

بازسازی محیط دیرینه سازند آبدراز در برش سنگانه با استفاده از شواهد پالینولوژیکی (داینوفلاژله‌ها) و استراکدا

فرشید یوسفی مقدم^{۱*}، محسن علامه^۲، سید محمود حسینی‌نژاد^۳ و لیدا بخشنده^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

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

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

^۴ دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۶/۳۰

چکیده

سازند آبدراز یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه بالایی به سن تورونین-سانتونین در حوضه رسوبی کپه‌داغ، در شمال خاوری ایران است. سنگ‌شناسی اصلی آن در برش سنگانه شامل مارن، سنگ‌آهک مارنی و مارن‌های آهکی خاکستری تا متمایل به سبز روشن همراه با سه افق سنگ‌آهک گل سفیدی است که از شاخص‌های این سازند به شمار می‌رود. ستبرای این سازند در برش نامبرده ۵۳۰ متر اندازه‌گیری شده است که ۴۱ نمونه به‌صورت سیستماتیک از آن برداشت شده است. به منظور بازسازی و تفسیر محیط دیرینه سازند آبدراز، این سازند در برش سنگانه با استفاده از رخساره‌های پالینولوژیکی و همچنین استفاده از تطابق استراکدا و داینوفلاژله‌ها مورد بررسی قرار گرفت. با بررسی نسبت فراوانی دو گروه استراکدا (پلاتی کوپیداها به پودوکوپیداها) بیشترین میزان اکسیژن حل شده اقیانوسی، در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی و کمترین آن در توالی‌های دور از این باندهای آهکی است. بر پایه فراوانی جنس‌هایی مانند *Paracypris*, *Brachythera Bairdia* که بیشتر در نزدیکی باندهای آهکی گل سفیدی است و استراکدایی با کاراپاس آرایش یافته و پوسته‌ای ستبرتر مانند *Veenia*, *Pterygocythereis* که در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی دیده می‌شود، می‌توان گفت ژرفا در نزدیکی باندهای آهکی گل سفیدی کمتر و به سمت واحدهای مارنی و شیلی ژرفا بیشتر می‌شود. تحلیل ۸۲ اسلاید پالینولوژیکی سبب شناسایی سه پالینوفاسیس II، IV و V در این سازند شد. نتایج حاصل از مطالعات آماری روی عامل‌های پالینولوژیکی همچون نسبت AOM به پالینومورف‌های دریایی، فراوانی آستر داخلی روزن‌بران و مقایسه نسبت داینوفلاژله‌ها P/G به منظور تعیین میزان اکسیژن در محیط نشان می‌دهد که بیشتر شرایط کم‌اکسیژن بر سازند حاکم بوده است؛ اما در زمان‌هایی شرایط اکسیدان نیز بر محیط چیره شده است. همچنین به منظور بررسی تغییرات ژرفا با استفاده از شواهد پالینولوژیکی از دو عامل نسبت داینوسیست‌های نریتیک داخلی به خارجی و نسبت سیست‌های C/PPC استفاده شد. مطالعات صورت گرفته به وسیله استراکدا نتایج حاصل از مطالعات پالینولوژیکی را تأیید می‌کند و نشان می‌دهد که رسوبات سازند آبدراز به‌طور کلی در یک دریای باز با تغییراتی از نریتیک داخلی تا نریتیک خارجی و در یک محیط کم‌اکسیژن تا بدون اکسیژن روی یکدیگر انباشته شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: محیط دیرینه، رخساره‌های پالینولوژیکی، استراکدا، داینوفلاژله‌ها، سازند آبدراز.

E-mail: Farshid.yousefimgohadam@gmail.com

* نویسنده مسئول: فرشید یوسفی مقدم

۱- پیش‌نویس

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال خاور به‌صورت باریکه‌ای طولی در شمال خراسان قرار گرفته و شامل کوه‌های هزار مسجد است. حد شمالی این حوضه با فلات توران گسلی است (گسل عشق‌آباد) که این دو حوضه را از هم جدا می‌کند؛ همچنین حد جنوبی آن، منطقه فروافتاده‌ای در امتداد جاده گنبد، بجنورد و مشهد است که این حوضه را از پهنه بینالود جدا می‌کند (افشارحرب، ۱۳۷۳). این حوضه به مختصات جغرافیایی ۳۰' ۳۵" تا ۱۵' ۳۸" عرض شمالی و ۵۴° تا ۳۱' ۶۱" طول خاوری پس از بسته شدن اقیانوس پالتوتیس در زمان کوهزایی سیمیرین پیشین و همگرایی صفحه ایران و توران در شمال خاور ایران و جنوب ترکمنستان تشکیل شده است (Berberian & King, 1981). پس از تشکیل این حوضه در تریاس میانی، رسوبات ستبری در حدود ۶۰۰۰ متر و بدون نبود چینه‌شناسی مهم، ولی با رخساره‌های گوناگون روی یکدیگر انباشته شده‌اند (Kalantary, 1987; Afshar-Harb, 1979).

در این مطالعه سازند آبدراز به سن کرتاسه پسین (تورونین میانی-سانتونین) در بخش خاوری حوضه کپه‌داغ مورد مطالعه قرار گرفته است. از آنجایی که ریزدیرینه‌هایی همچون استراکدا و پالینومورف‌ها، به‌ویژه داینوفلاژله‌ها از عوامل مهم و تعیین‌کننده در تفسیر محیط‌های دیرینه در کرتاسه هستند، محیط دیرینه سازند آبدراز از دید تغییرات ژرفا و اکسیژن با استفاده از رخساره‌های پالینولوژیکی و تطابق استراکدا و پالینومورف‌ها تفسیر شده و مورد تطابق قرار گرفته است.

۲- مطالعات پیشین روی سازند آبدراز

فروغی و همکاران (۱۳۸۳)، بر پایه روزن‌بران پلانکتون سن این سازند را تورونین میانی تا کامپانین تشخیص داده‌اند. علامه و مرادیان (۱۳۸۸) با مطالعه داینوفلاژله‌های سازند آبدراز در برش حمام قلعه و تفسیر رخساره‌های پالینولوژیکی سن آن را تورونین انتهایی تا سانتونین میانی و محیط آن را دریایی کم‌ژرفا تا باز با انرژی متغیر تفسیر کرده‌اند. اصغریان رستمی و همکاران (۱۳۸۹)، به منظور تفسیر شرایط بوم‌شناختی، این سازند را در برش الگو بر اساس روزن‌بران مورد بررسی قرار داده‌اند که نشان‌دهنده شرایط پر اکسیژن در بخش‌های ابتدایی و شرایط کم اکسیژن در بخش‌های انتهایی سازند است. شفیعی اردستانی و همکاران (۱۳۸۹)، بر پایه مطالعه روزن‌بران پلانکتونیک در مقطع تیپ، سن سازند آبدراز را تورونین میانی-سانتونین پسین تا اوایل کامپانین معرفی کرده و عدم حضور برخی از جنس‌های شاخص در سنومانین پسین-تورونین پیشین را به عملکرد فاز کوهزایی ساب‌هرسی‌نین نسبت داده‌اند. داریوش‌نیا و همکاران (۱۳۹۰) بر پایه مطالعه استراکدا در برش پادها به منظور تفسیر محیط؛ محیط آن را یک دریای کم‌ژرفا تا دریایی باز معرفی کرده‌اند. انور محقی و هادوی (۱۳۹۱) بر پایه مطالعه نانوفسیل‌های سازند آبدراز سن این سازند را کاپانین پیشین تا ابتدای کامپانین پسین تعیین کرده‌اند که در عرض‌های جغرافیایی بالا قرار داشته است. همچنین از جدیدترین مطالعات صورت گرفته می‌توان به مطالعه یوسفی‌مقدم و همکاران (۱۳۹۴) در برش سنگانه اشاره کرد که با توجه به تغییرات

نسبت فراوانی دو گروه از استراکدا، یعنی پلاتی کوپیداها به پودوکوپیداها استفاده شد. پلاتی کوپیداها تنها گروه باقیمانده از استراکدای صافی خوار پس از انقراض جهانی Metacopina در توآرسین زیرین هستند که یک عامل مهم برای تعیین مقدار اکسیژن حل شده در اقیانوس‌ها هستند (Whatley et al., 2003). با توجه به جدول ۱ که تغییرات درصد فراوانی پلاتی کوپیداها به پودوکوپیداها در برابر میزان اکسیژن حل شده در محیط را نشان می‌دهد، می‌توان میزان اکسیژن حل شده در محیط را نشان داد. همان‌گونه که در شکل ۴ دیده می‌شود، در محل‌هایی که درصد فراوانی پلاتی کوپیداها بالا بوده، در برابر آن درصد فراوانی پودوکوپیداها پایین بوده است. این تغییرات در دوره‌های مختلف نشان‌دهنده تغییرات ژرفای آب و اکسیژن محیط است (Arais, 1978; Bless, 1989; Whatley et al., 2003).

با توجه به این تغییرات (جدول ۱)، به‌طور کلی سازند آبدراز در طی دوره‌های زمانی دچار پسروری و پیشروی شده است. به این صورت که در ابتدای سنومانین پسین، سطح دریا پایین و مقدار اکسیژن حل شده اقیانوسی بالا بوده (۴ تا ۵ mg.l)، سپس در ادامه در سنومانین پسین-تورونین پیشین سطح دریا به سرعت بالا آمده و مقدار اکسیژن به شدت کاهش یافته است (۱/۵ تا ۲ mg.l). پس از آن در پایان تورونین پیشین تا تورونین میانی سطح دریا بسیار پایین رفته و در نتیجه مقدار اکسیژن حل شده بالا رفته است ($\text{mg.l} > 5$ ؛ حضور لایه آهکی دوم می‌تواند دلیلی بر این ادعا باشد). در پایان تورونین میانی و تورونین پسین، سطح دریا به تدریج بالا آمده است. در پایان تورونین پسین و ابتدای کنیاسین پیشین سطح دریا بالاتر می‌آید و میزان اکسیژن افت پیدا می‌کند و به حد میانگین خود می‌رسد (۳ تا ۵ mg.l).

با ادامه این روند در کنیاسین میانی و پسین سطح دریا از مقدار میانگین بالاتر می‌رود و میزان اکسیژن حل شده محیط کاهش پیدا می‌کند (۲ تا ۳ mg.l). در پایان در سانتونین پسین، سطح نسبی آب دریا به سرعت پایین می‌آید و میزان اکسیژن افزایش می‌یابد که با ظهور لایه آهکی سوم قابل تشخیص است (Whatley et al., 2003؛ جدول ۱ و شکل ۴).

برای بررسی میزان تغییرات اکسیژن در محیط با استفاده از عامل‌های پالینولوژیکی، می‌توان از عامل‌های همچون نسبت AOM شفاف و تیره به پالینومورف‌های دریایی، درصد فراوانی آستر داخلی روزن‌بران و همچنین نسبت داینوفلاژله‌های پریدینیوید به گونیاکویید (P/G) استفاده کرد.

عامل نسبت AOM به پالینومورف‌های دریایی به عنوان عاملی برای سنجش میزان اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری است؛ به گونه‌ای که افزایش نسبت AOM شفاف به پالینومورف‌های دریایی نشان‌دهنده شرایط بدون اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین است. افزایش نسبت AOM تیره به پالینومورف‌های دریایی، نشان‌دهنده شرایط اکسیژن‌دار است. پایین بودن این نسبت یعنی افزایش پالینومورف‌های دریایی، نشان‌دهنده شرایط بدون اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری بالاست (Tyson, 1993; Waveren & Visscher, 1994). با توجه مطالعات صورت گرفته روی اسلایدهای پالینولوژیکی، نسبت AOM شفاف به پالینومورف‌های دریایی در طول برش متغیر بوده، اما به‌طور کلی درصد فراوانی پالینومورف‌ها بیشتر از درصد فراوانی AOM است که نشان‌دهنده شرایط کم اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری بالاست. اما در دو محل یعنی در ستبراهای ۷۰ تا ۸۰ متری و ۳۲۰ تا ۳۳۰ متری (نمونه‌های ۸، ۹، ۲۹ و ۳۰)، جایی که شیل‌های تیره رنگ ظاهر می‌شوند، این عامل به‌صورت بسیار متفاوتی نمایان می‌شود؛ به گونه‌ای که بالا بودن نسبت AOM شفاف به پالینومورف‌های دریایی به‌صورت نسبی، نشان از شرایط بدون اکسیژن با سرعت رسوب‌گذاری پایین دارد (شکل ۴- C).

عامل دیگری که در تعیین میزان اکسیژن در محیط مورد بررسی قرار گرفت مطالعه نسبت دو گروه از داینوفلاژله‌های حساس و غیر حساس به اکسیژن، یعنی پریدینیویدها و گونیاکوییدهاست. پریدینیویدها بیشتر داینوفلاژله‌های هتروتروف

پالینومورف‌ها و پالینوفاسیس‌ها سه توالی رسوبی برای این سازند در برش نامبرده تعیین کرده‌اند.

۳- مشخصات زمین‌شناسی

۳-۱. موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی

برش روستای سنگانه، در باختر این روستا، در مسیر جاده مشهد به کلات و در فاصله ۶ کیلومتری از پاسگاه مرزبانی روستای سنگانه جای گرفته است که مشخصات جغرافیایی "۵۰' ۱۵" ۶۰° طول خاوری و "۱۵' ۴۱" ۳۶° عرض شمالی دارد (شکل ۱). برش الگوی این سازند در ۷۵ کیلومتری گردنه مزدوران به ستبرای ۱۸۰ متر از واحدهای مارنی و شیل با میان‌لایه‌های آهک گل سفیدی تشکیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

۳-۲. توصیف سنگ‌شناسی

برش مورد مطالعه با ستبرای ۵۳۰ متر با ناپوستگی همشیب روی سازند ماسه‌سنگی آیتامیر قرار دارد و حد بالایی آن با شیل‌های سبز سازند آب تلخ به‌صورت پیوسته و همشیب است (شکل ۲). واحدهای سنگی سازنده این سازند در این برش شامل شیل‌های آبی تا خاکستری و خاکستری تیره، شیل‌های سبز زیتونی، مارن‌های خاکستری با میان‌لایه‌های آهکی و همچنین سه باند آهکی گل سفیدی است.

۴- روش آماده‌سازی نمونه‌ها

پس از برداشت نمونه‌های شیلی و مارنی و همچنین آهک‌های گل سفیدی به‌صورت سیستماتیک، این نمونه‌ها برای تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی از روش استاندارد (Traverse, 2007) و برای تهیه نمونه‌های جدا شده استراکدا از روش شستشو (Washing) استفاده شده است.

۴-۱. روش تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی

آماده‌سازی در این روش به این صورت است که پس از شستشو و خرد کردن نمونه‌ها، ابتدا برای از بین بردن ترکیبات کربناتی، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت در HCL ۱۰٪ و سپس برای حذف ترکیبات سیلیکاتی به مدت ۲۴ ساعت در HF ۳۰٪ قرار می‌گیرند؛ همچنین برای از بین بردن ژل سیلیکاتی که در مرحله دوم تشکیل می‌شود، نمونه‌ها به مدت ۱۰ دقیقه در HCL ۱۰٪ گرم جوشانده می‌شوند. پس از خنثی‌سازی نمونه‌ها برای جدا کردن پالینومورف‌ها از کانی‌های سنگین و دیگر مواد بر پایه وزن مخصوص آنها از محلول ZnCl_2 با چگالی ۱/۹ استفاده می‌شود. در پایان، نمونه‌ها از الک ۲۰ میکرون عبور داده و مواد باقیمانده روی الک، روی اسلایدها قرار داده شد. به منظور مطالعه آماری عناصر موجود، ۴۰۰ ذره در هر اسلاید شمارش و نمودارهای مربوط به آن رسم شد.

۴-۲. روش شستشو برای جداسازی استراکدا

ابتدا حدود ۴۰۰ گرم از هر نمونه در ظرف‌های جدا به مدت ۴۸ ساعت خیسانده و پس از این مدت مقدار ۱۰ سی سی محلول آب اکسیژنه ۱۵ درصد (به ازای هر لیتر آب) به هر نمونه افزوده می‌شود. پس از گذشت ۲۴ ساعت، محتوای هر نمونه از الک‌هایی با قطر ۳۵، ۸۰ و ۱۰۰ مش که به ترتیب از درشت به ریز روی یکدیگر قرار دارند، عبور و سپس به آرامی با یک برس بسیار نرم در زیر آب با فشار کم شستشو داده می‌شوند. در مرحله پایانی رسوبات باقیمانده روی الک‌ها با آب و کربنات سدیم جوشانده و پس از تیخیر پایانی آب آن و جداسازی میکروفسیل‌های باقیمانده در یک Cell قرار داده می‌شوند و مورد مطالعه و شناسایی قرار می‌گیرند.

۵- بحث

۵-۱. بررسی تغییرات اکسیژن با استفاده از استراکدا و پالینومورف‌ها

به منظور بررسی میزان تغییرات اکسیژن در سازند آبدراز با استفاده از استراکدا، از

چینه‌شناسی سنگانه به صورت متغیر عمل کرده است؛ به گونه‌ای که در بخش‌های ابتدایی برش، یعنی منطبق بر مرز آیتامیر مقادیر پایینی دارد و نشان می‌دهد که سطح نسیی آب در این زمان پایین بوده است. پس از آن در ابتدای تورونین که سطح آب بالا آمده است، فراوانی فرم‌های کوریت افزایش ناگهانی دارد. سپس این روند تا ابتدای کنیاسین ادامه داشته است و منطبق بر باند آهکی دوم این فراوانی به شدت کاهش می‌یابد و فرم‌های کوریت و پروکسیمیت رو به افزایش می‌گذارند. پس از این زمان، در ابتدای سانتونین به صورت ناگهانی سیستم‌های کوریت در اسلایدهای پالینولوژیکی افزایش چشمگیری دارند که نشان می‌دهد در این بازه زمانی سطح نسیی آب به یکباره بالا آمده است. این روند در طول زمان سانتونین حاکم بر محیط بوده است؛ تا در انتهای سانتونین و منطبق بر مرز سازند آب تلخ، جایی که باند آهکی سوم رخمون دارد این روند سیر نزولی پیدا می‌کند که نشان از افت نسیی سطح آب است (یوسفی مقدم و همکاران، ۱۳۹۴؛ شکل ۴-۴).

یکی دیگر از عامل‌هایی که در تعیین ژرفا با استفاده از داینوفلاژل‌ها در محیط کاربرد دارد، استفاده از فرم‌های شاخص نریتیک داخلی (IN) و نریتیک خارجی (ON) در اسلایدهای پالینولوژیکی است. نسبت داینوسیست‌های نریتیک خارجی به نریتیک داخلی برای بررسی نوسانات سطح آب دریا مورد استفاده قرار می‌گیرد (Brinkhuis, 1994). از آنجا که راسته گونیاکوییدها در شرایط اکسیژن‌دار و شرایط اکولوژیکی خاص مقاوم‌تر هستند، داینوسیست‌های نریتیک داخلی و خارجی از گروه داینوسیست‌های گونیاکویید تعیین می‌شود (Sluijs et al., 2005).

با توجه به جدول ۲ و نمونه‌های مورد مطالعه، حضور بالای گونه‌هایی همچون *Spiniferites ramosus*, *Oligosphaeridium complex*, *Dinogymnium acuminatum*, *Achomosphaera* sp., *Florentinia* sp., *Impagdinium* sp. نمونه‌های میانی و برخی نمونه‌های ابتدایی نشان‌دهنده افزایش ژرفای آب است؛ که نشان از شرایط نریتیک خارجی دارد (شکل ۴-۴).

همچنین حضور گونه‌هایی مانند *Operculodinium* sp., *Cribroperidinium* spp., *Areoligera* spp., *Glaphrocysta* spp. ابتدایی و انتهایی برش سنگانه از سازند آبدراز، نشان‌دهنده کاهش ژرفا و سطح آب است که شرایط نریتیک داخلی را در این بخش‌ها بازگو می‌کند (جدول ۲ و شکل ۴-۴).

نتیجه‌گیری انجام شده با استفاده از پالینومورف‌ها (داینوفلاژل‌ها) و استراکدا روند یکسانی را در تعیین میزان اکسیژن و تغییرات ژرفای سازند آبدراز در برش سنگانه نشان می‌دهد. عامل‌های به کار رفته به منظور تفسیر میزان اکسیژن در محیط به‌طور کلی نشان از شرایط کم اکسیژن در محیط دارد تا جایی که در دو نقطه، یعنی جایی که شیل‌های تیره رنگ حضور دارند شرایط کاملاً بدون اکسیژن نیز در محیط حاکم بوده است. همچنین در بخش‌های ابتدایی و انتهایی برش با پایین آمدن سطح آب شرایط اکسیدان نیز بر محیط چیره شده است. بررسی ژرفا با استفاده از عامل‌های اشاره شده نشان می‌دهد که در نزدیکی توالی‌های مارنی و شیلی، ژرفای آب افزایش یافته و در برابر آن به سوی باندهای آهکی گل سفیدی سطح آب پایین آمده است.

۵-۳. رخساره‌های پالینولوژیکی

پالینوفاسیس دربردارنده همه محتوای مواد آلی رسوبات یا سنگ‌های رسوبی است (Batten, 1996). ترکیب و میزان این مواد آلی نهشته شده در محیط رسوبی دیرینه مستقیماً با تغییرات محیطی مرتبط است. از این رو پالینوفاسیس‌ها می‌توانند در توصیف و بازسازی توالی‌های رسوبی که توسط شواهد رسوبی قابل تفسیر نیست و یا مبهم است به کار روند (Carvalho et al., 2006; Pross et al., 2006). به‌طور کلی برای تعیین رخساره‌های پالینولوژیکی ۳ عامل اصلی پالینومورف‌های دریایی (MP)، مواد آلی بی‌شکل (AOM) و فیتوکلست‌ها (Ph) مورد بررسی و شمارش قرار می‌گیرند (Tyson, 1993). با تهیه ۸۲ اسلاید پالینولوژیکی و شمارش ۴۰۰ ذره

هستند که در مناطق با مواد غذایی فراوان و آب‌های گرم زندگی و بیشتر از دیاتومه‌ها و فیتوپلانکتون‌های دیگر تغذیه می‌کنند و در شرایط با اکسیژن بالا حفظ‌شدگی کمی دارند. در برابر این گروه، داینوفلاژل‌های گونیاکویید قرار دارند که اتوتروف هستند و در مناطق با تولید زیستی پایین زندگی می‌کنند و در شرایط اکسیژن‌دار مقاوم هستند (Sluijs et al., 2005). با استفاده از این نسبت می‌توان *Paleoproductivity* و میزان اکسیژن را برآورد کرد.

سیست‌های پریدینیوید مثل *Ovoidinium* اشاره به محیط‌های لاگون با آب شور دارند (Stover, 1996). بیشتر نمونه‌ها با سیست‌های گونیاکویید نمایانگر یک محیط دریای باز هستند (Bujak, 1984; Dowine et al., 1971). از جمله این جنس‌ها می‌توان به *Olivosphaeridium* و *Achomosphaera*, *Kiokansium* اشاره کرد. در نمونه‌های برداشت شده از سازند آبدراز در برش سنگانه، نسبت داینوفلاژل‌های حساس به غیر حساس در برابر اکسیژن (P/G) پایین است. همچنین گوناگونی و فراوانی داینوفلاژل‌های گونیاکویید بسیار بیشتر از پریدینیوید است؛ به طوری که بیشتر گونه‌های ثبت شده در گروه گونیاکویید قرار دارند. با توجه به وجود اکسیژن پایین در محیط و همچنین پایین بودن نسبت (P/G)، میزان بسیار کم پریدینیویدها می‌تواند به دلیل تولید کم و یا عدم وجود آنها در محیط بوده باشد (شکل ۴-۴).

۵-۲. بررسی تغییرات ژرفایی بر پایه استراکدا و پالینومورف‌ها

ژرفا به تنهایی در توزیع استراکدا مؤثر نیست، اما این عامل در کنار دیگر عامل‌ها، همچون شوری، دما و میزان اکسیژن سبب تغییر در تعداد و تنوع استراکدا می‌شود (Armstrong & Brasier, 2005). جنس‌هایی مانند *Brachythere*، *Bairdia* و *Paracypris* معمولاً در محیط‌های کم‌ژرفا تر و جنس‌های *Krithe* و *Bairdoppilata* در بخش‌های ژرفا تر یافت می‌شوند (El-Nady et al., 2008; Gebhardt & Zorn, 2008)؛ البته جنس *Bairdia* می‌تواند در همه ژرفاهای آب‌های دریایی یافت شود (Morsi et al., 2008). افزون بر گوناگونی گونه‌ای در بخش‌های مختلف، شکل و آرایش کاراپاس در استراکدا می‌تواند شاخصی برای تعیین ژرفا باشد. به این ترتیب که استراکدای دارای کاراپاس صاف و بدون تزینات در رخساره‌های ژرفا و استراکدای دارای کاراپاس ستبر و تزین یافته در رخساره‌های آبی کم‌ژرفا و دارای انثرژی بالاتر یافت می‌شوند (Libau, 1980; Bless et al., 1987; Bless, 1989). بررسی عامل ژرفا با استفاده از استراکدا در سازند آبدراز در برش سنگانه نشان می‌دهد که فراوانی جنس‌هایی مانند *Brachythere*، *Bairdia*، *Paracypris* و استراکدایی با کاراپاس آرایش یافته و پوسته ستبرتر مانند *Veenia* و *Pterygocythereis* نیز در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی دیده می‌شوند. فراوانی جنس‌هایی مانند *Krithe* بیشتر در توالی‌های مارنی دور از باندهای آهکی است. همچنین جنس *Cytherella* افزون بر حضور در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی در توالی‌های دور از این باندها نیز دیده می‌شود. با توجه به این داده‌ها می‌توان گفت ژرفا در نزدیکی باندهای آهکی گل سفیدی کمتر است و به سوی واحدهای مارنی و شیلی ژرفا بیشتر می‌شود (شکل ۴-۴).

برای تعیین ژرفا با استفاده از داینوفلاژل‌ها می‌توان از یک عامل به نام "نسبت سیست‌های کوریت/ پروکسیمیت، پروکسیموکوریت، کوریت" که به اختصار به صورت C/PPC بیان می‌شود استفاده کرد. بدین ترتیب که افزایش فرم‌های کوریت به مجموع فرم‌های پروکسیمیت و کوریت نشان‌دهنده افزایش ژرفا (شرایط پیش‌رونده) است و بالعکس. همچنین سیست‌های کوریت با زواید طویل نشان‌دهنده یک محیط آرام و کم‌انثرژی و سیست‌های کوریت و پروکسیمیت با صفحه‌بندی ستبر و بدون زواید طویل نشان‌دهنده شرایط پرانثرژی و محیط‌های دریایی کم ژرفا هستند (Ghasemi-Nejad et al., 1999).

بررسی و مطالعه آماری در سازند آبدراز نشان می‌دهد که این عامل در طول برش

آن در توالی‌های دور از این باندهای آهکی است. بر پایه فراوانی جنس‌های مانند *Brachythera* و *Bairdia*، *Paracypris* که بیشتر در نزدیکی باندهای آهکی گل سفیدی هستند و استراکدایی با کاراپاس آرایش یافته و پوسته سبترتر مانند *Veenia* و *Pterygocythereis* که در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی دیده می‌شوند، می‌توان گفت ژرفا در نزدیکی باندهای آهکی گل سفیدی کمتر است و به سوی واحدهای مارنی و شیلی ژرفا بیشتر می‌شود. آنالیز رخساره‌های پالینولوژیکی سازند آبدراز در این برش و نمایش آن روی نمودار مثلثی تاپسون نشان از چیرگی سه منطقه رخساره‌ای II، IV و V به صورت محسوس است. این پالینوفاسیس‌ها به صورت کلی نمایانگر یک دریای باز از نریتیک داخلی تا نریتیک خارجی هستند.

بررسی و نتایج حاصل از مطالعات آماری روی عامل‌های پالینولوژیکی همچون نسبت AOM به پالینومورف‌های دریایی، فراوانی آستر داخلی روزن‌بران و مقایسه نسبت داینوفلاژله‌های P/G به منظور تعیین میزان اکسیژن در محیط نشان می‌دهد که بیشتر شرایط کم‌اکسیژن بر سازند حاکم بوده است؛ اما در زمان‌هایی شرایط اکسیدان نیز بر محیط چیره شده است. همچنین به منظور بررسی تغییرات ژرفا با استفاده از رخساره‌های پالینولوژیکی از دو عامل نسبت داینوسیست‌های نریتیک داخلی به خارجی و نسبت سیست‌های C/PPC استفاده شد. بررسی این دو عامل مطالعات حاصل از تغییرات ژرفا به وسیله استراکدا را تأیید می‌کند؛ به گونه‌ای که سیست‌هایی با زواید طولیل که در بخش‌های ژرف فراوانند (فرم‌های کوریت) در توالی‌های مارنی دور از باندهای آهکی و سیست‌های بدون زواید طولیل با پوسته سبتر که در بخش‌های کم‌ژرفا و نزدیک به ساحل فراوانند (فرم‌های کویت و پروکسیمیت) در توالی‌های مارنی و شیلی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی دیده می‌شوند.

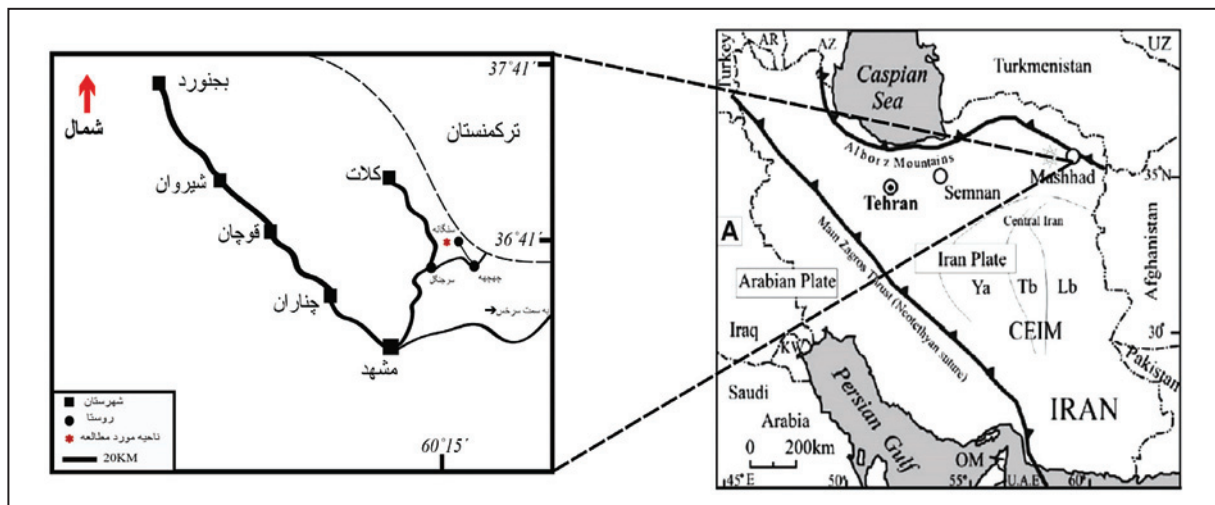
در هر اسلاید، اجزای اصلی درصدگیری و تقسیم‌بندی شدند. پس از جانمایی این داده‌ها روی نمودار سه‌گانه تاپسون ۴ پالینوفاسیس زیر تعیین شد:

II: Marginal dysoxic-anoxic basin, IV: Shelf to basin transition, V: Mud dominated oxic shelf

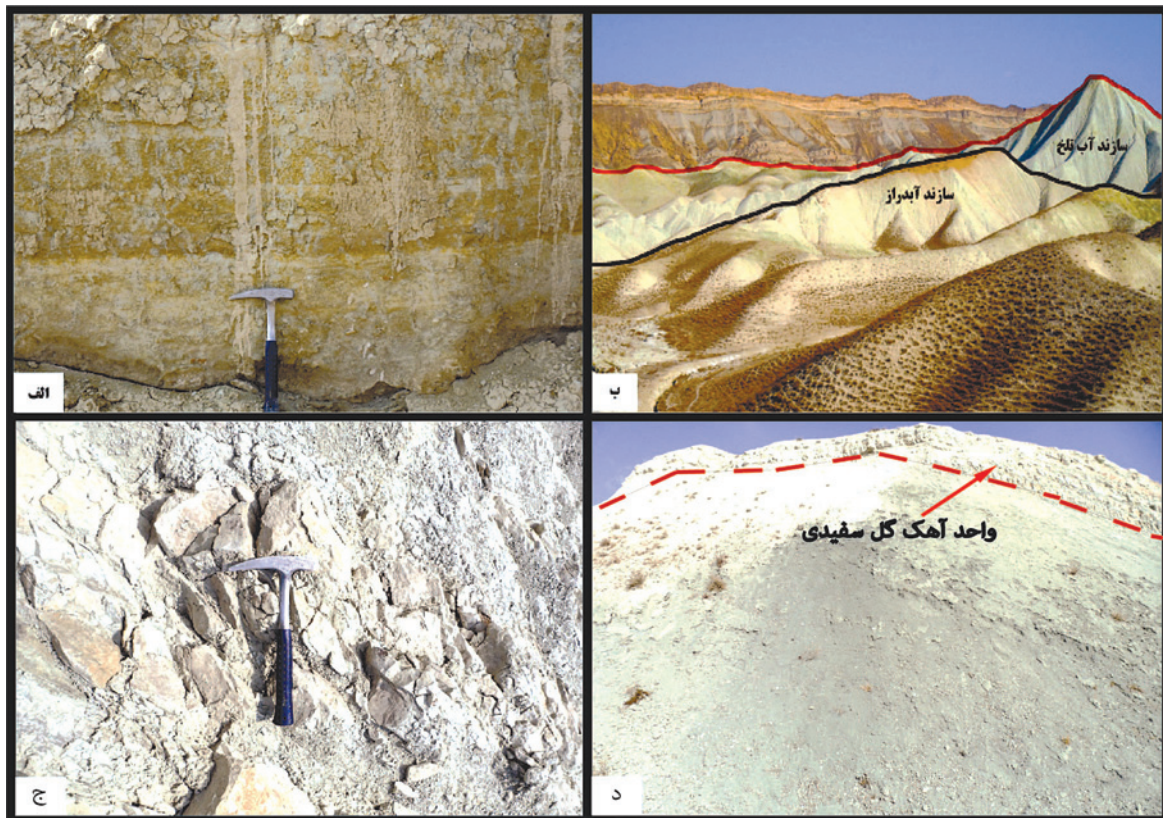
که بیانگر محیط دریایی نزدیک تا دور از ساحل و همچنین دریای باز با شرایط کمبود اکسیژن تا بدون اکسیژن هستند (شکل ۳). با توجه به شکل ۳، پراکندگی نمونه‌ها در این برش بیشتر به سوی محیط‌های ژرف (پالینوفاسیس نوع V) است. قرارگیری نمونه‌های ۹، ۲۱، ۲۹ در محدوده پالینوفاسیس نوع V نشان می‌دهد که این شیل‌ها در یک دریای ژرف دور از ساحل با شرایط نیمه اکسیدان تا بدون اکسیژن نهشته شده‌اند. این بخش‌ها با حضور یک لایه شیلی تیره رنگ و متفاوت با دیگر بخش‌ها ظاهر می‌شوند. تفسیر پالینوفاسیس‌های شناسایی شده در این برش نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی فیتوکلاست‌ها در ابتدا و انتهای برش (یعنی مرز سنوماین به تورونین و مرز سانتونین به کامپنین) جایی که بیشترین افت نسبی در سطح آب رخ داده است، دیده می‌شود (مرزسازند آیتامیر به آبدراز در پایین برش و مرز سازند آبدراز به آب تلخ در بالا). همچنین برای نمونه در نمونه‌های ۳، ۱۵ و ۲۷ به طور ناگهانی فراوانی داینوفلاژله‌ها افزایش می‌یابد که نشان از بالا آمدن سریع و ناگهانی سطح آب دارد. با توجه به میزان تغییرات فراوانی در فیتوکلاست‌ها و پالینومورف‌های دریایی می‌توان گفت به طور کلی ژرفا به سوی انتهای سازند آبدراز در این برش کاهش می‌یابد.

۶- نتیجه‌گیری

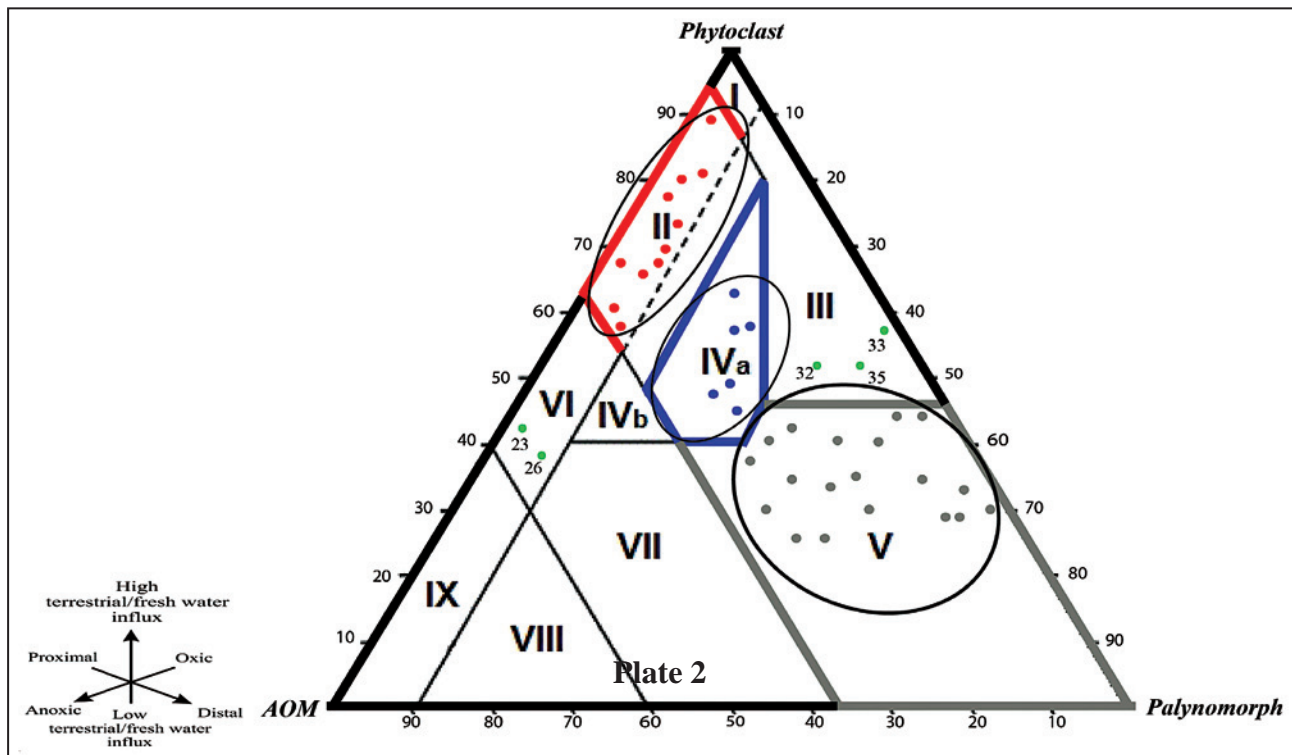
با بررسی نسبت فراوانی پلاتی‌کوپیداها به پودوکوپیداها بیشترین میزان اکسیژن حل شده اقیانوسی در توالی‌های مارنی نزدیک به باندهای آهکی گل سفیدی و کمترین



شکل ۱- راه دسترسی به برش مورد مطالعه.

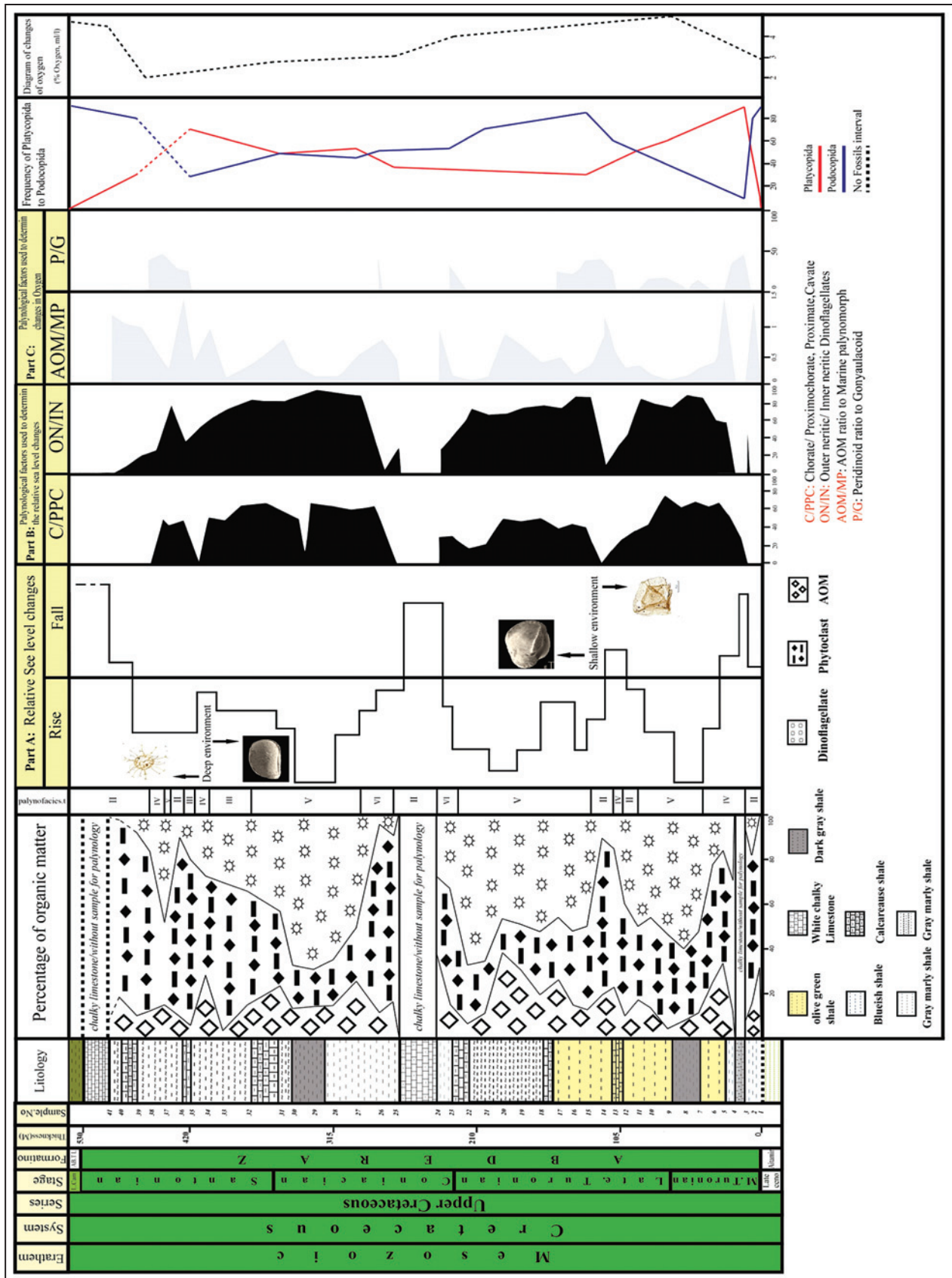


شکل ۲- الف) ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی مرز زیرین سازند آیتامیر با سازند آبدراز؛ ب) نمای کلی از مرز پیوسته سازند آبدراز با سازند آب تلخ (سوی دید رو به شمال)؛ ج) میان‌لایه‌های آهکی؛ د) واحد آهکی گل سفیدی دوم (برگرفته از (Whatley et al. (2003).



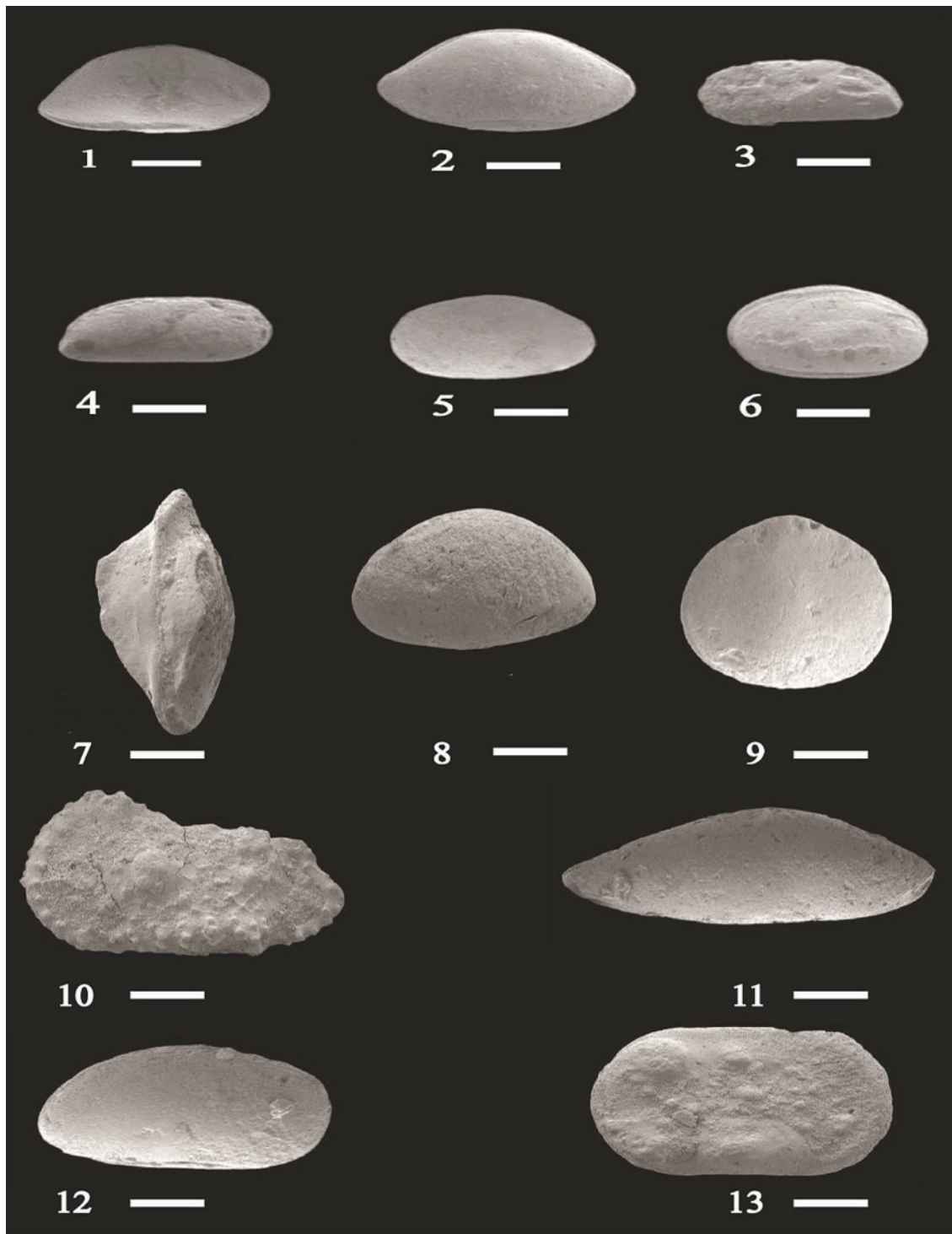
شکل ۳- نمایش پالینوفاسیس‌های تعیین شده روی نمودار (Tyson (1993) در سازند آبدراز؛ برش سنگانه.

I: Highly proximal shelf or basin, II: Marginal dysoxic- oxic basin, III: Heterolithic oxic shelf (Proximal shelf), IV: Shelf to basin transition, V: Mud-dominated oxic shelf, VI: Proximal suboxic- anoxic shelf, VII: Distal dysoxic- anoxic, VIII: Distal dysoxic- anoxic shelf, IX: Distal suboxic- anoxic basin.



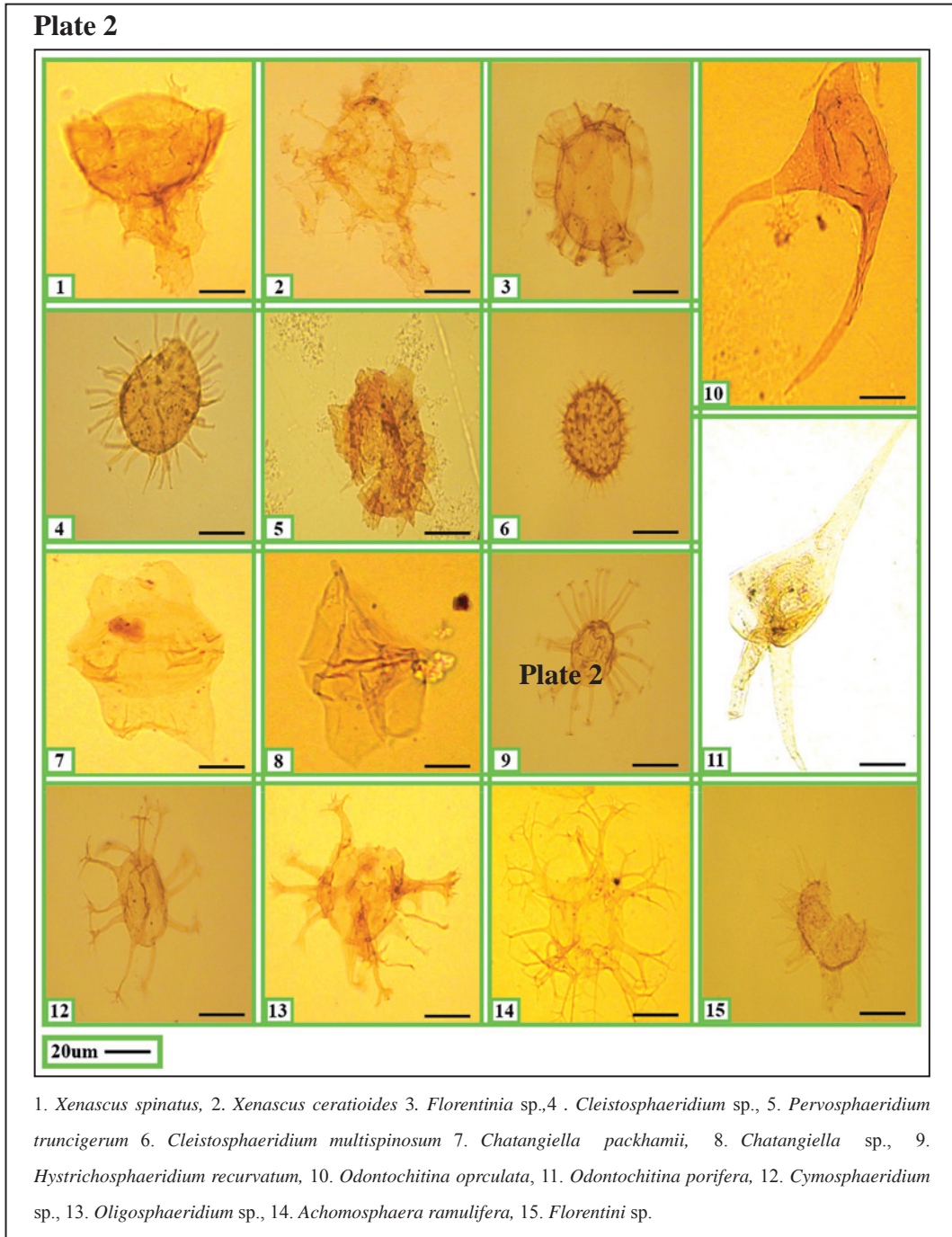
شکل ۴- نمایش تغییرات سطح آب، ژرفا و اکسیژن با استفاده از شواهد پالینولوژیکی.

Plate 1



200um

1. *Bairdia ilaroensis*, 2. *Bairdia nitida*, 3. *Krith echolsae*, 4. *Krith cf. solomoney*, 5. *Cytherella ovata*, 6. *Cytherella cocava*, 7. *Alatacythereis* sp., 8. *Paracypris* sp., 9. *Xestoleberis* sp., 10. *Cythereis* sp., 11. *Macrocypris* sp., 12-*Pontocyprella* sp., 13-*Cytherelloidea*



جدول ۲- برخی از داینوسیست‌های شاخص نریتیک خارجی و داخلی موجود در سازند آبدراز در برش سنگانه.

داینوسیست‌های نریتیک خارجی (ON)	داینوسیست‌های نریتیک داخلی (IN)
<i>Cerodinium</i> spp.	<i>Fibrocysta</i> sp.
<i>Florentinia</i> sp.	<i>Operculodinium</i> sp.
<i>Imapagdinium</i> sp.	<i>Stentusidinium</i> spp.
<i>Spinidinium</i> spp.	<i>Cribroperidinium</i> spp.
<i>Spiniferites ramosus</i>	<i>Areoligera</i> spp.
<i>Oligosphaeridium</i> complex	<i>Glaphyrocysta</i> spp.
<i>Achomosphaera</i> sp.	<i>Circulidinium</i> spp.
<i>Tanysphaeridium</i> sp.	***
<i>Dinogymnium acuminatum</i>	***

جدول ۱- تغییرات درصد فراوانی پلاتی کویدها به پودوکویدها در برابر اکسیژن حل شده در محیط.

درصد پودوکویدها / پلاتیکویدها	مقدار اکسیژن حل شده mg/l
>90	<1.5 very low oxygen
80-90	2-1.5 low oxygen
60-70	3-2.5 low oxygen
50-60	3.5-3 medium oxygen
40-50	4-3 medium oxygen
30-40	4.5-4 high oxygen
20-30	5-4.5 high oxygen
<20	>5 very high oxygen

جدول ۳- نمایش تغییرات عامل‌های پالینولوژیکی به کار رفته به منظور تفسیر محیط و تغییرات نسبی سطح آب در سازند آبدراز:
 AOM: مواد آلی بی شکل، Ph: فیتو کلاست؛ MP: پالینومورف دریایی، C/PPC: نسبت مورفوتایپ‌های کوریت/ پروکسیمیت، پروکسیمو کوریت، کوریت؛ ON/IN: نسبت داینوسیست‌های نریتیک خارجی به نریتیک داخلی؛ AOM/MP: نسبت تغییرات مواد آلی بی شکل به پالینومورف‌های دریایی؛ P/G: نسبت داینوسیست‌های پریدینیوئید به گونیاکویید؛ Diversity: تغییرات تنوع در داینوسیست‌ها، Abundance: تغییرات فراوانی‌ها؛ Con/Mar: نسبت خرده‌های قاره‌ای به دریایی.

S.No	AOM%	Ph%	MP%	C/PPC	ON/IN	AOM/MP	P/G	Diversity	Abundance	CON/MAR
1	31.25	68.75	0	0	0	0	0	0	0	78.25
2	18.5	72.25	8.75	0	0	1.44	0	0	0	88.23
3	8.75	72	19.25	31.56	46.87	1.05	45.76	0	26	81.87
4	14	57.5	28.5	57.89	65.33	0.5	33.36	9	98	70
5	33.75	49.25	16.75	67.41	58.70	1.60	0	21	143	61.24
6	25.25	51.75	23	64.23	61.65	0.32	0	18	187	63.18
7	11	37.25	52.5	70	85.13	0.21	4.36	11	235	40.29
8	8.5	31.5	60	63.33	91.13	0.16	0	9	331	32.49
9	5.75	37.5	56.75	68.89	77.33	0.05	15.45	9	218	35.51
10	13.75	38.75	47.5	45.54	80.33	0.19	14.50	27	327	36.12
11	16	34	50	39.36	86.96	0.28	0	29	211	38
12	9.75	50.25	40	30.74	65	0.22	0	33	191	62.76
13	23.5	60.25	16.25	18.23	34.48	0.56	22.85	0	39	71.23
14	19	71.25	10.25	0	16.38	1.22	40.65	0	31	89.11
15	13.25	36.75	50	42	86.49	0.29	38.25	34	296	47.16
16	15.25	31.25	53	44	88.53	0.14	20	29	149	45.56
17	24.25	28.75	47	41.29	74.45	0.43	22.42	33	104	39.65
18	19.5	28.75	52.25	56.66	76.65	0.32	0	33	132	39.32
19	30.5	20.25	49.25	54.32	75.33	0.67	0	33	117	31.33
20	37	16	47	56.03	68.78	0.78	0	16	97	28
21	10.5	24.5	65	23.12	65	0.14	0	19	265	37.92
22	6	26.25	67.75	19.47	71.96	0.06	0	15	287	36.36
23	13.25	51.5	35.25	34.41	51	0.19	28.52	26	210	68.75
24	38.5	34.5	27	34.72	26.13	0.92	0	24	167	40.14
25	16.5	74	9.5	0	31	0.41	0	0	26	87.34
26	11.25	84.5	4.25	0	5.25	0.71	40.44	0	13	91.24
27	25	24.5	50.5	64.04	90.18	0.51	0	21	309	36.66
28	14.5	21.5	65	62.28	96.13	0.18	0	21	313	24
29	14.25	16.75	69	26.12	97	0.18	0	26	336	23.43
30	13	19.75	67.25	12.87	91.13	0.26	0	25	287	29.45
31	23.5	31.5	44	56.16	85	0.73	0	31	145	43.76
32	15.25	50.25	34.5	71.12	85.33	0.35	0	15	119	65.21
33	3.5	66.25	30.25	69.46	76.14	0.10	0	19	94	76.52
34	27.5	47.5	27	52.23	66.33	0.94	0	25	112	60.33
35	6.5	73.5	20	54.32	54	0.45	23.45	25	81	80.05
36	8.75	81.75	10	3.45	38.96	1.47	26	0	63	88.32
37	13.75	38.75	47.5	46.85	68.44	0.37	44.50	24	189	46.96
38	11.75	71.5	16.75	43	26.35	0.64	37.65	12	69	85
39	9.75	81.75	8.5	0	20.13	0.99	0	0	36	89.76
40	18.5	78.5	3	0	12.56	1.12	0	0	49	93.24
41	7	91.75	1.25	0	0	1.23	0	0	10	97.54

کتابنگاری

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳- زمین‌شناسی کپه داغ، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، شماره ۱۱، ۲۷۶ ص.
- انور محقی، م. و هادوی، ف.، ۱۳۹۱- نانو استراتیگرافی و رسوب‌شناسی سازند آبدراز در برش شیخ، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال هشتم، ۲: صص ۱۵۹ تا ۱۷۲.
- داریوش‌نیا، م.، علامه، م. و حسینی‌نژاد، م.، ۱۳۹۰- پالئو اکولوژی سازند آبدراز در برش سنگانه بر مبنای استراکدا، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- اصغریان رستمی، م.، قاسمی‌نژاد، الف. و شفیعی اردستانی، م.، ۱۳۸۹- تعیین ژرفای دیرینه طبقات ماستریشین پسین در برش زیارت کلا، البرز مرکزی با استفاده از روزن بران پلانکتونیک و بنتیک، فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۰، ۷۸، صص ۲۷ تا ۳۴.
- شفیعی اردستانی، م.، قاسمی‌نژاد، الف. و وزیری‌مقدم، ح.، ۱۳۸۹- زیست چینه نگاری سازند آبدراز در برش الگو با استفاده از روزنبران پلانکتونیک، فصلنامه علوم زمین، سال نوزدهم، ۷۵، صص ۲۵ تا ۳۴.

فروغی، ف.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا. و وحیدی نیا، م.، ۱۳۸۳- بازنگری سازند آبدراز در مقطع تیپ بر مبنای فرام‌های پلانکتون، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

علامه، م. و مرادیان، ف.، ۱۳۸۸- پالینولوژی و آنالیز محیط دیرینه سازند آبدراز در حوضه رسوبی کپه‌داغ، مجله علوم دانشگاه تهران، ۴: صص ۱ تا ۱۰.

یوسفی‌مقدم، ف.، حسینی‌نژاد، م. و علامه، م.، ۱۳۹۴- چینه‌نگاری سکانشی و بررسی نوسانات سطح آب در سازند آبدراز در برش باختر روستای سنگانه با استفاده از شواهد پالینولوژیکی، دو فصلنامه رخساره‌های رسوبی، سال هشتم، شماره ۱.

References

- Afshar-Harb, A., 1979- The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet-Dagh region, northern Iran. PhD Thesis, Imperial College of Sciences and Technology, University of London, 316 p.
- Arias, C., 1978- Extinction pattern of marine ostracoda across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the cordilera NE Spain, *Geobios*, V. 42, p. 1-15.
- Armstrong, H. A. & Brasier, M. D., 2005- *Microfossils*, 2nd ed. Malden, Oxford, Carlton: *Blackwell Publishing*, 296 p.
- Batten, D. J., 1996- Palynofacies and petroleum potential. 26B. *Palynology: Principles and application*, AASP Foundation, 3: 1065-1084.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian J Earth Sci*, V. 18, p. 210-265.
- Bless, M. J. M., 1989- Event-Induced changes in late cretaceous to early Paleocene ostracode assemblages of the se Netherlands and Belgium. *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, V. 112, p. 19-30.
- Bless, M. J. M., Felder, P. J. & Meessen, J. P. M., 1987- Late cretaceous sea level rise and inversion: their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. *Ann. Soc. Geol. Belg*, V. 109, p. 333-355.
- Brinkhuis, H., 1994- Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (northeast Italy); biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 107, p. 121- 163.
- Bujak, J. P., 1984- Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarch from the Bering Sea and northern North Pacific, *DSDP Leg 19: Micropaleontology*, V. 30, p. 180-212.
- Carvalho, M. A., Mendonca Filho, J. G. & Menezes, T. R., 2006- Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian – Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, V. 192, p. 57-74.
- Dowine, C., Hussain, M. A. & Williams, G. L., 1971- Dinoflagellate cyst and acritarch association in the Paleogene of Southeast England: *Geosciences*, V. 3, p. 29-35.
- El-Nady, H., Abu-Zied, R. & Ayyad, S., 2008- Cenomanian – Maastrichtian ostracods from Gabal Arif El-Naga anticline, Eastern Sinai, Egypt. *Revue de Paléobiologie, Genève*, V.27 (2), p. 533-573.
- Gebhardt, H. & Zorn, I., 2008- Cenomanian ostracods of the Tarfaya upwelling region (Morocco) as palaeoenvironmental indicators. *Revue de micropaleontology*, V. 51, p. 273.286.
- Ghasemi-Nejad, E., Sarjeant, W. A. S. & Gygi, R., 1999- Palynology and Paleoenvironments of the uppermost Bathonian and Oxfordian (Jurassic) of the Northern Switzerland sedimentary basin. *Memori Svizzere di Paleontologia*, V. 119.
- Kalantary, A., 1987- Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region National Iranian Oil Company. Exploration and Production Group, Tehran.
- Liebau, A., 1980- Palaeobathymetrie und Oekofaktoren: Flachmeerzonierung. *N. jb. Geol. Palaont*, V. 160(2), p. 173-216.
- Morsi, A. M. M., Faris, M., Zalat, A. E. & Salem, R. F. M., 2008- Maastrichtian- Early Eocene ostracodes from west-central Sinai, Egypt - taxonomy, biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography. *Revue de Paléobiologie, Genève*, V. 27 (1), p.159-189.
- Pross, J., Link, E., Ruf, M. & Aigner, T., 2006- Delineating sequence stratigraphic patterns in deeper ramp carbonates: Quantitive palynofacies data from the upper Jurassic (Kimmeridgian) of southwest germane. *Journal of Sedimentary Research*, V. 76, p. 524-538.
- Sluijs, A., Pross, J. & Brinkhuis, H., 2005- From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the paleogene: *Earth Sciences. Rev.*, V. 68, p. 281- 315.
- Stover, L. E., 1996- Mesozoic, Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes: *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, V. 2, p. 641-750.
- Travers, A., 2007- Paleopalynology. 2nd Edition, *Springer*, 813 pp.
- Tyson, R. V., 1993- Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, p.153-191.
- Waveren, I. & Visscher, H., 1994- Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surfical deep-sea sediment from a high Productivity area (Bandasa, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 112, p. 85-111.
- Whatley, R. C., Pyne, R. S. & Wilkinson, I. P., 2003- Ostracoda and palaeooxygen levels, with particular reference to the Upper Cretaceous of East Anglia. *Micropalaeontology Research Group, Institute of Geography and Earth Studies, University of Wales, Aberystwyth, Cardiganshire, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 194, p. 355-386.

Paleoenvironmental reconstruction of the Abderaz Formation in Sanganeh section based on palynological (Dinoflagellate cysts) and Ostracods evidences

F. Yousefi Moghadam ^{1*}, M. Allameh ², S. M. Hosseininezhad ³ & L. Bakhshandeh ⁴

¹ M.Sc. Student, School of Geology Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

³ Assistant Professor, School of Geology Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

⁴ Ph.D., Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2015 March 04

Accepted: 2015 September 21

Abstract

Abderaz Formation is one of the Lithostratigraphic units of upper Cretaceous whose age is determined as Turonian-Santonian in Kopet-Dagh sedimentary basin of northeast Iran. Its major lithology in Sanganeh section contains Marl, Marly limestone, and gray shales and light green shale along with three bands of chalky limestones. This formation thickness in Sanganeh section is measured 530 meter out of which 41 samples were systematically taken. In order to interpret the Paleoenvironment and sequence stratigraphy, this formation in Sanganeh section was analyzed using palynological facies and conformity of Ostracods and dinoflagellates. Having examined the frequency ratio (abundance) of two groups of Ostracoda (Platycopids to Podocopids), it was observed that the most abundant oceanic dissolved oxygen is seen in marly layers near calcareous band of chalky limestones and the least abundant is seen in layers far from those bands. In addition, based on the abundance of genera such as *Paracypris*, *Brachythere*, and *Bairdia* mostly seen near calcareous band of chalky limestones and ostracoda with ornamented carapce and thicker layers such as *Veenia*, *Pterygocythereis* seen in marly layers near chalky limestones, it can be stated that it is shallower near calcareous band of chalky limestones and moving toward marly and shale layers it becomes deeper. Analyzing 82 Palynological slides resulted in identification of three Palynofacies of V, IV, II, in this formation. The results obtained from statistical studies of palynological factors including AOM to Marine palynomorph ratio, abundance of foraminifera test lining, and Peridinioid/Gonyaulacoid ratio for determining the amount of oxygen in the environment indicate that often there were low levels of oxygen in this formation however, there were times when oxid condition was dominant. Also in order to discuss relative sea level changes by Palynological facies, two factors were used; first one being dinocysts of specific inner neritic to outer neritic ratio and chorate/ proximate, proximochorate and cavate cysts (C/PPC) ratio. The results gained from studies on Ostracoda confirm the results obtained from palynological studies and show that the Abderaz Formation is deposited in an open marine from Inner neritic to outer neritic in a disoxic to suboxic environment.

Keywords: Paleoenvironment, Palynological evidence, Ostracoda, Dinoflagellate, Ab-deraz Formation.

For Persian Version see pages 117 to 126

*Corresponding author: F. yousefimoghadam; E-mail: Farshid.yousefimoghadam@gmail.com