

# زیست چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی در بخش فوقانی سازند نیزار و بخش تحتانی سازند کلات در برش تنگ نیزار، شرق حوضه کپه داغ

مهناز کشمیری<sup>۱</sup>، اعظم ماهانی‌پور<sup>۲\*</sup>، محمدحسین محمودی قرائی<sup>۱</sup>، سیدرضا موسوی حرمی<sup>۱</sup>،  
اسداله محبوبی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران  
۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۱/۲۶ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۸/۲۳

## چکیده

در مطالعه حاضر زیست چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی در قسمت‌های فوقانی سازند نیزار و قاعده سازند کلات در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ در برش تنگ نیزار مورد بررسی قرار گرفت. خصوصیات سنگ‌شناسی بخش‌های ذکر شده از این سازندها شامل شیل‌های آهکی و مارن خاکستری تا متمایل به سبز می‌باشد. در بخش‌های بالایی سازند نیزار در برش تنگ نیزار لایه‌ای از خاک قدیمه به صورت هم شیب و ناپیوسته ثبت گردید. بررسی نانوفسیل‌های آهکی در محدوده مورد مطالعه منجر به شناسایی ۲۷ جنس و ۵۶ گونه و ۲ زیر گونه شد. براساس جنس و گونه‌های شاخص شناسایی شده زون فرعی UC15e<sup>TP</sup> بر مبنای زوناسیون برنت (Burnett, 1998) منطبق بر قسمت‌های فوقانی زون CC22 از زوناسیون سیسینگ (Sissingh, 1977) شناسایی شد. بر این اساس سن محدوده تحت بررسی اوایل کامپانین پسین می‌باشد. مطالعه دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی، بیانگر حضور غالب جنس و گونه‌های آب سرد از قبیل *Micula decussata*، *Prediscosphaera* spp.، *Eiffellithus* spp. و *Arkhangelskiella cymbiformis* می‌باشد. لازم به ذکر است که جنس و گونه‌های *Prediscosphaera* spp.، *Eiffellithus* spp. و *Arkhangelskiella cymbiformis* شاخص آب‌های الیگوتروف نیز می‌باشند. با توجه به تجمع غالب جنس و گونه‌های شاخص آب سرد، کاهش دما و آب و هوای سرد گلخانه‌ای برای محدوده تحت بررسی مشابه با سایر نقاط دنیا در قسمت‌های ابتدایی کامپانین پسین پیشنهاد می‌گردد.

**واژه‌های کلیدی:** زیست چینه‌نگاری، کرتاسه، کامپانین، نانوپلانکتون های آهکی.

## مقدمه

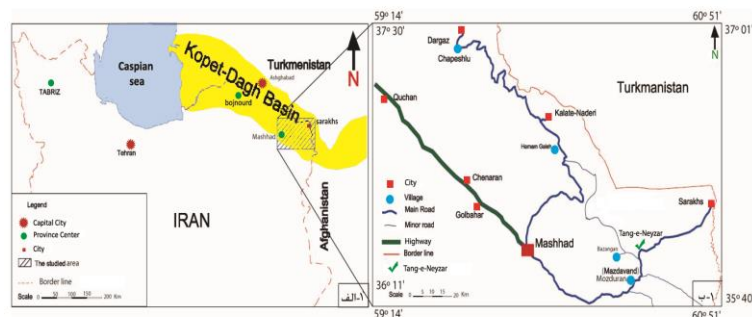
حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران، دربردارنده توالی‌هایی از رسوبات دوره مزوزوئیک و سنوزوئیک است به طوری که کامل‌ترین رسوبات کرتاسه ایران با ضخامتی بیش از ۶۵۰۰ متر در این حوضه قرار دارد (افشارحرب، ۱۳۷۳). سازندهای نیزار و کلات در حوضه کپه‌داغ مربوط به کرتاسه پسین می‌باشند که در بخش شرقی این حوضه وسعت و گسترش زیادی دارند. سازند نیزار بر روی سازند آب تلخ و در زیر سازند کلات قرار گرفته و از نظر سنگ‌شناسی در برش تنگ نیزار بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط دانه در بخش‌های پایینی و شیل آهکی و مارن در بخش‌های فوقانی برش است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). با توجه به اینکه سازند نیزار سنگواره‌های بسیار کمی دارد، لذا مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده بر روی این سازند نسبت به سایر سازندهای کرتاسه بالایی حوضه کپه‌داغ کمتر است. در مطالعات دیرینه بوم‌شناسی که تاکنون بر روی سازندهای نیزار و کلات انجام شده است، گروه‌های مختلف فسیلی از جمله فرامینیفرها (وحیدی نیا و همکاران، ۱۳۸۵) و نانوفسیل‌های آهکی (هادوی و پور اسماعیل، ۱۳۸۵) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. هدف از مطالعه حاضر بررسی نانوفسیل‌های آهکی و تعیین بیوزون‌های نانوفسیلی موجود در قسمت‌های فوقانی سازند نیزار و قاعده سازند کلات جهت

تعیین سن دقیق لایه‌های رسوبی در برش تنگ نیزار می‌باشد. همچنین جهت بررسی محیط دیرینه در زمان ته نشست لایه‌های مذکور، دیرینه بوم-شناسی نانوفسیل‌های آهکی نیز مورد بررسی قرار گرفته است.

## منطقه مورد مطالعه

## موقعیت زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی برش مورد مطالعه

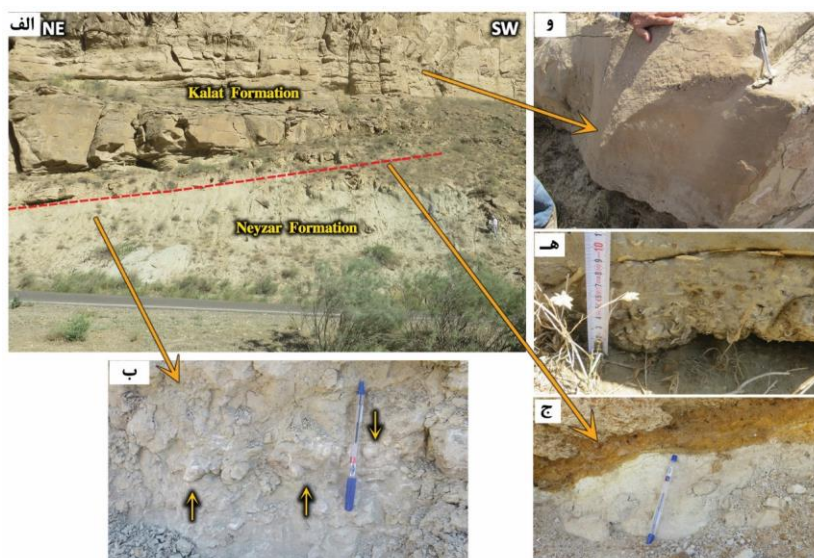
حوضه رسوبی کپه‌داغ، در منطقه‌ای بین ایران، افغانستان و ترکمنستان به شکل نوار باریکی واقع شده (شکل ۱ الف) و در بخش شمالی حوضه تیتیس قرار دارد (Berberian and King, 1981). سازندهای نیزار و کلات از واحدهای کرتاسه بالایی در حوضه رسوبی کپه‌داغ می‌باشند که در بخش شرقی این حوضه دارای وسعت و گسترش بالایی هستند (افشار حرب، ۱۳۷۳). برش تنگ نیزار در بردارنده سازندهای نیزار و کلات بوده و در مسیر جاده اصلی مشهد به سرخس و در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب غرب سرخس واقع شده است (شکل ۱ ب). برش مورد مطالعه در طول جغرافیایی ۶۰ درجه، ۳۳ دقیقه و ۱۸ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه، ۱۶ دقیقه و ۳۵ ثانیه شمالی واقع شده است.



شکل ۱: پهنه رسوبی کپه‌داغ و موقعیت جغرافیایی آن (الف)، مسیرهای دسترسی به برش تنگ نیزار (ب).

دوکفه‌ای در بالای این افق (شکل ۲هـ، ۳) واحد ضخیم لایه آهکی با میان لایه‌های شیلی (شکل ۲و). در زیر افق‌های گفته شده به‌طور تفصیلی توصیف شده‌اند.

براساس تغییرات رسوب‌شناسی این برش را می‌توان به سه قسمت تقسیم کرد (شکل ۲ الف، ۱) واحد شیلی و مارنی بخش فوقانی سازند نیزار که حاوی افق‌هایی از دو کفه‌ای است (شکل ۲ب، ۲) افق منتسب به خاک دیرینه (شکل ۲ج) و لایه حاوی



شکل ۲: الف: نمای بخشی از سازندهای نیزار و کلات و مرز بین آنها در برش تنگ نیزار، ب: شیل و مارن‌های بخش فوقانی سازند نیزار حاوی افق غنی از دوکفه‌ای، ج: افق خاک دیرینه مرز بین سازندهای نیزار و کلات، هـ: لایه فشرده حاوی دو کفه‌ای، قاعده سازند کلات، و: واحد ماسه سنگی قاعده سازند کلات.

۳ب) با ضخامت تقریبی ۶ تا ۱۷ سانتی‌متر به صورت هم شیب، بر روی لایه‌های شیلی و مارنی سازند نیزار قرار گرفته است. با حرکت از سمت شرق به غرب ضخامت این لایه ابتدا زیاد و سپس کم شده و با توجه به شیب لایه‌ها، ارتفاع محل قرارگیری این افق از سطح زمین زیاد می‌شود.

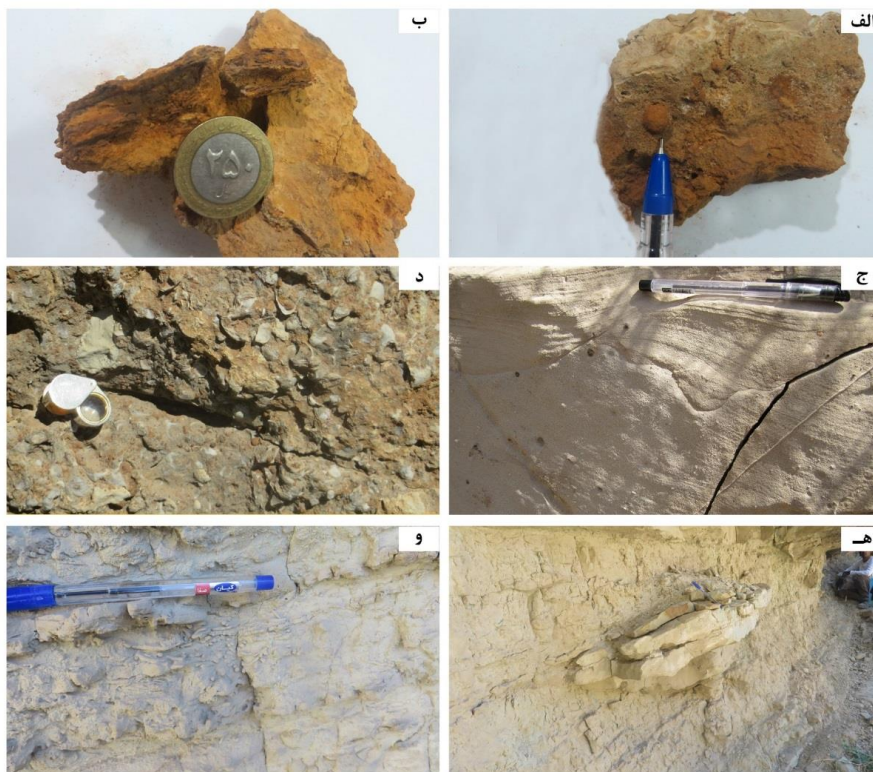
**واحد ضخیم لایه آهکی با میان لایه‌های شیلی**  
در این واحد طبقات آهکی ضخیمی به رنگ نخودی مایل به قهوه‌ای روشن با طبقه‌بندی مورب (شکل ۳ج)، بر روی افق خاک دیرینه قرار گرفته است، که می‌توان آن را به قاعده سازند کلات نسبت داد. بخش زیرین این رسوبات نیز حاوی تجمع نسبتاً بالایی از دوکفه‌ای است (شکل ۳د). دوکفه‌ای‌ها از نوع اویستر بوده که نشانگر چرخش محدود آب دریا

**واحد شیلی و مارنی بخش فوقانی سازند نیزار**  
بخش بالایی سازند نیزار در برش تنگ نیزار، از مارن‌های آهکی و شیل خاکستری مایل به سبز تشکیل شده است که حاوی دانه‌های کوارتز، گلاکونیت و قطعات خرد شده فسیلی می‌باشد. شیل‌های آهکی دربرگیرنده افق‌های غنی از دوکفه‌ای هستند. ساختمان‌های رسوبی این بخش به دلیل تأثیر هوازدگی، به خوبی مشاهده نمی‌شوند. در بخش‌هایی از این واحد تداخل‌هایی از لایه‌های مارنی نیز به چشم می‌خورد.

**واحد افق خاک دیرینه**  
در این افق، لایه‌ای از خاک دیرینه به رنگ نارنجی حاوی نودول‌های آهن (شکل ۳الف)، با لامیناسیون‌های موازی به رنگ قهوه‌ای تیره (شکل

تالاسینوئید بین سطح اساس امواج عادی و سطح اساس امواج طوفانی در محیط دریای باز، به وفور یافت می‌شود (Malpas et al, 2005). موجوداتی از قبیل سخت پوستان عامل اصلی تشکیل اثر فسیل تالاسینوئیدی در محیط‌های دیرینه (پس از دوره ژوراسیک) هستند. وجود این اثر فسیل نشان دهنده آهنگ رسوبگذاری کم است (محبوبی و همکاران، ۱۳۸۴).

است (Flugel, 2010). در بالای این رسوبات مجدداً نهشته‌های شیلی با میان لایه‌های ماسه‌سنگی متوسط لایه مشاهده می‌شود. در بخش‌های پایینی سازند کلات، رسوبات کانالی همراه با قاعده فرسایشی قابل مشاهده است (شکل ۳هـ)، سپس توالی‌های ضخیم ماسه‌سنگی، که دربردارنده ساخت‌های جریان‌ی و اثر فسیل‌های تالاسینوئید می‌باشند دیده می‌شود (شکل ۳و). اثر فسیل



شکل ۳: الف: نودول‌های آهنی در افق خاک دیرینه، ب: لامیناسیون موازی در افق خاک دیرینه، ج: طبقه‌بندی مورب بزرگ مقیاس در سازند کلات، د: لایه فشرده حاوی دو کفه‌ای از نوع اویستر، ه: رسوبات کانالی قاعده سازند کلات همراه با قاعده فرسایشی، و: اثر فسیل‌های تالاسینوئید.

نیزار در قسمت‌های شرقی حوضه رسوبی کپه داغ براساس فرامینیفرهای بنتیک کامپانین تا ماستریشتین پیشنهاد شده است (وحیدی‌نیا، ۱۳۸۵). نانوفسیل‌های آهکی سازند نیزار در برش تنگ نیزار برای اولین بار توسط هادوی و پور اسماعیل (۱۳۸۵) مورد بررسی قرار گرفته و در این مطالعه سن مایستریشتین برای این سازند را در نظر

### مطالعات بایواستراتیگرافی پیشین سازندهای نیزار و کلات

در گذشته بیشتر تحقیقات انجام شده روی سازند نیزار، براساس فرامینیفرهای پلانکتونیک بوده است (وحیدی‌نیا و همکاران، ۱۳۸۵) و مطالعات اندکی روی نانوفسیل‌های آهکی این سازند انجام گرفته است (هادوی و پوراسماعیل، ۱۳۸۵). سن سازند

گرفته است. فراوانی نسبی و تنوع نانوفسیل‌های آهکی مرز زیرین سازند آب تلخ به سازند نیزار در برش‌های کلات، دوبرادر و چهچهه توسط نطقی مقدم و همکاران (۲۰۱۳) بررسی شده است که براساس بایوزون‌های مربوطه در برش‌های مذکور، سن کامپانین پسین تا ماستریشتین را پیشنهاد داده‌اند. بخش بالایی سازند نیزار و قاعده زیرین سازند کلات در برش چهچهه توسط محمودی (۱۳۹۲) نیز مورد بررسی قرار گرفته است که با توجه به پراکندگی و تجمع فرامینیفراهای بنتیک و عدم وجود فرامینیفراهای پلانکتونی بایوزون ساز، سن بخش بالایی سازند نیزار و بخش پایینی سازند کلات در برش چهچهه به ماستریشتین پسین نسبت داده است. همچنین مطالعات رسوب‌شناسی اندکی نیز بر روی این سازند انجام شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به موسوی حرمی و همکاران (۱۳۸۰)، متین‌فر (۱۳۸۱) و وحیدی‌نیا (۱۳۸۶) اشاره نمود. از منظر رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی بر روی سازند کلات نیز مطالعاتی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به تحقیقات محبوبی (۱۳۷۰)، خزائی و همکاران (۱۳۷۸)، منصوری دانشور و همکاران (۱۳۸۲) و محبوبی و همکاران (۲۰۰۶) اشاره کرد. مطالعات مذکور بیشتر بر روی بخش‌های شرقی حوضه رسوبی کپه‌داغ انجام شده است. در برش تنگ نیزار، در بخش بالایی سازند نیزار و در نزدیکی مرز آن با سازند کلات، بخش قهوه‌ای رنگی دیده می‌شود که به خروج این توالی رسوبی از آب و تشکیل نوعی از خاک دیرینه نسبت داده شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

### مواد و روش‌ها

به منظور انجام مطالعات زیست‌چینه نگاری نانوفسیل‌های آهکی تعداد ۱۴ نمونه سنگی از

بخش‌های بالایی سازند نیزار و ۶ نمونه سنگی از لایه‌های زیرین و قاعده سازند کلات مورد بررسی قرار گرفته است. فرآیند نمونه‌برداری به شکل سیستماتیک و با فاصله تقریباً حدود یک متری انجام شد و از نمونه‌های تازه و غیرهوازده نمونه-برداری شد. در این مطالعه جهت بررسی نانوفسیل‌های آهکی، با استفاده از روش اسمیر اسلاید (Perch-Nielsen, 1985)، نمونه‌ها آماده‌سازی و با کمک میکروسکوپ نوری (Olympus BH2) در دو بزرگنمایی ۱۰۰۰ و ۱۵۰۰ مورد بررسی قرار گرفت. جهت شناسایی نانوفسیل‌های آهکی از توصیفات پرکنیلسون (Perch-Nielsen, 1985)، بون (Bown, 1998) و سایت Nannotax website (www.mikrotax.org/Nannotax3) استفاده شده است. برای بررسی دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی حدود ۳۰۰ جنس و گونه در هر اسلاید شمارش و سپس محاسبات آماری در نرم‌افزارهای اکسل و spss انجام و فراوانی نسبی (Relative Abundance)، فراوانی مطلق (Absolute Abundance) و تنوع (Diversity) جنس و گونه-های نانوفسیلی موجود محاسبه شده است. همچنین جهت تعیین میزان حفظ‌شدگی نانوفسیل‌های آهکی از الگوی معرفی شده توسط راث (Roth, 1978) استفاده شده است. جهت تعیین میزان حفظ‌شدگی، از شواهد خوردگی و رشد ثانویه، که با درجات مختلف در آنها قابل مشاهده بوده و ارتباط مستقیمی با قابلیت حفظ‌شدگی دارند، استفاده شده است. جهت بررسی زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی در محدوده مورد مطالعه از بیوزوناسیون سیسینگ (Sissingh, 1977) تصحیح شده توسط پرکنیلسون (Perch-Nielsen, 1985) و برنت (Burnett, 1998) استفاده شده است. در هر دو زوناسیون مذکور جهت تعیین بیوزون‌ها از اولین حضور (= First Occurrence)

U. (1977) می‌باشند که از اولین حضور گونه *Reinhardtites trifidus* تا آخرین حضور گونه *anthophorus* را شامل می‌شود. در برش تحت بررسی تا حدود ۱۵ متری (نمونه NC16) که حفظ شدگی بهتر است گونه *R. anthophorus* در نمونه-ها ثبت شده است. همچنین گونه *E. eximius* نیز تا آخرین نمونه برداشت شده در متر ۱۸ تا ۲۰ متری ثبت شده است. با توجه به جنس و گونه‌های ثبت شده در محدوده تحت بررسی، تنها زیرزون نانوفسیلی UC15e<sup>TP</sup> قابل تشخیص می‌باشد. پس از شناسایی ۲۷ جنس و ۵۶ گونه همراه با ۲ زیرگونه نانوفسیل آهکی در برش تحت بررسی، انتشار و پراکندگی جنس و گونه‌های نانوفسیلی موجود در طول ستون چینه‌شناسی برش تنگ نیز در شکل ۴ نمایش داده شد. تصویر تعدادی از نانوفسیل‌های آهکی موجود در تابلو ۱ نمایش داده شده است.

#### بررسی تجمع نانوفسیل‌های آهکی

نانوفسیل‌های آهکی جز مهم‌ترین تولید کنندگان اولیه حوضه‌های دریایی محسوب می‌شوند (Mutterlose et al, 2005) که جهت بازسازی شرایط دیرینه محیط رسوبی و اقیانوسی از اهمیت بالایی برخوردار هستند (Mutterlose and Kessels, 2000). با توجه به حساسیت این گروه فسیلی در برابر انحلال، حفظ شدگی آنها یک فاکتور تعیین کننده در تفاسیر دیرینه بوم‌شناسی می‌باشد که می‌تواند مطالعات دیرینه بوم‌شناسی را محدود نماید (Herrle et al, 2010). مجموعه نانوفسیل‌های آهکی، فراوانی و تنوع گونه‌ای می‌توانند اطلاعاتی در مورد میزان تاثیر دیاژنز در اختیار ما قرار دهند (Erba et al, 1992). در تجمع نانوفسیل‌های آهکی کرتاسه جنس و گونه‌های *Micula decussata* و *W. barnesae* در برابر دیاژنز و انحلال مقاوم بوده (Thiersten, Hill, 1975; )، لذا فراوانی بالای آنها همزمان با میزان

(FO) و آخرین حضور (Last Occurrence = LO) جنس و گونه‌های شاخص نانوفسیلی استفاده شده است.

#### زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی

در برش تحت بررسی حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی ضعیف تا متوسط می‌باشد، لذا ممکن است بسیاری از جنس و گونه‌های حساس در مقابل دیاژنز و با فراوانی کم ثبت نشده باشند. از ابتدای برش تحت بررسی گونه‌های *Reinhardtites levis*, *Uniplanarius*, *Ceratolithoides aculeus* و *sissinghii* حضور دارند. لازم به ذکر است که اولین حضور گونه *Reinhardtites levis* شاخص اواسط بیوزون UC14d<sup>TP</sup>، اولین حضور گونه *C. aculeus* شاخص مرز زیرزون‌های UC15a<sup>TP</sup> و UC15b<sup>TP</sup>، اولین حضور گونه *U. sissinghii* شاخص مرز زیرزون‌های UC15b<sup>TP</sup> و UC15c<sup>TP</sup> و اولین حضور گونه *E. parallelus* شاخص مرز زیرزون‌های UC15d<sup>TP</sup> و UC15e<sup>TP</sup> می‌باشد. همچنین از ابتدای برش گونه *Eiffellithus eximius* که آخرین حضور آن شاخص مرز بیوزون‌های UC15<sup>TP</sup> و UC16<sup>TP</sup> می‌باشد، ثبت شده که تا انتهای برش نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود. براساس گونه‌های مذکور که در نمونه‌های مورد مطالعه ثبت شده است، زیرزون نانوفسیلی UC15e<sup>TP</sup> در محدوده مورد مطالعه قابل ثبت است که بیانگر سن اوایل کامپانین پسین برای محدوده مورد مطالعه می‌باشد. توصیف زیرزون UC15e<sup>TP</sup> به شرح ذیل می‌باشد:

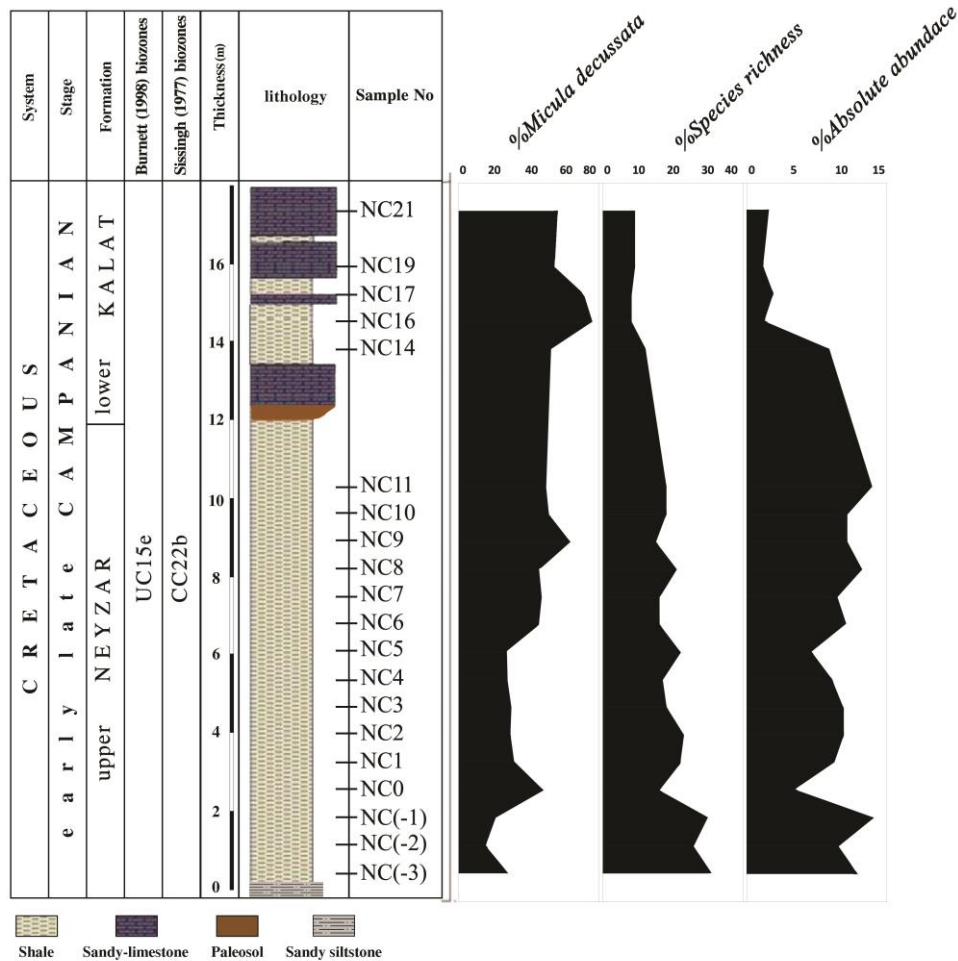
زیرزون نانوفسیلی UC15e<sup>TP</sup> (Burnett, 1998): این زیرزون از اولین حضور گونه *E. parallelus* تا آخرین حضور گونه *E. eximius* را در بر می‌گیرد و سن آن مربوط به ابتدایی کامپانین پسین می‌باشد. زیرزون‌های UC15d<sup>TP</sup> و UC15e<sup>TP</sup> منطبق بر بیوزون CC22 از زوناسیون سیسینگ (Sissingh, )

مطلق می‌تواند بیانگر تاثیر دیاژنز باشد (Roth and Krumbach, 1986; Fisher and Hay, 1999).

پایین فراوانی مطلق و تنوع و همچنین تطابق منفی بین جنس و گونه‌های مذکور با تنوع و فراوانی



شکل ۴: گسترش و پراکندگی گونه‌های نانوفسیل‌های آهکی در برش تنگ نیزار

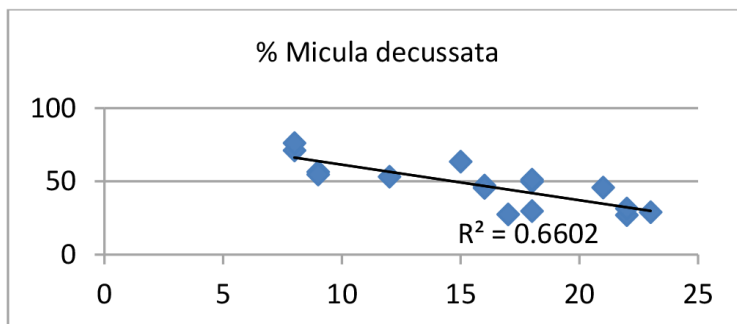


شکل ۵: نمایش فراوانی نسبی گونه *M. decussata* در مقابل شاخص‌های فراوانی مطلق و تنوع گونه‌ای

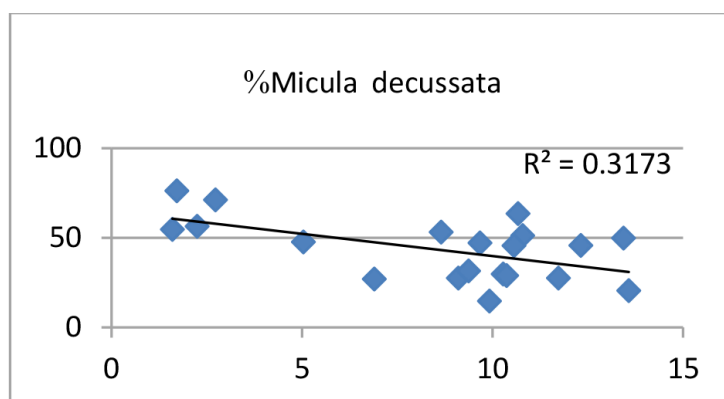
آن سنگ آهک است، کاهش چشمگیری را نشان می‌دهد (شکل ۵). در شکل‌های ۶ و ۷ تطابق فراوانی مطلق و تنوع جنس و گونه‌ها با گونه *M. decussata* نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل ۶ قابل مشاهده است نسبت فراوانی گونه *M. decussata* با تنوع گونه‌ای روند معناداری را نشان می‌دهد. در این شکل مربع ضریب همبستگی بالاتر از ۰/۶ می‌باشد که همبستگی منفی بالایی را نشان می‌دهد. در شکل ۷ نیز اندازه ضریب همبستگی متوسط و منفی می‌باشد.

همان‌طور که قبلاً اشاره شد حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی در برش تنگ نیز از براساس تعاریف راث (Roth, 1978) از خوب (G: Good)، متوسط (M: Medium) تا ضعیف (P: Poor) متغیر بود و در اکثر نمونه‌ها حفظ شدگی ضعیف تا متوسط بوده که در ارتباط با خصوصیات سنگ‌شناسی می‌باشد، به طوری که حفظ شدگی ضعیف در نمونه‌های سنگ آهکی جایگه جنس *M. decussata* فراوانی بالایی را نشان می‌دهد، ثبت شده است. همچنین تنوع و فراوانی مطلق جنس و گونه‌ها به خصوص در بالاترین قسمت برش که خصوصیات سنگ‌شناسی





شکل ۶: رابطه فراوانی نسبی گونه *M. decussata* با تنوع گونه‌ای در برش تحت بررسی



شکل ۷: رابطه فراوانی نسبی گونه *M. decussata* با فراوانی مطلق در برش تحت بررسی

۵/۹۲٪، متوسط فراوانی ۱/۸۹٪) و *Ahmullerella octoradiata* (حداکثر فراوانی ۱/۶۸٪، متوسط فراوانی ۰/۳۲٪) می‌باشد.

### بحث و نتایج

نانوفسیل‌های آهکی آغازگر زنجیره غذایی در محیط‌های اقیانوسی محسوب می‌شوند و شدیداً متأثر از درجه حرارت و میزان مواد غذایی می‌باشند (Erba, 2004; Mutterlose et al, 2005). در اقیانوس‌های عهد حاضر، نانوفسیل‌ها از مناطق ساحلی تا اعماق دریاها و اقیانوس‌های آزاد گسترش دارند و مجموعه‌های فیتوپلانکتونی بزرگی را تشکیل می‌دهند. در طول دوران مزوزوئیک نیز نانوفسیل‌ها از لحاظ جغرافیایی در مناطق گسترده‌ای حضور داشته‌اند به طوری که در نهشته‌های شیل آهکی و مارنی کرتاسه بالایی این گروه فسیلی از فراوانی و تنوع قابل توجهی

در محدوده مورد مطالعه جنس و گونه‌های غالب عبارتند از *M. decussata* (حداکثر فراوانی ۷۶/۱۹٪، متوسط فراوانی ۴۳/۴۸٪، حداکثر فراوانی *Prediscosphaera* spp. ۳۴/۶۲٪، متوسط فراوانی ۲۱/۸۷٪)، *Watznaueria barnesae* (حداکثر فراوانی ۲۱/۳۲٪، متوسط فراوانی ۸/۸۴٪)، *Lithraphidites carniolensis* (حداکثر فراوانی ۱۱/۷۶٪، متوسط فراوانی ۲/۸۴٪) و *Arkhangelskiella cymbiformis* (حداکثر فراوانی ۹/۳۳٪، متوسط فراوانی ۴/۵۱٪)، سایر جنس و گونه‌هایی که با فراوانی کمتر ثبت شده‌اند شامل *Eiffellithus turriseiffelii* (حداکثر فراوانی ۶/۷۴٪، متوسط فراوانی ۳/۰۱٪)، *Braarudosphaera bigelowii* (حداکثر فراوانی ۶/۲۰٪، متوسط فراوانی ۱/۷۲٪)، *Cribrosphaerella ehrenbergii* (حداکثر فراوانی

است که در برش تحت بررسی نیز دقیقاً به سمت قسمت‌های فوقانی برش و در نمونه‌هایی که حفظ شدگی بسیار ضعیف است حداکثر فراوانی این گونه ثبت شده است. لازم به ذکر است که به سمت قسمت‌های فوقانی برش تعداد میدان دیدهای مورد مطالعه بالاست که تاییدی بر حفظ شدگی ضعیف نمونه‌ها به سمت قسمت‌های فوقانی برش می‌باشد (شکل ۸). در برش تحت بررسی جنس *Prediscosphaera* spp. نیز از فراوانی بالایی برخوردار است که فراوانی آن بین ۸/۹۱٪ تا ۳۴/۶۲٪ نوسان دارد. این جنس در بعضی از مطالعات شاخص آب‌های سرد (Watkins and Friedrich et al, 2005) و الیگوتروف (Friedrich et al, 2005) در نظر گرفته شده است. فراوانی این گونه بجز دو نمونه در اکثر نمونه‌ها بالا می‌باشد. یکی دیگر از گونه‌های غالب در برش تحت بررسی گونه *W. barnesae* است که فراوانی آن بین ۲/۶۷٪ و ۲۱/۳۲٪ نوسان دارد. گونه *W. barnesae* یک گونه با گسترش جهانی بوده که بیشتر در عرض‌های جغرافیایی پایین دیده شده، لذا توسط بعضی از دانشمندان به عنوان یک گونه شاخص آب گرم و الیگوتروف در نظر گرفته شده است (Thierstein, 2010; Sheldon et al, 2002; Lees, 1981)، اما بعضی دیگر عقیده دارند که این گونه جهت زندگی در تمام محیط‌ها سازگاری دارد و به خصوص سازگار با محیط‌های پر تنش می‌باشد (Street and Bown, 2000; Aguado et al, 2016). همچنین فراوانی بالای این گونه (بیش از ۴۰ درصد) می‌تواند بیانگر تاثیر دیاژنز باشد. در برش تحت بررسی حداکثر فراوانی این گونه در قسمت‌های تحتانی برش ثبت شده است. از آنجائی که این گونه بیشتر در آب‌های آزاد دور از ساحل با میزان کم مواد غذایی حضور دارد لذا کاهش فراوانی این گونه به سمت قسمت‌های فوقانی برش احتمالاً به دلیل

برخوردارند. بسیاری از پژوهشگران در مورد شرایط دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌های آهکی در مزوزوئیک به ویژه کرتاسه بالایی تحقیقات و بررسی‌هایی را انجام داده‌اند (Erba, 2002; Less, 2006). در صورت حفظ شدگی خوب نانوفسیل‌های آهکی، تجمع این گروه فسیلی اطلاعات خوبی در مورد شرایط دیرینه بوم‌شناسی و پالئوژئوگرافی منطقه به دست می‌دهد. در مطالعه حاضر قسمت‌های فوقانی سازند نیزار و قاعده سازند کلات براساس تجمع نانوفسیل‌های آهکی موجود سن اوایل کامپانین پسین را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که فراوانی و تنوع نانوفسیل‌های آهکی و قابلیت حفظ شدگی آنها با خصوصیات سنگ‌شناسی ارتباط مستقیمی دارند و بهترین حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی در نمونه‌های مارنی دیده شده است. در نمونه‌های با لیتولوژی سنگ آهک و یا درصد بالای مواد تخریبی میزان حفظ شدگی و تنوع نانوفسیل‌های آهکی پایین می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه نیز حفظ شدگی، تنوع و فراوانی نانوفسیل‌های آهکی در لایه‌های آهکی بسیار کم است. در برش مورد مطالعه تجمع نانوفسیل‌های آهکی موجود، جهت بازسازی دیرینه بوم‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. یکی از گونه‌های غالب در تجمع نانوفسیل‌های آهکی گونه *M. decussata* است که فراوانی آن بین ۱۴/۷۱٪ و ۷۶/۱۹٪ نوسان دارد. با توجه به اینکه این گونه در مقابل دیاژنز مقاوم می‌باشد (Thierstein, 2006; Thibault and Gardin, 1980)، لذا فراوانی بالای گونه مذکور بایستی با دقت بررسی شود تا گمراه کننده نباشد. در شرایطی که حفظ شدگی تجمع نانوفسیل‌های آهکی خوب باشد فراوانی بالای این گونه می‌تواند بیانگر شرایط آب و هوایی سرد، الیگوتروف و پر استرس محیطی باشد (Pospichal and Wise, 1990; Thiabult and Gardin, 2006; Watkins and Self-Trail, 2005). لازم به ذکر

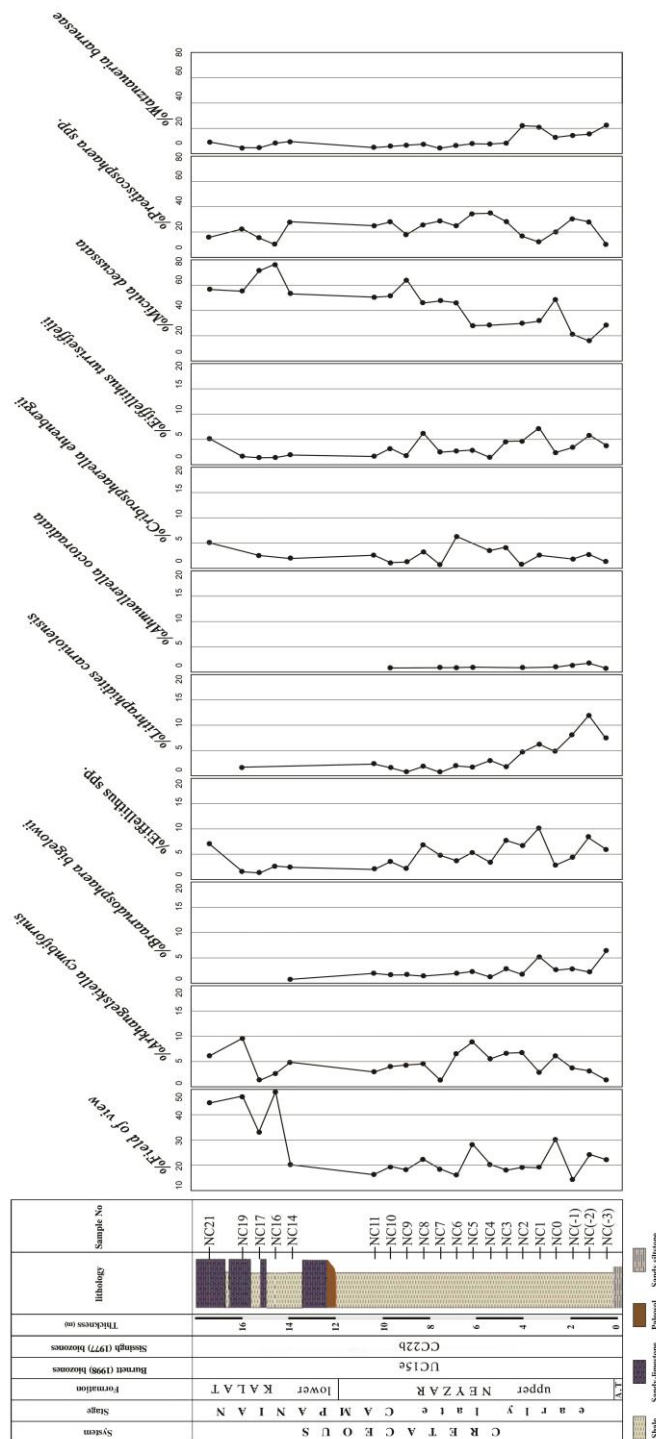
(Najafpour, 2016; Razmjooei et al, 2020) می‌تواند نشان‌دهنده آب و هوای نسبتاً سردتری در حوضه رسوبی کپه‌داغ واقع در شمال شرق نئوتتیس نسبت به حوضه زاگرس در جنوب شرق نئوتتیس باشد. گونه *B. bigelowii* نیز بین صفر تا ۶/۲۰٪ در برش تحت بررسی نوسان دارد. این گونه جز نانولیت‌های گروه پنتالیت محسوب می‌شود که شاخص محیط‌های کم عمق (Roth and Thierstein, 1972)، غنی از مواد غذایی و یا کاهش شوری در محیط‌های ساحلی در نظر گرفته شده است. این گونه در محیط‌های دور از ساحل و دریای باز حضور ندارد (Barrera and Keller, 1994; Cunha and Shimabukuro, 1997; Kelly et al, 2003). در برش تحت بررسی حداکثر فراوانی این گونه در قسمت‌های تحتانی برش ثبت شده است. فراوانی گونه *A. octoradiata* بین صفر تا ۱/۶۸٪ نوسان دارد. این گونه شاخص آب‌های سطحی سرد می‌باشد (Thierstein 1981; Lees 2002). حداکثر فراوانی این گونه در حدود ۱ متری (نمونه NC-2) ثبت شده است. گونه *C. ehrenbergii* بین صفر تا ۵/۹۲٪ نوسان دارد. متوسط فراوانی این گونه ۱/۸۹٪ می‌باشد. این گونه یک گونه با پراکندگی جهانی است (Thierstein, 1981; Henriksson and Malmgren, 1997; Lees, 2002) که برخی افزایش فراوانی آن را به افزایش میزان مواد غذایی نسبت داده (Erba et al, 1992) اما تعدادی آن را شاخص شرایط الیگوتروفیک می‌دانند (Linnert et al, 2011). افرادی نیز اشاره کرده‌اند که این گونه احتمالاً آب و هوای سرد را ترجیح می‌دهد است (Wise, 1983; Pospichal and Wise, 1990; Watkins, 1992; Ovechkina and Alekseev, 2002, 2005). در حوضه رسوبی زاگرس این گونه به عنوان یک گونه با تمایل به آب و هوای سرد پیشنهاد شده اما در عین حال گفته شده که کاهش عمق آب نیز در فراوانی این گونه احتمالاً بی‌تاثیر

کاهش عمق آب باشد. از دیگر گونه‌های موجود در برش تحت بررسی گونه *L. carniolensis* است که فراوانی آن بین صفر تا ۱۱/۷۶٪ می‌باشد. این گونه به عنوان یک گونه الیگوتروف و آب گرم در نظر گرفته شده است که در زون‌های فوتیک چینه‌بندی شده رایج می‌باشد (Friedrich et al, 2005). حداکثر فراوانی این گونه در قسمت‌های تحتانی برش ثبت شده است. جنس *Eiffelithus* spp. یکی دیگر از جنس‌های رایج می‌باشد که فراوانی آن بین ۱/۱۱٪ تا ۱۰/۱۱٪ نوسان دارد. در این جنس، گونه‌های *E. turriseiffelii* و *E. eximius* و *E. gorkae* ثبت شده که فراوان‌ترین آنها گونه *E. turriseiffelii* می‌باشد. فراوانی گونه *E. turriseiffelii* بین ۱/۱۰٪ تا ۶/۷۴٪ نوسان دارد. این گونه به عنوان یک گونه الیگوتروف در نظر گرفته شده است (Friedrich et al, 2005). همچنین بعضی از نویسندگان اشاره کرده‌اند که این گونه در عرض‌های جغرافیایی بالا و پایین گزارش شده است اما واتکینز و سلف تریل (Watkins and Self-Trail, 2005) بیان کرده‌اند که فراوانی این گونه در مایستریشتین در عرض‌های جغرافیایی بالا بیش از عرض‌های جغرافیایی پایین می‌باشد و لذا گونه مذکور شاخص آب‌های سطحی سردتر در نظر گرفته شده است. حداکثر فراوانی این گونه در قسمت‌های تحتانی برش ثبت شده است.

یکی دیگر از گونه‌های موجود، گونه *A. cymbiformis* است که فراوانی آن بین ۱/۱۱٪ تا ۹/۳۳٪ نوسان دارد. این گونه شاخص آب‌های سطحی سرد می‌باشد (Thierstein, 1981; Barrera, 1994; Watkins and Self-Trail, 2005). حداکثر فراوانی این گونه در قسمت‌های تحتانی و دو نمونه انتهایی برش ثبت شده است. فراوانی نسبی کمتر گونه *W. barnesae* نسبت به آنچه در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر همچون زاگرس دیده شده است (Mahanipour and

نانوفسیل‌های آهکی برش مورد مطالعه در حوضه رسوبی کپه‌داغ به عنوان بخشی از حوضه تتیس، با الگوهای استاندارد جهانی کامپانین ارائه شده توسط پژوهشگران مختلف همخوانی دارد که در شکل ۹ نشان داده شده است.

نیوده است (Razmjooei et al, 2020). همچنین به عقیده لینرت و همکاران (Linnert et al, 2011)، شکوفایی بالای این گونه می‌تواند شاخص شرایط پر استرس محیطی باشد. حداکثر فراوانی این گونه در ۷ متری (نمونه NC6) ثبت شده است.



شکل ۸: نمایش فراوانی نسبی تعدادی از جنس و گونه‌های موجود و تعداد میدان دید هر نمونه در محدوده مورد مطالعه



در این زمان تغییر در رخساره‌های رسوبات دریایی در اثر رویدادهای جهانی آن زمان و پایین افتادن سطح آب دریا ایجاد شده که در بعضی مناطق با ناپیوستگی همراه بوده است (Jarvis et al, 2006; Bouilila et al, 2011). پسروی سطح آب دریا منجر به افزایش فرسایش قاره‌ای در مقیاس گسترده شده که در نهایت منجر به افزایش هوازدگی شیمیایی و کاهش سطح دی اکسید کربن اتمسفر و کاهش دما به سمت قسمت‌های انتهایی کرتاسه شده است (Chenot et al, 2016). در منطقه مورد مطالعه تغییر مشخص رخساره سنگی شیل و مارن سازند نیزار به ماسه سنگ‌های سازند کلات حاکی از کاهش قابل توجه سطح آب دریا و احتمالاً خروج از آب در کامپانین پسین می‌باشد.

#### نتیجه‌گیری

الگوی بیوزوناسیون نانوفسیل‌های آهکی حوضه رسوبی کپه داغ که در مناطق شمالی حوضه تتیس قرار دارد تابع الگوهای بیوزوناسیون حوضه تتیس می‌باشد. براساس مطالعات انجام شده بر روی نانوفسیل‌های آهکی بخش‌های بالایی سازند نیزار و قاعده سازند کلات در برش تنگ نیزار، زیرزون UC15e<sup>TP</sup> معادل با قسمت‌های فوقانی بیوزون CC22 از زوناسیون سپسینگ (Sissingh, 1977) اصلاح شده توسط پرک-نیلسون (Prech-Nielsen, 1985) شناسایی و معرفی شد. با توجه به حفظ شدگی ضعیف نانوفسیل‌های آهکی امکان ثبت گونه *U. trifidus* فراهم نبود. گونه‌های *E. eximius* و *R. anthophorous* که شاخص مرز فوقانی زون‌های UC15 و CC22 می‌باشند تا انتهای برش ثبت شده‌اند. براساس زیرزون شناسایی شده و شواهد موجود سن ابتدای کامپانین پسین برای محدوده مورد مطالعه مشخص شده است. با توجه به حضور غالب جنس و گونه‌های شاخص آب سرد

(Voigt et al, 2010) نیز تاثیر داشته است. فعالیت-های تکتونیک نیز می‌تواند بر پایین افتادن سطح آب دریا و همچنین افزایش هوازدگی (Chenot et al, 2016) تاثیر گذارده باشد که البته مقدار هوازدگی خود تحت تاثیر آب و هوای مرطوب تشدید می‌گردد. دو مورد از موارد محتمل (تکتونیک و آب و هوای ناحیه‌ای) وابستگی به شرایط محلی دارند و ممکن است در مناطق مختلف متفاوت باشند. بنابراین تفاوت این فاکتورها مسئول شکل متفاوت حادثه‌های کامپانین در مناطق اقیانوسی متفاوت می‌باشد. شدت فرسایش قاره‌ای طی انتهای کامپانین ممکن است نتیجه پسروی و یا فازهای تکتونیک ناحیه‌ای باشد که باعث خروج از آب مناطق شلف در جایی که قبلاً به زیر آب رفته بودند شده و باعث افزایش فرسایش سیلیکات‌ها شده است. البته با توجه به اینکه این حادثه در مقیاس جغرافیایی وسیعی ثبت شده است، این رویداد در مقیاس جهانی بوده و بنابراین افزایش هوازدگی شیمیایی و در نتیجه کاهش سطح دی اکسید کربن اتمسفر باعث روند سردشدگی انتهای کرتاسه شده است (Chenot et al, 2016). به عقیده لینرت و همکاران (Linnert et al, 2018)، حادثه انتهای کامپانین در آب و هوای سردتر ثبت شده است و احتمالاً کاهش دما در ایجاد این حادثه نقش داشته است. به عقیده نامبرده این حادثه نتیجه تاثیر فرآیندهای تکتونیک (گسترش کف حوضه-های اقیانوسی و بازشدن اقیانوس‌ها)، آب و هوای گذشته (کاهش دما در کامپانین- مایستریشتین) و تاثیر فرآیندهای اقیانوسی شناسی گذشته (تغییر در نحوه چرخش آب اقیانوس‌ها به صورت جهانی) می‌باشد. به سمت قسمت‌های انتهایی برش فراوانی مطلق و تنوع جنس و گونه‌های نانوفسیلی کم است (شکل ۷)، که بیانگر تاثیر دیاژنز و حفظ شدگی ضعیف جنس و گونه‌های نانوفسیلی است. همچنین

### سپاسگزاری

از دانشگاه فردوسی مشهد جهت حمایت از این پژوهش (طرح شماره ۳/۴۷۹۶۸۹) و از آزمایشگاه نانوفسیل در بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان به جهت فراهم نمودن امکان مطالعات میکروسکوپی سپاسگزاری می‌شود. همچنین از آقایان محمد حسین طبری آبکوه و سعید محمدآبادی به خاطر همکاری در برداشت‌های صحرایی و از آقای جواد شریفی برای کمک‌های موثر در آماده‌سازی و مطالعه اولیه نمونه‌ها قدردانی و تشکر می‌گردد.

از قبیل *Prediscosphaera* spp. *M. decussata* و *Eiffellithus* spp. و *A. cymbiformis* و عدم حضور غالب جنس و گونه‌های شاخص آب گرم در برش تحت بررسی، شرایط آب و هوای سرد گلخانه‌ای در زمان ته نشست توالی مذکور مشابه با سایر نقاط دنیا قابل استنباط است. فراوانی نسبی کمتر گونه *W. barnesae* نسبت به آنچه در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر همچون زاگرس دیده شده است می‌تواند نشان‌دهنده آب و هوای نسبتاً سردتری در حوضه رسوبی کپه‌داغ واقع در شمال شرق نئوتتیس نسبت به حوضه زاگرس در جنوب شرق نئوتتیس باشد.

### منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵ ص.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ ص.
- خزاعی، ا.، عاشوری، ع. و آریایی، ع.ا.، ۱۳۷۸. مطالعه رودیست‌های سازند کلات در برش تنگ نیزار (برش الگو)، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۲۸۶-۲۸۹.
- فروغی، ف.، لطفعلی کنی، ا. و وحیدی نیا، م.، ۱۳۹۲. بیواستراتیگرافی و تعیین سن سازند آب تلخ، براساس نانوپلانکتون‌های آهکی در مرکز حوضه کپه‌داغ شرقی، برش چینه‌شناسی آب تلخ (شرق مشهد)، مجله پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۹، ص ۴۷-۶۳.
- متین فر، ح.، ۱۳۸۱. پترولوژی و محیط رسوبگذاری سازند نیزار (کرتاسه فوقانی) در شرق حوضه کپه‌داغ، شمال شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- محبوبی، ا.، ۱۳۷۰. پترولوژی و محیط رسوبی سازند کلات (ماستریشتین) در شرق حوضه کپه‌داغ، شمال شرق ایران، رساله فوق لیسانس، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، ا. و منصوری دانشور، پ.، ۱۳۸۴. چینه‌نگاری سکانسی و تاریخچه تغییرات سطح آب دریا در سنگ‌های آهکی سازند کلات (ماستریشتین بالایی) در شمال مشهد. مجله علوم زمین، شماره ۲، ص ۱۷-۵۸.
- محمودی، س.، ۱۳۹۲. چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط رسوبی بخش فوقانی سازند نیزار و بخش تحتانی سازند کلات در برش چهجه (شمال شرق مشهد)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- منصوری دانشور، پ.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و نجفی، م.، ۱۳۸۲. لیتواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند کلات در ناودیس کلات (شمال مشهد)، سومین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، نجفی، م. و متین فر، ح.، ۱۳۸۰. چینه‌نگاری سکانسی و تغییرات

-وحیدی نیا، م.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا.، آریایی، ع.ا. و آدابی، م.ح.، ۱۳۸۵. نگرشی نوین بر سازند نیزار براساس یافته‌های جدید فسیلی، فصلنامه علوم زمین، سال ۱۷، شماره ۶۵، ص ۱۴۴-۱۶۹.

-هادوی، ف. و پوراسماعیل، ا.، ۱۳۸۵. زیست‌چینه‌شناسی سازند نیزار بر پایه پلانکتون‌های آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۵، ص ۳۶-۴۷.

سطح آب دریای ماستریشیتین زیرین در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ، چکیده مقالات بیستمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۳۴۵-۳۴۷.

-وحیدی نیا، م.، ۱۳۸۶. مطالعات بایواستراتیگرافی رسوبات سنونین تا ماستریشیتین حوضه کپه‌داغ، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

-Aguado, R., Reolid, M. and Molina, E., 2016. Response of calcareous nannoplankton to the Late Cretaceous oceanic anoxic event 2 at oued Baloul (Central Tunisia): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 459, p. 289-305.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.016>

-Barrera, E., 1994. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: early- Late Maastrichtian transition: *Geology*, v. 22, p. 877-880.

-Barrera, E. and Keller, G., 1994. Productivity across the Cretaceous/Tertiary boundary in high latitudes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 1254-1266.

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265. DOI: 10.1139/e81-019

-Boulila, B., Galbrun, B., Miller, G.K., Pekar, S.F., Browning, J.V., Laskar, J. and Wright, J.D., 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic third-order eustatic sequences: *Earth-Science Reviews*, v. 109, p. 94-112.

-Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy: British Micropaleontology Society Publication Series*. Chapman and Hall, London, 328 p.

-Burnett, J.A., 1998. *Upper Cretaceous Nannofossil Biostratigraphy*, Chapman and Hall, Cambridge, p. 132-199.

-Chenot, E., Pellenard, P., Martinez, M., Deconinck, J.F., Amiotte-Suchet, P., Thibault, N., Bruneau, L., Cocquerez, T., Laffont, R., Puceat, E. and Robaszynski, F., 2016. Clay mineralogical and geochemical expression of the Late Campanian event in the Aquitaine and pairs basins (France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 447, p. 42-52. doi:10.1016/j.palaeo.2016.01.040

-Cunha, A.S. and Shimabukuro., S., 1997. Braarudosphaera blooms and anomalous enrichment of Nannoconus: Evidence from the Turonian South Atlantic, Santos Basin, Brazil: *Journal of Nannoplankton Research*, v. 19, p. 51-55.

-Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events: *Marine micropaleontology Journal*, v. 52, p. 85-106.

-Erba, E., 2006. The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: Biosphere- geosphere interactions, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 232, p. 237-250.

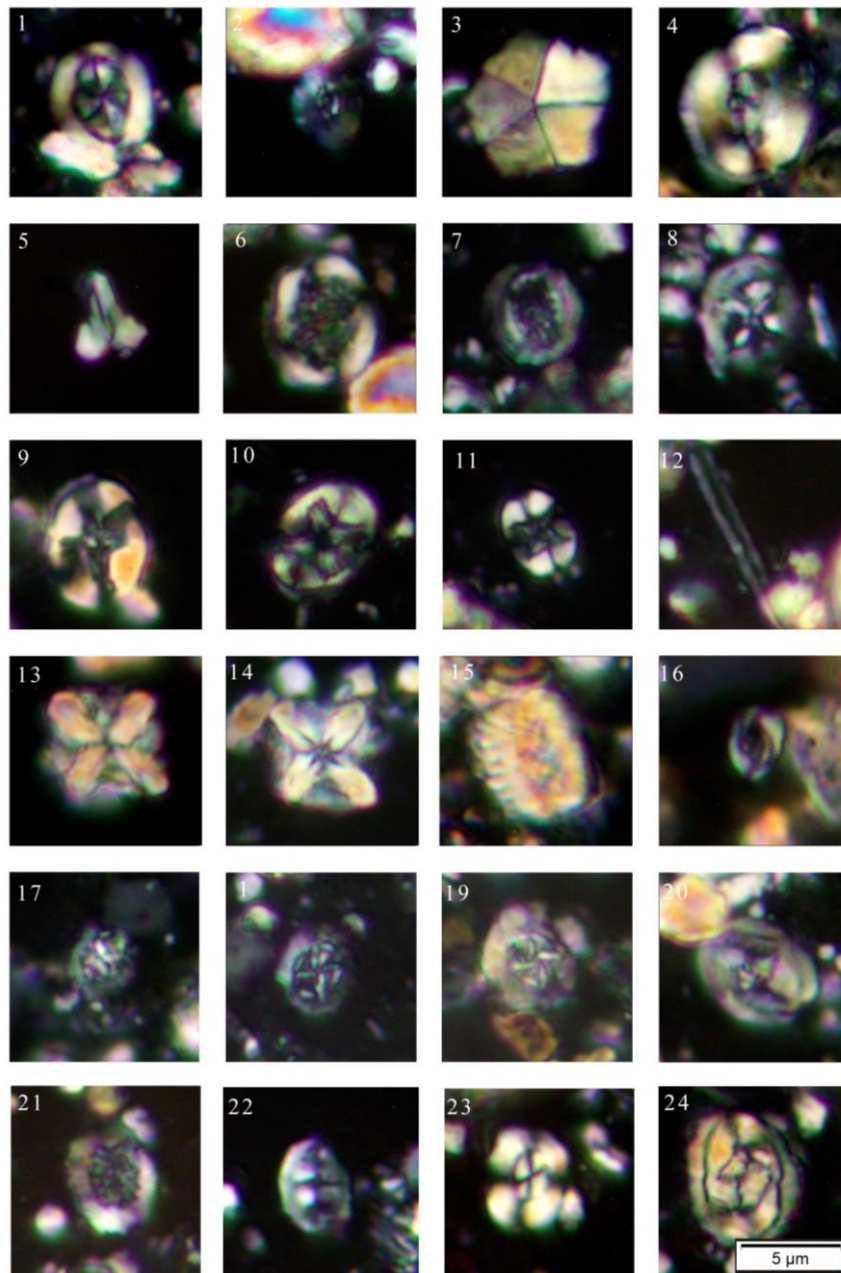
-Erba, E., Castradori, F., Guasti, G. and Ripepe, M., 1992. Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Gault Clay Formation (southern England): *Paleogeography*,



- Paleoclimatology, Paleoecology, v. 93, p. 47-69. doi: 10.1016/0031-0182(92)90183-6.
- Fisher, C.G. and Hay, W.W., 1999. Calcareous nannofossils as indicators of mid-Cretaceous paleofertility along an ocean front, U.S. Western Interior. In: Barrera, E., Johnson, C.C., (eds.), Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America, Special Paper, v. 332, p. 161-180. DOI: 10.1130/0-8137-2332-9.161.
- Flügel, E., 2010 Microfacies of Carbonate Rocks. 2nd ed. Springer-Verlag Berlin, Germany, 976 p.
- Friedrich, O., Herrle, J.O. and Hemleben, C., 2005. Climatic changes in the Late Campanian- early Maastrichtian: micropaleontological and stable isotopic evidence from an epicontinental sea. J. Foraminifer. Res, v. 35, p. 228-247. DOI: 10.2113/35.3.228
- Friedrich, O., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Cooper, M.J., Erbacher, J. and Hemleben, C., 2009. Early Maastrichtian carbon cycle perturbation and cooling event: implication from the South Atlantic Ocean, Paleoceanography, v. 24, p. 1-14. DOI: 10.1029/2008PA001654
- Friedrich, O., Norris, R.D. and Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous ocean- a 55m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle: Geology, v. 40, p. 107-110.
- Henriksson, A.S. and Malmgren, B.A., 1997. Biogeographic and Ecologic patterns in the Calcareous Nannoplankton in the Atlantic and Pacific oceans during the terminal Cretaceous: Studia Geologica Salmanticensia, v. 33, p. 17-40.
- Herrle, J.O., Kossler, P. and Bollmann, J., 2010. Palaeoceanographic differences of early Late Aptian black shale events in the Vocontian Basin (SE France): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, v. 297, p. 367-376. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.08.015.
- Hill, M.E., 1975. Selective dissolution of mid-Cretaceous (Cenomanian) calcareous nannofossils: Micropaleontology, v. 21, p. 227- 235. DOI: 10.2307/1485025.
- Huber, B.T., Norris, R.D. and MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous: Geology, v. 30, p. 123-126.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. and Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma): Geology, v. 143, p. 561-608. DOI: 10.1017/S0016756806002421.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T. and De Cabrera, S., 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, v. 188, p. 215-248.
- Jung, C., Voigt, S., Friedrich, O., Koch, M.C. and Frank, M., 2013. Campanian-Maastrichtian ocean circulation in the tropical Pacific: Paleoceanography, v. 28, p. 1-12. <https://doi.org/10.1002/palo.20051>
- Kelly, D.C., Norris, R.D. and Zachos, J.C., 2003. Deciphering the paleoceanographic significance of Early Oligocene Braudosphaera chalks in the South Atlantic: Marine Micropaleontology, v. 49, p. 49-63. DOI: 10.1016/S0377-8398(03)00027-6
- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy illustrates paleoclimate changes in the Late Cretaceous Indian Ocean: Cretaceous Research, v. 23, p. 537-634. <https://doi.org/10.1006/cres.2003.1021>.
- Linnert, C., Robinson, S.A., Lees, J.A., Bown, P.R., Perez-Rodriguez, I., Petrizzo, M.R., Falzoni, F., Littler, K., Arz, J.A. and Russell, E.E., 2014.

- Evidence for global cooling in the Late Cretaceous. *Nat. commun*, v. 5, p. 1-7.
- Linnert, C., Mutterlose, J. and Herrle, J.O., 2011. Late cretaceous (Cenomanian- Maastrichtian) calcareous nannofossils from goban spur (DSDP sites 549, 551): implications for the paleoceanography of the proto north atlantic: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 299, p. 507-528.
- Linnert, C., Robinson, S.A., Lees, J.A., Rodriguez, I.P., Jenkyns, H.C., Petrizzo, M.R., Arz, J.A., Bown, P.R. and Falzoni, F., 2018. Did Late Cretaceous cooling trigger the Campanian- Maastrichtian Boundary Event?: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 51, p. 145-166. DOI: 10.1127/nos/51/2018/145
- Mahanipour, A. and Najafipour, A., 2016. Calcareous nannofossils assemblages of the Late Campanian-early Maastrichtian from Gurpi Formation (Dezful embayment, SW Iran): evidence of a climate cooling event: *Geopersia*, v. 6(1), p. 129-148. <https://dx.doi.org/10.22059/jgeope.2016.57827>
- Mahboubi, A., Moussavi- Harami, R., Mansouri- Daneshvar, P. and Najafi, M., 2006. Upper Maastrichtian depositional environment and sea level history of the Kopet- Dagh intercontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran, *Facies*, v. 52, p. 273-248.
- Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E. and Sharp, I.R., 2005. Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implication for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Paleogeography Paleoclimatology paleoecology*, v. 215, p. 239-264.
- Mutterlose, J. and Kessels, K., 2000. Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes: implications for paleobiogeography and paleoclimate: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 160, p. 347-372.
- Mutterlose, J., Bornemann, A. and Herrle, J.O., 2005. Mesozoic calcareous nannofossils state of the art: *Palaontology*, v. 79, p. 113-133.
- Notghi Moghaddam, M., Hadavi, F. and Anvar Moheghi, M., 2013. Nannostratigraphy and paleoenvironmental study of the Lower boundary of the Kalat formation in East and West of Kopeh- Dagh, Northeast Iran: *Geopersia*, v. 3(2), p. 99-116.
- Ovechkina, M.N. and Alekseev, A.S., 2002. Quantitative analysis of Early Campanian calcareous nannofossil assemblages from the southern regions of the Russian platform, *Cretaceous stratigraphy and paleobiogeography*, v. 15, p. 205-221.
- Ovechkina, M.N. and Alekseev, A.S., 2005. Quantitative changes of Calcareous nannoflora in the Saratov region (Russian platform) during the late Maastrichtian warming event. *Journal of Iberian Geology*, v. 31(1), p. 149-165
- Pospichal, J.J. and Wise, S.W., 1990. Calcareous nannofossils across the K-T boundary, ODP- hole 690C, maud rise, weddellsea: *Proc. Ocean Drill. Program Sci*, v. 113, p. 515-532. <http://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.113.124.1990>
- Prech- Nielsen, K., 1985. Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch- Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, p. 329-426.
- Razmjooei, M.J., Thibault, N., Kani, A., Diares-Turell, J., Puceat, E. and Chin, S., 2020. Calcareous nannofossil response to late Cretaceous climate change in the eastern Tethys (Zagros Basin, Iran), *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 538, p. 109-128.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern

- Atlantic Ocean, In: Benson, W. E., Sheridan, R.E., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, v. 44, p. 731-759.
- Roth, P.H. and Thierstein, H., 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of of the Deep Sea Drilling Project. In Hayes, D.E., Pimm, A.C., et al., Initial Reportes of the Deep Sea Drilling Projec: Washington (u.s. Government Printing office), v. 14, p. 421-485.
- Roth, P.H. and Krumbach, K.R., 1986. Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography, Marine Micropaleontology, v. 10, p. 235-266.
- Sheldon, E., Ineson, J. and Bown, P., 2010. Late Maastrichtian warming in the boreal realm: calcareous nannofossils evidence from Denmark: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 295, p. 55-75.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Calcareous Nannoplankton, Geologie En Mijnbouw, v. 56, p. 37-65.
- Street, C. and Bown, P.R., 2000. Palaeobiogeography of Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) calcareous nannoplankton: Marine Micropaleontology, v. 1.39, p. 265-291. DOI: 10.1016/S0377-8398(00)00024-4
- Thibbault, N. and Gardin, S., 2006. Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the equatorialatlantic (demerara rise, ODP leg 207 hole 1258A): Miropalcontol, v. 49(4), p. 199-214.
- Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous- Tertiary boundary. In: In: Warm, J. E., Douglas, R.G., Wintere, E. L., (Eds), The Deep Sea Drilling Project; a Decade of Progress: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, SpecialPublication, v. 32(1), p. 355-394.
- Thierstein, H.R., 1980. Selective dissolution of Late Cretaceous and Earliest Tertiary calcareous nannofossils: experimental evidence: Cretaceous Research, v. 2, p. 165-176. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(80\)90023-3](https://doi.org/10.1016/0195-6671(80)90023-3)
- Voigt, S., Friedrich, O., Norris, R.D. and Schonfeld, J., 2010. Campanian-Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean: Newsl.Stratiger, v. 44, p. 57-72. <https://dx.doi.org/10.1127/0078-0421/2010/0004>
- Voigt, S., Jung, C., Friedrich, O., Frank, M., Teschner, C. and Hoffmann, J., 2013. Tectonically restricted deep-ocean circulation at the end of the Cretaceous greenhouse: Earth Planet. Sci. Lett, v. 369-370, p. 169-177. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.019>.
- Watkins, D.K., 1992. Upper Cretaceous nannofossil from Leg 120, Kerguelen, Southern Ocean.Procceding Ocean Drilling Program Scientific Research, v. 120, p. 343-370.
- Watkins, D.K. and Self-Trail, J.M., 2005. Calcareous nannofossils evidence for the existence of the Gulf Streamduring the Late Maastrichtian: Paleooceanography, v. 20, p.1-9. doi:10.1029/2004PA001121, 2005.
- Wise, S.W., 1983. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 in the Falkland Plateau region, Southwest Atlantic Ocean, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71, p. 481-550.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. and Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic Perspective greenhouse warming and carbon- cycle dynamics: Nature, v. 451, p. 279-283. DOI: 10.1038/nature06588.



تابلو ۱: تصاویر میکروسکوپ نوری نانوپلانکتون‌های آهکی در برش تنگ نیزار

Fig. 1- *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, sample NC0; Fig. 2- *Biscutum constans* (Górka, 1957) Black in Black and Barnes, 1959, sample NC0; Fig. 3- *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud 1935) Deflandre, 1947, sample NC-2; Fig. 4- *Broinsonia parca subsp. constricta* Hattner et al., 1980, sample NC0; Fig. 5- *Ceratolithoides* sp., sample NC2; Fig. 6- *Cretarhabdus conicus* Bramlette & Martini, 1964, sample NC-1; Fig. 7- *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952, sample NC0; Fig. 8- *Chiastozygus litterarius* (Górka, 1957) Manivit, 1971, sample NC1; Figs. 9- *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, sample NC2; Fig. 10- *Eiffellithus parallelus* Perch-Nielsen, 1973, sample NC-3; Fig. 11- *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, sample NC0; Fig. 12- *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963, sample NC2; Fig. 13- *Micula concava* (Stradner in Martini & Stradner, 1960) Verbeek, 1976, sample NC0; Fig. 14- *Micula decussata* (Gardet, 1955) Stradner, 1963, sample NC0; Fig. 15- *Nannoconus elongates* Brönnimann, 1955, sample NC-1; Fig. 16- *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hoffmann, 1970, sample NC-

2; Fig. 17- *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, samples NC0; Fig. 18- *Prediscosphaera spinose* (Bramlette & Martini, 1964) Gartner, 1968, sample NC1; Fig. 19- *Prediscosphaera ponticula* (Bukry, 1969) Perch-Nielsen, 1984, samples NC2; Fig. 20- *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, samples NC-2; Fig. 21- *Retecapsa surirella* (Deflandre & Fert, 1954) Grün in Grün and Allemann, 1975, sample NC-1; Fig. 22- *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b, samples NC-3; Fig. 23- *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, sample NC-2; Fig. 24- *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984, samples NC1.