



## بررسی محیط تشکیل افق‌های فسفریتی کانسارهای کوه سفید و بناری با استفاده از شواهد کانی‌شناسی

کاظم دمیری<sup>۱\*</sup>، هوشنگ پورکاسب<sup>۱</sup>، علیرضا زراسوندی<sup>۱</sup>، مجید حیدری<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- پژوهشکده علوم دریایی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

(دریافت مقاله: ۹۱/۱۰/۱، نسخه نهایی: ۹۲/۲/۲۳)

**چکیده:** زاگرس ساده چین‌خورده، در زمان کرتاسه-ترشیری دارای رخدادهای فسفاتی متعددی بوده است که به صورت بین لایه‌ای در سازندهای مارنی و شیلی پابده و گورپی قرار گرفته‌اند. لذا بررسی ترکیب، بافت و کانی‌شناسی و تعیین خاستگاه فسفات‌های دریائی ائوسن-الیگوسن حوضه‌ی ساختاری زاگرس از اهمیت بالایی برخوردار است. در این راستا تعداد ۲۸ نمونه از افق فسفاتی در تاقدیس-های کوه سفید و کوه لار (بناری)، برای بررسی‌های کانیایی گردآوری شدند. بررسی پراش پرتو ایکس نشان (XRD) داد که کانی‌های گروه آپاتیت موجود در نمونه‌ها بیشتر گلوکونیت، کرنات فلئوئورآپاتیت و کرنات هیدروکسی آپاتیت هستند. از طرف دیگر بررسی مقاطع نازک، حضور مواد فسفاتی مانند پلت‌ها و ائیدها را تایید می‌کند. ترسیم دنباله‌ی پاراژنزی کانی‌های موجود، نشان دهنده‌ی شرایط خودزایی، بالا بودن سطح آب دریا و در نهایت وجود محیط احتمالی فلات قاره‌ای کم عمق، حین تشکیل کانسارهای مورد بررسی بوده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** فسفات؛ زاگرس؛ پابده؛ کوه سفید؛ کوه لار.

### مقدمه

کامبرین، اردویسین - سیلورین، دونین بالایی و کرتاسه پسین - ترشیری یافت می‌شوند [۳]. در ایران نیز افق‌های فسفریتی را از نظر مدل زمین‌ساختی می‌توان به دو دسته‌ی افق‌های فسفریتی پالئوزوئیک که در تشکیل آنها، دریاها، کم عمق و سطوح تختگاهی نقش داشته‌اند و افق‌های کرتاسه-ترشیری که در حوضه‌های کم عمق زاگرس (نواحی کم عمق دریای تیس) شکل گرفته‌اند [۳]، تقسیم کرد. البته باید بدین نکته نیز اشاره کرد که حوضه‌ی ساختاری زاگرس نیز در زمان کرتاسه-ترشیری دارای رخدادهای فسفاتی متعددی است که به صورت بین لایه‌ای در سازندهای پابده و گورپی تکامل یافته شکل گرفته‌اند [۴]. در این میان نیز منطقه‌ی زاگرس ساده چین خورده دارای ذخایر فسفات قابل توجهی است. لذا هدف

مقدار متوسط فسفر در پوسته‌ی زمین تقریباً ۰/۱۲ درصد است [۱]. فسفر در طبیعت به اشکال مختلفی از قبیل کانی، ماده آلی، حلال‌های غیر آلی، گازی و به صورت ذرات ریز یا کلوئیدی یافت می‌شود [۱]. فسفاتزایی تقریباً در تمام دوره‌های زمین‌شناسی در نقاط مختلف جهان نظیر پرو، مراکش، آمریکا، اردن و مصر صورت گرفته است؛ ولی تنها در دوره‌های محدودی از منظر کمی و نیز گسترش جغرافیایی، قابل توجه است. بر مبنای جایگاه زمین‌شناسی، حوضه‌ی تیس به عنوان یکی از مهمترین ایالت‌های فسفاتزایی جهان، ذخایر عظیم فسفات را در خود جا داده است [۲]. از منظر زمانی نیز، فسفات‌های رسوبی در چهار گستره‌ی پروتروزوئیک -

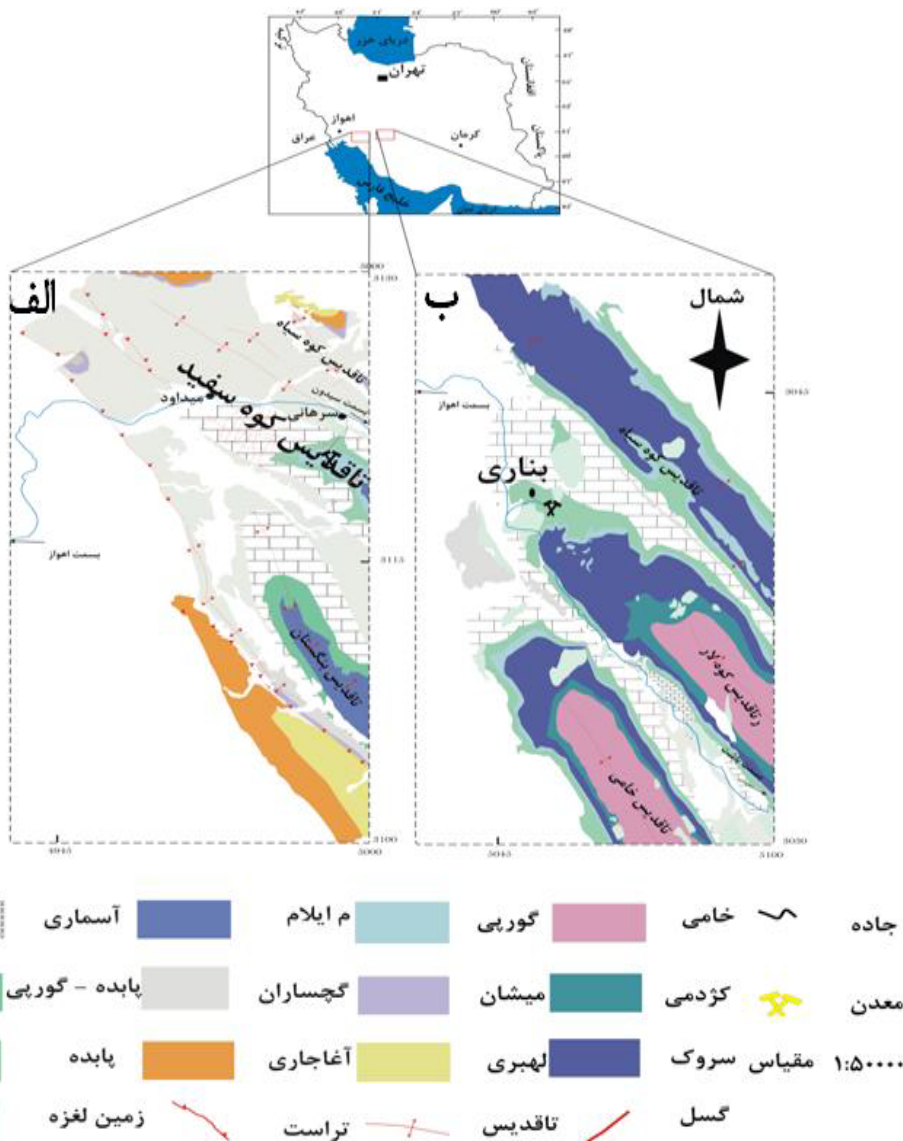
\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۹۳۴۹۲۵۴، نمابر: ۰۷۳۲۵۷۹۲۲۹۱، پست الکترونیکی: Damiri2121@gmail.com

زاگرس که گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بر دارد، با طول ۱۶۰۰ و عرض بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر [۶] با روند شمال غربی - جنوب شرقی به عنوان محصول جدایش بلوک قاره‌ای ایران از باقیمانده‌ی پوسته‌ی قاره‌ای گندوانا مورد توجه است. اعتقاد بر این است که کمربند زاگرس در اثر فرورانش در راستای شمال غرب، از پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس واقع در زیر ریزقاره‌ی ایران و برخورد بعدی (تورونین تا ماستریشتین) بین صفحه‌ی ایران و آفرو-عربی و به موازات خط برخورد، در جنوب غربی ایران شکل گرفته است [۸،۷]. به عبارتی، این کمربند کوهزاد، نتیجه‌ی نهایی برخورد بین صفحه‌ی عربی (قطعاتی از گندوانا) و ایران (ایران مرکزی) است [۵].

این پژوهش، بهره‌گیری از داده‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی افق‌های فسفریتی موجود در تاق‌دیس کوه لار (بناری) (واقع در شهرستان دهدشت، استان کهگیلویه و بویراحمد) و نیز تاق‌دیس کوه سفید (واقع در شهرستان رامهرمز، در استان خوزستان) به منظور تعیین الگوی زایش این افق‌هاست (شکل ۱).

**زمین‌شناسی ناحیه‌ای**

کمربند کوهزایی زاگرس به عنوان بخشی از رشته‌کوه‌های آلپ - هیمالیاست و با وسعتی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر مربع در راستای شمال غرب - جنوب شرق از کوهستان‌های توروس در جنوب شرق ترکیه آغاز شده و تا گسل میناب در نزدیکی تنگه-ی هرمز امتداد یافته است [۵]. در ایران نیز کمربند کوهستانی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به دو کنسار کوه سفید (الف) و بناری (ب) [۳].

دوره‌ی پلیستوسن منجر به شکل‌گیری بخش بزرگی از ارتفاعات منطقه شده است، همچنین چین‌خوردگی آن با در نظر گرفتن اختلاف مقاومت پی‌سنگ و رسوب‌های شکل‌پذیر روی آن از نوع دکولمان است [۴]. محدود بودن رسوب‌های مارنی و شیلی سازنده‌های گورپی و پابده بین رسوب‌های آهکی و مقاوم سازنده‌های سروک و آسماری موجب تشکیل ریزچین-هایی در این رسوب‌ها شده است. به بیان دیگر در اثر چین‌خوردگی آهک مقاوم آسماری، ریزچین‌هایی در طبقات شیل و مارنی سازنده‌های گورپی و پابده ایجاد شده است. پدیده‌ی زمین‌لغز به میزان زیادی محدود به مورد بررسی را تحت تاثیر قرار داده است؛ بطوریکه بخش وسیعی از آن بوسیله‌ی توده‌های بزرگی از آهک‌های نابرجای سازند آسماری پوشیده شده است. پدیده‌ی گسلش نیز محدود به کانسار را تحت تاثیر قرار داده و گسل‌های طولی و عرضی متعدد موجب جابجائی افق فسفریتی شده است (شکل ۲-الف). واحدهای چینه‌شناسی محدود به مورد بررسی در تاقدیس لار را سازنده‌های ایلام-سروک، گورپی، پابده و آسماری تشکیل می‌دهند (شکل ۲-ب). سازند پابده به عنوان میزبان ذخایر فسفات منطقه بیشتر از شیل، مارن و آهک مارنی تشکیل شده است. ضخامت این سازند در محل مورد بررسی بین ۶۰۰-۲۰۰ متر متغیر است (شکل ۳).

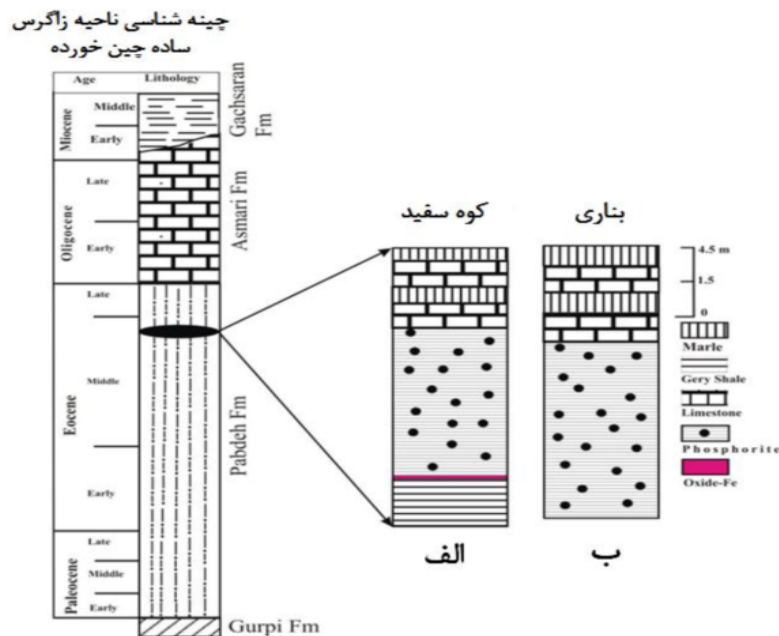
ریخت‌شناسی اخیر کمر بند چین خورده-رانده‌ی زاگرس، نتیجه‌ی چندین تاریخچه‌ی تکامل ساختاری و رسوبی است [۹]. لذا پهنه‌ی زاگرس از نظر ساختاری، پیچیدگی بسیاری دارد. به طور کلی و بر اساس مراجع [۱۰-۱۲]، حوضه‌ی زاگرس به سه زون راندگی، زون درهم و زون ساده چین خورده تقسیم می‌شوند.

### کانسار فسفات بناری

افق فسفریتی کوه لار در ۲۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان دهدشت استان کهگیلویه و بویراحمد، با مختصات جغرافیایی  $E 31^{\circ} 47' 31.9''$  و  $N 41^{\circ} 29.7' 30''$  واقع شده است. این کانسار در دماغه‌ی شمال‌غربی و یال شمالی تاقدیس کوه لار در بخش میانی کمر بند زاگرس چین خورده ساده قرار گرفته است. تاقدیس کوه لار، تاقدیس نامتقارنی است که بین دو تاقدیس کوه سیاه در شمال و خامی در جنوب قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این تاقدیس که هسته‌ی تاقدیس نیز محسوب می‌شوند، به وسیله‌ی دنباله‌ای از رسوب‌های مارنی، آهکی، رسی و تبخیری (سازنده‌های گورپی و پابده) وابسته به سنوزوئیک و ترشیری پوشانده شده‌اند. به نظر می‌رسد که تمام این رسوب‌ها در یک محیط فلات قاره‌ای و کم عمق ته‌نشین شده‌اند [۴]. مهمترین حرکت‌های کوهزائی در زاگرس چین خورده در اواخر میوسن یا اوایل پلیوسن آغاز و تا



شکل ۲ الف- جابه‌جایی افق‌های فسفریتی بر اثر گسلش، ب- نمایی از سازنده‌های پابده و آسماری در کانسار بناری (دید به سمت شمال خاور)، پ- نمایی از افق فسفریتی در کانسار کوه سفید (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳ ستون چینه‌شناسی کانسارهای کوه سفید (الف) و بناری (ب).

### کانسار فسفات کوه سفید

افق فسفریتی کوه سفید در جنوب غرب کشور و در فاصله‌ی ۱۷۰ کیلومتری شرق شهرستان اهواز و در ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان رامهرمز و نزدیک به روستای سرهانی و در عرض جغرافیایی  $31^{\circ} 55'$  تا  $32^{\circ} 20'$  و طول جغرافیایی  $48^{\circ} 54'$  تا  $49^{\circ} 22'$  واقع شده است (شکل ۱). افق فسفریتی کوه سفید در بخش جنوب‌غربی زاگرس چین خورده‌ی ساده، بین تاق‌دیس بنگستان (در جنوب) و کوه سیاه (در شمال) در بخش فرسایش یافته‌ی تاق‌دیس کوه سفید قرار دارد و از خصوصیات کلی این منطقه‌ی ساختاری پیروی می‌کند. فاز اصلی چین خوردگی زاگرس ساده چین خورده به برخورد قاره-ای میوسن - پلیوسن نسبت داده می‌شود [۷].

روند عمومی تاق‌دیس کوه سفید  $120-130N$  (شمال‌غربی - جنوب‌شرقی) بوده و به سمت روستای میداود، دارای پلانژ است (شکل ۲-۲). این تاق‌دیس، تاق‌دیس ساده با مقطع استوانه‌ای بوده و به نظر می‌رسد که سطح محوری آن نزدیک به قائم است و تحت تاثیر گسل‌هایی که به صورت عرضی تاق‌دیس را بریده‌اند، خمش‌های جزئی در تاق‌دیس به وجود آمده است. از منظر سنگ‌شناسی نیز عدسی‌ها و لایه‌هایی از سنگ‌های فسفات پهنه‌ای همراه لایه‌های شیل تیره و آهک مارنی در سازند پابده دیده می‌شوند. افق‌های فسفریتی،

ضخامتی بین ۲ تا ۲۵ متر دارند. بطور کلی، ضخامت لایه‌های با درصد بالای فسفات پهنه‌ای بین ۳۰ سانتی‌متر تا ۲ متر متغیر و بندرت طبقات ضخیم‌تر مشاهده شده است (شکل ۲-۲).

طبقات برون‌زده‌ی تاق‌دیس کوه سفید در منطقه از قدیم به جدید شامل سازندهای گورپی، پابده، آسماری و گچساران هستند. سازندهای گورپی و پابده به علت دارا بودن لایه‌های زود فرسا و نرم، عموماً به صورت فروافتادگی بین سازندهای پائینی و بالایی خود (ایلام و آسماری) دیده می‌شوند. ضخامت بخش‌های غیر مقاوم متغیر، ولی ضخامت بخش مقاوم (سازند آسماری) تقریباً یکسان است. سازند پابده روی سازند گورپی و در زیر سازند آسماری با آهک‌های توده‌ای تا ضخیم لایه قرار گرفته است. جوان‌ترین سازند در این منطقه گچساران است که شامل لایه‌های مارن قرمز، سبز و کرم میان لایه‌های تبخیری است که با ناپیوستگی روی سازند آسماری قرار گرفته است.

### مواد و روش کار

در این کار پژوهش، برای بررسی چگونگی کانی‌شناسی و بافت نهشته‌های فسفاتی و بررسی عوامل مؤثر در تشکیل و نهشت آن‌ها، تعداد ۱۵ نمونه از افق‌های فسفریتی بناری برداشت شدند. افق‌های فسفریتی در این منطقه به صورت لایه‌ای یا عدسی با ضخامت ۷ متر است که نمونه‌برداری چکشی در

فلورآپاتیت نیز در کانسار بناری در نمونه‌های BN-1، BN-3، BN-4، BN-5 و BN-6 و در کانسار کوه سفید تنها در دو نمونه‌ی KS-2 و KS-3 وجود داشتند (جدول ۱).

BN-7 تنها نمونه‌ای بود که در آن کانی هیدروکسی‌آپاتیت وجود داشت که دلیل آن وفور قطعات استخوان بوده است (جدول ۱). در نمونه‌ی BN-2 کانی فسفاتی وجود نداشت. یکی دیگر از کانی‌های فرعی کائولینیت بود که در سه نمونه‌ی BN-1، BN-2 و KS-7 حضور داشتند (جدول ۱). علاوه بر آن کانی مونتموریونیت در تمام نمونه‌های کوه سفید وجود داشت؛ در حالی که در کانسار بناری تنها در سه نمونه دیده شد. چنانکه اشاره شد کوارتز تنها در KS-7 همراه با کلسیت به عنوان کانی اصلی به شمار می‌رود؛ ولی در نمونه‌های دیگر به عنوان کانی فرعی بود. یکی دیگر از کانی‌های فرعی روتیل است که تنها در نمونه‌ی KS-7 دیده شد (جدول ۱).

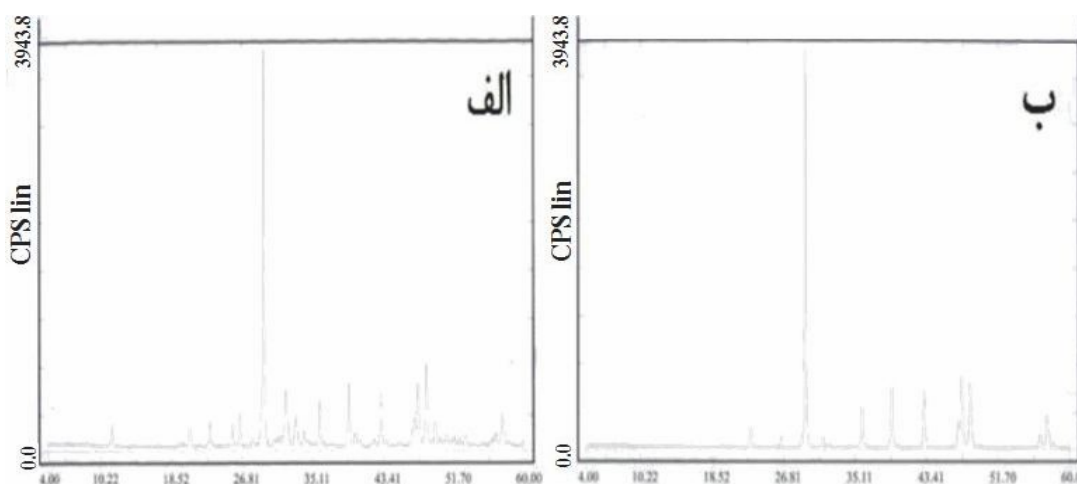
به طور معمول، فسفریت‌ها به اشکال گوناگونی از قبیل ارتوکیمیکال، آلوکیمیکال، ائید، پلت و اینتراکلاست تقسیم می‌شوند [۱۳]. مشاهدات میکروسکوپی نمونه‌های گردآوری شده نیز نشان می‌دهند که نمونه‌ها بیشتر از دانه‌های فسفاتی و بدون فسفات، در رنگ‌ها و اشکال مختلف تشکیل شده‌اند. مهمترین دانه‌های فسفاتی شامل پلت- ائید، اینتراکلاست، اجزای باقیمانده‌ی استخوان ماهی و میکروفسیل‌هاست. بیشترین نوع ماده‌ی فسفاتی در دو کانسار پلت‌ها بوده و در اشکال خیلی متنوعی ظاهر می‌شوند (شکل ۵). اشکال غالب پلت‌ها، کروی و بیضوی با گردشگی خوب تا ضعیف هستند.

راستای محور طولی توده صورت گرفته است. نمونه‌های برداشت شده از افق بناری بصورت گرهک‌های بزرگ و کوچک با میانگین قطر تقریبی ۴ سانتیمتر بوده است. به همین صورت تعداد ۲۰ نمونه از کانسار فسفات کوه سفید (با ضخامت تقریبی ۳/۵ متر) گردآوری شدند.

در ادامه تعداد ۲۸ نمونه‌ی سنگی با کمترین دگرسانی، از افق‌های فسفریت بناری (۱۴ نمونه) و کوه سفید (۱۴ نمونه) انتخاب شدند و برای تهیه‌ی مقطع نازک و بررسی پراش پرتو ایکس (XRD) به شرکت کانسار بینالود تهران ارسال شدند (جدول ۱). کانی‌شناسی نمونه‌های گردآوری شده (۱۴ نمونه: ۷ نمونه از فسفات بناری و ۷ نمونه از کانسار کوه سفید) نیز با استفاده از پراش‌سنج پرتو ایکس (فیلیپس مدل ۳۰۴۰) آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مستقر در پارک علم و فناوری پردیس (تهران) انجام گرفت. بررسی مقاطع نازک (۲۸ نمونه: ۱۴ نمونه از هر کانسار) نیز در آزمایشگاه سنگ‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز با استفاده از میکروسکوپ قطبشی صورت پذیرفت.

### نتایج

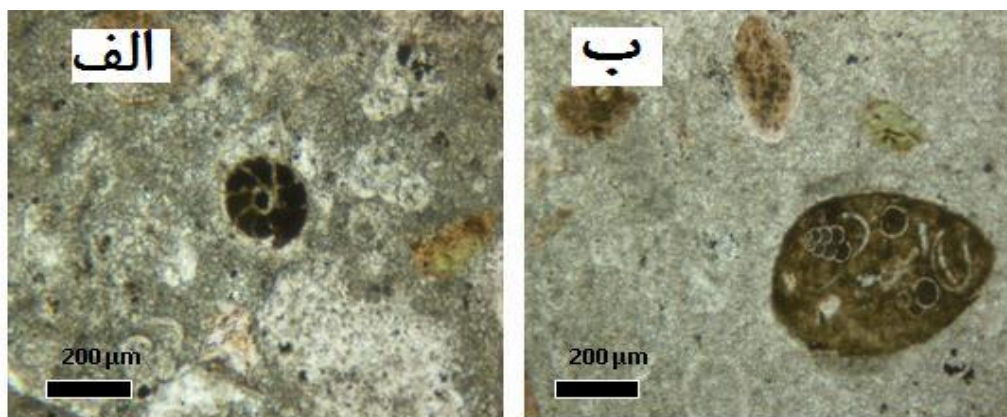
نتایج XRD نشان داد که کانی اصلی در کانسارهای مورد بررسی، کلسیت است (شکل ۴). البته در برخی نمونه‌ها نظیر نمونه‌ی KS-7 کوارتز نیز به عنوان فاز کانیایی اصلی مشاهده شد. همچنین نتایج حاصل نشان دادند که کانی‌های فسفاتی (خانواده آپاتیت) نظیر فلورآپاتیت و هیدروکسی‌آپاتیت تشکیل دهنده‌های فرعی افق‌های فسفریتی هستند (جدول ۱). کانی



شکل ۴ نمودار پراش پرتو X کانی کلسیت: الف- KS-2 ب- BN-7.

جدول ۱ نتایج آزمایش XRD نمونه‌های برداشت شده از دو کانسار کوه سفید و بناری (بناری: BN و کوه سفید: KS).

شماره	شکل نمونه	شکل توده	نحوه برداشت	کانی‌ها		
				اصلی	فرعی	جزئی
BN-1	خرده سنگی	لایه‌ای	در امتداد عدسی	کلسیت	کوارتز، کائولینیت، فلئورآپاتیت	-
BN-2	خرده سنگی	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، کائولینیت	-
BN-3	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلئورآپاتیت	-
BN-4	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-5	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-6	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
BN-7	نودول	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، کربنات هیدروکسی‌آپاتیت	-
KS-1	خرده سنگی	عدسی	عمود بر لایه‌بندی	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	ژیپس
KS-2	پودر	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، فلئورآپاتیت، مونتموریونیت	-
KS-3	خرده سنگی	عدسی	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت، فلئورآپاتیت	-
KS-4	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	کلریت، دولومیت
KS-5	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	-
KS-6	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت	کوارتز، مونتموریونیت	دولومیت
KS-7	نودول	لایه‌ای	//	کلسیت، کوارتز	روتیل، مونتموریونیت، کائولینیت	دولومیت



شکل ۵ الف- تصویری از یک میکروفسیل که حجره‌های آن به طور کامل تحت تاثیر فسفات‌زایی قرار گرفته است و تنها پوسته آن حفظ شده است (XPL)، ب- یک اینتراکلاست فسفاتی تخم مرغی شکل محتوی فرامینفر، خرده‌های میکروفسیل و استخوان از سازند پابده در کانسار کوه سفید (XPL).

### بحث و بررسی

شوری و pH بالا، ۳) افزایش تمرکز P در محیط و ۴) کمبود یون‌های منیزیم محلول است [۱۵]. فراوان‌ترین کانی فسفاتی در محیط‌های رسوبی، فسفات کلسیم است. علاوه بر این، فسفریت‌ها بیشتر دارای فرانکولیت و هیدروکسی‌آپاتیت هستند و کلروآپاتیت به میزان کمتری در ترکیبات فسفریتی قابل مشاهده است.

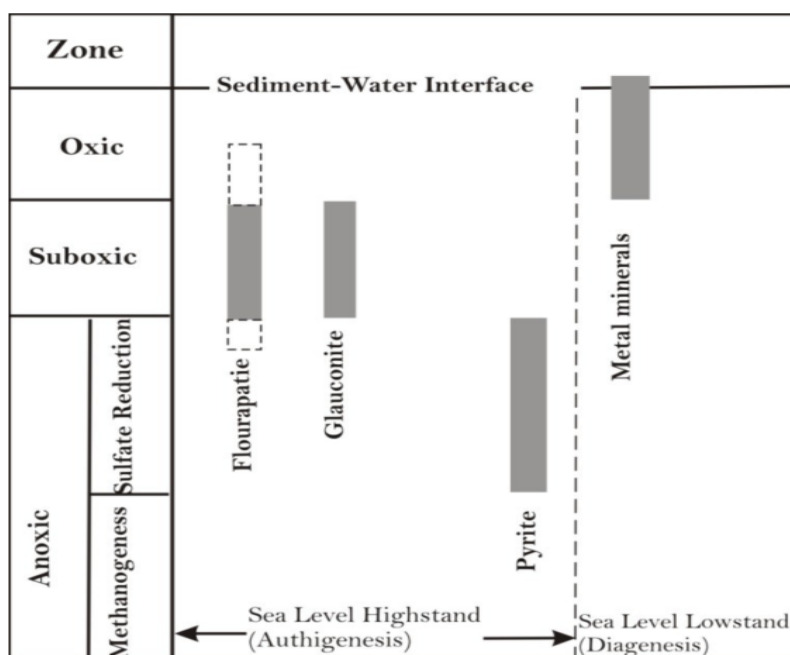
در این راستا باید قبول کرد که بیشتر سنگ‌های رسوبی دارای فسفر کمتر از ۱ درصد هستند. تشکیل سنگ‌های غنی شده از  $P_2O_5$  نیازمند ته‌نشست و شرایط دیاژنتیک ویژه‌ای است [۱۴]. چهار عامل اصلی کنترل‌کننده در تشکیل فسفریت‌ها شامل: ۱) فراچاهندگی (Upwelling) به همراه با زمین‌ساختی شدید و آتشفشان زیر دریایی، ۲) محیط فلات قاره‌ای گرم، کم عمق و

حاصل نیز مؤثر دانست. البته باید خاطر نشان کرد که فسفات-زایی یک فرآیند بیوژئوشیمیایی است که در آب‌های منفذی و کف دریا، در شرایط انحلال شیمیایی و نرخ رسوبگذاری کم صورت می‌گیرد.

افزون بر این، بر مبنای Fountian and Mc Clellan [۱۹]، محیط دریایی به سه زون اکسیژن‌دار، نیمه‌اکسیژن و بدون اکسیژن تقسیم می‌شوند که با ترسیم جایگاه کانیایی نمونه‌های گردآوری شده در هر بررسی می‌توان مدل پاراژنزی تقریبی را برای فسفریت‌ها ارائه داد. در همین راستا دنباله‌ی پاراژنزی تقریبی براساس کانی‌های موجود در این بررسی نیز تفسیر شد (شکل ۶).

بر این اساس، فلئورآپاتیت و گلوکونیت تقریباً در یک گستره‌ی پاراژنزی قرار می‌گیرند. به عبارت دیگر، این دو کانی شرایط تشکیل مشابهی دارند و می‌توانند در هر دو شرایط نیمه‌اکسیدی و بدون اکسیژن تشکیل شوند. در مجموع شکل ۶، نشان می‌دهد که کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی در شرایط اتوزنیک و در زمانی که سطح آب دریا بالا و نرخ رسوبگذاری در محیط اندک بود شکل گرفته‌اند، به عبارت دیگر این کانی‌ها، یک دنباله‌ی پاراژنزی را در زمان ته‌نشینی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر جریان‌های فراچاهندگی، فسفر مورد نیاز برای تشکیل کانی‌ها را فراهم آورده‌اند.

با این وجود، در این پژوهش نیز نتایج آنالیز XRD نشان می‌دهد (جدول ۱) که کانی فسفاتی اصلی در نمونه‌های آنالیز شده کربنات فلئورآپاتیت است. لذا در رابطه با شرایط تشکیل و ته‌نشست کانی کربنات فلئورآپاتیت، باید بدین مهم توجه داشت که در حضور فلئور و تمرکز بالای  $\text{HPO}_4^-$  در محلول، کانی کربنات فلئورآپاتیت ته‌نشین می‌شود [۱۶]. هنگامی که بیشتر کلسیم از سنگ خارج شود و pH به کمتر از ۵٫۵ برسد، تقریباً تمامی فسفر به شکل فسفات آهن و آلومینیم غیر متحرک در می‌آید و فقط تحت تأثیر غلظت قابل توجه اسیدهای آلی، قادر به مهاجرت، آن هم در مسافت‌های کوتاه است. یون‌های  $\text{HPO}_4^{2-}$  در محدوده pH بین ۱۰-۶٫۱ فراوانترین یون فسفر است، بنابراین افزایش pH به ته‌نشست آپاتیت کمک می‌کند [۱۷]. افزایش فسفات یا رسوبگذاری آپاتیت به نسبت Ca/Mg بستگی دارد که در pH ۷-۷٫۸ صورت می‌گیرد [۱۶]. رسوبگذاری مستقیم کانی‌های آپاتیت طی دیاژنز در داخل محیط‌های فقیر از اکسیژن صورت می‌گیرد. در نتیجه‌ی کاهش مقدار منیزیم آب دریا [۱۴] و افزایش pH، تبلور کربنات فلئورآپاتیت تشدید می‌شود. با توجه به این‌که پدیده‌ی فراچاهندگی با انتقال آب‌های غنی از فسفر از اعماق به بخش‌های کم عمق، نقش به‌سزایی در افزایش pH و کاهش فشار گاز  $\text{CO}_2$  و در نهایت، رسوب فسفر ایفا می‌کند [۱۸]؛ لذا پدیده‌ی فراچاهندگی را می‌توان در ته‌نشست ترکیبات فسفاتی در بررسی



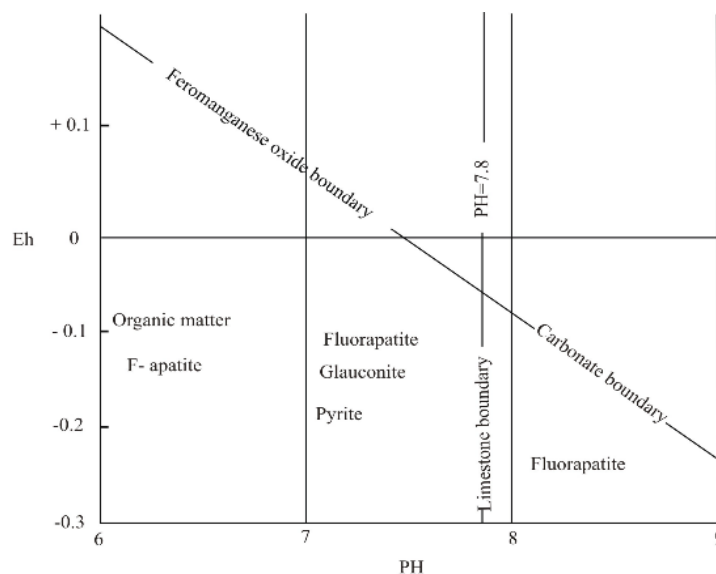
شکل ۶ توالی پاراژنزی برای کانی‌های مشاهده شده در دو کانسار کوه سفید و بناری [۱۶].

پراکنده شدن ذرات فسفات است. وجود میان آوار در مقاطع تهیه شده از نمونه‌های گردآوری شده نشان می‌دهد که فسفات مورد بررسی حمل شده است که این شرایط بر اهمیت اقتصادی کانسار نیز می‌افزاید.

در گام بعدی و به منظور تعیین خاستگاه دانه‌های فسفات ترکیب، بافت و اندازه‌ی دانه‌ها در فسفریت‌ها و سنگ فسفات از نظر سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. بررسی مقاطع تهیه شده با میکروسکوپ نشان می‌دهد که نمونه‌ها از دانه‌های آواری بدون فسفاتی و فسفاتی با انواع مختلف سیمان تشکیل شده‌اند. دانه‌های فسفاتی اصلی شامل بیوکلاست‌ها و پهنه‌ها هستند. بیشترین نوع ماده‌ی فسفاتی در دو کانسار در دست بررسی، پلت‌ها بوده و در اشکال خیلی متنوعی ظاهر می‌شوند. ترکیب غالب پلت‌های مورد بررسی، کربناتی است. این پلت‌ها به شکل کروی با گردشگی خوب تا ضعیف و فاقد ساختار درونی هستند. پلت‌ها مرکب از دانه‌های خیلی ریز، نهان‌بلور با زمینه‌ی همگن هستند که در برخی موارد دانه‌های کوارتز آواری و خرده‌های استخوان در آن دیده می‌شوند. قطر آنها بین ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون است و به رنگ‌های متنوعی از زردکمرنگ تا قهوه‌ای کمرنگ دیده می‌شوند (شکل ۸-الف). بیوکلاست‌ها نیز که در نمونه‌های مورد بررسی، بیشتر از قطعات استخوان ماهی تشکیل شده‌اند، به شکل مستطیلی و بی‌شکل، گوشه‌دار تا بدون گوشه دیده می‌شوند و اندازه‌ی آنها بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرومتر متغیرند. ترکیبات استخوانی یاد شده معمولاً در زیر میکروسکوپ بی‌رنگ است ولی گاهی تغییر رنگ کوچکی از زرد تا خاکستری را نیز نشان می‌دهند (شکل ۸-ب).

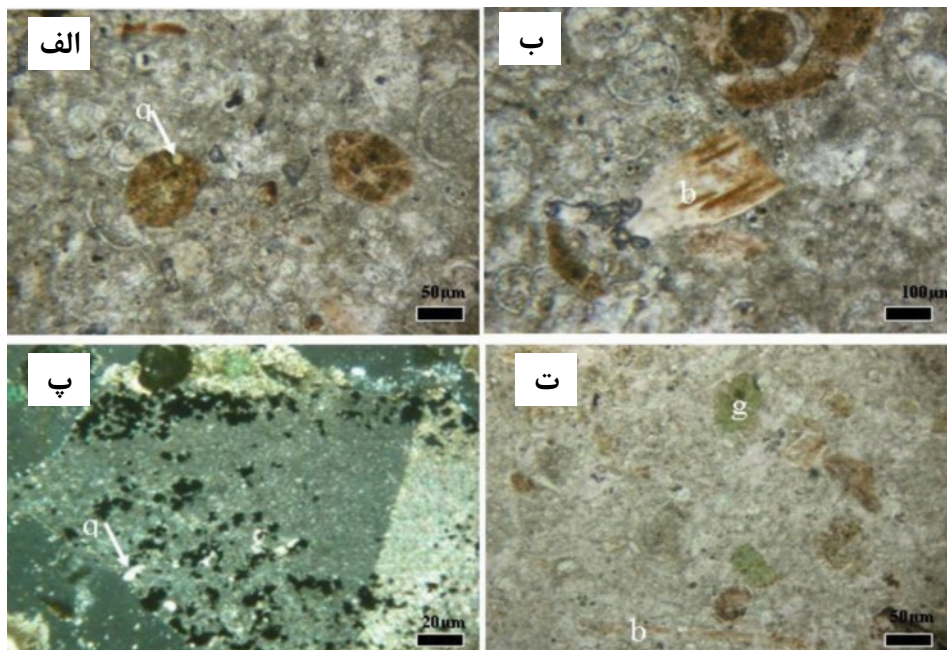
در ارتباط با شرایط تشکیل کانی‌ها در محیط آبی، نمودار Eh-PH ابزار مناسبی برای تعیین میدان‌های پایداری کانی‌های مختلف در محیط آبی به شمار می‌رود [۱۶]. بدین منظور در این پژوهش نیز شرایط مناسب برای تشکیل کانی‌های خانواده آپاتیت در شرایط pH و Eh ترسیم شد (شکل ۷). در این نمودار مشاهده می‌شود که کانی‌های گروه آپاتیت، پیریت و گلوکونیت به ترتیب در گستره‌ی pH و Eh ۷-۷/۸ و ۰/۳-۰ قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی شرایط کاملاً احیایی برای تشکیل این کانی‌هاست.

نکته‌ی مهم این که خاستگاه دریایی با سه منطقه‌ی بدون اکسیژن، زون کاهش سولفات و زون متانوژن باکتریایی مشخص می‌شود [۲۰]. به همین صورت، کانسارهای اقتصادی فسفریت زمانی تشکیل می‌شوند که بالا آمدن سطح آب دریا موجب پیشروی آن و در نتیجه انتقال دانه‌های فسفریت به سمت ساحل و انباشت آنها در ناحیه‌ی کرانه‌ای و نیز اطراف برآمدگی‌ها می‌شود. در این بین، رسوب‌های مختلفی مانند شیل‌ها، فسفات‌ها و سنگ‌آهک‌های بیوژنیک ممکن است به صورت همزمان و در نتیجه‌ی تغییرات محلی کاملاً ساده در محیط رسوبگذاری، یعنی کاملاً مستقل از ماهیت مواد وارد شده، ته نشین شوند. با این تفسیرها تا در بررسی کنونی نیز سرعت پایین انباشت فسفات‌ها مبین آن است که باید یک محیط مناسب با رسوبگذاری پائین مانند حاشیه‌های حوضه و یا در داخل یا نزدیک مناطق کم‌عمق برای تشکیل وجود داشته باشد. علاوه بر آن انباشت فسفات نیازمند وجود یک تله برای تشکیل کانی فسفاتی و نیز یک محیط پایدار برای جلوگیری از



شکل ۷ محدوده Eh و pH کانی‌های مشاهده شده در دو کانسار کوه سفید و بناری [۱۶].



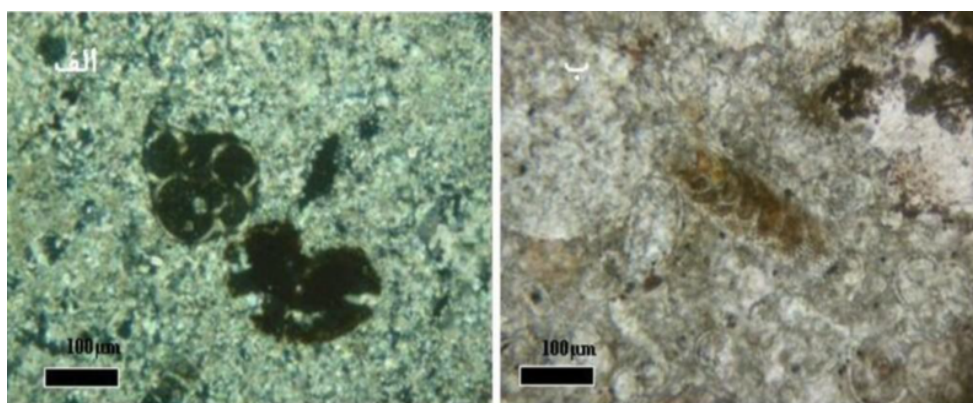


**شکل ۸** پلت فسفاتی نیمه‌زاویه‌دار (الف)، قطعه استخوان ماهی بی‌شکل از سازند پابده در کانسار بناری (ب)، اینتراکلاست که دانه کوارتز (رنگ روشن) و پیریت (سیاه رنگ) در آن پراکنده است (پ)، گلوکونیت با گرد شدگی که در آن آثار شکستگی دیده می‌شود (ت). (علائم اختصاری: کوارتز(q)، قطعه استخوان (b)، گلوکونیت (g)). (مقاطع الف، ب و د، در PPL و مقطع ج در XPL).

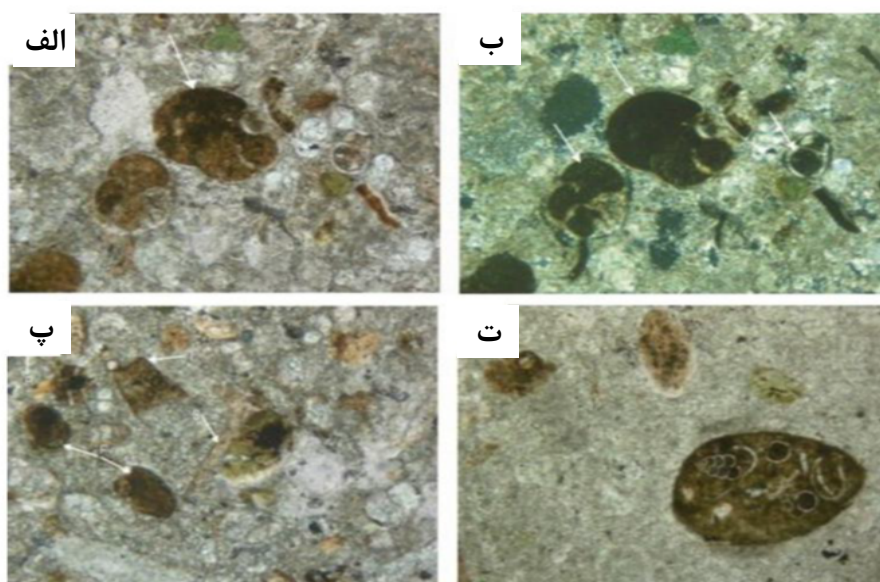
بخشی را که به‌وسیله‌ی گلوکونیت پر شده است نشان می‌دهد. بیشترین میزان خرده‌های استخوانی در نمونه‌ی KS-7 وجود دارند. شکل ۱۰ نیز روند فسفاتی شدن میکروفسیل‌های پلاژیک که تا جانیشینی کامل و ایجاد پلت‌های فسفاتی پیشرفته است و نیز شکل‌های گوناگون میان آوار را نشان می‌دهد.

پیریت نیز به صورت انبوه یا دانه‌های مجزا، از قرمز تا قهوه‌ای با اندازه‌ی بین ۱۵۰-۵۰ میکرون در نمونه‌های مورد بررسی وجود دارد (شکل ۱۱) که در برخی موارد خلل و فرج موجود در رسوب‌ها را پر کرده و یا جانشین حجره‌های برخی از میکروفسیل‌ها شده است. پیریت به صورت فرامبوئیدال نیز وجود دارد. فرامبوئیدال‌های پراکنده در رسوب‌ها از تبدیل مونوسولفیدهای آهن اتوژنیک در نتیجه‌ی واکنش باکتریایی سولفات ایجاد شده‌اند [۲۱]. از طرف دیگر به این مهم نیز باید توجه داشت که فضای بین دانه‌های در نمونه‌های در دست بررسی به وسیله‌ی کلسیت، دولومیت، ژیپس و انیدریت سیمانی شده است که در برخی موارد نیز جانشین فسفات موجود شده‌اند. علاوه بر این، خرده‌های اسکلت ماهی و مهره-دارن دریایی دستخوش تغییر شده‌اند که بیشتر در اثر تبدیل کربنات هیدروکسی‌آپاتیت اولیه به کربنات فلورآپاتیت است.

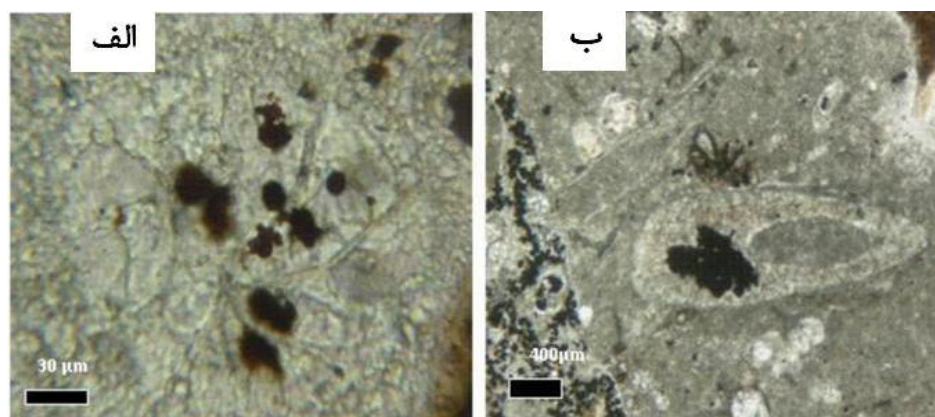
علاوه بر این، دانه‌های غیر فسفاتی اغلب شامل کوارتز آواری و پلت‌های گلوکونیتی هستند. بررسی‌های میکروسکوپی مبین آن است که دانه‌های کوارتز تک یا چند بلور به صورت بی‌شکل و نیمه شکل‌دار با اندازه‌های بین ۲۰ تا ۶۰ میکرون در نمونه‌ها، حضور گسترده‌ای دارند. گستره‌ی رنگ آن‌ها از بی‌رنگ تا خاکستری و قهوه‌ای کم‌رنگ متغیر است (شکل ۸-پ). گلوکونیت در ذخایری که ارزش اقتصادی دارند نادر است، ولی در افق‌های فسفریتی با کیفیت پائین فراوان است که به شکل‌های کانی‌شناسی مختلف ظاهر می‌شوند [۱۷]. به همین صورت، در این بررسی، گلوکونیت نیز (با اندازه‌های بین ۱۵۰-۷۰ میکرون) به شکل دانه‌های مجزایی یافت می‌شوند که به صورت پلت‌های بیضوی در رنگ‌های متنوع از سبز تا قهوه‌ای و زرد مایل به قرمز دیده می‌شوند (شکل ۸-ت). برخی از پلت‌ها دارای شکل بسیار همگن و فاقد هر نوع ساختار داخلی هستند. اگرچه برخی از پلت‌ها تماماً آپاتیتی هستند اما حاوی میانبارهای آلی خیلی واضحی مانند خرده‌های پلانکتون و فرامینفر هستند که به همراه فسفات، رو رانده شده‌اند. در این ساختار، فسیل معمولاً در مرکز قرار دارد و پلت به وضوح گردگرد آن شکل گرفته است (۹-الف). شکل (۹-ب) نیز تصویری از یک میکروفسیل با پوسته کلسیتی از کانسار کوه سفید، که با فسفات محاط شده و بخشی از آن با آپاتیت و



شکل ۹ فرامینفر با صدف کلسیتی که با آپاتیت نهان بلور جایگزین شده است (الف)، تصویری از یک میکروفسیل با صدف کلسیتی از کانسار کوه سفید که بخشی از آن با آپاتیت و بخشی توسط گلوکونیت پر شده است (ب). (مقطع الف در XPL و مقطع ج در PPL).



شکل ۱۰ الف- روند فسفاتی شدن میکروفسیل های پلاژیک گردآوری شده از کانسار کوه سفید که تا جانشینی کامل و ایجاد پلت های فسفاتی پیشرفته است. ب- حاشیه میکروفسیل فسفاتی نشده است و به رنگ روشن دیده می شود. پ- اجزای فسفاتی در سیمان زمینه ای قرار گرفته اند که آثار تبلور مجدد کلسیت قابل مشاهده است، اینتراکلاست زاویه دار. ت- یک اینتراکلاست تقریباً گرد شده با میکروفسیل فراوان، خرده استخوان. (مقاطع الف، ج و د، در PPL و مقطع ب در XPL).



شکل ۱۱ دانه های پیریت فرامبوئیدال (الف)، اگرگات پیریت از سازند پابده، کانسار بناری، (ب). (مطالعه مقاطع نازک در PPL).

### نتیجه‌گیری

داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس نشان می‌دهند که کانی‌های کلسیت و کوارتز مهم‌ترین فازهای کانیایی موجود در نمونه‌های گردآوری شده را شامل می‌شوند. کانی‌های فلورآپاتیت، هیدروکسی‌آپاتیت، مونتموریونیت، کائولینیت و روتیل نیز فازهای کانیایی فرعی را تشکیل می‌دهند. مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک نیز نشان می‌دهند که پلت‌ها- ائید، میان‌آوار، اجزای باقیمانده‌ی استخوان ماهی و میکروفسیل‌ها، شکل‌های غالب دانه‌های فسفاتی را شامل می‌شوند. کانسار فسفات بناری در تمام نمونه‌ها دارای کربنات فلئوئورآپاتیت است؛ ولی کانسار فسفات کوه سفید فقط در دو نمونه که از افق گلوکونیت ماسه‌ای برداشت شده، دارای کانی فسفاته‌ی هیدروکسی‌کربنات فلئوئورآپاتیت و کربنات است.

پلت‌ها و ائیدهای فسفاتی، محیطی پراثرژی، کم عمق و با جریان‌های رفت و برگشت آب را نشان می‌دهند. در برخی موارد هسته ائیدها از میکروفسیلهای پلاژیک نظیر گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا تشکیل شده است. لذا کانی‌های فسفات از آب منفذی در مجاورت سطح مشترک آب- رسوب و در حواشی مرز بالایی لایه‌ی با کمترین اکسیژن در شرایط انرژی کم و در سطوح فرسایش رخ داده است.

افزون بر این، داده‌ها نشان می‌دهند که کانی‌های گروه آپاتیت، پیریت و گلوکونیت به ترتیب در گستره‌ی pH و Eh ۷-۷/۸ و ۰-۰/۳ قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی شرایط کاملاً احیایی برای تشکیل این کانی‌هاست. با این تفسیرها، داده‌های حاصل نشان می‌دهند که کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، در شرایط خودزائی و در زمانی که سطح آب دریا بالا بوده شکل گرفته‌اند. به طور کلی سازوکارهای اصلی در تشکیل فسفات‌ها شامل حمل مجدد ذرات اولیه، روزادی ذرات غیر فسفاتی اولیه، پرشدگی خلل و فرج موجود، فسفاتی شدن پلت-ها و رسوبگذاری مستقیم کانی فسفاتی روی یک سطح مناسب هستند.

### قدردانی

نویسندگان مقاله از کلیه‌ی کارکنان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی اهواز و سازمان صنعت، معدن و تجارت استان خوزستان، صمیمانه تشکر می‌کنند.

### مراجع

[1] Isil A., "Determination of mineral phosphate species in sedimentary phosphate rock in Mardin,

در نهایت نیز با توجه به نتایج به‌دست آمده از آزمایش‌های پراش پرتو ایکس و بررسی‌های میکروسکوپی، می‌توان شرایط احتمالی برای تشکیل و انباشت ذخایر فسفاتی در کانسارهای کوه سفید و بناری را ترسیم کرد. بدین منظور، کانی‌های شناسایی شده نظیر آپاتیت و پیریت، می‌توانند تأثیر به‌سزایی در تعیین شرایط ته‌نشست فسفات در ناحیه‌ی مورد پایش داشته باشند.

در این راستا، باید توجه داشت که فسفاتی شدن یک فرآیند دیاژنتیک است که در چند مرحله رخ می‌دهد. رسوبگذاری فسفات کلسیم از محلول منفذی اشباع شده صورت می‌گیرد و در پی آن آب‌زدایی و سخت‌شدگی صورت می‌گیرد و در ادامه آپاتیت متبلور شده و کم و بیش جایگزین بخش‌های غیر فسفاتی می‌شود. از آنجایی‌که محیط‌های مساعد برای تشکیل کانی‌های فسفات کلسیم، در مجاورت مرز آب-رسوب (Sediment-Water interface) با نرخ رسوبگذاری پایین و در داخل رسوب‌های آلی قرار دارند [۲۱]؛ لذا این محیط‌ها معمولاً در حد واسط یک محیط احیایی با میزان اکسیژن اندک و یک محیط اکسیدی متوسط وابسته به آب‌های هوادار قرار دارند [۲۰]. در این پژوهش نیز به احتمال زیاد، جریان‌های فراچاهندگی وابستگی با محیط‌های دریایی آزاد، فسفر مورد نیاز برای تشکیل کانی‌ها را فراهم می‌آورند.

وجود پیریت نیز می‌تواند در تعیین شرایط ته‌نشست کانسارهای مورد بررسی مفید باشد. این احتمال نیز وجود دارد که تشکیل پیریت بطور معمول در شرایط احیایی و در اولین مراحل درونزادی (کمی پس از رسوبگذاری) صورت می‌گیرد و طی آن باکتری‌های احیا کننده‌ی سولفات، یون سولفات را به سولفید تبدیل می‌کنند [۲۲]. این فرآیند در نتیجه‌ی واکنش بین یون‌های سولفید و یون‌های آهن دو و سه ظرفیتی انجام می‌گیرد [۲۳]. در این پژوهش نیز پیریت دانه‌ای که به صورت سیمان پرکننده‌ی خلل و فرج است [۲۴] و در نمونه‌های هوازده در اثر اکسایش به اکسیدهای آهن تبدیل شده است، در دمای کم تشکیل می‌شود و شامل اجتماعات کروی تا نیمه کروی از ریزبلورهای تقریباً هم‌بعد و هم اندازه‌ی پیریت است. به طور کلی با افزایش در تامین مواد آلی، ته نشینی پیریت تکرار می‌شود [۲۱]. بنابراین می‌توان گفت که کمی پس از رسوبگذاری و در مراحل اولیه‌ی درونزادی که با فشردگی ملایم همراه است [۲۵] نیز همچنان شرایط احیایی بر محیط مورد بررسی حکم‌فرما بوده است.

- REEbehavior*", *Cretaceous Research* 31 (2010) 237-248.
- [15] Bassam S. K., Al- Allak M.M., "Factors controlling the deposition of some Tethyan Phosphorites of Iraq", *Cretaceous Research* 51 (1985) 199-212.
- [16] Yuxue Z., Qiguang H.E., Shuxun S., Shuying Z., "Scandium Geochemistry of Phosphorites, Guizhou, Southwest China", *Chinese Journal of Geochemistry* 18 (1999) 76-98 p.
- [۱۷] مامیکونیان س.، اسلانسکی ت.م.، "زمین شناسی فسفات-های رسوبی"، ترجمه: ملک قاسمی، ف.، انتشارات فروغ آزادی، (۱۳۸۲) ۳۵۳ ص.
- [18] Litvinova T.V., "Composition, Morphology, and Origin of Phosphate Pellets", *Lithology and Mineral Resources* 42 (2007) 384-399.
- [19] Fountain B., McClellan, G., "Mneralogical and Geochemical Evidence for the Origin of Phosphorite nodules on the upper West Florida Slope. Marine Authigenesis: from Golbal to Microbial", *SEPM Special Publication* 66 (2000) 34-41.
- [20] Rasmussen B., "Early – diagenetic REE-phosphate minerals in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus", *American Journal of Science* 296 (1996) 601-632.
- [21] Arning E.T., Luckge A., Breuer C., Gussone N., Birgel, D., peckmann J., "Genesis of Phosphorite Crusts off Peru", *Marine Geology* 262 (2009) 68-81.
- [22] Lovley D.R., "Dissimilatory Fe (III) and Mn (IV) reduction: Microbiol", *Rev* 55 (1991) 259–287.
- [23] Barbieri R., Stivaletta N., Marinangeli L., Gabriele C., "Microbial signatures in sabkha evaporite deposits of Chott el Gharsa (Tunisia) and their strobilological implications", *Planetary and Space Science* 54 (2006) 726-736.
- [24] Butler I., Ricckard d., Grimes S., "Framboidal Pyrite: Self Organisation in the Fe-S System", Abstracts book of 3rd–8<sup>th</sup> Goldschmidt conference, United Kingdom (2000) 276-277.
- [25] Brookfield M.E., Hemmings D. P., Van Straaten P., "Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphates of the Napo formation", *Journal of South American Earth Sciences* 28 (2009) 180-192.
- SE Anatolia, Turkey by sequential extraction*", *Microchemical Journal* 91 (2009) 63-69.
- [2] Bralower J.T., "Unique record of an incipient ocean basin: Lower Cretaceous sediments from the southern margin of Tethys", *Geology* 20 (1992) 551-555.
- [۳] اشکان ف.، پدرامی م.، "فسفات های رسوبی ایران از دیدگاه تکتونیک ورقه ای"، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی، (۱۳۶۱) ۱۲۳ ص
- [۴] هلاللات ه.، بلورچی م.، "زمین شناسی ایران، فسفات ۱۹"، انتشارات سازمان زمین شناسی، (۱۳۷۳) ۳۶۲ ص.
- [5] Alavi M., "Regional stratigraphy of the zagros fold thrust belt of Iran and its proforland evolution", *American Journal of Science* 304 (2004) 1.2.
- [6] Alavi M., "Tectonic of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.
- [7] Berberian M., "Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics", *Tectonophysics* 241 (1995) 193.224.
- [8] Haynes S.J., McQuillan H., "Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran", *Geological Society of America Bulletin* 85 (1974) 739–744.
- [9] Bahroudi A., "The effect of mechanical characteristics of Basal Decollement and Basement Structures on Deformations of the Zagros basin", *Uppesala University* (2003) 46 p.
- [10] Koop W.J., Stoneley R., "Subsidence History of the Middle East Zagros Basin. Permian to recent", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 305 (1982) 149–168.
- [11] Bahroudi A., Koyi H. A., "Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin", *Marine and Petroleum Geology* 21 (2004) 1295-1310.
- [12] Sepehr M., Cosgrove J.W., "Structural framework of Zagros fold-thrust belt of Iran", *Marine and Petroleum Geology* 21 (2004) 829-843.
- [13] Trappe., Jorg., "A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture", *Sedimentary Geology* 145 (2001) 135-150.
- [14] Ancharov Scopelliti G., bellanca A., Neri R., Sabatino N., "Phosphogenesis in the Bonarelli Level from northwestern Sicily, Italy: petrographic evidence of microbial mediation and