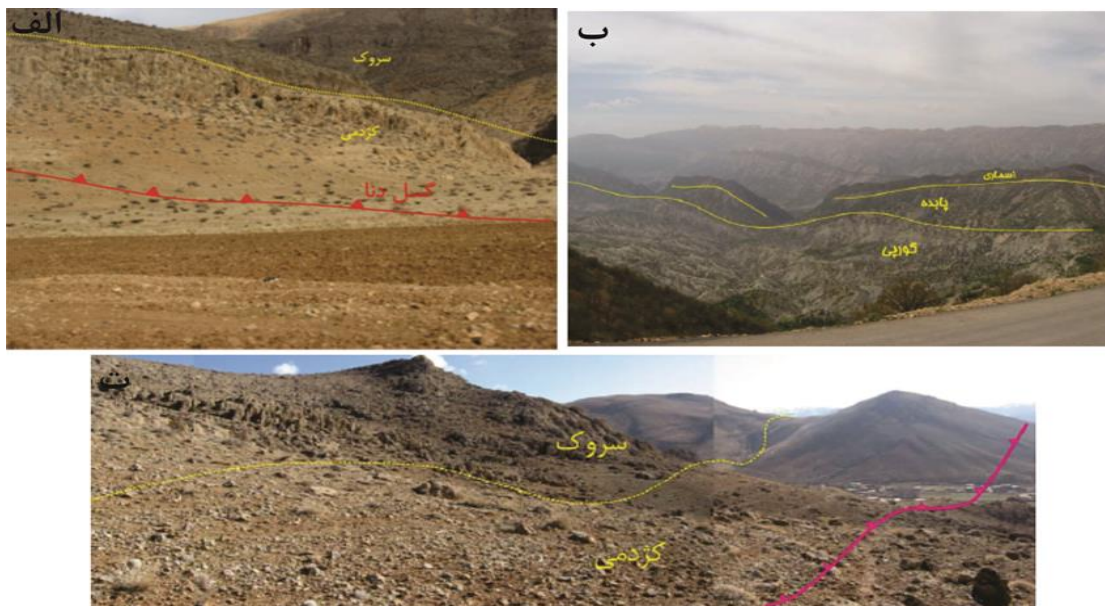


شکل ۲. نقشه زمین شناسی شیرمردی و امیرآباد (نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ (صدافت و همکاران، ۱۳۷۸).

در منطقه امیرآباد، اگرچه سازند کژدمی دارای رخنمون قابل توجهی می‌باشد ولیکن تنوع سنگ‌شناسی زیادی ندارد. این سازند بواسطه عملکرد گسل دنا، از یک طرف در مجاورت سازندهای کواترنری واقع شده و از طرف دیگر با سازند سروک پوشیده شده است (تصویر الف). این سازند گسلیده و در هم ریخته است و به صورت هم شیب توسط آهک‌های توده‌ای سروک پوشیده می‌شود. بعضاً در برخی قسمت‌ها بواسطه دیاژنز، میکرایت‌ها در حال تبدیل شدن به اسپاریت هستند. نمونه‌های متعلق به بخش زیرین سازند سروک به صورت آهکی توده‌ای خاکستری بدون فسیل می‌باشد. این نمونه آهک میکرایتی با رگه‌های رسی دیده می‌شوند. در این محل درزه‌های قائم فراوانی وجود دارند که دارای امتداد شمالی - جنوبی و شمال شرقی می‌باشد. این نمونه شدیداً حالت خردسنگی دارد. در برخی نمونه‌ها خرد شدگی کمتر اما درزه‌های شمال شرقی در آن گسترش زیادتری دارد. در این نمونه دستی دارای سطح تازه و بی‌بو می‌باشد. در نمونه‌های متعلق به آهک‌های کرم‌رنگ و رسی ضخیم لایه تا توده‌ای، توسعه کارست و حفرات ریز در آن به فراوانی دیده می‌شود. در بین لایه‌های آهکی - رسی نوارهای ضخیم چرت‌دار با امتداد شرقی - غربی گسترش

شیل‌های خاکستری و لایه‌های آهک رسی و گاهی چرت‌دار با ضخامت متغییر همراه با قله‌های چرت دیده می‌شوند. در این باند نیز در بسیاری از نقاط پیل‌های فسفات مشاهده می‌شود. این سنگها غالباً بروی شیل ارغوانی پابده قرار گرفته اند. البته در برخی قسمتها مستقیماً بر روی لایه‌های متعلق به کرتاسه فوقانی قرار دارند. جوان‌ترین افق فسفات‌دار در منطقه، در مرز بین اتوسن و الیگوسن قرار دارد. لایه‌های مارنی الیگوسن پایینی حاوی ندول‌های فسفات از نوع گلوکونیت با ضخامت متفاوت می‌باشد.

شامل تناوبی از مارن، شیل و آهک مارنی متوسط لایه، سیمای خشن و پرتگاهی می‌باشد. در برخی قسمتها به دلیل وجود واحدهای نامقاوم و پلاستیک، الگوهای ساختاری متفاوتی پدیدار شده است و چین خوردگی‌های فرعی در یال‌های بزرگ تاقدیس شکل گرفته است. سازند پابده در این مقطع نیز مانند دو مقطع قبل از لایه‌های آهکی نازک لایه مارنی و شیل و مارن تشکیل شده است. رسوبات مارن پالتوسن با ضخامت متنوع، که در مرز دو سازند شیل‌های آبی گورپی و شیل ارغوانی پابده واقع شده است حاوی پیل‌های فسفات می‌باشد. همچنین افق کربناته ماسه‌ای اتوسن پایینی با



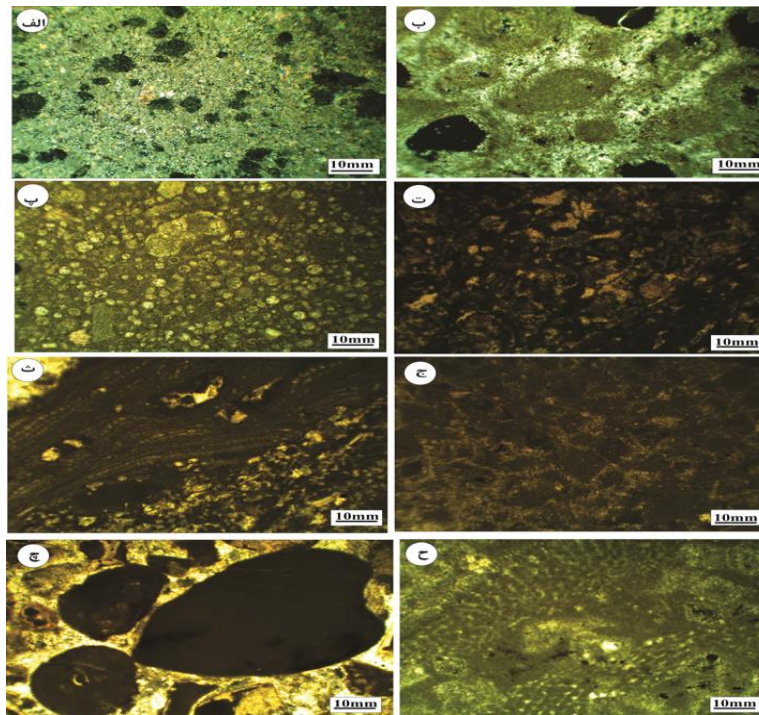
شکل ۴. الف: رخنمون سازند کژدمی و سروک در منطقه امیرآباد، ب: نمایی از سازندهای گورپی، پابده و آسماری در سطح، پ: رخنمون کژدمی و سروک و گسل دنا در منطقه شیرمردی

و ساقه مرجان اشاره کرد. همینطور از میکروفسیل‌های کرتاسه می‌توان به نزازتایده و روتالیاسه اشاره کرد. جلبک همراه با دانه‌های اسکلتی بیشتر از نوع قطعات اکینوئیده، گاستروپودها و خرده‌های فسیلی در مارن‌ها و شیل‌ها می‌باشد (شکل ۴). همچنین پلت، اینتراکلاست، قطعات استخوان ماهی و میکروفسیل‌ها قابل شناسایی هستند. بافت غالب در مقاطع بایو میکرایت بوده و کمتر بایو اسپارایت مشاهده می‌شود. گلوکونیت با رنگ سبز به صورت دانه‌ای و در برخی قسمتها به صورت جانشینی دیده می‌شود. پلیت‌های فسفات، پوسته میکروفسیلی فسفات و در مواردی حشرات داخلی فسیل‌ها توسط فسفات پر شده است. بخش‌های فسفاتی در نور عادی به رنگ قهوه‌ای تیره و روشن دیده می‌شوند (شکل ۴). در برخی از نمونه‌ها قطعات پراکنده پلیتی در رخساره‌های گلسنگ، وکستون و پکستون با مقادیر کمی گلوکونیت دیده میشود که بیشتر از جنس فسفات و تقریباً جانشینی کامل فسفات صورت گرفته است (شکل ۴). دانه‌های اسکلتی از نوع روزن‌بران پلانکتونیک، کفزی، جلبک‌های سرخ،

• مطالعات سنگ‌نگاری و مقاطع نازک

مطالعه مقاطع نازک از نمونه‌های برداشت شده دال بر حضور کانی‌های کلسیت، فسفات، گلوکونیت و اکسید آهن با بافت وکستون تا پکستون می‌باشد (الف و ب ۴). در برخی قسمتها بافت غالب پکستون می‌باشد. در توالی سازندها از پایین به بالا به ترتیب می‌توان میکرایت و بایومیکرایت با بافت پکستون تا مادستون را مشاهده کرد. همچنین در نمونه‌ها به روزن‌بر و بریزویرها می‌توان اشاره کرد. کانی فسفات اغلب فلور اپاتیت و کربنات هیدروکسی آپاتیت است. اندازه دانه‌های اینتراکلاست متغیر بوده همینطور اندازه دانه‌های پلیتی و الیت فسفات ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون متغیر است. فسفات به صورت پلت، الیت و پرکننده حشرات فسیلی و قطعات خرد شده فسفاتی دیده می‌شود (شکل پ ۴). مطالعات میکروسکوپی دال بر حضور خرده‌ها یا اسکلتی، میکرایت و دانه‌های غیر اسکلتی شامل پلت‌ها، الییدها، اکینودرم‌ها و کورتکس آنها می‌باشد (شکل ت ۴). ماکروفسیل‌های موجود می‌توان به گاستروپودها، دوکفه‌ای‌ها، خارپوست

قطعات اکتینوید، گاستروپودها و خرده‌های فسیلی هستند (شکل ح ۴).
شکستگی درون برخی دانه‌های فسفات به علت فشارهای ناشی از
فرایندهای دیاژنی ایجاد شده است. (Baoumy, 2005).



شکل ۴. الف: پراکندگی روزن برای پلانکتونیک و گلوکونیت در رخساره وکستون بایوکست و فسفات دار، ب: گلوکونیت همراه با فسفات شدن میکروفسیلها و تشکیل پلیت، ب: نمایی از پلیت‌های فسفات، پ: مجموعه روزن بران، کفزی، خرده‌های اکتینوید و پلیتهای گلوکونیت و فسفات در پکستون، ت: جلبک فسفات، ت: قطعات فسیلی و وکستون بایوکست و فسفات دار، ج: جانشینی کامل فسفات در میکروفسیلها، چ: تجمع روزن داران فسفات، ح: تجمع خرده‌های فسیلی و جلبک.

بگیرد (Awadalla, 2010) 1- پیوستگی کمی منشأ گرفته از آب دریا بدون تفریق؛ ۲- وجود ساز و کار جذبی که توسط ویژگی‌های شیمیایی سطح بلور کنترل می‌شود، ۳- وجود ساز و کار جانشینی که توسط ویژگی‌های شیمیایی کل بلور کنترل می‌شود. دو سازوکار اول، الگوی REE آپاتیت‌های بیورنتیک را کنترل می‌کنند که تنها تحت تأثیر دیاژنز ضعیف یا آغازین قرار گرفته اند. سازوکار سوم الگوی REE آپاتیت‌های بیورنتیک را کنترل می‌کند که تحت تأثیر تبلور دوباره در حضور آب‌های شیرین یا اقیانوسی در هنگام دیاژنز شدید یا پسین قرار گرفته باشند (Reynard et al, 1999).

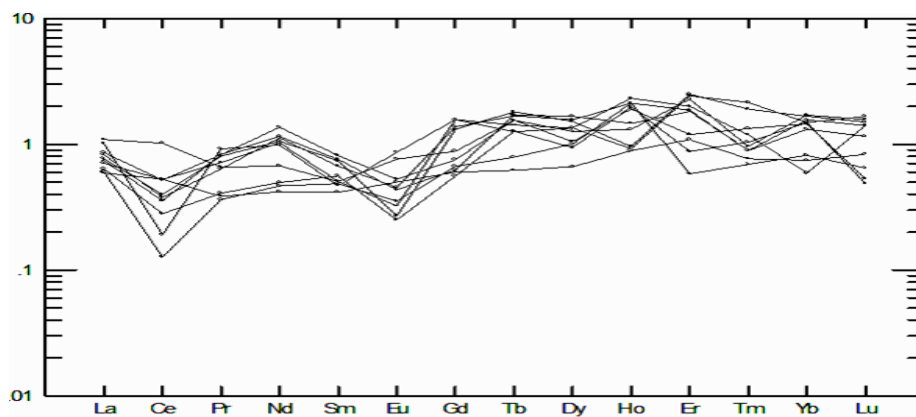
ژئوشیمی منطقه

نتایج آنالیز شیمی ۱۰ نمونه سنگی مناطق مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر SiO_2 در نمونه‌ها بین ۰/۷۲ تا ۱۸/۱ متغیر است. هم‌منظور مقادیر CaO از ۳۳ تا ۵۲/۸۴ درصد و مقادیر P_2O_5 از ۵/۷ تا ۷/۵ درصد متغیر می‌باشد ترسیم داده‌های آنالیز ژئوشیمی نمونه‌های مورد مطالعه در الگوی تغییرات REE بهنجار شده با نمونه PAAS شیل‌های استرالیا، دال بر تهمی‌شدگی نمونه‌ها از Eu، Ce و آنومالی منفی این عناصر می‌باشد (Taylor and McLennan, 1985). تغییرات الگوی و غلظت REE در نهشته‌های فسیلی می‌تواند توسط ۳ سازوکار صورت

جدول ۲. داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های فسفات لردگان

| Sample | امیرآباد | | | شیرمردی | | | ساطح | | | |
|--------------------------------|----------|------|------|---------|------|-------|------|------|------|-------|
| | LO-1 | LO-2 | LO-3 | LO-4 | LO-5 | LO-6 | LO-7 | LO-8 | LO-9 | LO-10 |
| SiO ₂ (Wt%) | 0.78 | 0.09 | 0.47 | 0.72 | 0.88 | 0.89 | 3.91 | 18.1 | 16.3 | 4.76 |
| Al ₂ O ₃ | 0.31 | 0.59 | 0.65 | 0.29 | 0.35 | 0.36 | 0.94 | 3.7 | 3.53 | 1.03 |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.68 | 0.65 | 0.53 | 0.56 | 0.65 | 0.7 | 0.82 | 1.48 | 1.34 | 0.99 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.12 | 0.08 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.32 | 0.96 | 0.84 | 0.31 |
| TiO ₂ | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.15 | 0.24 | 0.23 | 0.15 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0 | 0.04 | 0 | 0 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 |
| CaO | 46.1 | 48.2 | 44.1 | 47.1 | 46 | 52.84 | 44.9 | 33.4 | 33 | 42.6 |
| P ₂ O ₅ | 7.1 | 6.7 | 6.5 | 7.5 | 7.3 | 5.7 | 6.4 | 4.9 | 6.2 | 7.2 |

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Fe ₂ O ₃ | 0.65 | 0.73 | 0.85 | 0.87 | 0.66 | 0.65 | 1.42 | 2.65 | 2.31 | 2.02 |
| SO ₃ | 0.11 | 0.10 | 0.26 | 0.29 | 0.14 | 0.27 | 0.1 | 0.25 | 0.75 | 0.19 |
| LOI | 43.2 | 43.3 | 43.1 | 43.2 | 43.2 | 43.07 | 40.9 | 35.1 | 36 | 40.6 |
| Ba(ppm) | 55 | 7 | 24 | 37 | 85 | 38 | 81 | 26 | 27 | 144 |
| Ce | 42 | 10.1 | 22.3 | 81 | 15.2 | 30.1 | 41.2 | 28.2 | 31.7 | 41.8 |
| Co | 6 | 4 | 1 | 5 | N | 0 | 2 | 18 | 16 | 0 |
| Cr | 31 | 12 | 85 | 18 | 12 | 85 | 154 | 287 | 415 | 189 |
| Cu | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 14 | 17 | 7 |
| Nb | 1 | 5 | 0 | 2 | 2 | 2 | 1 | 12 | 5 | 1 |
| Mo | 4 | 7 | 3 | 4 | 5 | 7 | 3 | 4 | 8 | 1 |
| U | 4 | 12 | 2 | 8 | 7 | 7 | 2 | 6 | 8 | 12 |
| Th | 4 | 1 | 1 | 4 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | 1 |
| Cl | 164 | 74 | 64 | 81 | 92 | 100 | 206 | 164 | 80 | 187 |
| Ni | 13 | N | 1 | N | N | 15 | 3 | 143 | 171 | 29 |
| Pb | 3 | 14 | 19 | 12 | 15 | 11 | 20 | 30 | 23 | 11 |
| Rb | 9 | 10 | 8 | 6 | 11 | 9 | 17 | 48 | 30 | 23 |
| Sr | 207 | 615 | 186 | 269 | 248 | 344 | 1802 | 1017 | 717 | 1520 |
| V | 15 | 22 | 14 | 16 | 16 | 12 | 29 | 47 | 49 | 30 |
| W | N | N | N | 1 | N | 5 | N | N | 11 | N |
| Y | 9 | 9 | 6 | 8 | 7 | 11 | 12 | 15 | 14 | 12 |
| Zr | 3 | 7 | 12 | 8 | 4 | 7 | 21 | 55 | 49 | 21 |
| Zn | 17 | 22 | 6 | 15 | 17 | 34 | 66 | 72 | 82 | 66 |



شکل ۵. نمودار الگوی بهنجار شده نمونه های فسفات مورد مطالعه با شیلهای استرالیا (Taylor and McLennan, 1985).

طی این فرایند آبهای دریایی ژرف و سرد سرشار از فسفر محلول، توسط جریان های بالا رو به نواحی ساحلی کم ژرفا و گرم می رسند و در آنجا ضمن رسوب مستقیم آپاتیت، موجبات رشد و گسترش جانداران دریایی از پلانکتونها و جلبک ها گرفته تا نرم تنان صدف دار و مهره داران می شوند. اسکلت و بقایای این موجودات به همراه ته نشست مستقیم آپاتیت می تواند پهنه های گسترده و ستبری از نهشته های فسفاتی فیسیلی، الیبتی، گلوله ای، گرهکی یا میکرایتی موسوم به میکروسفریت ایجاد کند (Guilbert and Park, 1997). تنوع و نوع بافت و میکروفسیل های موجود در نمونه های فسفات لردگان دال بر حضور رخساره های رسوبی متعلق به بخشهای کم ژرفا و محیط کم انرژی مربوط به بخشهای ژرف زیر سطح اساس موج طغیانی می باشد. کانی فسفاته اغلب فلور آپاتیت و کربنات هیدروکسی آپاتیت همراه با کوارتز و دانه های آواری در زمینه بایو میکرایتی با آثاری از تبلور مجدد کلسیت قابل مشاهده است. در سازند پایده، در جاییکه تبدیل لایه های شیلی به لایه های مارنی رخ می دهد، می تواند نمایانگر تبدیل حوضه کم عمق به عمیق باشد که با

بی هنجاری منفی Ce از ویژگی های شاخص الگوی REE در آب های بدون اکسیژن اقیانوس اطلس می باشد (Elderfield and Greaves, 1982). به باور چشمه سری و همکاران (۱۳۹۱) این الگو در بیشتر فسفریت های کهن تر از مزوزوییک معمول بوده و می تواند دال بر محیط های دیاژنزی (Shields and Stille, 2001) و یا ناشی از جذب ترجیحی عناصر خاکی کمیاب توپیت مواد آلی و انتقال آنها توسط آب های منفذی به کانی فسفاتی مانند آپاتیت در هنگام مراحل اولیه دیاژنز باشد (Felitsyn and Morad, 2002). وجود قالب های فیسیلی می تواند از شواهد دال بر رخداد دیاژنز در سنگ های منطقه باشد.

بحث

سنگ های رسوبی سرشار از فسفات، به طور متداول در امتداد فلات قاره ها و حوضه های دریایی حاشیه ای کم ژرفا مانند محیط های کولابی و دلتایی نهشته می شوند. (Robb, 2005) تشکیل نهشته ای فسفات دریایی به فرایند فراچاهندگی نسبت داده میشود که در

پیشروی دریا صورت گرفته است. این پیشروی منجر به ایجاد شرایط ته نشست ترکیبات فسفات دار می‌گردد. پیشروی و پسروی خطوط عمقی و سطوح حواشی قاره‌ای می‌تواند باعث گسترش افق‌های فسفات دار شود. دانه ای کوارتز در حد سیلت در افق‌های فسفات دیده می‌شوند. در بیشتر نمونه‌ها فسفات‌زایی به طور کامل و یا ناقص به جای کربنات‌جانشینی گرفته است و اغلب از حواشی فسفات‌زایی صورت گرفته است. بنابراین فرایند اصلی شکل‌گیری فسفات‌زایی به صورت جانشینی بواسطه فرایندهای دیاژنز پس از مرگ جانوران و رسوب آنها صورت گرفته است... بنابراین مرز بین آب و رسوب و در داخل رسوبات ارگانیکی محیط‌های ضعیف تا اکسیدانی تشکیل شده (Rao et al, 2008) و منجر به ته نشست فسفات شده است. آنومالی منفی Ce بر محیط فاقد اکسیژن در طی ته نشست فسفات دلالت دارد. (Elderfield and Greaves, 1982). نتایج آنالیز شیمی و مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهند که تلاقی آب‌های عمیق‌احیایی و غنی از فسفات اقیانوس با جریانهای سطحی اکسیدان، منجر به تشکیل آب‌های با شرایط مرز اکسیدان - احیا و نهایتاً ته نشست فسفات شده‌اند. ته نشست فسفات به صورت دانه‌های پلتی بوده و یا اینکه درون حفرات پوسته بقایای موجودات را پر کرده است. از طرف دیگر در برخی قسمت‌ها فسفات به صورت سیمان در بین دانه‌ها تشکیل شده است. حضور لایه‌های غنی از فسفات در بین لایه‌های آهکی، مارن و رسی دال بر حوضه‌ای با محیط اکسیدان- احیا می‌باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از داوران عزیز و محترم مجله به واسطه پیشنهادات و نظرات ارزشمندشان صمیمانه تشکر می‌کنند.

نتیجه گیری

بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز شیمی سازندهای گورپی، پابده و کژدمی در جنوب لردگان در استان چهارمحال و

منابع

- احسان بخش کرمانی، م. ح، انصاری مقدم، ف و باقرزاده کریمی، ن (۱۳۷۴) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی چنگ، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کل کشور.
- امینی، ا، عبداللهی، ه، و شمسی، پ (۱۳۸۶) بررسی امکان پرعیار سازی فسفات موندون-گروه کانه آرابی سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- 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 زمینشناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۲ (جلد ۴) ص ۳۱۹ تا ۳۳۳.
- خوش جوان، ص، رضایی، ب، و امینی، م (۱۳۹۰) مطالعه و بررسی خواص سنجی فسفات منطقه دلیر از دیدگاه فرآوری، مجله علوم زمین. سال بیستم، شماره ۷۹، ۳۸ - ۳۱.
- سماپی، س. ع، ملک قاسمی، و ف، سیمونز، و (۱۳۹۳) زمین شناسی اقتصادی و ژئوشیمی فسفات های رسوبی منطقه رضآباد، جنوب خاور شهرستان کازرون، مجله علوم زمین، سال بیست و چهارم، ۹۳-۱۲۷.
- شریعتی، ش (۱۳۹۶) تعیین رخساره‌های فسفات دار سازند پابده در رمپ کربناته پالتوژن تاقدیس لار (شمال خاوری گچساران)، مجله علوم زمین، پاییز ۹۶، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵، ۹۶-۱۰۵.
- صداقت، ا، و قریب، ف (۱۳۷۸) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دنا، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کل کشور.
- نمدالیان، ع. و ملک زاده، ل (۱۳۶۳) گزارش اکتشافی کانسار دلیر (بررسی‌های نیمه تفصیلی)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور- طرح اکتشافات فسفات.
- 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.
- Baioumy, H., and Tada, R (2005) Origin of late Cretaceous phosphorites in Egypt. Cretaceous, Research, 26:261-275.
- Blackwelder, E (1916) The geologic role of phosphorous. Am. J. Sci., 42: 285-298.

- BRGM (1977) Recherches de phosphates dans le sud de l'Iran, Rapport final-des premier et deuxieme hases, Annexe 8, T 407.
- Elderfield, H., and Greaves, M.J (1982) The Rare Earth Elements in Seawater. *Nature*, 296, 214-219. <https://doi.org/10.1038/296214a0>
- Emich, G. D (1984) Phosphate rock. *Ind. Miner. Rocks* 2, 1017- 1047.
- Cordell, D., Neset, T.S.S., Drangert, J.-O., and White, S., in press. Preferred future phosphorus scenarios: a framework for meeting long-term phosphorus needs for global food demand, International Conference on Nutrient Recovery from Wastewater Streams Vancouver (2009) In: Don Mavinic, Ken Ashley, Fred Koch (Eds.). ISBN: 9781843392323. IWA Publishing, London, UK.
- Cordell, D., and White, S.B (2011) Peak Phosphorus: Clarifying the Key Issues of a Vigorous Debate about Long-Term Phosphorus Security, *Sustainability* 3(10):2027-2049.
- Felitsyn, S. and Morad, S (2002) REE patterns in latest Neoproterozoic-early Cambrian phosphate concretions and associated organic matter. *Chemical Geology* 187, 257-265.
- Filippelli, G. M (2011) Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: the deep time perspective. *Chemosphere* 84:759-766.
- Föllmi, K. B (1996) The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Sci. Rev.*40:55-124.
- Guimaraes, R. C. and Araujo, A. C (2005) Reagents in igneous phosphate ores flotation. *Miner. Eng.* 18, 199 - 204.
- Geogr., J.G.B., and Gill, D.A (1976) the Iranian makran expedition 142:393-410.
- Kazakov, A. V (1937) Les facies phosphatks et la genkse des phosphates. *Tr. Nauchn. Inst. PO Udobr. i Insektofug.* 139 : 3-73.
- Kent, P.E., Slinger, F.C.P., and Thonais, A.N (1951) Stratigraphical Exploration Surveys in South-West Persia. *roc. 3rd World Petr. Cons.* 141-159.
- Rao, V.P., Hegner, E., Naqvi, S.W.A., and kessarkar, P.M (2008) Miocene phosphorites from the murray Ridge, northwestern Arabian sea. *paleo* 260: 347-358.
- Riggs, S.R (1979) A petrographic classification of sedimentary phosphorites. In: P.J., Cook and J.H., Shergold (Eds.), *Proterozoic - Cambrian Phosphorites*. IGCP, 156, 1st field workshop and Seminar, Canberra. National Library of Australia. Robb, L., 2005- Introduction to ore forming processes. Blackwell Science, 384 pp.
- Sengul, H., Kadir Ozer, A. and Sahin Gulaboglu, M (2006) Beneficiation of Mardin-Mazıdağı (Turkey) calcareous phosphate rock using dilute acetic acid solutions. *Chem. Eng. J.* 122, 135 - 140.
- 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.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
- U.S-EPA. 2000. *Exposure Factors Handbook*. Office of environmental health and hazard assessment, Washington DC.
- Yongming, H. 2006. Multivariate analysis of heavy metal contamination in urban dusts of xi'an, Central China. *The Science of the Total Environment*, P. 176-186.

Geology and geochemistry phosphate deposit in Lordegan, south of Chahar mahal and Bakhtiyari province

Maryam Ahankoub^{1*} ; Zahra Keyvani²

*1- Department of geology, Payam Noor University, Tehran, Iran.

2- MSc., Department geology, Faculty of Science, Kharazmi University, Iran

*Email Address: M.Ahankoub@pnu.ac.ir

Abstract

Lordegan phosphate deposits are located in the Amirabad, Shirmardi and Sateh, in the south of Chaharmahal and Bakhtiari province, and in the folded Zagros zone. These areas include marl and limestone marl pabdeh formations, limestone Kahzdoms formation and shale marl, and glauconite sandstone gurpi formation. Mineralogy studies show, there are calcite, fluorapatite, dolomite, quartz, muscovite, illite along with glauconite as main minerals. Phosphate was formed often as autogenetic and replacmet as oolite, pelitic, fossil pezdomorphic and cement. The normalized pattern of rare earth elements with PAAS pattern indicates to poor differentiation of LREE compared to HREE and negative anomalies of Ce and Eu. The Ce negative anomaly indicated to reduction condition during phosphate diagenesis. The combination of the field study, petrographic and geochemical data indicates to formed phosphate by the interference of diagenesis, adsorption, degradation of organic matter, oxidation and reduction conditions and the performance of pore water in these area.

Introduction

Phosphorus, a chemical element with symbol P and atomic number 15, is very necessary for life. This element forms the major part of the DNA molecule, which is necessary for energy transfer in cells (Föllmi, 2011, Filippelli, 1996). In the phosphorus industry, it is one of the main materials for the preparation and production of fertilizers, feed additives, water purification, and metals. It is very useful in the preparation and production of detergents and toothpastes, the processing of meat products, cheeses, beverages in the food industry and the production of batteries for electric vehicles. Considering the importance of this element in various industries and its shortages with population growth, the production of this element with the use of recycling from wastewater and agricultural runoff has been suggested (Cordell et al, 2009; Cordell and White, 2011). This element is obtained by extracting minerals containing phosphate ions such as apatites. The main sources of phosphate include phosphate from marine sediments, deposits They are igneous, metamorphic, biological sources and weathering products (Guimaraes and Araujo, 2005). Rocks that contain amounts higher than 12% of phosphate are economically valuable and affordable (Sengul et al., 2006). The most important sources Phosphates in the world are made up of sedimentary deposits. These sediments include 1: Chemical sediments (corresponding to the coastal to shallow environment) which are in the form of oolitic and pelitic and are seen in the shale and marl series (such as the concentration of phosphates in the Soltanieh Formation and the phosphate deposits of the Tertiary period of the Zagros, which extends to the north of Iraq) or The chemical sediments of the platform which include alternating layers of thin-layered chert, black shale, thin-layered dolomite with phosphate formations. 2: Biogenic sediments include fragments of bones and teeth of fishes and phosphatic shells along with oolitic and pelitic chemical sediments (such as Soltanieh Formation in Delir region). 3: Clastic sediments that are observed from the destruction of previous phosphate formations along with mineralogical erosion and the size and progress of the sea. The formation environment of phosphates is often alkaline and acidic environment leads to their dissolution. For the first time, the theory of the geochemical cycle of phosphorus from the main sources, i.e. igneous rocks, to stabilization in oceanic sediments was introduced by Blackwelder in 1916. Kazakov 1937 considers the cause of phosphate sedimentation in such a way that during the Cenozoic, phosphate-bearing sediments were formed in warm areas and geographical latitudes of 40 degrees north and south and on the western coasts of the continents. These phosphate-bearing facies are accompanied by marine limestone, sandstone, and glauconite-carbon shale. The amount of P₂O₅ in phosphate facies increases with increasing depth. Phosphates are often seen with the advance of the sea and are formed in connection with the continental plateau

and the continental slope in a large basin connected to the ocean. The amount of P₂O₅ is minimum in the photosynthesis area and maximum at a depth of 500 meters. He believes that apatite is formed due to the presence of a saline basin with higher pH and temperature than sea water and due to the presence of small amounts of destructive substances. In this basin, there should be sufficient amounts of phosphorus and water should be in circulation so that the environment is almost aerobic. According to him, the phenomenon of upflows of phosphorus-rich waters from deep to shallow parts leads to an increase in pH and a decrease in CO₂, and phosphorus enters the sedimentary basin in the form of a solution, combined with organic substances, absorbed by aluminum hydroxide, iron, and detrital minerals. It will be The data shows that phosphorus is saturated in oceanic waters in a non-uniform manner, and usually cold waters have higher amounts of phosphorus. According to the classification done by (Riggs, 1979), phosphates include orthochemical, allochemical, olitic, plitic and intraclastic. The studied areas are located in the south of Chaharmahal and Bakhtiari province and in the folded Zagros structural zone. These areas are in the southern part (near the villages of Shirmardi, Amirabad) in the geological sheet of 1.100000 Dana (Sedaghat et al., 1378) and in the central part of the sheet 1.100000 Cheng (near the village of Sateh) (Bakhshkermani et al., 1374). The stratigraphic units of the region extend with a northwest-southeast trend in the region, which sometimes folds and faults can be seen in the stratigraphic units of the region. Also, simple, regular and low-span anticlinal and synclinal buildings are spread in the northwest-southeast direction

Methodology

Following geological and field studies, 3 sections were surveyed in the areas near the villages of Shirmardi, Sateh and Amirabad and 46 samples were taken from the formations of Kazhdami, Gurpi and Pabdeh. Then 30 thin sections were prepared and studied. There were 10 samples selected to ICP MS, AES analysis by Tehran's Binaloud Company. Finally, by combining field, microscopic and geochemical data, an analysis was made regarding the investigation of phosphate in the studied areas and its genesis.

Conclusion

Field studies, microscopy and chemical analysis of Gurpi, Pabdeh and Kazhdami formations in the south of Lordegan in Chaharmahal and Bakhtiari provinces indicate the presence of phosphate horizons. These horizons are outcropped in the northern side of Taghdis Zard Mountain, Bakhtiari border of Pabdeh-Asmari Formation. Petrographic data indicating a simple mineralogical composition is seen as a collection of calcite, quartz, clay minerals, glauconite, phosphate with paxton to wackestone texture. The formation of phosphate is autogenic and replacement, that is, the creation of a suitable environment and the settling of phosphate directly due to regeneration conditions and suitable oxidants, as well as the phosphatization of primary carbonate minerals due to replacement. The variety of macrofossils indicates the different facies of shallow to deep parts. High-energy environment, with oxidizing-reduction boundary condition, saturated with phosphate and full of light are among the characteristics of phosphate formation environments in the region. The extent of outcrops of phosphate formations in the region, the lack of mineralogical diversity, the results of chemical analysis and the values of up to 7.8% p₂O₅ in the studied areas point to the importance of these horizons for accurate economic exploration studies. The negative anomaly of Eu and Ce in the studied samples confirms the presence of an oxygen-free sedimentary environment or a diagenesis (stimulating) environment for the formation of phosphates..

Keywords

'phosphate', "Gurpi", "Kazhdami", "pabdeh", Lordegan".