

زیست‌چینه‌شناسی سازند گورپی در طاق‌دیس اناران (ناحیه لرستان) براساس نانوفسیل‌های آهکی

سمیرا شهریاری گرائی^۱، انوشیروان لطفعلی کنی^{۲*}، حسن امیری بختیار^۳، امیر محمد جمالی^۴

۱- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- دکترا، شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز

۴- دکترا، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۴/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۲/۱۲

چکیده

سازند گورپی در طاق‌دیس اناران در ناحیه جنوب شرقی لرستان حاوی ۲۶۹/۵ متر مارن با میان لایه‌های مارن آهکی است که دو عضو رسمی آهک سیمره و آهک رسی امام حسن را شامل می‌شود. براساس مطالعات انجام شده در این برش ۷۰ گونه متعلق به ۳۸ جنس از نانوفسیل‌های آهکی تشخیص داده شده که منجر به تفکیک ۸ بیوزون نانوفسیلی شده است. با توجه به بیوزون‌های شناسایی شده، سازند گورپی در این برش در بازه‌ای از کامپانین میانی تا پالئوسن نهشته شده است. براساس شواهد فسیل‌شناسی گذر کرتاسه-پالئوژن ناپیوسته بوده و عدم ثبت بیوزون‌های NP1 تا NP4 موید نبود بخش اعظم بازه دانین در برش مورد مطالعه است. به نظر می‌رسد فعالیت مجدد ساختار خطی اناران به شکل یک بلندی دیرینه مسبب تفاوت رخساره و ناپیوستگی در رأس سازند گورپی در جنوب شرق ناحیه لرستان باشد.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌شناسی، سازند گورپی، طاق‌دیس اناران، مرز کرتاسه، پالئوژن، نانوفسیل‌های آهکی.

مقدمه

رشته کوه‌های زاگرس قطعه شمال غرب-جنوب شرقی کمربند برخوردی آلپ-همیالیا است که از همگرایی صفحات عربی و اوراسیایی در کرتاسه پسین-سنوزوئیک منشأ گرفته است (استمپفلی و بول، ۲۰۰۲؛ گولونکا، ۲۰۰۴). این کمربند حاصل چین خوردگی پوشش رسوبی به ضخامت ۱۲ تا ۱۴ کیلومتر است (فالکون، ۱۹۷۴) که در شمال شرق با گسل زاگرس مرتفع و در جنوب غرب با گسل جبهه کوهستان (بربریان، ۱۹۹۵) محدود می‌شود. اثر سینوسی گسل جبهه کوهستان دو کمان فارس در جنوب شرق و پشت کوه یا لرستان در شمال غرب را در این کمربند ایجاد کرده است (فالکون، ۱۹۷۴؛ انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). پهنای این کمربند در کمان پشت کوه^۱ یا ایالت چین‌شناسی لرستان^۲ به ۲۳۰ کیلومتر می‌رسد. در این منطقه قطعه‌ای از گسل جبهه کوهستان^۳ با روند شرقی-غربی در طول گسل بالارود قرار گرفته و قطعه دیگر آن با روند شمال غرب-جنوب شرق به صورت نیمه موازی با چین‌های موجود در لرستان شامل ساختار خطی اناران می‌شود (بلنس و همکاران، ۲۰۰۳؛ مک‌کواری، ۲۰۰۴؛ سپهر و کاسگروو، ۲۰۰۴؛ ورخس و همکاران، ۲۰۱۱). در بخش جنوبی ناحیه لرستان در طاق‌دیس اناران و یال شمالی طاق‌دیس کبیرکوه در جنوب شهر ایلام می‌توان تأثیر حضور گسل‌های امتدادلغز با روند شمالی-جنوبی در پی‌سنگ (ساختار خطی اناران) را به صورت سینوسی شدن محور چین‌خوردگی در طاق‌دیس اناران مشاهده کرد (فرضی‌پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹؛ امامی و همکاران، ۲۰۱۰). شرکتی و لتوزی بر این موضوع اذعان دارند که در بخش شرقی ناحیه لرستان حداقل از زمان آلبین تا امروز فازهایی از فعالیت پی‌سنگ بر تنوع رخساره و ضخامت پوشش رسوبی موثر بوده است (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴).

بررسی سکانس رسوبی مزوزوئیک در این ناحیه بیانگر حدود ۳ کیلومتر ضخامت رسوبی است که گروه بنگستان در آن بیانگر ادامه یافتن پلتفرم‌های کربناته با رسوب‌گذاری سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام می‌باشد که پس از آن (از کامپانین میانی تا پالئوسن) با رسوبات عمیق سازند گورپی دنبال می‌شود (جیمز و واینند، ۱۹۶۵). سازند گورپی به دلیل محیط رسوب‌گذاری دریای باز و عمیق خود استعداد خوبی جهت مطالعات زیست‌چینه‌ای با استفاده از گروه‌های پلانکتونی دارد و از جهت برداشتن مرز کرتاسه-پالئوژن مورد توجه بسیاری از محققین بوده است (درویش‌زاده و همکاران، ۲۰۰۷؛ سنماری و سهرابی ملایوسفی، ۲۰۱۲؛ سنماری و عزیززی، ۲۰۱۲؛ بیرانوند و همکاران، ۲۰۱۳؛ نجف‌پور و همکاران، ۲۰۱۴؛ رزمجویی و همکاران، ۲۰۱۴). در تمامی مطالعات انجام شده در این ناحیه مرز کرتاسه-پالئوژن درون توالی‌های سازند گورپی گزارش شده که در برخی نقاط (جنوب شرق طاق‌دیس کبیرکوه و طاق‌دیس سورگاه) به صورت پیوسته (پرن‌آور و همکاران، ۱۳۹۲؛ اسفندیاری، ۱۳۹۴) و در برخی دیگر (طاق‌دیس اناران و شمال غرب طاق‌دیس کبیرکوه) ناپیوسته (همتی نسب، ۱۳۸۷؛ اصغریان رستمی، ۱۳۹۱) می‌باشد. تغییرات سنی این سازند در مرزهای زیرین و بالایی نیز در نواحی مختلف متفاوت گزارش شده به صورتی که مرز زیرین آن از سانتونین پسین (برش دره‌شهر در جنوب شرق ایلام، هادوی و رسالیزدی، ۱۳۸۷) تا کامپانین پیشین (برش سیاه کوه در جنوب غرب ایلام، گوهری، ۱۳۸۹) و مرز بالایی آن از دانین (برش مهدی‌آباد در طاق‌دیس سورگاه، اسفندیاری، ۱۳۹۴) تا سلاندین-تانتین (برش کاور در طاق‌دیس اناران، همتی نسب، ۱۳۸۷) گزارش شده است. در این پژوهش به منظور بررسی روند تغییرات سنی در

زیرین آباد قرار دارد که مختصات جغرافیایی آن در قاعده "۱۰' ۵۰' ۴۶" طول شرقی و "۱۸' ۵۵' ۳۲" عرض شمالی می‌باشد. راه دسترسی به این برش جاده اصلی مهران-دهلران است که از طریق جاده فرعی در سه راهی زیرین آباد به محل برش می‌توان دسترسی یافت (شکل ۱ و ۲). در این برش سازند گورپی با ضخامت ۲۶۹/۵ متر متشکل از توالی‌های مارن با مارن آهکی است که شامل دو واحد رسمی سنگ آهک سیمره به ضخامت ۱۹ متر و سنگ آهک رسی امام حسن به ضخامت ۲۰ متر می‌باشد. مرز زیرین این سازند با سازند ایلام به صورت پیوسته، واضح و همشیب و مرز بالایی آن با واحد شیل ارغوانی سازند پابده پیوسته و تدریجی است.

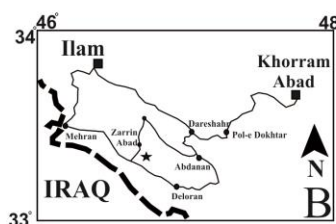
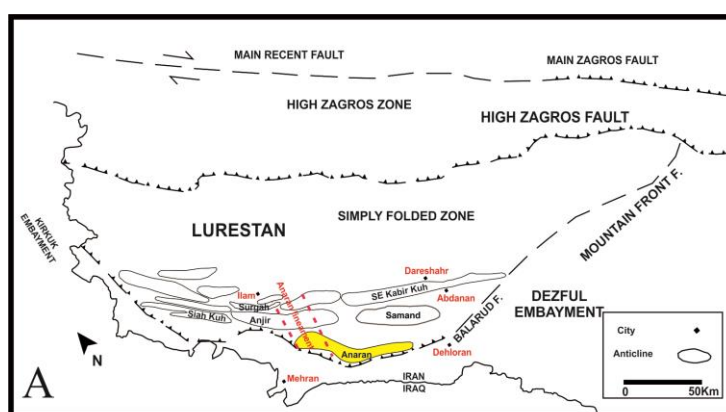
سازند گورپی و تکمیل اطلاعات در جنوب شرق زون ساختاری لرستان برشی از این سازند در طاقدیس اناران انتخاب و سازند گورپی مورد نمونه‌برداری و مطالعه قرار گرفته است.

محدوده مورد مطالعه

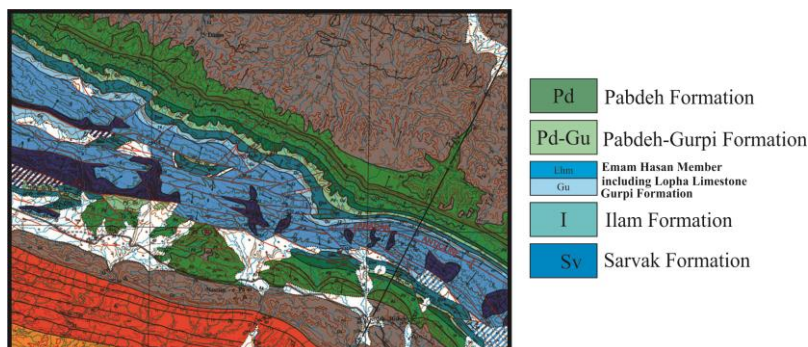
موقعیت جغرافیایی، جایگاه و راه‌های دسترسی به

برش مورد مطالعه

طاقدیس اناران از نظر تقسیمات زمین‌شناسی در زون ساختاری لرستان و زاگرس چین خورده و از نظر تقسیمات کشوری در استان ایلام قرار دارد. برش اناران در یال جنوبی طاقدیس اناران (بخش مرکزی)، در ۱۶ کیلومتری شمال غرب روستای بیشه‌دراز و ۱۱ کیلومتری جنوب غرب روستای



شکل ۱: تصویر A) موقعیت جغرافیایی طاقدیس اناران که جایگاه ساختار خطی اناران با خط چین مشخص شده است (برگرفته از فرضی پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹ با تغییرات)، تصویر B) راه‌های دسترسی به برش طاقدیس اناران (اقتباس از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۶).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ناحیه مرکزی طاق‌دیس اناران (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه اناران، شرکت ملی نفت ایران، تهیه شده توسط ستوده‌نیا، ۱۹۶۷).

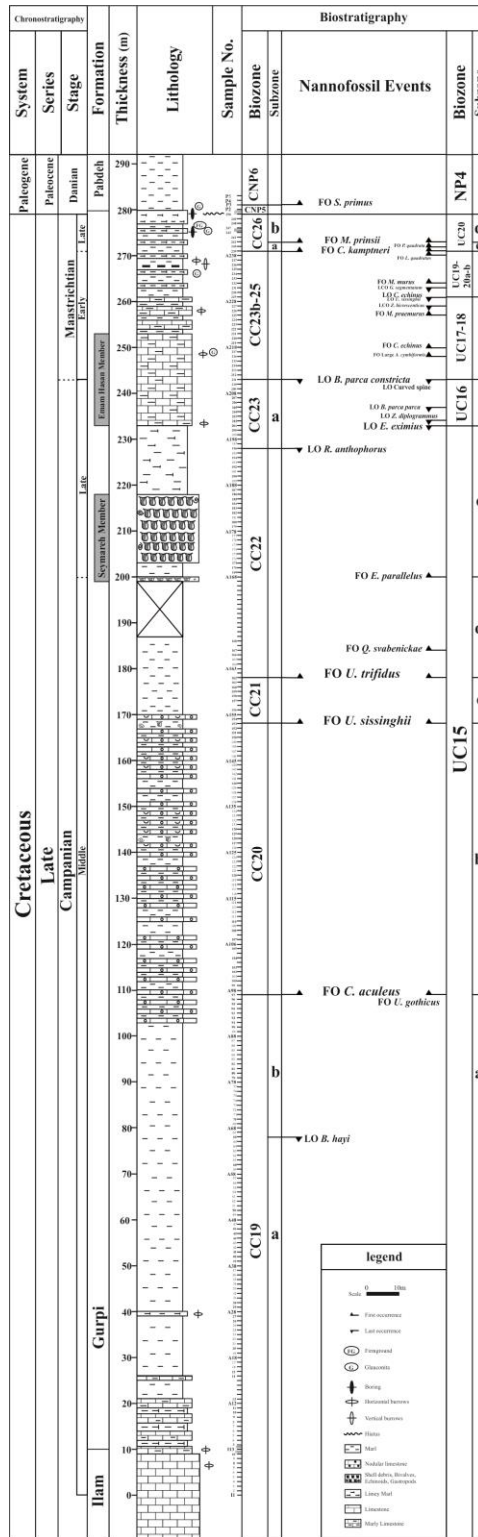
مواد و روش‌ها

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی

انتخاب برش پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و بازدید از طاق‌دیس مورد مطالعه انجام گرفته، به صورتی که در محل برش حداقل بهم‌ریختگی‌های تکتونیکی و بیشترین ضخامت و رخنمون از سازند گورپی در اختیار قرار گیرد. نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و در فواصل ۱ متری و برای حذف عوامل هوازدگی و رفع اثر آغشتگی بر روی سنگ‌ها، عمدتاً از عمق ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتری لایه‌ها برداشت شده است. با استفاده از روش آماده‌سازی اسمیر اسلاید (Smear slide) که یکی از روش‌های استاندارد آماده‌سازی (باون و یانگ، ۱۹۹۸) است ۲۶۵ اسلاید تهیه شده و با میکروسکوپ نوری Nikon مدل OptiPhot II (با عدسی شیئی با بزرگنمایی $\times 100$ با روغن ایمرسیون و عدسی چشمی با بزرگنمایی $\times 10$) مورد مطالعه و با دوربین دیجیتال Nikon مدل D3300 مورد عکس‌برداری قرار گرفته است.

زیست چینه‌شناسی براساس نانوفسیل‌های آهکی: مطالعات زیست چینه‌ای صورت گرفته در برش

اناران براساس ثبت اولین و آخرین حضور (FO^4) و LO^5) گونه‌های شاخص نانوفسیل‌های آهکی می‌باشد. در تعیین بیوزون‌ها از الگوهای استاندارد بیوزوناسیون نانوفسیلی (سیسینگ، ۱۹۷۷؛ پرک‌نیلسن، ۱۹۸۵؛ برنت، ۱۹۹۸) برای نمونه‌های کرتاسه و از الگوی بیوزوناسیون مارتینی (۱۹۷۱) برای نمونه‌های سنوزوئیک استفاده شده است. محدوده و سن ارائه شده برای هر بیوزون و زیرزون آن براساس مقیاس زمان زمین‌شناسی یا GTS2012⁶ (گردشتین و همکاران، ۲۰۱۲) تصحیح شده است. در توضیحات ذیل هر بیوزون، گونه‌های شاخص نانوفسیلی استفاده شده برای تفکیک آن ذکر شده و موقعیت و ضخامت بیوزون مذکور ارائه شده است. در شکل ۳ جدول بیوزون‌های تفکیک شده، شکل ۴ جدول پراکندگی گونه‌های نانوفسیلی و در شکل‌های ۵ و ۶ تصویر گونه‌های شاخص و برخی دیگر از گونه‌های شناسایی شده در این پژوهش نمایش داده شده است.



شکل ۳: جدول بیوزون‌های تفکیک شده در برش طاق‌دیس اناران.

نظر لیز (۲۰۰۲) در زون دیرینه جغرافیای زیستی استوایی^۷ حضور نداشته و این می‌تواند دلیلی بر عدم ثبت حضور این گونه در برش مورد مطالعه باشد.

۲- بیوزون CC20 (*Ceratolithoides aculeus Zone*)
معادل با زیرزون UC15b^{TP}: این بیوزون توسط کپک و هی (۱۹۶۹) معرفی و توسط مارتینی (۱۹۷۶) در آن تصحیحاتی انجام شده است. محدوده این بیوزون با اولین حضور گونه *C. aculeus* تا اولین حضور گونه *Quadrum sissinghii* (= *Uniplanarius sissinghii*) مشخص می‌شود. زیرزون UC15b^{TP} نیز که توسط برنت (۱۹۹۸) معرفی شده معادل با این بیوزون می‌باشد. در این بیوزون ظهور گونه‌های *Uniplanarius gothicus* و *Ceratolithoides cf. arcuatus* گزارش شده (برنت، ۱۹۹۸) و سن آن کامپانین میانی می‌باشد. توضیحات: ضخامت بیوزون CC20 و زیرزون UC15b^{TP} معادل آن ۵۹ متر است که با توجه به اولین حضور گونه *C. aculeus* در ضخامت ۱۰۹ متری از قاعده برش و اولین حضور گونه *Q. sissinghii* در ضخامت ۱۶۸ متری محاسبه شده است. در این برش ثبت اولین حضور گونه *U. gothicus* نیز در ضخامت ۱۰۹ متری می‌باشد.

۳- بیوزون CC21 (*Quadrum sissinghii Zone*)
معادل با زیرزون UC15c^{TP}: این بیوزون توسط سیسینگ (۱۹۷۷) معرفی شده و محدوده آن از اولین حضور گونه *Q. sissinghii* تا اولین حضور گونه *Quadrum trifidum* می‌باشد. این بیوزون با ظهور گونه *Ceratolithoides arcuatus* به دو زیرزون a و b تفکیک می‌شود. زیرزون UC15c^{TP} نیز که توسط برنت (۱۹۹۸) معرفی شده معادل با این بیوزون می‌باشد. کامپانین میانی سن این بیوزون می‌باشد.

توضیحات: ضخامت این بیوزون در برش اناران ۱۰ متر می‌باشد که از ضخامت ۱۶۸ تا ۱۷۸ متری از

۱- بیوزون CC19 (*Calculites ovalis Zone*) معادل با زیرزون‌های UC14d^{TP} و UC15a^{TP}: این بیوزون توسط سیسینگ (۱۹۷۷) معرفی شده است و محدوده آن از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تا اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* می‌باشد. وی زیر تقسیمات این بیوزون را براساس آخرین حضور گونه *Bukryaster hayi* انجام داده است. زیرزون‌های UC14d^{TP} و UC15a^{TP} نیز که توسط برنت (۱۹۹۸) معرفی شده‌اند معادل این بیوزون هستند. زیرزون UC14d^{TP} با اولین حضور گونه *Ceratolithoides verbeekii* شروع و تا اولین حضور گونه *Miscenomarginatus pleniporus* ادامه دارد و زیرزون UC15a^{TP} از اولین حضور گونه *M. pleniporus* تا اولین حضور گونه *C. aculeus* می‌باشد. سن این بیوزون انتهای کامپانین پیشین- ابتدای کامپانین میانی می‌باشد.

توضیحات: تخمین ضخامت بیوزون CC19 در برش اناران به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه *M. furcatus* در قاعده این برش امکان‌پذیر نبوده و با اولین حضور گونه *C. aculeus* در ضخامت ۱۰۹ متری رأس این بیوزون مشخص می‌شود. با توجه به ثبت آخرین حضور گونه *B. hayi* در ضخامت ۷۸ متری، ضخامت زیرزون CC19b در برش اناران ۳۱ متر می‌باشد. هم‌چنین با توجه به حضور گونه‌های *Reihardtites levis* و *C. verbeekii* از اولین نمونه برداشت شده از سازند ایلام در قاعده نمونه‌برداری و امکان حضور آن در لایه‌های پایین‌تر و عدم ثبت حضور گونه *M. pleniporus* به‌عنوان شاخص رأسی زیرزون UC14d^{TP} و شاخص قاعده‌ای زیرزون UC15a^{TP}، تفکیک دو زیرزون مذکور و تخمین ضخامت آنها امکان‌پذیر نمی‌باشد. قابل توجه است که گونه شاخص *M. pleniporus* که تفکیک‌کننده دو زیرزون UC14d^{TP} و UC15a^{TP} می‌باشد طبق

متری ضخامت این بیوزون ۵۰ متر است، درحالی که با توجه به نظر پرک نیلسن با استفاده از آخرین حضور گونه *E. eximius* به‌عنوان شاخص رأسی این بیوزون (در ضخامت ۲۳۳ متری) ضخامت این بیوزون را می‌توان ۵۵ متر در نظر گرفت. همچنین اولین ثبت از حضور گونه *Q. svabenickae* در ضخامت ۱۸۴ متری می‌باشد. با توجه به ثبت اولین حضور گونه *E. parallelus* در ضخامت ۲۰۰ متری زیرزون UC15d^{TP} در این برش به ضخامت ۲۲ متر و زیرزون UC15e^{TP} به ضخامت ۳۳ متر می‌باشد.

۵- بیوزون CC23 (*Tranolithus phacelosus* Zone) معادل با بیوزون‌های UC16 و UC17: بیوزون CC23 توسط سیسینگ (۱۹۷۷) معرفی شده است. محدوده این بیوزون در الگوی تصحیح شده توسط پرک‌نیلسن (۱۹۸۵) از آخرین حضور گونه *R. anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* (= *Tranolithus orionatus*) می‌باشد. سیسینگ (سیسینگ، ۱۹۷۷) از آخرین حضور گونه *Aspidolithus parvus constrictus* معادل گونه (*Broinsonia parca constricta*) برای تقسیم‌بندی این بیوزون به دو بخش a و b استفاده کرده است. محدوده بیوزون UC16 معادل با زیرزون CC23a این بیوزون در الگوی معرفی شده توسط برنت (۱۹۹۸) در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *E. eximius* شروع و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. در مطالعات اخیر این بیوزون توسط تیبو و (۲۰۱۶) به دو زیرزون تقسیم شده است. زیرزون UC16a^{TP} که از آخرین حضور گونه *E. eximius* شروع و تا آخرین حضور گونه *U. trifidus* را شامل می‌شود. سن این زیرزون انتهایی‌ترین بخش کامپانین است. زیرزون UC16b^{TP} که از آخرین حضور گونه *U. trifidus* شروع و با آخرین حضور

قاعده برش را شامل می‌شود. در این برش اولین حضور گونه *C. arcuatus* ثبت نشده و تفکیک بیوزون CC21 به دو زیرزون CC21a و CC21b امکان‌پذیر نمی‌باشد.

۴- بیوزون CC22 (*Quadrum trifidum* Zone) معادل با زیرزون‌های UC15d^{TP} و UC15e^{TP}: این بیوزون توسط باکری و براملت (۱۹۷۰) معرفی و توسط سیسینگ (۱۹۷۷) تصحیح شده که محدوده آن از اولین حضور گونه *Q. trifidum* تا آخرین حضور گونه *Reihardtites anthophorus* می‌باشد. قابل توجه است که آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* تقریباً همزمان با آخرین حضور گونه *R. anthophorus* اتفاق می‌افتد و لذا محدوده بالایی این بیوزون را با این گونه نیز می‌توان تعیین کرد (پرک‌نیلسن، ۱۹۷۹) این بیوزون در عرض‌های جغرافیایی بالا با توجه به حضور گونه *Reihardtites levis* به دو زیرزون تقسیم شده است (سیسینگ، ۱۹۷۷). در این بیوزون اولین حضور گونه *Quadrum svabenickae* و آخرین حضور گونه *Lithastrinus grillii* نیز گزارش شده است (برنت، ۱۹۹۸). دو زیرزون UC15d^{TP} و UC15e^{TP} معرفی شده توسط برنت (۱۹۹۸) معادل با این بیوزون بوده که به شرح زیر می‌باشند:

زیرزون UC15d^{TP} که با اولین حضور گونه *Uniplanarius trifidus* (= *Quadrum trifidum*) شروع و تا اولین حضور گونه *Eiffellithus parallelus* ادامه دارد و سن تقریبی آن بخش انتهایی کامپانین میانی است. زیرزون UC15e^{TP} که با اولین حضور گونه *E. parallelus* شروع و تا آخرین حضور گونه *E. eximius* ادامه دارد و سن تقریبی آن بخش ابتدایی کامپانین پسین می‌باشد. توضیحات: در برش اناران با در نظر گرفتن آخرین حضور گونه *R. anthophorus* در ضخامت ۲۲۸

حضور گونه *R. levis* می‌باشد. براساس نظر (سیسینگ، ۱۹۷۷) آخرین حضور گونه *R. levis* مصادف با افزایش در تعداد گونه‌های بزرگ جنس *Arkhangelskiella* می‌باشد. محدوده بیوزون UC18 معادل با این بیوزون در الگوی معرفی شده توسط برنت (۱۹۹۸) نیز توسط آخرین حضور دو گونه مذکور تعیین می‌شود. سن این بیوزون مائیستریشتین پیشین می‌باشد.

توضیحات: با توجه به پیوستگی در حضور گونه‌های شاخص رأس و قاعده این بیوزون امکان تفکیک آن میسر نمی‌باشد. این بخش در ستون سنگ‌شناسی فاقد شواهد صحرایی حاکی از ناپیوستگی می‌باشد. ۷-بیوزون CC25 (*Arkhangelskiella cymbiformis* Zone) معادل با بیوزون UC19 و زیرزون‌های UC20a-b^{TP}: این بیوزون توسط پرکنیلسن (۱۹۷۲) تعریف و توسط سیسینگ (۱۹۷۷) تصحیح شده است. محدوده آن از آخرین حضور گونه *R. levis* تا اولین حضور گونه *Nephrolithus frequens* می‌باشد. با توجه به اینکه گونه *N. frequens* شاخص عرض‌های جغرافیایی بالا می‌باشد و در عرض‌های جغرافیایی پایین کمیاب است در بسیاری از مطالعات مربوط به عرض‌های جغرافیایی پایین از اولین حضور گونه *Micula murus* برای تعیین مرز بالایی این بیوزون استفاده شده است (پرکنیلسن، ۱۹۷۲؛ رات، ۱۹۷۸). سن این بیوزون مائیستریشتین پسین می‌باشد. این بیوزون در الگوی بیوزوناسیون برنت (۱۹۹۸) معادل با بیوزون UC19 و زیرزون‌های UC20a^{TP} و UC20b^{TP} می‌باشد. بیوزون UC19 معادل با زیرزون CC25a از آخرین حضور گونه *R. levis* تا اولین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* معرفی شده است. زیرزون UC20a^{TP} معادل با زیرزون CC25b با اولین حضور گونه *L. quadratus* شروع و تا اولین حضور گونه *M.*

گونه *Broinsonia parca constricta* پایان می‌یابد. سن این زیرزون مائیستریشتین پیشین است. بیوزون UC17 معادل با زیرزون CC23b در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *Broinsonia parca constricta* شروع و در رأس با ثبت آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* خاتمه می‌یابد. سن این بیوزون در الگوی بیوزوناسیون برنت (برنت، ۱۹۹۸) بالاترین بخش کامپانین پسین (Latest Campanian) گزارش شده، درحالی که در GTS2012 در قاعده مائیستریشتین در نظر گرفته شده است.

توضیحات: محدوده بیوزون CC23 در برش مورد مطالعه در قاعده با ثبت آخرین حضور گونه *E. eximius* در ضخامت ۲۳۳ متری قابل تشخیص است اما تشخیص رأس آن به دلیل حضور پیوسته و عدم ثبت آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus=Tranolithus phacelosus* میسر نمی‌باشد. از طرفی می‌توان با در نظر گرفتن آخرین ثبت از حضور گونه *Broinsonia parca constricta* در ضخامت ۲۴۳ متری رأس بیوزون UC16 را در الگوی برنت (۱۹۹۸) مشخص کرد که معادل با قسمت تحتانی این بیوزون و زیرزون CC23a می‌باشد. بنابراین ضخامت بیوزون مذکور ۱۰ متر می‌باشد. قابل ذکر است که در این پژوهش به دلیل حضور پیوسته گونه *U. trifidus* تا انتهای برش تفکیک بیوزون UC16 به دو زیرزون معرفی شده اخیر امکان‌پذیر نمی‌باشد. تعیین محدوده بیوزون UC17 معادل با زیرزون CC23b نیز در این برش به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه *T. orionatus* و حضور پیوسته آن میسر نیست.

۶-بیوزون CC24 (*Reinhardtites levis* Zone) معادل با بیوزون UC18: بیوزون CC24 توسط سیسینگ (۱۹۷۷) معرفی شده است و محدوده آن از آخرین حضور گونه *T. phacelosus* تا آخرین

Z. (MME) را نزدیک به آخرین حضور گونه *Z. bicrescenticus* و به دنبال وقایع آخرین حضور گونه‌های *C. echinus* و *T. orionatus* می‌دانند. از طرفی طبق مطالعات برخی از محققین (سلف‌تریل، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲؛ لیز و باون، ۲۰۰۵؛ تیباو و گاردین، ۲۰۰۶؛ تیباو، ۲۰۱۶) اولین حضور گونه‌های *M. murus* و *L. quadratus* نیز زمان گذر بوده به صورتی که قاعده حضور گونه *M. murus* براساس عمق دیرینه در برش‌های مختلف (جایگاه‌های کم‌عمق یا عمیق) متفاوت و در محیط‌های عمیق اقیانوسی ثبت این گونه معمولاً پیش از گونه *L. quadratus* صورت گرفته است. اولین حضور گونه *L. quadratus* نیز در برخی برش‌ها در قاعده کرون C31n قرار گرفته، درحالی که در برش‌های دیگر در بالاترین بخش این کرون قرار می‌گیرد. با توجه به موارد مذکور در برش اناران اولین حضور گونه *C. echinus* در ضخامت ۲۵۰ متری ثبت شده که تقریباً همزمان با اولین مشاهده نمونه‌های بزرگ جنس *Arkhangelskiella* (گونه *A. cymbiformis* بزرگتر از ۱۰ μm) در ضخامت ۲۴۸ متری می‌باشد. اولین حضور گونه *Micula praemurus* نیز در ضخامت ۲۵۷ متری مشاهده شده است. هم‌چنین آخرین حضور پیوسته (LCO) گونه *Z. bicrescenticus* در ضخامت ۲۵۹ متری و آخرین حضور گونه *C. echinus* مقارن با آخرین حضور گونه *U. sissinghii* در ضخامت ۲۶۱ متری ثبت شده است. بنابراین می‌توان از واقعه آخرین حضور گونه *C. echinus* به‌عنوان شاخص کمکی برای تعیین رأس بیوزون UC18 و قاعده بیوزون UC19 استفاده کرد. در این برش ثبت اولین حضور گونه *M. murus* در ضخامت ۲۶۴ متری قبل از ثبت اولین حضور گونه *L. quadratus* در ضخامت ۲۷۰ متری با الگوی بیوزوناسیون برنت (۱۹۹۸) مغایرت داشته و اولین حضور گونه *Pseudomicula*

murus ادامه دارد. زیرزون UC20b تقریباً معادل با زیرزون CC25c با اولین حضور گونه *M. murus* شروع و با اولین حضور گونه *Ceratolithoides kamptneri* پایان می‌یابد. توضیحات: در برش اناران، به دلیل عدم ثبت آخرین حضور گونه‌های *T. phacelosus* و *R. levis* حضور پیوسته آنها تا انتهای برش تفکیک بیوزون CC24 و CC25a و بیوزون UC18 و UC19 معادل با آنها امکان‌پذیر نیست. هم‌چنین ثبت اولین حضور گونه *M. murus* قبل از ثبت اولین حضور گونه *L. quadratus* در این برش در مغایرت با الگوی بیوزوناسیون برنت (۱۹۹۸) بوده و امکان تفکیک زیرزون‌های UC20a^{TP} و UC20b^{TP} نیز وجود ندارد. در مطالعات صورت گرفته توسط لیز (۲۰۰۲) گونه *R. levis* گونه‌ای معمول در زون‌های دیرینه جغرافیای زیستی^۱ (PBZs) نیمه قطبی^۶ تا گرم^{۱۰} اقیانوس هند در نظر گرفته شده است که در دیگر زون‌ها کمیاب و پراکنده دیده می‌شود. بنابراین پراکندگی این گونه و کاربرد آن در الگوهای بیوزوناسیون متأثر از عوامل جغرافیایی است. تیباو (تیباو، ۲۰۱۶) نیز در مطالعات اخیر خود بر روی چند برش آخرین حضور گونه *R. levis* را زمان گذر^{۱۱} معرفی کرده، به طوری که آخرین حضور آن در حوضه تتیس دیرتر و در بخش بالایی کرون C31r گزارش شده، درحالی که در حوضه اطلس جنوبی در زیر این کرون قرار دارد. هم‌چنین لیز و باون (۲۰۰۵) پیشنهاد می‌کنند که در نبود واقعه زیستی آخرین حضور گونه *R. levis* برای تفکیک دو بیوزون UC18 و UC19 در مائیستریشتین پیشین می‌توان از وقایع جایگزینی چون اولین حضور گونه *Micula praemurus* و آخرین حضور گونه‌های *Zeugrhabdotus bicrescenticus* و *Cribracorona echinus* استفاده کرد. ایشان هم-چنین واقعه گرم شدگی میانه مائیستریشتین^{۱۲}

subzone) که توسط پرکنیلسن (۱۹۸۵) معرفی شده و با اولین حضور گونه *M. murus* شروع و با اولین حضور گونه *M. prinsii* به پایان می‌رسد. این زیرزون معادل با زیرزون UC20c^{TP} از الگوی بیوزوناسیون برنت (۱۹۹۸) است که با اولین حضور گونه *C. kamptneri* شروع و با اولین حضور گونه *M. prinsii* به پایان می‌رسد. زیرزون CC26b (*Micula prinsii* subzone) که معادل با زیرزون UC20d^{TP} از الگوی برنت (۱۹۹۸) است و با اولین حضور گونه *M. prinsii* شروع و با اولین حضور گونه‌های *C. alta* و *B. sparsus* و یا افزایش فراوانی گونه *T. operculata* پایان می‌یابد.

توضیحات: محدوده زیرزون CC26a در برش اناران با توجه به ثبت حضور گونه *M. murus* قبل از گونه *L. quadratus* و متأثر بودن آن از عامل عمق دیرینه براساس زیرزون UC20c^{TP} معادل با آن تعیین شده است. بدین ترتیب با ثبت اولین حضور گونه *C. kamptneri* در ضخامت ۲۷۱ متری این زیرزون شروع و با ثبت اولین حضور گونه *M. prinsii* در ضخامت ۲۷۳ متری به پایان می‌رسد. ضخامت این زیرزون ۲ متر می‌باشد. ضخامت زیرزون‌های CC26b و UC20d^{TP} معادل با آن در این برش با توجه به عدم ثبت شاخص‌های رأسی آن قابل تخمین نمی‌باشد. بنابراین مرز کرتاسه-پالئوژن در این برش با توجه به عدم ثبت گونه‌های شاخص معرفی شده برای این مرز احتمالاً با یک نبود همراه است.

۹-بیوزون NP4 (*Ellipsolithus macellus* Zone): این بیوزون توسط مارتینی و ورسلی (۱۹۷۰) معرفی شده و شاخص پایان پالئوسن پیشین (دانین پسین-سلاندین پیشین) می‌باشد. شروع این بیوزون با اولین حضور گونه *E. macellus* است و با گزارش اولین حضور گونه *Fasciculithus tympaniformis* پایان می‌یابد. این بیوزون با

quadrata به‌عنوان شاخص کمکی نیز در ضخامت ۲۷۲ متری ثبت شده که در الگوی برنت (۱۹۹۸) گزارش اولین حضور آن قبل از گونه *M. murus* ذکر شده است. در برش اناران با توجه به شواهد حاکی از افزایش عمق حوضه (همتی نسب، ۱۳۸۷) می‌توان جایگاه و ثبت اولین حضور گونه *M. murus* را متأثر از عمق دیرینه در نظر گرفت، بنابراین در این برش امکان تفکیک زیرزون‌های UC20a^{TP} و UC20b^{TP} معادل با زیرزون‌های CC25b و CC25c وجود ندارد.

۸-بیوزون CC26 (*Nephrolithus frequens* Zone) معادل با زیرزون‌های UC20c^{TP}-d^{TP}: این بیوزون توسط کپک و هی (۱۹۶۹) معرفی شده است. محدوده این بیوزون از اولین تا آخرین حضور گونه *Nephrolithus frequens* می‌باشد و سن آن اواخر مائیستریشتین پسین در نظر گرفته شده است. در عرض‌های جغرافیایی پایین از اولین حضور گونه *M. murus* برای قاعده این زون و از اولین حضور گونه متعاقب آن *Micula prinsii* برای تقسیم‌بندی مائیستریشتین پسین استفاده می‌شود (پرکنیلسن، ۱۹۸۵). در عرض‌های جغرافیایی بالا در اثر بازنهشت شدن گونه *N. frequens* در سنگ‌های ردیف پالتوسن مرز بالایی این بیوزون توسط پرکنیلسن و همکاران (پرکنیلسن و همکاران، ۱۹۸۲) با اولین حضور فراوان جنس *Thoracosphaera* مشخص شده است. این مرز همچنین با اولین حضور گونه‌های *Biantholithus* و *Cyclagelosphaera alta* و یا افزایش فراوانی گونه *Thoracosphaera operculata* نیز مشخص شده است (پرکنیلسن، ۱۹۷۹). این بیوزون با استفاده از اولین حضور گونه *Micula prinsii* به دو زیرزون قابل تقسیم است (پرکنیلسن، ۱۹۷۹ و ۱۹۸۱) که عبارتند از: زیرزون CC26a (*Micula murus*)

روی این مرز (ویت و همکاران، ۲۰۱۰؛ تیبوا، ۲۰۱۶) *B. parca constricta* در ثبت آخرین حضور گونه در برش‌های مطالعه شده چندزمانی^{۱۳} مشاهده شده، بنابراین تیبوا (تیباو، ۲۰۱۶) با در نظر گرفتن آخرین حضور گونه *U. trifidus* دو زیرزون برای بیوزون نانوفسیلی UC16 در قلمرو تتیس معرفی کرده که رأس زیرزون UC16a^{TP} مقارن با آخرین حضور گونه *U. trifidus* بهترین شاخص زیست‌چینه‌ای نانوفسیلی برای مرز کامپانین-مائیستریشتین در این قلمرو است. در این پژوهش مرز کامپانین-مائیستریشتین براساس GTS2012 تعیین شده و با ثبت آخرین حضور گونه *B. parca constricta* در واحد آهکی امام حسن در ضخامت ۲۴۳ متری از قاعده برش قرار می‌گیرد. لازم به ذکر است که به دلیل حضور پیوسته گونه *U. trifidus* نمی‌توان مرز پیشنهادی براساس مطالعات تیبوا (۲۰۱۶) را در این بیوزون تفکیک کرد. این بخش در ستون سنگ‌شناسی فاقد هرگونه شواهد صحرایی و رسوب‌شناسی بیانگر ناپیوستگی در مرز می‌باشد. با توجه به زمان گذر بودن اولین حضور گونه‌های *M. murus* و *L. quadratus* توافق جامعی روی معیار مرزی برای قاعده مائیستریشتین بالایی وجود ندارد (ادین و همکاران، ۱۹۹۶؛ ادین، ۲۰۰۱) اما همچنان اشکوب مائیستریشتین در GTS2012 به دو زیر اشکوب تقسیم شده است (گردشتین و همکاران، ۲۰۱۲). سلف تریل (سلف‌تریل، ۲۰۰۲) در مطالعات نانوفسیلی خود در دو محیط اقیانوسی کم‌عمق و عمیق از اولین حضور گونه *C. kamptneri* به‌عنوان قابل اعتمادترین و همزمان‌ترین واقعه زیستی شناخته شده برای تفکیک مرز مائیستریشتین پیشین از پسین یاد می‌کند. برخی از دیگر محققین (تیباو و گاردین، ۲۰۰۶؛ لیز و باون، ۲۰۰۵) از آخرین حضور گونه‌های *Gartnerago segmentatum*

بیوزون CP3 از الگوی زون‌بندی اکادا و باکری (۱۹۸۰) و بیوزون‌های NTp6,7,8 و زیرزون NTp5C از الگوی بیوزوناسیون وارل (۱۹۸۹) معادل است. توضیحات: در برش اناران اولین حضور گونه‌های پالئوژن در ضخامت ۲۷۹ متری تا ۲۷۹/۵ متری مشاهده می‌شود. در این نمونه‌ها حضور همزمان گونه‌های *N. modestus*، *P. martinii*، *N. perfectus* و *E. macellus* همراه با فراوانی در حضور گونه‌های *L. felis*، *L. varolii*، *Gompholithus magnus* و *involutus* می‌باشد. بنابراین بیوزون‌های NP1 تا قاعده بیوزون NP4 در این برش ثبت نشده و سه نمونه انتهایی سازند گورپی را می‌توان با در نظر گرفتن مجموعه ذکر شده متعلق به رأس بیوزون NP4 در نظر گرفت. تخمین ضخامت این بیوزون نیز با توجه به عدم ثبت شاخص رأسی در سازند گورپی و امکان حضور آن در واحد شیل ارغوانی و ناپیوستگی در ثبت حوادث زیستی در قاعده این بیوزون امکان‌پذیر نیست.

بحث و نتایج

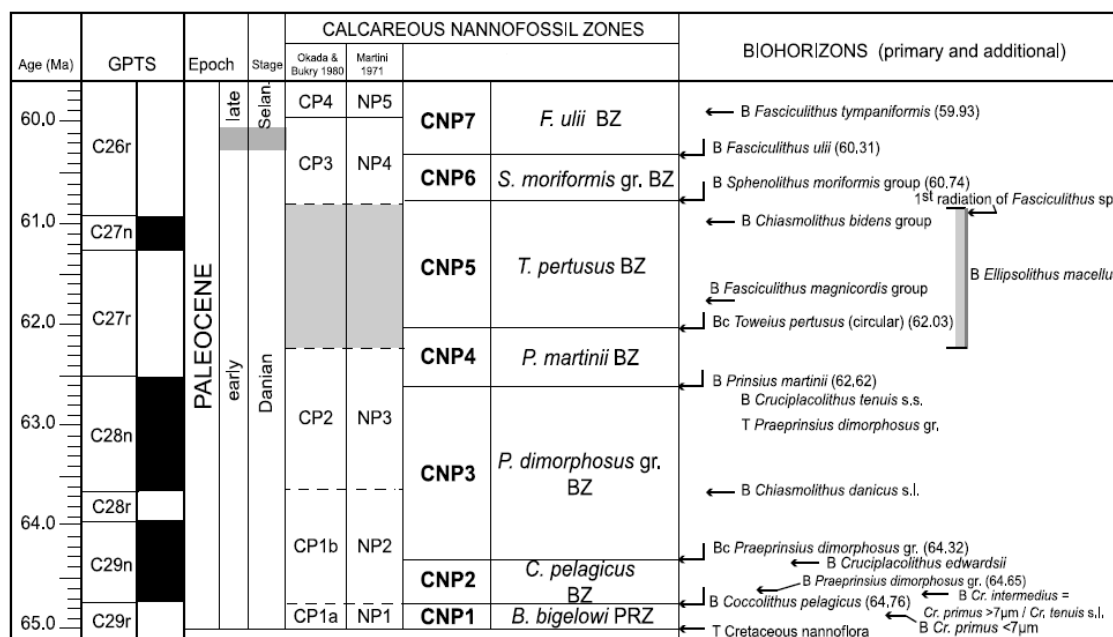
مرز کامپانین-مائیستریشتین براساس توافقی که در GTS2012 (گردشتین و همکاران، ۲۰۱۲) صورت گرفته در کرون C32n.2n.88 مگنتواستراتیگرافی، در قاعده زون بلمنیتی *Belemnella obtuse* *belemnite Zone*، قاعده زون اینوسرامیدی *Endocostae typical inoceramid Zone*، قاعده زون آمونیتی *Baculites baculus ammonite Zone* و تقریباً در قاعده زون نانوفسیلی UC17 مقارن با آخرین حضور گونه *B. parca constricta* قرار می‌گیرد که زمان تخمین زده شده برای همه این سطوح در قاعده مائیستریشتین تقریباً 72.1 Ma می‌باشد. در مطالعات اخیر صورت گرفته بر

گونه *C. kamptneri* را مرز مائیستریشتین پیشین-پسین در نظر گرفت. مرز کرتاسه-پالئوژن اولین بار توسط براملت و مارتینی (براملت و مارتینی، ۱۹۶۴) بررسی شده است. در عرض‌های جغرافیایی پایین شکوفایی نوعی داینوفلاژله آهکی با عنوان جنس *Thoracosphaera* کمی بعد از مرز و گونه‌هایی که در پالئوژن تکامل می‌یابند چون *Neobiscutum parvulum* و *Neobiscutum romeinii* و همچنین *C. primus* در مرز گزارش شده‌اند (مولینا و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۹). عده‌ای از محققین (می و همکاران، ۲۰۰۳؛ برنولا و مونچی، ۲۰۰۷) پیشنهاد کرده‌اند که تشخیص واضح قاعده دانین باید با حضور گونه شاخص *B. sparsus* انجام شود. با توجه به عدم ثبت گونه‌های شاخص نانوفسیلی معرفی شده برای مرز کرتاسه-پالئوژن، در برش طاق‌دیس اناران این مرز احتمالاً با یک نبود همراه است. اشکوب دانین در GTS2012 شامل بیوزون‌های نانوفسیلی NP1-NP4 از الگوی بیوزوناسیون مارتینی (۱۹۷۱) می‌شود که مرز دانین-سلاندین در رأس بیوزون NP4 در نظر گرفته شده است (گردشتین و همکاران، ۲۰۱۲). در زمان انتخاب گونه *Fasciculithus tympaniformis* به‌عنوان شاخص رأس بیوزون NP4 تصور می‌شد که این گونه اولین نماینده جنس *Fasciculithus* نیز هست لیکن امروزه مشخص گردیده که گونه بسیار بزرگ *Fasciculithus magnus* اولین نماینده این جنس است و در کنار گونه‌های *F. ulii*، *F. magnicordis* و *F. jani* پایین‌تر از گونه *F. tympaniformis* یافت می‌شود. در سال ۲۰۱۱ یک بازنگری تاکسونومیک در جنس *Fasciculithus* صورت گرفت (آبری و همکاران، ۲۰۱۱) که طبق آن جنس مذکور به دو جنس جدید *Gompholithus* و *Lithoptychius* و جنس پیشین *Fasciculithus* تفکیک شد. طبق نظر آبری

Zeugrhabdotus bicrescenticus و *Ahmuellerella octoradiata* به‌عنوان حوادث زیستی کمکی در تصحیح بیشتر بیواستراتیگرافی این مرز استفاده کرده‌اند. این سه گونه با اینکه متعلق به عرض‌های جغرافیایی بالا می‌باشند در برش‌های عرض‌های جغرافیایی پایین به‌عنوان شاخص‌های آب سرد تا قبل از انقراض نهایی خود یک روند کاهشی را بعد از فراوانی مطلق خود در کامپانین طی می‌کنند (تیباو و گاردین، ۲۰۰۶). این محققین به منظور برطرف کردن اثر بازنهشتگی در مورد این گونه‌ها از دو مولفه آخرین حضور (LO) و آخرین حضور پیوسته^{۱۴} یا LCO برای بررسی دقیق‌تر آنها استفاده کرده و اذعان می‌کنند که LCO هر سه گونه با اختلافی قبل از مرز مائیستریشتین پیشین-پسین قرار می‌گیرد. هم-چنین در مطالعه تیباو و گاردین (تیباو و گاردین، ۲۰۰۶) در محیط‌های عمیق اقیانوسی اولین حضور گونه *P. quadrata* در پایین‌ترین بخش کرون‌های تفکیک نشده C31n-C30n گزارش شده که مقارن با اولین حضور گونه‌های *C. kamptneri* و *L. quadratus* می‌باشد. در برش اناران ثبت اولین حضور گونه *M. murus* در ضخامت ۲۶۴ متری قبل از ثبت اولین حضور گونه *L. quadratus* مشاهده شده بنابراین جایگاه آن متأثر از عمق دیرینه در نظر گرفته شده است. در این برش ثبت اولین حضور گونه *L. quadratus* در ضخامت ۲۷۰ متری، اولین حضور گونه *C. kamptneri* در ضخامت ۲۷۱ متری و اولین حضور از گونه *P. quadrata* در ضخامت ۲۷۲ متری می‌باشد. هم‌چنین آخرین حضور پیوسته گونه *G. segmentatum* در نمونه ۲۳۱ در ضخامت ۲۶۳ متری و آخرین حضور پیوسته گونه *Z. bicrescenticus* در ضخامت ۲۵۹ متری ثبت شده است، بنابراین با احتمال زیادی می‌توان نمونه ۲۳۹ در ضخامت ۲۷۱ متری مقارن با اولین حضور

ابهامات تاکسونومیک روی دیگر گونه‌های شاخص نانوفسیلی ظاهر شده در پالتوسن، ۱۱ بیوزون برای این بازه معرفی کردند (آگنینی و همکاران، ۲۰۱۴). در این الگو ۶ بیوزون^{۱۵} CNP1-CNP6) در بازه زمانی دانین قرار گرفته و مرز دانین-سلاندین در قاعده بیوزون CNP7 قرار می‌گیرد که کمی بالاتر از قاعده حضور گونه *L. ulii* است (شکل ۷).

و همکاران گونه‌های *F. magnus* و *F.* در جنس *Gompholithus* و گونه‌های *F. felis*، *F. varolii* و برخی دیگر از گونه‌ها در جنس *Lithoptychius* قرار گرفتند. آگنینی و همکاران در معرفی الگوی بیوزوناسیون جدید برای پالتوزن در عرض‌های جغرافیایی پایین تا متوسط با در نظر گرفتن بازنگری تاکسونومیک آبری (آبری و همکاران، ۲۰۱۱) و مدنظر قرار دادن



شکل ۷: مقایسه بیوزون‌های تعریف شده برای بازه پالتوسن پیشین در سه الگوی معرفی شده توسط مارتینی (۱۹۷۱)، اوکادا و بوکری (۱۹۸۰) و آگنینی و همکاران (۲۰۱۴) همراه با وقایع نانوفسیلی جدید معرفی شده برای الگوی آگنینی. قسمت‌های خاکستری رنگ بیانگر عدم قطعیت در تعریف مرزهای کروناستراتیگرافی و بیوزون‌ها است (برگرفته از آگنینی و همکاران، ۲۰۱۴)

مونچی و همکاران، ۲۰۱۳). گونه‌های *F. involutus* و *S. primus* به‌عنوان جانشینی برای *F. tympaniformis* معرفی می‌شوند که گونه *S. primus* اولین نماینده جنس *Sphenolithus* بوده و معمولاً درست قبل از اولین حضور گونه *F. tympaniformis* ظاهر می‌شود و گونه *F. involutus* نیز قبل از گونه *S. primus* ظاهر می‌شود. یک واقعه قابل تطابق جهانی در GSSP

با توجه به مطالعات (آگنینی و همکاران، ۲۰۰۷؛ مونچی و همکاران، ۲۰۱۳) دو گونه *G. magnus* و *G. magnicordis* بازه زمانی محدودی داشته و در کرون C27r مشاهده می‌شوند، درحالی که دیگر گونه‌های جنس *Lithoptychius* در قاعده کرون C26r متنوع می‌شوند که این سری از ظهورها به واقعه اولین گونه‌زایی^{۱۶} از جنس *Fasciculithus* نسبت داده شده است (آبری و همکاران، ۲۰۱۲؛

G. magnus و *F. involutus* *L. varolii* *L. felis* می‌باشد. عدم ثبت اولین حضور گونه *F. tympaniformis* به‌عنوان شاخص رأسی بیوزون NP4 و گونه *L. ulii* به‌عنوان قاعده بیوزون CNP7 معادل با رأس آن در الگوی جدید آگنینی بیانگر ادامه رسوب‌گذاری سه نمونه انتهایی سازند گوری در انتهایی‌ترین بخش دانین است که عدم حضور گونه *S. primus* از گروه *S. moriformis* به‌عنوان شاخص قاعده بیوزون CNP6 و حضور گونه *F. involutus* که قبل از آن ظاهر می‌شود و همچنین تنوع در گونه‌های *Fasciculithus* که موید اولین گونه‌زایی از جنس *Fasciculithus* است می‌تواند بیانگر نهشته شدن این سه نمونه در انتهایی‌ترین بخش بیوزون CNP5 باشد. در منطقه مورد مطالعه ساختار خطی یا دیرینه بلندی اناران که امتدادی تقریباً شمالی-جنوبی را نشان می‌دهد به‌عنوان یک بالآمدگی خطی در طول گسلی پی‌سنگی معرفی شده که در کرتاسه پسین دوباره فعال گردیده و این فعالیت مجدد در واکنش به آغاز فرارانش افیولیت‌ها و کوهزایی زاگرس بوده است (فرضی‌پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹؛ امامی و همکاران، ۲۰۱۰). اثرات فعالیت ساختار خطی اناران بر روی تکامل حوضه به صورت تکامل و کاهش اثر آن با زمان و در جهت شمال است که به‌وسیله نقشه‌های هم‌ضخامت بررسی شده است. نقشه‌های هم‌ضخامت پیاپی در بازه زمانی سنومانین تا میوسن پیشین بیانگر عمیق شدن حوضه در هر دو طرف شرقی و غربی ساختار خطی اناران و مهاجرت مرکز نهشتگی به سمت جنوب غرب حوضه پیش‌بوم است (فرضی‌پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹). بین ۶۶ تا ۳۴ میلیون سال (پالئوسن و ائوسن) مهاجرت مرکز نهشتگی در حدود ۴۰ کیلومتر و به سمت جنوب غرب بوده که با نرخ ۱ کیلومتر در میلیون سال اتفاق افتاده است. مطالعات زیست‌چینه‌ای انجام شده

مرز دانین-سلانندین مشاهده دومین گونه‌زایی^{۱۷} در جنس *Fasciculithus* است که دقیقاً بالای مرز رخ می‌دهد (استوربوت و استراکوس، ۲۰۰۸؛ مونچی و همکاران، ۲۰۱۳) و با قاعده حضور گونه *L. ulii* مطابقت دارد (آگنینی و همکاران، ۲۰۱۴). در برش اناران از نظر سنگ‌شناسی محدوده ۲۷۵ تا ۲۸۰ متری از رأس سازند گوری شامل توالی از مارن و مارن آهکی می‌باشد که در دو بازه ۲۷۵ تا ۲۷۶ متری و ۲۷۹/۵ تا ۲۸۰ متری لایه‌هایی از مارن آهکی به صورت نیمه سخت^{۱۸} با آثار زیستی فراوان در آن مشاهده می‌شوند. از نظر بیواستراتیگرافی اولین ثبت از حضور گونه‌های پالئوسن در ضخامت ۲۷۹ متری (۱ متر قبل از مرز سنگ‌شناسی گورپی-پابده) مشاهده شده و آخرین حضور پیوسته گونه *M. prinsii* به همراه دیگر گونه‌های معمول کرتاسه در ضخامت ۲۷۸ متری می‌باشد. بنابراین با احتمال زیاد می‌توان اولین ناپیوستگی در سازند گورپی را در فاصله ۲۷۸ تا ۲۷۹ متری ثبت کرد که با توجه به عدم ثبت گونه‌های شاخص مرز کرتاسه-پالئوژن و حضور همزمان گونه‌های شاخص بیوزون‌های NP1 تا NP4 در ضخامت ۲۷۹ متری بازه زمانی این ناپیوستگی را می‌توان از مرز کرتاسه-پالئوژن تا انتهایی دانین در نظر گرفت. با توجه به حضور فراوان گونه *E. macellus* در ضخامت ۲۷۹ تا ۲۷۹/۵ متری به‌عنوان شاخص قاعده بیوزون NP4 و همراهی دیگر گونه این جنس (*E. distichus*) به صورت فراوان با آن در این نمونه‌ها که در منابع ظهور آن کمی بعد از این گونه ذکر شده می‌توان نمونه ۲۵۰ در ضخامت ۲۷۹ متری را نهشته شده در بیوزون NP4 از الگوی بیوزوناسیون مارتینی (۱۹۷۱) در نظر گرفت. از طرفی در این نمونه‌ها حضور همزمان گونه‌های *P. martini*، *C. edwardsii*، *N. modestus* و *C. intermedius* همراه با فراوانی در حضور گونه‌های

نتیجه‌گیری

-رسوب‌گذاری سازند گورپی در برش اناران با ثبت بیوزون‌های CC19 تا NP4 از کامپانین میانی آغاز شده و در پالتوسن پایان یافته است.

-مرز کامپانین-مائیستریشتین در این برش در واحد آهکی امام حسن و با ثبت آخرین حضور گونه *B. parca constricta* در نظر گرفته شده است.

-مرز مائیستریشتین پیشین-پسین در این برش با توجه به ثبت اولین حضور گونه *C. kamptneri* در نظر گرفته شده است.

-مرز کرتاسه-پالتوژن در برش اناران ناپیوسته بوده و عدم ثبت حوادث زیستی رأس بیوزون CC26b تا قاعده NP4 بازه زمانی ناپیوستگی را از مرز کرتاسه-پالتوژن تا انتهای دانین مشخص می‌کند.

-فعالیت مجدد ساختار خطی اناران به شکل یک بلندی دیرینه از کرتاسه پسین (سنومانین به بعد) می‌تواند مسبب تغییر ضخامت، تفاوت رخساره و ناپیوستگی در رأس سازند گورپی در بازه مرز کرتاسه-پالتوژن تا دانین باشد.

براساس فرامینیفراهای پلانکتونیک در طاق‌دیس اناران (همتی‌نسب، ۱۳۸۷) موید نبود بیوزون‌های P0 تا قاعده P2 می‌باشد. هم‌چنین مطالعات مشابه انجام شده در شمال غرب طاق‌دیس کبیرکوه (اصغریان رستمی، ۱۳۹۱) که در امتداد ساختار خطی اناران است نیز موید نبود بیوزون‌های *Plummerita hantkeninoides* P0 و P1 همراه با شواهد رسوب‌شناسی و صحرایی است. بنابراین عدم گزارش بیوزون‌های فرامینیفرا مذکور در منطقه مورد مطالعه که معادل عدم ثبت مرز K-Pg و بیوزون‌های NP1 تا قاعده NP4 نانوفسیلی در این پژوهش هستند در تأیید نبود رسوبات بازه دانین در این منطقه است. از اینرو می‌توان فعالیت مجدد ساختار خطی اناران به شکل یک بلندی دیرینه را مسبب تغییر ضخامت سازند گورپی در منطقه، تفاوت رخساره آن نسبت به دیگر نواحی زاگرس (حضور دو واحد سیمره و آهک امام حسن) و ناپیوستگی گزارش شده در رأس سازند گورپی در بازه مرز کرتاسه-پالتوژن تا انتهای دانین در این پژوهش و دیگر مطالعات در این منطقه در نظر گرفت.

پانویس

- 1-Pusht-e Kuh Arc
- 2-Lurestan stratigraphic province
- 3-Mountain Front Fault (MFF)
- 4-First Occurrence
- 5-Last Occurrence
- 6-The Geologic Time Scale 2012
- 7-Tropical PBZ
- 8-Paleobiogeographic Zones
- 9-Subantarctic
- 10-Temperate

- 11-Time-transgressive
- 12-Mid-Maastrichtian Event
- 13-Diachroneity
- 14-Last Consistent Occurrences
- 15-Calcareous Nannofossil of Paleocene
- 16-1st radiation of Fasciculithus
- 17-2st radiation of Fasciculithus
- 18-Firm ground

منابع

سورگاه، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
-اصغریان رستمی، م، ۱۳۹۱. مطالعه زیست چینه

-اسفندیاری، س، ۱۳۹۴. لیتواستراتیگرافی و نانواستراتیگرافی سازند گورپی در برش طاق‌دیس

- (جنوب غرب ایلام)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- هادوی، ف. و رسا ایزدی، م.، ۱۳۸۷. نواستراتیگرافی سازند گورپی در برش دره شهر (جنوب شرق ایلام)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، شماره ۴، ص ۲۸۹ تا ۳۰۰.
- همتی نسب، م.، ۱۳۸۷. میکروبیواستراتیگرافی و چینه نگاری سکاسی سازند گورپی در برش کاور (جنوب کبیرکوه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Rohl, U. and Westerhold, T., 2007. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: implications for calcareous nannoplankton evolution, *Marine Micropaleontology* v. 64, p. 215-248.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J. and Rio, D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes; *Newsletters on Stratigraphy*, v. 47(2), p. 131-181.
- Aubry, M.P., Bord, D. and Rodriguez, O., 2011. New taxa of the Order Discoasterales Hay 1977, *Micropaleontology*, v. 57, p. 269-287.
- Aubry, M.P., Rodriguez, O., Bord, D., Godfrey, L., Schmitz, B. and Knox, R.W. O'B., 2012. The First Radiation of the Fasciculiths: Morphologic adaptations of the coccolithophores to oligotrophy, *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 101, p. 29-38.
- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E. and Kamali, M.R., 2013. Palynomorphs response to sea-level fluctuations: a case study from Late Cretaceous-Paleocene, *Gurpi Formation, SW Iran. Geopersia Journal*, v. 3(1), p. 11-24.
- Berberian, M., 1995. Master 'blind' thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Bernaola, G. and Monechi, S., 2007. Calcareous nannofossil extinction and survivorship across the Cretaceous-Paleogene boundary at Walvis Ridge (ODP Hole 1262C, South Atlantic Ocean): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 255, p. 132-156.
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S. and Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran: *Journal of the Geological Society, London*, v. 160, p. 401-412.
- 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, p. 16-28.
- Bramlette, M.N. and Martini, E., 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the

- Maestrichtian and Danian, *Micropaleontology*, v. 10(2), p. 291-322.
- Bukry, D. and Bramlette, M.N., 1970. Coccolith age determinations Leg 3, Deep Sea Drilling Project. In Maxwell, A. E. et al, 1970, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume III, Washington (U. S. Government Printing Office), 5890 p.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous; In: Bown, P.R. (Ed), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*; Chapman and Hall, London, p. 132-192.
- Cepek, P. and Hay, W.W., 1969. Calcareous Nannoplankton and Biostratigraphic subdivision of the upper Cretaceous: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 19, p. 323-333.
- Darvishzadeh, B., Ghasemi-Nejad, E., Ghourchaei, S. and Keller, G., 2007. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and faunal turnover across the cretaceous-tertiary boundary in southwestern Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 18(2), p. 139-149.
- Emami, H., Verge's, J. and Nalpas, T., 2010. Structure of the Mountain Front Flexure along the Anaran anticline in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran): insights from sand box models, In: Leturmy, P. & Robin, C.(eds) *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Meso-Cenozoic*. Geological Society, London, Special Publications (in press).
- Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A. and Priestley, K., 2006. Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophysical Journal International*, v. 167, p. 761-778.
- Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains In: SPENCER, A.M. (ed.) *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, Geological Society, London, Special Publications, v. 4, p. 199-211.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: *Journal of Geological Society, London*, v. 166, p. 1101-1115.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, v. 381, p. 235-273.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*, Cambridge University Press, Cambridge, 384 p.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area, *Bull Am Assoc Petrol Geol*, v. 49, p. 2182-2245.
- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossils biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean, *Cretaceous Research*, v. 23, p. 537-634.
- Less, J.A. and Bown, P.R., 2005. 'Upper cretaceous calcareous nannofossils biostratigraphy, ODP leg 198 (Shatsky rise northwest Pacific Ocean)'; *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 198, p. 1-60.
- Mai, H., Spejer, R.P. and Schulte, P., 2003. Calcareous index nannofossils (coccoliths) of the earliest Paleocene originated in the late Maastrichtian, *Micropaleontology*, v. 49 (2), p. 185-195.
- Martini, E. and Worsley, E., 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation, *Nature*, v. 225, p. 93-104.
- Martini, E., 1971. 'Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation'; In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds); *Plankton Stratigraphy*, Cambridge

- Earth Sciences Series; Cambridge Univ. Press; p. 427- 554.
- Martini, E., 1976. Cretaceous to Recent Calcareous Nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33), In: Schlanger, S. O., Jackson, E. D. et al., Initial Reports DSDP 33: Washington (U. S. Govt. Printing office), p. 383-423.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 519-535.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. and Zaghbib-Turki, D., 2006. The Global Stratotype Section and Point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - original Definition and revision, *Episodes* 29, p. 263-273.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G. and Zaghbib-Turki, D., 2009. The Global Stratotype Section and Point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlations, *Episodes* 32, p. 84-95.
- Monechi, S., Reale, V., Bernaola, G. and Balestra, B., 2013. The Danian/Selandian boundary at Site 1262 (South Atlantic) and in the Tethyan region: Biomagnetostratigraphy, evolutionary trends in fasciculiths and environmental effects of the Latest Danian Event. *Marine Micropaleontology*, v. 98, p. 28-40.
- Najafpour, A., Mahanipour, A. and Dastanpour, M., 2014. Calcareous Nannofossil biostratigraphy of Late Campanian-Early Maastrichtian sediments in southwest Iran: *Arab Journal Geoscience*, v. 8, p. 6037-6046.
- Odin, G.S., Hancock, J.M., Antonescu, E., Bonnemaïson, M., Caron, M., Cobban, W.A., Dhondt, A., Gaspard, D., Ion, J., Jagt, J.W.M., Kennedy, W.J., Melinte, M., Ne'raudeau, D., von Salis, K. and Ward, P.D., 1996. Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian/Maastrichtian boundary, *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 66 (Suppl.), 111e117.
- Odin, G.S., 2001. The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents: IUGS Special Publication (monograph) Series 36; *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series 19*, Elsevier Sciences Publ, Amsterdam, 910 p.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973, 1975), *Marine Micropaleontology*, v. 5, p. 321-325.
- Perch-Nielsen, K., 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic, In A. S. Loughton, W. A. Berggren, F. Aumento, R. N. Benson, T. W. Bloxam, W. B. Bryan, D. Bukry, L. H. Burckle, J. R. Cann, A. H. Cheetham, A. D. Clarke, T. A. Davies, U. N. P. Franz, E. Hakansson, P. A. Haquebard, J. C. Hopkins, N. P. James, J. A. Jeletsky, G. Kelling, J. K. Langoria, L. F. Musich, H. Nelson, K. Perch-Nielsen, E. A. Pessagno, S. A. J. Pocock, A. S. Ruffman, P. J. C. Ryall, P. A. Sabine, J. E. van Hinte, G. P. Walker, R. B. Whitmarsh, (Eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 12, p. 1003-1069.
- Perch-Nielsen, K., 1979. Calcareous nannofossil zonation at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark, *Proceedings Cretaceous-Tertiary Boundary Event Symposium: Copenhagen*, v. 1, p. 120-126.

- Perch-Nielsen, K., 1981. New Maastrichtian and Paleocene calcareous nannofossils from Africa, Denmark, the USA and the Atlantic, and some Paleocene lineages: *Eclogae Geol.*, v. 73, p. 831-863.
- Perch-Nielsen, K., 1982. Maastrichtian coccoliths in the Danian: survivors or reworked 'dead bodies'? Abstracts IAS meeting, Copenhagen, v. 122.
- Perch-Nielsen, K., 1985. 'Mesozoic Calcareous Nannofossil'; In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds); *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Earth Sciences Series, Cambridge Univ. Press, p. 329-426.
- Razmjooei, M.J., Thibault, N., Kani, N., Mahanipour, A., Boussaha, M. and Korte, C., 2014. Coniacian- Maastrichtian Calcareous nannofossils biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran): consequences for the correlation of Late cretaceous Stage Boundaries between the Tethyan and Boreal realms: *Newsletters on stratigraphy*, v. 47(2), p. 183-209.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 44, p. 731-760.
- Self-Trail, J.M., 2001. Biostratigraphic subdivision and correlation of upper Maastrichtian sediments from the Atlantic Coastal Plain and Blake Nose, western Atlantic, In: Kroon, D., Norris, R.D., Klaus, A. (Eds.), *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*, Geological Society of London Special Publications, London, v. 183, p. 93-110.
- Self-Trail, J.M., 2002. Trends in late Maastrichtian calcareous nannofossil distribution patterns, Western North Atlantic margin, *Micropaleontology*, v. 48, p. 31-52.
- Senemari, S. and Sohrabi Molla Usefi, M., 2012. Evaluation of Cretaceous-Paleogene boundary based on calcareous nannofossils in section of Pol Dokhtar, Lorestan, southwestern Iran: *Arabian Journal of Science*, v. 6, p. 3615-3621.
- Senemari, S. and Azizi, M., 2012. Nannostratigraphy of Gurpi formation (cretaceous-tertiary boundary) in Zagros basin, southwestern Iran, *World Applied Sciences Journal* 1, v. 7(2), p. 205-210.
- Seppehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 535-554.
- Sissingh, W., 1977. 'Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton'; *Geologie Mijnbouw*, v. 56, p. 37-65.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
- Steurbaud, E. and Sztrakos, K., 2008. Danian/Selandian boundary criteria and North Sea Basin-Tethys correlations based on calcareous nannofossil and foraminiferal trends in SW France, *Marine Micropaleontology*, v. 67, p. 1-29.
- Thibault, N. and Gardin, S., 2006. Maastrichtian calcareous nannofossils biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A): *Revue de Micropaléontologie*, v. 49, p. 199-214.
- Thibault, N., 2016. Calcareous nannofossil biostratigraphy and turnover dynamics in the late Campanian-Maastrichtian of the Tropical South

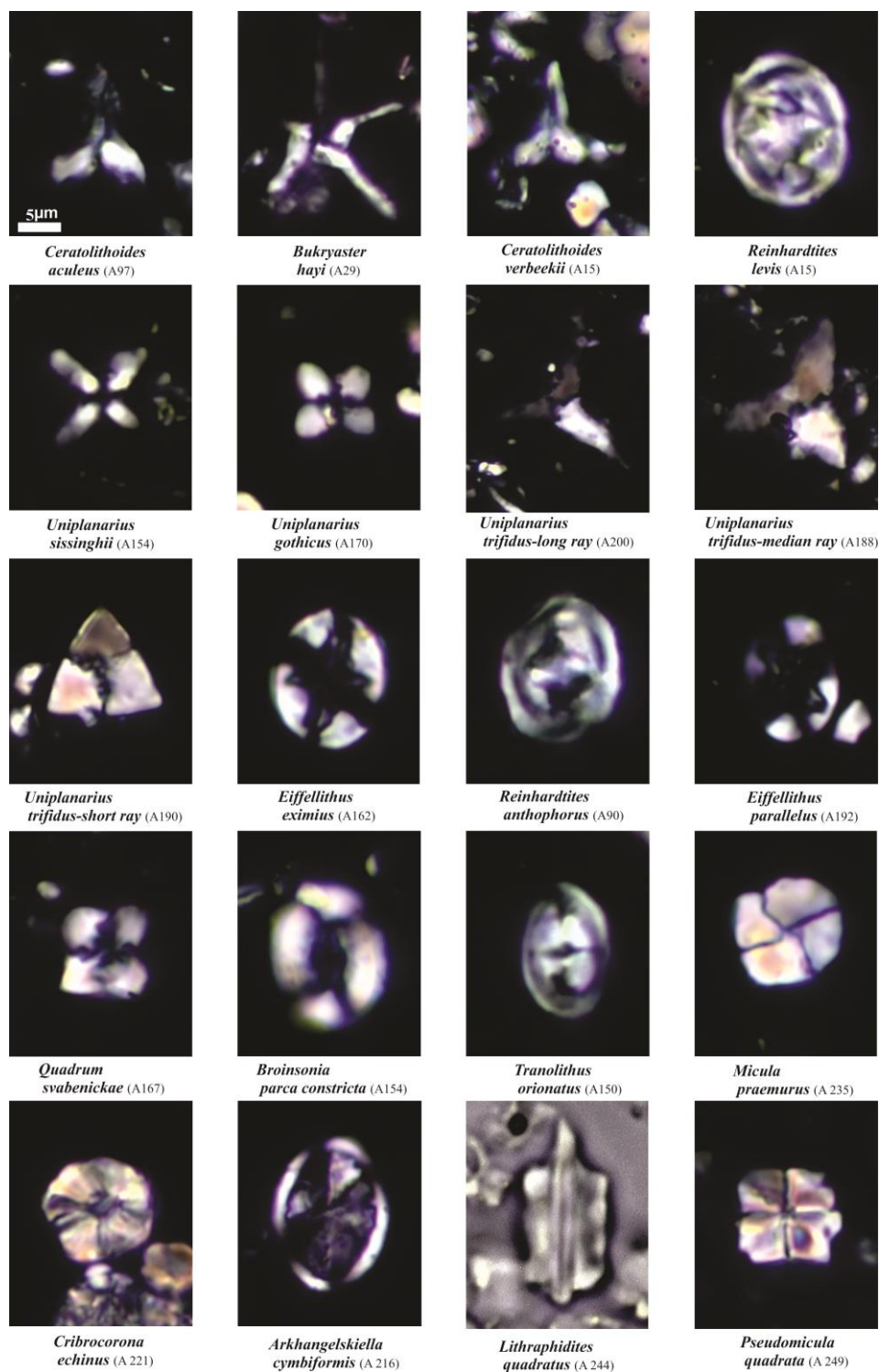
Atlantic, *Revue de micropaleontology*, v. 59, p. 57-69.

-Varol, O., 1989. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy. In: Crux, J.A. and van Heck, S.E. (Editors), *Nannofossils and their applications*, Ellis Horwood, Chichester, p. 265-310.

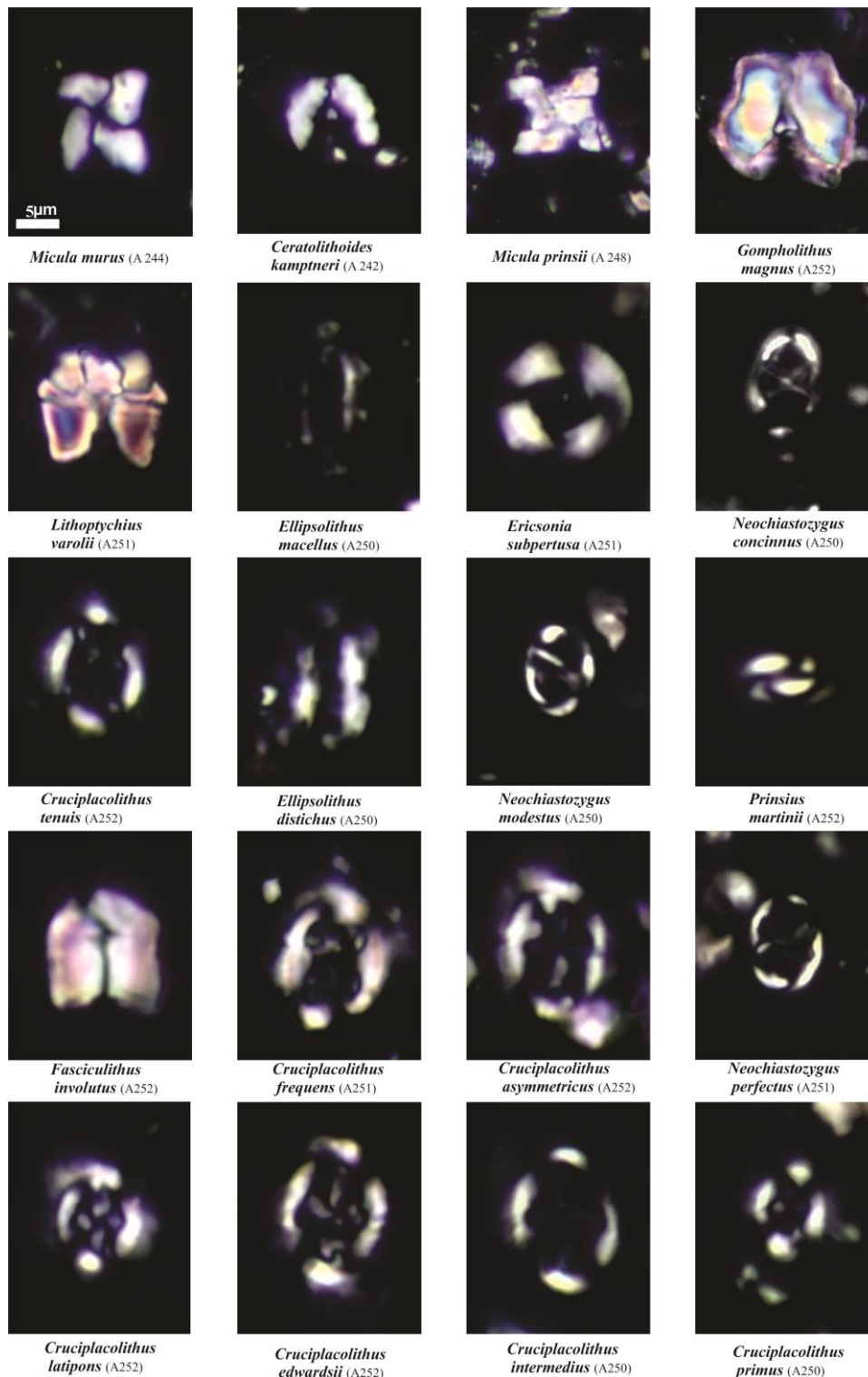
-Vergés, J., Goodarzi, M.G.H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. and Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role

of mechanical stratigraphy, in K. McClay, J. H. Shaw, and J. Suppe, eds., *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir 94*, p. 69-94.

-Voigt, S., Friedrich, O., Norris, R.D. and Schoenfeld, J., 2010. Campanian - Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: Shelfocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean, *Newsletters on Stratigraphy*, v. 44, p. 57-72.



شکل ۵: تصویر گونه‌های شاخص و برخی دیگر از گونه‌های شناسایی شده در برش طاق‌دیس اناران.



شکل ۶: تصویر گونه‌های شاخص و برخی دیگر از گونه‌های شناسایی شده در برش طاق‌دیس اناران.