

تغییر ویژگی‌های ژئوشیمیایی گذر دونین-کربنفر در برش لب‌نار، شمال دامغان

کاوه محمدی^۱، نادر تقی‌پور^۲ و حسین مصدق^۳*

^۱ کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۲ استادیار، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۹/۱۸

چکیده

در گذر دونین-کربنفر به دلیل تغییر شرایط محیطی (بالا آمدن جهانی سطح آب و رخداد زیستی هنگبرگ)، تغییرات ژئوشیمیایی در غلظت عناصر رخ داده‌است که برخی از آنها به عنوان ردیاب شاخص برای شناسایی منشأ رسوبات و همچنین بررسی نوسانات سطح آب به کار می‌روند. در این گذر تغییرات Sr با تغییرات سطح آب رابطه عکس و با مقدار نهشته شدن رسوبات رابطه مستقیم دارد. عناصر راهنما مانند Al, Ca, Mg, Mn, Fe, Sr معرف شرایط محیط رسوب گذاری مرز دونین-کربنفر بوده و تغییرات آنها به دلیل تأثیرات درونی و بیرونی محیط اعم از pH, Eh و آب و هوا و ... است. مطالعه پیش رو به بررسی نحوه تغییرات عنصری در مرز دونین-کربنفر (سازندهای خوش ییلاق و مبارک) در برش لب‌نار پرداخته است. تغییرات عنصری در پوسته براکیوپودها و رسوبات دربرگیرنده در محدوده مرز دونین-کربنفر روند مشابهی دارند که گویای برجا بودن نمونه‌های فسیلی برداشت شده در منطقه بوده و محیط زندگی موجودات یاد شده و محیط رسوب گذاری رسوبات دربرگیرنده آنها دریایی نیمه‌بسته تا باز با شرایط احيایی در نظر گرفته شده‌است. شیل‌های سیاه در این گذر، دارای مقدار عناصر خاکی کمیاب سبک بیشتری نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین هستند که تأییدی بر منشأ قاره‌ای آنهاست. تغییرات عنصری همچون منگنز، آهن، سدیم و ... در مرز دونین-کربنفر اشاره به کم‌منزیم بودن کلسیت در پوسته فسیل‌ها و رسوبات دربرگیرنده آنها دارد. تغییر مقادیر منگنز و استرانسیم تابع نوسانات سطح آب دریا است که خود بر مقادیر دیگر عناصر همچون آهن، آلومینیم، تیتان، منزیم، کلسیم، سدیم، پتاسیم و ... تأثیر گذاشته است. مقدار متوسط سدیم در گذر دونین-کربنفر در برش لب‌نار نشان‌دهنده شوری متوسط است.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمی، گذر دونین-کربنفر، لب‌نار، دامغان

*نویسنده مسئول: حسین مصدق

E-mail: mosaddegh@du.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

داش چینه‌نگاری شیمیایی (Chemical stratigraphy) استفاده از برخی عناصر شیمیایی مفید در چینه‌نگاری است. این علم، علم نسبتاً نوینی است که در قلمرو دانش ژئوشیمی رسوبی قرار می‌گیرد و ارزش خود را به‌ویژه در امر تطابق چینه‌شناسی و جغرافیای دیرینه نشان می‌دهد، به‌طوری که اگر نوسانات مقدار عناصر اصلی و کمیاب از جمله استرانسیم، منگنز و ... در افق‌های چینه‌ای شبیه به هم باشند، می‌تواند شرایط رسوبی و محدوده سنی آنها را مشابه دانست و نتایج حاصله می‌تواند با روش‌های چینه‌نگاری زیستی مورد تأیید قرار گیرد. چینه‌شناسی شیمیایی، تکمیل‌کننده مطالعات بر مبنای چینه‌ای زیستی، وضعیت و شرایط محیط رسوبی آنها است (Halley et al., 1994). پوسته براکیوپود می‌تواند نماینده آب دریایی باشد که این موجودات در آن می‌زیسته‌اند و از نظر نسبت ایزوتوپی موجود، مشابه آب‌های دوره حیات خود می‌باشد (Brand et al., 2003). فعالیت‌های زیستی روی فرایندهای ژئوشیمیایی و زمین‌شناختی تأثیر مستقیمی دارد. این فرایندهای شیمیایی توسط رهاسازی عناصر موجود در سنگ‌کره کنترل می‌شود. تحقیقات زیست‌شناسی نشان داده است که سازوکارهای پیچیده‌ای در مدل‌های کمی و کیفی در فرایندهای ژئوشیمیایی و زیست‌شناسی در محیط زیست وجود دارد به طوری که از این سیستم‌های ژئوشیمیایی زیستی پیشرفته، به صورت جامع به منظور کارهای صحرائی و آزمایشگاهی و مدل‌های ژئوشیمیایی استفاده می‌شود. در این قبیل کارها می‌توان از روش‌های شیمیایی و ژئوشیمیایی و ریزدیرینه‌شناسی استفاده نمود (Halley et al., 1994).

در یک نگاه کلی منطقه از دونین به بالا دارای سازندهای خوش ییلاق؟، مبارک، درود، روته، الیکا، شمشک، دلیچای-لار است که از جنوب به شمال روی هم قرار دارند (Stocklin, 1974).

۲- زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

محدوده برش لب‌نار واقع در شمال دامغان و با مختصات ۳۰° ۲۵' ۵۴" خاوری و ۱۲° ۲۰' ۳۶" شمالی و با ارتفاع ۲۸۲۷ متر از سطح دریا قرار گرفته است. این برش در

۳- روش‌ها و مواد

بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام شده در گذر دونین-کربنیفر برش لب‌نار بر روی ۱۰ نمونه از پوسته براکیوپوهای مفصل‌دار (استروفومیند) و ۱۰ نمونه از رسوبات در برگیرنده این فسیل‌ها انجام شده است. پس از جمع‌آوری براکیوپوهای، برای جدا سازی پوسته آنها، از اسید کلریدریک ۰/۱ مولار به مدت یک ساعت استفاده شد. سپس برای از بین بردن مواد آلی احتمالی، پوسته این فسیل‌ها با آب مقطر شستشو داده شد و در آب اکسیژنه قرار داده شدند. البته برای جلوگیری از خطای آنالیز، از سمیاده برای تمیز کردن پوسته فسیل‌های دگرسان‌شده استفاده شد. سپس این پوسته فسیل‌ها به همراه نمونه‌های رسوبی دربرگیرنده به روش Drilling و با مته دندان پزشکی و دستگاه آسیاب کن Restch مدل Rm200 پودر شدند و از روش آنالیز ICP- MS استفاده و برای انجام آنالیز، نمونه‌ها به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شد و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند.

۴- بحث

تفکیک دوران‌ها و دوره‌های زمین‌شناسی بر پایه تغییرات زیستی، انقراض‌ها، حادثه‌های بزرگ همچون تغییرات کوهزایی و تغییرات ژئوشیمیایی صورت گرفته‌اند. چنین تغییراتی در گذر دونین-کربنیفر در برش لب‌نار نیز مشاهده شده است. تغییرات رخساره‌ای در این گذر به صورت تدریجی است و مرز دقیق آن در لایه‌های نازک شیلی شکل ۲ با استفاده از مطالعات کنودنتی تعیین شده است (براری، ۱۳۸۸؛ محمدی، ۱۳۹۰). در این پژوهش سعی شده است تا تغییرات ژئوشیمیایی برش لب‌نار مورد مطالعه قرار گیرد. در این مرز به دلیل تغییرات Eh، pH، شرایط محیطی، نوسانات سطح آب و واکنش با سیالات دربرگیرنده تغییراتی در مقدار عناصر روی داده است.

۵- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در گذر دونین - کربنیفر

تغییرات موجود در عناصر تابع تغییرات سطح آب و تغییرات جهانی آب و هوا است و چنین اتفاقی در محدود سنی دونین-کربنیفر با توسعه شیل‌های سیاه که معرف حادثه زیستی هنگتبرگ است، رخ داده است (Caplan et al., 1999). در مرز دونین-کربنیفر برش لب‌نار، نوساناتی در سطح آب رخ داده که باعث تغییرات در مقدار عناصر موجود در این گذر شده است. منگنز و استرانسیم از جمله عناصری هستند که تحت تأثیر نوسانات سطح آب قرار می‌گیرند. تغییرات مقادیر این عناصر بر مقادیر دیگر عناصر همچون آهن، آلومینیم، تیتانیم، منیزیم، کلسیم، سدیم، پتاسیم و ... تأثیر می‌گذارد. مطالعات مختلف نشان می‌دهد که تغییرات دما، میزان عناصری چون کلسیم و منیزیم موجود در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک باعث تغییر در ترکیب کانی‌های کربناته می‌شود (Morse & Mackenzie, 1990). بر این اساس، آراگونیت و کلسیت غنی از منیزیم در آب‌های کم‌ژرفا تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم، توسط یون‌های منیزیم موجود در آب‌های گرم متوقف می‌شود (Tucker, 2004). آب‌های دریایی مناطق معتدله سرد عهد حاضر اغلب دارای ترکیب کانی‌شناسی از کلسیت دارای منیزیم زیاد تا کلسیت کم منیزیم با مقادیر جزئی آراگونیت هستند که با افزایش ژرفا، میزان کلسیت کم منیزیم افزایش می‌یابد (Nelson, 1988; Morse & Mackenzie, 1990; Rao and Adabi, 1992) با توجه به این که بیشتر کربنات‌های قدیمی تحت تأثیر فرایندهای دیاژنز تدفینی و جوی قرار گرفته‌اند، اغلب به کانی پایدار کلسیت کم منیزیم تبدیل شده‌اند.

نتایج عناصر اصلی و فرعی حاصل از آنالیز تجزیه شیمیایی پوسته براکیوپود (جدول ۱) و رسوبات دربرگیرنده (جدول ۲) گذر دونین-کربنیفر برش لب‌نار نشان داده شده است.

نتایج عناصر خاکی کمیاب حاصل از آنالیز تجزیه شیمیایی پوسته براکیوپود و رسوبات در برگیرنده گذر دونین-کربنیفر برش لب‌نار در جدول‌های ۳ و ۴ آورده شده است.

برای به دست آوردن برخی از پارامترها و مقادیر محاسبه شده در این جدول‌ها، از معادلات زیر استفاده شده است.

معادله (۱): $(0.5 \text{ Ce} + 0.5 \text{ Nd}) \text{sPr} / \text{Pr}^* = \text{Prs}$ (Bingsong et al., 2009)

معادله (۲): $\text{Eu} / \text{Eu}^* = \text{EuN} / (\text{SmN} * \text{GdN})^{1/2}$ (Taylor & McLennan, 1985)

معادله (۳): $\delta \text{Ce} = \text{CeN} / (\text{LaN} * \text{PrN})^{1/2}$ (Bingsong et al., 2009)

۵-۱. استرانسیم (Sr): مقدار استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می‌یابد. فراوانی استرانسیم همچنین با افزایش دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد (Morse & Mackenzie, 1990). میزان استرانسیم در براکیوپوهای موجود در رسوبات برش لب‌نار بین ۱۹۳۶-۱۰۰۶ ppm با میانگین حدود ۱۲۴۵ ppm تغییر می‌کند. مقدار تغییرات کم استرانسیم در فسیل‌های براکیوپود برش لب‌نار نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیم کم منیزیم (LMC) است. مقدار استرانسیم در این فسیل‌ها نشان‌دهنده یک محیط لاگونی تا دریای با می باشد (شکل ۳) که تغییرات محیطی آن به دلیل جایگاه بخش‌های فسیلی برداشت شده در مرز دونین-کربنیفر برش لب‌نار است. استرانسیم دارای ضریب همبستگی قوی با Ba در فسیل‌های براکیوپود مرز دونین-کربنیفر برش لب‌نار است (جدول ۶). تغییرات Sr در فسیل‌ها و رسوبات دربرگیرنده این فسیل‌ها در این برش روند مشابهی را نشان می‌دهند و نشان از برجا بودن فسیل‌ها دارند. مقدار تغییرات Sr با تغییرات سطح آب در برش لب‌نار رابطه عکس دارد و این تغییرات از دونین به سمت کربنیفر رو به افزایش نهاده و به سمت بالاتر دوباره کاهش و در ادامه در نوسان است (شکل ۶) که اشاره به تغییرات سطح آب در مرز دونین-کربنیفر برش لب‌نار دارد. در این برش روند تغییرات Sr با Ni و Fe همخوانی دارد و با آلومینیم و عناصر کمیاب خاکی روند عکس را نشان می‌دهد (شکل ۶ و ۷).

۵-۲. سدیم (Na): مقدار سدیم در براکیوپوهای برش لب‌نار بین ۷۳۰-۳۸۰ ppm با میانگین حدود ۵۴۳ ppm است. میزان نسبتاً متوسط سدیم در این فسیل‌ها نشان دهنده زیست آنها در شرایطی با شوری متوسط است (Land and Hoops, 1973). در شکل ۴ مقادیر بیشینه، کمینه، میانه و محدوده فراوانی سدیم نشان داده شده است. پتاسیم می‌تواند به جای Na قرار بگیرد که به دلیل الکتروپوزیتیو بودن پتاسیم است. همچنین سدیم و پتاسیم می‌توانند با یکدیگر هم یافت شوند (شکل ۹).

۵-۳. منگنز (Mn): میزان منگنز در براکیوپوهای منطقه مورد مطالعه بین ۸۷-۴۰ ppm با میانگین ۶۵/۵ ppm است. با توجه به این که مقدار منگنز در رسوبات آراگونیتی عهد حاضر کمتر از ۲۰ ppm است، امادر رسوبات کلسیتی عهد حاضر این مقدار به بیش از ۳۰۰ ppm می‌رسد و تمرکز منگنز با افزایش سرعت رسوب‌گذاری کاهش می‌یابد (Pingitore et al., 1988; Mucci, 1988). می‌توان چنین نتیجه گرفت که تمرکز منگنز به ترکیب کانی‌شناسی کربنات و سرعت رسوب‌گذاری وابسته است. از این رو، متوسط بودن مقدار تمرکز این عنصر در نمونه‌های براکیوپوهای مورد مطالعه را می‌توان به ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیت کم منیزیم مرز دونین-کربنیفر در برش لب‌نار نسبت داد (Winefield et al., 1996). شکل ۵ تغییرات منگنز موجود در فسیل براکیوپوهای برش لب‌نار را در محیط دریای باز نشان می‌دهد که نوسانات آن به دلیل تغییرات جایگاه بخش‌های فسیلی است و این تغییرات به نوسان سطح آب در محیط دریایی نیمه‌بسته تا باز همراه با شرایط احيایی اشاره دارد. میزان Mn و مقادیر مختلف آلومینوسیلیکات‌ها یا عناصر فرعی موجود در آنها مانند Pb، Co، Ni، Ca، Zn و Mo می‌توانند در تشخیص رخساره‌های آهکی مناطق

عنصر Ti ضریب همبستگی مثبت قوی با Na, Al, Ce, K, ΣREE دارد (جدول ۵). همچنین این عنصر در فسیل‌ها نیز ضریب همبستگی مثبت قوی با Al و K دارد (جدول ۶). مقدار کم تیتانیم در مزر دونین-کربنفر در برش لب‌نار به ترکیب آب دریا و همچنین به سازگار بودن تیتان برمی‌گردد که روی ترکیب رسوبات تأثیر داشته است.

۵-۷. آهن (Fe): مقدار آهن در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار از ۲۷۰۰ ppm تا ۱۱۱۰۰ ppm با میانگین ۶۲۸۶ ppm در نوسان است. مقدار Fe با اضافه شدن Mg در رسوبات کاهش می‌یابد ولی در پوسته برآکیوئودها روند مشخصی را نشان نمی‌دهد که به دلیل کم‌منیزیم بودن پوسته (LMC) برآکیوئودهاست (شکل ۹). در فسیل‌ها روند تغییرات برخی عناصر همخوانی ندارد که به دلیل وجود شرایط زیستی خاص موجود است، به طوری که برخی از عناصر را به میزان مورد نیاز خود دریافت و در پوسته خود به نمایش می‌گذارد. روند تغییرات آهن با نیکل در تغییرات عمودی همخوانی دارد که این روند در داده‌های رسوبی محسوس‌تر است. نوسانات مقدار آهن در قسمت‌هایی که لایه‌های اکسید آهن وجود دارد، بی‌هنجاری مثبت را نشان می‌دهد. در نمونه ۷ (LB17 or LBF7) مقدار Fe دارای بی‌هنجاری مثبت محسوس‌تری است که به دلیل وجود لایه‌های اکسید آهن است که از اکسیده شدن پیریت‌های احیایی در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار به وجود آمده است (شکل ۷). البته این بی‌هنجاری در فسیل‌ها به دلیل شرایط زیستی خاص موجودات (برآکیوئود) وجود ندارد.

۶- تغییرات عناصر جزئی در شیل‌های گذر دونین-کربنفر

در مرزدونین-کربنفر برش لب‌نار لایه‌های شیلی دیده شد که به دلیل تغییرات سطح آب و رخداد هنگنبرگ به وجود آمده‌اند. در شکل ۱۳-الف نمونه‌های رسوبی دربرگیرنده فسیل برش لب‌نار نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. همچنین در محدوده مورد مطالعه Ti, P بی‌هنجاری منفی دارند که اشاره به سازگاری این عناصر و همچنین مقدار کم آزاد آن در آب دریای گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار داشته است به طوری که این عناصر در گوشته بیشتر جذب می‌شوند و مقدار کمی از آن به پوسته وارد می‌شود و به صورت یون آزاد مقدار آن خیلی کم و در حد ppm است (مر و شرفی، ۱۳۷۱). مقدار کم P هم به دلیل آزاد نبودن آن در آب دریا و همچنین جذب توسط موجودات مهره‌دار همچون ماهی‌ها که در این دوران شکوفا شده‌اند و در نتیجه مقدار آزاد آن برای جذب توسط رسوبات و دیگر موجودات کم است. مقدار Ba متفاوت است که به دلیل درصد متفاوت کربنات‌ها در نمونه‌ها است، به صورتی که هر چه مقدار کربنات بیشتر باشد مقدار Ba هم بیشتر می‌شود چون جزو عناصری است که با تغییرات کربنات‌ها رابطه مستقیم دارد و جانشین کلسیم می‌شود (آدابی، ۱۳۸۳). البته عناصر دیگری همچون K, La, Rb به گروه عناصر ناسازگار قرار می‌گیرند و در شرایط سطح آب بالا و به سختی جذب رسوب یا فسیل‌ها می‌شوند که در نمونه‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری مثبت را نشان می‌دهند و عناصری همچون Nb, Ce, Yb به دلیل سازگاری با محیط بی‌هنجاری منفی را نشان می‌دهند. در شکل ۱۳-ب نمونه‌های فسیلی نسبت به کندریت‌ها بهنجار شده‌اند که بی‌هنجاری مثبت Sr محسوس و مشخص است. همچنین Ti, P بی‌هنجاری منفی دارند و روند مشابهی را با رسوبات دربرگیرنده نشان می‌دهند.

۷- تغییرات عناصر خاکی کمیاب در گذر دونین-کربنفر

عناصر کمیاب خاکی اطلاعاتی در مورد سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، رفتارهای اکسایش-کاهش و تشخیص حدود فعالیت اکسیژن می‌دهند. نامتحرک بودن نسبی این عناصر طی فرایندهای دگرسانی، وسیله مناسب برای تعیین ماهیت یا طبیعت سنگ اولیه است (یعقوب‌پور، ۱۳۸۰).

ژرف و یا کم‌ژرفا کاربرد داشته باشند. در جدول ۵ منگنز دارای ضریب همبستگی منفی متوسط با Ti, Al, Pb است. این جابه‌جایی‌ها به صورت خیلی کم در حد ppm رخ داده است. در شکل ۸ تغییرات نوسانی منگنز در گذر دونین-کربنفر دیده می‌شود. **۴-۵. مقدار Ca:** در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار میزان Ca در دونین بیشتر بوده و به سمت کربنفر از مقدار آن کاسته می‌شود که نشان‌دهنده رقیق‌شدگی در میزان کلسیم است. روند تغییرات کلسیم در فسیل و رسوبات در برش لب‌نار هم از یکدیگر پیروی می‌کند (شکل ۶). بسته به شرایط محیط (Eh, pH) در نمونه‌های فسیلی، کلسیم با Ce, Mg دارای ضریب همبستگی قوی است (جدول ۶). در نمودارهای دوگانه، عناصر خاکی کمیاب می‌توانند جانشین Ca شوند (شکل ۱۱). مقدار کلسیم ۲۷ تا ۳۸ درصد با میانگین ۳۱/۵ درصد است. این مقدار بالا به دلیل ترکیب پوسته‌های فسیل و رسوبات دربرگیرنده کربنات در مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار است. گاهی میزان فضای لازم برای رسوب‌گذاری بیشتر از رسوبات وارده به محیط است که به آن رقیق‌شدگی رسوبات گویند و در چینه‌نگاری سکانسی رخداد رقیق‌شدگی در سیستم تراک پیشرونده TST ایجاد می‌شود. نوسانات مقدار کلسیم در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار به تغییرات نوسانی سطح آب ارتباط دارد که سبب رقیق‌شدگی میزان رسوب کربنات شده است (شکل ۶). روند تغییرات منیزیم به کلسیم شباهت دارد و این به دلیل جانشین شدن این عناصر در کانی‌های کربنات به جای یکدیگر است.

۵-۵. نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca): از روی نمودار Log Sr/Ca در برابر Mn روند دیانژر در سیستم‌های بازو بسته تعیین می‌شود (Brand & Veizer, 1980). محدوده‌هایی برای روندهای دیانژیکی آراگونیت، کلسیت غنی از منیزیم و کلسیت کم‌منیزیم در شکل ۱۲ مشخص شده است. زیاد بودن تبدلات آب به سنگ در سیستم‌های دیانژیکی باز باعث کاهش نسبت استرانسیم به کلسیم و افزایش مقادیر منگنز می‌شود. در حالی که پایین بودن این تبدلات در سیستم‌های دیانژیکی بسته و نیمه‌بسته باعث می‌شود که مقادیر Sr/Ca در فازهای دیانژیکی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نداشته باشد. به‌طور کلی کاهش منگنز در کلسیت دیانژیکی نمایانگر بسته بودن سیستم دیانژیکی است. در برآکیوئودهای مورد مطالعه، بالا بودن مقادیر Sr/Ca و نیز مقادیر نسبتاً متوسط منگنز (میانگین ۶۵/۵ ppm) حاکی از این است که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیانژر جوی در یک محیط نیمه‌بسته تا دریای باز دیانژیکی با شرایط احیایی قرار داشته‌اند (شکل ۱۲). همچنین این نمودار دگرسان نبودن پوسته‌های برآکیوئودی را ثابت می‌کنند.

۵-۶. مقدار Al: مقدار تغییرات آلومینیم در برش مورد مطالعه از ۱۸۰۰ ppm تا ۹۸۰۰ ppm با میانگین ۵۳۳۳ ppm در نوسان است. مقدار نوسانات آلومینیم در شیل‌های گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار به دلیل منشأ آنهاست که از سنگ‌های با کانی‌شناسی اولیه سیلیکات آلومینیم سازندهای زیرین این توالی می‌باشند. در نمودارهای دوگانه مقدار Al نسبت به Ti, K و عناصر خاکی کمیاب افزایش نشان می‌دهد (شکل ۱۰). عنصر Al (جدول ۵) در نمونه‌های رسوبی ضریب همبستگی خوبی با Ti دارد. تغییرات Al از دونین به سمت کربنفر کم می‌شود که روندی مخالف با Sr را نشان می‌دهد. البته تغییرات عمودی Al در فسیل و رسوبات دربرگیرنده هم از یکدیگر پیروی می‌کند (شکل ۶). همچنین روندی مشابه با عناصر خاکی کمیاب دارند، به علاوه نوسانات Al با Mg هم همخوانی دارد. مقدار نسبتاً بالای Al در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار به دلیل وارد شدن رسوبات آواری به حوضه رسوبی که از منشأ سنگ‌های آتشفشانی و تخریبی لایه‌ها و سازندهای قدیمی‌تر است و با حل شدن در آب دریا یون‌های Al^{+3} و Al^{+4} را ایجاد کرده و با اضافه شدن مقدار این یون‌ها، می‌تواند به جای Sr بنشیند (شکل ۱۰). البته روند آلومینیم و تیتانیم در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار با Sr, Fe, Ni مخالف است که می‌تواند به دلیل تغییرات سطح آب و شرایط رسوب‌گذاری باشد (شکل ۷).

در اقیانوس ژرف (A) و رسوبات آب‌های گرم دریایی ژرف (B) که نمونه‌های مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار در محدوده آب‌های گرم دریای ژرف قرار می‌گیرند (شکل ۱۷). (Quinby-Hunt & Wilde (1991) از نظر منشأ رسوبات و ساختمان نهشته شدن فسیل‌ها و رسوبات، چهار ناحیه را معرفی کردند که نمونه‌های مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار در گروه سنگ‌های آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۸). سریم در آب‌های فسیل با اضافه شدن محلول‌های گرمایی به مجموعه سنگی روند افزایشی نشان می‌دهد و همچنین افزایش سریم اشاره به نهشته شدن رسوبات و فسیل‌ها در محیط دریای باز را دارد (Toth, 1980). در منطقه مورد مطالعه روند افزایشی Ce در نمودار دوگانه سریم-لانتانیم مشاهده شده است (شکل ۱۹).

(Allegre & Minster (1978) بر اساس تغییرات در نمودار La/Yb-ΣREE چهار نوع سنگ را بیان کرد که نمونه‌های مطالعه شده در مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار در محدوده سنگ‌های رسوبی قرار گرفته است (شکل ۲۰).

(Kunzendorf et al. (1988 بر اساس تغییرات در نمودار La/Yb- Ce/La نوع فرایند سنگی و ژرفای مکان رسوب‌گذاری را بیان کرد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های رسوبی دریایی با ژرفای زیاد قرار گرفته‌اند (شکل ۲۱).

(Toth (1980 برحسب تغییرات در مقدار Co/Zn در برابر Co+Ni+Cu نوع سنگ را که از پوسته هیدروترمالی است یا از رسوبات آبی به طور اتوژنیک به وجود آمده را تفکیک کرده‌اند. نمونه‌های گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار در رسوبات آبی (هیدروترمالی) قرار می‌گیرند (شکل ۲۲).

۹- نتیجه‌گیری

تغییرات عنصری در گذر دونین-کربنفر نوساناتی را نشان می‌دهد که اشاره به تغییرات سطح آب و شرایط اکسایش-کاهش دارد. منشأ شیل‌های این گذر از سنگ‌های قاره‌ای است. با توجه به تغییرات نوسانی عناصری، جایگاه رسوبات در گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار دریایی بوده و مربوط به آب‌های گرم است. جنس پوسته فسیل‌های براکیوپود در برش لب‌نار کلسیت کم‌منزیم را نشان می‌دهد که گویای دگرسان نبودن آنهاست. تغییرات عنصری هم در پوسته براکیوپودها و هم در رسوبات دربرگیرنده، دارای روند مشابهی است که نشان‌دهنده برجا ماندن فسیل‌ها و رسوبات است. نسبت ضریب همبستگی Fe و Mg نزدیک به صفر است که نشان‌دهنده جانمایی مستقیم آنها به جای یکدیگر است. تغییرات پی‌درپی استرانسیم و منگنز نشان از تغییر سریع شرایط محیطی و سطح آب دارد که در مرز دونین-کربنفر روند عادی را نشان می‌دهد و همچنین منشأ رسوبات آواری را استنباط می‌نماید. شیل سیاه حاوی مواد آلی موجود در منطقه در شرایط احیای و محیط ژرف دریا ایجاد شده‌اند و نشان‌دهنده پیشروی سطح آب دریا است که در گذر دونین-کربنفر این پیشروی رخ داده است. به دلیل تغییر در شرایط محیط رسوب‌گذاری (pH, Eh) و همچنین تغییر ترکیبات آب دریا، در رسوبات و پوسته براکیوپودهای موجود در آن تغییرات عنصری رخ می‌دهد. این تغییرات در برخی عناصر در مقدار عناصر دیگر تأثیر می‌گذارد و موجب جابه‌جا شدن آنها می‌شود و به جابه‌جا شدن از دوره‌ای به دوره‌ای دیگر اشاره دارد. نسبت عناصر در پوسته فسیل‌ها و همچنین در رسوبات تغییر کرده که بیانگر تغییر در شرایط محیط رسوب‌گذاری منطقه در گذر دونین-کربنفر است. رسوبات و فسیل‌های گذر دونین-کربنفر برش لب‌نار در محیط ژرف احیایی دارای آب‌های گرم اقیانوسی رسوب کرده‌اند.

مقادیر دلتای سریم نیز تقریباً هماهنگ با منگنز تغییرات عمودی را در برش مطالعه شده از دونین به کربنفر نشان می‌دهند که این تغییرات به دلیل تغییر سطح آب و شرایط احیایی محیط رسوبی است (شکل ۸).

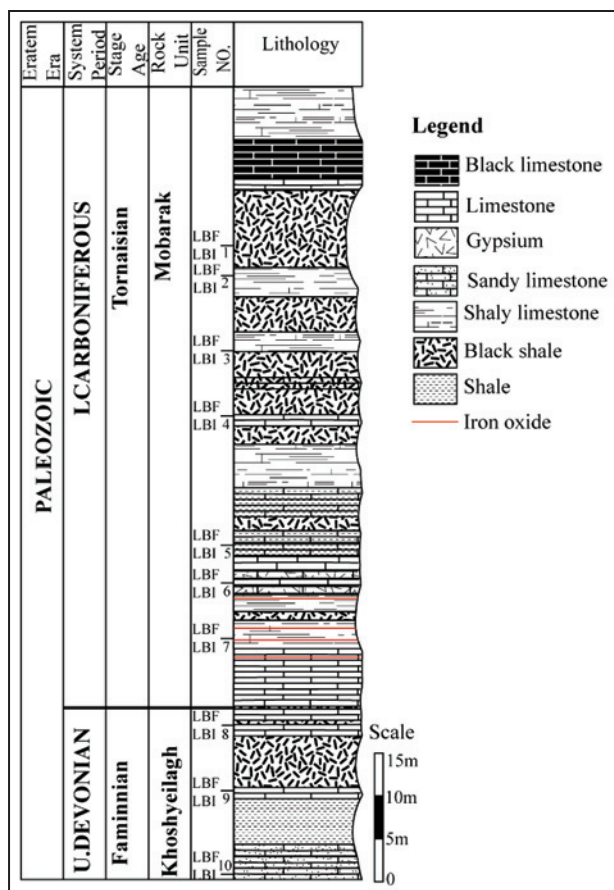
در تغییرات عمودی مقادیر ΣHREE و ΣLREE همخوانی نسبتاً خوبی را با یکدیگر و همچنین با Al دارند. چون بیشتر عناصر خاک‌های کمیاب در گروه سیلیکات‌های آلومینیم‌دار جانمایی می‌شوند و همچنین در کانی‌های رسی قرار می‌گیرند. مقدار ΣLREE از ΣHREE بیشتر است که به دلیل منشأ گرفتن از سنگ‌های قاره‌ای است، به صورتی که در سنگ‌های قاره‌ای مقدار عناصر سبک کمیاب خاکی بیشتر از عناصر سنگین کمیاب خاکی است. مقدار Ce/Ce* با ΣREE روند مستقیم نشان می‌دهد که در مورد خاک‌های کمیاب این روند به دلیل هم‌خانواده بودن آنها منطقی است و جانمایی در آنها می‌تواند رخ دهد (شکل‌های ۶، ۹، ۱۰، ۱۱).

شکل ۱۴ تغییرات ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی در مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار که نسبت به کندریت‌ها بهنجار شده‌اند، را نشان می‌دهد. تغییرات در فسیل‌ها و رسوبات دربرگیرنده روند مشابهی را نشان می‌دهد. در برخی عناصر مثل Eu, Er, Yb روند تغییرات یکسان نیست که به دلیل شرایط محیطی و خواص زیستی موجود است. در محل‌هایی که مقدار Fe به دلیل وجود لایه‌های اکسید آهن زیاد است، مقدار عناصر کمیاب خاکی رسوبات دربرگیرنده بی‌هنجاری مثبت بیشتری را نسبت به فسیل‌ها نشان می‌دهند. در مجموع روند LREE به HREE کاهش نشان می‌دهد که این تغییرات به دلیل چرخه رسوبی و منشأ قاره‌ای این شیل‌ها می‌باشد. بوم‌شناسی و حجم آب موجود در زمان رسوب‌گذاری هم بر روی این روند تأثیر دارد. در شکل ۱۵ تغییرات عناصر کمیاب خاکی در مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار که نسبت به پوسته قاره‌ای بهنجار شده‌اند، روند نسبتاً خطی را نشان می‌دهد. روند تغییرات عناصر کمیاب خاکی در رسوبات و فسیل‌ها از یکدیگر پیروی می‌کنند. در نمونه‌های ۳ و ۷ در رسوبات مقدار این عناصر بیشتر از فسیل‌ها است که به دلیل شرایط زیستی موجود است. همچنین در دو نمونه یاد شده لایه‌های اکسید آهن وجود دارد و عناصر کمیاب خاکی هم از آن پیروی می‌کند، البته تغییرات عناصر کمیاب خاکی نیز به منشأ سنگ هم بستگی دارد.

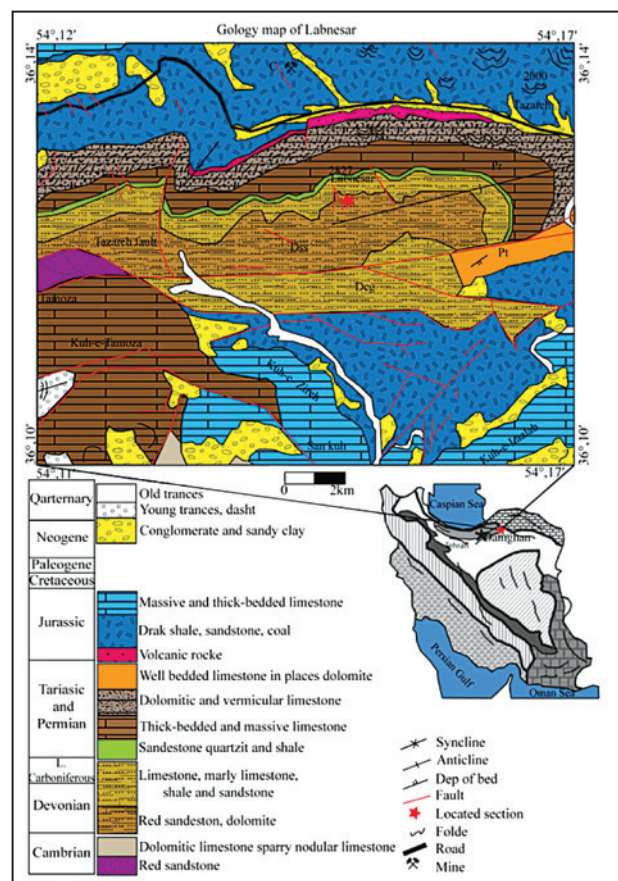
در شکل ۱۶ تغییرات عناصر کمیاب خاکی که نسبت به شیل‌های پس از آرکئن استرالیا بهنجار شده در مرز دونین-کربنفر برش لب‌نار را نشان می‌دهد و تقریباً روند خطی تا کمی افزایش به سمت عناصر کمیاب خاکی سنگین‌تر را نشان می‌دهد. در برخی عناصر بی‌هنجاری وجود دارد از آن جمله می‌توان به کم شدن Ce و افزایش Tb اشاره کرد. روند تغییرات در فسیل‌ها و رسوبات مشابه است و تقریباً در یک محدوده قرار دارند. در نمونه‌های شماره ۳ و ۷ به دلیل وجود اکسید آهن قدرت جذب رسوبات برای عناصر کمیاب خاکی افزایش یافته و نوعی غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی در رسوبات وجود دارد.

۸- تغییرات عنصری و تأثیرات محیطی

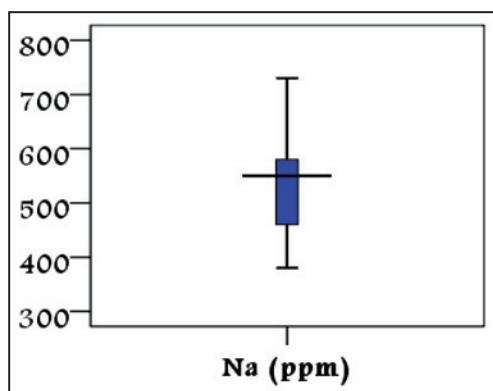
تغییرات محیط رسوب‌گذاری می‌تواند در نوع رسوب و عناصر موجود در رسوب اثرگذار باشد. تغییرات ژئوشیمیایی عنصری نشان‌دهنده منشأ و نوع محیط رسوبی، میزان حرارت رسوب و شرایط اکسایشی-کاهش محیط هستند (Boyong et al., 2011). (Jai & Yu (1992 از نظر ژرفا و شرایط تشکیل رسوبات و فسیل‌ها دو ناحیه متفاوت معرفی کردند که به ترتیب رسوبات هیدروژنیک گرهک (ندول) منگنز



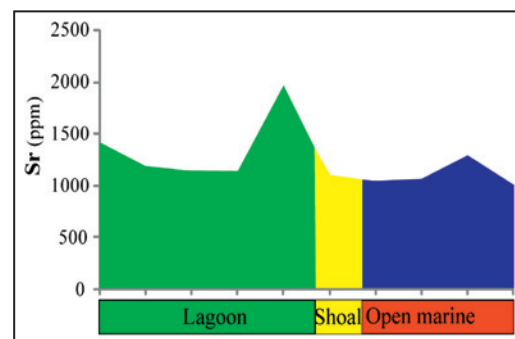
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی برش لب‌نسار در شمال دامغان



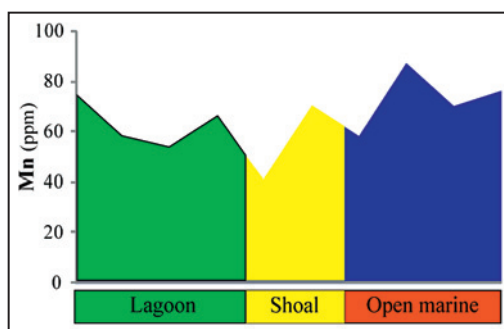
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی برش لب‌نسار (با تغییرات از Alavi & Salehirad, 1975)



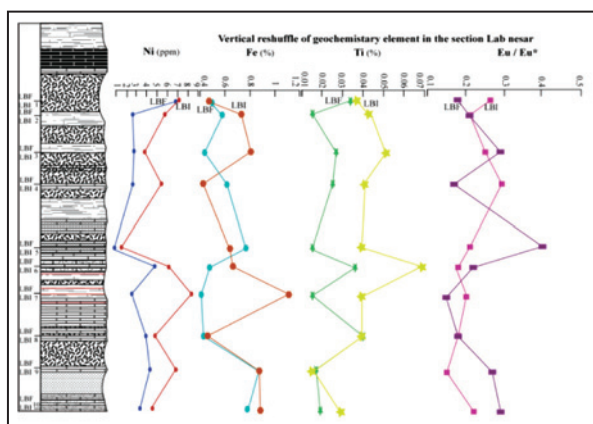
شکل ۴- بیشترین، کمترین و میانه مقادیر سدیم با محدوده فراوانی در پوسته پراکیپوهای برش لب‌نسار



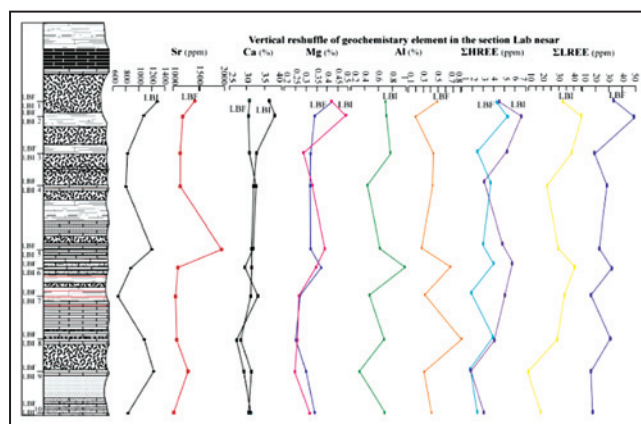
شکل ۳- مقادیر استرانسیم در برابر محیط شناسایی شده در برش لب‌نسار



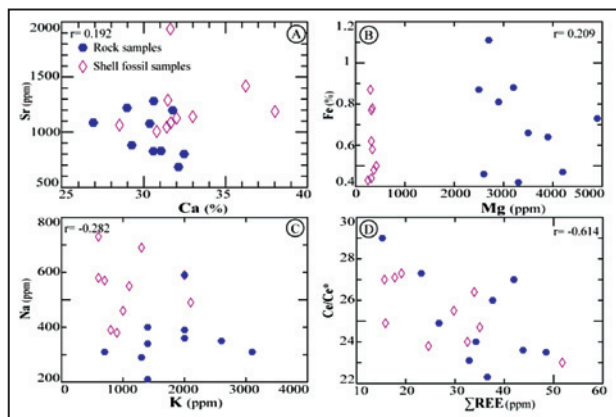
شکل ۵- مقادیر منگنز در برابر محیط شناسایی شده در برش لب‌نسار



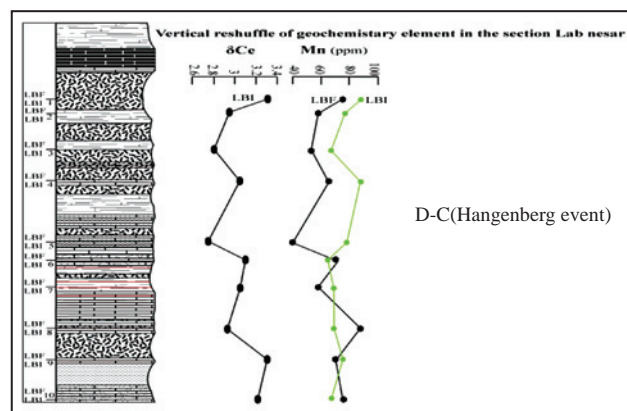
شکل ۷- تغییرات عمودی نیکل، آهن، تیتان و ایریدیم در برش لب‌نسر



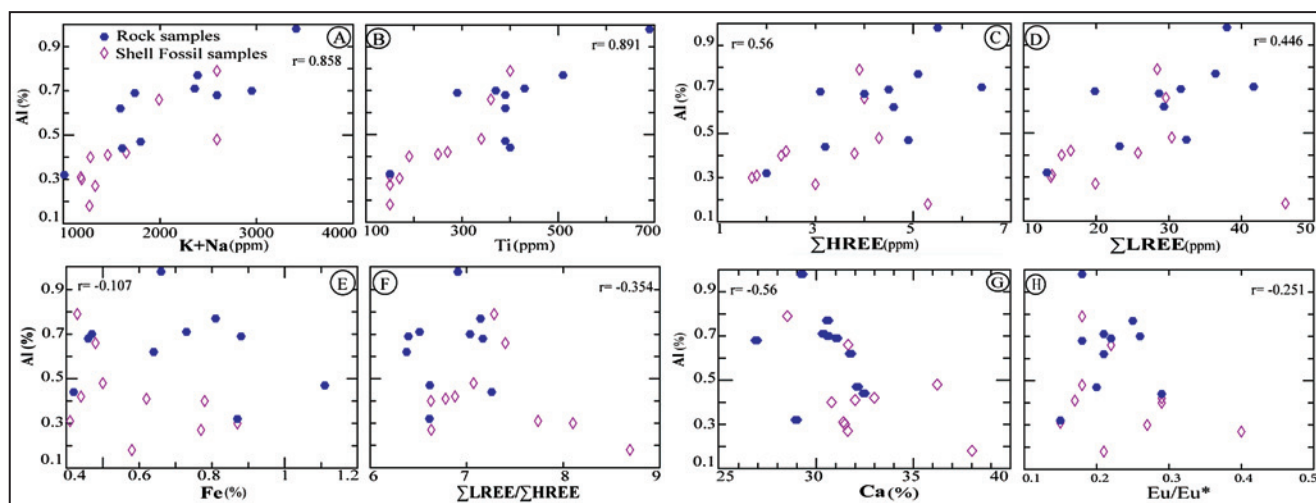
شکل ۸- تغییرات عمودی استرانسیم، منیزیم، کلسیم، آلومینیم و عناصر کمیاب خاکی در برش لب‌نسر



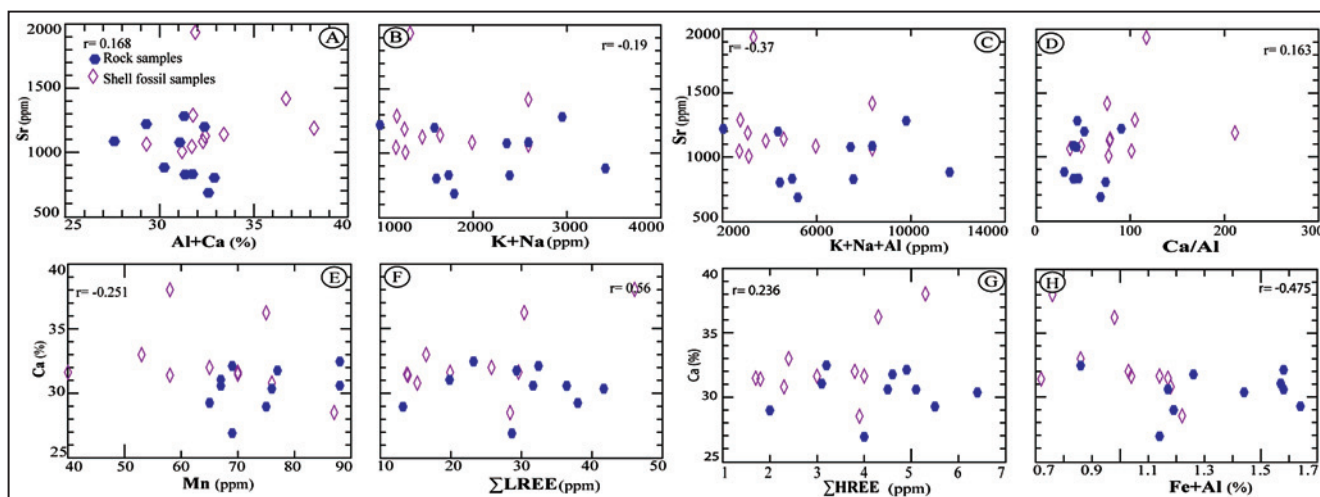
شکل ۹- تغییرات عناصر در مقابل هم و مقایسه نمونه‌های فسیلی و رسوبات دربرگیرنده با یکدیگر



شکل ۱۰- تغییرات عمودی عناصر منگنز و δCe در برش لب‌نسر

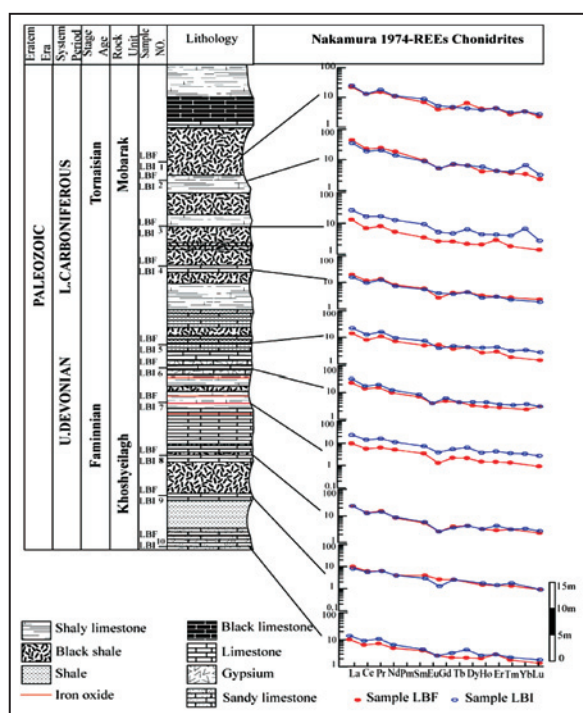
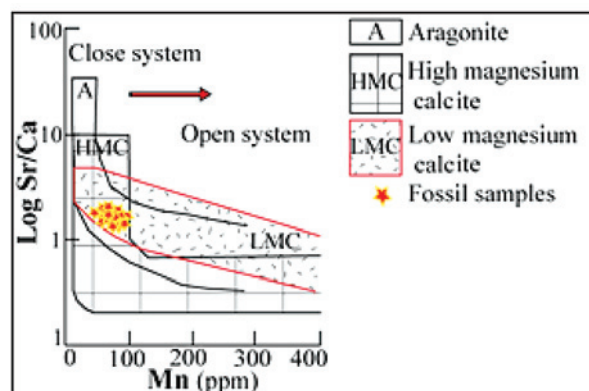


شکل ۱۱- تغییرات عناصر در مقابل هم و مقایسه نمونه‌های فسیلی و داده‌های رسوبی با یکدیگر

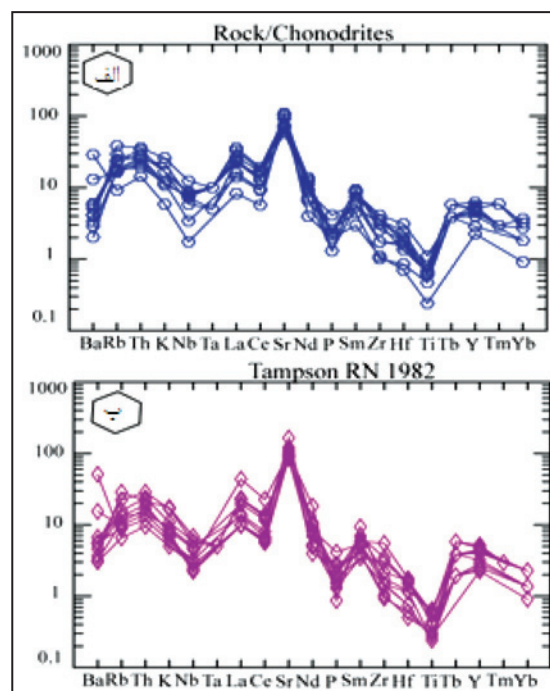


شکل ۱۱- تغییرات عناصر در مقابل هم و مقایسه نمونه‌های فسیلی و داده‌های رسوبی با یکدیگر

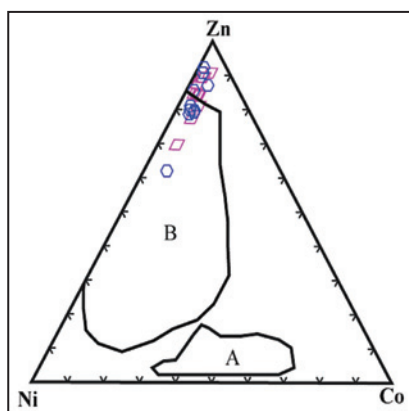
شکل ۱۲- مقادیر Mn در مقابل Log Sr/Ca برای نمونه‌های براکیوپودی مورد مطالعه با توجه به محدوده‌های ترسیم شده توسط Brand & Veizer (1981) برای روند دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC)، نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز جوی در یک محیط نیمه‌بسته تا دریای باز دیاژنتیکی با شرایط احیایی قرار گرفته‌اند.



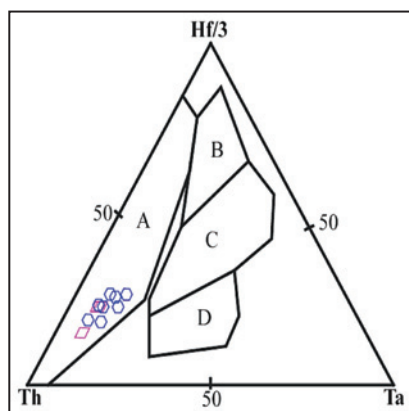
شکل ۱۳- تغییرات عناصر کمیاب خاکی به صورت عمودی در برش لب‌نارسا بهنجار شده نسبت به کندریت



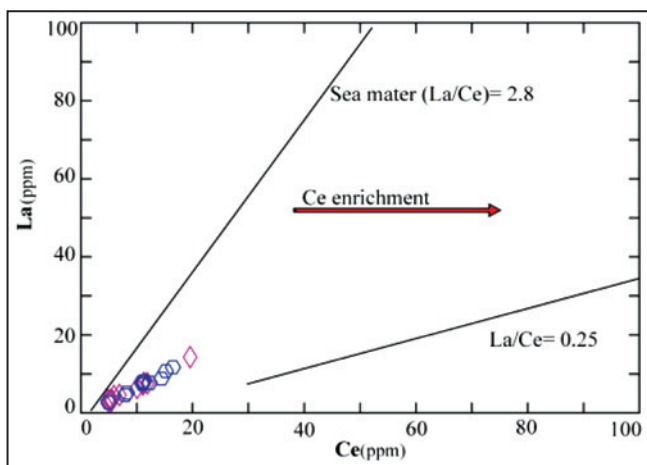
شکل ۱۴- نمودار تغییرات عناصر فرعی در نمونه‌های فسیلی و رسوبات در برگیرنده در برش لب‌نارسا



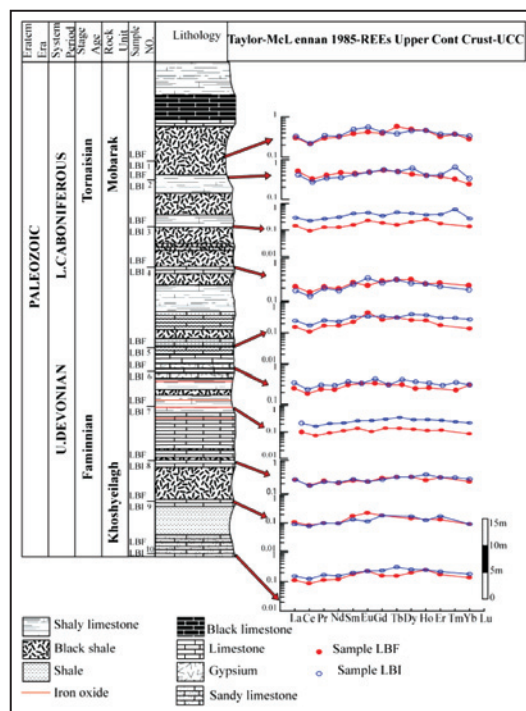
شکل ۱۷- نمودار میزان ژرفای تشکیل رسوبات را شامل می‌شود (برگرفته از Jai & Yu, 1992). (A) رسوبات هیدروژنیک گرهک منگنز در اقیانوس ژرف، (B) رسوبات آب‌های گرم دریایی ژرف



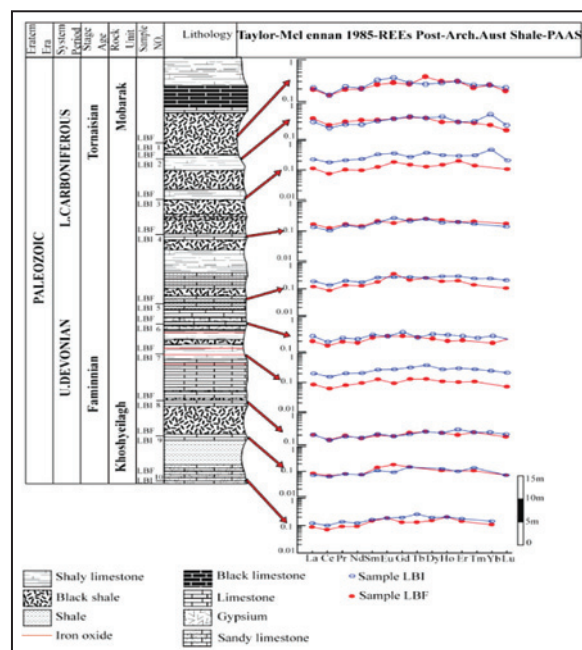
شکل ۱۸- نمودار محیط تشکیل را توزیع می‌نماید (برگرفته از Quinby Hunt & Wilde, 1991). (A) سنگ‌های آهکی-قلیایی یا کمان تولویتی اولیه در صفحات واگرا، (B) بازالت لبه اقیانوسی (C) بازالت لبه اقیانوسی (تولیت‌های داخل صفحه‌ای)، (D) بازالت‌های قلیایی داخل صفحه‌ای



شکل ۱۹- نمودار همبستگی سربیم و لانتانیم (برگرفته از Toth, 1980)



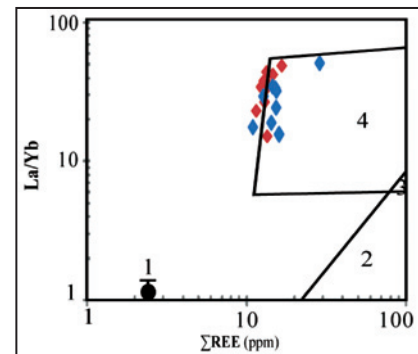
شکل ۱۵- تغییرات عناصر نادر خاکی به صورت عمودی در برش لب‌نسر بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای



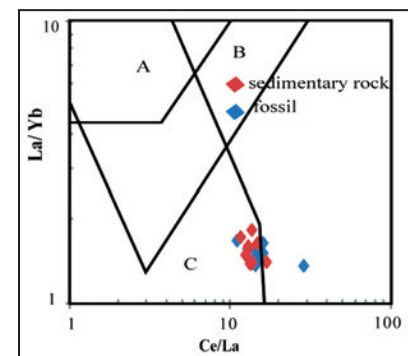
شکل ۱۶- تغییرات REEs به صورت عمودی در برش لب‌نسر استاندارد شیل‌های پس از آرکن استرالیا

جدول ۱- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های فسیل براکیوپود برش لب‌نثار بر حسب (ppm)

Sample	LBF1	LBF2	LBF3	LBF4	LBF5	LBF6	LBF7	LBF8	LBF9	LBF10
Ca%	۳۶/۲۳	۳۸/۰۲	۳۲/۹۹	۳۲	۳۱/۶۲	۳۱/۶۴	۳۱/۴	۲۸/۵۱	۳۱/۴۷	۳۰/۷۹
Fe%	۰/۵	۰/۵۸	۰/۴۴	۰/۶۲	۰/۷۷	۰/۴۸	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۸۷	۰/۷۸
Mg	۴۲۰	۳۴۰	۳۲۰	۳۲۰	۳۲۰	۳۲۰	۲۷۰	۲۵۰	۳۰۰	۳۴۰
Ba	۲۵	۳۹	۳۲	۲۲	۳۵۱	۳۷	۲۱	۳۹	۱۰۶	۴۶
Ti	۳۴۰	۱۵۰	۲۷۰	۲۵۰	۱۵۰	۳۶۰	۱۵۰	۴۰۰	۱۷۰	۱۹۰
Al	۴۸۰۰	۱۸۰۰	۴۲۰۰	۴۱۰۰	۴۷۰۰	۶۶۰۰	۳۱۰۰	۷۹۰۰	۳۰۰۰	۴۰۰۰
Na	۴۹۰	۵۷۰	۵۵۰	۴۶۰	۷۳۰	۶۹۰	۵۸۰	۵۹۰	۳۹۰	۳۸۰
K	۲۱۰۰	۷۰۰	۱۱۰۰	۱۰۰۰	۶۰۰	۱۳۰۰	۶۰۰	۲۰۰۰	۸۰۰	۹۰۰
Sr	۱۴۱۸	۱۱۸۷	۱۱۴۰	۱۱۲۶	۱۹۳۶	۱۰۸۴	۱۰۴۵	۱۰۶۳	۱۲۸۹	۱۰۰۶
Mn	۷۵	۵۸	۵۳	۶۵	۴۰	۷۰	۵۸	۸۷	۷۰	۷۶
S	۱۷۰۰	۲۷۰۰	۱۷۰۰	۱۰۰۰	۱۳۰۰	۲۲۰۰	۱۵۰۰	۷۷۰۰	۱۹۰۰	۱۷۰۰
Cu	۳/۵۷	۱۴/۴۶	۱/۹۱	۲/۶۸	۳/۱۲	۲/۱۵	۲۸/۷۴	۵۲/۵۵	۶۰/۳۲	۱/۰۴
Pb	۳/۷۶	۶/۰۱	۴	۳/۲۹	۱/۱۷	۲/۷۸	۶/۵۷	۱۱/۸۳	۷/۵۶	۵/۶۴
Zn	۴۵/۸	۱۸/۵	۱۲/۳	۱۵/۸	۱۳/۷	۱۲/۱	۲۸/۷	۴۲/۶	۳۷/۱	۲۳
Ag	۳۸	۳۵	۳۵	۲۹	۴۷	۸۲	۴۹	۶۲	۵۵	۳۱
Ni	۶/۸	۲/۶	۲/۷	۲/۶	۰/۸	۴/۷	۲/۵	۳/۹	۴/۳	۳/۳
Co	۱/۵	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۰/۶	۱	۰/۹	۱/۱	۰/۹	۱
As	۵/۸	۴/۷	۳/۱	۳	۰/۲>	۳/۲	۱/۹	۲/۸	۳/۵	۰/۲>
U	۱/۱	۱/۸	۱/۱	۰/۹	۰/۷	۱	۱	۱/۱	۰/۸	۰/۴
Th	۰/۹	۰/۵	۰/۶	۰/۷	۰/۴	۱	۰/۴	۱/۲	۰/۶	۰/۸
Cd	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۳
V	۹	۶	۷	۷	۵	۸	۵	۸	۶	۶
P	۶۰	۴۰	۶۰	۹۰	۷۰	۱۰۰	۸۰	۱۹۰	۱۲۰	۱۳۰
Zr	۲۳/۷	۹/۹	۲۰/۹	۳۷/۵	۱۰/۱	۱۴/۸	۹/۷	۱۲	۶/۴	۷/۱
Hf	۰/۳	۰/۲۳	۰/۳	۰/۳۵	۰/۱۵	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱
Li	۲/۹	۱/۸	۱/۷	۲/۲	۱۰/۹	۵/۸	۱/۸	۷/۶	۳/۶	۴/۲
Rb	۱۰	۳/۱	۴/۷	۳/۸	۲/۳	۵/۵	۲/۳	۷/۸	۳/۴	۴/۶
Nb	۲/۴	۱/۱۴	۱/۷۳	۱/۶	۱/۱۱	۱/۰۴	۱/۹۹	۱/۹۹	۰/۷۸	۱/۸۵
Cs	۰/۵	۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۳
Ga	۱/۲۷	۰/۵۲	۰/۹۱	۰/۸۷	۰/۶۴	۱/۵۶	۰/۶۵	۱/۶۲	۰/۷۶	۰/۸



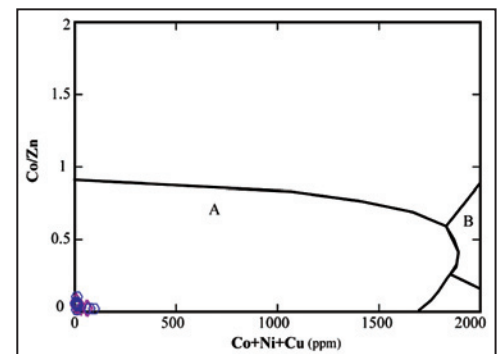
شکل ۲۰- نمودار منشأ رسوبات (برگرفته از Allegre & Minster, 1978)، ۱) کلدريت، ۲) تولیت‌های اقیانوسی، ۳) تولیت‌های قاره‌ای، ۴) سنگ‌های رسوبی



شکل ۲۱- نمودار منشأ رسوبات (برگرفته از Kunzendorf et al., 1988)، A) رسوبات اقیانوس ژرف، B) منگنز سنگ‌ها و گرهک‌های فرودار، C) تشکیلات و بازالت‌های زیر دریایی

جدول ۲- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های رسوبات دربرگیرنده فسیل‌ها در برش لب‌نثار بر حسب (ppm)

Sample	LBI1	LBI2	LBI3	LBI4	LBI5	LBI6	LBI7	LBI8	LBI9	LBI10
Ca%	۳۰/۶	۳۰/۳۶	۳۰/۵۸	۳۲/۴۶	۳۱/۷۶	۲۹/۲۶	۳۳/۱۲	۲۶/۹۱	۲۸/۹۷	۳۱/۰۵
Fe%	۰/۴۷	۰/۷۳	۰/۸۱	۰/۴۲	۰/۶۴	۰/۶۶	۱/۱۱	۰/۴۶	۰/۸۷	۰/۸۸
Mg	۴۲۰۰	۴۹۰۰	۲۹۰۰	۳۳۰۰	۳۹۰۰	۳۵۰۰	۲۷۰۰	۲۶۰۰	۲۵۰۰	۳۲۰۰
Ba	۲۸	۲۹	۳۵	۱۴	۹۰	۲۳	۲۰	۳۹	۱۹۸	۴۱
Ti	۳۷۰	۴۳۰	۵۱۰	۴۰۰	۳۹۰	۶۹۰	۳۹۰	۳۹۰	۱۵۰	۲۹۰
Al	۷۰۰۰	۷۱۰۰	۷۷۰۰	۴۴۰۰	۶۲۰۰	۹۸۰۰	۴۷۰۰	۶۸۰۰	۳۲۰۰	۶۹۰۰
Na	۳۵۰۰	۳۶۰۰	۳۹۰۰	۲۱۰۰	۲۹۰۰	۳۱۰۰	۴۰۰۰	۵۹۰۰	۳۱۰۰	۳۴۰۰
K	۲۶۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۱۴۰۰	۱۳۰۰	۳۱۰۰	۱۴۰۰	۲۰۰۰	۷۰۰	۱۴۰۰
Sr	۱۲۸۲	۱۰۷۷	۸۲۶	۸۰۱	۱۱۹۸	۸۸۱	۶۸۴	۱۰۸۵	۱۲۲۰	۸۲۹
Mn	۸۸	۷۶	۶۷	۸۸	۷۷	۶۵	۶۹	۶۹	۷۵	۶۷
S	۱۷۰۰	۲۲۰۰	۴۰۰>	۴۰۰>	۲۳۰۰	۵۰۰۰	۹۰۰	۴۰۰>	۴۰۰>	۱۰۰۰
Cu	۳/۶۱	۳/۳۳	۳/۶۳	۴/۰۵	۲/۷۵	۲/۲۷	۴/۳۱	۸۹/۳۹	۶۵/۴۵	۳/۰۵
Pb	۳/۷۸	۷/۲۸	۴/۹۷	۳/۱۵	۲/۵۲	۶/۹۹	۱۵/۲۴	۱۷/۲۸	۷/۵۵	۸/۲۴
Zn	۳۵	۸۴/۴	۲۰	۱۰/۶	۱۶/۹	۲۸/۱	۴۳/۳	۶۵/۱	۴۷/۱	۲۲/۸
Ag	۲۳	۴۷	۳۸	۳۰	۳۱	۴۱	۴۵	۵۴	۴۷	۳۷
Ni	۷/۱	۵/۷	۳/۸	۵/۴	۱/۵	۶/۱	۸/۳	۳/۸	۶/۸	۴/۵
Co	۱/۷	۱/۳	۱/۳	۱/۱	۱/۵	۱/۸	۱/۳	۱/۱	۱/۱	۱/۵
As	۴/۴	۵/۹	۳/۶	۲	۰/۴	۳/۶	۹/۹	۱	۳/۵	۷
U	۱/۱	۳/۶	۱/۳	۰/۸	۱/۱	۲/۴	۱/۸	۱/۱	۰/۷	۰/۴
Th	۱	۱/۲	۱/۴	۰/۸	۰/۹	۱/۵	۱	۱/۲	۰/۶	۱/۱
Cd	۰/۱۳	۰/۲۷	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۵
V	۱۱	۱۲	۱۰	۹	۹	۲۲	۱۰	۸	۵	۷
P	۶۰	۶۰	۱۱۰	۶۰	۱۰۰	۶۰	۱۱۰	۱۹۰	۹۰	۱۲۰
Zr	۲۳/۵	۲۳/۸	۱۷/۵	۲۱/۲	۲۴/۳	۲۸/۱	۱۱/۸	۱۱/۹	۷/۵	۶/۹
Hf	۰/۳۶	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۲۷	۰/۴	۰/۶۲	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۱۷
Li	۴/۱	۴/۲	۱۱/۱	۲/۲	۶/۴	۳/۴	۵/۸	۸/۴	۳/۲	۶
Rb	۱۰/۲	۸/۱	۸/۴	۶/۳	۵/۷	۱۲/۴	۶	۸	۳/۲	۶/۴
Nb	۲/۵۹	۳/۰۳	۲/۸۷	۲/۵۳	۲/۷۳	۴/۳۱	۲/۵۳	۳/۰۵	۰/۶۱	۱/۱۹
Cs	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۹	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۴
Ga	۱/۵۴	۱/۶۱	۱/۹۴	۱/۱۸	۱/۲۶	۲/۳۵	۱/۳۴	۱/۵۶	۰/۷۴	۱/۴



شکل ۲۲- منشأ رسوبات از لحاظ هیدرولوژی (برگرفته از Toth, 1980)، A) رسوبات هیدروترمالی، B) رسوبات اتوژنیک

جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های فسیل براکیوپود برش لب‌نثار بر حسب (ppm)

Sample	LBF1	LBF2	LBF3	LBF4	LBF5	LBF6	LBF7	LBF8	LBF9	LBF10
La	۷/۳	۱۴/۳	۴/۳	۶/۴	۴/۶	۷/۶	۳/۲	۷/۷	۳/۲	۳/۳
Ce	۱۱/۱۱	۱۹/۵۶	۵/۹۱	۱۰/۰۷	۶/۹	۱۱/۹	۴/۸۶	۱۱/۳۱	۵/۲۷	۵/۵۵
Pr	۱/۷	۲/۷	۰/۹	۱/۵	۱/۲	۱/۷	۰/۷	۱/۷	۰/۷	۰/۸
Nd	۶/۷	۱۱/۵	۳/۳	۵	۴/۴	۶/۱	۳/۲	۵/۳	۲/۵	۳/۱
Sm	۱/۴	۱/۹	۰/۷	۱/۲	۱	۱/۴	۰/۷	۱/۱	۰/۸	۰/۸
Eu	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۳	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲
Gd	۱/۲	۱/۹	۰/۷	۱/۱	۱	۱/۳	۰/۶	۱/۱	۰/۷	۰/۶
Tb	۰/۳	۰/۳	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱>	۰/۱
Dy	۱/۴	۱/۴	۰/۷	۱/۱	۰/۹	۱/۱	۰/۵	۱/۱	۰/۵	۰/۷
Ho	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱>	۰/۲
Er	۰/۶	۰/۸	۰/۴	۰/۶	۰/۴	۰/۶	۰/۳	۰/۷	۰/۳	۰/۴
Tm	۰/۱	۰/۱	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>
Yb	۰/۵	۰/۵	۰/۳	۰/۵	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۵	۰/۲	۰/۳
Lu	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>
ΣLREE	۳۰/۴۱	۴۶/۰۶	۱۶/۵۱	۲۵/۷۷	۱۹/۹	۲۹/۶	۱۳/۹۳	۲۸/۴۱	۱۳/۷۷	۱۵/۲۵
ΣHREE	۴/۳	۵/۳	۲/۴	۳/۸	۳	۴	۱/۸	۳/۹	۱/۷	۲/۳
ΣREE	۳۵/۰۲	۵۱/۷۶	۱۹/۱۱	۲۹/۷۵	۲۴/۶	۳۳/۹	۱۵/۸۶	۳۲/۵۱	۱۵/۶۷	۱۷/۷۵
ΣLREE/ΣHREE	۷/۰۷	۸/۶۹	۶/۸۸	۶/۷۸	۴/۶۳	۷/۴	۷/۷۵	۷/۲۸	۸/۱	۶/۶۳
Pr/Pr*	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۹۵	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲	۰/۱۸	۰/۲۳
Eu/Eu*	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۴	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۲۹

جدول ۴- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های رسوبات دربرگیرنده فسیل‌های برش لب‌نثار بر حسب (ppm)

Sample	LBI1	LBI2	LBI3	LBI4	LBI5	LBI6	LBI7	LBI8	LBI9	LBI10
La	۸/۱	۱۱/۷	۸/۸	۵/۲	۷/۴	۱۰/۷	۷/۷	۷/۹	۲/۷	۴/۶
Y	۹/۶	۱۲/۴	۱۰/۲	۸	۹	۱۱/۱	۹/۸	۹/۳	۴/۵	۵/۷
Ce	۱۱/۲۶	۱۶/۴۸	۱۴/۴۳	۸/۲۳	۱۱/۰۴	۱۵/۲	۱۲/۳۳	۱۰/۹۷	۴/۹۳	۷/۹۳
Pr	۲	۲/۳	۱/۹	۱/۴	۱/۸	۲/۲	۱/۸	۱/۶	۰/۷	۱/۲
Nd	۷	۸/۷	۸	۴/۵	۶	۷/۸	۷	۵/۶	۲/۵	۴/۱
Sm	۱/۸	۱/۸	۱/۹	۱/۱	۱/۵	۱/۷	۱/۵	۱/۲	۰/۶	۰/۹
Eu	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۲
Gd	۱/۳	۲	۱/۳	۱	۱/۳	۱/۷	۱/۵	۱	۰/۷	۰/۹
Tb	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۲	۰/۱>	۰/۲
Dy	۱/۳	۲	۱/۵	۰/۹	۱/۴	۱/۵	۱/۳	۱/۱	۰/۶	۰/۹
Ho	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۱	۰/۲
Er	۰/۷	۰/۹	۰/۹	۰/۵	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۷	۰/۴	۰/۵
Tm	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱>	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱>	۰/۱>
Yb	۰/۶	۰/۷	۰/۶	۰/۴	۰/۶	۰/۸	۰/۶	۰/۶	۰/۲	۰/۴
Lu	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>
ΣLREE	۳۱/۶۶	۴۱/۶۸	۳۶/۴۳	۲۲/۲۳	۲۹/۳۴	۳۸	۳۲/۴۳	۲۸/۶۷	۱۳/۲۳	۱۹/۸۳
ΣHREE	۴/۵	۶/۴	۵/۱	۳/۲	۴/۶	۵/۵	۴/۹	۴	۲	۳/۱
ΣREE	۳۶/۵۶	۴۸/۴۸	۴۱/۹۳	۲۶/۳۳	۳۴/۲۴	۴۳/۸	۳۷/۶۳	۳۲/۸۷	۱۵/۲۳	۲۳/۱۳
ΣLREE/ΣHREE	۷/۰۴	۶/۵۱	۷/۱۴	۷/۲۶	۶/۳۸	۶/۹	۶/۶۲	۷/۱۶	۶/۶۱	۶/۴
Pr/Pr*	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲
Eu/Eu*	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۲
δCe	۲/۸	۳/۱۸	۳/۵۳	۳/۰۵	۳/۰۳	۳/۱۳	۳/۳۲	۳/۰۹	۳/۶	۳/۲۸

جدول ۵- ضریب همبستگی عناصر در رسوبات در برگیرنده فسیل‌ها در برش لب‌نثار

	Ca	Mn	Fe	Sr	Ni	P	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Ce	LREE	HREE
Mn	۰/۳۸														
Fe	۰/۲۳	-۰/۵۸													
Sr	-۰/۴۰	۰/۴۳	-۰/۴۳												
Ni	-۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۲۸	-۰/۱۶											
P	-۰/۵۱	-۰/۵۰	۰/۰۸	-۰/۰۶	-۰/۲۶										
Mg	۰/۲۷	۰/۴۳	-۰/۳۱	۰/۳۶	-۰/۱۴	-۰/۶۱									
Ba	-۰/۲۷	۰/۰۱	۰/۲۳	۰/۵۴	-۰/۰۶	۰/۰۶	-۰/۳۲								
Ti	-۰/۰۱	-۰/۳۰	-۰/۲۰	-۰/۳۷	-۰/۱۱	-۰/۲۲	۰/۲۶	-۰/۶۶							
Al	-۰/۲۶	-۰/۴۱	-۰/۲۱	-۰/۰۸	-۰/۲۴	-۰/۰۵	۰/۳۸	-۰/۵۴	۰/۸۱						
Na	-۰/۶۹	-۰/۴۶	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۸۲	-۰/۳۱	-۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۲۱					
K	-۰/۲۷	-۰/۱۱	-۰/۳۹	۰/۰۱	۰/۱۳	-۰/۲۲	۰/۴۰	-۰/۶۲	۰/۸۱	۰/۸۷	۰/۱۹				
Ce	-۰/۰۲	-۰/۲۹	۰/۰۱	-۰/۱۹	-۰/۰۴	-۰/۱۸	۰/۵۱	-۰/۶۲	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۲۳	۰/۷۱			
LREE	۰/۰۲	-۰/۱۸	-۰/۰۶	-۰/۱۵	-۰/۰۲	-۰/۲۱	۰/۵۵	-۰/۶۵	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۲۱	۰/۷۲	۰/۹۹		
HREE	۰/۰۸	-۰/۲۰	۰/۰۲	-۰/۱۳	-۰/۰۴	-۰/۲۳	۰/۶۰	-۰/۶۰	۰/۷۴	۰/۶۶	۰/۱۸	۰/۶۵	۰/۹۸	۰/۹۹	
REE	۰/۰۴	-۰/۱۸	-۰/۰۵	-۰/۱۴	-۰/۰۲	-۰/۲۱	۰/۵۶	-۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۶۹	۰/۲۱	۰/۷۲	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹

جدول ۶- ضریب همبستگی عناصر در پوسته فسیل براکیوپودها در برش لب‌نار

	Ca	Mn	Fe	Sr	Ni	P	Mg	Ba	Ti	Al	Na	K	Ce	LREE	HREE
Mn	-۰/۲۸														
Fe	-۰/۰۸	-۰/۱۴													
Sr	-۰/۱۷	-۰/۵۹	۰/۴۱												
Ni	-۰/۱۹	۰/۷۲	-۰/۲۱	-۰/۲۶											
P	-۰/۸۲	۰/۷۲	۰/۰۷	-۰/۳۵	۰/۱۶										
Mg	۰/۶۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۲۲	۰/۵۴	-۰/۵۳									
Ba	-۰/۱۵	-۰/۶۱	۰/۵۴	۰/۹۰	-۰/۵۲	-۰/۱۱	-۰/۰۸								
Ti	-۰/۲۲	-۰/۶۴	-۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۴۳	-۰/۱۹	۰/۴۰								
Al	-۰/۵۲	۰/۶۹	-۰/۴۸	-۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۶۸	-۰/۰۷	-۰/۳۳	۰/۹۳						
Na	-۰/۰۳	-۰/۴۷	-۰/۴۰	۰/۴۲	-۰/۳۴	-۰/۲۰	-۰/۰۵	۰/۴۶	۰/۱۶	۰/۱۷					
K	-۰/۰۴	۰/۷۰	-۰/۴۶	-۰/۱۵	۰/۷۶	۰/۳۷	۰/۲۸	-۰/۳۷	۰/۹۱	۰/۷۹	-۰/۰۳				
Ce	۰/۶۱	۰/۱۳	-۰/۲۷	-۰/۰۸	۰/۱۷	-۰/۲۳	۰/۳۱	-۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۰۵	۰/۲۴				
LREE	۰/۶۳	۰/۱۲	-۰/۲۹	-۰/۰۲	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۳۶	-۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۹۹		
HREE	۰/۵۹	۰/۱۶	-۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۴۳	-۰/۱۷	۰/۳۹	۰/۲۰	۰/۳۱	۰/۴۱	۰/۹۵	۰/۹۷	
REE	۰/۶۳	۰/۱۰	-۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۱۸	-۰/۲۷	۰/۳۷	-۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۸

کتابنگاری

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس (آرین‌زمین)، ۴۴۸ صفحه.
- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- براری، ع.، حمدی، ب.، مصدق، ح.، ۱۳۹۱- تغییرات دیرینه‌شناختی رسوبات کربنifer در برش سیمه‌کوه (شمال دامغان) با معرفی ۴ زون کنودونتی، فصلنامه علوم‌زمین، تابستان ۹۱، سال بیست و یکم، شماره ۸۴، ص. ۳۷ تا ۴۲.
- براری، ع.، ۱۳۸۸- پایان‌نامه کارشناسی ارشد، بایوستراتیگرافی و تغییرات دیرینه‌شناسی گذر دونین- کربنifer در شمال دامغان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۵ ص.
- کلاتری، م.، ۱۳۸۵- میکرو بایوستراتیگرافی، میکرو فاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های کربنifer زیرین (سازند مبارک) در مناطق شمال، شمال غرب دامغان (البرز شرقی)، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۷ ص.
- محمدی، ک.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی، بایوستراتیگرافی و رسوب‌شناسی گذر دونین- کربنifer در البرز خاوری با استفاده از عناصر اسکلتی و داده‌های ایزوتوپی، دانشگاه دامغان، ۱۹۵ ص.
- مر، ف.، شرفی، ع.الف.، ۱۳۷۱- اصول ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه شیراز، ۵۶۶ ص.
- یعقوب پور، ع.م.، ۱۳۸۰- مترجم، کانی‌های خاک‌های کمیاب، مرکز نشر دانشگاهی تهران، ۴۱۲ صفحه.

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains system in northern Iran. *J. Geodyn.* 21: 1-33.
- Alavi, M. & Salehi rad, P., 1975- Geologic map of Iran 1/100000 of Damghan, Geological Survey of Iran.
- Allegre, C.J. & Minster, J.F., 1978- Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v.38, 1-25.
- Bingsong, Y., Hailiang, D., Elisabeth W., 2009- Chen Jiangqing, Lin Changsong. Geochemistry of basal Cambrian black shales and cherts from the Northern Tarim Basin, Northwest China: Implications for depositional setting and tectonic history. *Journal of Asian Earth Sciences*, V 34(3): 418 pp.
- Brand, U., Logan, A., Hiller N. & Richardson, J., 2003- Geochemistry of modern brachiopods: applications and implications for oceanography and paleoceanography, *Chemical Geology*, v.198, 305– 334.
- Brand, U. & Veizer, J., 1980- Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system- I: Trace elements: *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 50, 1219-1236.
- Brand, U. & Veizer, J., 1981- Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-II: Stable Isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, 987-997.
- Boyong, Y., Bin, H.U., Zhengyu, B.A.O., Zhaoan, Z., 2011-REE geochemical characteristics and depositional environment of the black shale-hosted Baiguoyuan Ag-V deposit in Xingshan, Hubei Province, China *Journal of Rare Earth*, v.29, 499-506.
- Caplan, L.M., Bustin, R.M., 1999- Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 148, 187-207.
- Halley, R.B., Swart, P.K., Didge, R.E. and Hudson, J.H., 1994- Decade-scale trend in sea water salinity, LA-ICP-MS analysis of trace elements in biogenic minerals: timeseries recording of environmental changes, http://perso.wanadoo.fr/arnaga/LA-ICP-MS_report.htm (1 of 21) 22.11.

- Jai, H.C., Yu, H., 1992- Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokom Belt, Northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, v. 87. 1265-1273.
- Kunzendorf, H., Stoffers, P., Gwozdz, R., 1988- Regional variations of REE patterns in sediments from active plate boundaries. *Marine Geology*, v. 84 191-199.
- Land, L.S. & Hoops, G.H., 1973- Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions, *Sedimentary Petrology*, v. 43, 614-617.
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T., 1990-Geochemistry of Sedimentary Carbonates. *Development in Sedimentology*, v. 48, 1-707.
- Mucci, A., 1988- Manganese uptake during calcite precipitation from seawater condition leading to the formation of a pseudokutnahorite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 52, 1859- 1868.
- Nelson, C.S., 1988-An introductory perspective on non- tropical shelf carbonates: *Sed. Geology*, v.60,3-12.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., Sandidge, M., Oden, K. & Freiha, B., 1988- The coprecipitation of manganese (II) with calcite, an experimental study: *Mar. Chemistry*, v. 25, 107- 120.
- Quinby-Hunt, M.S., Wilde, P., 1991- The provenance of low-calcic black shales. *Miner. Deposits*, v.26, 43-53.
- Rao, C.P. & Adabi, M.H., 1992- Carbonate mineral major and minor element and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonate, western Tasmania, Australia: *Mar. Geology*, v. 103, 249- 272.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margin in Iran, in: Burk, C.A. & Drake, C.L. (eds.), *the Geology of Continental Margins*, Springer Verlag, 873-887.
- Tucker, M.E., 2004- *Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks*, Blackwells, Oxford, 1-252.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985- *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications.
- Toth, J.R., 1980- Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, v. 91, 44-54.
- Toth, J.R., 1980- Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, v. 91, 44-54.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. & Hodder, P.W., 1996- Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, v.11, 19-31.

Geochemical Changing of the Devonian–Carboniferous Transition in the Labnesar Section, N Damghan, Iran

K. Mohammadi ¹, N. Taghipour ² & H. Mosaddegh ^{3*}

¹ M.Sc., Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

² Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

³ Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2012 July 16

Accepted: 2012 December 08

Abstract

Due to some environmental variations such as sea level fluctuation and the Hangenberg mass extinction event, geochemical variations of elements have occurred in the Devonian–Carboniferous transition, which some of these elements are useful indicators to display the source of sediments and the sea level changes. In this transition, Sr is one of these elements has a reverse relation with sea level changing and a direct relation with amount of sediment deposition. Trace elements such as Sr, Fe, Mn, Mg, Al, and Ca display the depositional environment conditions and their changing is affected by indoor and outdoor environmental conditions such as pH, Eh, climate, etc. This study has focused on investigation of elemental changes at the Devonian–Carboniferous boundary in the Khoshyeilagh and Mobarak Formations in the Labnesar section, North of Damghan.

The elemental changing in Brachiopoda shells and its containing sediments has the same trend as they show the fossil samples are *in situ*. The environmental situation of fossil organisms and their involving sediments in the study section were semi close to open sea with anoxia conditions. The black shale at D–C boundary shows LREE richer than HREE that confirmed its continental source. The variation of some elements such as Mn, Fe, Na... at D–C boundary in the Labnesar section indicates of LMC (low magnesium calcite) in the Brachiopod shells and involving sediments. The quantity variations of Mn and Sr in D–C boundary are related to sea level fluctuations. These elements are influenced by the sea level changes and impress the amount of other elements such as Fe, Al, Ti, Mg, Ca, Na, and K. The median amount of Na at the boundary indicates a moderate salinity.

Keywords: Geochemical, Devonian – Carboniferous cross, Labnesar, Damghan

For Persian Version see pages 217 to 228

*Corresponding author: H. Mosaddegh; E-mail: mosaddegh@du.ac.ir