

رخداد غیر هوازی اقیانوسی مرز سنومانین - تورونین در خاور حوضه کپه‌داغ (برش امیرآباد) با تأکید بر اجتماعات نانوفسیلی

نسیم موسوی^{۱*}، انوشیروان لطفعلی کنی^۲ و عبدالمجید موسوی نیا^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۰۵

چکیده

در این مطالعه رسوبات مرز سازندهای آیتامیر و آبدراز در برش امیرآباد در خاور منطقه کپه‌داغ بررسی شدند. بر پایه نانوفسیل‌های آهکی برای این محدوده، بر پایه زیست‌زون‌بندی NC، سن آلبین پسین تا تورونین پسین تعیین شده است. شواهد بسیاری مانند تغییرات پالئوآکولوژیکی و تغییر در میزان تدفین کربن آلی، ثبت رخداد غیر هوازی اقیانوسی مرز سنومانین - تورونین (OAE2) را در رسوبات مربوط به این بخش تأیید می‌کند. رخدادهای غیر هوازی بیشتر در اثر افزایش حاصلخیزی و تولید رخ می‌دهند که این شرایط بیشتر با افزایش تدفین کربن آلی در رسوبات همراه است. مطالعات پالئوآکولوژیکی در طول توالی امیرآباد، شامل کاهش فراوانی جنس‌های *Biscutum* و *Broinsonia* در رسوبات مربوط به ابتدای سنومانین پسین و افزایش جنس *Watznaueria* در این محدوده زمانی است که شرایط محیطی الیگوتروف را پیشنهاد می‌کند. در بخش انتهایی سنومانین پسین و مرز سنومانین - تورونین با افزایش فراوانی نسبی گونه‌های شاخص آب‌های سطحی مغذی مانند جنس *Biscutum* و افزایش شاخص حاصلخیزی *Watznaueria* (*Biscutum*+*Zeughrhabdotus*) حاکمیت شرایط محیطی یوتروف را محتمل می‌کند. حضور نداشتن جنس *Nannoconus* که در شرایط غیر هوازی غایب است نیز می‌تواند از نشانه‌های محیطی ثبت OAE2 باشد. با در نظر گرفتن میزان کربن آلی کل موجود در رسوبات که در محدوده تعیین شده روند افزایشی دارد و نشانه‌های پالئوآکولوژیکی یاد شده، ثبت رخداد غیر هوازی اقیانوسی سنومانین پسین در رسوبات برش امیرآباد در خاور منطقه کپه‌داغ قطعی به نظر می‌رسد. این رخداد جهانی اگر چه در مناطق مختلفی در شیل‌های سیاه اقیانوسی گزارش شده؛ ولی در مقاطع بسیاری، به‌ویژه در خاور حوضه تیسس، در رسوبات مربوط به آب‌های کم‌رُفا نیز به ثبت رسیده است. توالی رسوبات شیلی - ماری منطقه کپه‌داغ را می‌توان در ادامه روند جهانی آن و به عنوان خاوری‌ترین منطقه از حوضه تیسس نام برد که شرایط غیر هوازی اقیانوسی سنومانین پسین OAE2 در حوضه‌ای به نسبت کم‌رُفا رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: سازند آبدراز، سازند آیتامیر، نانوفسیل‌های آهکی، کپه‌داغ، رخداد غیر هوازی اقیانوسی.

نویسنده مسئول: نسیم موسوی

E-mail: nasimmousavi805@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

در ترکیب ایزوتوپ‌های کربن، به دلیل تغییرات توده‌ای چرخه کربن جهانی بوده که از افزایش تدفین کربن آلی ناشی شده است. (Arthur et al., 1988). حفظ‌شدگی گسترده مواد آلی در طول رخدادهای غیر هوازی اقیانوسی همچنین به دلیل چرخه‌های کند اقیانوسی (Schlanger and Jenkyns, 1976; Erbacher et al., 2001) و یاب‌دلیل افزایش تولید مواد آلی ایجاد شده است (Pedersen and Calvert, 1990; Erbacher et al., 1996; Premoli Silva et al., 1999).

شرایط آب‌های غیر هوازی قعر دریا به شدت الگوی فراوانی زیستی را تحت تأثیر قرار داده است. در مورد روزن‌بران کف‌زی، انقباض‌های گسترده و اجتماعات با فراوانی کم کف‌زی‌ها مرتبط با رخداد غیر هوازی سنومانین پسین گزارش شده است (Holbourn and Kuhnt, 2002; Friedrich et al., 2006). موجودات پلانکتونی شامل روزن‌بران، رادیولاریا، داینوفلاژلاها و نانوپلانکتون‌های آهکی نیز تحت تأثیر تغییرات اقیانوسی مرتبط با OAE2 قرار گرفته‌اند (Leary et al., 1989; Leckie et al., 2002). برای نمونه اجتماعات روزن‌بران پلانکتونی گوناگونی کم‌گونه‌ها و حضور غالب جنس *Heterohelix* را نشان می‌دهد (Huber et al., 1999; Keller et al., 2008). نانوفسیل‌های آهکی افق‌های بسیار زیستی مانند آخرین (LO) و اولین حضور (FO) را در طول مرز سنومانین - تورونین نشان می‌دهند که بر پایه آن الگوهای زون‌بندی زیست‌چینه‌نگاری بسیاری ایجاد شده است (Bralower, 1988; Burnett, 1998; Hardas and Mutterlose, 2006). مطالعات بسیار نانوفسیل‌های آهکی از گذر سنومانین - تورونین روی مقاطع اروپایی افزایش فراوانی *Broinsonia* spp. همراه با کاهش *Eprolithus floralis* (Bralower, 1988; Lamolda et al., 1994) را نشان می‌دهد.

میانه دوره کرتاسه (آلبین - تورونین) با میزان بالای دی‌اکسید کربن جو، دمای بالای کره زمین و نبود یخچال‌های دائمی در قطبین (شرایط محیطی گلخانه‌ای) مشخص می‌شود (Jenkyns et al., 2004; Voigt et al., 2004; Linnert et al., 2010). برخلاف دوره‌های به نسبت سرد کرتاسه پیشین و پسین، تصور می‌شود که این برهه زمانی (آلبین - تورونین) گرم‌ترین دوره در ۱۴۰ میلیون سال گذشته باشد (Clarke and Jenkyns, 1999; Miller et al., 2005; Forster et al., 2007). اولین گرمای حداکثری در مرز زمانی سنومانین - تورونین رخ داده است. این گرم شدن، احتمالاً به دلیل خروج توده‌ای دی‌اکسید کربن حاصل از فوران‌های ماگمایی از بازلت‌های آذرین، مثل فلات کاراییب رخ داده است (Jenkyns, 1999; Erba, 2004; Snow et al., 2005; Turgeon and Creaser, 2008). در برهه گذر سنومانین - تورونین دریاهای ژرف تا فلات قاره غیر هوازی، سبب ته‌نشینی شیل‌های سیاه دریایی شده‌اند (Schlanger and Jenkyns, 1976). این شیل‌های سیاه مربوط به دومین رخداد غیر هوازی اقیانوسی (Oceanic Anoxic Event 2 - OAE2) است؛ دوره‌ای که میزان کربن تدفینی زیاد و میزان دی‌اکسید کربن جوی کم بوده است (Arthur et al., 1988; Sinninghe Damsté et al., 2010). این رخداد غیر هوازی یک رخداد جهانی در زمان سنومانین پسین بوده که نشانه آشکار آن کاهش میزان کربنات کلسیم در رسوبات است. برهه OAE2 با یک بی‌هنجاری مثبت در منحنی ایزوتوپ کربن مشخص می‌شود که حتی در مقاطع بدون لایه‌های شیل سیاه، آب‌های کم‌رُفا و مقاطع تخریبی هم دیده می‌شود (Gale et al., 1993; Voigt et al., 2007 and 2008; Mort et al., 2008; Gertsch et al., 2010; El-Sabbagh et al., 2011). این تغییر مثبت

است که به سوی بالا تناوب لایه‌های ماسه‌سنگی و ماسه‌سنگ گلوکونیتی کاهش و به نسبت میزان شیل سیلتی، شیل و مارن افزایش می‌یابد. ماسه‌سنگ‌های آهکی و لایه‌های شیلی معمولاً دارای فسیل دو کفه‌ای و آمونیت هستند. ستبرای سازند آیتامیر در این برش ۶۶۸ متر است.

۳-۴. سازند آبدراز

سازند آبدراز شامل تناوبی از مارن و لایه‌های آهکی است که در پایین شامل مارن سفید خاکستری با تراکم کمتر لایه‌های آهکی و در بالا شامل مارن زرد نخودی، مارن آهکی به همراه تناوب بیشتر لایه‌های آهکی است. لایه‌های آهکی در بخش‌های پایین دارای فسیل دو کفه‌ای و در بخش‌های بالا اینوسرامیددار است. ستبرای سازند آبدراز در این برش، ۳۸۲ متر است.

۴- حفظ‌شدگی و گوناگونی نانوفسیل‌های آهکی

فراوانی و اجتماع نانوفسیل‌های آهکی ممکن است تحت تأثیر انحلال و دیاژنز قرار بگیرد و سبب افزایش انواع مقاوم در برابر انحلال شود. همچنین دیاژنز سبب انحلال و یا رشد ثانویه کلسیت در نانوفسیل‌های آهکی می‌شود و تشخیص آنها را با مشکل روبه‌رو می‌کند. بر پایه Roth (1983) میزان حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها در لایه‌های سیلتی و ماسه‌ای آیتامیر بالایی، ضعیف تا متوسط (poor to moderate) است و نانوفسیل‌ها معمولاً دچار خوردگی (Etching) شده‌اند. این نمونه‌ها، دارای درصد بالایی از گونه‌های مقاوم در برابر دیاژنز مانند *Watznaueria* spp. هستند و گونه‌هایی مانند *Zeughrhdodus* spp. معمولاً حذف می‌شوند یا تنها ریم بیرونی باقی می‌ماند. حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها در سازند آبدراز متوسط (moderate) است و در بخش‌هایی، رشد ثانویه (overgrowth) در گونه‌های نانوفسیلی دیده می‌شود.

۵- زیست‌چینه‌نگاری

از توالی مطالعه شده در برش امیرآباد ۱۱ رخداد نانوفسیلی دیده شده که در شکل ۲ نشان داده شده است. با استفاده از ۴ رخداد نانوفسیلی زیست‌زون NC (Roth 1978) اصلاح شده توسط Bralower et al. (1995) اعمال شده است. زمان‌های پیشنهاد شده بر پایه مقیاس زمانی (GTS: Geological Time Scale) است که توسط Gradstein et al. (2012) پیشنهاد شده است.

اولین رخداد فسیلی در برش امیرآباد، ظهور گونه *Corolithion kennedyi* در بخش بالایی سازند آیتامیر است که در ستبرای ۱۲ متری توالی مورد مطالعه دیده شده که زون *Eiffelithus turriseiffelii* NC10 به دو زیرزون NC10a و NC10b تقسیم می‌کند. ظهور گونه *C. kennedyi* آغاز سنوماین پیشین را پیشنهاد می‌کند. مرز زیرین زون *Lithraphidites acutum* NC11 به دلیل دیده نشدن اولین ظهور گونه *Lithraphidites acutus* (Bralower et al., 1995) تعیین نشده است. گونه *L. acutus* تنها در محدوده کوتاهی دیده شده که به عنوان آخرین حضور این گونه در نظر گرفته شده است. آخرین حضور گونه *Axopodorhabdus albianus* در ستبرای حدود ۱۳۰ متری دیده می‌شود و شروع زون NC12 (*Parhabdolithus asper*) و معرف سنوماین پسین است. مرز پایینی زون NC13 (*Eprolithus florais*) آخرین حضور گونه *Rhagodiscus asper* (Bralower et al., 1995) در ستبرای ۱۹۰ متری این توالی و در آخرین بخش سازند آیتامیر دیده شده و معرف انتهای سنوماین پسین و تورونین پیشین است. با عبور از مرز سازند آیتامیر و در سازند آبدراز گونه‌های جدید نانوفسیلی دیده می‌شوند (شکل ۲). ولی هیچ‌کدام از این گونه‌ها در هیچ یک از الگوهای زیست‌زون‌بندی بر پایه نانوفسیل‌های آهکی، معرف سن تورونین نیست. ظهور گونه *Quadrum gartneri*، در ستبرای ۲۶ متری سازند آبدراز دیده شده که این ظهور در زمان تورونین آغازی رخ می‌دهد. اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus maleformis* و گونه *Eiffelithus eximius* در

Paul et al., 1999; Lamolda and Gorostidi, 1996) و در مقاطع مطالعه شده در حوضه تیتس افزایش آشکار *Biscutum* spp. را نشان می‌دهد (Paul et al., 1999; Gale et al., 2000; Erba, 2004).

در برش امیرآباد بر پایه زون‌های نانوفسیلی، که در ادامه بحث به آنها اشاره خواهد شد، رسوبات مرتبط با توالی سنوماین پسین / تورونین پیشین در منطقه کپهداغ (شکل ۱-الف)، مربوط به بخش‌های بالایی سازند آیتامیر و بخش‌های پایینی سازند آبدراز است. از منطقه کپهداغ تا کنون رخداد غیر هوازی اقیانوسی آپسین پیشین (OAE1a) از مرز سازندهای سرچشمه و سنگانه گزارش شده است (Mahanipour et al., 2011)؛ رئیس‌السدات و محبوبی، ۱۳۸۹؛ ماهانی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱ الف و ب). در مطالعه حاضر، رخداد غیر هوازی سنوماین پسین (OAE2) در برش امیرآباد، بر پایه تغییرات پالئوکولژیکی توسط نانوفسیل‌ها و نتایج تحلیل TOC، پیشنهاد شده که در توافق کامل با شواهد ایزوتوپی در مطالعات جهانی از این رخداد است و قابل مقایسه با مطالعات انجام شده در دیگر مناطق تیتس (مراکش) و در برخی موارد با برخی از مقاطع بورنال است.

۲- روش نمونه‌برداری و مطالعه

در این مطالعه، توالی رسوبی شامل ۲۵۰ متر از بخش بالایی سازند آیتامیر و ۱۰۰ متر از بخش زیرین سازند آبدراز بررسی شده است. از این توالی ۸۹ نمونه در فواصل حدود ۳ تا ۵ متری از ژرفای حدود ۴۰ سانتی‌متری برداشت شده است. نمونه‌های برداشت شده به روش ثقلی (Gravity settling technique) (Bown and Young 1998) آماده‌سازی و اسلایدها با میکروسکپ نوری Nikon مدل Optiphot II Pol و بزرگنمایی $\times 1000$ مطالعه شده است. برای مطالعات تاکسونومی از منابع (Bown 1998)، Varol (1992) و Perch-Nielsen (1985) استفاده شده است.

جنس و گونه‌های موجود در توالی سنوماین - تورونین برش امیرآباد، شمارش و فراوانی نسبی آنها تعیین شده است. روش کار بر پایه شمارش ۳۰۰ فرد و ثبت تعداد میدان دید انجام شده است (Bown, 1998). فراوانی گونه‌ها در شکل ۳ نیز با همین روش و محاسبه تعداد هر گونه در هر میدان دید است. گونه‌های با فراوانی بیش از ۱۰ فرد در هر میدان دید (FOV) به عنوان گونه فراوان (Abundant=A) به شمار می‌رود. فراوانی میان ۱ تا ۱۰ فرد در هر FOV معرف گونه معمول (Common=C)، فراوانی ۱ فرد در ۲ تا ۵۰ FOV معرف فراوانی کم (Few=F) و فراوانی ۱ فرد در بیش از ۵۰ FOV، معرف گونه کمیاب (Rare=R) است (Burnett et al., 1998).

۳- موقعیت زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی برش امیرآباد

برش چینه‌شناسی امیرآباد در باختر منطقه کپهداغ در ۶۰ کیلومتری شمال باختری مشهد قرار دارد و دسترسی به آن از راه جاده شوسه روستای امیرآباد امکان‌پذیر است (شکل ۱-ب). در این برش سازند آیتامیر به صورت همشیب روی سازند سرچشمه و زیر سازند آبدراز قرار می‌گیرد. گذر سازندهای آیتامیر و آبدراز، بر پایه گروه‌های دیگر فسیلی، ناپوسته بیان شده است (Mosavinia et al., 2014)؛ فروغی و صادقی، ۱۳۸۵). بر پایه زون‌های نانوفسیلی، این مرز همشیب و پیوسته بیان می‌شود؛ زیرا نبود در زون‌های NC دیده نشده است. این احتمال وجود دارد که ناپیوستگی در یکی از زون‌های نانوفسیلی قرار گرفته و آن زیست‌زون را کوتاه‌تر کرده باشد. مختصات جغرافیایی قاعده برش برداشت شده "۲۴' ۰۹" ۶۰° خاوری و "۵۹' ۳۶" شمالی است.

۳-۱. سازند آیتامیر

در برش امیرآباد سازند آیتامیر از تناوبی از ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ گلوکونیتی، سیلتستون، شیل سیلتی و شیل خاکستری مایل به سیاه و شیل مارنی تشکیل شده

کمتر *Rhagodiscus asper*، *Broinsonia cenomanica* و *eugrhabdotus* spp. است (شکل ۳- ستون‌های a و b). در این سیلستون‌ها، سوزن اسفنج نیز دیده شده است. مقدار کربنات کم، ترکیب سنگی سیلتی و شیلی و تغییرات فراوانی نانوفسیل‌ها که در ادامه به آن اشاره می‌شود، قابل مقایسه با شرایط پیش از رخداد غیرهوازی مرز سنومانین- تورونین در برخی از مقاطع جهان است (Erba, 2004). فراوانی کم *Biscutum* spp. و *Broinsonia* spp. در مقایسه با *Watznaueria* spp. که در این مطالعه ثبت شده (شکل ۴- ستون ۳-b) در ابتدای این رخداد اقیانوسی از دیگر نقاط دنیا نیز ثبت شده است (Watkins, 1989; Erba, 2004; Mutterlose et al., 2005; Linnert et al., 2010). جنس *Biscutum* بیشتر شاخص حاصلخیزی بالاست و در شرایط آب‌های سطحی یوتروفیک دیده می‌شود (Watkins, 1989; Mutterlose et al., 2005; Tiraboschi et al., 2009). در حالی که *Watznaueria* spp. آب‌های سطحی گرم و الیگوتروف را ترجیح می‌دهد (Kessels et al., 2003; William and Bralower, 1995; Erba, 2004; Hardas et al., 2008; Linnert et al., 2010). برهه‌های غیرهوازی اقیانوسی شرایط محیطی، یوتروف با آب‌های سطحی مغذی بوده است (Erba, 2004)؛ ولی در برخی مناطق تناقض دیده می‌شود. Erba (2004) علت این تناقض را ورود عناصر فلزی سمی (toxic trace metals) از فوران‌های آتشفشانی زیردریایی به آب‌ها و سمی شدن گسترده این آب‌ها می‌داند. گونه‌های شاخص حاصلخیزی و در رأس آنها *Biscutum* spp. در این شرایط سمی از بین رفته‌اند و برخی گونه‌های الیگوتروف مانند *Watznaueria* spp. باقی مانده‌اند که از گونه‌های با تحمل بالا در برابر فلزات سمی به شمار می‌آیند (Linnert et al., 2011).

جنس *Rhagodiscus* که به عنوان شاخصی برای آب‌های سطحی گرم به شمار می‌رود (Roth and Krumbach, 1986; Bralower, 1988; Mutterlose, 1989; Herrle et al., 2003) معمولاً در طول توالی مطالعه شده دیده می‌شود (شکل ۳-g). در ابتدای سنومانین پیشین فراوانی معمول دارد. در طول سنومانین پسین کمتر دیده می‌شود و حضور آن در تورونین نیز معمول است. در گذر از سنومانین پیشین به پسین (حدود ۱۳۰ متری توالی مورد مطالعه، بخش بالایی زون NC11 و بخش پایینی زون NC12) فراوانی گونه *Eprolithus floralis* از ۱۵ تا ۲۰ درصد در سنومانین پیشین به ۳۰ درصد در سنومانین پسین افزایش می‌یابد (شکل ۴- ستون ۵-d1). به طوری که این گونه در متر ۱۳۰ تا ۱۵۰ در توالی مورد مطالعه بر گونه *Watznaueria barnesiae* برتری می‌یابد (شکل ۳). گونه *E. floralis* افزون بر اینکه شاخصی برای آب‌های سطحی سرد است، شاخصی برای میزان حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها نیز هست و مقاومت بالایی در برابر حل شدن نشان می‌دهد (Bralower, 1988; Paul et al., 1999). با توجه به این نکته به نظر می‌رسد افزایش فراوانی نسبی گونه *E. floralis* در ۱۵۰ متری مقطع مطالعه شده، در کنار فراوانی بالای *watznaueria* spp. و میزان خوردگی (etching) بالا در این بخش، ناشی از دیاژنز باشد. افزایش نسبی فراوانی گونه *Eprolithus floralis* بار دیگر در سبترای ۲۳۲ متری برش از صفر به ۷ درصد می‌رسد (شکل ۴- ستون ۵-d2). این افزایش در مطالعات دیگری نیز از فاز پایانی OAE2 گزارش شده است (Lamolda and Gorostidi, 1996; Bralower, 1988; Paul et al., 1999; Erba, 2004) و حضور آن می‌تواند نشان‌دهنده آب‌های سرد سطحی در آخرین فاز OAE2 باشد (Erba, 2004).

توالی سنومانین پسین در برش امیرآباد شامل بخش بالایی سازند آیتامیر (متر ۱۳۰ تا ۲۰۸ توالی مورد مطالعه) و بخش ابتدایی سازند آبدراز است که شامل شیل‌های مارنی و شیل‌های خاکستری است. نکته چشمگیر در این توالی، کاهش فراوانی جنس *Broinsonia* است (شکل ۴- ستون ۴-c) که در بخش‌های بالاتر (۱۸۰ تا ۲۳۰ متری) با افزایش فراوانی جنس *Biscutum* (شکل ۴- ستون ۲-a) همراه می‌شود. گونه‌هایی مانند *Biscutum* spp. و *Zeugrhabdotus erectus* ترجیح بیشتری به زون‌های دارای

۷۵ متری سازند آبدراز دیده می‌شود که معرف سن تورونین پیشین- میانی برای این بخش است.

۶- مطالعه آماری نانوفسیل‌های آهکی

مطالعه نانوفسیل‌های آهکی اهمیت بالایی در درک پالئوکلوژی کرتاسه دارند (Linnert et al., 2010). از آنجایی که نانوپلانکتون‌های آهکی یکی از عوامل شرکت‌کننده در فرایندهای زیستی مانند فتوسنتز و کانی‌زایی زیستی (biomineralisation) هستند، افزایش فراوانی آنها بر چرخه‌های کربن آلی و غیرآلی و همچنین بر جذب CO_2 جوی در اقیانوس‌ها تأثیر می‌گذارد (Erba, 2004). نانوفسیل‌ها همچنین شاخص‌های خوبی برای تشخیص دما و میزان حاصلخیزی آب‌های سطحی هستند (Mutterlose et al., 2005).

فراوان‌ترین گونه در این مطالعه، *Watznaueria barnesiae* است. دیگر گونه‌ها از این جنس (*W. biporta*, *W. fossacincta*, *W. ovata*) به صورت کمیاب دیده شده‌اند (شکل ۳-a). در سازند آیتامیر گونه فراوان بعدی، *Tranolithus orionatus* است. گونه *Tranolithus gabalus* کمتر دیده شده و در گروه *Tranolithus* spp. قرار گرفته است (شکل ۳-b). گونه *Eprolithus floralis* در آیتامیر بالایی و بخش‌های ابتدایی سازند آبدراز فراوانی بالایی دارد (شکل ۳-d). از گروه *Prediscosphaera* spp.، گونه *Prediscosphaera cretacea* معمول تا فراوان (C-A)، گونه *Prediscosphaera columnata* کم تا معمول (C-F) و دیگر گونه‌ها مانند *Prediscosphaera spinosa* و *Prediscosphaera grandis* کم تا کمیاب (R-F) دیده شده‌اند (شکل ۳-j). گروه فراوان بعدی *Eiffellithus* spp. است که شامل گونه‌های *Eiffellithus eximius* و *Eiffellithus turriseiffelii*، *Eiffellithus gorkae* است که در سازند آبدراز، فراوانی معمولی (C) دارند (شکل ۳-e). از گروه *Biscutum* spp. گونه‌های *Biscutum constans*، به طور معمول و فراوان (A-C) و دیگر گونه‌های این جنس شامل *Biscutum ellipticum* و *Biscutum coronum* کمیاب و کم (R-F) دیده شده‌اند (شکل ۳-c). فراوانی برخی جنس‌های مهم دیگر در شکل ۳ نشان داده شده است.

۷- تحلیل کربنات کلسیم و کربن آلی کل

نمونه‌های برداشت شده از توالی مورد مطالعه از دید میزان محتوای کربنات کلسیم آزمایش شدند (ستون % $CaCO_3$ در شکل ۳ و ۴). میزان $CaCO_3$ (بر حسب %) با روش برنارد اندازه‌گیری شده است: مقدار ۰/۸ تا ۰/۹ گرم از پودر نمونه سنگ که خشک و یکنواخت شده است، با ۲۰ سی‌سی آب مخلوط و با ۵ سی‌سی اسید کلریدریک ۴ مولار واکنش داده می‌شود. این واکنش در بطری ویژه دستگاه کلسی‌متری Schibler انجام می‌شود و اختلاف ارتفاع (ΔH) ناشی از فشار نسبی دی‌اکسید کربن حاصل از واکنش، درصد $CaCO_3$ را مشخص می‌کند. فرمول اعمال شده بر متغیرهای بالا به این صورت است:

$$CaCO_3\% = 1.2 * 0.2 * \Delta H(\text{sample}) / \text{weight}(\text{sample}) / \Delta H(\text{standard}) * 100$$

روی ۲۰ عدد از نمونه‌های توالی مطالعه شده تحلیل TOC (Total Organic Carbon) انجام شده است. این تحلیل توسط دستگاه تحلیل‌گر عنصری مدل Thermo Scientific Flash EA 1112 در آزمایشگاه EPA آمریکا، انجام شده که نمودار آن در ستون TOC در شکل ۴ نشان داده شده است.

۸- تغییرات پالئوکلوژیک اجتماعات نانوفسیلی

۸-۱. سنومانین

نانوفسیل‌های به دست آمده از سیلستون‌های بخش‌های بالایی سازند آیتامیر (سبترای ۷۵ تا ۱۲۵ متری توالی مورد مطالعه) بیشتر شامل جنس *Watznaueria* spp. و به تعداد

NC۱۳ شامل *Eiffellithus turriseiffelli* و *gorkae Eiffellithus* است و سپس گونه *eximius Eiffellithus* در ستبرای ۷۷ متری سازند آبدراز (زون NC۱۳) نیز دیده می‌شود (شکل ۳- e). گروه *Retecapsa spp.* بیشتر شامل *Retecapsa surirella* است و *Retecapsa crenulata* و *Retecapsa ficula* کمتر دیده شده است (شکل ۳- k). از گروه *Zeurhabdutus spp.* گونه *Z.bicrescenticus* متداول‌تر از گونه‌های *Z.scutula* و *Z.noeli* است (شکل ۳- i).

۹- محتوای کربن آلی و کربنات کلسیم

نتایج حاصل از تحلیل کربن آلی کل (شکل ۴) نشان می‌دهد که مقدار کربن آلی کل (TOC) در رسوبات انتهایی آیتامیر کمتر از ۰/۰۸ درصد است که کمترین مقدار آن صفر و بیشترین مقدار آن ۰/۰۷۱ درصد اندازه‌گیری شده است. با ورود به سازند آبدراز میزان کل کربن آلی اندازه‌گیری شده افزایش می‌یابد و در اولین نمونه اندازه‌گیری شده در سازند آبدراز (نمونه Am-Ad-009 در ستبرای ۳۰ متری) به ۰/۵ درصد می‌رسد. مقدار TOC در بخش ابتدایی سازند آبدراز از ۰/۲۱ تا ۰/۸ درصد متغیر است. نمودار تغییر میزان کربنات کلسیم در طول توالی مطالعه شده روندی مشابه روند تغییر مقدار کربن آلی کل را نشان می‌دهد به این صورت که در بخش بالایی سازند آیتامیر درصد کربنات کلسیم اندازه‌گیری شده از ۰/۹۳ درصد (کمترین مقدار) تا ۷/۴۸ درصد (بیشترین مقدار) را نشان می‌دهد. در اولین نمونه از سازند آبدراز (نمونه Am-Ad-001 از ۱ متری ابتدای سازند آبدراز) درصد کربنات کلسیم نیز افزایشی ناگهانی نشان می‌دهد؛ به طوری که این مقدار به ۴۶/۷۸ درصد و در نمونه Am-Ad-009 به ۸۴/۲ درصد می‌رسد. میزان کربنات کلسیم در توالی رخدادهای بی‌هوازی معمولاً پایین است. از سوی دیگر مقدار CaCO_3 در رسوبات بر حفظ‌شدگی نمونه‌های نانوفسیلی تأثیر دارد. درصد خیلی پایین کربنات کلسیم می‌تواند ناشی از افزایش شیل در محیط باشد که در این صورت نانوفسیل‌ها دچار خوردگی (etching) می‌شوند و فراوانی کمتری نشان می‌دهند. نانوفسیل‌های آهکی در رسوباتی که درصد بالایی از CaCO_3 نشان می‌دهند، معمولاً رشد ثانویه و ستبرشدگی دارند که این موضوع تشخیص آنها را با مشکل روبه‌رو می‌کند. برای نمونه در شکل ۳، با مقایسه نمودار کربنات کلسیم و میزان غنای فسیلی (شکل ۳-۱)، تا ستبرای ۱۸۰ متری میزان کربنات کلسیم ۲ تا ۵ درصد است و در همین مقطع غنای فسیلی کاهش می‌یابد که ناشی از خوردگی گونه‌های نانوفسیلی و تشخیص این گونه‌ها در شمارش است. در مارن آهکی سازند آبدراز در ستبرای حدود ۲۴۰ متری از مقطع مطالعه شده، به ۹۰ درصد رسیده است. در همین ستبرای میزان غنای فسیلی (حاصل تقسیم ۳۰۰ گونه شمارش شده بر تعداد میدان دید) که تعداد گونه‌های نانوفسیلی در هر میدان دید را نشان می‌دهد، به نسبت کاهش یافته است. این کاهش به دلیل رشد ثانویه و عدم تشخیص نانوفسیل‌هاست.

عوامل مختلفی بر مقدار و توزیع کربن آلی کل (TOC) در رسوبات دخالت دارند. از این عوامل می‌توان به اندازه دانه‌ها، ژرفای ته‌نشست رسوبات، نرخ انباشتگی رسوبات (accumulation rate)، مقدار اکسیژن و دیاژنز اشاره کرد (Tyson, 1995). توزیع مواد آلی در محیط‌های رسوبی معمولاً با ژرف شدن حوضه رسوبی از سوی قاره به محیط ژرف روند کاهشی نشان می‌دهد که می‌تواند دلایلی از جمله کاهش حاصلخیزی و تولید در آب‌های سطحی، کاهش ورود کربن (carbon flux) با افزایش ژرفا، کاهش نرخ رسوب‌گذاری و افزایش فاصله از منابع تأمین‌کننده ماده آلی ناهرجا داشته باشد (Stein, 1991). میزان مواد آلی حفظ شده در رسوبات فلات قاره بدون توجه به رژیم اکسیژن، معمولاً به سوی مرکز انباشت رسوبات در حوضه رسوبی (depo-center) افزایش می‌یابد و به سوی درون حوضه، الگوی تجمعی افزایشی (inward-increasing) نشان می‌دهد (Huc, 1988). در آب‌های ژرف‌تر مقدار اکسیژن موجود، بر این الگو تأثیر می‌گذارد و مقدار TOC در هنگام رخدادهای

مواد مغذی بالا دارند (Roth and Krumbach, 1986). این گونه‌ها که شاخص حاصلخیزی بالا (high fertility taxa) هستند، در طول مدت تشکیل شیل‌های سیاه در شرایط غیرهوازی اقیانوسی، افزایش می‌یابند؛ در حالی که گونه‌های شاخص حاصلخیزی پایین (low fertile taxa) مانند *Nannoconus spp.* کاهش می‌یابند (Coccioni et al., 1992; Erba, 1994; Herrle and Mutterlose, 2003; Erba, 2004). جنس *Broinsonia* تمایل بیشتری به شرایط مزوتروفیک دارد؛ به این صورت که تغییر شرایط محیطی به سوی محیط‌های یوتروفیک یا الیگوتروفیک کاهش آن را در پی داشته است (Linnert et al., 2010). در توالی مطالعه شده در برش امیرآباد، گروه *Retecapsa spp.* که بیشتر شامل *R.crenulata* و *R.surirella* است، با فراوانی کم (R) دیده می‌شود (شکل ۳- k). گونه *Tranolithus orionatus* به عنوان یک گونه یوتروفیک شناخته می‌شود که شرایط سطحی شبیه به جنس *Biscutum* دارد و شاخص آب‌های سطحی با مواد مغذی فراوان است (Hardas et al., 2008; Linnert and Mutterlose, 2008). این گونه در طول این توالی همواره با فراوانی کم (F) وجود داشته است (شکل ۳- b).

بنابراین توالی سنوماین پیشین در برش امیرآباد با توجه به افزایش گونه‌های حاصلخیزی پایین مانند *Watznuaria spp.* شرایط الیگوتروف با آب‌های سطحی گرم را در این بازه زمانی پیشنهاد می‌کند. در مرز سنوماین پیشین به پسمین، افزایش فراوانی نسبی گونه *Eprolithus floralis* می‌تواند نشانگر آب‌های سطحی سرد باشد. یادآوری می‌شود که *Eprolithus floralis* و *Watznuaria spp.* گونه‌های مقاوم در برابر دیاژنز هستند و بنابراین به نظر می‌رسد تأثیر دیاژنز نمود محیطی آن را در این بازه زمانی تشدید کرده باشد. شرایط محیطی در توالی سنوماین پسمین با کاهش فراوانی جنس *Broinsonia* و سپس افزایش فراوانی جنس *Biscutum* به سوی محیط یوتروف با افزایش میزان مواد مغذی تغییر می‌یابد. شاخص حاصلخیزی (fertility index یا nutrient index) که نسبت میان *Biscutum + Zeughrabdutus* و *Watznuaria* را مشخص می‌کند (Gale et al., 2000) نیز در این برهه افزایش می‌یابد. از آنجایی که رخدادهای غیرهوازی بیشتر در اثر افزایش مواد مغذی و شرایط یوتروفیک رخ می‌دهند (Erbacher et al., 1996; Premoli Silva et al., 1999; Linnert et al., 2010)، تغییر فراوانی نانوفسیل‌های آهکی در توالی مرز سنوماین - توروین، شاهدهی بر رخداد غیرهوازی در این برهه زمانی است. مطالعات مختلفی افزایش شاخص حاصلخیزی را در توالی مرز سنوماین - توروین گزارش کرده‌اند: برای نمونه از بخش استوایی اقیانوس اطلس (Demerara Rise: Hardas and Mutterlose, 2007) و برش‌هایی از تیتیس (رومانی: Melinte-Dorbrinescu and Bajor, 2008).

۸-۲. توروین

با عبور از مرز سنوماین و در اوایل توروین، گوناگونی و تعداد گونه‌های نانوفسیلی و به‌ویژه فراوانی اعضای خانواده Polycyclolithaceae در ۶۰ متری آغازی سازند آبدراز به میزان چشمگیری افزایش می‌یابد (شکل ۳- m). گونه‌هایی مانند *Quadrum gartneri*، *Q.eneabruchium*، *Q.intermedium*، *Q.gigantum*، *Eprolithus eptapetalus* و *E.octopetalus* به تدریج زیاد می‌شوند که از شاخصه‌های زمان توروین است (Burnett, 1998). این در حالی است که گونه‌هایی مانند *Zeughrabdutus erectus* کاهش می‌یابند (شکل ۳- i). گروه *Watznuaria spp.* با گونه *W.barnesae* به‌طور معمول تا فراوان دیده می‌شود و دیگر گونه‌ها از این جنس شامل *W.fossacincta*، *W.biporta* و *W.ovata* کم تا کمیاب هستند. *Prediscosphaera cretacea* نیز به‌طور معمول دیده می‌شود و دیگر گونه‌ها مانند *P.ponticula*، *P.spinosa*، *P.columnata*، *P.grandis* کم هستند (شکل ۳- j). جنس *Tranolithus orionatus* نیز در هر میدان دید، به‌طور کم تا معمول (C-F) دیده می‌شود (شکل ۳- b). جنس *Eiffellithus* از گونه‌هایی است که به‌طور معمول دیده می‌شود که پیش از مرز سنوماین - توروین (۲۰ متری سازند آبدراز، زون

ولی تحلیل ایزوتوپ 13C انحرافی همانند محیط‌های دریایی ژرف دارد (Elrick et al., 2008; Gertsch et al., 2010; El-Sabbagh et al., 2011). نشانه‌های رویداد غیرهوازی اقیانوسی در برش امیرآباد، در رسوبات شیلی مارنی انتهای سازند آیتامیر و مارن‌های نخودی رنگ ابتدای سازند آبدراز (متر از ۱۵۰ تا ۲۴۰ متری) دیده می‌شود که مربوط به سنومانین پسین تا توروین آغازی هستند؛ افزایش نسبی غنای فسیلی، افزایش فراوانی نسبی جنس *Biscutum*، کاهش فراوانی جنس *Broinsonia*، نبود جنس *Nannoconus* و افزایش نسبی شاخص حاصلخیزی از نشانه‌های پالئوآکولوژیکی آن است (شکل ۴-۳ ستون‌های ۱، ۲، ۴، ۶ و ۷). محدوده مشخص شده در شکل ۴ را می‌توان از دید فراوانی نسبی نانوفسیلی با مقطع Eastbourn انگلستان و Gubbio ایتالیا (Erba, 2004) مقایسه کرد. اگر چه میزان کربن آلی کل موجود در رسوبات در برهه رخداد غیرهوازی توسط عوامل منطقه‌ای بسیاری کنترل می‌شود؛ ولی در بیشتر مطالعات، افزایش قابل توجهی را در محدوده OAE2 نشان می‌دهد (Erbacher et al., 2005; Mort et al., 2008; Gertsch et al., 2010; Corbett and Watkins, 2013). افزایش میزان کربن کل در گزارش‌های مربوط به خاور حوضه تیتس نیز دیده می‌شود. در مراکش توالی سنومانین تا توروین پیشین شامل سیلستون، مارن و سنگ‌آهک است که در محیط رسوبی فلات قاره نهشته شده‌اند. میزان TOC در لایه‌های مارن و سنگ‌آهک از ۱۱ تا ۱۸ درصد متغیر است (ساحل محمد در حوضه رسوبی Tarfaya؛ Mort et al., 2008 و مقطع Azazoul در جنوب غربی مراکش؛ Gertsch et al., 2010). توالی مرز سنومانین-توروین در مصر شامل شیل، مارن و سنگ‌آهک مارنی است (Wadi Feiran; El-Sabbagh et al., 2011). این برش‌ها را از دید سنگ‌شناسی و رخداد غیرهوازی مرز سنومانین توروین می‌توان با مقطع مطالعه شده در خاور حوضه کپه‌داغ مقایسه کرد.

۱۱- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مطالعه رسوبات مربوط به بخش بالایی سازندهای آیتامیر و بخش زیرین سازند آبدراز در برش امیرآباد به شرح زیر است: رخدادهای زیستی موجود در این توالی به معرفی زون‌های زیستی نانوفسیلی انجامیده است که بر پایه زیست‌زون‌بندی (Roth (1978)، زون‌های NC11 تا NC14 برای این توالی تعیین شده است.

اجتماعات نانوفسیلی موجود، بر پایه الگوهای زیستی یاد شده، سن آلبین پسین تا توروین پسین را برای این محدوده پیشنهاد می‌کند.

بر پایه زون‌های نانوفسیلی و شواهد صحرایی، گذر سازندهای آیتامیر و آبدراز پیوسته در نظر گرفته می‌شود و نبود زمانی در این مرز دیده نمی‌شود.

با مطالعه فراوانی گونه‌های نانوفسیلی و با توجه به فراوانی گونه *W.barnesea* در توالی مطالعه شده به نظر می‌رسد شرایط محیطی در طول توالی سنومانین پیشین بیشتر الیگوتروف بوده است. افزایش نسبی گونه‌های مزوتروفیک تا یوتروفیک در گذر سنومانین/توروین و توروین پیشین، شرایط مزوتروفیک با آب‌های سطحی دارای مواد مغذی را پیشنهاد می‌کند.

کم بودن گونه‌های شاخص آب‌های گرم مانند *Rhagodiscus* spp. و *Nannoconus* spp. در طول سنومانین پسین و در برابر آن افزایش گونه‌های آب سرد مانند *Eprolithus floralis* در مقطع کوتاهی در این دوره، شرایط آب‌های سطحی سرد را پیشنهاد می‌کند که با فاز سرد شدن پس از رخداد غیرهوازی سنومانین پسین همخوانی دارد؛ اگر چه کاهش حفظ‌شدگی گونه‌ها در دباژنر و انحلال می‌تواند این مسئله را تشدید کرده باشد.

مقدار کربن آلی کل با روندی مشابه روند کربنات کلسیم در رسوبات مربوط به سنومانین پسین افزایش قابل توجهی نشان می‌دهد.

غیرهوازی و با کم شدن میزان اکسیژن در حوضه‌های رسوبی افزایش پیدا می‌کند. در این مناطق منابع فعال تأمین رسوب حذف شده‌اند و نرخ رسوب‌گذاری رسوبات پایین است (Davis et al., 1989). از عوامل مهم تأثیرگذار بر افزایش میزان TOC در آب‌های ژرف، می‌توان به حاصلخیزی بالای آب‌های سطحی و افزایش تولید، افزایش جریان‌های دارای کربن (Carbon flux)، افزایش نرخ رسوب‌گذاری، کاهش فاصله از محل تأمین رسوبات نبرجا و پتانسیل بیشتر برای کاهش اکسیژن آب اشاره کرد (Tyson, 1995). شرایط غیرهوازی به تنهایی، امکان حفظ شدن TOC در رسوبات را ۳ تا ۴ برابر افزایش می‌دهد (Tyson, 1995). ته‌نشست شیل‌های سیاه از اواخر دونین تا کرتاسه میانی به‌صورت دوره‌ای و گسترده بوده است (Tyson, 1995). نقطه اوج (acme) جهانی گسترش شرایط کم‌هوازی تا بی‌هوازی (dysoxic-anoxic) در برهه گذر سنومانین پسین-توروین آغازی رخ داده و سطح جهانی دریاها حدود ۲۵۵ متر بیشتر از امروز بوده است (Haq et al., 1987).

مقایسه مقادیر TOC گزارش شده از توالی غیرهوازی مرز سنومانین-توروین، در مطالعات مختلف نشان می‌دهد که بیشترین مقدار تدفین کربن آلی در این دوره در مناطق استوایی و عرض‌های جغرافیایی پایین بوده است. مقدار TOC در Wunstorf در عرض جغرافیایی ۵۲ درجه شمالی، ۲/۸ درصد (Linnert et al., 2010)، در Crimea در ۴۵ درجه شمالی، ۷ درصد (Dodsworth, 2004)، در Tarfaya در ۲۷ درجه شمالی، ۲۰ درصد (Koloniec et al., 2002)، در DSDP-Hole ۳۶۷ در ۱۲ درجه شمالی، ۴۶ درصد (Kuypers et al., 2002) و در Demerara Rise در عرض جغرافیایی ۵ درجه شمالی، ۳۰ درصد (Hetzl et al., 2009) گزارش شده است.

عرض جغرافیایی دیرینه برش امیرآباد در مرز سنومانین-توروین حدود ۲۷ درجه شمالی بوده و با وجود مقدار کم TOC، روند کلی آن به‌صورت افزایشی است. در این برش، مقدار کل کربن آلی در ستبرای ۱۳۰ تا ۱۷۵ متری توالی مورد مطالعه، کم (صفر تا ۰/۰۷ درصد) است. این مقدار کم بر خلاف افزایش نسبی حاصلخیزی سطحی (شکل ۴-۳ ستون ۷-f) می‌تواند نشان‌دهنده این موضوع باشد که کف دریا در این مدت دارای اکسیژن بالایی بوده است. در ستبرای ۱۸۵ تا ۲۳۵ متری، میزان کربن آلی افزایش می‌یابد (۰/۲۱ تا ۰/۸ درصد) و نشان می‌دهد که شرایط غیرهوازی به لایه‌های پایینی ستون آب رسیده است.

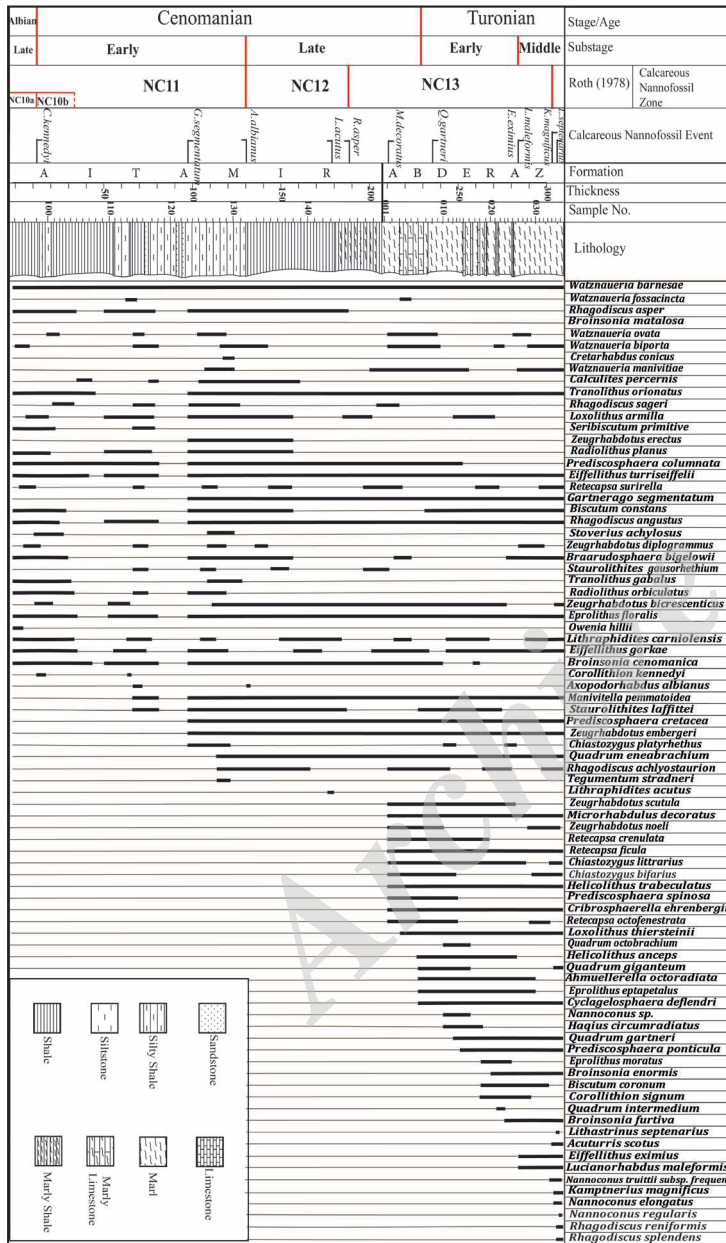
۱۰- رویداد غیرهوازی اقیانوسی مرز سنومانین-توروین

شدت رویداد غیرهوازی سنومانین پسین (برای نمونه ته‌نشست شیل‌های سیاه) در ستون آب، به فاصله از ساحل و ژرفای آب، ورود مواد تخریبی، تولید اولیه دریایی، حفظ‌شدگی مواد آلی، اکسایش در ستون آب و نرخ رسوب‌گذاری بستگی دارد (Pedersen and Calvert, 1990; El-Sabbagh et al., 2011). حوضه‌های ژرف نزدیک مناطق فراکشندی (upwelling zone) که نرخ بالای رسوب‌گذاری و مواد آلی را نشان می‌دهند، حوضه‌های معمول غیرهوازی هستند (Keller et al., 2008; Corbett and Watkins, 2013). توالی‌های کم‌ژرف‌تر میانه فلات قاره از آمریکا، انگلستان، پرتغال، ایتالیا و اسپانیا نشان می‌دهد که در این حوضه‌ها، مواد تخریبی بیشتری وارد و مقدار مواد آلی کمتری حفظ می‌شود. این حوضه‌ها در طول رویداد OAE2 شرایط کم‌هوازی (dysoxic) و مزوتروف داشته‌اند.

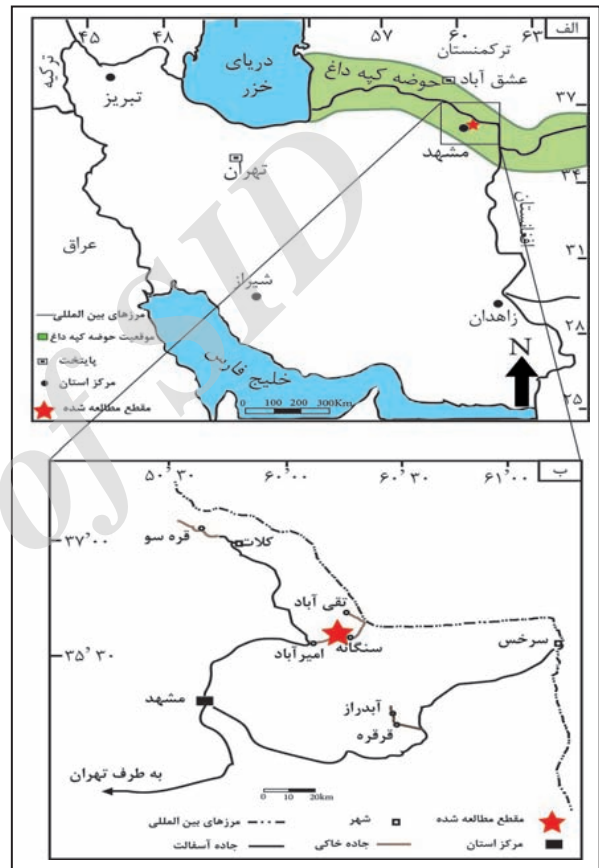
سازند آیتامیر حاصل آمیختگی نهشته‌های آواری-کربناته در یک سامانه رسوبی دریایی کم‌ژرف‌است (محبوبی و محمدیان، ۱۳۹۱؛ عقیقی و همکاران، ۱۳۹۲). این محیط‌های کم‌ژرفا، به دلیل ورود آب‌های شیرین و مواد تخریبی، مواد مغذی بالایی دارند. بررسی رسوبات مربوط به توالی سنومانین پسین در محیط‌های ساحلی و فلات داخلی نشان می‌دهد که اگر چه ترکیب سنگی این رسوبات با شیل‌های سیاه شناخته شده از OAE2 متفاوت است؛

کم‌زرفای بخش بالایی سازند آیتامیر و اوایل سازند آبدراز، مشابه ثبت این رخداد در توالی‌های کم‌زرفای خاور حوضه تبتیس مانند مراکش است که به این ترتیب حوضه کپه‌داغ خاوری می‌تواند خاوری‌ترین بخش حوضه تبتیس بوده باشد که OAE2 از آن گزارش می‌شود.

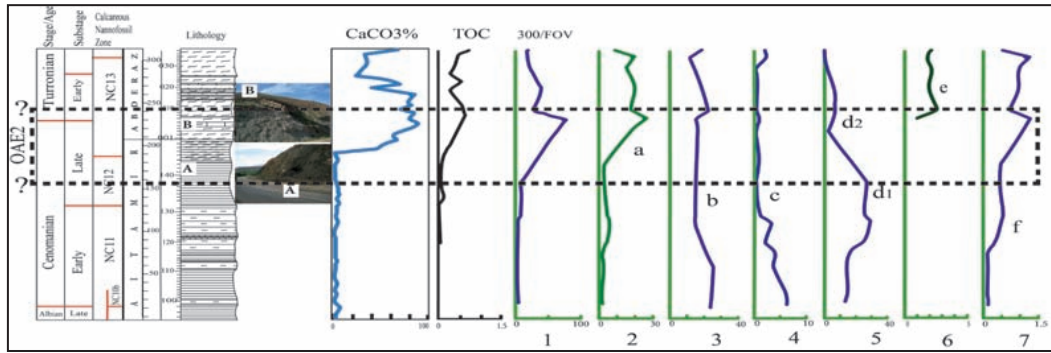
تغییرات اجتماعات نانوفسیل‌های آهکی و روند افزایشی مقدار TOC، نشان می‌دهد که رویداد غیر هواری اقیانوسی مرز سنومانین-تورونین (OAE2) در توالی مطالعه شده در برش امیرآباد رخ داده است. رویداد جهانی سنومانین پسین در شیل و مارن‌های مربوط به محیط به نسبت



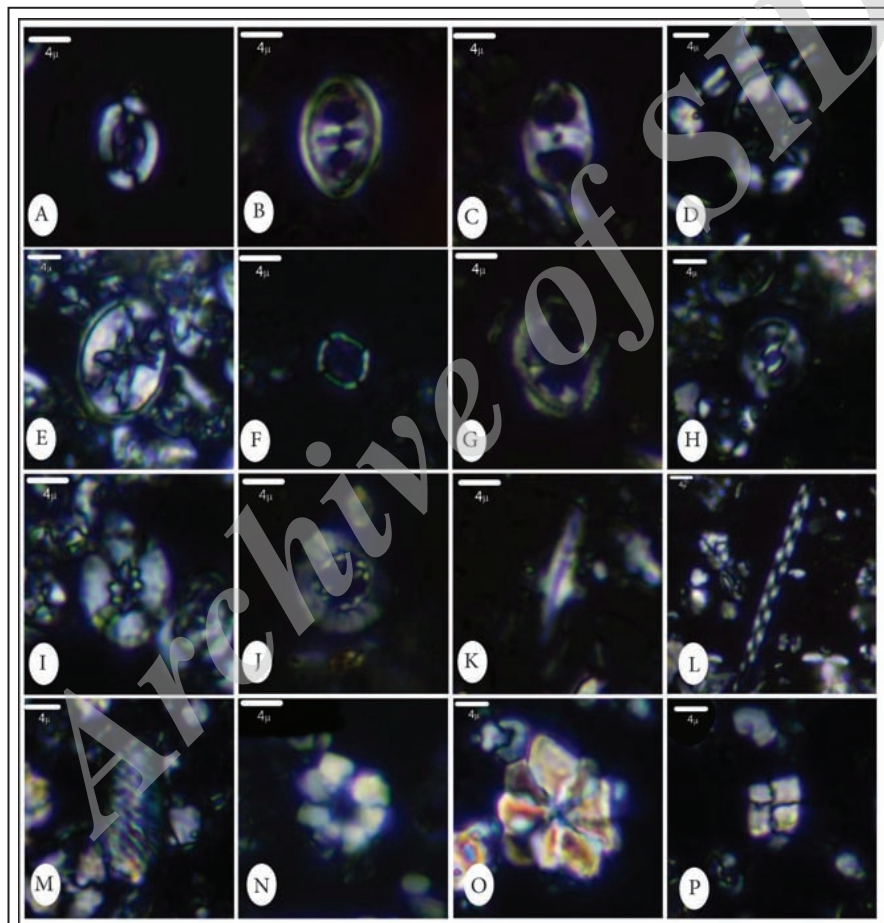
شکل ۲- رنج چارت نانوفسیل‌های آهکی در برش امیرآباد.



شکل ۱- الف) موقعیت حوضه کپه‌داغ در ایران و کشورهای همسایه (برگرفته از Berberian and King (1981) با تغییرات)؛ ب) راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (برگرفته از افشار حرب (۱۳۷۳) با تغییرات).



شکل ۴- نمودار محتوای کربنات کلسیم و مقدار کربن آلی کل و (۱) فاکتور غنای فسفیلی، (۲) فراوانی نسبی جنس *Biscutum*، (۳) فراوانی نسبی جنس *Watznaueria*، (۴) فراوانی نسبی جنس *Broinsonia*، (۵) فراوانی نسبی گونه *Eprolithus floralis*، (۶) فراوانی نسبی جنس *Nannoconus* و (۷) شاخص حاصلخیزی (*Zeughrabdodus + Biscutum / Watznaueria*)؛ برای راهنمای ستون سنگ‌شناسی به شکل ۲ مراجعه شود.



Plat 1

A- *Broinsonia cenomanica* (Black, 1973) Bown 2001 - Sample No: Am-At-115- B- *Tranolithus orionatus* Reinhardt, 1966 Sample No: Am-At-138- C- *Tranolithus gabalus* Stover, 1966 Sample No: Am-At-148- D- *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965 Sample No: Am-Ad-002- E- *Eiffellithus eximius* Stover, 1966- Sample No: Am-Ad-020 F- *Corollithion kennedyi* Crux, 1981 @ 45°- Sample No: Am-At-099- G- *Axopodorhabdus albianus* Black, 1967 @ 10° Sample No: Am-At-132- H- *Biscutum constans* Wise & Wind, 1977 @ 45°- Sample No: Am-At-135- I- *Retecapsa angustiforata* Black, 1971 °- Sample No: Am-Ad-002- J- *Prediscosphaera columnata* Stover, 1966- Sample No: Am-At-108- K- *Lithraphidites acutus subsp. acutus* Verbeek & Manivit in Manivit et al., 1977@ 5° Sample No: Am-At-142- L- *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959 @ 10° Sample No: Am-Ad-002- M- *Nannoconus* sp. Sample No: Am-Ad-020- N- *Eprolithus moratus* Stover, 1966 Sample No: Am-Ad-028- O- *Quadrum giganteum* Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977 Sample No: Am-Ad-010 P- *Quadrum gartneri* Varol, 1992 Sample No: Am-Ad-024.

همه عکس‌ها در نور پلاریزه گرفته شده‌اند. @ میزان زاویه چرخش از حالت عمود را نشان می‌دهد. Sample No. شماره نمونه‌ای است که عکس‌برداری نانوفسیل از آن انجام شده است.

کتابنگاری

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳- زمین شناسی ایران، زمین شناسی کپه‌داغ، سازمان زمین شناسی کشور، ۲۷۵ص.
- رئیس‌السادات، ن. و محبوبی، ا.، ۱۳۸۹- بررسی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در سازندهای سرچشمه و سنگانه در غرب حوضه کپه‌داغ، نشریه علمی- پژوهشی رخساره‌های رسوبی، دوره ۳، ش. ۲، صص. ۸۸ تا ۹۸.
- عقیقی، ر.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و خانه‌باد، م.، ۱۳۹۲- محیط رسوبی رسوبات مخلوط آواری- کربناته سازند آیتامیر (ناحیه بزنگان- شرق حوضه کپه‌داغ)، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فروغی، ف. و صادقی، ع.، ۱۳۸۵- بیوستراتیگرافی سازند آبدراز در مقطع چینه‌شناسی روستای طاهرآباد (شرق حوضه کپه‌داغ) بر مبنای فرامینفرهای پلانکتونی- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران. ش ۴، صص. ۴۷ تا ۶۳.
- ماهانی‌پور، ا.، رئیس‌السادات، ن. و لطفعلی کنی، ا.، ۱۳۹۱الف- بررسی رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپتین پیشین بر اساس نانوفسیل‌های آهکی و آمونیت‌ها در غرب منطقه کپه‌داغ. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ش. ۴۷، صص. ۸۳ تا ۹۶.
- ماهانی‌پور، ا.، لطفعلی کنی، ا. و آدابی، م.، ۱۳۹۱ب- چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن رسوبات آپتین زیرین غرب منطقه کپه‌داغ در ایران (برش تکل کوه). فصلنامه زمین شناسی ایران، ش. ۲۴، صص. ۶۷ تا ۷۸.
- محبوبی، ا. و محمدیان، ح.، ۱۳۹۱- ارتباط افق‌های پرفسیل (shell beds) و اثر فسیل‌های آلین- سنومانین سازند آیتامیر در تاق‌دیس امیرآباد- شمال شرق مشهد، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ش. ۴۷، صص. ۱ تا ۲۴.

References

- Arthur, M. A., Dean, W. A. and Pratt, L. M., 1988- Geochemical and climatic effects of increased marine organic burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature* 335, 714-717.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18, 210-265.
- Bown, P. R. and Young, J. R., 1998- Techniques. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 16-28.
- Bown, P. R., 1998- *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 16-28.
- Bralower, T. J., 1988- Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography* 3, 275-316. DOI: 10.1029/PA003i003p00275.
- Bralower, T. J., Leckie, R. M., Sliter, W. V. and Thierstein, H. R., 1995- An integrated Cretaceous timescale: in Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. -P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 54, p. 65-79.
- Burnett, J. A., Gallagher, L. T. and Hampton, M. J., 1998- Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 132-199.
- Burnett, J. A., 1998- Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, pp. 132-199.
- Clarke, L. J. and Jenkyns, H. C., 1999- New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology* 27, 699-702. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)027<0699:NOIEFL>2.3.CO;2
- Coccioni, R., Erba, E. and Premoli Silva, I., 1992- Barremian- Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo a Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cretaceous Research*. 13, 517- 537.
- Corbett, M. J. and Watkins, D. K., 2013- Calcareous Nannofossil Paleocology of the mid-Cretaceous Western Interior Seaway and Evidence of Oligotrophic Surface Waters during OAE2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392. 510-523. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.10.007.
- Davis, H. R., Byers, C. W. and Pratt, L.M., 1989- Depositional mechanisms and organic matter in Mowry Shale, (Cretaceous) Wyoming. *American Association of Petroleum Geologist* 73, 1103-1116.
- Dodsworth, P., 2004- The palynology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) boundary succession at Aksudere in Crimea, Ukraine, *Palynology* 28, 129-141. DOI: http://dx.DOI.org/10.2113/28.1.129.
- Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncan, R. and Snow, L., 2008- C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 1-12. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.10.020
- El-Sabbagh, A. M., Tantawy, A. Keller, G., Khozyem, H., Spangenberg, J., Adatte, T. and Gertsch, B., 2011- Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event OAE2 in shallow shelf sequences of NE Egypt. *Cretaceous Research* 32,705-722. DOI: 10.1016/j.cretres.2011.04.006

- Erba, E., 1994- Nannofossils and superplumes: the early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography* 9, 483–501.
- Erba, E., 2004- Calcareous nannofossils and Mesozoic anoxic events. *Marine Micropaleontology* 52, 85–106. DOI: 10.1016/j.marmicro.2004.04.007
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P. A., Birch, H. and Mutterlose, J., 2005- Stable organic carbon isotope stratigraphy across Oceanic Anoxic Event 2 of Demerara Rise, Western Tropical Atlantic. *Geochemistry, Geophysics & Geosystems* 6, 1-9. DOI:10.1029/2004GC000850.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D. and Markey, M., 2001- Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature* 409, 325-327. DOI: 10.1038/35053041
- Erbacher, J., Thurow, S. and Littke, R., 1996- Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments *Geology*, 24, 499-502. DOI: 10.1130/0091-7613(1996)024<0499:EPORAO>2.3.CO;2.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M. and Sinninghe Damsté, J. S., 2007- Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology* 35, 919-922. DOI: 10.1130/G23874A.1.
- Friedrich, O., Erbacher, J. and Mutterlose, J., 2006- Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). *Revue de la micropaleontology* 49, 121-139.
- Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Kennedy, W. J. and Corfield, R. M., 1993- Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian–Turonian boundary. *Journal of the Geological Society* 150, 29-32. DOI: 10.1144/gsjgs.150.1.0029.
- Gale, A. S., Smith, A. B., Monks, N. E. A., Young, J. A., Howard, A., Wray, D. S. and Huggett, J. M., 2000- Marine biodiversity through the Late Cenomanian–Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. *Journal of the Geological Society of London* 150, 29-32.
- Gertsch, B., Adatte, T., Keller, G., Tantawy, A. A., Berner, Z., Mort, H. P. and Fleitmann, D., 2010- Middle and late Cenomanian Oceanic Anoxic Events in shallow and deeper shelf environments of NW Morocco. *Sedimentology* 57, 1430e1462. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2010.01151.x.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Hilgen, F. J., 2012- On The Geologic Time Scale. *Newsletters on Stratigraphy* 45 (2) , p. 171 – 188 . DOI : 10.1127/0078-0421/2012/0020.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167. DOI: 10.1126/science.235.4793.1156.
- Hardas, P. and Mutterlose, J., 2006- Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval of ODP Leg 207 at the Demerara Rise. *Revue de la micropaleontology* 49, 165-179.
- Hardas, P. and Mutterlose, J., 2007- Calcareous nannofossil assemblages of Oceanic Anoxic Event 2 in the equatorial Atlantic: Evidence of an eutrophication event. *Marine Micropaleontology* 66, 52–69.
- Hardas, P., Mutterlose, J., Friedrich, O. and Erbacher, J., 2008- A major biotic event in the middle Cenomanian equatorial Atlantic. In: Hardas, P. (Ed.) 2008, The response of calcareous nannofossils to Oceanic Anoxic Event 2 and the Middle Cenomanian Event in the tropical Atlantic: Biostratigraphy and palaeoceanographic implications, pp. 84-129.
- Herrle, J. O. and Mutterlose, J., 2003- Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research* 24, 1-22. DOI:10.1016/S0195-6671(03)00023-5.
- Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Köbller, P. and Hemleben, C., 2003- Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation; evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 399-426. DOI:10.1016/S0031-0182(02)00616-8.
- Hetzl, A., Böttcher, M. E., Wortmann, U. G. and Brumsack, H. J., 2009- Paleo-redox conditions during OAE 2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP leg 207). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 302–328.
- Holbourn, A. and Kuhnt, W., 2002- Cenomanian-Turonian palaeoceanographic change on the Kerguelen Plateau: a comparison with Northern Hemisphere records. *Cretaceous Research*, 23, 333-349. DOI: 10.1006/cres.2002.1008.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R. D., Bralower, T. J. and CoBabe, E., 1999- Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*. 29:392-417.
- Huc, A. Y., 1988- Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. In: Mattavelli, L. and Novelli, L. (eds), *Advances in organic geochemistry* 13, 263–272.
- Jenkyns, H. C., 1999- Jenkyns, H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1997, 943-949.
- Jenkyns, H. C., Forster, A., Schouten, S. and Sinninghe-Damsté, J. S., 2004- High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature* 432, 888-892. DOI:10.1038/nature03143.

- Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E. H. and Stueben, 2008- Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research* 29, 976-994. DOI: 10.1016/j.cretres.2008.05.020.
- Kessels, K., Mutterlose, J. and Ruffel, A., 2003- Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition. *International Journal of Earth Sciences* 92, 743-757. DOI: 10.1007/s00531-003-0343-x.
- Kolonic, S., Sinninghe Damsté, J. S., Böttcher, M. E., Kuypers, M. M. M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Scheeder, G. and Wagner, T., 2002- Geochemical characterization of Cenomanian/Turonian black shales from the Tarfaya Basin (SW Morocco), relationships between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. *Journal of Petroleum Geology* 25, 325-350.
- Kuypers, M. M. M., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A. and Sinninghe Damsté, J. S., 2002- Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography* 17, PA1051, DOI: 10.1029/2000PA000569.
- Lamolda, M. A. and Gorostidi, A., 1996- Calcareous nannofossils at the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Ganuza section, Northern Spain. *Memoir Geological Society of India* 37, 251-265.
- Lamolda, M. A., Gorostidi, A., Paul, C. R. C., 1994- Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenian Marls (latest Cenomanian), Dover, England: implications for the generation of the Cenomanian-Turonian Boundary Event. *Cretaceous Research* 15, 143-161.
- Leary, P. N., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Horne, D., Jarvis, I., Rosenfeld, A. and Tocher, B. A., 1989- The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event; integrated evidence from Dover, SE England. *Journal of the Geological Society, London* 146, 311-317. DOI: 10.1144/gsjgs.146.2.031.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J. and Cashman, R., 2002- Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17, 3, DOI:10.1029/2001PA000623.
- Linnert, C. and Mutterlose, J., 2008- Kalkige Nannofossilien des Untercampan (Oberkreide) von Buldern. (Stadt Dümmer; NRW). *Geologie Paläontologie Westfalen* 71, 77-101.
- Linnert, C., Mutterlose, J. and Erbacher, J., 2010- Calcareous nannofossils of the Cenomanian/Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, northwest Germany). *Marine Micropaleontology* 74, 38-58. DOI: 10.1016/j.marmicro.2009.12.002.
- Linnert, C., Mutterlose, J. and Herrle, J. O., 2011a- Late Cretaceous (Cenomanian- Maastrichtian) calcareous nannofossils from Goban Spur (DSDP Sites 549, 551): Implications for the palaeoceanography of the proto North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 507-528. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.12.001
- Linnert, C., Mutterlose, J. and Mortimore, R., 2011b- Calcareous nannofossils from Eastbourne (Southeastern England) and the Paleocyanography of the Cenomanian-Turonian boundary interval. *Palaios* 26, 298-313. DOI: 10.2110/palo.2010.p10-130r.
- Mahanipour, A., Mutterlose, J., Kani, A. and Adabi, M. H., 2011- Palaeoecology and biostratigraphy of early Cretaceous (Aptian) calcareous nannofossils and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ isotope record from NE Iran. *Cretaceous Research* 32, 331-356. DOI: 10.1016/j.cretres.2011.01.006.
- Melinte-Dobrinescu, M. C. and Bojar, A. V., 2008- Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ohaba-Ponor section (SW Hațeg, Romania). *Cretaceous Research* 29, 1024-1034. DOI: 10.1016/j.cretres.2008.05.018.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Browning, J. V., 2005- Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology* 217, 215-231. DOI: 10.1016/j.margeo.2005.02.007.
- Mort, H. P., Adatte, T., Keller, G., Bartels, D., Follmi, K. B., Steinmann, P., Berner, Z. and Chellai, E. H., 2008- Organic carbon deposition and phosphorus accumulation during Oceanic Anoxic Event 2 in Tarfaya, Morocco. *Cretaceous Res.* 29, 1008-1023. DOI:10.1016/j.cretres.2008.05.026.
- Mosavinia, A., Lehmann, J. and Wilmsen, M., 2014- Late Albian ammonites from the Aitamir Formation (Koppeh Dagh, NE Iran). – *Cretaceous Research* 50, 72-88.
- Mutterlose, J., 1989- Temperature controlled migration of calcareous nannofloras in the NW European Aptian, *mCruix, J. A., and van Heck, S. E. (Eds.). Nannofossils and their applications. Ellis Horwood Limited, Chichester (England), pp.327-339.*
- Mutterlose, J., Bornemann, A. and Herrle, O., 2005- Mesozoic calcareous nannofossils – state of the art. *Palaontologische Zeitschrift*, 79/1, 113-133.
- Paul, C. R. C., Lamolda, M. A., Mitchell, S. F., Vaziri, M. R., Gorostidi, A. and Marshall, J. D., 1999- The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150, 83-121. DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00009-7.

- Pedersen, T. F. and Calvert, S. E., 1990- Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, 454-466.
- Perch-Nielsen, K., 1985- Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 329-426.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C. and Verga, D., 1999- Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 352-370.
- 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* 10, 235-266. DOI: 10.1016/0377-8398(86)90031-9.
- Roth, P. H., 1978- Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: Benson, W.E., Sheridan, R.E. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 44. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 731-760.
- Roth, P. H., 1983- Jurassic and Lower Cretaceous Calcareous Nannofossils in the Western North Atlantic (Site 534): Biostratigraphy, Preservation, and Some Observations on Biogeography and Paleoceanography. In: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 76, pp. 587-621. DOI: 10.2973/dsdp.proc.76.125.1983.
- Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1976- Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55 (3-4), 179-184. <http://ora.ox.ac.uk/objects/uuid:0921605b-4793-43df-889d-7b896790de62>.
- Sinninghe Damsté, J. S., Bentum E. C., Reichart, G. J., Pross, J. and Schouten, S., 2010- A CO₂ decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 97-103. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.02.027.
- Snow, L. J., Duncan, R. A. and Bralower, T. J., 2005- Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography* 20, PA3005, 14 p. DOI:10.1029/2004PA001093.
- Stein, R., 1991- Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/BFb0010382.
- Tiraboschi, D., Erba, E. and Jenkyns, H. J., 2009- Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy): Calcareous nannofossil quantitative and statistical analyses and paleoceanographic reconstructions, *Paleoceanography* 24, PA2222, DOI: 10.1029/2008PA001670.
- Turgeon, S. C. and Creaser, R. A., 2008- Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by massive magmatic episode. *Nature* 454, 323-326. DOI:10.1038/nature07076.
- Tyson, R. V., 1995- *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, Science. 615 pp.
- Varol, O., 1992- Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* 27, 93-127.
- Voigt, S., Aurag, A., Leis, F. and Kaplan, U., 2007- Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland, Cretaceous Basin, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 196-210. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.10.026.
- Voigt, S., Erbacher, J., Mutterlose, J., Weiss, W., Westerhold, T., Wiese, F., Wilmsen, M. and Wonik, T., 2008- The Cenomanian-Turonian of the Wunstorf section (North Germany): global stratigraphic reference section and new orbital time scale for Oceanic Anoxic Event 2. *Newsletters on Stratigraphy* 43 (1), 65-89. DOI: 10.1127/0078-0421/2008/0043-0065.
- Voigt, S., Gale, A. S. and Floegel, S., 2004- Midlatitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: Temperature evolution and North Atlantic circulation. *Paleoceanography* 19, PA4020, DOI:10.1029/2004PA001015.
- Watkins, D. K., 1989- Nannoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (upper Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 74, 75-86. DOI: 10.1016/0031-0182(89)90020-5.
- Williams, J. R. and Bralower, T. J., 1995- Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginian-Barremian (Early Cretaceous) North Sea Basin. *Paleoceanography* 10 (4), 815-839. DOI: 10.1029/95PA00977.

The Cenomanian – Turonian boundary oceanic anoxic event in East of Kopet-dagh basin (Amirabad section) with emphasis on calcareous nannofossils

N. Mousavi^{1*}, A. L. Kani² and A. Mosavinia³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Mashhad, Iran

Received: 2015 October 24

Accepted: 2016 June 25

Abstract

In this study the succession comprising Aitamir and Abderaz Formation boundary is investigated along Amir Abad section in eastern Koppeh-Dagh region. Based on Calcareous nannofossils and NC biozonation scheme, Late Albian to Late Turonian time of deposition is estimated for the measured succession. There is some evidence such as paleoecological changes and increase in organic carbon burial, enabling recognition of the Cenomanian – Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2) in this section. Anoxic events often occur as a result of high productivity leading to increased burial of organic matter. Paleoecological trends recorded including decrease in abundance of *Broinsonia* spp. and *Biscutum* spp. and increase in *Watznaueria* spp. at the beginning of the late Cenomanian interval suggest prevalence of oligotrophic condition during this interval of time. In the late Late Cenomanian and Cenomanian-Turonian boundary intervals, the increase in relative abundance of surface water high fertility markers such as *Biscutum* spp. and the increase of fertility index i.e. $(Biscutum+Zeugrhabdotus)/Watznaueria$, point to amore eutrophic condition. The absence of *Nannoconus* spp., which are not seen in anoxic conditions, is another evidence of OAE2. The rising trend of total organic carbon content in the Late Cenomanian part of the sedimentary succession and the mentioned paleoecological evidences, suggest presence of Late Cenomanian Oceanic Anoxic Event in eastern Koppeh-Dagh. Although this global event is mostly reported from oceanic black shales, in some sections especially in the east of Tethys, it is sometimes recorded in shallow water sediments. Shale and marl succession in Koppeh-Dagh region can be considered as the continuation of their global trend in the eastern-most part of the Tethyan realm where the Late Cenomanian Oceanic Anoxic Event (OAE2) has occurred in a rather shallow environment of deposition.

Keywords: Abderaz Formation, Aitamir Formation, Calcareous Nannofossils, Koppeh-Dagh, OAE2.

For Persian Version see pages 265 to 276

*Corresponding author: N. Mousavi; E-mail:nasimmousavi805@gmail.com