

پالینوفاسیس و محیط دیرینه بخش مارنی سازند فرخی (ایران مرکزی)

محسن علامه^{۱*} و بهناز ترابیان^۲

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران
^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۲/۲۸

چکیده

سازند فرخی یکی از واحدهای سنگی کرتاسه بالایی حوضه رسوبی ایران مرکزی و دارای ترکیب سنگی آهک، مارن و آهک مارنی با لایه‌هایی از سنگ آهک فسیل‌دار است. این سازند به‌طور همیشگی روی سازند هفت‌تومان قرار دارد و مرز بالایی آن با سازند چوپانان ناهمشیب است. در این پژوهش ۲۳ نمونه از بخش مارنی سازند فرخی برداشت و ۹۰ اسلاید پالینولوژیکی از آنها تهیه و مطالعه شد. بررسی عوامل آلی موجود در سازند نشان‌دهنده حفظ‌شدگی به نسبت خوب مواد آلی در بخش‌های مارنی است و نرخ رسوب‌گذاری و میزان اکسیژن متغیر را نشان می‌دهد. مطالعات پالینوفاسیس سازند نشان می‌دهد که بخش مارنی در محیط دریایی کم‌ژرفا تا باز با انرژی متوسط نهشته و یک پالینوفاسیس برای آن تشخیص داده شده است. بر پایه داینوفلاژله‌های شاخص محیط، محیط گرم و به نسبت کم‌ژرفا با انرژی متوسط و شوری متغیر برای بخش مارنی سازند فرخی در زمان انباش رسوبات پیشنهاد می‌شود.

کلیدواژه‌ها: پالینوفاسیس، محیط دیرینه، داینوفلاژله، فرخی، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: محسن علامه

E-mail: allameh0277@mshdiau.ac.ir

۱- پیش‌نویس

ناحیه مورد مطالعه در پیرامون شهرستان طبرس، در باختر روستای فرخی قرار دارد. سازند فرخی در برش الگو شامل ستبرای متغیری (۶۵ تا ۱۸۰ متر) از سنگ آهک خاکستری روشن با قله و یا نوارهای چرت است که با داشتن خارپوست و دوکفه‌ای فراوان شناخته می‌شود. پایین‌ترین بخش این سازند، ۴۵ تا ۱۲۰ متر مارن با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. بازوپایان، دوکفه‌ای و خارپوست نشانگر آن است که سازند فرخی، سن سنونین پسین-دائین دارد (آقابنایی، ۱۳۸۳).

Allameh and Taherpour Khalil Abad (2014) خارپوستان سازند فرخی را

در برش فرخی مطالعه و جنس *Echinocorys ex. gr. scutata* را معرفی کرده‌اند. ترابیان و علامه (۱۳۹۰) برای نخستین بار داینوفلاژله‌های بخش مارنی سازند فرخی را معرفی کردند. همچنین ترابیان و همکاران (۱۳۹۰) پالینوفاسیس و محیط دیرینه بخش مارنی سازند فرخی را بررسی و ارزیابی کرده‌اند. سیف و همکاران (۱۳۹۲) با مطالعه سازند فرخی در برش خور بر پایه روزن‌بران پلانکتونیک سن ماستریشتین پیشین تا پسین را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. رضایی یزدی‌نژاد (۱۳۹۳) با توجه به روزن‌بران *Gansserina gansseri*, *Globotruncanites elevata*, *Globotruncana aegyptiaca*,

Globotruncana ventricosa, *Globotruncanites stuartiformis*, *Contusotruncana contusa* سن سازند فرخی در برش فرخی را کامپانین پیشین-ماستریشتین پسین پیشنهاد کرده است. اسفنج *Porosphaera globularis* از سازند فرخی گزارش شده است (Wilmsen et al., 2012). رزمجویی (۱۳۹۰) بر پایه روزن‌بران پلانکتونیک و کف‌زی سن ماستریشتین زیرین-پالئوسن را برای آن در نظر گرفته است. Aistov et al. (1984) با توجه به فسیل دوکفه‌ای و خارپوستان موجود، سن سنونین پسین-پالئوسن را برای آن در نظر گرفته‌اند. از آنجایی که در این پژوهش تنها محیط رسوبی و پالینوفاسیس سازند فرخی ارزیابی شده است، سن سازند یاد شده با توجه به اطلاعات بالا کامپانین-ماستریشتین در نظر گرفته شده است. در این پژوهش برای نخستین بار پالینوفاسیس و محیط دیرینه سازند فرخی بر پایه داینوفلاژله‌ها مورد ارزیابی قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

۲۳ نمونه با فواصل معین از ژرفای ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متری رسوبات بخش میان

(مارنی) سازند فرخی با ستبرای ۱۲۸/۲ متر برداشت و با استفاده از روش تراورس (مارنی) (Traverse, 1998 and 2007) اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شد. مقدار ۱۰۰ گرم از هر نمونه به مدت ۲۴ ساعت در اسید کلریدریک ۳۰٪ برای از بین بردن کربنات کلسیم قرار داده شد. پس از خنثی‌سازی، ۲۴ ساعت در اسید فلوریدریک ۳۸٪ برای الک ۲۰۰ میکرون عبور داده و با استفاده از محلول کلرید روی ($ZnCl_2$) سانتریفیوژ و پالینومورف‌ها از عناصر سنگین و دیگر مواد جدا شد. اسلایدهای تهیه شده با میکروسکوپ نوری (Nikon) مجهز به دوربین عکس‌برداری دارای لنزهایی با بزرگنمایی ۱۰ تا ۱۰۰ مطالعه شدند و در آنها عناصر مختلف پالینولوژیکی شناسایی و توسط میکروسکوپ عکس‌برداری شد. به منظور تفسیرهای محیطی محتویات آلی اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از ترکیب سنگی مارنی سازند فرخی مورد بررسی قرار گرفت و برای تعیین و تفسیر پالینوفاسیس ۹۰ اسلاید تهیه شده به دقت بررسی و با انتخاب چندین میدان تصادفی ۴۰۰ ذره پالینولوژیکی مانند مواد آلی بی‌شکل (AOM)، فیتوکلاست‌ها (Phytoclasts) و پالینومورف‌ها (Palynomorphs) در هر اسلاید شناسایی و درصد هر کدام از عناصر پالینومورفی مشخص شد (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۴ تا ۶) و با استفاده از نمودار سه‌گانه Tyson (1993) پالینوفاسیس‌های آن تعیین شد.

۳- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

نهشته‌های کرتاسه بالایی در ناحیه مورد مطالعه فرخی نامیده می‌شود؛ که در ۷ کیلومتری باختر روستای فرخی با موقعیت جغرافیایی $9^{\circ} 54' 33''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 52' 54''$ طول خاوری قرار گرفته است (شکل ۱).

۴- چینه‌نگاری سنگی

ستبرای سازند فرخی در برش مورد مطالعه ۲۵۰ متر است که بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی شامل ۳ بخش اصلی است. بخش زیرین به ستبرای ۵۰/۳ متر شامل رسوبات آهکی متوسط تا ستبرلایه به رنگ زرد نخودی است. بخش میانی به ستبرای ۱۲۸/۲ متر شامل مارن‌های فسیل‌دار با میان‌لایه‌های آهک مارنی و مارن آهکی است

(شکل ۲). بخش بالایی به ستبرای ۷۱/۵ متر شامل رسوبات آهک کرم رنگ فسیل دار است (شکل ۶).

۵- بررسی عامل‌های حفاظت از مواد آلی

مشاهده و تفسیر دقیق اسلایدهای پالینولوژیکی کمک شایانی به شناخت محیط رسوبی دیرینه می‌کند و سپس از آنها می‌توان برای شناسایی انواع پالینوفاسیس‌ها استفاده کرد. مهم‌ترین عناصر موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی، قطعات پالینولوژیکی (Palynodebris) نامیده می‌شوند که به دو دسته برجا (Autochthonous) شامل داینوسیت‌ها، اکریتارشاها، پوسته کیتینی روزن‌بران، مواد آلی آمورف با منشأ جلبک و باکتری و نابرجا (Allochthonous) شامل قطعات چوب، کوتیکول، پولن و اسپورها تقسیم می‌شوند. به عبارتی ماده آلی در رسوبات دریایی متشکل از یک بخش قطعات زمینی (نابرجا) و بخشی دیگر قطعات دریایی (برجا) است. رسوبات یا ذرات آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی بیشتر توسط فرایندهای هیدرودینامیکی کنترل می‌شوند و جورشدهگی این ذرات تابع خاصیت شناوری آنها و انرژی مربوط به رسوب‌گذاری است (Fisher, 1980; Whitaker, 1984; Van der Zwan, 1990).

عامل‌های حفاظت مواد آلی بر پایه چگونگی نسبت درصد فراوانی ۳ گروه اصلی عناصر پالینومورفی (پالینوماسرال‌ها، پالینومورف‌های دریایی و SOM) سنجیده می‌شود که سهم زیادی در تفاسیر پالینوکولوژی دارد.

بنابراین در این پژوهش سعی شده است با استفاده از اطلاعات پالینوفاسیس، تفسیر بهتری از محیط دیرینه ارائه شود. این نتایج از ترکیب معیارهای کیفی و کمی به دست آمده است (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۴ تا ۶). مهم‌ترین عامل‌های مورد نظر به شرح زیر هستند:

۵-۱. نسبت SOM شفاف (SOMT) به SOM تیره (SOMOP)

اکسیژن به عنوان یکی از عامل‌های مهم در دیرین‌بوم‌شناسی و به‌ویژه بازسازی محیط رسوب‌گذاری دریایی مطرح است؛ زیرا میزان اکسیژن در تشکیل هیدروکربورها دارای اهمیت بسزایی است. با وجود اکسیژن، باکتری‌های هوازی (Aerobic) با استفاده از اکسیژن محلول در آب می‌توانند مواد آلی را تجزیه کنند و در صورت بالا بودن تجزیه، مواد آلی همه اکسیژن و هیدروژن خود را از دست می‌دهند و تنها مقدار کمی کربن باقی می‌ماند و SOM رنگ تیره پیدا می‌کند. باکتری‌های بی‌هوازی (Anaerobic) در محیطی بدون اکسیژن، کمی پایین‌تر از سطح رسوب SOM شفاف را ایجاد می‌کنند. در بیشتر شرایط احیایی باکتری‌های بی‌هوازی مواد آلی را به نیترات و سولفات تجزیه می‌کنند و در اثر این فرایند نیتروژن، دی‌اکسید کربن، آب و متان تولید می‌کنند (Tyson, 1989; Van Warvern and Visscher, 1994; Bombardiere and Gorin, 2000).

با توجه به اینکه میزان SOM شفاف نشان‌دهنده شرایط بدون اکسیژن و SOM تیره نشان‌دهنده شرایط اکسیژن‌دار است، با اندازه‌گیری نسبت این دو، می‌توان میزان اکسیژن در زمان گذشته را برآورد کرد. چنانچه این نسبت کمتر از یک باشد شرایط اکسیژن‌دار و اگر این نسبت بیشتر از یک باشد شرایط فاقد اکسیژن را نشان می‌دهد (Van Waveren and Wisscher, 1994; Bombardiere and Gorin, 2000).

بررسی این عامل در مارن‌های سازند فرخی در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که این نسبت در طول سازند متغیر است. در نمونه‌های ۱، ۲، ۴، ۶ و ۷ این نسبت بیشتر از یک است و در نتیجه بسیار کم اکسیژن است. ولی در دیگر نمونه‌ها این نسبت کمتر از یک است (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۳ تا ۵). در نتیجه محیط رسوبی سازند فرخی در زمان انباش رسوبات دارای اکسیژن بوده و به‌طور کلی از قاعده به سوی رأس بخش‌های مارنی سازند، اکسیژن محیط افزایش پیدا کرده است.

۵-۲. عامل لابیلتی (Lability)

ماسرال‌ها به دو دسته کلی تیره و روشن تقسیم می‌شوند. ماسرال‌های تیره (Inertinite) یا نوع ۴، بسیار پایدار هستند و می‌توانند پیش از تخریب به مناطق دورتر دریا منتقل شوند؛ در طول رسوب‌گذاری یا پیش از آن از اکسایش و ترکیب مواد سلولزی تشکیل‌دهنده بافت چوبی (ligno-cellulosic) تشکیل می‌شوند و در نور عبوری به‌صورت قطعات تیره رنگ دیده می‌شوند؛ ماسرال‌های نوع ۴ معمولاً دارای شکل کلی تیز (سیاه) یا زاویه‌دار و یا گرد شده هم‌بعد هستند (Gorin and Steffen, 1991). ماسرال‌های روشن (Vitrinite) یا نوع ۲ و ۳ کمتر از ماسرال‌های نوع ۴ فشرده و اکسید شده‌اند. در یک دسته‌بندی آنها را می‌توان بر پایه اندازه یا شکل مرتب‌سازی کرد. از آنجا که رسوب‌گذاری توسط عوامل هیدرودینامیکی کنترل شده است، نسبت دریایی به اجزای زمینی وابسته به نزدیکی یک منبع زمینی است (Tyson, 1987).

عامل لابیلتی به‌صورت نسبت ماسرال‌های قهوه‌ای به ماسرال‌های تیره تعریف شده است که افزون بر نشان دادن درجه حفظ‌شدگی مواد آلی، میزان تغییرات سطح آب دریا را نیز نشان می‌دهد. ماسرال‌های قهوه‌ای وابسته به گیاهان خشکی و نشان‌دهنده محیط نزدیک به ساحل هستند. ماسرال‌های تیره محیط نیمه اکسیدی و نیمه‌آرام و دور از ساحل را نشان می‌دهند. ماسرال‌های قهوه‌ای در سطح آب دریا یا در طول ستون اکسیده می‌شوند و تولید ماسرال‌های تیره می‌کنند. بنابراین در مناطق دور از ساحل ماسرال‌های تیره افزایش می‌یابند. همچنین به خاطر خاصیت شناوری و مقاومت بالا، ماسرال‌های تیره نسبت به ماسرال‌های قهوه‌ای توانایی بیشتر برای حمل تا مسافت‌های دورتر دارند. البته برای افزایش اطمینان و دقت، عامل لابیلتی باید در کنار دیگر عامل‌ها بررسی شود. بررسی عامل لابیلتی در بخش مارنی سازند فرخی نشان می‌دهد که میزان ماسرال‌های قهوه‌ای به ماسرال‌های تیره پایین است و شرایط اکسیدان را نشان می‌دهد (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۳ تا ۶).

۵-۳. نسبت SOM شفاف (SOM_p) و SOM تیره (SOM_{op}) به پالینومورف دریایی (MP)

این عامل به عنوان عامل تکمیل‌کننده برای سنجش میزان اکسیژن و ریتم رسوب‌گذاری بررسی می‌شود. اکسیژن به عنوان یکی از عامل‌های مهم در دیرین‌بوم‌شناسی و به‌ویژه بازسازی محیط رسوب‌گذاری دریایی مطرح است؛ زیرا میزان اکسیژن در تشکیل هیدروکربورها اهمیت بسزایی دارد. مطالعه روی داینوفلاژله‌های امروزی نشان می‌دهد که وجود اکسیژن کنترل زیادی روی خروج سیست‌داینوفلاژله‌ها دارد. شرایط بی‌هوازی به‌طور کامل مانع خروج بیشتر رده‌های داینوفلاژله‌ها از پوسته خود (Exystment) می‌شود (Taylor, 1982).

محتوای اکسیژن در پایین دریا، تا حدی در ارتباط با ژرفای آب و میزان انرژی است؛ آب‌های بخش‌های ژرف‌تر (Distal) معمولاً راکدتر و کم‌اکسیژن‌تر از بخش‌های کم‌ژرفا هستند و انرژی در آب‌های بخش کم‌ژرفا (Proximal) بیشتر است (Van der Zwan, 1990) در نتیجه، درجه تجزیه زیستی دور از ساحل کاهش می‌یابد. بیشترین حفظ‌شدگی پالینومورف‌ها به‌ویژه داینوفلاژله‌ها در شرایط بدون اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری بالاست، زیرا نرخ بالای رسوب‌گذاری میزان نفوذ اکسیژن در مواد آلی را کاهش می‌دهد و تجزیه و فاسد شدن داینوفلاژله‌های با دیواره آلی کاهش پیدا می‌کند (Eviitt, 1963).

درجه و تجزیه زیستی خرده‌های پالینولوژیکی توسط قارچ‌ها و باکتری‌ها به‌طور چیره در خرده‌های گیاهی (Humic debris) شامل ماسرال‌های نوع ۴ (Inertinite) و نوع ۲ و ۳ (Vitrinite) دیده می‌شود. این فرایند اساساً تابعی از میزان اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری در محیط دیرینه است (Hart, 1986; Stanley, 1986; Tyson, 1987; Van der Zwan, 1990).

چنانچه سرعت رسوب‌گذاری پایین و میزان اکسیژن محیط کم باشد، پالینومورف‌ها به SOM شفاف و اگر محیط غنی از اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین باشد پالینومورف‌ها به SOM تیره تبدیل می‌شوند (Tyson, 1989). بنابراین

۶-۱. پالینوفاسیس I

در این پالینوفاسیس مقدار پالینوماسرال‌ها به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد. مقدار AOM نیز بسیار کم و میان ۰ تا ۶ درصد و مقدار پالینومورف‌های دریایی میان ۲ تا ۶ درصد است. پالینوماسرال‌ها بیشتر از نوع تیره و هم‌بعد هستند. این پالینوفاسیس در بیش از ۸۰ درصد نمونه‌ها دیده می‌شود و در نمودار سه‌گانه Tyson (1993) Highly proximal shelf or basin را نشان می‌دهد. نسبت عناصر دریایی به اجزای زمینی وابسته به نزدیکی یک منبع زمینی است (Tyson, 1987). در این پالینوفاسیس وجود مقادیر بالای پالینوماسرال‌های نوع ۴ که بیشتر از نوع هم‌بعد هستند، نشان می‌دهد که یک منبع زمینی به آن نزدیک بوده است و ذرات مختلف تحت تأثیر اکسیژن به ماسرال تیره تبدیل شده‌اند و سپس به مناطق ژرف‌تر کشیده شده‌اند، از آنجایی که اندازه ماسرال‌ها بزرگ نیست، به محیط خیلی ژرف (Distal) کشیده نشده‌اند، زیرا ماسرال‌های تیغه‌ای، مناطق ژرف دریا را نشان می‌دهند. از سوی دیگر مقدار SOM بازگو کننده اکسیژن محیط است. در این پالینوفاسیس مقدار SOM میان ۰/۵ تا ۱۳ درصد و نشان‌دهنده میزان کم اکسیژن در این پالینوفاسیس است. وجود آستر درونی روزن‌بران هر چند کم است، اما نشان می‌دهد که شرایط کاملاً بدون اکسیژن نبوده است (Van Der Zwan, 1990). در شماری از اسلایدهای پالینولوژیکی می‌توان آستر درونی روزن‌بران را دید و این نشان می‌دهد که محیط دارای اکسیژن بوده است.

۷- پالینوکولوژی

بسیاری از مؤلفان ارزش بالقوه مورفولوژیکی فیتوپلانکتون‌ها (داینوسیست‌ها و آکریتارشاها) را به عنوان شاخص‌های زیست‌محیطی گزارش کرده‌اند و آنها به خوبی می‌توانند محیط‌های دیرینه را مشخص کنند (Batten, 1979; Tyson, 1987; Lister and Batten, 1988). بیشترین حفظ‌شدگی پالینومورف‌ها به‌ویژه داینوفلاژله‌ها در شرایط بدون اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری بالاست، زیرا نرخ بالای رسوب‌گذاری میزان نفوذ اکسیژن در مواد آلی را کاهش می‌دهد و تجزیه و فاسد شدن داینوفلاژله‌های با دیواره آلی کاهش پیدا می‌کند (Evitt, 1963). داینوفلاژله‌ها برای تعیین نوع محیط رسوب‌گذاری به کار می‌روند؛ داینوسیست‌هایی که دارای تزیینات کوتاه یا بدون تزیینات هستند به فراوانی در محیط ساحلی و نزدیک به ساحل یافت می‌شوند اما انواع با تزیینات طولیل نشان‌دهنده محیط دور از ساحل هستند. تصویر شماری از داینوفلاژله‌هایی که از آنها نام برده شده، در Plate 1 آورده شده است.

۷-۱. داینوفلاژله‌های شاخص محیط

جنس *Spiniferites* معمولاً نشان‌دهنده شرایط پسروی اما تجمع آنها نشان‌دهنده شرایط محیط دریایی باز است (Schränk, 1984; Brinkhuis & Zachariasse, 1988; Brinkhuis and Schioler, 1996; Brinkhuis et al., 1998).

وجود برخی از جنس‌های گروه *Circuludinium* و *Cribrerodinium* نشان‌دهنده شرایط نریتیک داخلی است (Mahmoud and Moawad, 2000). در برش مورد مطالعه *Circuludinium* در شماری از نمونه‌ها دیده می‌شود. وجود برخی از جنس‌های گروه *Achomosphaera* و *Spiniferites* و *Oligosphaeridium* تفسیر کننده و نشان‌دهنده محیط دریایی باز (Open marine) هستند و در برخی از مقالات شاخص محیط نریتیک خارجی (Open marine neritic) معرفی شده‌اند؛ نمونه‌های یاد شده در شماره‌های ۸، ۱۴ و ۲۳ دیده می‌شوند. *Florentinia* sp. شاخص محیط نریتیک خارجی است (Heimhofer et al., 2006). این جنس در نمونه ۲۳ دیده می‌شود. داینوفلاژله‌های راسته گونیالوکویید برای تعیین شرایط نریتیک داخلی و خارجی کاربرد دارند، زیرا دارای مقاومت بیشتری در برابر شرایط اکسیژن‌دار هستند، به همین دلیل از آنها می‌توان برای تعیین محیط نریتیک داخلی و نریتیک خارجی

افزایش SOM شفاف به پالینومورف دریایی نشان‌دهنده شرایط کم اکسیژن تا بدون اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین است. افزایش نسبت SOM تیره به پالینومورف دریایی نشان‌دهنده شرایط بدون اکسیژن و ریتم رسوب‌گذاری بالاست. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که در بیشتر نمونه‌ها نسبت SOM به پالینومورف‌های دریایی بالاست ولی در نمونه‌های ۶، ۷ و ۱۰ بر میزان گوناگونی و فراوانی داینوفلاژله‌ها افزوده و به‌طور نسبی از میزان SOM کاسته می‌شود و این مسئله نشان‌دهنده حفظ‌شدگی به نسبت خوب مواد آلی در این بخش است (جدول‌های ۱، ۲ و ۳ و شکل‌های ۳ تا ۶).

نسبت بالای SOM شفاف به پالینومورف‌های دریایی در نمونه‌های ۶ و ۷ و ۱۰ مبین شرایط بدون اکسیژن تا کم اکسیژن و نرخ رسوب‌گذاری با سرعت پایین است و همچنین نسبت پایین SOM شفاف و پالینومورف‌های دریایی در نمونه‌های ۱ و ۲ و ۵ و ۶ و ۸ و ۲۳ شرایط میزان اکسیژن محیط و نرخ رسوب‌گذاری با سرعت بالا را نشان می‌دهد (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۳ تا ۶).

۵-۴. پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد (PM_{4B}) به پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل (PM_{4B})

این عامل در کنار عامل لابیلیتی می‌تواند نشان‌دهنده انرژی محیط باشد. پالینوماسرال‌های کدر تیغه‌ای شکل به دلیل شناوری بسیار بالا مسافت زیادی را طی می‌کنند و در محیط‌های دور از ساحل فراوان‌تر هستند (Taylor, 1982). آنها به دلیل شکل ورقه‌ای دراز خود، ته‌نشینی خود را در کف دریا مانند تکه‌های میکا با تأخیر انجام می‌دهند (Stanley, 1986). در نتیجه، شناوری بهتری از قطعات هم‌بعد دارند و قدر مطلق فراوانی آنها نشان‌دهنده روند پروکسیمال به دیستال است (Parry et al., 1981; Whitaker, 1984; Van der Zwan, 1990).

چون ماسرال‌های نوع ۴ پایدارترین قطعات آلی نابرجا هستند، به همین دلیل بیشتر از تخریب کلی در رسوبات دیستال دریایی حفظ می‌شوند و می‌توانند در بخش‌های زیادی از مناطق شلف پخش شوند. اندازه، جورشدگی و گردشدگی قطعات هم‌بعد تابعی از شرایط انرژی است؛ در حالی که کاهش اندازه، جورشدگی و گردشدگی نشانه افزایش فاصله آنها از ساحل است (Parry et al., 1981; Tyson, 1987; Van der Zwan, 1990). با این وجود، باید همیشه در ذهن این نکته را داشت که آشفستگی زیستی ممکن است نقش مهمی در شکستن قطعات نوع ۴ بازی کند (Hart, 1986; Tyson, 1987).

قطعات ماسرال نوع ۴ تیغه‌ای شکل به دلیل شکل ورقه‌ای دراز خود، ته‌نشینی خود را در کف دریا مانند تکه‌های میکا با تأخیر انجام می‌دهند (Stanley, 1986). در نتیجه، آنها شناوری بهتری از قطعات هم‌بعد دارند و قدر مطلق فراوانی آنها نشان‌دهنده روند پروکسیمال به دیستال است (Parry et al., 1981; Whitaker, 1984; Van der Zwan, 1990).

در بررسی نمودار پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد به پالینوماسرال‌های تیغه‌ای، در مجموع نسبت بالای پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد نشانه‌ای دیگر از ژرفای کم حوضه رسوب‌گذاری است. ماسرال‌های نوع ۴ هم‌بعد در همه نمونه‌ها بیشتر ماسرال‌ها را تشکیل می‌دهند و در نتیجه محیط به نسبت کم‌ژرفا و دارای اکسیژن را برای بخش مارنی سازند فرخی تأیید می‌کنند (جدول‌های ۱ تا ۳ و شکل‌های ۳ تا ۶).

۶- پالینوفاسیس

مواد آلی به دلیل ثبت نوسانات و تغییرات سطح آب و نرخ رسوب‌گذاری و اکسیژن برای تفسیر شرایط محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بر پایه عناصر موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی و شمارش و درصدگیری آنها (جدول‌های ۱ تا ۳) و سپس انتقال آنها روی نمودار سه‌گانه Tyson (1993) یک پالینوفاسیس به شرح زیر شناسایی شد:

کافی وجود داشته تعداد و گوناگونی آنها بسیار بالا رفته است و در جایی که از این شرایط مناسب کاسته شده، گوناگونی و فراوانی آنها رو به کاهش گذاشته است (Al-Ameri et al., 2001)؛ همانند نمونه‌های ۹، ۱۱، ۱۳ و ۲۶ سازند فرخی. در شماری از نمونه‌ها میزان داینوفلاژله‌ها رو به صفر گذاشته و در برابر آن مقادیر پالینوماسرال‌ها افزایش چشمگیری داشته است (نمونه‌های ۴، ۱۹، ۲۰ و ۲۱).

گوناگونی و تعداد پالینومورف‌های دریایی هم از عامل‌های بسیار مؤثر در تفسیر شرایط محیطی گذشته است. شرایط مساعد محیط سبب بالا رفتن گوناگونی پالینومورف‌های دریایی می‌شود؛ ولی افزون بر شرایط مساعد محیطی، گوناگونی گونه‌های مختلف به شرایط حفظ شدگی آنها بستگی دارد (Sluijs et al., 2005)؛ گوناگونی بسیار بالا از گونه‌ها، نشان‌دهنده شرایط مطلوب برای تولید، حفظ و نگهداری داینوفلاژله‌ها هستند (Evitt, 1963).

بررسی گوناگونی داینوفلاژله‌های سازند فرخی در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که بخش‌های ماری این سازند دارای گوناگونی به نسبت بالا به ویژه در بخش پایانی است. با توجه به میزان اکسیژن و محیط رسوب‌گذاری می‌توان این گوناگونی گونه‌ای را به افزایش مواد غذایی و شرایط محیطی مناسب برای تولید و حفظ شدگی پالینومورف‌ها در انتهای بخش ماری سازند فرخی نسبت داد.

این شرایط بهینه به سوی نمونه‌های ابتدایی برداشت شده از بخش‌های ماری سازند فرخی به شدت کاهش یافته است. با پیگیری این روند عمومی دیده می‌شود که نمونه‌های ماری خالص بالاترین گوناگونی گونه‌ای را دارند و لایه‌هایی از مارن که درصد آهک آنها بیشتر است و همچنین مارن‌های آهکی به ترتیب کمترین گوناگونی را دارند و بدون هر گونه داینوسیست هستند.

۴-۳. شوری

نوسانات شوری روی ریخت‌شناسی سیست گونه‌های مختلف داینوفلاژله‌ها تأثیر دارد (Wall et al., 1973; Wall and Dale, 1974; Lewis et al., 1999 and 2003) شوری یکی از عوامل اصلی کنترل کننده تبدلات اسمزی در میکروارگانسیم‌هاست و نقش بسیار مهمی در توزیع و گسترش داینوفلاژله‌ها دارد (De Vernal et al., 1994).

تغییرات ریخت‌شناسی در داینوسیست‌ها که در نتیجه کاهش شوری یا دیگر فشارهای محیطی به وجود می‌آید، ابتدا روی داینوسیست‌های هولوسن از دریای سیاه گزارش شده است (Wall and Dale, 1974, Wall et al., 1973). ایشان محیط‌هایی با شوری کم و عادی را با هم مقایسه و افزایش در تعداد گونه‌ها یا کاهش در تزیینات آنها را مشاهده کردند. افزون بر آن تغییرات دهانه (Archeopyle) را به نوسانات شوری نسبت دادند (Wall et al., 1977). وجود *Spiniferites ramosus* را نیز به شوری ثابت نسبت داده‌اند (Lewis et al., 1999). *Thalassiphora pelagic* مقاومت بسیار زیادی در برابر تغییرات شوری و اکسیژن از خود نشان می‌دهد و این تغییرات در چرخه زندگی آن به شکل‌های مختلف ارزیابی شده است (Vonhof et al., 2000) *T. pelagica* یکی از فسیل‌های شاخص است که در بخش‌های ماری سازند فرخی دیده می‌شود. با توجه به اینکه گونه‌های یاد شده را می‌توان در تعدادی از نمونه‌های بخش‌های ماری سازند فرخی دید، رسوبات در حال انباشت سازند فرخی در زمان رسوب‌گذاری دستخوش پاره‌ای از نوسانات شوری شده‌اند.

۴-۴. دما

از سیست داینوفلاژله‌ها به‌طور گسترده‌ای به عنوان ابزاری برای بازسازی دمای سطح آب استفاده می‌شود (Sluijs et al., 2005). سیست داینوفلاژله *Alterbidinium* به عنوان شاخص اقلیم گرم برای ناحیه Transdanubian Range مجارستان از پایان سانتونین تا پایان کامپنین گزارش شده است (Sigel-Farkas and Wägrich, 1977). بنابراین وجود *Alterbidinium* در نمونه‌هایی از سازند فرخی نشان‌دهنده محیط گرم در این سازند است.

استفاده کرد. برای نمونه *Cyclonephelium* از سیست‌های گونالوکویید نشان‌دهنده محیط رسوبی دریای باز (نریتیک) است، این جنس در شماره ۲۳ دیده می‌شود. حضور گونه *Oligosphaeridium complex* شرایط نریتیک دور از ساحل را نشان می‌دهد (Quattrocchio et al., 2006). جنس *Cleistosphaeridium* و گونه *Cleistosphaeridium sp.* مشخصه دریای باز ولی کم‌ژرفا هستند (Jaramillo et al., 2006). گونه‌های یاد شده را می‌توان در شماری از نمونه‌های بخش‌های ماری سازند فرخی دید.

حضور جنس‌های *Florentinia*, *Circulodinium*, *Oligosphaeridium*, *Glaphyrocysta* در نمونه‌های ۹، ۱۱، ۱۵ و ۲۳ معرف محیط نریتیک خارجی است. بر پایه مطالعات انجام شده توسط Downie et al. (1971) فسیل *Spiniferites ramosus* مشخصه رسوب‌گذاری در محیط دریایی باز است. این گونه را می‌توان در نمونه‌های ۱۰ و ۲۳ دید. حضور جنس *Glaphyrocysta* با گونه‌های بسیار نشانگر رسوب‌گذاری در محیط دریایی باز است (Köthe, 1990). این گونه را می‌توان در نمونه‌های ۱۴ و ۲۳ دید. گونه‌های *Glaphyrocysta* نشان‌دهنده محیط دریایی کم ژرفای نزدیک ساحل هستند (Brinkhuis and Zachariasse, 1988).

افزایش شدید ماسرال‌ها، افزایش حضور اسپور و پولن‌های دو باله، معرف محیط نریتیک داخلی به سوی ساحل هستند (Batten, 1996). این فرایند در اسلایدهای شماره ۶، ۷، ۱۰، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰ و ۲۱ دیده می‌شود؛ به این صورت که گوناگونی داینوفلاژله‌ها بسیار کم و گاهی در حد صفر است و از سوی دیگر مقدار ماسرال‌ها افزایش می‌یابد. افزایش نسبی فرم‌های کوریت به دیگر فرم‌ها می‌تواند نشانه پیشروی و افزایش ژرفای حوضه رسوبی باشد (Tyson, 1989). در اسلایدهای شماره ۲، ۸، ۱۰، ۱۱، ۱۵، ۱۷، ۱۸ و ۲۳ که تعداد داینوفلاژله‌ها نسبت به نمونه‌های دیگر بیشتر است، احتمالاً ژرفای حوضه رسوبی افزایش یافته است.

۴-۲. فراوانی داینوسیست‌ها

افزایش فراوانی مطلق داینوسیست‌ها در سوی دریایی هم در رسوبات عهد حاضر (Cross et al., 1966; Williams and Sarjeant, 1967) و هم در رسوبات دیرینه دیده می‌شود. تغییر در گوناگونی داینوسیست‌ها (افزایش تعداد گونه‌های داینوسیست‌ها) با تغییرات مربوط به شرایط ژرفای دریاست و روند پروکسیمال-دیستال را نشان می‌دهد؛ افزایش نقاط گوناگونی به شرایط دریایی باز بستگی دارد (Lister and Batten, 1988)؛ در حالی که گوناگونی کم ممکن است تأکیدی بر شرایط با شوری چیره ناپایدار باشد (Lister and Batten, 1988).

از سوی دیگر فراوانی پالینومورف‌های دریایی به‌ویژه داینوفلاژله‌ها در شرایط مساعد محیطی مانند میزان دما و مواد غذایی به سرعت افزایش می‌یابد و قدر مطلق آنها با دور شدن از ساحل و افزایش سطح آب زیاد می‌شود که از آنها در تعیین خط ساحلی استفاده می‌کنند (Lamolda and Mao, 1999; Firth, 1993).

سیست داینوفلاژله‌ها در بخش‌های ماری سازند فرخی در برش مورد مطالعه با فراوانی فرم‌های کوریت با ۱۹/۵۱٪ همراه است و فرم‌های دیگر در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به کاهش جنس‌های کوریت و پروکسیموکوریت در طول بخش‌های ماری سازند می‌توان چنین استنباط کرد که بخش‌های ماری این سازند در یک محیط ژرف پرچای گذاشته نشده است. افزایش چشمگیر جنس‌های کوریت در بخش پایانی بخش ماری نشان‌دهنده افزایش ژرفا، پیشروی دریا و تبدیل محیط متلاطم به یک محیط رسوب‌گذاری به نسبت آرام و با ثبات در بخش‌های انتهایی ترکیب سنگی ماری است. این فرایند به دلیل فراهم شدن شرایط برای نهشته شدن آهک‌های پلاژیک دارای زیای محیط ژرف دور از انتظار نیست.

روند حضور داینوفلاژله‌ها در اسلایدها متفاوت است که بستگی به شرایط محیطی و رسوب‌گذاری دارد. در جایی که محیط مناسب برای تولید و حفظ شدگی و تغذیه

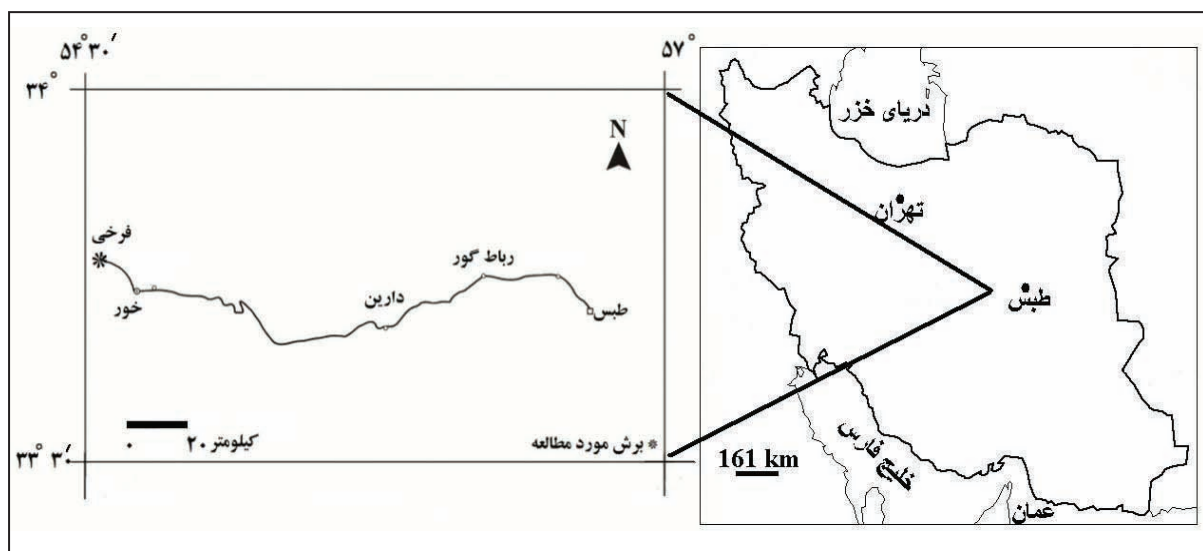
فرخی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده محیط گرم در زمان رسوب‌گذاری بخش مارنی سازند فرخی است. با توجه به موارد یاد شده، بخش‌های مارنی سازند فرخی در زمان انباش رسوبات، در محیط گرم نهشته شده است.

۸- نتیجه‌گیری

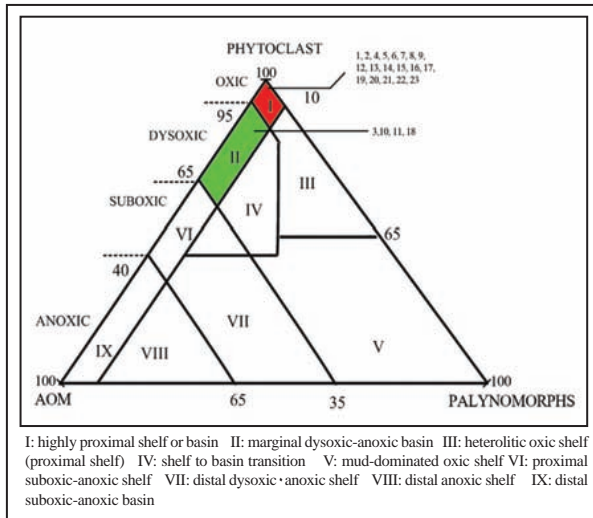
با توجه به وجود داینوسیت‌های محیط گرم از جمله *Alterbidinium*, *Cerodinium*, *Chatangiella*, *Coronifera*, *Hystrichosphaeridium*, *Paleocystodinium* محیط رسوب‌گذاری سازند فرخی در برش فرخی محیطی گرم در نظر گرفته شده است. از سوی دیگر بر پایه فسیل‌های تعیین‌کننده ژرفای محیط، ژرفای بخش‌های مارنی محیط سازند فرخی در زمان انباش رسوبات، دریای باز است و رسوبات در محیط خیلی ژرف برجای گذاشته نشده‌اند. همچنین در بیشتر اسلایدهای پالینولوژیکی بیشترین تعداد قطعات مربوط به ماسرال‌های نوع ۴ و هم‌بعد است؛ که محیطی با ژرفای متوسط را تأیید می‌کنند و بیشتر این ماسرال‌ها در محیط کم‌ژرفا تا به نسبت کم‌ژرفا که مقدار اکسیژن زیاد است تجزیه شده و به محیط‌های ژرف‌تر راه پیدا کرده‌اند. در نتیجه بخش مارنی سازند در زمان رسوب‌گذاری دارای اکسیژن بوده است. وجود پوسته کیتینی روزن‌بران در شماری از اسلایدهای پالینولوژیکی، محیط دارای اکسیژن را در بخش مارنی سازند فرخی تأیید می‌کند؛ ولی میزان اکسیژن در نقاط مختلف متغیر بوده است. در برخی از نمونه‌ها شمار داینوسیت‌ها بسیار فراوان است که مربوط به شرایط مطلوب محیطی برای زیست داینوسیت‌هاست. حضور برخی از داینوسیت‌های آب شور از جمله *Thalassiphora pelagic* در بخش مارنی سازند فرخی نشان‌دهنده تغییرات شوری در زمان رسوب‌گذاری سازند فرخی است. در بخش‌های مارنی این سازند بر پایه نمودار Tyson، پالینوفاسیس Highly Proximal shelf or basin شناسایی شد.

فراوانی داینوسیت‌های آب گرم مانند *Hystrichosphaeridium*, *Areoligera*، *Paleocystodinium* نشان‌دهنده شرایط آب‌وهوایی گرم در زمان رسوب‌گذاری است؛ همچنین اسپورها و ریف‌های قارچی در برابر شرایط اکسیژن‌دار مقاوم بوده و نشان‌دهنده محیط گرم و کم‌ژرفا هستند (Batten, 1996). جنس‌های *Paleocystodinium*، *Hystrichosphaeridium* و اسپورها و ریف‌های قارچی در برخی از نمونه‌های بخش‌های مارنی سازند فرخی نشان‌دهنده محیط گرم در زمان رسوب‌گذاری این سازند هستند. *Andalusiella*, *Cerodinium*, *Lejeunecysta*, *Senegalinium* (Tropical) تا نیمه گرمسیری (Subtropical) هستند (Lentin and Williams, 1980). حضور گسترده گونه‌های *Cerodinium* نشان‌دهنده شرایط گرمسیری است (Gedl, 2004); (Skupien and Mohamed, 2008). جنس‌های *Andalusiella* و *Cerodinium* در برخی از نمونه‌های سازند فرخی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده محیط گرم بخش‌های مارنی سازند فرخی در زمان رسوب‌گذاری هستند. همچنین *Chatangiella* نشان‌دهنده محیط گرم است (Lentin and Williams, 1980). این جنس در برخی از نمونه‌های بخش‌های مارنی سازند فرخی دیده می‌شود. حضور *Glaphyrocysta* نشان‌دهنده هوای گرم است (Slimani et al., 2010). این جنس در برخی از نمونه‌های بخش‌های مارنی سازند فرخی دیده می‌شود.

داینوسیت‌های *Circulodinium distinctum*, *Coronifera oenica*, *Cribrerodinium edwardsii*, *Cribrerodinium orthoceras*, *Cymosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium complex*, *Spiniferites ramosus* نشان‌دهنده آب‌های گرم هستند (Leereveld, 1995; Svobodova et al., 2011). داینوسیت‌های *Circulodinium distinctum*, *Coronifera oenica*, *Oligosphaeridium complex*, *Spiniferites ramosus* در شماری از نمونه‌های بخش‌های مارنی سازند

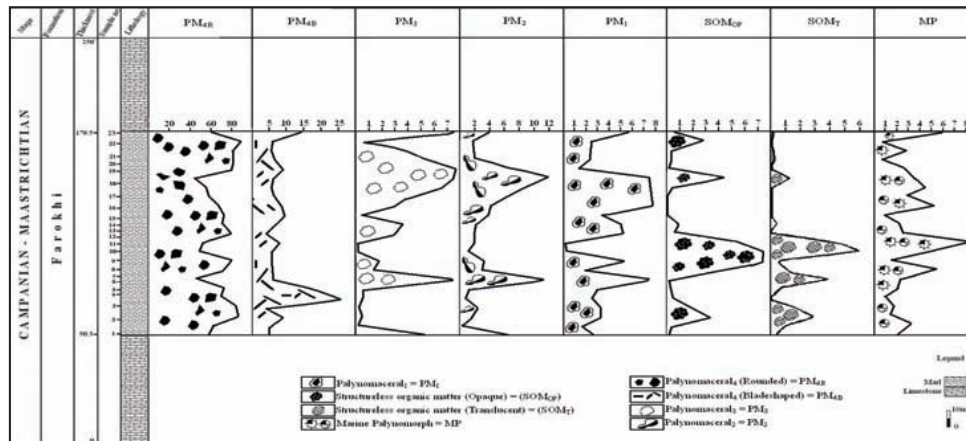


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه.

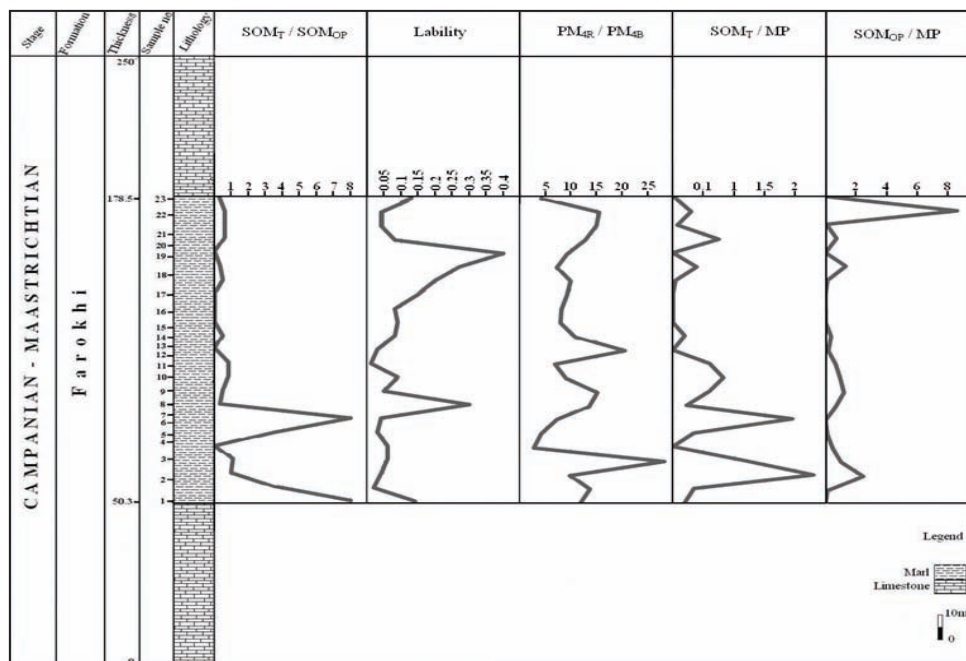


شکل ۲- نمایش بخش‌های ماری سازند فرخی - برش فرخی.

شکل ۳- پالینوفاسیس و محیط رسوبی سازند فرخی در برش مورد مطالعه بر پایه نمودار سه گانه تایسون (Tyson, 1993).



شکل ۴- نمایش تغییرات فراوانی قطعات پالینولوژیکی در نمونه‌های بخش ماری سازند فرخی - برش فرخی.



شکل ۵- نمایش تغییرات فاکتورهای حفاظت از مواد آلی در نمونه‌های بخش ماری سازند فرخی - برش فرخی.

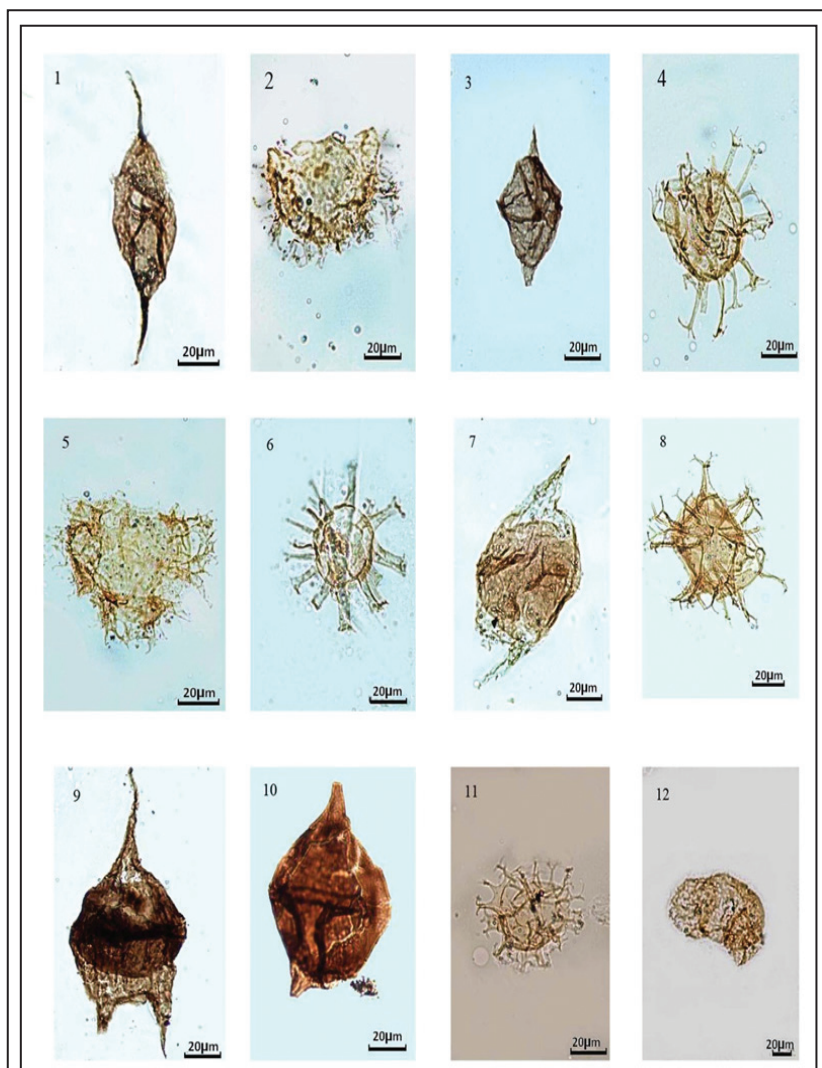
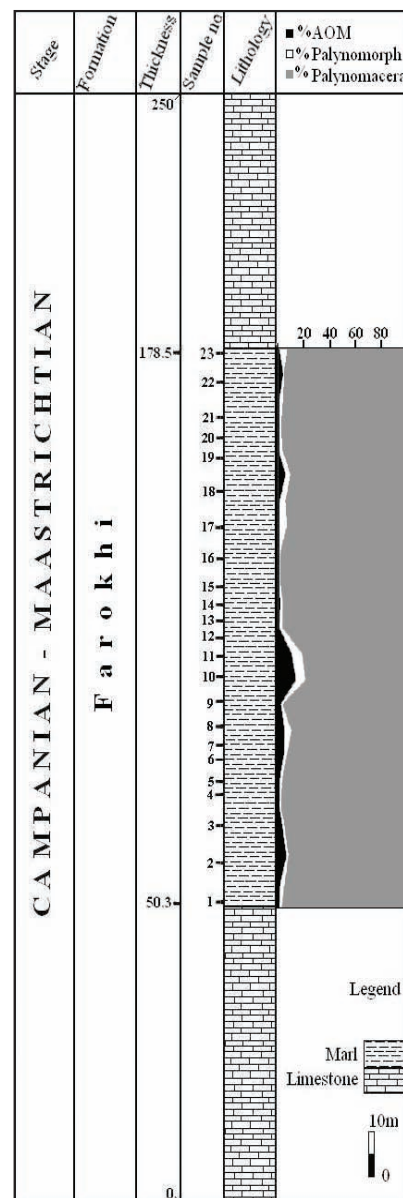


Plate 1

Fig.1. *Palaeocystodinium lidiae* Górká, 1963; Fig.2. *Glaphyrocysta marlboroughensis* Schiøler and Wilson, 1998 ; Fig.3. *Andalusiella* sp.; Fig.4. *Oligosphaeridium asterigerum* (Gocht, 1959) Davey et Williams, 1969; Fig.5. *Cyclonephelium compactum* Deflandre and Cookson, 1955; Fig.6. *Florentinia mantellii* Davey and Williams, 1966b; Fig.7. *Cerodinium* sp.; Fig.8. *Spiniferites ramosus* Ehrenberg, 1838; 9- *Cerodinium striatum* Drugg, 1967; Fig.10. *Deflandrea* sp.; Fig.11. *Spiniferites* sp.; Fig.12. *Bisaccate pollen*



شکل ۶- نمایش تغییرات فراوانی ماسرال‌ها، پالینومورف و مواد آلی بی‌شکل (AOM) در نمونه‌های بخش مارنی سازند فرخی - برش فرخی.

جدول ۱- درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی در بخش مارنی سازند فرخی - برش فرخی.

Sample No.	PM _{4R}	PM _{4B}	PM ₃	PM ₂	PM ₁	SOM _{OP}	SOM _T	MP	Spore & Pollen
۲۳	۵۸	۱۳/۸	۷/۴	۳/۹	۵/۶	۰/۲	۰/۲	۵/۸	۰/۸
۲۲	۸۷	۵/۶	۰/۹	۱/۵	۲/۴	۲/۶	۰/۱	۰/۳	۴/۳
۲۱	۷۹/۵	۵/۳	۳/۶	۱/۶	۲/۳	۰/۲	۰/۲	۲/۷	۰/۳
۲۰	۷۹/۸	۶/۲	۵/۴	۱/۸	۲/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۵
۱۹	۷۸/۶	۸/۶	۷/۶	۶/۱	۱/۲	۰	۰	۲/۶	۰
۱۸	۴۱/۶۷	۵/۷	۷/۳	۱۱/۷	۷/۳	۴/۳	۱/۳	۳/۳	۰/۵
۱۷	۵۲/۸	۵/۳	۶/۵	۸/۶	۷/۴	۰/۴	۰/۲	۴/۳	۰/۶
۱۶	۵۶/۵	۶/۱	۴	۶/۲	۷/۵	۰	۰	۲/۶	۰/۷
۱۵	۶۶/۳	۸/۲	۲/۷	۴	۷/۷	۰	۰	۵/۱	۰/۲

ادامه جدول ۱- درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی در بخش ماری سائند فرخی - برش فرخی.

Sample No.	PM _{4R}	PM _{4B}	PM ₃	PM ₂	PM ₁	SOM _{OP}	SOM _T	MP	Spore & Pollen
۱۴	۷۰/۸	۹	۰/۶	۳/۶	۳	۰	۰	۰/۶	۰/۹
۱۳	۶۹	۶/۴	۳/۵	۲	۴/۸	۰/۸	۰/۴	۲/۱	۰/۵
۱۲	۷۸	۳/۸	۲/۸	۱/۷	۵/۱	۰/۵	۰	۲/۴	۰/۵
۱۱	۵۰/۳	۷/۴	۰	۱/۸	۰/۳	۵/۴	۴/۸	۸	۰/۲
۱۰	۴۷/۴	۵/۳	۰	۰/۸	۰/۲	۷/۳	۶/۲	۴/۷	۰/۲
۹	۷۹	۵/۲	۱/۷	۳	۵/۲	۷/۲	۰/۶	۱	۰/۴
۸	۷۱/۶	۵/۵	۱/۲	۲/۷	۱/۵	۳/۶	۱/۲	۵/۳	۱/۰۷
۷	۴۱/۶	۵/۷	۷/۳	۱۱/۰۷	۷/۳	۰	۴/۳	۲/۲	۰
۶	۷۱/۰۲	۱۷/۱	۰/۴	۱/۱	۲/۸	۰/۲	۰/۷	۲	۰
۵	۶۸/۱	۲۵/۳	۰/۴	۰/۶	۲/۴	۰/۴	۰	۰/۸	۰
۴	۸۲/۲	۲/۹	۰/۱	۲/۱۵	۳/۱	۱/۶	۱/۹	۱/۶	۰/۳
۳	۸۴/۷	۸/۶	۰/۴	۱/۴	۳/۲	۳/۲	۳/۰۵	۱/۳	۰
۲	۶۲/۹	۴/۶	۰/۳	۰	۱/۴	۰/۳	۱/۰۶	۳/۱	۰
۱	۵۷	۴/۸	۵/۲	۶/۵	۲/۶	۰	۰/۴	۲/۱	۵/۲

Palynomaceral4 (Rounded) = PM4R - Palynomaceral4 (Bladeshaped) = PM4B - Palynomaceral1 = PM1-
 Palynomaceral2 = PM2 - Palynomaceral3 = PM3 - Marine Palynomorph = MP - Structureless organic matter
 (Translucent) = SOMT - Structureless organic matter (Opaque) = SOMOP

جدول ۲- نمایش درصد فراوانی ماسرالها، پالینومورف و مواد آلی بی شکل (AOM)

در نمونه‌های بخش ماری سائند فرخی - برش فرخی.

Sample No	Palynomaceral %	Palynomorph %	% AOM
۲۳	۹۳/۵	۶	۰/۵
۲۲	۹۶/۱	۰/۳	۳/۶
۲۱	۹۶/۸	۲/۷	۰/۵
۲۰	۹۸/۶	۰/۶	۰/۸
۱۹	۹۷/۲	۲/۸	۰
۱۸	۹۱/۱	۳/۳	۵/۶
۱۷	۹۵/۱	۴/۳	۰/۶
۱۶	۹۳/۸	۶/۲	۰
۱۵	۹۸/۵	۱/۵	۰
۱۴	۹۹/۴	۰/۶	۰
۱۳	۹۶/۷	۲/۱	۱/۲
۱۲	۹۷/۱	۲/۴	۰/۵
۱۱	۸۱/۸	۸	۱۰/۲
۱۰	۷۹/۱	۷/۴	۱۳/۵
۹	۹۷/۲	۱/۰	۱/۸
۸	۸۹/۹	۵/۳	۴/۸
۷	۹۳/۵	۲/۲	۴/۳
۶	۹۷/۱	۲	۰/۹
۵	۹۸/۸	۰/۸	۰/۴
۴	۹۴/۹	۱/۶	۳/۵
۳	۹۲/۴۵	۱/۳	۶/۲۵
۲	۹۵/۵۴	۳/۱	۱/۶۳
۱	۹۷/۵	۲/۱	۰/۴

جدول ۳- مقادیر فاکتورهای حفاظت از مواد آلی در نمونه‌های بخش مارنی سازند فرخی- برش فرخی.

Sample No.	SOM _T / SOM _{OP}	Lability	PM _{3R} / PM _{4B}	SOM _T / MP	SOM _{OP} / MP
۲۳	۰/۲۵	۰/۱۳	۴/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۳
۲۲	۰/۶	۰/۰۴	۱۵/۵۳	۰/۰۳	۸/۶
۲۱	۰/۶	۰/۰۴	۱۵	۰/۰۷	۰/۰۷
۲۰	۰/۶	۰/۰۸	۱۲/۸۷	۰/۷۵	۰/۷۵
۱۹	۰	۰/۰۴	۹/۱۳	۰	۰
۱۸	۰/۳	۰/۲۷	۷/۲۹	۰/۳۹	۱/۳
۱۷	۰/۵	۰/۰۲	۹/۹۶	۰/۰۴	۰/۰۹
۱۶	۰	۰/۱۵	۹/۲۶	۰	۰
۱۵	۰	۰/۰۸	۸/۰۸	۰	۰
۱۴	۰	۰/۰۹	۷/۸۶	۰	۰
۱۳	۰/۵	۰/۰۸	۱۰/۷۸	۰/۱۹	۰/۳۸
۱۲	۰	۰/۰۳	۲۰/۵۲	۰	۰/۰۲
۱۱	۰/۸	۰/۰۱	۶/۷۹	۰/۰۶	۰/۶۷
۱۰	۰/۸	۰/۰۹	۸/۹۴	۰/۸۳	۰/۹۸
۹	۰/۵	۰/۰۵	۱۵/۱۹	۰/۰۶	۱/۰۲
۸	۰/۳	۰/۰۳	۱۳/۵۱	۰/۲۲	۰/۶۷
۷	۸	۰/۰۴	۷/۲۹	۱/۹۵	۰
۶	۳/۵	۰/۰۳	۴/۱۵	۰/۳۵	۰/۱
۵	۰	۰/۰۶	۲/۶۹	۰	۰/۵
۴	۱/۱	۰/۰۶	۲۸/۳	۱/۱۸	۱
۳	۰/۹۵	۰/۰۴	۹/۸	۲/۳	۲/۴۶
۲	۳/۵	۰/۰۲	۱۳/۶۷	۰/۳۴	۰/۰۹
۱	۸	۰/۱۴	۱۱/۸۷	۰/۱۹	۰

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- ترابیان، ب. و علامه، م.، ۱۳۹۰- اولین معرفی داینوفلاژله‌های کرتاسه فوقانی ایران مرکزی در غرب روستای فرخی، همایش ملی کاربرد علوم زمین در تحقیقات بنیادی کشور، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- ترابیان، ب.، علامه، م. و آریایی، ع.ا.، ۱۳۹۰- پالینوفاسیس و محیط رسوبی بخش‌های مارنی سازند فرخی در حوضه رسوبی ایران مرکزی (غرب روستای فرخی)، نخستین کنگره تخصصی رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ۱۷۸ ص.
- رمجویی، آ.، ۱۳۹۰- سنگ‌چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری سازند فرخی در شمال باختری خور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۲۰۲ ص.
- رضایی یزدی‌نژاد، ر.، ۱۳۹۳- میکروپالئونتولوژی بخش‌های شیلی سازند فرخی بر مبنای فرامینفرا (حوضه رسوبی ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ۱۵۰ ص.
- سیف، ح.، مجیدی‌فرد، م.ر. و محتاط، ط.، ۱۳۹۲- یافته‌های نوین چینه‌نگاری زیستی سازند فرخی واقع در جنوب غرب خور (ایران مرکزی) بر اساس روزن بران پلانکتونیک، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.

References

- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984- Geology of the Khur Area (Central Iran). Explanatory Text of the Khur Quadrangle Map 1:250,000, V/O Technoexport Report 20, pp. 1e130.
- Al-Ameri, T. K., Al-Najar, T. K. and Batten, D. J., 2001- Palynostratigraphy and palynofacies indication of depositional environment and source potential for hydrocarbon: the mid Cretaceous Nahr Umr and lower Madud formation, Iraq. *Cretaceous research* 22: 735-745.
- Allameh, M. and Taherpour Khalil Abad, M., 2014- Systematic Interpretation Of Silicified Specimens of Upper Cretaceous Echinocorys ex. gr. scutata (Leske, 1778), Farokhi Formation, Central Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 25(3): 237 – 251.
- Batten, D. J., 1979- Miospores and other acid-resistant microfossils from the Aptian/Albian of holes 400A and 402A, DSDP-IPOD leg 48, Bay of Biscay. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 48: 579-587.
- Batten, D. J., 1996- Chapter 26B. Palynofacies and petroleum potential. *Palynology: Principles and Applications* (eds. J. Jansonius and DC McGregor). *Am. Ass. Strat. Palynol. Foundation* 3: 1065-1084.
- Bombardiere, L. and Gorin, G. E., 2000- Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France, *Sedimentary Geology* 132: 177-203.
- Brinkhuis, H. and Schioler, P., 1996- Palynology of the Geulhemmerberg Cretaceous/ Tertiary boundary section (Limburg, SE Netherlands). In: Brinkhuis H., Smit J., editors. *The Geulhemmerberg Cretaceous/ Tertiary boundary section (Maastrichtian Type Area, SE Netherlands)*. *Geologie en Mijnbouw* 75: 193-213.
- Brinkhuis, H. and Zachariasse, W. J., 1988- Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia. *Marine Micropaleontology* 13: 153-191.
- Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Smit, J., Versteegh, G. J. M. and Visscher, H., 1998- Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstruction across the Cretaceous/ Tertiary boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 67-83.
- Cross, A. T., Thompson, G. G. and Zaitzeff, J. B., 1966- Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Marine Geology* 4(6): 467-524.
- De Vernal, A., Turon, J. L. and Guiot, J., 1994- Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature, and seasonality. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31(1): 48 – 62.
- Downie, C., Hussain, M. A. and Williams, G. I., 1971- Dinoflagellate cyst and Acritarch association in the Paleogene of Southeast England. *Geoscience and Man* 3(1): 29-35.
- Evitt, W. R., 1963- A discussion and proposal concerning fossil dinoflagellates hystrichospheres, and acritarches 320p.
- Firth, J. V., 1993- Dinoflagellate assemblages and sea-level fluctuations in the Maastrichtian of southwest Georgia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 79(3): 179-204.
- Fisher, M. J., 1980- Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire UK. In *Proceedings of the 4th International Palynological Conference (Lucknow)* 2: 574-580.
- Gedl, P., 2004- Dinoflagellate cyst record of the deep-sea Cretaceous-Tertiary boundary at Uzgruň, Carpathian Mountains, Czech Republic, *Geological Society, London, Special Publications* 230(1): 257-273.
- Gorin, G. E. and Steffen, D., 1991- Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates-example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85(3-4), 303-320.
- Guasti, E., Kouwenhoven, T. J., Brinkhuis, H. and Speijer, R., 2005- Paleocen sea level and productivity changes at the Southern Tethyan margin (Elkef, Tunisia). *Marine Micropaleontology* 55 : 1-17.
- Habib, D. and Miller, J. A., 1989- Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal Plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 74(1): 23-47.
- Hart, G. F., 1986- Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology* 10(1): 1-23.
- Heimhofer, U., Hochuli, P. A., Herrle, J. O. and Weissert, H., 2006- Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian Basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235(1): 93-109.
- Jaramillo, C. A., Rueda, M. J. and Mora, G., 2006- Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science* 311(5769): 1893–1896.
- Köthe, A., 1990- Paleogene dinoflagellates from Northwest Germany: biostratigraphy and paleoenvironment. *Geologisches Jahrbuch Reihe A* 118: 3–111.
- Lamolda, M. A. and Mao, S., 1999- The Cenomanian-Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150(1–2): 65–82.

- Leereveld, H., 1995- Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). Ph.D. thesis, Laboratory of Palaeobotany. Palynology. Utrecht University, The Netherlands 175 p.
- Lentin, J. K. and Williams, G. L., 1980- Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans. AASP Contributions Series 7, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 47 pp.
- Lewis, J., Ellegaard, M., Hallett, R., Harding, I. and Rochon, A., 2003- Environmental control of cyst morphology in gonyaulaeoid dinoflagellates. In: Matsuoka, K.; Yoshida, M. & Iwataki, M., eds., *Dino 7*, Seventh International Conference on Modern and fossil Dinoflagellates, Nagasaki, Japan, Abstract Volume, Additional abstract.
- Lewis, J., Harris, A. S. D., Jones, K. J. and Edmonds, R. L., 1999- Long-term survival of marine planktonic diatoms and dinoflagellates in stored sediment samples. *Journal of Plankton Research* 21, 343–354.
- Lister, J. K. and Batten, D. J., 1988- Stratigraphic and palaeoenvironmental distribution of Early Cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica Abteilung B* 210(1-3): 9-89.
- Mahmoud, M. S. and Moawad, A. R. M., 2000- Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of the West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 30(2): 401-416.
- Parry, C. C., Whitley, P. K. J. and Simpson, R. D. H., 1981- Integration of palynological and sedimentological methods in facies analysis of the Brent Formation. In *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe* pp. 205-215.
- Quattrocchio, M. E., Martinez, M. A., Carpinelli, P. A. and Volkheimer, W., 2006- Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and palaeoenvironments of well sections in northeastern Tierra del Fuego, Argentina: *Cretaceous Research* 27: 584-602.
- Schrank, E., 1984- Organic-geochemical and palynological studies of Dakhla Shale profile (Late Cretaceous) in southeast Egypt. Part A: Succession of microfloras and depositional environment. – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen A* 50: 189-207.
- Siegl-Farkas, A. and Wagreich, M., 1997- Dinoflagellate stratigraphy of the Senonian Formations of the Transdanubian Range. *Acta Geologica Hungarica* 40(1): 73 - 100.
- Skupien, P. and Mohamed, O., 2008- Campanian to Maastrichtian palynofacies and dinoflagellate cysts of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences* 83(2): 207–224.
- Slimani, H., Louwye, S. and Toufiq, A. K., 2010- Dinoflagellate cysts from the Cretaceous–Paleogene boundary at Ouled Haddou, southeastern Rif, Morocco: biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography, *Palynology* 34(1): 90–124.
- Sluifs, A., Pross, J. and Brinkhuis, H., 2005- From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene, *Earth-Science Reviews* 68: 281–315.
- Stanley, D. J., 1986- Turbidity current transport of organic-rich sediments: Alpine and Mediterranean examples. *Marine geology* 70(1): 85-101.
- Svobodová, M., Švábenická, L., Skupien, P. and Hradecká, L., 2011- Biostratigraphy and paleoecology of the Lower Cretaceous sediments in the Outer Western Carpathians (Silesian Unit, Czech Republic), *Geologica Carpathica* 62: 309–332.
- Taylor, T. N., 1982- Ultrastructural studied of Paleozoic seed fern pollen: sporoderm development 298p.
- Traverse, A., 1998- *Palaeopalynology*. 1st edition, London, Unwin Hyman, Boston 600pp
- Traverse, A., 2007- *Paleopalynology*, Topics in Geobiology second edition. Springer, Dordrecht 813 pp.
- Tyson, R. V., 1987- The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. Geological Society, London, Special Publications 26(1): 47-67.
- Tyson, R. V., 1989- late Jurassic palynofacies trend, Piper and kimmerdgian clay Formation, UK onshore and Northern sea, in Batten D.J. & keen M. C (eds) *Northwest European. Micropaleontology and palynology* 135-172.
- Tyson, R. V., 1993- Palynofacies analysis: Applied Micropaleontology 153-191.
- Van der Zwan, C. J., 1990- Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Review of palaeobotany and palynology* 62(1): 157-186.
- Van Pelt, R. S. and Habib, D., 1988- Dinoflagellate species abundance and organic facies in Jurassic Twin Creek Limestone signal episodes of transgression and regression. In *7th International Palynological Congress, Brisbane* p168.
- Van Waveren, I. and Visscher, H., 1994- Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surficial deep-sea sediment from a highproductivity area (Banda Sa, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112: 85-111.
- Vonhof, H. B., Smit, J., Brinkhuis, H., Montanari, A. and Nederbragt, A. J., 2000- Global cooling accelerated by early late Eocene impacts? *Geology* 28(8): 687-690.

- Wall, D. and Dale, B., 1974- Dinoflagellates in Late Quaternary deep-water sediments of Black sea- geology, chemistry, and biology, E.T. Degans and D.A. Ross (eds). Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, Memoir No: 20: 364-80.
- Wall, D., Dale, B. and Harda, K., 1973- Description of new fossil dinoflagellates from the late Quaternary of the Black sea. *Micropaleontology* 19: 18-31.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. P. and Smith, W. K., 1977- The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Mar. Micropaleontology* 2:121-200.
- Whitaker, M., 1984- The usage of palynology in definition of Troll Field geology. In Reduction of uncertainties in innovative reservoir geomodelling. 'Offshore' Northern Seas Conference (No. 6).
- Williams, D. B. and Sarjeant, W. A., 1967- Organic-walled microfossils as depth and shoreline indicators. *Marine geology* 5(5): 389-412.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T. and Majidifard, M. R., 2012- *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) (Porifera, Calcarea) from the Maastrichtian of the Farokhi Formation of Central Iran, *Cretaceous Research* 33: 91-96.
- Zonneveld, K., Versteegh, G. and Lange, G., 1997- Preservation of organic-Walled danoflagellate cyst in defferent oxygen regies: a 1000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology* 29: 393- 405.

Palynofacies and paleoenvironment of marl segment in Farokhi formation (Central Iran)

M. Allameh^{1*} and B. Torabian²

¹Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

²M.Sc, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

Received: 2016 January 03

Accepted: 2016 May 17

Abstract

Farrokhi Formation is a Cretaceous rock unit in Central Iran that lithologically contains lime, marl and marly lime accompanied by layers of fossiliferous limestones. This formation lays conformably over the Haft-Tuman Formation, while its upper boundary is disconformable with Chupanan Formation. In this study, 23 rock samples from marl segment of the Farokhi Formation were prepared palynologically and their various palynological constituents were characterized and quantified by percent. Assessing the organic elements of formation demonstrated fair preservation of organic matters in marl segments and allowed determination of the sedimentation rate and oxygen content. Palynofacies investigation signifies that marl segment has been deposited in shallow to open marine environment with medium energy, and one palynofacies has been diagnosed for it. According to typical dinoflagellate cysts, a warm and rather shallow environment with medium energy and variable salinity is suggested for the period of sedimentation of the marl segment.

Keywords: Palynofacies, Paleoenvironment, Dinoflagellate, Farokhi, Central Iran.

For Persian Version see pages 57 to 68

*Corresponding author: M. Allameh; E-mail: allameh0277@mshdiau.ac.ir