

بیوستراتیگرافی و پالئواکولوژی سازند آبدراز بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در شرق کپه داغ (برش قره‌سو)

نسیم موسوی، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران*

انوشیروان لطفعلی‌کنی، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

عبدالمجید موسوی‌نیا، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور مشهد، ایران

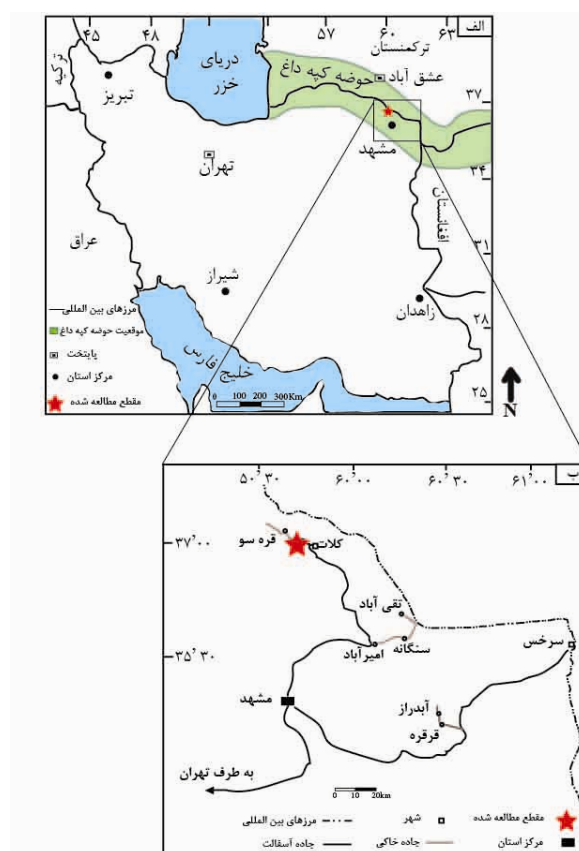
چکیده

در این مطالعه سازند آبدراز در شرق منطقه کپه داغ در برش قره‌سو بر اساس نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفت. ضخامت سازند آبدراز در این برش ۹۵۸ متر است. زون‌های زیستی شناسایی شده در این برش شامل زون‌های CC11 تا CC20 هستند که بر اساس آن‌ها سن سنومانین پسین تا کامپانین پیشین برای سازند آبدراز تعیین شده است. مطالعات پالئواکولوژیکی در طول توالی مورد مطالعه، برای رسوبات انتهایی سازند آیتامیر، با سن سنومانین پسین، فراوانی کم گونه‌های شاخص میزان مغذی در آب‌های سطحی مانند *Biscutum spp.* و شرایط آب‌های سطحی گرم و الیگوتروف را نشان می‌دهد. در اوایل سازند آبدراز، در رسوبات مربوط به انتهای سنومانین پسین و مرز سنومانین/تورونین فراوانی نسبی گونه‌های شاخص مواد مغذی در آب‌های سطحی، افزایش می‌یابند. در اوایل تورونین انواع گونه‌های نانوفسیلی از خانواده Polycyclolithaceae به تدریج گسترش می‌یابند. ظهور گونه‌های شاخص آب‌های سرد مانند *Gartnerago Ahmuellerella octoradiata segmentatum* و *Kamptnerius magnificus* در بخش میانی سازند آبدراز، تأثیر سرد شدن تدریجی از تورونین پسین تا کامپانین را نشان می‌دهد. شرایط یوتروف در تورونین به شرایط الیگوتروف تا مزوتروف در دوره کنیاسین تغییر می‌کند. دوره سانتونین با شرایط یوتروف با آب‌های سطحی مغذی مشخص می‌شود و در ابتدای کامپانین شرایط مزوتروف برای انتهای سازند آبدراز پیشنهاد می‌شود.

کلیدواژه‌ها: بیوزوناسیون نانوفسیل‌های آهکی، پالئواکولوژی، سازند آبدراز، کرتاسه بالایی، حوضه کپه داغ

حرب (۱۳۷۳) و همچنین Afsharharb (1979) زمین‌شناسی عمومی، زمین‌شناسی نفت، چینه‌شناسی و پتانسیل نفت‌زایی در حوضه کپه داغ را مورد بررسی قرار داده است. Kalantary (1969)، فرامینفرهای ژوراسیک و کرتاسه این منطقه را مطالعه کرده است. آمونیت‌های کرتاسه این حوضه توسط (1997) Immel et al.، (1980) Seyed-Emami، (1981) Seyed-Emami & Aryai، (1984، 1996) Raisossadat و Mosavinia et al. (2007، 2014) مطالعه شده است. فرامینفرهای سازند آبدراز توسط فروغی و صادقی (۱۳۸۵) مطالعه شده است. نانوفسیل‌های سازند آبدراز توسط Moheghy et al. 2013 در غرب منطقه کپه داغ مطالعه شده است. هدف از این مطالعه، تعیین سن دقیق سازند آبدراز بر اساس نانوفسیل‌های آهکی و مطالعه بالئوآکولوژی آن در بخش قره سو است.

حوضه کپه داغ در شمال شرقی ایران واقع شده که از شرق دریای خزر آغاز می‌شود و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، در یک راستای غربی شمال غربی تا شرقی جنوب شرقی وارد خاک افغانستان می‌شود (افشارحرب ۱۳۷۳). بخشی از حوضه کپه داغ که در ایران واقع است در محدوده عرض جغرافیایی $۳۶^{\circ}۰۰'$ و $۱۶'$ و $۵۴^{\circ}۰۰'$ و $۱۴'$ ۶۱° شرقی و طول جغرافیایی ۳۸° شمالی قرار دارد (شکل ۱-الف). این منطقه را بیشتر رسوبات دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌پوشاند که ضخامت آن در برخی نواحی بیش از هشت هزار متر است (افشارحرب ۱۳۷۳). در این منطقه رسوبات کرتاسه از گسترش و ضخامت قابل توجهی برخوردار هستند. مطالعه زمین‌شناسی توالی کرتاسه در حوضه کپه داغ با مطالعات زمین‌شناسان شرکت نفت در دهه ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ آغاز شده است. افشار



شکل ۱- الف- موقعیت حوضه کپه داغ در ایران و کشورهای همسایه. اقتباس از (Berberian and King (1981) با تغییرات. ب- موقعیت برش قره‌سو و راه‌های دسترسی به آن- اقتباس از نقشه راه‌های کشور

موقعیت زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی برش مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی قره‌سو در ۱۷۰ کیلومتری شمال شرق مشهد قرار دارد. راه دستیابی به این منطقه از طریق جاده فرعی روستای قره‌سو منشعب از مسیر مشهد - کلات امکان‌پذیر است (شکل ۱- ب). مختصات جغرافیایی این منطقه ۳۶° ۵۸' ۳۳" شمالی و ۵۹° ۴۱' شرقی و ارتفاع منطقه از سطح دریا ۱۱۷۴ متر است. در این برش، سازند آبدراز به صورت هم‌شیب بر روی سازند آیتامیر و زیر سازند آب‌تلخ قرار دارد.

ضخامت سازند آبدراز در این برش ۹۵۸ متر است و لیتولوژی آن از پایین به بالا شامل شیل مارنی خاکستری، لایه‌های آهکی کرم رنگ حاوی فسیل دو کفه‌ای، مارن خاکستری روشن، لایه‌های آهکی روشن حاوی فسیل اینوسرامید، مارن آهکی خاکستری مایل به سفید و لایه‌های آهکی حاوی خارپوست است. مرز پایینی این سازند با سازند

آیتامیر هم‌شیب و پیوسته‌نما است. این مرز با گروه‌های فسیلی مختلف مانند آمونیت‌ها و فرامینفرهای پلانکتونی ناپیوسته گزارش شده است (برای مثال Mosavinia et al. 2012 و فروغی و صادقی ۱۳۸۵). در مطالعه حاضر و بر اساس زون‌های نانوفسیلی، نبود در زون‌های CC و NC دیده نشده است مگر این‌که ناپیوستگی در یکی از زون‌ها قرار گرفته و زون نانوفسیلی را کوتاه‌تر کرده است. با این توضیحات، این مرز هم‌شیب و پیوسته بیان می‌شود. تعیین مرز سازند آبدراز و آب‌تلخ به دلیل شباهت لیتولوژی و رنگ، معمولاً تقریبی صورت می‌گیرد. لایه‌های آهک گل سفیدی که در این برش حاوی فسیل خارپوست هستند در آخرین بخش‌های سازند آبدراز دیده می‌شود. مارن‌های سازند آب‌تلخ معمولاً از طریق رنگ خاکستری مایل به آبی از مارن‌های خاکستری مایل به سفید سازند آبدراز مشخص می‌شوند (شکل ۲).



شکل ۲- لیتولوژی شیلی همراه با آخرین لایه ماسه سنگی در سازند آیتامیر، لیتولوژی مارن کرمی تا سفید رنگ به همراه لایه‌های آهکی در سازند آبدراز و لیتولوژی مارن خاکستری در سازند آب‌تلخ

روش نمونه‌برداری و مطالعه

از سازند آبدراز در برش قره‌سو، تعداد ۱۷۲ نمونه در فواصل حدود ۳ تا ۵ متری از عمق حدود ۴۰ سانتی‌متری برداشت شده است. حدود ۵۰ متر از سازند آیتامیر با ۲۹ نمونه و ۷۰ متر از سازند آب‌تلخ با ۱۵ نمونه نیز اندازه‌گیری و برداشت شده است. نمونه‌های برداشت شده به روش ته‌نشست ثقلی (Gravity settling technique) توصیف شده توسط Bown and Young (1998) آماده سازی شده و اسلایدها با

میکروسکپ نوری Nikon مدل Optiphot II و بزرگنمایی 1000× مطالعه شده است. عکس‌برداری از گونه‌های شاخص نانوفسیلی در بزرگنمایی 1000× و با دوربین Nikon مدل D3200 صورت گرفته است. برای مطالعات تاکسونومی، از مقالات Perch-Nielsen (1985)، Varol (1992) و Burnett (1998) استفاده شده است. گونه‌های نانوفسیلی به منظور مطالعه آب و هوای قدیمه شمارش شدند. روش مطالعه بر اساس شمارش سیصد

گونه نانوفسیلی و ثبت تعداد میدان دید است (Bown 1998). در این روش همه گونه‌های قابل شناسایی در یک میدان دید شمارش می‌شوند تا به تعداد سیصد گونه برسد. در انتها تعداد میدان دید برای هر اسلاید، نشانه‌ای از میزان حفظ شدگی و تنوع گونه‌های نانوفسیلی در آن نمونه است. برای رسم نمودارهای فراوانی سپس از هر کدام از گونه‌ها درصد گرفته شده است.

حفظ‌شدگی و تنوع نانوفسیل‌های آهکی

فراوانی و اجتماع نانوفسیل‌های آهکی ممکن است تحت تأثیر انحلال و دیاژنز قرار گیرد و سبب افزایش انواع مقاوم در برابر انحلال شود. همچنین دیاژنز باعث انحلال و یا رشد ثانویه کلسیت در نانوفسیل‌های آهکی می‌شود و تشخیص آن‌ها را با مشکل مواجه می‌کند. با توجه به ظرافت نانوفسیل‌ها، توجه به این نکته در مطالعات از اهمیت زیادی برخوردار است. در این مطالعه وجود لیتولوژی شیل سیلتی و سیلتستون در آخرین لایه‌های سازند آیتامیر، فراوانی نانوفسیل‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. بر اساس Roth (1983)، میزان حفظ شدگی نانوفسیل‌ها در این قسمت از برش ضعیف تا متوسط (poor to moderate) است. حفظ شدگی نانوفسیل‌ها در سازند آبدراز متوسط تا مطلوب است (moderate to good). در قسمت‌هایی از سازند آبدراز رشد ثانویه (overgrowth) در گونه‌های نانوفسیلی دیده می‌شود.

الگوی بیوزون‌بندی

الگوی بیوزوناسیون نانوفسیل‌های آهکی برای نهشته‌های کرتاسه بالایی در حوضه تتیس، توسط (Manivit, 1971; Thierstein, 1971, 1973; Sissingh, 1977; Roth, 1978; Bralower et al., 1993; Perch-Nielsen, 1979, 1985) پیشنهاد شده است. الگوهای Roth و Sissingh توسط اکثر محققان در سراسر جهان شناخته شده است و استفاده می‌گردد. (Perch-Nielsen, 1985) الگوی بیوزوناسیون CC

(ارائه شده توسط (Sissingh, 1977) تغییراتی اعمال کرده است. این تغییرات شامل معرفی معادل‌های مناسب برای عرض‌های جغرافیایی مختلف یا محیط‌های متنوع است. برای مثال از آن‌جایی که گونه *Lucianorhabdus maleformis* در نواحی اقیانوسی کمیاب یا غایب است، Perch-Nielsen (1985) اولین حضور گونه *Eiffellithus eximius* را به عنوان جایگزین آن برای قاعده زون CC12 معرفی نموده است. یا این که بیان می‌کند گونه *Marthasterites furcatus* که اولین حضور آن معرف مرز بالایی زون CC12 است، شاخص مناسبی برای عرض‌های جغرافیایی پایین و متوسط است و در عرض‌های جغرافیایی بالا کمیاب است.

میزان کربنات کلسیم

نمونه‌های برداشت شده از توالی مورد مطالعه از نظر میزان محتوای کربنات کلسیم مورد آزمایش قرار گرفتند. میزان CaCO_3 (بر حسب %) با این روش اندازه‌گیری شده است: مقدار $0/8$ تا $0/9$ گرم از پودر نمونه سنگ که خشک و یکنواخت شده است، با 20 سی سی آب مخلوط می‌شود و با 5 سی سی اسید کلریدریک 4 مولار واکنش داده می‌شود. این واکنش در بطری مخصوص دستگاه کلسیمتری Schibler انجام می‌شود و اختلاف ارتفاع ناشی از فشار نسبی گاز دی اکسید کربن حاصل از واکنش، درصد CaCO_3 را مشخص می‌کند. فرمول اعمال شده بر پارامترهای فوق به این صورت است:

$$\text{CaCO}_3\% = 1.2 * 0.2 * \Delta H(\text{sample}) / \text{weight}(\text{sample}) / \Delta H(\text{standard}) * 100$$

بحث

افق‌های زیستی و بیوزوناسیون نانوفسیل‌های آهکی

از سازند آبدراز در برش قره سو در مجموع 125 گونه از 49 جنس شناسایی و معرفی شده است که با استفاده از 10 رخداد زیستی بیوزون‌های زیر بر مبنای بیوزوناسیون CC معرفی شده است.

زیست زون (CC11) *QUADNUM GARTNERI* ZONE :

این زون زیستی با اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* که در ضخامت ۱۲ متری از سازند آبدراز دیده شده تعریف می‌شود و تا اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus maleformis* که در ۴۸ متری سازند آبدراز، مشاهده شده، ادامه می‌یابد. اولین حضور گونه *Eiffellithus eximius* توسط برخی مؤلفان به عنوان معادل برای تعریف مرز بالایی این زون استفاده می‌شود (Perch-Nielsen 1979) و همزمان با اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus maleformis* مشاهده شده است. سن پیشنهاد شده برای این زون زیستی تورونین پیشین و میانی (و احتمالاً اواخر سنومانین پسین) است (Perch-Nielsen 1985).

زیست زون *LUCIANORHABDUS MALEFORMIS* ZONE (CC12):

این زون زیستی از اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus maleformis* (ضخامت ۴۸ متری) تا اولین ظهور گونه *Marthasterites furcatus* در ضخامت ۱۵۴ متری سازند آبدراز، تعریف می‌شود و سن تورونین پسین تا ابتدای کنیاسین پیشین را برای این بخش پیشنهاد می‌نماید.

زیست زون *MARTHASTERITES FURCATUS* ZONE (CC13):

این زون از اولین ظهور گونه *Marthasterites furcatus* (ضخامت ۱۵۴ متری) تا اولین ظهور گونه *Micula staurophora* (معادل *Micula decussata* در Bralower et al. 1995) در ضخامت ۲۲۴ متری سازند آبدراز در برش قره سو، تعریف می‌شوند و سن کنیاسین پیشین را معرفی می‌کنند.

زیست زون *MICULA STAUROPHORA* ZONE (CC14):

از اولین ظهور گونه *Micula staurophora* (ضخامت ۲۲۴ متری) تا اولین ظهور گونه *Reinhardtites anthophorus* در ضخامت ۲۷۰ متری سازند آبدراز تعریف می‌شود. سن پیشنهاد شده برای این بخش کنیاسین پسین تا سانتونین پیشین است.

زیست زون *REINHARDTITES ANTHOPHORUS* ZONE (CC15):

این زون از اولین ظهور گونه *Reinhardtites anthophorus* (ضخامت ۲۷۰ متری) تا اولین حضور گونه *Lucianorhabdus cayeuxii* در ضخامت ۲۸۲ متری سازند آبدراز مشخص می‌شود و معرف انتهای سانتونین پیشین است.

زیست زون *LUCIANORHABDUS CAYEUXII* ZONE (CC16):

از اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus cayeuxii* (ضخامت ۲۸۲ متری) تا اولین حضور گونه *Calculites obscurus* در ضخامت ۲۹۹ متری سازند آبدراز تعریف می‌شود و سن سانتونین پسین را برای این بخش پیشنهاد می‌کند.

زیست زون *CALCULITES OBSCURUS* ZONE (CC17):

از اولین حضور گونه *Calculites obscurus* تا (ضخامت ۲۹۹ متری) اولین حضور زیرگونه *Broinsonia parca parca* (یا زیرگونه *Aspidolithus parvus* در برخی از تالیف‌ها) در ضخامت ۶۳۷ متری سازند آبدراز تعیین می‌شود و سن سانتونین پسین – کامپانین پیشین را برای این بخش معرفی می‌کند.

زیست زون *ASPIDOLITHUS PARCUS* ZONE (CC18) :

این زون از اولین حضور گونه *Broinsonia parca parca* (یا *Aspidolithus parcus*) (ضخامت ۶۳۷ متری) تا آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* که در ۷۳۲ متری سازند آبدراز مشاهده شده، تعریف می‌شود و بیانگر زمان کامپانین پیشین است.

زیست زون *CALCULITES OVALIS* ZONE (CC19) :

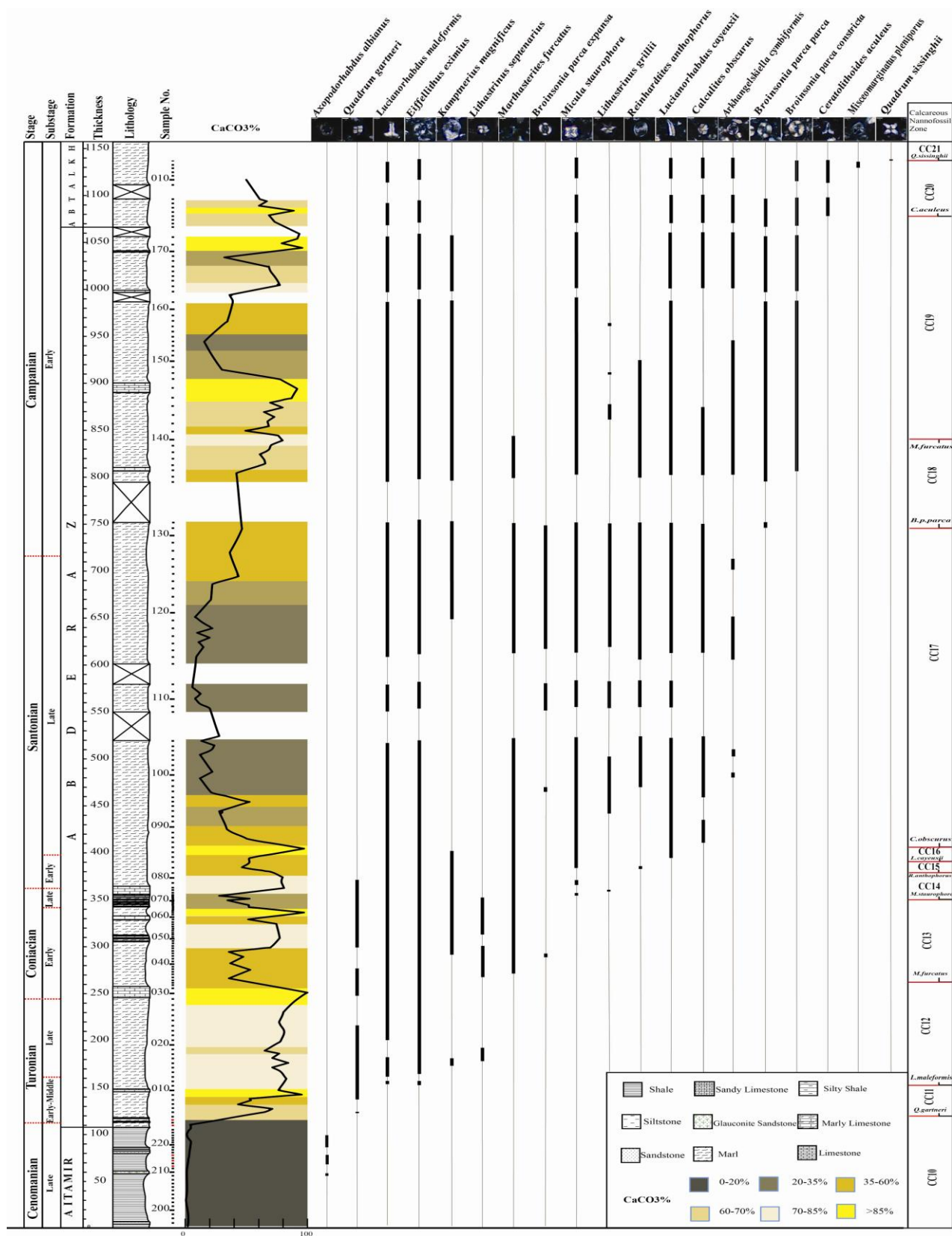
از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* (ضخامت ۷۳۲ متری) تا اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* که در ضخامت ۱۰ متری سازند آب‌تلخ دیده شده، تعریف می‌شود و معرف انتهای کامپانین پیشین است.

زیست زون *CERATOLITHOIDES ACULEUS* ZONE (CC20) :

از اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* (ضخامت ۱۰ متری) تا اولین حضور گونه *Quadrum sissinghii* (معادل *Uniplanarius sissinghii* در Perch-Nielsen 1985)، در ضخامت ۷۰ متری سازند آب‌تلخ تعریف می‌شود و زمان انتهای کامپانین پیشین را برای این بخش پیشنهاد می‌کند.

محتوای کربنات کلسیم

سازند آبدراز در توالی مطالعه شده از مارن‌های خاکستری مایل به سفید و آهک گل سفیدی (chalky limestone) تشکیل شده است. بر اساس محتوای کربنات کلسیم به ۶ بخش تقسیم شده است که شامل لیتولوژی با درصد کربنات خیلی کم (۰-۲۰٪)، کم (۲۰-۳۵٪)، کم تا متوسط (۳۵-۶۵٪)، متوسط تا زیاد (۶۵-۷۵٪)، زیاد (۷۵-۸۵٪) و خیلی زیاد (بیشتر از ۸۵٪) است (نمودار ۱). میزان کربنات کلسیم در رسوبات بر حفظ شدگی نمونه‌های نانوفسیلی تأثیر دارد. نانوفسیل‌های آهکی در رسوباتی که درصد بالایی از CaCO_3 را نشان می‌دهند، معمولاً رشد ثانویه و ضخیم‌شدگی دارند که این موضوع تشخیص آن‌ها را با مشکل مواجه می‌کند. برای مثال در نمودار ۱، میزان کربنات کلسیم در لایه آهکی در ضخامت ۸۹۰ تا ۹۰۰ متری از مقطع مطالعه شده، به ۹۰ درصد رسیده است. در همین ضخامت میزان غنای فسیلی (نمودار ۲- ستون ۱) که تعداد گونه‌های نانوفسیلی در هر میدان دید را نشان می‌دهد، کاهش یافته است. این کاهش به دلیل رشد ثانویه و عدم تشخیص نانوفسیل‌ها است. درصد خیلی پایین کربنات کلسیم می‌تواند ناشی از افزایش شیل در محیط است که در این صورت نانوفسیل‌ها دچار خوردگی (etching) می‌شوند و فراوانی کمتری نشان می‌دهند. برای مثال در ضخامت ۵۵۰ تا ۵۷۰ متری میزان کربنات کلسیم ۵ تا ۲۰ درصد است و در همین مقطع غنای فسیلی کاهش یافته که ناشی از خوردگی گونه‌های نانوفسیلی و عدم تشخیص این گونه‌ها در شمارش است.



نمودار ۱- بیوستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی، رنج چارت نانوفسیل‌های آهکی مهم. نمودار کرنات کلسیم و تفکیک لیتولوژی بر اساس محتوای کرنات کلسیم

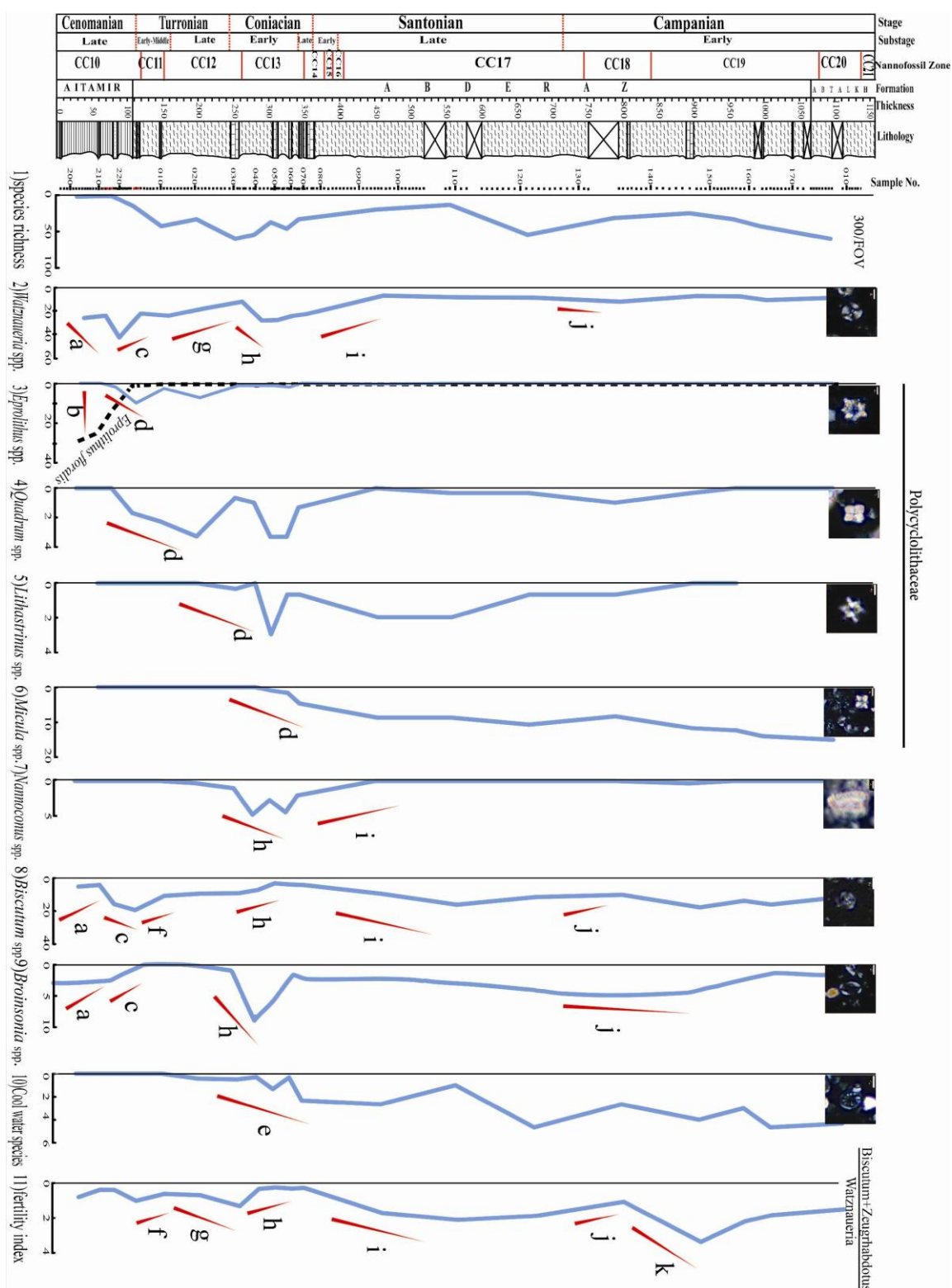
پالئوآکولوژی نانوفسیل‌های آهکی

گونه‌های نانوفسیلی در توالی رسوبی برش قره‌سو، به منظور مطالعه آب و هوای قدیمه شمارش شدند. انتخاب اسلایدها برای شمارش سیصد گونه نانوفسیلی، با کمک نمودار میزان کربنات کلسیم صورت گرفت که در بخش قبل توضیح داده شد. مشخص‌ترین حادثه در میزان فراوانی گونه‌ها، افزایش محسوس غنای فسیلی (species richness) در مارن‌های سازند آبدراز نسبت به شیل‌های فوقانی سازند آیتامیر است (نمودار ۲- ستون ۱) به این مفهوم که در سازند آیتامیر به طور متوسط در هر میدان دید ۲ تا ۵ گونه نانوفسیلی و در سازند آبدراز در هر میدان دید ۱۳ تا ۶۰ گونه مشاهده می‌شود. غنای فسیلی در نمودار ۲- ستون ۱، از تقسیم ۳۰۰ (تعداد گونه‌های نانوفسیلی شمارش شده در هر اسلاید) بر تعداد میدان دیدهایی که این گونه‌ها شمارش شده‌اند (FOV) به دست آمده است. در شیل‌های انتهایی سازند آیتامیر که بخشی از رسوبات مربوط به سنومانین پسین را در بر می‌گیرد، جنس‌های *Broinsonia* و *Biscutum* نسبت به جنس *Watznaueria* فراوانی کمتری را نشان می‌دهد (نمودار ۲- ستون‌های ۲، ۸ و ۹a). جنس *Biscutum* spp. شاخصی برای حاصل‌خیزی (fertility) آب‌های سطحی است. برای حاصل‌خیزی سطحی به ویژه از گونه *Biscutum constans* و *Zeugrhabdotus* های کوچک مثل *Zeugrhabdotus erectus* استفاده شده است. این گونه‌ها برای اولین بار توسط Roth and Krumbach 1986، به دلیل مشاهده در زون‌های upwelling مثل زون‌های استوایی و سواحل غربی به عنوان گونه‌های شاخص حاصل‌خیزی آب‌های سطحی شناخته و معرفی شده‌اند و در همه مطالعات بعدی استفاده شده است و شرایط یوتروف را نشان می‌دهد (Erba 1992; Erba et al. 2005; Mutterlose et al. 1992). جنس *Broinsonia* spp. آب‌های مزوتروفیک زندگی می‌کرده است که تغییر شرایط محیطی به سمت محیط‌های یوتروفیک یا الیگوتروفیک کاهش آن را در پی داشته است. گروه *Watznaueria* spp. شاخص

محیط‌های الیگوتروفیک و آب‌های سطحی گرم است (Erba et al. 1992; Williams and Bralower 1995; Kessels et al. 2003). بنابراین شرایط، تا حدود ۳۰ متر انتهایی سازند آیتامیر نشانگر کاهش حاصل‌خیزی (fertility) آب‌های سطحی و حاکم شدن محیط الیگوتروف با آب‌های سطحی گرم، است. در این برهه زمانی در ضخامت ۴۰ متری از برش مطالعه شده، گونه *Eprolithus floralis* که معرف آب‌های سرد سطحی است (نمودار ۲- ستون ۳b) افزایش پیدا می‌کند و نشانگر یک دوره کوتاه سرد شدن در دوره گرم شدن جهانی مرز سنومانین - تورونین است که در مطالعات دیگری نیز به آن اشاره شده است. (برای مثال Erba 2004; Sinninghe Damsté et al. 2010). گونه *E. floralis* به همراه *Watznaueria* spp. همچنین جز گونه‌های مقاوم در برابر دیاژنز هستند و افزایش آن‌ها می‌تواند در اثر دیاژنز ایجاد شده باشد (Roth 1973; Bralower 1988). این حال این افزایش در رسوبات انتهایی سنومانین پسین در مقاطع مختلفی دیده شده است (برای مثال: Erba 2004; Linnert et al. 2011a; et al. 2010). و بیشترین افزایش آن در مقاطع محدوده تتیس بوده است (Tantawy 2008; Melinte- Dobrinescu and Bajor 2008; Lamolda and Gorostidi 1996). در ۳۰ متر پایانی سازند آیتامیر و ابتدای سازند آبدراز (انتهای سنومانین پسین) با افزایش تدریجی جنس *Biscutum* spp. به نظر می‌رسد حاصل‌خیزی آب‌های سطحی افزایش می‌یابد (نمودار ۲- ستون ۸c) در این برهه فراوانی جنس *Watznaueria* روندی کاهشی دارد (نمودار ۲- ستون ۸c). با گذر از مرز سنومانین - تورونین افزایش چشمگیر خانواده Polycyclolithaceae دیده می‌شود که از شاخصه‌های تورونین است (Burnett 1998) و به ترتیب زمان ظهور، جنس‌های مختلف این خانواده فراوانی بالایی را نشان می‌دهند (نمودار ۲- ستون‌های ۴، ۵ و ۶d). از ضخامت ۱۲ متری سازند آبدراز که رسوبات مربوط به تورونین میانی - پسین را در بر می‌گیرد، به تدریج گونه‌هایی که معرف آب‌های سطحی سرد هستند، دیده می‌شوند (نمودار ۲- ستون ۱۰e).

این گونه‌ها شامل *Ahmullerella octoradiata*، *Kamptnerius magnificus* و *Gartnerago segmentatum* هستند (Thierstein 1981; Lees 2002). فراوانی نسبی هر کدام از گونه‌های شاخص آب سرد در این مطالعه، البته حداکثر به چهار درصد می‌رسد و با توجه به قرارگیری حوضه کپه داغ در زمان تورونین میانی در محدوده عرض جغرافیایی حدود ۲۰ درجه شمالی، می‌تواند تأیید کننده این نکته است که فاز سرد شدن تورونین - کامپانین تأثیر شدیدی بر عرض‌های جغرافیایی میانی و پایین نداشته است. به این مورد در مطالعات دیگری نیز اشاره شده است (Linnert et al. 2011b). شاخص حاصل‌خیزی (fertility index یا nutrient index) که نسبت بین *Watznaueria* و *Zeugrhabdotus + Biscutum* را مشخص می‌کند (Gale et al. 2000) در ابتدای سازند آبدراز و رسوبات مربوط به تورونین پیشین - میانی، روند کاهشی دارد (نمودار ۲-۱۱ f) که با کاهش جنس *Biscutum* (نمودار ۲-۱۱ f) همراه است. در رسوبات مربوط به تورونین پسین (تا ضخامت ۱۵۰ متری سازند آبدراز)، با کاهش جنس *Watznaueria*، اندیس حاصل‌خیزی افزایش می‌یابد (نمودار ۲-۱۱ g). شرایط محیطی در زمان تورونین به طور کلی شرایط مزوتروف پیشنهاد می‌شود. در ضخامت حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متری سازند آبدراز، که معرف سن کنیاسین است، با افزایش فراوانی نسبی جنس *Watznaueria* و کاهش جنس *Biscutum*، اندیس حاصل‌خیزی کاهش می‌یابد (نمودار ۲-۱۱ h). فراوانی جنس *Nannoconus* که در شرایط با حاصل‌خیزی کم دیده می‌شود (Erba 2004) در این برهه، به

بیشترین مقدار آن در طول توالی مطالعه شده می‌رسد (نمودار ۲-۱۱ h). همچنین فراوانی نسبی جنس *Broinsonia* در این برهه بالا است (نمودار ۲-۱۱ h). بنابراین برای دوره کنیاسین شرایط محیطی الیگوتروف تا مزوتروف پیشنهاد می‌شود. از ضخامت ۲۵۰ متری سازند آبدراز بار دیگر شاخص حاصل‌خیزی شروع به افزایش می‌کند (نمودار ۲-۱۱ i) و تا پایان سانتونین (۶۰۰ متری سازند آبدراز) مقدار اندیس حاصل‌خیزی بالا است. در همین برهه فراوانی جنس *Biscutum* روندی افزایشی (نمودار ۲-۱۱ i) و جنس‌های *Nannoconus* و *Watznaueria* روندی رو به کاهش نشان می‌دهد (نمودار ۲-۱۱ i و j). به نظر می‌رسد شرایط محیطی در زمان سانتونین شرایط یوتروف بوده است. اندیس حاصل‌خیزی در ابتدای کامپانین روندی کاهشی (نمودار ۲-۱۱ j) و سپس افزایشی نشان می‌دهد (نمودار ۲-۱۱ k). در کنار فراوانی جنس‌های مؤثر در اندیس حاصل‌خیزی باید به میزان حفظ شدگی گونه‌های نانوفسیلی و همچنین غنای فسیلی نیز توجه کرد. در ضخامت حدود ۷۰۰ متری سازند آبدراز، شاخص حاصل‌خیزی کاهش می‌یابد. با توجه به کاهش غنای فسیلی در این محدوده از سازند آبدراز، افزایش جنس *Watznaueria* می‌تواند در اثر حذف گونه‌های حساس به دیازنز، تشدید شده است. در این محدوده، در کامپانین پیشین، افزایش نسبی فراوانی *Broinsonia* spp. و در مقابل کاهش *Biscutum* spp. مزوتروف را برای این بخش پیشنهاد می‌کند (نمودار ۲-۱۱ j).



نمودار ۲- فراوانی نسبی جنس‌های مربوط به خانواده Polycyclolithaceae، جنس‌های *Watznaueria* spp.، *Biscutum* spp.، *Broinsonia* spp.، *Nannoconus* spp. و گونه‌های شاخص آب سرد به همراه شاخص‌های غنای فسیلی و fertility. برای راهنمای لیتولوژی به نمودار ۱ مراجعه شود. توضیحات a تا k در متن مقاله ارائه شده است. نمودار نقطه چین گونه *Eprolithus floralis* است که در کنار *Eprolithus* spp. نمایش داده شده است.

نتیجه

مطالعات انجام شده بر روی نانوفسیل‌های آهکی موجود در سازند آبدراز در برش قره‌سو در شرق منطقه کپه داغ نتایج زیر را به همراه دارد:

- بر اساس زیست زون‌بندی (Sissingh 1977)، اصلاح شده توسط Perch-Nielsen (1985) زون‌های CC11 تا CC20 برای این توالی تعیین شده است.

- اجتماعات نانو فسیلی موجود، بر اساس الگوی بیوزوناسیون یاد شده، سن سنومانین پسین تا کامپانین پیشین را برای سازند آبدراز در این برش مشخص می‌کند.

- شواهد نانوفسیلی موجود در رسوبات میانه سنومانین پسین نشانگر محیط الیگوتروف و آب‌های سطحی گرم است که افزایش گونه *Eprolithus floralis* یک دوره کوتاه سرد شدن در این برهه گرم را نشان می‌دهد. اگر چه تأثیر دیاژنز می‌تواند نشانه‌های نانوفسیلی مؤید این نکته را شدیدتر جلوه داده است.

- در انتهای سنومانین پسین و گذر از سنومانین به تورونین شرایط محیطی یوتروف با افزایش حاصل‌خیزی آب‌های سطحی مشاهده می‌گردد که این شرایط، به جز اندکی کاهش در حاصل‌خیزی آب‌های سطحی در تورونین پیشین، تا پایان دوره تورونین ادامه دارد.

- دوره کنیاسین با شرایط محیطی الیگوتروف تا مزوتروف و کاهش میزان مواد مغذی در آب‌های سطحی مشخص می‌شود.

- شواهد نانوفسیلی برای زمان سانتونین شرایط یوتروف با آب‌های سطحی مغذی را پیشنهاد می‌کند که در کامپانین زیرین به سمت محیط مزوتروف پیش می‌رود.

- ظهور گونه‌های نانوفسیلی شاخص آب‌های سرد (از قبیل *Ahmuellerella octoradiata* و *Gartnerago segmentatum*) در برش قره‌سو، از تورونین پسین تا کامپانین، بیانگر سرد شدن نسبی آب‌های سطحی است که در تطابق با روند جهانی آن است. فراوانی نسبی کم این گونه‌ها موید این نکته است که عرض‌های جغرافیایی

پایین و متوسط، کمتر از عرض‌های جغرافیایی بالا از این روند تأثیر پذیرفته‌اند.

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳ زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ: سازمان زمین‌شناسی کشور ۲۷۵ صفحه.
- فروغی، ف.، و ع. صادقی، ۱۳۸۵ بیوستراتیگرافی سازند آبدراز در مقطع چینه‌شناسی روستای طاهرآباد (شرق حوضه کپه داغ) بر مبنای فرامینفرهای پلانکتونی: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران. ش ۴. ص ۴۷-۶۳.
- Afshar-Harb, A., 1979, The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dag region, northern Iran: Unpublished Ph.D. thesis, Imperial College of Science and Technology, London, 316 pp.
- Bown, P. R., 1998, Calcareous Nannofossil Biostratigraphy: Chapman and Hall, London, 315.
- Bown, P.R., and J.R. Young, 1998, Techniques. In: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy: British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers, p. 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: Paleocyanography, v. 3, p. 275-316.
- Bralower, T. J., W. V. Sliter, M. A. Arthur, R. M. Leckie, D. J. Allard and S. O. Schlanger, 1993, Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous): American Geophysical Union Schlanger Memorial Volume, Monograph, v. 73, p. 5-37.
- Bralower, T. J., R. M. Leckie, W. V. Sliter and H. R. Thierstein, 1995, An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy; SEPM Special Publication, v. 54, p. 65-79.
- 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, p. 132-199.
- Erba, E., 1992, Middle Cretaceous calcareous nannofossils from the Western Pacific (ODP

- Turonian boundary interval: *Palaaios*, **v. 26**, p. 298-313.
- Linnert, C., J. Mutterlose and J.O. Herrle, 2011b, 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*, **v. 299**, p. 507-528.
- Manivit, H., 1971, *Nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien-Maastrichtien)*. Essai de Biozonation appuyée sur les stratotypes: Unpublished Ph.D. thesis, Université de Paris, France.
- Melinte-Dobrinescu, M.C., and A.V. Bajor, 2008, Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ohaba-Ponor section (SW Hateg, Romania): *Cretaceous Research*, **v. 29**, p. 1024-1034.
- Moheghy, M., F. Hadavi and B.Rahimi, 2013, Investigation of the Boundary between Abderaz and Kalat Formations Based on Calcareous Nannofossils in West Kopet-Dagh (NE IRAN): *Open Journal of Geology*, **v. 3**, p. 178-186.
- Mosavinia, A., J. Lehmann and M., Wilmsen, 2014, Late Albian ammonites from the Aitamir Formation (Koppeh Dag, NE Iran): *Cretaceous Research*, **v. 50**, p. 72-88.
- Mosavinia, A., M. Wilmsen, A. Aryai, M. Shahida and J. Lehmann, 2007, *Mortoniceratinae (Ammonitina) from the Upper Albian (Cretaceous) of the Atamir Formation, Koppeh Dag Mountains, NE Iran*: *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **v. 246/1**, p. 83-95.
- Mutterlose, J., A. Bornemann and J.O. Herrle, 2005, Mesozoic calcareous nannofossils – state of the art: *Palaontologische Zeitschrift*, **v. 79**, p. 113-133.
- Perch-Nielsen, K., 1979a, Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. In: Wiedmann, J. (Ed.): *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A, **v. 6**, p. 223-272.
- Perch-Nielsen, K., 1985, Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, Cambridge, p. 329-426.
- Raisossadat, S. N., 2004, The ammonite family Deshayesitidae in the Kopet Dag Basin, north-east Iran: *Cretaceous Research*, **v. 25**, p. 115-136.
- Raisossadat, S. N., 2006, The ammonite family Parahoplitidae in the Sanganeh Formation of Leg 129): evidence for paleoequatorial crossings: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **v. 129**, p. 189-201.
- Erba, E., D. Castradori, G. Guasti and M. Ripepe, 1992, Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **v. 93**, p. 47-69.
- Erba, E., 2004, Calcareous nannofossils and Mesozoic anoxic events: *Marine Micropaleontology*, **v. 52**, p. 85-106.
- Immel, H., K. Seyed-Emami and A. Afshar-Harb, 1997, Kreide- Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran): *Zitteliana*, **v. 21**, p. 159-190.
- Gale, A.S., A.B. Smith, N.E.A. Monks, J.A. Young, A. Howard, D.S. Wray and J.M. Huggett, 2000, Marine biodiversity through the Late Cenomanian– Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases: *J. Geol. Soc. London*, **v. 157**, p. 745-757.
- Kalantari, A., 1969, Foraminifera from the Middle Jurassic-Cretaceous successions of Kopet Dag region (NE-Iran): Ph.D. Thesis, London University, England.
- Kessels, K., J. Mutterlose and A. Ruffell, 2003, Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity controlled black shale deposition: *International Journal of Earth Science*, **v. 92**, p. 743-757.
- Lamolda, M.A., and A. Gorostidi, 1996, Calcareous Nannofossils at the Cenomanian- Turonian Boundary Event in the Ganuza Section, Northern Spain: *Memoir Geological Society of India*, **v. 37**, p. 251-256.
- Lees, J.A., 2002, Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean: *Cretaceous Research*, **v. 23**, p. 537-634.
- Linnert, C., J. Mutterlose and J. Erbacher, 2010, Calcareous nannofossils of the Cenomanian/Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, northwest Germany): *Marine Micropaleontology*, **v. 74**, p. 38-58.
- Linnert, C., J. Mutterlose and R. Mortimore, 2011a, Calcareous nannofossils from Eastbourne (Southeastern England) and the Paleoeceanography of the Cenomanian-

- Earth and Planetary Science Letters, **v.** 293, p. 97–103. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.02.027
- Sissingh, W., 1977, Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton: *Geologie en Mijnbouw*, **v.** 56, p. 37–65.
- Tantawy, A.A., 2008, Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cenomanian – Turonian transition in the Tarfaya Basin, southern Morocco: *Cretaceous Research*, **v.** 29, p. 995–1007.
- Thierstein, H.R., 1971, Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **v.** 64, p. 459–488.
- Thierstein, H.R., 1973, Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy: *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **v.** 29, p. 3–53.
- Thierstein, H. R., 1981, Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous Tertiary boundary: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **v.** 32, p. 355–394.
- Varol, O., 1992, Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy: *Newsletters on Stratigraphy*, **v.** 27, p. 93–127.
- Watkins, D.K., 1989, Nannoplankton productivity fluctuation and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **v.** 74, p. 75–86.
- Williams, J. R. and T. J. Bralower, 1995, Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginian- Barremian (Early Cretaceous) North Sea Basin: *Paleoceanography*, **v.** 10, p. 815–864.
- the Kopet Dag Basin, north-eastern Iran: *Cretaceous Research*, **v.** 27, p. 907–922.
- Roth, P.H., 1973, Calcareous nannofossils-Leg 17, Deep Sea drilling Project, In: Roth, P.H., Herring, J.R. (Eds.): *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **v.** 177, p. 696–796.
- 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, p. 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*, **v.** 76, p. 587–621. DOI: 10.2973/dsdp.proc.76.125.1983
- Roth, P.H., and K.R. Krumbach, 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.
- Seyed-Emami, K., 1980, Parahoplitidae (Ammonoidea) aus dem Nordost und Zentraliran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, p. 719–737.
- Seyed-Emami, K. & A. A. Aryai, 1981, Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh Dag): *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, **v.** 21, p. 23–39.
- Seyed-Emami, K., R. Forster and A. Mojtahedi, 1984, Ammoniten aus dem mittleren Cenoman von Nordost-Iran (Koppeh-Dagh): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, p. 159–172.
- Seyed-Emami, K., G. Schairer and A. Behroozi, 1996, Ammoniten aus dem Oberen Bajoc (Mittlerer Jura) des SE-Koppeh Dag und SE Alborz NE Iran: *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, **v.** 36, p. 87–106.
- Sinninghe Damsté, J.S., E.C. Bentum, G.J. Reichart, J. Pross and S. Schouten, 2010, A CO₂ decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2:

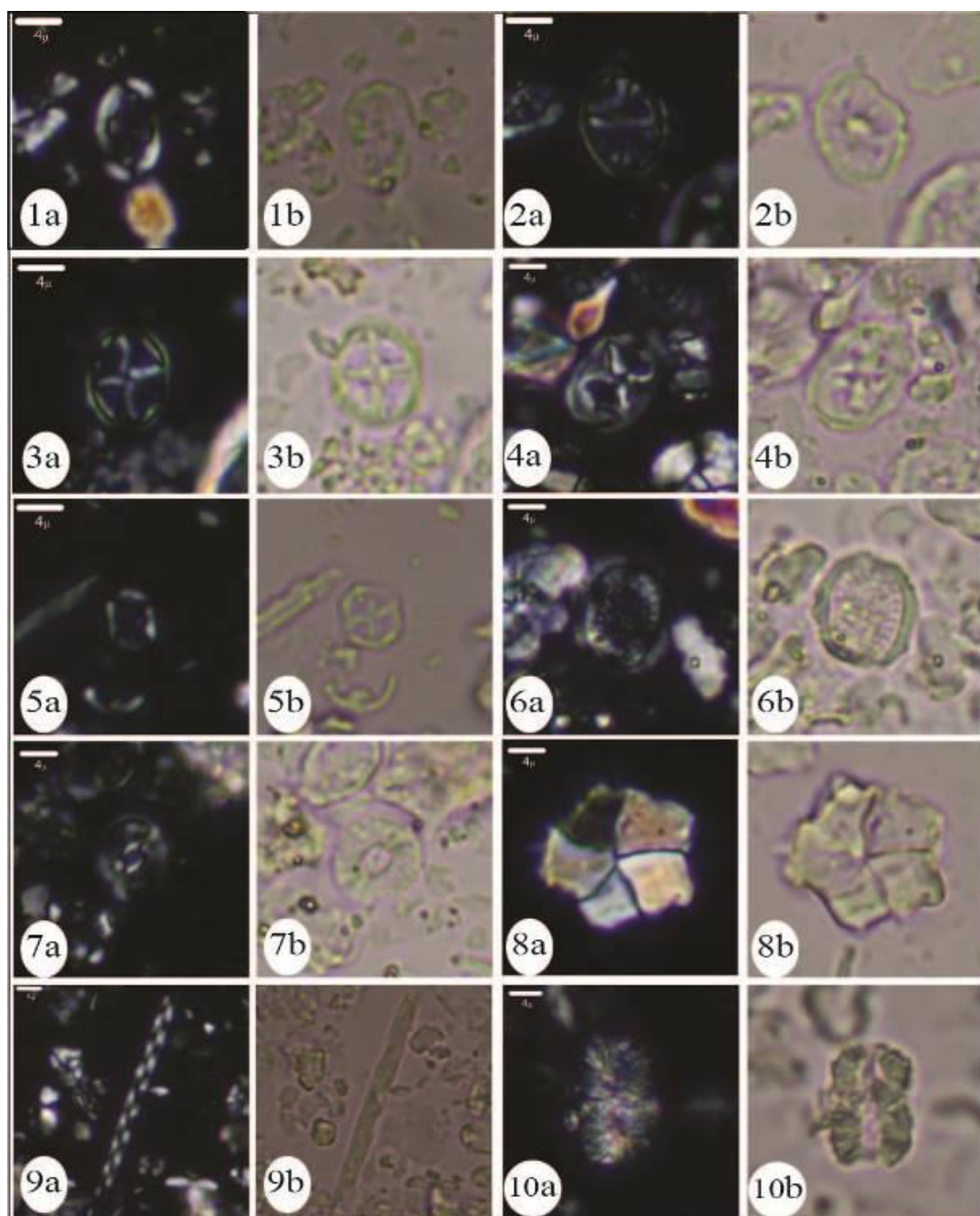


Plate1: 1a, 1b- *Broinsonia signata* Noël, 1969 (1a:XPL, 1b:PPL)-Sample 039- Abderaz Fm.- 2a, 2b - *Ahmuellerella octoradiata* Reinhardt & Górka, 1967 (2a:XPL, 2b:PPL) -Sample 095- Abderaz Fm.- 3a, 3b- *Stauroolithes imbricatus* Gartner, 1968 (3a:XPL, 3b:PPL) -Sample 119- Abderaz Fm.- 4a, 4b- *Tegumentum stradneri* Thierstein, 1972 (4a:XPL, 4b:PPL) , @ 45°-Sample 010- Abderaz Fm.- 5a, 5b- *Corollithion signum* Stradner, 1963 (5a:XPL, 5b:PPL) -Sample 126- Abderaz Fm.- 6a, 6b- *Cribrosphaerella ehrenbergii* Arkhangelsky, 1912 (6a:XPL, 6b:PPL) -Sample 152- Abderaz Fm.- 7a, 7b- *Biscutum constans* Wise & Wind, 1977 (7a:XPL, b:PPL), @ 45°-Sample 002- Abderaz Fm.- 8a , 8b- *Braarudosphaera bigelowii* Deflandre, 1947 (8a:XPL, 8b:PPL), @ 10°-Sample 015- Abderaz Fm.- 9a, 9b- *Microrhabdulus undosus* Deflandre, 1959 (9a:XPL, 9b:PPL), @ 10° -Sample 142- Abderaz Fm.- 10a, 10b- *Nannoconus multicaudus* Deflandre-Rigaud, 1959 (10a:XPL, 10b:PPL) -Sample 038- Abderaz Fm.

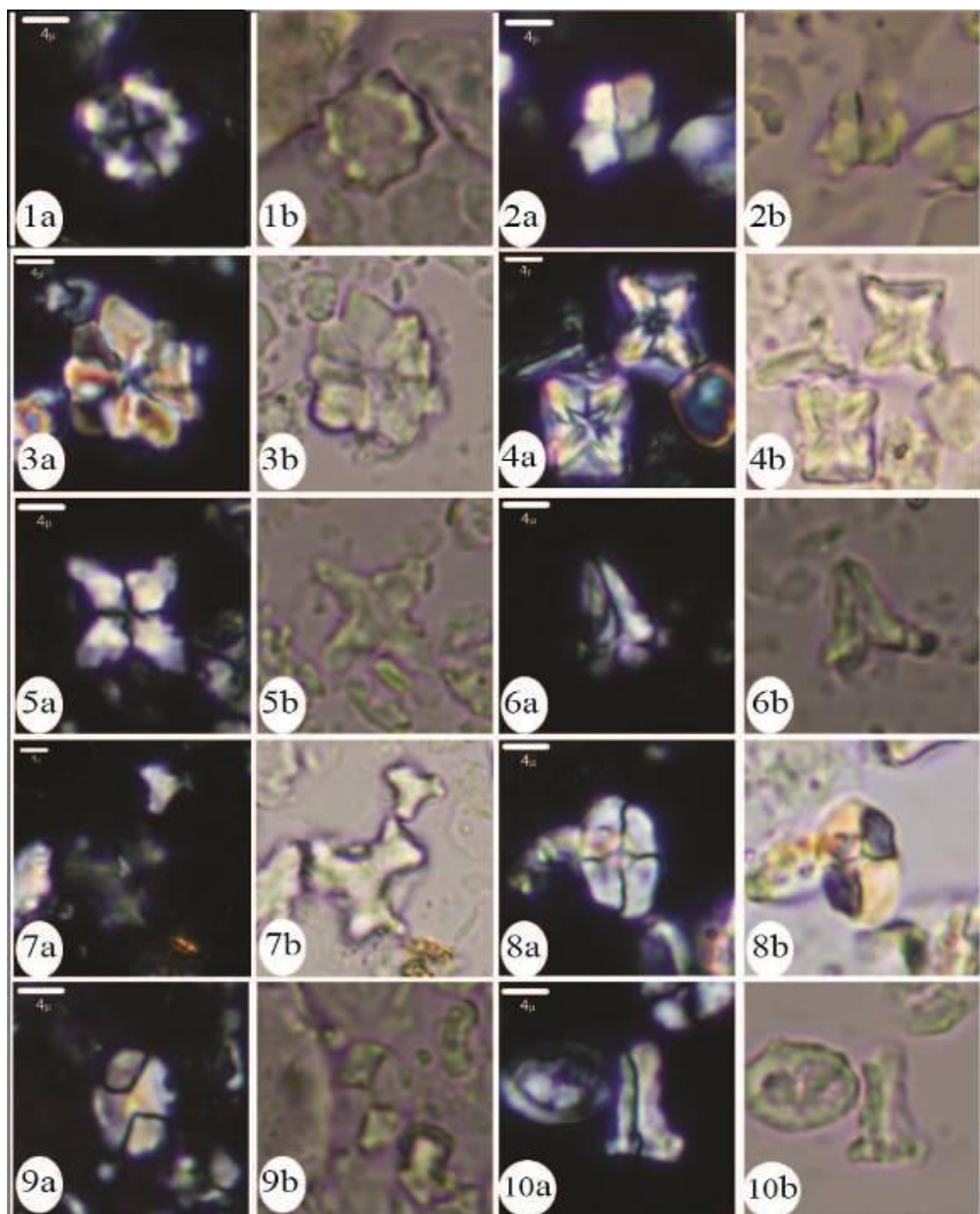


Plate2: 1a, 1b-*Eprolithus floralis* Stradner, 1969 (1a:XPL, 1b:PPL) -Sample 210-Aitamir Fm.- 2a, 2b-*Quadrum intermedium* (5 elements) Varol, 1992 (2a:XPL, 2b:PPL) -Sample 008-Abderaz Fm.- 3a, 3b-*Quadrum giganteum* Varol, 1992(3a:XPL, 3b:PPL)- Sample 015- Abderaz Fm.- 4a, 4b-Both species: *Micula staurophora* Gardet, 1955 (4a:XPL, 4b:PPL) -Sample 120- Abderaz Fm.-5a, 5b-*Uniplanarius sissinghii* Perch-Nielsen, 1986 (5a:XPL, 5b:PPL) -Sample 010-Abtalkh Fm.- 6a, 6b-*Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen, 1979 (6a:XPL, 6b:PPL), @ 10° -Sample 170- Abderaz Fm. 7a, 7b-*Marthasterites furcatus* Deflandre, 1959 (7a:XPL, 7b:PPL)- Sample 131- Abderaz Fm. 8a, 8b-*Calculites ovalis* Stradner, 1963 (8a:XPL, 8b:PPL) -Sample 143- Abderaz Fm.- 9a , 9b-*Calculites obscurus* Deflandre, 1959 (9a:XPL, 9b:PPL), @ 5° -Sample 165- Abderaz Fm.- 10a, 10b-Left: *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, @ 90° 1966 Right: *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, 1966 (10a:XPL, 10b:PPL)- Sample 038- Abderaz Fm.

