

## زمین‌شیمی و محیط تشکیل نهشته فسفاتی دلیر، جنوب باختر چالوس، استان مازندران

علی عابدینی<sup>۱\*</sup>، مرتضی چشم‌سری<sup>۱</sup> و اکرم علیزاده<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

\* abedini2020@yahoo.com

دریافت: ۹۱/۵/۷ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲

### چکیده

نهشته فسفاتی دلیر در فاصله ۵۷ کیلومتری جنوب باختر شهر چالوس، استان مازندران واقع می‌باشد. این نهشته بخشی از کمربند فسفاتی مرند- دماوند محسوب می‌شود و به صورت یک افق چینه‌سان در درون عضو شیل بالای سازند سلطانیه (ئوپرتوزوئیک بالای- کامبرین زیرین) توسعه یافته است. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند که فرآیند فسفات‌زایی در منطقه دلیر با توسعه کانی‌های متنوعی نظیر دولومیت، فلوئور آپاتیت، کلسیت، کوارتز، پیریت، موسکویت همراه بوده است. الگوهای توزیع عناصر اصلی، فرعی، و جزئی به هنجار شده به PAAS تهی‌شدنگی عناصری نظیر REE نسبت به میانگین فسفریت‌های دنیا دلالت بر تشکیل این نهشته در یک  $\text{Y}$  را در طی فسفات‌زایی نمایش می‌دهند. تهی‌شدنگی REE نسبت به میانگین فسفریت‌های  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  ( $0.059 - 0.073$ )،  $\text{Th}/\text{U}$  ( $0.054 - 0.089$ )،  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  ( $0.022 - 0.055$ )،  $\text{Mn}^*/\text{Mn}$  ( $0.075 - 0.187$ )،  $\text{Y}/\text{Ho}$  ( $0.424 - 0.484$ )،  $\text{Y}/\text{La}$  ( $0.45 - 0.57$ ) پیشنهاد می‌کنند که نهشته در یک شرایط بی‌هوایی توسعه یافته است. الگوی توزیع عناصری نظیر  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Sr}$  و آشکار می‌نمایند که فرآیندهای بیوژنیک نقش ارزندهای در توسعه نهشته ایفا نموده‌اند. بر اساس مقادیر  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  ( $0.045 - 0.088$ ) و  $\text{Sr}/\text{Ba}$  ( $0.045 - 0.12$ ) در نمونه‌های مطالعه شده، به نظر می‌رسد که فرآیند فسفات‌زایی در منطقه دلیر در pH انکی اسیدی تا قلایی و شوری نرمال رخ داده است. تلفیق نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، مطالعات کانی‌شناسی و یافته‌های زمین‌شیمی‌ای نشان می‌دهند که تشکیل نهشته مورد بررسی توسط جریان‌های بالارو دریایی کنترل گردیده است.

### واژه‌های کلیدی: فسفات، زمین‌شیمی، ژنز، دلیر، چالوس

#### مقدمه

مرکزی قرار دارند. این ذخایر در زون ساختاری البرز تنها

در ارتباط با سازند سلطانیه بوده و به صورت یک کمربند

از مرند تا دماوند گسترش دارند [۵].

منطقه دلیر به عنوان یکی از مناطق فسفات‌دار زون

ساختاری البرز، در فاصله ۵۷ کیلومتری جنوب باختر

شهرستان چالوس (استان مازندران) واقع می‌باشد. این

منطقه، از دیرباز به دلیل قرار داشتن قدیمی‌ترین

واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز، وجود رگه‌ها و رگچه‌هایی از

باریت در داخل سازند کهرو و حضور افق‌هایی از فسفات در

درون واحدهای سنگی سازند سلطانیه از منظرهای

گوناگون مورد توجه زمین‌شناسان داخلی و خارجی بوده

است [۱ و ۴]. کارهای اکتشافی بر روی افق‌های فسفاتی

سازند سلطانیه در این منطقه از سال ۱۳۵۷ تا ۱۳۶۷

توسط کارشناسان شرکت ملی فولاد و سازمان

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است

[۶]. با نگرشی بر مطالعات انجام شده قبلی در این منطقه

و به رغم بررسی‌های تفضیلی بر روی سیماهای

سنگ فسفات تنها منبع با ارزش فسفر در جهان می‌باشد. حدود ۹۵ درصد این ماده معدنی در تولید کودهای شیمیایی به کار می‌رود [۴۲]. منابع فسفاتی شامل پنج گروه، (۱) رسوئی، (۲) آذرین، (۳) دگرگونی، (۴) بیوژنیک (گوانو) و (۵) حاصل ہوازدگی هستند [۴۲]. نهشته‌های فسفات با خاستگاه رسوئی در تمام ادوار و سکانس‌های زمین‌شناسی از آرکین تا عهد حاضر گزارش گردیده‌اند. حداکثر گسترش ذخایر یاد شده در سنگ‌های پرکامبرین پسین- ہولوسن (فالتروزوئیک) رخ داده است. گستردۀ ترین حداده فسفات‌زایی در دنیا در محدوده زمانی پرکامبرین پسین- کامبرین به وقوع پیوسته است [۳۳]. ذخایر محدوده زمانی یاد شده را می‌توان در آسیا، شمال آمریکا، اروپا و استرالیا به جویی نمود [۱۸].

تاکنون در ایران ذخیره فسفات مهمی از پرکامبرین گزارش نشده است. ذخایر شناخته شده فسفات در کامبرین زیرین ایران در زون‌های ساختاری البرز و ایران

دولومیت میانی، شیل بالایی و دولومیت بالایی است که از شمال با سازند کهر و از جنوب با سازند باروت در ارتباط می‌باشد. بنا به بررسی‌های به عمل آمده [۱، ۳ و ۶] در مجموعه ۴ افق فسفاتی A، B، C و D به ترتیب در قاعده شیل زیرین، دولومیت میانی، شیل بالایی و دولومیت فوچانی در محدوده دلیر وجود دارد که تنها افق C با گسترش تقریبی ۵/۵ کیلومتر و ضخامتی متغیر از ۳ الی ۵ متر با ذخیره احتمالی ۲۳ میلیون تن و متوسط عیار ۱۱/۶۶ درصد موردن توجه می‌باشد [۵] (شکل ۱ الف و ۲ الف). بقیه افق‌ها به علت ضخامت کم نقشه‌برداری نشده‌اند و دارای عیار پایینی هستند.

روش مطالعه

پس از پیمایش‌های زمین‌شناسی جهت شناسایی با واحدهای سنگی منطقه و تعیین روابط صحرایی، نیمرخی عمود بر امتداد لایه فسفاتی C انتخاب و نمونه‌گیری سیستماتیک از آن با فواصل تقریبی ۴۰ سانتی‌متر انجام گردید. افزون بر این، به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی و به دست آوردن شواهدی جهت تعیین رُنگ نهشتة، تعداد ۱۷ مقطع نازک-صیقلی و ۳ مقطع نازک رنگ‌آمیزی شده با الیزارین قرمز (برای تشخیص کلیست از دولومیت) از طول و عرض لایه فسفاتی تهیه و با میکروسکوپ مطالعه شدند. همچنین، برای بررسی‌های کانی‌شناسی تکمیلی مبادرت به انجام آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) به تعداد ۵ نمونه در شرکت کانسaran بینالود گردید. بعد از این مرحله، ۱۰ نمونه برداشت شده از نیمرخ نمونه‌گیری شده، مقدار ۲۰۰ گرم از هر نمونه پس از خشک کردن، خرد کردن (در حد ۱۰۰ مش) و همگن‌سازی، به منظور تجزیه شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی به آزمایشگاه شرکت Acmelab واقع در ونکوور کانادا ارسال شدند. نمونه‌ها دوباره به اندازه ۲۳۰ مش در آزمایشگاه یاد شده خرد گردیدند. حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه با متابورات/ترتابورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک حل شدند و در نهایت، به توسط روش‌های اسپکتروسکوپی انتشاری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) (جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی) و اسپکتروسکوپی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) (جهت تعیین برای عنصر جزئی و نادر خاکی) (با کد آنالیزی ۴A4B) تجزیه شدند. مقادیر عناصر اصلی،

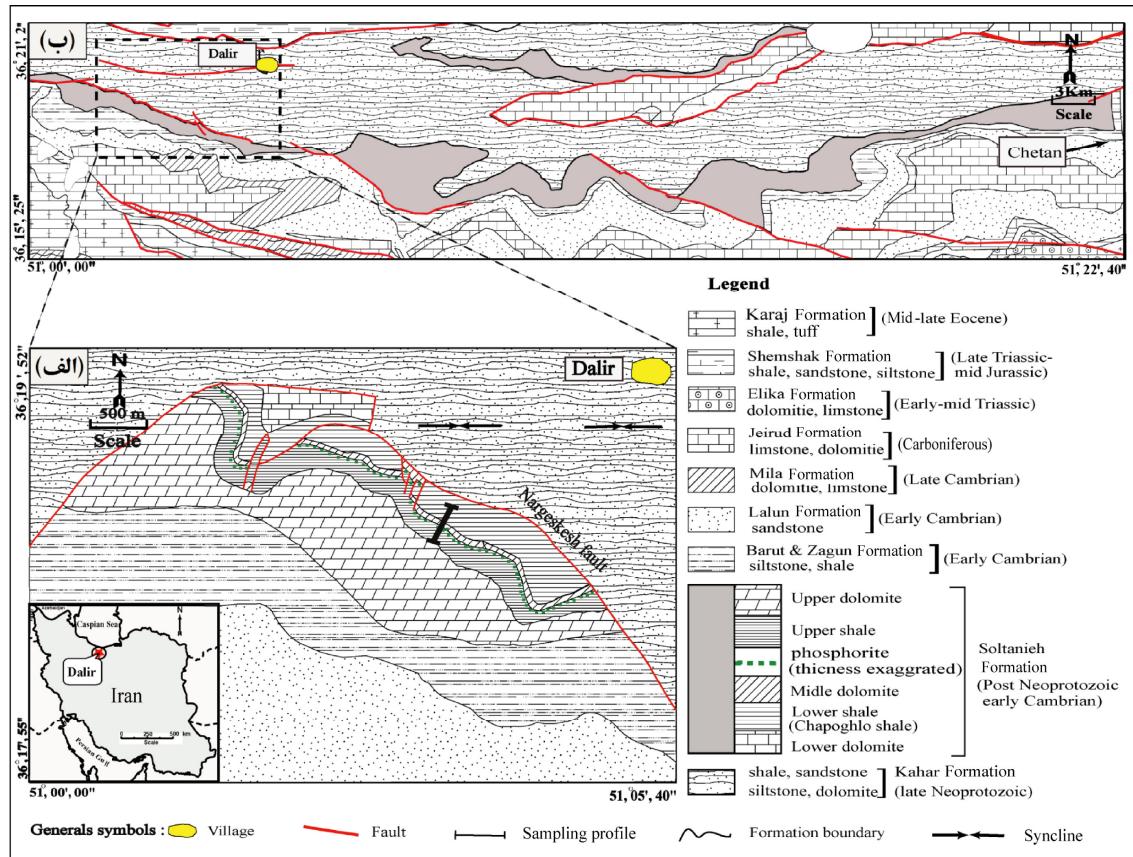
زمین شیمیایی و ژنتیکی این تیپ ذخایر در دیگر نقاط جهان [۱۵ و ۲۱]، تاکنون هیچ گونه مطالعه جامعی بر روی زمین شیمی و ژنز نهشته فسفاتی دلیر صورت نپذیرفته است. در این مقاله سعی شده است با تکیه بر نتایج بدست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کائی‌شناسی و یافته‌های زمین شیمیایی، مبادرت به بررسی عوامل زمین‌شناسی موثر در تشکیل نهشته فسفاتی دلیر و در نهایت تعیین ژنز آن گردیده است.

زمین‌شناسی، منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی زیر پهنه‌های ساختاری البرز [۳۷] محدوده دلیر در قسمت شمالی زون البرز مرکزی واقع می‌باشد. این منطقه در حاشیه باختری ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن‌آباد [۷] قرار دارد. واحدهای سنگ چینهای محدوده مورد مطالعه با یک روند خاوری باختری به مسافت حدود ۶۰ کیلومتر از دلیر تا چتن گسترش دارند. رخدادهای تکتونیکی به جز چند مورد، تاثیر قابل ملاحظه‌ای در واحدهای زمین‌شناسی نداشته‌اند (شکل ۱-الف). مهم‌ترین واحدهای چینهای این منطقه به ترتیب قدیم به جدید شامل سازند کهر (نئوپروتروزوئیک بالایی) با سنگ‌شناسی سیلتستون، شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت، سازند سلطانیه (نئوپروتروزوئیک بالایی - کامبرین زیرین) با سنگ‌شناسی دولومیت و شیل، سازند باروت و زاگون (کامبرین زیرین) با سنگ‌شناسی سیلتستون و شیل، سازند لاون (کامبرین زیرین) با سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ، سازند میلا (کامبرین بالایی) با سنگ‌شناسی کربنات، سازند جبرود (کربنیفر) با سنگ‌شناسی کربنات، سازند الیکا (تریاس) با سنگ‌شناسی کربنات، سازند شمشک (ژوراسیک میانی- بالایی) با سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل و سازند کرج (ائوسن میانی- بالایی) با سنگ‌شناسی شیل و توف می‌باشند (شکل ۱-الف و ۱-ب). در این منطقه گذر از سازند کهر به افق‌های جوان‌تر یعنی سازند سلطانیه به صورت تدریجی و در مواردی گسلی است و به مانند دیگر نقاط البرز مرکزی اثری از سازند بایندور دیده نمی‌شود. سازند دولومیتی- شیلی سلطانیه که در این منطقه به صورت صخره‌ساز رخمنون داشته و اغلب ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهد، در تمام منطقه حالت یکنواخت ندارد. این سازند، در این منطقه به مانند برش‌الگو شامل ۵ عضو دولومیت زیرین، شیل زیرین،

توسط شرکت یاد شده تعیین شدند. در نهایت، در این پژوهش برای تفسیرهای زمین‌شیمیایی بهتر مبادرت به محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر گردید.

فرعی، جزئی و نادر خاکی به دست آمده نسبت به شیل پس از آرکن استرالیا (PAAS) به هنجار شده و سپس مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. مقادیر LOI نمونه‌های فسفاتی با اندازه‌گیری وزن نمونه قبل و بعد از حرارت دادن در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته با اندکی تغییرات از ۶ و ۷)

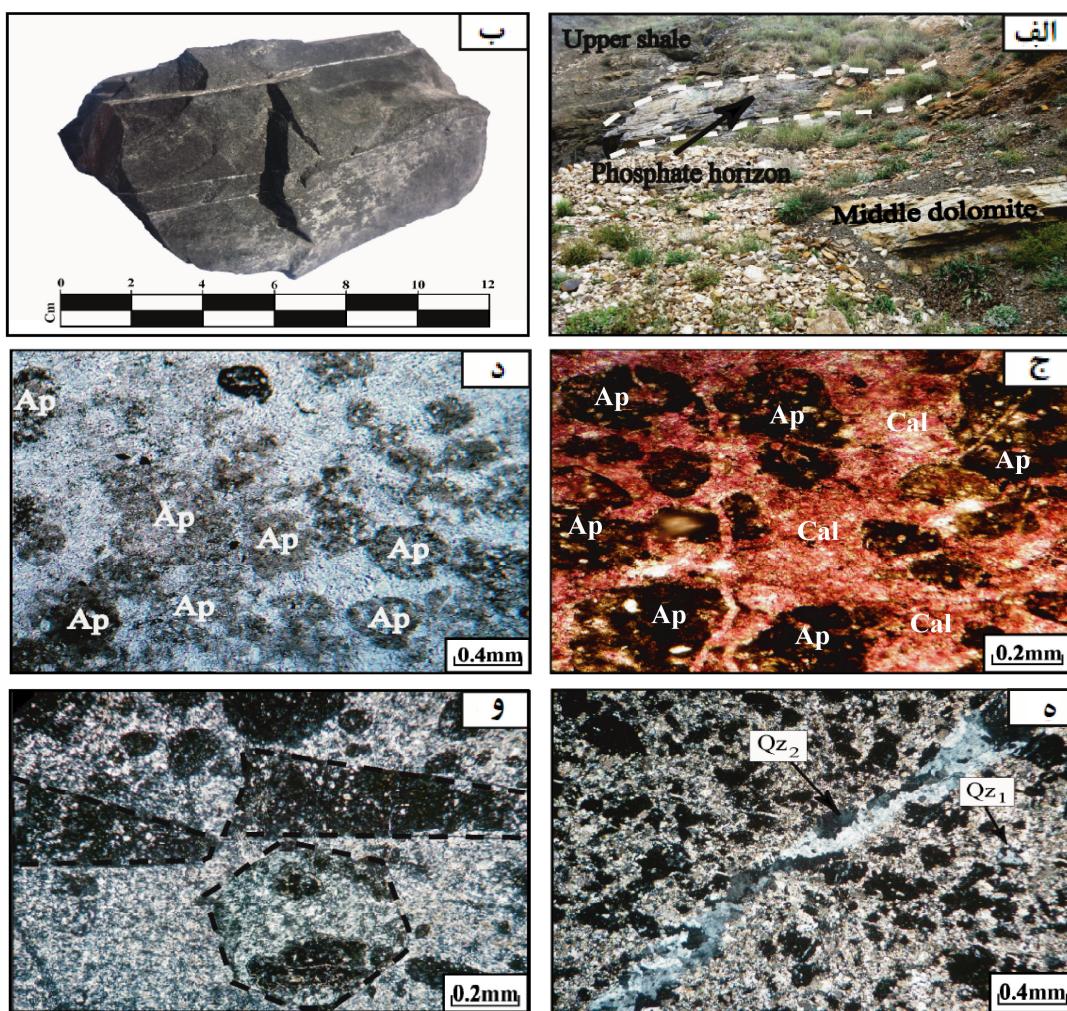
پیریت اغلب به چهار صورت شکل دار، نیمه شکل دار، بی‌شکل و بعضاً "کروی" در نمونه‌های مورد مطالعه حضور دارد. کوارتز عمده‌تاً به شکل ریزدانه (با خاموشی موجی) در متن سنگ و درشت‌دانه در امتداد رگ‌چه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۲ه). ایلیت به عنوان معمول‌ترین کانی رسی همراه با ذخایر فسفاتی، تنها کانی رسی شناسایی شده در این نهشته می‌باشد (شکل ۳).

موسکویت نیز در مقادیر خیلی اندک و آن هم به صورت ذرات خیلی ریز و پولک مانند در مقاطع میکروسکوپی قابل رویت است. از ویژگی‌های میکروسکوپی مهم و قابل ذکر نمونه‌های مورد مطالعه از این نهشته می‌توان به حضور بیوکلاستهای سیلیسی و فسفاتیک در بعضی از مقاطع اشاره نمود (شکل ۲و).

## نتایج

### سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی سنگ فسفات دلیر به صورت یک لایه سیاه رنگ بسیار سخت و چگال قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲الف و ۲ب). با توجه به مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای پراش پرتو X (XRD)، کلسیت فراوان‌ترین کانی افق فسفاتی دلیر بوده (شکل ۲ج و ۳) که به مقدار کمتر توسط کانی‌های فلورورآپاتیت، دولومیت، کوارتز، پیریت، ایلیت و موسکویت همراهی می‌شود. فلورورآپاتیت به عنوان تنها کانی فسفردار در این نهشته به دو فرم، ذرات پلوئید و میکروسوفوریت (گل در جازی ریز دانه فسفاتی) پراکنده در متن دیده می‌شود (شکل ۲د).



شکل ۲. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از نهشته فسفاتی دلیر. (الف و ب) نمایی از افق فسفاتی در صحراء و نمونه دستی، (ج) برش نازک رنگ آمیزی شده با آلیزارین قرمز برای تشخیص کلسیت (Cal) از دولومیت. (د) تصویر میکروسکوپی از فسفات‌های پلوئیدی (Ap). (ه) تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای زیر دانه (Qz<sub>1</sub>) و کوارتزهای درشت رگچه‌ای (Qz<sub>2</sub>). (و) تصویر میکروسکوپی از بیوکلاست‌های فسفاتیک و سیلیسی (حد و مرز آن‌ها با خط چین مشخص شده است). XPL.

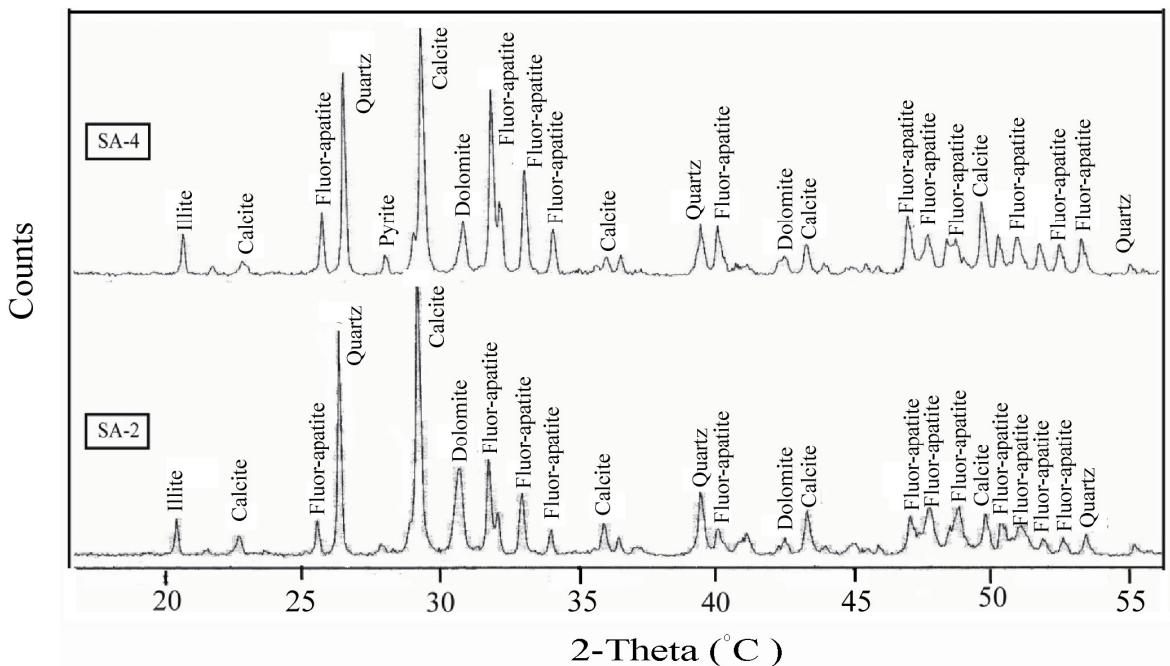
در نمونه‌های نیمرخ مورد بررسی به صورت  $V > Rb > Cr > Cu > Ni > U > As > Sr > Ba > Zn > Y > Pb > Zr$  می‌باشد. الگوی توزیع عناصر اصلی و فرعی به هنجار شده به ترتیب شیل آرکنن پسین استرالیا (PAAS) [۳۸] در نمونه‌های مورد مطالعه، تهی‌شدگی در عناصری نظیر Fe و Nb و Ni و Cu و Co و Zr و Th و Ti و Na و K و Al و Fe و Si شدگی در عناصری چون Ca و Sr و P و Y را در طی فسفات‌زایی نشان می‌دهد (شکل ۴ الف و ۴ ب). الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده به PAAS [۳۸] همراه با استفاده از نمودار دو متغیره  $(Sm/Yb)_{\text{HREE}}$  –  $(Sm/Pr)_{\text{LREE}}$  [۱۴] دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی نسبت به MREE و LREE همراه با رخداد

**زمین‌شیمی**  
نتایج آنالیزهای شیمیایی انجام شده همراه با محدوده آشکارسازی عناصر در جدول (۱) ارائه شده است. با توجه به یافته‌های شیمیایی، میانگین ترتیب فراوانی عناصر اصلی و فرعی در نیمرخ مورد مطالعه به صورت  $\text{Ca} > \text{Si} > \text{P} > \text{C} > \text{Fe} > \text{Al} > \text{S} > \text{K} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Mn} > \text{Ti}$  میزان  $\text{P}_2\text{O}_5$  در نمونه‌ها به طور میانگین  $10/52$  درصد وزنی بوده و مقدار آن دارای بازه تغییراتی از  $5/40$  الى  $18/50$  درصد وزنی است.  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌های فسفاتی دارای میانگین فراوانی  $19/00$  درصد وزنی می‌باشد، به طوری که بازه تغییرات آن از  $8/50$  الى  $53/00$  وزنی در نوسان است. میانگین ترتیب فراوانی عناصر جزئی

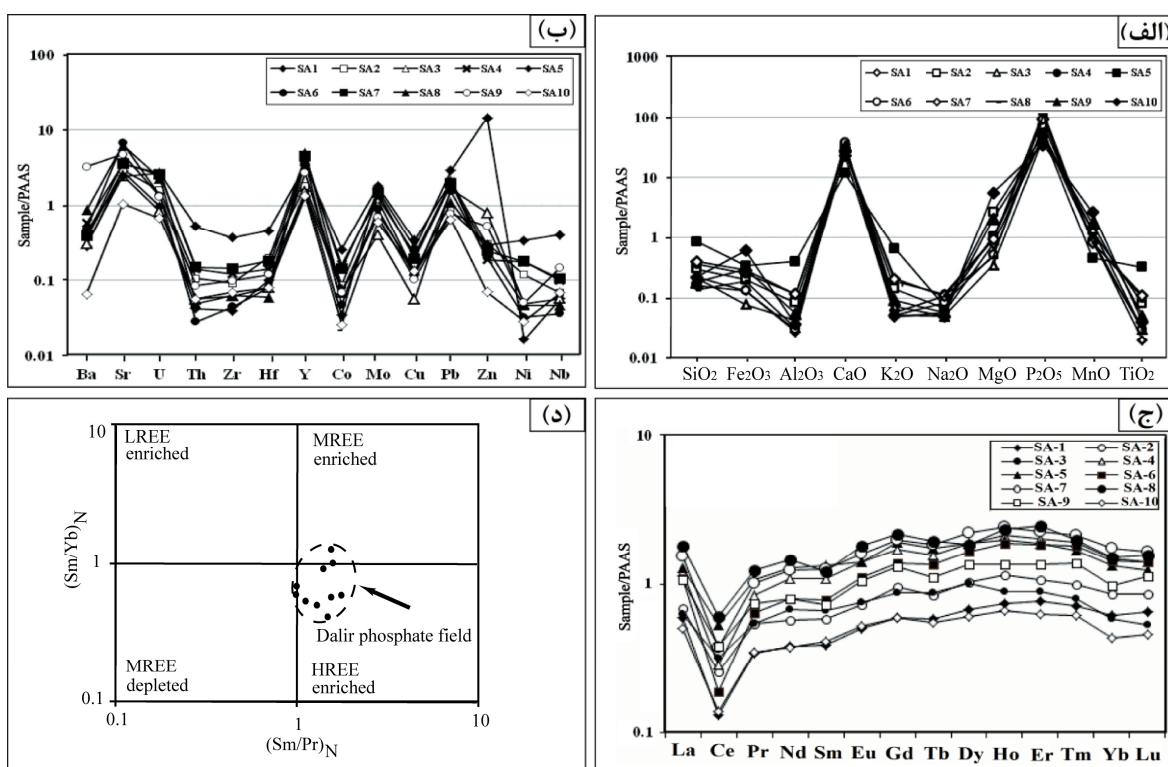
بی‌هنجاری‌های منفی Ce و Yb در طی فسفات‌زایی دارد (شکل ۴ ج و ۵ د).

جدول ۱. ترکیب شیمیایی نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه همراه با محدوده آشکارسازی عناصر، ترکیب شیمیایی شیل آرکئن پسین استرالیا (PAAS) [۳۸] و ترکیب شیمیایی کربنات لیتوسفر (LC) [۳۹]

Detection Limit	SA -1	SA -2	SA -3	SA -4	SA -5	SA -6	SA -7	SA -8	SA -9	-10 SA	PAAS	LC	
SiO <sub>2</sub> (Wt%)	+/-1	13/77	18/84	13/36	22/67	53/02	10/17	25/01	8/51	11/38	13/73	62/80	+/-24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+/-1	+/-2	1/57	+/-8	2/14	7/54	+/-57	2/17	+/-61	1/4	+/-69	16/9+	+/-42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+/-4	+/-8	1/43	+/-6	1/82	2/44	+/-96	2/06	+/-36	2/16	4/21	7.22	+/-38
CaO	+/-1	45/09	1/77	46/41	37/45	15/06	47/91	26/35	48/68	41/21	29/54	1/2	+/-20
MgO	+/-1	1/7-	5/89	+/-7	2/07	2/29	1/12	2/04	1/03	4/57	12/14	2/20	+/-47
Na <sub>2</sub> O	+/-1	+/-7	+/-8	+/-6	+/-4	+/-9	+/-10	+/-13	+/-13	+/-7	+/-6	1/10	+/-004
K <sub>2</sub> O	+/-1	+/-18	+/-52	+/-27	+/-70	2/41	+/-19	+/-76	+/-21	+/-34	+/-19	+/-21	+/-027
TiO <sub>2</sub>	+/-1	+/-2	+/-8	+/-3	+/-0	+/-32	+/-03	+/-11	+/-03	+/-05	+/-4	3/7	+/-004
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	+/-1	7/91	8/14	7/25	18/5	7/51	11/64	14/75	17/44	6/73	5/4	+/-16	+/-004
MnO	+/-1	+/-1	+/-4	+/-5	+/-9	+/-5	+/-10	+/-9	+/-9	+/-19	+/-29	+/-11	+/-011
LOI	+/-1	29/3	27/3	20/2	14/10	9/10	27/00	16/40	21/6	31/8	33/4	6/0	-
Sum	-	99/65	99/77	99/86	99/8	99/83	99/75	99/81	99/81	99/53	99/75	-	-
Ba(ppm)	1/00	185/00	242/00	196/00	378/00	294/00	312/00	256/00	567/00	2115/00	43/00	65/00	+/-00
Co	+/-2	+/-8	2/00	1/70	3/70	5/90	1/10	3/30	1/60	1/60	6/00	23/00	+/-10
Ni	2+/-00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	55/00	20/00
Ga	+/-5	1/30	2/20	1/40	2/00	11/10	1/20	3/30	1/20	2/00	2/20	20/00	4/00
Hf	+/-1	+/-5	1/00	+/-4	+/-70	2/30	+/-40	+/-90	+/-30	+/-60	+/-40	5/00	+/-30
Nb	+/-1	1/10	1/30	1/10	1/90	7/70	+/-70	2/00	+/-90	2/80	1/30	-	+/-30
Sr	+/-5	566/70	598/00	493/20	706/30	487/40	1228/00	716/50	1255/00	943/60	209/10	200/00	61/00
Ta	+/-1	+/-5	+/-5	+/-5	+/-0	+/-60	+/-10	+/-10	+/-10	+/-10	-	9/00	-
Th	+/-2	+/-6	1/50	+/-8	2/00	7/40	+/-40	2/10	+/-70	1/20	+/-80	14/60	+/-04
U	+/-1	3/00	4/90	2/60	8/20	8/30	4/20	7/90	7/10	4/10	2/10	3/10	2/20
V	1/00	4/00	12/00	4/00	14/00	50/00	4/00	19/00	4/00	10/00	4/00	150/00	20/00
W	+/-5	+/-5	+/-25	+/-25	+/-70	1/40	+/-25	+/-25	+/-60	1/00	2/70	+/-60	-
Zr	+/-1	8/40	+/-19	13/00	25/70	78/20	9/40	30/20	13/40	20/90	15/70	21/00	19/00
Y	+/-1	22/10	48/60	41/00	10/70	91/50	100/80	120/50	134/20	773/10	36/20	27/00	30/00
Mo	+/-1	1/60	1/20	+/-40	1/30	1/80	+/-90	1/50	+/-80	+/-70	1/00	+/-40	-
Cu	+/-1	13/60	6/20	2/80	11/10	17/10	5/80	9/80	6/80	5/20	6/60	50/00	4/00
Pb	+/-1	58/20	17/00	23/40	41/00	41/70	3/10	28/70	22/10	10/50	17/10	-	9/00
Zn	1/00	1251/00	26/00	68/00	16/00	25/00	17/00	21/00	22/00	45/00	6/00	85/00	20/00
Ni	+/-1	+/-9	5/60	2/70	9/70	18/70	1/80	9/80	2/80	1/60	1/60	55/00	20/00
La (ppm)	6/00	22/60	26/50	23/90	46/20	49/10	41/50	58/80	69/40	40/90	19/30	38/20	+/-30
Ce	+/-1	1/40	2/16	25/50	22/80	42/50	15/10	20/20	48/00	30/30	1/90	79/60	-
Pr	+/-2	3/05	4/77	4/75	7/28	9/38	5/69	8/89	10/83	6/52	3/11	8/83	1/10
Nd	+/-3	12/90	19/50	22/80	36/80	43/60	27/00	42/00	49/20	36/80	12/80	33/90	4/70
Sm	+/-5	2/11	3/24	2/68	6/2	7/35	4/31	6/92	6/75	4/6	2/30	50/00	1/30
Eu	+/-2	+/-4	3/79	+/-1	1/51	1/52	1/19	1/73	1/96	1/13	+/-6	1/8	+/-20
Gd	+/-5	2/78	4/23	4/8	7/95	8/91	6/36	2/28	1/11	6/08	2/79	4/56	1/30
Tb	+/-1	+/-45	+/-58	+/-8	1/22	1/35	1/4	1/44	1/52	+/-86	+/-43	+/-74	+/-20
Dy	+/-5	3/15	4/77	4/75	8/78	8/77	7/76	10/34	8/56	6/28	2/184	4/68	+/-90
Ho	+/-2	+/-17	1/14	+/-8	2/10	1/96	1/86	2/41	2/22	1/35	+/-66	+/-93	+/-30
Er	+/-3	2/18	3/14	2/62	5/77	5/31	5/28	6/48	7/1	2/182	1/80	2/85	+/-50
Tm	+/-3	+/-29	+/-40	+/-22	+/-77	+/-68	+/-74	+/-17	+/-81	+/-56	+/-25	+/-40	+/-4
Yb	+/-5	1/74	2/40	1/66	4/20	2/72	4/02	4/88	4/29	2/75	1/23	2/82	+/-50
Lu	+/-1	+/-28	+/-27	+/-23	+/-61	+/-53	+/-61	+/-11	+/-68	+/-49	+/-20	+/-433	+/-20
Total/S(Wt%)	+/-2	+/-28	+/-50	+/-86	1/03	+/-61	1/19	+/-86	+/-40	+/-81	+/-65	+/-28	+/-50
Total/C (ppm)	+/-2	29+/-00	26+/-00	23+/-00	200+/-00	170+/-00	140+/-00	110+/-00	80+/-00	50+/-00	20+/-00	-	-



شکل ۳. نمودارهای آنالیز پراش پرتو X (XRD) در دو نمونه فسفاتی منطقه مطالعه

شکل ۴. الگوی تغییرات عناصر به هنجار شده به ترکیب PAAS [۳۸] برای نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه: (الف) الگوی تغییرات عناصر اصلی، (ب) الگوی تغییرات عناصر جزئی، (ج) الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی، و (د) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار دو متغیره [۱۶]  $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}} - (\text{Sm}/\text{Pr})_{\text{N}}$

نمودار دو متغیره  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ -  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  [شکل ۷] و نیز حضور پیریت در نمونه‌ها، دلالت بر حاکم بودن یک محیط فاقد اکسیژن ناشی از تجزیه مواد آلی در طی تکوین این نهشته دارد [۲۶]. غنی‌شدگی Mg در برخی از نمونه‌های فسفاتی ناشی از تجزیه مواد آلی در طی تکوین این نهشته دارد [۲۶]. غنی‌شدگی Mg (شکل ۴) می‌تواند ناشی از وجود دولومیت و یا جانشینی  $\text{Ca}^{2+}$  (شعاع یونی ۰/۹۹ آنگستروم) توسط  $\text{Mg}^{2+}$  (شعاع یونی ۰/۶۶ آنگستروم) در ساختمان آپاتیت باشد. همچنان، حضور این عنصر در مقادیر نسبتاً قابل ملاحظه نشان دهنده یک منبع گرمابی برای نهشته است. این جانشینی می‌تواند مانع از تشکیل بلور آپاتیت شده و رشد بلور آپاتیت را در طی تکوین نهشته به تأخیر اندازد [۳۳]. به نظر می‌رسد که همین عامل یکی از علل پایین بودن عیار فسفات در نهشته دلیر باشد. عناصر Zr، Th و Ta، Nb، Hf، Zr و Ti می‌باشند [۳۰] (شکل ۸). بررسی رفتاری مشابه با Al و C با Ta، Nb، Hf، Zr، -Ta، Nb، Hf، Zr، -Al و Ti با C را در طی فسفات‌زایی در منطقه دلیر آشکار می‌نماید (شکل ۹). به نظر می‌رسد که حضور مقادیر قابل ملاحظه‌ای از کمپلکس‌های آلی توانسته است باعث انتقال و تهی‌شدگی این عنصر در محیط تشکیل نهشته شود [۳۰]. در نمونه‌های مورد مطالعه Mo و Pb نسبت به PAAS (جدول ۱ و شکل ۴ ب) و عنصر Cu نسبت به Cd نسبت به کربنات‌های میانگین Liتوسفر [۱۱] غنی‌شدگی نشان می‌دهند (جدول ۱). بررسی نحوه تغییرات عناصر Mo, Ni و Cu در نیمرخ مورد مطالعه (به عنوان نماینده این گروه) با S، حکایت از همبستگی مثبت این عنصر با S در طی فرآیندهای فسفات‌زایی دارد (شکل ۹). با توجه به موارد یاد شده می‌توان ادعا نمود که در طی تکوین این نهشته، این عنصر توسط مواد آلی جذب و در طی تجزیه ترکیبات آلی و احیاء سولفات ناشی از فرآیندهای باکتریایی، از مواد آلی آزاد و در فاز سولفیدی جانشین شده‌اند [۳۱]. تهی‌شدگی Al و Zr نسبت به PAAS (شکل ۴ الف و ۴ ب) می‌بین کمبود فاز آواری و تشکیل این نهشته در یک محیط آرام می‌باشد [۲۵]. غنی‌شدگی U در برخی از نمونه‌های نیمرخ مورد بررسی نسبت به PAAS (شکل ۴ ب) می‌تواند ناشی از حاکم بودن شرایط احیایی و وجود کانی

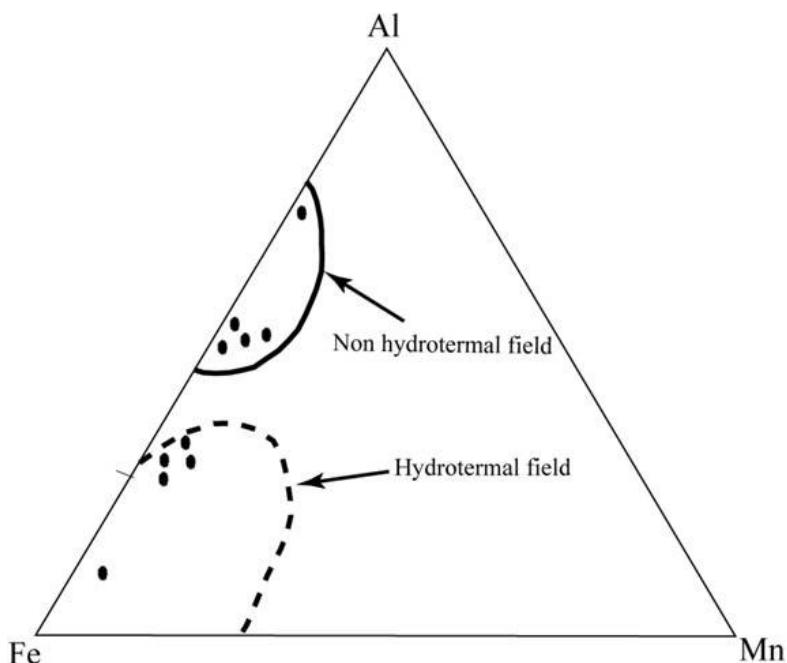
## بحث

بررسی ژنز نهشته با استفاده از شواهد میکروسکوپی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بررسی‌های انجام شده نشان داده است که  $\text{SiO}_2$  یک فاکتور مضر در فرآوری فسفات محسوب می‌شود. حداقل ۵ مقدار  $\text{SiO}_2$  برای تهیه اسید فسفریک در حدود ۳ الی ۵ درصد وزنی و برای تولید سوپر فسفات  $> 10$  درصد وزنی ۵۳/۰ می‌باشد [۵]. وجود  $\text{SiO}_2$  در بازه‌ای از ۸/۵۰ الی ۵/۳۰ درصد وزنی در نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه، فرآوری فسفر کائسنس‌گاهای این نهشته را با مشکل مواجه می‌کند. مقدار  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌های فسفاتی دلیر نسبت به مقدار  $\text{SiO}_2$  موجود در کربنات‌های میانگین Liتوسفر ۰/۰۲۴ درصد) [۳۹] (جدول ۱) و فسفات‌های حاشیه پرو ۵-۳۱ درصد) [۳۹] (جدول ۱) غنی‌شدگی دارد. با توجه به مطالعات میکروسکوپی، حضور کوارتزهای ریز دانه با خاموشی موجی می‌تواند دلیلی بر عملکرد شدید فرآیندهای دیاژنتیک در طی تکوین نهشته باشد. با توجه به همراهی نهشته‌های فسفاتی عهد حاضر با چرت‌ها، می‌توان ادعا نمود که کوارتزهای ریز دانه موجود در نمونه‌های فسفاتی دلیر در ابتدا به احتمال فراوان سیلیس‌های بی‌شکلی بوده‌اند که در طی فرآیندهای دیاژنتیک به دلیل ناپایداری سیلیس به فرم کوارتزهای ریز بلور در متن سنگ متبلور شده‌اند. در حال حاضر برای این چرت‌ها دو منشا گرمابی و بیوژنیک را در نظر می‌گیرند [۱۱]. ترسیم داده‌های تجزیه‌ای در نمودار سه متغیره Al-Fe-Mn [۸] حکایت از آن دارد که هر دو فرآیند گرمابی و غیر گرمابی می‌تواند در تکوین نهشته دلیر نقش داشته باشد (شکل ۵). غنی‌شدگی تؤام عنصر Mg، Sr و Mn در نمونه‌های فسفاتی دلیل و استدلال محکمی بر تأثیر فرآیندهای گرمابی در تشکیل این نهشته است [۲۶]. همچنان، نحوه توزیع و تمرکز داده‌های شیمیایی در نمودار دو متغیره  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  [۹] (شکل ۶) تأثیر عوامل زیستی (به عنوان عامل غیرگرمابی) را در تکوین نهشته محرز می‌سازد. قرارگیری نمونه SA-5 در محدوده آواری در این نمودار می‌تواند ناشی از وجود کانی ایلیت باشد.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های فسفاتی، دارای بازه تغییراتی از ۰/۵۶ الی ۴/۳۱ درصد وزنی با میانگین فراوانی ۱/۰۸ درصد وزنی است (جدول ۱). تهی‌شدگی این عنصر نسبت به PAAS (شکل ۴ الف) همراه با بررسی موقعیت نمونه‌های فسفاتی در

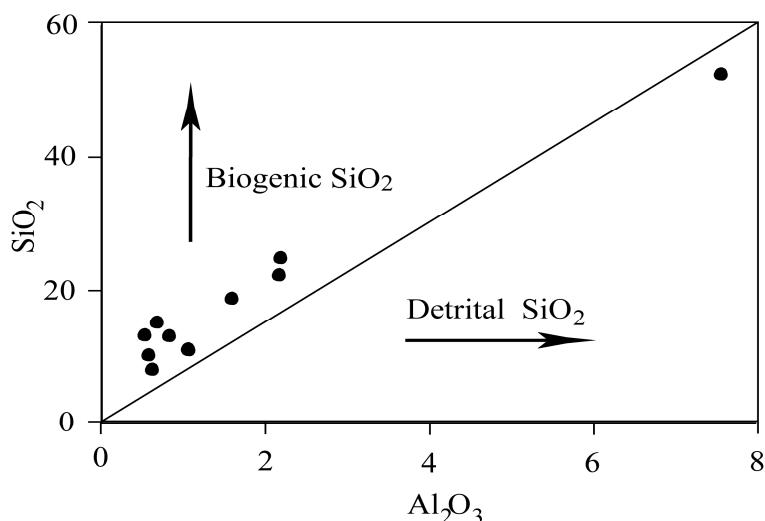
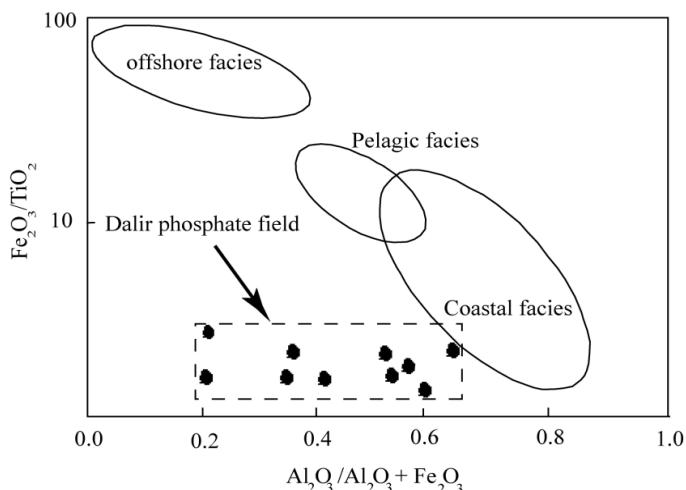
تغیریق و غنی‌شدگی HREE نسبت به MREE و LREE همراه با رخداد بی‌هنجاری منفی Ce و Yb در طی فسفات‌زایی از دیگر سیماهای جالب در این نهشته می‌باشد (شکل ۴ ج و ۴ د). این الگو در اغلب فسفریت‌های قدیمی‌تر از مزوژوئیک معمول بوده و در فسفات‌های کامبرین جنوب چین و فسفات‌های بیوژنیک هندوستان نیز گزارش شده است. الگوی مشاهده شده به عقیده شیل و استیل [۳۵] و فلیتین و مراد [۱۳] به ترتیب شاخص محیط‌های دیاژنتیکی و ناشی از جذب ترجیحی REEs توسط مواد آلی و انتقال آن‌ها به کانی فسفاتی (آپاتیت) در طی مراحل اولیه دیاژنز توسط آب‌های منفذی می‌باشد. همچنین، مقادیر REE در نمونه‌های فسفاتی (۹۵/۳۷٪ ۳۵۶/۲۴ ppm) نسبت به میانگین فسفریت‌های جهان (۶۲۲ ppm) [۱۰] تهی‌شدگی نشان می‌دهند که به عقیده گارنیت و همکاران [۱۴] این تهی‌شدگی می‌تواند مرتبط با تهنشینی فسفات در یک محیط بسته و محدود بوده و به عقیده جان و همکاران [۲۱] ناشی از نرخ پایین رسوبگذاری مواد آواری در محیط تهنشست می‌باشد.

آپاتیت در محیط پایدار آپاتیت در ساختمان آپاتیت، شعاع یونی  $U^{4+}$  جانشینی می‌باشد. در ساختمان آپاتیت، شعاع یونی  $U^{4+}$  با  $Ca^{2+}$  را فراهم می‌سازد [۳۶]. شعاع یونی مشابه  $Na^+$  و  $U^{4+}$  (هر دو ۹۷/۰ آنگستروم) جانشینی دوگانه  $Na^+$  و  $U^{4+}$  به جای  $2Ca^{2+}$  را پیشنهاد می‌کند. همچنین همبستگی مثبت و متوسط تا خوب بین U با Al (۰/۶۷)، Si (۰/۸۵) و K (۰/۸۲) پیشنهاد می‌نماید که توزیع این عنصر در نهشته به طور بخشی توسط توزیع کانی ایلیت کنترل شده است [۱۰].

یکی از شرایط لازم برای حوضه‌های مناسب جهت تشکیل نهشته‌های فسفاتی، آب‌های با شوری نرمال می‌باشد [۳۶]. عناصر Na و K معرف درجه شوری حوضه هستند [۲۱]. در نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه  $Na_2O$  و  $K_2O$  به ترتیب با میانگین فراوانی ۰/۰۹۳ و ۰/۵۷۷ درصد نشان دهنده شوری مناسب در طی تهنشینی این نهشته می‌باشند. البته با توجه به قابلیت اتحلال این عناصر، مقداری از آن‌ها به احتمال فراوان در اثر عملکرد فرایندهای دیاژنتیکی از محیط خارج شده‌اند [۲۱].



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های فسفاتی دلیر در نمودار سه متغیره Al-Fe-Mn [۲۲] برای تعیین منشأ اجزای تشکیل دهنده

شکل ۶. موقعیت نمونه‌های فسفاتی دلیر در نمودار دو متغیره  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ شکل ۷. موقعیت نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه در نمودار دو متغیره  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  -  $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$ 

۰/۵۴. این نسبت نشان دهنده حاکم بودن شرایط بی‌هوایی، مقادیر  $0/۵۴$ - $0/۴۴$ - $0/۴۰$  می‌بین شرایط نیمه‌هوایی و نسبت‌های  $<0/۸۲$  غالباً بودن شرایط هوایی در طی تشکیل نهشته فسفاتی می‌باشد [۲۴، ۲۰ و ۱۷]. محاسبه نسبت یاد شده در نمونه‌های مورد مطالعه بازه‌ای از  $0/۷۸$  الی  $0/۰۵۹$  را نشان می‌دهد (جدول ۲) که دلالت بر حاکم بودن شرایط محیطی بی‌هوایی در تکوین نهشته فسفات دلیر دارد. دومین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این پژوهش نسبت  $\text{U}/\text{Th}$  در نمونه‌های فسفاتی است [۴۱]. بررسی‌ها مشخص نموده است که مقادیر  $0/۰-2$  برای این نسبت می‌بین حاکمیت شرایط بی‌هوایی در تشکیل نهشته است. در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت دارای بازه‌ای از  $0/۰۵۴$  الی  $0/۰۸۲$  می‌باشد (جدول ۲). این نسبت

#### بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی نهشته با استفاده از نسبت‌های عنصری

در این پژوهش برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل نهشته فسفات دلیر از شاخص‌های مختلف زمین‌شیمیایی استفاده گردید. برای تفسیر بهتر در این بخش از اصطلاحات هوایی، نیمه‌هوایی و بی‌هوایی استفاده شده است که به ترتیب معادل با محیط‌های oxic (۰ الی ۲ میلی‌لیتر اکسیژن بر لیتر)، dysoxic (۲ الی ۸ میلی‌لیتر اکسیژن بر لیتر) و suboxic-anoxic (صفراً میلی‌لیتر اکسیژن بر لیتر) می‌باشند [۳۲ و ۴۰]. اولین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این مطالعه بررسی نسبت  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  در نمونه‌های فسفاتی می‌باشد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر  $0/۰-0/۸۲$

[۲۳]، لذا جهت ارزیابی pH محیط تشکیل فسفات دلیر می‌توان از بی‌هنجرای Eu/Eu\* استفاده نمود. مقادیر <1> این نسبت دلالت بر حاکمیت شرایط اسیدی و مقادیر >1 دلالت بر حاکمیت شرایط قلیایی دارد. مقادیر عددی این بی‌هنجرای در نمونه‌های فسفاتی از ۰/۸۸ الی ۰/۱۰۴ در تغییر است. بنابراین شرایط اندکی اسیدی تا خنثی در روند تشکیل این نهشته محتمل می‌باشد. ششمین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این بررسی نسبت Y/Ho می‌باشد. بررسی‌های صورت گرفته آشکار نموده‌اند که یکی از فاکتورهای مؤثر دیگر در تشکیل نهشته‌های رسوبی فسفات وجود یک محیط آرام با نرخ کم رسوبگذاری مواد آواری است [۳۶]. جهت ارزیابی این فاکتور می‌توان از نسبت Y/Ho استفاده نمود [۲۹]. این نسبت که در آب‌های اقیانوسی دارای بازه‌ای از ۴۴ الی ۷۶ می‌باشد، شاخص بسیار خوبی برای بیان نرخ رسوبگذاری مواد آواری در محیط رسوبگذاری است [۲۹]. ارقام >۳۵ می‌باشند که نشان دهنده کمبود رسوبگذاری مواد آواری در محیط تنه‌شینی است. این نسبت در نیم‌رخ مورد بررسی دارای بازه تغییراتی از ۴۲/۶۳ الی ۵۷/۸۴ (جدول ۲) می‌باشد که مبین یک محیط آرام در حین تشکیل این نهشته است. هفتمین شاخص زمین‌شیمیایی مورد استفاده در این مطالعه نسبت Sr/Ba می‌باشد. این نسبت شاخص خوبی برای بیان درجه شوری حوضه است. در آب‌های شیرین >1 مقدار آن <1> و در آب‌های اقیانوسی مقدار آن <1> می‌باشد. معمولاً با افزایش درجه شوری حوضه مقدار آن نیز افزایش می‌یابد [۱۹]. این نسبت در نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه دارای میانگین ۲/۶۱ و بازه تغییراتی از ۰/۴۵ الی ۴/۸۶ می‌باشد که یک محیط با شوری نرمال را برای تشکیل نهشته فسفات دلیر پیشنهاد می‌کند.

پیشنهاد کننده شرایط بی‌هوایی برای تشکیل و توسعه نهشته است. سومین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این مطالعه محاسبه مقادیر  $Mn^* = \log [(Mn_{sample}/Mn_{shale})/(Fe_{sample}/Fe_{shale})]$  [۲۹] در نمونه‌های فسفاتی می‌باشد. بررسی‌های انجام شده روشن می‌سازند که تفاوت در قابلیت انحلال Mn و Fe می‌تواند در مرز اکسیداسیون-احیاء منجر به تفریق این دو عنصر گردد، به طوری که مقادیر مثبت و منفی رابطه یاد شده به ترتیب مبین حاکم بودن شرایط هوایی و بی‌هوایی در تشکیل ذخیره می‌باشد [۲۹]. محاسبات انجام شده بازه‌ای از ۰/۷۵ الی ۱/۸۷ (جدول ۲) را برای نهشته فسفات دلیر نشان می‌دهند که به نوبه خود دلیلی بر حاکمیت شرایط بی‌هوایی برای تشکیل نهشته دلیر هستند. چهارمین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این مطالعه محاسبه بی‌هنجرای Ce در نمونه‌های فسفاتی با استفاده از رابطه ۱ زیر بوده است [۳۸] :

$$Ce/Ce^* = (2Ce_{\text{Phosphate}}/Ce_{\text{PAAS}})/$$

(La<sub>Phosphate</sub>/La<sub>PAAS</sub> + Pr<sub>Phosphate</sub>/Pr<sub>PAAS</sub>) رابطه ۱  
نسبت <1> برای این شاخص نشان دهنده شرایط بی‌هوایی و نسبت >1 نشان دهنده شرایط هوایی است. در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت دارای بازه تغییراتی از ۰/۵۵ الی ۰/۰۵ می‌باشد (جدول ۲) که پیشنهاد کننده یک محیط بی‌هوایی برای تشکیل نهشته فسفات دلیر است. پنجمین شاخص زمین‌شیمیایی استفاده شده در این پژوهش محاسبه بی‌هنجرای Eu با استفاده از رابطه ۲ زیر بوده است [۳۸] :

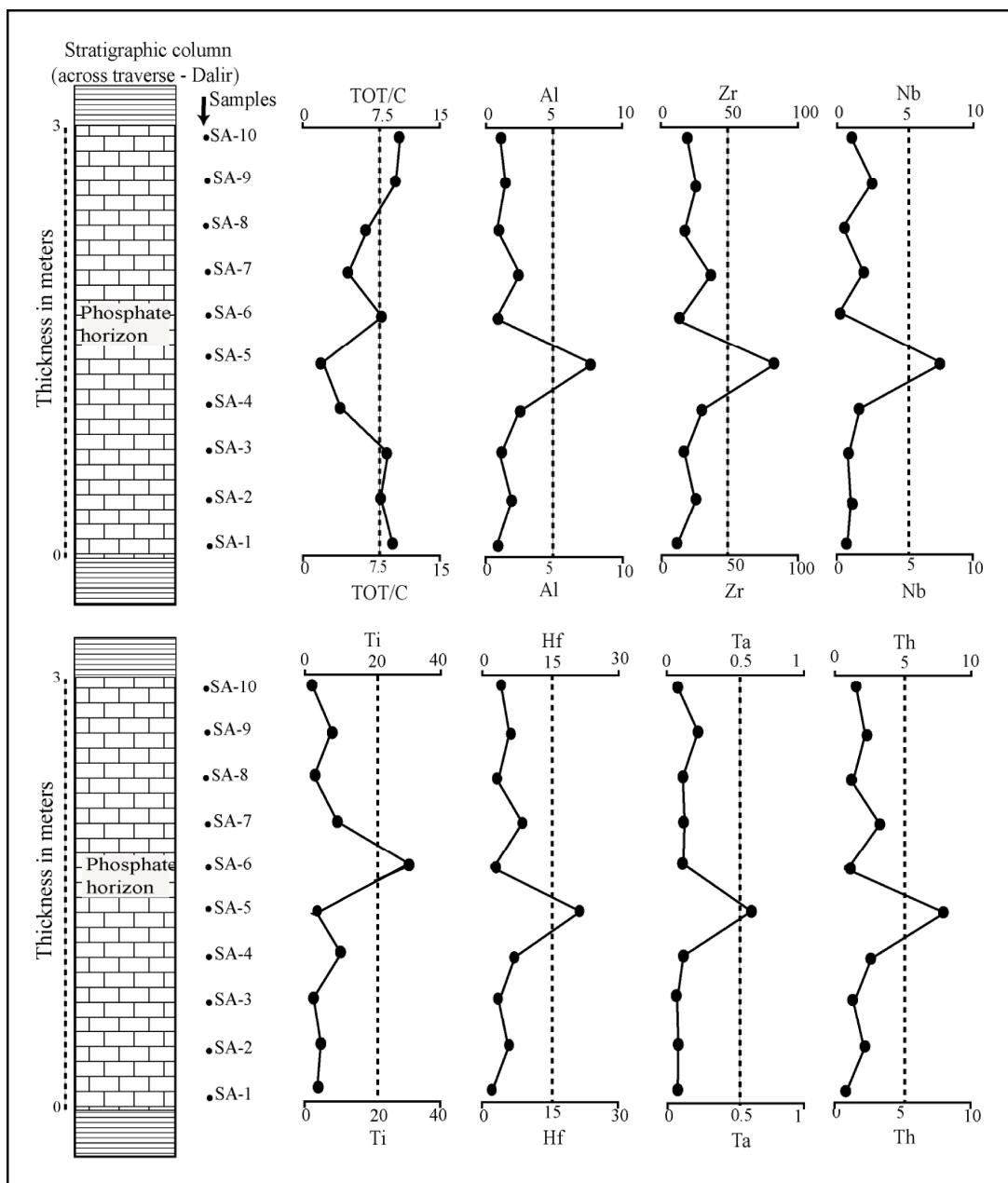
$$Eu/Eu^* = (Eu_{\text{Phosphate}}/Eu_{\text{PAAS}})/$$

$\sqrt{(Sm_{\text{Phosphate}}/Sm_{\text{PAAS}} + Gd_{\text{Phosphate}}/Gd_{\text{PAAS}})}$  رابطه ۲

مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که نهشته‌های رسوبی فسفات به مانند کربنات‌ها در محلول‌های قلیایی و خنثی پایدار و در محلول‌های اسیدی انحلال پذیر می‌باشند

جدول ۲. شاخص‌های زمین‌شیمیایی به کار گرفته شده برای نمونه‌های فسفاتی مورد مطالعه

	SA -1	SA -2	SA -3	SA -4	SA -5	SA -6	SA -7	SA -8	SA -9	SA -10
Th/U	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۲۹	۰/۳۸
V/V+Ni	-	۰/۶۵	-	۰/۵۹	۰/۷۳	-	۰/۶۶	-	۰/۷۸	-
Y/Ho	۵۶/۸۹	۴۲/۶۳	۴۶/۵۹	۵۰/۹۵	۴۶/۶۸	۵۴/۱۹	۵۰/۰۰	۵۷/۸۴	۵۴/۱۵	۵۴/۸۵
Mn*	-۱/۱۶	-۱/۱۹	-۰/۷۵	-۱/۴۹	-۱/۸۷	-۱/۱۷	-۱/۵۴	-۱/۳۶	-۱/۲۴	-۱/۳۵
Sr/Ba	۳/۰۶	۲/۴۷	۲/۵۲	۱/۸۷	۱/۶۶	۴/۲۵	۲/۸۰	۲/۲۱	۰/۴۵	۴/۸۶
Eu/Eu*	۱/۰۴	۰/۹۸	۰/۹۸	۱/۰۳	۰/۸۸	۱/۰۷	۱/۰۲	۱/۱۲	۱/۰۷	۱/۰۴
Ce/Ce*	۰/۲۸	۰/۴۲	۰/۵۵	۰/۲۸	۰/۴۵	۰/۲۲	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۳۲



شکل ۸. تغییرات عناصر Th و Ta .Hf .Ti ، Nb، Zr، Al و C در عرض نیمرخ مورد مطالعه و مقایسه آن با روند تغییرات

که فاز  $p_2$  آن معادل با پالئوتیس می‌باشد [۳۴]. با مقایسه موقعیت چینه‌شناسی نهشته فسفاتی دلیر با برخی از نهشته‌های فسفاتی حاضر در آسیا و اقیانوسه می‌توان آن را با فسفات‌های کامبرین زیرین جنوب چین، هندوستان و قراقستان هم ارز دانست (شکل ۱۰).

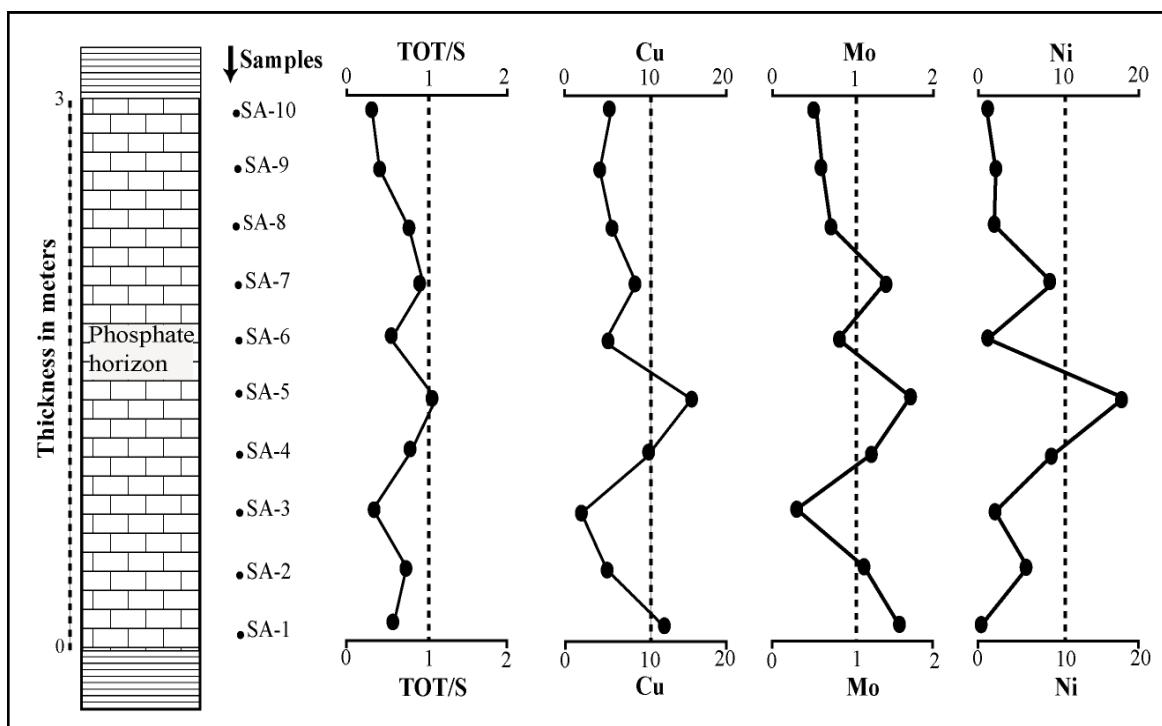
تاکنون دو مدل اصلی برای تشکیل نهشته‌های فسفاتی در جهان ارائه شده است [۱۲]. در مدل اول نهشته‌های فسفاتی تحت تأثیر جریان‌های بالارو (upwelling) در

مدل ژنتیکی با نگاهی به ادوار فسفات‌زایی جهان این موضوع به وضوح آشکار می‌گردد که اغلب این ادوار با حرکات صفحات لیتوسفری و رخدادهای مهم کوه‌زایی، افزایش هوایی، فرسایش ناشی از آن و بالا آمدگی سطح دریا همراه بوده‌اند [۲۷ و ۳۴]. دوره فسفات‌زایی پرکامبرین پسین کامبرین جهان به سه فاز وندین-ریفتان (P1)، کامبرین زیرین (P2) و کامبرین میانی (P3) قابل تقسیم‌بندی است

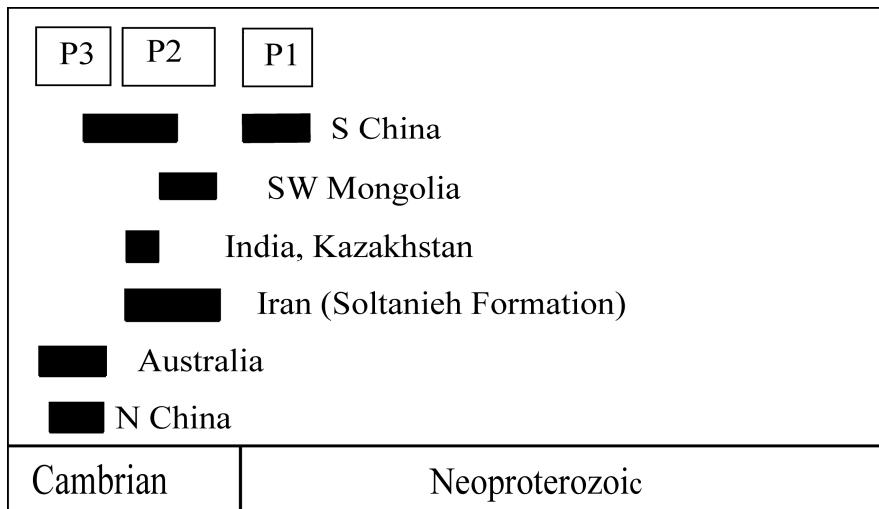
استروماتولیتی در زیر افق فسفاتی (این توالی محیط هوازی را تا قبل از تشکیل این افق پیشنهاد می‌کند) وجود شیلهای سیاه رنگ در بالای نهشته فسفاتی، یک محیط آرام فاقد اکسیژن با نرخ کم رسوب‌گذاری مواد آواری، شوری نرمال و متاثر از محلول‌های گرمابی را برای نهشته فسفات دلیر پیشنهاد می‌کند. به نظر می‌رسد که چنین محیطی با پدید آمدن یک فلاٹ حاشیه‌دار گسترشده در پالثوتیس (دریایی باز) همراه با جریان‌های محدود اقیانوسی در لبه شمالی گندوانا فراهم گردیده است. آب‌های این حوضه به علت داشتن یک سکو به طور محدود با جریان‌های اقیانوسی بالارو در ارتباط بوده و به صورت لایه‌ای از هوازی در سطح تا بی‌هوازی در کف حوضه در تغییر بوده اند (شکل ۱۱). با توجه به باور فعلی مبنی بر عملکرد ضعیف رخداد معادل با کاتانگایی در ایران، به نظر می‌رسد یکی از علل اصلی پایین بودن عیار فسفات در افق فسفاتی حاضر در سازند سلطانیه عملکرد ضعیف این رخداد و تشکیل این افق در یک محیط محصور تحت تأثیر جریان‌های بالارو باشد که باعث گردیده است که فسفات با غلظت کم و به صورت محدود وارد محیط تهنشینی گردد.

اعماق فلاٹ قاره تشکیل می‌شوند. در مدل دوم نهشته‌های فسفاتی در طی بالا آمدن سریع سطح دریا پس از تشکیل نهشته و جابجایی و تهنشینی مجدد فسفات (reworking) در اعمق کم به وجود می‌آیند. شواهدی نظیر عیار پایین، حضور مواد آلی، رنگ سیاه کانسنگ‌ها، وجود میکروسفوریت، عدم شناسایی گلوکونیت، وجود ذرات پلئیدی بدون ساختمان داخلی، نبود ذرات آواری فراوان تشکیل نهشته فسفاتی دلیر را تحت تأثیر جریان‌های بالارو را پیشنهاد می‌کند و مدل جابجایی و تهنشینی مجدد را برای تشکیل آن منتفی می‌سازد.

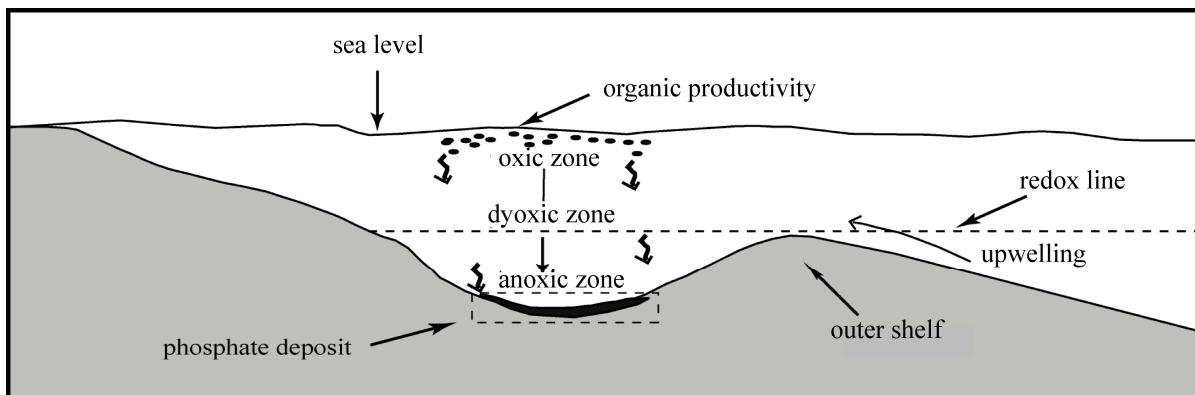
در مورد فسفات‌های کامبرین آسیا این عقیده وجود دارد که هم زمان با رخداد کوهزایی معادل با رخداد کاتانگایی در آسیا، حرکت صفحات لیتوسفری و جریان‌های بالارو منجر به افزایش مواد مغذی در اقیانوس پالثوتیس و تولیدات ارگانیکی شده‌اند [۳۴]. با توجه به محتوای بالای کربن و گوگرد، رنگ سیاه کانسنگ، وجود میکروسفوریت و آثار و بقایای مواد آلی همراه با بررسی‌های ایزوتوپی  $^{13}\text{C}$  [۲۲] می‌توان افزایش مواد مغذی و تولیدات مواد ارگانیکی در زمان تشکیل افق فسفاتی دلیر را محتمل دانست. از طرفی الگوی توزیع عنصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی و نسبت‌های عنصری وجود توالی



شکل ۹. تغییرات  $\text{S}$ ،  $\text{Cu}$ ،  $\text{Mo}$  و  $\text{Ni}$  در عرض نیمرخ مورد مطالعه و مقایسه آن با روند تغییرات



شکل ۱۰. فازهای فسفوژنیک نئوپروتروزوفیک پسین- کامبرین پیشین در آسیا و اقیانوسیه [۳۴] و موقعیت افق فسفاتی سازند سلطانیه در آن



شکل ۱۱. مدل پیشنهادی برای تشکیل نهشته فسفاتی دلیر

۴- الگوی توزیع REE‌های به هنجار شده به PAAS همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Ce و Yb نشان می‌دهند که فرایندهای دیاژنتیک همراه با آب‌های منفذی نقش ارزنده‌ای در تشکیل این نهشته ایفا نموده‌اند. افزون بر این، تهی‌شدگی مقادیر REE نسبت به میانگین فسفریت‌های جهان نیز میان تهنشینی فسفات در یک محیط بسته و محدود و نرخ پایین رسوبگذاری مواد آواری در طی توسعه فرایند فسفات‌زایی در منطقه دلیر می‌باشد.

۵- رخداد و عملکرد ضعیف فاز کاتانگایی در ایران و جانشینی  $\text{Ca}^{2+}$  به جای  $\text{Mg}^{2+}$  در ساختمان آپاتیت دو فاکتور احتمالی مهم برای پایین بودن عیار نهشته فسفاتی دلیر هستند.

۶- شواهدی نظری عیار پایین، حضور مواد آلی، رنگ سیاه کانسنگ‌ها، وجود میکروسفوریت، عدم شناسایی

#### نتیجه‌گیری

۱- با توجه به بررسی‌های به عمل آمده به نظر می‌رسد که عملکرد فرایندهای گرمابی و فعالیت‌های بیوژنیک دو فاکتور اساسی و تاثیرگذار در تکوین و توسعه نهشته فسفاتی دلیر می‌باشند.

۲- ملاحظات زمین‌شیمیایی بر روی توزیع عناصر دلالت بر نقش موثر کمپلکس‌های ارگانیکی در انتقال برخی از عناصر نظیر Zr, Ta, Nb, Hf و Th در طی فرایندهای فسفات‌زایی در منطقه دلیر دارند.

۳- شاخص‌های زمین‌شیمیایی نظیر نسبت‌های  $\text{V}/\text{V}+\text{Ni}$ ,  $\text{Sr}/\text{Ba}$ ,  $\text{Y}/\text{Ho}$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ ,  $\text{Mn}^*$ ,  $\text{Th}/\text{U}$  می‌کنند که این نهشته در یک شرایط بی‌هوایی با pH انکسی اسیدی تا خنثی و شوری نرمال با نرخ پایین رسوبگذاری مواد آواری تشکیل شده است.

- siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance and indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47, 125–48.
- [9] Barbera, G., Mazzoleni, P., Critelli, S., and Pappalardo, A (2006) Provenance of shales and sedimentary history of the Monte Soro Unit, Sicily. *Periodico di Mineralogica*, 75, 313–330.
- [10] Barnett, M.O., Jardine, P.M., Brooks, S.C and Selim, H.M (2000) Adsorption and Transport of Uranium (VI) in Subsurface Media. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 908–914.
- [11] Baturin, G.N (1982) Phosphorite on the sea-floor, origin, distributionand composition. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, 340 p (Translated to english language by Dorothy B. Vitaliano).
- [12] Evans, A.M (1993) Ore geology and industrial minerals: An introduction. Blackwell, Third edition, 389p.
- [13] Felitsyn, S., and Morad, S (2002) REE patterns in latest Neoproterozoic–early Cambrian phosphate concretions and associated organic matter. *Chemical Geology*, 187, 257–265.
- [14] Garnit, H., Bouhlel, S., Barca, D., and Chtara, C (2012) Application of LA-ICP-MS to sedimentary phosphatic particles from Tunisianphosphorite deposits: Insights from trace elements and REE into paleo-depositional environments. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 72, 127–139.
- [15] Gulbrandsen, R.A (1966) Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30, 769–778.
- [16] Hamdi, B., Brasier, M.D., and Zhiwen, J (1989) Earliest skeletal fossils from Precambrian–Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran. Cambridge University Press, 126, 283–289.
- [17] Hatch, J.R., and Leventhal, J.S (1992) Relationship between inferredredox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) stark shalemember of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99, 65–82.
- [18] Ilyn, A.V (1997) Rare earth geochemistry of old phosphorites and probability of syngenetic precipitation and accumulation of phosphate.
- [19] Jiancheng, X., Xiaoyong, Y., and Jianguo, D (2006) Geochemical characteristics of sedimentary manganese deposit of Guichi, Anhui province China. *Journal of Rare Earths*, 24, 374–380.
- [20] Jones, B., and Manning, D.A (1994) Comparison of geochemicalindices used for the interpretation of palaeoredox conditions in

گلوكونیت، وجود ذرات پلوئیدی بدون ساختمان داخلی، نبود ذرات آواری فراوان نشان می‌دهند که بهترین مدل قابل ارائه برای تشکیل نهشته فسفات دلیر عملکرد جریان‌های بالارو دریایی در اعمق فلات قاره می‌باشد.

### تشکر و قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را از آن‌ها ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات داوران محترم مجله رسوب‌شناسی کاربردی سپاس‌گزاری می‌نمایند.

### منابع

- [۱] افتخارنژاد، ج، صمیمی‌نمین، م، نبیان، ا، خسرو، ط (۱۳۵۷) گزارش اکتشاف فسفات در اینفراتامبرین شمال و شمال‌غرب ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معنده کشور، ص ۱۴۲–۱.
- [۲] [۲] آنیابقدسی، ع (۱۳۸۵) چینه‌نگاری زیستی، شیمیابی، محیط‌های رسوی رسوبات نئوپرتوزوئیک پسین-کامبرین پیشین در شمال (البرز مرکزی) و شمال‌غرب ایران (جنوب شرق زنجان). رساله دکتری زمین‌شناسی، چینه و فسیل دانشگاه شهید بهشتی، ص ۲۰۳–۱.
- [۳] [۳] صالحی سیاوشانی، ح، حسینی‌دوست، ج، آ بشاهی، ه (۱۳۶۲) بررسی مقدماتی افق‌های فسفات‌دار سلطانیه در منطقه جنوب چالوس. وزارت معادن و فلزات، ص ۳۶–۱.
- [۴] [۴] اقربانی، م (۱۳۸۷) زمین‌شناسی اقتصادی- کانسارها و نشانه‌های معنده ایران. انتشارات آرین زمین، قم، ص ۱–۵۷۰.
- [۵] [۵] نمدمالیان، ع، اخوت، ا، مومن‌زاده، م (۱۳۷۷) فسفات در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معنده کشور، ص ۱۸۹–۱.
- [۶] [۶] نمدمالیان، ع، ملک‌زاده، ل، ا، صادقی خ (۱۳۶۲) گزارش مطالعات نیمه تفضیلی و شرح نقشه ۱:۲۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معنده کشور- طرح اکتشاف فسفات، ص ۱–۳۵.
- [۷] [۷] وحدتی دانشمند، ف (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی مرزن آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معنده کشور.
- [۸] Adachi, M., Yamamoto, K., and Sugisaki R (1986) Hydrothermal chert and associated

- [33] Sambogs, Jr (2009) Petrology of sedimentary rock. Cambridge University Press, 210 p.
- [34] Shields, G., Stille, P., and Brasier, M.D (2000) Isotopic records across two phosphorite giant episodes compared :the Precambrian-Cambrian and the late Cretaceous-recent. Soest, Hawaii, edn, 66 p.
- [35] Shields, G., and Stille, P (2001) Diagenetic constrains on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175, 29–48.
- [36] Slansky, M (1986) Geology of sedimentary phosphates, North Oxford Academic, 210p.
- [37] Stocklin, J (1974) Northern Iran: Alborz Mountains, Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belt, Data for Orogenic Studies. Scottish Academic Press, 213–234.
- [38] Taylor, S.R., and McLennan, S.H (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 p.
- [39] Turekian, K.K., and Wedepohl, K.H (1961) Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust. *Geological Society of America*, 72, 175–192.
- [40] Tyson, R.V., and Pearson, T.H (1991) Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Spec. Publ. Geol. Soc, 58, 1–24.
- [41] Wignall, P.B., and Twitchett, R.J (1996) Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272, 1155–1158.
- [42] Zaher, A., and Abouzeid, M (2007) Physical and thermal treatment of phosphate ores: An overview. *International Journal of Mineral Process*, 85, 59–84.
- ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111, 111–129.
- [21] Khan, K.F., Dar, S.A., and Khan, S.A (2012) Geochemistry of phosphate bearing sedimentary rocks in parts of Sonrai block, Lalitpur District, Uttar Pradesh, India. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72, 117–125.
- [22] Kimura, H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., Hamdi, B., and Zibaseresht, H (1997) The Vendian Cambrian  $\delta^{13}\text{C}$  record, north Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian explosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 147, E1–E7.
- [23] Konrad, B., Krauskopf, L., and Dennis, K.B (1979) Introduction to Geochemistry, 3rd Edition.
- [24] Lewan, M.D (1984) Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2231–2238.
- [25] Ma, J.L., Wei G.J., Xu, Y.G., Long, W.G., and Sun, W.D (2007) Mobilization and redistribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3223–3237.
- [26] McArthur, J.M (1984) Francolite geochemistry-compositional controls during formation, diagenesis, metamorphism and weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 23–35.
- [27] Montanez, I.P., Banner, J.L., Osleger, D.A., Borge, L.E., and Bosserman, P.J (1996) Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . *Geology*, 24, 917–920.
- [28] Murray, R (1994) Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general and principles applications. *Sedimentary Geology*, 90, 213–232.
- [29] Nagarajan, R., Johns, J.M., and Nagendra, A.R., (2011) Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India. *Geosciences Journal*, 15, 9–25.
- [30] Nesbitt, H.W., and Wilson, R.E (1992) Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science*, 292, 740–777.
- [31] Rimmer, M.S (2004) Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology*, 206, 373–391.
- [32] Rimmer, S.M (2004) Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology*, 206, 373–391.