



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 35, Issue 3, No. 76, Autumn 2019
pp. 99-114
Received: 01.05.2019 Accepted: 25.08.2019

Evidence of early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a) in the Central Kopet-Dagh (Qaleh-Zoo section), with special reference to the calcareous nannofossil assemblages

Azam Gholamifard*

Ph.D. Department of Sedimentary Basins and Oil, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
a_gholamifard@sbu.ac.ir

Anoshiravan L. Kani

Associate Professor, Department of Sedimentary Basins and Oil, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
anoshirvan.kani@gmail.com

Azam Mahanipour

Assistant Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
a_mahanipour@uk.ac.ir

Amirmohammad Jamali

Ph.D. National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran
amjgeo@yahoo.com

Fariba Foroughi

Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
fariba.foroughi86@gmail.com

Abstract

In the current study, a succession from the middle part of the Sarcheshmeh Formation was investigated to record the early Aptian oceanic anoxic event 1a (OAE1a) at the Qaleh-Zoo section in the central part of the Kopet-dagh Basin. The OAE1a has been recorded on a global scale during the early Aptian in the NC6B nannofossil biozone. In this study the interval from the uppermost part of NC6A to the lowermost part of NC7A (early Aptian) was investigated at Sarcheshmeh Formation. Calcareous nannofossil paleoecology and carbonate calcium contents were analyzed to identify the OAE1a interval. Rare presence or absence of nannoconids at NC6B along with the lowest values of carbonate calcium contents indicate the effect of OAE1a in the study section (55 to 180 meters of the studied interval). Regarding these data (calcareous nannofossils and carbonate calcium contents), the OAE1a was recorded at the middle part of Sarcheshmeh Formation which is equivalent with this event at the western part of the Kopet Dagh Basin (Takal Kuh section).

Keywords: Calcareous Nannofossils; Kopet-Dagh Basin; Oceanic Anoxic Event 1a (OAE1a); Sarcheshmeh Formation.

Introduction

The early Aptian OAE1a is one of the most important events in terms of temperature and paleoceanography during the Cretaceous. OAE1a is regarded as an anoxic condition that is continued for at least one million years. This event is recorded in the Early Aptian time and NC6 calcareous nannofossil biozone on a global scale (Erba 2004). Calcareous nanoplanktons are one of the most abundant planktonic groups in the seas that changes in their assemblages reflecting changes in temperature and nutrient content of the oceans (Herrle and Mutterlose 2003; Herle 2003; Tremolada et al. 2006). In terms of calcareous nannofossil distribution, the nanoconid crisis (being rare or absent in fossil assemblage) is a global event that is an evidence of OAE1a (Erba 1994, 2004). Calcium carbonate content in the sediments is also very low during this time interval which is considered as a signal for this event (Erba and Tremolada 2004). At the current study, the

OAE1a is investigated based on calcareous nannofossils at the Kopet-Dagh Basin.

The Kopet-Dagh Basin is located on the northeast of Iran, extending over Iran, Turkmenistan and Afghanistan with a west-northwest to east-southeast trend. The Iranian part of the basin is located between 61°14' and 54°00' E and 38°15' and 35°38' N. Cretaceous sediments are well developed and extensively exposed in the Kopet-Dagh Basin and the Sarcheshmeh Formation was precipitated during the Early Cretaceous in this basin. In order to determine the OAE1a interval, the middle part of the Sarcheshmeh Formation in the Qale-Zoo section at the central part of the Kopet-Dagh Basin has been investigated based on calcareous nannofossils.

Material & Methods

The Qaleh-Zoo section is located 15 km to the northwest of Shirvan and 2.5 km to the west of Ziarat village at N 37°29'39" and E 57°48'07". The Sarcheshmeh Formation

*Corresponding authors

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

with 713 m thickness in Qaleh-Zoo section is conformably overlies the Tiran Formation and is in turn overlain by the Sanganeh Formation. Regarding calcareous nannofossil biostratigraphic analysis of the Sarcheshmeh Formation (Gholamifard et al. 2016), 305 m thickness (from sample 110 to 196) with 86 samples from NC6A to NC7A biozones were analyzed in detail. Calcareous nannofossil paleoecology and calcimetry were performed in these samples to determine the OAE1a event. The studied interval mainly consists of shale, marl, argillaceous limestone and limestone. For biostratigraphic analysis, all of the samples were processed using the gravity settling technique (Bown and Young 1998) and the prepared slides were observed under a Leica DMLP Pol light microscope at $\times 1000$ magnification. For paleoecological analysis a semi-quantitative count was done according to Burnett et al. (1998) and the taxa are classified into abundant (A= more than 10 species per field of view), common (C= 1 to 10 species per field of view), Few (F= one species in 2 to 50 fields of view) and rare (R= one species in more than 50 fields of view).

The carbonate calcium content of the sediments is also measured with Schibler calcimeter by measuring the amount of CO_2 gases released during the analysis as follow:

$$\text{CaCO}_3\% = 1/2 \times 0/2 \times \delta\text{H}(\text{sample}) / \text{weight}(\text{sample}) / \delta\text{H}(\text{standard}) \times 100$$

Discussion of Results & Conclusions

The calcareous nannofossils of the studied interval include species with global distribution (such as *Watznaueria* spp., *Rhagodiscus* spp., *Zeugrhabdotus* spp., *Micrantholithus* spp. and so on) and nanoconids (commonly found in the Tethys Basin). According to calcareous nanofossil data, the oceanic anoxic event 1a of the early Aptian has been reported in various parts of the world from the upper parts of the *Chiastozygus litterarius* (NC6) and the first part of *Rhagodiscus angustus* (NC7A) biozones (Erba 1994, 2004). Regarding calcareous nannofossil biostratigraphy of the studied interval, the presence of these biozones at the studied succession was determined. Paleoecological studies indicate of nanoconid crisis and low calcium carbonate content of sediments from sample 128 to 157 at the studied succession (upper part of NC6 zone and beginning of NC7A subzone) that must be the result of early Aptian OAE1a at the middle part of Sarcheshmeh Formation. This interval can be correlated with OAE1a that is identified at the western Kopet-dagh Basin (Takal Kuh section) in the first part of Sanganeh Formation by Mahanipour et al. (2011).

شواهدی از ثبت رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین (OAE1a) در کپه‌داغ مرکزی (برش قلعه‌زو) با تأکید بر اجتماعات نانوفسیلی

اعظم غلامی فرد*، دکترای چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشگاه شهیدبهشتی،

تهران، ایران

azam_gh_f@yahoo.com

انوشیروان لطفعلی کنی، دانشیار، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ایران

anoshirvan.kani@gmail.com

اعظم ماهانی پور، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

a_mahanipour@uk.ac.ir

امیرمحمد جمالی، دکتری، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

amjgeo@yahoo.com

فریبا فروغی، استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

fariba.foroughi86@gmail.com

چکیده

در مطالعه حاضر، بخش میانی رسوبات سازند سرچشمه در برش قلعه‌زو واقع در مرکز حوضه کپه‌داغ از نظر ثبت رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین (OAE1a) بررسی شد؛ این رخداد در بازه زمانی آپسین پیشین در زون NC6 از بایوزون‌های نانوفسیلی و در مقیاس جهانی ثبت شده است. در مطالعه حاضر، بخش‌های انتهایی بایوزون نانوفسیلی NC6A تا بخش‌های ابتدایی بایوزون NC7A (سن آپسین پیشین) در سازند سرچشمه بررسی شدند. در برش مورد مطالعه، پالئواکولوژی نانوفسیل‌های آهکی و میزان درصد کربنات کلسیم به‌منظور تعیین محدوده رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین OAE1a بررسی شدند. کاهش درخور توجه فراوانی نانوکونیدهای آهکی یا حضورنداشتن آنها در زیرزون NC6B -هم‌زمان با کاهش درصد کربنات کلسیم نمونه‌ها- مؤید تأثیر رخداد غیرهوازی اقیانوسی در محدوده مورد مطالعه (۵۵ تا ۱۸۰ متری توالی مورد مطالعه) است. بر اساس داده‌های یادشده (داده‌های نانوفسیلی و کلسیمتری)، ثبت رخداد غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آپسین در بخش‌های میانی سازند سرچشمه درخور مقایسه با ثبت این رخداد از غرب حوضه کپه‌داغ (برش تکل‌کوه) است. **واژه‌های کلیدی:** حوضه کپه‌داغ، رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین، سازند سرچشمه، نانوفسیل‌های آهکی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۴۰۴۸۷۰۳

مقدمه

ممکن است تا فلات قاره گسترش یابد و خود، معلول تغییرات ناگهانی در سیستم اتمسفر- اقیانوس جهان است. اگرچه رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی ابتدا با رسوبات دریایی غنی از کربن (شیل سیاه) مشخص می‌شدند، جنکینز (Jenkyns 2010) بیان کرد این پدیده تنها به شیل‌های غنی از مواد آلی منحصر نیست. مطالعه‌های دقیق‌تر نشان دادند تنها اعتماد به توزیع چینه‌شناسی مواد آلی در تعیین این رخدادها کافی نیست؛ زیرا تغییرات محلی ته‌نشست‌ها و شرایط دیاژنتیکی در حفظ یا رقیق‌شدگی (dilution) این قبیل مواد تأثیر دارند (Tsikos et al. 2004)؛ بنابراین رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی، تغییرات شدید اقلیم و وضعیت اقیانوس‌شناسی را در خود ثبت کرده‌اند و اختلال اساسی در چرخه جهانی کربن را در پی داشته‌اند که این اختلال با دوره‌هایی از دفن زیاد کربن آلی و پیرو آن، کم‌شدن دی‌اکسیدکربن در اتمسفر دنبال شده است. شیل‌های سیاه از نظر جغرافیایی محدودند، اما بیشتر رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی را می‌توان با توجه به روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ و ناهنجاری‌های مثبت و منفی در همه‌جا و به شکل جهانی ردیابی کرد (Scholle and Arthur 1980; Menegatti et al. 1998; Schouten et al. 2003; Jenkyns 2003; Herrle et al. 2004). به نظر می‌رسد رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی با جدایش و انباشت دی‌اکسیدکربن جو به شکل تنظیم‌کننده (thermostat) مؤثر برای زمین گلخانه‌ای عمل می‌کنند و باعث مخدوش شدن گرمایش جهانی طولانی مدت می‌شوند (Takashima et al. 2006).

حادثه غیرهوازی اقیانوسی در زمان آپسین پیشین (OAE1a) یکی از مهم‌ترین حوادث از نظر دمایی و فاصله زمانی است؛ این رخداد در بازه زمانی آپسین پیشین و زون NC6 از بایوزون‌های نانوفسیلی و در مقیاس جهانی ثبت شده و در آن، شرایط بی‌هوازی حداقل برای یک میلیون سال ادامه داشته است (Erba 2004). نانوپلانکتون‌های آهکی یکی از گروه‌های پلانکتونی بسیار فراوان در دریاها هستند که تغییرات در مجموعه آنها، بازتابی از تغییرات درجه حرارت و میزان مواد غذایی است (Herrle & Mutterlose 2003; Herle 2003; Tremolada et al. 2006). در اجتماع نانوفسیل‌های آهکی،

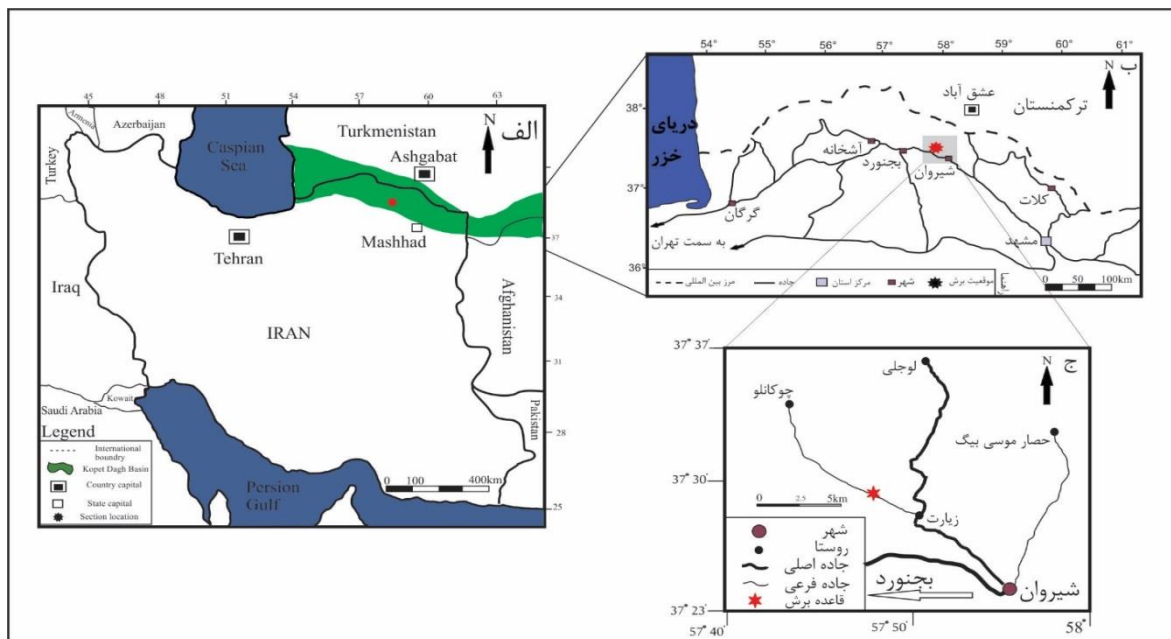
شرایط اقلیمی کره زمین تغییرات بسیاری را با تناوب از شرایط گلخانه‌ای به یخچالی طی فانروزوئیک متحمل شده است (Frakes et al. 1992). دوره زمانی آپسین تا تورونین را می‌توان نمونه‌ای عالی از شرایط گلخانه‌ای دانست (Jenkyns 2003; Jenkyns 1999) که به علت فعالیت ولکانیکی شدید جهانی در آن (Stanley and Hardie 1998; Jones and Jenkyns 2001)، مقادیر زیاد دی‌اکسیدکربن (۳۵۰۰ پی‌پی‌ام) در اتمسفر موجود بوده است (Bice et al. 2006)؛ سیر تکامل تکتونیک صفحه‌ای در ایجاد این گرمایش جهانی مؤثر بوده است (Poulsen et al. 2003; Miller et al. 2005; Pucéat et al. 2007) و سازمان‌دهی سیستم گردش آب اقیانوس‌های جهانی طی باز یا بسته‌شدن گذرگاه‌های اقیانوسی (Kuypers et al. 2002; Wagner and Pletsch 1999) نیز ممکن است در تغییرات بلندمدت اقلیمی این برهه زمانی مؤثر بوده باشد (Weissert et al. 1998; Poulsen et al. 2003). گرم‌شدگی جهانی با سرعت گرفتن چرخه هیدرولوژیکی، افزایش هوازگی قاره‌ای، افزایش ورود مواد غذایی به درون اقیانوس‌ها و دریاچه‌ها، تقویت بالآمدگی (Upwelling) و افزایش حاصلخیزی آلی همراه است؛ افزایش ریزش و اکسیدشدن مواد آلی، کاهش اکسیژن در ستون آب را در پی دارد. در شرایط خاص به‌ویژه در اقیانوس‌های محصور و گذرگاه‌های آبی، شرایط پالئوجغرافی و ورودی رودخانه‌ای زیاد به چینه‌بندی متراکم در آب‌ها کمک می‌کند و شرایط فقیر از اکسیژن تا بی‌اکسیژن و سرانجام یوکسینیک (Euxinic) (شرایط ویژه‌ای از حالت بی‌هوازی که دریا نه تنها اکسیژن ندارد، از سولفید هیدروژن نیز اشباع است) به آسانی ایجاد می‌شود. طی دوره‌های زمین‌شناسی معین، گسترش زون حداقل اکسیژن با تراکم رسوبات دریایی غنی از مواد آلی همراه بوده است (Jenkyns 2010) که با عنوان رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی (OAE) شناخته می‌شوند؛ نخستین بار شلانگر و جنکینز (Schlanger and Jenkyns 1976) این رخداد را معرفی کردند و ته‌نشست رسوبات غنی از کربن آلی را به علت توسعه زون حداقل اکسیژن طی برهه کوتاهی از زمان (نیم تا یک میلیون سال) در اقیانوس‌های جهان دانستند که

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری غرب شیروان، در حدود ۲/۵ کیلومتری روستای زیارت و با مختصات طول جغرافیایی $37^{\circ} 07' 48''$ شرقی و عرض جغرافیایی $39^{\circ} 29' 37''$ شمالی (قاعده برش) قرار دارد. دسترسی به این برش از طریق جاده آسفالتی بجنورد- شیروان امکان‌پذیر است (شکل ۱، ب و ج). ضخامت رخنمون سازند سرچشمه در این برش ۷۱۳ متر است که به شکل هم‌شیب روی آهک‌های سازند تیرگان قرار دارد. سازند سنگانه به شکل هم‌شیب روی سازند سرچشمه واقع است. در پژوهش حاضر پس از مطالعه بایوزون‌بندی کل برش (Gholamifard et al. 2016) بر اساس نانوفسیل‌های آهکی و احراز زمان رسوبات یادشده، توالی‌ای از این برش شامل ۸۶ نمونه (از نمونه ۱۱۰ تا ۱۹۶ برش قلعه‌زو با ضخامت ۳۰۵ متر از بخش‌های میانی تا انتهایی سازند سرچشمه) از نظر پالئوآکولوژی و کلسیمتری به منظور تعیین محدوده رخداد OAE1a مطالعه شد. سنگ‌شناسی این توالی عموماً شامل شنیل با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک‌های رسی یا مارن است.

بحران نانوکونیدی (نادربودن یا حضورنداشتن آنها) حادثه‌ای جهانی و شاخص رخداد OAE1a است (Erba 1994 & 2004)؛ همچنین طی این برهه، درصد کربنات کلسیم رسوبات بسیار کم است (Erba & Tremolada 2004).

کرتاسه در حوضه رسوبی کپه‌داغ، یکی از کامل‌ترین و ستبرترین نهشته‌های ایران را دارد و سازند سرچشمه از رسوبات دوره کرتاسه در این حوضه است (Afshar-Harb 1994). در مطالعه حاضر به منظور تعیین محدوده OAE1a، بخشی از سازند سرچشمه در برش قلعه‌زو در غرب حوضه کپه‌داغ مطالعه شد. حادثه OAE1a در حوضه کپه‌داغ تاکنون از دو برش (تکل کوه و آمدند) از بخش‌های ابتدایی سازند سنگانه و مرز سازندهای سرچشمه و سنگانه معرفی شده است (Mahanipour et al. 2011; Mahanipour et al. 2011; Raisossadat and Mahboubi 2011). برش تکل کوه تنها برشی است که حادثه OAE1a با بررسی شواهد نانوفسیل‌های آهکی در آن مطالعه شده است (Mahanipour et al. 2011; Mahanipour et al. 2012). هدف مطالعه حاضر، بررسی رخداد غیرهوازی اقیانوسی در رسوبات آپسین پیشین سازند سرچشمه در برش قلعه‌زو بر اساس نانوفسیل‌های آهکی است.



شکل ۱- الف. موقعیت جغرافیایی حوضه رسوبی کپه‌داغ در ایران و کشورهای همسایه (Berberian and King 1981 با اندکی تغییرات)، ب.

موقعیت برش مورد مطالعه در منطقه کپه‌داغ (Afshar-Harb 1994 با اندکی تغییرات)، ج. راه دسترسی به برش مورد مطالعه

$$\text{CaCO}_3\% = 1/2 \times 0/2 \times \delta H(\text{sample}) / \delta H(\text{standard}) \times 100$$

زیست‌چینه‌نگاری

در این توالی، تعداد ۴۹ گونه نانوفسیلی از ۲۵ جنس و متعلق به ۱۵ خانواده بر اساس (Perch-Nielsen 1985) و (Bown et al. 1998) شناسایی و نام‌گذاری شدند. زون‌بندی نانوفسیل‌های آهکی برای زمان آپسین در حوضه تیس را Manivit 1971، Roth 1973، Thierstein 1971 & 1973، Sissingh 1977، Bralower et al. 1993 & Perch-Nielson 1979 و 1978 پیشنهاد کرده‌اند؛ در برش مورد مطالعه، بایوزون‌های راث (Roth 1978) که برالوئر و همکاران (Bralower et al. 1993) (1995) & تغییراتی در آن داده‌اند، استفاده شدند. بایوزون‌های ارائه‌شده بر اساس نخستین حضور (First Occurrence=FO) و آخرین حضور (Last Occurrence=LO) گونه‌ها و از نوع زون بینابینی (Interval Zone) هستند. بایوزون‌های نانوفسیلی در این توالی از برش قلعه‌زو به ترتیب از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۲):

بایوزون نانوفسیلی NC6: *Chiastozygus litterarius* zone

این بایوزون از نخستین حضور گونه *Rucinolithus irregularis* تا نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* را شامل می‌شود. محدوده زمانی این بایوزون، آپسین پیشین است؛ به علت عدم حفظ‌شدگی و مشاهده گونه *Rucinolithus irregularis* در نمونه‌های برداشت‌شده طی مطالعه حاضر، موقعیت مرز زیرین این زون در این توالی مشخص نشد و مرز بالایی زون در نمونه ۱۵۵ (۱۷۳ متری) توالی و با نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* تعیین شد. دو زون فرعی در این بایوزون قرار دارند که نخستین زیرزون، NC6A است؛ این بایوزون فرعی، نخستین حضور *Rucinolithus irregularis* تا آخرین حضور *Conusphaera rothii* را در بر می‌گیرد و محدوده زمانی آن، ابتدای آپسین پیشین است. بایوزون فرعی NC6B معرف انتهای آپسین پیشین است و

روش آماده‌سازی و مطالعه

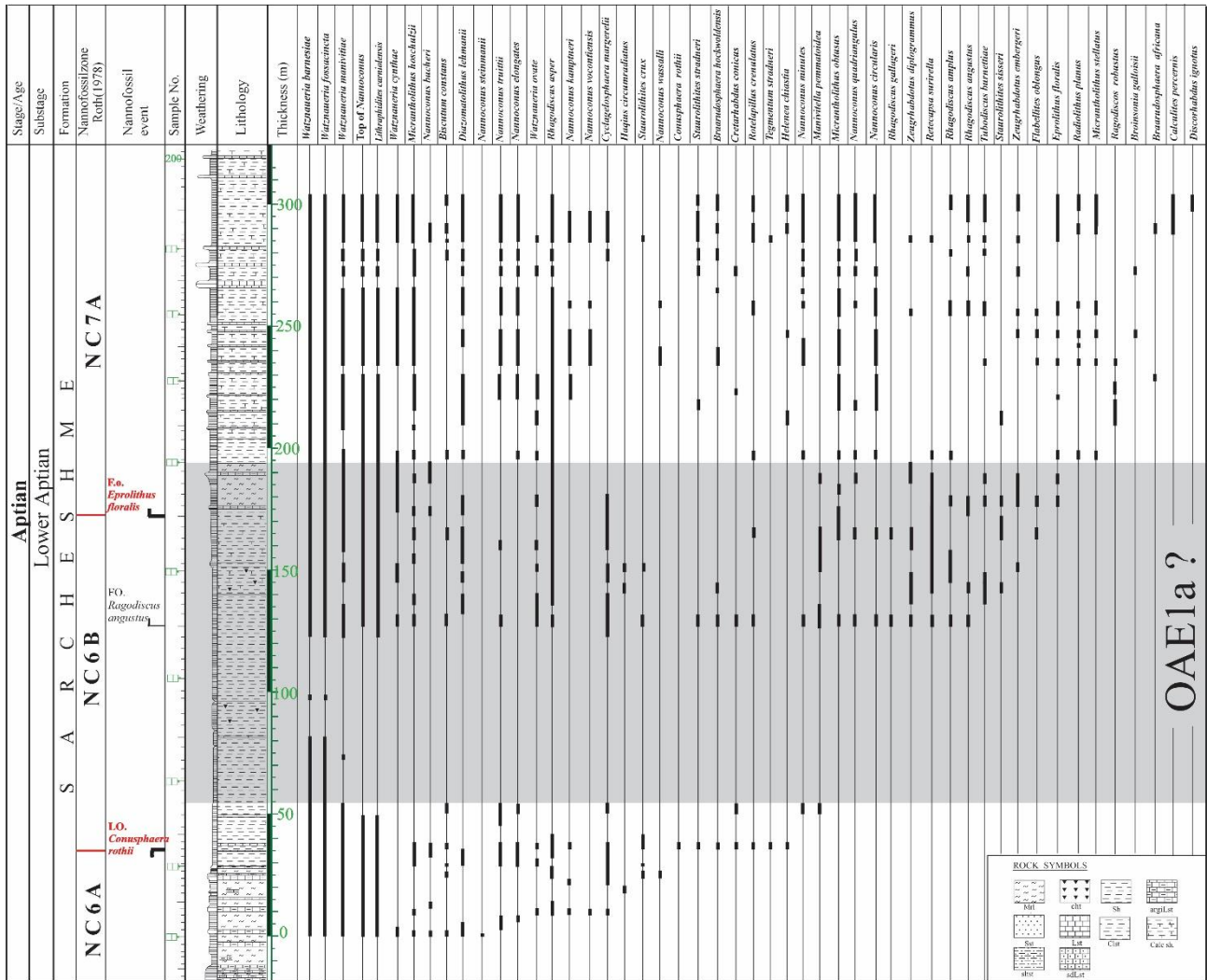
به منظور مطالعه‌های بیواستراتیگرافی بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در توالی مورد مطالعه، نمونه‌ها با فاصله تقریبی ۴ متر و از نمونه‌های تازه و بدون هوازدگی برداشت شدند. به منظور آماده‌سازی نانوفسیل‌ها در مطالعه حاضر، روش ته‌نشست ثقلی (Gravity Settling) که یکی از روش‌های استاندارد تهیه مقاطع نانوفسیلی است (Bown and Young 1998)، استفاده شد. به منظور مطالعه‌های میکروسکوپی، تعداد ۸۶ اسلاید از نمونه‌های برداشت‌شده از برش قلعه‌زو آماده و مطالعه شدند؛ اسلایدهای تهیه‌شده با میکروسکوپ نوری پلاریزان Nikon، مدل Optiphot II Pol و با بزرگ‌نمایی $\times 1000$ بررسی شدند. پس از انجام مطالعه‌های بیواستراتیگرافی، نانوفسیل‌های آهکی موجود در توالی مورد مطالعه از نظر آماری بررسی شدند. گونه‌های نانوفسیلی موجود در اسلایدهای میکروسکوپی شمارش و فراوانی نسبی آنها تعیین شد. بر اساس روش برنت (Burnett et al. 1998)، فراوانی به شکل نیمه‌کمی در نظر گرفته شد و گونه‌های با فراوانی بیش از ۱۰ عدد در هر میدان دید (FOV)، گونه فراوان (Abundant=A)؛ گونه‌های با فراوانی بین ۱ تا ۱۰ عدد در هر میدان دید، گونه معمول (Common=C)؛ یک گونه در ۲ تا ۵۰ میدان دید، گونه با فراوانی کم (Few=F) و یک گونه در بیش از ۵۰ میدان دید، گونه نادر (Rare=R) در نظر گرفته شد. نمونه‌های برداشت‌شده از توالی مورد مطالعه از نظر میزان کربنات‌کلسیم آزمایش شدند. درصد کربنات‌کلسیم در نمونه‌های یادشده به ترتیبی که شرح داده می‌شود و به روش کلسیمتری فشاری اندازه‌گیری شد: مقدار ۰/۹ گرم از پودر نمونه رسوب با ۲۰ میلی‌لیتر آب مخلوط و با ۵ میلی‌لیتر کلریدریک اسید ۴ مولار واکنش داده شد؛ این واکنش در بطری مخصوص دستگاه کلسیمتری Schibler انجام شد و اختلاف ارتفاع ناشی از فشار نسبی دی‌اکسیدکربن حاصل از واکنش، درصد کربنات‌کلسیم را مشخص کرد. رابطه اعمال‌شده برای تعیین درصد کربنات‌کلسیم (CaCO_3) نمونه‌ها به شکل زیر است:

نخستین زیرزون، NC7A است؛ این بایوزون فرعی، نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* تا آخرین حضور *Micrantholithus* spp. را در بر می‌گیرد. محدوده زمانی این بایوزون فرعی، انتهای آپسین پیشین تا ابتدای آپسین پسین است. مرز پایینی این بایوزون فرعی در نمونه ۱۵۵ (۱۷۳ متری توالی) با نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* تعیین شد و مرز بالایی آن به علت اینکه گونه‌های جنس *Micrantholithus* تا انتهای توالی مشاهده می‌شوند، در بالاتر از این توالی واقع است (Gholamifard et al. 2016).

آخرین حضور *Conusphaera rothii* تا نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* را شامل می‌شود. گونه *Conusphaera rothii* در برش قلعه‌زو در نمونه Qz-123 و در ضخامت ۳۶ متری توالی مورد مطالعه مشاهده شد.

بایوزون نانوفسیلی NC7: *Rhagodiscus angustus* zone

این بایوزون از نخستین حضور گونه *Eprolithus floralis* تا نخستین حضور گونه *Prediscosphaera columnata* را شامل می‌شود. محدوده زمانی این بایوزون، انتهای آپسین پیشین-آپسین پسین است. سه زیرزون در این بایوزون قرار دارند که



شکل ۲- جدول پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی و زون‌بندی بر مبنای گونه‌های شاخص نانوفسیلی در توالی مورد مطالعه

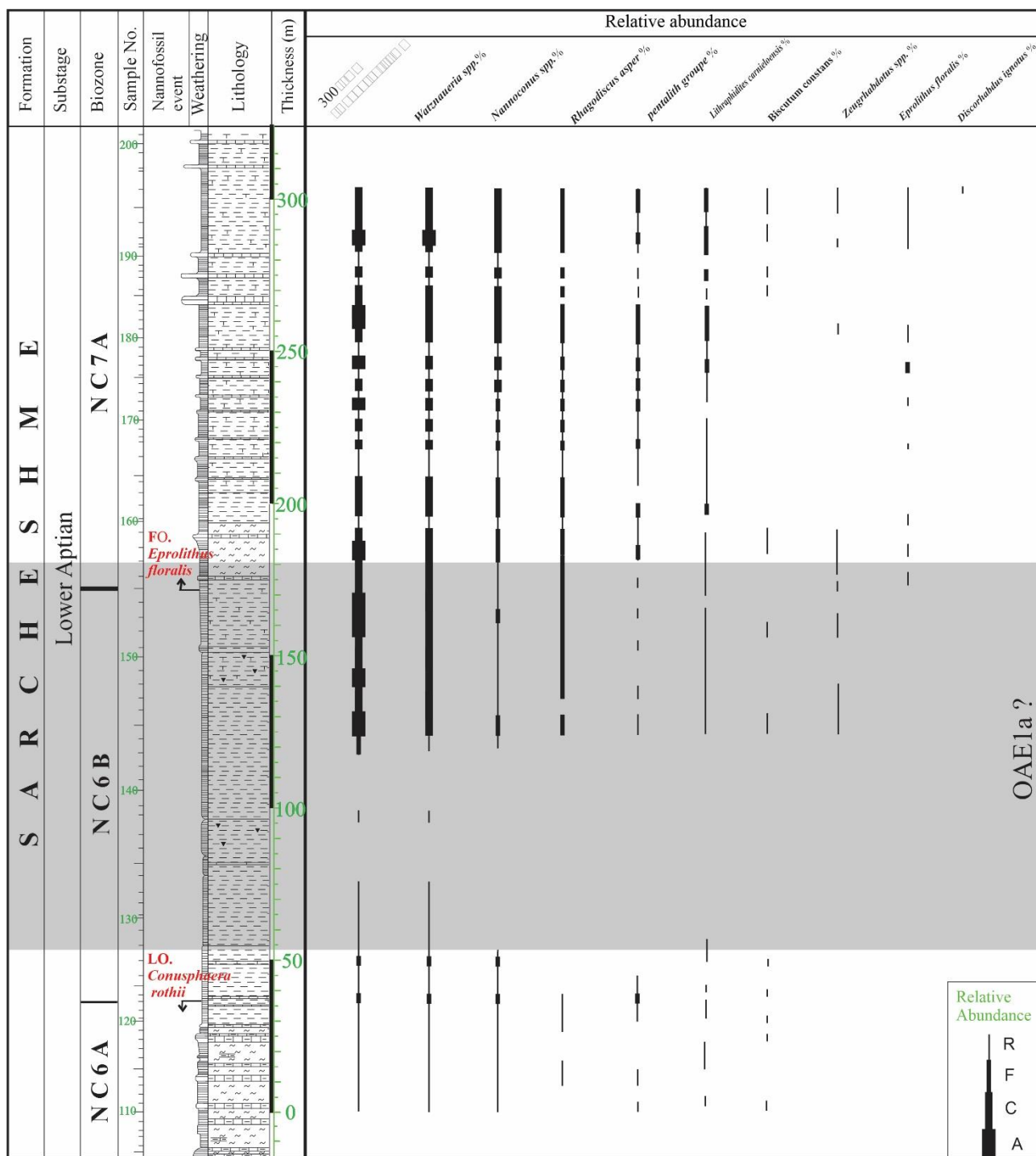
پالئوآکولوژی

وضعیت توزیع و تغییر فراوانی مجموعه نانوفسیل‌های آهکی توسط عوامل محیط دیرینه (paleoenvironmental factor) نظیر دسترسی به میزان مواد غذایی، دما و شوری سطح آب کنترل می‌شود. تعدادی از شاخص‌های مربوط به محیط‌های دیرینه در کرتاسه تشخیص داده شده‌اند؛ برای نمونه، گونه *Watznaueria barnesae* معمولاً با آب‌های سطحی گرم و الیگوتروف (حاصلخیزی کم) ارتباط دارد (Herrle 2003; Tremolada et al. 2006). گونه‌های کوچک جنس *Zeugrhabdotus* و گونه‌های *Biscutum constans* و *Discorhabdus ignotus* از نشانه‌های آب‌های سطحی مزو تا یوتروفیک (حاصلخیزی متوسط تا زیاد) هستند (برای نمونه، *Rhagodiscus* (Herrle 2003; Tremolada et al. 2006). گونه‌های *Lithraphidites carniolensis* و *asper* گرم (برای نمونه، Mutterlose 1987 & 1989 و Premoli Silva et al. 1989) و گونه *Eprolithus floralis* عموماً شاخص آب سرد تفسیر می‌شود. نانوکونیدها (Nannoconids) عموماً در حاشیه حوضه تبتیس دیده می‌شوند (Thierstein 1976) و در محیط‌های اقیانوسی (برای نمونه، Bown 2005) و همچنین آب‌های سرد (برای نمونه، Pauly et al. 2012) غایبند؛ آنها در محیط نرتیک و زون نوری عمیق ساکنند و در جایی که آب سطحی الیگوتروف و شفاف است، تکثیر می‌یابند (Aguado et al. 2014). جنس‌های *Micrantholithus* و *Braarudosphaera* (پنتالیت‌ها) مانند نانوکونیدها به‌عنوان جنس و گونه نرتیک و حاشیه‌ای، اما با گستره جغرافیایی وسیع‌تر در نظر گرفته می‌شوند که در محیط‌های اقیانوسی غایب یا نادرند؛ همچنین این جنس‌ها را در ارتباط با محیط دارای میزان مواد غذایی زیاد،

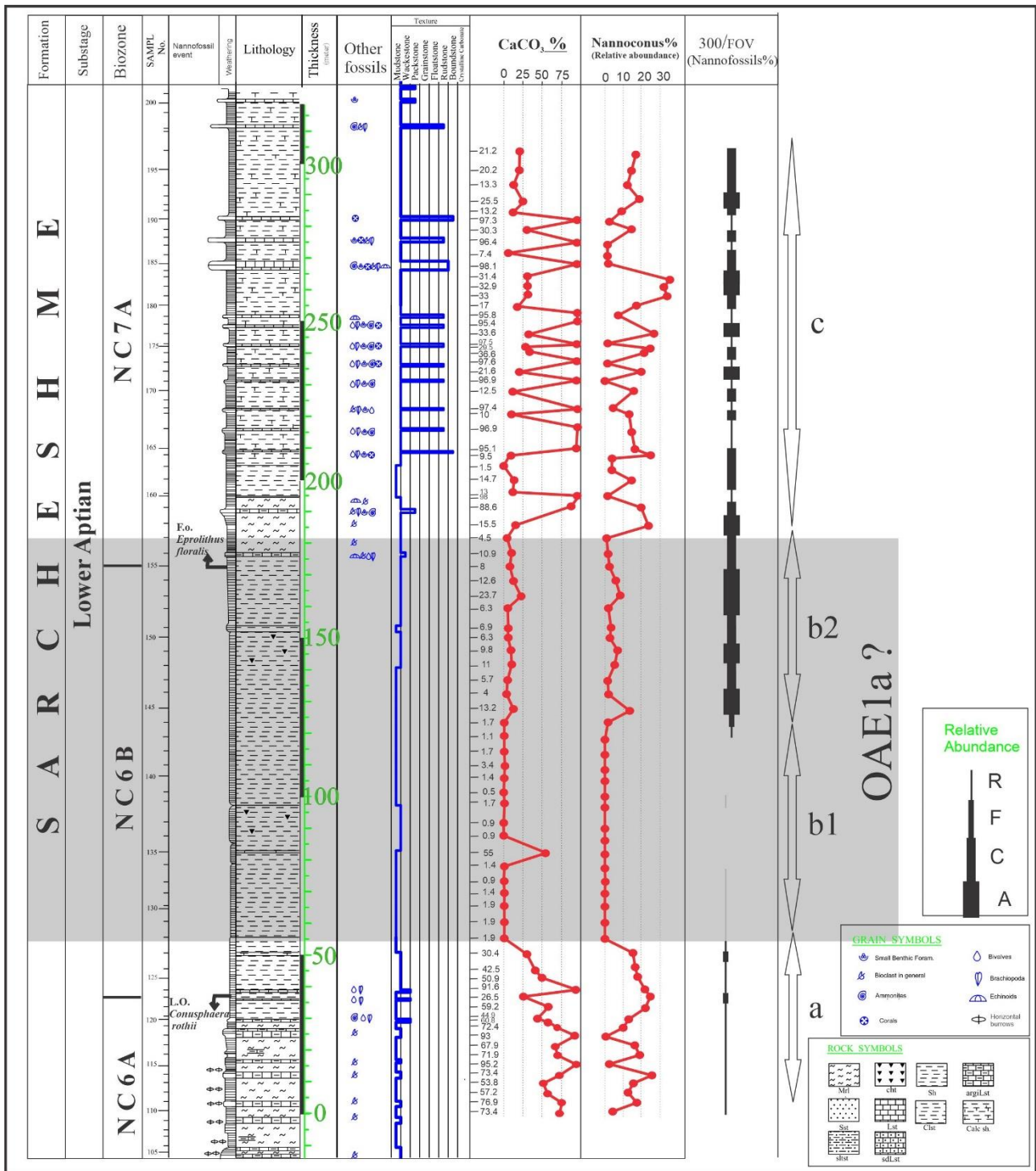
آب‌های سطحی گرم با شوری کم و نوتریکالین عمیق در نظر می‌گیرند (Bown 2005). فراوانی نسبی برخی از جنس‌ها و گونه‌های مهم از نظر پالئوآکولوژی در شکل ۳ آورده شده است.

تعیین مقادیر کربنات کلسیم

باتوجه به متوسط میزان کربنات کلسیم نمونه‌ها در این توالی، سه محدوده a (میزان متوسط کربنات کلسیم زیاد)، b (میزان متوسط کربنات کلسیم زیر ۱۰ درصد) و c (میزان متوسط کربنات کلسیم میانه) در این توالی تفکیک می‌شوند. متوسط کربنات کلسیم در نمونه‌های بخش a (شکل ۴) ۶۳/۴۸ درصد است و از ۲۶/۴۹ تا ۹۵/۲۳ درصد نوسان دارد. میزان متوسط کربنات کلسیم در بخش b1 (به‌غیر از یک نمونه با ۵۵ درصد کربنات) ۱/۵ درصد است و از ۰/۹ تا ۱/۹ درصد نوسان دارد؛ نمونه‌های این بخش نانوفسیل ندارند. در بخش b2، نمونه‌ها به‌طور متوسط ۹/۵ درصد کربنات دارند که از ۴/۰۳ تا ۲۳/۷۴ درصد در نوسان است؛ نمونه‌های این محدوده حفظ‌شدگی نانوفسیلی خوبی دارند. بخش c نمونه‌هایی با متوسط کربنات ۴۵/۵ درصد را شامل می‌شود که از ۱/۵ تا ۹۸/۰۸ درصد در نوسان است. فراوانی کم و حفظ‌شدگی ضعیف نانوفسیل‌های آهکی را در زمانی که درصد کربنات کلسیم بسیار زیاد است، ناشی از آثار دیاژنز در نظر می‌گیرند (Oliver et al. 2004)؛ این وضعیت در نمونه‌های با درصد بسیار زیاد کربنات و عموماً بدون نانوفسیل و حفظ‌شدگی مطلوب نانوفسیلی در نمونه‌های با درصد کربنات کمتر در بخش c مشهود است.



شکل ۳- فراوانی نسبی برخی از جنس و گونه‌های مهم نانوفسیلی در توالی مورد مطالعه



شکل ۴- درصد کربنات کلسیم و درصد نانو کونیدها در توالی مورد مطالعه

بخش‌های بالایی بایوزون نانوفسیلی *Chiastozygus litterarius* (NC6) و بخش‌های ابتدایی بایوزون *Rhagodiscus angustus* (NC7A) گزارش شده است (Erba)

بحث بر اساس داده‌های مربوط به نانوفسیل‌های آهکی، رخداد غیرهوازی اقیانوسی ابتدای آپسین در نقاط مختلف دنیا از

نشانه‌های آب‌های سطحی مزو تا یوتروفیک هستند، در این بخش ثبت شدند؛ متوسط درصد کربنات‌کلسیم نیز در این بخش کم است. در بخش c، تعداد نانوفسیل‌ها از معمول تا فراوان متغیر است. جنس *Watznaueria* در این بخش عموماً حضور معمول دارد و فراوانی نسبی نانوکونیدها از کم تا معمول است و ممکن است ناشی از ایجاد شرایط مناسب از نظر پالئوآکولوژی باشد که اجازه حضور دوباره را به نانوکونیدها داده است؛ بنابراین نبود یا حضور کم‌رنگ نانوکونیدها و به موازات آن، درصد کم کربنات‌کلسیم رسوبات در بخش b، یعنی نمونه ۱۲۸ تا ۱۵۷ توالی مورد مطالعه، ممکن است ناشی از رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین OAE1a در این بخش از سازند سرچشمه باشد. از آنجاکه درصد کربنات‌کلسیم در ناحیه -نسبت‌داده‌شده به رخداد OAE1a- کمتر از حساسیت دستگاه‌ها برای تجزیه و تحلیل ایزوتوپ کربن ۱۳ بود، از انجام این تجزیه و تحلیل برای قطعی شدن ثبت این رخداد در مطالعه حاضر محروم شدیم. در تنها گزارش این رخداد از برش تکل‌کوه در غرب حوضه کپه‌داغ (Mahanipour et al. 2011)، درصد کربنات‌کلسیم کم در محدوده‌ای که نانوکونیدها نادرند، مشاهده شده است؛ با وجود این، متوسط کربنات‌کلسیم در آن به حدی بوده است که تجزیه و تحلیل ایزوتوپ کربن ۱۳ روی نمونه‌ها انجام و ناهنجاری‌های کاهشی و افزایشی در منحنی آنالیز یادشده ثبت شده است. مقایسه محدودۀ رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین (OAE1a) در برش تکل‌کوه که واجد کنترل ایزوتوپی است با محدودۀ احتمالی این رخداد در توالی مورد مطالعه در شکل ۵ آورده شده است. گفتنی است در برش تکل‌کوه که در غرب حوضه کپه داغ قرار دارد، رخداد غیرهوازی اقیانوسی در بخش‌های ابتدایی سازند سنگانه و در بخش‌های بالایی بایوزون NC6 و بخش‌های ابتدایی بایوزون نانوفسیلی NC7 قرار دارد؛ درحالی‌که در برش مورد بررسی، این رخداد در بخش‌های میانی سازند سرچشمه و در زیرزون NC6B ثبت شده است و این مطلب

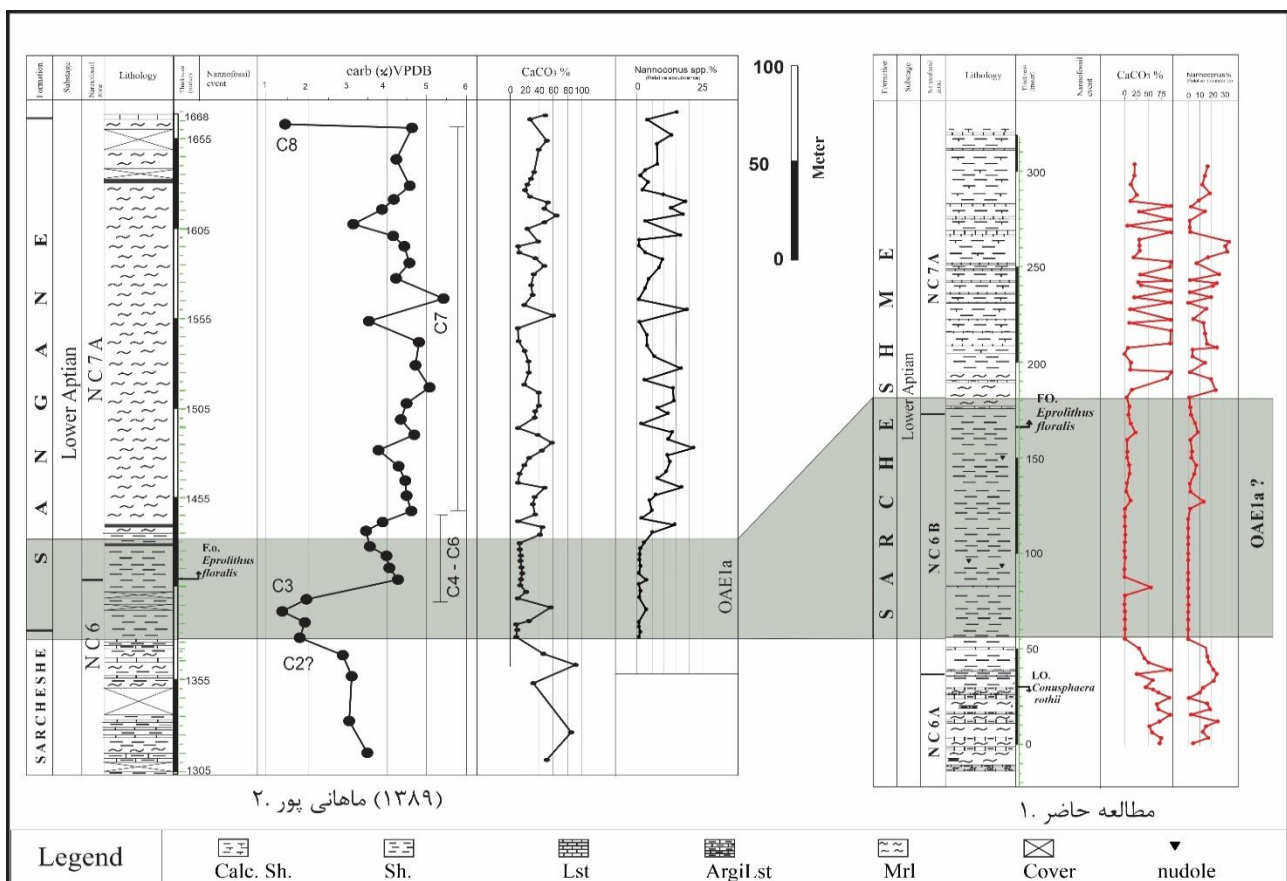
(1994, 2004). پس از مطالعه بیواستراتیگرافی و اطمینان یافتن از حضور بایوزون‌های یادشده، بررسی پالئوآکولوژی و کلسیمتری در نمونه‌ها انجام شد تا در صورت امکان بتوان رخدادهای غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین را بر اساس نانوفسیل‌های آهکی مطالعه کرد.

حفظ‌شدگی نانوفسیل‌های آهکی در توالی مورد مطالعه از ضعیف تا خوب (بر اساس Roth 1983) در نوسان است و آثار انحلال غالباً در نمونه‌های فسیلی مشاهده می‌شود. در بررسی‌های پالئوآکولوژی مشخص شد فراوان‌ترین گونه‌ها در مطالعه حاضر، *Watznaueria barnesae* و *Watznaueria fossacincta* هستند. فراوانی نسبی نانوفسیل‌های آهکی در بخش a (شکل ۴) نادر تا کم است و عمده نانوفسیل‌های موجود در این بخش، جنس‌های *Watznaueria* و *Nannoconus* هستند. بخش b1 عموماً بدون نانوفسیل است (قابل مقایسه با وضعیت بخشی از محدوده OAE1a در برش لافرونتر در جنوب اسپانیا؛ Aguado et al. 2013) یا تنها گونه‌های *Watznaueria* به‌طور نادر حضور دارند. متوسط کربنات‌کلسیم در این بخش (به‌استثنای یک نمونه) بسیار کم است که ممکن است ناشی از افزایش دی‌اکسیدکربن جو طی رخداد غیرهوازی اقیانوسی باشد. در بخش b2، نانوفسیل‌های آهکی از معمول تا فراوان در اسلایدها مشاهده می‌شوند؛ درحالی‌که نانوکونیدها به‌طور نادر در آن دیده می‌شوند (فراوانی نسبی آنها تنها در دو نمونه از وضعیت نادر به کم تغییر می‌کند). از آنجاکه نانوکونیدها، شکل‌های مقاوم در برابر دیاژنز هستند، کاهش شدید فراوانی این گروه را بیشتر می‌توان با عوامل محیطی مرتبط دانست تا تأثیر عوامل دیاژنزی (Tremolada et al. 2006)؛ کاهش نانوکونیدها در این بخش را می‌توان به میزان زیاد مواد غذایی (آب سطحی یوتروف) طی رخداد غیرهوازی اقیانوسی مربوط دانست (نانوکونیدها عموماً در جایی که آب سطحی الیگوتروف و شفاف است، تکثیر می‌یابند). گونه‌های کوچک جنس *Zeughrabdotos* و گونه *Biscutum constans* که از

چنین استنباط می‌شود که در زمان نهشته‌شدن این توالی، آب‌های گرم در منطقه غالب بوده‌اند. گونه *Watznaueria barnesae* (الیگوتروفیک) که در بخش‌های بالایی توالی غالب است، در برابر انحلال بسیار مقاوم است و غالب‌بودن این گونه به همراه نادر بودن یا حضورنداشتن جنس و گونه‌های ظریف از جمله *constans Biscutum* و *Discorhabdus ignotus* (مزو تا یوتروفیک) نشان از تغییرات دیاژنتیکی دارد که به افزایش درصد فراوانی گونه *Watznaueria barnesae* منجر شده است؛ این مطلب در سایر مطالعه‌ها نیز مشاهده می‌شود (Tremolada et al. 2006).

به‌علت تغییر سن تدریجی سازندهای سرچشمه از سمت غرب به‌سمت مرکز و شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ است؛ به‌طوری‌که سن سازندهای سرچشمه و سنگانه از سمت غرب به‌سمت شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ جوان‌تر می‌شود (Mahanipour 2011).

گونه‌های *Rhagodiscus*, *Lithraphidites carniolensis* spp. و *Nannoconus* spp. به‌عنوان گونه‌های شاخص آب گرم از گونه‌های معمول در بخش‌های بالایی این توالی‌اند و باتوجه‌به اینکه گونه *Eprolithus floralis* به‌عنوان شاخص آب سرد از نمونه ۱۵۵ به بعد به‌طور نادر تا کم در نمونه‌ها دیده می‌شود و همچنین گونه‌های دیگر شاخص آب سرد (*Seribiscutum* و *Crucibiscutum*) در توالی حضور ندارند،



شکل ۵- مقایسه محدودۀ رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین (OAE1a) در برش تکل کوه (اقتباس از ماهانی پور و همکاران (Mahanipour et al. 2011) که واجد کنترل ایزوتوپی است با محدودۀ احتمالی این رخداد در توالی مورد مطالعه

نتیجه

نتایج مطالعه رسوبات بخشی از سازند سرچشمه در برش قلعه‌زو در غرب حوضه کپه‌داغ به شرح زیر است:

- اجتماع نانوفسیل‌های آهکی شامل نانوفسیل‌های آهکی با پراکنندگی جهانی (مانند *Watznaueria* spp., *Rhaghadiscus* spp. و *Zeugrhabdotus* spp. و غیره) و نانوکونیدها که عموماً در حوضه تیس یافت شده‌اند، وجود دارد.
- بررسی نانوفسیل‌های آهکی سازندهای سرچشمه در توالی مورد مطالعه به معرفی بایوزون‌های نانوفسیلی منجر شد که بر اساس زون‌بندی روث (Roth 1978)، بخش‌های بالایی زون NC6 و بخش‌های زیرین زیرزون NC7A برای این توالی تعیین شدند و با توجه به نانوفسیل‌های موجود در این برش و بر اساس الگوهای زیستی یادشده، سن آپسین پیشین تا بخش‌های ابتدایی آپسین پسین برای این توالی پیشنهاد می‌شود.
- با توجه به فراوانی نانوفسیل‌های شاخص آب گرم مانند *Lithraphidites* و *Rhaghadiscus asper* و *Eprolithus floralis* و کم یا نادر بودن *carniolensis* شاخص آب سرد و همچنین نبود گونه‌های دیگر شاخص آب سرد (*Seribiscutum* و *Crucibiscutum*)، چنین استنباط می‌شود که در زمان نهشته شدن این توالی، آب‌های گرم در منطقه غالب بوده‌اند.
- مطالعه‌های پالئوکولوژی نشان‌دهنده نبود یا حضور کم‌رنگ نانوکونیدها و به موازات آن، درصد کم کربنات‌کلسیم رسوبات در نمونه‌های ۱۲۸ تا ۱۵۷ توالی مورد مطالعه (بخش‌های بالایی زون NC6 و ابتدای زیرزون NC7A) بودند که ناشی از رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین پیشین OAE1a در این بخش از سازند سرچشمه و قابل مقایسه با تنها محدوده معرفی شده از رخداد غیرهوازی اقیانوسی آپسین (OAE1a) بر اساس نانوفسیل‌ها در کپه‌داغ (واجد کنترل ایزوتوپی) است.

References

- Afshar-Harb A. 1994. Geology of Kopet Dagh. In: Hushmandzadeh, A., (Ed.), Treatise on the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 275 p.
- Aguado R. Gea G.A. Castro J.M. Quijano, M. L. Naafs B. A. and Pancost R. D. 2014. Late Barremian-early Aptian dark facies of the Subbetic (Betic Cordillera, southern Spain): Calcareous nannofossil quantitative analyses, chemostratigraphy and palaeoceanographic reconstructions. *Palaeogeography, palaeoclimatologh Palaeoecology*, 395: 198-221.
- Bice, K.L. Birgel D. Meyers P.A. Dahl K.A. Hinrichs K. U. and Norris R.D. 2006. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO2 concentrations. *Paleoceanography*, 21, PA2002.
- Bown P.R. Rutledge D.C. Crux J.A. and Gallagher L.A. 1998. Lower Cretaceous In: *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Hall, London, 86-102.
- Bown P.R. and Young J.R. 1998. *Techniques: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Hall, London: 16-28.
- Bown P.R. 2005. Early to Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the northwest Pacific Ocean, Leg 198, Shatsky Rise. *Proceedings of the Ocean Drilling Program 198*: 1-82.
- Bralower T.J. Sliter W.V. Arthur M.A. Leckie R.M. Allard D.J. and Schlanger S.O. 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous: Pringle, M. et al. (Eds.), *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism: AGU Geophysical Monograph*, 77: 5-37.
- Bralower T.J. Leckie R.M. Sliter W.V. and Thierstein H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy: Berggren W.A. Kent D.V. Aubry M.P. Hardenbol J. (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: SEPM Special Publication*, 54: 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: 132-199.
- Erba E. 1994. Nannofossils and superplumes: the early Aptian 'nannoconid crisis'. *Paleoceanography*, 9: 483-501. Erba E. 2004. *Calcareous*

- Mahanipour A. Raisossadat S. N. and Kani A.L. 2012. Nannoplankton and Ammonoid evidence in the Early Aptian Oceanic Anoxic Event in the west of Kopet-Dagh Basin. *Sedimentary Facies Journal*, 28 (2): 83-96.
- Mahanipour A. Mutterlose J. Kani A.L. and Adabi M.H. 2011. Biostratigraphy of early Cretaceous (Aptian) calcareous nannofossils and the $\delta^{13}C_{carb}$ isotope record from NE Iran. *Cretaceous Research*, 32: 331-356.
- Mahanipour A. 2011. Biostratigraphy of Sarcheshmeh and Sanganeh formations based on Calcareous Nannofossils. Ph.D. thesis, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. 474p.
- Manivit H. 1971. Nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien –Masetrichtien). Essai de Biozation appuyée sur les stratotypes. Ph.D. Thesis, Université de Paris, France.
- Menegatti A.P. Weissert H. Brown R.S. Tyson R.V. Farimond P.A.S. and Caron M. 1998. High resolution $\delta^{13}C$ stratigraphy through the early Aptian Livello Selli of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, 13: 530-545.
- Miller K.G. Kominz M.A. Browning J.V. Wright J.D. Mountain G.S. Katz M.E. Sugarman P.J. Cramer B.S. Christie-Blick N. and Pekar S.F. 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310: 1293-1298.
- Mutterlose J. 1987. Calcareous nannofossils and belemnites as warm water indicators from the NW-German Middle Aptian. *Geologisches Jahrbuch Reihe*, 96: 293-313.
- Mutterlose J. 1989. Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west European Aptian: Crux, J.A., van Heck, S.E. (Eds.), *Nannofossils and Their Applications*. Ellis Horwood, Chichester: 122-144.
- Pauly S. Mutterlose J. and Alsen P. 2012. Early Cretaceous palaeoceanography of the Greenland–Norwegian Seaway evidenced by calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 90-91: 72-85.
- Perch-Nielsen K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils: Plankton stratigraphy. Cambridge Earth Science Series, New York: 329-435.
- Poulsen C.J. Gendaszek A.S. and Jacob R.L. 2003. Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? *Geology*, 31: 115-118.
- Premoli Silva I. Erba E. and Tornaghi M.E. 1989. Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in mid-Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the fucoid marls (central Italy). *Geobios Mem. Spec.*, 11: 225-236.
- nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85-106.
- Erba E. Tremolada F. 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nitrification episodes, atmospheric CO₂ and anoxia. *Paleoceanography* 19:1-18.
- Frakes L.A. Francis J.E. Syktus J.I. 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, 274 p.
- Gholamifard A. Kani A.L. and Mahanipour A. 2016. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Sarcheshmeh and Sanganeh formations at Qaleh Zoo section (West of Kopet-Dagh Basin). *Geoscience Scientific Quarterly Journal*, 25 (100): 199-208.
- Herrle J.O. 2003. Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). *Marine Micropaleontology* 47: 307-321.
- 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.
- Herrle J.O. Köbber P. Friedrich O. Erlenkeuser H. and Hemleben C. 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218:149-161.
- Jenkyns H.C. 1999. Mesozoic anoxic events and paleoclimate. *Zbl. Geol. Paläont. Teil. P.* 943-949.
- Jenkyns H.C. 2003. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Paleogene greenhouse world, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 361: 1885-1916.
- Jenkyns H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(3): 1-30.
- Jones C.E. and Jenkyns H.C. 2001. Sea water strontium isotopes, oceanic anoxic events, and the seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301: 112-149.
- Kuypers M.M.M. Pancost R.D. Nijenhuis I.A. and Damsté J.S.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: 1-13.

- Tsikos H. Jenkyns H.C. Walsworth-Bell B. Petrizzo M.R. Forster A. Kolonic s. Erba E. Premoli Silva I. Baas M. Wagner T. and Sinninghe Damsté J.S. 2004. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: Correlation and implications based on three key localities. *Journal of Geology Soc.*, 161: 711-719.
- Tremolada F. Erba E. and Bralower T.J. 2006. Late Barremian to early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin). *Cretaceous Research*, 27: 887-897.
- Schlanger S.O. and Jenkyns H.C. 1976. Cretaceous anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179-184.
- Scholle P. and Arthur M.A. 1980. Carbon isotopic fluctuations in pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 64: 67-87.
- Schouten S. Hopmans E.C. Forster A. van Breugel Y. Kuypers M.M.M. and Damsté J.S.S. 2003. Extremely high sea-surface temperatures at low latitudes during the middle Cretaceous as revealed by archaeal membrane lipids. *Geology*, 31: 1069-1072.
- Wagner T. and Pletsch T. 1999. Tectono-sedimentary controls on Cretaceous black-shale deposition along the opening Equatorial Atlantic Gateway (ODP Leg 159): The Oil and Gas Habitat of the South Atlantic. *Publ. Geol. Soc. London*, 153: 241-265.
- Weissert H. Lini A. Föllmi K.B. and Kuhn O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 137: 189-203.
- Pucéat E. Lécuyer C. Donnadiou Y. Naveau P. Cappetta H. Ramstein G. Huber B.T. and Kriwet J. 2007. Fish tooth $\delta^{18}\text{O}$ revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology*, 35: 107-110.
- Raisossadat S. N. and Mahboubi A. 2011. Carbon and Oxygen stable isotopes in Sarcheshmeh and Sanganeh Formations at the west Kopet Dag basin. *Sedimentary Facies Journal*, 3(2): 88-98.
- 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: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 76: 587- 621.
- 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*, 44: 731–759.
- Sissingh W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton: *Geologie Mijnbouw*. 56: 37-49.
- Stanley S.M. Hardie L.A. 1999. Hypercalcification: paleontology links plate tectonics and geochemistry to sedimentology. *GSA Today*, 9: 2-7.
- Takashima R. Nishi H. Huber B.T. Leckie R.M. 2006. Greenhouse world and the mesozoic ocean. *Oceanography*, 19: 82-92.
- Thierstein H.R. 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64: 459-488.
- Thierstein H.R. 1973. Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 29: 1-52.
- Thierstein H. R. 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Marine Micropaleontology*, 1: 62-325.

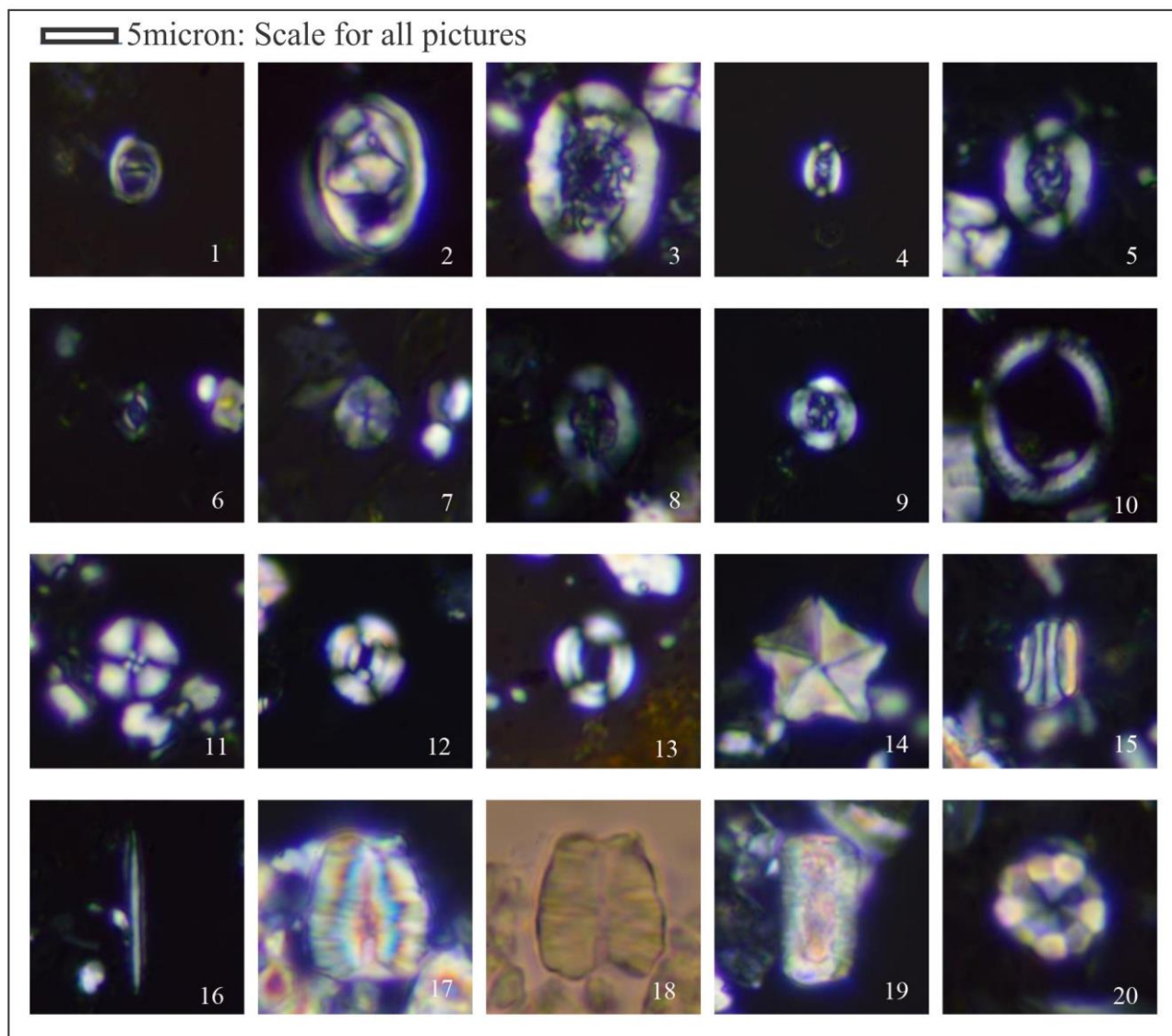


Plate 1: 1- *Zeugrhabdotus diplogrammus* , Burnett in Gale et al. 1996; 2 - *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël 1959) Perch-Nielsen 1984; 3- *Rhagodiscus amplus* Bown 2005; 4- *Rhagodiscus ghallagheri* (Stradner 1963) Reinhardt 1971; 5- *Rhagodiscus asper* (Stradner 1963) Reinhardt 1967; 6- *Biscutum constans* (Górka 1957) Black in Black and Barnes, 1959; 7- *Discorhabdus ignotus* (Górka 1957) Perch-Nielsen 1968; 8- *Cretarhabdus conicus* Bramlette & Martini 1964; 9- *Helenea chiastia* Worsley 1971; 10- *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit 1965) Thierstein 1971; 11- *Cyclagelosphaera margerelii* Noël 1965; 12- *Watznaueria fossacincta* (Black 1971) Bown in Bown & Cooper 1989; 13- *Watznaueria ovata* Bukry 1969; 14- *Micrantholithus obtusus* Stradner 1963; 1966; 15- *Conusphaera rothii* (Thierstein 1971) Jakubowski 1986; 16- *Lithraphidites carniolensis* Deflandre 1963 17- *Nannoconus steinmannii* 19- Kamptner, 1931 (XPL); 18- *Nannoconus steinmannii* Kamptner 1931 (PPL); 19- *Nannoconus elongatus* Brönnimann 1955; 20- *Eprolithus floralis* (Stradner 1962) Stover 1966.