پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و نهم، شماره پیاپی ۵۱، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۲
تاریخ وصول: ۹۱/۷/۲۰ تاریخ پذیرش: ۹۲/۳/۱۱
صص ۸۷-۱۰۶

زیست چینه‌نگاری بخش پایینی سازند خانگیران بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونیک در برش ناودیس چهل کمان، خاور حوضه رسوبی کپه داغ

میر امیر صلاحی، *کارشناس ارشد زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد**
محمد وحیدی نیا، *استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد*

چکیده

به منظور انجام مطالعات زیست چینه‌ای و تعیین سن دقیق بخش پایینی سازند خانگیران بر اساس فرامینیفرهای پلانکتونیک و نیز مطابقت بیوزون‌های شناسایی شده با بیوزون های جهانی، برشی از این سازند در ناودیس چهل کمان، خاور حوضه رسوبی کپه داغ، انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. بر این اساس فونای فرامینیفرهای پلانکتونیک نشان دهنده آنومالی‌هایی می‌باشد که شاهد عدم حضور Morozovellid ها، به عنوان جنس شاخص ائوسن هستیم. این امر با توجه به مطالعه فونای فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتونیک این سازند ناشی از شرایط یوتروفیک می‌باشد. این شرایط در نتیجه تغییرات رخ داده در شرایط اقیانوسی دیرینه، نظیر وضعیت لایه‌بندی ستون آب و تغییرات مواد مغذی حاصل شده است. مطالعه اجتماع فرامینیفرهای پلانکتونیک یافت شده در برش مذکور به شناسایی ۱۳ جنس و ۳۴ گونه متفاوت از فرم‌های شاخص مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری انجامیده است. در این پژوهش ۶ بیوزون شامل *Globanomalina chapmani* Interval Zone، *Globorotaloides turgida* Interval Zone، *Turborotalia frontosa* Interval Zone، *Acarinina pentacamerata* Interval Zone، *Hantkenina nuttalli* Interval Zone و *Globoturborotalita martini- Subbotina hagni* Assemblage Zone مورد شناسایی قرار گرفتند که از نظر سنی معادل با Early Eocene تا early Middle Eocene و قابل مقایسه با بیوزون‌های استاندارد جهانی P6 تا P11 مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: کپه داغ، سازند خانگیران، ناودیس چهل کمان، زیست چینه‌نگاری، فرامینیفرهای پلانکتونیک، ائوسن.

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۴۱۶۰۲۹۱۵
Email: mir_amir_salahi@yahoo.com

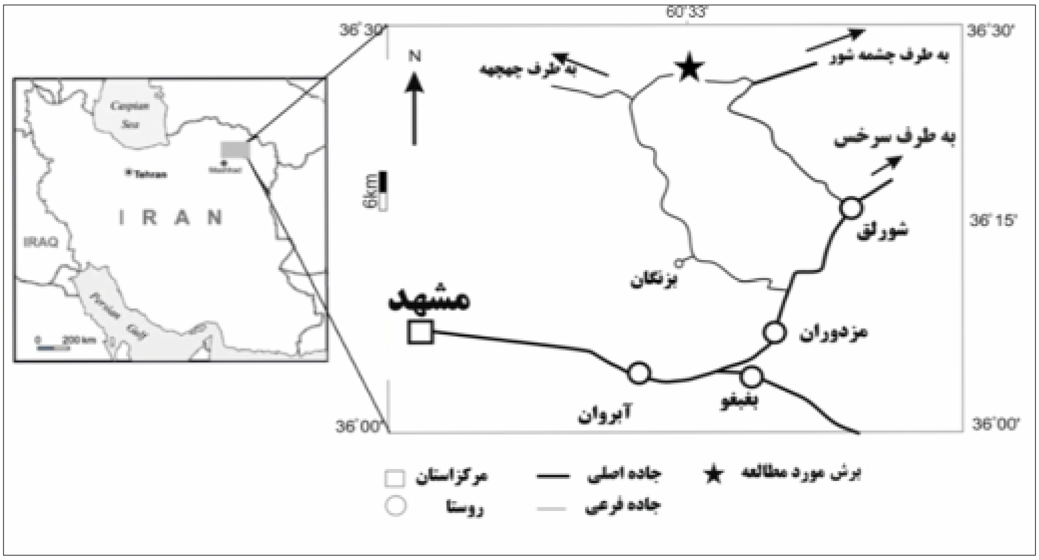
مقدمه

سازند خانگیران یکی از واحدهای رسوبی مهم در پالئوژن حوضه رسوبی کپه داغ می‌باشد که در محیط دریایی تشکیل شده و رخنمون اندکی دارد (افشارحرب ۱۳۷۳). اطلاعات موجود درباره ماهیت زیست چینه‌ای سازندهای پالئوژن حوضه رسوبی کپه داغ محدود بوده و در این میان، به سازند خانگیران نیز کمتر پرداخته شده است. شاید ضخامت زیاد این سازند و فرسایش نیمه بالایی آن در اغلب رخنمون‌های موجود در حوضه کپه داغ که به دلیل قرار گرفتن در هسته ناودیس‌ها روی داده است، مهمترین دلایل عدم بررسی آن در بین چینه‌شناسان بوده است.

بنا به نوشته افشارحرب (۱۳۷۷)، سن سازند خانگیران در منطقه سرخس و درگز با توجه به محتوای فرامینیفرهای موجود پالئوسن پسین ـ ائوسن پسین و احتمالاً الیگوسن پیشین می‌باشد. هادوی و سنماری (۱۳۸۰) بر اساس نانوپلانکتون‌های آهکی یافت شده در برش ناودیس چهل کمان، سن این سازند را ائوسن پیشین ـ الیگوسن پسین دانسته‌اند. به باور مافی (۱۳۸۰) نیز بخش قاعده‌ای این سازند در منطقه سرخس به سن ائوسن پیشین می‌باشد. با این حال هنوز مطالعه سیستماتیک و دقیقی بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونیک بر روی سازند خانگیران انجام نشده است. به همین دلیل و با هدف انجام مطالعات زیست چینه نگاری، تعیین سن و نیز ارائه الگویی برای تطابق بیوزون‌های شناسایی شده در بخش پایینی این سازند با دیگر نقاط دنیا، رخنمونی از آن در محل ناودیس چهل کمان در خاور حوضه کپه داغ انتخاب و مورد نمونه برداری قرار گرفت.

زمین شناسی عمومی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب باختری شهر سرخس و بخش خاوری حوضه رسوبی کپه داغ و به فاصله ۱۲۸ کیلومتری در مسیر جاده مشهد ـ سرخس و ۳۰ کیلومتری شمال باختر روستای شورلق جای دارد. برش ناودیس چهل کمان در داخل ناودیس و به مختصات طول جغرافیایی "۱۶ '۳۳ °۶۰ خاوری و عرض جغرافیایی "۵/۶ '۳۶ °۳۶ شمالی قرار گرفته است (شکل۱).



شکل۱- نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

روش مطالعه

به منظور تعیین سن دقیق سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و در فواصل حدوداً یک متری انجام شده است. در مجموع تعداد ۱۳۵ نمونه از ضخامت ۱۳۶ متری برش مورد مطالعه برداشت و در بسته‌های جدا قرار گرفته و جهت آماده‌سازی به آزمایشگاه منتقل شد. پس از خرد کردن کامل رسوبات در آزمایشگاه و قرار دادن آنها در آب به مدت دو هفته و سپس شست‌وشو در الک‌های ۵۰، ۱۲۰ و ۲۳۰ مش، نمونه‌ها در آون خشک شدند و فرامینیفرهای موجود در آنها در زیر میکروسکوپ بیناکولار از رسوبات جدا گشته و در سلول‌های مخصوص قرار گرفتند. علت استفاده از آب تنها برای شست‌وشوی نمونه‌ها، حفظ شدگی بسیار خوب فسیل‌ها بود به طوری که لزومی به استفاده از آب اکسیژنه دیده نشد. در مرحله آخر نیز فسیل‌های جدا شده مطالعه و شناسایی شدند و تعدادی از آنها جهت عکس‌برداری با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) انتخاب گردیدند. عکس‌برداری از فسیل‌ها در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد و به کمک میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 1450vp انجام گرفت.

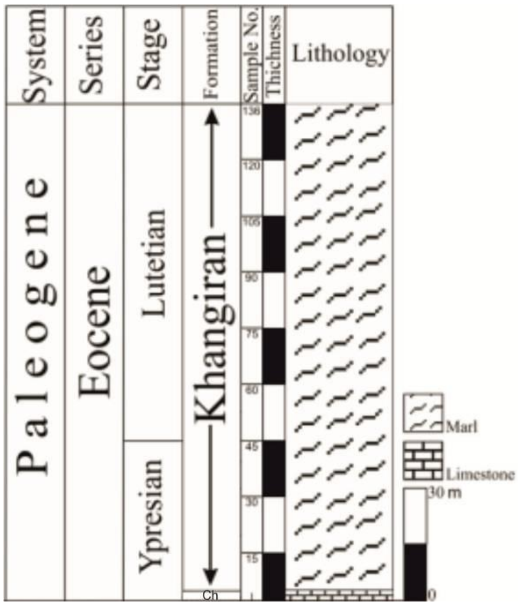
سنگ چینه‌نگاری

مهمترین رخنمون‌های سنگی موجود در ناودیس چهل کمان مربوط به توالی‌های سنگ چینه‌ای سازندهای چهل کمان و خانگیران می‌باشند. سازند چهل کمان در این ناحیه شامل ردیف رسوباتی از سنگ آهک، ماسه سنگ و دولومیت است که به واسطه ترکیب سنگ شناسی خود، سیمای چهره ساز داشته و منطبق بر ارتفاعات دیواره ناودیس است. طبقات رسوبی سازند خانگیران نیز در این منطقه با سیمای نرم فرسا، مشتمل بر تناوبی از مارن‌های سبز زیتونی تا کرم رنگ می‌باشند و سازنده تپه ماهورهای منطقه هستند. سازند خانگیران در این برش به طور همشیب بر روی سازند چهل کمان قرار گرفته و مرز بالایی آن به دلیل قرار گرفتن در هسته ناودیس، فرسایش یافته و نامشخص است. به همین دلیل، نمونه‌برداری از یال جنوبی ناودیس چهل کمان تا محور میانی آن انجام گرفته و در نتیجه ضخامت سازند در برش مذکور (که تنها دربردارنده بخش پایینی سازند خانگیران است)، در داخل ناودیس ۱۳۶ متر اندازه‌گیری شده است. توالی‌های سنگ چینه‌ای ضخامت مذکور در این برش از پایین به بالا شامل تناوبی از مارن سبز زیتونی (۱۵ متر)، مارن کرم رنگ (۱۶ متر)، مارن سبز زیتونی (۱۴ متر)، مارن کرم رنگ (۲ متر)، مارن سبز زیتونی (۳۹ متر)، مارن کرم رنگ (۴ متر)، مارن سبز زیتونی (۹ متر)، مارن کرم (۵ متر) و مارن سبز زیتونی (۳۱ متر) می‌باشند.

بحث

ارگانیسم‌های پلانکتونیک با توجه به میزان سرعت تکامل، گسترش وسیع جغرافیایی و فراوانی در رسوبات دریایی آب‌های عمیق از اهمیت خاصی برخوردارند. این فاکتورها باعث ایده آل بودن این ارگانیسم‌ها برای مطالعات زیست چینه‌نگاری می‌شود. در این میان فرامینیفرهای پلانکتونیک جز اولین گروهی بودند که به عنوان اهداف زیست چینه نگاری مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند. اگر چه تحقیقات صورت گرفته در قسمت‌های مختلف دنیا نشان داده است که ترکیب فونایی فرامینیفرهای پلانکتونیک به صورت یکنواخت نبوده و گسترش آنها توسط فاکتورهای مختلفی کنترل می‌شود که در نتیجه، استفاده از آنها را در مطالعات زیست چینه‌نگاری مناطق مختلف تحت تأثیر قرار میدهند (Bolli and Krasheninnikov 1977). هدف از این مقاله، بایواستراتیگرافی و بررسی تأثیر شرایط اقیانوسی دیرینه بر روی ترکیب و گسترش فونایی فرامینیفرهای پلانکتونیک است. از شاخص‌ترین جنس‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک ائوسن جنس‌های موریکیت *Morozovella* و *Acarinina* می‌باشند که یک گروه منقرض شده از فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند که

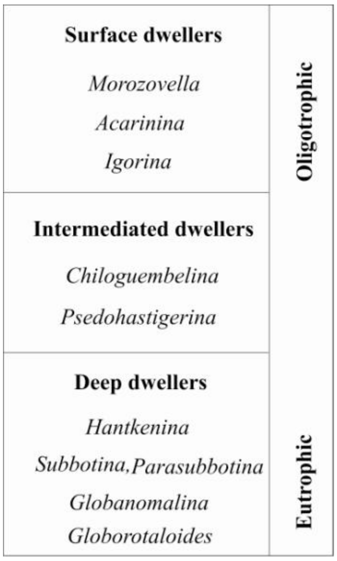
فراوانی آنها در رسوبات اقیانوسی گرمسیری و نیمه گرمسیری از پالئوسن پسین تا اواخر ائوسن میانی می‌باشد. تنوع این گروه موریکیت در طول ائوسن میانی روبه کاهش بوده و این امر مرتبط با واژگونی فونایی مهم فرامینیفرهای پلانکتونیک در طول Late Middle Eocene می باشد (Wade 2004)، که در طول آن انقراض شجره *Morozovella* و کاهش شدیدی در شجره *Acarinina* را داریم. انقراض Morozovellid ها و کاهش شجره large Acarininid ها یک حادثه مهم در تاریخ فرامینیفرهای پلانکتونیک سنوزوئیک به شمار می‌رود (Wade 2004). این جنس‌ها بصورت گسترده‌ای در مطالعات زیست چینه‌نگاری و مطالعات آب و هوای دیرینه مورد استفاده قرار گرفته و شاخص‌های زیستی بسیار مناسبی در طول ائوسن می‌باشند، درحالیکه در سازند خانگیران عدم حضور Morozovellid ها را داشته و استفاده از آنها در مطالعات زیست چینه نگاری امکان‌پذیر نمی‌باشد. از جمله مطالعات صورت گرفته در مورد انقراض و نبود Morozovellid ها، می‌توان به (Bolli and Krasheninnikov 1977)، (Mancini and Pirini 2001)، (Subbotina 1950) و (Wade 2004) اشاره کرد. قبلا تغییرات دمای آب، به عنوان فاکتور اصلی کنترل کننده حضور، پراکنش و گسترش گونه‌ها تلقی می‌شد (Bolli and Krasheninnikov 1977)، فاکتوری که براساس آن سه بخش اصلی گرمسیری، معتدل و سرد را می‌توان تشخیص داد. اما امروزه علاوه بر دما فاکتورهای فیزیکی و شیمیایی دیگری نیز می‌توانند حضور و گسترش فرامینیفرهای پلانکتونیک در آب‌های اقیانوسی را تحت تأثیر قرار دهد. بر این اساس می‌توان به سرعت رسوب‌گذاری، میزان مواد مغذی، آشفتگی زیستی، عمل انحلال انتخابی، عملکرد آلتراسیون در طی دیاژنز و حمل و نقل اشاره کرد. این عوامل در حوضه‌های مختلف باعث ایجاد تغییراتی در پراکنش فونایی می‌شود و به دلیل تفاوت در پراکنش گونه‌ها، زون‌بندی‌های متعددی پیشنهاد می‌شود و آنچه که در این میان اهمیت دارد پی بردن به علت این تفاوت‌ها و تفسیر آن است که در این مقاله تا حدی به آن پرداخته شده است.



شکل ۲- ستون چینه شناسی سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان

فونای فرامینیفرهای پلانکتونیک

اجتماع فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند خانگیران در برش مذکور که با استفاده از منابع (Olsson et al. 1999)، (Pearson et al. 2006) و (Premoli Silva et al. 2004) شناسایی شدند، شامل گونه‌هایی از جنس‌های *Acarinina* و *Catapsydrax* و *Chiloguembelina* و *Globanomalina* و *Globorotaloides* و *Globoturborotalia* و *Hantkenina* و *Igorina* و *Pseudohastigerina* و *Parasubbotina* و *Praemurica* و *Subbotina* و *Turborotalia* می باشد. در این میان حالت غالب با جنس‌های *Acarinina* و *Subbotina* بوده و از ائوسن میانی شاهد حالت غالب گونه‌هایی از جنس *Hantkenina* نیز خواهیم بود. بنظر می‌رسد نبود *Morozovella* ممکن است مرتبط با تغییرات زندگی و حذف زیستگاه‌های اکولوژیکی باشد. به این ترتیب که ساختمان ستون آب به هم ریخته و عمق ترموکلاین، تولیدات و فراوری نیز دچار اختلال می‌شوند که این امر شرایط را برای ابراز وجود انواع گونه‌های ساکن اعماق که در شرایط یوتروفیک به حالت غالب می‌رسند فراهم می‌کند (شکل ۳). به این ترتیب می‌توانیم شاهد فراوانی *Globanomalina*، *Parasubbotina*، *Subbotina*، *Turborotalia* و *Hantkenina* باشیم که ستون آب را اشغال می‌کنند. شواهدی از این امر وجود دارد که نشان می‌دهد جنس‌های *Hantkenina* و *Subbotina* عمق زیست خود را در طول ائوسن و در مواردی که شرایط مهیا باشد کاهش می‌دهند (Wade 2004). این گونه‌ها به این ترتیب در رقابت با گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک سطح زی قرار می‌گیرند. اما این تغییرات چگونه با حذف *Morozovella* در ارتباط است؟ این احتمال می‌رود که گونه‌های *Hantkenina* و *Subbotina* در این شرایط، اعمال کننده شرایط افزایش رقابتی می‌شوند و به این ترتیب یک فشاری روی اجتماع زئوپلانکتن‌ها توسط رقابت بر سر زیستگاه پیش می‌آید، که در آن شرایط برای *Morozovella* نامناسب است. بنابراین ستون آب به هم خورده، که این اختلال می‌تواند باعث ایجاد شرایط بحرانی برای استراتژی‌های تولید مثلی در فرامینیفرهای پلانکتونیک شود. تغییرات در ساختمان و ساختار ستون آب از قبیل تغییرات عمق ترموکلاین یا تغییرات کلروفیل ممکن است باعث تحریک و جلوگیری از ایجاد سلول جنسی قابل لقاح شده و در نتیجه نبود جنس فوق را خواهیم داشت (Wade 2004). در کل افزایش استرس‌های محیطی به نبود و انقراض این گونه‌ها نسبت داده می‌شود. در عرض‌های جغرافیایی بالا نیز به همین دلایل ما نبود Morozovellid ها را داریم که می‌توان گفت دما به صورت غیر مستقیم روی این امر نقش داشته است.

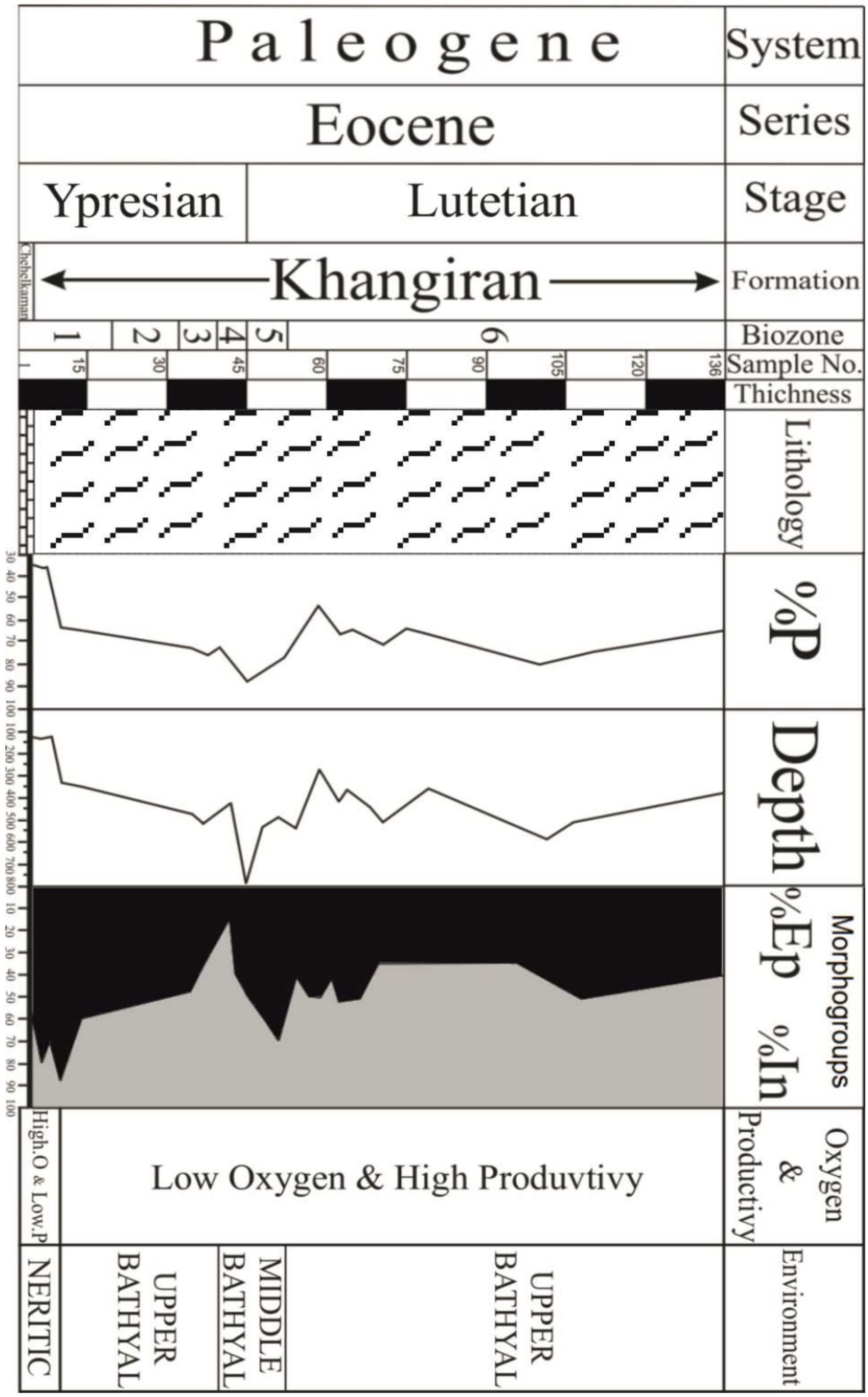


شکل۳- موقعیت زندگی و عمق زیست فرامینیفرهای پلانکتونیک ائوسن، Luciani et al. 2007

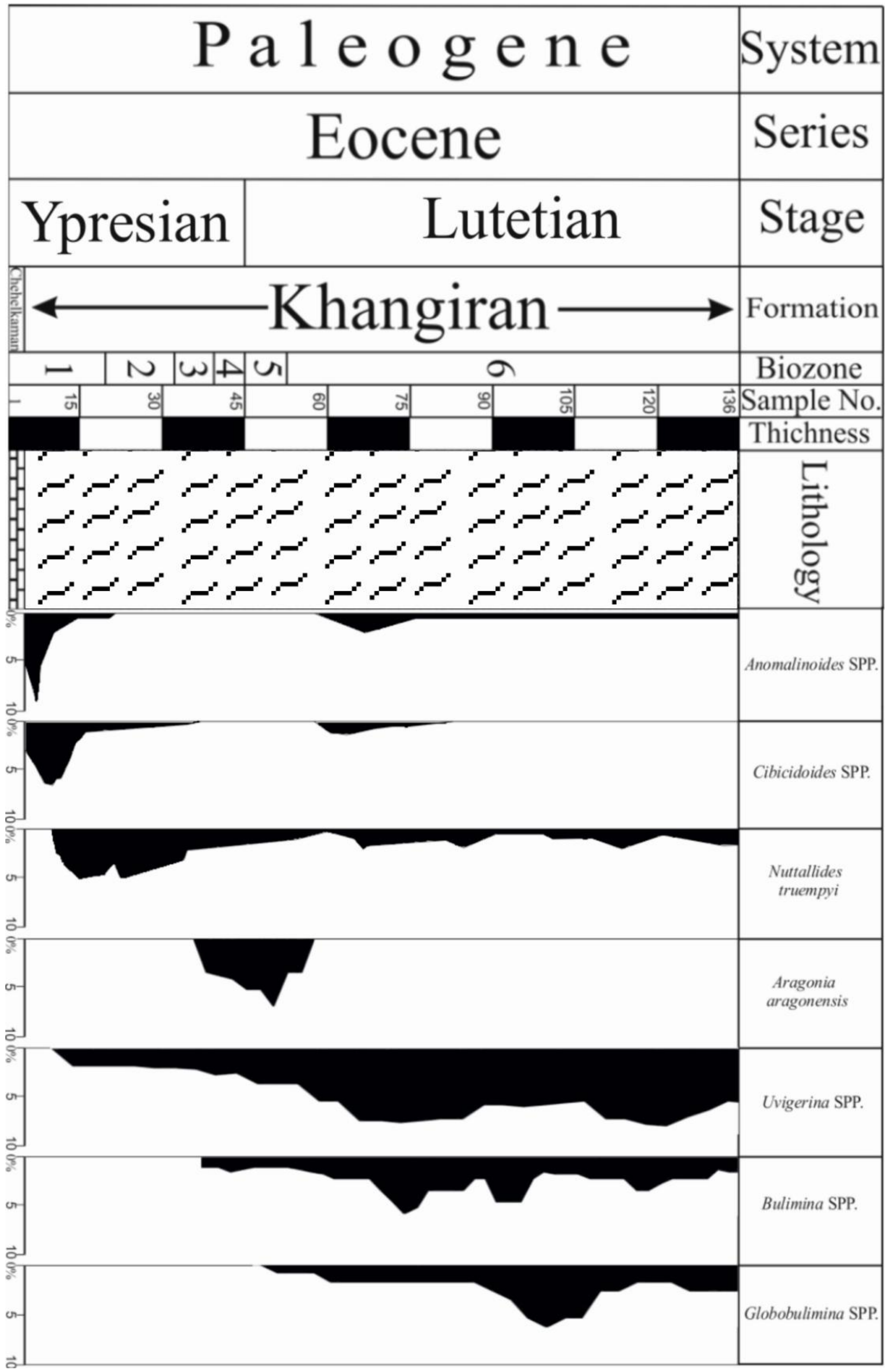
فونای فرامینیفرهای بنتیک

مطالعه فرامینیفرهای بنتیک گویای حالت غالب مورفوتایپ درون زی است که در طی آن کاهش مقدار

اکسیژن و افزایش مواد غذایی را برای آن می‌توان در نظر گرفت (شکل ۴). در برش ناودیس چهل کمان شاهد حضور فراوانی از جنس‌های اینفونال ***Uvigerina*** در کل برش و ***Bulimina*** و ***Globobulimina*** به سمت بالای برش هستیم (شکل ۵). حضور گونه‌هایی از این جنس‌ها را می‌توان مرتبط با نوسانات حوضه و شدت بالاروندگی آب و در نتیجه تغییرات مواد غذایی در نظر گرفت. انقراض و یا نبود جنس‌های موریکیت ممکن است در واکنش به تغییرات و بی ثباتی‌هایی در موقعیت و شدت بالاروندگی آب و غنی از مواد مغذی شدن آب‌های سطحی باشد. با توجه به اینکه این دو فاکتور به صورت قابل توجهی روی عمق ترموکلاین، دینامیک بافت غذایی و به وجود آمدن رقابت بین دسته‌های خاصی از اجتماعات دریایی تأثیر دارد. به هرحال در چنین شرایطی نیاز است که گونه‌ها خود را با تغییرات دمایی و تغییرات سطوح مواد مغذی وفق دهند. تغییرات در رژیم مواد مغذی باعث اختلالاتی در زیست موجودات شده و امکان از بین رفتن برخی گروه‌ها را افزایش می‌دهد (Almon 2001). در کل استرس آب‌های سطحی که منجر به از بین رفتن Morozovellid شده را می‌توان به تغییرات در مسیر مواد مغذی و دینامیک بافت غذایی پیشنهاد داد. از بین رفتن شرایط الیگوتروفیک باعث به وجود آمدن رقابت بر سر منابع تروفیک برای ارگانیسم‌های دریایی می‌شود که این شرایط را برای سازند خانگیران نیز باتوجه به حضور تعداد بالایی از گونه‌های ***Uvigerina*** ، ***Bulimina*** و ***Globobulimina*** می‌توان پیشنهاد داد، از آنجا که این جنس‌ها از جمله جنس‌هایی به شمار می‌روند که در این شرایط فراوان می‌شوند. این گونه‌ها در شرایط اکسیژن کم، مقاوم و احتمالا فرصت طلب هستند و در این شرایط می‌توانند رشد سریعی داشته باشند و از مواد غذایی با کمترین رقابت استفاده کنند. به نظر می‌رسد کسب غذا اصلی ترین هدف این گونه‌ها باشد که با افزایش مواد آلی شکوفا شده و سطح اکسیژن برایشان مهم نیست (Van der Zwaan and Jorissen 1991) بیشتر بودن محتوای مواد آلی در برش فوق با توجه به حضور پراکنده ولی گسترده ***Uvigerina*** در کل برش و همچنین ***Bulimina*** و ***Gbbobulimina*** به سمت بالای برش نیازمند این است که در سطح آب افزایش فراوری و تولیدات مواد آلی صورت گرفته باشد، و این مسأله تنها به وسیله آپ ولینگ امکان‌پذیر خواهد بود. محیطی که متأثر از آب‌های بالا رونده باشد، ناپایدار بوده و غنی از مواد مغذی است، هر دو فاکتور فوق مورد دلخواه ***Morozovella*** نیستند چرا که گونه‌های این جنس مکان‌های ثابت و پایدار و شرایط مواد مغذی پایینی را برای زندگی ترجیح می‌دهند. مطالعات قبلی پیشنهاد می‌کند که ***Morozovella*** و ***Acarinina*** شرایط اکولوژیکی مشابهی داشته‌اند و اشغال‌کننده آب‌های گرم و کم عمق بوده‌اند (Wade. 2004). این شرایط به آنها اجازه می‌دهد تا در شرایط الیگوتروفی رونق پیدا کنند. از طرف دیگر Acarininidها نسبت به Morozovellid ها آستانه تحمل بالایی دارند و می‌توانند شرایط ناپایدار و محیط‌های غنی از مواد مغذی را نیز تحمل کنند که به همین دلیل شاهد حضور آنها در برش فوق هستیم. با توجه به اینکه شرایط لایه‌بندی ستون آب و همچنین سطوح مواد مغذی قابل بحث در مقیاس جهانی نیست، بنابراین بحث فوق و شرایط سازند خانگیران قطعا به صورت بومی بوده است.



شکل ٤- ستون چینه‌شناسی، تغییرات عمق دیرینه ومورفوتایپ‌های سطح‌زی و درون‌زی سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان



شکل ۵- نمودار توزیع فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق در برش ناودیس چهل کمان

بررسی عدم حضور Morozovellid ها در نقاط مختلف دنیا

در این قسمت، چند مثال از آنومالی‌هایی از گسترش گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک ائوسن نشان داده شده است که این امر مشکلاتی از به کارگیری زون‌های جهانی را نشان می‌دهد. مشکلاتی که در مطالعات زیست چینه‌نگاری پالئوژن وجود دارد مربوط به مناطق قفقاز است. جایی که اجتماعات متفاوتی از گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک گزارش شده است. نهشته‌های پالئوژن در این مناطق و شرق مدیترانه (سوریه)، پیشنهاد کننده تأثیر رخساره‌های محلی بر روی گسترش فرامینیفرهای پلانکتونیک است (Bolli and Krasheninnikov 1977). همچنین برخی از تاکسون‌های ظاهر شده دارای گسترش چینه‌شناسی متفاوتی در ایالت‌های زیستی مختلف هستند که این امر به دلیل کنترل گسترش گونه‌های فسیلی توسط رخساره‌های زیستی متفاوت است، علاوه بر این، این امر تا حدی نیز توسط عرض‌های جغرافیایی کنترل می‌شود (Berggren and Pearson 2005). در این مقاله به دلیل روشن‌تر شدن موضوع، بخش‌هایی از حوضه آناتولی و حوضه عربی، که دارای رخساره‌های رسی و کربناته می‌باشند آورده شده است. در رخساره کربناته حوضه عربی سوریه، *Morozovella* حضور فراوانی دارد. اما به سمت حوضه آناتولی با توجه به افزایش محتوای رس در رسوبات، تغییراتی در شرایط اقیانوسی دیرینه رخ داده که این امر کاهش تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک را در پی داشته و حالت غالب با گونه‌هایی از Acarininid و Subbotinidها می‌باشد و گونه‌های جنس *Morozovella* حضور کمتری را به خود اختصاص داده‌اند. همچنین تغییرات مورفولوژیکی، اندازه و ضخامت صدف و تزئینات فرامینیفرهای پلانکتونیک از رخساره آهکی به سمت رخساره رسی ضعیف‌تر می‌شود (Tromp 1943). این امر نشان دهنده حالت فقیرتر اجتماعات فرامینیفرهای پلانکتونیک در انواع رخساره‌های رسی بوده و تغییرات نسبت Morozovellid، Acarininid و Subbotinidها در این حوضه‌ها نمی‌تواند به عمل انحلال انتخابی صدف فرامینیفرهای پلانکتونیک در طی رسوب‌گذاری و یا دیاژنز نسبت داده شود. بنابراین زون‌های ائوسن پیشین که بر اساس Morozovellid ها می‌باشند، توسط انواع رخساره‌های متفاوتی در این مناطق مشخص می‌شوند. این موارد نشان‌دهنده ارتباط پیچیده ترکیب فرامینیفرهای پلانکتونیک با نوع رسوبات و شرایط رسوب‌گذاری می‌باشد. به طور کلی در لیتولوژی‌های مختلف، اجتماعات فرامینیفرهای پلانکتونیک متفاوت خواهد بود. آنچه که مسلم است اینکه می‌توانیم ثبتی از گسترش و پراکنش متفاوت اجتماعات فرامینیفرهای پلانکتونیک را در حوضه‌های دارای نهشته‌های تک رخساره‌ای یا چند رخساره‌ای در سن یکسان داشته باشیم (Bolli and Krasheninnikov 1977). این موارد با توجه به اینکه، امکان اشتباهات در مطالعات چینه‌شناسی منطقه‌ای را کم کرده و کمک می‌کنند تا مطالعات به صورت ایالتی و خارج از مقیاس‌های جهانی انجام گیرد، اهمیت فراوانی را دارند.

دو ماهیت مشخص در آنومالی‌هایی از گسترش فرامینیفرهای پلانکتونیک شامل نبود برخی گونه‌ها در اجتماعات، و گسترش چینه‌شناسی متفاوت برخی جنس‌ها و گونه‌ها از فرامینیفرهای پلانکتونیک در پالئوژن است. در منطقه قفقاز گونه‌های *Morozovella* به صورت کمیاب بوده و شرایط اقیانوس‌شناسی دیرینه، برای دیرینه شناسان این مناطق، که عادت به حضور فراوانی از *Morozovella* در این‌گونه مناطق گرمسیری دارند، غیر معمول است (Bolli and Krasheninnikov 1977). همچنین در این مناطق در طی ائوسن میانی و فوقانی هیچ نماینده‌ای از جنس‌های *Claivgerinella*، *Orbolinoides*، *Cribrohantkenina*، *Hantkenina* و *Globigerinatheka* و گونه‌های مختلف *Morozovella* وجود ندارد. مشخصا گسترش جغرافیایی گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک توسط ترکیب مرکبی از تأثیر شرایط رخساره‌ای محلی و اقیانوس‌شناسی دیرینه و همچنین شرایط آب و هوایی مشخص می‌شود. در برش ناودیس چهل کمان از سازند خانگیران نیز با توجه به عدم حضور موروزوولا زیست چینه نگاری صورت گرفته به شرح زیر است.

زیست چینه نگاری

مطالعه فرامینیفرهای به دست آمده از برش ناودیس چهل کمان و مقایسه آنها با نمونه‌های معرفی شده توسط Premoli Silva et al. (1999) Olsson et al. (2004) و Pearson et al. (2006) به شناسایی ۱۳ جنس و ۳۴ گونه مختلف انجامیده است. بر این اساس ۶ بایوزون با توجه به اولین حضور چینه شناسی فسیل های همراه شناسایی شده‌اند که به تفکیک و از پایین به بالا عبارتند از:

1. *Globanomalina chapmani* interval Zone

این بایوزون از اولین ظهور گونه *Chiloguembelina trinitatensis* تا آخرین حضور *Globanomalina chapmani* گسترش دارد. با توجه به حضور همزمان *Chiloguembelina trinitatensis* و *Pseudohastigerina wilcoxensis*، (Bergrren et al. 1995)، این بایوزون می‌تواند معادل با بایوزون P6 از زون بندی Berggren et al. (1995) تحت عنوان *Morozovella lensiformis* interval zone در نظر گرفته شود که به سن ائوسن پیشین (اشکوب ایپرزین) است. این بیوزون ۲۰ متر قاعده‌ای سازند خانگیران را به خود اختصاص داده و مهمترین فسیل‌های همراه شامل *Acarinina esnaensis*، *Acarinina interposita*، *Acarinina pseudotopilensis*، *Acarinina soldadoensis*، *Acarinina wilcoxensis*، *Chiloguembelina trinitatensis*، *Globanomalina australiformis*، *Globanomalina chapmani*، *Globanomalina ovalis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Igorina lodoensis*، *Parasubbotina inaequispira*، *Parasubbotina varianta*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina triangularis* و *Subbotina velascoensis* می‌باشند.

2. *Globorotaloides turgida* interval Zone

این بایوزون از اولین ظهور گونه *Globorotaloides turgida* تا اولین ظهور گونه *Praemurica lozanoi* ادامه یافته است. بر همین اساس می تواند معادل با بایوزون P7 از زون بندی Berggren et al. (1995) تحت عنوان *Morozovella formosa* interval zone در نظر گرفته شود که به سن بخش میانی ائوسن پیشین (اشکوب ایپرزین) می‌باشد. این بایوزون با ضخامت ۱۳ متر، از متراژ ۲۰ تا ۳۳ متری سازند خانگیران را در بر گرفته است و فسیل‌های همراه آن شامل *Acarinina esnaensis*، *Acarinina interposita*، *Acarinina pseudotopilensis*، *Acarinina soldadoensis*، *Acarinina wilcoxensis*، *Catapsydrax unicavus*، *Globanomalina australiformis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Globorotaloides turgida*، *Igorina lodoensis*، *Parasubbotina inaequispira*، *Parasubbotina varianta*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina linaperta* می‌باشند.

3. *Turborotalia frontosa* interval Zone

این بایوزون فاصله آخرین حضور گونه *Acarinina esnaensis* تا اولین ظهور گونه *Turborotalia frontosa* را در برمی‌گیرد و بر این اساس می تواند معادل با بایوزون P8 از زون‌بندی Berggren et al. (1995) تحت عنوان *Morozovella aragonensis* interval zone در نظر گرفته شود که به سن بخش پایانی ائوسن پیشین (اشکوب ایپرزین) می‌باشد. این بایوزون از متراژ ۳۳ تا ۳۹ متری سازند خانگیران گسترده شده و مجموعاً ۶ متر ضخامت دارد. از جمله فسیل‌های همراه شناسایی شده در این بایوزون می‌توان به *Acarinina interposita*، *Acarinina pentacamerata*، *Acarinina pseudotopilensis*، *Acarinina soldadoensis*، *Catapsydrax unicavus*، *Globanomalina australiformis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Globorotaloides turgida*، *Igorina lodoensis*، *Parasubbotina inaequispira*، *Praemurica lozanoi*، *Parasubbotina varianta*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina eocaena* و *Subbotina linaperta* اشاره کرد.

4. *Acarinina pentacamerata* interval Zone

این بایوزون از آخرین حضور گونه *Acarinina interposita* تا اولین ظهور گونه *Hantkenina nuttalli* گسترش یافته است و معادل با بایوزون P9 از زون بندی Gonzalvo and Molina (1998) تحت عنوان *Acarinina pentacamerata* interval Zone بوده و به سن انتهایی ترین بخش ائوسن پیشین (اشکوب ایپرزین) می‌باشد. این بایوزون با ۶ متر ضخامت، از متراژ ۳۹ تا ۴۵ متری سازند خانگیران ادامه یافته است. در میان مهمترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در این بایوزون می‌توان *Acarinina collactea*، *Acarinina pentacamerata*، *Acarinina pseudotopilensis*، *Acarinina soldadoensis*، *Catapsydrax unicavus*، *Globanomalina australiformis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Parasubbotina inaequispira*، *Praemurica lozanoi*، *Parasubbotina varianta*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina eocaena*، *Subbotina linaperta* و *Turborotalia frontosa* را نام برد.

5. *Hantkenina nuttalli* interval Zone

این بایوزون از اولین ظهور گونه *Hantkenina nuttalli* تا اولین ظهور گونه *Subbotina hagni* گسترش یافته و معادل با بایوزون P10 از زون‌بندی Berggren et al. (1995) تحت عنوان *Hantkenina nuttalli* interval Zone بوده و به سن بخش ابتدایی ائوسن میانی (اشکوب لوتسین) می‌باشد. اولین ظهور جنس *Hantkenina* در این بایوزون و نشان دهنده شروع ائوسن میانی است. این بایوزون در متراژ ۴۵ تا ۵۳ متری سازند خانگیران گسترده شده و ۸ متر ضخامت دارد. از جمله فسیل‌های همراه شناسایی شده در این بایوزون می‌توان به *Acarinina collactea*، *Catapsydrax unicavus*، *Globanomalina australiformis*، *Globorotaloides eovariabilis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Hantkenina dumblei*، *Hantkenina mexicana*، *Hantkenina nuttalli*، *Parasubbotina griffinae*، *Parasubbotina varianta*، *Praemurica lozanoi*، *Pseudohastigerina micra*، *Pseudohastigerina sharkinverensis*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina cruciapertura*، *Subbotina eocaena*، *Subbotina linaperta* و *Turborotalia frontosa* اشاره کرد.

6. *Globoturborotalita martini- Subbotina hagni* Assemblage Zone

این بایوزون بر اساس اولین ظهور و فراوانی گونه‌های *Globoturborotalita martini* و *Subbotina hagni* مشخص شده که بر اساس Warraich and Nishi (2003) تعریف می‌شود و معادل با بایوزون P11 از زون‌بندی Berggren et al. (1995) تحت عنوان *Globigerapsis kugleri* partial range zone بوده و به سن ائوسن میانی (اشکوب لوتسین) می‌باشد. این بایوزون از متراژ ۵۳ متری تا حد بالایی برش با متراژ ۱۳۶ متری را شامل شده و ۸۳ متر از سازند خانگیران را به خود اختصاص داده است. در میان فسیل‌های همراه شناسایی شده در این بایوزون می‌توان گونه‌های *Acarinina collactea*، *Catapsydrax unicavus*، *Chiloguembelina ototara*، *Globanomalina australiformis*، *Globorotaloides eovariabilis*، *Globorotaloides quadrocameratus*، *Globoturborotalita martini*، *Hantkenina dumblei*، *Hantkenina mexicana*، *Hantkenina nuttalli*، *Parasubbotina griffinae*، *Parasubbotina varianta*، *Praemurica lozanoi*، *Pseudohastigerina micra*، *Pseudohastigerina sharkinverensis*، *Pseudohastigerina wilcoxensis*، *Subbotina cruciapertura*، *Subbotina eocaena*، *Subbotina jacksonensis*، *Subbotina hagni*، *Subbotina linaperta* و *Turborotalia frontosa* را نام برد.

با توجه به بایوزون‌های شناسایی شده در بخش پایینی سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان، سن این بخش از سازند مذکور در برش فوق ائوسن پیشین ـ میانی پیشنهاد می‌شود. محدوده گسترش فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند خانگیران در برش مذکور در شکل ۶ آمده است

<table>
<tr><th rowspan="2">Serie</th><th rowspan="2">Stage</th><th rowspan="2">This study</th><th colspan="2">Gonzalvo & Molina 1998</th><th rowspan="2">Canudo & Molina,1992</th><th rowspan="2">Berggren et al.1995</th><th rowspan="2">T. & L., 1985</th><th rowspan="2" colspan="2">Marquez 1983,1991</th><th rowspan="2">Boli, 1957.,1966</th><th rowspan="2">Hillebrandt, 1947.,1976</th></tr>
<tr><th>Zone</th><th>Subzone</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Middle Eocene</td><td rowspan="4">Lutetian</td><td>G. martini</td><td rowspan="4">Hantkenina nuttalli</td><td rowspan="3">G.subcongl-obata</td><td rowspan="3">Igorina broedermanni/ Globigerapsis index</td><td>G.kugleri M. Aragoensis P.11</td><td rowspan="2">G.subcong lobata</td><td colspan="2" rowspan="3">G.subconglob-ata</td><td rowspan="2">G.s.subconglobata</td><td rowspan="2">G.subcong lobata</td></tr>
<tr><td rowspan="3">H. nuttalli</td><td rowspan="3">Hantkenina nuttalli P.10</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Hantkenina nuttalli</td><td rowspan="2">Hantkenina nuttalli</td><td rowspan="2">Hantkenina aragonensis</td></tr>
<tr><td>H.nuttalli</td><td>Aragonella dumbllei</td><td colspan="2">Hantkenina aragonensis</td></tr>
<tr><td rowspan="8">Lower Eocene</td><td rowspan="8">Ypresian</td><td rowspan="3">Acarinina pentacamerata</td><td rowspan="5">Acarinina Pentacamerata</td><td>T.praetopile-ensis</td><td>T.praetopilens-is</td><td rowspan="3">Pl. Palmerae H.nuttalli P.9</td><td rowspan="2">Acarinina pentacamerata</td><td colspan="2" rowspan="2">Acarinina angulosa</td><td rowspan="4">Acarinina pentacamerata</td><td rowspan="2">G.caucasica</td></tr>
<tr><td>Subbotina boweri</td><td>Subbotina frontosa</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Acarinina Pentacamerata</td><td rowspan="4">Morozovella caucasica</td><td rowspan="3">Morozovella aragonensis</td><td rowspan="4">Morozovella aragonensis</td><td>G.palmerae</td><td>Planorotalites palmerae</td></tr>
<tr><td rowspan="2">T. frontosa</td><td rowspan="2">? Morozovella aragonensis P.8</td><td rowspan="3">Morozovella aragonensis</td><td rowspan="2">Morozovella aragonensis</td></tr>
<tr><td>Morozovella aragonensis</td></tr>
<tr><td rowspan="2">G. turgida</td><td rowspan="2">Morozovella aragonensis</td><td>M.caucasica</td><td rowspan="2">Morozovella aragonensis/ Morozovella formosa P.7 P.6b</td><td rowspan="2">Morozovella formosa</td><td rowspan="2">Morozovella formosa</td><td rowspan="2">Morozovella formosa/ A.angulosa</td></tr>
<tr><td>M.aragonensis</td><td>M.aragonensis</td><td colspan="2">Morozovella formosa</td></tr>
<tr><td>G. chapmani</td><td>M.subbotinae</td><td>M.formosa</td><td>P.wilcoxensis</td><td>M.formosa M.lensiformis</td><td>M.subbotinae</td><td colspan="2">M.subbotinae</td><td>M.subbotinae</td><td>G.laensiformi</td></tr>
</table>

جدول ۱- مقایسه بایوزون‌های سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان با بایوزون‌های استاندارد جهانی، اقتباس با اندکی تغییر از (Gonzalvo and Molina 1998)

شکل ٦- ستون چینه‌شناسی و محدوده گسترش فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان

کرونواستراتیگرافی

مرز آشکوب‌هایی ایپرزین ـ لوتسین منطبق بر مرز ائوسن پیشین ـ میانی است و در سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از دیرینه‌شناسان قرار گرفته است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد جایگاه دقیق این مرز توسط افراد مختلف در سطوح چینه‌ای گوناگونی تعریف شده است. برای مثال، Berggren et al. (1995) قاعده زون فرامینیفرهای پلانکتون P10 را شاخص این مرز معرفی می‌کنند. Gonzalvo و Molina (1998) این مرز را همزمان با اولین ظهور فرامینیفر پلانکتونیک *Hantkenina nuttalli* می‌دانند و Berggren و Pearson (2005) اولین ظهور فرامینیفر پلانکتونیک *Guembelitrioides nuttalli* یا قاعده زون فرامینیفرهای پلانکتون E8 را به عنوان مرز ایپرزین ـ لوتسین در نظر می‌گیرند. Okada و Bukry (1980) اولین ظهور نانوفسیل‌های آهکی *Blakites inflatus* یا قاعده زون نانوفسیلی CP12b را محل مرز دانسته و بالاخره Serra-Kiel et al. (1998) نیز مرز جدایش دو زون فرامینیفر بنتیک کم عمق SBZ12 و SBZ13 را معرف مرز ایپرزین ـ لوتسین یا ائوسن پیشین ـ میانی در نظر می‌گیرند. با این توضیح، همچنان محل اولین ظهور گونه *Hantkenina nuttalli* از فرامینیفرهای پلانکتونیک برای معرفی، شناسایی و تعریف مرز ائوسن پیشین ـ میانی، از بیشترین مقبولیت در بین چینه‌شناسان برخوردار است (Gonzalvo and Molina 1998).

مرز ائوسن پیشین ـ میانی در حوضه کپه داغ پیش‌تر توسط هادوی و سنماری (۱۳۸۰) بر اساس نانوپلانکتون‌های آهکی و در حد فاصل بیوزون‌های CP12a و CP12b سازند خانگیران معرفی شده است. در مطالعه حاضر نیز اولین ظهور گونه *Hantkenina nuttalli* در فاصله ۴۵ متری قاعده سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان مشاهده شده و لذا گویای جایگاه قاعده زون فرامینیفری P10 و مرز ایپرزین ـ لوتسین در این برش است. از آن جا که ظهور جنس *Hantkenina* فقط در مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری گزارش شده است (Premoli Silva and Boersma 1988)، می‌توان رسوب‌گذاری بخش پایینی سازند خانگیران را نیز در شرایط مشابه گرمسیری و نیمه گرمسیری در نظر گرفت.

نتیجه‌گیری

مطالعه فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند خانگیران در برش ناودیس چهل کمان واقع در خاور حوضه رسوبی کپه داغ نشان دهنده عدم حضور جنس *Morozovella* در این سازند می‌باشد. این امر با توجه به حضور گسترده *Bulimina*، *Globobulimina* و *Uvigerina* از فرامینیفرهای بنتیک، به عمل آب‌های بالا رونده و غنی شدن از مواد مغذی نسبت داده می‌شود که در نتیجه این امر از بین رفتن شرایط الیگوتروفیک پیش آمده و محیط ناپایدار و غنی از مواد مغذی را پیش رو خواهیم داشت که در کل منجر به بی‌ثباتی ستون آب می شود و این موارد قابل تحمل Morozovellid ها که محیط های الیگو تروفیک و پایداری را ترجیح می‌دهند، نمی‌باشد. در کل، این امر شرایط را برای ابراز وجود انواع گونه‌های ساکن اعماق فراهم کرده و به این ترتیب می‌توانیم شاهد فراوانی گونه‌هایی از جنس‌های *Subbotina*، *Turborotalia* و *Hantkenina* باشیم. با توجه به اینکه شرایط لایه‌بندی ستون آب و سطوح مواد مغذی قابل بحث در مقیاس جهانی نمی‌باشد، بنابراین شرایط سازند خانگیران قطعا به صورت بومی بوده است که می‌توان آن را در تشابه با ائوسن حوضه قفقاز دانست.

مطالعه زیست چینه‌نگاری سازند فوق بر اساس فرامینیفرهای پلانکتونیک، منجر به شناسایی ۳۴ گونه از ۱۳ جنس متفاوت انجامیده است. بر این اساس ۵

بایوزون بینابینی و یک بایوزون تجمعی شناسایی شده‌انـد کـه بـه ترتیـب شـامل *Globanomalina chapmani* Interval Zone، *Globorotaloides turgida* Interval Zone، *Turborotalia frontosa* Interval Zone، *Acarinina pentacamerata* Interval Zone، *Hantkenina nuttalli* Interval Zone و *Globoturborotalita martini- Subbotina hagni* Assemblage Zone می‌باشند. این بایوزون‌هـا کـه قابـل تطابق با بایوزون‌های استاندارد جهانی P6 تا P11 منـاطق گرمسیری و نیمه گرمسیری می‌باشند، نشـان دهنـده بـازه زمانی ائوسن پیشین تا بخش پایینی ائوسـن میـانی بـرای بـرش مـذکور هسـتند. همچنـین اولـین ظهـور گونـه *Hantkenina nuttalli* در فاصله ۴۵ متری از قاعده برش مورد مطالعه گویای مرز ائوسن پیشین ـ میانی در این افق است.

سپاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم از خانم دکتر سـانجا زیوکـوویچ از موسسه انرژی هروج پوزار کرواسـی کـه در شناسـایی و تأیید نمونه‌ها کمک شایانی نمودند، سپاسگزاری نماییم.

منابع

افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین شناسی کپـه داغ: انتشـارات سازمان زمین شناسی کشـور، تهـران، شـماره۱۱، ۲۷۶ص.

مـافی. آ ، ۱۳۸۰، تعیـین سـن قاعـدهٔ سـازند خـانگیران براساس نانوپلانکتونهای آهکی در ناودیس چهل کمان (شرق کپه داغ): مجموعه مقالات بیسـتمین گردهمایی علوم زمین.

هادوی، ف.، س. سنماری. ۱۳۸۰، ویژگی هـای زیسـت چینـــه ای ســـازند خـــانگیران بـــر مبنـــای نانوپلانکتون‌های آهکی در خاور نـاودیس چهـل کمان: فصلنامه علـوم زمـین، شـماره ۳۴-۳۳، ۶۸ ص.

Allmon, W.D., 2001, Nutrients, temperature, disturbance and evolution a model for the late Cenozoic marine record of the western Atlantic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 166, p. 9 – 26.

Bolli, H.M., and V.A. Krasheninnikov, 1977, Problems in paleogene and neogene correlations based on planktonic foraminifera: Micropaleontology, **v**. 23, p., 436-452.

Bolli, H.M., J.B. Saunders, and K. Perch-Nielsen., 1985, Plankton stratigraphy: Cambridge University Press, 573p.

Berggren, W. A., D. V. Kent, C. C., Swisher, and M. P. Aubry, 1995, A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. and Hardenbol, J., (Eds.) Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations:A unified temporal framework for an historical geology, 129-212. Tulsa: Society of Sedimentary Geolgists,. Special Publication 54.

Berggren, W. A., and R. Norris, R., 1997, Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera: Micropaleontology, **v**. 43, p. 1-116.

Berggren, W.A., P.N. Pearson, 2005, A revised tropical and subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation: Foraminfera Research. **v**. 35, 279–298.

Berggren, W.A., K.G. Miller, 1988, Paleogene tropical planktonic foraminiferal

Olsson, R.K., C. Hemleben, W.A. Berggren, 1999, Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera: Smithsonian Contributions to Paleobiology: Smithsonian institution Press Washington, p. 1-250.

Pearson, P.N., R.K. Olsson, B.T. Huber, C. Hemleben, W.A. Berggren, 2006, Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera, Cushman Foundation Special Publication: Cushman foundation Special Publication, No. 41, p. 1-263.

Premoli Silva, I., R. Rttori, D. Verga, 2004, Practical manual of Paleocene and Eocene planktinic foraminifera: International School on Planktonic Foraminifera, p. 1-145.

Premoli Silva, I., and A. Boersma, 1988, Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices: Elsevier Science Publishers, **v**. 67. P. 315-356.

Serra-Kiel, J., L. Hottinger, K. Cause, K. Drobne, C. Ferrandez, A.K. Jauhri, G. Less, R. Pavlovec, J. Pignatti, J.M. Samso, H. Haun, E Sirel, A. Strougo, Y. Tamrareau, J. Tosquella, and E. Zakrevskaya, 1998, Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene: Bull. Soc. gdol. France, Paris, **v**. 169, p. 281-29.

Subbotina, N. N., 1950, Microfauna and stratigraphy of the Elburgan and the Goryachy Klyuch horizons: Microfauna of the U. S. S. R. 112p.

Toumarkine, M., Luterbacher, H., 1985, Paleocene and Eocene planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch- Nielsen, K. (Eds.), Plankton biostratigraphy and magnetobiochronology: Micropaleontology, **v**. 34, p. 362–380.

Gonzalvo, C. and E. Molina, 1998, Planktonic foraminiferal biostratigraphy across the Lower-Middle transition in the Betic Cordillera (Spain): Geol. Palaont, **v**. 23, p. 671-693.

Mancini, N., Pirini, C., 2001, Middle Eocene to early Miocene foraminiferal biostratigraphy in the Epiligurian sucession (north Apennines, Italy): Rivista Italiana di Paleontologiae Stratigrafia, **v.** 107, p. 371–393.

Molina, E., V. Cosovik, C. Gonzalvo, and K. Von Salis, 2000, Integrated biostratigraphy across the Ypresian/Lutetian boundary at Agost, Spain: Micropaleontology, **v**. 43, p. 381-396.

Li, Q., B. McGowran, and N. James, 2003, Eocene–Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of sites 1126, 1130, 1132, and 1134, ODP LEG 182, great Australian Bight: Proceedings of the Ocean Drilling Program, **v**. 182, p. 1-128.

Luciani, V., L. Giusberti, C. Agnini, J. Backman, E. Fornaciari and D. Rio, 2007, The Paleocene–Eocene Thermal Maximum as recorded by Tethyan planktonic foraminifera in the Forada section (northern Italy): Marine Micropaleontology, **v.** 64, p. 189–214.

Okada, H., and D. Bukry, 1980, Supplementray modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation: Marine Micropaleontology., Amsterdam, **v**. 5, p. 321-325.

Geological Society Special Publication. **v**. 28, p. 49- 64.

Wade, B.S., 2004, Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanisms in the extinction of Morozovella in the late Middle Eocene: Marine Micropaleontology. **v**. 51, p. 23– 38.

Warraich, M. Y., and H. Nishi, 2003, Eocene planktic foraminiferal biostratigraphy of the Sulaiman range, Indus basin, Pakistan: Foraminiferal Research. **v**. 33, p. 219-236.

Stratigraphy: Cambridge Univ. Press, Cambridge, **v.** 1, p. 87– 154.

Tromp, S., 1943, Microfauna of the upper Cretaceous and Tertiary sections (Arabian facies), in the Urfa and Gaziantep regions (Southern Turkey): Geology.**v.** 12, p. 126-141.

Van der Zwaan, G., Jorissen, F., 1991, Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. _Eds.., Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia:

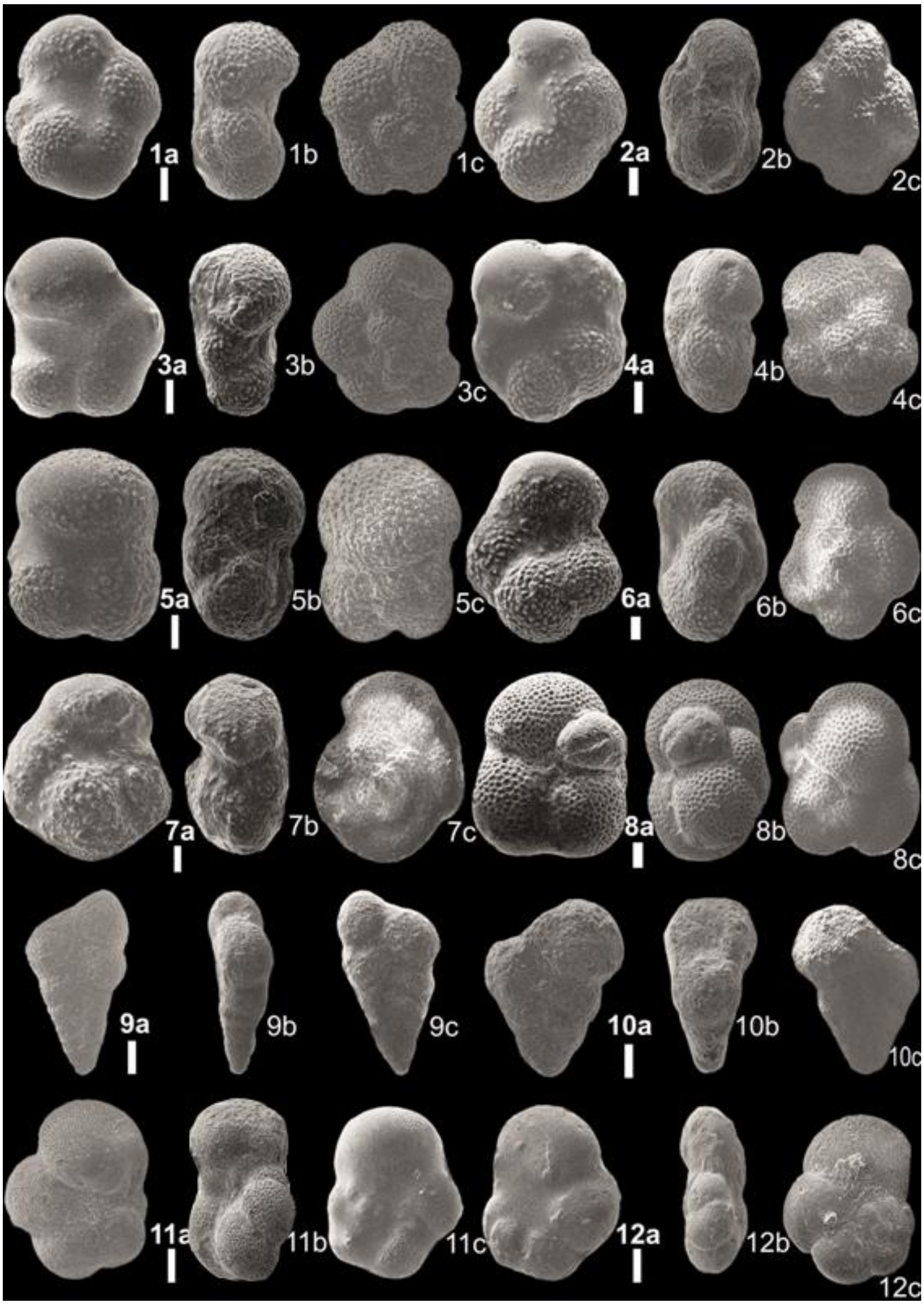


Plate1: Scale bar: 20µm, a: umbilical, b: peripheral and c: spiral view.

1,2a-c: *Acarinina esnaensis* (LeRoy 1953), 3a-c: *Acarinina interposita* (Subbotina 1953), 4a-c: *Acarinina pentacamerata* (Subbotina 1947), 5a-c: *Acarinina pseudotopilensis* (subbotina, 1953), 6a-c: *Acarinina soldadoensis* (Brnniman 1952), 7a-c: *Acarinina wilcoxensis* (Cushman and Ponton 1932), 8a-c: *Catapsydrax unicavus* (Bolli 1957), 9a-c: *Chiloguembelina ototara* (Finlay 1940), 10a-c: *Chiloguembelina trinitatensis* (Cushman and Renz 1942), 11a-c: *Globanomalina chapmani* (Parr 1938), 12a-c: *Globanomalina australiformis* (Jenkins 1965).

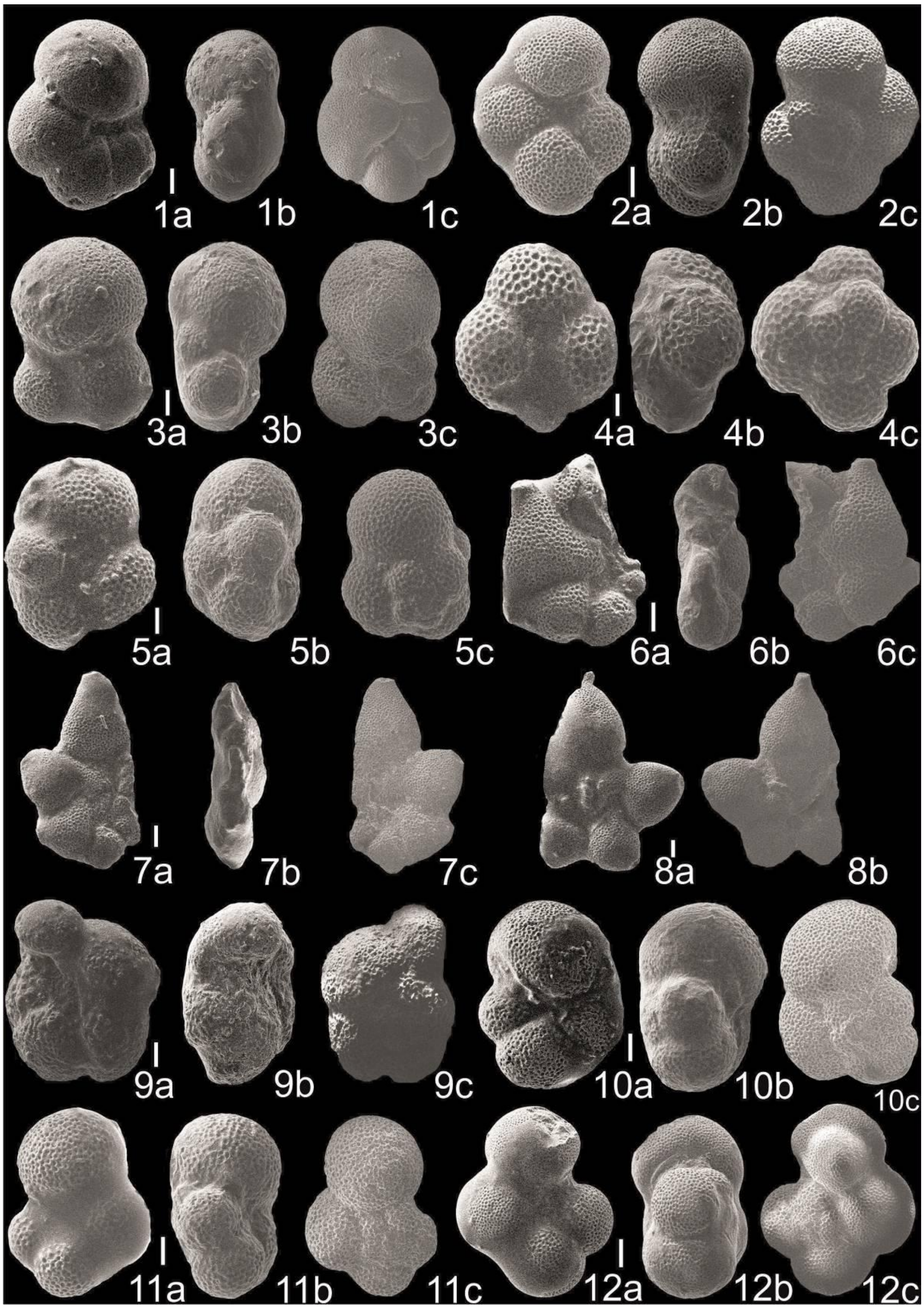


Plate2: Scale bar: 20µm, a: umbilical, b: peripheral and c: spiral view.

1a-c: *Globorotaloides eovariabilis* (Huber and Pearson), 2a-c: *Globorotaloides quadrocameratus* (Olsson, Pearson, and Huber), 3a-c: *Subbotina crociapertura* (Blow 1979), 4a-c: *Globorotaloides turgida* (Finlay 1939), 5a-c: *Globoturborotalita martini* (Blow and Banner 1962), 6a-c: *Hantkenina dumblei* (weinzierl & Applin 1929), 7a-b: *Hantkenina mexicana* (Cushman 1924), 8a-b: *Hantkenina nuttalli* (Toumarkine 1981), 9a-c: *Igorina lodoensis* (Mallory 1959), 10a-c: *Parasubbotina griffinae* (Blow 1979), 11a-c: *Parasubbotina inaequispira* (Subbotina 1953), 12a-c: *Parasubbotina varianta* (Subbotina 1953).

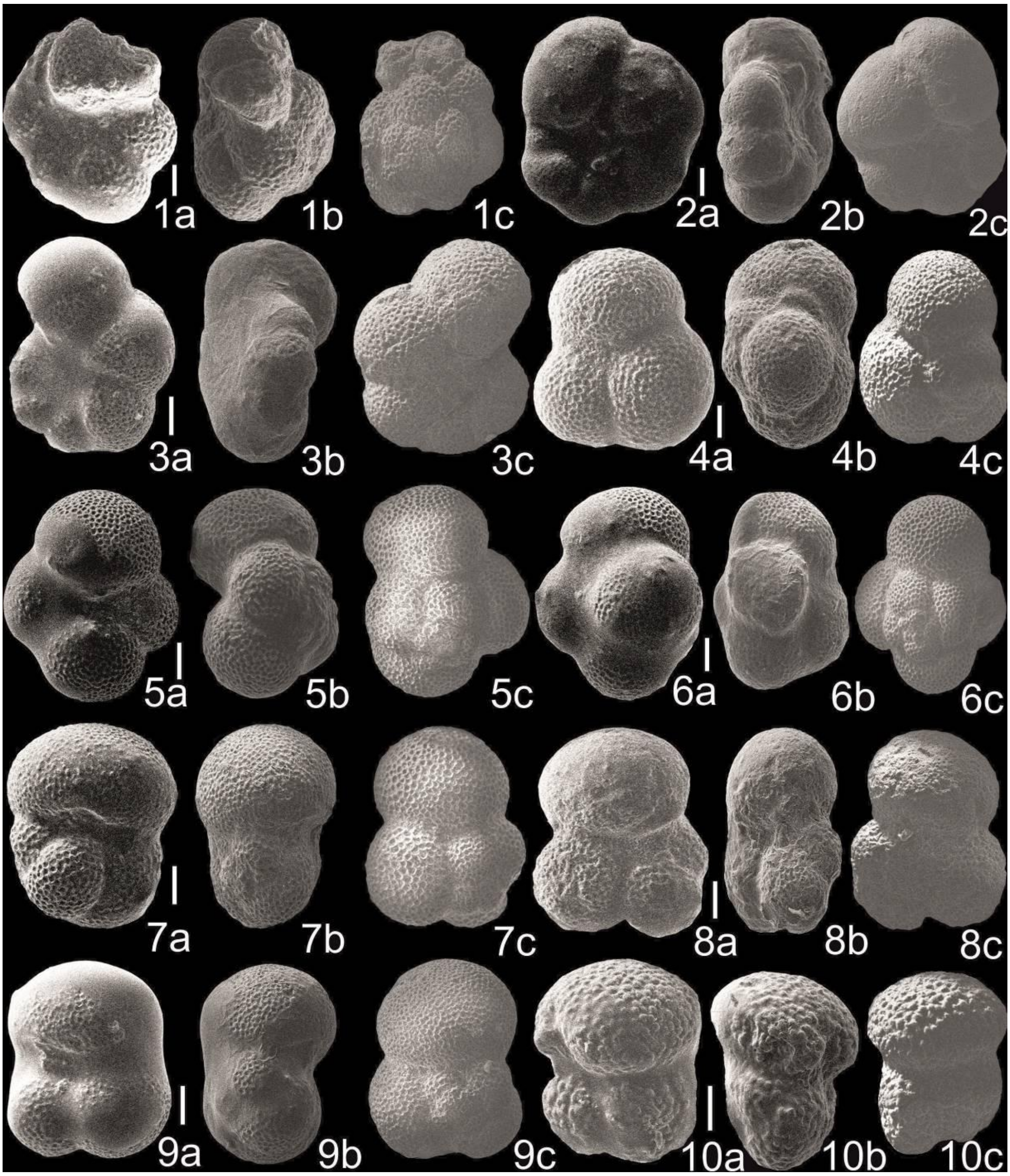


Plate3: Scale bar: 20µm, a: umbilical, b: peripheral and c: spiral view.

1a-c: *Praemurica lozanoi* (Colom 1954), 2a-c: *Pseudohastigerina sharkriverensis* (Berggren and Olsson 1967), 3a-c: *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton 1932), 4a-c: *Subbotina eocaena* (Guembel 1868), 5a-c: *Subbotina hagni* (Gohrbandt 1967), 6a-c: *Subbotina jacksonensis* (Bandy 1949), 7a-c: *Subbotina linaperta* (Finlay 1939), 8a-c: *Subbotina triangularis* (White 1928), 9a-c: *Subbotina velascoensis* (Cushman 1925), 10a-c: *Turborotalia frontosa* (Subbotina 1953).