

تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و ارتباط آن با تغییرات آب و هوایی، میزان تولید کربن آلی و اجتماعات فرامینفرهای بنتیک در مرز سنومانین-تورونین، شرق حوضه ی کپه داغ

بهناز کلنات^۱، محمد وحیدی نیا^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۳، محمد حسین محودی قرایی^۴

۱، ۲ و ۴- گروه زمین شناسی، دانشکده ی علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده ی علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

خلاصه

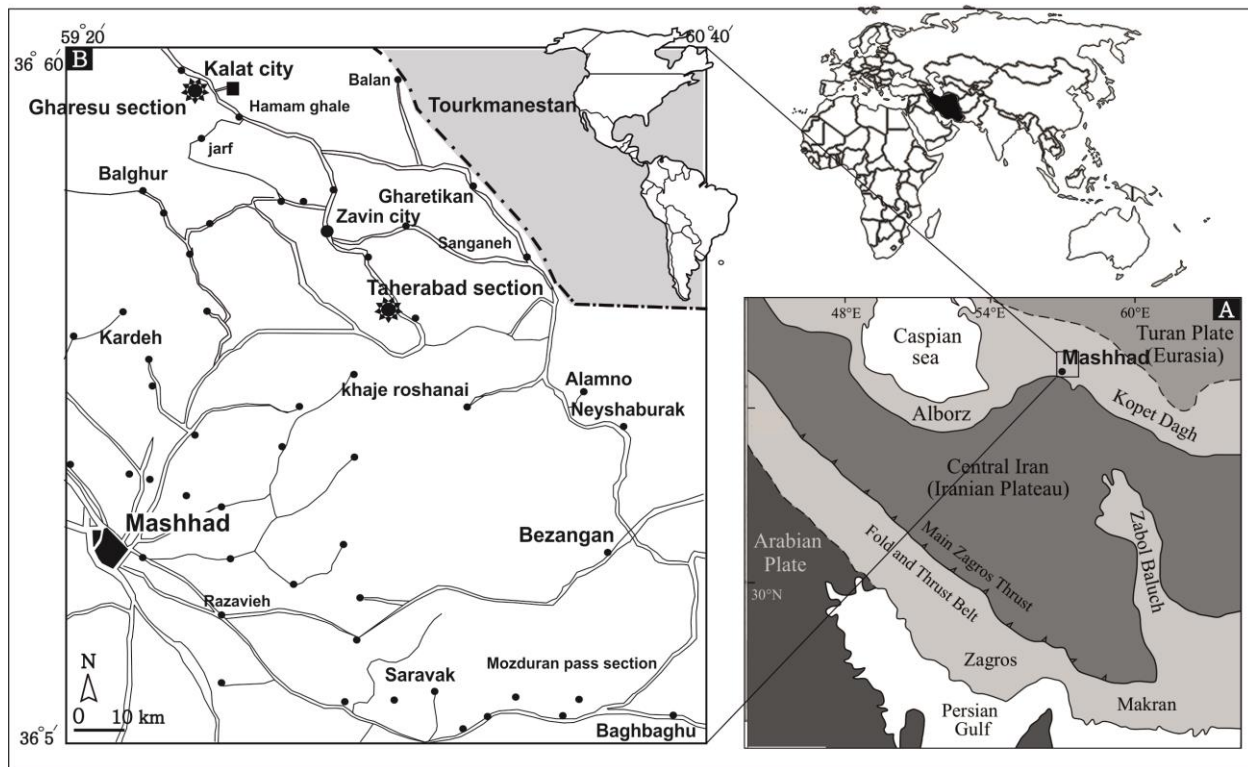
بر اساس آنالیز $\delta^{18}\text{O}$ ، دو بازه ی افزایش دمای سطح آب همزمان با افزایش مواد ارگانیک (TOC) در انتهای زون *R. cushmani* و زون *W. archaeocretacea* در برش قره سو متعلق به مرز سنومانین-تورونین در شرق حوضه ی کپه داغ شناسایی شد. در این دو بازه گرم شدگی به دلیل افزایش هوازدگی، شرایط یوتروفیک و تولید اولیه بالا شاهد کاهش تنوع فرامینفرهای بنتیک، افزایش فراوانی فرم های آگلوتینه، فرامینفرهای بنتیک درون زی و یا سطحی زی های فرصت طلب هستیم.

کلمات کلیدی: ایزوتوپ اکسیژن، تغییرات آب و هوایی، تولید کربن آلی، فرامینفرهای بنتیک، مرز سنومانین-تورونین

۱. مقدمه

کرتاسه ی میانی (۱۲۴ تا ۹۰ میلیون سال پیش) به عنوان زمان تغییرات عظیم در سیستم های آب و هوایی و اقیانوسی شناخته می شود. این تغییرات از آبتین با شروع پوسته زایی اقیانوسی آغاز شده و در مرز سنومانین-تورونین با افزایش سطح آب دریاها و شدت گرفتن اثر گلخانه ای به اوج خود رسیده است (Leckie et al., 2002; Jones and Jenkyns, 2001). گرم شدگی ناشی از آزاد شدن دی اکسید کربن فعالیت های آتشفشانی در اتمسفر از سویی منجر به آب شدن یخ های قطبی و کاهش چرخش های اقیانوسی و از سوی دیگر باعث افزایش هوازدگی و فعال تر شدن چرخه های هیدرولیکی شده است (Poulsen et al., 1999). ورود مواد غذایی زیاد به حوضه و تولید اولیه ی زیاد به همراه کاهش چرخش آب اقیانوس ها موجب شکل گیری شرایط کم اکسیژن و بی اکسیژن (OAE) و رسوبگذاری حجم زیادی از مواد ارگانیک در این زمان شده است (e.g., Schlanger and Jenkyns, 1976; Kuypers et al., 2002; Kolonic et al., 2005). در مرز سنومانین-تورونین بزرگترین حادثه ی کم اکسیژنی جهانی در کرتاسه ی میانی است که با دفن بالای مواد ارگانیک در رسوبات این زمان و تشکیل شیل های سیاه شناخته می شود.

در ایران تنها مطالعات اندکی بر روی زیست چینه نگاری و تعیین شرایط محیط دیرینه در مرز سنومانین-تورونین در حوضه ی کپه داغ انجام گرفته است (وحیدی نیا و همکاران، ۱۳۷۷؛ عبدالشاهی و همکاران، ۱۳۸۹؛ قورچایی و همکاران، ۱۳۹۰). این مطالعه فرصت مناسبی را در اختیار قرار می دهد تا برای اولین بار به مطالعه ی تغییرات محیطی مرز سنومانین-تورونین با استفاده از مطالعه ی هم زمان تغییر اجتماعات روزن بران کف زی، میزان مواد ارگانیک و تغییرات نسبت ایزوتوپی اکسیژن در شرق حوضه ی کپه داغ پرداخته شود. به این منظور برش قره سو در ۲ کیلومتری غرب شهرستان کلات و در نزدیکی روستای قره سو با ضخامت ۳۶ متر و سن سنومانین پسین-تورونین پیشین انتخاب شد (شکل ۱). این برش قسمت های بالایی سازند آیتامیر و پایینی سازند آبدراز را در بر می گیرد و از نظر سنگ شناسی شامل شیل های تیره با میان لایه های ماسه سنگ گلو کونیتی در سازند آیتامیر و مارن های کرم رنگ در سازند آبدراز می باشد (شکل ۲).



شکل ۱- A- زون های ساختاری ایران و موقعیت حوضه کپه داغ در شمال خاور ایران، شمال افغانستان و شمال باختر ترکمنستان
B- موقعیت برش قره سو در ۲ کیلومتری غرب شهر کلات. (Berberian and King, 1981)

۲. میزان کل کربن آلی (TOC)

در طی OAE2 تشکیل شیل های سیاه غنی از مواد آلی ($TOC > 1 wt\%$) از خصوصیات حوضه های عمیق (سراشیب قاره و خیز قاره) و نواحی upwelling شمال آتلانتیک، مدیترانه و نواحی اطراف آن است. اگر چه در سکوه های کم عمق تر دریایی و نواحی ساحلی خاور حوضه تیس، شیل های سیاه به دلیل عدم تشکیل و یا عدم حفظ شدگی وجود ندارد اما میزان TOC در این مناطق نیز افزایش می یابد (Keller et al., 2008; Gertsch et al., 2010).

فاکتورهای تأثیر گذار بر تشکیل شیل های سیاه شامل موارد زیر می باشد:

۱- میزان بالای تولید اولیه (productivity) بر اثر ورود زیاد رواناب (runoff)، upwelling، حاصلخیزی آب های اقیانوسی با فلزانی نظیر Fe که حاصل فعالیت های ماگمایی است ۲- حفظ شدگی مواد آلی تولید شده به دلیل نرخ بالای رسوبگذاری و میزان اکسیژن کم در کف بستر (Canfield, 1994; Meyers, 1997).

TOC در برش قره سو از $0.07 wt\%$ تا $0.86 wt\%$ متغیر بوده و در دو محدوده ی انتهایی زون *R. cushmani* و زون *W. archaeocretacea* دارای بیشترین مقادیر خود می باشد (شکل ۲) که این موضوع حاکی از کمبود اکسیژن و حفظ شدگی بهتر مواد آلی در این قسمت های برش مورد مطالعه است.

۳. تغییرات $\delta^{18}O$ در برش قره سو

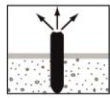
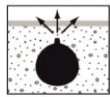
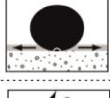
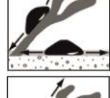
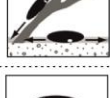

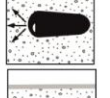
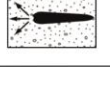
تغییرات $\delta^{18}O$ یکی از شاخص های حرارت سنجی دیرینه بوده و از دیرباز جهت اندازه گیری تغییرات دمای آب دریا از آن استفاده می شده است (Jenyns et al., 1994). در برش قره سو مقادیر $\delta^{18}O$ از -10.9% تا -3.3% در تغییر است. به طور کلی در بازه های دمای بالای آب شاهد کاهش $\delta^{18}O$ هستیم که با رسوبگذاری مقادیر زیاد مواد ارگانیک در رسوبات و افزایش TOC همزمان می باشد (شکل ۲).

۴. تأثیرات تغییر آب و هوا، اکسیژن و میزان تولید اولیه بر اجتماعات فرامینفرهای بنتیک در برش قره سو

میزان اکسیژن کف بستر، ورودی مواد غذایی و تولید اولیه در حوضه از مهمترین فاکتورهای تأثیرگذار بر فراوانی و تنوع روزنبران کفزی محسوب می شوند (Van der Zwan et al., 1999). در رسوبات کم اکسیژن تنوع روزنبران کفزی کاهش می یابد و در رسوبات تهی شده از اکسیژن معمولاً این روزنبران حذف می شوند. این موضوع را می توان به خوبی در شیل های سیاه کرتاسه مشاهده نمود (Friedrich et al., 2005, 2006). همچنین تنوع کم روزنبران کفزی را می توان به افزایش میزان مواد آواری در حوضه نسبت داد (Cetean et al., 2011). فرامینفرهای بنتیک بر اساس شکل پوسته، عمق زیست و استراتژی کسب مواد غذایی به مورفوگروه های مختلفی تقسیم می شوند. تغییرات این مورفوگروه ها ابزار قدرتمندی جهت مطالعه ی تغییرات تولید اولیه و میزان اکسیژن کف بستر در اختیار ما قرار می دهد. در این مطالعه از تقسیم بندی Kaminski و Gradstein (۲۰۰۵) و Cetean و همکاران (۲۰۱۱) برای فرامینفرهای آگلوتینه و از تقسیم بندی Frenzel (۲۰۰۰) جهت مطالعه ی مورفوگروه های آهکی فرامینفرهای بنتیک استفاده شده است (جدول ۱ و ۲).

به طور کلی مقادیر بالای موفوگروه های سطحی زی (epifauna) و مقادیر پایین گروه های درون زی (infauna) نشان دهنده ی شرایط الیگوتروفیک، مقادیر پایین تولید اولیه و میزان اکسیژن مناسب در کف بستر می باشد. در این نظریه گروه های درون زی با توجه به عمق بیشتر زیست خود، نسبت به کاهش اکسیژن در کف بستر مقاومتر هستند (Cetean et al., 2011).

جدول ۱- گروه های ریختی روزنبران کفزی آگلوتینه موجود در برش قره سو (بر گرفته از Cetean و همکاران (۲۰۱۱) با اندکی تغییرات)

Morphogroup	Morphotype	Test form	Life position	Feeding habit	Main genera
M1		Tubular	Erect epifouna	Suspension feeding	Bathysiphon Hyperammina
M2	M2a 	Globular	Shallow infauna	Suspension feeding and/or passive deposit feeding	Lagemammina Sacammina Hormosinella
	M2b 	Rounded trochospiral	Surficial epifouna	Active deposit feeding	Quadrिमorphyna
M3	M3a 	Flattened trochospiral	Surficial epifouna	Active and passive deposit feeding	Ammoglobigerina
	M3b 	Flattened streptospiral	Surficial epifouna	Active and passive deposit feeding	Ammosphaerodina
M4a		Rounded planispiral	Surficial epifouna and/or shallow infauna	Active deposit feeding	Haplophragmoides
M4		Elongate subcylindrical	Deep infauna	Active deposit feeding	Marsonella Textolaropsis Tritaxia
M4b		Elongate tapered	Deep infauna	Active deposit feeding	Ammobaculites Karrelulina Reophax Subreophax Hormosina

به نظر می رسد تغییرات فراوان محیطی در مرز سنومانین-تورونین تأثیرات زیادی بر تنوع و نوع اجتماعات فرامینفرهای بنتیک در برش قره سو داشته است.

در ابتدای برش قره سو مقادیر پایین $\delta^{18}\text{O}$ ، حاکی از دمای بالای آب دریا می باشد. این گرمای محیط با تقویت سیکل های هیدرولیکی و افزایش میزان ورودی مواد آواری همراه است که افزایش میزان تولید اولیه (productivity) و دفن مواد ارگانیک را در پی دارد. مقادیر بسیار پایین

CaCO₃ و افزایش میزان TOC در این بازه ی زمانی تأیید کننده ی این موضوع می باشد. تنوع فرامینفرهای بنتیک در این زمان پایین بوده و اجتماعات آگلوتینه به سبب دسترسی به مواد آواری جهت پوسته سازی و یا عدم دسترسی انواع آهکی به CaCO₃ غالب می باشند. حضور همزمان انواع گروه های آگلوتینه حاکی از شرایط متوسط مواد غذایی در این بخش از برش می باشد (شکل ۲).

در ادامه و در انتهای زون *R. cushmani* شاهد کاهش دمای محیط می باشیم. کاهش ورودی مواد آواری در این بازه به کاهش میزان تولید اولیه و TOC منجر شده است. در این زمان میزان کربنات کلسیم همراه با فراوانی اجتماعات کلسیتی افزایش پیدا می کند. شرایط الیگوتروف در این زمان منجر به افزایش تنوع فرامینفرهای بنتیک و همچنین افزایش فراوانی انواع سطحی زی در میان فرامینفرهای آگلوتینه شده است. دفن بالای مواد ارگانیک در ابتدای برش موجب تهی شدگی محیط از کربن سبک و افزایش نسبی کربن سنگین در این بازه ی زمانی نیز شده است (شکل ۲).

جدول ۲- گروه های ریختی روزن بران کفزی با پوسته ی آهکی (بر گرفته از Frenzel (۲۰۰۰) با اندکی تغییرات)

Morphogroup	Sub-Morphogroup	Mprphotype	Life position	Feeding habit	Main genera
CH-A	1	Trochospiral, Conical	Epifouna	Active deposit feeding	Gyroidinoides, Gyroidina
	2	Planconvex trochospiral	Epifouna	Active deposit feeding	Gavelinella, Cibicides
	3	Biconvex trochospiral, Lenticular	Epifouna	Active deposit feeding	Lenticulina, Lingulogavelinella
	4	Planispiral to uniserial	Epifouna/ shallow infouna	Deposit feeding	Neoflabelina, Frodicularia Astacolus, Psilocitharella
CH-B	1	Cylindrical	infouna	Deposit feeding	Pyramidulina, Levidentalina
	2	Planispiral with many pores	infouna	Active deposit feeding	Anomalinoidea
	3	Spherical	infouna	Active deposit feeding	Lagenids
	4	Pyramidal to conical	infouna	Active deposit feeding	Praeulimina, Neobulimina Tappanina

در انتهای زون *W. archaeocretacea* مجددا شاهد کاهش مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و افزایش دمای محیط هستیم که با دومین بازه ی افزایش تولید اولیه و TOC همراه می باشد. تأثیر افزایش مواد آواری و در پی آن افزایش تولید اولیه و کاهش اکسیژن محیط بر فرامینفرهای بنتیک کاهش تنوع و غالب شدن اجتماعات درون زی در فرامینفرهای آگلوتینه و یا افزایش فرامینفرهای سطحی زی فرصت طلب و یا انواع درون زی در فرامینفرهای بنتیک با پوسته ی آهکی می باشد.

در انتهای برش مورد مطالعه، افزایش مجدد $\delta^{18}\text{O}$ حاکی از سرد شدگی مجدد محیط می باشد. فراوانی زیاد انواع درون زی در فرامینفرهای بنتیک آهکی و آگلوتینه در این بخش نشان دهنده ی ادامه ی شرایط کمبود اکسیژن کف بستر تا این قسمت از برش می باشد. اما پس از آن در ابتدای زون *H. helvetica* شاهد بازگشت تدریجی محیط به شرایط قبل از OAE و افزایش انواع سطحی زی در فرامینفرهای بنتیک هستیم.

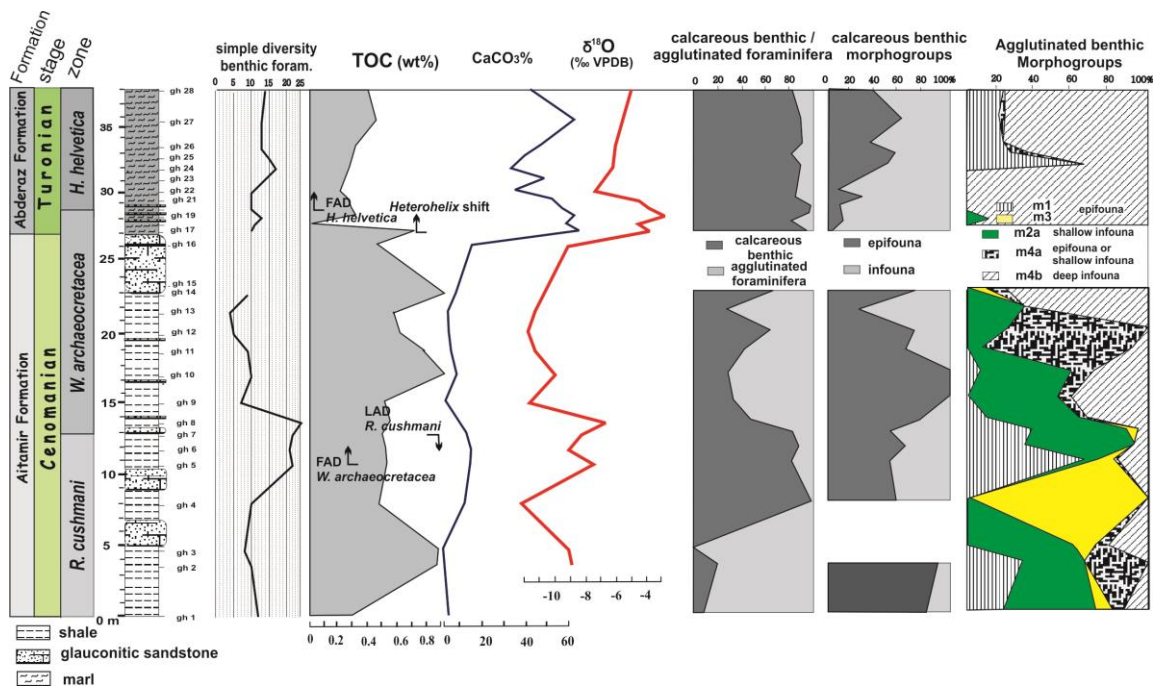
۵. نتیجه گیری

OAE2 در مرز سنومانین-تورونین شاهد یکی از بزرگترین تغییرات در سیکل جهانی کربن در طی ۱۰۰ میلیون سال گذشته می باشد. این تغییر ناگهانی در برش قره سو هم زمان با سایر برش ها در سرتاسر دنیا و در انتهای زون *R. cushmani* تا انتهای زون *W. archaeocretacea* قابل شناسایی است که اندکی پس از گرم شدگی محیط و افزایش تولید مواد ارگانیک (بازه های افزایش TOC) دیده می شود و حاکی از دفن بالای کربن سبک در مواد آلی می باشد.

دو محدوده ی زمانی گرم شدگی همزمان با افزایش تولید کربن آلی و در پی آن دو بازه ی زمانی سرد شدگی توسط تغییرات در میزان $\delta^{18}\text{O}$ در برش قره سو شناسایی شد. این موضوع نشان دهنده ی ارتباط نزدیک دفن کربن در مواد آلی، کاهش دی اکسید کربن و سرد شدگی محیط است.

اجتماعات فرامینفرهای بنتیک در برش قره سو با تغییرات آب و هوایی، میزان تولید اولیه و اکسیژن کف بستر تغییر می کنند. به طور کلی در بازه های زمانی سرد شدگی اجتماعات آهکی به دلیل افزایش کربنات در محیط فراوانترند و بر عکس در زمان هایی که دمای آب بالاست به دلیل افزایش ورودی مواد آواری و انحلال کربنات این اجتماعات جای خود را به فرم های آگلوتینه می دهند. تولید اولیه ی بالا

و کاهش اکسیژن محیط در دو بازه ی گرم شدگی در برش قره سو با افزایش انواع درون زی و یا فرم های سطحی زی فرصت طلب همراه است.



شکل ۲- رابطه ی چینه شناسی بین دفن کربن آلی (TOC)، محتوای CaCO_3 ، تغییرات آب و هوایی (بر اساس تغییرات $\delta^{18}\text{O}$)، تنوع فرامینیفرهای بتیک و تغییرات اجتماعات این فرامینیفرها در برش قره سو.

۶. مراجع

- وحیدی نیا، م، آریایی، ع، و سبحانی، ا. (۱۳۷۷). نگرش جدیدی به سازند آبدراز در شرق حوضه ی کپه داغ، مجله ی علوم دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ی ۳۱، ص. ۲۳۲۵-۲۳۸۵.
- عبدالشاهی، م، وحیدی نیا، م، عاشوری، ع، و رحیمی، ب. (۱۳۸۹) میکروبیواستراتیگرافی مرز سنومانین-تورونین در برش شوراب (شرق حوضه ی کپه داغ). رخساره ی رسوبی، شماره ی ۳، ص. ۶۱-۷۰.
- قورچائی، ش، وحیدی نیا، م، قاسمی نژاد، ا، و محمودی قرائی، م. ح. (۱۳۹۰). زیست چینه نگاری محدوده ی مرز سنومانین-تورونین در برش حمام قلعه در شرق کپه داغ، فصل نامه ی زمین شناسی ایران، شماره ی ۱۹، ص. ۳۱-۴۴.

Leckie, R. M., Bralower, T. J. & Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17: 1-28.

Jones, C. E. & Jenkyns, H. C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and sea-floor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *Am. J. Sci.*, 301: 112-149.

Poulsen, C. J., Barron, E. J., Johnson, C. C. & Fawcett, P. (1999). Links between major climatic factors and regional oceanic circulation in the mid-Cretaceous, In: Barrera E. & Johnson, C.C., (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Oceanclimate System*. 332: 73-89 (*Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*).

Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, 55: 179-184.



Kuypers, M. M. M., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A. & 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: 1051.

Kolonis, S., Wagner, T., Forster, A., Sinninghe Damsté, J. S., Walsworth-Bell, B., Erba, E., Turgeon, S., Brumsack, H. J., Chellai, E. H., Tsikos, H., Kuhnt, W. & Kuypers, M. M. M. (2005). Black shale deposition on the north west African Shelf during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event: climate coupling and global organic carbon burial. *Paleoceanography*, 1006.

Berberian, M. & King, G. C. P. (1981). Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Jour. *Earth Sci.*, 18: 210-265.

Keller G., Tantawy A.A., Berner Z., Adatte T., Chellai E.H. & Stueben D. (2008): Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian–Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 29: 976-994.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A. S., Tantawy, A. A., El-Sabbagh, A. M. & Stueben, D. (2010). Cenomanian-Turonian transition in shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 165-182.

Jenkyns, H. C., Gale, A. S. & Corfield, R. M. (1994). Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131: 1–34.

Canfield, D. E. (1994) Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.*, 114: 315-329.

Meyers, P.A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, a paleoclimatic process. *Organic Geochemistry*, 27: 213-250.

Van der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T. & Kouwenhoven, T. J. (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46: 213–236

Friedrich, O., Nishi, H., Pross, J., Schmiedl, G. & Hemleben, C. (2005). Millennial to centennial-scale interruptions of the oceanic anoxic event 1b (Early Albian, mid-Cretaceous) inferred from benthic foraminiferal repopulation events. *Palaios*, 20: 64-77.

Friedrich, O., Erbacher, J. & 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 Micropaléontologie*, 49: 121-139.

Cetean, C. G., Bal, R., Kaminski, M. A. & Filipescu S. (2011). Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian-upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania. *Cretaceous Research*, 32: 575-590.

Kaminski, M. A., Gradstein, F. M., 2005- Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 574pp

Frenzel, P. (2000). Die benthischen Foraminiferen der Rügener Schreibkreide (unter-Maastricht, NE Deutschland) 361 pp (CPress, Dresden).