

تعیین عمق دیرینه‌ی سازند گورپی بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک

میثم همتی نسب^{۱*}، ابراهیم قاسمی نژاد^۱، بهروز درویش زاده^۲

۱- دانشکده‌ی زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بولنی‌سینا، همدان، ایران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: m.hemmati@gmail.com

(دریافت: ۸۶/۱۱/۶؛ پذیرش: ۸۶/۱۲/۲۵)

چکیده

سازند گورپی در برش کاور شامل ۲۱۳ متر مارن با میان لایه‌های مارن آهکی و حاوی دو عضو سیمره (لوفا) با لیتولوژی سنگ آهک و امام حسن با لیتولوژی سنگ آهک‌های رس‌دار باشد که بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونیک این سازند، فاصله‌ی کامپانین میانی تا پالئوسن پسین را در بر می‌گیرد. به منظور تعیین و چگونگی تغییرات عمق دیرینه در زمان انبایش این سازند در جنوب ایلام، فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک مورد مطالعه قرار گرفتند. بدین منظور در فرامینیفرهای بنتیک، درصد پوسته‌های هیالین، آگلوتینه‌ی کلسیتی، آگلوتینه‌ی غیر کلسیتی و نیز بنتیک‌های سطح‌زی (infaunal) و درون‌زی (epifaunal) و نسبت این دو گروه به یکدیگر تعیین شد. همچنین نسبت فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک‌های سطح‌زی تعیین و با استفاده از معادله^{(3.58718 + (0.03534 × %P))} (D = e) عمق بیش از ۸۰۰ متر برای اغلب بخش‌های این سازند به دست آمد که مطالعه‌ی فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق نیز مؤید این مطلب می‌باشد. تطابق خوب منحنی تغییرات نسبی سطح آب به دست آمده در این مطالعه با منحنی‌های یوستازی موجود نشان‌دهنده‌ی تأثیر بالای عامل یوستازی نسبت به دیگر عوامل در ایجاد تغییرات عمق سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: فرامینیفرها، عمق دیرینه، تغییرات نسبی سطح آب، سازند گورپی، ایران

اقیانوس به علاوه، داشتن پوسته‌های آهکی و ماسه‌ای که به آنها توانایی بالقوه‌ی بالایی برای حفظ شدگی می‌دهد، این ارگانیسم‌ها را به ابزاری مناسب برای بازسازی محیط دیرینه تبدیل می‌نماید (Van der Zwaan et al. 1999).

تلاش‌های عمق‌سنگی با استفاده از فرامینیفرها در ابتدا متمرکز بر شناسایی گونه‌های هم‌عمر یعنی آنهایی بود که توزیع شان در تمام حوضه‌ها در عمق یکسانی بود. سال‌ها بعد نسبت بین فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک به عنوان روش مناسب برای عمق‌سنگی مورد استفاده قرار گرفت (Jorissen et al. 2007).

مشخصات سنگ شناسی و راه دسترسی به برش مورد مطالعه مطالعه‌ی حاضر در برش کاور، در جنوب استان ایلام انجام گرفته است. به منظور دسترسی به این برش باید از طریق راه روستای کاور توه طاق که در ۵۵ کیلومتری جاده‌ی دهلران به سمت مهران واقع است، ۱۳ کیلومتر به سمت شهر زرین‌آباد رفت (شکل ۱). برش مورد نظر در سمت غربی جاده قرار گرفته و مختصات قاعده‌ی برش بدین قرار است: E 46°, 48', 31.8" N 32°, 56', 13.4".

سازند گورپی در این برش شامل ۲۱۳ متر مارن‌های خاکستری تیره با میان لایه‌های مارن آهکی خاکستری روشن و حاوی عضو سیمره

مقدمه

سازند گورپی در زاگرس به جهت دارا بودن استعداد سنگ منشأ دارای اهمیت زیادی است. مرز کرتاسه و پالئوژن نیز در قسمت‌های بالای این سازند واقع شده که جهت بررسی حوادث مربوط به این مرز مطالعات دقیق بر روی این سازند ضروری است. از آن جایی که در انجام مطالعات محیط رسوی و چینه‌نگاری سکانسی، داشتن اطلاعاتی راجع به حدود عمق حوضه رسوی بسیار مفید بوده و می‌تواند در پیش‌بینی و تفسیر الگوی انبایش بسته‌های رسوی و تعیین سطوح مهم سکانسی کمک شایانی نماید، لذا به منظور انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و برای تعیین میزان تغییرات سطح آب در این سازند، به ابزارهایی برای تعیین عمق دیرینه حوضه نیاز است. با این وجود تاکنون عمق دیرینه‌ی این سازند مورد مطالعه قرار نگرفته است. برای این کار امروزه در اغلب روش‌ها از میکروفسیل‌ها استفاده می‌شود. در این روش‌ها از الگوهای توزیع گونه‌های بنتیک استفاده می‌شود که اغلب شامل فرامینیفرها و استراکودهاست (Van der Zwaan et al. 1990).

ویژگی‌های فرامینیفرهای بنتیک از قبیل تنوع زیاد، فراوانی در رسوبات، گستره‌ی وسیع از کامبرین تا عهد حاضر و محدوده‌ی وسیع زیست آنها از آبهای لب شور کم عمق تا عمیق‌ترین بخش‌های

روش انجام کار

به منظور مطالعه‌ی فرامینیفرها به صورت آزاد (ایزوله)، ۸۱ نمونه از ۱۲۷ نمونه برداشت شده از سازند گورپی، و نیز نمونه‌های قسمت بالایی سازند ایلام و قاعده‌ی سازند پابده، پس از شستشو بر روی الکهای ۱۲۰ مش (۱۲۵ میکرون) و ۲۳۰ مش (۶۳ میکرون) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در هر نمونه با شمارش بیش از ۴۰۰ فرد به صورت تصادفی، تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک مشخص شده است.

همچنین در فرامینیفرهای بنتیک نسبت انواع سطح‌زی (infaunal) و درون‌زی (epifaunal)، بر اساس راهنمای جدول ضمیمه‌ی ۲ و نیز درصد فرامینیفرهای با پوسته‌ی هیالین، آگلوتینه‌ی کلستیتی و آگلوتینه‌ی غیر کلستیتی در کل اجتماع فرامینیفرهای بنتیک محاسبه شد. به منظور بررسی احتمال حمل شدگی و یا حل شدگی پوسته‌ها، با شمارش تصادفی بیش از ۴۰۰ فرد در هر نمونه از رسوبات بین الکهای ۱۲۰ مش و ۲۳۰ مش (کوچکتر از ۱۲۵ میکرون و بزرگتر از ۶۳ میکرون) تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک محاسبه شد (جدول ضمیمه‌ی ۱). سپس وجود یا عدم وجود پیریت، گلوكونیت، فسفات، ژیپس و نیز حل شدگی در پوسته‌ها به ویژه در انواع پلانکتونیک، و احتمال حمل شدگی و یا آثار آن در هر نمونه بررسی شد (شکل ۲). برخی فرامینیفرهای بنتیک به منظور شناسایی تاکساهای شاخص عمق شناسایی شدند. گونه‌های بنتیک شاخص عمق توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) عکس برداری شده و در سلول نگهداری میکروفسیل به شماره G.05.08.MH به موزه‌ی زمین‌شناسی دانشکده‌ی زمین‌شناسی دانشگاه تهران سپرده شده‌اند.

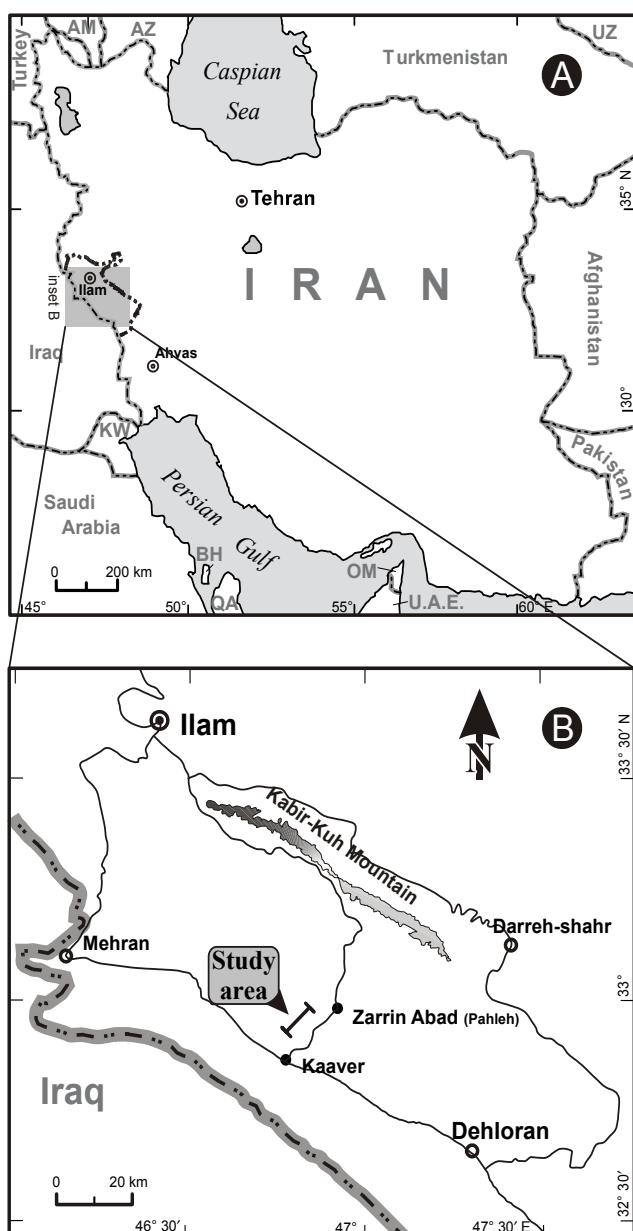
در نهایت از دو روش متداول برای تعیین عمق دیرینه استفاده شد که عبارتند از:

- ۱- استفاده از گونه‌ها و اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق.
- ۲- استفاده از روش‌های کمی و آماری و نسبت بین فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک.

فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق

در این روش، با مطالعه عمق زندگی، الگوی پراکندگی و نحوه تغییرات اجتماعات و گونه‌های فرامینیفر بنتیک نسبت به تغییرات عمق در حوضه‌های مختلف امروزی، گونه‌های وابسته به عمق شناسایی و نیز خصوصیات اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک در اعماق مختلف بررسی می‌شود و در نهایت این گونه فرض می‌شود که گونه‌ی مورد نظر (در صورت عدم انقراض) و یا گونه‌های همشکل و هم خصوصیت آن در طول زمان عمق زیست خود را ثابت نگه داشته‌اند. سپس مدل‌هایی

(لوفا) با لیتولوژی سنگ آهک به رنگ زرد و عضو امام حسن با لیتولوژی سنگ آهک رس‌دار به رنگ کرم می‌باشد. سن سازند گورپی در این برش بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتونیک، از کامپانین میانی تا پالثوسن پسین است (شکل ۲). مرز زیرین سازند گورپی در این برش با سازند ایلام و به صورت پیوسته ولی با تغییر سنتگ‌شناصی مشخص بوده که در آن مارن‌های آهکی سفید تا کرم‌رنگ سازند ایلام به مارن‌های خاکستری گورپی تبدیل می‌شوند. مرز بالایی سازند گورپی در این برش با سازند پابده و به صورت تدریجی و پیوسته است که طی آن مارن‌های خاکستری مایل به سبز سازند گورپی به شیل‌های ارغوانی رنگ قاعده‌ی سازند پابده تبدیل می‌شوند.



شکل ۱-۱: A: موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه نسبت به ایران
B: راه دسترسی به برش مربوطه.

گونه‌های شاخص عمق، فراوانی آنها در نمونه‌ها بر طبق روش معرفی شده توسط الگرت و توماس (Alegret & Thomas 2001) تعیین شد که بر این اساس، به منظور توصیف چگونگی فراوانی آنها از اصطلاحات خیلی فراوان (>15%), فراوان (5% تا 15%) معمولی (2% تا 5%), کمیاب (1% تا 2%) و خیلی کمیاب (<1%) استفاده شده است. این درصدها مربوط به فراوانی هرگونه در حداقل یک نمونه مورد مطالعه است. تقسیم‌بندی حوضه بر اساس عمق در این مطالعه بر اساس مدل ارائه شده توسط الگرت و توماس (Alegret & Thomas 2001) بوده که طبق آن صفر تا ۲۰۰ متر محیط نریتیک، ۲۰۰ تا ۶۰۰ متر باتیال بالایی، ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ متر باتیال میانی، ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر باتیال پایینی و ۲۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متر محیط آبی‌سال است. در عین حال این تقسیم‌بندی در برخی منابع دارای اختلاف بوده که در این صورت عمق مورد نظر آن مؤلف در جلوی اصطلاح مربوطه آورده شده است (جدول ۱).

برای زمان‌های مورد نظر تهیه می‌شود که برای نمونه می‌توان از مدل‌های متداول مورد استفاده در مطالعات کرتاسه، به مدل اسلیتر و بیکر (Sliter & Baker 1972)، مدل الگرت و توماس، (Alegret & Thomas 2001)، و مدل الگرت و همکاران (Alegret et al. 2003) اشاره کرد.

با استفاده از مدل‌های مذکور یا مدل‌های مشابه، می‌توان حدود عمق دیرینه‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه را به دست آورد. همچنین با کمک این روش گاهی می‌توان رسوبات و فسیلهای بیگانه‌ی حمل شده به محیط را هم شناسایی کرد. برای مثال در مطالعه‌ی برش‌های مختلف سازندهای کرتاسه‌ی بالایی و پالئوزن زیرین در اطراف مکزیک، اسپانیا و فرانسه بارها از این روش توسط الگرت و همکارانش استفاده شده است (برای مثال: Alegret & Thomas 2001, Alegret et al. 2001, Alegret et al. 2002, Alegret et al. 2003, Alegret & Thomas 2004, Alegret et al. 2004, Alegret & Thomas 2005).

به منظور بررسی فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق جهت تعیین عمق سازند گورپی در منطقه‌ی مورد مطالعه، پس از شناسایی

جدول ۱-توزيع برخی گونه‌های فرامینیفر بنتیک شاخص عمق در سازند گورپی، جنوب ایلام، با استفاده از مدل ارائه شده توسط الگرت و همکاران (Alegret et al. 2003)

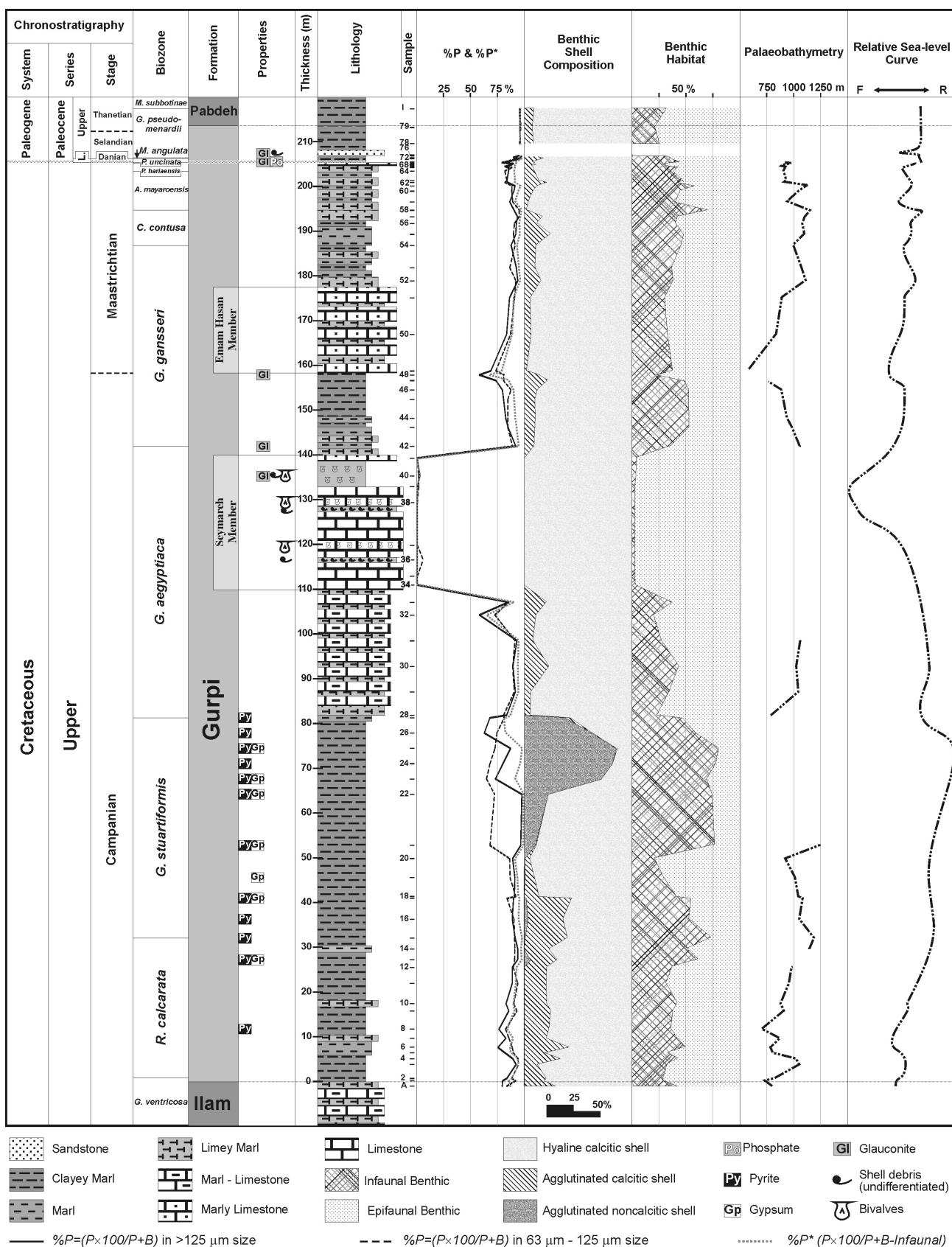
گونه‌های شاخص عمق	فرابوی	حداقل عمق زیست	توزیع عادی در محیط
<i>Bolivinoides delicatulus</i> Cushman	R		باتیال (p. 338)، اغلب در باتیال بالایی-میانی و کمتر در باتیال پایینی (7)
<i>Bolivinoides draco</i> (Marsson)	A		نریتیک خارجی و باتیال (p. 378)، اغلب در باتیال بالایی-میانی و کمتر در باتیال پایینی (7)
<i>Clavulinoides trilatera</i> (Cushman)	C		باتیال و آبی‌سال (5)، باتیال میانی (6)، باتیال پایینی-آبی‌سال (1, 3, 8)
<i>Eouvigerina subsculptura</i> MacNeil and Caldwell	A		باتیال بالایی-میانی؛ اغلب در باتیال بالایی-میانی و کمتر در باتیال پایینی
<i>Gaudryina pyramidata</i> Cushman	V	200-300 (1)	باتیال-آبی‌سال (5)، باتیال پایینی و آبی‌سال (3)، اغلب در باتیال بالایی-میانی و کمتر در باتیال پایینی (7)
<i>Gyroidinoides globosus</i> (Hagenow)	V	200-300 (2)	باتیال میانی-آبی‌سال (3)، باتیال-آبی‌سال (2)
<i>Marssonella oxycona</i> (Reuss)	R		باتیال میانی (10)، (500-1500 m)
<i>Nuttalinella florealis</i> (White)	R		باتیال و آبی‌سال (5)، باتیال و آبی‌سال (1c)
<i>Paralabamina lunata</i> (Brotzen)	C		باتیال تا آبی‌سال (7)
<i>Praebulimina reussi</i> (Morrow)	V		باتیال تا آبی‌سال (7)، باتیال میانی (10)، (500-1500 m)
<i>Sitella cushmani</i> (Sandige)	C		اغلب در باتیال بالایی-میانی و کمتر در باتیال پایینی (7)
<i>Spiroplectammina spectabilis</i> (Grzybowski)	A	500-700 m (1)	باتیال (8)

علامت‌ها: V = خیلی فراوان، A = کمیاب، R = خیلی کمیاب، C = عادی، X = خیلی کمیاب

(1) Van Morkhoven et al. 1986, p. 8, fig. 5; (1c) Van Morkhoven et al. 1986, fold out; modified after Van Morkhoven et al. 1986; (2) Speijer 1994, p. 84, fig. 6; (3) Tjalsma & Lohmann 1983; (4) Widmark 2000, pp. 376-377; (5) Berggren & Aubert 1975; (6) Speijer 2001; (7) Widmark & Speijer, 1997; (8) Kaiho 1992.

از میان گونه‌های فرامینیفر بنتیک شاخص عمق، گونه‌های *Spiroplectammina spectabilis* فراوان (بین ۵ تا ۱۵%) هستند. فراوانی دیگر گونه‌های بنتیک شاخص عمق به همراه توزیع عمقی این گونه‌ها از نظر محققین مختلف در جدول شماره‌ی ۱ آورده شده است.

از میان گونه‌های فرامینیفر بنتیک شاخص عمق، گونه‌های *Gyroidinoides* و *Praebulimina reussi*, *Gaudryina pyramidata* و *globosus* خیلی فراوان (بیش از ۱۵%)، گونه‌های *Eouvigerina subsculptura*, *Bolivinoides* و *draco*



شکل ۲- بايواستراتيگرافی، ليتولوژی، نمودار P در رسوبات بزرگتر از ۱۲۵ میکرون و رسوبات ۱۲۵ تا ۶۳ میکرون، نمودار P^* درصد انواع پوسته‌ها در فرامينيفرهاي بنتيك، درصد انواع فرامينيفرهاي بنتيك درونزی و سطح زی در فرامينيفرهاي بنتيك، محاسبه‌ی عمق ديرينه از رابطه‌ی واندرزوان و همكاران (Van der Zwaan *et al.* 1990) و تعين تغييرات نسبی سطح آب دريا برای سازند گوربی در برش کاور.

در روابط (۱) و (۲)، درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک (%P) از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$\%P = (P / P+B) \times 100 \quad (3)$$

که در آن P تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک و B تعداد فرامینیفرهای بنتیک است.

مطالعات بعدی نشان دادند که به غیر از عمق، عوامل دیگری در نسبت P/B مؤثر هستند. با توجه به این که در رابطه‌ی P/B تغییرات در هر دو عامل فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک مؤثر است، عل و نحوه‌ی تغییر در هر یک از این دو عامل را بررسی می‌نماییم.

به طور کلی فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک با افزایش عمق،

Gibson 1989, Berger & Diester-Haass 1988, (Nigam & Henriques 1992).

علت افزایش فرامینیفرهای پلانکتونیک با افزایش عمق می‌تواند کاهش آشفتگی (turbidity) با افزایش فاصله از خط ساحلی باشد که موجب افزایش تولید اولیه می‌شود. به علاوه اکوسیستم پیچیده‌ی پلاریک با چرخه‌ها و زنجیره‌های غذایی پیچیده‌اش در اعماقی کامل می‌شود که تمام منطقه‌ی نوری را در بر گیرد. با افزایش عمق، فرامینیفرهای پلانکتونیک نیمه‌عمیق (mesoplagic) و خیلی‌عمیق (bathypelagic) هم وارد اکوسیستم می‌شوند. البته با افزایش فاصله از خط ساحلی و کم شدن مواد غذایی وارد از خشکی، در نقطه‌ی معینی دوباره تعداد پلانکتون‌ها کاهش می‌یابد، اما در مورد فرامینیفرهای بنتیک وضعیت پیچیده‌تر و کمتر قابل پیش‌بینی است و گاهی در برخی محیط‌هایی که انتظار نمی‌رود - مانند حوضه‌های بی‌اکسیژن - تعدادشان افزایش می‌یابد (Van der Zwaan *et al.* 1990).

مطالعات نشان داده است که فرامینیفرهای بنتیک در مقابل اغلب تغییرات محیطی غیرحساس هستند و فاکتورهایی نظیر دما و شوری، در توزیع فرامینیفرهای بنتیک نقش چندانی ندارند. در عین حال مواد غذایی و اکسیژن دارای اهمیت اکولوژیکی زیادی است و چگونگی توزیع گونه‌ها در اعماق، تابعی از میزان اکسیژن، چگونگی و نرخ ورود مواد غذایی و رقابت در محیط بستر است (Berger & Diester-Haass 1988, Van der Zwaan *et al.* 1990, Jorissen *et al.* 1995, Van der Zwaan *et al.* 1999, Jorissen *et al.* 2007).

مطالعات بعدی نشان داده است که نقش اکسیژن وارد به بستر نیز بسیار مهم است به طوری که مطالعات آزمایشگاهی ارنست و وان در زوان (Ernest & Van der Zwaan 2004) نشان داد که در شرایط مزوتروفیک (وجود مقدار متوسط مواد غذایی و اکسیژن)، اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک در دوره‌های کوتاه زمانی (چند روز یا هفته) بیشتر متأثر از تغییرات اکسیژن است تا مواد غذایی ولی در دوره‌های زمانی بزرگ‌تر تأثیر مواد غذایی تنظیم کننده‌ی فراوانی بنتیک‌هاست.

همچنین به نظر اسلیتر و بیکر (Sliter & Baker 1972)، گونه‌های مختلف جنس‌های *Bathysiphon* و *Ammodiscus* در محیط باتیال ساکن هستند که گونه‌های هر دو جنس مذکور در نمونه‌های مورد مطالعه موجود و فراوانی آنها معمولی است. همچنین فراوان (گاهی تا بیش از ۴۰٪) هستند که بر اساس مدل اسلیتر و بیکر (Sliter & Baker 1972)، عمق زیست گونه‌های این جنس، محیط باتیال پایینی است. بنابر شواهد گفته شده و جدول ۱، می‌توان عمقی معادل حداقل قسمت‌های باتیال میانی را برای اغلب دوره‌های انبایش سازند گورپی در برش مورد مطالعه ارزیابی کرد.

میزان و عوامل ایجاد خطای احتمالی در این روش

اگرچه به طور کلی گونه‌های بنتیک در مقابل تغییرات عمق از نظم خاصی پیروی می‌کنند ولی بعضی مشکلات مانع از بازسازی دقیق عمق دیرینه می‌شود که به طور خلاصه عبارتند از: ۱- اطلاعات کمی در مورد فاکتورهای اساسی توزیع فرامینیفرهای بنتیک موجود است ۲- محدوده‌ی عمق‌سنجه گونه‌ها از منطقه‌ای به منطقه‌ی دیگر به طور قابل توجهی متفاوت است ۳- اجتماعی در مورد این که کدام گونه‌ها در طول زمان و مکان‌های مختلف دارای عمق یکسان بوده‌اند وجود ندارد و ممکن است محدوده‌ی عمق‌سنجه گونه‌ها در طول زمان تغییر کرده باشد. با این حال معمولاً در تحلیل عمق‌سنجه دیرینه این طور فرض می‌شود که گونه‌ها و یا حتی همشکله‌ای (homomorphic) آنها در طول زمان در اعماق ثابتی زندگی می‌کرده‌اند (Van der Zwaan *et al.* 1990).

از این‌روست که تعیین عمق دیرینه نباید تنها بر مبنای گونه‌های شاخص عمق صورت گیرد بلکه بهتر است که از خصوصیات کمی اجتماعات، مثل نسبت پلانکتونیک به بنتیک (P/B) نیز استفاده شود (Van der Zwaan *et al.* 1999).

نسبت فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک (P/B)

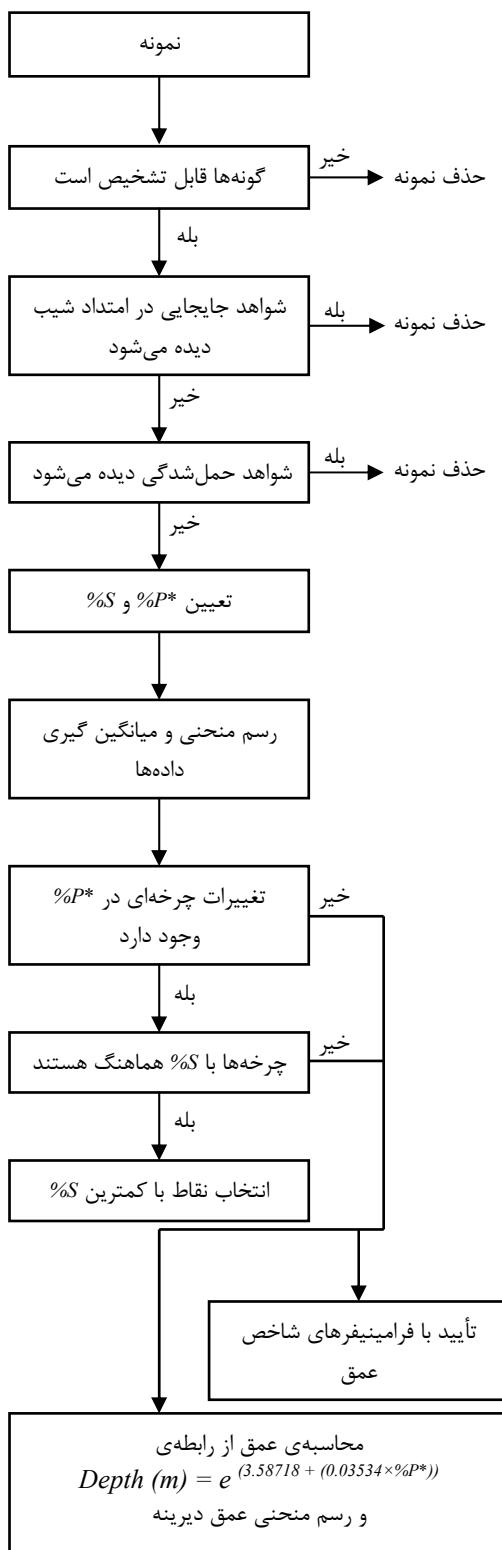
در سال ۱۹۷۷، رایت (Wright 1977) با مطالعه‌ی دریاهای امروزی، معادله‌ای را برای تعیین عمق دیرینه پیشنهاد کرد که به این قرار بود:

$$Depth = e^{(0.042 \times \%P + 3.48)} \quad (1)$$

چند سال بعد وان مارل و همکاران (Van Marle *et al.* 1987)، نمونه‌هایی مربوط به اعماق ۴۰ تا ۲۱۱۹ متری را در حاشیه‌ی شرقی اندونزی مورد مطالعه قرار دادند و رابطه زیر را برای تعیین عمق با استفاده از درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک (%P) پیشنهاد نمودند:

$$D = e^{(0.061 \times \%P + 1.25)} \quad (2)$$

اشاره کرده‌اند داده‌های مورد مطالعه‌ی آنها شامل نمونه‌های دوباره حمل شده نیز بوده که در صورت حذف این نمونه‌ها، ضریب اطمینان رابطه‌ی بالا، بیشتر خواهد بود (Van der Zwaan *et al.* 1990).



شکل ۳- نمودار جریانی مراحل مختلف مطالعه‌ی نمونه‌ها تا تعیین عمقدیرینه (بر گرفته شده از Van Hinsbergen *et al.* 2005 با کمی تغییر).

وان درزوan و همکاران (Van der Zwaan *et al.* 1990)، پس از بررسی داده‌های حاصل از نسبت P/B در چند حوضه‌ی امروزی دریافتند که تأثیر ورود مواد غذایی به کف بستر (در اثر تولید اولیه) می‌تواند در این نسبت تأثیرگذار باشد و تفاوت در نسبت P/B از منطقه‌ای به منطقه‌ی دیگر می‌تواند به شدت وابسته به مقدار فرامینیفرهای بنتیک باشد که درون رسوبات زندگی می‌کنند. آنها همچنین عنوان نمودند که الگوی توزیع فراوانی فرامینیفرهای بنتیک در رابطه با عمق نشان دهنده افزایش تعداد فرامینیفرهای بنتیک از مناطق نزدیک ساحل تا مناطق لبه‌ی فلات قاره و کاهش دوباره آن به سمت مناطق عمیق‌تر است و این الگو، به طور مستقیم تحت تأثیر محتوای کربن آلی موجود در رسوبات و تأثیرپذیری فرامینیفرهای بنتیک درون‌زی از این محتوای کربن است. بر طبق مطالعات آنها بیشترین فراوانی فرامینیفرهای بنتیک درون‌زی مربوط به اعماق ۵۰ تا ۸۰۰ متری است (Van der Zwaan *et al.* 1990).

با در نظر گرفتن این عوامل، وان درزوan و همکاران (Van der Zwaan *et al.* 1990) فرمول‌های پیشنهادی توسط مطالعات رایت (رابطه ۱) و وان مارل و همکاران (رابطه ۲) را به این صورت تصحیح کردند:

$$\text{Depth} = e^{(3.58718 + (0.03534 \times \%P*))} \quad (4)$$

که در این فرمول، فرامینیفرهای پلانکتونیک به کل اجتماع فرامینیفرها منهای انواع درون‌زی تقسیم می‌شوند.

$$\%P^* = (P / P+B-infaunal) \times 100 \quad (5)$$

جهت تمایز درصد پلانکتونیک به دست آمده از رابطه‌ی ۵ با درصد حاصل از رابطه‌ی ۳، از علامت ستاره (*) استفاده شده است. ترسیم منحنی حاصل از درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک به کل اجتماع فرامینیفرها در مقابل عمق بعد از حذف انواع درون‌زی ($\%P^*$)، توسط وان درزوan و همکاران، کاهش پراکندگی داده‌ها را نشان داد. با این وجود مطالعات آنها نشان داد که انحلال بخشی پوسته‌ی فرامینیفرهای پلانکتونیک، موجب تغییر در نسبت P/B شده و باید نمونه‌های دارای آثار حل شدگی در پوسته را (که عمدتاً در نمونه‌های مربوط به اعماق زیاد با P/B بالا دیده می‌شود) حذف کرد. آنها همچنین از داده‌های خود این گونه نتیجه گرفتند که رگرسیون $\%P^*$ (با حذف بنتیک‌های درون‌زی)، پتانسیلی مفید برای تخمین عمق دیرینه بین ۳۰ تا ۱۲۵۰ متر دارد. بر طبق تحلیلهای آماری، با افزایش عمق از میزان دقت این رابطه کاسته می‌شود به طوری که عمق ۴۳۰ متر (معادل ۵۰٪ پلانکتونیک) با ضریب اطمینان ۹۰٪ بین اعماق ۳۱۰ تا ۵۹۰ متری است در حالی که عمق ۱۲۰۰ متر (معادل ۹۹٪ پلانکتونیک) با ضریب اطمینان ۹۰٪ بین اعماق ۸۶۰ تا ۱۶۵۰ متر است. البته باید در نظر داشت همان گونه که وان درزوan و همکارانش

میزان و عوامل ایجاد خطای احتمالی در این روش یکی از محدودیت‌های این روش در عمق قابل محاسبه (بین ۳۶ تا ۱۲۳۸ متر) است. عامل محدود کننده‌ی دیگر نقش رسوبات دوباره حمل شده به ویژه در مواردی است که این رسوبات دانه ریز باشند. تأثیر این عامل همیشه یکسان نیست و در حالی که در بسیاری از موارد موجب کاهش درصد پلانکتونیک می‌شود، در مواردی نیز موجب افزایش این مقدار می‌شود. محدودیت سوم حل‌شدنی کربنات کلسیم به ویژه در رسوبات دارای میزان بالای مواد آلی است که با توجه به مقاومت بیشتر پوسته‌های فرامینیفرهای بنتیک، موجب حذف انتخابی به ویژه در مورد گونه‌های نابالغ فرامینیفرهای پلانکتونیک شده و درصد پلانکتونیک به دست آمده کمتر از مقدار واقعی خواهد شد (Van der Zwaan *et al.* 1990).

دیگر شواهد عمق حوضه

هرچند میزان کربنات کلسیم محلول در آب به عوامل مختلفی از قبیل دما، فشار و فعالیت‌های زیستی وابسته است اما به طور متوسط تا عمق ۵۰۰ متری، آب دریا از کربنات کلسیم اشباع است و بعد از این عمق به تدریج انحلال کربنات کلسیم آغاز می‌گردد (Boersma 1998). فراوانی فرامینیفرهای بنتیک با پوسته‌ی آگلوتینه‌ی غیر آهکی به همراه وجود انحلال در پوسته‌ی آهکی فرامینیفرها در نمونه‌های ۱۳ تا ۲۱ و ۲۷ تا ۳۲ نشان از عمقی است که کربنات کلسیم به حالت غیر اشباع رسیده است. البته باید در نظر داشت که رسوبات مورد مطالعه هیچ‌گاه به زیر عمق موازن‌های کربنات کلسیم (CCD) نرفته‌اند زیرا همچنان آهک، سازندگی عمده‌ی نمونه‌های است. هرچند همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، در نمونه‌های ذکر شده، به علت مقاومت کمتر پوسته‌ی فرامینیفرهای پلانکتونیک در مقایسه با بنتیک وجود حل‌شدنی بیشتر در این پوسته‌ها به ویژه در انواع ریزتر، مقادیر $P\%$ محاسبه شده (از رابطه‌ی ۳) کاهشی را نشان می‌دهد که این کاهش برای رسوبات با اندازه‌ی بین ۶۳ تا ۱۲۵ میکرون بیشتر از مقادیر محاسبه شده برای رسوبات با اندازه‌ی بزرگ‌تر از ۱۲۵ میکرون است. بیشترین عمق بدست آمده نیز در همین نمونه‌هاست.

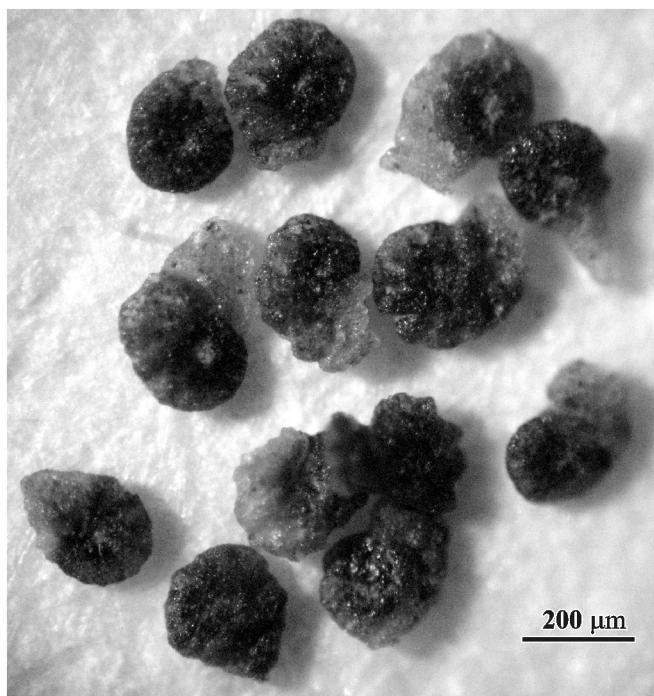
همچنین بر اساس الگوهای کلی توزیع فرامینیفرها در محیط، رسوبات و فونای پایین شیب قاره کاملاً مختلف و در آنجا رسوبات حمل شده کاملاً عادی می‌باشد. محیط با تیال نیز دارای مارن‌های آهکی ریزدانه با بیش از ۷۵ تا ۹۰٪ فرامینیفر پلانکتونیک (که آثار انحلال در برخی از آنها دیده می‌شود) به همراه مقدار زیاد فرامینیفرهای با پوسته‌ی آگلوتینه در فونای بنتیک است. بنتیک‌های با پوسته‌ی هیالین نیز در این محیط‌ها دارای پوسته‌ای ضخیم هستند (Boersma 1998).

استفاده از رابطه‌ی واندرزوان و همکاران (رابطه‌ی ۴) امروزه برای به دست آوردن عمق دیرینه جهت مطالعات مختلف به ویژه مطالعات هیدرودینامیک و تحلیل حوضه بسیار متداول است (برای Kouwenhoven & Van der Zwaan 2006, Snel *et al.* 2006, Van Hinsbergen *et al.* 2005).

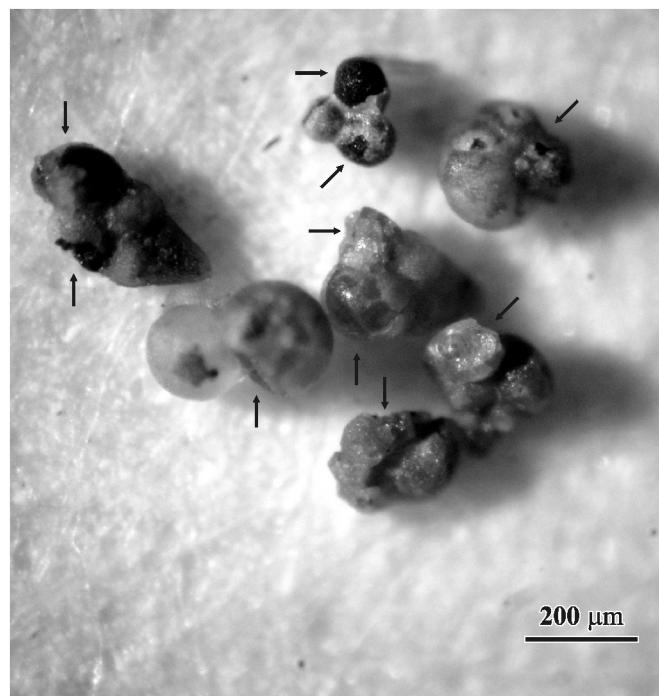
وان‌هینزبرگن و همکاران (Van Hinsbergen *et al.* 2005) پس از بررسی تأثیر اکسیژن در تغییرات P/B ، انواع درون‌زی را که تعدادشان در شرایط بی‌اکسیژنی افزایش می‌یابد شاخص اکسیژن (stress marker) نامیده و درصد آنها را در کل اجتماع فرامینیفرهای بنتیک $\delta\%$ نامیدند. آنها همچنین نمودار جریانی را برای مراحل مختلف مطالعه نمونه‌ها تا تعیین عمق دیرینه پیشنهاد کردند. شکل ۳ مراحل مختلف انجام این مطالعه برای تعیین عمق دیرینه بر اساس نمودار جریانی مذکور را نشان می‌دهد.

به منظور تعیین عمق دیرینه‌ی سازند گوربی در منطقه‌ی مورد مطالعه به جهت وجود آثار انحلال در پوسته‌ی فرامینیفرهای آهکی در نمونه‌های شماره‌ی ۱۳ و ۲۱ تا ۲۷ (شکل ۴)، این نمونه‌ها از محاسبه‌ی $P\%$ (با استفاده از رابطه‌ی ۵) حذف شدند. این نمونه‌ها علاوه بر آثار حل‌شدنی، دارای فرامینیفرهای بنتیک آگلوتینه زیاد به ویژه انواع غیر کلسیتی هستند (شکل ۵ و پلیت ۱، شکل ۱۶) که در آزمایش این گونه‌ها با اسید هیدروکلریک ۳۰٪، هیچ‌گونه واکنش یا حل‌شدنی با این اسید مشاهده نشد.

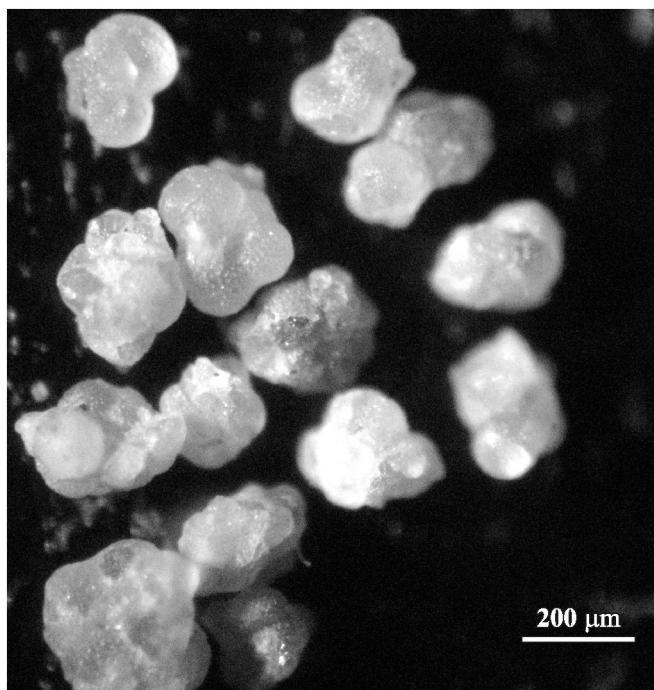
نمونه‌های ۳۲ تا ۴۱، ۴۸، ۵۷ تا ۵۸، نمونه‌های بعد از کرتاسه (شماره‌های ۷۱ تا ۷۹) و نمونه‌ی ابتدای سازند پابده نیز به دلیل وجود آثار حمل شدنی (اشکال ۶ و ۷) از محاسبه‌ی $P\%$ (با استفاده از رابطه‌ی ۵) حذف شدند. در نمونه‌های ۳۴ تا ۴۱ همچنین قطعات خرد شده‌ی ماکروفیل‌ها به همراه درصد خیلی زیاد فرامینیفرهای بنتیک (بیش از ۹۸٪) با آثار حمل شدنی وجود دارد. نمونه‌های بعد از کرتاسه (شماره‌های ۷۹-۷۱) نیز همراه با آثار حمل شدنی و اغلب شکسته شده بوده که در آنها نمونه‌های ریز مربوط به کرتاسه نیز دیده می‌شود. در نهایت در نمونه‌های باقیمانده با محاسبه‌ی $P\%$ با استفاده از رابطه‌ی ۵ و قرار دادن آن در فرمول پیشنهادی واندرزوان و همکاران (رابطه‌ی ۴)، عمق دیرینه برای سازند گوربی در منطقه‌ی مورد مطالعه محاسبه شد (شکل ۲). همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود عمق محاسبه شده برای بیشتر قسمت‌های سازند بین ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ متر متغیر بوده که در بیشتر محدوده‌ی با تیال میانی می‌باشد و مؤید عمق به دست آمده با استفاده از فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق است.



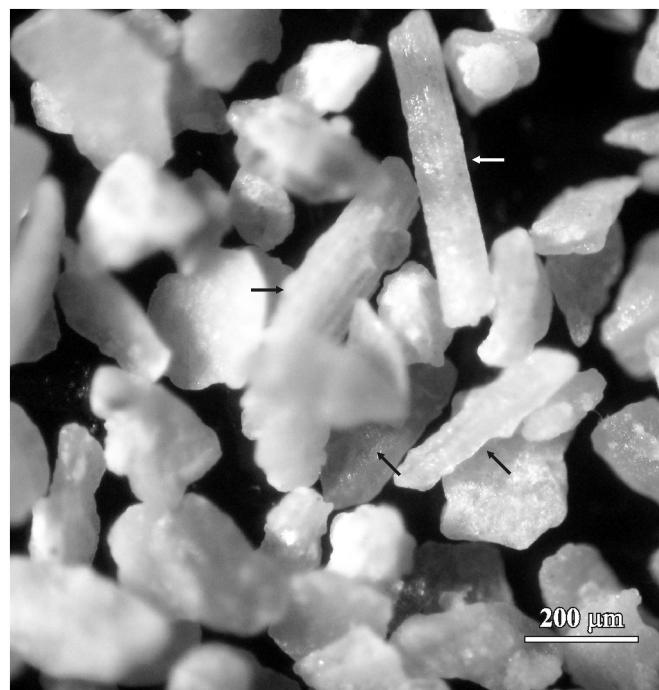
شکل ۵- برخی گونه‌های فرامینیفر بنتیک دارای پوسته‌ی آگلوتینه‌ی غیر آهکی، عکس از نمونه‌ی شماره ۲۵.



شکل ۴- آثار حل شدگی در پوسته‌ی فرامینیفرها که با علامت مشخص شده است، عکس از نمونه‌ی شماره ۲۶.



شکل ۷- برخی گونه‌های فرامینیفر دارای آثار حمل شدگی در نمونه‌ی شماره ۷۲.



شکل ۶- آثار حمل شدگی و برخی قطعات ماکروفسیل‌ها که با علامت مشخص شده در نمونه‌ی شماره ۴۰.

در قسمت‌های نریتیک به ویژه در کرتاسه‌ی بالایی فراوان هستند، به همراه حضور بیش از ۸۰٪ فرامینیفرهای پلانکتونیک در مارن‌های همی‌پلازیک، معرف دریاهای باز با عمق حداقل معادل بخش‌های بالایی باتیال دانسته شده است (Alegret & Thomas 2001) که در سازند

نحوه‌ی توزیع فرامینیفرها در اغلب بخش‌های سازند مورد مطالعه (همان گونه که در داده‌های جدول ضمیمه ۱ و شکل ۲ دیده می‌شود) شبیه به محیط پایین شیب قاره و باتیال می‌باشد. عدم حضور ماکروفسیل‌ها یا قطعات آنها و نیز غیبت فرامینیفرهای بنتیک بزرگ که

کمترین عمق به دست آمده مربوط به رسوبات عضو آهکی سیمره به سن انتهای کامپانین است که با توجه به ماکروفسیل‌های موجود و اندازه‌ی بسیار بزرگ آنها، در محیط نریتیک تشکیل شده‌اند هرچند تعیین محیط انبایش این رسوبات و نیز برجا یا نابرجا بودن آن نیاز به مطالعه و بحث بیشتری دارد که از حوصله‌ی این مطالعه خارج است.

جهت مقایسه‌ی منحنی به دست آمده با منحنی‌های یوستازی، لازم است تا ابتدا منحنی تغییرات عمق، به جای ترسیم در کنار ستون چینه‌شناسی، در مقابل زمان رسم شود تا اثر تغییرات نرخ رسوب‌گذاری و یا فشردگی رسوبات از این منحنی حذف شود. از آن جا که زون‌های جهانی میکروفسیل‌های پلانکتونیک، نزدیک‌ترین واحدها در چینه‌نگاری زیستی به واحدهای کرونواستراتیکرافی هستند (Aubry & Van Couvering 2005)، بایوزون‌های فرامینیفر پلانکتونیک تعیین شده در این مطالعه با سن مطلق محاسبه شده برای بایوزن‌ها و حوادث بایوستراتیکرافی، ارائه شده توسط هاردنبول و همکاران (Hardenbol *et al.* 1998) برای کرتاسه و برگرن و پییرسون (Berggren & Pearson 2005) برای پالئوسن تطبیق داده شد. در نهایت منحنی تغییرات نسبی سطح آب در مقابل این چارچوب زمانی رسم شد (شکل ۸).

واحدهای قطبیت (Polarity chron) ارائه شده توسط حق و همکاران (Haq *et al.* 1988) با همین واحدها در گردشتهین و همکاران (Gradstein *et al.* 2004) در نرمافزار TSCreator 3.7 مطابقت داده شد تا سن مطلق بایوزن‌ها و منحنی یوستازی آنها با آخرین تغییرات منتشر شده توسط کمیته‌ی بین‌المللی چینه‌شناسی منطبق شود. سپس منحنی به دست آمده در این مطالعه با منحنی‌های یوستازی حق و همکاران (Hardenbol *et al.* 1988) و هاردنبول و هکاران (Haq *et al.* 1998) مقایسه شد (شکل ۸). لازم به ذکر است که نرمافزار فوق‌الذکر، محصول کمیته‌ی بین‌المللی چینه‌شناسی و حاوی آخرین اطلاعات این کمیته در رابطه با واحدهای زمان‌چینه‌ای، قطبیت، منحنی‌های یوستازی و بایوزون‌های گروههای مختلف فسیلی است که از آدرس (<http://www.tscreator.org>) قابل برگرفتن است.

همان‌گونه که در شکل ۸ دیده می‌شود، انطباق نسبتاً خوب منحنی تغییرات نسبی سطح آب به دست آمده در این مطالعه با منحنی‌های تغییرات جهانی سطح آب موجود، نشان از تأثیرپذیری بالای این تغییرات در زمان انبایش سازند گورپی در منطقه‌ی مورد مطالعه از تغییرات یوستازی و عملکرد نسبتاً ضعیف دیگر عوامل از قبیل فعالیت‌های تکتونیکی و نرخ رسوب‌گذاری است.

نبود رسوبی موجود در سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه مربوط به انتهای ماستریختین و ابتدای پالئوسن است که به دلیل تشکیل

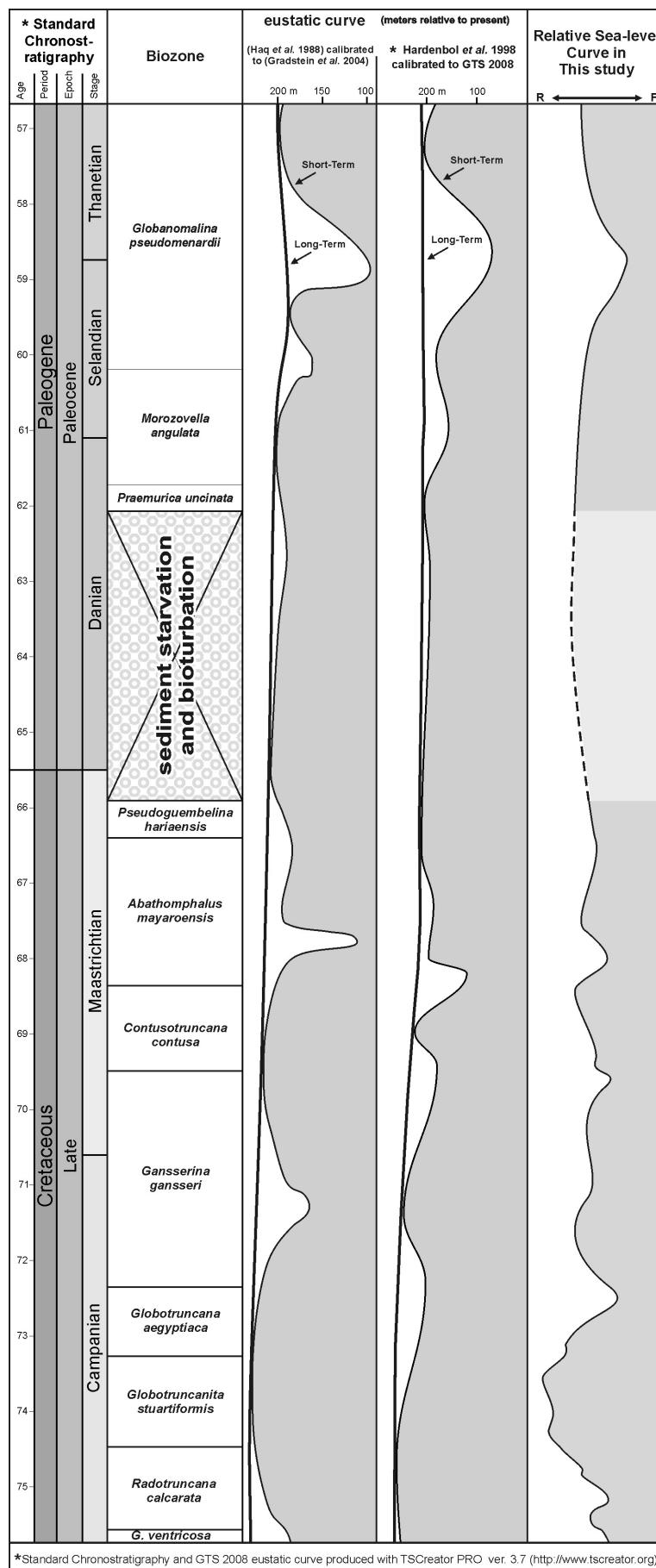
مورد مطالعه نیز این شرایط دیده می‌شود. همچنین بر مبنای مطالعات صورت گرفته بر روی فرامینیفرهای پلانکتونیک (که در دست انتشار است) سازند گورپی در منطقه‌ی مورد مطالعه در مدت بیش از ۱۹ میلیون سال تشکیل شده است که با توجه به ضخامت ۲۱۳ متری کنونی این سازند، نشان از نرخ بسیار پایین رسوب‌گذاری در زمان نهشته شدن آن است. این موضوع به علاوه‌ی عدم وجود قطعات رسوبی درشت نابرجا در نمونه‌های شسته شده و نیز، وجود پیریت‌های دانه تمشکی (اولیه) به مقدار زیاد، بیانگر احتمال انبایش این سازند در محیطی عمیق است. البته در مورد تمام شرایط گفته شده در بالا، عضو آهکی سیمره، شرایطی متفاوت دارد.

تعیین تغییرات نسبی سطح آب دریا

تغییرات عمق ممکن است در اثر چند عامل عمدۀ رخداد. مهمترین عامل تغییرات جهانی سطح آب دریا (یوستازی) است. عامل دیگر بالآمدگی یا فرونشینی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و یا فشردگی رسوبات است. تغییرات در تأمین یا ساخت رسوب (sediment supply or sediment creation) نیز می‌تواند خود را به صورت تغییرات در عمق نشان دهد. در این مطالعه تغییرات عمق، بدون توجه به عوامل ایجاد کننده آن را تغییرات نسبی سطح آب (در مقابل تغییرات مطلق سطح آب) نامیده‌ایم.

به منظور تعیین تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان انبایش سازند گورپی در منطقه‌ی مورد مطالعه بیشترین توجه به دو عامل بوده است، عامل اول درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک به کل اجتماع فرامینیفرها بعد از حذف فرامینیفرهای بنتونیک درون زی ($\%P^*$) است. با توجه به برخی محدودیت‌ها و اشکالات موجود در این روش، به همراه آن از عامل دومی که بررسی تغییرات در ترکیب پوسته‌ی فرامینیفرهای بنتونیک بوده استفاده شده است.

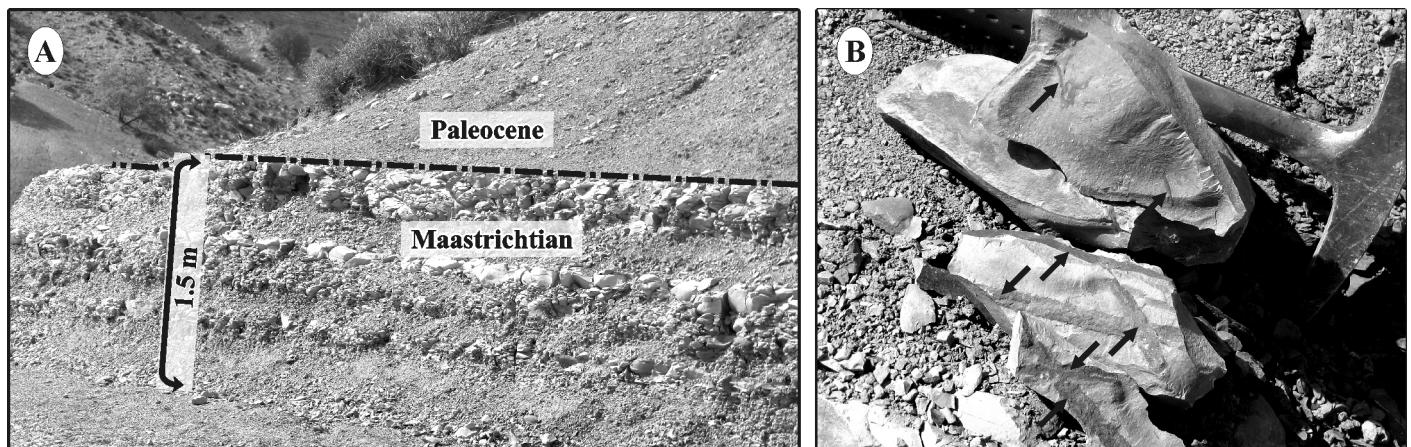
به طور کلی با افزایش عمق نسبت فرامینیفرهای بنتونیک با پوسته‌ی آگلوتینه به انواع با پوسته‌ی هیالین زیادتر می‌شود. همچنین انواع دارای پوسته‌ی آگلوتینه‌ی غیر آهکی نشان دهنده‌ی عمق بیشتری از انواع دارای پوسته‌ی آگلوتینه‌ی آهکی هستند (Holbourn *et al.* 2001, Nagy *et al.* 2001). با توجه به این مطلب و نیز توجه به وجود برخی شواهد رسوب‌شناسی از قبیل وجود اثرفسیل‌ها، قطعات فسیلی درشت حمل شده به محیط، وجود برخی کانی‌ها مانند پیریت به شکل اولیه وجود مادکلاست، تغییرات نسبی سطح آب، به خصوص برای نمونه‌هایی که در محاسبه‌ی عمق مطلق حذف شده بودند و امکان تعیین عمق انبایش آنها از طریق فرمول امکان پذیر نبود، تعیین شد. منحنی تغییرات نسبی سطح آب مربوط به سازند گورپی در منطقه‌ی مورد مطالعه، در شکل ۲ آورده شده است.



شکل ۸- تطابق منحنی تغییرات نسبی سطح آب سازند گوری در برش کاور با منحنی های تغییرات جهانی سطح آب

انتهای نرتیک) بوده است، پیوسته می‌باشد. آنها نبود رسوب‌گذاری در انتهای کرتاسه و ابتدای پالئوژن در مناطق عمیق حوضه را به افزایش جهانی سطح آب در این زمان و قحط رسوبی متعاقب آن، نسبت داده‌اند در حالی که در مناطق کم عمق تر (مانند مقطع جهانی این مرز در برش El-kef Tunns) به علت ادامه‌ی رسوب‌گذاری، این مرز به صورت پیوسته می‌باشد. تطابق شواهد موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه با شواهد ذکر شده در مطالعه‌ی مذکور، مؤید عمیق بودن حوضه و خیز سطح آب در انتهای ماستریختین در منطقه‌ی مورد مطالعه، به تأثیر از تغییرات جهانی یوستازی است.

زمینه‌ای بسیار سخت در رسوبات انتهای ماستریختین (به رنگ خاکستری) همراه با وجود اثر فسیل‌های بسیار زیاد در آن و سپس قرارگیری رسوبات پالئوژن (به رنگ قهوه‌ای مایل به سبز) به صورت نرم همراه با گلوكونیت و فسفات (شکل ۹)، به قحط رسوب‌گذاری (sediment starvation) و آشفتگی زیستی (bioturbation) در اثر خیز جهانی آب در انتهای کرتاسه و ابتدای پالئوژن نسبت داده شد. مکلشود و کلر (MacLeod & Keller 1991) با بررسی دقیق ۱۵ برش مربوط به مرز کرتاسه - پالئوژن در کشورهای مختلف دریافتند که این مرز در برش‌هایی که مربوط به مناطق عمیق دریا بوده است به صورت ناپیوسته و در برش‌هایی که مربوط به مناطق کم عمق تر (شیب قاره و



شکل ۹- مرز ماستریختین با پالئوژن در برش مورد مطالعه A: نمای کلی مرز که در آن تغییر لیتوژئی به وضوح دیده می‌شود.
B: تصویری از اثر فسیل‌های موجود در سخت زمینه (هاردگراند) انتهای ماستریختین که با علامت مشخص شده است.

بیشترین عمق به دست آمده در میانه‌ی واحد مارنی قبل از عضو سیمره بوده که در آن، فرامینیفرهای بنتیک غیرآهکی و آثار انحلال در پوسته‌های آهکی دیده می‌شود. همچنین کمترین عمق به دست آمده، محیط نرتیک بوده که مربوط به تشکیل رسوبات عضو سیمره به سن انتهای کامپانین است هرچند در مورد عمق انبایش آن و برجا یا نابرجا بودن آن نیاز به مطالعات گستردۀ‌تری است.

مقایسه‌ی منحنی تغییرات نسبی سطح آب به دست آمده در این مطالعه با منحنی‌های یوستازی موجود نشان می‌دهد که در ایجاد تغییرات عمق سازند گوربی عامل یوستازی در منطقه مورد مطالعه نقش اصلی را ایفا کرده است.

تشکر و قدردانی

از همکاری آقایان روح‌الله حسین‌زاده و جواد ربائی در مطالعات صحرایی و نیز نظرات ارزنده‌ی ایشان در انجام این تحقیق قدردانی می‌گردد.

نتیجه گیری

با توجه به نتایج به دست آمده از این مطالعه، بر مبنای فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق، اکثر قسمت‌های سازند گوربی در منطقه‌ی مورد مطالعه، در باتیال میانی نهشته شده‌اند. همچنین محاسبه‌ی عمق با استفاده از نسبت فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک‌های سطح‌زی و به کارگیری آن در فرمول تعیین عمق بیانگر عمقی حدود ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ متر برای اغلب زمان‌های انبایش این سازند بوده که این عمق بیشتر در محدوده‌ی باتیال میانی و مؤید عمق به دست آمده با فرامینیفرهای بنتیک شاخص عمق است.

انحلال بخشی پوسته‌های آهکی و حضور فراوان فرامینیفرهای بنتیک آگلوتینه به ویژه انواع غیر آهکی، فقدان قطعات ماکروفسیل‌ها و بنتیک‌های بزرگ که ساکنان مناطق نرتیک هستند و نیز الگوهای کلی ارائه شده در مورد توزیع فرامینیفرها در محیط بر اساس عمق نیز مؤید عمق زیاد محیط نشته شدن این سازند است.

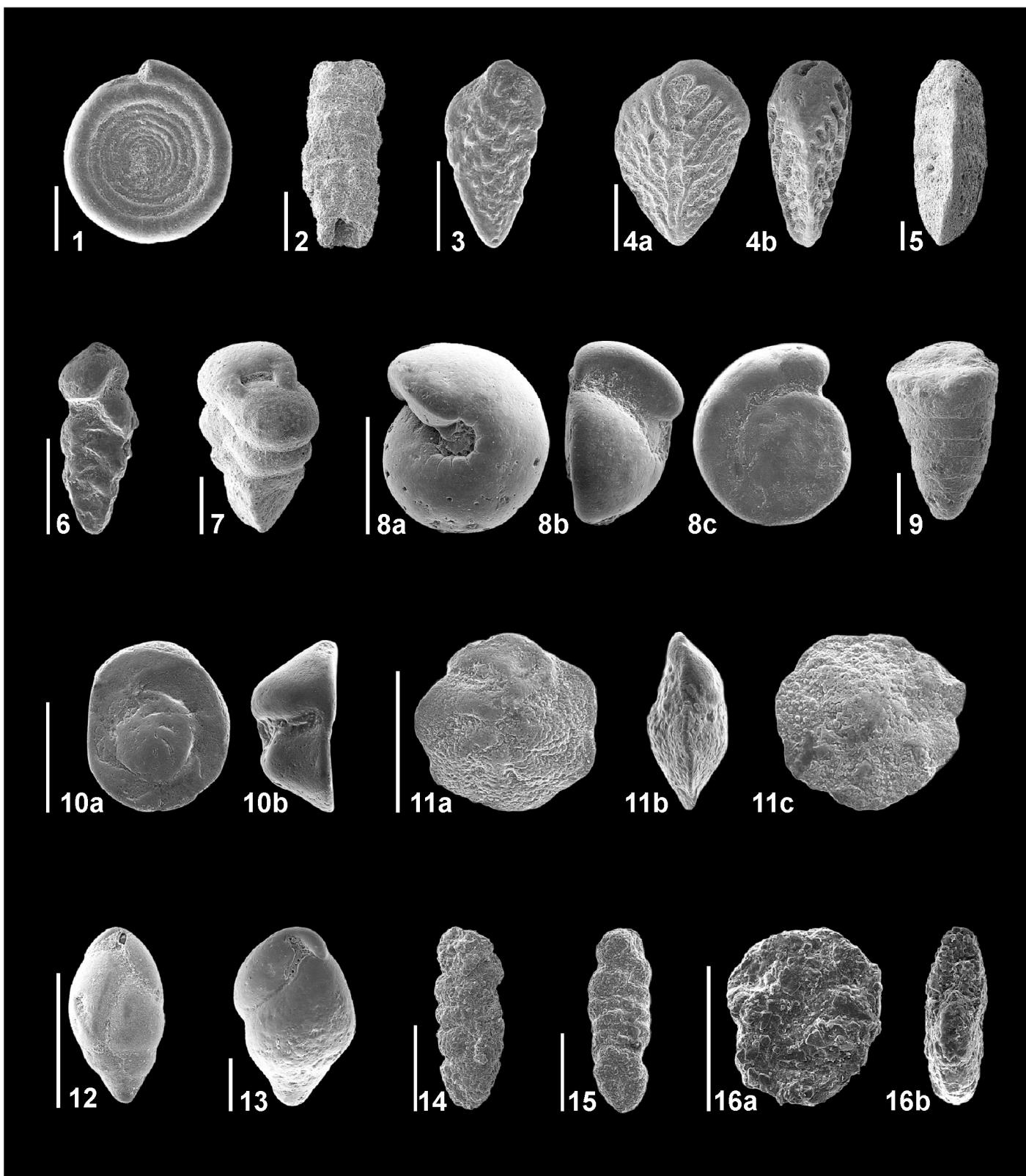


Plate 1- Benthic foraminifera. Scale bars represent 200 μm .

1, *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), Sample 6; side view; 2, *Bathysiphon* sp., Sample 5; side view; 3, *Bolivinoides delicatulus* Cushman, Sample 5; side view; 4, *Bolivinoides draco* (Marsson), Sample 59; 4a, side view; 4b, peripheral view; 5, *Clavulinoides trilateral* (Cushman), Sample 53; side view; 6, *Eouvigerina subsculptura* MacNeil & Caldwell, Sample 53; side view; 7, *Gaudryina pyramidata* Cushman, Sample 3; side view; 8, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), Sample 5; 8a, umbilical view; 8b, peripheral view; 8c, spiral view; 9, *Marssonella oxycona* (Reuss), Sample 2; side view; 10, *Nuttallinella florealis* (White), Sample 5; 10a, spiral view; 10b, peripheral view; 11, *Paralabamina lunata* (Brotzen), Sample 3; 11a, umbilical view; 11b, peripheral view; 11c, spiral view; 12, *Praebuliminina reussi* (Morrow), Sample 3; side view; 13, *Sitella cushmani* (Sandige), Sample 55; side view; 14-15, *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski), Sample 16; side view; 16, *Haplophageroides* sp., Sample 27; 16a, spiral view; 16b, peripheral view.

منابع

- Alegret L., Thomas E. 2001: Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology* **47**: 269-316.
- Alegret L., Molina E., Thomas E. 2001: Benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary around the Gulf of Mexico. *Geology* **29**: 891-894.
- Alegret L., Arenillas I., Arz J.A., Liesa C., Melendez A., Molina E., Soria A.R., Thomas E. 2002: The Cretaceous/ Tertiary boundary impact event: sedimentology and micropaleontology at El Mulato section, NE Mexico. *Terra Nova* **14**: 330-336.
- Alegret L., Molina E., Thomas E. 2003: Benthic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene boundary at Agost (southeastern Spain): paleoenvironmental inferences. *Mar. Micropaleontol.* **48**: 251-279.
- Alegret L., Thomas E. 2004: Benthic foraminifera and environmental turnover across the Cretaceous/Paleogene boundary at Blake Nose, Western Atlantic (ODP Hole 1049C). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **208**: 59-83.
- Alegret L., Kaminski M.A., Molina E. 2004: Paleoenvironmental recovery after the Cretaceous/Tertiary boundary crisis: evidence from the marine Bidart section (SW France). *Palaios* **19**: 574-586.
- Alegret L., Thomas E. 2005: Cretaceous/Paleogene boundary bathyal paleo-environments in the central North Pacific (DSDP Site 465), the Northwestern Atlantic (ODP Site 1049), the Gulf of Mexico and the Tethys: the benthic foraminiferal record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **224**: 53-82.
- Aubry M.P., Van Couvering J.A. 2005: Buried Time: Chronostratigraphy as a Research Tool. In: Koutsoukos E.A.M. (Ed.): Applied Stratigraphy. Springer, Netherlands, p 32.
- Berger W.H., Diester Haass L. 1988: Paleoproductivity; the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Mar. Geol.* **81**: 1-4.
- Berggren W.A., Aubert J. 1975: Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway-type fauna. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **18**: 73-192.
- Bergren W.A., Pearson P.N. 2005: A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *J. Foram. Res.* **35**: 279-298.
- Boersma A. 1998: Foraminifera. in: Haq B.U., Boersma A.: Introduction to Marine Micropaleontology (Second Edition). pp. 19-77.
- Ernest S., Van der Zwaan B. 2004: Effects of experimentally induced raised levels of organic flux and oxygen depletion on a continental slope benthic foraminiferal community. *Deep-Sea Res. I* **51**: 1709-1739.
- Gibson T.G. 1989: Planktonic Benthonic Foraminiferal Rations; Modern Patterns and Tertiary Applicability. *Mar. Micropaleontol.* **15**: 29-52.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., et al. 2004: Geologic time scale. Cambridge Univ. Press, 500 pp.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wigus C.K. (Ed.): Sea-Level Change: An Integrated Approach. *Soc. Econ. Paleo. Mineral. Spec. Publ.* **42**: Tulsa, 71-108.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin Th., de Graciansky P.-C., Vail P.R. (with numerous contributors) 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. in: De Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin Th., Vail P. R., Farley M. B., eds.: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Spec. Publ. **60**.
- Holbourn A., Kuhnt W., Soeding E. 2001: Atlantic paleobathymetry, paleoproductivity and paleocirculation in the late Albian: the benthic foraminiferal record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **170**: 171-196.
- Jorissen F.J., de Stigter H.C., Widmark J.G.V. 1995: A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleontol.* **22**: 3-15.
- Jorissen F.J., Fontanier C., Thomas E. 2007: Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Hillaire-Marcel C., de Vernal A.: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography (Pt. 2): Biological tracers and biomarkers. Elsevier, 843 pp.
- Kaiho K., 1992: A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Marine Micropaleontology* **18**: 229-259.
- Kouwenhoven T.J., Van der Zwaan G.J. 2006: A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **238**: 373-385.
- MacLeod N., Keller G. 1991: Hiatus distributions and mass extinctions at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geology* **19**: 497-501.
- Nagy J., Finstad E.K., Dypvik H., Bremer M.G.A. 2001: Response of foraminiferal facies to transgressive-regressive cycles in the Callovian of northeast Scotland. *J. Foram. Res.* **31**: 324-349.
- Nigam R., Henriques P.J. 1992: Planktonic percentage of foraminiferal fauna in surface sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean) and a regional model for paleodepth determination. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **91**: 89-98.

- Nyong E.E., Olsson R.K. 1984: A paleoslope model of Campanian to Lower Maestrichtian foraminifera in the North American basin and adjacent continental margin. *Mar. Micropaleontol.* **8**: 437-477.
- Sliter W.V., Baker R.A. 1972: Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifera. *J. Foram. Res.* **2**: 167-183.
- Snel E., Marunteanu M., Meulenkamp J. E. 2006: Calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Upper Miocene and Lower Pliocene of the Northern Aegean (Orphanic Gulf–Strimon Basin areas), Greece. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **238**: 125–150.
- Speijer R.P. 1994: Extinction and recovery patterns in southern Tethyan benthic foraminiferal assemblages across the Cretaceous/Paleogene boundary. *Geol. Ultraiectinia* **124**: 19-64.
- Tjalsma R.C., Lohmann G.P. 1983: Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology, Spec. Publ.* **4**: 1-90.
- Van der Zwaan G.J., Jorissen F.J., De Stigter H.C. 1990: The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications. *Mar. Geol.* **95**: 1–16.
- Van der Zwaan G.J., Duijnsteet I.A.P., Den Dulk M., Ernst S.R., Kouwenhoven N.T. 1999: Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth Sci. Rev.* **46**: 213-236.
- Van Hinsbergen D.J.J., Kouwenhoven T.J. Van der Zwaan G.J. 2005: Paleobathymetry in the backstripping procedure: distinguishing between tectonic and climatic effects on depth estimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **221**: 245–265.
- Van Marle L.J., Van Hinte J.E. Nederbragt A.J. 1987: Plankton percentage of the foraminiferal fauna in seafloor samples from the Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia. *Mar. Geol.* **77**: 151-156.
- Van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S. 1986: Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bul. Cent. Res. Exp.-Prod. Elf-Aquit. Mem.* **11**: 421 pp.
- Widmark J.G.V. 2000: Biogeography of terminal Cretaceous benthic foraminifera: deep-water circulation and trophic gradients in the deep South Atlantic. *Cretac. Res.* **21**: 367-379.
- Widmark J.G.V., Speijer R.P. 1997: Benthic foraminiferal faunas and trophic regimes at the terminal Cretaceous Tethyan seafloor. *Palaios* **12**: 354-371.
- Wright R.G. 1977: Planktonic-benthonic ratio in foraminifera as paleobathymetric tool. Quantitative evaluation. *Annu. Am. Assoc. Pet. Geol. Soc. Econ. Paleo. Mineral. Conv.* (Washington, D.C.), p.65 (Abstract).

ضمائمه

جدول ضمیمه ۱- داده‌ها و محاسبات مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه.

اطلاعات نمونه‌ها		محاسبات درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک										محاسبات مربوط به اجتماع فرامینیفرهای بنتیک										عمق دیرینه
شماره نمونه	فاصله از سازند بد متر	بزرگتر از ۱۲۵ میکرون					بین ۶۳ تا ۱۲۵ میکرون					پوسته‌ی هیالین		پوسته‌ی آگلوتینه				سطح زی (Epifaunal)		درون زی (Infaunal)		تعداد کل فرامینیفرهای بنتیک
		تعداد فرامینیفر بنتیک		تعداد فرامینیفر پلانکتونیک		(٪P*)	درصد فرامینیفر پلانکتونیک (%)		تعداد کل فرامینیفرها		تعداد فرامینیفر بنتیک		تعداد فرامینیفر پلانکتونیک		(٪P*)	درصد کل فرامینیفرها		تعداد	درصد	تعداد	درصد	
		تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	
۴۰	135.28	445	16	3.5	3.6	461	413	10	2.4	423	153	100.0	0	0.0	0	0.0	147	96.1	6	3.9	153	حذف
۳۹	132.87	511	6	1.2	1.2	517	409	10	2.4	419	109	100.0	0	0.0	0	0.0	106	97.2	3	2.8	109	حذف
۳۸	129.35																					
۳۷	119.80																					
۳۶	116.55	412	5	1.2	1.2	417	388	27	6.5	415	105	100.0	0	0.0	0	0.0	102	97.1	3	2.9	105	حذف
۳۵	112.90																					
۳۴	110.93																					
۳۳	107.08	61	360	85.5	91.0	421	60	364	85.8	424	86	79.6	22	20.4	0	0.0	63	58.3	45	41.7	108	901
۳۲	104.21	173	245	58.6	64.5	418	109	294	73.0	403	102	89.5	12	10.5	0	0.0	89	78.1	25	21.9	114	حذف
۳۱	98.48	29	411	93.4	95.3	440	35	380	91.6	415	105	92.1	9	7.9	0	0.0	80	70.2	34	29.8	114	1048
۳۰	92.74	46	401	89.7	94.3	447	43	367	89.5	410	94	77.0	28	23.0	0	0.0	64	52.5	58	47.5	122	1013
۲۹	87.00	33	378	92.0	94.8	411	39	391	90.9	430	113	94.2	7	5.8	0	0.0	75	62.5	45	37.5	120	1031
۲۸	81.84	66	344	83.9	87.5	410	82	350	81.0	432	101	94.4	6	5.6	0	0.0	80	74.8	27	25.2	107	795
۲۷	81.27	133	287	68.3	81.6	420	81	359	81.6	440	71	56.8	6	4.8	48	38.4	61	48.8	64	51.2	125	حذف
۲۶	77.85	171	293	63.1	82.9	464	119	354	74.8	473	48	36.9	0	0.0	82	63.1	46	35.4	84	64.6	130	حذف
۲۵	74.43	58	408	87.6	98.4	466	118	320	73.1	438	14	13.6	1	1.0	88	85.4	12	11.7	91	88.3	103	حذف
۲۴	71.01	85	348	80.4	96.5	433	133	287	68.3	420	22	18.0	0	0.0	100	82.0	18	14.8	104	85.2	122	حذف
۲۳	67.59	122	338	73.5	92.0	460	153	287	65.2	440	36	27.9	0	0.0	93	72.1	31	24.0	98	76.0	129	حذف
۲۲	64.17	9	431	98.0	99.6	440	115	305	72.6	420	88	77.9	0	0.0	25	22.1	21	18.6	92	81.4	113	حذف
۲۱	52.76	15	474	96.9	99.5	489	131	284	68.4	415	129	89.0	1	0.7	15	10.3	23	15.9	122	84.1	145	حذف
۲۰	49.80	48	403	89.4	91.6	451	62	402	86.6	464	113	95.0	5	4.2	1	0.8	92	77.3	27	22.7	119	919
۱۹	45.57	37	397	91.5	94.0	434	53	357	87.1	410	85	90.4	8	8.5	1	1.1	64	68.1	30	31.9	94	1003
۱۸	41.35	41	412	90.9	94.8	453	36	434	92.3	470	103	85.8	17	14.2	0	0.0	66	55.0	54	45.0	120	1030
۱۷	40.92	42	388	90.2	95.8	430	73	391	84.3	464	62	56.4	46	41.8	2	1.8	44	40.0	66	60.0	110	1069
۱۶	36.27	48	391	89.1	95.1	439	39	381	90.7	420	73	64.0	37	32.5	4	3.5	48	42.1	66	57.9	114	1041
۱۵	32.05	34	384	91.9	98.3	418	37	383	91.2	420	63	60.0	41	39.0	1	1.0	20	19.0	85	81.0	105	1167
۱۴	29.61	25	410	94.3	97.4	435	35	375	91.5	410	87	77.0	26	23.0	0	0.0	50	44.2	63	55.8	113	1128
۱۳	27.22	24	386	94.1	98.0	410	36	376	91.3	412	98	70.0	33	23.6	9	6.4	45	32.1	95	67.9	140	حذف
۱۲	25.51	46	375	89.1	93.2	421	41	369	90.0	410	88	79.3	23	20.7	0	0.0	66	59.5	45	40.5	111	974
۱۱	21.89	44	358	89.1	92.5	402	25	404	94.2	429	97	79.5	25	20.5	0	0.0	80	65.6	42	34.4	122	951
۱۰	17.41	70	350	83.3	90.2	420	40	383	90.5	423	95	79.2	25	20.8	0	0.0	65	54.2	55	45.8	120	876
۹	15.79	61	369	85.8	91.2	430	29	414	93.5	443	89	75.4	29	24.6	0	0.0	69	58.5	49	41.5	118	907
۸	11.72	97	320	76.7	84.5	417	70	340	82.9	410	96	77.4	28	22.6	0	0.0	75	60.5	49	39.5	124	حذف
۷	9.68	71	349	83.1	90.1	420	59	364	86.1	423	95	79.2	25	20.8	0	0.0	65	54.2	55	45.8	120	872
۶	7.65	102	319	75.8	87.3	421	49	401	89.1	450	69	59.0	48	41.0	0	0.0	53	45.3	64	54.7	117	792
۵	6.41	75	351	82.4	88.0	426	44	400	90.1	444	96	80.7	23	19.3	0	0.0	76	63.9	43	36.1	119	810
۴	5.12	44	379	89.6	94.3	423	27	464	94.5	491	83	66.9	41	33.1	0	0.0	65	52.4	59	47.6	124	1011
۳	3.82	30	376	92.6	95.1	406	21	393	94.9	414	101	87.8	14	12.2	0	0.0	74	64.3	41	35.7	115	1042
۲	0.72	65	344	84.1	88.5	409	52	407	88.7	459	89	80.2	22	19.8	0	0.0	76	68.5	35	31.5	111	826
۱	0.20	81	328	80.2	85.5	409	32	380	92.2	412	85	81.0	20	19.0	0	0.0	72	68.6	33	31.4	105	742
A	-1.00	62	244	79.7	87.8	306	50	263	84.0	313	85	71.4	34	28.6	0	0.0	65	54.6	54	45.4	119	805

ادامهی جدول ضمیمه‌ی ۱.

جدول ضمیمه‌ی ۲- سکونت‌گاه ترجیحی گروههای شکلی فرامینیفرهای بنتیک آهکی و آگلوتینه‌ی کرتاسه‌ی پسین و پالتوسن
. (Alegret et al. 2003) برگرفته شده از

EPIFAUNAL CALCAREOUS**Rounded trochospiral**

Anomalinoidea rubiginosus^a
Gyroidinoides globosus^a

Plano-convex trochospiral

Alabamina wilcoxensis
Angulogavelinella avnimelechi
Cibicidoides abudurbensis^b
Cibicidoides hyphalus^{a,b}
Cibicidoides ekblomi
Cibicidoides howelli
Cibicidoides proprius s.l.
Cibicidoides velascoensis^{a,b}
Cibicidoides spp.^a
Globorotalites michelinianus
Globorotalites spp.^a
Gyroidinoides depressus
Gyroidinoides girardanus^a
Gyroidinoides subangulatus
Nuttallinella florealis^a
Nuttallinella coronula
Osangularia plummerae
Paralabamina hillebrandti^{a,b}
Stensioeina beccariiformis^b
Stensioeina excolata
Valvalabamina lenticula

Biconvex trochospiral

Anomalinoidea acutus
Anomalinoidea aegyptiacus
Anomalinoidea affinis
Anomalinoidea ammonoides
Anomalinoidea spp.
Cibicidoides dayi^a
Cibicidoides pseudoacutus
Lenticulina spp.^a
Nuttallides truempyi^{2a;c,d}
Oridorsalis plummerae^b
Osangularia plummerae
Osangularia spp.
Paralabamina lunata^{a,b}
Sliteria varsoviensis^b

Trochospiral flattened

Heronallenia lingulata

Milioline

Quinqueloculina sp.

Palmate

Frondicularia jarvisi
Neoflabellina delicatissima

EPIFAUNAL AGGLUTINATED**A: Tubular or branching**

Bathysiphon^e
Hyperammina sp.^e

B2: Coiled flattened and streptospiral

Ammodiscus cretaceus^e
Ammodiscus latus
Ammodiscus macilentus
Ammodiscus spp.^e
Glomospirella grzybowski^e
Glomospira sp.^{c;d;e}
Rephanina charoides

INFANAL CALCAREOUS**Cylindrical tapered**

Bulimina midwayensis
Bulimina trinitatensis^{a,b}
Buliminella grata
Eouvigerina subsculptura^a
Ellipsoidella spp.
Fursenkoina sp.
laevidentalinids
Pleurostomella spp.
Praebulimina reussi^b
Praebulimina spp.
Pseudouvigerina plummerae^{a,b}
Pyramidina rudita^{a,b}
Sitella cushmani^b
Stilostomella sp.^c

Flattened tapered

Astacolus spp.
Aragonina velascoensis
Bolivinoides delicatus^{a,b}
Bolivinoides draco^{a,b}
Coryphostoma decurrens
Coryphostoma incrassata^a
Coryphostoma incrassata forma *gigantea*^b
Coryphostoma plaitum
Loxostomum
Vaginulina trilobata

Spherical/globose**جدول ضمیمه‌ی ۲ (دامه).****جدول ضمیمه‌ی ۲ (دامه).**

Allomorphina polonica
Allomorphina velascoensis
Globulina spp.^a
Guttulina sp.
Lagena spp.^a
Quadrimorphina allomorphinoides?
Reussoolina spp.^a

Rounded planispiral

Nonionella spp.^a
Pullenia cretacea^a
Pullenia coryelli^a
Pullenia jarvisi^a

Flattened ovoid

Buchnerina sp.
Paliolatella orbygniana
Biconvex trochospiral
Gyroidinoides beisseli^f
Oridorsalis umbonatus^g

INFANAL AGGLUTINATED**B1: Globular unilocular**

Saccammina placenta^e
Saccammina sp.^e

C1: Elongate multilocular

Arenobulimina truncata
Arenobulimina spp.^e
Clavulinoides amorphpha emend. Alegret and Thomas
Clavulinoides trilatera
Dorothia bulleta
Dorothia pupa
Gaudryina laevigata
Gaudryina pyramidata^e
Marssonella indentata
Marssonella oxycona^e
Spirolectammina spp.^e
Spirolectammina dentata
Spirolectammina aff. *S. israelski*
Spirolectammina spectabilis
Reophax spp.^{e,h}
Subreophax velascoensis
Subreophax spp.^e
Vulvulina sp.

Flattened trochospiral

Haplophragmoides^{h,i}

^a Widmark & Malmgren (1992a,b)

^b Widmark & Speijer (1997a,b)

^c Kaminski et al. (1996)

^d Kuhnt & Kaminski (1990)

^e Peryt et al. (1997)

^f Alegret et al. (2001)

^g Rathburn & Corliss (1994)

^h Kaminski et al. (1995)

ⁱ Kuhnt et al. (1996), Gooday (1990) and Kaminski et al. (1999).