



رخساره بتونیکي

با تکیه بر انتشار روزن داران کفزی

مؤلف:

دکتر سید احمد بابازاده

برگرفته از اثر مارسل بوداقر فادل (2008)

Based on the work of Prof. Marcelle K
Boudagher-Fadel (2008)

فهرست

نه	پیشگفتار
1	فصل اول - رخساره و محیط رسوبی
2	1-1. مقدمه
3	2-1. تجزیه و تحلیل رخسارها
5	3-1. دریا‌های کم عمق
6	4-1. رسوبگذاری در دریا‌های کم عمق
7	5-1. محیط‌های آواری دریا‌های کم عمق
7	6-1. محیط‌های دریایی کم عمق کربناتی
10	7-1. رمپ‌های کربناتی
12	8-1. سکوها‌های قاره‌ای کربناتی حاشیه‌دار
13	9-1. سکوها‌های کربناتی اپیریک، غرق شده و جدا مانده
13	10-1. سکوها‌های اپیریک
13	11-1. سکوها‌های جدا مانده
15	خود آزمایی فصل اول
17	فصل دوم: زیست‌شناسی روزن داران
18	1-2. مقدمه
	2-2. روش زندگی
	19
	3-2. چرخه زندگی در روزن داران
	21
	4-2. ساختمان صدف
	23
30	5-2. انتشار و شرایط زندگی روزن داران
39	6-2. تاریخچه فسیل‌شناسی
42	خود آزمایی فصل دوم

بیج

43	فصل سوم: روزن داران کفزی مهم دوران پالتوزوئیک
44	1-3. مقدمه
45	2-3. ریخت شناسی
46	3-3. رده بندی کلی روزن داران دوران پالتوزوئیک
46	1-3-3. زیرراسته فوزولینینا
46	1-1-3-3. 1-روخانواده فوزولینوئیدآ
47	1-1-3-3. 1-خانواده فوزولینیده
51	2-1-3-3. 2-خانواده شوآژرینیده
52	3-1-3-3. 3-خانواده وربی کینیده
52	4-1-3-3. 4-خانواده نئوشواژرینیده
52	2-3-3. زیرراسته لاژنینا
53	3-3-3. زیرراسته اینولوتینینا
53	4-3-3. زیرراسته میلیولینا
54	4-3. 4-رخساره زیستی فوزولین ها
57	5-3. 5. انتشار و شرایط زندگی فوزولینین ها
72	خود آزمایی فصل سوم
73	فصل چهارم: روزن داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره تریاس)
74	1-4. مقدمه
76	1-2-4. زیرراسته تکستولارینا
76	2-2-4. زیرراسته فوزولینینا.
76	3-2-4. زیرراسته اینولوتینینا
77	4-2-4. زیرراسته میلیولینا

شش

82	3-4 چینه نگاری زیستی
85	4-5 لاژنین ها در پالئوزوئیک - تریاس
86	4-6 فوزولین ها در تریاس
87	4-7 میلیولین ها در تریاس
88	4-8 اینولوتینا در تریاس
90	4-9 رخساره و شرایط زیستی روزن داران کفزی
94	4-10 انتشار جغرافیای قدیمی روزن داران کفزی
103	خود آزمایی فصل چهارم
105	فصل پنجم: روزن داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره ژوراسیک)
	5-1. مقدمه
	106
106	5-2. ریخت شناسی و رده بندی روزن داران کفزی (ژوراسیک)
107	5-2-1 زیرراسته اینولوتینا
108	5-2-2 زیرراسته تکستولارینا
108	5-2-3 زیرراسته میلیولینا
108	5-3. بیواستراتیگرافی
114	5-4. خانواده فندریده
116	5-5. خانواده لیتولوئیده
119	5-6. خانواده تکستولاریده
120	5-7. خانواده اینولوتینوئیده
121	5-8.. رخساره و شرایط زیستی روزن داران کفزی (ژوراسیک)
124	5-9. انتشار جغرافیایی قدیمی روزن داران کفزی
135	خود آزمایی فصل پنجم

هفت

137	فصل ششم: روزن داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره کرتاسه)
138	2-6. ریخت شناسی و رده بندی روزن داران کفزی کرتاسه
139	1-2-6. زیرراسته اینولوتینا
139	2-2-6. زیرراسته تکستولارینا
140	3-6. بیواستراتیگرافی
141	4-6. تکستولارین های کرتاسه
148	5-6. میلیولین های کرتاسه
151	6-6. روتالین های کرتاسه
157	7-6. رخساره و شرایط زیستی روزن داران کفزی کرتاسه
161	8-6. انتشار جغرافیایی قدیمی روزن داران کرتاسه
172	خود آزمایی فصل ششم
175	فصل هفتم: روزن داران کفزی مهم پالئوژن
176	1-7. مقدمه
177	2-7. توصیف و تاکسونومی روزن داران کفزی پالئوژن
177	3-7. بیواستراتیگرافی
182	4-7. تکستولارین های پالئوژن
185	5-7. میلیولین های پالئوژن
194	6-7. روتالین های پالئوژن
206	7-7. توصیف سیستماتیک بعضی از جنسها و گونه های پالئوژن
240	8-7. توصیف سیستماتیک بعضی از گروه های روزن داران با پوسته پرسلانوز و آگلوئینه
260	9-7. انواع (فرم های) پرسلانوز اسپرولینی و پنیروپلی
270	خود آزمایی فصل هفتم

هفت

273	فصل هشتم: روزن داران کفزی مهم نئوژن
274	1-8. مقدمه
274	2-8. ریخت شناسی و رده بندی روزن داران بزرگ کفزی نئوژن
275	3-8. بیواستواتیگرافی و تکامل ریختی
276	4-8. اشکوب لتر نئوژن
278	5-8. میلیولین های نئوژن
282	6-8. روتالین های نئوژن
285	7-8. تکستولارین ها در نئوژن
286	8-8. خلاصه ای از پالئواکوژی روزن داران بزرگ نئوژن
291	9-8. کاربرد اکولوژی جدید در تفسیر روزن داران فسیل
293	10-8. کنترل اکولوژی بر روی تجمع نومولیت ها
298	11-8. اکولوژی نومولیت بر اساس نظر بلوندو (1972)
300	خود آزمایی فصل هشتم
301	پاسخ خود آزمایی ها
	منابع
	303

پیشگفتار

از خداوند منان سپاسگزارم که بار دیگر لطف بی کران خود را شامل حقیر نمود تا مجموعه ای از خواص روزن‌بران کفزی و کاربرد آن را در علم زمین شناسی تالیف نموده و به دانشجویان رشته زمین شناسی این مرز و بوم تقدیم نمایم.

شناسایی میکروفسیل روزن‌بران از نظر تنوع، فراوانی، ساختاری و تکاملی در رسوبات کربناته و تخریبی در تفسیر رخساره های رسوبی کمک شایان توجهی به زمین شناس خواهد نمود. بر این اساس شرایط محیط حوضه رسوبی و تکامل حیات در طول تاریخ زمین قابل تشخیص است.

این کتاب متشکل از 8 فصل می‌باشد: فصل اول شامل توصیف انواع رخساره‌ها و محیط‌های دریایی است و در فصول دیگر سعی شد تا چکیده‌ای از رده بندی سیستماتیک روزن‌بران و انتشار آن‌ها ذکر شود و سرانجام چینه‌نگاری زیستی و روند تکاملی روزن‌بران به‌طور مبسوط توضیح داده شده است.

در خاتمه برخورد لازم می‌دانم تا از سرکار خانم دکتر پروانه نژاد شیرازی و آقایان دکتر یوسفی راد و دکتر رجبی که به ترتیب ارزیابی، ویراستاری و داوری کتاب را بر عهده داشته‌اند تشکر و قدردانی داشته باشم.

سید احمد بابازاده

فصل اول

رخساره و محیط رسوبی

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

1- محیط‌های رسوبی

هدف های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- مفاهیم تازه و مطرح شده در این فصل را تعریف کنید.
- 2- محیط‌های دریایی کم عمق را توصیف کنید.
- 3- رمپ‌های کربناته را بشناسید.
- 4- سکوهای قاره‌ای کربناتی حاشیه‌دار را توصیف نمایید.
- 5- سکوهای کربناتی اپی‌ریک، غرق شده و جدا مانده را تعریف کنید.

1-1 مقدمه

رخساره به مجموعه‌ای از مشخصات سنگ‌های رسوبی اطلاق می‌شود که دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی مشخص و منحصر به فرد باشند و با دیگر رخساره‌ها از نظر کلیه خصوصیات قابل تمایز باشند. این خصوصیات عبارت‌اند از: ابعاد، ساختمان‌های رسوبی، اندازه دانه‌ها، رنگ و محتوای زیستی سنگ رسوبی. مفهوم رخساره اولین بار در سال 1838 توسط گرسلی در موقع مطالعه رسوبات دوره ژوراسیک سوئیس به کار برده شد. در رخساره‌های متفاوت فسیل‌های مختلف وجود دارند که هر یک نشانه محیط‌های رسوب‌گذاری مختلف هستند. وی همچنین بیان کرد که هر رخساره از نظر توزیع فضایی، دارای پارامتری است که نحوه توزیع محیط‌ها را در حین رسوبگذاری نشان می‌دهد.

به کمک رخساره‌ها می‌توانیم سنگ‌های رسوبی را به گونه‌ای طبقه‌بندی کنیم که بیانگر محیط تشکیل‌شان باشد. مثلاً: رخساره ماسه‌سنگ دانه متوسط با چینه‌بندی متقاطع، نشان می‌دهد که لایه‌های رسوبی از دانه‌های ماسه با اندازه متوسط تشکیل شده‌اند و ساختار رسوبی اولیه چینه‌بندی متقاطع در آنها قابل مشاهده است. لازم نیست در نام رخساره تمام ویژگی‌های آن گنجانده شود، اما برخی از آنها مهم است، مثلاً اینکه رنگ سنگ قرمز است و خاکستری نیست، یا در آن پولک‌های میکا دیده می‌شود، اهمیت زیادی دارد. اگر رنگ و نوع دانه‌ها در ماسه‌سنگ از اندازه دانه‌ها مهم‌تر باشند، بهتر است از نام "ماسه‌سنگ قرمز میکادار" استفاده کنیم. بهتر است توصیف کامل ویژگی‌های سنگ را در توصیف رخساره که بخشی از مطالعه سنگهای رسوبی است به کار ببریم.

اگر جنبه‌های خاصی از رخساره مورد علاقه باشد از واژه‌های متفاوتی استفاده می‌کنیم: وقتی بخواهیم ویژگی‌های حاصل از فرایندهای فیزیکی و شیمیایی در سنگ را توصیف کنیم اصطلاح رخساره سنگی را به کار می‌بریم، اما رخساره زیستی توصیف‌کننده زیست‌جانوری و گیاهی موجود در سنگ است.

در مطالعه رخساره‌ها باید به ویژگی‌های زیر توجه کرد:

الف- شکل هندسی و گسترش رخساره: گسترش رخساره بستگی به شکل حوضه رسوبی دارد که رخساره در آن تشکیل می‌شود.

- ب- مشخصات سنگ‌شناسی: بررسی سنگ‌ها از نظر بافت (اندازه و شکل)، فابریک، ترکیب شیمیایی و رنگ حائز اهمیت است، زیرا به کمک آن می‌توان به میزان حمل و نقل و شرایط آب و هوایی و غیره پی برد.
- ج- محتویات فسیلی: از روی فسیل‌ها می‌توان نوع محیط رسوبی قدیمی، پالئوآکولوژی و سن طبقه‌ها را حدس زد.
- د- ساخت‌های رسوبی: از روی ساخت‌ها می‌توان به جهت جریان، سرعت جریان و مرزهای بالا و پایین و همچنین به برگشتگی طبقات پی برد.

1-2 تجزیه و تحلیل رخساره‌ها

فرایند تحلیل رخساره‌ای، یعنی تفسیر چینه‌ها بر اساس محیط رسوبی، هدف اصلی رسوب شناسی و چینه‌نگاری در بازسازی گذشته است. رخساره سنگی حاصل فرآیندهای فیزیکی یا شیمیایی است که در هنگام نهشته شدن رسوبات وجود داشته است و رخساره زیستی همان آثاری از فسیل‌ها و دیرینه شناسی محیط رسوبی است. با دانستن شرایط فیزیکی و شیمیایی می‌توانیم محیط رسوبی زمان نهشته شدن را بازسازی کنیم.

رخساره‌ها در جهات سه بعدی برحسب نوع شرایط محیطی و کف حوضه رسوبی دستخوش تغییرات جانبی و عمودی می‌شوند. مهاجرت رخساره و روی هم قرار گرفتن آنها در جهت قائم ناشی از پیشروی دریا و هم‌چنین عقب نشینی دلتا در موقع پیش‌نشینی دریا یعنی پیش‌روی رخساره‌ها به طرف دریا¹ است. بعضی از رخساره‌ها به‌طور جانبی چنان دستخوش تغییر می‌شوند که ارتباط بین انگشتی را نشان می‌دهند. همان‌طور که قبلاً گفته شد مطالعه رخساره در دو بعد افقی و عمودی جزء اهداف یک چینه‌شناس است.

توالی‌های رسوبی عمودی رخساره سنگی مشاهده شده در رخنمون‌ها حاصل از ته-نشست انواع رسوبات در محیط‌های مختلف رسوبی در طول زمان است.

¹ - progradation

ارتباط عمودی بین رخساره‌ها را می‌توان با تغییرات سطح آب دریا، یا تغییرات سرعت فرونشینی و رسوبگذاری تفسیر کرد. تغییر سطح آب دریا باعث می‌شود که محیط‌های مجاور در طول زمان جانشین هم شوند و مرزهای رخساره‌ای نیز به جلو یا عقب جابجا شوند. با گذشت زمان، با تغییر محیط رسوبی، رخساره‌ها طوری جابه‌جا می‌شوند که رسوبات یک محیط کم کم بر روی نهشته‌های محیط مجاور ته نشین می‌شوند. در حقیقت، علت تشکیل بسیاری از توالی‌های عمودی سنگهای رسوبی مهاجرت محیط‌هاست این مفهوم را که نخستین بار والتر در سال 1894 بیان کرد که بعدها به نام قانون والتر نامیده شد. اساسا در یک توالی پیوسته رسوبی، واحدهایی که به‌طور عمودی روی هم قرار گرفته‌اند نشانگر محیط‌های رسوبی مجاور هستند که در طول زمان بر روی هم مهاجرت کرده‌اند. در یک زمان در مکان‌های متفاوت رسوبات متفاوتی ته‌نشین می‌شوند. همان‌طور که در تشکیل دلتا، ماسه‌ها در نزدیک ساحل، سیلت دورتر از ساحل، رس در آب‌های ژرف‌تر و کربنات‌ها در محیطی بسیار دورتر از ساحل (یا جایی که ورود مواد خشکی اندک باشد یا وجود نداشته باشد) رسوب می‌کنند.

به بالا آمدن سطح آب دریا پیشروی می‌گوییم که در یک توالی رسوبی پیشرونده رخساره‌های آب‌های ژرف‌تر بر روی رخساره‌های آب‌های کم عمق قرار می‌گیرند (سکانس یا توالی مثبت رسوبی). در این نوع توالی رخساره‌های دانه ریزتر، رخساره‌ای دانه درشت‌تر را می‌پوشانند (مثلا ماسه در قاعده و سپس سیلت و در نهایت رس). ذوب شدن کلاهک یخی قطبی، یا جا به جایی آب دریا بر اثر سرعت گسترش کف اقیانوس‌ها، یا فرونشست محلی خشکی در نواحی ساحلی، از جمله عوامل وقوع پیشروی‌ها هستند.

افت آب دریا و عقب‌نشینی از خشکی را اصطلاحا پسروی می‌گویند و توالی‌های رسوبی به وجود آمده در رخساره‌های تشکیل شده به تدریج رو به بالا، محیط کم عمق‌تری را نشان می‌دهند. در یک توالی پسرونده، رخساره‌های دانه درشت‌تر بر روی رخساره‌های دانه ریزتر قرار می‌گیرند. پسروی‌ها حاصل تشکیل کلاهک‌های یخی قطبی یا بالا آمدگی محلی خشکی در نواحی ساحلی هستند.

گاهی تفسیر محیط‌های رسوبی از روی رخساره‌ها کار آسانی است، اما گاهی هم باید قبل از استنباط، مجموعه پیچیده‌ای از عوامل مختلف را در نظر بگیریم. تا آن‌جا که می‌دانیم، رودیست‌های ریف‌ساز فقط در دریا‌های کم عمق، شفاف و نسبتاً گرم زندگی می‌کرده‌اند، پس حضور این سنگواره‌ها با وضعیت زندگی‌شان در سنگهای رسوبی نشان دهنده این است که رسوبات در دریایی کم عمق با آب‌های گرم و زلال ته‌نشین شده‌اند. در چنین مواردی که شاخص‌های واضحی وجود دارند تفسیر محیط آسان است. ولی ماسه‌سنگهای دارای چینه‌بندی متقاطع، می‌توانند در صحرا، رودخانه، دلتا، دریاچه، ساحل و یا دریا‌های کم عمق ته‌نشین شوند. پس یک رخساره سنگی ماسه‌سنگی با چینه‌بندی متقاطع، معرف محیط خاصی نیست.

1-3 دریا‌های کم عمق

در دریا‌های کم عمق، رسوبات آواری که از خشکی حمل می‌شوند به همراه رسوبات کربناتی حاصل از بقایای جانداران دریایی در آن انباشته می‌شوند. این دریاها امروزه نواحی وسیعی را برای رسوب‌گذاری اشغال کرده‌اند. رسوبات این محیط تنوع زیادی دارند و رخساره‌های متنوعی را بوجود می‌آورند. کربنات‌ها که در اینجا از هر جایگاه دیگری فراوان‌ترند، تحت تاثیر فرایندهای مشابهی قرار می‌گیرند. حساسیت جانداران کربنات‌ساز به عمق، آب و هوا و میزان رسوب از خشکی، سبب تنوع نهشته‌های کربناتی کم عمق می‌شود. تغییرات زیستی در طول زمان زمین‌شناختی نیز، نقش مهمی در تعیین ویژگی‌های نهشته‌های دریا‌های کم عمق در پیشینه زمین‌شناسی ایفا نموده‌اند. در برخی مکان‌ها، این دریاها محل تشکیل توالی‌های ضخیمی از رسوبات تبخیری بوده‌اند. رسوب‌گذاری در دریا‌های کم عمق، نسبت به تغییرات سطح آب دریا حساس بوده و به همین دلیل رسوبات نهشته شده در آن‌ها، تاریخچه تغییرات سطح آب دریا را به خوبی حفظ کرده‌اند.

1-4 رسوبگذاری در دریا‌های کم‌عمق

یکی از عوامل بنیادی کنترل‌کننده محیط‌های رسوبی قاره‌ای، دریا‌های برقاره‌ای و توزیع رخساره آن‌ها به میزان ورود رسوب در آن‌ها بستگی دارد. در مجاورت نواحی برآمده قاره‌ای که رودخانه‌های زیادی آن‌ها را زهکشی می‌کنند، نهشته‌های آواری خشکی‌زاد در دریا‌های کم‌عمق فراوانند. بیشترین تمرکز رسوبات آواری در دهانه رودخانه‌ها و نواحی مجاور آنهاست. حضور رسوبات آواری مانع تشکیل رسوبات کربناته می‌شود، به همین دلیل در مناطقی که ورود رسوب توسط رودها یا جریان‌های دریایی اندک است، امکان تشکیل رسوبات کربناته زیادتر می‌شود. دما و شوری آب دریا نیز بر تولیدات زیستی تاثیر می‌گذارند. این تولیدات در آب‌های گرم با شوری عادی فراوان‌تر می‌باشد.

در دریا‌های کم‌عمق عرض‌های پایین، جانداران آهک‌ساز فراوانند و در صورت نبود رسوبات آواری رسوب‌گذاری کربناتی در سکوی قاره‌ای غالب خواهد بود. در عرض‌های بالاتر که هوا سردتر است تولید کربنات کمتر بوده و در صورت نبود رسوبات خشکی‌زاد، حوضه‌های فقیر از رسوب به وجود می‌آیند. در این حوضه‌ها آهنگ رسوب‌گذاری آرام بوده و ممکن است حتی از سرعت فرونشست بستر دریا کمتر باشد. در این صورت با گذشت زمان، محیط رسوبی عمیق‌تر می‌شود. رسوبات تبخیری فقط در جاهایی که بخشی از آب دریا از خود دریا تا حدی جدا شده و حوضه تقریباً بسته را بوجود می‌آورد و با افزایش شوری تا آستانه تبلور کانی‌ها، پیش می‌رود. از طرف دیگر، در دریا‌های حاشیه‌ای که توسط یک کانال به اقیانوس باز مرتبط می‌شوند، هنگامی که کانال بر اثر تغییرات سطح آب دریا یا عوامل محلی زمین‌ساختی بسته می‌شود، شرایط تشکیل تبخیری‌ها ایجاد می‌شود. در بسیاری از موارد، در دریا‌های سکوی قاره‌ای یا حاشیه‌ای مخلوطی از رسوبات خشکی‌زاد و کربناتی حاصل از موجودات (زیست کربناته) ته‌نشین می‌شوند و در طول زمان مقدار آن‌ها تغییر می‌کند. رسوب‌گذاری در این محل‌ها بسیار کند و گاهی ده‌ها میلیون سال بدون وقفه تداوم می‌یابد.

در خلال این دوره‌های طولانی، میزان ورود رسوبات خشکی‌زاد توسط فرایندهای زمین‌ساختی در قاره‌های مجاور و تغییرات محلی و جهانی سطح آب دریا کنترل می‌شود.

1-5 محیط‌های آواری دریا‌های کم‌عمق

الگوهای رسوب‌گذاری و ویژگی‌های رسوب دریا‌های سکوی قاره‌ای و بر قاره‌ای که مقدار ورود رسوبات آواری خشکی‌زاد به آن‌ها زیاد است به امواج آب دریا، فرایندهای جزر و مدی (کشندیه‌ها) و طوفان‌ها بستگی دارد. کشندیه‌ها در دریا‌های قاره‌ای و نواحی محدود شده سکوی قاره‌ای تاثیر زیادتری دارند. در نواحی سکوی باز که مجاور اقیانوس قرار دارند، کشندها کم‌اهمیت تا متوسط است و به همین دلیل تاثیر طوفان‌های اقیانوسی در آنها زیادتر است. در مورد محیط‌های امروزی و همچنین در رخساره‌های قدیمی، می‌توانیم سکوه‌های قاره‌ای را به دو دسته تحت نفوذ طوفان و تحت نفوذ کشندی‌ها تقسیم کنیم، اما باید تاکید کنیم که بین این دو نوع طیف گسترده‌ای از محیط‌ها وجود دارند.

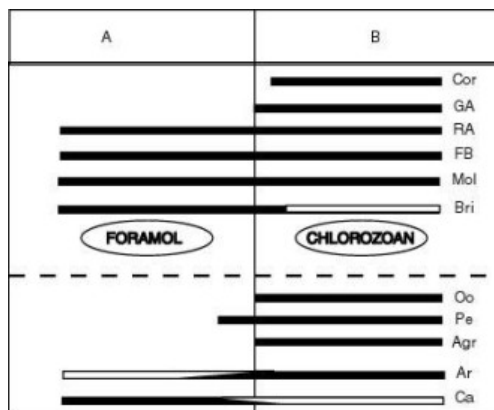
1-6 محیط‌های دریایی کم‌عمق کربناتی

دریا‌های کم‌عمقی که در آنها رسوبات کربناته ته‌نشین می‌شوند پلاتفرم یا سکوی کربناته نام گرفته‌اند. این سکوها شامل بخش‌هایی از فلات قاره از خط ساحلی تا لبه سکوی قاره هستند و یا بخش‌های بزرگی از دریا‌های اپیریک (دریای کم‌عمق قدیمی) را می‌پوشانند.

بر اساس ریخت‌شناسی، انواع مختلفی از سکوه‌های کربناتی تشخیص داده شده است که انواع آن به قرار زیر است: رمپ‌های کربناتی، سکوه‌های قاره‌ای کربناتی حاشیه‌دار، سکوه‌های کربناتی اپیریک، سکوه‌های غرق شده و سکوه‌های جدا مانده. یک سکوی اپیریک هم‌مانند یک محیط رسوبی آواری، دریای کم‌عمقی است که ناحیه وسیعی را می‌پوشاند.

جایگاه‌های کربناتی که هم ارز آواری ندارند عبارتند از سکوه‌های حاشیه‌دار که یک ریف یا لبه کربناتی در حاشیه خارجی آنها قرار می‌گیرد، سکوه‌های جدا مانده که شامل نواحی با رسوب‌گذاری کم عمقی هستند که نواحی ژرف‌تر کاملاً آنها را محاصره کرده‌اند و سکوه‌های غرق شده که بر اثر بالا آمدن سریع سطح آب دریا در آنها، شرایط رسوب‌گذاری کم عمق به رسوب‌گذاری عمیق تبدیل شده است.

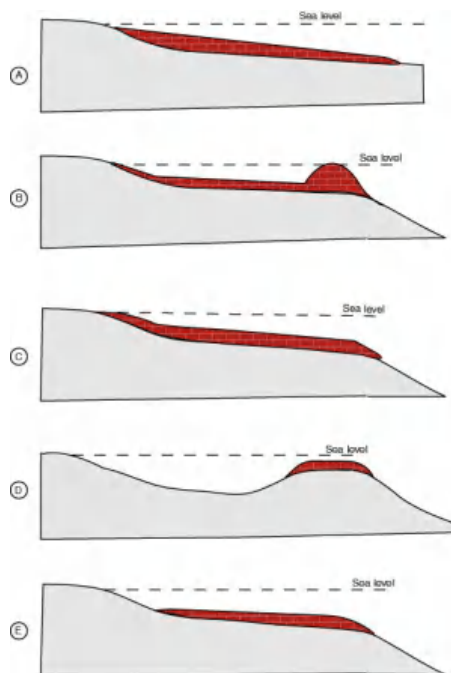
تجمع دانه‌های اسکلتی در سکوه‌های کربناتی به دما و شوری بستگی دارد. در عرض‌های پایین‌تر که دما همیشه از 18 درجه زیادتر و مقدار شوری عادی است، مرجان‌ها، دو کفه‌ای‌ها و جلبک‌های آهکی سبز در کنار انواع بی‌شماری از سایر جانداران فراوان هستند و یک اجتماع کلروزوان (اجتماع بیوتا محیط گرم، گرمای آب بیش از 18 درجه سانتی‌گراد) را بوجود می‌آورند. در دریا‌های محدود شده که شوری بیشتری دارند، فقط جلبک‌های سبز فراوان هستند و اجتماع کلروآلگال ایجاد می‌شود. در کربنات‌های نواحی معتدل که در آب‌های سردتر تشکیل می‌شوند، بقایای روزنه‌داران کفزی، دوکفه‌ای‌ها و بریوزوآ در آنها غالب بوده و اجتماع فورامول (اجتماع بیوتا محیط سرد و معتدل) را ایجاد می‌کنند (شکل 1-1).



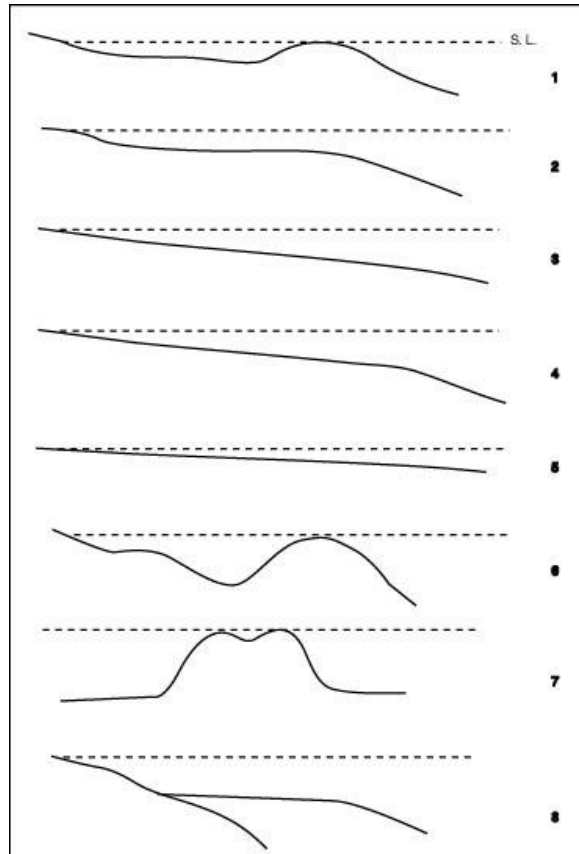
شکل 1-1. مقایسه اجزاء اصلی تشکیل دهنده دو محیط گرم (کلروزوان) و معتدل و سرد (فورامول) A محیط معتدل و سرد، B محیط گرم، Cor مرجان، GA، مرجان، جلبک سبز، RA جلبک قرمز، FB روزنه‌داران کفزی، Mol نرم‌تنان، Bri بریوزوآ، Oo ائید، Pe پلت، Agr آگرگات، Ar آراگونیت، Ca کلسیت (ترسیم دوباره بابازاده، 1385).

مقدار کربنات بیوژنتیک تولید شده در دریا‌های کم عمق به میزان تولید در زنجیره‌های غذایی بستگی دارد. گیاهان و جلبک‌هایی که قاعده زنجیره‌های غذایی را تشکیل می‌دهند به نور وابسته‌اند. میزان نفوذ نور به عمق آب و مقدار مواد معلق در آن بستگی دارد. در آب‌های شفاف منطقه حاره، ناحیه نوری تا عمق 100 متر گسترش داشته و میزان نفوذ نور به عمق آب بستگی دارد. جانداران فتوسنتز کننده عمدتاً در 10 تا 15 متری عمق آب دریا زندگی می‌کنند. در این ناحیه جانداران آهکی بیشترین فراوانی را دارند. مرجان‌های ریف‌ساز که به همزیست‌های جلبکی‌شان وابسته‌اند، در آب‌های شفاف، کم‌عمق و دارای جریان‌های قوی، حداکثر تولید را دارند، در حالیکه سایر جانداران کف‌زی آب‌های آرام‌تر را ترجیح می‌دهند.

در شکل‌های 1-2، 3-1 زیر دو تقسیم‌بندی از انواع پلاتفرم‌های کربناته در محیط‌های کم‌عمق دریایی توسط نیکولز 1999 و فلوگل 2004 آمده است.



شکل 1-2. انواع پلاتفرم‌های کربناته در محیط‌های کم عمق دریایی (A رمپ، B) فلات حاشیه دار، C) پلاتفرم ایلی ریک، D) پلاتفرم مجزا، E) پلاتفرم غرق شده (بدون مقیاس) (نیکولز 1999)

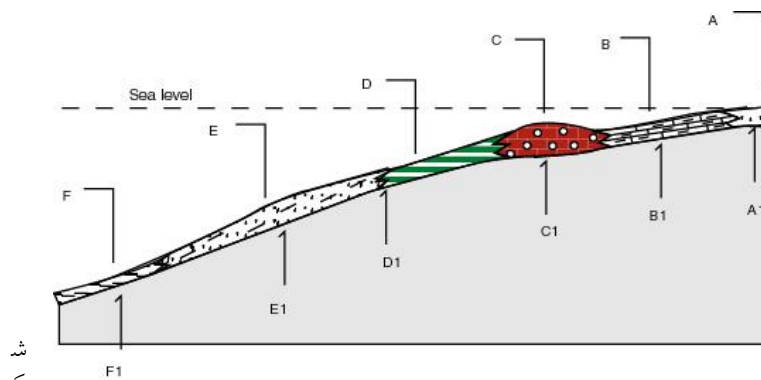


شکل 1-3. انواع پلاتنفرم‌های کربناته در محیط‌های کم عمق دریایی (1) پلاتنفرم حاشیه دار، (2) پلاتنفرم بدون حاشیه، (3) رمپ هموکلینال، (4) رمپ در بخش انتهایی با شیب تند، (5) پلاتنفرم اپی ریک (6) پلاتنفرم مجزا، (7) آتل اقیانوسی، (8) پلاتنفرم غرق شده (فلوگل 2004).

1-7 رمپ‌های کربناتی

رمپ کربناته به توده آهکی اطلاق می‌شود که شیب آن از یک درجه کم‌تر است، درحالی‌که محیط دامنه کربناتی شیب بسیاری زیادتری دارد.

نیم‌رخ یک رمپ کربناته و فرایندهای فیزیکی درون دریا و روی بستر دریا، شباهت زیادی به یک پلاتفرم آواری دارد. در صورت ایجاد امواج، جزر و مدهای بزرگ تا متوسط و جریان‌های کشندی رسوبات کربناته را به هم ریخته و به شدت بر رخساره ساحلی تاثیر می‌گذارند اما مناطق عمیق از تاثیر این امواج در امان می‌باشند. گرین‌استون حاوی ائید و بیوکلاستیک در رخساره نزدیک ساحل رمپ فراوان بوده در صورتی که پکستون و وکستون در اثر فرایند طوفان بصورت بین لایه‌ای با رخساره دور از ساحل همراه می‌باشند. اکثر روزن داران پلانکتونی دربخش‌های عمیق رمپ دیده می‌شوند. از مثال‌های قدیمی می‌توان به توالی رسوبی و توزیع رخساره‌ها از مدل نیکولز (1999) استفاده کرد که مدلی از آن در شکل 1-4 آمده است. از نمونه‌های این نوع محیط‌ها در ایران، رسوبات پالئوژن در ناحیه آریش (خوسف) در منطقه شرق ایران نیز قابل اشاره است (بابازاده، 2004). محیط تشکیل این سری رسوبی در ناحیه آریش پلاتفرم کربناته‌ای از نوع رمپ با زیر محیط‌های دریای باز، سد، لاگون و پهنه کشندی بوده است.

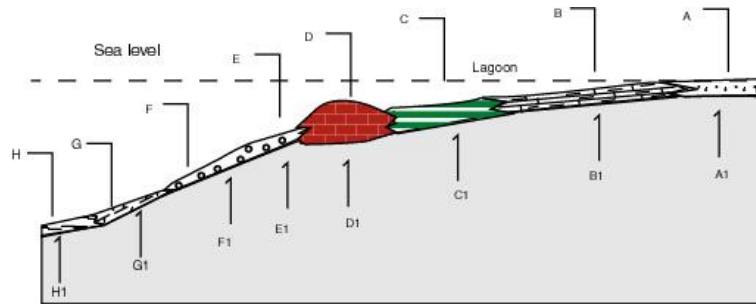


ش
ک

شکل 1-4. مقطع عرضی و توزیع رخساره‌ها در یک رمپ کربناتی (A) ساحل، (B) کم‌انرژی، (C) پرانرژی، (D) آب‌های کم عمق با امواج متلاطم، (E) رسوبگذاری طوفانی با ته‌نشینی مجدد، (F) حوضه عمیق، (A1) رخساره فراکشندی، (B1) وکستون و گل‌سنگ، (C1) گرینستون و سد بیوکلاستیک، (D1) پکستون و وکستون، (E1) کربنات با رسوبگذاری مجدد (کربنات توریدیت)، (F1) مادستون پلاژیک (گل‌سنگ) (نیکولز 1999، ترسیم دوباره بابازاده 1385)

8-1 سکوهای قاره‌ای کربناتی حاشیه‌دار

در بسیاری از سکوهای کربناتی امروزی یک تغییر شیب آشکار بین ناحیه داخلی فلات قاره و آب‌های ژرف‌تر بخش خارجی دیده می‌شود (شکل 1-5).



شکل 1-5. مقطع عرضی و توزیع رخساره‌ها در یک سکوی حاشیه‌دار کربناتی (A ساحل، B پلاتفرم محدود، C پلاتفرم باز، D ریف، E ریف، F جلوی ریف، G شیب قاره، H انتهای شیب قاره، H حوضه عمیق، A1 رخساره فراکشندی، B1 وکستون و گل‌سنگ، C1 گرینستون و پکستون، D1 باندستون، E1 برش شیب قاره، F1 رودستون، G1 کربنات با رسوبگذاری مجدد (کربنات توربیدیت)، H1 مادستون پلاژیک (گل‌سنگ) (نیکولز 1999)

این تغییر شیب، یک ناحیه پرنرژی ایجاد می‌کند که تاثیر امواج در آن زیاد است. برای مرجان‌های ریف‌ساز، محیط کم‌عمق و متلاطم که از ورود رسوبات گلی آواری فاصله دارند، مناسب است و ریف‌های سدی (مثل ریف‌های سدی کوئینزلند در استرالیا) را بوجود می‌آورند. در صورت فقدان ریف‌های مرجانی، مواد ائیدی و اسکلتی، تپه‌های ماسه‌ای زیر دریایی را ایجاد می‌کنند که آنها نیز می‌توانند سدهای مشخصی بوجود آورند.

سنگ‌های سازند چمن بید و مزدوران در یک سکوی قاره‌ای کربناته حاشیه‌دار تشکیل شده‌اند، بطوری که سنگ‌های سازند چمن بید در زیر محیط‌های سرایشیب حوضه و سنگ‌های سازند مزدوران در زیر محیط‌های سد (بیو کلاستی - ائیدی)، لاگون و پهنه کشندی رسوب کرده اند (لاسمی، 1995).

1-9 سکوهای کربناتی اپیریک، غرق شده و جدا مانده

سکوهای اپیریک ممکن است با سکوهای حاشیه‌دار و رمپ‌ها همراه باشند، اما سکوهای جدا مانده را آبهای ژرف احاطه می‌کنند. صعود ناگهانی سطح آب دریا، سکوهای غرق شده را به وجود می‌آورد. معمولاً این سه دسته سکوی کربناتی از رمپ‌ها و سکوهای حاشیه‌دار کمیاب‌ترند.

1-10 سکوهای اپیریک

امروزه دریا‌های بزرگ اپیریک، وجود ندارند، اما توزیع رخساره‌ای سنگ‌های آهکی در تاریخچه زمین‌شناسی نشان می‌دهد که در گذشته به‌خصوص در ژوراسیک و کرتاسه چنین محیطی وجود داشته است. در این زمان‌ها دریا‌های کم عمقی، قاره‌ها را پوشانده بودند (مثل بیشتر قسمت‌های اروپای جنوبی و غربی). عمق آب در عرض یک سکوی اپیریک از چند ده تا صدها متر متغیر است و فرایندهای کشندی و طوفانی در این محیط‌ها رخ می‌دهند. در این دریا‌های کم عمق و وسیع، جریان‌ها، تپه‌های ائیدی و خرده‌های بایوکلاستی زیر آبی را به وجود می‌آورند که گاهی ثابت شده و به جزایری هموار تبدیل می‌شوند. در اطراف این جزایر و کناره‌های دریا، رسوب‌گذاری در مناطق بین‌کشندی باعث عقب‌نشینی پهنه‌های کشندی به سوی دریا می‌شود. توالی رخساره‌ای تشکیل شده در این مکان‌ها، چرخه‌ای از کاهش عمق به طرف بالا را نشان می‌دهد (وزیری مقدم و همکاران، 1385).

1-11 سکوهای جدا مانده

دریا‌های کم عمقی که از همه طرف توسط آب‌های ژرف احاطه شده‌اند جایگاه انحصاری رسوب‌گذاری کربنات‌ها هستند زیرا در آن‌ها منبعی برای رسوبات آواری وجود ندارد.

این سکوها را در جایگاه‌های متفاوتی از قبیل آتول‌های کوچکی که بر روی آتشفشان‌های مرده در اقیانوس آرام غربی تشکیل می‌شوند تا بلوک‌های هورستی در حوضه‌های کشندی مانند دریای سرخ یا نواحی گسترده‌تری مانند اطراف باهاما می‌توان یافت. چون همه کناره‌ها توسط دریای باز احاطه شده‌اند، توزیع رخساره‌ها در این سکوها توسط جهت بادهای موسمی کنترل می‌شود. کامل‌ترین رخساره ریفی حاشیه‌ای در سمت رو به باد سکو که در معرض پر انرژی‌ترین امواج قرار دارد، دیده می‌شود. توده‌های ماسه‌ای کربناتی نیز می‌توانند بخشی از حاشیه سکو را تشکیل دهند. منطقه درون سکو یک منطقه کم انرژی است که در آن جزایری از ماسه‌های کربناتی تشکیل شده و در پهنه‌های کشندی آن رسوب‌گذاری رخ می‌دهد. به طور مثال: محیط تشکیل سازند سروک را در منطقه لرستان به دلیل تغییر جانبی رخساره‌های کم ژرفای سازند سروک به رخساره‌های ژرف سازند گرو و فقدان واردات آواری در رخساره‌های جزر و مدی به سکوی جدا مانده نسبت داده اند (لاسمی و جلیلیان، 1376). همچنین، بخشهایی از شرق ایران در زون سیستان به علت فعالیت تکتونیک باعث شکسته شدن پلاتفرم لوت در کرتاسه زیرین شده و در نهایت پلاتفرم ایزوله با حواشی رخساره عمیق را تشکیل داده است (بابازاده، 2003).

1-12 سکوهای غرق شده

تولید کربنات به عمق آب بستگی دارد. اگر به دلیل فرونشست زمین ساختی یا تغییرات یوستاتیک، سطح آب دریا ناگهان صعود کند، ناحیه‌ای که قبلاً محل رسوبگذاری کربناتی کم عمق دریایی بوده آنقدر عمیق می‌شود که تولید رسوبات کربناته متوقف می‌شود به این پدیده غرق‌شدگی سکو گفته می‌شود. در صورت وقوع چنین رویدادی، رخساره‌ای از مواد دانه ریز پلاژیک تشکیل می‌شود که به کربنات‌های پلاژیک دریای عمیق شباهت دارند. رسوب‌گذاری کربنات‌های پلاژیک بسیار کندتر از آهنگ انباشته شدن رسوب در دریا‌های کم‌عمق است.

در نتیجه لایه‌های بسیار نازک‌تری در همان دوره زمانی به وجود می‌آیند. توالی‌های نهشته شده در این شرایط را مقاطع فشرده شده¹ می‌نامند که ممکن است حاصل میلیون‌ها سال رسوب‌گذاری باشند و ضخامت آنها بسیار کمتر از رسوبات آب‌های کم‌عمق است.

خودآزمایی فصل اول

1- جهت و سرعت جریان آب را به کمک کدام خواص رخساره‌ای می‌توان

شناسایی کرد؟

الف- محتویات فسیلی ب- ساخت رسوبی

ج- مشخصات سنگی د- شکل هندسی رخساره

2- ارتباط جانبی و عمودی رخساره‌ها ابتدا توسط چه کسی پیشنهاد شد؟

الف- استنو ب- هاتن ج- والتر د- وگنر

3- سکانس یا توالی مثبت دارای چه خصوصیتی است؟

الف- از پائین به بالا رخساره دانه‌درشت می‌شود

ب- از پائین به بالا رخساره کم‌عمق می‌شود

ج- از پائین به بالا رخساره دانه‌ریز می‌شود

د- از بالا به پائین رخساره عمیق می‌شود

4- کدام یک از فرایندهای زیر از خصوصیات سکوه‌های جدا مانده است؟

الف- وجود یک ریف کربناته

ب- دریای کم‌عمقی که ناحیه وسیعی را اشغال می‌کند

ج- نواحی ژرف، نواحی کم‌عمق را اشغال می‌کنند

د- شرایط رسوبی کم‌عمق سریعاً به رسوب‌گذاری عمیق تبدیل می‌شود

- 5- کدام یک از اجزاء زیستی زیر فقط مربوط به محیط فورامول است؟
الف- مرجان ب- جلبک قرمز ج- روزن‌داران کفزی د- نرم‌تنان
- 6- روزن‌داران شناور در کدام یک از بخش‌های رمپ به فراوانی یافت می‌شوند؟
الف- لاگون ب- سد ج- پشت ریف د- حوضه و شیب قاره

فصل دوم

زیست‌شناسی روزن‌داران

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- روش و چرخه زندگی روزن‌داران
- 2- شناسایی ساختمان زیستی روزن‌داران
- 3- نحوه زندگی روزن‌داران

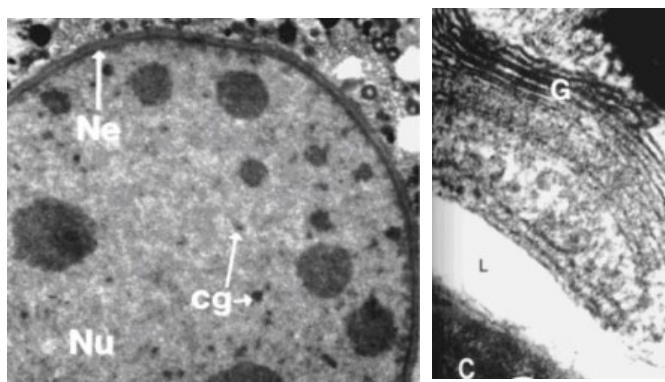
هدف‌های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- روزن‌داران را تعریف کنید.
- 2- روش و چرخه زندگی روزن‌داران را توصیف کنید.
- 3- ساختمان صدف روزن‌داران را شناسایی نمایید.
- 4- شرایط زندگی روزن‌داران را بشناسید.
- 5- تاریخچه فسیل‌شناسی آنها را توصیف نمایید.

2-1 مقدمه

روزن‌داران، پروتوزوا دریایی هستند که از دو کلمه پروتو (اولیه) و زوا (جانور) تشکیل شده‌اند. آنها جزء یوکاریوت تک‌سلولی‌اند که سیتوپلاسم آنها دارای ساختمان پیچیده و متشکل از هسته، میتوکندری، کلروپلاست و اجسام گلژی (شکل 2-1) است. روزن‌داران با داشتن پاهای کاذب¹ به دو صورت رشته‌ای، شاخه‌ای²، مدادی یا نوک‌تیز³ و همچنین پوسته صدفی با جنس مواد معدنی یا آلی با ساختمان دیواره منفذدار به این نام مشهور شده‌اند.



شکل 2-1. تصویری شماتیک از سلول مربوط به جنس الفیدیوم، متشکل از پوشش هسته ای (Ne)، نوکلئوپلاسم (Nu)، هسته، ذرات کروماتین (cg)، جسم گلژی (G) با واکوئل در بردارنده کلروپلاست (C) و وسیکل (V) و لومن (حجره لوله‌ای) حفره دار (L) (الکساندر، 1985).

انواع زنده و فسیل روزن‌داران از ساحل تا اعماق به اشکال و اندازه‌های متفاوت و در محیط‌های متفاوت دریا گزارش شده‌اند. آنها عمدتاً در آب‌های شور تا لب شور زندگی می‌کنند. اشکال ساده آنها در زمان کامبرین زیرین ظاهر شده‌اند و به تدریج در پالئوزوئیک زیرین گسترش یافته‌اند. با گذشت زمان همراه با توسعه تکامل، اندازه روزن‌داران بزرگ‌تر و ساختمان داخلی آنها پیچیده‌تر شده است.

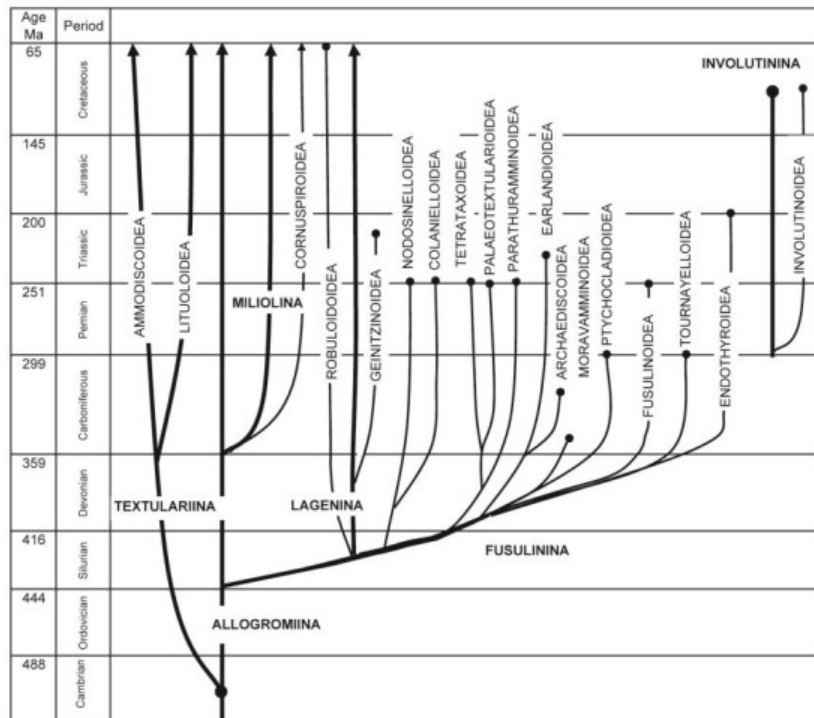
1- Pseudopodia
2- Rhizopodia
3- Phylopodia

وجود بهترین بقایای فسیلی از روزن‌داران پالئوزوئیک تا ترشیری باعث شده تا از آن‌ها به عنوان بهترین شاخص فسیلی در بیوزوناسیون چینه‌شناسی، تجزیه و تحلیل جغرافیای قدیمی و اکولوژی قدیمی استفاده کنند.

نام روزن‌داران، ترکیبی از اصطلاحات لاتین و یونانی به معنای " در بر دارنده روزنه و حفره" است. در واقع سطح خارجی صدف دارای حفرات ریز میکروسکوپی است. ساختمان داخلی صدف روزن‌داران کفزی بزرگ در طی ازدیاد نسل پیچیده‌تر می‌گردد. چنین ساختمان داخلی در شناسایی تاکسون‌ها حتی در مقاطع نازک نقش به‌سزائی دارد. روزن‌داران کفزی بزرگ پس از مرگ در ساخت و ساز سنگ‌های کربناته زمان‌های اواخر پالئوزوئیک، اواخر کرتاسه و سنوزوئیک نقش مهمی دارند. اکثر روزن‌داران از زیر راسته آلوگرومینا مشتق شده‌اند (شکل 2-2)، سپس خودشان به تدریج به شش زیر راسته نظیر زیر راسته فوزولینینا، زیر راسته لائینینا، زیر راسته اینولوتینینا، زیر راسته میلیولینا، زیر راسته تکستولارینا و زیر راسته روتالینا تقسیم گردیده‌اند.

2-2 روش زندگی

روزن‌داران بر اساس نوع زندگی‌شان به دو گروه مختلف کفزی و شناور تقسیم می‌شوند. اکثر گونه‌ها متعلق به روزن‌داران شناور بوده و از گسترش جغرافیایی وسیعی برخوردارند و در تمام عرض‌های جغرافیایی با افق‌های متفاوت حرارتی یافت شده‌اند. آن‌ها در سطح و نزدیک به سطح آب شناورند و از اواخر ژوراسیک تا عهد حاضر در اقیانوس‌ها و دریاها گزارش شده‌ند. گسترش جغرافیایی و تکامل سریع روزن‌داران منعکس‌کننده فرایند کلونی شدن در محیط پلاژیک است. روزن‌داران شناور به‌علت تکامل سریع، دارای گسترش زمانی کوتاه در ستون چینه‌شناسی می‌باشند و بهترین فسیل‌های شاخص در سطح خانواده، جنس و گونه را تشکیل می‌دهند.



شکل 2-2) گسترش زمانی زیر راسته‌های روزن‌داران و بعضی از خانواده‌های مهم

البته اهمیت روزن‌داران کفزی در ستون چینه‌شناسی، از روزن‌داران پلانکتونی کم‌تر نیست. آنها معمولاً در اعماق متفاوت بصورت آزاد یا چسبیده به کف بستر زندگی می‌کنند. مطالعه روزن‌داران بزرگ زنده نشان می‌دهد که آنها در مناطق پلاتفرمی و در دریای نیمه گرم تا گرم، مخصوصاً در محیط‌های غنی از کربنات فراوان می‌باشند. با بررسی روزن‌داران بزرگ زنده، این‌طور به‌نظر می‌رسد که روزن‌داران بزرگ با جلبک‌های فتوسنتزکننده همزیست می‌باشند و این جلبک‌ها قادرند به حداکثر اندازه خود رشد کنند. بر اساس پیچیدگی ساختمانی و به علت تنوع محیط پلاتفرمی، فسیل روزن‌داران بزرگ اطلاعات مفیدی را در مورد شرایط محیط قدیمی و بیواستراتیگرافی (زیست‌چینه‌نگاری) آهک‌های پلاتفرمی در سرتاسر جهان در اختیار محققین قرار می‌دهند.

در چنین محیط‌هایی به علت عمق کم آب و تبلور مجدد کلسیت در آهک‌های میکربیتی، نانوفسیلهای آهکی کمیاب و نادرند. همچنین در این زیستگاه، ماکروفسیل‌ها نیز کمیاب می‌باشند، لذا بیوزوناسیون مناسبی تاکنون ارائه نشده است. زون تجمعی روزن‌داران بزرگ حتی بر اساس حضور چند تاکسون کلیدی امکان‌پذیر است. آن‌ها شاخص خوبی برای برقراری بیوزوناسیون توالی آهک‌های کربناته در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی هستند، به عنوان مثال می‌توان به وجود فوزولین‌ها در اواخر پالئوزوئیک، اربیتوئیدها در اواسط و اواخر کرتاسه، نومولیتیدها در پالئوژن، لپیدوسیکلینیدها و میوزیپسینیدها در ایگوسن و نئوژن اشاره کرد. روزن‌داران بزرگ برای بررسی تئوری تکامل بسیار ایده‌آل می‌باشند. آن‌ها به طور منفرد و حتی به صورت زون‌های تجمعی قابل مطالعه می‌باشند، ضمناً آن‌ها در مطالعه ستون‌های چینه‌شناسی ناحیه‌ای یا جهانی در بعد زمانی و مکانی، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند. بعضی از آن‌ها استراتژی زندگی خود را در طول زمان زمین‌شناسی تغییر داده و قادرند به راحتی در زمان‌های بعدی حتی در عهد حاضر زندگی کنند.

2-3 چرخه زندگی در روزن‌داران

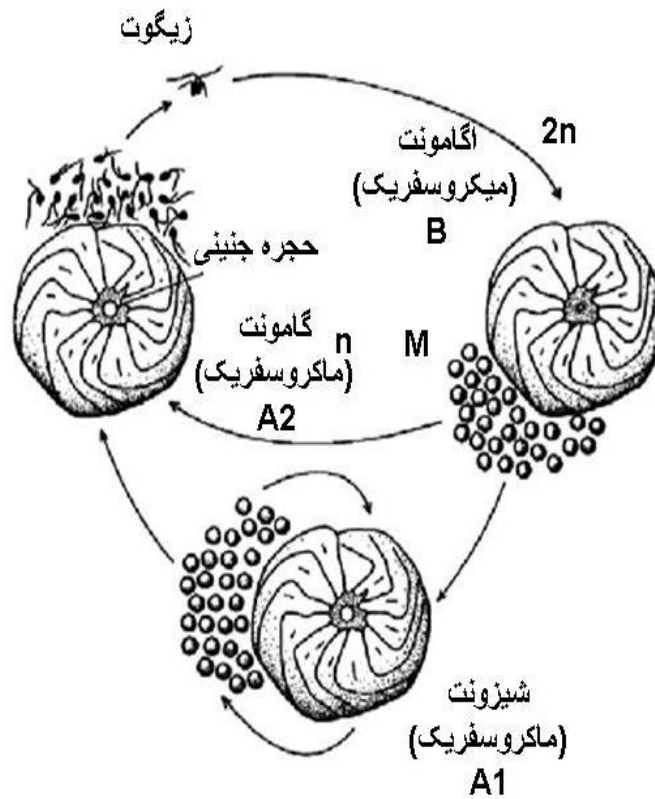
چرخه زندگی روزن‌داران تناوبی از دو تولید مثل جنسی یا گاموگونی و تولید مثل غیرجنسی یا شیزوگونی است. بعد از فرایند تولید مثل، صدف خالی والدین به صورت صدف غیر زنده در رسوبات رها می‌شود. روزن‌داران بزرگ به علت فرایند تولیدمثل دوگانه^۱، دارای دوشکل متفاوت می‌باشند. یک هاپلوئید، گامونت تک هسته‌ای، (تولیدمثل جنسی که گامت را تولید می‌کند) و یک دیپلوئید^۲، آگامونت چند هسته‌ای^۳، (تولیدمثل غیرجنسی که دخترهای مجزا و متعدد را تولید می‌کند). (لوکالوز، 1950، روتگر، 1990، دتمرینگ و دیگران، 1998). اشکال دو ریختی (شکل 2-3) معمولاً دارای مشخصات ظاهری متفاوت می‌باشند که اصطلاحاً فرم‌های میکروسفریک^۴ و ماکروسفریک^۵ نامیده می‌شوند.

1-Heterophasic
2- Diploeid
3- Multinucleous Agamont
4- Microsphaeric
5-Microsphaeric

فرم میکروسفریک یا فرم B: این فرم محصول تولیدمثل جنسی است و خود، تولیدمثل غیرجنسی را بعهدہ دارد. اندازه آن بزرگ، تعداد حجرات زیاد و حجره جنینی کوچک است.

فرم مگالوسفریک (A): محصول تولید مثل غیر جنسی است و اندازه آن کوچک و تعداد حجرات کم با حجره جنینی بزرگ است.

البته تولید مثل نوع سومی نیز توسط دانشمندان ارائه شده است، به‌طوری‌که آگامونت به جای اینکه گامونت‌ها را ایجاد کنند، فرم شیزونت مگالوسفریک (A1) را تولید می‌کند.



شکل 2-3. چرخه تولیدمثل در روزن‌داران بزرگ *Amphistegina gibbosa* (بوداقر فادل، 2008)

پدیده دوریختی در روزن‌داران بر مبنای چرخه تولیدمثل قابل توضیح است. مراحل آن در طی دو دوره از رشد، در تولید مثل مجزا وجود دارد یکی غیرجنسی و دیگری جنسی. چرخه روزن‌داران بزرگ در واقع سه شکلی¹ است، زیرا مرحله تولید مثل غیرجنسی آنها به صورت تقسیمات مضاعف و در مرحله بعد دارای تقسیمات جنسی می‌باشند. این نوع تولید مثل اولین بار توسط رومبلر در سال 1909 گزارش شد و بعدها دانشمندانی نظیر روتگر 1990 و دتمرینگ و دیگران 1998 این نوع تولیدمثل را بر روی هتروستژینا دپرسا² و آمفیستژینا رادیاتا³ مورد آزمایش قرار داده‌اند. آنها سیکل سه ریختی را برای فراوانی جمعیت تولید نسل مگالوسفریک در نظر گرفته‌اند. شیزونت‌هایی که در اثر تولیدمثل غیرجنسی تولید شده‌اند، بر خلاف سلول‌های تخم که دارای اندازه کوچک برای نگهداری موجود هم زیست می‌باشند، بزرگ هستند. این بهترین فرصت برای انتقال موجود هم‌زیست به سلول شیزونت است (دتمرینگ و دیگران، 1998).

2-4 ساختمان صدف

روزن‌داران بزرگ بر اساس ساختمان دیواره و ترکیب شیمیایی پوسته به چهار گروه زیر تقسیم می‌شوند (شکل 2-4). این گروه‌ها شامل آگلوتینه، آهک میکروگرانولار، آهک پرسلانوز و آهک هیالین می‌باشند.

گروه آگلوتینه: پوسته صدف متشکل از مواد تخریبی است که در یک سیمان آهکی به هم متصل شده‌اند. چنین پوسته‌ای در زیر راسته تکستولارینا⁴ مشاهده می‌شود.

گروه آهک میکروگرانولار: این نوع دیواره متشکل از دانه‌های متراکم کلسیت با منیزیم پائین و با آرایش غیرمنظم و بدون جهت‌یافتگی نوری است. این نوع پوسته در زیر راسته فوزولینینا مشاهده می‌شود.

1- Trimorphic life

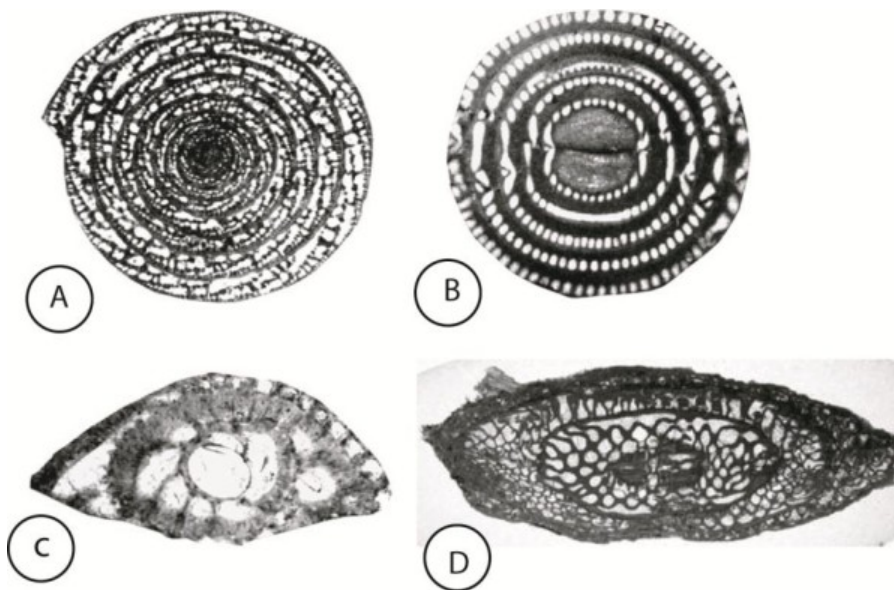
2- *Heterostegina depressa*

3- *Amphistegina radiata*

4- *Textulariina*

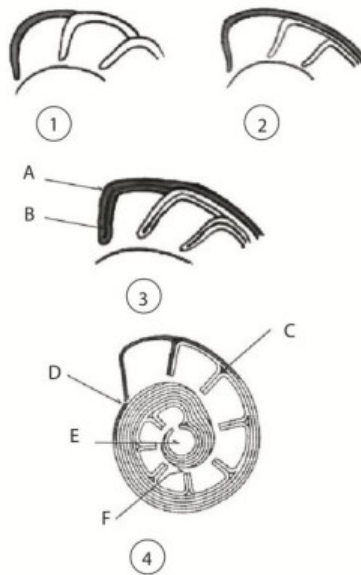
گروه آهک پرسلانوز: این دیواره متشکل از کلسیت بدون منفذ و دیواره بدون لایه است. این گروه از درصد بالایی از کلسیت منیزیم‌دار میله ای شکل که به‌طور نامنظم در زمینه مواد آلی پراکنده شده، تشکیل شده است. چنین پوسته‌ای در زیر راسته میلیولینا مشاهده می‌شود.

گروه هیالین: دیواره لایه‌ای و حفره‌دار و متشکل از یک لایه با بلورهای کلسیت بزرگ کم منیزیم عمود بر سطح صدف است (هاینس، 1981، هالوک، 1999). این دیواره مشخصه زیر راسته روتالینا است. انتهای کانال حفره‌دار توسط مواد آلی بسته شده که این مواد از خروج سیتوپلاسم به آب دریا جلوگیری می‌کند، اما انتقال دی‌اکسید کربن، اکسیژن و نمک‌های مغذی در روزن‌داران بزرگ هم‌زیست با جلبک به‌راحتی صورت می‌گیرد (شکل 2-4).



شکل 2-4 (تصویر A) مربوط به جنس "لوفتوزیا" است. تصویر B (مربوط به جنس "کوازی فوزولینا" است. تصویر C) مربوط به جنس "روتالیا" است و تصویر D) مربوط به جنس "آلوئولینا" است (بوداقر فادل، 2008).

ساختمان دیواره روزن‌داران بزرگ منعکس‌کننده روش زیستی است که سلول‌های زنده در ساخت و ساز پوسته صدف به کار می‌برند. صدف روتالینه از دیواره روزنه‌دار و کلسیتی هیالین ساخته شده است. در صدف بزرگ روتالینه، سیستم کانالی طوری توسعه یافته که تشکیل لامیناسیون مخصوص (شکل 2-5) را در صدف می‌دهد. (هوتینگر، 1977). صدف لایه‌دار در طی فرآیند ساخت و ساز حجرات تشکیل می‌شود.

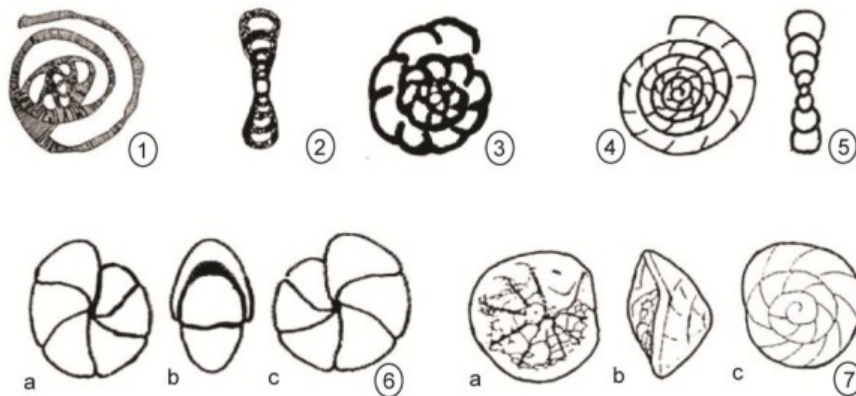


شکل 2-5. دیواره لاملار و غیرلاملار در روزنه‌داران با پوسته هیالین را نشان می‌دهد. (1 بدون لایه، 2 تک لایه، 3 دیواره صدف دو لایه جائیکه سپتوم دارای لایه خارجی و داخلی است. 4 صدفی با پیش‌پالانی اسپیرال از روتالیدی که دارای ساختمان لاملار است. برطبق شکل یک فضای باز خارجی بین دیواره حجرات نزدیک بهم و بین دور‌های پیش‌پالانی متوالی جهت تشکیل سیستم کانالی بوجود می‌آید (A لایه بیرونی B لایه داخلی C سیستم کانالی D دهانه E حجره جنینی F فورامن (هاینس 1981).

فوزولین‌ها در دوران پالئوزوئیک دارای دیواره میکروگرانولار متشکل از لایه خارجی نازک و متراکم بنام اسپیروتکا بوده‌اند. در فوزولین‌های پیشرفته، دیواره حفره‌دار شده و

ساختمانی شبیه به لانه زنبور عسل را ایجاد می‌کند. اصطلاح "کریوتکا"¹ به ساختمان دو لایه حفره‌دار اطلاق می‌شود.

عواملی که شکل حجرات را در سلول زنده تحت تاثیر قرار می‌دهند، به سه دسته تقسیم می‌شوند. اولین عامل تعیین‌کننده، مربوط به حجره اولیه (پرولوکولوس) است، سپس به دنبال آن در اثر رشد، حجره ثانویه (دوترولوکولوس) بوجود می‌آید. حجرات توسط دیواره‌ای به نام سپتوم از یکدیگر جدا می‌شوند و توسط لومن (حجره لوله‌ای) به هم مرتبط می‌شوند. سوراخ‌های لوله‌ای اصطلاحاً "استولون" نامیده می‌شوند و اگر پهن گردند آنها را "تونل" می‌نامند. دو عامل دیگر شامل شکل حجرات و نحوه قرارگیری آنها نسبت به یکدیگر می‌باشد. بر حسب میزان رشد طولی حجرات، میزان گسترش عرضی حجرات و شکل حجرات در روزن‌داران چند حجره‌ای و همچنین نحوه قرارگیری حجرات، آرایش متنوعی در آنها ظاهر می‌شود.



شکل 2-6. نظم و ترتیب قرارگیری حجرات، (1) مقطع عرضی از آرکتودیسکوس با صدف استرپتواسپیرال که از یک حجره ثانویه لوله‌ای تقسیم نشده، تشکیل شده است (2) مقطع محوری از تورنایلا نشان دهنده صدف با پیچش پلانئاسپیرال، (3) مقطع عرضی از جنس اندوتیرا با پیچش اولیه استرپتواسپیرال تا پلانئاسپیرال، بطوریکه پرده‌ها توسعه یافته و رسوبات ثانویه کلسیتی بنام کوماتا در کف حجره ته نشین شده است، (4) یک مقطع عرضی از صدف پلانئاسپیرال اولوت (5) یک مقطع طولی از صدف پلانئاسپیرال اولوت (6) a & c: منظره کناری از صدف اینولوت و b: سطح دهانه‌ای (7) صدف تروکواسپیرال a: منظره نافی، b: منظره عمودی، c: سطح پیچش.

گاهی اوقات، حجرات ممکن است به صورت حلقوی و متحد‌المركز (در دو بعد) مرتب شوند، "مثل مارجینوپورا"¹ و گاهی ممکن است حجرات به صورت کروی و دارای مرکزهای یکسان (در سه بعد) مرتب شوند، مانند "اسفروژیپسینا"² حجرات ممکن است در امتداد یک خط به صورت تک ردیفی، دو ردیفی و یا چند ردیفی قرار گیرند. همچنین ممکن است حجرات به صورت پیچشی نظیر استریتواسپیرال (پیچش در سطوح مختلف)، پلانی‌اسپیرال (پیچش در یک سطح) و تروکوسپیرال (پیچش مخروطی) ظاهر شوند (شکل 2-6). در صدف پیچشی پلانی‌اسپیرال اینولوت، لومینا³ حجرات یک پیچش به طور جانبی دورهای قبلی را می‌پوشاند (به عنوان مثال نومولیت)، به طوریکه گاهی اوقات شبیه بال پرنده از لومن به طرف قطب رشد کرده و امتداد یافتگی آلارپرولانگاسیون⁴ را به وجود می‌آورد. در صدف اوولوت، حجره لومینا به طور جانبی دورهای قبلی را نمی‌پوشاند، بعنوان مثال "آسیلینا".

در اوپرکولینا صدف با پیچش پلانی‌اسپیرال و اوولوت از یک طرف فشرده و از طرف دیگر باز است. هتروستژینا دارای صدفی با پیچش پلانی‌اسپیرال، اینولوت تا اوولوت است و توسط پرده‌های ثانویه به حجره چه کوچکتر تقسیم می‌شود. در اسپیروکلپئوس، حجرات شبیه به هتروستژینا بوده اما به سرعت از نظر اندازه صدف رشد کرده و به سمت عقب دارای برجستگی می‌باشد.

تراوش پروتوپلاسم به طرف بیرون صدف باعث تشکیل و توسعه اجزاء اسکلت خارجی می‌گردد (هوتینگر، 2006). این اجزاء شامل حفرات (ساختمان لانه زنبوری) و اندام مشبک زیر جلدی است که در نهایت منجر به تشکیل حجرات متعدد و کوچک به نام حجره چه می‌گردد (هوتینگر، 2000).

در دیواره حجرات جانبی روزن‌داران بزرگ با پوسته آگلوتینه نظیر لیتولیدها شامل پسودوسیکللامینا و یا کریزالینیدها شامل کریزالیدینا، چنین ساختمان حفره‌دار لانه‌زنبوری وجود دارد. اما بعضی از روزن‌داران آگلوتینه دارای اسکلت خارجی با ساختمان چند گوش می‌باشند که اصطلاحاً "شبکه‌های زیر جلدی" نامیده می‌شوند، مانند "پسودوکوفاتلا و اریبتولینا".

1-*Marginopora*

2-*Sphaerogipsina*

3-*Lumina*

4- Alar prolongation

ضخیم‌شدگی لایه قاعده‌ای در صدف بعضی از روزن‌داران بزرگ به نام فلوسکولیزاسیون نامیده می‌شود و یا در بعضی از روزن‌داران بزرگ روزنه‌هایی در اثر مجرای کانال ایجاد می‌شود. چنین روزن‌داران مانند جنس آلوثولینا، دارای پوسته پورسلانوز می‌باشند (هوتینگر، 1960 و 1978).

در اشکال دیگر، اسکلت خارجی به صورت تیغه‌هایی در حجره لوله ای (لومن)¹ دیده می‌شود، مانند "بیم‌ها"² که تیغه‌های عمود بر سپتوم و رفتارها³ تیغه‌های موازی با سپتوم می‌باشند. در بسیاری از روزن‌داران بزرگ قدیمی و حتی در نمونه‌های عهد حاضر، حفرات اسکلت خارجی به عنوان محل و پناهگاهی برای زندگی جلبک‌های همزیست فتوسنتزکننده در منافذ داخلی محسوب می‌شوند. به هر حال ساختمان اسکلت خارجی در گونه‌هایی نظیر جنس سیکلامینا وجود دارد، لذا این جنس با این نوع ساختمان در مناطق عمیق‌تر از جائیکه همزیست‌های فتوسنتزکننده وجود دارند، قادر به زندگی می‌باشند. هوتینگر (2000)، این‌طور بیان نمود که ساختمان اسکلت خارجی در روزن-داران بزرگ در آب‌های عمیق، مکانیسمی را برای کنترل تبادل گاز به کمک انتشار از طریق پرتوپلاسم مهیا می‌کند. اندام مربوط به اسکلت داخلی در روزن‌داران بزرگ شامل پیلار می‌باشد که بخش داخلی صدف را پر می‌کند و ممکن است به صورت پرده کوتاه سپتولا در داخل دیواره ادامه یافته تا باعث تقسیمات ریزتر در حجره لوله‌ای (لومن) گردد. نقش پیلارها در ساختمان داخلی در آب‌های کم‌عمق و پرتلاطم، افزایش مقاومت مکانیکی صدفهای دیسکی شکل است (مانند جنس آرکایاس)⁴.

در آب‌های عمیق‌تر و آرام‌تر در جنس "سیکل اوربیکولینا"⁵ پیلارها ضعیف‌تر می‌باشند (هوتینگر، 2000). نقش پیلارها برای روزن‌داران بزرگ آب‌های عمیق کم‌رنگ‌تر است. البته وجود پیلاهای توده‌ای در جنس "لپیدوسیکلینا"⁶ نیز به دلیل انرژی زیاد محیط می‌باشد (بوداقر - فادل، 2008).

اشکال روزن‌داران بزرگ در زمان بلوغ بسیار متنوع و گوناگون‌اند. اشکال دیسکی شکل در اثر رشد صدف تغییر شکل یافته و به تدریج پهن و مسطح می‌شوند.

1- Lumen

2- Beams

3- Rafters

4- Arcayas

5- Cyclorbiloculina

6- Lepidocyclina

اگر رشد تک ردیفی باشد به شکل اربیتولینیدها و اگر رشد صدف پیچشی باشد، به شکل جنس کوفاتلا و اگر حلقوی باشد فرم‌هایی بصورت جنس اربیتوپسلا ظاهر می‌شود و اگر از الگوی رشد متمرکز تبعیت کنند فرم‌های کشیده نظیر لاکازینا یا صدف دوکی شکل نظیر فوزولینا و آلوتولینا حاصل می‌شود.

با افزایش اندازه در روزن‌داران بزرگ، ساختمان داخلی پیچیده‌تر می‌گردد. مهم‌ترین آنها در گروه فوزولینید مشاهده شده است. دیواره در این گروه شروع به چین خوردن کرده و به دنبال آن پرده‌ها بشدت پر چین و موج شده و مجرای "کانالی کولار"¹ را تشکیل می‌دهند.

در فرم‌های کشیده و به شدت پیچ خورده باید علت پیچ خوردگی صدف‌های دوکی را در تحرک صدف‌هایی نظیر فوزولینا و آلوتولینا، در جهات قطب دانست (هوتینگر، 2000). علت بزرگ شدن صدف در روزن‌داران بزرگ، فعالیت پروتوپلاسم است، لذا یک سیستم از دهانه‌ها و استولون‌ها² نیاز است تا فاصله حجره اولیه را با آخرین حجره کوتاه کند (هوتینگر 1978، 2000). آنها حجره اولیه را در طی رشد صدف ترک می‌کنند و طبق نظر هوتینگر بر اساس ماهیت خطی پروتوپلاسم ریزوپودی، حجرات متوالی مرتبط بهم توسط یک سوراخ منفرد بنام دهانه به یکدیگر متصل می‌شوند. آخرین حجره توسط دهانه انتهایی به محیط اطراف خود یعنی دریا ارتباط دارد.

بعضی از روزن‌داران بزرگ، سیکل رشد و تشکیل حجره چه را از طریق سیستم‌های استولون مایل و متقاطع کنترل می‌کنند. در صدف‌های دیسکی شکل بدون روزنه (جنس ایلردوریس) دوران مزوزوئیک، سیستم‌های استولون بیشتر شعاعی بوده‌اند، در صورتی که در صدف‌های مخروطی (اربیتولینا)، سیستم استولون مایل و متقاطع فراوان‌تر است. در صدف‌های دیسکی شکل (جنس اوریبتولیتس³ و مارجینوپورا⁴) دوران سنوزوئیک، سیستم‌های استولون متقاطع غالب است. در صدف‌های مخروطی تک ردیفی (جنس دیکتیوکونوس و چاپمانینا)، سیستم‌های استولون متقاطع کم اهمیت بوده و از توسعه کم‌تری برخوردار است.

1-Canalicular

2- Stolon

3- Orbitolites

4- Marginopora

گاهی اوقات پوششی از مواد آلی ممکن است ارتباط بین حجره‌چه‌ها را مسدود کند. صدف‌های دوکی تا کشیده نظیر فوزولیندها و آلوئولیندها، یا صدف‌های تروکوسپیرالی مرتفع با ساختمان کولوملار (کورنوبیدها¹ و فندریدها²)، دهانه‌ها ممکن است در اطراف مرکز و کولوملا در قطب‌ها قرار گرفته باشد، در نتیجه سطح دهانه‌ای کشیده است (هوتینگر، 2006 و 2007).

در فوزولین‌های منقرض شده، ریزوپودا از منافذ پرده‌ای که بعدها توسط دهانه اصلی در سطح دهانه‌ای اشغال می‌شود، خارج می‌گردد (هوتینگر، 2001). بطور مشابه، در بسیاری از گونه‌های روتالین‌ها نیز دهانه اولیه وجود ندارد (هوتینگر، 1997 و 2000). به هرحال سیستم کانالی جانشین دهانه‌های اولیه و ثانویه می‌گردد (روتگر و همکاران، 1984).

در اوپرکولینا، حجرات توسط کانال به سطوح جانبی دیواره صدف ارتباط می‌یابند. در صورتیکه در هتروستژینا، کانال مشبک سه بعدی در طناب حاشیه‌ای وجود دارد. نومولیت‌ها نیز دارای کانال‌های سه بعدی در برجستگی کناری (طناب حاشیه‌ای) می‌باشند (شکل 2-7) (روتگر، 1984).

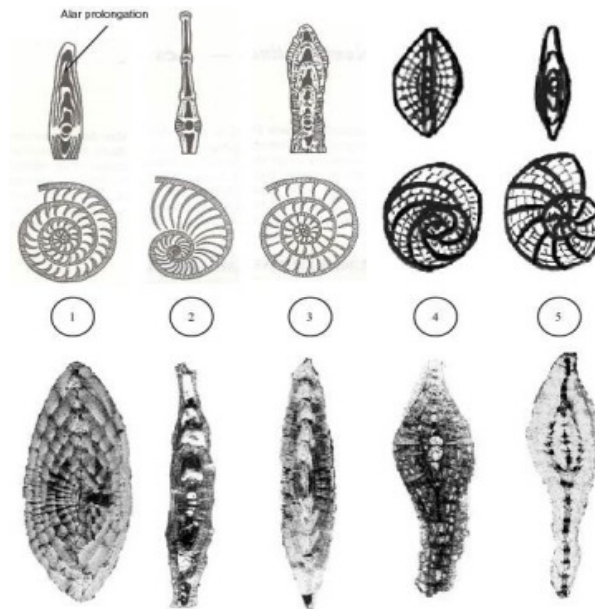
این کانالها وظایف متعددی نظیر حرکت، رشد، تولید مثل و محافظت را بر عهده دارند و همچنین به خروج پاهای کاذب از سطح صدف نیز کمک می‌کنند. در تولیدمثل جنسی، فرایند انتقال گامت‌ها و در تولیدمثل غیرجنسی، فرایند خروج سیتوپلاسم و موجودات همزیست، از طریق این کانال‌ها آسان‌تر خواهد بود.

2-5 انتشار و شرایط زندگی روزن‌داران

تمام روزن‌داران کفزی بزرگ، دریایی بوده و در بخش کم‌عمق و نریتیک دریا و در محیط‌های ریفی و برجستگی‌های (شول‌های)³ کربناته تحت شرایط الیگوتروفی زندگی می‌کنند. امروزه، آنها در عرض‌های جغرافیایی پائین و در آب‌های گرم و فقیر از مواد مغذی همراه با جلبک‌های همزیست یافت می‌شوند. روزن‌داران کفزی بزرگ عمدتاً در دوران دوم و سوم از گسترش جهانی برخوردار بوده‌اند.

1-Curnobids
2- Phendrids
3-Shoals

محدوده جغرافیایی آنها شبیه به مرجان‌های هرما‌تیبیک¹ است. بر اساس مطالعه روزن-داران کفزی بزرگ و پلانکتون‌ها، تغییرات عمده درجه حرارت دریا در طی 65 میلیون سال پیش اتفاق افتاده است (مک میلان، 2000). حضور روزن‌داران بزرگ در بقایای سنگی گذشته، موید محیط گرم است، لذا فقدان آنها در سنگ‌های رسوبی نشان‌دهنده محیط قدیمی سردتر می‌باشد. حداقل درجه حرارت قابل تحمل برای روزن‌داران کفزی بزرگ زنده حدود 18 درجه سانتی‌گراد و حداقل عمق آب برابر 35 متر مربوط به منطقه نورانی (فوتیک) است (مورای، 1973). فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ در سنگ‌های کربناته سنوزوئیک در دریای تیس نشان‌دهنده شرایط محیطی یکسان با زمان عهد حاضر است.



شکل 7-2. اشکال متفاوت از صدف گروه نومولیتیدا، (1) صدف اینولوت، مقطع محوری صدف نومولیت، (2) صدف اوولوت، مقطع محوری صدف اوپرکولینا، (3) صدف اوولوت، مقطع محوری صدف آسیلینا، (4) صدف اینولوت، مقطع محوری صدف اسپروکلپیئوس، (5) مرحله اولیه صدف اینولوت و در مرحله بلوغ صدف اوولوت، مقطع محوری جنس هتروستژینا (روتگر، 1984).

اگر چه روزن‌داران کفزی کوچک نظیر روتالین (روتالینا، روزالینا و غیره)، مواد مغذی را در ناحیه نافی خود جهت هضم اکستراتالاموس¹ جمع‌آوری می‌کنند، اما روزن‌داران کفزی بزرگ دیگر مانند هتروسترینا برای گرفتن مواد غذایی از پاهای کاذب استفاده نمی‌کنند. آنها در عوض، دارای حجره‌چه کوچک می‌باشند که نه تنها نقش عدسی‌های محدب جهت جذب نور خورشید را ایفا می‌کنند، بلکه برای توسعه جلبک‌ها و دیاتومه‌های² همزیست محیط گلخانه‌ای را فراهم می‌سازند. آنها نیازمند مواد مغذی برای فعالیت موجودات همزیست، جهت تولید انرژی لازم می‌باشند. این موضوع، شرایط تغذیه خوبی را برای مکانی که از نظر مواد مغذی فقیر است مهیا می‌سازد.

صدف بیشتر روزن‌داران بزرگ به عنوان محیط گلخانه‌ای برای زیست جلبک‌های قرمز، دیاتومه‌ها، جلبک‌های تک‌سلولی رودوفیت‌ها، کلروفیت‌ها، دیانوفلاژله استفاده می‌شود. این وضعیت، منبع مواد مغذی لازم را در سطوح فقیر از مواد مغذی و فقدان نور خورشید فراهم می‌سازد (هوتینگر، 2000). رنگ روزن‌داران میزبان متأثر از موجودات همزیست است، به این ترتیب که اگر با دیاتومه‌ها همراه باشند، رنگ آنها قهوه‌ای تا زرد و اگر با جلبک‌های قرمز (رودوفیت‌ها) همراه باشند رنگ آنها قرمز تا بنفش و اگر با جلبک‌های سبز همراه باشند رنگ آنها سبز خواهد بود. اگر روزن‌داران کفزی بزرگ دارای اشکال دیسکی و دوکی باشند، در اثر همزیستی با گروه‌های همزیست نظیر دیاتومه‌ها، جلبک‌های سبز و قرمز به ماکزیمم اندازه خود خواهند رسید.

خواص فتوسنتزکننده جلبک‌های همزیست باعث شده تا دی‌اکسید کربن مصرف شده و بی‌کربنات کلسیم تولید شود. این حالت باعث افزایش تولید کربنات کلسیم در محیط شده و سپس در طی رشد صدف و ته‌نشینی رسوبات کلسیتی، پوسته‌های بزرگ آهکی ایجاد می‌گردند، بدین دلیل روزن‌داران کفزی بزرگ به میزان نفوذ نور حساس می‌باشند.

1-Extratalamos

2- Diatoms

به‌هرحال، نقش فتوسنتز در کلسیتی شدن هنوز مورد بحث است. اگر چه بسیاری از روزن‌داران کفزی دارای زندگی با استراتژی نوع r (افزایش جمعیت در اثر افزایش زاد و ولد) می‌باشند، اما روزن‌داران کفزی بزرگ دارای زندگی با استراتژی نوع k می‌باشند (بابازاده و حمیدزاده، 1392).

با روش زندگی استراتژی نوع k نیز شرایط برای افزایش جمعیت تحت شرایط محیطی خاص امکان‌پذیر است. در استراتژی نوع k، عمر جانور طولانی، اندازه آن بزرگ و تولیدمثل آن تاخیری است و همچنین مقدار زیاد انرژی صرف تولید مثل اندک می‌شود. پس در استراتژی نوع k، بعلت فقر مواد مغذی، تولیدمثل کم ولی اندازه جانور بزرگ است. اما در استراتژی نوع r به علت غنای مواد مغذی، تولیدمثل سریع‌تر و اندازه جانور کوچک‌تر است. طول عمر طولانی روزن‌داران بزرگ توسط محققین متفاوت با استفاده از تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در سیکل سالیانه صدف نومولیت لوبگاتوس مورد آزمایش قرار گرفته است (پورتون و برازیر، 1999). این گونه حداقل 5 سال زندگی کرده است. البته بعضی از نومولیت‌های بزرگ، حتی بیشتر از 5 سال نیز زندگی کرده‌اند. علت تنوع اشکال، پیچیدگی خصوصیات ساختمانی و اندازه فوق‌العاده بزرگ (افزایش اندازه در طی تاریخچه تکاملی، قانون کوپ) روزن‌داران کفزی بزرگ به خاطر دوره طولانی زمان بلوغ و روش زندگی با استراتژی نوع k آنها است (مک کینی و مک نامارا، 1991، لونت و آلن، 2004). گولد (1977) و مک کینی و مک نامارا (1991) قانون کوپ¹ را به روش زندگی استراتژی نوع k ربط دادند. این روش مربوط به شرایط محیط پایدار، شرایط الیگوتروفیک، کمبود مواد مغذی، بلوغ دیر رس، زاد و ولد کم و جائیکه تولیدمثل غیرجنسی غالب است.

البته صدف‌های بزرگ میکروسفریک (فرم B) که با این شرایط زندگی یعنی روش زندگی با استراتژی نوع k سازگار هستند، خود محصول تولیدمثل جنسی می‌باشند، زیرا در شرایط ناپایدار و پرتنش، تعداد محصولات تولیدمثل جنسی یعنی آگامونت (فرم B) کم می‌باشد (هوتینگر، 2000).

گولد (1977) اشاره کرد که بلوغ جنسی معمولاً با اتمام رشد و افزایش اندازه صدف همراه است. این حالت مخصوص روزن‌داران بزرگی است که تولیدمثل جنسی قبل از مرگ آنها اتفاق می‌افتد. به هر حال، در طی تاریخچه تکامل روزن‌داران بزرگ، مثلاً در دوره تریاس، روزن‌داران کوچک فرصت طلب با طول عمر کوتاه و با روش زندگی با نوع استراتژی r، محل زیست روزن‌داران بزرگ قبلی با استراتژی نوع k را اشغال می‌کنند. در واقع، روزن‌داران بزرگ در اثر پدیده انقراض در مرز پرمین-تریاس محل زندگی خود را ترک نموده‌اند.

در سالهای اخیر، آزمایشات متعددی بر روی ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن فسیلهای روزن‌داران بزرگ (پورتون و برازیر، 1999) و همچنین روی مجموعه زنده (ساراسواتی و همکاران، 2003) صورت گرفته است. این محققین کشف کرده‌اند که حضور جلبک همزیست منجر به عدم تعادل در نسبت ایزوتوپی (ساراسواتی و همکاران، 2003) می‌گردد. این اثر در ایزوتوپ کربن بیشتر از ایزوتوپ اکسیژن است. طبق نظر ساراسواتی و همکاران (2003)، جلبک‌های همزیست بر روی ترکیب آزمایش شده ایزوتوپ اکسیژن کربنات‌های گونه‌های مختلف فسیلی، دارای اثر ناچیز و یا فاقد اثر بوده‌اند. در پهنه اصلی برجستگی ریف‌ها، اندازه صدف روزن‌داران بزرگ دارای موجود همزیست بر روی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن تاثیر می‌گذارد، در صورتیکه در آب‌های عمیق‌تر، تغییرات ایزوتوپ اکسیژن با اندازه صدف بسیار ناچیز است. با توجه به آزمایش ساراسواتی و همکاران (2003)، نسبت درصد ایزوتوپ کربن در میلیولین و روتالین متفاوت است به طوریکه این نسبت درصد در میلیولین کم و متوسط بوده، اما در روتالین زیاد است.

اگر چه موجودات بسیار ریزی که در محل سکونت این گونه موجودات همزیست زندگی می‌کنند بر روی تغییرات نسبت درصد کربن نقش بسزائی دارند، اما تخمین سهم نسبی آنها مشکل است.

لانگر (1995) ترکیب ایزوتوپی پنج گونه جانوری با افزایش عمق را در محیط لاگون از منطقه پاپوا در گینه نو مورد آزمایش قرار داد. این مطالعات نشان می‌دهد که با افزایش عمق و کاهش نور خورشید، میزان ایزوتوپ اکسیژن و کربن یک روند کلی کاهنده را نشان می‌دهد. وفر و برگر (1980)، تغییرات ایزوتوپی را بر روی گونه مارچینوپورا ورتبرالیس آزمایش کرده‌اند، آنها دریافتند که ایزوتوپ اکسیژن، تغییرات فصل با درجه حرارت را منعکس می‌کند. ترکیب ایزوتوپ کربن در بین انواع گونه‌های یکسان بسیار متفاوت است (ساراسواتی، 2004). همچنین او پیشنهاد کرد که ایزوتوپ اکسیژن با افزایش عمق کاهش می‌یابد.

مطالعه بر روی روزن‌داران بزرگ زنده در آزمایشگاه، اطلاعات خوبی را در زمینه ارتباط مورفولوژی با محل سکونت در اختیار محققین قرار داده است (روتگر، 1984 و مورای، 1991). شکارچیان نظیر کرم‌ها، سخت‌پوستان، خرچنگ‌ها، گاستروپودا، اکینودرمها و ماهی‌ها همانند لاشخورهای ریز میکروسکوپی بطور انتخابی روزن‌داران را مورد حمله قرار داده و آنها را تخریب می‌کنند. چنین موضوعی مطمئناً جمعیت روزن‌داران را تهدید می‌کند، لذا به راحتی نمی‌توان جمعیت واقعی روزن‌داران را حدس زد. اگر چه الگوی انتشار نمونه‌های زنده روزن‌داران بزرگ همزیست متأثر از محیط دریایی کم عمق گرم و نیمه گرم است و گسترش آنها نیز متأثر از پارامترهای درونی نظیر درجه حرارت، میزان مواد مغذی و میزان عبور نور می‌باشد. عمق آب به عنوان عامل ثانویه در گسترش روزن‌داران بزرگ موثر است. شدت نور، درجه حرارت و انرژی هیدرودینامیکی با افزایش عمق کاهش می‌یابد. صدف اکثر روزن‌داران بزرگ نظیر آمفی‌ستزینا با افزایش عمق و کاهش نور، به دلیل جذب بیشتر نور، پهن‌تر و نازک‌تر است.

البته وجود صدفی با پوسته پهن نشان‌دهنده مسطح بودن کف بستر نیز می‌باشد، به طوریکه روزن‌داران با اشکال نامنظم مانند میوژپسینا بر روی بستر مقعر یا محدب به طور چسبیده زندگی می‌کنند. روزن‌داران با پوسته پورسلانوز و بدون منفذ مانند میلیولین‌ها معمولاً نسبت به روزن‌داران منفذدار در آب‌های کم‌عمق‌تر زندگی می‌کنند (هوتینگر، 2000).

به هر حال روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار برای زندگی با جلبک همزیست خود احتیاج به نور دارند. انتشار روزن‌داران بزرگ در ستون آب (گسترش روزن‌داران بر اساس عمق) تحت تاثیر طول موج نور قابل جذب توسط جلبک همزیست آنها است (رنه ما، 2002)، به عنوان مثال آرکایاس همراه با جلبک سبز بین عمق صفر تا 20 متر، پنروپلیس همراه با جلبک قرمز بین عمق صفر تا 70 متر و آمفیستژینا همراه با دیاتومه بین عمق صفر تا 130 متر یافت می‌شوند (هالوک، 1985).

بر این اساس بسیاری از محققین از تجمع جلبک‌ها و روزن‌داران بزرگ به عنوان شاخص تعیین‌کننده عمق استفاده می‌کنند (بنر و سیمونس، 1994). نور برای بسیاری از روزن‌داران کفزی بزرگ حائز اهمیت است، به عنوان مثال میوژپسینا و میولپیدوسیکلینا معمولاً همراه با میوژپسینید spp با جلبک‌های آهکی در آهک‌های دریایی کم‌عمق زندگی می‌کنند.

اشکال نامنظم بسیاری از جنس‌های میوژپسینا، اغلب با تقسیمات ظاهری در بخش‌های حاشیه‌ای صدف، اشکال محدب-مقعر را نشان داده که در یک صفحه مسطح رشد نکرده است. چنین حالتی موقعی به وجود می‌آید که صدف جانور بر روی سطح بستر منحنی یا محدب و محکم چسبیده شده باشد. این سطح بستر برای جانوران راحت نیست و تمایل دارند تا موقعیت خود را تغییر دهند. بنابراین میوژپسینیدها تمایل دارند تا بر روی سطح بستر گیاهان دریایی (جلبک‌ها) رشد کنند. در چنین سطح بستری میوژپسینیدها و گیاهان دریایی (جلبک‌ها) به خوبی رشد می‌کنند و بیشترین شکوفایی آنها در این حالت اتفاق می‌افتد.

به عبارت دیگر، فرم‌های کشیده صدف‌هایی نظیر آلئولین، قادرند در لایه‌های کم‌عمق ماسه‌های مرجانی پنهان شوند تا میزان نفوذ نور خورشید را برای خودشان تنظیم کنند و به راحتی به زیست خود ادامه دهند.

سلول در صدف روزن‌داران تابع جریان سیتوپلاسم می‌باشد (مورای، 1991). خود سیتوپلاسم در حجره جدید در اثر ترشح تشکیل می‌شود (روتگر، 1984). بطور متوسط، حدود 43 درصد از فضای حجرات در صدف آلئولیناکوئی از سیتوپلاسم تشکیل شده است (سورین و لپس، 1989). روزن‌داران بزرگ و آسیب‌پذیر به منظور زنده ماندن در شرایط محیطی نامطلوب و پر تنش، قادرند ساختمان و شکل ظاهری خود را با شرایط محیط سازگار نمایند. پس، تغییرات و تنوع زیاد اشکال ساختمانی در روزن‌داران بزرگ محصول همین سازگاری با محیط است. لذا بر اساس مورفولوژی روزن‌داران بزرگ و مقایسه آنها با انواع امروزی، می‌توان عمق حضور آنها را در ستون چینه‌شناسی گذشته تخمین زد. بر اساس نظر رنه ما (2005)، رابطه قطر به ضخامت (D/T) در روزن‌داران بزرگ دوکی و مخروطی با عمق نسبت عکس دارد. این نسبت در روزن‌داران نزدیک ساحل¹ بیشتر از روزن‌داران دور از ساحل² است. صدف‌های دوکی و درشت نظیر آلئولینا و فوزولینا و مخروطی نظیر اریتولینیداها و محدب الطرفین مانند آمفی ستزینا با شرایط محیطی هیدرودینامیک شدید همراه با ماسه‌های کربناته متحرک در رخساره توربیدیتی و در عمق کمتر از 10 متر سازگار است (هالوک، 1985). صدف‌های پهن و نازک در شرایط آرام آب و با شدت نور پائین سازگارند، بعضی از آنها مانند جنس دیسکواسپیرینا قادرند در آب‌های سردتر و عمیق‌تر زندگی کنند. روزن-داران بزرگ نظیر اسپروکلپئوس که در آب‌های عمیق‌تر به رسوبات چسبیده‌اند، دارای صدفی به اشکال دیسکی و پهن می‌باشند. نمونه‌های نظیر پنروپلیس که به جلبک‌ها چسبیده‌اند، اندازه کوچک و پهن دارند.

1- Near-shore

2- Offshore

بعضی از روزن‌داران به کمک اندامی شبیه به پای کاذب یا توسط خار و یا به کمک پرتوپلاسم صفحه‌ای شکل به رسوبات می‌چسبند. این گروه معمولاً در مناطق کم‌عمق و تاریک زندگی می‌کنند (هاینس، 1981).

در نمونه‌هایی نظیر آمفی‌ستزینا تغییر سطح دهانه‌ای صدف به دلیل افزایش پتانسیل جذب در آبهای متلاطم می‌باشد. بر طبق نظر هوتینگر (2000)، طویل شدگی صدف به صورت دوکی شکل در آلوئولینا و فوزولینا نتیجه تحرک و رشد صدف به سمت قطبین صدف می‌باشد. از زمان کربونیفر روزن‌داران بزرگ با محیط دریایی گرم و کم عمق سازگار شده‌اند.

فراوانی و تنوع اندازه روزن‌داران بزرگ، به دلیل رشد سریع و توانایی سازگاری‌شان با مکان‌های مختلف محیط زیست و همچنین توانایی تغییر شکل آنها با شرایط گلخانه‌ای همراه با جلبک هم‌زیست است. بدین دلیل آنها توانسته‌اند خود را با تغییرات اکولوژی شدید در طول زمان زمین‌شناسی سازگار نموده و از انقراض کلی و قطعی در امان بمانند. بر این اساس، آنها بهترین زون‌های فسیلی را در طول زمان زمین‌شناسی ثبت کرده‌اند.

همانند دیگر فونای جانوری، روزن‌داران بزرگ نیز از تغییرات بیوفاسیس در مقیاس جهانی مستثنی نیستند این تغییرات متأثر از نوسانات تراز آب دریا و شرایط آب و هوایی گذشته می‌باشند. از روی مطالعات پالئواکولوژی، می‌توان به مکانیسم تغذیه موجودات و استراتژی تولیدمثل آنها پی برد (تویتچت، 2006).

فرم‌های کوچک و اولیه نسبت به فرم‌های بزرگ‌تر تغییرات محیط و استرس زمان را بهتر تحمل کرده و خود را با شرایط جدید وفق می‌دهند، لذا مدت زمان تولیدمثل آنها کوتاه بوده و تحت فرایند "اثر لیلی پوت" قرار گرفته‌اند. در طی زمان بازیابی، این فرم‌ها با شرایط جدید سازگار شده و سرانجام فرم‌های جدیدی از روزن‌داران بزرگ‌تر در محیط جدید توسعه می‌یابند.

تمام عوامل نظیر محیط، تاریخچه رشد و شرایط زندگی در طی زمان رشد جانور، بر روی مشخصات ظاهری گونه مثلاً "شکل صدف" تاثیر می‌گذارد. در زمان کربونیفر، تغییر شرایط محلی و جهانی در سر تا سر دنیا اتفاق افتاده و باعث شده تا بعضی از روزن‌داران منقرض شوند و تعدادی از روزن‌داران بزرگتر جای خالی آنها را پرکنند.

2-6 تاریخچه فسیل‌شناسی

روزن‌داران بزرگ به علت توانایی بالا در سازگاری با محدوده وسیعی از افق‌های اکولوژیکی، به عنوان راهنمای خوبی در تفسیر تغییرات شرایط محیطی محسوب می‌شوند. مطالعه بر روی روزن‌داران بزرگ اطلاعات خوبی در مورد انقراض محلی و جهانی آنها در اختیار محققین قرار می‌دهد. علت انقراض به عواملی نظیر تغییر سطح آب دریا، تغییر آب و هوای گذشته، فوران آتشفشان، تغییر ترکیب شیمیایی اتمسفر و برخورد شهاب‌سنگ به اتمسفر زمین بستگی دارد.

روزن‌داران بزرگ بهترین ابزار برای تفسیر انقراض و ظهور موجودات در طی زمان زمین‌شناسی می‌باشند. اولین روزن‌داران بزرگ از توسعه روزن‌دارانی با پوسته آگلوتینه در زمان کربونیفر مشتق شده‌اند. این گروه تحت عنوان زیر راسته فوزولینینا طبقه‌بندی شده‌اند. فراوانی و شکوفایی این زیر راسته در پالئوزوئیک پایانی صورت گرفته است و سپس در بحران پرمو-تریاس از بین رفته‌اند.

در تریاس، دوباره روزن‌داران بزرگ به آرامی بازیافت شده‌اند. در طی تریاس زیرین، روزن‌داران بزرگ کمیاب و از نظر ساختمانی بسیار ساده بوده‌اند. نمونه‌های نوظهور شامل میلیولین‌ها و سپس اینولوتین‌ها در شرق تئیس می‌باشند.

در انتهای تریاس، بحرانی دیگر صورت گرفت و تمام نمونه‌های کوچک پرمین که در زمان تریاس زنده مانده بودند، کاملاً از بین رفته و همچنین بسیاری از نمونه‌های بزرگ تریاس نیز منقرض شده‌اند.

بدنبال این انقراض کلی، در ژوراسیک زیرین آثاری از تکامل پیوسته و یکنواخت مشاهده شده است، بطوریکه فرم‌های اولیه و ساده با جنس پوسته آگلوتینه نظیر تکستولارینه‌ها به فرم‌های پیچیده تا زمان پلی انساخین (ژوراسیک) در دریای تیس فراوان شده‌اند.

در انتهای ژوراسیک بعضی از نمونه‌ها منقرض شده‌اند، اما بعضی از نمونه‌های درشت ساکن آب‌های کم عمق در زمان تیتونین باقی ماندند و حتی شانس ادامه زندگی در کرتاسه را نیز داشته‌اند. قاعده کرتاسه زیرین موید گسترش فراوان روزن‌داران بزرگ با پوسته آگلوتینه می‌باشد. این گروه از روزن‌داران دارای ساختمان پیچیده و متشکل از حفرات، تیغه‌های داخلی و پیلارها می‌باشند. صدف لیتولیدها با ساختمان پیچیده و متشکل از تیغه‌های داخلی (زیر راسته تکستولارینا) عمدتاً در محیط پلانفرم کربناته داخلی در حاشیه شرقی تیس در زمان کرتاسه گسترش داشته‌اند.

لیتولیدها در کرتاسه میانی به اشکال دیسکی و حلقوی از نوع آلئولینید مبدل شده‌اند (بوداقر-فادل، 2008). بسیاری از آنها از نظر شکلی به انواع دوکی شکل مانند فوزولینیدها با پیچش پلانی‌اسپیرال شبیه بوده‌اند. آلئولینیده از نظر اندازه شبیه به فوزولینید می‌باشند، اما جنس پوسته آنها کاملاً متفاوت است، زیرا در آلئولینید پوسته صدف از نوع پورسلانوز بدون منفذ است.

در کرتاسه فوقانی، روتالین‌های ساده و جدید به اشکال سه لایه و پیچیده به نام اربیتونید تبدیل می‌شوند. بحران مرز کرتاسه - ترشیر باعث از بین رفتن اکثر روزن‌داران بزرگ در ماستریشتین شده است. پالئوسن، زمان بازیافت و ظهور دوباره روزن‌داران بزرگ محسوب می‌شود، به طوری که گروه میلیولین‌ها، نومولیتیدها و ارتوفراگمینیدها در تمام تیس گسترش یافته‌اند.

میلیولین‌ها شامل گروه آلئولینیدهای دوکی شکل بوده که مثال خوبی از همگرایی آلئولینیدهای منقرض شده زمان کرتاسه و سوریتیدهای دیسکی شکل زمان ائوسن می‌باشند.

در انتهای پالئوژن یک انقراض کلی در روزن‌داران بزرگ اتفاق افتاده است. نوسانات آب و هوایی و جریان‌های اقیانوسی بر روی گسترش روزن‌داران بزرگ تاثیر می‌گذارند. در اواخر الیگوسن و میوسن گروه‌های فسیلی میوژپسینیدها و لپیدوسیکلینیدها بطور محلی ظاهر شده‌اند و بتدریج از گسترش جهانی زیاد برخوردار شده‌اند.

در میوسن میانی، با بسته شدن دریای تیتیس دوباره شرایط محلی حکمفرما شد و میوژپسینیدها و لپیدوسیکلینیدها در دریاچه‌های آمریکا و مدیترانه در این زمان منقرض شده‌اند. در این زمان، تکستولارین‌های مربوط به مناطق عمیق دریا در آمریکا همراه با آلئولینیدهای اقیانوس هند - آرام اولین بار ظاهر شده‌اند. با بسته شدن راه دریایی تیتیس، توسعه اقیانوس هند - آرام در اواخر میوسن صورت گرفته است. سکانس رسوبی نئوژن در محیط دریایی کم‌عمق و گرم تشکیل می‌شود. روزن‌داران بزرگ تا شرقی‌ترین نقطه دریای تیتیس یعنی سواحل ژاپن و استرالیا گسترش داشته‌اند.

روزن‌داران بزرگ خاورمیانه نیز با نمونه‌های اروپا قابل تطابق می‌باشند. در هولوسن، روزن‌داران بزرگ جدید در مناطق گرمسیری مخصوصاً در اقیانوس هند - آرام گسترش داشته‌اند. در عهد حاضر نیز، روزن‌داران بزرگ نقش مشابهی در اکوسیستم دارند، به طوریکه کمربند گرمسیری به دو بخش با مجموعه جانوری متفاوت تقسیم شده است. به ویژه سورتیدهای اقیانوس هند - آرام (آمفی سوروس و مارچینوپورا) توسط نمونه‌های دریای کارائیب بنام آرکاباس و سیکل اوربیکولینا با صدف پورسلانوز بدون منفذ جایگزین می‌گردد (لانگر و هوتینگر، 2000). سواحل و تپه‌های ماسه‌ای مناطق گرمسیری غرب اقیانوس آرام دارای مجموعه روزن‌داران نظیر "کالکارینا، باکولوژپسینا و آمفی‌ستژینا" است.

خودآزمایی فصل دوم

- 1- گروه فسیلی اربیتوئیدها شاخص کدام زمان زمین‌شناسی است؟
الف- اواخر پرمین ب- پالئوژن
ج- اواخر کرتاسه د- الیگوسن و نوژن
- 2- فرم‌های میکروسفریک و ماکروسفریک مربوط به چه اشکالی است؟
الف- هم نامی ب- دوریختی ج- تک جنسی د- اشکال لیلی پوت
- 3- صدف با پوسته تخریبی مربوط به کدام نوع دیواره است؟
الف- هیالین ب- پرسلانوز ج- میکروگرانولار د- آگلوتینه
- 4- اصطلاح کریوتکا مربوط به کدام گروه فسیلی است؟
الف- روتالین‌ها ب- فوزولین‌ها ج- میلیولین‌ها د- تکستولارین‌ها
- 5- اصطلاح فلوسکولیزاسیون مربوط به کدام جنس فسیلی است؟
الف- اربیتولین ب- نومولیت ج- اربیتوئیدس د- آلوتولین
- 6- روش زندگی با استراتژی K چگونه است؟
الف- اندازه موجود کوچک می‌شود ب- تولیدمثل سریع است
ج- مواد مغذی فراوان است د- عمر جانور طولانی است
- 7- صدف‌های روزن‌داران پهن و بزرگ با کدام شرایط محیطی سازگار است؟
الف- شدت نور بالا ب- آب‌های متلاطم
ج- شدت نور پائین د- شوری بالا

فصل سوم

روزن‌داران مهم پالتوزوئیک

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- گروه‌های مهم (رده بندی کلی) روزن‌داران در پالتوزوئیک
- 2- رخساره زیستی فوزولین‌ها
- 3- نحوه زندگی فوزولین‌ها

هدف‌های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- روزن‌داران پالتوزوئیک را از نظر ریختی توصیف نمایید.
- 2- روزن‌داران پالتوزوئیک را رده‌بندی کنید.
- 3- رخساره زیستی فوزولین‌ها را توصیف کنید.
- 4- در مورد انتشار و شرایط زندگی فوزولین‌ها آشنایی پیدا کنید.

3-1 مقدمه

اولین گروه‌های فسیلی با پوسته ساده تک حجره‌ای و آگلوتینه متعلق به گروه آلوگرومینا می‌باشند. تکستولارین‌ها با پوسته آگلوتینه، یکی از انشعابات این گروه در طی کامبرین بوده‌اند.

آنها با پوسته کوچک در پالئوزوئیک پیشین فراوان بودند. این درحالی است که فوزولین‌های (فوزولینینا) بزرگتر با دیواره میکروگرانولار و ساختمان داخلی پیچیده فرم‌های غالب را در پالئوزوئیک پسین تشکیل می‌دادند.

روزن‌داران بزرگ نظیر فوزولین‌ها عمدتاً در سنگ‌های آهکی مناطق کم‌عمق دریا در اواخر پالئوزوئیک یافت شده‌اند. علاوه بر این گروه‌ها، تکستولارین‌ها، فوزولین‌ها و لائین‌ها با دیواره کلسیتی در سیلورین ظهور یافتند، اما تا مسکون - کاسموین (کربونیفر) تنوع تکاملی عمده‌ای را نشان ندادند. حداکثر فراوانی آنها در پرمین بوده، اما تا تریاس از نظر مورفولوژی همچنان کوچک باقی ماندند، تا اینکه بالاخره در تریاس پوسته آنها نسبتاً بزرگ شد و اجزای اصلی نهشته‌ها را تشکیل دادند. میلیولین‌ها با پوسته پورسلانوز و اینولوتین‌های اولیه با پوسته آگلوتینه در پالئوزوئیک ظاهر شده‌اند و در طی پالئوزوئیک اندازه آنها کوچک و اولیه بود و همانند لائین‌ها تا تریاس کوچک بودند، اما در تریاس اندازه آنها بزرگ شد و بخش اعظم سنگ‌های این دوره را تشکیل می‌دهند. در این فصل، فوزولین‌ها که مهم‌ترین گروه فسیلی در پالئوزوئیک بررسی می‌شوند. اعضاء این زیر راسته از آلوگرومینا در سیلورین مشتق شده‌اند.

روخانواده‌های "پاراتورامینوئیدا"^۱ و "موراوامینوئیدا"^۲ برای اولین بار در سیلورین ظاهر شدند. این دو گروه در دونین، کربونیفر و پرمین به ده روخانواده به شرح زیر منشعب شدند:

1- Parathuramminoidea
2- Moravamminoidea

Parathuramminoidea, Earlandioidea, Archaediscoidea, Nodosinelloidea, Colanielloidea, Palaeotextularioidea, Tetrataxioidea, Moravamminoidea, Tournayelloidea, Endothyroidea, Fusulinoidea, Ptychocladioidea

در طی پالئوزوئیک پسین، فوزولین‌ها (فوزولینینا) به سرعت تکامل یافتند و از ساختمان ساده به ساختمان پیچیده تبدیل شده و همچنین انشعابات متنوعی را ایجاد کردند. آنها نسبت به محیط فیزیکی خود حساس بوده و اولین گروه روزن‌داران با ساختمان داخلی پیچیده و اندازه بزرگ محسوب می‌شوند. فوزولین‌ها تجمعاتی را در آبهای گرم و کم‌عمق کربونیفر و پرمین تشکیل دادند، به طوری که تعداد آنها خیلی بیشتر از دیگر بی‌مهرگان این زمان بود. بنا بر پیشنهاد لوبلیچ و تاپان (1988)، فوزولین‌ها شامل 418 جنس غیر مشابه می‌باشند. فقط در نهشته‌های کشور چین، بیش از 3395 گونه متعلق به 92 جنس از فوزولین‌ها شناسایی شده‌اند (جین - ژانگ، 1990). اشکال بزرگتر با ساختمان داخلی پیچیده در این گروه، منحصر به پالئوزوئیک پسین بوده‌اند، بطوریکه در ویزین (کربونیفر) و کیسورلین (پرمین) بیشترین تنوع را داشتند. نهایتاً فوزولین‌ها در پایان پالئوزوئیک منقرض گردیدند. توصیف تعدادی از زیرراسته‌ها نظیر فوزولینینا، لاژنینا، اینولوتینینا و میلیولینا در اینجا شرح داده شده است. سپس در مورد فوزولین‌ها و همچنین درباره انتشار و گسترش پالئوکولوژی و پالئوژئوگرافی آنها در طی پالئوزوئیک مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

2-3 ریخت‌شناسی

فوزولین‌ها و لاژنین‌های اولیه بسیار کوچک بودند و اندازه (قطر) آنها از 0/4 تا 1/3 میلی‌متر متغیر است.

لاژن‌ها در طی پالئوزوئیک کوچک باقی ماندند در حالی که فوزولین‌ها پیشرفته‌تر و بزرگتر شده و به قطر 1 تا 2 سانتیمتر حتی بعضی از اشکال به 15 سانتیمتر هم رسیدند که در زمره بزرگترین روزن‌داران که تاکنون می‌زیسته‌اند، محسوب می‌شوند (داگلاس، 1977).

3-3 رده‌بندی کلی روزن‌داران دوران پالئوزوئیک

3-3-1 زیر راسته فوزولینینا^۱

در این گروه پوسته ابتدایی، به طور یکنواخت میکروگرانولار بوده و متشکل از کلسیت با منیزیم پایین است. در اشکال پیشرفته، دیواره دو یا چند لایه است. محدوده سنی آنها از سیلورین تا تریاس است. توصیف رده بندی سیستماتیک انواع روخانواده‌ها و خانواده‌های فوزولینینا از حوصله این مجموعه خارج است.

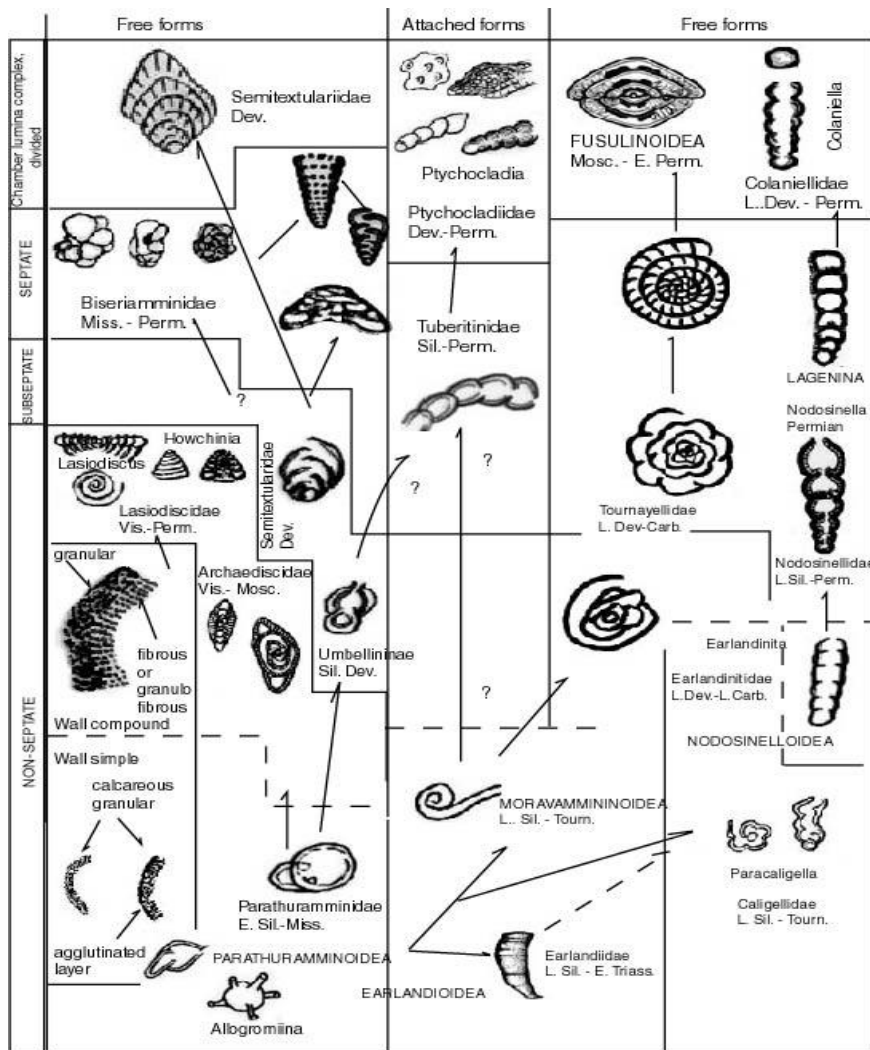
3-3-1-1 روخانواده فوزولینوئیدآ^۲

در این گروه، پوسته بزرگ و دارای اشکال متنوع از کروی تا دوکی شکل است. در بیشتر اشکال این خانواده، رسوبات کلسیتی ثانویه (کوماتا) دیده می‌شود، اما تعداد زیادی از حجرات نیز با چین خوردگی‌ها یا سپتولاها به بخش‌های فرعی تقسیم شده‌اند.
سن: دونین میانی - پرمین

1- Fusulinina
2- Fusulinoidea

3-3-1-1-1 خانواده فوزولینیده

پوسته کروی یا دوکی شکل و کشیده و عمدتاً دارای پیچش پلانسیس پیرال است. خانواده فوزولینیده متعلق به مرحله پری‌کریونکا گروه فوزولین است (شکل 1-3). دیواره متشکل از تکتوم و تکتوریوم فوقانی و تحتانی و دیافونکتا است.



شکل 1-3. تکامل شماتیک ریخت‌شناسی فوزولین‌ها و لائزینا از آلوگرومینا (بوداقر فادل، 2008)

- پنج نوع ساختار دیواره‌ای در فوزولین‌ها به شرح ذیل است (شکل 2-3):
- 1- اشکالی با دیواره دو لایه: لایه داخلی روشن و رشته‌ای (تکتوریوم تحتانی) و لایه خارجی تیره و دانه‌ای (تکتوم) (شکل 3-A2).
 - 2- اشکالی با دیواره سه لایه: تکتوریوم فوقانی و تحتانی در دو طرف تکتوم قرار گرفته‌اند (شکل 3-B2).
 - 3- اشکالی با دیواره چهار لایه: تکتوریوم فوقانی و تحتانی در دو طرف تکتوم و دیافانوتکا قرار دارند (شکل 3-C2).
 - 4- اشکالی با دیواره سه لایه: فاقد تکتوریوم فوقانی و دارای تکتوریوم تحتانی و تکتوم و دیافانوتکا است (شکل 3-D2).
 - 5- اشکالی با یک تکتوم و کریوتکا: لایه صاف با حفرات متعدد که منظره تیره و روشن دارد (شکل 3-E2).

چهار نوع دیواره اول، مشخصه خانواده‌های
(Ozawainellidae, Staffellidae, shubertellidae, Fusulinidae)
می باشند.

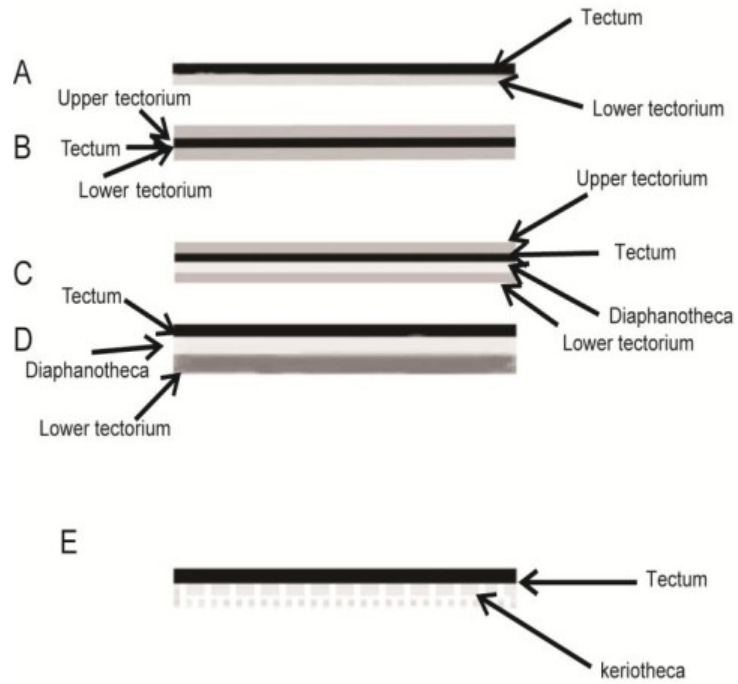
نوع پیشرفته دیواره (نوع پنجم) متعلق به خانواده‌های: وریکینیده¹ و شوآگرینیده² است. بیش از 100 جنس از این گروه شناسایی شده‌اند. بسیاری از آنها توسط لوبلیچ و تاپان (1988) توصیف گردیده‌اند. قابل ذکر است که شیار پرده‌ای³ عبارت است از آثار پرده‌ها در سطح خارجی صدف (خط درز) و آنته تکا به سطح دهانه‌ای صدف اطلاق می‌گردد. در صورتیکه، اسپیروتکا به دیواره خارجی صدف مربوط است (شکل 3-3). آنته تکا و اسپیروتکا هر دو دارای سطح منفذدار بوده و فاقد دهانه اولیه هستند.

¹- Verbeekinae

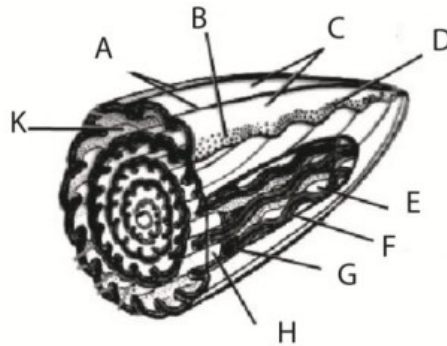
²- Schwagerinidae

³- septal furrows

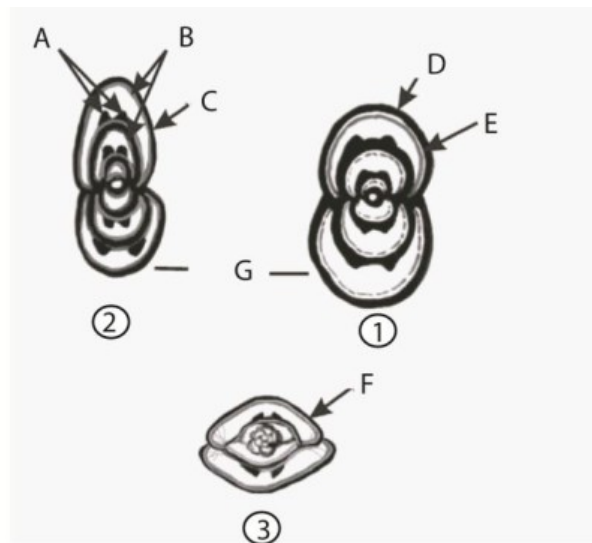
لوبلیچ و تاپان (1964) و هاینس (1981) و همچنین دیگر محققین تلاش کرده‌اند تا این گروه را از نظر ساختارهای داخلی پیچیده، حضور و عدم حضور کوماتا و میزان چین‌خوردگی پرده‌ها در داخل صدف تقسیم‌بندی کنند.



شکل 2-3 انواع دیواره در فوزلینها، از A تا D مربوط به خانواده های اوزاواینلیده، استفالیده، فوزولینیده و شوبرتلیده است. E مربوط به خانواده های شواگرینیده، وربکینیده و نئوشواگرینیده است (بوداقر فادل، 2008).



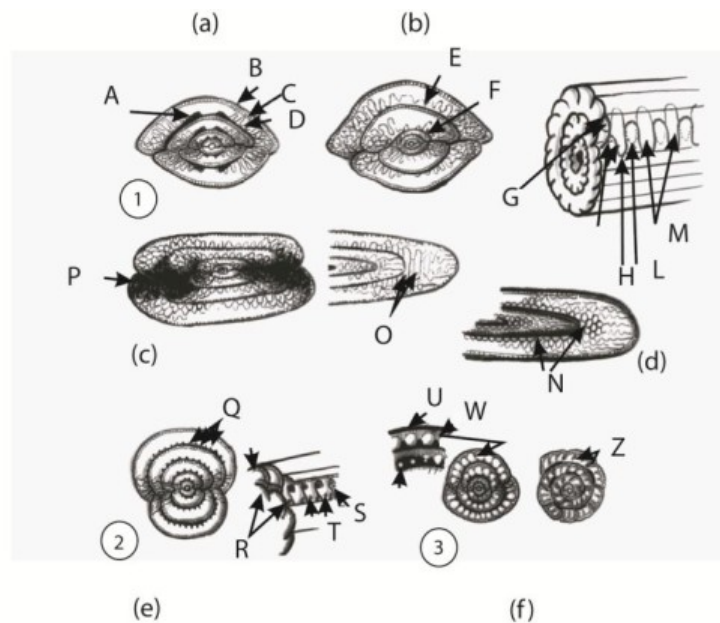
شکل 3-3. تصویر شماتیک از اجزاء مختلف جنس فوزولینیدا (A) خط درز (B) آنته تکا (C) اسپیروتکا (D) سپتال پور (E) حجره چه (F) سپتوم (G) کوماتا (H, K) تونل (بوداقر فادل، 2008)



شکل 3-4. اشکال شماتیک نشان دهنده (1) خانواده استافلیده و جنس استافلا (2) خانواده اوزاواپنلیده جنس میلرلا (3) خانواده شوپرتلیده و جنس شوپرتلا. (A) کوماتا (B) تکتوم تحتانی (C) تکتوم فوقانی (D) تکتوم (E, F) دیافانوتکا (G) پرده چین نخورده. تصاویر بدون مقیاس می باشند (بوداقر فادل، 2008)

3-3-1-2 خانواده شوآژرینیده

پوسته بزرگ، دوکی تا تقریباً استوانه‌ای است. پیچش پلانیس‌پیرال و اینولوت است. ساختار اسپیروتکا شامل یک کریوتکا حفره‌دار ریز یا درشت است. بیشتر اشکال پیشرفته همچون پلی دیکسودینا¹ دارای پرده‌های چین‌خورده و دیواره تک لایه همراه با تعدادی تونل یا کانی‌کولی در امتداد پوسته و پرشدگی‌های محوری می‌باشند (شکل 3-5). اشکال این خانواده دارای کوماتا نازک تا ضخیم می‌باشند. شدت چین‌خوردگی پرده‌ای از جنسی به جنس دیگر متغیر است.



شکل 3-5. اجزای تشکیل دهنده فوزولین‌های پیشرفته (1) خانواده شوآژرینیده (2) خانواده وربیکینیده (3) خانواده نئوشوآژرینیده (a) جنس تریتیسیتس (b) جنس سودوشوآژرینا (c) جنس پارافوزولینا (d) جنس پلی دیکسودینا (e) جنس وربکینا (f) جنس یابه‌نیا. اجزای (A) کوماتا (B) تکتوم (C) کریوتکا (D) پرده چین‌خورده (E) کوماتا تخریب یافته (F) تغییر رشد (G) سپتوم (H) آنته تکا نهایی (L) آنته تکا متبلور شده (M) رسوبات (N) تونل‌ها (O) کانی‌کولی (Q) پاراکوماتا (R) پاراکوماتا (S) فورامن (T) تونل‌ها (U) تکتوم (W) کریوتکا (Z) سپتولای محوری (هاینس 1981)

3-1-3-3 خانواده وربی کینیده

در این خانواده، دیواره در حجره‌های اولیه متشکل از تکتوم و کریوتکا و در مراحل بعد ممکن است دارای لایه ثانویه باشد. دارای پاراکوماتا با تونل‌های متعدد است. این خانواده در پرمین پسین دیواره کریوتکا را می‌سازد.

3-1-3-4 خانواده نئوشواژرینیده¹

در اشکال این خانواده، کریوتکای حفره‌دار به پاراکوماتا متصل شده تا تشکیل سپتولای عرضی را بدهد. سن: پرمین میانی (گوادلوپین)

3-2-3 زیرراسته لاژنینا²

اعضاء این زیر راسته (سیلورین پسین - هولوسن) دارای دیواره تک لایه می‌باشند. دیواره شاید دارای لایه‌بندی ثانویه باشد و متشکل از بلورهای کلسیت در جهت محور C عمود بر سطح صدف است. اشکال ابتدایی فاقد این لایه‌بندی ثانویه هستند، اما نمونه‌های پیشرفته دارای لایه‌بندی ثانویه است. در بسیاری از لاژنین‌ها، لایه ثانویه در جایی که کشیدگی‌هایی از دیواره ابتدایی حجره اتفاق می‌افتد، حجرات قبلی را می‌پوشانند. رئیس (1963)، طبقه‌بندی مجددی از اشکال دارای لایه‌بندی را ارائه داد و بیان کرد که دیواره‌های شعاعی بر روی زمینه آلی ترشح می‌شوند.

گرونلاند و هانس (1976) با بررسی لاژنین‌های هولوسن یک سری اصطلاحات فنی را در لایه‌بندی تعریف کردند:

- آتلومونولاملار³: عبارت است از اشکالی فاقد لایه‌بندی ثانویه و ابتدایی‌ترین لاژنین‌ها مانند نودوساریا⁴ را شامل می‌شود.

1- Neoschwagerinidae
2- Lagenina
3- Atelo – monolamellar
4- Nodosaria

- پلیسئومونولاملار¹ : شامل اشکالی با دیواره لایه‌بندی ثانویه است که تمامی حجرات قبلی را نپوشانده است. به عبارت دیگر، لایه‌بندی شامل تمام حجرات قبلی نمی‌شوند.

- اورتومونولاملار² : در این اشکال، دیواره ابتدایی هر حجره به صورت ثانویه تمامی حجرات قبلی را می‌پوشاند.

- پلی مونولاملار³ : عبارت است از اشکالی که در آنها یک لایه مجزا به صورت ثانویه سراسر پوسته را پوشانده است.

فرم‌های پلیسئومونولاملار در ژوراسیک پیشین ظهور یافتند و سپس با انواع اورتومونولاملار و پلی مونولاملار در کرتاسه و سنوزوئیک ادامه یافتند (گروس و همکاران، 2004).

3-3-3 زیر راسته اینولوتینینا⁴

این زیر راسته شامل اشکالی با حجره ثانویه پیچیده و دیواره آراگونیتی بوده اما اغلب با ساختار میکروگرانولار تبلور مجدد پیدا کرده است. دارای منطقه نافی با ساختارهای شبه‌پیلار در یک یا هر دو طرف پوسته می‌باشند. سن: پرمین پیشین - کرتاسه پسین (سنومانین)

3-3-4 زیر راسته میلیولینا⁵

در این زیر راسته، پوسته پرسلانوز و بدون منفذ می‌باشد. ساختار دیواره متشکل از کلسیت با منیزیم بالا و بلورها دارای جهت یابی اتفاقی است. سن: کربونifer - هولوسن

1- Plesio – monolamellar
2- Ortho – monolamellar
3- Poly – monolamellar
4- Involutinina
5- Miliolina

3-4 رخساره زیستی فوزولین‌ها

با توجه به اینکه فوزولین‌ها یک گروه منقرض شده می‌باشند، نتایج پالئواکولوژی آنها از مقایسه شکل و ارتباطشان با گروههای مشابه هولوسن بدست آمده است. این گروه روزن‌داران منطبق بر شرایط محیطی ویژه‌ای بوده‌اند. پوسته فسیل شده آنها در آهک‌های خاکستری رنگ مناطق کم عمق دریا یا شیل‌های آهکی یافت شده است. آنها معمولاً با جلبک‌های فیلوئید، مرجان شاتیدها و کرینوئیدها یافت می‌شوند.

این نوع روزن‌داران کفزی در آب‌های کم عمق دریا، شرایط الیگوتروفی، گرم، حداقل ورود ذرات تخریبی سیلیس و حداکثر میزان فرآوری در آب‌های کم عمق در عمق بین 25 تا 30 متر وجود دارند. اما در بعضی از مناطق آنها در سنگ‌های ماسه‌ای وجود دارند. فوزولین‌ها برای زیست نیازمند شوری نرمال آب دریا و محیط‌های گرم و کم عمق با اکسیژن کافی و غنی از مواد غذایی بوده‌اند. تنوع شکلی آنها از دوکی کشیده تا کروی و نیمه کروی احتمالاً مرتبط به سازگاری با شرایط مختلف بوده است. روزن‌داران کربونifer بر روی کف بستر زندگی می‌کردند و به تغییرات فیزیکی و شیمیایی محیط مثل دسترسی به مواد غذایی، دما و شدت امواج حساس بودند.

اشکال بزرگ تریتیسیتس همزیست با چمن‌زارهای جلبکی و تپه‌های کرینوئیدی است. بعضی از فرم‌های طویل تریتیسیتس در آهک‌های سیلتی و ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط‌دانه وجود دارند که نشان‌دهنده مناطق کم عمق، لاگون‌ها و پادگانه‌های دریایی بوده‌اند. دیواره ضخیم تریتیسیتس گلبولی شکل عامل سازش آنها با محیط‌های پرانرژی در مقابل فرسایش و شکستگی است. گونه‌های بزرگ و تقریباً کروی با حجرات بزرگ و پرده‌هایی با چین‌خوردگی ملایم در نهشته‌های گلی مربوط به محیط‌های آرام و فاقد آشفتنگی معمول بودند. اشکال دوکی شکل و کوچک عمدتاً مربوط به آهک‌های بخش‌های عمیق‌تر آب‌های کم عمق می‌باشند (روس، 1969). جنس ائوپارافوزولینا نمونه دیگری از سازش محیطی (تغییر اشکال صدف با شرایط محیط) در پرمین پیشین است.

این جنس دارای صدف دوکی کشیده است که در تپه‌های ماسه‌ای محیطهای آشفته، پرانرژی و کم‌عمق نظیر سواحل جزر و مدی حضور داشته است. پسودوشواژرینا پرمین زیرین دارای حجرات متورم و با حجمی از پروتوپلاسم بزرگ مشخص است. این جنس در رسوبات مختلف یافت می‌شود (روس، 1992). گروههایی با پیش پلانی‌اسپیرال اشکال دوکی شکل را نشان می‌دهند که همانند روزن‌داران بزرگ هولوسن نظیر آلئولین (میلیولین) است. چنین موجوداتی در آبهای کم‌عمق دریا تا عمق 80 متر، فراوان از اکسیژن، مواد مغذی و گرم یافت می‌شوند.

اشکال متنوع صدف از عدسی شکل تا استوانه‌ای یا کروی بیانگر روش‌های مختلف زندگی روزن‌داران در کربناتهای کم‌عمق دریایی می‌باشد (روس، 1992). این محقق در مطالعاتش بر روی پالئواکولوژی فوزولین‌ها به این نتیجه رسید که شکل صدف عامل مهمی در گسترش آنها بوده است. اشکال نیمه استوانه‌ای و طویل همچون پارافوزولینا در محیط‌های ساب‌تایدال و کم‌عمق، لاگون‌ها و خلیج‌های کربناته معمول بودند در حالیکه فرم‌های کوچکتر با حجرات متورم در نهشته‌های عمیق تا زیر سطح امواج دیده شده‌اند. با این وجود، فوزولین‌های نادر فقط در آبهای عمیق زیست داشته‌اند.

اندوتیریدها و تورنالیدهای کوچک و فشرده در آهک‌های کم‌عمق نزدیک ساحل و آبهای گرم و کم‌عمق پرانرژی فراوان بودند. بر طبق پیشنهاد هاینس (1981)، اندوتیریدها در مقایسه با روزن‌داران کفزی امروزی همچون الفیدیوم، به صورت همزیست با گیاهان و جانوران دریایی و کرینوتیدها و بریوزوآها بوده‌اند.

اشکال غیرمخروطی، پلانیس‌پیرال و دوردیفی تا اشکال تک‌ردیفی نشان‌دهنده مجموعه اینفونال از دوره کربونیفر و پرمین بوده که با گروه آگلوتینه قابل مقایسه است.

فوزولین‌های دارای حجره جنینی بزرگ قابل مقایسه با مارجینوپورا زنده می‌باشد (روس، 1992). این‌طور پیشنهاد می‌شود که فوزولین‌های دارای حجره جنینی عمدتاً در صدف-

های والدین یافت می‌شوند.

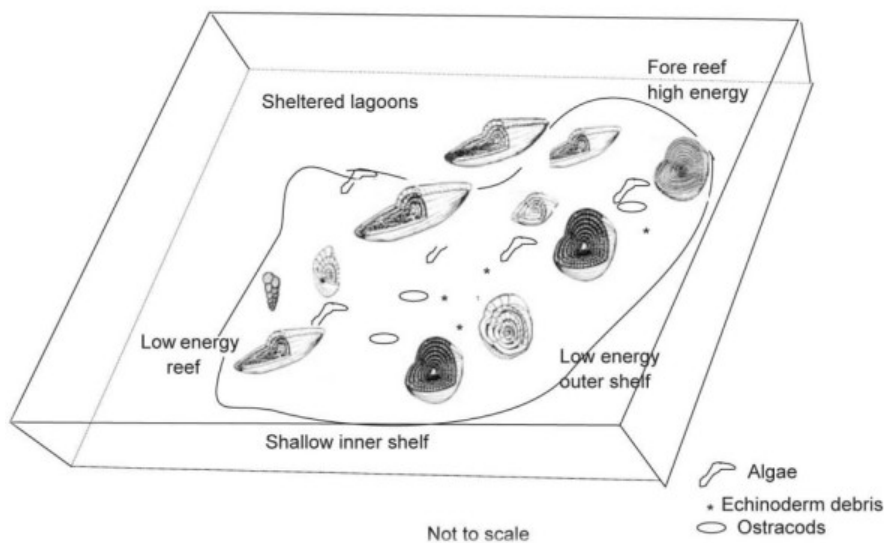
در بعضی از مناطق نزدیک سواحل کم عمق، حجره جنینی فوزولین‌ها از صدف آزاد و رها شده و بطور پراکنده در اثر جریان محلی در مناطق مذکور وجود دارد. در اواخر کربونیفر فرمهای فوزولین‌هایی نظیر پروفوزولینا دارای کوماتا مستحکم می‌باشند. چنین رسوبات ثانویه بخش‌های وسیعی از حجرات اولیه را در پیش‌خارجی پر می‌کنند.

آهکهای فوزولین‌دار دریایی اغلب شامل قطعات جلبک، مرجان و بیوزوا می‌باشند. با این وجود در بعضی موارد، جلبک‌های آهکی فراوان بوده و اساساً رخساره‌های تغییرپذیر و طولانی مدت را در بیوزون‌های چینه‌شناسی تشکیل داده‌اند (مامت و ژو، 2005). در هر حال، حضورشان نشان دهنده زندگی همزیستی روزن‌داران بزرگ شبیه همزیستی اشکال هولوسن بوده است (واچارد و همکاران، 2004).

پوسته فوزولین‌ها، میزبان موجودات همزیست فتوسنتزکننده بوده است. به نظر می‌رسد صدف فوزولینین بخاطر همزیستی با جلبک‌ها دارای اندازه‌های متفاوت است. ظاهراً گسترش بسیاری از روزن‌داران بزرگ امروزی توسط دمای آب، شدت نور و نیازهای فیزیکی و شیمیایی موجودات همزیست همراهشان کنترل می‌شود (مورای، 2007). در واقع بسیاری از فوزولینین‌ها در دوره‌های نهایی دارای دیواره نازک دو لایه و در دوره‌های اولیه فاقد لایه‌های تکتوریا می‌باشند. گروه استافلیدها¹ و بولتونیدها² دیواره کدر و بسیاری از شواژرینا و نئوشواژرینا دارای دیواره‌هایی با کریوتکا و حفرات کوچکی به عنوان جایگاه همزیستانی همچون دینوفلاژلا بودند (روس، 1992). حضور تجمعات همزیست با فوزولین‌ها نشان‌دهنده آب‌های گرم و نیمه گرم فلات قاره، ریف‌ها و پلاتفرم‌ها در زون نورانی بوده‌اند. گسترش آنها با اقیانوس‌های سرد و پشته‌های عمیق اقیانوسی محدود است (شکل 3-6) (هاینس، 1981).

1- Staffelids
2- Boultonids

طبق پیشنهاد و اچارد و همکاران (2004)، سیانوباکتری‌ها، آنچه که در مورد مارجینوپورا هولوسن گزارش شده است، احتمالاً در دیواره‌های کریوتکایی فوزولین‌ها جای داشته‌اند در نتیجه، این فوزولین‌ها در زون کم عمق‌تر (نورانی‌تر) نسبت به اشکال قبل از آن یعنی با دیواره متشکل از تکتوم، همراه با سیانوباکتری‌ها حضور داشته‌اند.



شکل 3-6. گسترش پالئوکولوژی فوزولینیده آ 1- لاگون محصور یا حفاظت شده، 2- ریف با انرژی پائین، 3- فلات داخلی کم عمق، 4- جلوی ریف با انرژی بالا، 5- فلات خارجی با انرژی پائین (هاینس، 1981).

3-5 انتشار و شرایط زندگی فوزولینین‌ها

فوزولین‌ها در حوضه‌های پالئوزوئیک پسین و در مجاورت با سرایشیب‌های دریایی اوراسیا و نیم‌کره غربی گسترش داشتند (روس، 1967). گسترش جغرافیایی این گروه، اساس شناسایی اجتماعات جانوری بوده است. آن‌ها را در قالب چهار منطقه (حوضه-های جانوری) تقسیم‌بندی نموده‌اند:

حوضه تتیس: کربونیفر میانی (ویزین) تا پرمین پسین، حداکثر فراوانی فوزولینین‌ها در کربونیفر پسین و پرمین میانی

حوضه اروپای شرقی: کربونیفر میانی (ویزین) تا پرمین پسین (لینگورین)؛ حداکثر فراوانی آنها در کربونیفر پسین و پرمین پیشین

حوضه آمریکای شمالی: کربونیفر میانی (ویزین) - پرمین میانی (کاپیتانین)؛ حداکثر فراوانی در کربونیفر پسین و پرمین پیشین

بخشی از تتیس در مجاورت گندوانا اولیه: پرمین پیشین (سیزورالین) - پرمین پسین، حداکثر فراوانی در پرمین میانی - پسین

مرز دونین - کربونیفر در همه جای دنیا منطبق بر ته‌نشینی رخساره شیل‌های سیاه رنگ است (استریل، 1986، مک لارن و گودفیلو، 1990). این زمان مصادف با سردشدگی خفیف جهانی است. بنابر پیشنهاد شن و تاگر (2003) دو مرحله انقراض همزمان با بالا آمدن سطح دریا در حدود 400 میلیون سال پیش و همچنین در 50 میلیون سال پیش صورت گرفته است (حق و آل قحطانی، 2005). مشخصه دو حادثه در دونین پسین، انقراض گروه‌های متنوع دریایی و کمبود اکسیژن و نوسان سریع سطح دریا بوده است. بیش از 70٪ گروه‌های عمده همچون (آمونیت‌ها، استروماتوپوریدها و تریلوبیت‌ها) منقرض شدند (بام باخ، 2006). به علاوه اکوسیستم تجمعات کفزی و ریف‌های آب‌های گرم و کم‌عمق بسیاری از نقاط رو به نابودی رفت. به علاوه اکوسیستم دریای کم‌عمق مربوط به فونای جانوران کفزی بتدریج در سرتاسر جهان منهدم و ناپدید شده و بدنبال آن انقراض دونین پسین اتفاق افتاده و اکوسیستم ریفی کاملاً در زیر آب فرورفته و غرق گردید (کوپر، 2002 و بام باخ، 2006).

دلایل زیادی برای این انقراض پیشنهاد شده است: از جمله سردشدگی هوا، تغییرات سطح دریا، حوادث آتشفشانی همچون ویلوی¹ در سیبری و واقعه برخوردی را می‌توان نام برد (مک لارن و گودفیلو، 1990).

1- Viluy

انقراض فونای کفزی آبهای کم‌عمق باعث خالی شدن زیستگاه موجودات شده که به دنبال آن روزن‌داران بزرگ نظیر فوزولین‌های کربونيفر پيشين اين زيستگاهها را اشغال مي‌کنند. نظر به اين که در طی حادثه انقراض، اشکال روزن‌داران کوچک تا پايان دونين باقی بودند اما در طی 14 ميليون سال، روزن‌داران کفزی بزرگ جایگزین شدند و تجمعاتی را در زیستگاههای تهی شده، تشکیل دادند. آنها تا 40 ميليون سال یعنی تا کربونيفر پيشين يا می‌سی‌سی‌پین باقی ماندند. در طی این زمان، زندگی جانوران (مه‌ره‌داران و بی‌مه‌رگان) بهم وابسته شد. همانطور که گیاهان در دونين به یکدیگر وابسته بودند، در این زمان گندوانای غربی و اروپا - آمریکا به هم نزدیک شده و سپس برخورد کرده و کوهزایی واریسکن - هرسی نین به وجود آمد. تغییرات عمده در چرخش آب اقیانوس‌ها و جداسازی ایالت زیستی باعث تنوع گروه‌های جدید همچون آمونوئیدها و پلسی پودا آب شیرین و گاستروپودا و عمدتاً روزن‌داران گردید. به عنوان مثال می‌توان اولین ظهور فوزولین‌ها را در می‌سی‌سی‌پین در توارسین - ویزین نام برد (داویدو و همکاران، 2004). در شکل 7-3 ظهور فوزولین‌ها در ویزین و انقراض کامل آنها در پرمین پسین را نشان داده است.

در مسکونین در حوضه‌های تتیس، اروپای شرقی و آمریکای شمالی افزایش عمده در تعداد جنس‌ها رخ داده است. فوزولین‌ها در تتیس بیشترین فراوانی را در آسلین و کاپیتانین داشته‌اند. با این حال، فوزولین‌ها در اروپای شرقی و آمریکای شمالی در پرمین پسین ناپدید شدند. بر طبق شکل 3-5، انقراضات عمده‌ای در مرز مسکونین - کاسموین رخ داده است اما آنها فوراً توسط جنس‌های جدید جایگزین شدند. بیشترین انقراضات با جایگزینی کم جنس‌های جدید، در کاپیتانین - وچیاپینگین اتفاق افتاده است. به نظر می‌رسد که بعد از حادثه پايان دونين محیط‌های کم عمق ریفي در تورنسنین بازسازی شدند. این بازگشت مجدد، با اولین ظهور فوزولین‌ها در ویزین نمود پیدا کرده است. این روزن‌داران بزرگ در طی کربونيفر و پرمین پیشرفت کردند و به تدریج زیستگاههای ریفي را اشغال نمودند.

در شروع ویزین تعداد آنها کم بود اما به زودی انتشار گسترده داشته‌اند. بقایای فسیلی آنها در تمام قاره‌ها وجود داشته به استثناء استرالیا، هندوستان و قطب جنوب. این موضوع بیانگر اتصال استرالیا و هندوستان به قطب جنوب در کربونیفر پسین و پرمین می باشد (شکل 3-8). فوزولین‌ها ندرتاً در آفریقای شمالی و حواشی آمریکای شمالی متصل به پالئوتیس یافت شده‌اند (اشکال 3-8، 3-11) و انواع ویزین پیشین دارای کمترین تنوع ناحیه‌ای بوده‌اند.

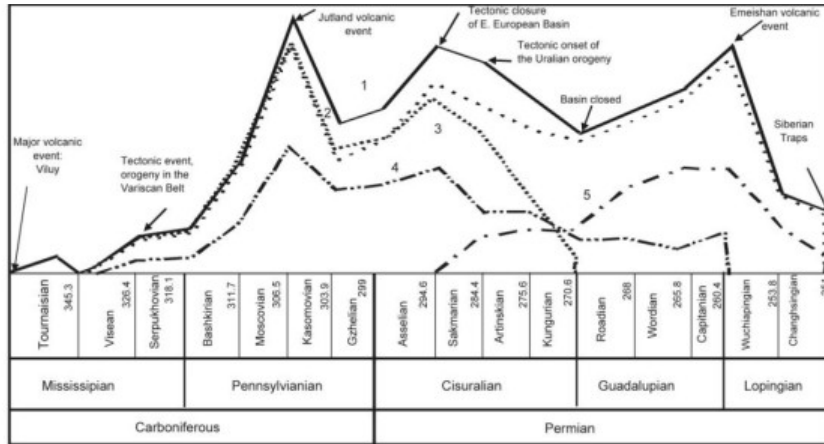
تنوع فوزولین‌ها در آمریکای شمالی به علت ارتباط محدود آن با تیس و اروپای شرقی (ویزین پسین - پرمین) کم شد (اشکال 3-7، 3-9). تشابه بین الگوی فوزولین‌ها در آمریکا و اروپای شرقی (تیس) در نمودار لون در اشکال 3-7 و 3-9 آمده است.

فوزولین‌های ابتدایی با اینکه در تمام سرزمین‌ها گسترش داشتند، با این حال، در حوضه قاره‌ای آمریکا تنوع کمتری را نسبت به نواحی تیس و اروپای شرقی نشان می‌دادند. حوضه تیس جایگاه اصلی فوزولین‌ها با بیش از 900 گونه بود (هاینس، 1981). منحنی انتشار گونه‌ای لون (1997) در شکل 3-7 نشان می‌دهد که گسترش فوزولین‌ها عمدتاً وابسته به تاریخ تکامل تیس بویژه بخش استوایی آن بوده است. حجم و توده قاره‌ای نیم کره شمالی آن در زمان کربونیفر (شکل 3-11) به استوا نزدیک بود و این عامل بیانگر گسترش بیشتر فوزولین‌ها در این بخش می‌باشد.

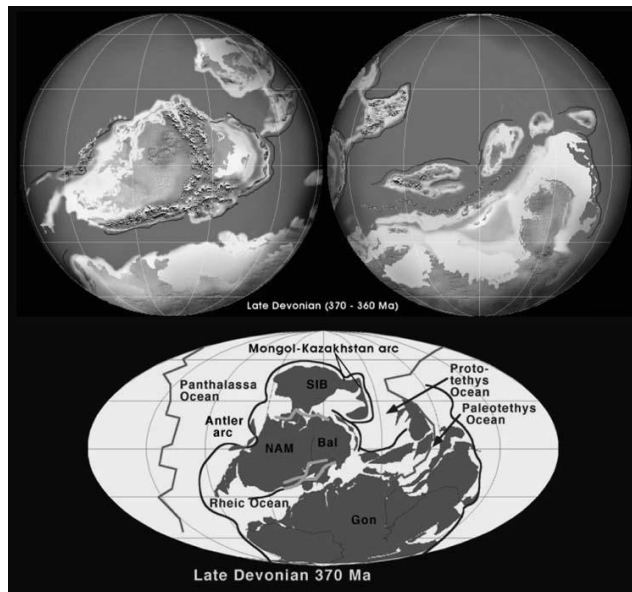
مرز تورنیزین - ویزین مصادف با اولین ظهور ائوپارا استافلا¹ بوده است (داویدو و همکاران، 2004). روزن‌داران ویزین همراه با اندوتیریدها در آهک‌های جلبکی فراوان بودند (هاینس، 1981). اندوتیریدها در طی ویزین به صورت یکنواخت افزایش یافتند اما این افزایش ناگهان در پایان سرپوخوین متوقف شد.

بر طبق نظر والیسر (1995) با اینکه برگشتگی مجموعه جانوری همراه با یک تغییر ناگهانی در تمام گروه‌های فسیلی نبوده، اما یک انتقال سریع منطبق با کوهزایی نهایی در کمربند واریسکن به شمار می‌رود (اشکال 3-11، 3-12).

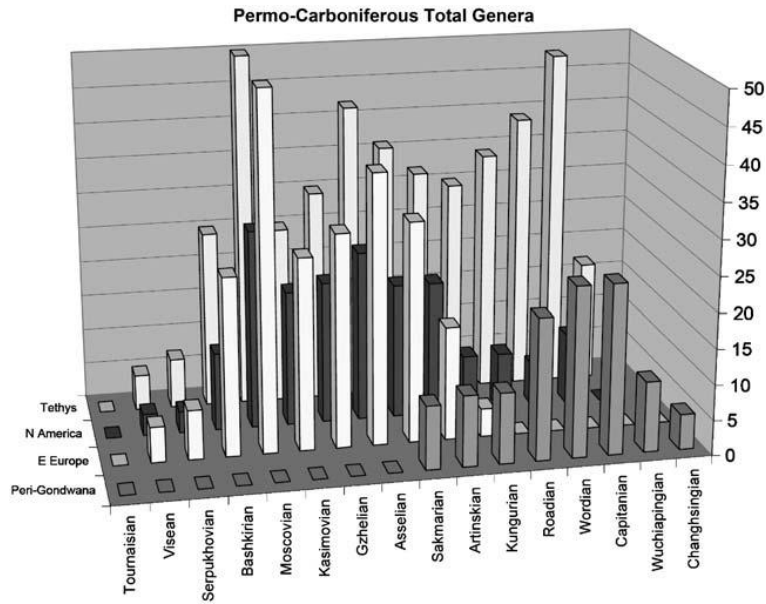
1- Eoparastaffella



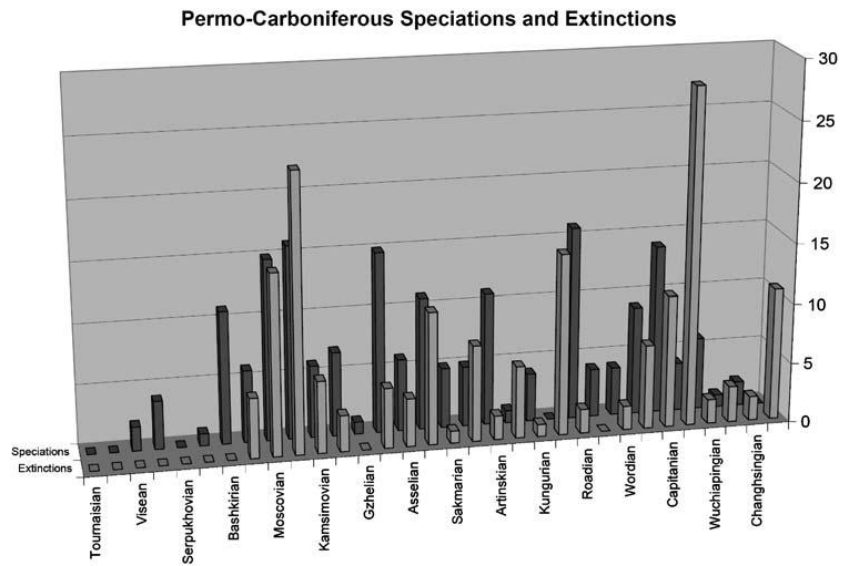
شکل 3-7. تعداد فوزولین ها در طول زمان (1) تمام اطلاعات (2) حوضه تبتیس (3) اروپای شرقی (4) آمریکای شمالی (5) بخشی گندوانایی تبتیس (افغانستان، جنوب پامیر، قره قوروم، جنوب تبت) (لون 1977).



شکل 3-8. بازسازی تکنونیک و پالئوژئوگرافی دونین پسین (بوداقر فادل، 2008)



شکل 3-9. تعداد فوزولینین ها در کربونیفر و پرمین (بوداقر فادل، 2008)



شکل 3-10. تعداد جنس های منقرض شده فوزولین در مقایسه با گونه زایی آن در طی کربونیفر و پرمین (بوداقر فادل، 2008).

این کوهزایی یک حادثه ناگهانی نبود که باعث تغییرات عمده در پراکندگی نهایی روزن‌داران گردد اما نسبتاً کاهش تنوع تجمعات را در پی داشته است. این واقعه مرتبط با تغییر الگوی چرخشی اقیانوس‌ها و بسته شدن راه‌های دریایی استوایی بوده است (داویدو و همکاران، 2004). این واقعه (تکتونیک قدیمی) همان بسته شدن راه‌های دریایی استوایی، نهایتاً منجر به زون‌بندی دمایی در پالئوتتیس شد و خلیج‌های بزرگ تقریباً گرم‌سیر به وجود آمده به عبارت دیگر آب و هوای یکنواخت می‌سی‌سی‌پین منطقه‌بندی گردید. تغییرات آب و هوایی در سرپوخوین پسین باعث انتشار ناگهانی فوزولین‌ها و هجوم محلی آنها شد. در بخش انتهایی کربونیفر پیشین و کربونیفر میانی وسعت دریاها به تدریج افزایش یافت و مناطق قاره‌ای به زیر آب رفت (روس، 1967). در طی کربونیفر پیشین، جنس و گونه اوزاواینلیده و استفالیده در فلات کربناته کم‌عمق و حوضه‌های اقیانوسی فراوان شده‌اند.

در فاصله زمانی سرپوخوین - باشکیرین تنوع فوزولین‌ها در سه ناحیه متفاوت افزایش یافت: در حوضه اروپای شرقی جنس‌های برادینا و ائوستافلا، ناحیه تتیس گروه پالئوتکستولاریدها و در آمریکای شمالی برادینا فراوان بودند. رسوبات قاعده باشکیرین با ظهور روزن‌دارانی نظیر پسودواستافلا آنتیک¹ همراه بوده است.

در پنسلوانین تنوع گونه‌ها به تدریج در سه منطقه افزایش یافت: اروپای شرقی، تتیس و به مقدار کمتر آمریکا (اشکال 3-7، 3-9). فوزولین‌های جدید با ساختمان داخلی پیچیده به سرعت تکامل یافتند و فرم‌های جدید مانند فوزولینلا و فوزولینا در تمام مناطق گسترده شدند.

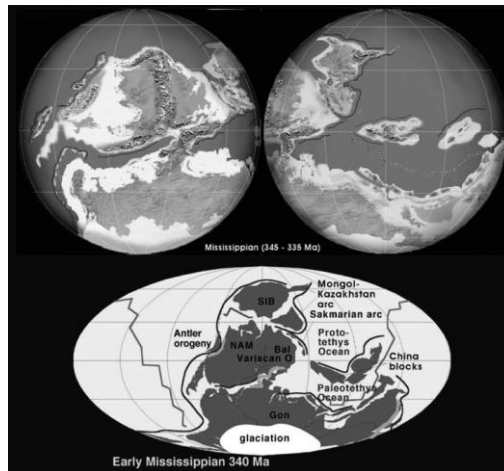
طبق نظر مور و تامپسون (1949) نهشته‌های قاعده‌ای مسکوین در منطقه نزدیک قطب شمال (آمریکای شمالی)، اولین ظهور پروفوزولینلا² اتفاق افتاد. با این حال، این جنس در پلاتفرم روسیه، حوضه اروپای شرقی نیز دیده شده است.

1- *Pseudostafella antique*

2- *Profusulinella spp*

جنسی که در اروپای شرقی (پلاتفرم روسیه) وجود داشت از زمان اواخر باشکیرین زیرین ظاهر شده و در موسکوین پیشین بیشترین گسترش و فراوانی را از نظر تنوع و ریخت‌شناسی نشان داده‌اند (گرووس و همکاران، 2007).

با وجود کارهای قبلی، گرووس و همکاران، 2007 پیشنهاد دادند که پروفوزولینلا در آمریکای شمالی احتمالاً از یک جنس محلی بنام ائوشوبرتلا منشا گرفته است. او اولین گونه‌های مهاجر از اوراسیا به آمریکای شمالی (نزدیک قطب شمال) را در طی فرانکلین مورد مطالعه قرار داد و به این نتیجه رسید که مهاجرت با جریان‌های شرقی - غربی در طی حوادث تغییرات سطح دریا تسهیل شده است (گرووس و همکاران، 2007) (شکل 3-13).



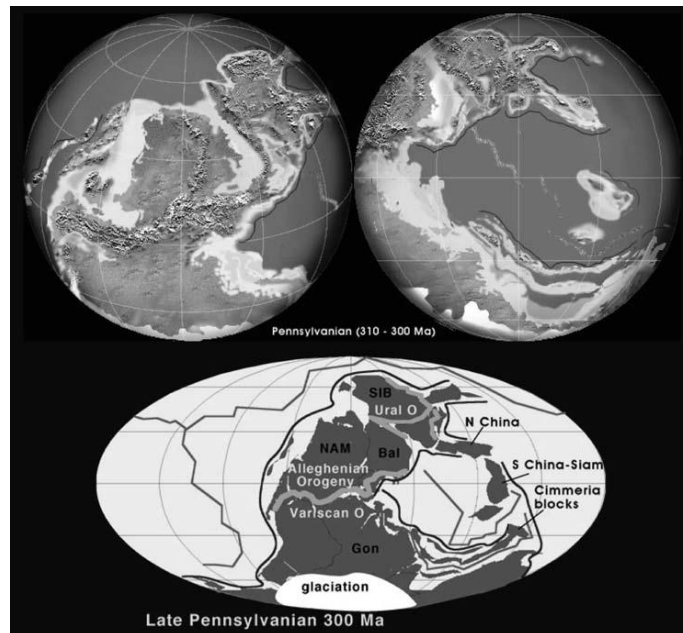
شکل 3-11. بازسازی تکتونیکي و پالئوژئوگرافی در ویزین (والیسر 1995)

فوزولین‌ها علاوه بر آمریکای شمالی و جنوبی در برجستگی کربنات‌های آب‌های کم‌عمق تیس در شمال اسپانیا و شمال چین، منچوری و کره معمول بودند. در پایان مسکوین تنوع فوزولین‌ها به طور عمده در هر سه ایالت مذکور کاهش یافت (اشکال 3-9 و 3-10). نهایتاً بیشتر گونه‌های آنها همچون فوزولینلا و فوزولینا در انتهای موسکوین ناپدید شدند و فقط نمونه‌های کوچک مانند استفالیدها باقی ماندند.

این انقراض جزئی اما مهم در تاریخ فوزولین‌های اولیه دلیلی بر آتشفشان‌های بزرگ مقیاس همچون حادثه بازالتی ژوتلند¹ در شبه جزیره دانمارک می‌باشد. این آتشفشان به طور همزمان، اروپا و آفریقا را مورد تاثیر قرار داد (اسمیت و همکاران، 1995). این فعالیت آتشفشانی در تشکیل گراین اسلوو وین سیل بریتانیا نقش داشته است. نواحی تیس در کربونیفر پسین دارای تعداد کمتری فوزولین نسبت به مسکونین، آسلین و ساکمارین بودند. گسترش فوزولینین‌ها در اروپای شرقی شبیه تنوع آنها در تیس از ویزین تا ساکمارین بوده است (شکل 3-7). این به دلیل اتصال محدود اروپای شرقی با تیس در زمان پری ساکمارین می‌باشد (شکل 3-11).

بعد از انقراض جزئی فوزولین‌ها در پایان مسکونین، اشکال جدیدی مانند تریتیسیتس ظاهر شدند. این فرم‌ها جزء عمده‌ترین فوزولینین‌ها در پنسیلوانین بالایی در آمریکا شمالی است (لوبلیچ و تاپان، 1988). انتشار وسیع جنس تریتیسیتس در انتهای کربونیفر اتفاق افتاد. اما حضور تعداد کم گونه‌ها در بخشهای پراکنده نیم‌کره غربی شبیه فراوانی آنها در اروپای شرقی است، نظیر جنس دایکسینا، بیانگر پراکندگی محدود آنها در این زمان است.

در پرمین پیشین (شکل 3-15) مقدار اکسیژن موجود به بیشترین مقدار خود می‌رسد. فوزولین‌ها در سراسر جهان متنوع و فراوان شدند. با این حال، تعداد کمی از جنس‌ها توسعه کمی داشتند. بعضی از آنها مختص آمریکای شمالی بوده مانند کونی کولینلا و کالاروشواژرینا و بقیه فقط در حوضه تیس یافت می‌شوند مانند زلیا و اسفروشواژرینا. در آسلین در نواحی تیس پسودوشواژرینا و اسفروشواژرینا همراه با یکدیگر حضور داشتند در حالی که پسودوشواژرینا در تیس و آمریکای شمالی به تنهایی دیده شده است. در انتهای آسلین، بسته شدن تکتونیکی حوضه‌های اروپای شرقی باعث مجزا شدن فوزولین‌ها و کاهش تعداد آنها در انتهای زمان کونگورین گردید.



شکل 3-12. بازسازی تکتونیکی و پالئوژئوگرافی در پنسلوانین (بوداقر فادل، 2008)

در پایان کونگورین بر اثر تکمیل بسته‌شدگی تکتونیکی، فوزولین‌های اروپای شرقی کاملاً ناپدید شدند (شکل 3-7). در بخش انتهایی پرمین پیشین، جنس‌های جدید خانواده شوبرتلیده همچون روسینلا¹ و مینوژاپونلا² اختصاصاً در تیس تکامل یافتند. در حالی که جنس بولتونیا³ در آغاز پرمین پسین متنوع و در انتهای این زمان محدود گردید. قبل از اینکه در انتهای پرمین کاملاً منقرض شوند، یک دوره شکوفایی را نشان داده‌اند.

در طی این زمان، بخش‌های گندوانایی تیس که هم اکنون متعلق به نواحی جنوب افغانستان، جنوب پامیر، هندوکش شرقی، قره قروم، جنوب تبت و هیمالیا است به سمت استوا حرکت نمودند (شکل 3-15).

1- *Russiella*
2- *Minojapanella*
3- *Boultonia*

در واقع شرایط گرم‌تری برای زیست فوزولین‌ها برقرار شد. بیشترین تنوع آنها در ساکمارین افزایش و در پایان این زمان کاهش یافت. بسیاری از اشکال به تدریج در پایان پرمین پیشین ناپدید شدند، مانند پسودوشواژرینا که ظهورش مشخصه نهشته‌های قاعده‌ای پرمین و انقراض آن نشانه کنگورین فوقانی است.

اخیراً تجمعات فوزولین‌ها نظیر پسودوفوزولینا که در نهشته‌های ساکمارین عمان مرکزی یافت شدند تا به بخش‌های جنوبی تیس گسترش یافته‌اند (آنژیولینی و همکاران، 2006).

آنها با اشکال توصیف شده از بخش‌های مجاور پری‌گندوانا در تیس توسط لون قابل مقایسه می‌باشند (لون 1993، 1997). حضور این گروه‌ها در این منطقه نشان دهنده آب و هوای گرم در طی ساکمارین و شروع شرایط گلخانه‌ای حاصل از یخزدایی گندوانا می‌باشد.

کاهش تنوع فوزولین‌ها در ساکمارین فوقانی مصادف با کوهزایی اورالین و پایان یخزدگی پرمو- کربونifer بوده است (اروین، 1996). از طرفی تنوع روزن‌داران در حوضه‌های اروپای شرقی و شرق تیس را نیز تحت تاثیر قرار داده است. روزن‌داران جدید مانند وربکینیدا زیستگاه‌های تهی شده بعد از پرمین پیشین (کنگورین) را اشغال کردند. آنها در ووردین¹ به حداکثر شکوفایی رسیدند (لون، 2003) و تجمعات بخش مهمی از فوزولین‌های پرمین تیس را تشکیل می‌دهد. تجمع وربکینیدا در نهشته‌های تونس، یوگسلاوی، افغانستان، شرق آسیا، جزایر ژاپن، جزیره تیمور و نیوزیلند بخش اعظم تجمع فوزولینین تیس پرمین را تشکیل داده‌اند. در عین حال بسیاری از گونه‌ها مانند وربکینا در جنوب کالیفرنیا و آمریکای شمالی متنوع بوده‌اند.

در زمان کامپاتنین یک افزایش خفیف در تنوع فوزولینین‌ها در طی پیشروی کوتاه مدت اتفاق افتاد (لون، 2003). بلافاصله بعد از این پیشروی کوتاه، حوضه آمریکای شمالی مجزا شد و تحت شرایط افزایش شوری باعث انقراض کامل فوزولین‌ها در آمریکای شمالی گردید.

در گوادلوپین پسین یکی از بزرگترین انقراضات پالئوزوئیک صورت گرفته است. تمامی اشکال بزرگ و پیچیده مانند خانواده شوآژرینیده و نئوشوآژرینیده از بین رفتند. این انقراض حاصل واقعه آتشفشان بازالتی در پرمین پسین در جنوب غربی چین می‌باشد. بازالت‌های امیشن¹ منطقه‌ای به وسعت بیش از یک میلیون کیلومتر مربع را پوشاندند (کورتیلوت و رن، 2003). فوزولین‌ها با بحران گوادلوپین پسین تحت تاثیر بیشتری نسبت به دیگر آتشفشان‌های عمده مسکوپین پسین قرار گرفتند.

فوزولینین‌ها در لوپینگین تحت تاثیر شرایط استرس‌زا بوده و تنوع آن‌ها کم شد. انقراض عمده پایان پرمین در لوپینگین فوقانی رخ داد. 98٪ فوزولین‌های بزرگ منقرض شدند و فقط تعداد کمی از اندوتیریدهای کوچک باقی ماندند که آنها نیز در اوایل تریاس منقرض شده‌اند. در حدود 90-96٪ بی‌مهرگان دریایی، مرجان‌ها، براکیوپودها و گونه‌های بزرگ خشکی بصورت جهانی منقرض شدند (بتون، 2002).

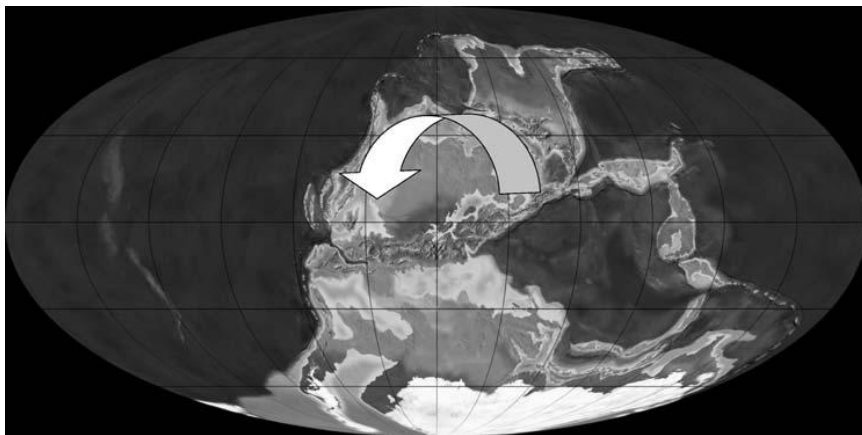
نهشته‌های پایان پرمین در میشان² جنوب چین همراه با ناپدید شدن ناگهانی روزن‌داران کفزی و مصادف با کاهش سولفات آب دریا S34/S32 و کاهش استرنسیوم Sr87/Sr86 و افزایش ترکیب Fe-Ni (آهن-نیکل) بوده است.

دلیل انقراض گسترده پایان پرمین هنوز مورد بحث است و نظریه‌های زیادی برای آن ارائه می‌شود. زمین‌شناسان فرضیه‌هایی همچون تغییر آب و هوا یا فرایندهای تکتونیک را برای توجیه انقراض بزرگ پیشنهاد کردند. البته تطبیق آنها با ماهیت وقایع انقراض دشوار است. تشخیص علت و اثر عوامل انقراض معمولاً سخت و دشوار است. فرق بین کشتن و مکانیسم ناگهانی همواره وجود دارد.

1- Emeishan

2- Meishan

ابتدا فرایند گسستگی فیزیولوژیکی عامل مرگ است و ثانیاً شرایط دشوار بحرانی (عامل بحران محیط) کم و بیش مکانیسم مرگ و میر را مهیا می‌سازد. اگر فرایندهای تدریجی نتوانند توصیفی برای وقایع سریع و ناگهانی داشته باشند پس فرایند کاتاستروفیسم عامل انقراض کلی پرمین-تریاس است. این فرایند ناگهانی شامل برخورد ستارگان یا آتشفشان بازالتی است. حتی بسیاری از اشکال اکولوژیکی وقایع پرمین-تریاس قابل مقایسه با اشکال حاصل از برخورد سیارگان در زمان مزوزوئیک می‌باشند. اما بیشتر محققین بر این باورند که انقراض پرمین فوقانی در اثر فعالیت آتشفشانی است (بتون و تویتچت، 2003)



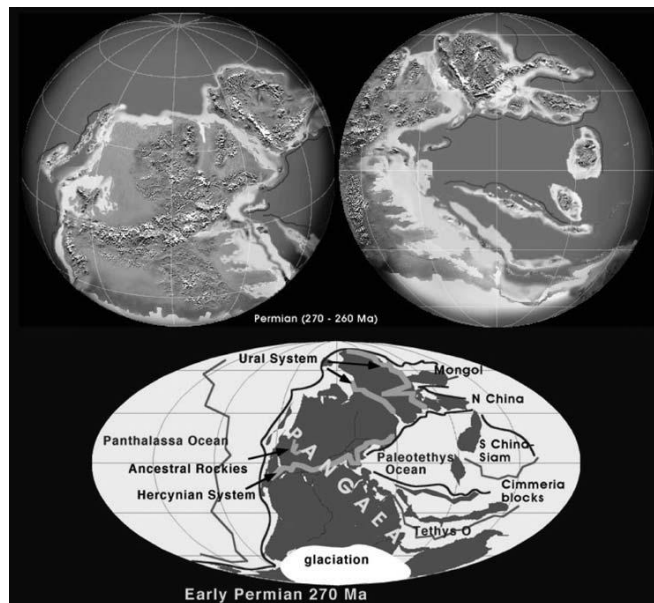
شکل 3-13. مهاجرت پروفوزولینلا (*Profusulinella spp.*) از اوراسیا به آمریکای شمالی در طی فرانکلینین (گرووس و همکاران، 2007)

انقراض مرز پرمین-تریاس مصادف با فوران توده بازالتی سیبری است. این انقراض مصادف با فوران بازالتی سیبری (بزرگترین فوران فانروزوئیک) بوده است (شکل 3-16) (کورتیلت و رن، 2003).

این فوران بازالتی گسترده در یک مدت زمان کوتاه (کمتر از 1 میلیون سال) باعث پخش گازهای گلخانه‌ای و در نتیجه تغییر آب و هوا و انقراض گروههای جانوری خشکی و دریایی شد (اروین و همکاران، 2002 و بنتون و توییتچت، 2003).

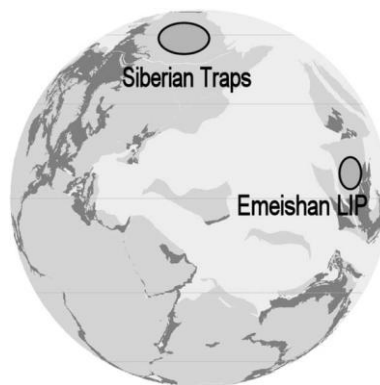


شکل 3-14. حادثه بازالتی ژوتلند در پایان مسکونین (بوداقر فادل، 2008)



شکل 3-15. بازسازی تکتونیکي و پالئوژئوگرافی در پرمین پیشین (بوداقر فادل، 2008)

بیشتر از همه، انتشار ناگهانی دی‌اکسیدکربن موجب آلودگی و سمی شدن محیط خشکی و دریایی گردید. با وجود تاثیر ویرانگر حادثه غیر اکسیدی پایان پرمین بر روی روزن‌داران، بعضی از آنها باقی ماندند. به عنوان مثال اندوتیریدها که بخاطر اندازه کوچکشان به اکسیژن زیادی نیاز نداشتند و همچنین به موجودات هم زیست نیز نیاز ندارند پس در شرایط نامناسب پایان پرمین باقی ماندند و زیستگاههای خالی با اکوسیستم جدید را تا تریاس زیرین اشغال کردند.



شکل 3-16. نواحی آتشفشانی امیشان و سیرین (Siberian و Emeishan) (کورتیل و رن، 2003).

به نظر می‌رسد موجودات هایپرکاپنیا¹ (استرس عامل افزایش دی‌اکسیدکربن می‌گردد) به عنوان موجودات بازمانده در وقایع پرمین-تریاس باقی مانده‌اند. در این زمان روزن-داران با پوسته کلسیتی حضور نداشتند و بالعکس، اشکال آگلوتینه کوچک معمول بودند. حتی گروههای ریفی و مرجان‌ها و جلبک‌های داسی‌کلاداسه² نیز تحت تاثیر این انقراض قرار گرفتند. انقراضات پی در پی در یک زمان کوتاه از گوادلوپین پسین تا پایان پرمین که تقریباً 10 میلیون سال بطول انجامید فوزولین‌ها را به طور کامل از بین برد. در پی این انقراض، تجمعات جانوری و اکوسیستم‌های جدیدی به وجود آمدند.

1-Hypercapnia

خودآزمایی فصل سوم

- 1- دیواره تکتوم و کریوتکا مربوط به کدام خانواده است؟
- الف- استفالیده ب- فوزولینیده
ج- اوزاواینلیده د- شواگرینیده
- 2- دیواره با لایه‌بندی آتلو- مونولاملار چگونه است؟
- الف- فاقد لایه‌بندی ثانویه
ب- دیواره با لایه‌بندی ثانویه که حجرات قبلی را پوشاند
ج- هر حجره بصورت ثانویه تمامی حجرات قبلی را می‌پوشاند
د- یک لایه مجزا بصورت ثانویه پوسته را می‌پوشاند
- 3- اشکالی با حجره ثانویه پیچیده و دیواره آراگونیتی اما اغلب با ساختار میکروگرانولار مربوط به کدام گروه فسیلی است؟
- الف- زیر راسته میلیولینا ب- زیر راسته اینولوتینینا
ج- زیر راسته لاژنینا د- زیر راسته نومولیتینه
- 4- اندوتیریدها و تورنالیده‌های کوچک و فشرده در چه شرایط محیطی زیست می‌کنند؟
- الف- آب‌های سرد ب- آب‌های عمیق
ج- آب‌های آرام د- آب‌های گرم و کم عمق
- 5- روزن‌داران ویزین همراه با اندوتیریدها در چه رخساره‌ای یافت می‌شوند؟
- الف- ماسه‌های مرجانی ب- آهک‌های جلبکی
ج- شیل‌های رودیست دار د- مارن‌های بریوزوآدار
- 6- در فاصله زمانی سرپوخوین - باشکیرین تنوع فوزولین‌ها در چند ناحیه افزایش یافت؟
- الف- دو ناحیه ب- سه ناحیه ج- یک ناحیه د- چهار ناحیه

7- پروفوزولینا (*Profusulinella*) در آمریکای شمالی احتمالاً از کدام جنس

محلّی منشأ گرفته است؟

الف- پسودواستافلا ب- وربکینا ج- ائوشوبرتالا د- ائوپاراستافلا

فصل چهارم

روزن‌داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره تریاس)

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- گروه‌های مهم (رده‌بندی کلی) روزن‌داران دوره تریاس
- 2- چینه‌نگاری زیستی
- 3- فوزولین‌ها در تریاس
- 4- شرایط زیستی روزن‌داران کفزی

هدف‌های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- روزن‌داران مهم دوره تریاس را رده‌بندی کنید.
- 2- چینه‌نگاری زیستی روزن‌داران تریاس را توصیف نمایید.
- 3- لاژنین‌ها را در طی زمان پالئوزوئیک - تریاس شرح دهید.
- 4- فوزولین‌های تریاس را توصیف کنید.

4-1 مقدمه

همان طور که در فصل گذشته بیان شد، در انتهای پالئوزوئیک یک واقعه مهم در تاریخچه زمین اتفاق افتاده است. این واقعه باعث دو انقراض عمده در طی 10 میلیون سال پیش شده است. نتایج این واقعه باعث انقراض 90 درصد از جنس‌های روزن-داران کلسیتی شده است. تا قبل از این رخداد، تمامی زیر راسته‌های روزن‌داران (آلوگرومینا - تکستولارینا - میلیولینا - لاژنینا - فوزولینینا - اینولوتینینا) حضور داشتند. اما این انقراض بیشترین تاثیر را بر روزن‌داران بزرگ نظیر فوزولین‌ها گذاشته است. تنها بازماندگان این انقراض، گروهی از رو خانواده‌های اندوتیرئیداً و ارلندیوئیداً (با جثه کوچک) بودند.

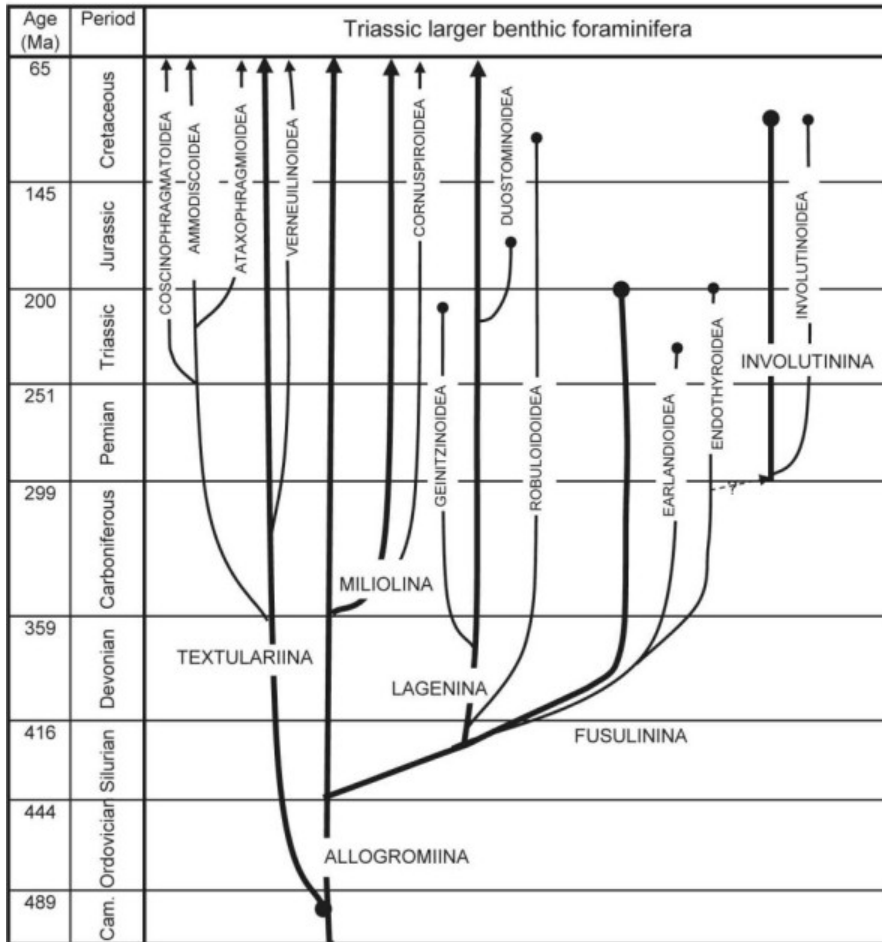
در این میان، واقعه انقراض، تاثیر کمی بر روی گروه تکستولارینا دارد به طوری که، تنها کمتر از 30 درصد جنس‌های این گروه از بین رفته‌اند.

در مقایسه با روزن‌داران پرمین، هنوز مطالعات سیستماتیکی زیادی بر روی نمونه‌های تریاس صورت نگرفته است. البته قابل ذکر است که تاکسونومی گروه‌هایی از روزن-داران تریاس پیشین و میانی توسط رتوری (1995) و مختصری از چینه‌شناسی روزن‌داران تریاس توسط پیرنا در مقاله دو گراسیناسکی و همکاران (1998) مورد مطالعه قرار گرفته است. با وجودی که روزن‌داران شناسایی شده مربوط به تریاس، تقریباً کوچک بوده و تنها در مقاطع نازک قابل تشخیص می‌باشند اما در کتاب وی به عنوان نمونه‌های بزرگ جثه در نظر گرفته شده‌اند و با اینکه شاخص نیستند، به عنوان نمونه‌های مشخص از تریاس شرح داده می‌شوند.

4-2. ریخت‌شناسی و رده‌بندی روزن‌داران بزرگ تریاس

بر عکس انواع پالئوزوئیک که اکثر روزن‌داران در زیر راسته فوزولینا قرار می‌گرفته‌اند، در زمان تریاس نمونه‌ها در 5 زیر راسته به شرح زیر قرار دارند (شکل 4-1):

- زیر راسته تکستولارینا
- زیر راسته فوزولینینا
- زیر راسته اینولوتینینا
- زیر راسته میلیولینا
- زیر راسته لاژینینا



شکل 4-1. تکامل زیر راسته ها و روخانواده های تریاس (دو گراسیناسکی و همکاران 1998)

در شکل بالا تکامل و توسعه رو خانواده‌هایی از زیرراسته‌های روزن‌داران تریاس نشان داده شده است. ویژگی‌های شکل‌شناسی و ارتباطات تاکسونومی نمونه‌های مهم تریاس شرح داده می‌شوند.

4-2-1 زیر راسته تکستولارینا¹

در این زیر راسته، پوسته آزاد و تک ردیفی تا دو ردیفی، حجره‌ها ساده با دیواره ساده و گاهی دارای ساختار لابریتی²، جنس پوسته آگلوتینه می‌باشد و دانه‌ها توسط سیمان آهن‌دار سیلیسی یا تکتینی³ به هم متصل شده‌اند. دهانه منفرد - ساده و یا متعدد و غربالی و انتهایی است. اشکال این گروه چند حجره‌ای با شکل‌های کروی و لوله‌ای شاخه مانند می‌باشند. این فرم‌ها، در نهشته‌های کامبرین پیشین تا هولوسن گزارش شده‌اند.

4-2-2 زیر راسته فوزولینینا

دیواره شامل دو لایه تکتوم و دیافانوتکا می‌باشد. پوسته در انواع اولیه آهکی میکروگرانولاربا سیمان آهکی و در اشکال پیشرفته دارای دو یا چند لایه می‌باشد. محدوده سنی آنها سیلورین - تریاس پسین است.

4-2-3 زیر راسته اینولوتینینا⁴

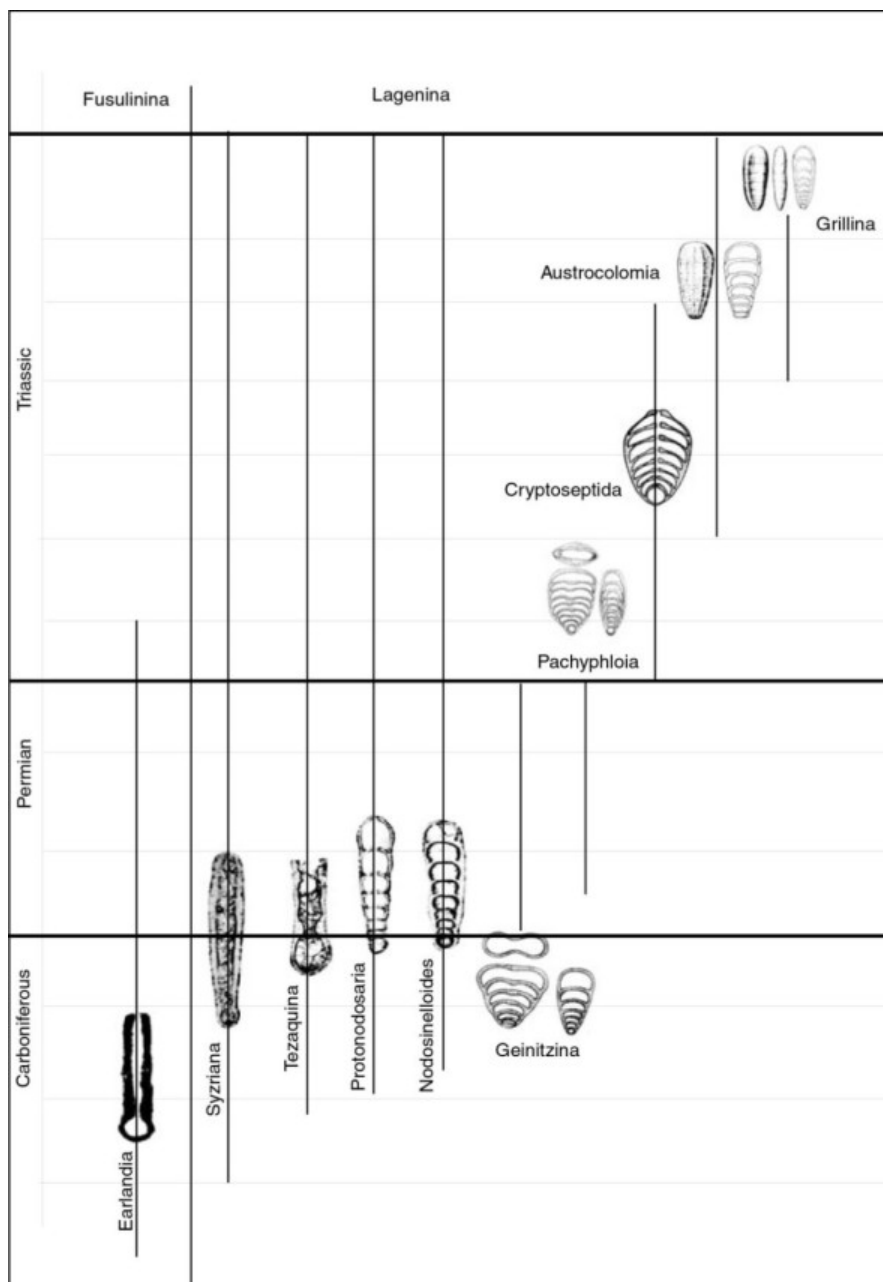
در این زیر راسته حجره ثانویه لوله‌ای پیچیده شده⁵ است. دیواره کلسیتی یا آراگونیتی با منظره هیالین است، اما با ساختار میکروگرانولار تبلور مجدد پیدا کرده است.

1- Textularina
2- Labirenti
3- Tectini
4- Involutinina
5- Enrolled

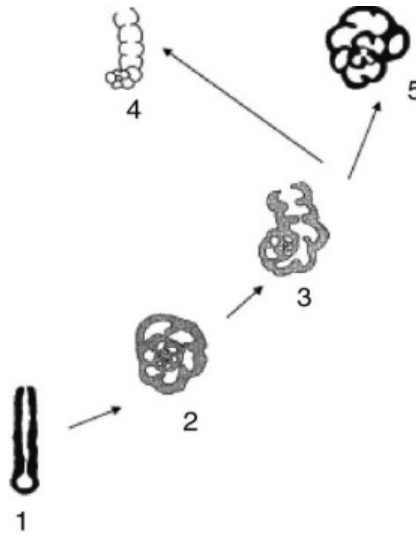
منطقه نافی در یک سمت پوسته یا هر دو طرف دارای ضخیم‌شدگی‌های لایه‌ای یا ساختارهای شبه‌پیلاری می‌باشد. اولین ثبت فسیلی آنها از سنگ‌های رسوبی پرمین زیرین بوده و در زمان کرتاسه پایانی منقرض شده‌اند.

4-2-4 زیر راسته میلیولینا¹

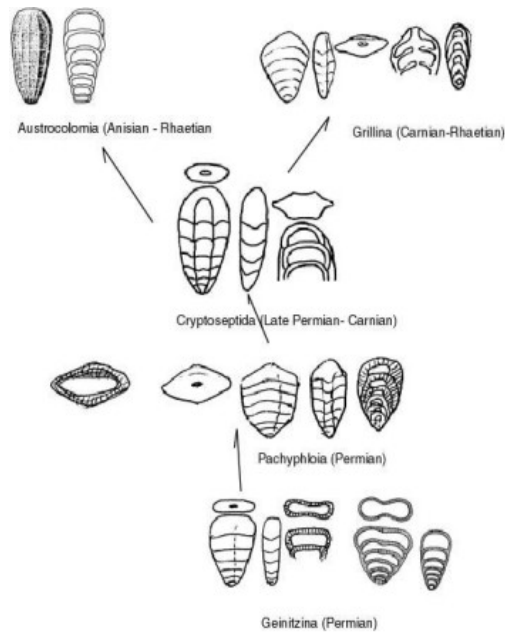
پوسته آهکی پرسلانوز و بدون منفذ می‌باشد. ترکیب آن متشکل از کلسیت منیزیم بالا و بلورهایی با جهت یافتگی اتفاقی است. آرایش حجرات به نحوی است که حجره‌ها در سطوحی با محور عمودی دارای درجات انحراف مشخص هستند مثلاً اگر حجره‌ها در پنج جهت و با زوایای حدود 72 درجه نسبت به هم استقرار دارند آرایش کوئین‌کولوکولین خواهد بود. محدودده سنی آنها کربونیفر - هولوسن است.



شکل 4-2. تکامل (توسعه فیلوژنی) لاینین‌ها در پالئوزوئیک و تریاس (بوداقرفادل، 2008)



شکل 4-3. تصویر شماتیک از تکامل اندوتیریدا 1- ارنلندیا (سیلورین بالایی-تریاس زیرین) 2- اندوتبا (پرمین بالایی - تریاس بالایی) 3- اندوتیونلا (اولنکین بالایی -کارنین) 4- اندوتریادالا (آنیزین-نورین) 5- اندوتریادا (آنیزین-نورین) (واچارد و همکاران، 1994).



شکل 4-4. تصویر شماتیک نشان دهنده روند همگرایی در ساختمان لایندهای زمان پرمین پسین و تریاس پسین (بوداقر فادل، 2008)

3-4 چینه‌نگاری زیستی

بدون شک عظیم‌ترین انقراض زیستی در پرمین فوقانی، نتیجه بیشترین کاهش تنوع در تاریخچه زمین اتفاق افتاده است. چون که در این زمان این طور ادعا شده، 85٪ جنس‌های موجود در کره زمین، ناگهان کاهش یافتند (اروین و همکاران، 2002).

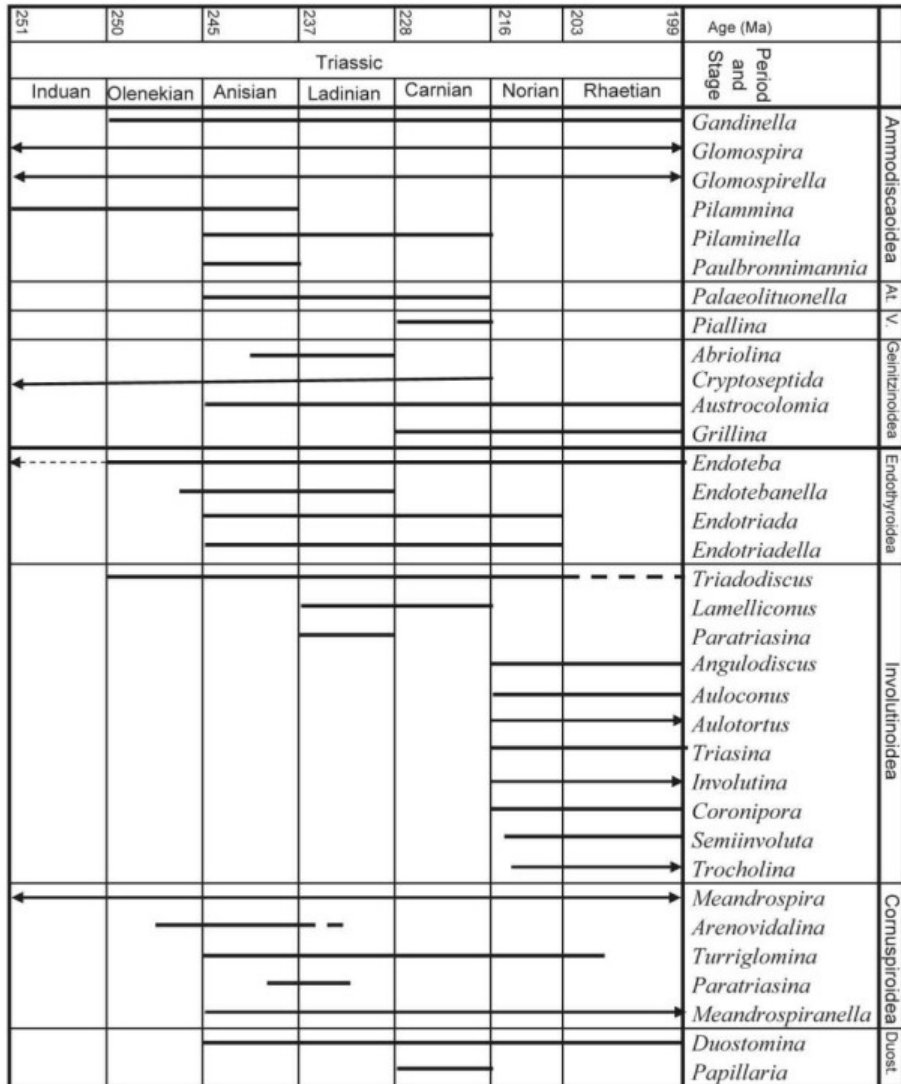
اهمیت زیر راسته فوزولینا در مزوزوئیک کم شد، همچنین تنوع زیر راسته‌های لائینینا، میلیولینا، تکستولارینا به ترتیب 30٪، 50٪ و 80٪ تنزل پیدا کرد. نمونه‌های کوچک اینولوتینا نیز به کلی منقرض گردید و گونه‌های جدید تریاس جایگزین شدند.

فواصل زمانی کوتاه مدت بازگشت گونه‌ها، در پی انقراض کلی پایان پرمین، موجب برگشت مجدد گروه‌های روزن‌داران کفزی آهکی گردید (گروس و آلتینر، 2004).

در طی تریاس پیشین، روزن‌داران محیط‌های کم عمق دریایی دارای ساختمان ساده ای بوده‌اند و تعداد آنها نادر بوده است (سوئیت و همکاران، 1992). اولین ثبت فسیلی این روزن‌داران از حوضه شرقی پالئوتیس بوده است.

ابتدا روزن‌داران کوچک با پوسته تخریبی فراوان بوده‌اند. انواع متأثر از حوادث طبیعی (فیشر و آرتور، 1977) و انواع فرصت‌طلب (مک آرتور 1955) به عنوان انواع بازمانده وجود داشته‌اند. بدنبال این انقراض و در طول تکثیر انواع بازمانده به حضور گونه‌های لازاروس منجر شده است که در واقع شروع باز یافت در زمان لادینین می‌باشد.

این بازمانده‌ها اغلب متعلق به زیر راسته میلیولینا و اینولوتینا بوده‌اند. روزن‌داران بزرگ در زمان تریاس زیرین و میانی به آرامی تا زمان لادینین متنوع شده‌اند این روزن‌داران شامل آمودیسکوئیده آ و اندوتیریده آ بوده‌اند. در بین انواع اشتقاق یافته گروه اینولوتینوئیده آ همچون لاملی‌کونوس از نورین تا رتین متداول و متنوع شدند و در نیمه پایانی تریاس بتدریج از تنوع فرم‌های روزن‌داران بزرگ کاسته شده و در پایان تریاس کاهش به اوج خود رسید (تانر و همکاران، 2004). محدوده بیواستراتیگرافی گونه‌های مهم روزن‌داران در تریاس در شکل 4-6 نشان داده شده‌اند.



شکل 4-5. محدوده بیواستراتیگرافی جنس‌های عمده در تریاس (At = Ataxophragmioidea, V = Verneuiliinoidea) (بوداقر فادل، 2008).

4-5 لاژنین‌ها¹ در پالئوزوئیک – تریاس

لاژنین‌ها یکی از گروه‌های مهم باقی مانده در طی انقراض پرمین می‌باشند. لاژنین‌های تریاس پیشین، انشعابات مستقیم فرم‌های پرمین می‌باشند که همراه خانواده سیزرانیده² دارای دیواره میکروگرانولار و یک لایه شعاعی هیالین) در زمان مسکونین ظاهر شده‌اند. دیواره خارجی در گونه‌های اولیه سیزرانیا از نوع میکروگرانولار همراه یک لایه ابتدایی هیالین می‌باشد.

بعضی از محققین این گروه سیزرانیده را زیر مجموعه فوزولین‌ها دانسته‌اند. در بعضی از کتب مرجع چون (لوبلیچ و تاپان، 1988) نیز لاژنین‌ها در گروه فوزولینا یا روتالینا قرار گرفته‌اند. بعضی از محققین پیشنهاد می‌دهند که شباهت‌های نزدیکی در ساختار دیواره لاژنین‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک دیده می‌شود. این در حالی است که هیچ تفاوتی میان ساختار دیواره آن‌ها در فاصله زمانی پرمین تا تریاس دیده نشده است.

در مطالعات اخیر گروس و همکاران (2004)، لاژنین‌ها را به دو گروه دارای سپتا³ و فاقد سپتا تقسیم بندی کرده است. در گروه لاژنین‌های فاقد سپتا، حجره ثانویه بصورت لوله ای تقسیم نشده می‌باشد و در گروه‌هایی که حجره ثانویه آنها دارای سپتا هستند دیواره آنها دارای ضخیم شدگی است (مانند جنس تراکوئینا⁴). در فرم‌های دارای سپتا انواع تک ردیفی مانند نودوسینلوئیدس⁵ و یا مخروطی مانند کالوزینا⁶ وجود دارند. تمایز فرم‌های تک ردیفی در تقارن حجره‌ها در مقطع عرضی آنهاست.

1- Lagenines
2- Syzraniidae
3-Septate
4- Tezaquina
5- Nodosinelloides
6- Calvezina

به طوریکه انواع دایره شعاعی مانند نودوسینلوئیدس یا شعاعی از دو طرف مسطح مانند جنیت زینا¹ یا قاعده مثلثی و سه گوش مانند پسودوتریستیکس² و یا چند وجهی مانند رکتوستیپولینا³ می‌باشند.

تکامل ریختی لاژنین‌ها بیانگر تغییر حالت اشکال از لوله تک ردیفی و فاقد سپتا به فرم‌های تک ردیفی و دارای سپتا با مقطع افقی گرد شده و در نهایت اشکال پیشرفته مسطح⁴ و نامنظم⁵ می‌باشد.

در فاصله زمانی مسکونین تا کاسموین در کربونifer اولین انشعاب تکاملی لاژنین‌های ابتدایی با ظهور قدیمی‌ترین جنس سیزرانیا⁶ با اضافه شدن لایه هیالین خارجی به دیواره میکروگرانولار اجدادشان بوجود آمد. این جنس از فوزولینین ارلندیا در پنسلوانین میانی مشتق شده‌اند. این حالت در گونه‌های اولیه سیزرانیا با دیواره میکروگرانولار مشخص است که به تدریج در آنها دیواره هیالین بوجود می‌آید. خانواده سیزرانیده⁷ در پنسلوانین پسین و پرمین به فرم‌های تک ردیفی دارای سپتای فرعی⁸ و سپتا کامل و اصلی⁹ تحول یافتند. در قزلین پسین، گینت زینا¹⁰ اولین لاژنین که از جوانب فشرده شده بوده، ظهور یافت. اما تا زمان ساکمارین بالایی یعنی زمانی که گروه‌هایی نظیر پاکیفلوویا و هوچینلا که سرانجام توسعه یافته اند، ادامه نداشته است.

در پرمین پسین، لوپینجین¹¹ در ناحیه تئیس و عرضهای جغرافیایی بالاتر، لاژنین‌ها متنوع و فراوان شدند و مناطقی که در اثر انقراض فوزولین‌ها خالی شده بودند را اشغال

-
- 1- Geinitzina
 - 2-Pseudotristix
 - 3- Rectostipulina
 - 4-Flattened
 - 5- Flaring
 - 6- Subseptate
 - 7- Syzrania
 - 8- Syzranidae
 - 9- Fully septate
 - 10- Geinitzina
 - 11- Lopingian

کردند. در میان آنها، فرم‌های فشرده‌ای چون گینت‌زینا، پاکی‌فولیا، نودوسینلوئیدس، پروتونودوساریا و روبرولوئیدس دیده شده‌اند. فراوانی لائزین‌ها در نهشته‌های تریاس پیشین (اندون و النکین) کم است. آن‌ها از نظر ریختی نمونه‌های ساده‌ای هستند که در طی انقراض پرمین - تریاس و حتی در تریاس پیشین نیز پایدار ماندند. به همین دلیل به آنها فرم‌های حادثه دیده یا دیزاستر¹ گفته می‌شود. تا پایان آنیزین جایگزینی واقعی صورت نگرفت. در این زمان فرم‌هایی با فشردگی جانبی پوسته و خطوط درز مشخص و دیواره لایه‌دار مانند گریلینا بوجود آمدند. ظهور دوباره انواع پرمین در تریاس بالایی و انواع جوانتر به تکامل هم‌گرا نسبت داده می‌شود. (گرووس و همکاران، 2004).

4-6 فوزولین‌ها در تریاس

تنزل آغازین فوزولین‌ها مصادف با پایان گوادلوپین در پرمین فوقانی بوده است. در این زمان تمامی فرم‌های بزرگ و پیچیده فوزولین‌ها از میان رفتند و با پایان پرمین تقریباً تمامی فوزولین‌ها منقرض گردیدند. فقط جنس‌های ارلندیا و اندوتبا از این انقراض مهم جان سالم بیرون بردند (شکل 3-3) که از نظر تاکسونومی کم اهمیت می‌باشند (گرووس و آلتینر، 2004). منشا اندوتبیده از اندوتیریده واقعی در پرمین است. گونه اندوتبا کونترورسا² در نهشته‌های پرمین فوقانی در کشورهای تونس، ایتالیا، افغانستان و ژاپن دیده شده است اما این جنس عمدتاً مربوط به تریاس (آنیزین - لادنین) می‌باشد. در تریاس میانی تعداد انواع اندوتبا به 5 جنس و کمتر از 10 گونه رسید. درحوضه تتیس، اندوتبا به 3 گروه منشعب شد: اندوتبانالا³ در زمان کارنین، اندوتباریدالا⁴ و اندوتریادا⁵ در تریاس میانی. بالاخره فوزولین‌ها در تریاس فوقانی شدند.

1- Disaster
2- Endoteba controversa
3- Endotebanella
4- Endotriadella
5- Endotriada

4-7 میلیولین‌ها در تریاس

انواع زیر راسته میلیولینا برای اولین بار در پنسلوانین ظهور یافتند. مطالعات (فلاکوزکی و همکاران، 2005) بیانگر این است که میلیولین‌ها در نهشته‌ها همراه با اسپیریلینیده¹ با پوسته آهکی و آمودیسکوئیده² با پوسته آگلوتینه دیده می‌شوند، اما سیر تکاملی آنها با یکدیگر متفاوت است. این موضوع بیانگر منشا مستقیم میلیولین‌ها از شبه آلوگرومین‌های اولیه و انطباق آنها با ساختهای اولیه می‌باشد (آرنولد، 1978). علی‌رغم اینکه، آنها در طول پرمین میانی - فوقانی در اثر تکثیر متنوع شدند ولی بر اثر انقراض پرمین پایانی تقریباً تمامی گونه‌های آنها از بین رفتند. نمونه‌های دیاستر چون کورنوسپیرا³ و رکتوکورنوسپیرا⁴ بازماندگان این انقراض می‌باشند (گروس و آلتینر، 2004).

در تریاس زیرین میلیولین نادر بوده‌اند. ظهور مئاندروپسینا⁵ در النکین نشان دهنده سیر تکاملی از استرپتواسپیرا⁶ (گروه لاژنین‌ها) به عنوان تاکسون لازاروس می‌باشد. قابل ذکر است که زون‌بندی مئاندروپسیرا پوسیللا⁷ مربوط به النکین پایانی در تتیس معرفی شده است. تا قبل از آنیزین میانی وجود نداشته است به طوری‌که مئاندروسپیرا توسعه یافته و سپس به فرمی نظیر مئاندرواسپیرانلا و توریگلوومینا در اواخر آنیزین مبدل شده‌اند. حضور انواع آخری مصادف با ناپدید شدن مئاندرواسپیرا در انتهای آنیزین شده است. سیر تکاملی موازی استرپتواسپیرا - مئاندروپسینا هم‌زمان با آرئوویدالینا⁸ - نئوهمی‌گوردیوس⁹ بوده است. گونه‌های نئوهمی‌گوردیوس در پرمین زیرین برجستگی نافی را از دست داده و دارای پیچش ابتدایی استرپتوسپیرال شدند.

-
- 1- Spirillinidae
 - 2- Ammodiscidae
 - 3- Cornuspira
 - 4- Rectocornuspira
 - 5- Meandrospira
 - 6- Streptospira
 - 7- Meandrospira pusilla
 - 8- Arenovidalina
 - 9- Neohemigordius

این گروه در پرمین فوقانی ناپدید گردیدند. گروه همی‌گوردیوس^۱ در پرمین فوقانی ناپدید شدند اما اشکالی شبیه آنها با پیچش پلانیس‌پیرال و ضخیم‌شدگی در منطقه نافی مانند آرنویدالینا و نئوهمی‌گوردیوس در زمان النکین ظاهر شدند. همچنین در آرنویدالینا حجره ثانویه فاقد تقسیمات فرعی و پلانیس‌پیرال به حجرات تقسیم شده در افتامیلیدیوم متحول گشت. آرنویدالینا قبل از اینکه در لادنین پسین ناپدید شود، متعلق به گروه لازاروس^۲ بوده و در مزوزوئیک با از دست دادن ناحیه نافی لایه‌ای در هر دو طرف پوسته و ایجاد پیچش استرپتوسپیرال در دوره‌های اولیه و دوره‌های انتهایی نامنظم به گروه افتامیلیدها^۳ نسبت داده شد. حجره ثانویه و تقسیم نشده در آرنویدالینا به حجرات مجزا تقسیم شده و به افتامیلیدها تبدیل شد. پاراتریاسینا^۴ نیز انشعاب تکاملی دیگری از آرنویدالینا در پایان آنیزین است که دارای پیچش استرپتوسپیرال ابتدایی بوده و به تدریج تبدیل به پلانیس‌پیرال گشته است.

4-8 اینولوتینا^۵ در تریاس

زیر راسته اینولوتینا شامل اشکالی با حجره ثانویه پیچیده شده^۶ و پرشدگی در منطقه نافی در یک طرف یا هر دو طرف پوسته است. قدیمی‌ترین عضو این گروه تریادودیسکوز^۷ می‌باشد که اولین بار در النکین ظاهر شده است که هرگز در ایندوان یافت نشده است.

1- Hemigordius
 2- Lazarus
 3- Ophthalmitids
 4- Paratriasina
 5- Involutines
 6- Enrolled
 7- Triadodiscus

نئوهمی‌گوردیوس و پسودوویدالینا در طبقه‌بندی لوبلیچ و تاپان (1988) در این زیر راسته قرار گرفته‌اند.

منشا تریادودیسکوز در پرمین ناشناخته است. یک فرضیه این است که اینولوتینا انشعابی از آرکتودیسکودین‌ها¹ بوده‌اند (گروس و آلتینر، 2004). هر چند که آرکتودیسکودین‌ها محدود به کربونیفر بوده و هرگز در نهشته‌های پرمین ثبت نشده‌اند. جنس گلوم‌اسپیرلا² با پوسته پرسلانوز را به عنوان اجداد در نظر گرفته‌اند ولی بعضی از محققین همی‌گوردیوپسیدی به نام مولتی‌دیسکوز³ را منشأ احتمالی اینولوتینا دانسته‌اند. دانسته‌اند. با این حال مولتی‌دیسکوز نیز در تریاس پیشین به وضوح دیده نشده است از طرفی، بررسی DNA سلولی نیز بیانگر یک انفصال تکاملی میان میلیولیدها و دیگر روزن‌داران می‌باشد.

در آنیزین تریادودیسکوز⁴ با پیچش پلانیس‌پیرال به آلوتروس⁵ با پیچش استرپتوسپیرال استرپتوسپیرال تکامل یافت. لادنین‌پسین در حوضه تتیس با ظهور آلوتروس پرگاشی⁶ مشخص می‌شود. در نورین گونه‌ها متنوع شدند، به طوری که شکل پوسته و نحوه پیچش و همچنین شکل پیلاها تغییر پیدا کرد. اینولوتینا از تریاس میانی - فوقانی دارای چند انشعاب تکاملی بوده‌اند که در مطالعات بیوستراتیگرافی کاربرد دارند. زمانهای نورین و رتین به ترتیب با گونه‌های تریاسینا هانت‌کنی⁷ و تریاسینا اوبرهاسری⁸ و زون‌بندی شده‌اند.

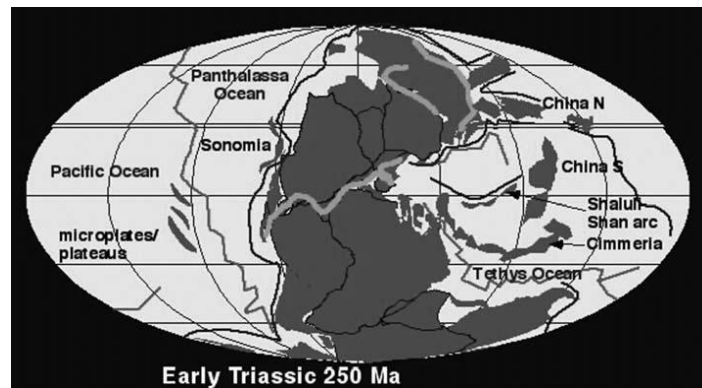
بیشتر اینولوتینا در پایان تریاس ناپدید شده و فقط سه گونه آن تا مزوزوئیک باقی ماند.

-
- 1- Archaediscodian
 - 2- Glomospirella
 - 3- Multidiscus
 - 4- Triadodiscus
 - 5- Auloturus
 - 6- Auloturus praegaschei
 - 7- Triasina hantkeni
 - 8- Triasina oberhauseri

4-9 رخساره و شرایط زیستی روزن‌داران کفزی

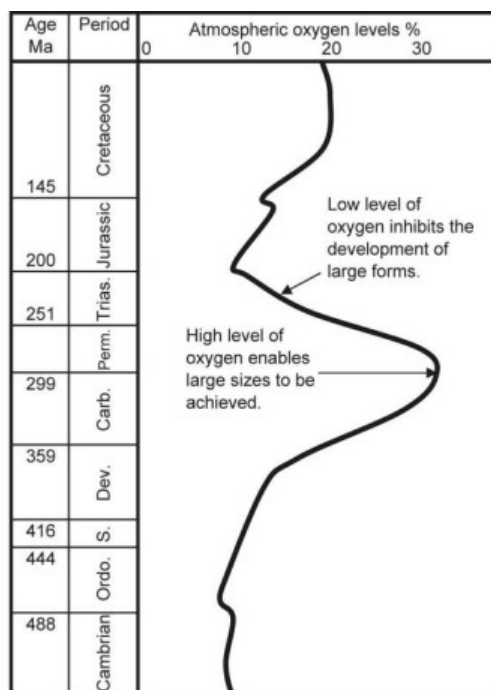
در تریاس، دریای تتیس، در حد فاصل بین اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب بزرگ قاره پانگه‌آ قرار داشت. موجودات خشکی به راحتی از قطب جنوب به قطب شمال مهاجرت کردند (شکل 4-7). آب و هوای پانگه‌آ گرم و خشک و لم یزرع بود. دریاها قلیایی و سطح آنها پایین بود (وودز، 2005). دمای بالای پرمین فوقانی، در آغاز تریاس ادامه یافت یا حتی بیشتر هم شد. در این زمان، دی‌اکسیدکربن اتمسفر بالا و سطح اکسیژن پایین بود (شکل 4-8).

انقراض پایان پرمین منجر به کاهش شدید محصولات ریفی و در نهایت نابودی سیستم‌های ریفی گردید (هالام و ویگنال، 1997). تجدید حیات و جایگزینی مجدد روزن‌داران به آهستگی انجام گرفت و تا النکین میانی ادامه پیدا کرد. بسیاری از گروه‌های ناپدید شده در فاصله زمانی بین پالئوزوئیک تا مزوزوئیک تا زمان بازگشت گروه لازاروس در النکین یا تریاس میانی و بالایی، به صورت اتفاقی در محیط‌های محصور پالئوژئوگرافی باقی ماندند لوبلیچ و تاپان (1988) پیشنهاد کردند که مورفولوژی مجموعه‌های بازمانده از انقراض، شاخص تغذیه‌کننده‌های اینوفونال می‌باشد که کمتر مستعد شکستگی در هنگام تصادم با روزن‌داران کفزی بزرگ همزیستان در محیط‌های ریفی بوده‌اند. در این زمان، یک دریای گرم بین بزرگ قاره گندوانا در جنوب و اوراسیا در شمال ایجاد شد و محل مناسبی برای زیست گروه‌های روزن‌داران گردید. با این حال، روزن‌داران کفزی هرگز اندازه بزرگ نمونه‌های پرمین را نداشتند. آنها کوچک و غیر قابل تشخیص بودند. احتمالاً این به دلیل کاهش سطح اکسیژن در اتمسفر و دریاها در این فاصله زمانی (پرمین-تریاس) بوده است (برنر و همکاران، 2003) (شکل 4-8).



شکل 4-6. گسترش پالئوژئوگرافی در تریاس پیشین (بوداقر فادل 2008)

همانطوری که در پرکامبرین و کامبرین افزایش اکسیژن موجب گسترش مجموعه فونای دریایی شده است، همچنین دارای فوزولینین‌های بزرگ و حشرات عظیم الجثه در زمان کربونیفر و پرمین است. کمبود اکسیژن در پرمین و تریاس باعث حوادث بحرانی و انقراض مجموعه های جانوری و همچنین کوچک شدن اندازه روزن‌داران در تریاس شده است (اروین، 1993). همانطوری که در اقیانوسهای امروزی بسیاری از موجودات بی‌مه‌ره در جهت سازش با کاهش اکسیژن طیف وسیعی از رفتارها را از خود نشان می‌دهند (روگرز، 2000). به طور مشابه در تریاس نیز عمل حفاری توسط روزن‌داران پاسخی به کاهش اکسیژن موجود در رسوبات بوده است (برنر و همکاران، 2003).



شکل 4-7. تغییرات سطح اکسیژن با زمان. پایین ترین سطح اکسیژن مربوط به تریاس می باشد. (برنر و همکاران، 2003).

در طی آنیزین، پلاتفرم‌های کربناته متشکل از واریزه‌های ریفی، توسعه یافتند. این واقعه مصادف با ظهور تجمع‌های مرجانی (اسکلراکتینا) و فراوانی جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ (گریفوپورلا) و نرم‌تنان و کرینوتیداها و کاهش ائیدها بوده است. در طی این تغییر و تحولات، زیستگاه‌های مناسبی برای روزن‌داران بزرگ کف‌زی جدید ایجاد شد. جنس‌های جدید با پوسته تخریبی، کولنی دریای تتیس نظیر فوزولینین و میلیولین برای اولین بار از زمان پرمین-تریاس منقرض شده‌اند.

اشغال مجدد پناهگاه‌های زیستی که از پرمین خالی بوده‌اند در طی آنیزین و لادنین حاکی از افزایش تعداد جنس‌ها می‌باشد. در طی لادنین اکوسیستم دریایی با ثبات و پلاتفرم‌های کربناته وسیع با اجتماعات متنوعی از روزن‌داران حضور داشتند.

در این زمان ریف‌های مرجانی متشکل از مرجان‌های اسکلراکتینا و اسفنج‌ها و جلبک‌های آهکی برای اولین بار ظهور یافتند.

بعضی از محققین تعدادی از انواع روزن‌داران ایجاد شده یا توسعه یافته را در آنیزین و لادنین، به عنوان شاخص بیوزون‌ها در نقاط مختلف معرفی نموده‌اند. به عنوان مثال می‌توان از مناندروپسینا دیناریکا¹ در زون کارپاتین - بالکان (رتوری، 1995) و پیلامینا دنسا² در آلپ را می‌توان نام برد.

در میان فرم‌های یافت شده زمان لادنین حوضه غربی تیس، تعدادی از افراد اینولوتینوئیده دیده شده‌اند، از آن جمله گونه‌های زیر گزارش شده‌اند:

Lamelliconus gr. *Biconvexus- ventroplanus*, *L. multispirus*, *L. procerus*, *L. cordevolicus*, *A. praegaschei*, *Aulotortus sinuosus* and *Aulotortus pragsoides*

گونه‌هایی نظیر پلامینا جمریکا³ که در لادنین ظهور یافته‌اند شاخص زون پلامینا جمریکا بوده و نشان دهنده رخساره‌های ریفی و رسوبات کربناته در آن زمان می‌باشند. آب و هوا در طی کارنین بطور غیر معمول گرم و خشک بوده و درجه شوری دریا در حد بحرانی است همچنین تبخیر فراوان و سیستم ریفی توسعه یافته بود. در این زمان (کارنین) مجموعه روزن‌داران عمدتاً شامل فوزولین‌ها و میلیولین‌ها بودند. در محدوده زمانی کارنین پسین - نورین انهدام ریف‌ها و گونه‌های قدیمی مرجانی اتفاق افتاد اما تنوع گونه‌ها با جایگزینی گروه‌های جدید همراه بود (استانلی، 2001). انقراض رخ داده در کارنین پسین - نورین احتمالاً به دلیل سرد شدن کره زمین بوده است.

ناپدید شدن جنس‌های روزن‌داران در غرب تیس که در نورین با اشکال جدید اینولوتینا جایگزین شدند، انعکاسی از این سردشدگی می‌باشد. سیستم‌های ریفی نورین پیشین دریای تیس با پهنه‌های بزرگ ریفی در طول تریاس پسین (نورین میانی - رتین) جایگزین شدند.

1-*Meandrospira dinarica*

2- *Pilamina densa*

3- *Pilaminella gemerica*

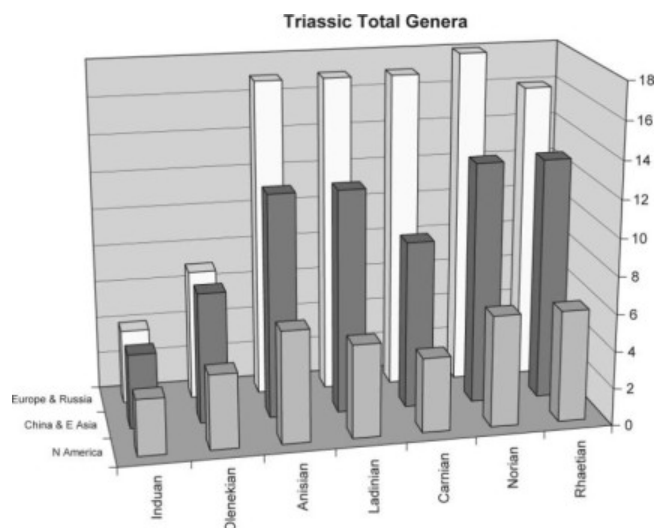
این واقعه مصادف با بالا آمدن جهانی سطح دریاها بود. در نورین میانی - رتین گروه- های جدید اینولوتینا و ساختارهای متنوع مرجانی غالب شدند، پلاتفرم‌های کربناته گسترش یافتند (استانلی، 2003). در تریاس پسین گروه‌های روزن‌داران کفزی نظیر آمودیس کوئیدا¹، اینولوتینوئیدا²، نودوساریوئیدا³، دوستومینوئیدا⁴ وجود داشت که این فرم‌ها در رخساره‌های دریایی، اغلب محدود و یا شرایط اکولوژی ناپایدار یافت می‌شوند که شاخص محیط کم انرژی یا لاگونی با شوری بالا از رمپ‌های کربناتی می‌باشند. رخساره‌های ریفی تیس در این زمان عمدتاً شامل مزوتریاسیکا⁵، تریادودیسکوس⁶، پالئولیتونلا مریدیونلیس⁷، اندوتبا ورزی⁸، دوستومینا آلتا⁹، دوستومینا دوستومینا آستروفیمبریاتا¹⁰ بوده اند. در این محیط‌های ریفی، تجمعات روزن‌داران فراوان‌تر و متنوع‌تر از رمپ‌های کربناته محصور در حوضه‌های تریاس بودند.

4-10 انتشار جغرافیای قدیمی روزن‌داران کفزی

جایگزینی زیستی تریاس پیشین در تمام سرزمین‌ها البته بصورت نامنظم اتفاق افتاده است. در این زمان روزن‌داران عمدتاً کوچک بودند و از مدل اثر لیلی پود¹¹ که توسط اوربانک (1993) شرح داده شده تبعیت می‌کردند. این مدل به الگوی تغییر اندازه در طی وقایع انقراضی به ویژه ظهور موقتی گونه‌های کوچک اشاره دارد (تویچت، 2006). به خاطر شناسایی پراکندگی پالئوژئوگرافی روزن‌داران تریاس، چارت مربوطه در شکل 4-9 تا 4-12 ترسیم شده است. بر این اساس، 3 قلمرو پالئوژئوگرافی شناسایی شده است: (اروپا - روسیه، چین - آسیای شرقی و آمریکای شمالی).

-
- 1- Ammodiscoidea
 - 2- Involutinoidea
 - 3- Nodosarioidea
 - 4- Duostominoidea
 - 5- mesotriasic
 - 6- Triadodiscus
 - 7- Paleolituonella meridionalis
 - 8- Endoteba wirzi
 - 9- Dustomina alta
 - 10- Dustomina astrofimbriata
 - 11- Lilliput effect

در فاصله زمانی ایندوان - آنیزین تنوع گونه‌ها رشد فزاینده‌ای داشت به طوری که در پایان النکین منجر به افزایش گروه‌هایی پوسته بزرگ شد. احتمالاً در پایان آنیزین، یک انقراض کوچک بر آمودیسکوئیدها^۱ اروپا اثر گذاشته است.

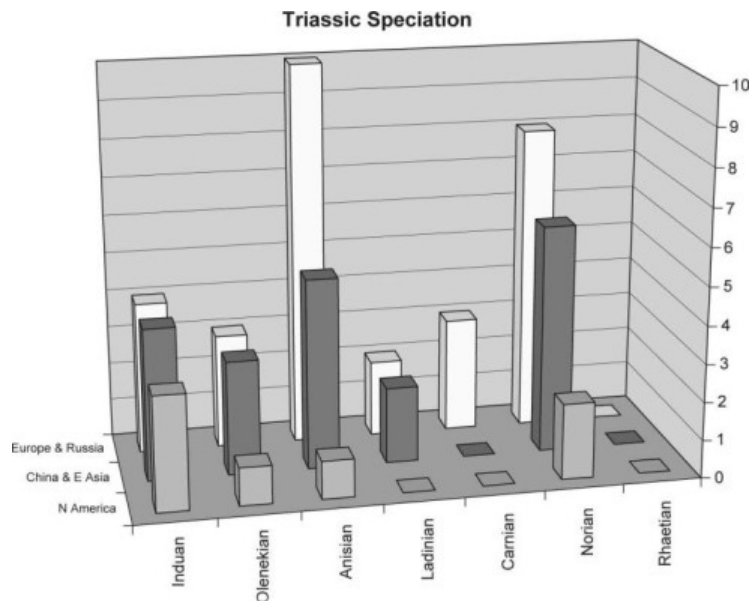


شکل 4-8. تعداد جنس‌های روزن‌داران بزرگ در تریاس در سه منطقه اصلی پالئوژئوگرافی (بوداقر فادل، 2008).

اجداد فرم اینولوتینیئیده^۲ در هر قلمرو بخش پالئوژئوگرافی فوق ظاهر شدند. این گروه گروه در طی لادنین در چین، آسیای شرقی و اروپا متنوع شدند اما تا قبل از نورین ادامه نداشته است. فوزولینیئیده^۲ در طی آنیزین و لادنین در چین، آسیای شرقی و اروپا معمول بودند اما بتدریج در پایان نورین کاهش یافتند تا اینکه در پایان رتین در هر سه ایالت کاملاً منقرض شدند.

1- Ammodiscoidea
2- Involutoidea

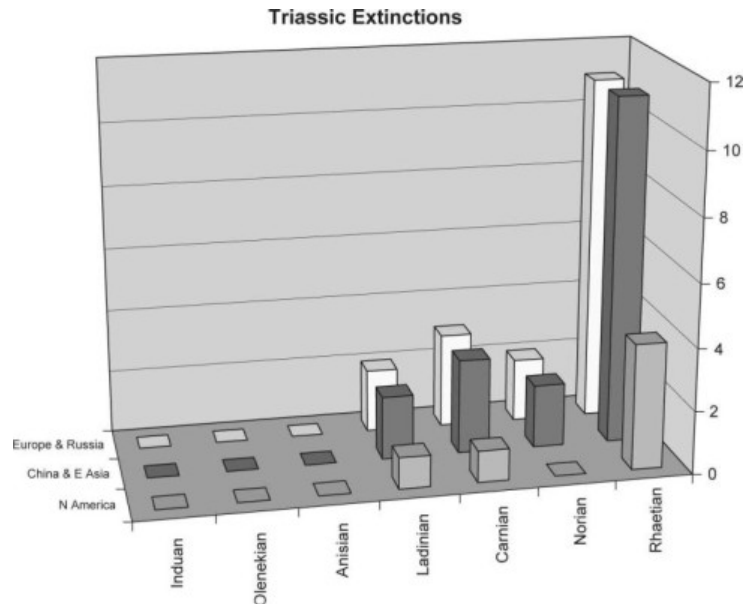
با توجه به شکل 4-10 و 4-9، در طی تریاس، تنوع گونه‌ها در آمریکای شمالی پایین بوده است. با این حال در این زمان افزایش مشخصی در تعداد جنس‌ها و گونه‌های روزن‌داران در اروپا و به اندازه کمتر در چین و شرق آسیا (در آنیزین و نورین) وجود داشته است.



شکل 4-9. تعداد جنس‌های نوظهور روزن‌داران بزرگ در تریاس (بوداقر فادل، 2008).

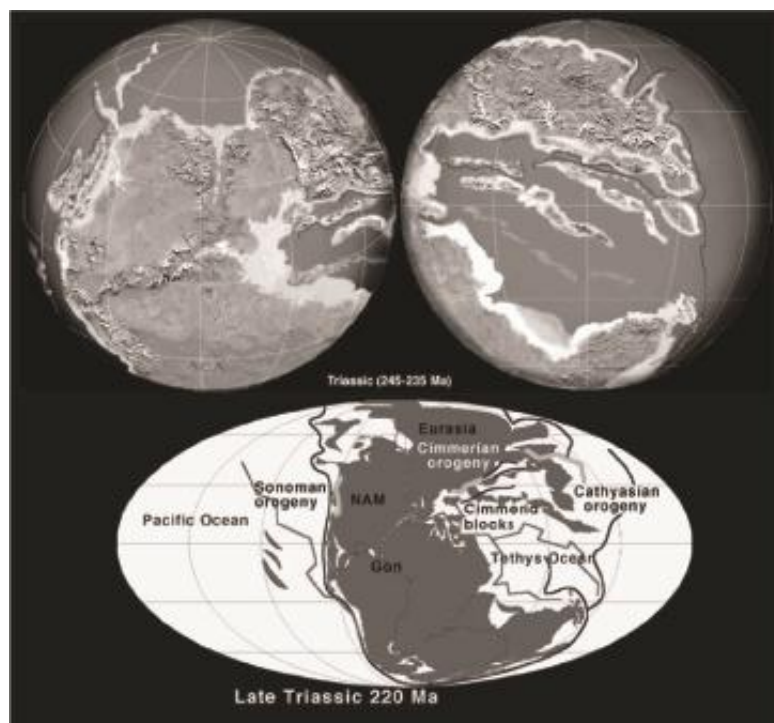
بر طبق شکل 4-11 در لادنین ظهور گونه‌های جدید روند نزولی داشته و در تمام طول ریتین هیچ فرم جدیدی بوجود نیامده است. با این حال، در طی آنیزین و نورین گونه‌های مختلفی بوجود آمدند. از لادنین تا کارنین تعداد انقراضات در هر سه منطقه پالئوژئوگرافی بصورت تدریجی افزایش یافت. این وضعیت تا بزرگ‌ترین انقراض در پایان ریتین ادامه پیدا کرد. هر کدام از مسیرهای ذکر شده در بالا، نشان دهنده بخشی از بررسی‌های پالئوژئوگرافی تریاس می‌باشند.

روزن‌داران در ایندوان در تنازع با یکدیگر برای زنده ماندن بودند. در این زمان، تجدید گونه‌ها به آهستگی صورت گرفت، اما 80٪ روزن‌داران در حوضه شرقی تیس "چین" و اروپای شرقی جدید بودند.



شکل 4-10. تعداد جنس‌های منقرض شده بزرگ روزنه‌داران در تریاس (مارکز، 2005)

در طی تریاس پیشین، در هر سه قلمرو پالئوژئوگرافی به تدریج تنوع گونه‌ها افزایش یافت که در این میان، کمترین تنوع ایجاد شده مربوط به آمریکای شمالی بود که احتمالاً به خاطر جدایی نسبی این بخش در طول تریاس پیشین بوده است. در محدوده شرقی تیس، اشکال زیر راسته میلیولینا غالب شدند (مارکز، 2005). در این زیر راسته، گونه‌های *Cornuspira mahajeri*، *Rectocornuspira kalhori* عمدتاً مناطقی از اروپا و آسیا را اشغال کردند (رتوری، 1995). تری فونووا (1993) این گونه‌ها را همراه با گونه‌هایی از جنس *K. Kamurana*، *K. chatalovi*، *K. bronnimanni* از نهشته‌های تریاس پیشین در کشور بلغارستان شناسایی کرده است.

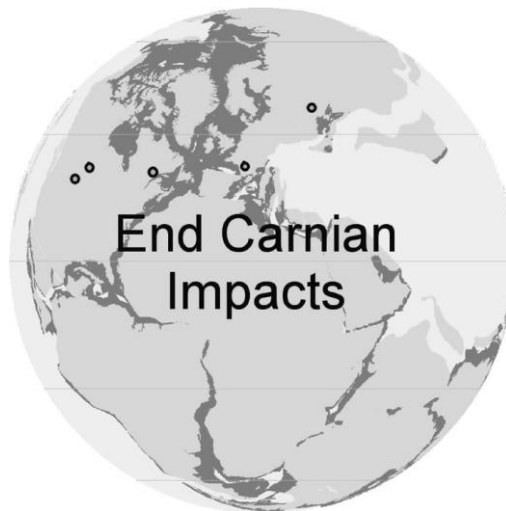


شکل 4-11. گسترش پالئوژئوگرافی در طی تریاس پسین (بوداقر فادل، 2008).

در زمان اولنکین، روزن‌داران به سرعت متنوع و بر اشکال بزرگ آنیزین مقدم شدند (شکل 4-11). گونه *Meandrospira pusilla* شاخص النکین پایانی توسط محققین مختلف از جمله تری فونووا (1978)، رتوری (1995) و مارکز (2005) مورد مطالعه قرار گرفته است.

این گونه در اواخر اولنکین فراوان بوده و زون مئاندروپسینا پوسیلا را به وجود آوردند. در آنیزین تعداد جنس‌های جدید به حداکثر رسید اما در پایان آنیزین انقراض کوچک در حوضه اروپا اتفاق افتاد.

مثلاً بر روی گروه آمودیسکوئیده در حدود 35٪ و در زمان لادنین بر روی گروه کورنواسپیروئیده¹ در حدود 60٪ در هر سه بخش پالئوژئوگرافی تحت تاثیر ناپدید شدن قرار گرفتند. احتمالاً این انقراضات مربوط به تغییر شرایط محیطی حاصل از آتشفشان عظیم در حاشیه شمالی غربی آمریکای شمالی در رانگلیا ترنس² بوده است. بعد از این حادثه تا پایان کارنین، روزن‌داران در آمریکای شمالی و اروپا به صورت کامل جایگزین نشدند. به نظر می‌رسد این حادثه آتشفشانی بر آسیای شرقی تاثیری نداشته است.



شکل 4-12. نقشه نشان دهنده موقعیت تصادمات اصلی در کارنین پسین (بوداقر فادل، 2008).

از آنجایی که توالی‌های باقی مانده از این آتشفشان اقیانوسی بوده، بنابراین تاثیرات مخرب محیطی و آب و هوایی آتشفشانها در خارج از آب بی تاثیر بوده است. بعد از جایگزینی گونه‌ها در تریاس پیشین، در پایان لادنین کاهش عمده‌ای در تعداد گونه‌ها رخ داد. البته گسترش خانواده اینولوتینوئیده در بخش اروپایی تریاس بعد از پایان کارنین از این حادثه متثنی می‌باشد.

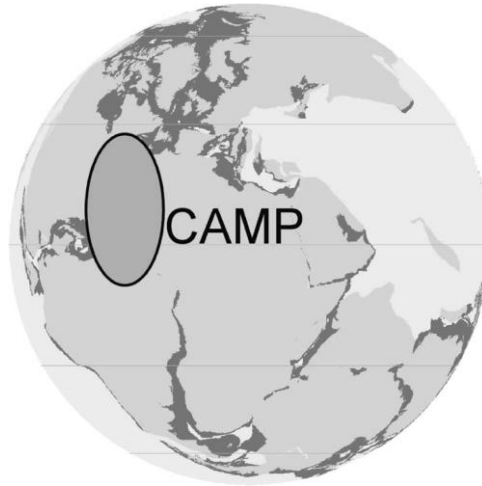
1- Cornuspiroidea
2- Wrangellia Terance

قابل ذکر است که اجداد اولیه این خانواده در آنیزین ظهور یافتند اما اهمیت آنها فقط در نورین و ریتین بوده است، به علاوه اولین فرم‌های لاملی کنوس^۱ در لادنین بوجود آمده و اساساً در نورین گسترش یافتند.

در آنیزین، گونه‌های جنس توری گلومینا^۲ از جمله توری گلومینا سکاندونی^۳، کونیکا^۴ و مزوتراسیکا^۵ متعلق به گروه میلیولیدها دارای اهمیت چینه‌شناسی بوده‌اند. گونه پالئولیتونلا مریدیونالیس^۶ به صورت گسترده در مناطقی از تیس در تریاس میانی بویژه لادنین شناسایی شده است (تری فونوا، ۱۹۷۸ و مارکز ۲۰۰۵).

حضور روزن‌داران در کارنین پیشین گسترش یافت به طوری که به عنوان ارتباط دهنده تیس و آمریکای شمالی به شمار آمدند. آنها تا این زمان پیشرفت و ترقی داشتند و در کارنین پایانی رو به انقراض گذاشتند. این انقراض مصادف با آتشفشان‌های روشارت^۷ در فرانسه، مارتین^۸ در کانادا، اوبولون در اوکراین، رد وینگ^{۱۰} در آمریکا بوده است.

-
- 1- Lamelliconus
 - 2- Turriplomina
 - 3- T.scandonei
 - 4- T.conica
 - 5- T. mesotriasica
 - 6- *Paleolitunella meridionalis*
 - 7- Rochechourt
 - 8- Martin
 - 9- Obolon
 - 10- Red wing



شکل 4-13. نقشه ای که موقعیت منطقه ماگمایی اقیانوس اطلس مرکزی (CAMP) در پایان تریاس است. (بوداقرفادل، 2008).

این حوادث آتشفشانی در فاصله زمانی محدود چنان اثری بر محیط زیستی روزن‌داران گذاشته‌اند که باعث ناپدید شدن آنها گردیده‌اند اما بعد از مدت کوتاهی یک سری اشکال جدید دوباره زیستگاه‌های تهی شده را اشغال نمودند. در نورین، *Involutoidea* در بخش اروپایی تیس توسعه یافتند. در نهشته‌های تریاس پسین، شواهدی از ریف‌های غرب پانگه آ متعلق به گروه لازاروس دیده شده است (استانلی، 1-2). این اشکال در تریاس نادر و از نظر جغرافیایی محدود بودند.

در طی ریتین، تنوع روزن‌داران در هر سه ایالت به تدریج رو به نقصان نهاد تا اینکه تقریباً به صورت کامل منقرض شدند (تانر و همکاران، 2004).

انقراض تریاس-ژوراسیک معمولاً یکی از پنج انقراض بزرگ فانروزوئیک است. در طی انقراض پایان تریاس، فقط 16٪ گروه‌های روزن‌داران باقی ماندند.

نظریه‌های مختلفی در مورد این انقراض ارائه شده است به طوریکه آیا این مسئله در اثر حادثه ناگهانی بوده یا با کاهش تدریجی گونه‌ها همراه بوده است. بین محققین بحث و تبادل نظرهای متفاوت وجود دارد (شکل 3-11)

طبق نظر تانر و همکاران (2004) این انقراض طولانی تر از یک حادثه ناگهانی مرگبار بوده است. شاید پسروی دریا باعث کاهش محل سکونت روزن‌داران گشته و عاملی بر رقابت و انقراض آنها بوده است (نول، 1967). همچنین تغییر آب و هوا و کمبود اکسیژن در فاصله زمانی تریاس - ژوراسیک نیز از فاکتورهای این واقعه بیان شده است (هالام و ویگنال، 1997 و 2000).

اما شواهد حاصل از تجزیه عنصر ایریدیوم در فاصله تریاس - ژوراسیک دوباره این احتمال را بوجود آورد که این انقراض وسیع حاصل برخوردهای کلهکشانی یا جریان آتشفشانه‌های بازالتی بوده است. این زمان مصادف با فوران‌های وسیع بازالتی 500000 کیلومتر مربع در بخش شمال شرقی آمریکای شمالی بوده است.

یک حوضه آتشفشانی وسیع مرتبط با بازشدگی پانگه‌آ را بر طبق بر رخنمونهای گویان در فرانسه، گینه در آفریقا و کشور سورینام ارائه داده شد. این ناحیه شامل منطقه شرق آمریکای شمالی، بخش شمال آمریکای جنوبی، آفریقای غربی و جنوب غربی ایبری می‌باشد (تانر و همکاران، 2004).

اخیراً همزمانی میان ولکانیسم‌ها در حوضه ماگمای آتلانتیک مرکزی (CAMP) و انقراض نهایی دریایی در محدوده تریاس - ژوراسیک با تطابق میان زون آمونیتی و سن رادیواکتیویته زیرکن به اثبات رسیده است. ولکانیسم‌های CAMP با ایجاد شرایط گلخانه‌ای باعث افزایش دی‌اکسیدکربن و کاهش اکسیژن محیط گردیدند. این انقراض منجر به کاهش مرجانهای مرتبط با آنها در تریاس فوقانی و در نهایت یک وقفه ریفی در ژوراسیم پیشین شد.

خود آزمایی فصل چهارم

1- توصیف "پوسته آزاد ، تک ردیفی تا دو ردیفی، حجره‌ها ساده با دیواره ساده و بعضاً دارای ساختار لابریتی با جنس پوسته آگلوتینه مربوط به کدام زیر راسته می‌باشد؟

الف- زیر راسته تکستولارینا ب- زیر راسته میلیولینا

ج- زیر راسته اینولوتینینا د- زیر راسته فوزولینینا

2- اگر حجره‌ها در پنج جهت و با زوایای حدود 72 درجه نسبت به هم استقرار دارند را چه نوع آرایش می‌نامند؟

الف- بی لوکولینا ب- رکتی لینه ار

ج- کوئینکولوکولینا د- تری لوکولینا

3- تمایز فرم‌های تک ردیفی در تقارن حجره‌ها در کدام مقطع است؟

الف- مقطع عرضی ب- مقطع مورب

ج- مقطع طولی د- مقطع عمودی

4- گونه‌های نئومی گوردیوس در چه زمانی از بین رفته‌اند؟

الف- اوایل پرمین ب- اواسط پرمین

ج- اواخر پرمین د- اوایل کربونیفر

5- جنس گلوم اسپیرلا دارای چه پوسته‌ای است؟

الف- آگلوتینه ب- پرسلانوز

ج- هیالین د- میکروگرانولار

6- در پرکامبرین و کامبرین دلیل گسترش مجموعه فونای دریایی کدام است؟

الف- افزایش اکسیژن ب- گسترش دریاها

ج- اشتقاق قاره‌ها د- افزایش هیدروژن

فصل پنجم

روزن‌داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره ژوراسیک)

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- انواع گروهها (رده‌بندی) روزن‌داران کفزی دوره ژوراسیک
- 2- بیواستراتیگرافی
- 3- شرایط زیستی روزن‌داران کفزی (ژوراسیک)
- 4- انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کفزی

هدف های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- روزن‌داران کفزی ژوراسیک را رده‌بندی کنید.
- 2- بیواستراتیگرافی روزن‌داران کفزی ژوراسیک را توصیف کنید.
- 3- رخساره و شرایط زیستی روزن‌داران کفزی ژوراسیک را شرح دهید.
- 4- انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کفزی ژوراسیک را بیان کنید

5-1 مقدمه

انقراض گسترده‌ای که در حوضه دریایی در پایان تریاس رخ داد، بر تمامی روزن‌داران بزرگ کفزی به ویژه فوزولین‌ها تاثیر گذاشت. تنوع اشکال کوچکتر در این گروه و دیگر زیر راسته‌ها (اینولوتینا و میلیولینا) تدریجاً کاهش یافت تا اینکه در پایان تریاس کاملاً منقرض شدند. در میان زیر راسته‌های متفاوتی که در ژوراسیک حضور داشتند فقط تکستولارین‌های آگلوتینه توسعه یافته و انشعاب‌های تکاملی مهمی را تشکیل دادند. دیواره‌های میکروگرانولار اشکال پالئوزوئیک با دیواره‌های آهکی دارای سیمان آلی جایگزین شدند. در ژوراسیک پیشین تکامل پیوسته‌ای از فرم‌های آگلوتینه کوچک و ساده به اشکال پیچیده پلنسابخین دیده شده است و این ویژگی، رخساره‌های کربناته ژوراسیک تیس را از دیگر نهشته‌ها متمایز کرده است. سیستماتیک روزن‌داران کفزی ژوراسیک در مقایسه با اشکال تریاس، در مقیاس ناحیه‌ای توسط تعدادی از محققین مورد مطالعه قرار گرفته است. اخیراً نیز فرم‌های هتانژین - سینمورین حوضه مدیترانه توسط دانشمندان متعدد بررسی شده‌اند. این محققین افق‌های زیستی استاندارد ژوراسیک را در بقایای مزوزوئیک بر اساس گروه‌های روزن‌داران ارائه داده‌اند. همچنین در رخساره‌های مشابه، روزن‌داران در شمال ایتالیا توسط محققین دیگر مطالعه شده است. در این فصل تاکسونومی گروه‌های عمده روزن‌داران در ژوراسیک و انشعابات تکاملی و ارتباطات فیلوژنی آنها مورد بحث قرار گرفته است. در پایان هم دوره‌های بیواستراتیگرافی و همچنین پالئوژئوگرافی و شرایط زیستی در این زمان تفسیر شده است.

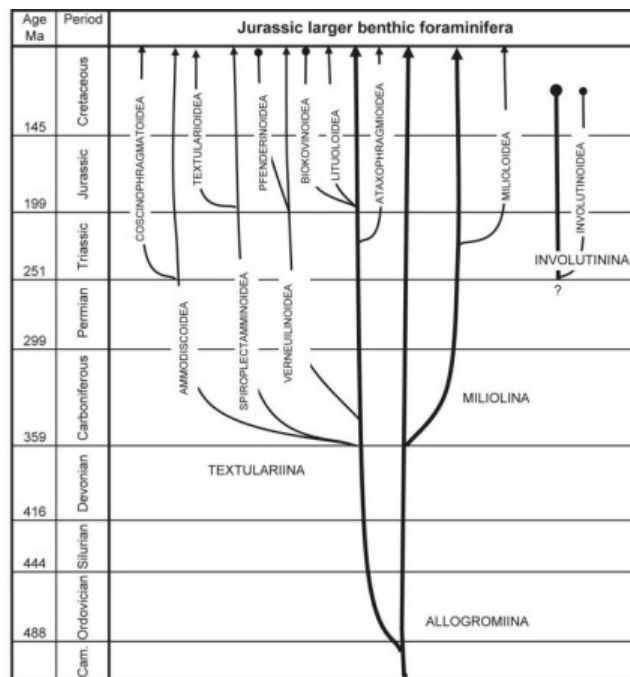
5-2 ریخت‌شناسی و رده‌بندی روزن‌داران کفزی (ژوراسیک)

اشکال روزن‌داران ژوراسیک عمدتاً مربوط به زیر راسته تکستولارینا با پوسته آگلوتینه بودند. در این زمان، گروه اینولوتینا و اشکال کوچک زیر راسته میلیولینا حضور داشتند.

در حالی که بعد از سنومانین، فرم‌های بزرگ‌تر میلیولینا اعضای اصلی پلاتفرم‌های کربناته بوده‌اند. در ژوراسیک، اشکال گروه لاژینا کوچک و ساده بوده و در این بخش از کتاب مورد بحث واقع نشده‌اند. در این فصل، عمدتاً زیرراسته‌های میلیولینا، تکستولارینا و اینولوتینا مورد تفسیر و بررسی قرار گرفته‌اند (شکل 5-1).

5-2-1 زیر راسته اینولوتینا¹

این زیر راسته شامل اشکالی با حجره ثانویه پیچیده شده می‌باشد. دیواره آن‌ها آراگونیتی است اما معمولاً با تبلور مجدد، ساختار میکروگرانولار یکنواخت پیدا کرده‌اند. منطقه نافی دارای ساخت‌های شبه پیلار در یک یا هر دو طرف پوسته می‌باشد. محدوده سنی آنها پرمین پیشین - کرتاسه پسین (سنومانین) است.



شکل 5-1. تکامل زیرراسته‌ها (خطوط ضخیم) و روخوانده‌ها (خطوط نازک) بزرگ‌روزن‌داران در ژوراسیک. (بوداقرفادل، 2008).

5-2-2 زیر راسته تکستولارینا¹

در این زیر راسته، پوسته آگلوتینه و متشکل از قطعاتی است که با سیمان آلی به یکدیگر متصل شده‌اند. سن: کامبرین پیشین - هولوسن

5-2-3 زیر راسته میلیولینا²

پوسته پرسلانوز و بدون منفذ و متشکل از کلسیت منیزیم بالا است. سن: کربونیفر - هولوسن

5-3 بیواستراتیگرافی

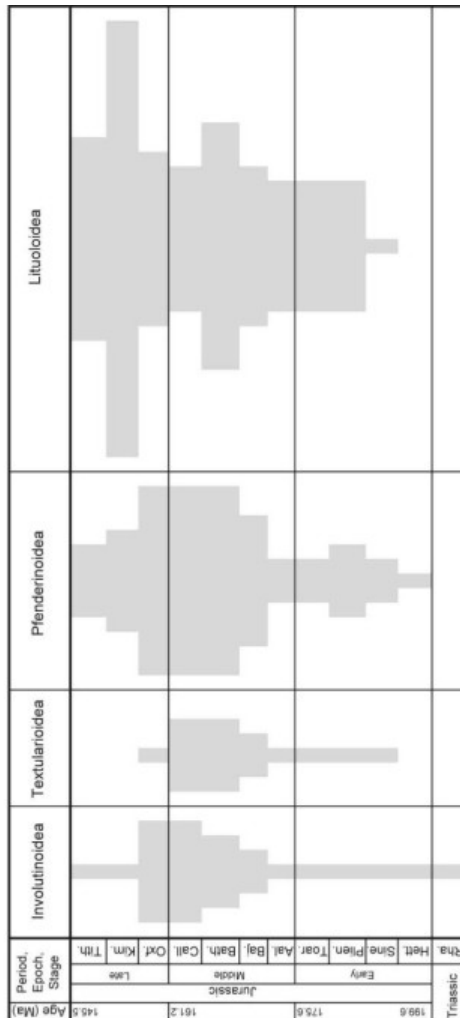
در پی انقراض گروهی در حوضه دریایی در پایان تریاس، گونه‌های روزن داران تا سینمورین میانی کاملاً جایگزین نشدند. انواع روزن داران در هتانژین نادر و ساده و عمدتاً متعلق به گروه اینولوتینوئیده³ و فندرینوئیده⁴ بودند.

انواع سیفووالولینا⁵ و تکستولاریا⁶ در سینمورین پیشین فراوان بودند. اما از این زمان تا ژوراسیک پیشین، پیشرفت یکنواختی از اشکال ساده و کوچک تکستولارین به انواع پیچیده برقرار بوده که تا پلینسباخین به بعد نتایج بیواستراتیگرافی خوبی را برای رخساره‌های کربناته در تیس ارائه می‌دهند. گروه‌های فندرینوئیده و تکستولارینوئیده⁷ مجموعه‌های متنوع را در باتونین و کالوین تشکیل داده‌اند، اما به نظر می‌رسد که لیتولوئیدا⁸ در سراسر ژوراسیک پسین وجود داشته است.

فراوانی تکستولارین‌های آگلوتینه در ژوراسیک و محدوده‌های سنی کوتاهشان، آنها را تبدیل به ماخذ بیواستراتیگرافی گرانمایی در این زمان کرده است.

-
- 1- Textularina
 - 1- Miliolina
 - 2- Involutinoidea
 - 3- Pfenderinoidea
 - 4- Siphovalvulina
 - 5- Textularia
 - 6- Textularinoidea
 - 7- Lituloidea

عمدتاً در این زمان، جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ در محیط‌های ریفی توسعه یافتند. همزمان با آن، پوسته‌های روزن‌داران نیز بزرگ‌تر شد و دارای حفراتی (حجرات کوچک در دیواره) برای هم‌زیستی جلبک‌ها مهیا نمودند (شکل 5-2).



شکل 5-2. محدوده چینه‌شناسی و تنوع روخانواده‌های اصلی ژوراسیک در تیتس (بوداقرفادل، 2008).

از سینمورین میانی تا فوقانی، اشکال دارای پیلاهای داخلی مانند *Pseudopfenderina*¹ و فرم‌هایی با حفرهای کوچک در دیواره همچون اورتی *Sycclammina*² در حوضه غربی مدیترانه ظهور یافتند. چنین مورفولوژی‌های ریختی (اندازه حفرات بزرگتر و مستحکم تر) در اشکال بعدی در زمان پلنساباخین (ژوراسیک پسین) و کرتاسه توسعه یافتند و بخش مهمی از نهشته‌های مزوزوئیک را تشکیل دادند. بر اساس محدوده سنی 56 جنس روزن‌داران، بیوزوناسیون استاندارد ژوراسیک را ارائه دادند. این بیوزوناسیون با یک اوربیتوپسلا³ به سن تقریبی پلنساباخین، شروع می‌شود. سپس در سال 1984، بر اساس جنس سیفووالولینا⁴ (سینمورین - پلنساباخین) در نهشته‌های مراکش بیوزون سیفووالولینا و مزواندوتیرا⁵ با توجه به تجمعی از لیتولوئیدهای کوچک و ابتدایی از جمله پراویرگولینا⁶ و اورتی *Sycclammina* و گلوم اسپیرا⁷ و ارلندیا⁸ بیوزون مزواندوتیرا را ارائه داد. این گروه زیستی در تمامی 6 بیوزونی که او در نهشته‌های ژوراسیک پیشین (هتانژین - پلنساباخین) مراکش تشخیص داد، حضور داشتند.

محدوده پایینی این ایتروال زون با اولین ظهور گونه لیتوسپتاری کورنسیس⁹ تعریف شد (به عبارت دیگر لیتوسپتاری کورنسیس فسیل شاخص بیوزون بالای است).

اخیراً بیوزون‌های داسی کلادز¹⁰ و لیتوسپتاری کورنسیس متعلق به (هتانژین - سینمورین پیشین) مربوط به سینمورین پسین و اوربیتوپسلا زون¹¹ با محدوده سنی بخش زیرین سینمورین و پلنساباخین پیشین و نهایتاً پلانی سیتاکومپرسا زون¹² (پلنساباخین پسین) را پیشنهاد داده است. در زمان توارسین جنس‌هایی با ساختمان داخلی دارای تیغه‌های شعاعی داخلی گسترش داشته‌اند.

-
- 1- *Pseudopfenderina*
 - 2- *Everticyclammina*
 - 3- *Orbitopsela*
 - 4- *Siphovalvulina*
 - 5- *Mesoendothyra*
 - 6- *praevirgulina*
 - 7- *Glomspira* sp
 - 8- *Earlandia*
 - 9- *Lituosepta recoarenis*
 - 10- *Dasyclades* zone
 - 11- *Orbitopsella* zone
 - 12- *Planisepta compressa* zone

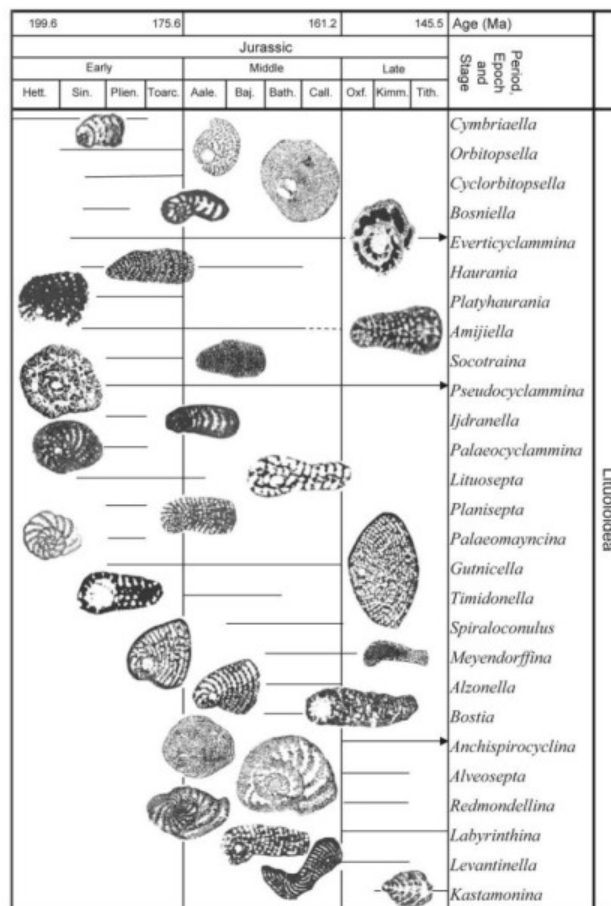
با مطالعه سیستماتیک روزن‌داران ژوراسیک پیشین در غرب مدیترانه، فاصله زمانی هتانژین - پلنسابخین را به 4 بیوزون منطبق با ایزوتوپ استرنسیوم تقسیم‌بندی کردند. این 4 بیوزون شامل:

1- *Siphovalvulina colomi* zone

2- *Everticyclammina praevirguliana* zone

3- *Lituosepta recoarensis* zone

4- *Planisepta compressa* zone



شکل 5-3. محدوده های چینه شناسی لیتولوئیدا در ژوراسیک (بوداقر فادل، 2008).

1- سیفووالولینا کولومی زون¹ (سینمورین پیشین)

این بیوزون شامل: سیفووالولینا کولومی²، سیفووالولینا گبیرال تارنسیس³، دو تاکسیس متولا⁴، ردهلاپر گولاریس⁵، اینولوتینالیاسیکا⁶، پسودوفندرینا بوترلینی⁷ می‌باشد.

2- اوری تی سیکلامینا پری ویر گولینا زون⁸ (سینمورین میانی)

این بیوزون مصادف با اولین ظهور گونه *E.praevirguliana* بوده و شامل سیفووالولینا گبیرال تارنسیس، سیفووالولینا کولومی، تکستولاریوپسیس سینمورنسیس⁹، دو تاکسیس متولا، ردهلاپر گولاریا¹⁰ می‌باشد.

گونه‌های این بیوزون همزیست با جلبک‌ها و سیانوباکتریها می‌باشند. سیانوباکتریهای مانند کایاکسیا¹¹، تاماتوپورلا¹²، پالئوداسی کلادوس مدیترانوس¹³

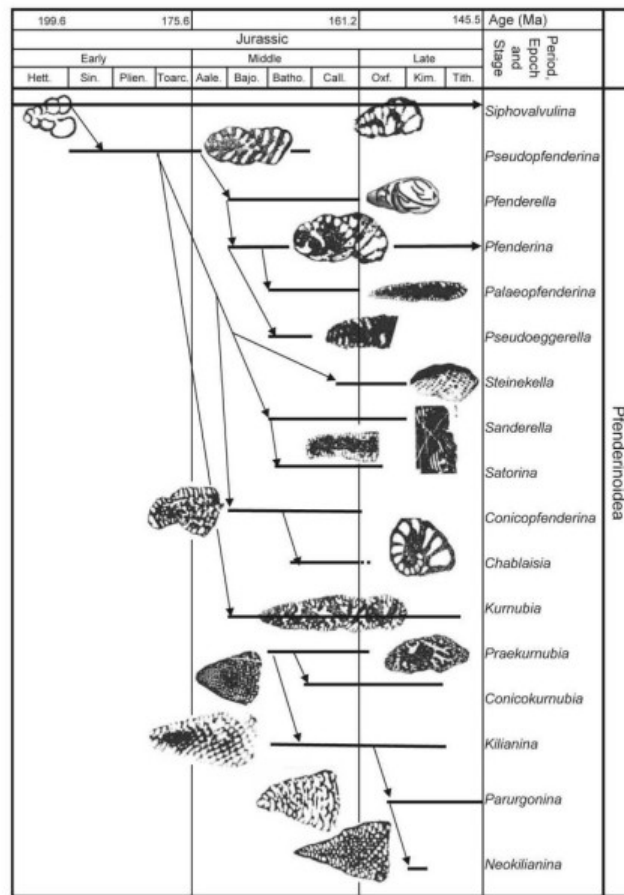
3- اوریبتوپسلا، لیتوسپتا زون (سینمورین پسین)

این بیوزون مصادف با اولین ظهور *L. reoarenis* بوده و شامل جنس و گونه‌های زیر می‌باشد: سیفووالولینا¹⁴، هورانیادسرتا¹⁵، پسودوفندرینا¹⁶، بوسیلا اونسیس¹⁷، آمیجلا آمیجی¹⁸: اوریبتوپسلا پرکورسور¹⁹

4- پلانی سپتاکومپرسا زون (پلنسیباخین پیشین)

-
- 1- Siphovalvulina colomi zone
 - 2- S.colomi
 - 3- S. gibraltarenis
 - 4- Duotaxis metula
 - 5- Riyadhella praeregularis
 - 6- Involutina liassica
 - 7- Pseudopfenderina butterlini
 - 8- Everticyclammina praevirguliana zone
 - 9- Textulariopsis sinemurensis
 - 10- Riyadhella praeregularia
 - 11- Cayeuxia
 - 12- Thaumtoporella
 - 13- Palaeodasycladus mediterraneus
 - 14- Siphovalvulina sp.,
 - 15- Haurania deserta
 - 16- Pseudopfenderina sp
 - 17- Bosniella oensis
 - 18- Amijiella amiji
 - 19- Orbitopsella praecursor

این بیوزون مصادف با اولین ظهور *P. compressa* (تابلو 7-4، اشکال 1-3) می‌باشد و شامل: آمیجلا آمیجی، پسودوسیکلامینا، هورانیادسرتا، رده‌لا، سیفووالولینا، سیفووالولینا کولومی، سیفووالولینا گیرال تارنسیس، تکستولاریا¹، اوری‌سیکلامینا، اوربیتوپسلا، هورانیا، اوربیتوپسلا پراکورسور، بوسیلا اونسیس، پسودوفندرینا² می‌باشد.



شکل 4-5. توسعه فیلوژنی فندرینا در ژوراسیک (بوداقر فادل، 2008).

- 1- *Textulariopsis* sp
2- *Pseudopfenderina* sp

بیوزون‌های روزن‌داران ژوراسیک میانی و پسین حوضه شرقی مدیترانه توسط بوداقر-فادل (2000) و در حوضه غربی مدیترانه نیز توسط بوداقر فادل و بوسنس (2007) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. مطالعات زیادی هم بر روی تکامل فیلوژنی گروه‌های مختلفی چون تکستولاریوئیده توسط بنر و همکاران (1991) و لیتولوئیده¹ توسط سپ فونتنی (1988) صورت گرفته است.

در ژوراسیک میانی، اشکالی با پیلا‌رهای داخلی (هورانیا)² و در ژوراسیک پسین فرم‌هایی با حفرات داخلی کم عرض و باریک متنوع بودند. در ادامه مبحث این فصل، انشعابات و روند تکاملی و تکامل ریختی روخوانده‌های مهم روزن‌داران در ژوراسیک (تکستولاریوئیده، اینولوتینوئیده، فندرینوئیده و اینولوتینوئیده مورد بررسی قرار می‌گیرند.

5-4 خانواده فندرینیده³ در ژوراسیک

در هتانژین، در تکستولارین‌های کوچک و ساده، کانال ارتباطی پیچیده در میان دهانه‌های متوالی تکامل یافت. این فرم‌ها به تدریج از سینمورین تا باتونین به پسودفندرینا⁴، یک فرمی با پیش‌باز و مرتفع همراه با پیلا‌رهای مجزا در بخش مرکزی تبدیل و تغییر می‌یابد همچنین فرم‌های تکامل یافته خمیده مانند فندرلا⁵ با تونل ساب‌کمرال⁶ منفرد و حجرات کوتاه با رسوبات ثانویه اما فاقد پرده‌های ثانویه تحول یافتند. این اشکال احتمالاً اجداد اولیه فندرینا بوده‌اند که در باژوسین دارای هسته مرکزی مستحکم و بهم پیوسته می‌باشند. جنس فندرینا تا کرتاسه پیشین باقی ماند. این جنس در باتونین با ایجاد یک شیار در سطح کولوملا و در فضای بین پیلا‌رهای داخلی رسوبات آهکی پر شده و در نهایت به پالئوفندرینا⁷ تبدیل شد.

1- Lituoloidea

2- *Haurania*

3- Pfenderinoidea

4- *Pseudofenderina*

5- *Pfenderella*

6- subcameral

7- *Palaeopfenderina*

در این زمان ساندرلا¹ فرم اجدادی از نوع غیر پیچشی انتهایی مشتق شده از فندرینا، با پوسته بادبزی مسطح و نامنظم ظهور یافت. در ساندرلا کانال پیچشی ممکن است دوشاخه شده و در امتداد یک خط تبدیل به تونل‌های ساب‌کامرال متعدد شده است. در باتونین بالایی اشکالی با صدف لیتولیفورم² و تقریباً استوانه‌ای از ساتورینا مشتق شده‌اند. این اشکال دارای تونلی بودند که به صورت بخشی یا کامل کولوملا خطی را احاطه می‌کرد. در همین زمان، شکل‌های دیگری با صدف مخروطی از نوع کاسکینولینیفورم³ و پیلارهای مجزا در بخش مرکزی، تونل‌های خطی ناپوسته و کاهش یافته ظهور یافتند. احتمالاً در باتونین پسین، جنس شاب لایسیا⁴ با کانال پیچشی پیچشی و با پرشدگی‌های کلسیتی در حجرات، مستقیماً از فندرینا به وجود آمده است. همچنین در باتونین، پسودوگرلا⁵ با کولوملا باریک و برجستگی‌های کلسیتی در حجرات، از فندرلا مشتق شده‌اند. در آکسفوردین، استین کلا⁶ با کولوملا مرکزی حجیم حجیم و ممتد و تونل‌هایی ساب‌کمرال چندتایی، جایگزین فندرلا شد. جنس فندرلا احتمالاً از اشکال اجدادی کورنوبیا⁷ نیز بوده است. در باژوسین، بخش حاشیه‌ای جنس کورنوبیا با تیغه‌های شعاعی منقسم شده، پوسته آن استوانه‌ای با پیچش تروکوسپیرال باز و مرتفع و یک کولوملا متشکل از تکمه‌های ضخیم پرده‌ای بوده است. این جنس (کورنوبیا)، با حصول تیغه‌های عرضی متقاطع در باتونین - کالوین، به جنس پره کورنوبیا⁸ و در آکسفوردین - کیمرجین با ایجاد پیلارهای پراکنده در بخش مرکزی، به جنس کونیک کورنوبیا⁹ منشعب گردید. جنس فندرینا با پر شدگی‌های ثانویه و تیغه‌های داخلی در ژوراسیک پسین (آکسفوردین) ظهور یافته و در جنوب اروپا تا کرتاسه پیشین (والانژین) و در خاورمیانه تا کرتاسه پسین باقی ماند.

8- *Sanderella*1- *lituliform*2- *coskinoliform*3- *Chablaisia*4- *Pseudoeggerella*5- *Steinekella*6- *Kunubia*7- *Praekurnubia*8- *Conicokurnubia*

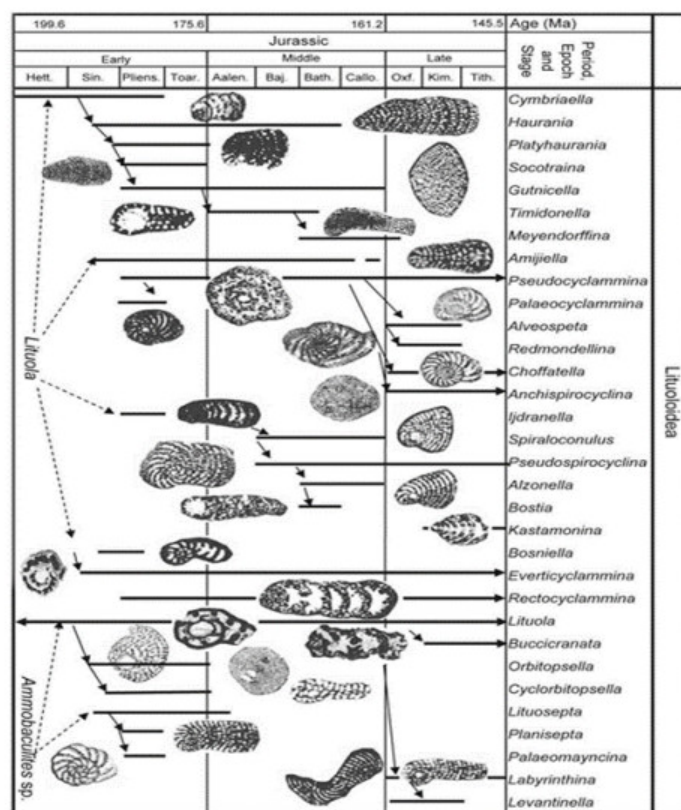
خانواده والولینیده¹ اولین گروه با سیستم کانالی (استولون) صلیبی مایل (ساختمانی با اشکال حاشیه ای، هوتینگر و کاس، 1982) می‌باشند. جنس والولینا² در این گروه دارای صدف مخروطی با پیچش تروکوسپیرال و دارای صفحه دندان‌های پهن می‌باشد. این فرم سپس به اشکال مخروطی با پرده‌های مرکزی ضخیم در بخش مرکزی بنام کیلینینا در زمان باتونین و کالوین مبدل می‌شود. این خانواده در آکسفوردین - تیتونین با اشکال مخروطی بلند و پرده‌های شکسته در ناحیه نافی جایگزین شدند. بعد از این زمان، در کیمرجین پیشین فرم‌هایی با تعداد زیادی از حجره در هر دور و پیلارهای مرکزی مستحکم ظهور یافتند. این در حالی است که در آکسفوردین - کیمرجین، پوسته‌ها فشرده و حجره‌های استوانه‌ای همراه با تعداد زیادی پیلار بودند.

5-5 خانواده لیتولئیده³ در ژوراسیک

لیتولیدهای ژوراسیک به سرعت تکامل یافتند. این گروه دارای پدیده دو شکلی (ماکروسفریک و میکروسفریک) می‌باشند. تکامل سریع و محدوده‌های سنی کوتاهشان باعث اهمیت بیوستراتیگرافی آنها در ژوراسیک شده است. در هتانژین، اولین جنس این گروه از تکامل یک لیتولا⁴ ساده با پیچش اولیه پلانی اسپیرال و سپس صدف خطی، غیرپیچشی با دیواره مستحکم به وجود آمده است. در ژوراسیک پیشین، سیم بیرلا⁵ با شبکه زیر قشری نامنظم و خشن ظهور یافت. روزن داران بزرگ، پیچیده و پوسته آگلوتینه‌ای همچون اوربیتوپسلا⁶ و سیکلواوربیتوپسلا⁷ تا انتهای سینمورین تا پلنسباخین دیده نشدند. در سینمورین، اشکالی با مرحله بعدی غیرپیچشی و پرده‌های خمیده معمول بودند. در حالی که فرم‌های تماماً پیچشی و پلانیس پیرال و پرده‌های مستحکم (اورتی سیکلامینا)⁸ برای اولین بار در سینمورین میانی ظاهر شدند.

-
- 1- Valvulinidae
 - 2- Valvulina
 - 3- Lituoloidea
 - 4- Lituola
 - 5- Cymbriaella
 - 6- Orbitopsella
 - 7- Cyclorbitopsella
 - 8- Everticyclammina

اشکالی همچون هورانیا با تیغه‌های شعاعی و پیلارهایی در بخش مرکزی در سینمورین دارای ساختار ظریف حفره‌دار شدند. بعد از این زمان، آن به جنسی نظیر اربیتوپسلا با بازشدگی در مرحله ثانویه و سپس به بخش غیر پیچشی در جنس لیتوسپتا، کاملاً حلقوی سیکلوآوربیتوپسلا تبدیل می‌شود. جنس لیتوسپتا به اشکالی همچون پالئومانسینا¹ با پوسته فشرده و پلانیسپرال و پلانسیپتا² با پیلارها و تیغه‌های عمودی مبدل شدند.



شکل 5-5. تکامل فیلوژنی لیتولوئیدا در ژوراسیک (بوداقر فادل، 2008).

در سینمورین پسین سیمبریانلا به اشکالی با تیغه‌های شعاعی نظیر هورانیا مبدل شده‌اند. هورانیا با تیغه‌های شعاعی به سوکوترینا با پرشدگی در حجرات تک ردیفی با

1- Palaeomayncina
2- Planisepta

تیغه‌های تقریباً شعاعی عمودی در پلن‌سباخین تبدیل می‌شود. هورانیا در سینمورین پسین با یک برگشتگی به جنس پلاتی‌هورانیا با حجرات سیلندری در بخش غیرپیچشی تغییر و تبدیل می‌گردد (شکل 5-5).

در ژوراسیک میانی، سوکوتریانا به اشکالی با حجرات بادبزی باز که در بخش مرکزی با پیلارها اشغال شده‌اند، همراه با شبکه زیر قشری از پیلا‌رهای عمودی و افقی به نام جنس تیمی‌دونلا¹ و با پیلا‌رهای نامنظم در بخش مرکزی به جنسی بنام گوتنی‌سلا² تبدیل شد. در باتونین تیمی‌دونلا با از دست دادن پیلا‌رهای افقی میندروفینا³ را به وجود آورد یعنی میندروفینا با از دست دادن پیلا‌رهای افقی جانشین جنس تیمیدونلا می‌گردد.

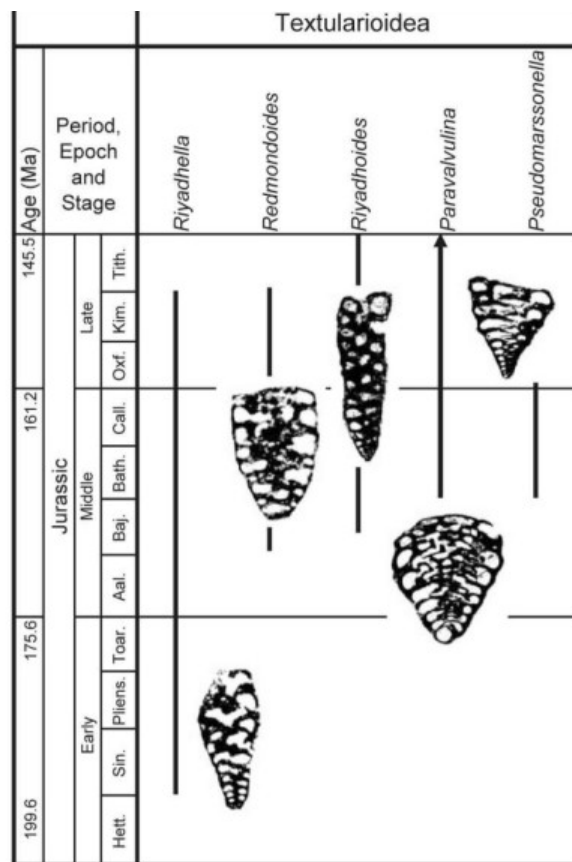
در سینمورین پسین، آمیجلا⁴ به موازات هورانیا مشتق می‌شود اما این جنس دارای تیغه‌های شعاعی مستحکم و برخلاف هورانیا فاقد پیلا‌رهای بخش مرکزی بود. در پلن‌سباخین، اشکال پلانی اسپیرال به فرم‌هایی فاقد پیلا‌ر در بخش مرکزی و حفرات درشت در دیواره همچون پسودوسی‌کلامینا⁵ و اسکلت مشبک زیرجلدی مانند جنس پالئوسی‌کلامینا⁶ تبدیل گشتند.

در آکسفوردین - کیمرجین، پسودوسی‌کلامینا به اشکال دارای دیواره‌ای با حفرات ظریف و پیچیده مانند جنس آلئوسپتا⁷ و فرم‌هایی با امتدادهای زیر قشری شبه پیلا‌ر⁸ منشعب شد.

دیگر اشکال پلانیس‌پیرال، غیرپیچشی شده و پیلا‌رهای سطحی بهم پیوسته شده و یک شبکه درشت را توسعه داده‌اند مانند جنس ایجدرانلا⁹ یا دارای پرده‌های نازک با صدف صدف غیرپیچشی مانند اسپیرالوکونولوز¹⁰ یا اینکه بخش مرکزی آنها با شبکه‌ای از

1- *Timidonella*
 2- *Gutnicella*
 3- *Meyendorffina*
 4- *Amijiella*
 5- *Pseudocyclammina*
 6- *Palaeocyclammina*
 7- *Alveosepta*
 8- *Redmondellina*
 9- *Ijdranella*
 10- *Spiraloconulus*

پیلارها اشغال شده مانند آنسی اسپیروسیکلینا¹ تبدیل می‌شوند. دیگر اشکال غیر پیچشی، غیر پیچشی، فاقد پیلار اما با شبکه زیر قشری توسعه یافته همراه با پرده‌های ممتد مانند جنس آلزونلا² یا تیغه‌های شعاعی عرضی نامنظم مانند بوسیتا³ مبدل شده‌اند. در کیمرجین - تیتونین، جنس کاستامونینا⁴ با توسعه ساختار داخلی پیچیده و پیچش اولیه کاهش یافته جای نشین آمیجیثلا شد. تعداد کمی از اشکال ژوراسیک مانند و پسودوسیکلامینا و اورتی سیکلامینا تا کرتاسه پیشین باقی ماندند.



شکل 5-6. توسعه فیلوژنی تکستولاریا در ژوراسیک (بنر و هماران، 1991).

- 1- *Anchispirocyclus*
- 2- *Alzonella*
- 3- *Bostia*
- 4- *Kastamonina*

5-6 خانواده تکستولاریده¹ در ژوراسیک

در ژوراسیک کریسالیدینوئیدها از گروه تکستولارین ساده نظیر فرم‌های ساده سه ردیفی - چهار ردیفی - پنج ردیفی با ساختمان داخلی ساده نشات گرفته اند و سپس به اشکالی با پرده های خمیده و دیواره کاناکولی² مانند جنس ریادهلا³ (شکل 5-6) تبدیل شدند. در باژوسین - کیمرجین، به فرم‌هایی با زوائد دهانه نافی توسعه یافته و منطقه نافی کم عرض مانند ردمونوئیدس⁴ مبدل شده‌اند و در باژوسین بالای تا تیتونین، پرده‌های مسطح تشکیل شدند که جنس ریادهوئیدس⁵ و در باتونین، پیلارهای داخلی در میان زوائد (فلپ)⁶ نافی بوجود آمدند و منجر به تشکیل جنس پاراوالوئولینا⁷ پاراوالوئولینا⁷ شده است. از این زمان یعنی باتونین تا کیمریدجین، پیلارهای داخلی از بین رفته و فلپ‌های دهانه‌ای با فاصله کمی از یکدیگر قرار گرفتند و جنس پسودومارسونلا⁸ بوجود آمد.

5-7 خانواده اینولوتینوئیده⁹ در ژوراسیک

بعد از اولین ظهورشان در تریاس پسین، جنس‌های تروکولینا و اینولوتینا تا ژوراسیک ادامه یافتند. اشکالی با سرعت رشد بالا و حجرات زیاد و با پیچش‌های پلانیس پیرال شل و باز مانند جنس پروتوپنروپلیس¹⁰ برای اولین بار در ژوراسیک میانی (آلنین پیشین) ظاهر شدند.

در باتونین، تروکولینا¹¹ به فرم‌هایی با دیواره خارجی ضخیم و منطقه نافی شکافی مانند نئوتروکولینا¹² و اشکالی با صفحه منفذدار پوشاننده نافی بوجود آمدند.

-
- 1- Textularioidea
 - 2- Canaculi
 - 3- Riyadhella
 - 4- Redmondoides
 - 5- Riyadhoides
 - 6- flaps
 - 7- Paravalvulina
 - 8- Pseudomarssonella
 - 9- Involutinoidea
 - 10- Protopenroplis
 - 11- Trocholina
 - 12- Neotrocholina

در کالوین، سپتاتروکولینا¹ با سپتاهای ناقص بوجود آمد و تا آکسفوردین باقی ماند. بیشتر اینولوتینوئیدها در فاصله زمانی ژوراسیک تا کرتاسه باقی ماندند اما این گروه در پایان سنومانین کاملاً منقرض گردیدند.

5-8 رخساره و شرایط زیستی روزن‌داران کفزی (ژوراسیک)

در دوران ژوراسیک در سراسر کره زمین شرایط آب و هوایی گرم و حاره و شرایط گلخانه‌ای (دی اکسید کربن زیاد) حاکم بوده است. سطح دریاها به تدریج بالا آمده (اودوقرتی و همکاران، 2000) و آب‌های گرم و کم عمق تتیس و اطلس بخشهای قاره‌ای گسترده‌ای را در اروپا پوشاندند. در طی ژوراسیک مقدار اکسیژن اتمسفر به تدریج به حد نرمال خود می‌رسید. نهشته‌های رسوبی اطراف مدیترانه در ژوراسیک بیشتر کربناتهای دریایی گرم و کم عمق بودند که در تعیین شرایط اقیانوسی و آب و هوایی آن زمان و همچنین تعیین مخازن هیدروکربنی دارای اهمیت می‌باشند. این رسوبات عمدتاً دارای منشا آلی بوده و شامل روزن‌داران کفزی و جلبک‌ها و مرجان‌های دو شکلی می‌باشند. ریف‌های مرجانی در ژوراسیک دقیقاً همانند امروزه، معمول بودند. در هتانژین، روزن‌داران تتیس نادر بودند. آن‌ها شامل فرم‌های کوچک آگلوتینه مانند تکستولاریا²، دوتاکیسیس³، سیفووالولینا⁴ و اشکال میکروگرانولار و پرسلانوز کوچکی همچون گلوم‌اسپیرا⁵ بودند. این نمونه‌های کوچک، اشکال مقاومی بودند که در پلاتفرم‌های کربناته (سپ فونتنی، 1984) گسترش دارند. در محیط‌های حاشیه‌ای (الیگوهالین با ریزش‌های رسوبات تخریبی قاره‌ای) و محیط‌های عمیق دریایی با سطوح بالای کربنات آلی و میکرایت (رتوری، 1995). گسترش داشتند. حضور این روزن‌داران کوچک و فقدان نمونه‌های بزرگ نشان دهنده محیط‌های استرس‌زا یا اینکه اکوسیستم آن نوسانات محیطی را تحمل می‌کنند.

1- *Septatrcholina*

2- *Textularia*

3- *Duotaxis*

4- *Siphovalvulina*

5- *Glomospira*

در سینمورین پیشین، عمده‌ترین روزن‌داران بزرگ، شامل تکستولارین‌ها¹ بودند. این گروه شاخص محیط‌های پلاتفرم کربناته داخلی است که در امتداد حاشیه غربی تیس در ژوراسیک پیشین گسترش داشته‌اند. آنها خیلی ابتدایی‌تر از گونه‌های شاخص اواخر ژوراسیک پیشین (پلنساباخین) بوده‌اند.

مجموعه‌های روزن‌داران بزرگ در زمان سینمورین هنوز شامل نمونه‌های کوچک‌تری چون سیفالوینا با حجرات فشرده بودند. مجموعه‌های گیاهی در این زمان احتمالاً به صورت سیانوباکتری‌هایی چون *Cayeuxia piaie* و جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ *Thaumatoporella* (Palaeodasycladus mediterraneus) و جلبک‌های *Thaumatoporella parvovesiculifera* بودند. در ژوراسیک پیشین عمدتاً در پلاتفرم‌های کربناته تیس گسترده بودند.

پالئوداسی‌کلاداسه‌آ² در این زمان فراوان و خوب حفظ شده و منطبق با رسوب‌گذاری در شرایط پلاتفرم داخلی آب‌های کم عمق بود. این روزن‌داران کوچک همراه جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ این زمان، عمدتاً در نهشته‌های آهکی پکستون، گرینستون حاشیه تیس یافت می‌شوند (بوداقر - فادل، 2001).

روزن‌داران در سینمورین پسین دارای سطح پوسته بزرگ‌تر مانند جنس اربیتوپسلا با تعدادی اتاقک (حجره‌چه) کوچک برای سکونت همزیستان می‌باشند (هوتینگر، 1982). چنین نمونه‌هایی سازگار با شرایط مزوتروپیک و الیگوتروپیک (محیط‌های مغذی و غیر مغذی) بوده‌اند.

گروه‌های اربیتوپسلا همراه با پسودوفندرینا، لیتوسپتا و هورانیا، اورتی سیکلامینا در رسوبات پلوتیدی و کستون یا پکستون در پلاتفرم داخلی نهشته‌های مراکش و اسپانیا دیده شده‌اند (بوداقر - فادل و بوسنس، 2007).

این گروه در برابر تغییرات محیطی نامقاوم بوده و در رخساره‌های کربناته آب‌های کم عمق حاشیه جنوبی تیس وجود داشته‌اند (سپ فونتنی، 1984). این مجموعه‌های متنوع و پیچیده نشان دهنده استقرار اکوسیستم‌های با ثبات می‌باشند.

در طی پلنساباخین، اربیتوپسلا با انواع جدید دارای شبکه زیر قشری همراه شد که طبق نظر (هوتینگر، 1996)، این شبکه زیر قشری به عنوان ساختاری در جهت سازش

1- Textulariines

2- Palaeodasycladus

با زون غیر نورانی توصیف شده است. همچنین در این زمان انواعی با پوسته‌های حفره‌دار درشت همچون پسودوسی‌کلامینا برای اولین بار ظاهر شدند. حفرات زیر قشری بزرگ پناهگاه موجودات هم‌زیست بوده‌اند (بنر و ویتاگر، 1991).

انواعی همچون هورانیا و آمی‌جیلا (ظهور در سینمورین پسین) و لیتوسپتا و سوکو‌تراین¹ (ظهور در پلنسابخین) نشان دهنده شرایط دریایی کم عمق در امتداد تتیس در زمان ژوراسیک پیشین می‌باشند. در توآرسین پیشین، پیشروی دریا با گرم شدن کوتاه مدت کره زمین و ظهور شیل‌های غنی از کربن آلی در اروپای غربی و دیگر سرزمین‌ها مشخص می‌شود.

آهک‌های پلاژیک در بخش‌هایی از تتیس دارای ایزوتوپ کربن می‌باشند. حضور شیل‌های توآرسین پیشین نشان دهنده شرایط غیر اکسیدی اقیانوسی (OAE) است. در پلنسابخین - توآرسین، بر اثر شرایط نامساعد، تعدادی از روزن‌داران به حد انقراض رسیدند و اشکالی دیگر با شبکه زیرقشری و دیواره‌های حفره‌دار ظهور یافتند. انقراضات بصورت گسترده یا محلی در محیط‌های بسته و راکد آبی رخ دادند.

در آلنین گونه‌ها مجدداً در محیط‌های کربناته کم عمق جایگزین و در باژوسین - باتونین در نهشته‌های کم عمق تتیس در ژاپن، خاور میانه، اروپا، تانزانیا متنوع گردیدند. پایین آمدن ناگهانی دما در کالوین - آکسفوردین باعث انقراض اشکال کشیده با ساختمان داخلی پیچیده مانند فن‌درینوئیدس² شد.

اشکال آب‌های کم عمق با حفرات دیواره‌ای بزرگ مقاوم هم‌زیست با جلبک‌های سبز (کلی پینا ژوراسیکا³ و استروتوپوروئیدها (کلادوکوروپسیس میرابیلز)⁴ بوده‌اند.

1- *Socotrains*2- *Pfenderinoids*3- *Clypeina jurassica*4- *Cladocoropsis mirabilis*

در فاصله زمانی آکسفوردین - کیمرجین فرم‌هایی با حجرات باریک و لایه زیرقشری پیچیده لایرنتی¹ و منظم (آلوئولینوسپتا²، ردموندلینا³ و چوفاتالا⁴) در نهشته‌های کشور پرتغال و شمال آفریقا و جنوب اروپا، محیط‌های آبی عمیق‌تری را نسبت به اشکال دارای حجرات بزرگتر و لایه زیر قشری منظم (اورتی سیکلامینا)⁵ اشغال داشتند. با توجه به اینکه این فرم‌ها نسبت به پسودوسیکلامینا (با حجرات زیر قشری بزرگ) در آب‌های عمیق‌تری ساکن بودند حضورشان بیانگر گسترش بیشتر آب‌های نرتیک خارجی در این زمان می‌باشد. آن‌ها در زون کم نور در محلی که جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ و کدیاسه‌آ نادر بودند، وجود داشته‌اند (بنر و ویتاکر، 1991). احتمالاً حجرات باریک زیر قشری، تغییرات یونی میان سیتوپلاسم داخلی و آب دریا را متحمل شده‌اند.

طبق پیشنهاد بنر و ویتاکر (1991)، حجرات، ارگانیزم‌ها را قادر به سازگاری با محیط‌های گلی نموده است. حجرات، اندامک‌های داخلی ارگانیزم‌ها را در مقابل شرایط کمبود اکسیژن، دشمنان خارجی و آب‌های غنی از سولفید محافظت می‌کنند. ساختار پیچیده دیواره و وجود حجرات، عوامل افزایش دهنده سطح مبادله گاز در شرایط کمبود اکسیژن می‌باشند. به عبارت دیگر افزایش سطح داخلی با افزایش حجرات همراه است و در نتیجه باعث افزایش کارایی جلبک‌های همزیست می‌گردند در واقع این حجرات نقش پناهگاه برای شرایط شیمیایی غیر نرمال زون‌های نوری می‌باشند. با پایان کیمرجین اشکال دارای حجرات کم عرض و باریک ناپدید شدند (چوفاتالا) و فقط نمونه‌های بزرگ در آب‌های کم عمق در تیتونین و سراسر کرتاسه باقی ماندند.

5-9 انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کفزی

در طی ژوراسیک، شکست پانجه آ ادامه یافت و اقیانوس‌ها نسبت به دوران تریاس گسترده‌تر شدند. قطعات بزرگ قاره‌ای شروع به حرکت در مسیرهای مختلف نمودند و یکی از این بازشدگی‌ها در بخش جنوبی اقیانوس اطلس شمالی رخ داد (شکل 5-7).

1- labyrinthic
2- Alveosepta
3- Redmondellina
4- Choffatella
5- Everticyclamma

کلاهک‌های یخی قطبی هنوز در ژوراسیک وجود نداشتند (هالام، 1995) و گسترش روزن‌داران بزرگتر در این زمان نشان دهنده برقراری شرایط گرم‌تر نسبت به امروزه می‌باشد. طبق نظر هالام (1978) ژوراسیک پایان مراحل قدیمی تکامل زمین بوده است. تجمعات روزن‌داران پیشرفت کردند و با ویژگی‌های جدید، محیط‌های دریایی کم ژرف کرتاسه را اشغال نمودند.

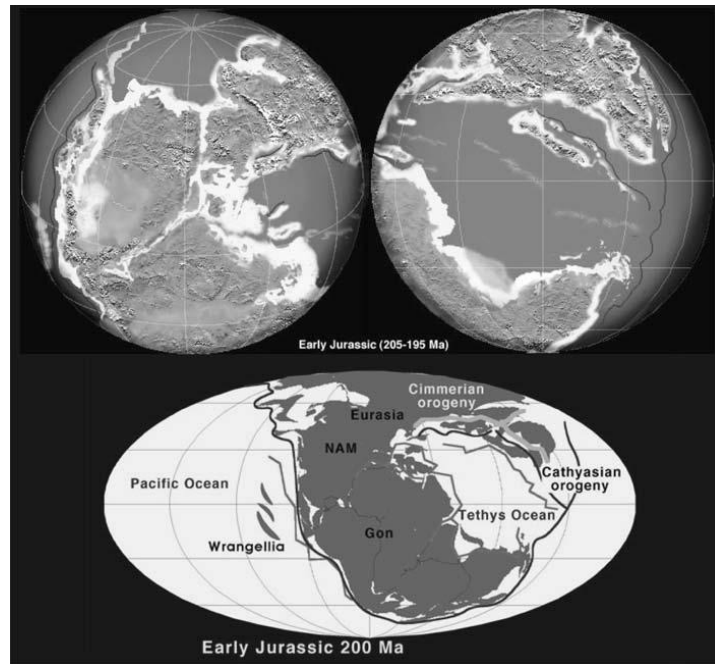
گسترش روزن‌داران در ژوراسیک مصادف با حوادث مهمی در این زمان بوده است، از جمله: پایان کوهزایی سیمین پیشین، بازشدگی شمال اقیانوس اطلس، تخریب ریف‌های پلاتفرم کریناته تیس در تریاس - ژوراسیک، بالآآمدگی‌ها و تغییرات آب و هوایی قبل از کرتاسه (سیمین پسین) که باعث افزایش تفاوت میان مجموعه‌های جانوری میکروسکوپی در ایالت‌های پالئوژئوگرافی گردید. نه تنها هیچ شاهد روشنی مبنی بر انقراض ناگهانی روزن‌داران در طی ژوراسیک وجود ندارد بلکه مدارکی بر تکامل درشت روزن‌داران کفزی به دست آمده است.

از جمله می‌توان حضور روزن‌داران کفزی در آب‌های عمیق‌تر در ژوراسیک پسین (چوفاتلا) و اولین ظهور قابل ملاحظه روزن‌داران پلانکتونیک در ژوراسیک میانی را نام برد.

شباهت قابل ملاحظه‌ای در میان گروه‌های روزن‌داران ژوراسیک حوضه مدیترانه با اشکال بدست آمده از نهشته‌های جنوب ترکیه، ایران، عربستان سعودی، عراق و سوریه دیده می‌شود. گروه‌های روزن‌داران عمدتاً در بالآآمدگی‌های قدیمی تیس و بلوک‌های پلاتفرمی فرورفته یا بالآآمده، حضور داشته‌اند اما جریانات اقیانوسی باعث توزیع گسترده آنها شده است.

با اینکه روزن‌داران بزرگ کفزی در ژوراسیک گسترش زیادی داشتند، اما این اشکال دارای تاریخ تکاملی مهمی می‌باشند. عوامل موثر بر تکامل آنها شامل آب و هوا، شرایط اقیانوسی قدیمی و فرایندهای تکتونیک و تاثیر تمامی این عوامل بر پوسته می‌باشد. همانطور که در فصل گذشته بیان شد، در فاصله زمانی تریاس تا ژوراسیک یکی از بزرگترین پنج انقراض گروهی در 500 ma گذشته است که هنوز بحث‌های زیادی روی علت آن وجود دارد. این انقراض ممکن است حاصل یک تصادم در زمان تریاس - ژوراسیک و در نتیجه خمیدگی پوسته و انفجار عظیم بازالتی بوده باشد. در

این زمان فوران یکی از بزرگ‌ترین آتشفشان‌های قاره‌ای (CAMP) اتفاق افتاده است (بوسلوق و همکاران، 1996 و جانز و همکاران، 2002).



شکل 5-7. گسترش پالئوژئوگرافی و بازسازی تکتونیکي در ژوراسیک پیشین (بوسلوق و همکاران، 1996).

این فوران با انتشار گازهای ولکانیکي باعث تغییر آب و هوا و بحران زیستی و جابجایی‌های ناگهانی مجموعه‌های روزن داران در رتین - هتانژین (فاول و اولسن، 1993؛ فاول و تراورز، 1995؛ اولسن و همکاران، 2002) شده است.

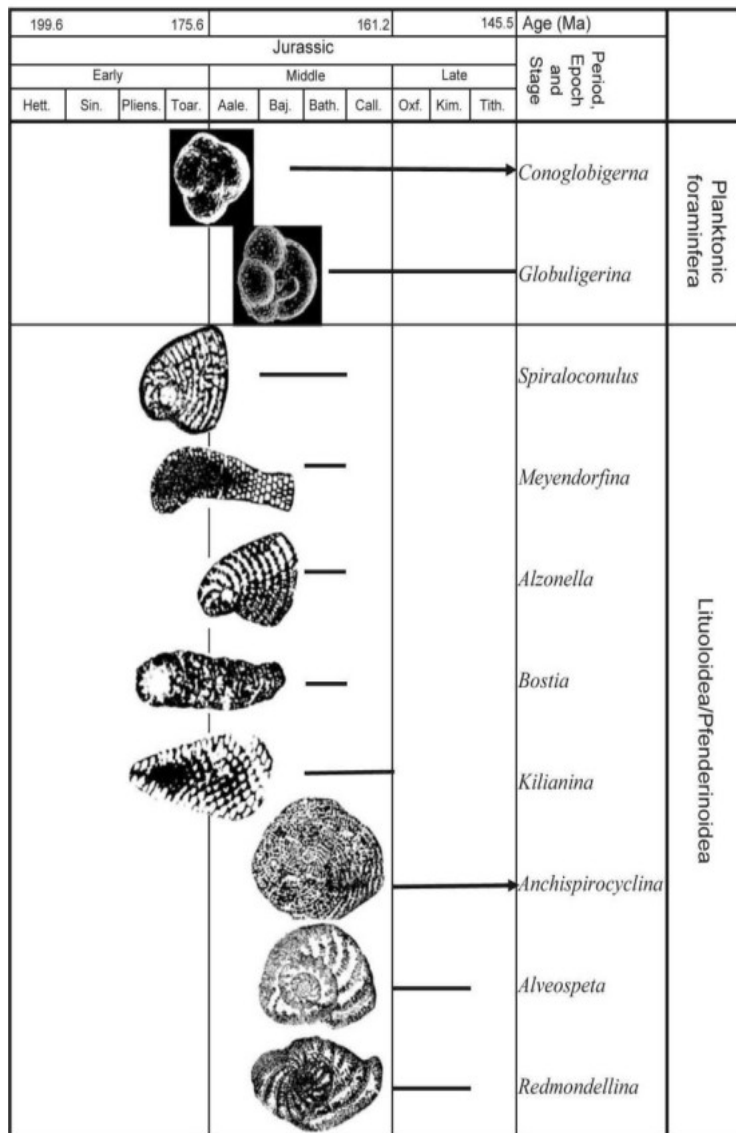
نتیجه مطالعات ایزوتوپ کربن 13 در لایه‌های خشکی و دریایی هانگری¹ در کانادا و انگلستان نشان می‌دهد که این گازها باعث گرم شدن کوتاه مدت هوا به میزان احتمالاً 2-4 درجه سانتیگراد و در نتیجه انقراض دسته جمعی تریاس - ژوراسیک شده‌اند (مک الوین و همکاران، 1999).

انتشار گازهای ولکانیکی مانع از فتوستنز در دریا‌های کم ژرف تیس و در نتیجه فقدان مواد مغذی و از بین رفتن زیستگاه‌ها و انقراض گونه‌ها شده است (شکل 5-9) (ورمیچ، 2004). طبق نظوررمیچ (2004) شرایط تعیین شده توسط دیرینه‌شناسان برای انقراض دسته‌جمعی، همچون فقدان اکسیژن و مواد مغذی، افزایش بیش از حد مواد سمی (دی‌اکسیدکربن، متان و سولفید) دلایل منطقی‌تری برای انقراض نسبت به دیگر دلایل ابتدایی می‌باشند. در پی انقراض تریاس - ژوراسیک، اینولوتینا کوچک با حجره ثانویه لوله‌ای پلانیس‌پیرال تا تروکوسپیرال باقی ماندند و در ژوراسیک به عنوان فرم‌های دیساستر² شناخته شدند.

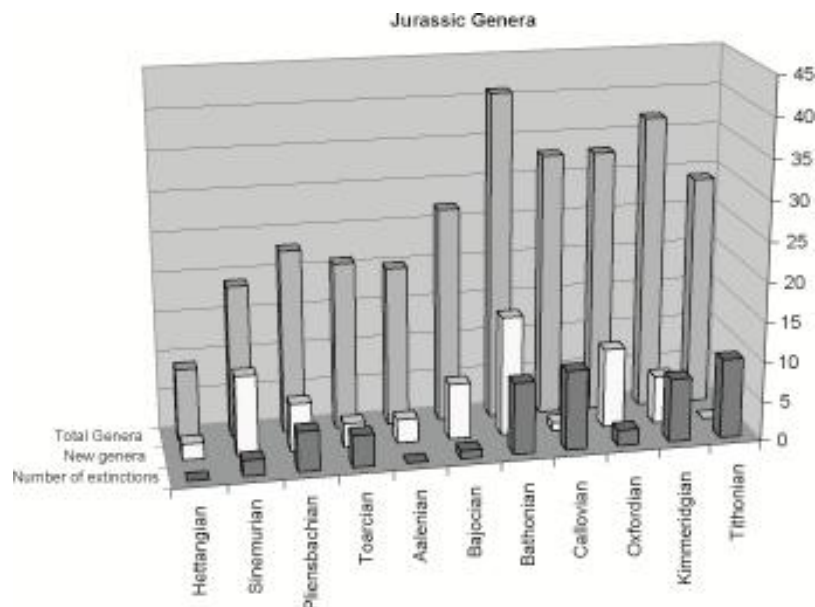
قبل از انقراض، گروه‌های تروکولینا³ و اینولوتینا⁴ در محیط‌های کم ژرف دریایی معمول بودند و بلافاصله در پی این انقراض، کوچک و نادر شدند. اوربانک (1993) اصطلاح "لی‌لی‌پوتی" را برای کاهش موقت اندازه در ارگانیزم‌های باقی مانده در طی یک واقعه انقراض بکار می‌برد. این اثر، که تجلی ریختی روزن‌داران در مقابل استرس اکولوژیکی بعد از بحران است، الگوی تغییر اندازه پوسته را در طی هتانژین - سینمورین پیشین نشان می‌دهد.

پس از ارائه مدل جایگزینی گونه‌ها⁵ در پی واقعه بعد از انقراض⁶، دانشمندی به نام تونیچت (2006) فاصله زمانی بعد از انقراض یعنی فاصله تجدید جمعیت⁷ را به فاصله بازماندگان اولیه (مدت زمانی که گونه‌ها با تعداد کم حضور داشتند) و فاصله بازیافت بعدی (مدتی که جایگزینی صورت گرفت)، تقسیم کرد.

1- Hungary
2- disaster forms
3- Trocholina
4- Involutina
5- recovery model
6- post-extinction
7- Repopulation interval



شکل 5-8. تکامل موازی روزن‌داران پلانکتونیک اولیه در مقایسه با لیتولوئین ها در ژوراسیک (بوداقر فادل، 2008).



شکل 5-9. نمودار آماری تمامی جنس‌های ظهوریافته و منقرض شده بزرگ روزن‌داران در ژوراسیک. انقراضات مصادف با پایان هر دوره و ظهور گونه‌های جدید با شروع دوره بعدی همراه بوده است.

در هتانژین، وفور و فراوانی جنس‌های کوچک و فرصت‌طلب نظیر دوتاکیسیس به عنوان مجموعه جدید در این زمان پراکنده‌اند همچنین فرم‌های تکستولارین نظیر سیفووالولینا نماینده مرحله بقاء یا بازماندگی است. در سینمورین میانی، جایگزینی با افزایش جنس‌های جدید در زیستگاه‌های تهی شده در پی واقعه انقراض در زمان پایان تریاس به وقوع پیوست.

نه تنها بازگشت گونه‌ها در مرز سینمورین - پلینسباخین بدون هیچ انقراض عمده‌ای ادامه پیدا کرد بلکه در طی پلینسباخین گروه‌های زیستی کامل‌تری نیز مستقر شدند و اشغال زیستگاه‌ها توسط روزن‌داران کف‌زی بزرگ در زمان پلینسباخین ادامه یافت.

فرم‌های جدید نظیر لیتولیدها¹ ظاهر شده که در این زمان نقش مهمی در توسعه تکاملی روزن‌داران کفزی در ژوراسیک و کرتاسه ایفا کردند. از اواخر پلینسباخین به بعد، توسعه رخساره‌های کربناته در حوضه غربی مدیترانه، تحت تاثیر حوادث حاصل از غرق شدگی پلاتفرم ترنتو² قرار گرفتند و توسعه بعدی روزن‌داران کفزی در کربنات‌های ژوراسیک این ناحیه (غرب مدیترانه) متوقف شد. با این حال انقراض دسته‌جمعی فونا دیگر در پلینسباخین و توآرسین، روند افزایشی ملایمی را نشان می‌دهد. در پایان پلینسباخین، 33٪ روزن‌داران بزرگ کفزی منقرض شدند. در پی این انقراض، در توآرسین گونه‌ها سریعاً متنوع شدند.



شکل 5-10. موقعیت بازالت‌های جریان‌ی Karoo - Ferrar در زمان پلینسباخین.

1- Lituloids
2- Trento

هالام (1986) پیشنهاد داد که این انقراض گمراه کننده و در واقع یک حادثه کم اهمیت در میان بی مهرگان کفزی دریایی بوده است و تنها مختص پلینسباخین - توآرسین نبوده بلکه توآرسین پیشین را نیز در برداشته است. او وجود شیل‌های لایه‌ای غنی از کربن آلی حوضه غربی مدیترانه را نشانه‌ای از این انقراض دانسته است. هالام (1986) عنوان کرد که هیچ شاهدهی بر سکانس‌های شیلی غنی از مواد آلی و انقراضات آمریکای جنوبی در این زمان دیده نمی‌شود. بنابراین به این نتیجه رسید که انقراض در این زمان محلی و فقط مختص نهشته‌های اروپا بوده است. با این حال، از انقراضات عمده جهانی در توآرسین پیشین می‌توان انقراض استراکودهای کفزی را نام برد (بومر و همکاران، 2008).

در مطالعه پراکندگی مجموعه ماکروفونا در اروپا در مرز پلینسباخین - توآرسین پیشین پیشنهاد دادند که هیچ شاهدهی مبنی بر انقراض کلی در حد خانواده در مراحل پایانی پلینسباخین وجود ندارد. از پلینسباخین پسین - توآرسین پیشین یک فاز انقراض پنج مرحله‌ای برقرار بوده است. این انقراضات عمدتاً در حوضه شمال غربی اروپا و تیس و استرالیا رخ داده‌اند.

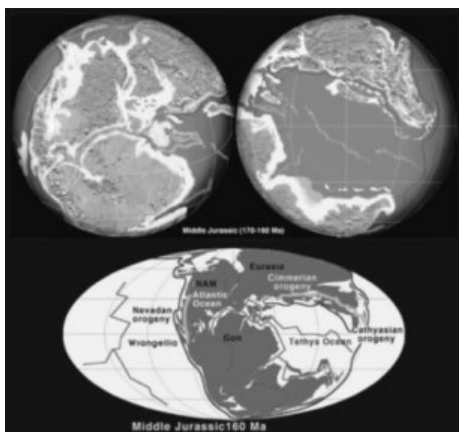
یکی از وقایعی که در طی پلینسباخین موجب تغییر اکوسیستم محیطی و پراکندگی گروه‌های زیستی گردید، آتشفشان بازالتی Karoo - Ferrar در آفریقا بود. ناحیه کاروو Karoo واقع در جنوب آفریقا و فرار Ferrar در قطب جنوب بخش‌های جداشده یک منطقه واحد در گندوانا بوده‌اند. این آتشفشان در ردیف بزرگ‌ترین آتشفشان‌های بازالتی فانروزوئیک بوده و وسعتی برابر 4000 کیلومتر مربع را تحت پوشش داشته است.

کمبود اکسیژن (شرایط غیر اکسیدی) حاصل از این رخداد آتشفشانی که در مقاطعی از شمال غربی اروپا و آمریکای جنوبی توسط محققینی چون هالام (1961) و ویگنال (2001) شناسایی شده و همچنین باعث انتشار CO₂ و گرم شدن سراسری کره زمین گردیده است (ویگنال و همکاران، 2005).

بر خلاف ولکانیسم‌های تریاس-ژوراسیک (CAMP) که باعث ایجاد انقراض گسترده گروه‌های روزن‌داران شدند، آتشفشان‌های پلی‌نسباخین بیشتر پراکنده بودند. تاثیر کم این آتشفشان بازالتی کاروو و فرار (Karoo - Ferar) به علت این است که در عرض جغرافیایی بالا اتفاق افتاده و تاثیر جهانی بر آب و هوای کره زمین نداشته است.

در طی آلتین، با آغاز شرایط اصلاح، گونه‌های زیستی متنوع‌تر شدند و به تدریج شبیه گروه‌های قبل از انقراض گردیدند. بسیاری از اشکال باقیمانده در طی حادثه پلی‌نسباخین - توآرسین زیستگاه‌ها را اشغال کردند و در طی توآرسین فقط تعداد خیلی کمی از فرم‌های جدید ظهور یافتند.

در طی آلتین تا باتونین، روزن‌داران کفزی بر اثر افزایش سطح اکسیژن و یاتشکیل زیستگاه‌های جدید گسترش یافتند که علت آن در این زمان، باز شدگی اقیانوس اطلس شمالی بر اثر ریفتینگ حاصل از ولکانیسم (CAMP) در پایان تریاس می‌باشد، به دنبال وقوع محلی کاهش اکسیژن (غیر اکسیدی) در نهشته‌های آلتین - باژوسین در منطقه کارپاتین در غرب تیس، بیشترین بازگشت مجدد روزن‌داران در باژوسین - باتونین، همزمان با حداکثر تنوع آمونیت‌ها رخ داد (اودوقرتی و همکاران، 2000). در باژوسین - باتونین، روزن‌داران بزرگ کفزی بیشترین تنوع را در پلاتفرم‌های کربناته و ریف‌های حواشی تیس داشتند.



شکل 5-11. گسترش پالئوژئوگرافی و بازسازی تکتونیک در ژوراسیک میانی.

با شروع باژوسین، هجوم عمده جنس‌های جدید (30٪) برقرار شد و در طی باتونین ادامه پیدا کرد (42٪ جنس جدید). دیواره آنها عمدتاً آگلوتینه و دارای حفرات چندتایی بودند (بازسو و کازن سوا، 2000).

مهمترین حادثه تاریخ تکاملی روزن‌داران، ظهور روزن‌داران پلانکتونیک در باژوسین است (بوداقر - فادل و بنر، 1997). این روزن‌داران به دلایل نامشخصی روش زندگی مروپلانکتونیک¹ را انتخاب کردند. مروپلانکتونیک روشی از زندگی است که روزن‌داران در مراحل اولیه زیست کفزی بوده و سپس پلانکتونیک می‌شوند. ظهور این روزن‌داران با کونوگلوبوژرینا² رخ داد که آنها در عهد حاضر پهنه‌های وسیع جغرافیایی در جنوب، مرکز و شرق اروپا را اشغال کردند. این گروه هرگز در سرتاسر جهان گسترش نداشته‌اند و در باتونین پسین با ظهور گلوبی ژرینا کاملاً پلانکتونی³ شدند (بوداقر فادل و بنر، 1997).

در پایان باتونین و کالوین سرعت انقراضات بالا بود. این موضوع فقط منعکس کننده افزایش در تعداد جنس‌هایی است که در باتونین به ماکزیمم مقدار خود می‌رسد و همچنین رقابت بیشتر بین جنس‌ها و میزان انقراض آنهاست. این وقایع ممکن است در شرایط استرس‌زا محیط نقش داشته باشد و میزان انقراض را افزایش می‌دهد. در زمان ژوراسیک میانی آتشفشان‌های پوچز-کاتونکی⁴ در روسیه و ابولون⁵ در اکراین بترتیب به قطر 80 کیلومتر و 20 کیلومتر را تحت تاثیر قرار دادند.

گذر از ژوراسیک میانی تا بالایی مقارن با تغییرات مهم اقیانوسی و آب و هوایی و تغییرات جهانی چرخه کربن است (لويس - اشمید و همکاران، 2007).

1- meroplanktonic
2- *Conoglobigerina*
3- holoplanktonic
4- Puchez-katunki
5- Obolon

این موضوع با باز شدن و عریض شدن راه دریایی تیس - اطلس - آرام همراه بوده است، این تغییرات به دیگر نقاط با گسترش محصولات کربناته دریای کم عمق منتقل شدند. در این حالت میزان تولید دی‌اکسیدکربن بالا است. این افزایش مقدار دی‌اکسیدکربن، ممکن است باعث آغاز تغییرات در پمپ کربن بیولوژیکی شده و در نتیجه در تدفین کربن آلی در زمان اکسفوردین میانی دخالت دارد.

در آکسفوردین و کیمرجین، با اینکه ساختار روزن‌داران بزرگ از هم پاشیده شد اما تمامی جنس‌ها در سطح بالایی باقی ماندند. در پایان کیمرجین و تیتونین، نرخ انقراضات افزایش یافت به طوریکه در پایان ژوراسیک تعداد کمی از جنس‌ها باقی ماندند. این کاهش عمده ممکن است مرتبط با بازشدگی نهایی اطلس شمالی و تغییر در الگوهای چرخشی باشد.

در آکسفوردین بعضی از اجزای روزن‌داران بزرگ توسعه یافت و بخش‌هایی همچون حفرات باریک و کم عرض و قشر داخلی لابریتی منظم (آلووسپتا)¹ که آنها را کمک می‌کند تا در آب‌های عمیق‌تر نسبت به فرم‌های همزمان با حفرات بزرگتر و قشر داخلی لابریتی نامنظم (اوری سیکلامینا) قرار گیرند. امروزه بقایای این اشکال در نهشته‌های آکسفوردین پسین - کیمرجین پرتغال و آفریقای شمالی و اروپای جنوبی و خاور میانه دیده شده است. به موازات تکامل آنها، روزن‌داران پلانکتونیک سطوح بالایی آب را اشغال کرده و دارای گسترش جهانی بوده‌اند.

در پایان کیمرجین، انقراض کوچکی در اشکال کلنی آب‌های عمیق‌تر صورت گرفت. در پی این انقراض، هیچ فرم جدیدی در تیتونین ظهور نیافت تا زیستگاه اکولوژی را اشغال کند. در پایان تیتونین تقریباً 30٪ روزن‌داران منقرض شدند. ژوراسیک پایانی مصادف با دو حادثه عظیم بوده است:

1- یک سری تصادمات خشکی از جمله مورونگ (70 کیلومتر)، جولنیر (40 کیلومتر) و گازبلاف (24 کیلومتر).

1- Alveosepta

2- یک فوران بازالتی زیردریایی که شاتکی رایز را ایجاد کرد (قدیمی ترین فلات بازالتی اقیانوس آرام با وسعت (6) 10 . 4/3 کیلومتر مکعب است. این وقایع احتمالاً علت ناپدیدشدن روزن داران بزرگ غیرشاخص ژوراسیک مانند پسودواسپیروسیکلینا^۱ بوده اند. با این وجود، تعدادی از روزن داران آگلوتینه ژوراسیک، تا قبل از انقراض نهایی در کرتاسه پیشین حضور داشتند.

خود آزمایی فصل پنجم

- 1- اشکال روزن داران ژوراسیک عمدتاً مربوط به کدام زیر راسته بودند؟
 - الف- زیر راسته اینولوتینینا
 - ب- زیر راسته فوزولینینا
 - ج- زیر راسته میلیولینا
 - د- زیر راسته تکستولارینا
- 2- دلیل اینکه تکستولارین‌های آگلوتینه در ژوراسیک ماخذ بیواستراتیگرافی گرانبها در این زمان بوده کدام است؟
 - الف- محدوده‌های سنی کوتاه
 - ب- مقاومت در برابر انقراض
 - ج- تنوع و فراوانی کم
 - د- گسترش جغرافیایی محدود
- 3- در فاصله زمانی هتانژین - پلنسابخین، روزن داران ژوراسیک پیشین در غرب مدیترانه را به چند بیوزون منطبق با ایزوتوپ استرنسیوم تقسیم بندی کردند؟
 - الف- سه بیوزون
 - ب- دو بیوزون
 - ج- چهار بیوزون
 - د- پنج بیوزون
- 4- هورانیا در سینمورین پسین با یک برگشتگی به کدام جنس تبدیل می شود؟
 - الف- لیتوسپتا
 - ب- اوریتوپسلا
 - ج- لایرننتینا
 - د- پلاتی هورانیا
- 5- کدام جنس دارای اشکال غیر پیچشی، فاقد پیلار اما با شبکه زیرقشری توسعه یافته است؟

- الف- آلزونا ب- اوریتوپسلا ج- آمیجلا د- پاراوالوئولینا
- 6- اکثر اینولوتینوئیدها در چه زمانی منقرض گردیدند؟
- الف- ابتدای ماستریشترین ب- پایان سنومانین
- ج- ابتدای ماستریشترین د- پایان پالتوسن

فصل ششم

روزن‌داران کفزی مهم دوران مزوزوئیک (دوره کرتاسه)

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- رده بندی روزن‌داران کفزی در دوره کرتاسه
- 2- بیوستراتیگرافی
- 3- شرایط زیستی روزن‌داران کرتاسه
- 4- انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کرتاسه
- 5- معرفی انواع میلیولین‌ها و روتالین‌های کرتاسه

هدف‌های یادگیری

بعد از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- روزن‌داران کفزی دوره کرتاسه را رده‌بندی کنید.
- 2- رخساره و شرایط زیستی روزن‌داران کفزی کرتاسه را توصیف نمایید.
- 3- انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کرتاسه را شرح دهید.

6-1 مقدمه

با وجودی که در پایان تیتونین بیشتر از یک سوم روزن‌داران بزرگ کفزی منقرض شدند، لیتولیدهای پیچیده و تقسیم شده زیر راسته تکستولارینا¹ در محیط‌های پلاتنفرم داخلی گسترده در امتداد حواشی شرقی و غربی تیس کرتاسه فراوان بودند. بسیاری از گونه‌های لیتولید دارای محدوده‌های چینه‌شناسی کوتاهی بوده و به عنوان فسیل شاخص محسوب می‌شوند. آنها در انتهای کرتاسه پیشین به یک گروه جدید به نام آلئولین‌ها² پیوستند. این گروه میلیولین‌هایی³ هستند که در کرتاسه میانی گسترش زیادی پیدا کردند. آنها در عرضهای میانی گسترش یافتند و اغلب حلقوی یا صفحه‌ای شدند و صدفشان با تیغه‌ها تقسیم‌بندی شد. بسیاری از آنها شبیه فوزولین‌های دوکی شکل و پلانیس‌پیرال پرمین بودند. تقریباً با همان اندازه اما اساساً از فوزولین‌ها در دیواره پرسلانوز و بدون منفذ متمایز می‌شود. در کرتاسه پسین، روتالین‌های ساده⁴ ساده به اشکالی با دیواره 3 لایه (اوربیتوئیدها)⁵ تکامل یافتند. بر خلاف دو گروه قبلی که پهنه‌های وسیعی از تیس را اشغال داشتند، اوربیتوئیدها گسترش محلی داشته و بعضی از آنها فقط در جزایر کارائیب حضور داشتند. روزن‌داران بزرگ کفزی کرتاسه به صورت محدود توسط محققین مختلف مورد ارزیابی و مطالعه قرار گرفت. در این فصل ابتدا تاکسونومی روزنه‌داران کرتاسه مورد توصیف قرار گرفته سپس بیو-ستراتیگرافی و پالئواکولوژی آنها بیان شده است.

6-2 ریخت‌شناسی و رده‌بندی روزن‌داران کفزی کرتاسه

تکستولارین‌های آگلوتینه اشکال غالب کرتاسه پیشین باقی ماندند. میلیولین‌ها در کرتاسه میانی فراوان شدند اما اهمیت آنها بعد از سنومانین بوده به طوری که نقش

1- Textularina
2- Alveolines
3- Miliolines
4- Rotalines
5- Orbitoids

مهمی در تشکیل پلاتفرم‌های کربناته ایفا کرده‌اند. روتالین‌ها در کرتاسه پسین معمول شدند. در ادامه بحث، 4 زیر راسته زیر مورد بررسی قرار می‌گیرند (شکل 6-1):

- اینولوتینا

- تکستولارینا

- میلیولینا

- روتالینا

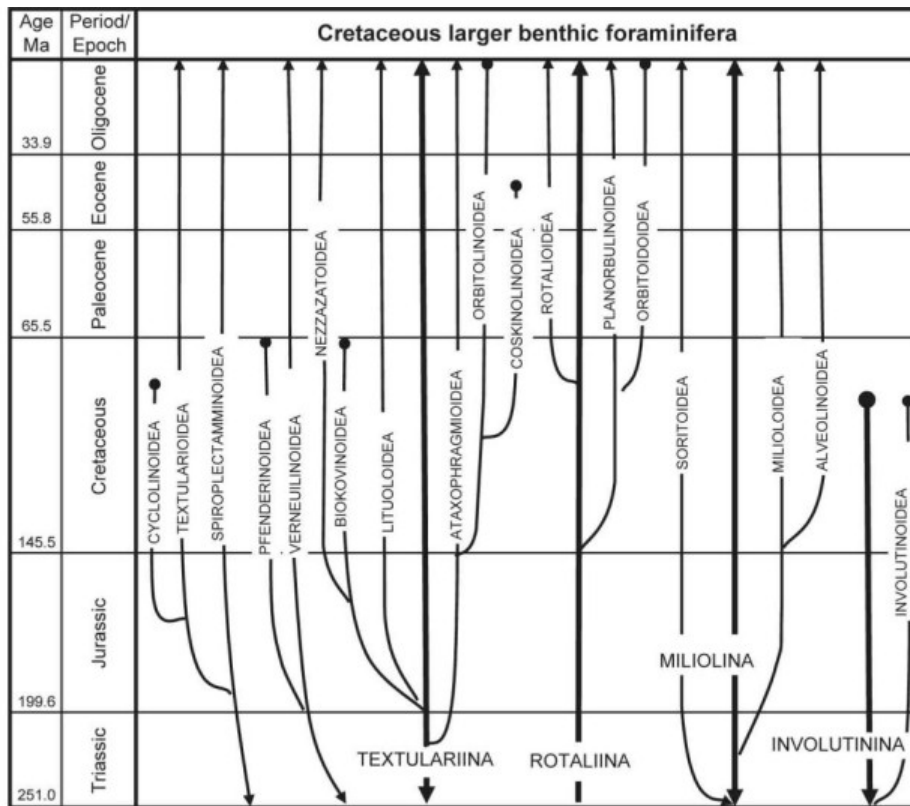
گسترش و تکامل روخانواده‌های این زیرراسته‌ها به صورت شماتیک در شکل 1-5 نشان داده شده است. در این فصل روزن‌داران ظهور یافته در کرتاسه و اشکال باقی مانده از ژوراسیک مورد بحث قرار می‌گیرند.

6-2-1 زیر راسته اینولوتینا

این گروه شامل تمام اشکالی با حجره ثانویه پیچیده شده¹ است. دیواره در آن‌ها آراگونیتی می‌باشد اما اغلب تبلور مجدد پیدا کرده است. منطقه نافی دارای ساختارهای شبه پیلار در یک یا هر دو طرف پوسته است. سن آن‌ها: پرمین پیشین - کرتاسه پسین (سنومانین)

6-2-2 زیر راسته تکستولارینا

پوسته در این گروه آگلوتینه بوده و متشکل از قطعاتی است که توسط سیمان به هم متصل شده‌اند. سن: کامبرین پیشین - هولوسن



شکل 6-1. تکامل زیر راسته‌ها (خطوط ضخیم) و روخانواده‌ها (خطوط نازک) بزرگ روزن‌داران کرتاسه (بوداقرفادل، 2008).

6-3 بیوستراتیگرافی

مقاطع نازک به دست آمده از کربنات‌های کرتاسه دارای بیانگر تجمع‌های روزن‌داران شاخص با محدوده سنی کوتاه می‌باشند که به صورت گسترده در انطباقات چینه‌شناسی کاربرد دارند.

گروه‌های اصلی روزن‌داران رشد یافته در کرتاسه عبارتند از: درشت روزن‌داران آگلوتینه که اولین بار در ژوراسیک ظاهر شدند و در طی کرتاسه تکامل یافتند.

همراه با گروه‌های شاخص دیگر با محدوده سنی کوتاه سپس این اشکال با میلیولین-های پرسلانوز جایگزین شدند و در نهایت این فرم‌ها قبل از سنومانین ناپدید شدند و به تدریج جای آنها را گروه‌های پیشرفته‌ای از روتالین‌ها و اوربیتولینوئیدهای آهکی هیالین گرفتند.

6-4 تکستولارین‌های¹ کرتاسه

روزن‌داران آگلوتینه در کرتاسه، برخی از ریخت‌های اشکال اولیه ژوراسیک را حفظ کردند اما با این وجود، سیماهای جدیدی را نیز کسب نمودند که در پایان کرتاسه دارای اهمیت شدند.

چهار روخوانده اصلی تکستولارین‌ها که دارای بیشترین کاربرد بیوستراتیگرافی می‌باشند (شکل 6-1) عبارتند از:

1- تکستولاریوئیده^۲

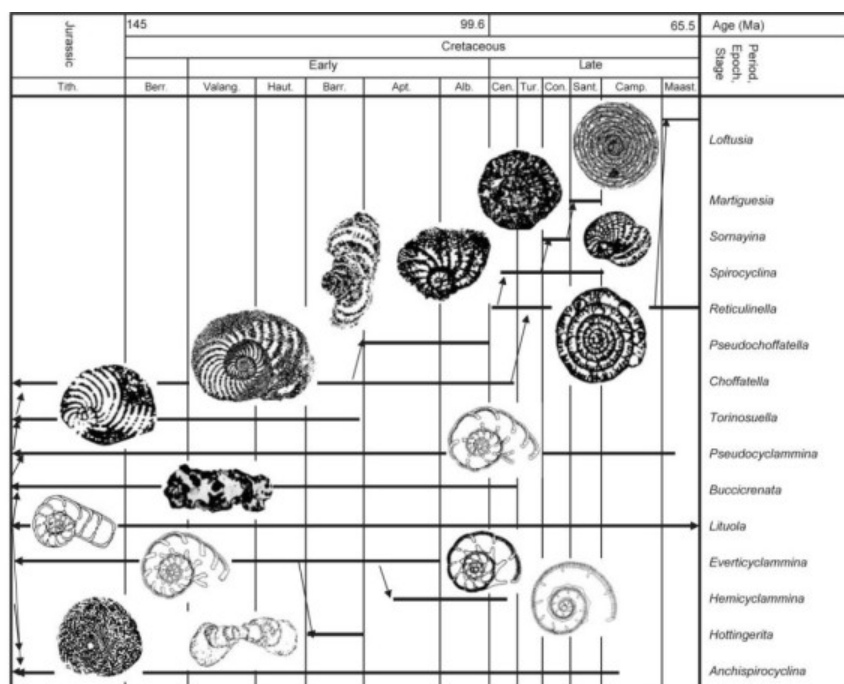
2- لیتولوئیده^۳

3- آتاکسوفراگموئیده^۴

4- اوربیتولینوئیده^۵

بعضی از اشکال ساختارهای پیچیده‌ای داشته درحالی که تعدادی دیگر حجره‌دار بوده‌اند. محدوده سنی بسیاری از آنها کوتاه بوده است به طوری‌که به عنوان فسیل‌های شاخص محسوب می‌شوند. تکستولارین‌ها بصورت محدود توسط محققین مورد بررسی قرار گرفته‌اند اما انشعابات آنها توسط بنر (1970) و سیمونز و همکاران (2000) به تفصیل مطالعه شده‌اند.

1- Textulariines
2- Textularioidea
3- Lituoloidea
4- Ataxophragmioidea
5- Orbitolinoidea



شکل 6-2. تکامل لیتولوژی‌ها در کرتاسه (بوداقر فادل، 2008).

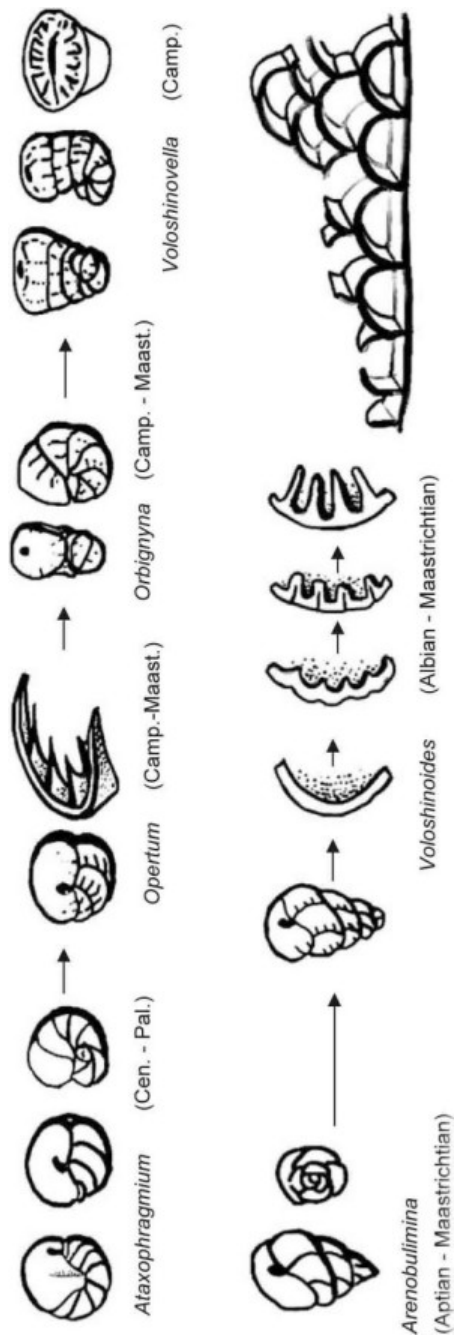
به نظر می‌رسد تکستولارین‌های کرتاسه تکامل‌یافتگان اشکال روزن‌داران ژوراسیک بوده‌اند. جنس پری کریسالینا¹ متعلق به گروه کریسالینیده² با ردیف‌های سه تایی و ساختار فاقد پیلاز برای اولین بار در کرتاسه پیشین مستقیماً از ورنولینوئیدهای³ ساده بوجود آمد. گسترش پیلازها در آپتین و آلبین به تدریج رخ داده بطوریکه در سنومانین پیلازها کاملاً تکامل یافته بودند از جمله آنها می‌توان دوخانیا⁴ با انتهای دو ردیفی و کریسالیدینا⁵ با انتهای سه ردیفی و نرخ سریع باریک‌شدگی در هر دو جنس، نام برد.

-
- 1- *Praechrysalidina*
 - 2- *Chrysalinidae*
 - 3- *Verneulinoides*
 - 4- *Dukhania*
 - 5- *Chrysalidina*

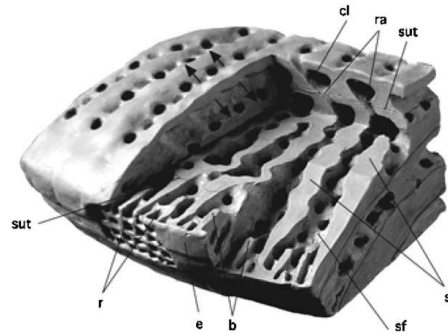
این اشکال انشعاب‌هایی نداشته و فقط محدود به تتیس مرکزی می‌باشند (بئر و همکاران، 1991) اما پراکندگی شکل اولیه آنها پرکریالیدینا¹ در کرتاسه پیشین در مرکز و غرب تتیس بوده که به آکسوردیلا² در کنیاسین - سانتونین منشعب شده است. لیتولوئیدهای کرتاسه اشکال متنوعی از پلانیس‌پیرال (باسی کرنا) تا تروکوسپیرال کوتاه (سورناینا)⁴ کروی (رتی کولی نلا)⁵ تا دوکی (لوفتوزیا)⁶ در کرتاسه پسین داشته‌اند داشته‌اند اما تمایل ریختی آنها بیشتر به ساختارهای لابرینتیک با پیلا‌رهای مرکزی توسعه مانند اسپروسیکلینا⁷ بوده است. منشا اصلی لیتولوئیدها به ژوراسیک بر می‌گردد. در سینمورین، با توسعه دیواره در گونه‌های آموباکولیتسرال⁸ با دهانه منفرد قاعده‌ای، اورتی سیکلامینا منشعب گردید. اورتی سیکلامینا اولیه با غشاء لابرینتیک بتدریج در کرتاسه پیشین به اشکالی با یک دندان و ساختار غشایی با حفرات منظم‌تر تکامل یافتند. در طی کرتاسه، حفرات آنها تدریجاً دو شاخه و فشرده‌تر شدند (شکل 6-2).

در بارمین - آپتین اورتی سیکلامینا، به اشکالی با پرده‌های مورب در بخش پایینی و سپس مماس بر خط درز پیچشی منشعب شد. این پرده‌ها ضخیم و بهم پیوسته بوده و لایه قاعده‌ای بدون منفذ را در حجرات را تشکیل داده‌اند. کاهش استحکام پرده‌ها در آلبین - سنومانین منجر به ظهور همی سیکلامینا⁹ با بخش‌های بالایی نازک پرده‌ای و متصل به پیرامون شد آن چنان که مقطع عرضی حجرات آن چهارگوشه می‌باشد.

-
- 1- Praechryalidina
 - 2- *Accordiella*
 - 3- *Buccicrenata*
 - 4- *Sornayina*
 - 5- *Reticulinella*
 - 6- *Loftusia*
 - 7- *Spirocyclina*
 - 8- *Ammobaculitesareal*
 - 9- *Hemicyclammina*



شکل 6-3. تکامل ساختار داخلی آتاکسوفراگمیدهای ساده در کرتاسه (بوداقر فادل، 2008).



شکل 4-6. اسکلت داخلی اریتولینا. این مدل ابتدا توسط M.Reichert رسم شد و سپس توسط Hottinger (2006) بازسازی شد. اختصارات: chamberlet : cl , beam : bm , epiderm : e , suture of the : sut , septulum : sl , septal face : sf , rafter : r . chambers

همچنین به جز این جنس، در بارمین – آپتین انشعاب دیگری نیز از اورت بی‌سیکلامینا پیش از استریتوسپیرال و اولوت به نام هوتینگرتینا¹ به وجود آمد. از دیگر انشعاب لیتولوئیدها در کرتاسه باکسیس رناتا² است. بر خلاف اورتی سیکلامینا با پرده‌های مستحکم و زاویه‌دار نسبت به دیواره، در این جنس پرده‌ها دارای کشیدگی‌های حفره‌دار از دیواره جانبی حجره بودند. احتمالاً باکسیس رناتا انشعاب مستقیم و مجزایی از کومرتا³ در گروه لیتولا⁴ در کیمرجین بوده است (بوداقر – فادل، 2000). در طی کرتاسه دیواره آن نازک‌تر و دارای حفرات ریزتر شد اما در تمامی اشکال میکروسفریک آن بعد از دو پیش اولیه، حجرات نهایی، مستقیم بودند.

1- Hottingertia
2-Buccicrenata
3- comerta
4-Lituola

دهانه منفرد قاعده‌ای در گونه‌های آن در اشکال پیشرفته‌تر فشرده و شکافی گردید. هم-چنین در سینمورین پسین انشعاب دیگری از لیتولا با دهانه غربالی و دیواره حفره دار ناهموار به نام پسودوسیکللامینا ظهور یافت و تا آپتین پایدار باقی ماند.

از جمله تغییرات تکاملی اشکال کرتاسه، استحکام پرده‌های حفره‌دار و افزایش پیچیدگی قشر داخلی بوده است. در چوفاتلا پیچش بسته و پرده‌ها هم ضخامت با غشاء زیر قشری پیچیده گردید. در تورینوسلا¹ پوسته، فشرده‌تر و میزان پیچش افزایش یافت.

همزمان با این انشعابات تکاملی، در کرتاسه میانی - پسین فرم‌های بادبزی شکل و آگلوتینه و ناهموار مانند پسودوچوفاتلا ظهور یافتند.

به طوری که در سنومانین، چوفاتلا به اسپروسیکلینا² با پیچش اولیه مسطح و سپس بادبزی و غشاء زیرپوستی ناهموار و تعدادی پیلار مرکزی منشعب شد سپس این جنس در کنیاسین با افزایش پیچش تروکوسپیرل و توسعه سیتولاهای مورب مستحکم-تر، سورناینا³ را به وجود آورد.

در آکسفوردین پسودوسیکللامینا به آنسیس پیروسیکلینا⁴ با بخش مرکزی اشغال شده توسط پیلارهای متراکم منشعب شد. این جنس تا کامپانین باقی ماند. در کرتاسه پسین، لیتولوئیدها از بزرگتر و از نظر ساختمان داخلی پیچیده شدند. در سنومانین، جنس‌هایی با صدف کروی و لایه‌های افقی بین پرده‌ای مانند رتی کولینلا⁵ و در در ماستریشتین اشکالی با صدف‌های بزرگ و پیچش بسته و پیلارهای میان پرده‌ای مانند لوفتوزیا و مارتی گوسیا⁶ و با غشا خارجی مستحکم ظهور یافتند. با این وجود، در پایان کرتاسه لیتولوئیدها منقرض شدند. آتاکسوفراگمیدها در کرتاسه معمول بودند.

1- *Torinosuella*
 2- *Spirocyclina*
 3- *Somayina*
 4- *Anchispirocyclina*
 5- *Reticulinella*
 6- *Martiguesia*

آنها دارای صدف مخروطی تا تقریباً بادبزی با پیچش تروکوسپیرال باز یا بسته بودند. مورفولوژی عمده در این گروه، تقسیم پیرامون حجرات با تیغه‌های خمیده یا شعاعی و تشکیل اتافک‌های کوچک بدون نظم است.

در کامپانین، (فندرینیدهای کرتاسه) کولوملا مرکزی خود را از دست داده و به آتاکسوفراگمیدها منشعب شدند. پیچش بسته آتاکسوفراگمیوم¹ با حصول بخش‌های پیرامونی به اوپرتوم² و اوربیگ نیرا³ و تبدیل شد. همچنین به صورت کاملاً مستقل، در آلبین پیچش ساده تروکوسپیرال آرنوبولیمینا⁴ آکورز⁴ با تیغه‌های عمودی و در نتیجه ایجاد اتافک‌های نامنظم به ورکورسلا⁵ و تیغه‌های افقی به کونولینا⁶ منشعب شد. در سنومانین، حجرات آتاکسوفراگمیدها با بخش اولیه تروکوسپیرال توسط تیغه‌های افقی و عمودی تقسیم شده پسودوتکستولاریلا به وجود آمد.

از دیگر گروه‌های مهم آگلوتینه کرتاسه پیشین در حوضه تیس اوریتولینیدها می‌باشند. آنها دارای پوسته مخروطی بوده و از تکامل اشکالی همچون اورگونیا⁷ (با دورهای اولیه اولیه تروکوسپیرال، ساده و تک ردیفی و سپس دورهایی با حجرات فاقد تیغه) و از فرم‌های تیغه داری مانند کاسکینولینوئیدس بوجود آمدند (شکل 4-6). اورگونیا و کاسکینولینوئیدس به فرم‌هایی با اتافک‌های راست گوشه در پیرامون حجرات مانند دیکتیوکنوس و سرانجام اوریتولینا متحول شدند. اوریتولینا فاقد پیچش اولیه و دارای تیغه‌های شعاعی ضخیم مرکزی می‌باشد.

در اشکال ماکروسفریک، بخش جنینی پیچیده و شامل دو حجره پروتوکونک و دو تروکونک، بخش‌های ساب‌امبریونیک و پرامبریونیک می‌باشند. پوسته اریتولینیدها با شکل ناحیه امبریونیک و اندازه و شکل حجرات بعد از آن در مقطع عرضی شناسایی می‌شود. گذرگاه‌های حجره‌ای در بخش شعاعی فضای مرکزی لایه حجره‌ای تشکیل

1-Ataxophragmium

2- Opertum

3- Orbygnyra

4- Arenobulimina acquires

5- Vercorsella

6-Cuneolina

7- Urgonia

شده‌اند(به عبارت دیگر بخشی از حجره که با تیغه‌های شعاعی تقسیم‌بندی شده است). این بخش‌ها در مقطع عرضی به صورت سه گوشه یا چهارگوشه و یا تخم‌مرغی یا شکل مبهمی از تمام آن‌ها دیده می‌شوند. در بخش مرکزی اربیتولینا، استولون‌ها به صورت منظم در ردیف‌های شعاعی از یک حجره به حجره دیگر کشیده شده‌اند. ناحیه جنینی در اربیتولیندها از یک بخش ساده شامل پروتوکونک و دوتروکونک، مانند پال-اوربیتولینا¹ و بخش امبریونیک تقسیم شده به پروتوکونک و دوتروکونک اما دارای ساب‌امبریونیک ناقص مانند پراوربیتولینا² تکامل یافته است. در مراحل بعدی، این اشکال به فرم‌هایی با دوتروکونک و منطقه ساب‌امبریونیک قطورتر مانند مزواوربیتولینا³ مزواوربیتولینا³ تبدیل شدند. در کونیکواوربیتولینا⁴ بخش پیرامونی حجرات با تیغه‌های عمودی و شعاعی تقسیم شده بود در حالی که در اوربیتولینا دوتروکونک دارای تقسیمات بیشتر و قطر بیشتری نسبت به ناحیه ساب‌امبریونیک بوده است. اربیتولیندها در شناسایی بیواستراتیگرافی پلاتفرم‌های کربناته تئیس کاربرد گسترده‌ای دارند (هنسون 1948 و شرودر 1975) آنها دارای محدوده سنی کوتاهی بوده و در مقاطع نازک بخوبی قابل تشخیص می‌باشند.

6-5 میلیولین‌های کرتاسه

میلیولین‌ها با ظهور آلوتولینیدها برای اولین بار در کرتاسه مورفولوژی دوکی شکل را نشان دادند. با اینکه ظاهر خارجی آلوتولینیدها کمی شبیه فوزولین‌های پرمین است اما در مقاطع نازک بخوبی قابل تشخیص می‌باشند.

آلوتولینیدها اساساً از فوزولین‌ها در دیواره پرسلانوز و بدون منفذ (که شامل یک لایه خارجی روشن و یک لایه داخلی تیره است) و سپتولا پیچ خورده متمایز می‌شوند.

1- Palorbitolina
2- Praorbitolina
3- Mesorbitolina
4- Conicorbitolina

آلوئولینیدها بر خلاف فوزولین‌ها دارای چین‌خوردگی پرده‌ای نیستند و سپتولا فضای حجره‌ای را قطع کرده و به کف آن رسیده است. در آلوئولین‌ها ته‌نشینی کلسیت در امتداد کف حجره نسبت به فوزولین‌ها یکنواخت‌تر است. ناحیه جنینی شامل یک حجره جنینی کروی است که با لوله پیچ‌خورده که در (مرحله اولیه، قبل از بلوغ) بعضی از جنس‌های میلیون کاملاً پیچیده شده، ادامه یافته است. سپس در مرحله نهایی، تعداد زیادی حجره به صورت پلانیس‌پیرال در حول محور طولی پیچیده شده‌اند. پرده‌های ثانویه یا سپتولاها باعث تقسیم حجرات شده‌اند. کانال‌هایی که در امتداد سپتولاها کشیده شده‌اند مرتبط کننده فضای بین حجرات می‌باشند. تمام اشکال کرتاسه دارای کانال‌های پرسپتال¹ بوده اما تعداد کمی مانند سیس آلوئولینا² دارای کانال‌های پست‌سپتال³ می‌باشند. آرکئوآلوئولینا⁴ یک شکل تقریباً کروی با دوره‌های اولیه استرپتو-سپیرال و یک ردیف دهانه، اولین بار در آپتین ظهور یافت. پراآلوئولینا⁵ و اوآلوئولینا⁶ در آلبن ظاهر شدند در حالی که بیشتر آلوئولینیدها با محدوده‌های چینه‌شناسی کوتاه در سنومانین به وجود آمده‌اند. ظهور تعداد خیلی کمی از آنها در کرتاسه پسین بوده: همچون ساب آلوئولینا⁷ در سانتونین - کامپانین و سن آلوئولینا⁸ در کامپانین پیشین. ساب آلوئولینا و هلن آلوئولینا⁹ اشکالی فاقد پیلار و دوره‌های اولیه سترپتواسپیرال و دوره‌های نهایی پلانی اسپیرال و اینولوت می‌باشند که احتمالاً انشعابی از پسودونومولوکولینا¹⁰ (یک میلیون ساده با پیش استرپتوسپیرال و اینولوت) در کرتاسه میانی می‌باشند (هوتینگر دروبن، 1989).

آلوئولینا به عنوان انشعابی از یک گروه جدید و نوظهور در آمریکا پیشنهاد شده است.

-
- 1- pre-septal
 - 2- Cisalveolina
 - 3- Post-septal
 - 4- Archaealveolina
 - 5- Praalveolina
 - 6- Ovalveolina
 - 7- Subalveolina
 - 8- Senalveolina
 - 9- Helenalveolina
 - 10- Pseudonummuloculina

احتمالاً راییدییونینیدها از پسودودومیا¹ و اولوئولینا در سنومانین تکامل یافته‌اند. پسودودومیا در بخش آغازین کروی‌اش شبیه اولوئولینا است اما حجرات در دوره‌های انتهایی فشرده و خمیده می‌باشند. هم‌چنین استاش (1913) این طور پیشنهاد داد که شوبینا² نیز انشعابی از اولوئولینا می‌باشد. این فرم تقریباً غیرپیچشی و استوانه‌ای بوده و با جنس‌های مورسی لا³ و راییدییونینا⁴ در کرتاسه پسین ادامه یافته است. اشکال دیگری از کرتاسه پسین پلاتفرم کربناته اقیانوس اطلس معرفی شده‌اند که این اشکال دارای پوسته‌های مارپیچی با مرحله اولیه پلانیس پیرال و اینولوت و سپس استوانه‌ای و تک ردیفی بودند. هم‌چنین نام ریپیدییونینا⁵ را برای پوسته‌های پنیروپلین و حجرات انتهایی نامنظم به کار بردند. با این حال گونه‌هایی را که استاش (1913) معرفی کرد الگوهای ساختاری یکسانی دارند و دو شکلی (ماکروسفریک و میکروسفریک) می‌باشند (هوتینگر، 2007).

خانواده فابولاریده⁶ با ترماتوفور گرد شده در کرتاسه پسین معمول بودند. این گروه مستقیماً از کوئین کولوکولینا⁷ یا میلیولین‌های واقعی مانند ایدالینا⁸ با پوسته دو جهته جهته تا پنج جهته و ترماتوفور گرد شده و دندان شبه میله‌ای منشا گرفتند سپس به پاریلوکولینا⁹ با تقسیمات ناقص هوتینگر و دروبن (1989) و لاکازینا¹⁰ تبدیل شدند. خانواده سوریتوئیده¹¹ کرتاسه با یک وقفه چینه‌شناسی قابل ملاحظه از اشکال بعدی در ائوسن مجزا شده و احتمالاً از اجداد متفاوتی منشا گرفته‌اند. هاینس (1981) پیشنهاد کرده است که این خانواده در سنونین از پری پنیروپلیز¹² با پیچش بسته و حجرات سه گوشه منشعب شده است. ویژگی عمده این گروه، پوسته غیر پیچشی آنها به صورت

-
- 1- Pseudedomia
 - 2- Chubbina
 - 3- Murciella
 - 4- Rhapydionina
 - 5- Rhipidionina
 - 6- Fabulariidae
 - 7- Quinqueloculina
 - 8- Idalina
 - 9- Pariloculina
 - 10- Lacazina
 - 11- Soritoidea
 - 12- Praepeneroplis

بادبزنی و استوانه‌ای شکل می‌باشد. توسعه مئاندروپسینا¹ نمونه‌ای از انشعابات سوریتوئیده در کرتاسه پسین است. هر حجره توسط تعدادی تیغه به تعداد زیادی اتافک تقسیم‌بندی شده است.

در اولین مرحله رشد در مئاندروپسینا، خطوط درز به صورت پیچشی از مرکز پوسته به سمت خارج امتداد می‌یابند (در این مرحله از رشد مئاندروپسینا شبیه فالوتیا² است). (است). با ادامه رشد، نرخ تقسیم‌بندی حجرات افزایش نمی‌یابد، پرده‌های شعاعی آنقدر به یکدیگر نزدیک می‌شوند که به صورت موازی به نظر می‌رسد و شکلی شبیه خطوط پیچشی سپتولاها به خود می‌گیرند. حجرات طویل و کم عرض می‌باشند به طوری که در این مرحله حداقل عرض را دارا می‌باشند. از آنجایی که مقدار عرض حجرات در این مرحله ثابت است شکل استوانه‌ای متشکل از حلقه‌های هم مرکز به وجود می‌آید. نهایتاً حجرات کاملاً در یک طرف پوسته جمع می‌شوند و سطح قبلی پوسته را به صورت یک سری منحنی‌ها می‌پوشانند.

در این گروه، حجرات با تیغه‌های شعاعی به اتافک‌های طوی و کم عرض تقسیم شده‌اند. پوسته تقریباً غیرپیچشی و در مراحل انتهایی بادبزنی و حلقوی است.

6-6 روتالین‌های کرتاسه

روتالین‌های کرتاسه انشعابات تکاملی مهمی را تشکیل دادند که در پالئوژن و نئوژن دوباره نمایان شدند. روتالین‌های بزرگ، از خانواده‌های مختلف روتالین‌های کوچکتر با بازشدگی منطقه نافی و پرشدگی این ناحیه با پیلارها به وجود آمدند. احتمالاً روتالیا³ در کرتاسه پسین از بی‌پرتوربیس⁴ متعلق به گروه دیس‌کوربینلید⁵ (جنسی ظهور یافته در تورونین و دارای منطقه نافی کوچک و پرشده) منشأ گرفته است. در روتالیا حفره نافی وسیع و متشکل از پیلارهای چندلایه ضخیم می‌باشد.

1- Meandrospina
2- Fallotia
3- Rotalia
4- Bipertorbis
5- Discorbinellid

این جنس به سرعت به خانواده‌های متفاوت روتالیده منشعب شد. به عنوان مثال می‌توان اشکال اینولوت و متقارن فیسولپیدیوم¹ در ماستریشتین را نام برد که با توسعه خارهای پیرامونی به سیدرولیتز² تبدیل شده است. اشکال اربیتوئیدی برای اولین بار در کرتاسه پسین ظاهر شدند. این گروه‌های روزن‌داران توسط محققین زیادی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

تمامی اربیتوئیدها از روزن‌داران کفزی کوچک با یک حجره ساده و پیچشی منشا گرفته‌اند. یک پوسته اربیتوئیدی از کروی شکل تا عدسی متغیر بوده و متشکل از یک لایه میانی است. مرحله اولیه با حجرات استوایی هم مرکز، از جوانب با لایه‌هایی از حجرات جانبی احاطه شده است.

بخش مرکزی حجرات میانی شامل حجرات جنینی است که با حجرات پرامبریونیک احاطه شده‌اند. نظم و نحوه قرارگیری حجرات جنینی یکی از مهمترین عوامل شناسایی گونه‌ها است.

دو حجره جنینی (دوتروکونک و پروتوکونک) توسط دیواره نسبتاً ضخیم احاطه شده‌اند. در بسیاری از گونه‌های اربیتوئیدها ناحیه جنینی در برگرنده چهار حجره می‌باشد: آنها حجرات پرامبریونیک - حجرات جنینی و حجره Auxiliary می‌باشند. در اشکال پیشرفته دو حجره Auxiliary دیده می‌شود.

در لپیدو اربیتوئیدها، حجرات Adaxilliary (حجرات کوچکی که از کانال‌های دیواره دوتروکونک منشا می‌گیرند) دیده می‌شوند در حالی که در اربیتوئیدها حجرات از کانال‌های دیواره ضخیم منطقه نافی منشا می‌گیرند و حجرات Epiauxilliary نامیده می‌شوند. در گونه‌های جوان‌تر، تعداد حجرات بیشتر است. در بخش استوایی، شکل حجرات از کمانی یا قاشقی شکل متغیر است. بخشهای اصلی که متمایز کننده اربیتوئیدها از لپی اربیتوئیدهاست، به شرح ذیل می‌باشد (شکل 5-6):

1- fissoelphidium
2- Siderolites

1- نوکلئوکونک در اوریبتوئیدها بزرگتر از لپیدواریبتوئیدس بوده و شامل یک بخش کروی و با دیواره ضخیم منفذدار است. این بخش به دو یا تعداد بیشتری حجره که از یکدیگر با یک دیواره نازک مجزا شده اند، تقسیم شده است. نوکلئوکونک در لپیدواریبتوئیدها شامل دو حجره می‌باشد. دوترکونک با اندازه بزرگتر پروتوکونک را در بر گرفته است.

2- در اوریبتوئیدها، حجرات در حلقه‌های حجره‌ای همزمان تشکیل شده پهن بوده و نسبت به لپیدواریبتوئیدها خمیده‌تر می‌باشند.

3- برش‌های نازک در امتداد حجرات کناری اوریبتوئیدها نشان دهنده شکل کمائی، کوچک و هم پوشانی آنها با یکدیگر است. حجرات کناری در لپیدواریبتوئیدها مستطیلی شکل بوده و در ردیف‌های عمودی مرتب شده اند.

بر روی منشا اریبتوئیدها مطالعات زیادی صورت گرفته است و در این مورد تفاسیر متفاوتی ارائه گردیده است. محققین گذشته همچون کوپر (1954) حجرات اولیه اریبتوئیدها را دو ردیفی در نظر گرفته و وان گورسل (1978) این حجرات را بصورت پیچشی با بصورت میکروسفریک دانسته که متناوباً بی قاعده می‌شوند. او اظهار داشت که اریبتوئیدهای Non - canaliculated منشا ناشناخته‌ای همچون سی‌بی‌سیدز¹ دارند. پیشنهاد دیگری که می‌توان داد این است که شاید *Planorbulinid* مانند آرکسیکلوس² منشا اریبتوئیدها باشد. تکامل اریبتوئیدها از مونولپیدواریبتوئیس³ بتدریج و با تقسیم دیواره‌های آن با اتافک‌های کناری اتفاق افتاده است.

با این حال، در تورینا⁴ منطقه جنینی شبیه اریبتوئیدها و امفلوسیکلوس‌ها است اما فاقد لایه میانی می‌باشد. این شکل فقط در دریای کارائیب دیده شده است. به نظر می‌رسد انشعابات لپیدواریبتوئیدس - هلکواریبتوئیدس⁵ حاصل تکامل پسودوسیدرولپتس

1- Cibicides

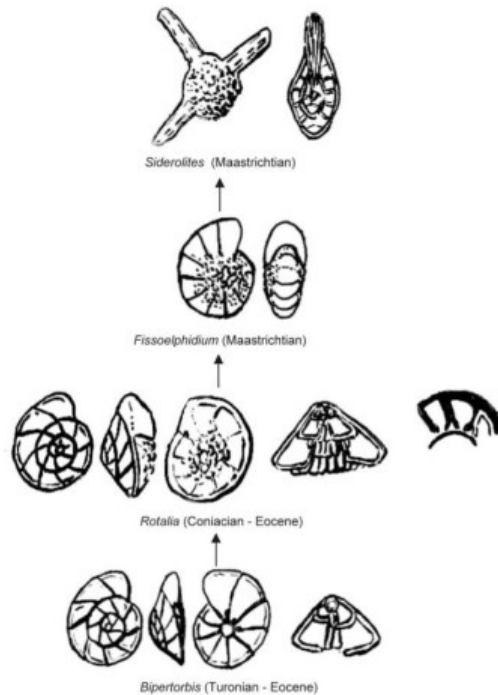
2- Archaeocyclus

3- Monolepidorbis

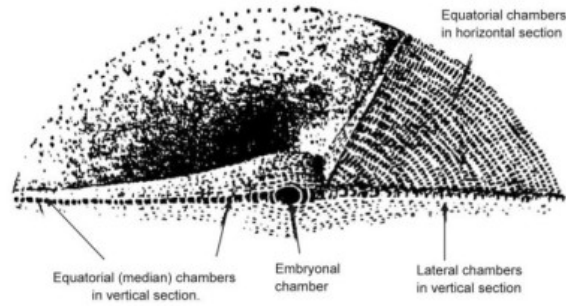
4- Torreina

5- Helcorbitoides

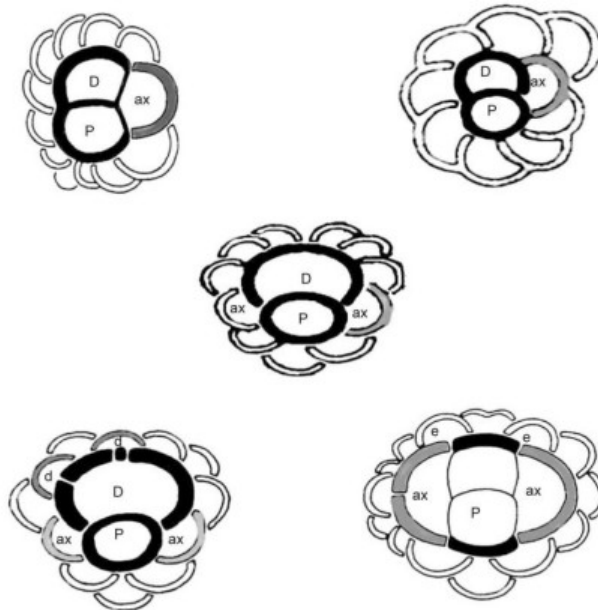
مارپیچی می‌باشند. پسودوسیدرولیتس از توسعه ضعیف حجرات جانبی در روتالین کوچک بوجود آمده‌اند (وان گورسل، 1978). ایجاد حجرات استوایی ثانویه در هلکواوریتوئیدس قبل از توسعه اتاقک‌های جانبی در لپیدواوریتوئیدس بوده است. این مسیر تکاملی یکی از بهترین مثال‌ها در رشد تدریجی یک پوسته است. با گذشت زمان، انشعابات لپیدواوریتوئیدس تکامل سیستماتیکی دیگری از قبیل افزایش تعداد حجرات Adauxiliary و افزایش نسبت قطر پروتوکونک به دوتروکونک داشته‌اند.



شکل 5-6. تکامل سیدرولیتس از پوسته ساده روتالین (وان گورسل، 1978).



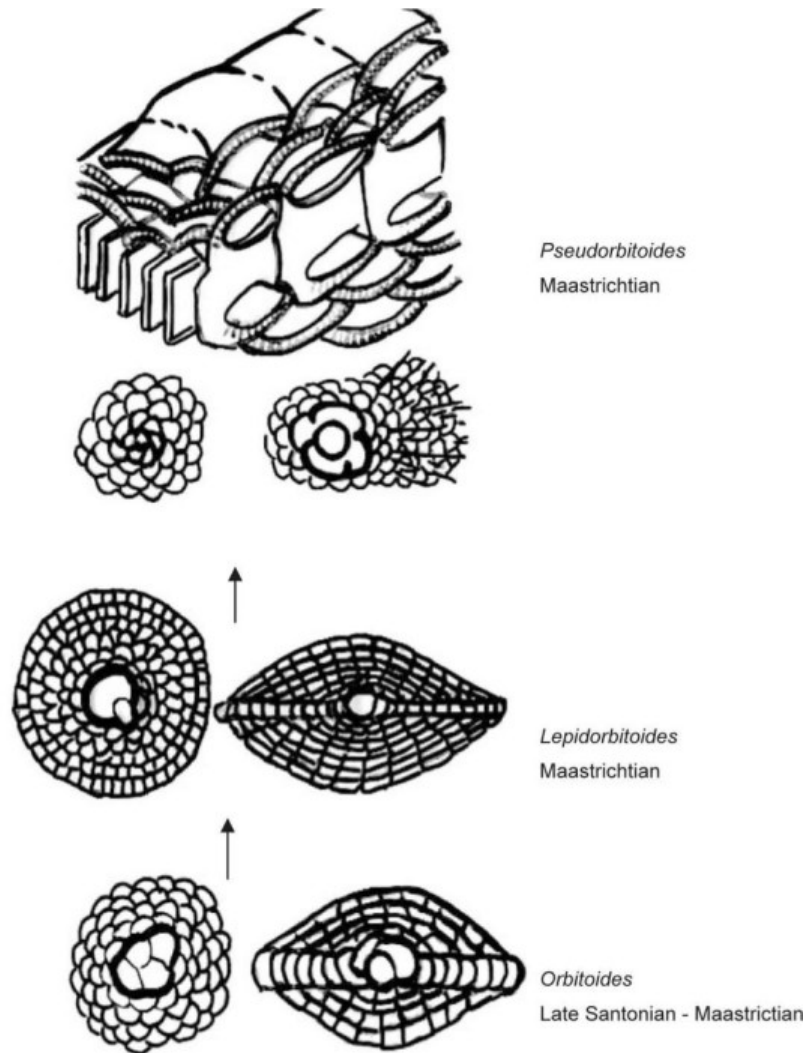
شکل 6-6. طرح شماتیک از شکل اربیتوئیدی (کارپن تر و همکاران، 1862).



شکل 6-7. طرح شماتیکی که نشان دهنده تغییر از رشد پیچشی تا متحدالمركز در اشکال اربیتوئیدی است.

P: protoconch , D: deuteroconch , ax: auxiliary chambers, d: adauxillary chambers , e: epiauxillary chambers

(کارپن تر و همکاران، 1862).



شکل 6-8. تصاویری که نشان دهنده اشکال متفاوت اریتوئیدی است (کارپن تر و همکاران، 1862)

اشکال دریای کارائیب حاصل تکامل و ایجاد حجرات جانبی و توسعه زوائد شعاعی در جنس سولک اپرکولینا¹ می‌باشند (وان گورسل، 1978). انشعابات بعدی این گروه شامل واقانیا با صفحات شعاعی، اکتینوآوربیتوئیدس² با الگوی رشد ستاره‌ای و پسودوآوربیتوئیدس با حجرات استوایی اما فاقد صفحات شعاعی می‌باشد. هم‌چنین جنس سولک اپرکولینا با ایجاد حجرات جانبی و حجرات استوایی خمیده، به اوربیتوسیکلینا سپس به جنس آسترواوربیس³ با ایجاد الگوی رشد ستاره‌ای متحول شد. چندین انشعاب روتالین‌ها در کرتاسه فوقانی تکامل یافتند اما بیشتر آنها در پایان ماستریشتین منقرض شدند. اربیتوئیدها به خاطر تکامل سریع و عمر کوتاهی که داشتند به عنوان فسیل‌های شخص کرتاسه محسوب می‌شوند.

6-7 رخساره و شرایط زیستی روزن‌داران کرتاسه

سردشدگی هوا در ژوراسیک فوقانی تا کرتاسه زیرین ادامه پیدا کرد اما بعد از اواسط بریازین، گرم شدن سریع هوا باعث افزایش سطح اکسیژن اتمسفر گردید. آب و هوای گرم کرتاسه در سراسر حوضه تتیس باعث ایجاد گروه‌های بزرگ روزن‌داران کف‌زی و ریف‌های رودیستی شد این در حالی است که در ژوراسیک بیشتر ریف‌های مرجانی غالب بودند (کاف من و جانسون، 1988). روزن‌داران بزرگ آب‌های کم عمق و شفاف با اندازه بزرگ که در محدوده ژوراسیک - کرتاسه کمتر باقی ماندند عمدتاً شامل نمونه‌های بسیار بزرگ آگلوتینه با حفرات دیواره‌ای بزرگ مثل اورتی سیکلامینا بودند که تحمل زیادی در برابر آب‌های غنی از رس داشتند. با کاهش تزئینات و حفرات سطحی تعدادی از اشکال لابریتی هموار مثل چوفاتلاها در محیط‌های نریتیک عمیق‌تر، جلبک‌های کدی آسه‌آ و داسی کلاداسه‌آ نادر شدند (بنر و ویتاکر، 1991).

1- Sulcoperculina
2- Aktinorbitoides
3- Asterobis

در والائرنین - هوتروین در جهت سازگاری با افزایش سطح اکسیژن و دمای اقیانوسی، اندازه پوسته روزن‌داران آگلوتینه افزایش و ساختار دیواره‌ای آن‌ها پیچیده‌تر شد. در کریسالیدینیده کانی‌کولی توسعه یافت که وظیفه حفرات (تبادل یونی میان سیتوپلاسم و آب دریا) را در سیکلامینیده بر عهده داشت.

در بارمین اشکال جدید و انشعابات عمده اربیتولین‌های آگلوتینه در تیس ظهور یافتند. نمونه‌های بزرگ قادر به زیست در محیط‌های کربناته کم عمق آرناد وانو (1980) بودند اما غالباً در پلاتفرم‌های خارجی معمول بودند (ویلاز و همکاران، 1995).

پوسته مخروطی آنها با تقسیم‌بندی توسط اتاقک‌های کوچک و قرارگیری جلبک‌های همزیست داخل آنها مستحکم شد. با مطالعه اندازه و شکل پوسته این گروه پی به زندگی آزاد و اپی فونال آنها بردند. آن‌ها در کف بستر بر روی قاعده مسطح پوسته مخروطی‌شان قرار داشتند. با این حال اشکال ابتدایی و کوچک دیکتیوکونینه¹ احتمالاً در زون نورانی ساکن بوده‌اند (آرنود وانو، 1975).

طبق پیشنهاد بنر و سیمونز (1994)، جنس لنتی کولاریز² و پالئواریتولینا³ در اعماق 10-50 متر حضور داشت. سیمونز و همکاران (2000) اظهار داشتند که لایه‌های گلی غنی از اربیتولین‌های بزرگ و مسطح مختص رسوبات پیشرونده می‌باشند. در حالی که بیشتر اشکال مخروطی در آب‌های کم عمق تکامل می‌یابند. ارتباط میان شکل و عمق دیرینه در اربیتولین‌ها تنگاتنگ است (ریس و هوتینگر، 1984).

در کرتاسه میانی، چوفاتلا و اوربیتولینیدها همزیست با رودیست‌ها و گروهی از نرم‌تنان دو کفه‌ای غیرعادی بودند. مرجان‌ها نیز احتمالاً فقط همزیست ریف‌های دور از خط استوا بوده‌اند. ثابت شده است که دمای آب‌های سطحی استوایی در طول آپتین به 30 درجه هم می‌رسیده و این دما برای مرجان‌ها مرگبار بوده است. در واقع در این زمان ریف‌های رودیستی برای اولین بار ظاهر شدند.

1-Dictyoconinae

2- lenticularis

3- Palorbitolina

رودیست‌ها در آپتین - آلبین متنوع گردیدند و تکثیر یافتند اما به سرعت در پایان ماستریشتین شروع به از بین رفتن کردند به طوری که در پایان مزوزوئیک تمامی آنها منقرض گردیدند.

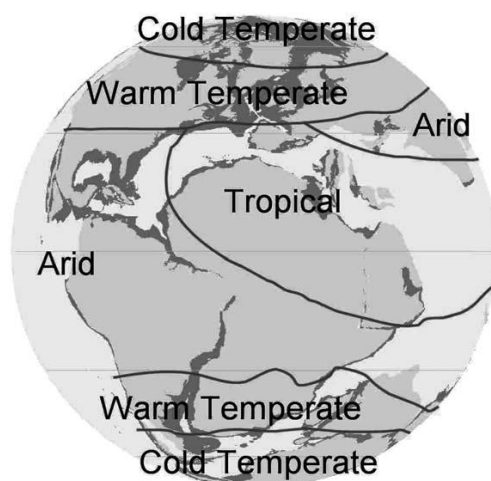
افزایش تعداد اشکال روزن‌داران با حفرات بزرگ در آپتین زیرین - فوقانی احتمالاً در جهت سازگاری با کمبود اکسیژن در این زمان بوده است. افزایش دی‌اکسید کربن حاصل از آتشفشان اونتونگو جاوا¹ در این زمان باعث گرم شدن هوا و افزایش هیدراتهای متان و ایجاد شرایط گلخانه ای و آبهای فاقد اکسیژن شده است.

در سنومانین گروه مهم دیگری به نام آلوئولینیدها برای اولین بار ظهور یافتند. استنباط ما این است که این اشکال دوکی شکل با حفرات بزرگ در مقایسه با فرم‌های مشابه هولوسن، در آب‌های گرم و کم عمق نهشته شده‌اند. در واقع تمامی آلوئولینیدها توسط ریکل (1964) مربوط به محیط نرتیک (شلف داخلی) در نظر گرفته شده‌اند.

ظهور آنها احتمالاً بر اثر یکی از فوران‌های گسترده بازالتی OAE در محدوده زمانی سنومانین - تورونین در ماداگاسکار و کارائیب بوده است. در کرتاسه پسین آب و هوای جهانی گرم و مرطوب اما نسبت به ژوراسیک سردتر بوده است. در این زمان بزرگ روزن‌داران فراگیر شدند و تجمعات وسیعی را در آب‌های عمیق‌تر گرمسیری و نیمه گرمسیری تشکیل دادند.

به تدریج در پایان سنومانین، زیستگاه‌های بزرگ روزن‌داران با اشکال جدید و عمدتاً روتالین‌های جدید دارای پوسته اربیتوئیدی اشغال شدند. وجود این خصوصیت و گسترش اتافک‌های جانبی و استوایی در این روزن‌داران، باعث سازگاری محیطی آنها شده است. امروزه، اندازه بزرگ اربیتوئیدها به نرخ رشد بالای صدف که متحمل گونه‌های همزیست است و افزایش اندازه پروتوکونک آنها باز می‌گردد. افزایش اندازه پروتوکونک مرتبط با شدت بالای نور در زون‌های نورانی می‌باشد.

تمایل اربیتوئیدها به تقارن شعاعی احتمالاً مرتبط با زندگی آرام‌تر آنها بوده است به طوری که عمدتاً پذیرفته شده که اربیتوئیدها در دریا‌های گرم و کم عمق با جریانات کمتر تکامل یافته‌اند.



شکل 6-9. زون های آب و هوایی در کرتاسه پیشین (لحمن و همکاران، 1999)

با این وجود، این محقق بیان کرد که تمامی جنس‌ها شرایط اکولوژیکی یکسانی نداشته‌اند. این گروه بیشتر در عمق 50 متر زیست می‌کرده‌اند اما، پسودواوربیتوئیدس در دریای کارائیب در محیط‌های عمیق‌تر جلو ریف حضور داشته و همچنین زیستگاه اوربیتوئیدس و واقانیا در محیط‌های پشت ریفی بوده است. احتمالاً امفالوسیکلوس¹ در اروپا، در آب‌های کم عمق‌تری نسبت به لپیدواوربیتوئیدس و کلیپ اوریس² زندگی می‌کرده است بعضی از روتالین‌ها از جمله سیدرولیت‌ها در ماستریشترین دارای خار-های توسعه یافته در پوسته بودند. بزرگ روزن‌داران بزرگ کرتاسه در رخساره‌های متنوع، به صورت محدود در قاعده امواج، در محیط‌های لاگونی و یا ریف‌های سطحی و زیرسطحی حضور داشته‌اند. ارتباطات متفاوت روزن‌داران با یکدیگر وابسته

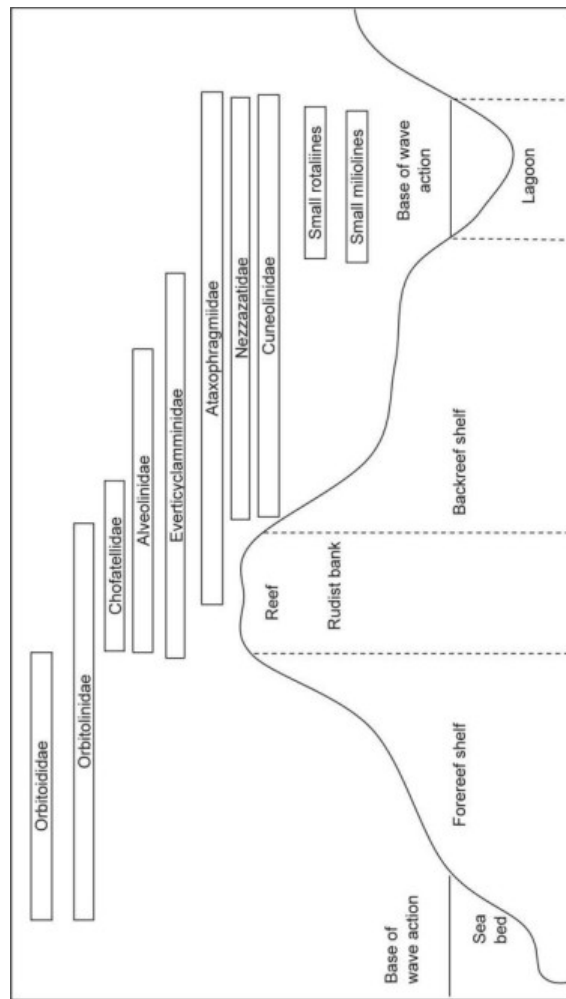
1- Omphalocyclus
2- Clypeorbis

به رخساره‌ها و محیط‌های رسوب‌گذاری متفاوت است. نزازاتیده^۱ و کونئولینیده^۲ عمدتاً در محیط‌های لاگونی همراه با میلیولیده و ورنولینیده^۳ دیده شده‌اند و در اثر آشفستگی محیطی از بین رفته‌اند. شکل 6-9 نشان دهنده محدوده پالئوآکولوژیکی و اهمیت اشکال کرتاسه می‌باشد.

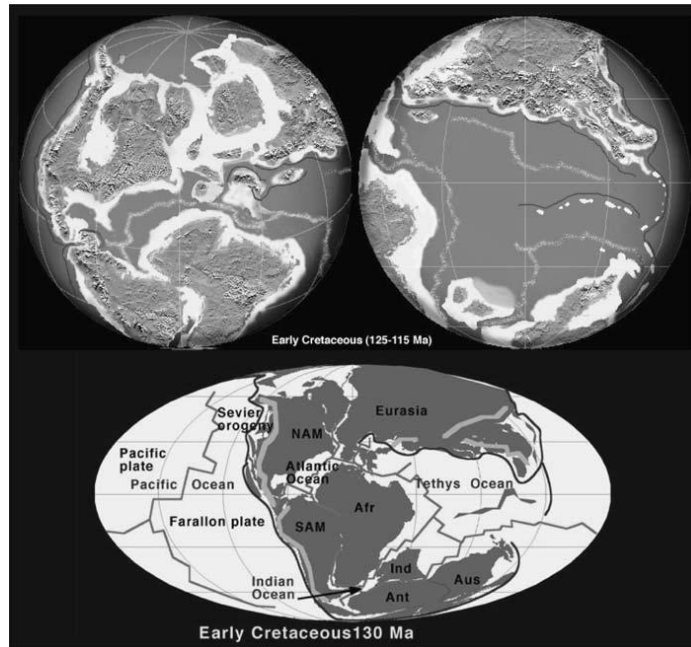
6-8 انتشار جغرافیایی قدیمی روزن‌داران کرتاسه

شکست بزرگ قاره پنگه‌آ که در ژوراسیک شروع شده بود در طی کرتاسه پیشین ادامه پیدا کرد. بسیاری از مناطق با اقیانوس‌های قاره‌ای کم عمق و دریا‌های داخلی پوشیده شده بودند. اروپا، آسیا، آفریقا و آمریکای شمالی بصورت یک سری جزایر بودند. در کرتاسه بازشدگی اقیانوس اطلس در جنوب رخ داده است. این در حالی است که در همین زمان رشته کوه‌های آلپ در اروپا شروع به ساخته شدن کردند. هندوستان از گندوانا جدا و تبدیل به یک جزیره شد. آفریقا و آمریکای جنوبی از یکدیگر جدا شدند آفریقا به سمت شمال حرکت کرد و فاصله ای که با تیس داشت شروع به بسته شدن کرد.

1-Nezzazatidae
2- Cuneolinidae
3- Verneulinidae



شکل 6-10. گسترش روزن‌داران کفزی زمان کرتاسه در تبتیس (لحمن و همکاران، 1999).

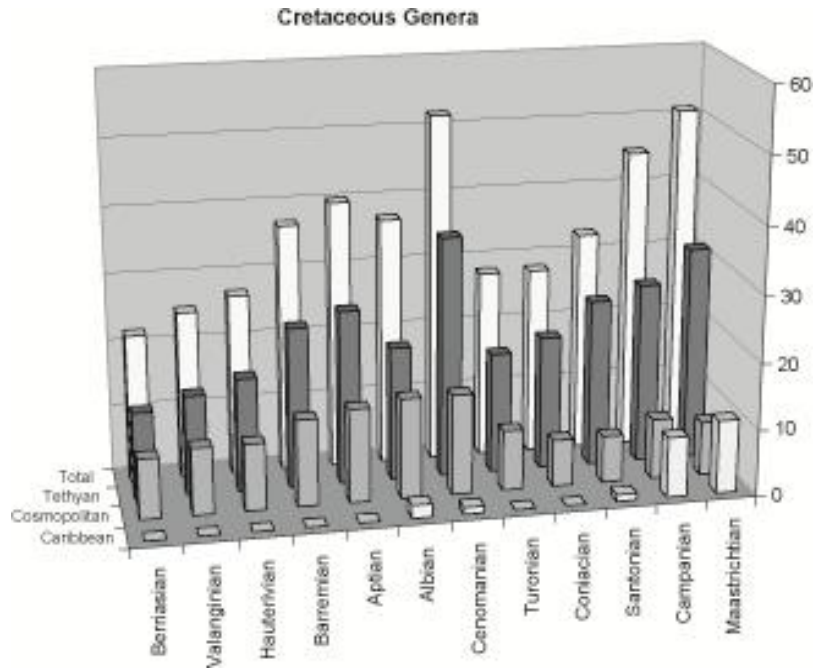


شکل 6-11. بازسازی تکتونیکی و پالئوژئوگرافی در کرتاسه پیشین

قاره‌ها بصورت امروزی شان شروع به شکل گرفتن نمودند. در بریازین تعداد خیلی کمی از اشکال جدید (5٪) برای اولین بار ظهور یافتند و تقریباً تمامی روزن‌داران کفزی، اشکال باقی مانده از زمان ژوراسیک بودند. 55٪ این نمونه‌ها محدود به ناحیه تتیس بودند. آنها در کرتاسه پیشین تجمعاتی را با مرجان‌های اسکلراکتینا آراگونیتی و جلبک‌های سبز آهکی (اکتینوپورلا پودولیکا)¹ و دو کفه‌ای‌های رودیستی تشکیل دادند. بیشتر این اشکال در طی والانژنین نیز حضور داشتند. فراوانی روزن‌داران در دریای کارائیب کم بود. صفحه اقیانوس آرام در حال رشد بود اما هنوز کاملاً کوچک و حاشیه غربی آمریکای شمالی و جنوبی دارای کمان‌های آتشفشانی بود.

1- *Actinoporella podolica*

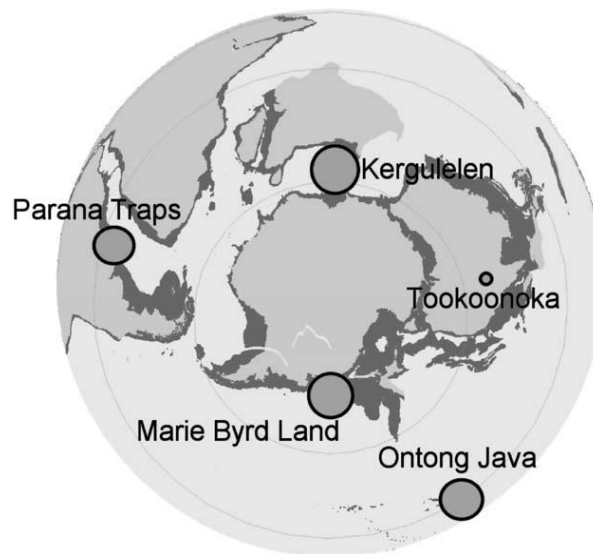
در پایان بریازین به علت اتمام سردشدگی ژوراسیک فوقانی ، فقط 5٪ بزرگ روزن-داران تتیس ناپدید شدند (شکل 6-12).



شکل 6-12. نمودار آماری جنس های کرتاسه پیشین (بوداقر فادل، 2008).

والانژنین، یک دوره حد واسط میان محیط نسبتاً سرد پایان ژوراسیک تا شرایط گلخانه-ای کرتاسه می‌باشد. در طی والانژنین اشکال جدید آگلوتینه در نواحی تتیس به وجود آمدند (این اشکال 20٪ کل روزن داران والانژنین را تشکیل می‌دادند) به طوری که فقط 20٪ نمونه‌های جدید فراگیر بودند. در هوتروین ، این فرم‌ها در تتیس باقی ماندند علاوه بر اینکه تعداد کمی (18٪) از گونه‌ها نیز نوظهور بودند. در پایان والانژنین و هوتروین پیشین، آتشفشانهای قابل توجهی همچون پارانا در آمریکای جنوبی (شکل 24-5) و نفوذی‌هایی با وسعت کمتر مانند اتن دکا در نامیبی و آنگولا فعالیت داشته‌اند.

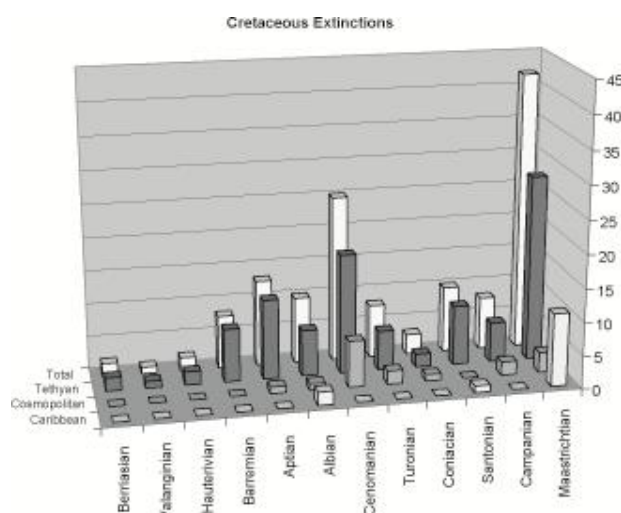
در اثر این فعالیت‌ها تعداد کمی از گونه‌ها (7٪) در تئیس منقرض شدند. اشکال منقرض شده عمدتاً فرم‌های طویل و بزرگ باقی مانده از ژوراسیک بودند. با این وجود احتمالاً بریوزوا بحران شدیدی را متحمل شده‌اند. این زمان مصادف با یک سردشدگی بوده است و طبق نظر والتر (1989) به دنبال آن گرم شدن سراسری رخ داده است.



شکل 6-13. وضعیت قاره‌ها در پایان بارمین - آپتین پیشین و موقعیت Ontong Java LIP در کرتاسه میانی (بوداقر فادل، 2008).

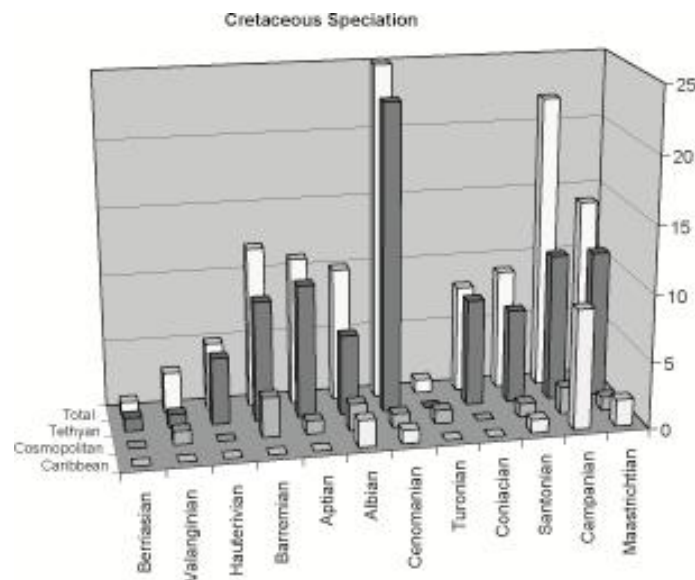
با شروع بارمین، روزن‌داران توسعه یافتند و اشکال جدیدی ظاهر شدند (32٪ نمونه‌های این زمان جدید بودند). آنها عمر کوتاهی داشتند و فرصت کافی برای تثبیت نداشتند به طوری که بیشترشان در پایان بارمین منقرض شدند. عامل انقراض در این زمان کمبود اکسیژن و بالا رفتن سطح اقیانوسها عنوان شده است (کورتیلوت و رنه، 2003). (22٪ گروه‌های روزنه داران در پایان بارمین منقرض شدند).

شرایط محیطی در بارمین پسین - آپتین پیشین نتیجه آتشفشان اوتونگ جاوا که جریان بازالتی به ضخامت 40 کیلومتر را ایجاد کرده، می‌باشد. بر طبق نظر هالام و ویگنال (1997)، گروه‌های روزن‌داران در کرتاسه پیشین خیلی کم تحت تاثیر این فوران‌ها قرار گرفته‌اند و تعداد نسبتاً کمی انقراض در این زمان رخ داده است (شکل 6-14). این موضوع احتمالاً به زیردریایی بودن فوران‌ها بستگی دارد. در این زمان مقدار SO₂ اتمسفر کم و حد CO₂ برای غیر اکسیده کردن آب و ایجاد شرایط گلخانه‌ای کافی بوده است. به این جهت دلایل خوبی برای ارتباط فوران‌های اوتونگ جاوا و OAE در پایان بارمین، وجود دارد اما شاید به خاطر اینکه بیشتر زیستگاه‌های ریفی بوده‌اند، این آتشفشان‌ها فقط منجر به انقراض تعداد کمی از روزن‌داران بزرگ شده‌اند. آپتین یک زمان طولانی و پر حادثه همراه با گسترش سریع اقیانوس اطلس بوده است. بازشدگی این اقیانوس برای اختلاط آب‌های استوایی مرتبط با فوران‌های OAE که در فواصل زمانی معین تا سانتونین ادامه داشتند، کافی بوده است. در حالی که تیس در حال بسته شدن و رشته کوه‌های آلپ در حال تشکیل بودند، شیل‌های سیاه در مرکز تیس و نواحی غربی اقیانوس آرام ته نشین می‌شدند.



شکل 6-14. نمودار آماری جنس‌های منقرض شده در کرتاسه (هالام و ویگنال، 1997).

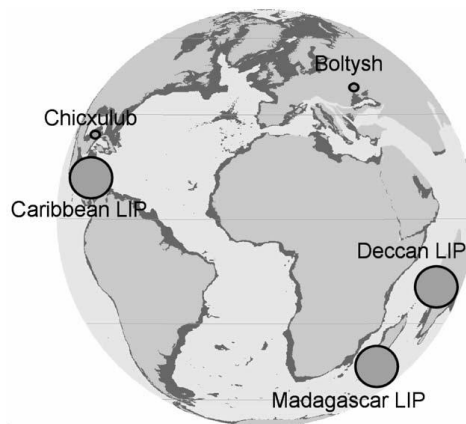
شواهد اکولوژیکی تاکیدکننده نرخ بالای فعالیت‌های آتشفشانی به ویژه در پشته‌های میان اقیانوسی است. Kergulen Plateau بزرگ‌ترین فوران اقیانوسی بعد از اوتونگ جاوا در جنوب اقیانوس هند در آپتین پیشین رخ داد. این فوران همزمان با فعالیت Rajmahal در شرق هندوستان بوده است. این فوران‌ها همراه با فعالیت آتشفشانی غرب استرالیا موجب فروپاشی شرق گندوانا گردیدند. در طی این وقایع، سطح آب اقیانوسی بالا آمد به طوری که در آن زمان این سطوح 200 بالاتر از سطح امروزه اقیانوس‌ها بوده اند. فعالیت‌های آتشفشانی موجب بالارفتن دی‌اکسیدکربن اقیانوس‌ها و اتمسفر شدند بنابراین سطح اکسیژن پایین آمد. فراوانی شیل‌های سیاه و سازندهای غنی از نفت نشان دهنده محیط فقیر از اکسیژن در این زمان می‌باشد. در آپتین پیشین و میانی یک افزایش دما در سطح کره زمین ثبت شده است (جنکینز و ویلسون، 1999؛ جنکینز، 2003). در نتیجه آن یک جابجایی عمده در بزرگ روزن‌داران کف‌کزی تئیس رخ داده است.



شکل 6-15. نمودار آماری جنس‌های ظهور یافته در کرتاسه (هالام و ویگنال، 1997).

11 جنس آگلوتینه جدید در آپتین ظاهر شدند. 10 تا از آنها منحصر به تتیس و بقیه گسترده بودند. میلیون‌های بزرگ جثه برای اولین بار در آپتین تتیس ظاهر شدند و در آلبین و سنومانین به تجمعات محیط‌های لاگونی پیوستند. اربیتولین‌ها با صدف مخروطی و آگلوتینه و ساختمان داخلی پیچیده به محیط‌های ریفی گرم و کم عمق تتیس هجوم آوردند. در طی آپتین رودیست‌ها جایگزین مرجان‌ها در بسیاری از زیستگاه‌ها شدند. در آپتین پسین، انقراضات افزایش یافتند اما بعضی از جنس‌های این زمان با اشکال جدید جایگزین شدند. این انقراضات مصادف با افت سریع سطح آب دریا و فروپاشی اکوسیستم‌های ریفی در آپتین - آلبین بوده است. در تاریخ کرتاسه، برای اولین بار در آلبین، درصد کمی از بزرگ روزن‌داران (فقط 2٪) منحصر به دریای کارائیب بودند در حالی که 50٪ آنها متعلق به تتیس بودند. با پایان آلبین این اشکال منقرض شدند. این انقراضات مصادف با فوران هس رابز در شمال اقیانوس آرام بوده است (الدهولم و کافین، 2000). در پی این حادثه در سنومانین پیشین، 25 جنس جدید در تتیس ظهور یافتند که بیش از 68٪ آنها آلوئولین‌ها بودند. گروه‌های اصلی بزرگ روزن‌داران متعلق به نواحی گرمسیری و نیمه گرمسیری، لاگونی و آب‌های کم عمق تتیس بودند و فقط تعداد کمی از اشکال در کارائیب حضور داشتند.

با پایان سنومانین، بسیاری از آنها منقرض شدند. در واقع اشکال کرتاسه و نمونه‌های باقی مانده از ژوراسیک، در پایان سنومانین از بین رفتند. این انقراضات با فروپاشی اکوسیستم‌های ریفی در سنومانین میانی آغاز شد (والیزر، 1996). این حادثه بیشترین تاثیر را بر روی روزن‌داران پرسلانوز و آگلوتینه داشته است. به طوری که بسیاری از زیستگاه‌ها تهی شدند. در حالی که دو کفه‌ای‌های اپی‌فونال هیچ تاثیری از این انقراض را نپذیرفتند بعضی از بزرگ روزن‌داران از جمله آتاکسوفراگمیوم تحت شرایط اکسیژن پایین منقرض شدند.



شکل 6-16. وضعیت قاره‌ها در پایان ماستریشتین و موقعیت تصادم Chicxulub در کرتاسه پسین (هالام و ویگنال، 1997)

این انقراضات را مرتبط با یک حادثه اقیانوسی دانسته‌اند در حالی که بعضی‌ها آن را در رابطه با سطح بالای آب دریاها می‌دانند. همچنین این حوادث تحت تاثیر دیگر وقایع عمده زیردریایی از جمله فوران والابی در اقیانوس هند واقع شده‌اند (الدهولم و کافین، 2000). فوران زیر دریایی والابی در اقیانوس هند موجب نشر CO₂ و ایجاد شرایط گلخانه‌ای در این دوره از زمان شده است. در تورونین تعداد کمی نمونه جدید ظاهر شدند. با این حال، در تورونین فوقانی، اشکال باقیمانده از آلبین - سنومانین منقرض شدند. در این زمان در کارائیب، هیچ کدام از انواع بزرگ روزن‌داران حضور نداشتند، بعلاوه در این ناحیه انقراض عمده رودیستی نیز اتفاق افتاد.

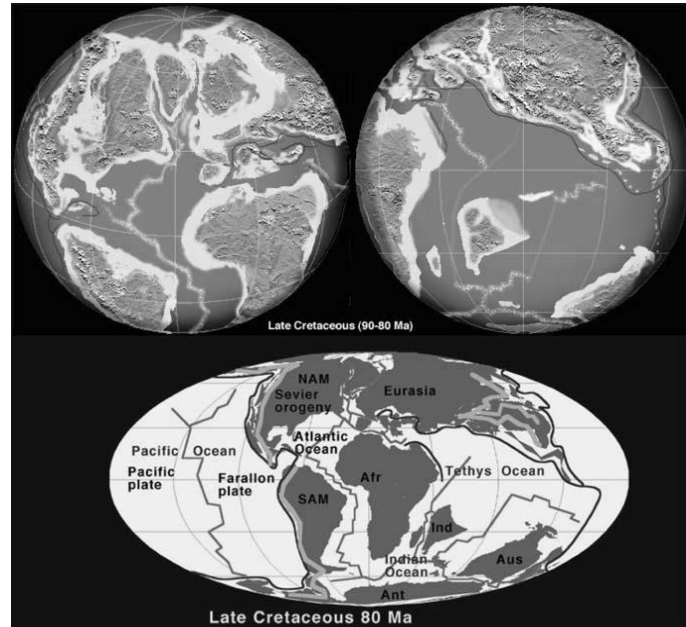
جانسون و همکاران (1996) پیشنهاد داد که فروپاشی اکوسیستم‌های ریفي در کرتاسه میانی، دلیلی بر تغییر آب و هوای تئیس در این زمان است. همچنین کورتیلوت و رنه (2003) بیان کرد که در 88-91 Ma یک سری حوادث کوتاه و کشنده باعث ایجاد تحولات اقیانوسی گردیده است. در کرتاسه در منطقه آتشفشانی کارائیب - کلمبیا (CCIP)، ابتدا فوران ماداگاسکار و سپس فوران اوتونگ جاوا باعث ایجاد انقراضات

پایان تورونین شده اند. کر (2006) پیشنهاد داد که CO₂ آتشفشانی باعث گرم شدن هوا و ایجاد شرایط گلخانه‌ای و سرانجام انقراض اجتماعات ریفی و بزرگ روزن‌داران شده است. مطالعات اخیر بر روی آنومالی‌های ایزوتوپ اکسیژن در 91 Ma نشان‌دهنده حادثه یخبندان در اواسط تورونین (یکی از گرمترین دوره‌های مزوزوئیک) است. اگر این حادثه اتفاق افتاده باشد، می‌توان گفت که محیط ناگهان تحت تاثیر تغییرات آب و هوایی مرتبط با جریانهای بازالتی در مناطق کارائیب و ماداگاسکار قرار گرفته است. در کنیاسین، جایگزینی کوتاه مدتی در روزن‌داران بزرگ صورت گرفته است. در این زمان تقریباً یک چهارم روزن‌داران جدید بودند و فقط تعداد کمی از جنس‌ها در پایان این دوره منقرض شدند. سپس در سانتونین، جنس‌های جدید و مهمی ظهور یافتند اما با پایان این زمان نیز درصد بالایی از آنها به ویژه در تیس منقرض شدند. در آغاز کرتاسه پسین، روزن‌داران پرسلانوز و آگلوتینه آبهای کم عمق تیس را اشغال کردند اما در طی این زمان (کرتاسه پسین)، گروههای جدید توسعه یافتند و زیستگاه‌های تهی شده حاصل از وقایع پایان کنیاسین و پایان تورونین را اشغال کردند. تنوع و فراوانی اربیتولین‌های هیالین در کامپانین و ماستریشتین افزایش یافت به طوری که آنها جایگزین گروههای پرسلانوز و آگلوتینه شدند. گسترش سرزمین‌های مجزا به خاطر بالآمدن سطح آب دریاها باعث شد روزن‌داران بزرگ کفزی فراگیر یا حداقل محصور به دو سرزمین باشند. در کامپانین، جایگزینی سریعی از گونه‌های جدید (دومین جایگزینی عمده در کرتاسه) در آبهای عمیق تر اتفاق افتاد. تقریباً 50٪ جنس-های کامپانین جدید بودند. 20٪ آنها متعلق به ناحیه کارائیب و 20٪ گسترده بوده و بقیه زیستگاه‌های تیس را اشغال کردند. گروههای ظاهر شده در کارائیب، زیستگاه‌های ریفی و رودیستی که در کرتاسه میانی تخریب شده بودند را اشغال کردند. در پایان کامپانین 15٪ روزن‌داران منقرض شدند. این انقراض مربوط به دو فوران آتشفشانی در اقیانوس آرام است:

Sierra Leone Rise -1

Maud Rise -2

این وقایع منجر به کاهش اکسیژن در منطقه شده‌اند (والیزر، 1995)



شکل 6-17. بازسازی تکتونیکی و پالئوژئوگرافی کرتاسه پسین (بوداقر فادل، 2008).

آغاز دوره ماستریشتین همراه با جایگزینی بالای گروه‌های روزن‌داران بوده است و تقریباً یک چهارم نمونه‌ها برای اولین بار در کامپانین - ماستریشتین ظاهر شدند. در ماستریشتین روزن‌داران از نظر ساختمان داخلی تکامل یافته بودند. در این زمان دوباره تیس جایگاه اشکال جدید گردید. در مرز کرتاسه - پالئوسن بزرگ‌ترین انقراض روزن‌داران رخ داد. تقریباً 83٪ اشکال ماستریشتین از قبیل اریبتولین‌ها و آلوئولین‌ها از بین رفتند و فقط 8٪ اشکال تیس و دیگر مناطق باقی ماندند.

در مورد انقراض کرتاسه - پالئوسن مطالعات وسیعی صورت گرفته است. بعضی از محققین اظهار داشته‌اند که شروع این انقراض قبل از پایان کرتاسه 67/5-68 Ma همزمان با نابودی اکوسیستم‌های ریفی بوده است (جانسون و کافمن، 1990).

اطلاعات جدید رادیومتری بیانگر زمان این حادثه در 67/5-68 Ma می‌باشند
(والی-ز، 2003).

دیگر محققین انقراض در این مرز را حاصل یک یا چند تصادم در $65/5 \text{ Ma}$ یا نتیجه یک ولکانیسم عظیم که باعث ایجاد تغییرات آب هوایی و بحران‌های زیستی و شرایط غیر اکسیدی اقیانوس‌ها شده، دانسته اند. شواهدی بر چند حادثه تصادمی در پایان ماستریشتین وجود دارد. از سوی دیگر، بزرگترین تصادمی که تاکنون رخ داده و باعث انقراض گسترده گونه‌ها شده، $\text{Chixculub, Yucaton}$ در مکزیک بوده است؛ (گلیکسون، 2005).

همزمان با این برخوردها، آتشفشانهای عظیم دیگری بنام فوران‌های Deccan نیز به وقوع پیوستند. بدین ترتیب مرز کرتاسه - پالئوسن مصادف با انقراض تمامی بزرگ روزن‌داران مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری بوده است.

خود آزمایی فصل ششم

- 1- جای میلیون‌ها در اواخر کرتاسه چه گروهی جایگزین شدند؟

الف- روتالین ها	ب- تکستولاریدها
ج- لاژیندها	د- فوزولیندها
- 2- گسترش پیلارها در آپتین و آلبین بصورت تدریجی رخ داده اما در چه زمانی کاملاً تکامل یافته‌اند؟

الف- سنومانین	ب- تورونین
ج- آنیزین	د- کامپانین
- 3- مقطع عرضی حجرات کدام جنس چهارگوشه است؟

الف- نئوسیکلامینا	ب- پسودوسیکلامینا
ج- سیکلامینا	د- همی سیکلامینا
- 4- کدام گروه آگلوتینه کرتاسه پیشین در حوضه تتیس دارای پوسته مخروطی هستند؟

الف- دبسکوسیکلینا ب- پسودوسیکلامینا

ج- اربیتولینا د- آلوتولینا

5- کدام اربیتولین دارای بخش امبریونیک تقسیم شده به پروتوکونک و

دوتروکونک، اما دارای ساب امبریونیک ناقص است؟

الف- کونیکواربیتولینا ب- پال اربیتولینا

ج- سمی اربیتولینا د- پراوربیتولینا

6- فرم تقریباً غیرپیچشی و استوانه‌ای در کرتاسه پسین کدام است؟

الف- اربیتولینا ب- نومولیت

ج- راپیدیونینا د- سیکلامینا

فصل هفتم

روزن‌داران کفزی مهم پالئوژن

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- روزن‌داران کفزی پالئوژن
- 2- رده بندی روزن‌داران کفزی بزرگ پالئوژن
- 3- بیواستواتیگرافی
- 4- توصیف سیستماتیک بعضی از جنس‌ها و گونه‌های پالئوژن
- 5- معرفی انواع تکستولارین‌ها، میلیولین‌ها و روتالین‌های پالئوژن

هدف های یادگیری

پس از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

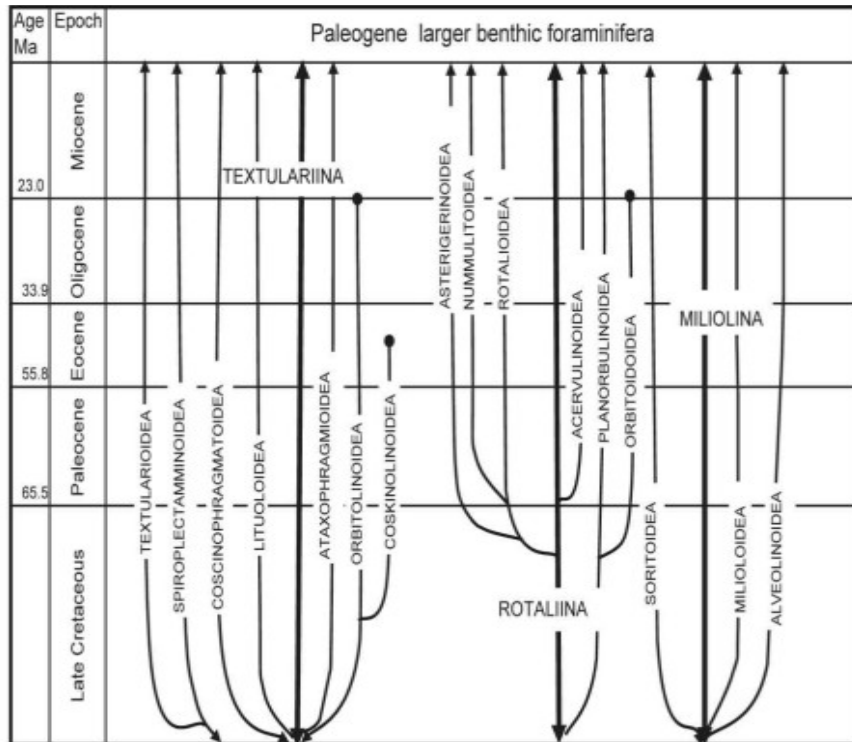
- 1- تاکسونومی روزن‌داران کفزی پالئوژن را توصیف کنید.
- 2- بیواستراتیگرافی روزن‌داران کفزی پالئوژن را شرح دهید.
- 3- تکستولارین‌های پالئوژن را شناسایی کنید.
- 4- میلیولین‌های پالئوژن را توصیف نمایید.
- 5- روتالین‌های پالئوژن را شرح دهید.

7-1 مقدمه

همان طور که در فصل گذشته ملاحظه کردید بحران کرتاسه - پالئوسن باعث از بین رفتن بیش از 80 درصد روزن‌داران کفزی بزرگ ماستریشتین گردید. در پالئوسن پیشین کاهش روزن‌داران جبران شد. اما روزن‌داران از نظر ریختی کوچک و نادر بودند و حتی اشکال نوظهور نشان دهنده تاثیر اکولوژیکی بعد از بحران بودند، تاثیر لی‌لی‌پود که نشان دهنده یک تغییر موقت و کاهش اندازه پوسته‌ای بعد از حوادث انقراضی می‌باشد (تویجت، 2006). ظهور میلیولیدها و روتالیدها (نومولیت‌های خاص و ارتوفراگمینیدها) بعد از پالئوسن پسین رخ داد به طوری که آنها در ناحیه تتیس پراکنده شدند. بعضی از روتالین‌ها، سیستم پیچیده‌ای از طناب حاشیه‌ای که شاخص نومولیت-هاست را توسعه دادند بعداً آنها نرخ‌های تکاملی بالایی را نشان داده (همراه با ارتوفراگمینیدهای سه لایه و دیسکوسیکلینا) و در ائوسن در مکان‌های جلوی ریف و پلاتفرم‌های دریای باز کم عمق ناحیه تتیس فراوان و متنوع شدند. این جایگزینی بعد از ائوسن که روتالیدها نسل‌های تکاملی جدیدی را به وجود آوردند اتفاق افتاد و مدت زمان آن در آمریکا طولانی تر از ناحیه تتیس بوده است. آنها به لپیدوسیکلینا سه لایه و ائولپیدینا تکامل یافتند. این اشکال در الیگوسن به تتیس مهاجرت کردند اما برگشت معکوس آلوئولینیدها و دیسکوسیکلینا از تتیس به آمریکا اتفاق نیفتاد. نومولیت‌های آمریکا هرگز به اندازه بزرگ نظایرشان در ناحیه تتیس نرسیدند. جزئیات روزن‌داران بزرگ پالئوژن از نقاط مختلف جهان توسط محققین زیادی مورد مطالعه قرار گرفته است. در این فصل، تاکسونومی روزن‌داران کفزی به صورت خلاصه آورده شده، سپس بیواستراتیگرافی و محیط زیستی قدیمه و محدوده جغرافیایی آنها توصیف شده است.

2-7 توصیف و تاکسونومی روزن‌داران کفزی بزرگ پالئوژن

زیر راسته‌های اصلی روزن‌داران کفزی در این زمان شامل سه گروه می‌باشند (شکل 7-1): تکستولارینا¹، میلیولینا²، روتالینا³



شکل 7-1. تکامل زیر راسته های روزن‌داران پالئوژن (آدامز، 1987)

- 1- Textularina
- 2- Miliolina
- 3- Rotaliina

7-3 بیواستراتیگرافی

روزن‌داران کفزی بزرگ به صورت گسترده در کربنات‌های پالئوژن پراکنده شده‌اند آن‌ها به تدریج یک توالی از جمعیت‌های بزرگ را درون انشعابات مهم تکاملی به ویژه در توسعه چینه‌ای کربنات‌های تیس تشکیل دادند. سیستماتیک و چینه‌نگاری زیستی آن‌ها به صورت گسترده مطالعه و تعدادی بیوزوناسیون بر اساس حضورشان تعریف شده است. یک زون بندی از روزن‌داران پالئوسن و ائوسن ناحیه تیس توسط سراکی یل و همکاران (1998) منتشر شده است. کاهوزاک و یوانیان (1997) یک زون بندی مشابه برای روزن‌داران بزرگ الیگوسن تا میوسن حوزه غربی اروپا ارائه داد. با وجود انطباق چینه‌نگاری زیستی شرق دور با استانداردهای جهانی و مقیاس‌های کرونواستراتیگرافی و استفاده از اصطلاح "اشکوب لتر"¹ در آنجا (شرق دور)، اما هنوز بیواستراتیگرافی شرق دور نامشخص و جای سوال دارد. این مشکلات به خاطر اینکه تجمع‌های روزن‌داران بزرگ رخساره‌های کنترل شده‌ای هستند و هم‌چنین به علت برقراری اغتشاش تاکسونومیکی میان تجمع‌های شرق دور و شرق میانه "محلی که اشکال مشابه از نظر تاکسونومی فراوان هستند" می‌باشند.

"اشکوب لتر" یکی از تقسیمات فرعی سنوزوئیک اقیانوس آرام و اندونزی بر اساس روزن‌داران بزرگ می‌باشد. در شرق دور محلی که توالی‌های رسوبی سنوزوئیک شامل کربنات‌های کم عمق دریایی و گرم می‌باشند، منشاء نهشته‌ها عمدتاً زیستی و در درجه اول تجمعات کفزی و جلبک است. در قرن 19 و ابتدای قرن 20 میلادی محققین تلاش کردند تا با مطالعه سنگها از طرحهای چینه‌ای حاوی تجمعات کفزی استفاده کنند. مارتین (1880) که تجمعات نرم‌تن ناحیه جاوا و مناطق اطراف را مطالعه کرد قادر به تعقیب بررسی Charles lyell در اروپا در استفاده از نسبت‌های موجود در گروههای منسوخ شده برای نشان دادن سن‌های نسبی بود. با بررسی‌های مارتین (1880) دو نظریه عمده در چینه‌شناسی سنوزوئیک حاصل شد. در ابتدا او نشان داد

1- latter stage

که تکامل تجمعات نرم‌تن شرق اندونزی مجزا از اروپا بوده و سپس در مرحله دوم به عنوان یک نتیجه، اشکوب‌های اروپا کاملاً منطبق بر منطقه اندونزی نبود. این محقق جزئیات تعدادی از برش‌های چینه‌شناسی دریایی در Javanese را مطالعه کرد و نسبت‌های موجود در نرم‌تنان منقرض شده را به دست آورد و نظم چینه‌ای این لایه‌ها را حدس زد. چینه‌نگاری و مطالعه دیگر گروه‌های مهم فسیلی روزن‌داران بزرگ به چینه‌شناسی نرم‌تنان یاری رساند اما هنوز ابهاماتی در مورد ستون چینه‌شناسی اروپا وجود داشت. در انتهای سال 1920 میلادی روزن‌داران بزرگ به عنوان گروه‌های فسیلی مناسبی برای زیست‌چینه‌نگاری منطقه اندونزی محسوب شدند. مزیتی که داشتند فراوانی آنها نسبت به نرم‌تنان بود. همچنین طرحی برای به کارگیری بیشتر اسمبلیج زون نسبت به اشکال منقرض شده ارائه شد. به کارگیری نرم‌تنان در تشخیص و انطباق برش‌ها نیازمند شناخت گونه‌های زنده و فسیلی بود. اسمبلیج زون‌های روزن‌داران بزرگ با حضور گروه‌های نشانه با استفاده از یک لوپ "عدسی" در عملیات صحرائی شناسایی شدند. آنها به صورت متناوب در توالی‌های اروپا پیشنهاد شدند و هنوز هم واحد چینه‌ای بنیادی در سراسر منطقه اندونزی - اقیانوس آرام محسوب می‌شوند.

طبقه‌بندی بعدی ترشیری در اندونزی بر اساس روزن‌داران بزرگ منتشر شد. این طرح (ترشیری) دارای 7 بخش است. 6 بخش a-f (اختصارات a ترشیری، Ta کوتاه) و بخش هفتم شامل روزن‌داران غیراریتوئیدی ترشیری (Tf-Tg).

Tg نشان‌دهنده سن میوسن پسین است. آنها مشابه اشکوب‌های محلی کریبونین¹ و ساندین² (معادل پلیوسن پیشین و پسین) می‌باشند. در نظم و رویه به دست آمده از نرم‌تنان در اشکوب محلی بانتامین³، کواترنری یا پلیستوسن با بیش از 70 درصد گونه منقرض شده نشان داده می‌شود. بنابراین این دوره زمان یا اشکوب‌های معادلی ندارد.

1-Cheribonian
2- Sondien
3- Bantamien

این رویه و نظم فوراً پذیرفته شد و حتی با وجودی که انطباقات آن با دوره های اروپایی به اندازه کافی شناخته نشده بود، این رویه به سرعت به عنوان طرح بیو-استراتیگرافی استاندارد برای منطقه جنوب شرقی آسیا محسوب شد.

محققان تأکید کردند که تاکسونومی و جزئیات بیواستراتیگرافی جنس‌ها که در ابتدای این طرح استفاده شد به اندازه کافی شناخته شده نیست و پیشنهاد دادند که تلاش‌های آینده احتمالاً تعداد تقسیمات قابل شناسایی را افزایش خواهد داد. تفاوت میان Tg و Tf اساساً بر اساس جابجایی تجمعات همراه با گروه‌های معمول میوزیپسینا و لپیدوسیکلینا و کمتر اشکال آستروتریلینا¹ و فلوسکولینا² و تمام نمونه‌های پنهان رخساره‌های کربناته (در محلی که هیچ شکل جدیدی در Tg ظهور نیافته) است. اهمیت جابجایی گروه‌ها به عنوان یک حادثه بیواستراتیگرافی توسط دیگر ارگانیزم‌های رخساره‌های کربناته هم زمان مانند انقراضات روزن‌داران بزرگ فاقد لپیدوسیکلینا بیشتر نمایان می‌شود. به طور خلاصه، کربنات‌های بیوهرمی دریای کم عمق از مخلوط مرجان‌ها و جلبک‌های کورالینه همراه گرینستون‌های روزن‌داران تا ریف‌های مرجانی چارچوب‌ساز همراه با جلبک سبز هالیمدا³ در تغییر بودند. این‌ها بعداً در اشکال قابل تشخیص یا در میکرایت‌ها و خرده‌های اسکلتی و پلت‌های ارگانیکی حفظ شدند. گرینستون‌های روزن‌داران بزرگ، بعد از این حادثه به صورت رخساره‌های نادر سیکلوکلیپئوس⁴ بخش‌های عمیق‌تر ناحیه نورانی یا کمتر کالکارنایت‌های اپرکولینا⁵ یا آمفیستژینا⁶ یا آلوتولینا⁷ نهشته شدند.

در برش‌های چینه‌شناسی آهک‌های میوسن انتهای یا پلیوسن جنوب شرق آسیا هیچ گونه نمونه سنگی حاوی پوسته‌های روزن‌داران بزرگ گزارش نشده است و با وجود استفاده از اصطلاح اشکوب به صورت گسترده انطباق مقیاس‌های استاندارد زیستی و کرونواستراتیگرافی جهانی نامشخص و مبهم می‌باشد (برگرن، 1972؛ آدامز، 1979).

-
- 1- *Austrotrillina*
 - 2- *Flosculinella*
 - 3- *Halimeda*
 - 4- *Cyclocypeus*
 - 5- *Operculina*
 - 6- *Amphistogina*
 - 7- *Alveolinella*

مشکلات عمده به خاطر این است که رخساره‌های روزن‌داران بزرگ کنترل شده بود و تحت تاثیر تغییرات سطح دریا، تاثیرات بخش نورانی - امواج و فراورده‌های رسوبی آواری می‌باشند.

در این تحقیق اشکوب‌های پالئوژن به صورت زیر عنوان شده‌اند:

پالئوسن Ta1 قابل تقسیم به 2 بخش است:

Ta1(a) شامل روزن‌داران کفزی بزرگ نادر. براساس ظهور اشکال مخروطی دیکتیوکاتینا¹ و لوخارتیا و در غرب تئیس و تشابهات با پالئوسن پیشین است.

Ta1(b) پالئوسن میانی - پسین. بر اساس حضور فالوتلا² در غرب تئیس و ظهور جهانی دیسکوسیکیلینا³ و داویسینا⁴ می‌باشد. بخش فوقانی (b) Ta1 منطبق بر ظهور نومولیت⁵ - آلئولینا و حضور رانیکوتالیا⁶ در تئیس است. این زون معادل ظهور اولین اوربیتولیدس و آکاتینوسیفون⁷ در ایالت متحده امریکا می‌باشد.

Ta2 = ائوسن پیشین براساس ظهور فراگیر آمفیستژینا و اوربیتولیتس⁸ در ناحیه تئیس می‌باشد. این معادل با حضور اشکال مخروطی ورسی یلا⁹ در امریکا می‌باشد.

Ta3 = ائوسن میانی = منطبق بر ظهور فراگیر اشکال مخروطی هالکردیا¹⁰ و همچنین شاپمانینا¹¹ و سومالینا¹² در تئیس است. بخش بالایی Ta3 با ظهور پلاتی اسپیرا¹³ در تئیس تعریف می‌شود. این زون منطبق بر ظهور *L. (lepidocyclina)* و *L. (Nephrolepidina)* در امریکا می‌باشد.

Tb = ائوسن پسین بر پایه ظهور هترستژینا سنوسالاتو¹⁴ می‌باشد.

Tc-Td = قاعده Tc = الیگوسن پیشین بر پایه ظهور سیکلوکلیپئوس¹⁵ در تئیس و انطباق بر ظهور یولپیدینا¹ و آسترولیپیدینا² در امریکا است.

-
- 1- Dictyokathina
 - 2- Fallotella
 - 3- Discocyclina
 - 4- Daviesina
 - 5- Nummulite
 - 6- Ranikothalia
 - 7- Acatinosiphon
 - 8- Orbitolites
 - 9- Verseyella
 - 10- Halkyardia
 - 11- Chapmanina
 - 12- Somalina
 - 13- Pellatospira
 - 14- Heterostegina senusalato
 - 1- Cycloclypeus

Td (الیگوسن میانی) منطبق بر ظهور میولپیدوسیکلینا^۳ و میوزیپسینا^۴ در آمریکا می- باشد.

Te زیرین (Te1-Te4) = الیگوسن پسین، بر اساس ظهور میوزیپسینا^۵ و L (*Nephrolepidina*) در شرق دور و میوزیپسینا در اروپا و منطبق بر ظهور میوزیپسینا^۶ در آمریکا می‌باشد. در تیس محدوده میان Te1 و Te2 بر پایه ناپدید شدن پالئومیوزیپسینا و ظهور میوزیپسینوئیدس کمپلاناتوس^۷ می‌باشد. شروع Te3 با آمفیسوروس مارتی نی^۸ مشخص می‌شود. در حالی که Te4 با ظهور میوزیپسینوئیدس فورموسنسینس^۹ همراه است. به موازات این زون‌بندی، طرح جدیدی برای منطقه مدیترانه بر پایه تقسیم‌بندی زیستی روزن‌داران بزرگ کفزی و انطباق مستقیم آنها با داده‌های ژئومغناطیسی، توسط سرا کی یل و همکاران (1998) تعریف شد. آنها یک سیستم از واحدهای شماره‌گذاری شده برای ترشیری برای پالئوژن ارائه دادند (لیز، 1998؛ لیز و همکاران، 2007).

این زون‌بندی منطبق بر اورتوگامینه^{۱۰} (روزن‌داران بزرگ اربیتوئیدی) پالئوسن پسین - ائوسن در مدیترانه بود.

در ذیل سه گروه اصلی روزن‌داران بزرگ پالئوژن توصیف شده‌اند:

- روزن‌داران اگلوتینه (که از اشکال کوچک باقیمانده کرتاسه منشا گرفتند)
- آلوئولیندا (در ائوسن فراوان شدند همانند انشعابات کرتاسه)
- روتالین‌ها (عمدتا اربیتوئیدها)

7-4 تکستولارین‌های پالئوژن

مهم‌ترین روزن‌داران اگلوتینه در پالئوژن شامل 3 رو خانواده متفاوت می‌باشند:

- به دو گروه ریختی قابل تقسیم هستند. اشکال طویل با دورهای اولیه تروکواسپیرال -
- دو ردیفی یا سه ردیفی تکستولارین‌ها و اشکال مخروطی که همریخت‌های اربیتوئید-

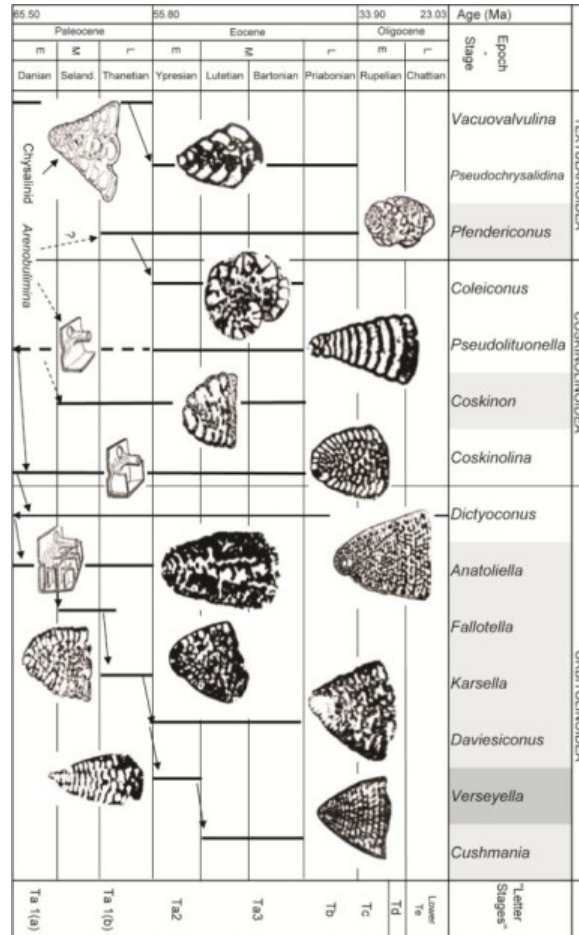
-
- 2- *Eulepidina*
 - 3- *Asterolepidina*
 - 4- *Miolepidocyclina*
 - 5- *Miogypsina*
 - 6- *Miogypsinella*
 - 7- *Miogypsinita*
 - 8- *Miogypsinoidea complanatus*
 - 9- *Amphisorus martini*
 - 10- *Miogypsinoidea formosensis*
 - 11- *Orthophragmine*

های کرتاسه همچون کاسکینولینوئیده^۱ و اوربیتولینوئیده می باشند. تکستولارین‌ها عمدتاً در رسوبات پائوسن پسین - ائوسن که در محیط‌های گرم و کم عمق تتیس بر جای نهاده شده اند یافت می‌شوند درحالی که کاسکینولینیده‌ها مخروطی و اوربیتولینیده‌ها در ائوسن میانی نادر و در رسوبات کم عمق ائوسن پسین بویژه رخساره‌های تتیس غالب می‌باشند (هوتینگر، 2007).

تکستولارین‌ها در انشعابات موازی متفاوت از اجدادشان تکامل یافتند (شکل 7-2). اشکال فراگیر پسودوکریسالیدنیا^۲ و واکووالینا^۳ با همان تمایلات اجدادشان، کریسالینیده‌ها^۴ کرتاسه با تکامل پیلا‌رهای داخلی در یک پوسته چند ردیفی تکامل یافتند. اشکال تتیس، فندرینوکونوس^۵ با ایجاد پیلا‌رهای داخلی در اشکال ساده تروکو-تروکواسپیرال آتاکسوفرامید^۶ و آرنوبولی مینا^۷ تکامل یافتند. کاسکینولینیده‌ها شکل تکاملی همان اجداد هستند. آرنوبولی مینا، اما با تمایلات تکاملی متفاوت که شامل کاهش پیچش آنوبولیمینید^۸ و این که بخش انتهایی در کولی کنوز^۹ تک ردیفی با حجرات تقسیم شده توسط پیلا‌رهای پراکنده هم‌چون کاسکینون^{۱۰} در حوزه تتیس یا پیلا‌رهای لوله ای در پسودولیتونلا^{۱۱} است. در ائوسن پیشین - میانی در کاسکینولینا پیلا‌رهای اضافی و عمودی به وجود آمدند.

-
- 1- Coskinolinoidea
 - 2- *Pseudocryadina*
 - 3- *Vacuovalvulina*
 - 4- *Chrysalinids*
 - 5- *Pfenderinoconus*
 - 6- *Ataxophramiid*
 - 7- *Arenobulimina*
 - 8- *Arenobuliminid*
 - 9- *Coleiconus*
 - 10- *Coskinon*
 - 11- *Pseudolituonella*

اوربیتولیونئیدها اشکال باقیمانده از حوادث کرتاسه و فراوان در کرتاسه پیشین - میانی ناحیه تیس با یک جنس واحد دیکتیوکنوس¹ بودند.



شکل 7-2. تکامل تکستولارین های پالئوژن جنسی هایی که نام آنها سایه دار شده، دارای گسترش جهانی می باشند. آنهایی که زمینه آنها سفید است فراگیر هستند. زمینه خاکستری روشن = تیس، خاکستری تیره : امریکا (بوداقر فادل، 2008).

1- *Dictyoconus*

در این رو خانواده بخش تروکوسپیرال اولیه به طور کامل پنهان و حجرات با تیغه‌های عمودی و افقی و پیلارهای مرکزی تقسیم بندی شده بودند. دهانه‌های روزن‌داران در موقعیت‌های متفاوت از یک حجره به حجره دیگر مرتب شده‌اند. بسیاری از اعضای این گروه محدوده سنی کوتاهی داشتند و از نظر بیواستراتیگرافی در تیس قابل اهمیت می‌باشند. فقط ورسرولا منحصر به امریکا است. اتاقک‌های مربعی دیکتیوکنوس ردیفی به نظر می‌رسد فقط متعلق به این جنس باشند. بقیه اشکال پالئوژن با انواع متفاوتی از تیغه‌ها و پیلارهای پراکنده تکامل یافتند.

اشکال کفزی بزرگ تکستولاریدها دارای محدوده سنی ائوسن می‌باشند و بسیاری از آنها در ائوسن میانی پسین ناپدید شده‌اند. فقط دیکتیوکنوس در فاصله زمانی ائوسن تا الیگوسن حضور داشته و این جنس نیز بعد از الیگوسن منقرض شده است.

7-5 میلیولین‌های پالئوژن

میلیولین‌های قابل اهمیت در پالئوژن عمدتاً به سه رو خانواده تقسیم می‌شوند:

- آلوئولینیده

- میلیولینوئیده

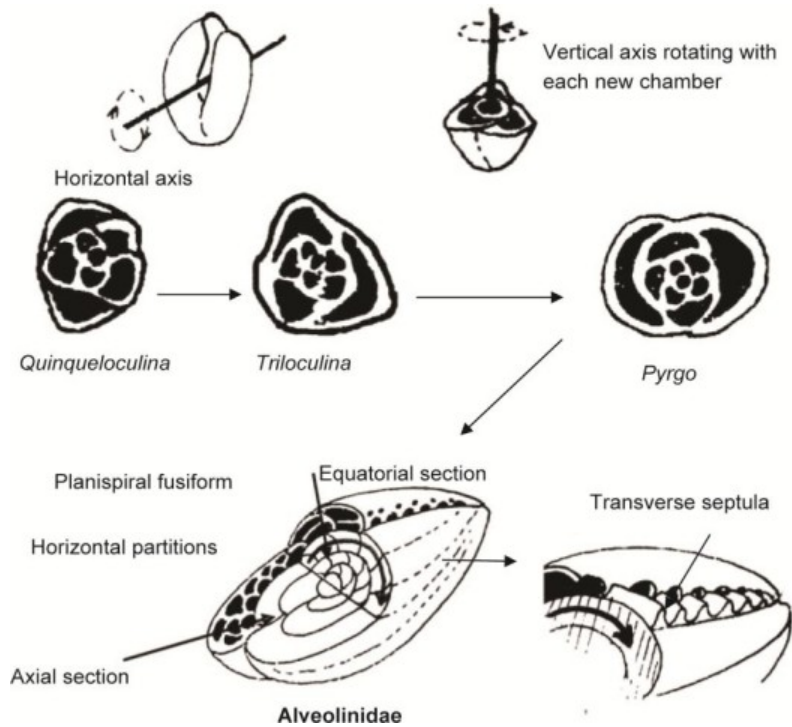
- سوریتوئیده¹

آلوئولین‌های پالئوژن شامل دو خانواده اصلی آلوئولینیده و فابولاریده² می‌باشند. آلوئولین‌ها، پرسلانوز از اشکالی با پوسته میلیولینه ساده پیچیده شده در سطح متفاوت تکامل یافته‌اند (شکل 7-3). در اشکال ابتدایی زاویه بین سطح حجرات و پوسته بصورت کوئین کولکولین 75 درجه و تریلوکولین با 120 و بیلوکولین 180 درجه می‌باشند. این اشکال به جنس‌هایی با پیچش اولیه استرپتواسپیرال تکامل یافتند اما این جنس‌ها در بخش‌های انتهایی پلانیس پیرال و استرپتواسپیرال و دوکی شکل می‌شدند. این آلوئولیندها دارای یک همگرایی ریختی با نمونه‌های کرتاسه می‌باشند اما یک وقفه

1- Soritoidea

2- Fabulariidae

20 میلیون ساله در ثبت فسیلی آلوتولینیده پالئوسن و گروه پرآلوتولینا^۱ کرتاسه میانی وجود دارد.



شکل 3-7. تکامل آلوتولین‌ها از اشکال ساده میلیولینه (بوداقر فادل و بنر، 1991)

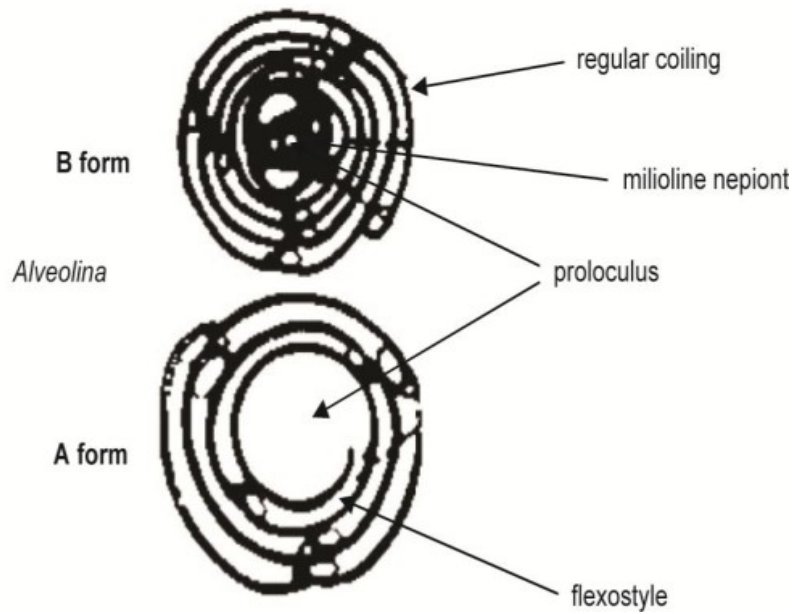
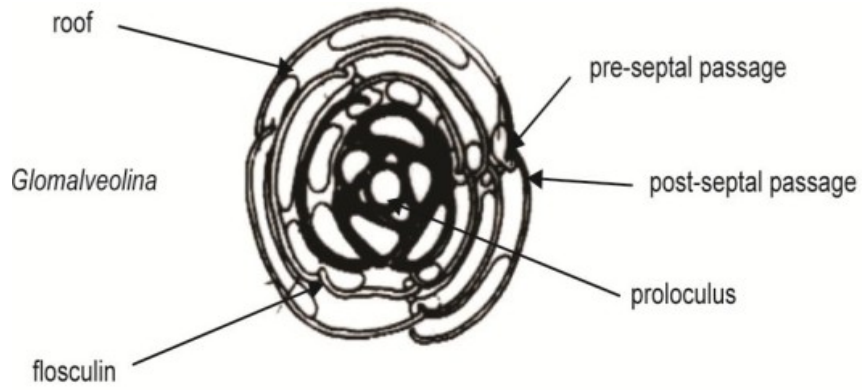
قدیمی‌ترین شکل پالئوژن گلوم آلوتولینا^۲ (بامنشا استریپتوکولین و محور پیچش ثابت در طول رشد) به عنوان نیای آلوتولینا شناخته می‌شود. گلوم آلوتولینا، کوچک گلبولی و انواع بدون فلوسکولینه با حجره جنینی کروی و پیچش ملیولینه است. پیچش میلیولینه هنوز در اشکال نوع B آلوتولینا دیده می‌شود (شکل 4-7). آلوتولینا دوکی شکل با

3- Praealveolina
1- Glomalveolina

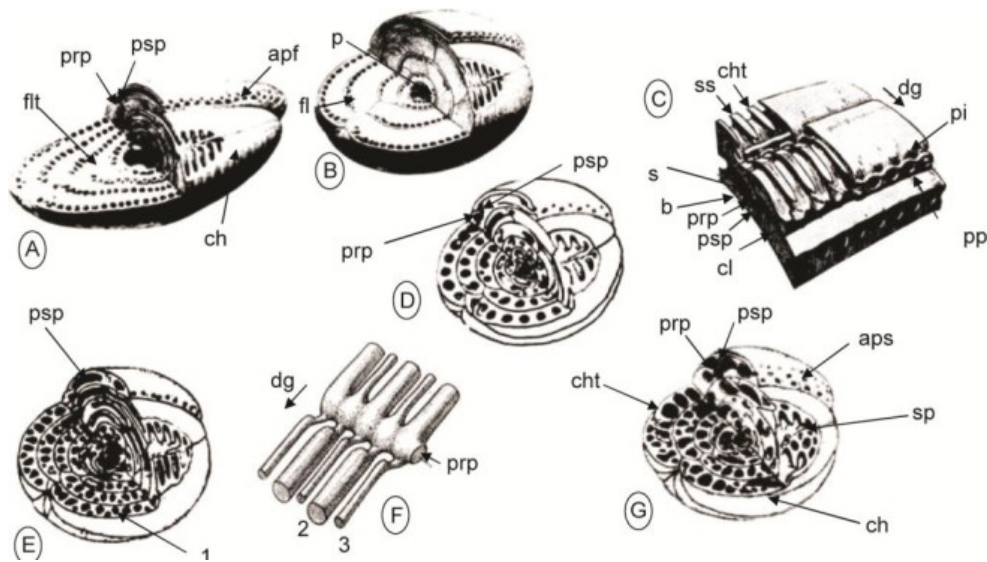
پیچش پلانسیس‌پیرال همراه با یک ردیف اتاقک در هر حجره و دارای لایه قاعده‌ای ضخیم شده فلوسکولیناسیون¹ می‌باشد. در ائوسن مقدار ضخیم‌شدگی در گونه‌های مختلف آلوتولینا متنوع است و احتمالاً برای هر جنس مقدار ویژه‌ای می‌باشد. آلوتولینا در طول ائوسن به اشکال بزرگتر تکامل یافت و قبل از پایان ائوسن میانی به اندازه‌های بزرگی رسید. این جنس مجموعه‌های فسیلی را در کربنات‌های ائوسن تشکیل داده است. اما اشکال آلوتولینا قبل از این که در پایان بطور کامل ناپدید شوند، کوچک شدند. بورلیس، یک شکل منقرض شده و به عنوان باقیمانده انقراض انتهای ائوسن میانی آلوتولینیداها فقط در الیگوسن پیشین معمول بوده است. توالی چینه‌ای تدریجی گونه‌ها بیانگر تکامل خیلی آهسته آن‌ها در الیگوسن است. تکامل گونه‌ها با افزایش تدریجی طول پوسته در حد فاصل قطبین و تبدیل شکل گلوبولی به تخم مرغی با محور کشیده بوده است. در Te² "اشکوب اندونزی - اقیانوس آرام" آلوتولینیداها شامل بورلیس پیگموس³ در بخش فوقانی Te⁴، (بوداقر - فادل و بنر، 1991) بودند. در این محل به صورت ناگهانی با شکل پیشرفته فلوسکولینا بونتاگنسیس³ جایگزین شدند. در مدیترانه شکل کوچکتری از آن بول آلوتولینا⁴ در الیگوسن ثبت شده که از پوسته استریتواسپیرال تا کوئین کولکولین پلانسیس‌پیرال منشعب شده اما بر خلاف بورلیس، ناپدید شدن بول-آلوتولینا در انتهای الیگوسن بوده است (هوتینگر 2006، 2007) اشکالی را که دارای پیچش استریتواسپیرال اولیه و اینولوت و پلانی‌اسپرال در مراحل انتهایی رشد می‌باشند را جمع‌آوری کرده است. همچون: بول آلوتولینا، ساب آلوتولینا⁵، پرپول آلوتولینا⁶ و گلوبورتیکولینا⁷ در همان گروه درون زیر خانواده جدید مالاتی نینه⁸.

سیرل جنس مالتینا⁹ را به خانواده میلیولینه "روروئینیده"¹⁰ طبقه‌بندی کرده اما طبق نظر هوتینگر (2006) و (2007) نمی‌تواند یک میلیولینه باشد زیرا فاقد الگوی رشد میلیولینه در دو حجره قبل از پیچش و محور دهانه‌ای به موازات محور پیچش است.

-
- 2- Flosculinisation
 - 1- *Borelis pygmaeus*
 - 2- *Flosculinella bontangensis*
 - 3- *Bullaveolina*
 - 4- *Subalveolina*
 - 5- *Praebullalveolina*
 - 6- *Globoreticulina*
 - 7- *Malatyninae*
 - 8- *Malatyna*
 - 9- *Reveroinidae*



شکل 4-7. مقطع استوایی آلوتولینیدا (رایکل، 1936)



شکل 5-7. بازسازی جنس‌های متفاوت آلوئولیند پالئوژن (رایکل، 1936)
 A: *Alveolina* B: *Alveolina* با لایه قاعده‌ای ضخیم C: شکل سه بعدی نشان دهنده دو دور
 پیچش D: *Glomalveolina* با لایه قاعده‌ای نازک E: *Borelis* با یک گذرگاه پرسپیتال F: طرح
 داخلی پوسته که نشان دهنده اتاقک‌های در *Borelis* است. G: *Bullalveolina* با تونل پرسپیتال
 بزرگ و حجره نهایی دارای ردیف‌های چندتایی از دهانه‌های کوچک است.
 اصطلاحات موجود در شکل: PSP: کانال پست‌سپیتال - PrP: کانال پرسپیتال
 Ch = حجره Cht = اتاقک = apf = سطح دهانه ای
 P = حجره جنبی fl ضخیم‌شدگی قاعده‌ای
 ss = سپتا ثانویه s = سپتوم b = لایه قاعده‌ای pp دهانه اصلی
 pi = دهانه‌های اضافی dg = مسیر رشد
 1- یک ردیف از اتاقک کوچک ثانویه 2- اتاقک‌های معمولی 3- حجره تغییر یافته (رایکل، 1936؛
 هوتینگر، 2006).

گلوبی رتیکولینا توسط رحقی (1978) در زیر خانواده فابولارینیده با ساختی شبیه مالتینا قرار گرفته که در نهایت هوتینگر (2006) و (2007) آن را متعلق به خانواده آلئولینیده و همراه مالتینا به زیر خانواده جدید مالی تینه نسبت داده است.

فابولارینیده وابسته به فابولاریدهای کرتاسه همراه لاکازینا¹ در محدوده کرتاسه - پالئوسن باقی مانده است. لاکازینا از اجداد دو حجره‌ای میلیولینه همچون ایدالینا² بیولوکولین و کوئین کولوکولین با حجرات همپوشانی شده و محور پیچش و دهانه‌ای ثابت تکامل یافته است. هیچ وابستگی ریختی مستقیمی میان پسودولاکازینا³ پیلاربندی شده سانتونین و نمونه‌های کوچکتر پیلاربندی نشده آن در ائوس میانی وجود ندارد (هوتینگر و دروبن، 1989). تمام نمونه‌های پالئوژن پسودولاکازینا از اشکال کرتاسه با حجرات کمتر، تقسیم‌بندی حجرات با تیغه‌ها (سپتولاها) متمایز می‌شوند (دروبن، 1988؛ هوتینگر و دروبن، 1989).

تمایز فابولاریا از لاکازینا در فقدان مرحله چند حجره‌ای و پیلازهای شعاعی است. طبق نظر هاینس (1981)، فابولاریا⁴ از شکل ساده میلیولا⁵ ائوسن میانی با حصول دور دور نهایی دو حجره‌ای اینولوت بعد از مرحله کوئین کولکولین و تیغه‌های عمودی ضخیم که تقسیم‌کننده حجرات به اتاقک‌های طویل دو ردیفی در دورهای خارجی تکامل یافته است. اما میلیولا احتمالاً در پالئوسن پسین به لاکازینا با حجرات کاملاً روی هم قرار گرفته تبدیل می‌شود. در حالی که بسیاری از آلئولینیدا هنوز موجود هستند، بیشتر فابولاریده⁶ به استثنا لاکازینا در محدوده ائوسن الیگوسن منقرض شدند (شکل 7-6-7). تجمعات روزنه‌داران آب‌های کم عمق پالئوژن میانی - فوقانی ناحیه تیس عمدتاً سوریتیده بودند. این گروه یک مسیر تکاملی کاملاً جدید برای میلیولین‌ها محسوب می‌شوند. به نظر می‌رسد که آنها در ائوسن از اشکالی با پیچش پلانیس پیرال ساده یعنی اسپیرولینا و همچنین پنیروپلیس مسطح و پلانیس پیرال نامنظم تکامل یافته‌اند.

1- *Lacazina*

2- *Idalina*

3- *Pseudolacazina*

4- *Fabularia*

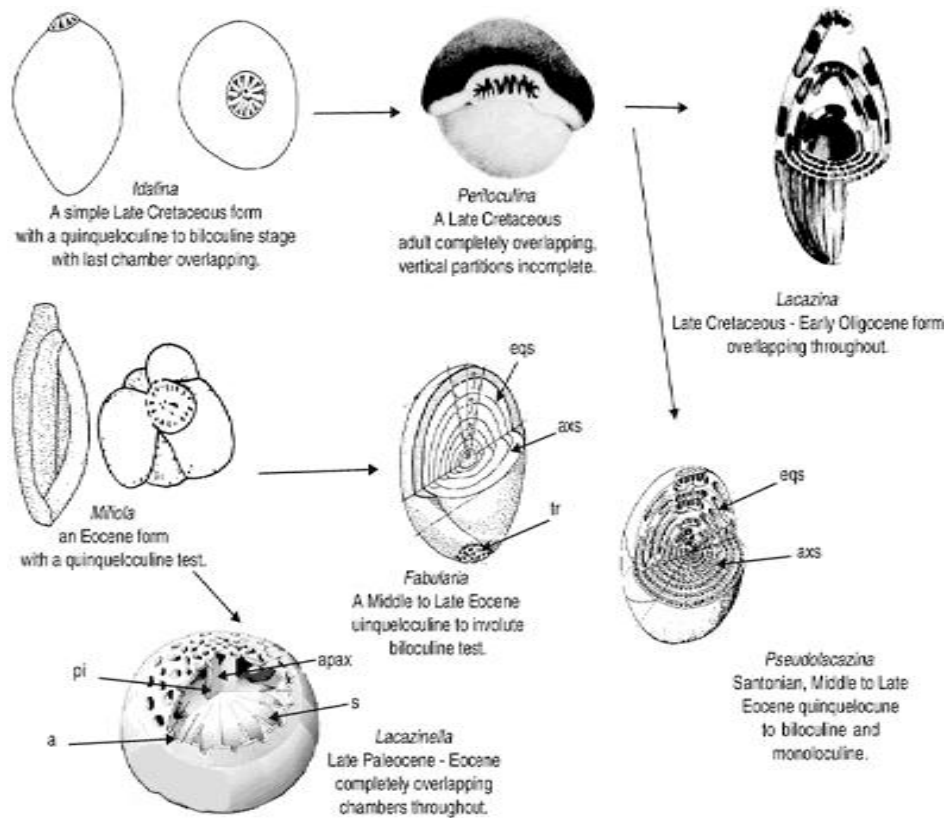
5- *Miliola*

6- *Fabulariidae*

حجرات این روزن‌داران پرسلانوز، اسپیرولین و پنیروپلین به حجرات استوانه‌ای تک ردیفی با تیغه‌های شعاعی تکامل یافتند. نمونه‌های آنها از اشکال ساده پره راپیدیونینا^۱ با تیغه‌های شعاعی و پیلارها و نئوتابرینا^۲ با دهانه‌های منفرد تا ستاره‌ای پره راپیدینورا^۳ تا اشکال دیگر با دهانه‌های چندتایی همچون رابدوریتز^۴ متنوع است. این اشکال در این محل از نظر منشا توسط هنسون (1948) به دو گروه ریپیدیونینا^۵ و راپیدیونینا^۶ تقسیم شدند، اما این اشکال قبلا توسط استاش (1913) و بعد از آن به صورت اشکال ماکروسفریک و میکروسفریک توسط ریکل (1984) توصیف شدند. قابل ذکر است که آنها متفاوت با نمونه‌های ائوسن می‌باشند (هوتینگر، 2007).

هنسون (1950) در رساله دکتری‌اش گونه‌های ریپیدیونینا که قبلا به سن ائوسن تعریف شده بود را به جنس مئاندوروپسینا تغییر داد. مئاندوروپسینیده تمایلات مشابهی دارند اما محدود به کرتاسه بوده‌اند و احتمالا از پرپنیروپلیس منشا گرفته‌اند.

-
- 1- *Praerhapydionina*
 - 2- *Neotaberina*
 - 3- *Praerhapydinora*
 - 4- *Rhabdorites*
 - 5- *Rhipidionina*
 - 6- *Rhapydionina*



شکل 6-7. طرح فابولاریده پالئوژن (هوتینگر، 2006؛ دروبن، 1989؛ لوبلیچ و تاپان، 1988)

هر سه گروه شامل اشکال ماکروسفریک و دارای همان الگوهای پایه حجره‌ای تقسیم شده و بخش جنینی اینولوت و پلانئیس پیرال می‌باشند (هوتینگر، 2007). او اصلاحاتی انجام داد و یک جنس جدید ریپیدیونینا را تشخیص داد و ویلیامسونی¹ را به عنوان گونه‌اش معرفی کرد. منشا جنس هیمانالا² توسط سیرل (1999) در لایه‌های پالئوسن ترکیه عنوان شد. اما (هوتینگر، 2007). گونه‌های سیرل را فقط به عنوان جنسی از

1- Williamsoni
2- Haymanella

پنروپلیده و سوریتیده با دیواره پرسلانوز و دانه‌های آگلوتینه دانست. با توجه به این موضوع، هیمانلا شبیه میلیولین‌هایی همچون شومبرینا^۱، آگلوتینلا^۲، سیفونوپرتا^۳ است (هوتینگر، 1993).

ظاهرا پنروپلیدهای ائوسن در طی بسیاری از انشعابات پیشرفت نشان می‌دهند: آرکیاس^۴، سوریتز^۵ بقایای میلیولیدهای صفحه‌ای شکل میوسن همچون مارجینوپورا^۶ و آمفی سوروس^۷ در الیگوسن، اشکال دارای دوره‌های اولیه پنروپلین شدیداً نامنظم شدند مانند پوتولینا^۸ که کاملاً حلقوی بود و سیکلواوربیتولینا^۹ که بخش جنینی پنروپلین هنوز هنوز بیش از نیمی از پوسته را اشغال داشت ولی حجرات حلقوی به اتاقک‌های چهار گوش کوچک تقسیم‌بندی شده بودند. اشکال بعدی مانند سوریتز، مسطح و کاملاً صفحه‌ای شکل با اتاقک‌های تخم مرغی متصل شده با یک فضای باز یا استولون شدند (این استولون‌ها در مقطع استوایی آنها دیده می‌شوند). این انشعاب، بعد از این چرخه موفق شد و هنوز هم در دریا‌های امروزی دیده می‌شوند. دیگر فرم انقراض یافته که در ائوسن از اجداد پنروپلین منشا گرفت آرکیاس بود. این جنس دارای پیچش پلانی اسپیرال همراه با پیلار و فاقد هر گونه مرحله حلقوی در طول رشد می‌باشد. در طول ائوسن پیشین - میانی لایه‌های استولون تشکیل یک تیغه را دادند شبیه آنچه که در اوربیتولیتس است. اما انشعاب سوریتز بر خلاف اوربیتولیتس فاقد مرحله اولیه پنروپلین است اما دارای استولون‌های متصل کننده اتاقک‌های مجاور و حجرات تقسیم شده با اتاقک‌های خمیده کوچک ضخیم دیواره است. در الیگوسن شرق دور، یک گروه پراکنده از میلیولیده دارای اسکلت خارجی حفره‌دار بود، آستروتیریلینا^{۱۰} این گروه دارای رابطه همزیستی با جلبک‌ها بودند و توسط آدامز (1968) مورد تجدید نظر قرار گرفتند.

-
- 1- *Schumberina*
 - 2- *Agglutinella*
 - 3- *Siphonaperta*
 - 4- *Archaias*
 - 5- *Sorites*
 - 6- *Marginopora*
 - 7- *Amphisorus*
 - 8- *Puteolina*
 - 9- *Cyclorbiculina*
 - 10- *Austrotrillina*

آستروتریلینا پاسی آلئولاتا^۱ به عنوان ابتدایی‌ترین گونه این گروه با محدوده سنی الیگوسن پیشین شناخته شده است. اما در مطالعات اخیر رحقی (1980) در لایه‌های ائوسن پسین ایران ثبت شده است. همچنین هوتینگر (2007) گونه جدیدی را برای نمونه رحقی تشخیص داده است. طبق نظر هوتینگر، این گونه ابتدایی است اما نمی‌تواند به عنوان نیای مستقیم آستروتریلینا پاسی آلئولاتا تفسیر شود زیرا آن بزرگ‌تر و دارای اسکلت خارجی متفاوت‌تری است. تجمع دیگر آستروتریلینا در لایه‌های ساحلی ائوسن پسین در تونس به ثبت رسید. در دریای کارائیب معادل‌های اکولوژیکی تتیس با یابریلا^۲ صفحه‌ای شکل با منشا میلیولین فابولارید و سیکلواوربیکولینوئیدا^۳ نشان داده می‌شوند.

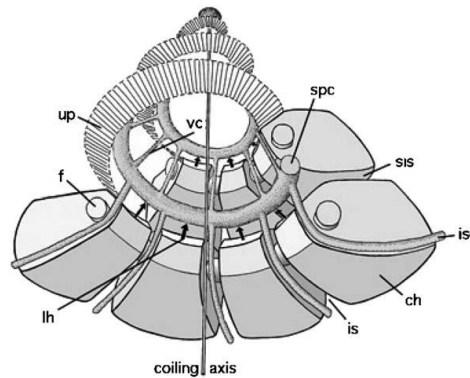
7-6 روتالین‌های پالئوژن

در پالئوژن روتالین‌ها در آب‌های گرم و کم عمق تتیس پیشرفت کردند. اندازه آنها بزرگ شد به طوری که در اشکالی مانند سیکلواوربیکولینوس^۴ به 15 سانتی‌متر رسیدند. مسائل مرتبط با اندازه بزرگ با ساختارهای متفاوت در پوسته روزن‌داران همچون پر-شدگی منطقه نافی با پیلارها و حلقوی شدن با تقسیم حجرات به اتاقک‌های کوچک و اتصال معلق صفحات از یک بخش حاشیه‌ای ضخیم قابل توجه می‌باشند. بسیاری از روتالین‌ها دارای سیستم کانالی درون دیواره‌های پوسته‌های آهکی خود می‌باشند. چنین ساختارهایی به عنوان اسکلت‌های مکمل نامیده شده و نشان دهنده لایه‌های خارجی چین‌خورده می‌باشند. کانال‌ها در اشکالی همچون پلاتی‌اسپیرا^۵ در ائوسن پیچیده شدند (هوتینگر، 2001). ساختار بیولوژیکی آنها توسط بسیاری از محققین مورد بررسی قرار گرفته است (شکل 7-7) (رحقی، 1980؛ هوتینگر، 2001).

در نومولیت‌ها، کالکارینیدها^۶، الفیدیدها^۷ و پلاتی‌اسپیریدها باقی مانده کانال‌ها بصورت انباشته از پروتوپلاسم با سوراخ‌های ریز مجزا دیده شده‌اند.

-
- 1- *Austrtrillina paucialveolata*
 - 2- *Yaberinella*
 - 3- *Cyclorbiculinoidea*
 - 4- *Cycloclypeus*
 - 5- *Pellatispira*
 - 6- Calcarinids
 - 7- elphidiids

تغییرات ریختی در روتالین‌های پالئوژن، اساسی را برای توصیف استراتیگرافی خانواده‌ها و زیر خانواده‌های مهم مهیا کرده است.



شکل 7-7. سیستم کانالی در روتالین ساده. اختصارات موجود در شکل: up = صفحه نافی spc = کانال پیچشی sis = فضای داخلی حفره‌ای ch = حفره isc = کانال ایترسپتا is = فضای داخلی حفره‌ای f = فورامن ih = حلقه (هوتینگر، 2006).

تقریباً تمامی گروه‌های روزن‌داران روتالینه بزرگ با انشعابات مجزا از اجداد روتالین کوچک با پیچش تروکواسپیرال یا پلانیس‌پیرال و سیستم کانالی ابتدایی همچون روتالینا و یا سیبیسیدس^۱ منشا گرفته‌اند (شکل 7-8). تکامل سیبیسیدس منجر به توسعه اشکال وابسته در پالئوژن و بتدریج اشکال دو ردیفی و غیر پیچشی در ائوسن دیوسیبیسیدس-ها^۲ و اشکال حلقوی قرصی شکل در پالئوسن - میوسن (سیکلوکولینا)^۳ شده است. همچنین سیبیسیدس با تکامل حلقه‌های اتاقک‌های متناوب و دهانه‌های پیرامونی، گروه پلانواوربینوئیدس^۴ را در ائوسن بوجود آوردند. نام پلانواوربینوئیدس تک لایه از جنس جنس پلانواوربولینا^۵ با محور بلند، خار مارپیچ شبیه سیبیسیدس و تعدادی حجرات نامنظم در انتهای یک الگوی اربیتوئیدی در خانواده پلانواوربینوئیده گرفته شده است.

-
- 1- Cibicides
 - 2- Dyocibicides
 - 3- Cycloloculina
 - 4- Planorbuloidea
 - 5- Planorbulina

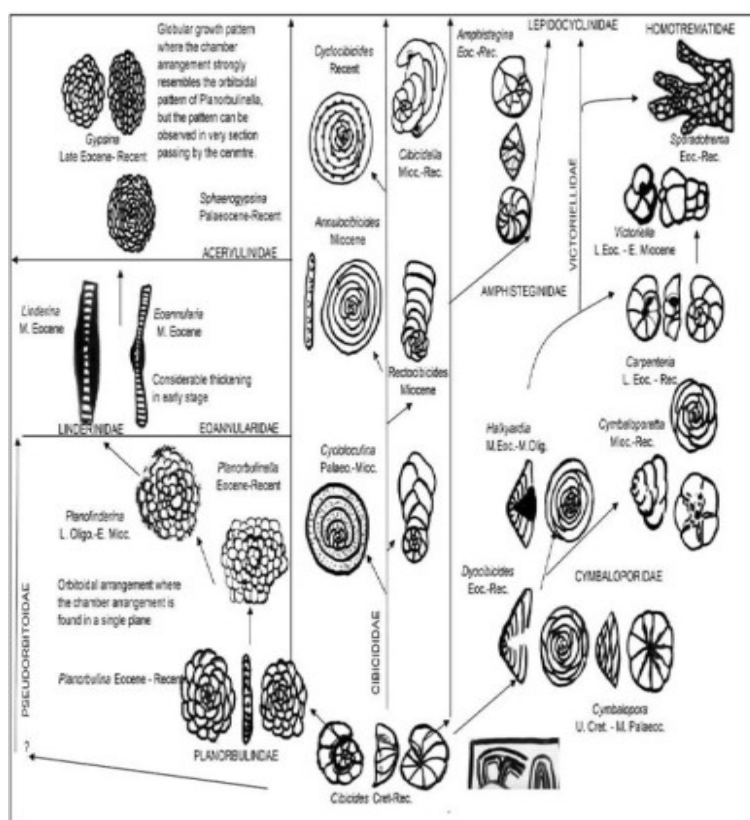
پیشنهاد شده است که هر دو شکل منقرض شده پلانواوربولینا و پلانواوربولینا^۱ از اجداد شبه سیبیسیدس در ائوسن پیشین منشا گرفته‌اند (دروگر، 1993). در هر دو شکل، دهانه‌های برگشته حجرات پیچشی انتهایی از اشکال اربیتوئیدی نامنظم در اجداد شبه سیبیسیدس منشا گرفته‌اند.

فرونتال (1969) یک تجزیه ریخت‌شناسی را برای پلانواوربولینا معرفی کرد. او در بررسی‌اش بر تعداد حجرات دارای بازشدگی قاعده‌ای و اندازه‌گیری فشردگی و بلندی ناحیه جنینی تمرکز کرد. در الیگوسن یک شکل شبیه پلانواوربولینا اما دارای دهانه‌های قاعده‌ای شکافی کوچکتر ظهور یافت پلانولندرینا^۲. این جنس احتمالاً از یک نیای شبیه سیبیسیدس منشا گرفته است. حجرات برگشته پلانواوربولینا در جنس پلانولندرینا دیده نمی‌شوند. بلافاصله بعد از ظهور پلانواوربولینا با دیواره‌های لایه‌بندی شده ضخیم و رسوبگذاری مجدد کلیست در هر دو طرف ناحیه جنینی در ائوسن میانی جنس‌های لندرینا^۳ به صورت فراگیر و ائونولاریا^۴ در امریکا با مورفولوژی اربیتوئیدی به وجود آمدند. انشعابات دیگری که از سیبیسیدس تکامل یافتند اشکال مخروطی شکل با صفحات پوشاننده نافی یا برجستگی‌ها و ضخیم‌شدگی‌های دیواره‌ای در جهت پیچش در کرتاسه – پالئوسن بودند. این اشکال شامل سیمبالوپورا^۵ در ائوسن بوده‌اند. همچنین این نمونه‌ها به خوبی در لایه‌های آهکی پلانفرمی جامائیکا و کوبا و همچنین در اکوادور و مکزیک ثبت شده‌اند. به نظر می‌رسد که هوموترمیدهای شاخه‌ای با پیچش پلانیس‌پیرال بلند، از دوره ائوسن منشا گرفته است.

فرم منقرض شده اسپورادوتrema^۶ با دو طرف مسطح و شاخه‌های استوانه‌ای، در ابتدا در ائوسن ظهور یافته است با فقدان لایه‌های شبه پیلار ضخیم شده در آن گمان می‌رود ویتوایلا^۷ است.

-
- 1- *Planorbulinella*
 - 2- *Planolinderina*
 - 3- *Linderina*
 - 4- *Eoannularia*
 - 5- *Cymbalopora*
 - 6- *Sporadotrema*
 - 7- *Vietoiella*

ویکتوریلیدها^۱ دارای سه زیر خانواده روپرتی نینه^۲، ویکتوریلینه، کارپن ترینینه^۳ می- باشند که از یک نیای شبه سیپسیدس منشا گرفته‌اند. کارپن ترینینه اشکال اولیه هستند که از سیپسیدس با حصول خارهای متمایز تکامل یافته‌اند. روپرتی نینه دارای بخش مسطح پیچشی متصل به زمین می‌باشند. تعدادی از افراد این خانواده همراه کارپن تریا^۴ تریا^۴ که هنوز همزیست دارد در لایه‌های ائوسن پسین دیده شده‌اند.



شکل 7-8. انشعابات متفاوت سیپسیدس در پالئوژن (بوداقر فادل، 2008)

- 1- Victoriellids
- 2- Rupertininae
- 3- Carpentariinae
- 4- Carpentaria

ویکتوری لینه گروهی می‌باشند که در آنها در مراحل اولیه به صورت آزاد و سپس متصل به رسوبات زندگی کرده‌اند. محدوده سنی این اشکال از ائوسن پسین - میوسن پیشین بوده و با نمونه‌هایی با پیچش بلند همچون وادلا و ویکتوریا و نمونه‌هایی با پیچش کوتاه همچون ویکتوریا مشخص می‌شوند. تعدادی از نومولیت‌های پلانی-اسپیرال در پالئوژن خیلی فراوان شدند (شکل 7-9). آنها نرخ‌های تکاملی بالایی را نشان دادند که این عوامل آن‌ها را به عنوان گروه فسیلی، شاخص محیط‌های کم عمق دریایی می‌سازند (اسکاب، 1981؛ پیگ ناتی، 1998؛ سراکیل، 1998). احتمالاً آنها از یک روتالین کوچک سولک اپرکولینا¹ کرتاسه پسین (با تکامل یک سیستم پیچیده از طناب حاشیه‌ای و پیچش تکامل یافته و کانال‌های پرده‌ای زیر درزی) منشأ گرفته‌اند. طی تکامل طناب حاشیه‌ای شیاردار جانشین دهانه اولیه در نومولیت‌ها می‌شود که لازمه رشد، حرکت، تکثیر، ترشحات و محافظت از آنها می‌باشد (روتگر، 1984).

این سیستم کانالی پیچیده شاخص تمام نومولیت‌های زنده و فسیلی بوده و باعث لایه-بندی ویژه در پوسته‌ها شده است. پوسته‌های چند لایه‌ای (لاملار) در طی فرایند جمع-شدگی حجره‌ای تشکیل شد و در آن دیواره هر حجره به صورت پوششی بر روی تمام پوسته (حجرات قبلی) قرار گرفته است (هوتینگر، 2001). بسیاری از محققین مورفولوژی پوسته‌های نومولیتی را مطالعه کرده‌اند.

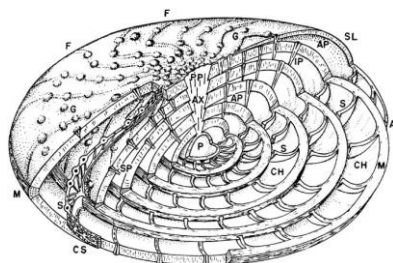
در میان مطالعات اخیر می‌توان ریزی (1995)؛ هوتینگر (1978، 1977، 2001) نام برد. کول (1964) تاکید کرد که بخش‌های معین همچون امتدادهای 8 شکل در دو طرف پوسته در اشکال اینولوت از جمله نومولیت‌ها و دیواره‌های لاملار ضخیم در اشکالی همچون در طبقه بندی‌ها در سطح کلی مفید می‌باشند. هوتینگر (1977) یک طبقه‌بندی عمومی بر پایه نوع کانال و سیستم استولونی و حضور یا نبود ساختار میله‌ای (مواد پوسته‌ای بدون منفذ امتداد یافته از خط درز به دیواره حجره مجاور منفذدار و کانال‌های میله‌ای منشعب و باز شده در میان منافذ سطح دیواره حجره کناری) ارائه داده است.

او ساخت حجره و نوع استولون و سیستم کانالی را مهم‌ترین عامل در تاکسونومی و عامل پیشرفت پوسته‌های نومولیتی به شمار می‌آورد (اشکال 7-10؛ 7-11).

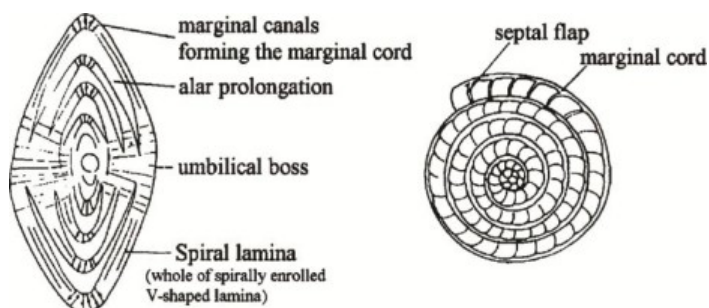
Age (Ma)		Epoch + Stage		PLANKTONIC ZONES		NUMMULITOIDEA		"Letter Stages"		SB-Zones							
23.03	L	Oligocene	Chattian	P22						Lower Te (Te 1-4)	23						
				P21								22b					
					a							Td	22a				
				m	Rupelian	P20								Tc	21		
						P19											
						P18											
						P17											
				33.90	L	Eocene	Priabonian	P16							Tb	20	
								P15									19
								M	Bartonian		P14						
P13													17				
P12													16				
P11													15				
M	Lutetian	P10												14			
		m	Ypresian					P9								13	
								P8								12	
								P7								11	
56.80	L	Paleocene	Thanetian	P6						Ta2	10						
				P5								9					
				m	Selandian	P4								8			
						P3								7			
						P2								6			
				m	Danian	P1									5		
														4			
														3			
														2			
				65.50	m	Paleocene	Danian	P1							Ta1	1	

شکل 7-9. گسترش نومولوتیده‌ها در پالئوژن (بوداقر فادل، 2008)

در نظر او تمایز میان هتروسیکلینا^۱ از هتروستزینا در کانال‌های L مانندش می‌باشد اما کانال‌های Y مانند علاوه بر هتروستزینا در اسپیروکلیپئوس^۲ و سیکلوکلیپئوس^۳ نیز دیده می‌شوند. فقط سیکلوکلیپئوس دارای استولون‌های مورب می‌باشد. اتاقک‌ها را به عنوان تقسیماتی از حجره در بعضی از گونه‌های نومولیتی تعریف کردند. این اتاقک‌ها کوبی کولا^۴ نام دارند و اتاقک‌های کوچکی که از تقسیم حجرات بزرگتر منشا نگرفته‌اند حجرات جانبی^۵ نامیده می‌شوند که مختص ساختارهای جانبی اوریتوئیدها و میوژپسینیدها می‌باشند لایه میانی متشکل از اتاقک‌های واقعی (که حاصل تقسیم حجرات اولیه می‌باشند) است.



شکل 7-10. ساختار پوسته نومولیت‌ها (شکل ماکروسفریک) (هوتینگر، 1977)



شکل 7-11. مقاطع محوری و استوایی در نومولیت‌ها (هوتینگر، 1977)

-
- 1- *Heterocyclina*
 - 2- *Spiroclypeus*
 - 3- *Cycloclypeus*
 - 4- cubicula
 - 5- lateral chamberlet

در زیر خانواده نومولیتینه که شامل آسیلینا^۱ و نومولیت^۲ می‌باشد تعدادی تمایلات تکاملی ریختی به شرح زیر اتفاق می‌افتد.

- افزایش اندازه اشکال میکروسفریک برای اکثر انشعابات با گذر زمان
- افزایش اندازه حجره جنینی در اشکال ماکروسفریک با گذر زمان
- افزایش در پیچیدگی پرده‌های انشعابی ساده (شیاردار) رشته‌های پرده‌ای داسی شکل یا خمیده در گونه‌های پالئوسن پسین ائوسن پیشین به صورت شاخه‌ای و پیچیده در اشکال میانی رشته‌های پرده‌ای مستقیم در اشکال ائوسن پیشین در الیگوسن پیشین تمایل به سمت تغییر در رشته‌های پرده‌ای دیده شده است).
- تکامل حجره جنینی پیچیده - روش‌های بیومتریک متفاوتی برای مطالعه تکامل حجره جنینی در روزن‌داران بزرگ پیشنهاد شده است. یکی از آن‌ها روش فاکتور است که شامل اندازه‌گیری درجه دیواربندی حجره ثانویه توسط سومین حجره که به عنوان فاکتور E خوانده می‌شود. هم‌چنین این روش در مطالعات ریستی (1992) نیز پیشنهاد شده است.
- در کرتاسه (ماستریشین فوقانی) سولک اپرکولینا^۳ از بین رفت و روتالین‌های کوچک در پالئوسن میانی اپرکولینا^۴ را به وجود آوردند و این بلافاصله با انشعاب اشکال دارای تعداد زیادی حجرات استوایی ساده مانند آسیلینا و نومولیتس و پلانوکامریونوئیدس^۵ ادامه یافت.
- در پالئوسن پسین اپرکولینا به اشکالی با دوره‌های اولیه اینولوت و طناب حاشیه‌ای توسعه یافته رانی کوتالیا^۶ تکامل یافت. در ائوسن نومولیت‌ها و آسیلینا یک انشعاب بزرگ با افزایش در اندازه پوسته را نشان دادند که تا انقراض عمده گونه‌های بزرگ در ائوسن میانی پسین باقی ماندند.
- تعداد کمی از گونه‌های کوچک نومولیتی و آسیلینا در ائوسن پسین باقی ماندند و در نهایت نومولیت‌ها در پایان الیگوسن پیشین منقرض شدند.

1- *Assilina*

2- *Nummulites*

3- *Sulcoperculina*

4- *Operculina*

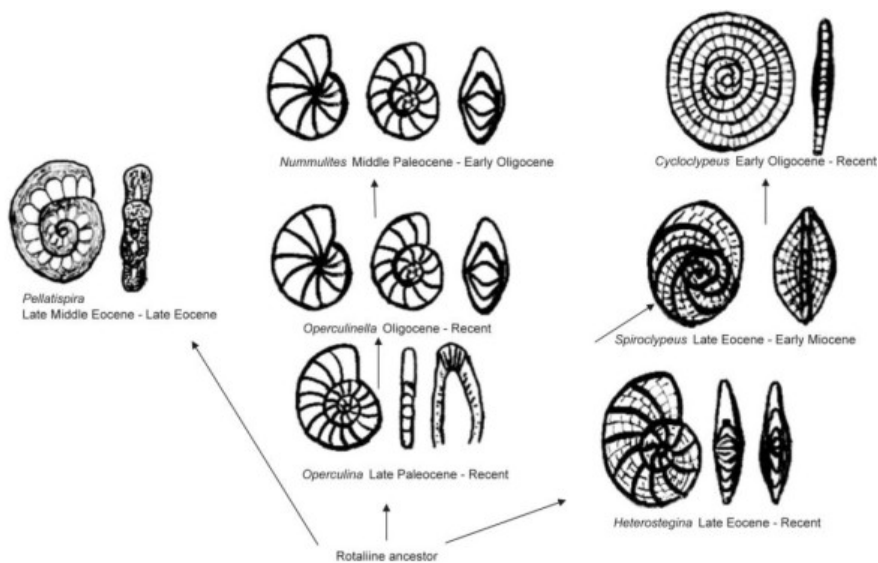
5- *planocamerionoides*

6- *Ranikothalia*

هتروستژنینه از نومولیتینینه در ائوسن پسین توسعه یافته و با تکاملات ریختی و دیواره‌بندی با امتدادهای آلارپرولانگاسیون^۱ در حجرات ادامه یافت. همچنین در این گروه پیچیدگی اتاقک‌ها افزایش پیدا کرد. الگوی افزایش پیچیدگی ریختی در بسیاری از انشعابات پالئوسن - میوسن پیشین تکرار شد به طوری که اشکال پیشرفته‌تر بعد از این زمان ظاهر شدند. اپرکولینا مسطح و اولوت در پالئوسن پسین با حصول اتاقک‌های بخش به تکامل یافت. پلانوستژینا^۲ در طول نئوژن هولوسن باقی ماند. هتروستژینا و سیکلوکلیپئوس به صورت مجزا از پلانوستژینا منشعب نشدند. اولین نسل در دوره‌های اولیه اینولوت و در بخش ثانویه پلانیس پیرال و حلقوی شدند. در ائوسن پسین اتاقک‌های ثانویه هتروستژینا سن سواستریکتو^۳ (محلی) کاملاً تکامل یافته و پوسته در دوره‌های آغازین اینولوت شد. این جنس تا هولوسن باقی ماند. در مقطع استوایی حجرات چهار گوش مربعی هستند. هتروستوپینا ورکینا^۴ اولین بار در ائوسن پسین با پوسته کاملاً اینولوت و اتاقک‌های جانبی چهار گوش ظهور یافت. این جنس در بوردیگالین ناپدید شد. در طول الیگوسن پسین و میوسن پیشین، تانسین هوکلا^۵ یک جنس کاملاً اینولوت با اتاقک‌های جانبی فراوان و امتداد یافتگی آلارپرولانگاسیون مئاندری شکل (پیچ در پیچ) گسترش یافت.

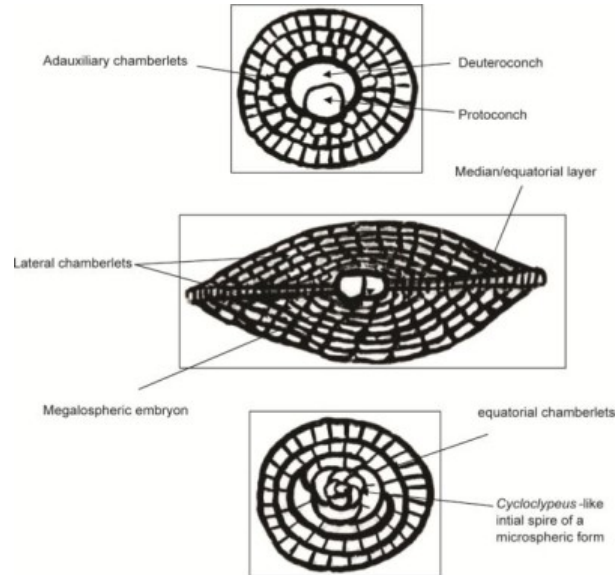
در الیگوسن پیشین پلانوستژینا اولوت پیچش پلانیس پیرال را از دست داد و با تغییر شکل به شکل قرصی (صفحه ای) حلقوی و دیواره‌های لاملار ضخیم تبدیل شد.

1- Alar prolongation
 2- Pelanostegina
 3- *Heterstegina sensu stricto*
 4- *Heterostegina verkina*
 5- *Tansinhokella*



شکل 7-12. تکامل تعدادی از نومولیت‌ها از اجداد روتالینه (هولزمن و همکاران، 2003)

سیکلوکلیپئوس، نومولیتی با ریخت اولیه شبیه هترستژینا اما با دوره‌های رشد نهایی دارای حجرات چرخه‌ای است. در نمونه‌های ماکروسفریک حجرات اپرکولین اولیه کم شد و حجرات هترستژینید منقسم طولی‌تر و دارای تعداد اتاقک‌های بیشتر گردیدند تا زمانی که در سراسر سرزمین‌ها منقرض گردیدند (شکل 7-12). تکامل سیکلوکلیپئوس با جزئیات بیشتر توسط تانسین هوک (1937) مطالعه شده است، اما کاربرد بیو-استراتیگرافی آن احتمالاً به خاطر ماهیت پیچیده اطلاعات محدود است. روزن‌داران اورتوفراگمینید اولین طبقه بر پایه شکل عمومی پوسته و شبکه اتاقکی جانبی پیلاری و اندازه پیلارها محسوب می‌شوند. رشد در دیسکوسیکلینا به صورت چرخشی و اینولوت است. هر حجره دارای ساختار تک لایه و متشکل از یک استر داخلی و لایه خارجی و اتاقک‌های استوایی با پوشش‌های داخلی متفاوت است. در دیسکوسیکلینا سیستم کانالی دیده نمی‌شود و ارتباط میان حجرات با سیستم استوایی سه بعدی برقرار است (شکل 7-13).

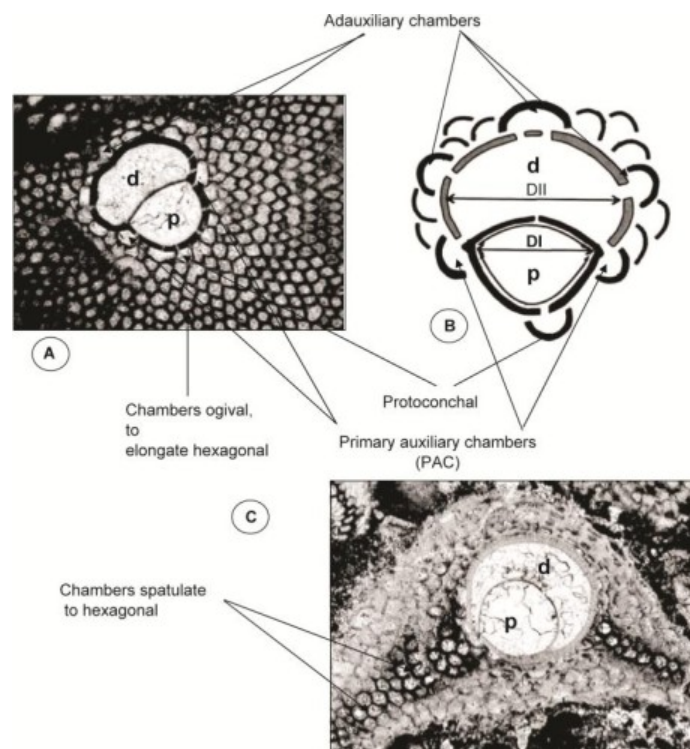


شکل 7-13. ساختار عمومی پوسته ماکروسفریک و میکروسفریک دیسکوسیلکینا. P1, P2 قطر عمودی پروتوکونک به موازات محور. D1, D2 قطر عمودی دوتروکونک به موازات محور. A تعداد اتاقک های auxiliary که مستقیماً از دو تروکونک منشا گرفته اند. W, H ارتفاع و عرض اتاقک های استوایی در اولین نوار حلقه ای. W, H ارتفاع و عرض اتاقک های استوایی در اطراف لایه استوایی. (بوداقر فادل، 2008)

در ائوسن میانی یک نمونه صفحه‌ای با تقارن ضعیف از یک نیای شبه سیبیسیدس سه لایه منشعب شد. در ائوسن فوقانی در ژپسینا¹ نیمه گلوبولی یک لایه میانی (که فقط در مرکز بخش اولیه پوسته قابل تشخیص است) توسعه یافت که همزمان با ایجاد فرمی شبیه به اسفروژپسینا² اما دارای خارهای کم و تعدادی پیلارهای کاذب، ویل فوردیا³ به صورت محلی در سارواک بود.

1- Gypsina
2- sphaerogypsina
3- wilfordia

زیر خانواده لپیدوسیکلینینه¹ با حجرات Adauxiliary و دارای یا فاقد گسترش محدود حجرات پیچشی همچون آسترولیپیدینا بودند. منشا این زیرخانواده، موضوع بحث بسیاری از مطالعات قرار گرفته است. به نظر می‌رسد که قبل از ائوسن میانی از یک نیای آمفیسترنید انشعاب یافته‌اند (شکل 7-14).



شکل 7-14. لپیدوسیکلینا در سازند بیوکلاستی Cary، تصویری از ناحیه جنینی آن با دو حجره کروی که یکی بطور کامل دیگری را در بر گرفته است. اختصارات: (p) = پروتوکونک (d) = دو تروکونک (DII) = قطر پروتوکونک (DI) = قطر دوتروکونک (بوداقر فادل، 2008)

7-7 توصیف سیستماتیک بعضی از جنس‌ها و گونه‌های پالئوژن

تشخیص گونه‌های روزن‌داران بزرگ بسیار مشکل است و احتیاج به تجربه دارد. چون که آنها در داخل سنگهای به شدت سیمانی شده وجود دارند و لذا بایستی از آنها مقطع نازک تهیه کرد. از طرفی تهیه مقطع نازک به طور تصادفی بوده و مقطع دلخواه به سختی بدست می‌آید. اولین مانع، تشخیص صحیح، جهت‌یابی صدف در مقطع نازک است. شرط لازم تشخیص صحیح پرده‌ها در بین حجرات لوله‌ای است. شکل حجرات در مقطع نازک متأثر از شکل صدف با پیچش مختلف نظیر پلانیس پیرال اولوت، پلانیس پیرال اینولوت و تروکواسپیرال و تک ردیفی یا چند ردیفی است. مقاطع نازک تصادفی از گونه‌ها و یا جنس‌های مشابه و با یک نوع تولید مثل همیشه قابل تشخیص نیست. پس بایستی تعداد مقاطع بیشتری تهیه شود تا تمام خصوصیات ساختمانی گونه و جنس را بهتر بازسازی کرد.

8-7 جنس‌ها و گونه‌های شاخص روزن‌داران پالئوژن با پوسته‌های هیالین و

پورسلانوز

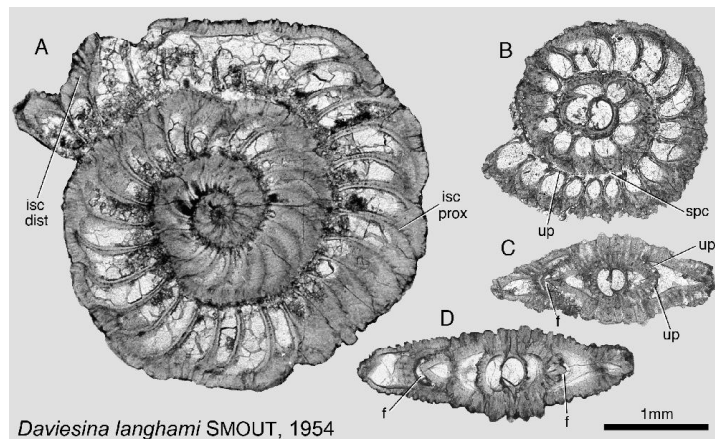
Family: Lepidorbitoididae Vaughan, 1933

Daviesina SMOUT, 1954

صدف بزرگ، روتالید و عدسی تا پهن شده و ممکن است کمی نامتقارن با پیچش تروکواسپیرال کوتاه و پلانیس پیرال است. پرده به طور ثانویه دوتایی است. صفحه نافی در قاعده امتداد یافتگی آلا ر حجرات در سطح نافی قرار دارد. یک فضای کوچک در زیر صفحه نافی به منظور عبور کانال پیچشی و ارتباط با فضای درون پرده‌ای قرار دارد. در این جنس طناب پشتی وجود ندارد. در گونه‌های بزرگ اپرکولین، چین‌ها بر روی زبانه پرده، باعث تشکیل پرده ثانویه در جنس نظیر هتروسترینا می‌گردد.

حاشیه صدف در این جنس نوک تیز تا گرد است و دیواره آهکی، لایه‌دار، ضخیم و روزنه‌دار است به استثنا در حاشیه روزنه وجود ندارد. پیلارها در بخش نافی فراوان و بین آنها شکاف وجود دارد. کانال عمودی در هر دو طرف صدف وجود دارد (شکل 7-15). سن: تانتین بالایی تا ائوسن زیرین

Daviesina langhami SMOUT, 1954



شکل 7-15. داویسینا لانگامی اسموت 1954

A: فرم میکروسفریک، مقطع استوایی B: فرم مگالوسفریک، مقطع استوایی C & D: مقاطع طولی از فرم مگالوسفریک توجه: روزنه نامتقارن است. f: روزنه، isc dist: بخش انتهایی سیستم کانال درون پرده ای، isc prox: بخش ابتدایی سیستم کانال درون پرده ای، spc: کانال پیچشی، up: صفحه نافی، این جنس در سالت رنج پاکستان و در بخش بالایی رسوبات لاخارت مربوط به زیر زون 4 قرار دارد.

Family: Pellatospiridae HANZAVA, 1937
***Pellatospira* BOUSSAC, 1906**

صدف بزرگ و قطر آن به 8 الی 9 متر می‌رسد. دیسکی تا عدسی شکل، لایه میانی منفرد حجرات در یک پیچش پلانیس پیرال اولوت باز همراه با پوسته کانالی است.

پرده دوبل (دوتایی) در اثر چین‌خوردگی لایه نازک داخلی صورت می‌گیرد. کانال‌های شعاعی و پیچشی موجود است. دیواره آهکی لایه داخلی نازک و دارای روزنه ریز و لایه خارجی ضخیم و دارای روزنه درشت است. لایه پیچشی به طرف قطبین توسعه یافته و حجرات جدید اضافه شده بهم نزدیک و فشرده شده و توسط کانال، روزنه‌دار می‌شوند. در سطح صدف خط درز پیچشی فشرده شده است (شکل 7-16). سن: ائوسن بالایی



شکل 7-16. مقاطع طولی جنس پلاتی اسپیرا بوساکی¹ (ترسیم دوباره بابازاده، 1390)

Miscellaneidae SIGAL in PIVETEAU, 1952
 Miscellaneinae KACHARAVA in RAUZER-
 CHERNOUSSOVA & FURZENKO, 1959
Miscellanea PFENDER, 1935, emend. SMOUT, 1954

خانواده میسلانیده شامل گروهی از میکروفسیل‌های شاخص مربوط به آب‌های دریا کم عمق هستند که در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین گزارش شده‌اند. آن‌ها دارای ویژگی ساختمانی و تزئینات سطحی مجزا از خانواده نومولیتیده و روتالیده بوده و لذا آن‌ها را در خانواده دیگر طبقه‌بندی نموده‌اند. در اینجا سعی شده تا این خانواده را در حد گونه شناسائی و معرفی نمایم که در تعیین بیوزوناسیون کاربرد داشته باشد.

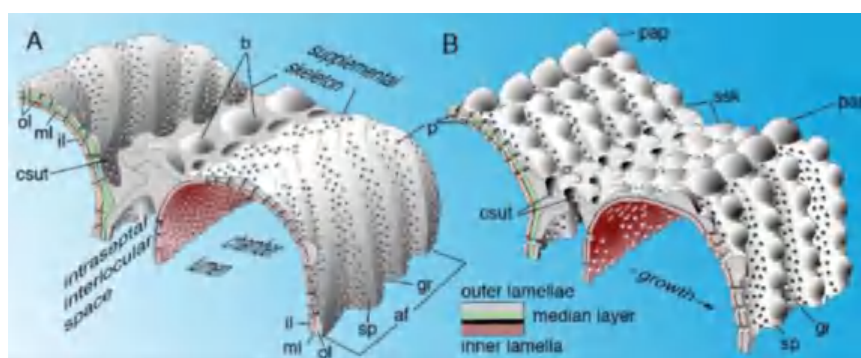
1- *Pellatospira boussaci*

ملاحظات: لوبلیچ و تاپان آن را به خانواده پلاتی اسپیریده¹ نسبت داده اند، اما هانزاوا آن را مربوط به پلاتواسپیریده² مربوط دانسته و سرانجام سیگال آن را تحت خانواده میسلانیده³ در آورده است. این دو خانواده از نظر سنی با یکدیگر متفاوتند به طوری که خانواده میسلانیده مربوط به پالئوسن و ائوسن زیرین است اما پلاتی اسپیریده مربوط به بارتونین بالایی و ائوسن بالایی است.

هوتینگر و دیگران در سال 2001، ساختمان جنس پلاتی اسپیرا⁴ و جنس‌های نزدیک آن را شرح داد. ساختمان توصیف شده شامل ترتیب قرار گرفتن حجرات در پیچش پلانیس پیرال و توسعه ساختمان حاشیه‌ای از دیگر گروه‌های روزنه‌داران بزرگ که دارای طناب پشتی نظیر نومولیت و دارای بیرون‌زدگی جانبی نظیر خانواده الفیدیده، متفاوت است. گونه‌هایی با فشردگی بخش محوری از این جنس شناسایی آنها از جنس با پیچش تروکواسپیرال نظیر داویسینا لانقامی⁵ که دارای تزئینات تکمه‌ای مشکل است. الگوی تزئینات در داویسینا لانقامی با یک فضای بین حجره‌ای و درون پرده‌ای پر مانند عمیق شروع می‌شود. تکمه‌ها به تدریج توسعه یافته و به صورت یک ردیف در هر یک از دنده‌ها تولید فضای پر مانند را می‌کنند. با اضافه شدن متوالی لایه‌های خارجی دیواره‌های حجرات جانبی و حاشیه‌ای از تکمه‌های متراکم شبیه به میسلانیه پوشیده شده است. صفحات نافی دوبل (دوتایی)، نامتقارن و در سطح شکمی بزرگ‌تر و در سطح پشتی کوچک‌تر است. صدف عدسی شکل و کمی در بخش حاشیه‌ای فشرده است. پروتوکونک و دوتروکونک توسط دیواره کانال‌دار احاطه شده است. حجرات بعدی در دو تا سه دور پیچش پلانیس پیرال مرتب شده اند به طوری که در پیچش اول 8 حجره وجود دارد. تعداد حجرات در دوره‌های بعدی به 30 عدد می‌رسد.

1- Pellatospiridae
 2- Pellatospiridae
 3- Miscellaneidae
 4- *Pellatospira*
 5- *Daviesina langhami*

پرده‌ها به طرف انتهای توخالی نزدیک دهانه توسعه یافته‌اند. خط درز شعاعی، مستقیم و برآمده بوده و ممکن است به طور مستقیم یا شکسته بطرف تکمه‌های روی سطح صدف امتداد داشته باشد. کانال بلند بین پرده‌ای وجود دارد و کانال‌های شعاعی عمود بر دیواره پیچشی هستند. دیواره آهک هیالین و سطح آن توسط تکمه‌ها به طور شعاعی مزین شده‌اند (شکل 7-17). سن : پالتوسن ، در شرق ایران از ائوسن زیرین نیز گزارش شده است.



شکل 7-17. الگوی تزئینات در حجره ماقبل آخر و آخر در میسلانه‌آ (A) و داویسینا لانقاسی (B). دیواره اولیه دو لایه چین‌خورده نشان داده شده است. چین‌ها فضای بین حجره‌ای را به استثنای کانال شعاعی پوشانده‌اند. انتشار روزنه‌ها در لایه میانی که جداکننده دو لایه است را نشان داده است. af: سطح دهانه‌ای، b: دانه تسییح، gr: شیارهای پرمانند در طول شانه‌های فضای بین پرده‌ای و بین حجره‌ای، il: لایه داخلی، ml: لایه میانی، ol: لایه خارجی، p: روزنه، pap: برآمدگی کوچک نوک پستانی، ssk: اسکلت مکمل، sp: برجستگی روی شیار پرمانند

Miscellanea miscella (d'ARCHIAC & HAIME, 1853)

فرم مگالوسفریک: صدف عدسی شکل فاقد کیل اما حاشیه صدف زاویه‌دار و تیز است. صدف با پیچش پلانیس‌پیرال و اینولوت مشخص است و پرده‌ها بطرف عقب خم شده است. پرده‌ها بین امتداد یافتگی آلاپرولانگیشن¹ شعاعی است.

1- Alar prolongation

به طرف قطبین صدف وجود یکسری پیلارها باعث شده تا نحوه قرارگیری تزئینات صدف به خوبی مشخص نشود. حجره جنینی کروی و اندازه آن بین 0/24 تا 0/4 میلیمتر است. نسبت قطر استوایی به طولی 1/3 تا 3/6 میلی متر است. در قطر استوایی 1/8 میلیمتر در حدود 18 حجره در یک دور وجود دارد و در قطر 2/4 میلیمتر در حدود 22 حجره در یک دور وجود دارد.

فرم میکروسفریک: صدف بزرگ و به شکل عدسی پهن مشخص شده و حاشیه صدف گرد است. سطح صدف از تکه‌های متعدد تشکیل شده است. قطر صدف در موقع بلوغ به 1 سانتی متر می‌رسد که در این حالت در یک دور در حدود 40 حجره وجود دارد.

ملاحظه: جنس میسلانه ا میسلان به عنوان یک گونه کلیدی برای تشخیص خانواده به کار می‌رود. ابتدا توسط آرکیاک و هایم در سال 1853 از منطقه سیند یعنی پاکستان کنونی شرح داده شده است. این گونه معمولاً با رانیکوتالیا نوتالی¹، آلئولینا وردن بورجی²، آسیلینا جیوانی³ در زیر زون 5 سرا - کییل و دیگران 1998 به سن ایلردین زیرین گزارش شده است. در سالت رنج پاکستان و در مصر و همچنین در آکیتن جنوب غرب فرانسه از پالئوسن بالایی (تاتین بالایی) در زیر زون 5 سرا - کییل و دیگران 1998 گزارش شده است. در شرق ایران از پالئوسن تا ائوسن زیرین گزارش شده است.

Miscellanea yvetteae LEPPIG, 1988

فرم میکروسفریک: صدف عدسی ضخیم تا به شکل ستون فقرات ظاهر می‌شود. دارای تزئینات سطحی از قبیل تکه‌ها و پیلارهای متراکم می‌باشد. قطر آن در فرم بالغ به اندازه حدود 1/5 میلیمتر می‌رسد. علت ستون فقراتی شدن در شکل ظاهری این گونه به دلیل این است که دور ماقبل آخر در حاشیه دوتائی (دوبل) شده است. بین دوتا حاشیه صدف در بخش استوایی شکافی شبیه به بند کفش درست می‌شود.

1- *Ranikothalia nuttalli*
2- *Alveolina vredenburgi*
3- *Assilina jiwani*

بنابراین حجرات را به دو بخش جانبی تقسیم می‌کند. اشکالی با شکاف بند کفش در دیگر گونه‌ها مانند داویسینا لانقامی *Daviesina langhami* SMOUT, 1954 نیز گزارش شده است، به طوری که دو حاشیه نسبت به هم نامساوی هستند.

فرم مگالوسفریک: صدف عدسی شکل و نسبت قطر به ضخامت برابر $1/8$ میلی‌متر است. پدیده دوبله شدن در اینجا نادر است. اندازه صدف در مرحله بلوغ به $1/6$ میلی‌متر می‌رسد و در هر دور بین 19 تا 21 حجره وجود دارد. تزئینات روی صدف در مقاطع مایل و مماسی صورت یک ردیف دانه تسبیح بین پرده‌ها مرتب شده است، که در قطبین صدف به شکل ستونک ضخیم ظاهر می‌شود. قطر پروتوکونک بین $0/16$ تا $0/24$ میلی‌متر است. سن: تانتین زیرین (پالئوسن بالایی)

این گونه همراه با گونه‌ای شبیه خانواده نومولیت به نام رینکوتالیا سیندنسیس¹ و همچنین در مصر با گونه پلوموکاتینا ساب اسفریکا² یافت شده است

***Miscellanea juliettae* LEPPIG, 1988**

فرم میکروسفریک: صدف کوچک و در مقایسه با میسلانه آ میسلا دارای پوسته ضخیم دارد. حاشیه صدف نوک تیز است. پدیده دوبله شدن در این گونه متداول نیست. اندازه صدف در مرحله بلوغ به $2/8$ میلی‌متر می‌رسد و تعداد حجرات در دور آخر به 24 حجره می‌رسد. تزئینات سطح صدف ظریف و از دانه‌های تسبیح کوچک تشکیل شده است. در قطبین، صدف به پیلازهای لوله‌ای تبدیل می‌گردد. رشد دوره‌های پیچش نسبتاً شل و در دور آخر گسترش آن وسیع‌تر می‌گردد.

فرم مگالوسفریک: صدف عدسی شکل و در قطبین کمی محدب و پهن شده است. نسبت قطر به ضخامت برابر $2/3$ تا $2/8$ میلی‌متر است. در مرحله بلوغ پیچش استوایی

1- *Ranikothalia sindensis*

2- *Plumokathina subsphaerica*

توسعه نیافته است. اندازه صدف در مرحله بلوغ به $1/6$ تا $1/8$ میلی‌متر می‌رسد و در هر دور بین 18 تا 22 حجره وجود دارد.

ملاحظات: این گونه جزء بهترین نماینده برای این جنس است اما کوچک‌تر از میسلانه‌آ میسلا و ظریف‌تر از آن است. در مقایسه با گونه میسلانه‌آ ایوته¹ از نظر اندازه و تعداد حجرات شبیه به آن است. سن: تانتین (زیر زون 3، سرا - کییل و دیگران، 1998).

***Miscellanea dukhani* SMOUT, 1954**

فرم میکروسفریک: صدف بسیار فشرده و به شکل دیسک (نسبت قطر به ضخامت برابر $6/5$ است) در آمده و دارای سطوح موازی و پهن است. سطح صدف از دکمه‌های متعددی درست شده است. در مقطع استوایی حجرات به سمت عقب بطور انحنائی خم شده و دارای گسترش شعاعی است. اندازه صدف در مرحله بلوغ به 5 میلی‌متر می‌رسد و در هر دور 40 حجره وجود دارد.

فرم مگالوسفریک: صدف عدسی پهن شده با سطح جانبی مفروش از تکمه مشخص است. پرده‌ها خمیده و دارای فواصل اندک است. قطر پرولوکولوس برابر $0/32$ میلی‌متر است.

ملاحظات: این گونه در سالت رنج پاکستان همراه مسلانا میسلا² با کشف شده است و سن پالئوسن - ائوسن زیرین (زیر زون 4 و 5، سرا - کییل و دیگران، 1998) را دارد.

Miscellanites

Type species: *Miscellanea iranica* RAHAGHI, 1983

صدف گلبولی تا تقریباً گلبولی شکل با پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت است. دارای یک ردیف روزنه‌های متعدد بین حاشیه‌ای است. این حالت باعث شده تا مثل آلئولین-ها، حجرات از یک طرف به طرف دیگر کشیده شوند.

1- *Miscellanea yvetteae*

2- *Miscellanea miswlla*

سطح خارجی دیواره حجرات به وسیله سیستم کانالی ساده و کم عمق پوشیده شده و ممکن است باعث تشکیل تکه‌های استوانه‌ای گردد. در فرم مگالوسفریک دارای حجره جنینی کروی شبیه به خود صدف است.

***Miscellanites iranicus* (RAHAGHI, 1983)**

فرم مگالوسفریک: صدف کروی تا تخم مرغی شکل با قطر $3/5$ میلیمتر مشخص است. نسبت قطر به ضخامت برابر $1/1$ میلیمتر است. حجرات به طور ساده در یک پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت مرتب شده‌اند. این حجرات در مقطع عرضی کوچک و کوتاه هستند. در دور آخر 24 حجره وجود دارد که قطر آن برابر $2/8$ میلیمتر است. مسیر پرده‌ها از یک قطب به قطب دیگر از سطوح محوری تبعیت می‌کند. رشد پیچش حجرات در سطوح استوایی در هر دو تولیدمثل در دور آخر کوتاه می‌شود. در قطبین صدف پیلاز درشت و کم دیده شده است.

فرم مگالوسفریک: صدف تخم مرغی شکل با پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت مشخص است. نسبت قطر به ضخامت بین $1/2$ تا $1/3$ میلیمتر است. حاشیه صدف گرد است. در قطبین صدف پیلازهای درشت به تعداد 4 تا 6 در مقطع طولی دیده شده است. حجره جنینی دارای قطر $0/2$ تا $0/28$ میلیمتر است. در قطر برابر $1/8$ میلیمتر دارای 21 حجره در دور آخر است.

ملاحظات: این گونه با روزن‌داران بزرگ نظیر گلوم آلوئولینا پری موا¹، تابریا داوی سی²، فالوتلا آلاونسس³، دیکتیوکونوس توری کولوس⁴ در زیر زون 3 به سن تانتین زیرین یافت می‌گردد.

***Miscellanites meandrinus* (CARTER, 1861)**

1- *Glomalveolina primaeva*
2- *Taberina daviesi*
3- *Fallotella alavensis*
4- *Dictyoconus turriculus*

احتمالا تصور اینکه این گونه، جانشین گونه میسلا نه آ ایراینوکوس باشد شک برانگیز است. گونه میسلا نه آ ایراینوکوس در زیر زون 3 قرار دارد و گونه مئاندرینوس در زیر زون 4 قرار دارد. این گونه با صدف بزرگ و تخم مرغی شکل و با پیچش پلانی - اسپیرال مشخص شده است و حجرات کوتاه و کم ارتفاع است. در فرم میکروسفریک، در دوره‌های آخر حجرات توسعه یافته و از یک قطب به طرف قطب دیگر به طور خطی با الگوی مئاندری جانشین می‌شود. در فرم مگالوسفریک، آخرین حجره ممکن است تغییر شکل یافته و به اشکال جناغی تبدیل شود. حجره جنینی در این فرم بزرگ بوده و اندازه آن به 0/24 تا 0/4 می‌رسد. دوتروکونک در مقطع محوری تقریبا حلقوی است. هریک از دو تولیدمثل با اسکلت تکمیلی مشخص شده‌اند به طوری که سیستم کانال را در خود جا داده‌اند و حجراتی را با دیواره خارجی ضخیم و حتی ضخیم‌تر از حجرات لوله‌ای را می‌سازند. شناسائی فرم میکروسفریک به دلیل اندازه شان و الگوی مئاندری حجرات آخرین دور ساده‌تر است. فرم مگالوسفریک این گونه به کمک حاشیه گرد و دوره‌های پیچش تنگ به خوبی از میسلانه آ میسلا قابل شناسایی است. این گونه در آکیتن فرانسه با گونه‌های زیر یافت می‌گردد:

*Assilina yvettae, Nummulites katari, Dictyokathina simplex and
Miscellanea miscella*

این گونه در ترکیه و وادی عربا (صحرا عربی) مصر با گونه‌های مشابه بالائی دیده می‌شود. سن تانتین بالایی در زیر زون 4 قرار دارد.

***Miscellanites primitivus* (RAHAGHI, 1983)**

به طور استثنائی دیواره به خوبی حفظ شده و میسلانیتز کوچک در آکیتن جنوب غرب فرانسه یافت شده است و متعلق به زیر زون 3 است.

به خاطر روزنه‌های متعدد آن را جزء میسلانیتز در نظر گرفته‌اند و اندازه کوچک و شکل تخم مرغی آن نیز گونه پریمیتیووس را به خود اختصاص داد. پیلارهای سنگین در قطبین صدف به بخش امتداد یافتگی آلا (آلاپرولانگاسیون)، جایی که پیچش صدف اولوت می شود محدود می‌گردد. اسکلت خارجی دیواره‌های حجره آزاد با سیستم کانالی عمیق را تشکیل می‌دهد. بسیاری از مقاطع محوری یک تغییرات واضح را از حاشیه زاویه‌دار به حاشیه گرد در آخرین دور را نشان می‌دهد. قطر صدف در فرم میکروسفریک برابر $1/5$ میلی‌متر و در فرم مگالوسفریک برابر 1 میلی‌متر است. صدف با این قطر در دور آخر در حدود 14 تا 16 حجره وجود دارد. پرده‌ها در استوا شعاعی و مستقیم است و در بخش‌های جانبی به آرامی انحنایی شده و به طرف عقب خم می‌گردد. فرم‌های مگالوسفریک دارای یک ردیف منفرد از شش روزنه است. قطر حجره جنینی در مگالوسفر برابر $0/06$ تا $0/1$ میلی‌متر است. این گونه در ایران و فرانسه از زمان پالتوسن گزارش شده است و در زیر زون 3 قرار دارد.

***Miscellanites minutus* (RAHAGHI, 1983)**

فرم میکروسفریک به ندرت عدسی شکل بوده و حاشیه صدف نوک تیز و قطر صدف به $2/2$ میلی‌متر می‌رسد. نسبت قطر به ضخامت برابر 2 میلی‌متر است. صدف دارای پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت و سوچور بشکل سیگموئیدال یا S مانند است. در اطراف قطبین صدف یک گروه از پیلار استوانه‌ای شکل وجود دارد. فرم مگالوسفریک عدسی شکل بوده و قطر صدف به $1/4$ تا $1/5$ میلی‌متر می‌رسد. در دور آخر با این قطر در حدود 25 حجره شناسایی شده است. سه تا پیلار در مقطع محوری قابل رویت است. صفحه نافی تمام کف حجرات را می‌پوشاند. اندازه قطر حجره جنینی در مگالوسفر کوچک و برابر $0/1$ میلی‌متر است.

این گونه از گونه پریمیٹیووس¹، به دلیل تعداد بیشتر حجرات در دور پیچش، حاشیه تیزتر و صدف مگالوسفریک فشرده‌تر و تعداد کمتر روزنه‌های شبه شکافی قابل شناسائی است. این گونه در چند نقطه از ایران گزارش شده و همراه با گونه‌های زیر است:

Glomalveolina primaeva, *Dictyoconus turriculus* and other index fossils of SBZ 3 Ornatononion.
Type species: Nonion? ornatum van BELLEN in MOORKENS, 1982 = *Ornatononion moorkensii* n.sp.
Derivatio nominis: in allusion to the orna-ment on the nonionid shell.

دیواره دو لایه، روزنه‌دار با پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت است. ناحیه نافی دو طرف صدف به طور فشرده توسط تکمه‌های ضخیم پوشیده شده است. دهانه قابل رویت نیست. روزنه‌های ایترکامرال در دو ردیف، متقارن، بین حاشیه‌ای قابل رویت است. وجود روزنه‌های ایترکامرال در دو ردیف در تشخیص گونه حائز اهمیت است. آن‌ها در صورتی در مقاطع محوری و عرضی قابل شناسائی هستند که مقطع از بخش قاعده-ای پرده‌ها عبور کند. یک صفحه نافی محکم از انتهای بخش نافی به سمت محور صدف توسعه یافته و یک پوششی را در کف حجره آلاز بوجود می‌آورد. صفحه نافی به دور پیچش قبلی چسبیده است. در ناحیه استوائی هیچ فضای بین حجره‌ای وجود ندارد.

ملاحظات: این جنس از میسلینا، به دلیل وجود دو ردیف روزنه در هر پرده و تزئینات ضعیف قابل شناسائی است. در الفیدیدها چنین ساختمان مشابهی دیده شده، به طوری که دو دهانه در جنس پوروسونونیون (فرم کفزی، کوچک با پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت) شناسائی شده است. این جنس به زیرخانواده میسلانیتینه رده‌بندی شده است.

¹ *Miscellanites primitivus*

علت آن وجود پیچش پلانی اسپیرال و یک جفت صفحات نافی متقارن در هر حجره می‌باشد. به علت فقدان طناب حاشیه‌ای این گروه از نومولیت‌ها مجزا شده است.

Ornatononion moorkensii

تمام خصوصیات ظاهری جنس مربوطه را در بر دارد. صدف عدسی شکل، ضخیم و در قطبین پهن شده است. بخش‌های نافی توسط تکمه‌ها و پیلارها پوشیده شده است. نسبت قطر استوایی به طولی (محوری) بین $2/6$ تا $1/8$ است. در موقع بلوغ قطر استوایی به $1/5$ تا $1/7$ می‌رسد. آخرین دور صدف ظریف و شکننده است. به هر حال بسیاری از گونه‌های کوچک نسبت قطر به ضخامت کوچک دارند. حاشیه صدف گرد و گاهی با زاویه کم مشخص است.

در مقطع محوری 3 تا 5 پیلار حفره نافی را پر می‌کند. نمونه‌های بالغ دارای 18 تا 23 دور می‌باشند. پرده‌ها شعاعی و در حاشیه به طرف عقب خم می‌شوند. بعضی از پرده‌ها ممکن است نسبت به سطح محوری مایل باشند. پرولوکولوس کوچک و قطر آن $0/06$ میلی‌متر است.

ملاحظات: این گونه از گونه *Miscellanites primitivus* توسط دو ردیف روزنه ایترکامرال، حجرات با پیچش اینولوت و تزئینات ظریف قابل شناسایی است. گونه پریمیویا جزء میسلانه‌آ نیست چون که دارای چند ردیف روزنه در قاعده است. این گونه ابتدا در سال 1962 به نام میسلانه‌آ کوچک در زمان پالئوسن در کوه‌های پیرنه کوچک گزارش شده است.

Miscellanites globularis (RAHAGHI, 1978)

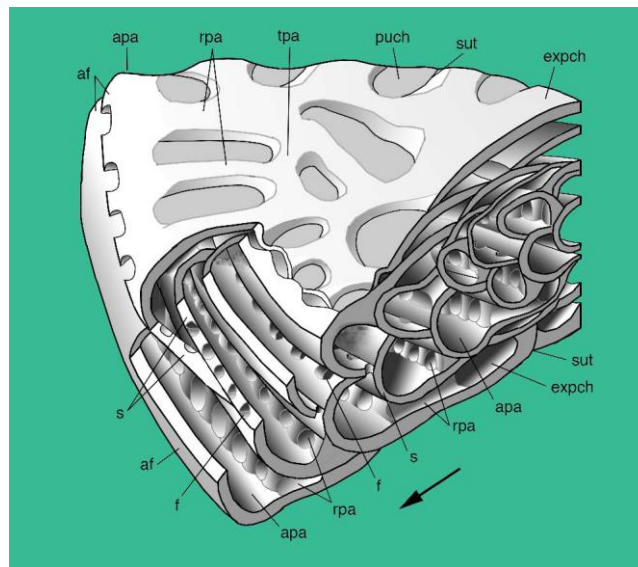
فرم مگالوسفریک، کروی به قطر 1 میلیمتر، پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت دارای 12 تا 15 حجره می‌باشد. حجرات دارای پرده‌های شعاعی است که به طرف قطبین به تدریج بطرف عقب خم می‌شود.

در بعضی از گونه‌ها حجرات در سطح استوایی به اشکال جناغی تغییر شکل می‌یابند.

پرولوکولوس کروی شکل با سطح پهن شده‌ای از دوتروکونک ادامه یافته است. اسکلت تکمیلی دیواره حجرات که دارای سیستم کانالی است را می‌پوشاند.

***Bolkarina aksarayi* SIREL, 1981.**

فرم میکروسفریک، دیسکی بزرگ با حاشیه تیز و گرد مشخص است. مرکز دیسک یک نپونیت با 19 تا 20 حجره دارای پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت است. بخش مرکزی دیسک ضخیم شده و از یک تا یک و نیم دور در پیچش نپونیت تشکیل شده است. پرولوکولوس کوچک و قطر آن به 0/08 میلیمتر میرسد.

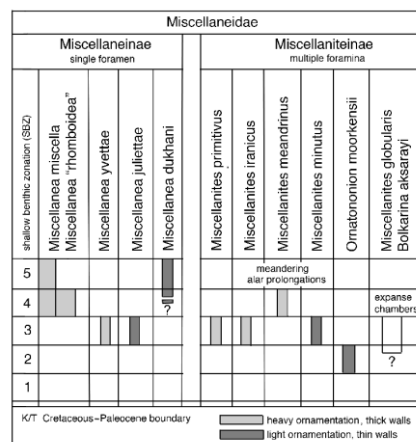


شکل 7-18. تصویر شماتیک مقاطع مایل و شعاعی از ساختمان، بخش‌های داخلی گونه بولکارینا آکسارای *Bolkarina aksarayi* SIREL, 1981. بدون مقیاس، af: سطح دهانه ای، apa: کانال حلقوی، Expch: حجره توسعه یافته، f: روزنه، puch: حجره ماقبل از آخر، rpa: کانال شعاعی، s: پرده چه، Sut: سوچریا خط درز، tpa: کانال لوله‌ای عرضی، فلش جهت رشد صدف را نشان می‌دهد سیرل 1981.

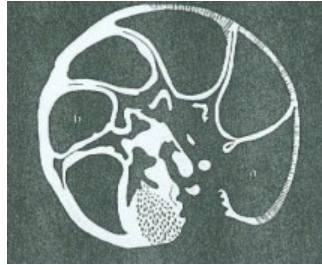
نیونیت دارای پیچش پلاننی-اسپیرال و اینولوت بوده که مربوط به جنس بولکارینا و خانواده میسلانیده می‌باشد. لایه‌های حاوی حجرات حلقوی فضای زیادی را اشغال می‌کند (شکل 7-18).

Family Rotaliidae Rotalia LAMARK, 1804

صدف تروکو-اسپیرال، محدب-دو طرفه و تمام حجرات در سطح پیچشی به شدت محدب قابل رویت است. فقط آخرین دور پیچش در سطح نافی قابل رویت است. فلیوم (برگه‌های نازک) در حجرات بخش انتهایی نافی از دیواره شکمی منفذ - دارحفره حجره اصلی توسط شیار عرضی کم عمق جدا می‌شود. رسوبات ثانویه در فلیوم به تدریج پیلارهای لایه‌ای ضخیم در ناحیه نافی درست می‌کند. فلاپ (برگه‌های آویخته) نافی از سپتوم قبلی تا سطح دهانه‌ای توسعه یافته و تشکیل کانال پیچشی را در اطراف پیلار نافی درست می‌کند. خط درز بدون منفذ و به طور برجسته و مایل در اطراف سطح پیچشی رویت می‌شود. حاشیه صدف زاویه‌دار، دیواره از جنس آهک هیالین و منفذدار به جز سطوح حاشیه‌ای که فاقد منفذ است. دانه‌ها و تکه‌های متعدد در بخش مرکزی ناحیه شکمی صدف وجود دارد. دهانه بین حاشیه‌ای و ساده است که از ناف به طرف حاشیه توسعه یافته است (شکل 7-20). سن: کرتاسه بالایی (کنیاسین) تا اوسن



شکل 7-19. انتشار چینه‌شناسی جنس‌های متعلق به خانواده میسلانیده (ترسیم دوباره بابازاده، 1388)

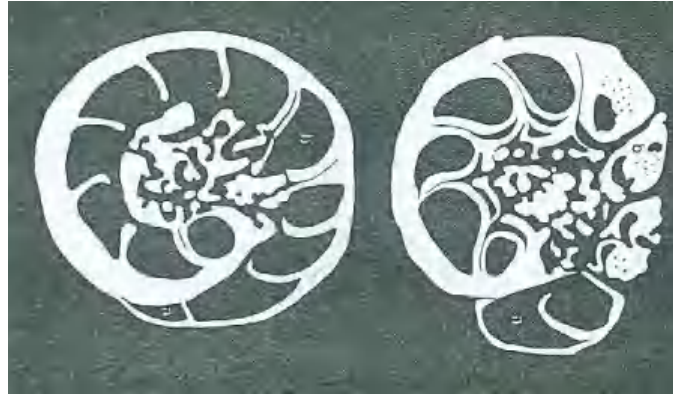


شکل 7-20. مقطع عرضی جنس روتالیا (بابازاده، 1390)

Family Rotaliidae *Lockhartia* DAVIES 1932

صدف مخروطی تا عدسی شکل با پیچش تروکواسپیرال مشخص است. دور پیچش با حجرات متعدد در سطح پیچش قابل رویت است و سطح پیچش به شدت محدب است. ساختمان آن شبیه به دیکتیوکونویدس¹ است اما فاقد پیچشهای الحاقی است. پرده جفت و دوتایی است و کانال بین پرده ای موجود است. بخش نافی توسط پیلارهای متعدد پر شده است بطوریکه این پیلارها در سطح صدف به صورت تکمه دیده می شوند. دیواره صدف لایه ای، فیبری شعاعی و از جنس آهک هیالین بوده که حاشیه آن توسط نوار بی منفذ احاطه شده است. سطح صدف از سوراخها و تکمه‌های بزرگ تزئین شده است. سوراخ دهانه‌های در شکاف بین حاشیه‌ای قرار دارد (شکل 7-21). سن: پالئوسن تا ائوسن میانی

¹ *Dictyoconoides*



شکل 7-21. مقطع عرضی جنس لوخارتیا (بابازاده، 1389)

Family Rotaliidae

Lockhartia conditi (NUTTALL)

پیلار (تیغک‌های عمودی) بزرگ، تشخیص صفحات بین آن‌ها نامعلوم و دیدن آن‌ها بسیار مشکل، خط درز حاشیه‌ای دندان‌دار است و منافذ سطح صدف ظریف و کوچک است. سن : پالئوسن و ائوسن زیرین

جنس لوخارتیا به چهار گروه تقسیم می‌شوند:

الف- گروه لوخارتیا هیمی¹ : در این گروه صفحات و پیلارها از یکدیگر جدا می‌باشند. باند حاشیه قاعده صدف صاف است. روزنه‌ها درشت می‌باشند. حجرات گوه‌ای شکل است.

این گروه شامل گونه‌های لوخارتیا هیمی، لوخارتیا پره هیمی و لوخارتیا آلتی اسپیرا است.

لوخارتیا هیمی: تزئینات شامل دکمه‌ها² و ستونک‌های¹ درشت است (شکل 7-22)

1- *Lockhartia haimei*

2- *Pustules*

لوخارتیا پره هیمی: تزئینات شامل ستونک‌های ظریف و ریز است.
لوخارتیا آلتی اسپیرا: تزئینات شامل شبکه‌های ظریف می‌باشد. مخروط پیچش بزرگ است.

ب- گروه لوخارتیا دایورسا²: در این گروه صفحات و پیلارها نامشخص و در هم ادغام شده‌اند. باند حاشیه‌ای وجود دارد. حجرات گوه‌ای شکل است.
 لوخارتیا دایورسا: صدف کروی است به طوریکه در قطبین پهن شدگی دارد. تزئینات شبکه‌ای است.

لوخارتیا کونیکا: صدف مخروطی است. بدون تزئینات پشتی است.

ج- گروه لوخارتیا تیپری³: در این گروه صفحات و پیلارها از یکدیگر به خوبی جدا شده‌اند و به خوبی مشخص است. خط درز در حجرات دورهای آخر پیچش در قاعده قابل رویت است. روزنه‌ها ریز و ظریف می‌باشند. حجرات در مقطع محوری تقریباً هلالی شکل است (شکل 7-23).

لوخارتیا هونتی: صدف کوچک، مخروط پیچش بزرگ و بخش راسی صاف است.
 لوخارتیا هونتی با زیر گونه پوستولوزا: صدف کوچک، مخروط پیچش بزرگ و بخش راسی با تزئینات دکمه‌ای مشخص است.

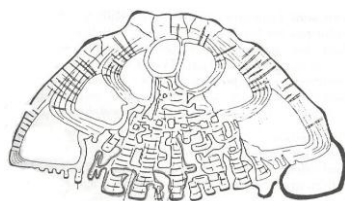
لوخارتیا تیپری: صدف بزرگ، مخروط پیچش پهن و بخش راسی با تزئینات دکمه‌ای مشخص است.

لوخارتیا کوندیتی: پیلارها بزرگ و صفحات بین آنها به سختی قابل تشخیص است (شکل 7-24). خط درز حاشیه‌ای دنداندار است و منافذ سطح صدف ظریف و کوچک است.

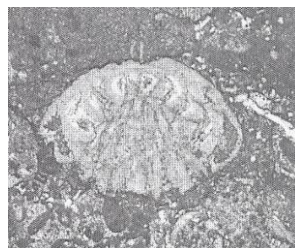
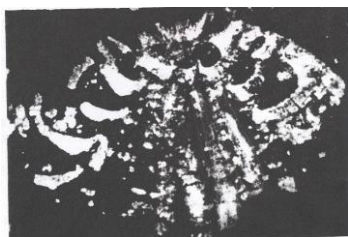
1- Bars

2- *Lockhartia diversa*

3- *Lockhartia tiperi*



شکل 7-22. مقطع محوری (طولی) لوخارتیا هیمی (بابازاده، 1389)



شکل 7-23. مقاطع محوری لوخارتیا تیبری (بابازاده، 1389)



شکل 7-24. مقاطع محوری لوخارتیا کوندیتی (بابازاده، 1388 و 1389)

Family Rotalidae
***Cuvillierina* DEBOURLE, 1955**

صدف عدسی شکل با حاشیه گوشه‌دار و پیچش پلانی‌اسپیرال مشخص است. در هر دور تعداد کمی از حجرات وجود دارد. خط درز فرو رفته، مستقیم و شعاعی است. دیواره آهکی هیالین، منفذدار و زاویه‌دار و نوک تیز است. سطح صدف دارای تزئینات شبکه‌ای از برجستگی‌های چند گوش است. پیلارها از سطح نافی به طرف حاشیه شبه جناغی صدف شیب دارد. کانال‌های عمودی در ناحیه نافی وجود دارد. کانال‌های واگرا بر روی حاشیه صدف وجود دارند.

***Cuvillierina vallisensis* (RUIZ DE GAONA)**

صدف عدسی شکل و پیچش آن از نوع پلانی‌اسپیرالی است. قطر صدف $2/2$ و ضخامت $1/3$ میلی متر است. پرولوکولوس کوچک و کروی که توسط حجرات در اثر رشد صدف احاطه می‌شود. خط درز فرو رفته، مستقیم و شعاعی است. دیواره آهکی دو لایه و هیالین، منفذدار و زاویه‌دار است. 19 حجره در دور آخر وجود دارد. پیلارها ضخیم از سطح نافی به طرف حاشیه صدف امتداد دارند (شکل 7-25). سن: ائوسن زیرین



شکل 7-25. مقطع عرضی جنس کوویلیرینا (بابازاده، 1388)

***Cuvillierina yarzai* (Ruiz de Gaona)**

صدف کوچکتر از کوویلرینا والانسیس و با پیچش تروکوسپیرال مشخص است. بیشترین قطر و ضخامت صدف برابر $1/14$ میلی‌متر و $0/6$ میلی‌متر است. پیلارها و کانال‌ها از حجره جنینی تا سطح خارجی صدف امتداد یافته‌اند. حجره آخر گلبرگی شکل و حاشیه آن نوک تیز و زاویه‌دار است. تزئینات حاشیه‌ای با دندان‌های ریز (دندان سگی) مشخص است.

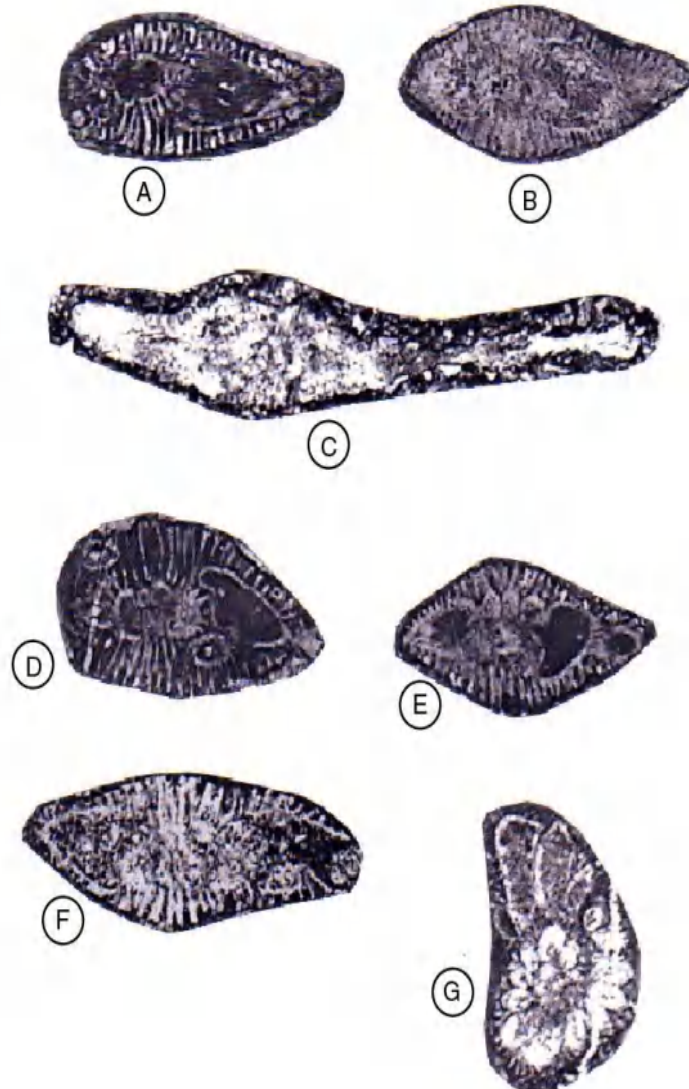
***Pseudocuvillierina sireli* (Inan)**

صدف تقریباً عدسی شکل و دارای حاشیه‌ای تقریباً گرد است. بیشترین قطر و ضخامت صدف برابر $1/5$ میلی‌متر و $0/97$ میلی‌متر است. صدف با پیچش پلانی‌اسپیرال و اینولوت و با دوره‌های منظم مشخص است. پیلارهای نازک در بخش داخلی صدف ظاهر شده و تا دو طرف صدف توسعه می‌یابد. در دور آخر 17 حجره وجود دارد. سن: تانتین (ترکیه) (اینان، 1988)؛ (سیرل، 1998) کوئیزین (اوسن زیرین) (ایران) (بابازاده 2005).

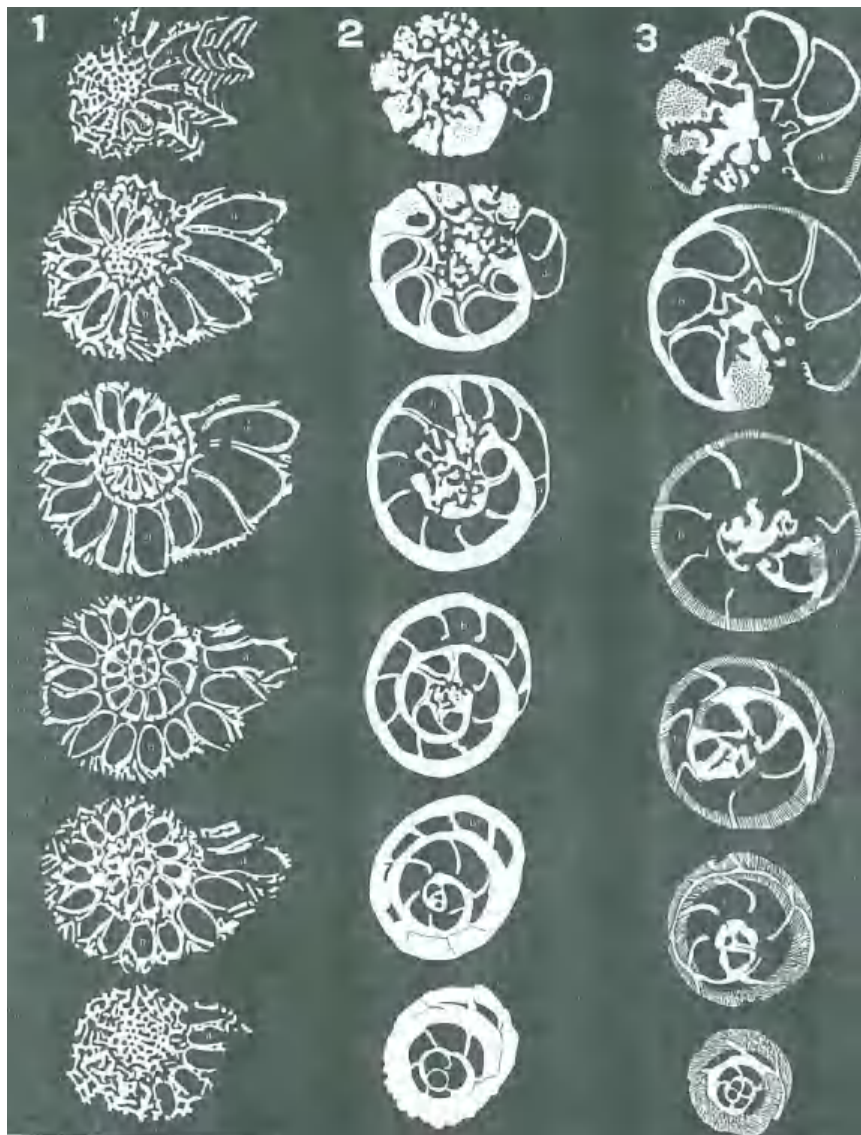
ملاحظات: نام قبلی این گونه توسط اینان (1988) با نام "کوویلرینا سیرلی" گزارش شده است.

***Cuvillierina courmae* (Babazadeh)**

صدف بزرگ و عدسی شکل با پیچش پلانی‌اسپیرال و حاشیه آن تقریباً گرد است. بیشترین قطر و ضخامت صدف برابر 3 میلی‌متر و $2/6$ میلی‌متر است. حاشیه صدف با دیواره آهکی روزنه‌دار و دو لایه مشخص است. اندازه حجرات به سرعت در دور آخر بزرگ شده و ارتفاع آن به شدت افزایش می‌یابد. شکل حجرات از مثلث تا مستطیل متغیر بوده و به طور نامنظم می‌پیچد (اشکال 7-26؛ 7-27).



شکل 7-26. انواع مختلف گونه‌های کوویلرینا: اشکال A و B: کوویلرینا والنسیس، شکل C: کوویلرینا کورمه، اشکال D و E: پسودوکویلرینا سیرلی، شکل F: کوویلرینا اسپ و شکل G: کوویلرینا یارزائی (بابازاده، 2005)



شکل 7-27. اشکال ردیف سمت چپ: کویلیرینا والانسیس، اشکال ردیف وسط: لوخارتیا هیمی، اشکال ردیف سمت راست: روتالیا تروکیدیفورمیس (بابازاده، 1389)

پیلارها از ناحیه نافی در دورهای اولیه به اشکال جناغی دیده شده و سپس به طرف حاشیه بصورت رشته‌های شعاعی ظاهر می‌شود. حضور سیستم کانالی بین دورهای پیچش از مشخصات ویژه این گونه جدید است (بابازاده، 2006). در دور اول بین 10 تا 13 حجره و در دور آخر که قطر صدف به 3 میلی‌متر می‌رسد تعداد حجرات بین 15 تا 17 حجره می‌رسد. سن: کوئیزین (ائوسن زیرین)

Family Rotalidae EHRENBERG, 1839

***Medocia* PARVATI, 1971**

***Medocia blayensis* PARVATI, 1971**

یک روتالید با پوسته صدف عدسی شکل تا تقریباً مخروطی است. دیواره آهکی هیالین، لایه‌دار و روزنه‌دارو سطح پیچشی شبیه به روتالیا است. سطح پشتی محدب و صاف و سطح شکمی پهن و محدب است. فرم میکروسفریک شبیه به شکل عدسی فشرده و در حاشیه دارای کیل است. اما فرم مگالسفریک به شدت فشرده است. در این فرم حاشیه دارای کیل ضعیف یا بدون کیل و ممکن است گرد باشد. حجرات پیچشی در سطح پشتی اولوت و در سطح شکمی اینولوت است. سن: ائوسن

***Rotaliconus* HOTTINGER, 2007**

صدف تروکواسپیرال، دیواره لایه‌دار و دارای روزنه‌های درشت است. سطح پشتی اولوت و به شدت محدب و توسط تکمه‌های روزنه‌دار مزین شده است. سطح شکمی اینولوت، پهن و با تکمه‌های جزئی مزین شده است. بخش نافی دارای روزنه‌های اندک است. سوراخ‌ها بعنوان عامل ارتباط بین حجرات پیچشی در زیر حاشیه دور قبلی در درون حاشیه‌ای نسبت به سطح دهانه‌ای قرار دارد. ناف توسط زبانه بادبزی پوشیده شده و درهم ادغام شده‌اند. صفحات نافی مستقیم و عمود بر محور شعاعی حجرات هستند. تفاوت این جنس با جنس‌های دیگر از گروه کالکارینیدها در دهانه منفرد درون

حاشیه‌ای و فقدان سیستم کانالی پوشاننده است. این جنس از روتالیدهایی نظیر کاتینا در داشتن ناف پوشیده از سوراخ‌های قیفی متفاوت است.

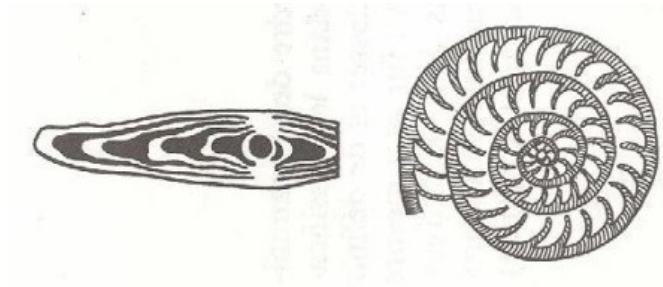
***Rotaliconus persicus* HOTTINGER, 2007**

صدف مخروطی شکل با دیواره لایه‌دار، ضخیم و دارای روزنه‌های درشت مشخص است. حجره جنینی کوچک و دارای اندازه بین 0/06 تا 0/08 میلی‌متر است. حجرات در سطح پشتی اولوت و در سطح شکمی اینولوت هستند. بیشترین قطر بخش قاعده‌ای صدف به 1/6 میلی‌متر می‌رسد. سطح پشتی به شدت محدب و توسط تکمه‌های روزنه‌دار مزین شده است. سطح شکمی پهن، کمی محدب و توسط تکمه‌های بدون روزنه پر شده است. صفحات نافی مستقیم و عمود بر محور شعاعی حجرات قرار دارند. تکمه‌های شکمی پیلا‌های موازی را تشکیل نمی‌دهد.

Family Nummulitidae *Nummulites* LAMARCK 1801

صدف گلوبولی تا دیسکی شکل، معمولاً بزرگ و اندازه آن تا 12 میلی‌متر می‌رسد. پیچش پلانی‌اسپیرال و معمولاً اینولوت و در دورهای آخر اولوت است. حجرات ساده و فاقد تقسیم‌بندی است. سپتا انحنائی و به طرف حاشیه صدف خمیده شده است. کانال حاشیه‌ای با شبکه‌ای از سوراخ‌های کشیده مشخص است. کانال‌های خط درز به صورت انشعابی در هر دو طرف پرده قرار دارد. پیلا‌ها ممکن است بین رشته‌های پرده پراکنده شود و در سطح صدف به شکل تکمه ظاهر گردد. دهانه در تمام حجرات پشت پرولوکولوس از یک ردیف روزنه در سطح قاعده‌ای تشکیل شده است (شکل 7-28).

سن: پالئوسن تا هولوسن



شکل 7-28. مقاطع عرضی و طولی جنس نومولیتس *Nummulites* (ترسیم دوباره بابازاده، 1389)

Family Nummulitidae

Nummulites mamillatus (FICHTEL & MOLL)

صدف محدب‌الطرفین با دیواره پیچش ضخیم و پیلارهای نافی محکم و سخت مشخص است. این گونه خیلی شبیه به نومولیتس گلوبولوس است. سن: ائوسن زیرین

Family Nummulitidae

Nummulites globulus LEYMERIE

صدف کوچک و عدسی شکل، در بخش مرکزی به شدت متورم است. قطر صدف بین 2 تا 3 میلی‌متر متغیر است. ضخامت بین 1 تا 1/5 میلی‌متر است. حاشیه صدف کمی حاده است. سپتا ضخیم و کمی انحنائی است. دور پیچش متوسط تا ضخیم است. سن: ائوسن زیرین تا میانی

Family Nummulitidae

Nummulites lucasi D'ARCHIAC

صدف کوچک و عدسی شکل است. قطر صدف بین 6 تا 7 میلی‌متر متغیر است. ضخامت بین 3/5 تا 4/5 میلی‌متر است. حاشیه صدف تقریباً حاده است. رشته‌های سپتا حاوی دانه‌های درشت و به طور شعاعی مرتب شده‌اند.

گاهی دانه‌ها در بین رشته‌ها به خوبی مشخص هستند. پیچش منظم و از 6 تا 8 دور تشکیل شده است. دورهای پیچش متوسط است. پرده‌ها مایل تا انحنایی است. سن: ائوسن زیرین تا میانی

Family Nummulitidae
***Ranikothalia* CAUDRI, 1944**

صدف عدسی پهن و در بخش مرکزی دارای برجستگی بزرگ است. در فرم مگالوسفریک، حجره جنینی از دو حجره تشکیل شده و قطر صدف به 4 تا 6 میلی‌متر اما در فرم میکروسفریک قطر صدف به 8 تا 15 میلی‌متر میرسد. پیچش پلانسی‌اسپیرال، ایولوت تا اولوت و به تدریج فاصله آن افزایش می‌یابد. حجرات دارای حفرات آلاز بزرگ و طولیل شده است. طناب حاشیه‌ای به شدت ضخیم است. پرده ضخیم تا نازک و مستقیم تا به هم ریخته است. سیستم کانالی بزرگ است و کانال خط درز ساده و عمودی است. دیواره آهک هیالین و دارای روزنه‌های درشت است. سطح صدف صاف و یا دارای تکمه نیز می‌باشد. خط درز پیچشی به شدت متورم است. سن: پالئوسن زیرین تا میانی اما در شرق ایران به ائوسن زیرین نیز می‌رسد.

Family Nummulitidae
***Ranikothalia sindensis* (DAVIES)**

طناب حاشیه‌ای¹ ضخیم همانند جنسهای نومولیت، آسیلینا و اپرکولینا توسعه یافته نیست. این یکی از مشخصات بارز این جنس است. بر طبق نظر بوت (1991) گونه‌های مختلف جنس رانیکوتالیا دارای مشخصات زیر هستند:

فرمهای شبیه به نومولیت: صدف دارای فیلامنت (رشته) پرده‌ای² است و طناب حاشیه‌ای ضخیم است. مانند رانی کوتالیا نوتالی³

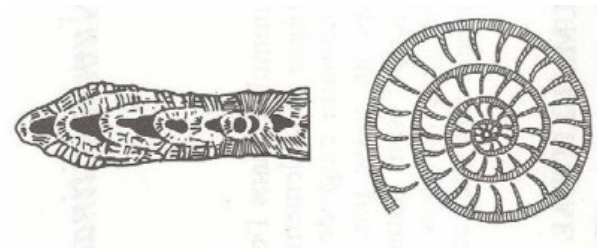
1- Marginal cord
2- Septal filament
3- *Ranikothalia nuttalli*

فرم کومپلان اپرکولینا: در این فرم دوره‌های پیچش به خوبی توسعه یافته و طناب حاشیه‌ای ضخیم است. ضمناً در این فرم فیلامنت پرده‌ای واقعی وجود ندارد. مانند رانیکوتالیا سین دنسیس¹

فرم ادغام شده از دو فرم بالایی: در مرحله اولیه با پیچش نومولیتی (اینولوت) و در مرحله آخر با پیچش اپرکولینا مشخص می‌باشد. مانند رانیکوتالیا سانی²
سن: پالئوسن تا ائوسن زیرین

Family Nummulitidae *Assilina* D'ORBIGNY

صدف بزرگ و پهن و با پیچش پلانی اسپیرال و معمولاً اولوت است. دوره‌های پیچش به سرعت بزرگ می‌شوند و در هر دور تعداد زیادی حجرات دیده می‌شود. خط درز شعاعی، بر آمده و به طرف حاشیه کمی انحنائی است. پرده‌ها ساده و طناب حاشیه‌ای ضخیم هستند. سیستم کانال با روزنه‌های کشیده در کانال حاشیه‌ای قرار دارد. استولون ساده و شعاعی است. دیواره آهکی هیالین با روزنه‌های ظریف مشخص است. سطح صدف صاف و دارای تکه‌هایی است که به صورت پیلار مشخص شده است. سطح دهانه‌ای با شیار طولی مشخص است (شکل 7-29). سن: پالئوسن میانی تا هولوسن



شکل 7-29. مقاطع عرضی و طولی جنس آسیلینا (ترسیم دوباره بابازاده، 1389)

1- *Ranikothalia sindensis*
2- *Ranikothalia sahnii*

Family Nummulitidae
***Assilina laminosa* GILL**

این جنس با دیواره کاملاً لایه‌ای مشخص شده است. لایه‌ها نسبتاً ضخیم هستند. سن: ائوسن زیرین

Family Nummulitidae
***Assilina subspinosa* DAVIES & PINFOLD**

این گونه دارای پوسته ضخیم بوده و در سطح صدف گرانول‌هایی وجود دارد که به صدف ظاهر خار مانند می‌دهد. پیلارها نوک تیز دیده می‌شوند. بخش مرکزی صدف فرورفته نیست. سن: پالئوسن بالایی تا ائوسن زیرین

Family Nummulitidae
***Assilina spinosa* DAVIES & PINFOLD**

سطح این گونه دارای گرانول بوده که ظاهر خار مانند دارد. این گونه شبیه به گونه قبلی است اما بخش مرکزی صدف فرو رفته است. سن: ائوسن زیرین

Family Nummulitidae
***Assilina granulosa* D'ARCHIAC**

این گونه دیسکی شکل است و سطح صدف دارای گرانول بوده که ظاهر خار مانند، دارد. در این گونه برجستگی پرده‌ای به خوبی مشخص است. سن: ائوسن زیرین

Family Nummulitidae
***Assilina praespira* (DOUVILLEI)**

گونه این جنس شبیه به رانیکوتالیا و اپرکولینا است. فرق آن با رانیکوتالیا این است که طناب حاشیه توسعه یافته و کمی ضخیم می‌باشد. اما فرق آن با اپرکولینا این است که دوره‌های پیچش سریع توسعه نیافته است. سن: ائوسن زیرین در شرق ایران

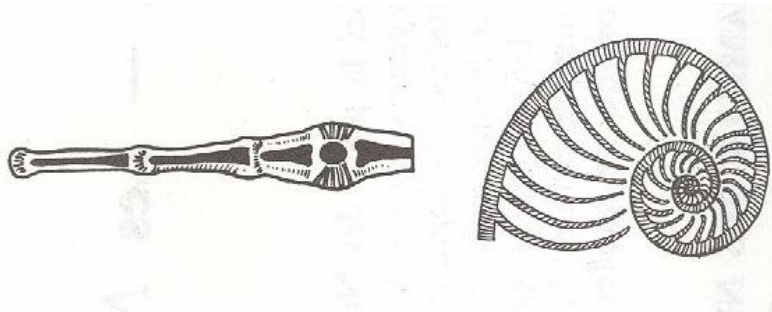
Family Nummulitidae
***Assilina yvetteae* SCHAUB**

صدف عدسی شکل است. قطر صدف بین 1/6 تا 3/45 میلی‌متر و ضخامت بین 0/5 تا 1/1 میلی‌متر است. مگالوسفر کروی شکل توسط حجرات تقریباً مستطیل شکل از ابتدا تا انتهای دور پیچش ادامه دارد. سن: پالئوسن.
مجموعه فسیلهای زیر همراه با گونه بالا وجود دارد:

Discocyclina seunesi, *Smoutina* sp., *Sphaerogypsina gloula*(*globules*)

Family Nummulitidae
***Operculina* D'ORBIGNY, 1826**

صدف پهن و دارای اندازه متوسط تا بزرگ است، همچنین نوع پیچش پلانی اسپیرال و اولوت بوده و دورهای پیچش بسرعت توسعه یافته و دارای حجرات باریک و متعدد است. خط درز در بخش حاشیه ای به طرف عقب انحنایی است. دیواره آهکی هیالین، لایه ای و منفذدار است. سطح صدف صاف تا تکمه‌دار است (شکل 7-30). سن: پالئوسن تا هولوسن



شکل 7-30. مقاطع عرضی و طولی جنس اپرکولینا (ترسیم دوباره بابازاده، 1389)

Family Nummulitidae

***Operculina subsalsa* DAVIES & PINFOLD**

صدف در بخش نافی عدسی شکل بوده و توسط پیلارهایی اشغال شده است. سن:

پالئوسن

Family Nummulitidae

***Operculina patalensis* DAVIES & PINFOLD**

دارای صدفی دیسکی شکل و کومپلاناتوس است. سن: پالئوسن

Family Discocyclinidae

***Discocyclina* GUMBEL, 1870**

صدف بزرگ، دیسکی و عدسی شکل بوده و اندازه میکروسفریک آن با قطر برابر 23 میلی‌متر است. صدف نازک و بخش مرکزی آن برجسته و متورم است. در فرم مگالوسفریک پروتوکونک تقریباً گرد توسط دوتروکونک قلوه‌ای احاطه می‌گردد. تیغه-های شعاعی در حجرات استوایی باعث ایجاد حجرات مستطیل شکل می‌کند. حجرات جانبی باعث افزایش ضخامت پوسته دیسکوسیکیلینا می‌گردد. استولون عمودی باعث ارتباط حجرات استوایی به جانبی می‌گردد. توسعه پیلارها به سطح صدف باعث تشکیل تکه‌ها در سطح می‌گردد. دیواره آهکی هیالین است (شکل 7-31). سن: پالئوسن میانی تا ائوسن بالایی



شکل 7-31. مقطع طولی شماتیک جنس دیسکوسیکیلینا (ترسیم دوباره بابازاده، 1389)

Family Discocyclinidae

***Discocyclina ranikotensis* DAVIES**

صدف این گونه به شدت فشرده است. این گونه اولین بار از لایه‌های رانیکوت بالایی در سازند لاختارت از ناحیه سیند گزارش شده است. سن: پالئوسن بالایی - ائوسن زیرین

Family Discocyclinidae

***Discocyclina dispansa* SOWERBY**

صدف این گونه به شدت محدب دو طرفه است. این صدف توسط پیلاهای متعدد پر شده است. سن: ائوسن زیرین

Family Discocyclinidae

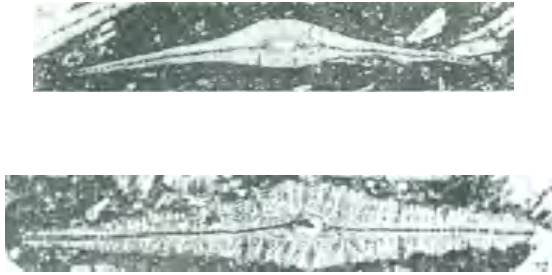
***Discocyclina eamesi* SAMANTA**

این گونه در بخش مرکزی ضخیم‌تر از حاشیه صدف می‌باشد. دکمه‌های بسیار ریز در بخش مرکزی صدف مرتب شده است. حجرات استوایی نازک است. حجرات جانبی بین دیواره‌های نازک کف و سقف مرتب شده است. فرم کلی صدف کوچک و منظم است. این گونه بر اساس حجرات استوایی شبیه به دیسکوسیکیلینا سلا است. اما در مقطع عرضی حجرات جانبی آنها با یکدیگر متفاوت است.

Family Discocyclinidae

***Discocyclina augustae* WEIJDEN**

صدف کوچک و نسبت به دیسکوسیکیلینا رانیکوتنسیس متورم‌تر است. در ناحیه اطراف حجره جنینی، حجرات استوایی شکاف‌دار ظاهر می‌شود (شکل 7-32). سن: پالئوسن



شکل 7-32. مقطع محوری جنس دیسکوسیکلینا اگوسته (بابازاده، 1390)

Family Discocyclinidae
***Discocyclina seunesi* DOUV**

صدف کوچک تا اندازه‌ای مسطح یا کمی عدسی شکل و متورم است. قطر صدف بین 3 تا 6/3 میلی‌متر می‌رسد. پروتوکونک در فرم مگالوسفریک کروی و کوچک است اما دوتروکونک کروی و بزرگ است. حجرات استوایی از حلقه‌های دارای مرکزهای یکسان با حجره‌چه‌های کوچک مستطیلی تشکیل شده است (شکل 7-33). سن: پالئوسن بالایی، این جنس همراه با انواع زیر یافت می‌شود:

Operculina heberti, *Glomalveolina primaeva*, *Orduella sphaerica*



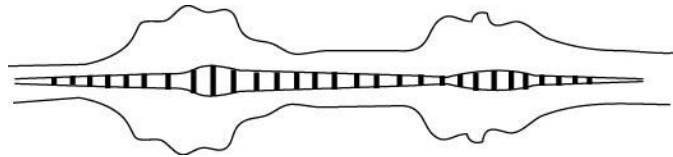
شکل 7-33. مقطع محوری جنس دیسکوسیکلینا سئونسی (بابازاده، 1390)

Family Asterocyclinidae
***Asterocyclina* GUMBEL, 1870**

صدف ستاره‌ای تا تقریباً دیسکی شکل است. شاخه‌های شعاعی ممکن است در سطح صدف یا در برش افقی دیده شود. در فرم مگالوسفریک پروتوکونک تقریباً گرد توسط دوتروکونک قلوهای احاطه می‌گردد. در فرم میکروسفریک، پروتوکونک توسط پیچ‌های نپیونیک کوچک با حجرات منحنی ادامه می‌یابد. حجرات استوایی به حجره چه تقسیم نمی‌گردد. به طرف حاشیه لایه میانی ضخیم شده و لایه جانبی نازک می‌گردد. معمولاً پنج شاخه شعاعی دیده شده که در نمونه‌های بزرگ‌تر افزایش می‌یابد. حجرات جانبی در اطراف لایه میانی وجود دارند. پیلارها به طرف سطح صدف باعث تشکیل تکه‌ها می‌گردد. دیواره آهکی هیالین است. سن: پالئوسن میانی تا ائوسن بالایی

Family Asterocyclinidae
***Asterocyclina alticostata* (NUTTALL)**

اندازه این گونه به طور قابل ملاحظه بزرگ است. صدف بطور شعاعی دوشاخه است. شکل صدف بی‌قاعده است اما عمدتاً کشیده و طویل است. در مقاطع عرضی شاخه-های اولیه مشخص است. عمدتاً دو برجستگی توسط بخش باریک در مقطع محوری مشخص می‌باشد (شکل 7-34).



شکل 7-34. تصویر شماتیک از مقطع عمودی گونه آستروسیکلینا آلتی کوستاتا (بابازاده، 1390)

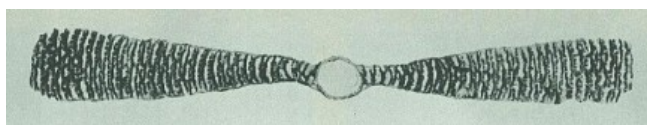
7-8 توصیف سیستماتیک بعضی از گروه‌های روزن‌داران با پوسته پورسلانوز و آگلوتینه

Family Soritidae *Orbitolites* LAMARCK, 1801

صدف بزرگ، دیسکی و بطور جزئی محدب دوطرفه است. جنس پوسته صدف از آهک پورسلانوز است. پرولوکولوس بزرگ و حجره ثانویه تشکیل نوکلوکونک متورم را می‌دهد. حجرات سیکی بعدی به حجره چه متعدد تقسیم می‌شود. حجره‌چه‌ها در یک سیکل منفرد به هم مرتبط نیستند ولی با سیکل‌های بعدی از طریق سیستم استولون مایل به هم مرتبطند. دهانه گرد و متعدد و در ردیف‌های عرضی در حاشیه صدف قرار دارد.

Family Soritidae *Orbitolites complanatus* LAMARCK

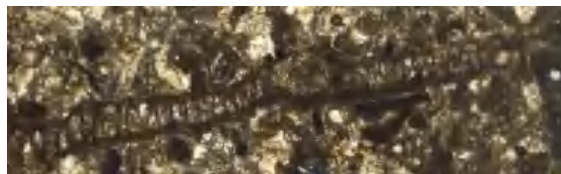
صدف دیسکی، بزرگ و جنس پوسته از آهک پورسلانوز است. در بخش مرکزی به طور جزئی محدب‌الطرفین است اما کمی از مرکز دورتر مقعر دو طرفه می‌باشد. در مقطع محوری حاشیه صدف تقریباً گریزی شکل است. بخش مرکزی فاقد لایه آهکی ضخیم است (شکل 7-35). سن: ائوسن زیرین و میانی



شکل 7-35. مقطع محوری جنس اوربیتولیتس کومپلاناتوس (لحمن، 1962)

***Orbitolites minimus* HENSON, 1050**

نکته: زیر گونه *minima* از گونه اوریتولیتس کومپلاناتوس¹ در این مجموعه به دلیل ارزش چینه‌شناسی آن در مرتبه گونه رده‌بندی شده است. این گونه دارای اندازه کوچک و صدفی با پوسته نازک است. دستگاه جنینی فشرده آن به شدت پیچیده است. پروتوکونک در این گونه دمبلی شکل است. انواعی از این نوع ساختمان اربیتولیتس در ائوسن میانی عراق و در ائوسن زیرین مدیترانه نیز گزارش شده است. اما این‌ها نمی‌توانند هم‌نامی با اربیتولیتس مینی موس باشند چون که دستگاه جنینی آنها از نظر ساختمانی ساده‌تر است (شکل 7-36).



شکل 7-36. مقاطع محوری گونه اربیتولیتس مینی موس (بابازاده، 1389)

1- *Orbitolites complanatus minima*

Family Soritidae
***Orbitolites reicheli* (LEHMANN)**

صدف دیسکی و بزرگ است. بخش مرکزی در ناحیه حجره جنینی متورم است اما به تدریج کمی از مرکز دورتر باریک شده و سپس انتهای صدف پهن‌تر می‌گردد. مانند گونه قبلی فاقد لایه آهکی مجاور است اما از نظر ساختمان داخلی از تقسیمات ساده-تری برخوردار است (شکل 7-37). سن: ائوسن



شکل 7-33. مقطع محوری جنس اوربیتولیتس رایکلی (لحمن، 1961)

Family Soritidae
***Opertorbitolites* NUTTALL, 1925**

صدف عدسی، بزرگ و اندازه آن به قطر 11 میلی متر می‌رسد. شبیه به اربیتولیتس دارای دیواره آهکی پورسلانوز بدون منفذ است و حجرات سیکی آن بوسیله تیغه‌های عمودی و افقی به حجره‌چه‌های متعدد تقسیم می‌گردد. وجه مشخصه آن از جنس قبلی به علت وجود لایه آهکی مجاور و ضخیم در اطراف حجره جنینی است که آن را کاملاً می‌پوشاند. سن: ائوسن

Family Soritidae
***Opertorbitolites gracilis* LEHMANN**

صدف عدسی شکل، بزرگ و شبیه به اربیتولیتس است. حجرات توسط تیغک‌های عرضی و عمودی به حجره‌چه‌های متعدد تقسیم می‌شود. جنس پوسته پورسلانوز است. لایه نسبتاً ضخیم آهکی از اطراف ناحیه جنینی تا حاشیه صدف گسترش دارد (شکل 7-34). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)



شکل 7-34. مقطع محوری جنس اوپرت اوربیتولیتس گراسیلیس (بابازاده، 1389)

Family Soritidae

Opertorbitolites biplanus LEHMANN

صدف دیسکی و صاف است به طوری که هیچگونه تحدب و تقعر در آن دیده نمی-شود. ضخامت صدف در سرتاسر آن یکنواخت است. لایه آهکی مجاور به طور نازک و یکنواخت گسترش دارد (شکل 7-35). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)



شکل 7-35. مقطع محوری شماتیک جنس اوپرت اوربیتولیتس بی پلانوس (لحمن، 1962)



شکل 7-36. مقطع محوری جنس اوپرت اوربیتولیتس بی پلانوس (بابازاده، 1389)

Family Soritidae
Opertorbitolites ibericus

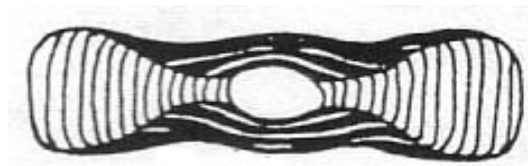
صدف عدسی تا دیسکی شکل ، اندازه آن بزرگ و شبیه به اربیتولیتس است. جنس پوسته صدف از پورسلانوز است. حجرات توسط تیغک‌های عرضی و عمودی به حجره‌چه‌های متعدد تقسیم می‌شود. حجره جنینی بزرگ و لایه نسبتاً ضخیم آهکی فقط در اطراف ناحیه جنینی وجود دارد (شکل 37-7). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)



شکل 7-37. مقطع محوری جنس اوپرت اوربیتولیتس ایبریکوس (بابازاده، 1389)

Family Soritidae
***Opertorbitolites latimarginalis* LEHMANN**

اندازه صدف بزرگ و بخش حاشیه‌ای خیلی ضخیم است. ساختمان داخلی ظریف و حجرات خیلی کوتاه هستند. لایه آهکی مجاور در بخش مرکزی دارای ضخامت چشم گیری است که در حاشیه انتهای دیسک به تدریج کاسته می‌شود (اشکال 7-38؛ 7-39). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)



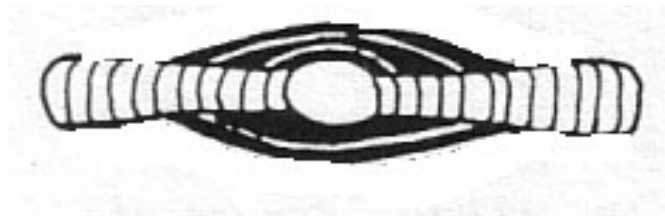
شکل 7-38. مقطع محوری شماتیک جنس اوپرت اوربیتولیتس لاتی مارجینالیس (لحمن، 1962)



شکل 7-39. مقطع محوری جنس اوپرت اوربیتولیتس لاتی مارجینالیس (بابازاده، 1389)

Family Soritidae
***Opertorbitolites ibericus* LEHMANN**

این گونه خیلی شبیه به گونه دوویلی است. علت این شباهت به خاطر وجود لایه آهکی مجاور در اطراف بخش مرکزی است که به طرف حاشیه نازک شده و سپس از بین می‌رود. وجود این لایه آهکی باعث شده تا صدف ظاهری عدسی شکل داشته باشد. اما در گونه دوویلی، این لایه آهکی مجاور ضخیم‌تر بوده و تقریباً تا انتهای حاشیه‌ای صدف ادامه دارد. ضخامت این لایه آهکی به 0/8 میلی‌متر می‌رسد (شکل 7-40). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)

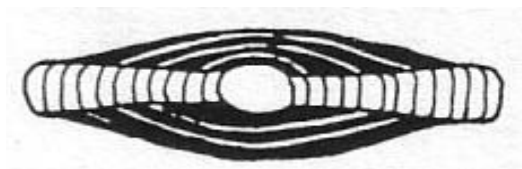


شکل 7-40. مقطع محوری شماتیک جنس اوپرت اوربیتولیتس ایبری کوس (لحمن، 1962)

Family Soritidae

Opertorbitolites douvillei (NUTTALL)

صدف دیسکی شکل و اندازه آن بزرگ است. شبیه به گونه قبلی ولی دیواره آهکی مجاور تا انتهای صدف ادامه دارد (شکل 7-41). سن: ائوسن زیرین (ایلردین)



شکل 7-41. مقطع محوری شماتیک جنس اوپرت اوربیتولیتس دوویلی (لحمن، 1962)

Family Alveolinidae

Alveolina d'Orbigny, 1826

صدف بیضوی، گندمی تا کروی است. جنس صدف از آهک پورسلانوز است. پیچش صدف در مرحله اول تولید مثل میکروسفریک نامنظم و سپس در مرحله تولید مثل مگالوسفریک منظم می‌گردد. پهنای حجرات در دوره‌های بعدی به سرعت افزایش می‌یابد، در نتیجه باعث افزایش طول صدف می‌گردد. سیتولا متعدد عمود بر سیتوم و دیواره خارجی تشکیل حجره‌چه کوچک و متعدد به طور متناوب می‌دهد. دیواره تعدادی از دوره‌های داخلی در بخش قاعده‌ای ضخیم شده به طوری که اکثر حفره حجرات را پر می‌کند. کانال‌های پری سیتال و پست سیتال موجود است. دهانه دارای دو ردیف باز شدگی در سطح دهانی است. سن: پالتوسن بالایی تا ائوسن بالایی

Family Alveolinidae

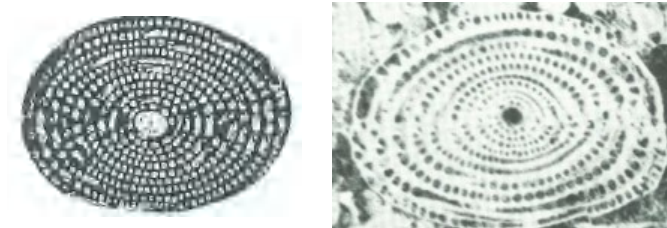
Glomalveolina sp.

صدف تخم مرغی تا کروی است و پرولوکولوس بشکل کروی و کوچک ظاهر می‌شود. ابتدا توسط حجرات میلیولیدی یا استروپتواسپیرالی رشد یافته و سپس حجرات لوله‌ای

شکل به صورت پلانی اسپیرال ادامه می‌یابد. در گونه گلوم آلوئولینا لپیدولا¹ قطر طولی 1/28 تا 1/38 میلی‌متر و قطر عرضی 1 تا 1/25 میلی‌متر، در گونه گلوم آلوئولینا مینوتولا² قطر طولی 2/2 تا 0/8 میلی‌متر و قطر عرضی 0/9 تا 2 میلی‌متر، در گونه گلوم آلوئولینا وئولینا کارسیکا³ قطر طولی 0/42 تا 0/67 میلی‌متر و قطر عرضی 0/39 تا 0/69 میلی‌متر می‌باشد. گونه مینوتولا نسبت به لپیدولا دارای حجره چه بیشتری است. در گونه کارسیکا حجره‌چه‌ها در دورهای اولیه کوچک و کروی هستند و سپس در دورهای بعدی بزرگ و تخم مرغی می‌شوند. سن: ائوسن زیرین
 نکته: گروه آلوئولینا الیپسوئیدالیس شامل گونه الیپسوئیدالیس و موسولنسیس است

Family Alveolinidae *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER

فرم مگالوسفریک دارای اندازه کوچک، تخم مرغی تا تخم مرغی پهن شده می‌باشد. قطر طولی 3/2 تا 5/4 میلی‌متر و قطر عرضی 2/5 تا 4/3 میلی‌متر است. دورهای پیش‌بسیار تنگ و به هم نزدیک است. دیواره در قاعده دورهای رشد نازک است. حجره‌چه متراکم و به شکل‌های کروی تا تخم مرغی است. لایه قاعده‌ای خیلی نازک است. این گونه از موسولنسیس از روی شکل صدف و دورهای به شدت نزدیک به هم و تنگ قابل شناسائی است (شکل 7-42). سن: ایلردین زیرین تا میانی

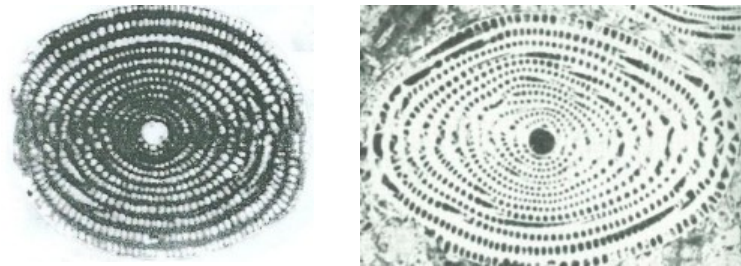


شکل 7-42. مقطع میکروسکوپی جنس آلوئولینا الیپسوئیدالیس (رحقی، 1978)

1- *Glomalveolina lepidula*
 2- *Glomalveolina minutula*
 3- *Glomalveolina Karsica*

Family Alveolinidae
***Alveolina moussoulensis* HOTTINGER**

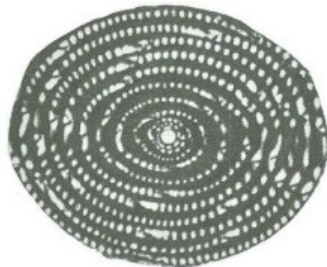
صدف دارای اندازه متوسط و به شکل تخم مرغی متورم تا کمی کشیده که در بخش انتهایی (قطب) بریده شده است. قطر استوایی بین 3 تا 3/8 میلیمتر و قطر طولی تا 4 میلی‌متر می‌رسد. چهار تا پنج دور اول به شدت به هم نزدیک و فشرده هستند سپس دوره‌های بعدی به تدریج از هم باز می‌شوند. در تمام دوره‌ها لایه قاعده‌ای نازک هستند. حجره‌چه تخم مرغی، متراکم و به تدریج در دوره‌های آخر مستطیل شکل می‌شوند (شکل 7-43). سن: ایلردین میانی



شکل 7-43. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا موسولنسیس (رحقی، 1978 و 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina aragonensis* HOTTINGER**

صدف تخم مرغی تا تقریباً کروی با اندازه متوسط ظاهر شده است. قطر طولی $3/52$ تا $4/76$ میلی‌متر و قطر عرضی $2/76$ تا $3/7$ میلی‌متر است. سه تا چهار دورهای اولیه پیچش بسیار تنگ و به هم نزدیک است و سپس دو تا سه دور تقریباً از هم باز می‌شود و در نهایت چهار تا شش دور آخر تقریباً به هم نزدیک می‌شوند. حجره چه در دورهای داخلی بزرگ و کروی تا تقریباً کروی است (شکل 7-44). این گونه در ایلردین میانی تا پایانی گزارش شده است. این گونه با زون آلوئولینا هوتینگر (1960) و سرا کی ال و دیگران (1998) مطابقت دارد.

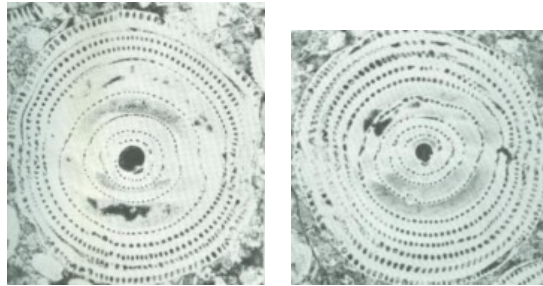


شکل 7-44. مقطع میکروسکوپی جنس آلوئولینا آراگوننسیس (رحقی، 1978)

نکته: گروه آلوئولینا گلوبولا شامل گونه های گلوبولا، گلوبوزا و براسیکا است.

Family Alveolinidae
***Alveolina globula* HOTTINGER**

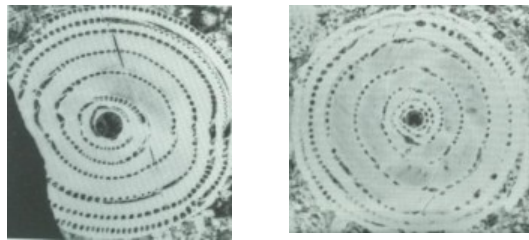
این گونه اگر چه از پیرنه گزارش شده است اما در سالت رنج پاکستان در زمان ائوسن زیرین نیز یافت شده است (سامنی، 1997). از نظر سنی با کالا چیتا رنج هم زمان است. صدف گلوبولی شکل و تعداد دورهای پیچش 9 تا 10 دور می‌باشد. فاصله دور-های بخش میانی نسبت به دورهای اول و آخر بیشتر است (شکل 7-45). سن: ایلردین میانی



شکل 7-45. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا گلوبولا (رحقی، 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina globosa* LEYMERIE**

صدف گلوبولی تا کروی شکل و تعداد دورهای پیچش 5 تا 7 دور می‌باشد. فاصله دور-های اولیه به هم نزدیک است و سپس دور شده و در نهایت به هم نزدیک می‌شوند (7-46). سن: ایلردین میانی



شکل 7-46. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا گلوبوزا (رحقی، 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina solida* HOTTINGER**

صدف گرد تا کروی با اندازه متوسط ظاهر شده است. دورهای اولیه بعد از حجره جنینی به طور منظم از هم فاصله داشته و سپس در دورهای آخر تقریباً به هم نزدیک می‌شود (شکل 7-47). این گونه در زون سوچوری سیستان به طور فراوان یافت می‌-

شود و زمان ائوسن زیرین را نشان می‌دهد. (بابازاده، 2003). از نظر سنی با کالا چیتا رنج و سالت رنج پاکستان هم زمان است.



شکل 7-47. مقطع میکروسکوپی جنس آلئولینا سولیدا (رحقی، 1978 و 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina decipiens* SCHWAGER**

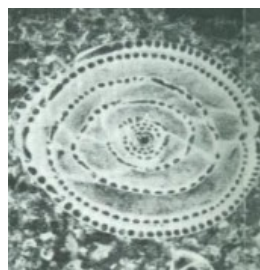
فرم مگالوسفریک صدف گرد تا کمی کشیده است. دارای 8 دور پیچش است. از دور-های 3 و 4 ساختمان داخلی بخوبی رشد کرده است. قطر صدف بین $1/6$ تا $2/6$ میلی‌متر است. نسبت قطر طولی به عرضی بین $1/4$ تا $1/5$ میلی‌متر است. فرم میکروسفریک صدف تخم مرغی تا کشیده است. سه الی چهار دور پیچش به هم نزدیک است که مرحله جوانی را بشکل گرد نشان می‌دهند و سپس در دوره‌های بعدی از هم دور شده و شکل تخم مرغی تا کشیده را نشان می‌دهند. قطر صدف بین $1/8$ تا $3/6$ است. این گونه همراه با آلئولینا سوب پیره نیکا، آلئولینا ایرانیکا یافت می‌شود (شکل 7-48). سن: ائوسن زیرین



شکل 7-48. مقطع میکروسکوپی جنس آلئولینا دسی پی انس (رحقی، 1978)

Family Alveolinidae
***Alveolina avellana* HOTTINGER**

صدف کوچک و گرد تا کمی کشیده است. قطر محوری صدف بین 3/23 تا 4/6 میلی‌متر است در صورتی که قطر استوایی صدف بین 2/94 تا 3/91 میلی‌متر است. پرولوکولوس توسط دوره‌های پیچش نامنظم ادامه می‌یابد. چهار تا پنج دور اولیه، وقتیکه صدف گندمی شکل بوده، به شدت فشرده و به هم نزدیک است و سپس سه دور آخر فلوسکولیزه می‌شود و قاعده لایه در طول زون محوری و استوایی ضخیم است. فلوسکولیزاسیون به طرف خارج پیچش کاهش می‌یابد. حجرات کوچک و در مرحله جوانی متراکم هستند (شکل 7-49). سن: ایلریدین زیرین تا میانی



شکل 7-49. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا آوه لانا (رحقی، 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina pasticillata* SCHWAGER**

صدف گرد تا متوسط است. پرولوکولوس توسط دوره‌های اولیه پیچیده می‌شود. چهار تا پنج دور اولیه به شدت فشرده و به هم نزدیک بوده و سپس سریعاً باز شده و دورها از یکدیگر فاصله می‌گیرند و در نهایت چهار دور آخر خیلی به هم نزدیک می‌شوند.

این گونه شبیه به گونه قبلی است با این تفاوت که در گونه قبلی دوره‌های آخر مثل این گونه به شدت به هم نزدیک نیستند. حجرات کوچک و در مرحله جوانی متراکم هستند (شکل 7-50). سن: ایلردین زیرین



شکل 7-50. مقطع میکروسکوپی جنس آلئولینا پاستی سیلاتا (رحقی، 1983)

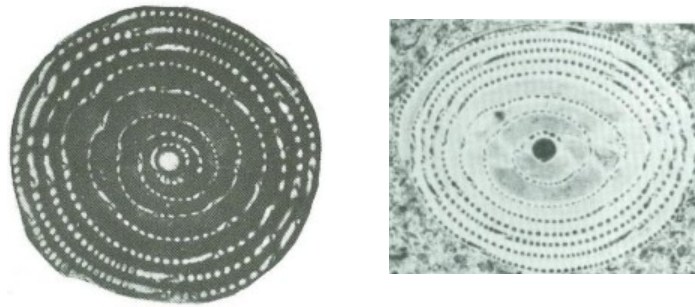
نکته: گروه آلئولینا آرامه آ جزء فلوسکولین‌های کروی تا تقریباً کروی هستند. در این گروه آلئولینا آرامه آ و آلئولینا دانی انسیس قرار دارند.

Family Alveolinidae

Alveolina aramaea HOTTINGER

صدف گرد تا تحم مرغی است. قطر صدف بین $3/2$ تا $3/4$ میلی‌متر است. تعداد دور-های صدف بین 5 تا 7 دور منظم است. دوره‌های پیش از ابتدا نسبت به یکدیگر فاصله دار و باز بوده و به تدریج در دوره‌های آخر به هم نزدیک می‌شوند. حجره چه کوچک و کشیده هستند.

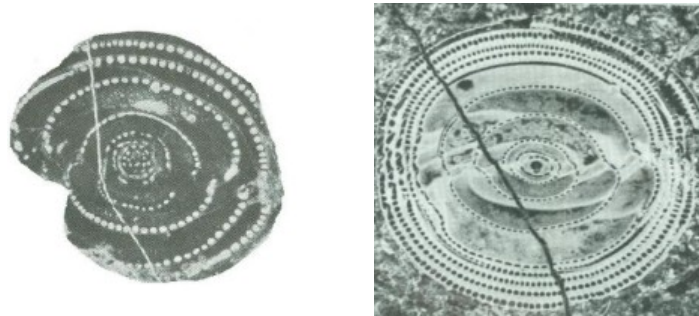
پرولوکولوس گرد و اندازه آن بین 250 تا 300 میکرون است (شکل 7-51). سن: ایلردین زیرین



شکل 7-51. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا آرامه آ (رحقی، 1978 و 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina daniensis* DROBNE**

صدف گرد و بزرگ است. دوره‌های پیچش در سه تا چهار دور آخر به هم نزدیک بوده و سپس بطرف مرکز بطور بی قاعده از هم فاصله گرفته تا به مرکز صدف بهم برسند. حجره چه متوسط و مثل دانه تسبیح کنار هم قرار گرفته‌اند. پرولوکولوس بسیار کوچک و گرد است (شکل 7-52). سن: ایلردین زیرین



شکل 7-52. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا دانی انسیس (رحقی، 1978 و 1983)

Family Alveolinidae
***Alveolina subpyrenaica* LEYMERIE**

صدف گرد تا تخم مرغی که در انتها یعنی ناحیه قطبی بریده شده است. قطر استوایی صدف بین 3/11 تا 2/35 میلی متر است. قطر محوری صدف بین 3/41 تا 4/58 میلی متر است. اندازه صدف متوسط است. دو تا سه دور اولیه در ابتدای جوانی بهم فشرده و نزدیک است، در این مرحله حجره چه ها کوچک و فشرده هستند، سپس در چهار تا شش دور بعدی از هم دور می شوند. قاعده لایه ضخیم است (شکل 7-53).

میان



سن: ایلردین

شکل 7-53. مقطع میکروسکوپی جنس آلونولینا سوب پیره نایکا (رحقی، 1978)

7-9 انواع (فرم های) پورسلانوز با یک دیواره خارجی حفره دار¹

روزن داران با پوسته پورسلانوز و دیواره خارجی حفره دار کمیاب هستند. در انواع میکروسفریک خانواده آلئولینیده، در مرحله نیونت، پیش از استریتواسپیرالی را نشان داده و جنس های دارای حفره در اقلیت هستند. این جنس ها شامل انواع زیر هستند: ساب آلئولینا، پره بول آلئولینا، بول آلئولینا و مالاتینا. جنس گلوبورتیکولینا متعلق به این گروه از آلئولینید در زیرخانواده جدید بنام مالاتینینه رده بندی می شود.

یک گروه با گسترش جغرافیایی وسیع از میلیولید واقعی دارای اسکلت خارجی حفره-دار بنام " آستروتیلینا² وجود دارد. اخیرا آنها را از الیگوسن زیرین تا میوسن زیرین گزارش کرده اند (آدامز، 1968) و لوبلیچ و تاپان (1987). وجود میلیولید حفره دار در ائوسن میانی در ایران و عمان یک آنومالی محسوب می شود (هوتینگر، 2007).

Family Soritidae EHRENBERG, 1839

New subfamily: Malatyninae

یک خانواده آلئولینیده با نیونت استریتواسپیرال در هر دو نوع تولید مثل و با یک پیش پلانی اسپیرال -اینولوت در مرحله بلوغ مشخص است. اسکلت داخلی تحلیل-رفته و به برجستگی هایی در لایه قاعده ای تبدیل می گردد که با یک ردیف درون حاشیه ای از دهانه ها به طور متناوب قرار دارد. اسکلت خارجی شامل یک یا چند ردیف از حفره های کوچک در موقعیت پشت پرده ای³ قرار دارد.

سیرل در سال 2004 جنس مالاتینا را جزء میلیولید و خانواده ریوریونلیده طبقه بندی کرد اما مالاتینا نمی تواند یک میلیولید باشد. اما آن فاقد الگوی رشدی میلیولیدی با دو حجره در هر دور می باشد و همچنین محور دهانه ای عمود بر محور پیش است (هوتینگر و دیگران، 1989). جنس گلوبورتیکولینا توسط رحقی در سال 1978 جزء

1- Alveolar exoskeleton

2- *Austrotrillina*

3- Postseptal

میلیولید و زیرخانواده فابولارینه طبقه‌بندی شده است ولی دارای ساختمان شبیه به مالاتینا داشته لذا به خانواده آلئولینیده منتقل شده و همراه با مالاتینا در زیرخانواده مالاتینه رده‌بندی شده است.

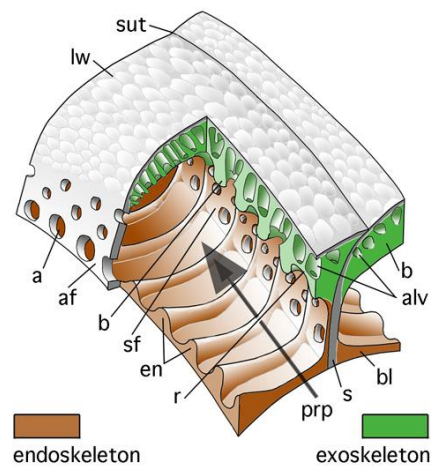
Globoreticulina RAHAGHI, 1978

یک آلئولینیدی است که اسکلت داخلی کاهش یافته و به یک برجستگی در لایه داخلی تبدیل شده است. اسکلت خارجی حفره دار با چند ردیف از حفره مشخص است. سطح داخلی لایه حفره‌دار به یک ردیف میله عمودی که نسبت به سپتوم عمودند و چند میله افقی که نسبت به سپتوم افقی هستند تبدیل می‌گردد. یک ردیف دهانه درون حاشیه‌ای به‌طور منظم و متناوب نسبت به برجستگی‌های لایه قاعده‌ای قرار دارد. بین اسکلت داخلی و خارجی یک کانال پری‌سپتال وجود دارد که تمام حجره لوله‌ای را اشغال می‌کند.

Globoreticulina iranica RAHAGHI, 1978 emended

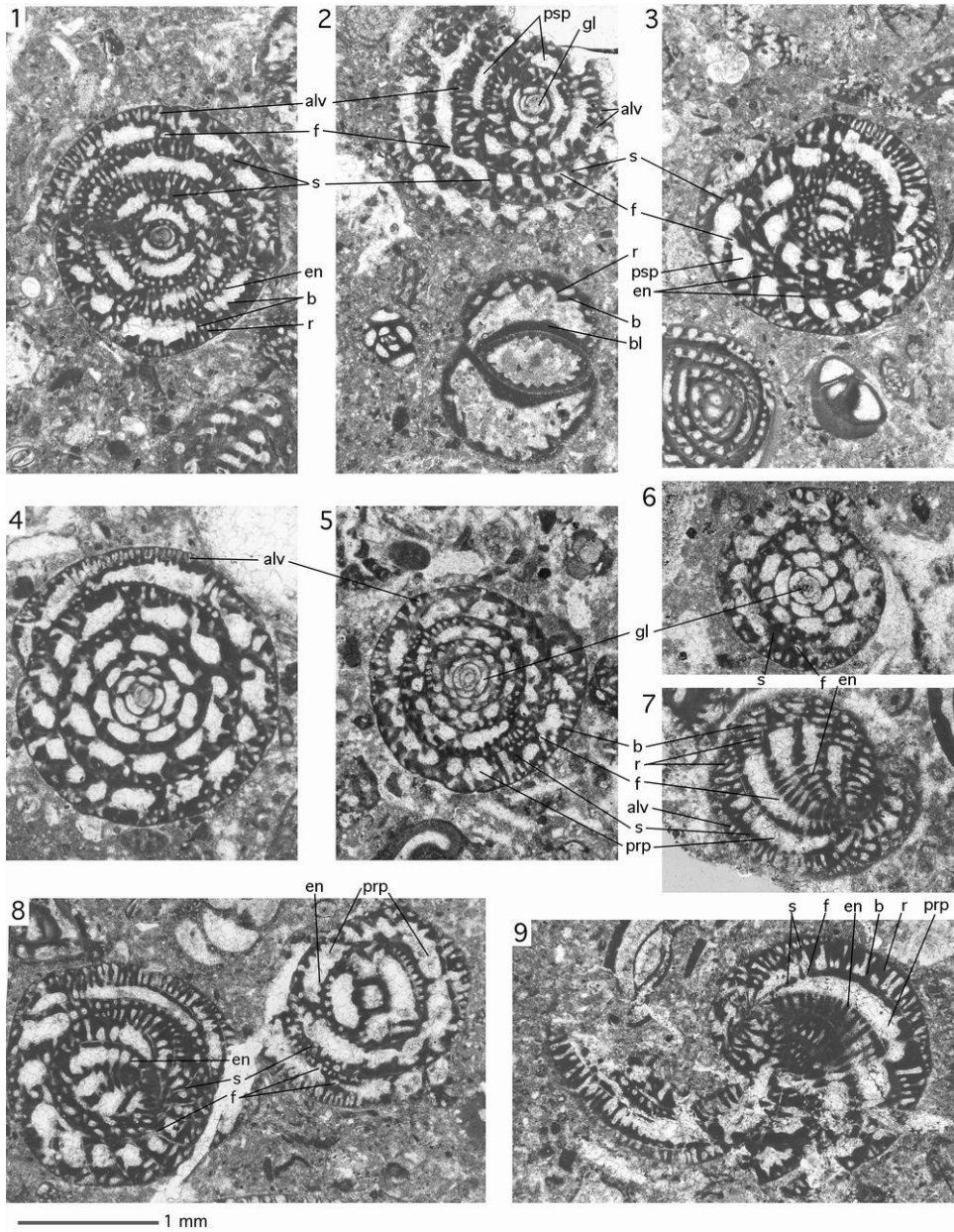
صدف گلبولی شکل و با بزرگی حدود 1 تا 2 میلی متر مشخص است. دیواره صدف از جنس پورسلانوز است. در مرحله بلوغ صدف دارای پیچش پلاننی‌اسپیرال بوده ولی در مرحله اول پیچش دارای پیچش استریتواسپیرالی است. دوره‌های پیچش منظم و دارای حجراتی است که توسط اسکلت داخلی و خارجی تقسیم می‌گردد. اسکلت خارجی از یک لایه نازک یکنواخت و حفره دار ساخته شده است. در دوره‌های آخر بلوغ، حجرات در یک ردیف عمود بر خط درز مرتب شده‌اند. ردیف‌های حجرات در داخل چارچوبی از میله‌های عمودی احاطه شده‌اند. صدف در فرم مگالوسفریک دارای سه تا چهار دور پیچش است که به‌سرعت اندازه آن بزرگ می‌شود. در دو دور اول

نکته: رحقی در سال 1978 این جنس را به میلیولید و زیرخانواده فابولارینه نسبت داد که به علت ماهیت دیواره پورسلانوز این جنس بوده است اما تحقیقات جدیدی که توسط هوتینگر (2007) انجام شد این جنس را به خانواده آلوئولینیده و زیرخانواده مالاتینینه نسبت داده است. چونکه این جنس دارای پیچش استریتواسپیرالی با بیش از دو حجره در دور مشخص است که در میلیولید وجود ندارد و همچنین محور دهانه‌ای وجود ندارد. همچنین فابولاریدها فاقد حفره هستند اما حجره چه حاشیه‌ای یک لایه با حفرات لوله‌ای موازی را تشکیل می‌دهند (شکل 7-54).



شکل 7-54. اجزاء اسکلت گلوبورتیکولینا ایرانیکا

شکل 7-54. اجزاء اسکلت گلوبورتیکولینا ایرانیکا
 a دهانه، af سطح دهانه‌ای، alv حفره، b میله عمودی شبیه شاهین، bl لایه قاعده‌ای، lw دیواره جانبی،
 prp کانال جاوی پرده، r میله افقی، s پرده، sf سطح پرده‌ای، sut خط درز (هوتینگر، 2007)



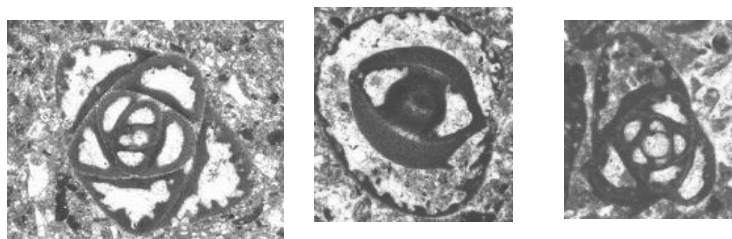
شکل 7-55. گلوبورتیکولینا ایرانیکا

Family Austrotrillinidae EHRENBERG, 1839
***Austrotrillina* PARR, 1942**

یک میلیولید با اندازه متوسط است که قطر آن به $1/6$ میلی‌متر می‌رسد. صدف کشیده و در مقطع عرضی تقریباً سه گوش با زاویه کناری گرد شده مشخص است. چرخش حجرات در مرحله بلوغ تحت زاویه 120 تا 180 درجه در حول محور دهانه‌ای است. آخرین حجرات خیلی متورم است. دیواره صدف، آهک پورسلانوز با حفرات کوچک و بزرگ در لایه داخلی تولید شبکه‌های زیر جلدی می‌کند. این حفرات به‌طور موازی ردیف شده‌اند و توسط میله‌های عمودی از هم جدا می‌شوند. لایه خارجی نازک و دارای نقاط کوچک است. حجرات داخلی تقسیم نشده‌اند. دهانه انتهایی، گرد و دارای دندان ساده‌ای است. سن: ائوسن تا میوسن

دو گونه از این جنس به تفصیل توصیف می‌شود:

نکته: آستروتربیلینا ائوکائینیکا¹ از نظر داشتن حفرات درشت و کوتاه شبیه به گونه آستروتربیلینا پوسی آلئولاتا² است. اما آستروتربیلینا پوسی آلئولاتا در الیگوسن گزارش شده و اندازه آن نصف گونه ائوکائینیکا است و ضمناً لایه قاعده‌ای آن به ضخامت ائوکائینیکا نیست. در آستروتربیلینا پوسی آلئولاتا سوراخ‌های سه گوش بسیار باریک هستند. اما اسکلت خارجی در هر دو گونه مشابه است. گونه آستروتربیلینا ائوکائینیکا در حوضه مدیترانه دارای سن ائوسن است (شکل 7-56).



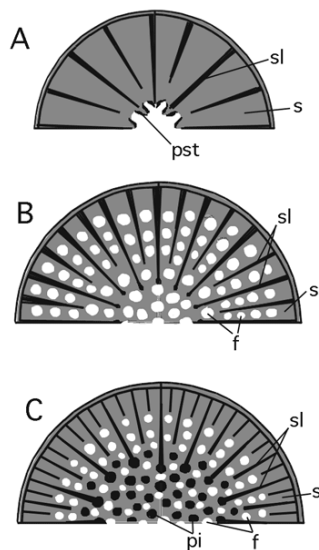
شکل 7-56. اشکال مختلف گونه آستروتربیلینا ائوسنیکا

1- *Austrotrillina eoacnica*

2- *Austrotrillina paucialveolata*

7-9 انواع (فرم‌های) پورسلانوز اسپیرولینی و پنیروپلی

در خاور میانه، اجتماعات روزن‌داران کفزی دریای کم عمق معمولاً دارای پوسته پویسلانوز با پیچش اسپیرولینی (راپیدیونینا) و پنیروپلی (ریپیدیونینا) می‌باشند. نام راپیدیونینا (فرم اسپیرولینی) در واقع از یک بخش نپیونی پلانی‌اسپیرال و اینولوت تشکیل شده و سپس توسط حجرات تک ردیفی و لوله‌ای شکل دنبال می‌گردد ولی نام ریپیدیونینا (فرم پنیروپلی) در مرحله بلوغ دارای حجرات پهن بوده و تشکیل بادبزن را داده و در نتیجه تقریباً به شکل دایره در آمده است. هنسون در سال 1948 سه گونه شناسایی کرد. راپیدیونینی اورنسیس، ریپیدیونینا مکفادی انسیس دارای اندازه نسبتاً کوچک و ریپیدیونینا ویلیام سونی، مگالوسفریک بزرگ و دارای فرم پنیروپلی است. هر سه فورم دارای یک الگوی واحد از حجرات تقسیم نشده می‌باشند. الگوی ساختمانی پره راپیدیونینا، رابدوریتس و نئوتبرینا در شکل 7-57 آمده است



شکل 7-57. الگوی ساختمانی A: پره راپیدیونینا، B: رابدوریتس و C: نئوتبرینا f: روزنه، pl: پیلاز، pst: برجستگی و چین جلوی پرده، s: پرده و sl: پرده چه (هوتینگر، 2007)

Family Lituolidae
Haymanella Sirel (in press)

صدف بزرگ و کشیده، به شکل گرز یا چماقی است. جنس پوسته پورسلانوز ولی روی آن را دانه های آگلوتینه می پوشاند. آخرین حجره دارای یک دهانه منفرد در نقطه انتهایی است. حفره لوله ای داخل حجره بوسیله تیغه های کوتاه شعاعی به بخش های کوچک تر تقسیم می شود. دوره های پیچش ابتدا نامنظم و سپس باز شده و تک ردیفی می گردد. حجرات در مرحله بلوغ بتدریج بزرگ و پهن می گردد.

Family Lituolidae
Haymanella paleocenica SIREL(in press)

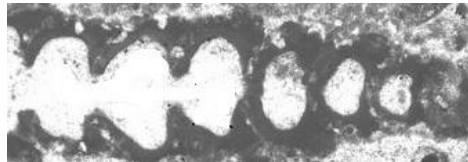
صدف بزرگ و کشیده، به شکل گرز یا چماقی است. حجرات در مرحله بلوغ به تدریج بزرگ و پهن می گردد. اندازه فرم مگالوسفریک به $2/2$ میلی متر می رسد. حجره جنینی کروی و توسط حجرات ثانویه (تقریباً 6 حجره) به طور نامنظم احاطه می شود. اندازه این بخش از صدف به $0/95$ میلی متر می رسد. اندازه فرم میکروسفریک به $5/8$ میلی - متر می رسد (شکل 7-58).



شکل 7-58. جنس هایمانالا پالئوسنیکا، شکل سمت چپ مقطع طولی و شکل سمت راست مقاطع استوائی را نشان می دهد

Family Lituolidae
***Haymanella huberi* (HENSON, 1950)**

صدف پورسلانوز بزرگ و از نظر ظاهری شبیه به قبلی است. سطح صدف دارای دانه-های درشت بوده لذا پوسته صدف را شبیه آگلوتینه می‌کند. حجرات در مرحله بلوغ دارای یک دهانه در بخش انتهایی دارند. حجره لوله‌ای به وسیله تیغک‌های کوچک شعاعی و نامنظم تقسیم می‌شود. در مرحله نپیونی دارای سه حجره پیچشی است و سپس توسط پنج حجره غیر پیچشی (خطی) کوچک ادامه می‌یابد (شکل 7-59). این گونه از سازند جهرم، در ایران گزارش شده است.

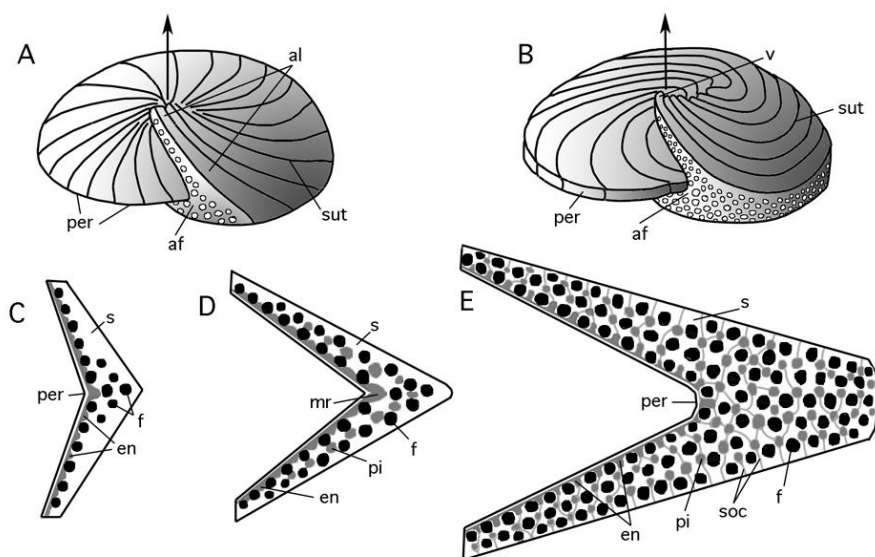


شکل 7-59. مقطع محوری از گونه هایمانلا هوبری

روزن داران با پیچش پلانی اسپیرال-اینولوت و با طرز رشد آرکایاسین

آرکایاسین در خاور میانه از زمان ائوسن میانی گزارش شده است. اشکال پلانی اسپیرال-اینولوت بدون پیلار (پنیروپلیس گلینجونسی¹ مشابه اشکالی با پیلار کم و اندک (آرکایاس اپرکولینیفورمیس² و اشکال با پیلار زیاد (پره آرکایاس دیاربکی رنسیس³ می‌باشد.

1- *Peneroplis glynnjonesi*
2- *Archaias operculiniformis*
3- *Praearchaias diyarbakiensis*



شکل 7-60. الگوی ساختمانی تعدادی از آرکاپاسینه، A: صدف با پیچش پلانی اسپیرال اینولوت با سطح دهانه‌ای کوتاه (af) نسبت به پیرامون صدف (per)، B: صدف با پیچش پلانی اسپیرال اینولوت با سطح دهانه‌ای بلند (af) نسبت به پیرامون صدف (per)، C - E: سطح پرده‌ای با امتداد یافتگی آلال (al). C: پن آرکایاس، D: آرکایاس اپرکولینیفورمیس، E: آرکایاس دیارباکی رنسیس، سوسولی (socculi) شبکه‌ای از برجستگی را روی لایه قاعده‌ای تولید می‌کند که سطح پرده‌ای را می‌پوشاند. af: سطح دهانه‌ای، al: امتداد یافتگی آلال از حجره پیچشی، f: روزنه، en: برجستگی‌های اسکلت داخلی روی لایه داخلی که به تدریج در نمونه‌های پیشرفته به پرده‌چه تبدیل می‌شود، mr: برجستگی میانی که بر روی پیرامون دور قبلی قرار دارد، per: پیرامون صدف، pi: پیلا، s: پرده، soc: سوسولوس، sut: خط درز حجره پیچشی، v: پیچ یا حلقه (هوتینگر، 2007)

***Penarchaias* HOTTINGER, 2007**

صدف عدسی شکل با جنس پوسته پورسلانوز و حجرات بطور فشرده با پیچش پلانی-اسپیرال و اینولوت می‌پیچد. در امتداد یافتگی آلال یک ردیف از دهانه‌ها به‌طور متناوب با برجستگی اسکلت داخلی در لایه داخلی وجود دارد که عمود با دیواره پرده است.

در حجره‌های پیچشی کوتاه ممکن است برجستگی اسکلت داخلی به حاشیه دور قبلی بزخورد کند تا باعث تشکیل برجستگی شعاعی میانی گردد. بقیه حجره‌های پیچشی فاقد تقسیم‌بندی است.

ملاحظه: بر طبق نظر هنسون (1950) مفهوم پنروپلیس به تمام گونه‌های پورسلانوز با پیچش پلانی اسپیرال با دهانه‌های متعدد و فاقد اسکلت داخلی اطلاق می‌گردد. حالا صدف اینولوتی که در نقطه مقابل پنروپلیس قرار دارد جنس دندریتینا است که دارای یک دهانه منفرد بوده و به وسیله پرستوم چین‌خورده تغییر شکل می‌یابد. لذا جنس سوم با امتداد یافتگی آلالر دارای دهانه‌های متعدد نیز بر اساس روند تکاملی قابل تعریف است که این جنس همان پن آرکایاس می‌باشد. در زمان الیگوسن، ارتباط مشابهی بین پنروپلیس توماسی (دارای یک اسکلت داخلی منحصر به لایه داخلی) با آرکایاس آسماریکوس (دارای یک ردیف منفرد از پیالار میانی) وجود دارد.

***Penarchaias glynnjonesi* (HENSON, 1950)**

صدف عدسی با قطر استوایی $1/4$ تا 2 میلی‌متر، حجرات با پیچش پلانی اسپیرال و اینولوت می‌پیچد. حجره پیچشی کوتاه و در حدود 20 تا در دور آخر مشخص است. یک ردیف از دهانه‌های درون حاشیه‌ای به حجره پیچشی متصل شده تا یک سطح دهانه‌ای با سه دهانه اصلی (یک جفت جانبی در موقعیت درون حاشیه‌ای و یکی میانی، شکل C) به وجود می‌آورد (شکل 7-61).

Stages	Lutetian		Bartonian		Priabonian		Rupelian
SBZ zonation	15	16	17	18	19	20	21
<i>Globoreticulina iranica</i>							
<i>Austrotrillina paucialveolata</i>							
<i>Austrotrillina eocaenica</i>	■-?-■						
<i>Haymanella huberi</i>	←-?-■						
<i>Praerhapydionina delicata</i>							
<i>Rhabdorites malatyaensis</i>							
<i>Neotaberina neaniconica</i>							
<i>Neorhipidionina spiralis</i>		■-?-■					
<i>Orbitolites minimus</i>							←
<i>Penarchaias glynnjonesi</i>							
<i>Archaias operculiniformis</i>							
<i>Archaias diyarbakirensis</i>							
<i>Coskinolina liburnica</i>							←
<i>Coskinolina perpera</i>							←
<i>Dictyoconus indicus</i>							←-?-■
<i>Medocia blayensis</i>							←
<i>Rotaliconus persicus</i>							←
Nummulite standard		<i>aturicus</i>	<i>perforatus</i>	<i>biedai</i>		<i>fabianii</i>	<i>fichteli</i>
<i>Assilina exponens</i> group		←					

Position of *G. iranica* type level

شکل 7-61. نمودار گسترش زمانی بعضی از گونه‌های روزن‌داران پائوژن (روزن‌داران کفزی بزرگ، SBZ) همراه با گسترش استاندارد نومولیت‌ها (هوتینگر، 2007)

Family Pavonitinae LOEBLICH and TAPPAN, 1961 Genus *Fallotella* MANGIN, 1954

این جنس از جنس کوسکینولینا بنخاطر وجود تیغه‌های شعاعی ثانویه که در بخش قاعده‌ای دیده می‌شود، متفاوت است. اپیدرم در سطوح میانی افقی حجرات دارای ضخیم‌شدگی است. چنین ساختمانی در نمونه‌های ایرانی دیده شده است.

Fallotella alavensis MANGIN 1954

صدف به شکل مخروطی کوتاه و بلند دیده می‌شود. بیشترین ارتفاع صدف به 0/85 میلیمتر می‌رسد. قطر قاعده‌ای صدف 0/7 میلی‌متر است.

این بخش از صدف معمولاً بطور جزئی محدب است. حجره اولیه تقریباً کروی است. تعداد حجرات تک ردیفی به 14 تا در یک گونه بزرگ می‌رسد. اسکلت خارجی دارای پرده‌های کوچک ناقص (پرده عرضی ثانویه) است. آنها در مقطع محوری از حجره سوم وجود دارند. در حدود 5 الی 6 تیغه‌های شعاعی همراه با تیغه‌های شعاعی ثانویه در یک چهارم بخش قاعده‌ای صدف دیده می‌شود. اسکلت داخلی دارای 6 تا 8 پیلار به اشکال نامنظم در مقطع عمودی دیده می‌شود. سن: پالئوسن بالایی، در نواحی شیراز و حاشیه شرقی لوت

این گونه همراه با جنس‌های زیر یافت می‌شود:

Rotalia sp., *Broeckinella arabica*, *Chrysalidina* sp.

***Fallotella kochanskae* HOTTINGER and DROBNE 1980**

صدف در این جنس کوچک با مخروط بلند مشخص است. بخش قاعده‌ای صدف معمولاً محدب است. ارتفاع مخروط و حتی قطر قاعده آن نیز به 1/1 میلی‌متر می‌رسد. حجرات معمولاً کشیده و کم و بیش با قاعده هستند. تیغه‌های عرضی ثانویه وجود داشته و اندازه آن متغیر است. پیلار مرکزی از نظر شکلی متغییر و مثلثی تا تقریباً مستطیلی است. سن: پالئوسن بالایی، در نواحی شیراز

این گونه همراه با جنس‌های زیر یافت می‌شود:

Periloculina sp., *Broeckinella arabica*, *Chrysalidina* sp.

Family Pfenderinidae SMOUT and SUGDEN, 1962

Genus *Coskinolina* STACHE, 1875

جزء گروه صدف‌های مخروطی با دیواره آگلوتینه است. صدف مخروطی بزرگ با پیچش اولیه تروکوسپیرال شبیه به جنس پفندریتا¹ است. سپس تک ردیفی با حجرات متعدد کوچک و به سرعت اندازه حجرات بزرگ می‌شود. هیچ اسکلت خارجی در

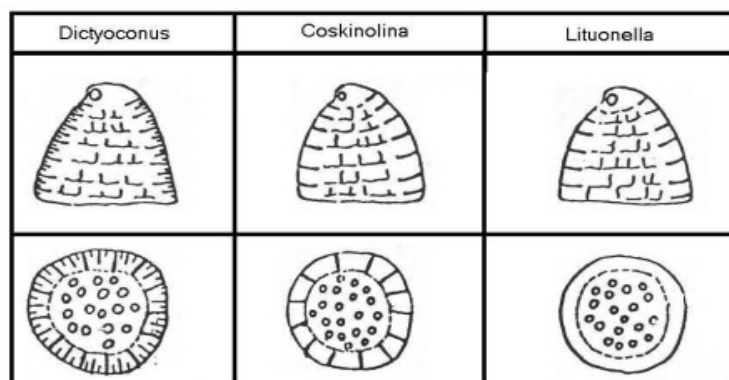
1- *Pfenderina*

حفره حجرات حاشیه‌ای دیده نشده است. اسکلت داخلی دارای پیلا‌رهای عمودی بین پرده‌ای است. دیواره دانه‌ای و فاقد روزنه است. سن: پالتوسن تا ائوسن میانی

ملاحظات: بعضی از دانشمندان معتقدند که کوسکینولینا یک هم‌نامی با لیتونلا¹ است و با فالوتلا² فرق دارد. اما در بعضی از منابع "لیتونلا" اینگونه توصیف می‌شود:

صدف مخروطی با دیواره آگلوتینه و پیچش اولیه تروکوسپیرال و سپس تک ردیفی مشخص است. بخش حاشیه‌ای فاقد تقسیم‌بندی (فاقد سپتولا عرضی و شعاعی) است ولی بخش میانی شامل ضمام ستون مانند (پیلار) است. در نتیجه ساختمان داخلی از حجرات چند ضلعی منظم تشکیل شده است. سن: پالتوسن-ائوسن

اما کوسکینولینا دارای صدف مخروطی، دیواره آگلوتینه و با پیچش اولیه تروکوسپیرال و سپس تک ردیفی ادامه دارد. بخش حاشیه‌ای فقط دارای تیغک‌های شعاعی بوده و تیغک‌های عرضی گسترش ندارند. بخش میانی دارای ستونک (پیلار) است.



شکل 7-62. مقایسه شماتیک مقاطع محوری و عرضی سه جنس لیتونلا، کوسکینولینا و دیکتیوکونوس (ترسیم دوباره بابازاده، 1389)

فراوانی فرمهای مخروطی آگلوتینه در ائوسن میانی و بالایی در سازند جهرم نادر بوده چونکه آنها به خوبی در سنگهای آهکی حفظ نشده‌اند. در این سازند گونه‌های

1- *Lituonella*
2- *Fallotella*

کوسکینولینا بدو اسکلت خارجی دیده می‌شوند. در اروپا هوتینگر و دروبن (1980) گونه کوسکینولینا روبرتی را در سواحل اقیانوس اطلس (جنوب شرق فرانسه) اواخر ائوسن میانی گزارش کرده‌اند. در پلاتفرم آدریاتیک جنس کوسکینولینا از اواخر ائوسن زیرین و اوایل ائوسن میانی جائیکه دیکتیوکونوس نبود، یافت شده است.

***Coskinolina* sp.**

صدف مخروطی کوتاه با سطح قاعده‌ای پهن تا محدب است. اندازه صدف به 0/7 میلیمتر می‌رسد. بخش قاعده‌ای آن به 3 میلی‌متر می‌رسد. در این گونه حجرات کوتاه و ضخیم شده است.

***Coskinolina liburnica* STACHE, 1875**

فقدان ساختمان اسکلت خارجی در فرم تروکوسپیرال نشان دهنده این‌است که این جنس همان کوسکینولینا است.

***Coskinolina douvillei* (DAVIES, 1930)**

دارای حجره جنینی مگالوسفریک بزرگ بوده که قابل مقایسه با نمونه‌های پلاتفرم کربناته آدریاتیک است.

***Coskinolina perpera* HOTTINGER and DROBNE, 1980**

صدف مخروطی و پهن با پوسته آگلوتینه ظریف مشخص است. اندازه ارتفاع صدف تقریباً با سطح قاعده‌ای برابر بوده که در حدود 2 تا 2/5 میلی‌متر است. نیونیت توکوسپیرال و دارای 10 تا 12 حجره خالی است که به دنبال حجره مگالوسفریک پیچیده است. حجرات تک ردیفی در مرحله بلوغ در حاشیه صدف متورم بوده و خط درزها فرورفته است در نتیجه بخش حاشیه‌ای دارای فرورفتگی است. این گونه در بین گونه‌ها از ساختمان درشت و خشن برخوردار است.

Family Orbitolinidae MARTIN, 1980

Dictyoconus Blanckenhorn, 1900

صدف شبیه به اربیتولینا و به شکل مخروطی است. در فرم مگالوسفریک، پرولوکولوس کروی دو تروکونک نیم کره است. ابتدا حجرات با پیچش تروکوسپیرال در راس پیچیده و سپس بصورت تک ردیفی باز می شود. دهانه متعدد و در قاعده صدف دیده می شود. حاشیه صدف توسط تعداد زیادی از سپتولای شعاعی اولیه، ثانویه و سپتولای عرضی تقسیم می شود. بخش میانی شامل ستونک (پیلار) است (شکل 7-63).



شکل 7-63. شکل بالا مقطع طولی و شکل پایین مقطع عرضی جنس دیکتیوکونوس را نشان می دهد (بابازاده، 1389)

Dictyoconus indicus Davies, 1930

در این گونه حجره جنینی بزرگ و پیچیده تر از دیگر گونه های دیکتیوکونوس است. از نظر آزارولی در سال 1950 این گونه هم نامی گونه دیویسی است. اما از نظر هوتینگر (2007) به علت اینکه ماهیت حجره جنینی در گونه دیویسی مشخص نیست لذا این هم نامی سوال برانگیز است. در مرحله بلوغ، اسکلت خارجی تشکیل سوراخ های لانه-زنبوری داده که در دو ردیف متناوب در حاشیه حجره قرار دارد. خط درز توسط سوراخ های لانه زنبوری حاشیه حجره نامشخص است. اسکلت داخلی متشکل از پیلار-های شعاعی است.

***Dictyoconus turriculus* HOTTINGER & DROBNE 1980**

شکل صدف به صورت مخروط بلند است. ارتفاع آن به 2/5 میلی‌متر می‌رسد. قطر قاعده صدف به 1/2 میلی‌متر می‌رسد. مقطع مایل صدف، شبکه زیر جلدی را نشان می‌دهد. مقطع محوری تیغک‌های عرضی و پیلارهای مرکزی مثلثی تا تقریباً مربعی را نشان می‌دهد. این گونه همراه با فالوتلا و گلوبورتیکولینا یافت می‌شود. سن: پالئوسن بالایی

***Barattolites cf. trentinarenis*
VECCHIO and HOTTINGER, 2007**

صدف مخروطی کوتاه و بلند است. وجود اسکلت خارجی ساده با میله‌های عمودی که کم و بیش از حجره به حجره دیگر در یک خط قرار دارد. در فرم‌های بالغ ارتفاع بلندتر از پهنا است. خط درز دارای فرورفتگی اندک است. دارای 7 الی 8 حجره در حجرات تک ردیفی است. قاعده مخروط کمی محدب تا مسطح است. حجرات مگالوسفریک از دو حجره تشکیل شده که پرده باریک دوتروکونک را از پروتوکونک جدا می‌سازد.

خود آزمایی فصل هفتم

1- تمایز فابولاریا از لاکازینا چگونه است؟

الف- فقدان مرحله چند حجره ای ب- وجود تیغه های مورب

ج- وجود پیلارهای عمودی د- نوع پیچش آنها

2- جنس بورلیس مربوط به چه زمانی است؟

الف- کرتاسه ب- پالئوسن ج- ائوسن د- الیگوسن

3- در چه زمانی سولک اپرکولینا از بین رفت؟

الف- آلبین ب- کامپانین ج- ماستریشترین د- الیگوسن

- 4- هتروستژزینیه از چه گروهی مشتق شده اند؟
الف- روتالینیه ب- آلئولینیه ج- نومولیتینیه د- آستریتزینیه
- 5- گسترش چینه شناسی پلاتی اسپیرا کدام است؟
الف- پالئوسن ب- کامپانین ج- ائوسن بالایی د- الیگوسن
- 6- توصیف زیر مربوط به کدام جنس است؟
" صدف دیسکی و صاف است بطوریکه هیچگونه تحدب و تقعر در آن دیده نمی شود. ضخامت صدف در سرتاسر آن یکنواخت است "
- الف- اوپرت اوریتولیتس بی پلانوس
ب- اوپرت اوریتولیتس گراسیلیس
ج- اوریتولیتس رایکلی
د- اریتولیتس مینی موس

فصل هشتم

روزن‌داران کفزی نئوژن

هدف کلی

هدف از ارائه این فصل آشنا کردن شما با:

- 1- روزن‌داران کفزی نئوژن
- 2- رده‌بندی روزن‌داران کفزی بزرگ نئوژن
- 3- بیواستراتیگرافی و تکامل ریختی
- 4- پالئوآکوژی روزن‌داران بزرگ نئوژن
- 5- معرفی انواع تکستولارین‌ها، میلیولین‌ها و روتالین‌های نئوژن

هدف‌های یادگیری

پس از مطالعه این فصل شما باید بتوانید:

- 1- تاکسونومی روزن‌داران کفزی نئوژن را توصیف کنید.
- 2- بیواستراتیگرافی روزن‌داران کفزی نئوژن را شرح دهید.
- 3- تکستولارین‌های نئوژن را شناسایی کنید.
- 4- میلیولین‌های نئوژن را توصیف نمایید.
- 5- روتالین‌های نئوژن را شرح دهید.

8-1 مقدمه

در فاصله زمانی الیگوسن - میوسن، حادثه مهمی بر روی روزن‌داران بزرگ کفزی اتفاق افتاد که اهمیت آن به اندازه تاثیرات زمان پالئوسن نبوده است. در واقع 80 درصد گونه‌ها در این زمان تا میوسن باقی ماندند با این وجود، عمده روخوانده‌های میوسن از نظر ایالت‌بندی در سطح جنس و گونه قابل اهمیت می‌باشند. در الیگوسن پسین و میوسن پیشین آخرین ایالت‌بندی‌ها با گروه‌های میوژپسینید و لپیدوسیکیلینید مشاهده شده است. علی‌رغم انشعابات تکاملی متفاوت در سطح گونه، مسیر اصلی تکامل همان الگوی الیگوسن را دنبال کرده و روزن‌داران بزرگ از نظر بیواستراتیگرافی در این زمان خیلی مهم بودند. در میوسن میانی با باریک‌شدگی تیس دوباره ایالت‌بندی زیستی برقرار شد. در انتهای میوسن پیشین، میوژپسینید و لپیدوسیکیلینید در آمریکا کاملاً ناپدید شدند و انقراض آنها در مدیترانه در زمان سراوالین صورت گرفته است. تکستولارین‌های آب‌های عمیق اولین بار در آمریکا ظاهر شدند، در حالی که ظهور جنس‌های جدید گروه آلوئولینیدا در اندونزی - اقیانوس آرام بوده است. محدوده سنی سیکلوکلپئوس تا زمان حال ادامه یافته است این در حالی است که تکثیر قابل توجهی از کالکارنیدا در پلیوسن ادامه داشته است. عمده روخوانده‌ها با نمونه‌های گسترده در سطح جهانی باقی ماندند به استثنای پاوونیتویدا¹ آب‌های عمیق آمریکا که کاملاً در پلیوسن پیشین ناپدید شدند.

8-2 ریخت‌شناسی و رده‌بندی روزن‌داران بزرگ کفزی نئوژن

در این بخش روخوانده‌ها و خانواده‌های اصلی نئوژن در سه زیر راسته توصیف شده‌اند:

- میلیولینا
- روتالینا
- تکستولارینا

1- Pavonitoidea

الف - زیر راسته میلیولینا

در این گروه پوسته پرسلانوز، بدون منفذ و متشکل از کلسیت منیزیم دار با بلورهای تزئینی بدون جهت خاص است. سن: کربونیفر - هولوسن

ب- زیر راسته روتالینا

در این گروه پوسته چند حجره‌ای، دیواره آهکی و هیالین منفذدار است. دهانه ساده یا همراه با یک صفحه دندان‌های¹ داخلی می‌باشد. سن: تریاس - هولوسن

زیر راسته تکستولارینا

پوسته از ذرات تخریبی در سیمان آهکی یا سیلیسی تشکیل شده است. محدوده سنی از کامبرین زیرین تا هولوسن است.

8-3 بیواستراتواتیگرافی و تکامل ریختی

در طی زمان نئوژن، در محیط‌های رسوب‌گذاری متفاوت، گروه‌های متنوعی از روزن-داران تسلط داشته‌اند. مهمترین رو خانواده‌هایی که در رخساره‌های تیس غالب شدند، نومولیت‌ها و سوریته‌ها بودند. گروه‌های بعدی که از میوسن پسین تا به امروز در آنجا وجود داشته‌اند. در اینجا سه گروه زیر را مورد بررسی قرار می‌دهیم:

- میلیولین‌ها با پوسته پرسلانوز

- روتالین‌ها با پوسته آهکی هیالین

- تکستولارین‌ها با پوسته آگلوتینه .

ایالت‌بندی زیستی نئوژن و تقسیم‌بندی‌های بیواستراتیگرانی آشکوب لتر² به ویژه در مطالعه تجمع‌های جنوب شرقی آسیا قابل اهمیت می‌باشند.

1- Tooth plate

2- Letter stage

8-4 آشکوب لتر نئوژن در مورد آسیای جنوب شرقی

همان‌طور که در بالا ذکر شده تقسیم‌بندی آشکوب لتر سنوزوئیک و نئوژن اقیانوس آرام و هند بر پایه روزن‌داران بزرگ است، که بعضی از آنها به عنوان محدوده‌های فسیلی در نیمکره غربی نیز به کار رفته‌اند. تعاریف دقیق آشکوب لتر و انواع فسیلی‌شان در این فصل آورده شده است.

بسیاری از گونه‌های نئوژن زندگی کوتاهی داشته و چینه‌شناسان بر اساس آنها سن کربنات‌های تتیس را تعیین کرده‌اند. تمایز میان الیگوسن و بخشهایی از میوسن پیشین از آشکوب Te ابتدا بر اساس حضور میوژپسینا بورودینسیس و سپس میوژپسینا واقعی و میوژپسیناتانی است. اساس آشکوب Tf1 بر انقراض آستروتریلینا استریاتا، ائولپیدینا اسپ و هتروستژینا بورنسیس است. به طوری که هتروستژینا بورنسیس به بخش‌های پائین فاصله زمانی Te محدود است. آستروتریلینا هاوچینی جانشین آستروتریلینا استریاتا شده و نشان دهنده شروع آشکوب Tf1 است (شکل 8-1).

انتهای Tf1 زیرین در قاعده میوسن میانی با انقراض لیدوسیکلامینا اسپ تعریف می‌شود در حالی که بخش فوقانی Tf1 با ناپدید شدن آستروتریلینا و انقراض جوان‌ترین گونه آستروتریلینا هاوچینی مصادف است و بخش فوقانی Tf2 با ناپدید شدن کاتاسیکلوکلیپئوس و پلان‌اربولینا سولیدا مشخص می‌شود.

اشکوب لتر Tf3 (بخش فوقانی Tf) با توجه به عدم اطلاعات قابل شناسایی نیست. تجمعات این محدوده سنی فاقد روزن‌داران بزرگ و فقط بندرت دارای لیدوسیکلامینا و گاهی اوقات سیکلوکلیپئوس در محیط‌های کم عمق‌تر در بسترهای جلبکی - ماسه‌ای و مرجانی یا علف‌های دریایی همراه با گونه‌های آلئولینا کوئی، مارجینوپورا، اپرکولینا و آمفی ستژینا یافت می‌شوند.

آلئولینا کوئی که از پره آلئولینا کوئی منشأ گرفته توسط محققین قبلی به عنوان آلئولینا فنمای در قاعده Tf3 در نظر گرفته شده که قابل انطباق با افق انقراض کاتاسیکلوکلیپئوس بوده و هم‌چنین با قاعده زون N13 سراوالین پسین منطبق است.

این افق با اولین ظهور مارجینوپورا ورتبلاریس (با محدود سنی تا هولوسن) مشخص می‌شود.

Age (Ma)	Epoch		Stage	Planktonic Zones	ALVEOLINOIDEA	MILIULOIDEA	SORITOIDEA	NUMMULITOIDEA
	Plat.	Stage						
1.81				N22				
5.33	PLIOCENE	GELA	N20					
		PIAC	N21					
7.25	MIOCENE	ZANCL	N19					
		MESSINIAN	N18					
11.61	LATE MIOCENE		N17					
		TORTONIAN	N16					
			N15					
			N14					
13.65	MIDDLE MIOCENE	SERRAVALLIAN	N13					
			N12					
15.97	EARLY MIOCENE	LANGHIAN	N11					
			N10					
			N9					
			N8					
23.03	LATE OLIGOCENE	BURDIG.	N7					
			N6					
			N5					
		CHATTIAN	N4					
			P22					

شکل 1-8. محدوده سنی و تنوع رو خانواده‌های اصلی در نئوژن (بوداقر - فادل، 2008)

بخش فوقانی Tf آشکوب لتر توسط بوداقر فادل و بانر (1999) با انقراض لپیدوسیکلینا تعریف شده است.

Tg در میوسن پسین شامل هیچ گروه روزن‌داران بزرگ کفزی نیست.

آشکوب‌های لتر Tf و Tg نشان دهنده کرنات‌های دریایی کم عمق متغیر از مخلوط مرجان‌ها و جلبک‌های کورالینه با بافت گرینستونی روزن‌دار تا ریف‌های مرجانی با جلبک‌های سبز هالیمدا می‌باشند که اغلب در قالب فسیلی قابل تشخیص هستند و یا به صورت میکرایت و فرآورده‌های حاصل از تخریب صفحات آراگونیتی حفظ می‌شود. بعد از آن، گرینستون‌های دارای روزن‌داران بزرگ نظیر سیکلوکلیپئوس در بخش‌های عمیق‌تر زون نورانی وجود دارند ولی فراوانی اپرکولینا، آمفی ستزینا، آلوئولینا و کالکارنایت‌های کم‌تر است.

8-5 میلیون‌های نئوزن

میلیون‌های نئوزن شامل 4 رو خانواده به قرار زیر می‌باشند:

- آلوئولینوئیدا

- میلیولوئیدا

- سورتیوئیدا

- کورنواسپیروئیدا

بسیاری از آلوئولینوئیدا پالئوزن در مرز ائوسن - الیگوسن ناپدید شدند و تنها باقیمانده انقراض انتهای ائوسن میانی آلوئولینیدهایی همچون بورلیس بودند که از محدوده الیگوسن - میوسن تا عهد حاضر باقی ماندند.

در طول این مدت آلوئولینیدها تکامل آهسته‌ای همراه با افزایش طول صدف و تغییر در شکل صدف از کروی تا دوکی و کشیده را تجربه کردند. هم‌چنین تغییراتی در تعداد اتاقک‌های ثانویه از صفر در بورلیس و یک در فلوسکولینا و چند ردیف اتاقک در آلوئولینا اتفاق افتاد.

انشعابات موازی در تشکیل یک ردیف اضافی از اتاقک‌ها در بورلیس و فلوسکولینا روند تکامل رانشان می‌دهد. این رخداد باید حداقل دو مرتبه در طی فاصله زمانی میوسن پیشین - میانی (Te-Tf) اتفاق افتاده باشد.

یک نمونه از این انشعابات با ظهور فلوسکولینا رایکلی در میوسن پیشین (بخش فوقانی آشکوب Te) و فلوسکولینا بونتانجنسیس در ابتدای میوسن میانی (فقط در بخش فوقانی آشکوب Te) بوده است که بعداً در قاعده آشکوب Tf2 (سراوالین) به آلئولینا پرکوی تبدیل شده است. در قاعده آشکوب Tf2 آلئولینا پرکوی دارای دوره‌های اولیه شبیه به فلوسکولینا بونتانجنسیس بوده است اما بعداً اتاقک‌های هر دور با دو لایه از اتاقک‌های کوچک‌تر پوشیده شدند. در آلئولینا کوی، در آشکوب Tf3 تمام دورها دارای اتاقک‌های چند لایه می‌باشند.

جنس آستروتریلینا از میلولیدا، مخصوصاً یک نمونه کوچک میلولینه به نام کوئینکولوکولینا است که با دیواره حفره‌دار و همزیست با جلبک‌ها می‌باشد.

تکامل آن در حوزه اقیانوسی هند - آرام به صورت انشعاب مستقیم از آستروتریلینا پوسی آلئولاتا، آستروتریلینا استریاتا، آستروتریلینا آسماری ئنسیس و آستروتریلینا هاوچینی همراه با افزایش تدریجی در تعداد و پیچیدگی حفرات بوده است.

آستروتریلینا آسماری ئنسیس با سری‌های منفرد از حفرات بسته و باریک مشخص می‌شود. ولی آستروتریلینا هاوچینی دارای حفرات دوشاخه‌ای است. در بسیاری از مکان‌ها دچار تغییر شکل شده و محقق را به اشتباه می‌اندازد.

تکامل تدریجی از اشکال اولیه آستروتریلینا آسماری ئنسیس به انواع پیشرفته‌تر آستروتریلینا هاوچینی در بخش تحتانی آشکوب Tf1 اتفاق افتاده و فقط انواع پیشرفته آستروتریلینا هاوچینی تا انتهای آشکوب Tf1 باقی می‌ماند. انتهای بخش زیرین آشکوب Tf1 با انقراض جوان‌ترین گونه‌های آستروتریلینا هاوچینی تعریف می‌شود در حالی که انقراض فلوسکولینا بونتانجنسیس به موازات ظهور آلئولینا پره کوی در پایین تر حد Tf2 رخ داده است.

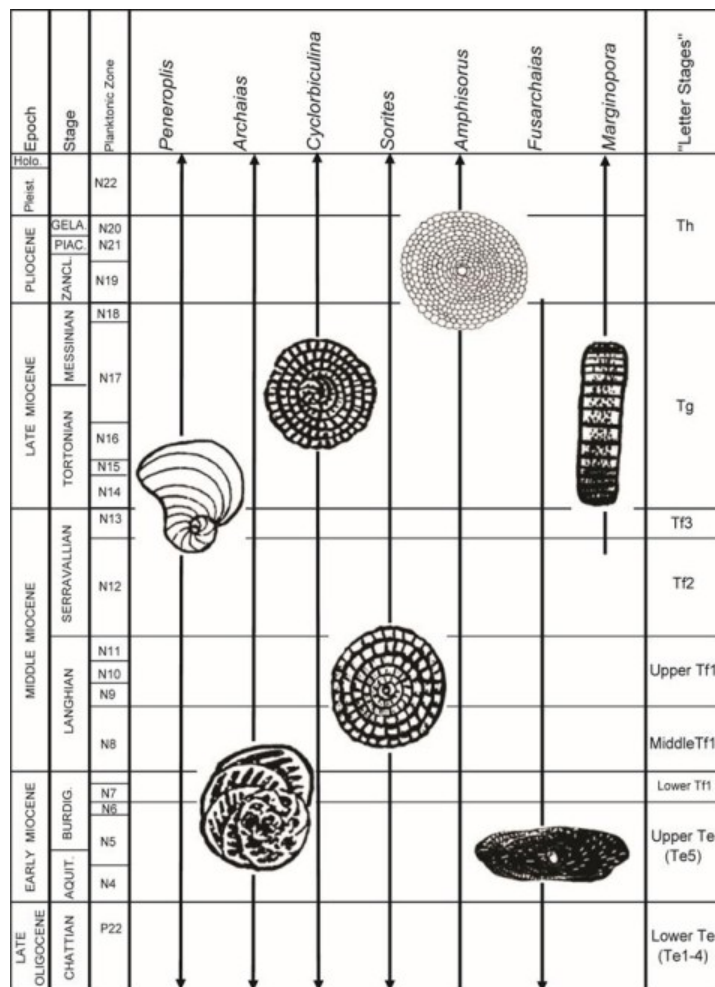
سوریتیدا بدون منفذ توسط پوسته پیچشی پلانی اسپیرال، بادبزی و یا حلقوی مشخص می‌شوند. آن‌ها با وسعت یافتن سطح دهانه‌ای و افزایش تعداد دهانه‌ها با بزرگ‌تر شدن پوسته تکامل یافتند (هوتینگر 2001). این استنباط از یک پوسته قرصی شکل با دهانه-

های حاشیه‌ای همانند جنس مارجینوپورا و یا از یک پوسته دوکی شکل و اینولوت که دهانه با گسترش قطبین بزرگ شده مانند آرکایاس (لیگ 1992) به دست آمده است. آنها به دو زیر خانواده نظیر سوریتینه و آرکایاسینه تقسیم شده‌اند (لوبلیچ و تاپان 1988). تمایز سوریتینه از آرکایاسینه در داشتن تیغه‌های جانبی و زیر قشری (هنسون 1950) یا صفحات درون قشری (سیجلی و همکاران 1976) در مقابل اسکلت داخلی تیغه‌بندی (پیلاربندی) شده در آرکایاسینه می‌باشد (هوتینگر 2001).

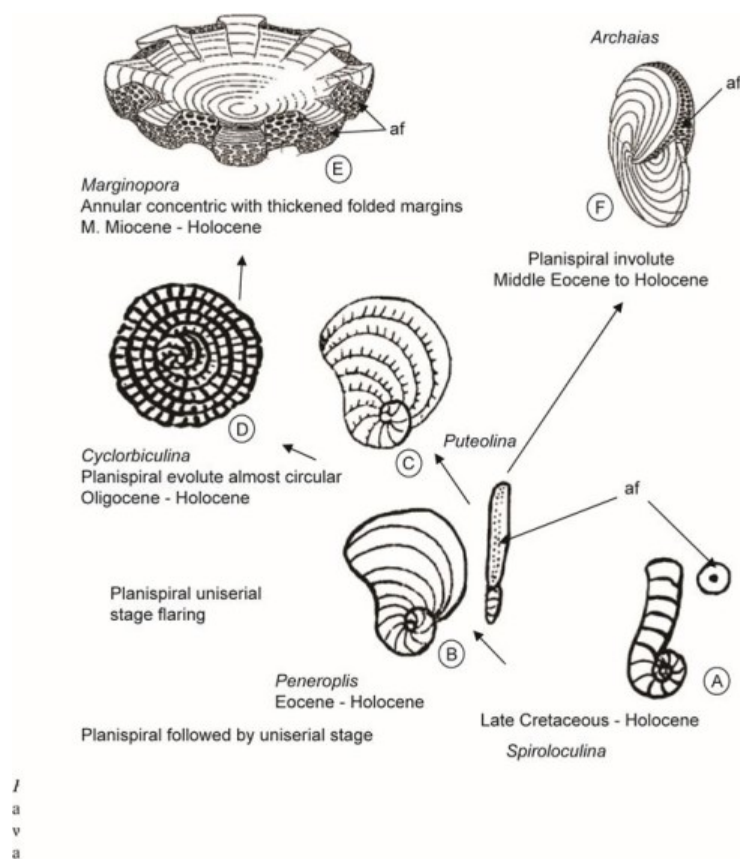
اما طبق نظر لوی (1977) بعضی از فرم‌ها همچون سیکلوریبیکولینا، هر دو ساختمان بالا (تیغه‌های جانبی و زیر قشری و همچنین اسکلت داخلی تیغه‌بندی) را به صورت مرکب در پوسته خود دارند بنابراین طبقه‌بندی بر این اساس مشکل است به این دلیل هوتینگر (2001) با به کارگیری الگوی استولون‌های شعاعی یا مایل این دو گروه را از یکدیگر جدا نموده است.

بسیاری از سورتیدها با انتشار جهانی (75٪) در مرز الیگوسن - میوسن باقی ماندند. تعداد کمی از فرم‌های جدید در میوسن ناحیه تیس ظاهر شدند. میوسن پیشین (Te5) و بخش تحتانی (Tf1) شامل اشکال حلقوی پیچیده با حجرات تقسیم شده پسودوتبرینا بوده و در انتهای میوسن Tf3 مشابه آن یعنی مارجینوپورا ورتبلاریس برای اولین بار ظهور یافته است. این گونه مارجینوپورا ورتبلاریس از آمفیسوروس ماریانی (از قاعده زون N13) از زمان سراوالین با حصول تیغه‌های میانی متقاطع تکامل یافت (لی و همکاران 2004). این در حالی است که یک آمفیسوروس ماریانی در انتهای الیگوسن وجود دارد، پس گونه مارجینوپورا ورتبلاریس و گونه‌های متفاوت از آمفیسوروس تا هولوسن حضور داشته‌اند. در ائوسن میانی در دریای کارائیک، سورتیدها به فرم‌های جدید با بزرگترین اندازه به عنوان عضوی در این زیر راسته منشعب شدند. آن‌ها یک روند تکاملی مشابه را با مئاندروپسینیدهای کرتاسه فوقانی با تولید امتداد یافتگی آلا در حاشیه جانبی صدف‌های دیسکی شکل بوجود می‌آورند (هوتینگر 2001).

بیشتر این فرم‌های جدید تا میوسن پسین باقی نماندند و در واقع آن‌ها به عنوان اجداد مستقیم گونه‌های زنده امروزی در کارائیب محسوب نمی‌شوند. این سوریتینه و آرکایاسینه با پوسته پرسلانوز وابستگی نزدیکی به فرم‌های میوسن پیشین دریای نئوتیس دارند تا به اینکه با نمونه‌های دریای کارائیب قرابت داشته باشند (شکل 8-2).



شکل 8-2: جنس‌های اصلی سوریتیدا زمان نئوژن (بوداقر-فادل، 2008)



شکل 8-3: تکامل سورتیدها (A) فرم پیچشی پلانیس پیرال (B) فرم اولوت پلانیس پیرال و بادبزی شکل، (C) فرم پنروپلین - پلانیس پیرال و اولوت تا حلقوی همگرا هم مرکز با حاشیه مقعر و حاشیه ضخیم، (af) سطح دهانه‌ای

8-6 روتالین‌های نئوژن

روتالین‌های مهم نئوژن از نظر بیواستراتیگرافی در 5 رو خانواده قرار می‌گیرند:

- رو خانواده نومولیتیدا
- رو خانواده پلان اربولینیدا
- رو خانواده روتالیوئیدا
- رو خانواده آسروولینوئیدا

- روخانواده آستریژرینوئیدا

عمدتاً روخانواده نومولیتیدا که در مرز سنی الیگو - میوسن وجود داشته‌اند به استثنای هتروستژینا با پیچش اینولوت منقرض شده‌اند. این هتروستژینا در ائوسن پسین از هتروستژینا (مفهوم محدود) از طریق دست دادن پیچش اولوت و حصول اتاقک‌ها منشعب شده است. حداکثر فراوانی و تنوع آن در الیگوسن پسین بوده اما در میوسن پیشین کم شد (بوداقر فادل و بانر 1999) اما بقایای آنها در رسوبات میوسن میانی - پسین کشورهای شرق دور دیده شده است (بوداقر فادل 2002).

جنس تانسین هوکلا *Tansin hokella* از یک اجداد اینولوت در زمان ائوسن با توسعه امتداد یافتگی آلاز مئاندری فورم است که با یکدیگر هم پوشانی داشته‌اند مشتق شده است. به طوریکه در دریای تتیس و اقیانوس آرام زمان ائوسن فوقانی، الیگوسن و میوسن زیرین گسترش داشته‌اند. اسپيروکلیپئوس و تانسین هوکلا از آشکوب **Td** تا آشکوب **Te** وجود داشته‌اند. تقسیمات رده‌بندی بر اساس ریخت‌شناسی در مورد خانواده نومولیتیده منجر به شناسایی دو زیر خانواده بر اساس حضور و عدم حضور پرده ثانویه بقرار ذیل است:

- نومولیتینه *Nummulitinae*

- هتروستژینه *Heterostegininae*

گونه‌هایی با حجرات پرده‌ای نظیر هتروستژینا دپرسا و پلانوستژینا اپرکولینوئیدس و سیکلوکلیپئوس کارپتتری یا گونه‌هایی بدون حجرات پرده‌ای مانند اپرکولینا آمونوئیدس و نومولیتس ونوسوس حاصل شده‌اند. اکثر گونه‌های اولیه سیکلوکلیپئوس از نظر ریخت‌شناسی خیلی به هتروستژینا نزدیک هستند. در بررسی انواع سیکلوکلیپئوس مربوط به نواحی اندونزی کاهش تعداد حجرات نیونیک در انواع میکروسفریک اتفاق افتاده است. این کاهش تعداد حجرات در زمان میوسن زیرین ادامه داشته است. به طوریکه از 34 تا به 31 و سپس در سیکلوکلیپئوس پوسته ایده به 18 تا رسیده است.

سپس در گونه اقیانوس هند و آرام، حجرات به تعداد 9 عدد تقلیل یافته است. این گروه به فرم های جوان تر تبدیل شده اند و معروف به گونه کارپنتری هستند. در کشورهای شرق دور نمونه کارپنتری به شکل شعاعی دیده شده و به جنس رادیوسیکلوکلیپئوس تبدیل شده اند.

بهر حال دو گروه بر اساس تزئینات صدف شناسایی شده است:

1- سیکلوکلیپئوس کارپنتری دارای صدف تکمه دار

2- سیکلوکلیپئوس گومبلی یانوس دارای صدف صاف.

البته این اشکال در زیر مقاطع نازک غیر قابل شناسایی هستند.

تحقیقات اخیر لاگلاند 1990 و دروگر 1993 نشان داد که سیکلوکلیپئوس ایده ممکن است از فرم سیکلوکلیپئوس مدیترانئوس مشتق شده است. نمونه سیکلوکلیپئوس ایده مربوط به اروپا دارای پوسته نازک تر و تزئینات تکمه‌ای مجزاست که نسبت به فرم سیکلوکلیپئوس مدیترانئوس در اعماق بیشتری زیست می کرده‌اند. کاتاسیکلوکلیپئوس در میوسن میانی (Tf1 و Tf2) در دریای تیس ظاهر شده‌اند. حضور همزمان سیکلوکلیپئوس و کاتاسیکلوکلیپئوس نشان دهنده تکامل موازی این دو جنس است. گونه اولیه کاتاسیکلوکلیپئوس مارتینی نشان دهنده زون تدریج بین این دو جنس است. کاتاسیکلوکلیپئوس مربوط به اشکوب Tf1 و Tf2 مرز بخش بالایی میوسن زیرین تا میوسن میانی است در صورتی که سیکلوکلیپئوس از ائوسن تا عهد حاضر وجود داشته‌اند. بیشتر پلان اربولینوئیده‌آ در الیگوسن - میوسن زندگی می‌کردند همچنین اکنون هم وجود دارند. به استثناء نئوپلان اربولینلا و پلانولیندرینا هر دو در میوسن زیرین دریای تیس از بین رفته‌اند. بیشتر انواع روتالیدا در طی میوسن منقرض شده‌اند اما فرم‌های متورم تا امروز زنده مانده‌اند و تولید خار کرده‌اند و تبدیل به کالکارینیده‌آ شده‌اند. حجرات پیچشی کالکارینیده‌آ با یک لایه از کانال پوشیده شده‌اند که متصل کننده حجره به ناحیه نافی است. به استثناء جنس باکولوژپسینا، به طوریکه در گروه نومولیتیدها، با ایجاد پسودوپودیا و ترشح مواد، به کف بستر می‌چسبند و رشد می‌کنند و دوباره تولید-

مثل می‌کنند (روتگر و کروگر 1990). این سیستم کانالی در خانواده کالک‌رینیده و نومولیتیده وجود دارد که شامل فضای بین حجرات (ایترلوکولار) و فضای بین لایه‌های کلسیتی است که به طور متوالی روی هم انباشته شده‌اند که در طی رشد تشکیل می‌شوند. ارتباط بین کالک‌رینیده‌ها و نومولیتیده‌ها توسط محققین مختلف پیشنهاد شده است به طوری که هر دو گروه از روتالین‌ها مشتق شده‌اند. اشتقاق آنها از یکدیگر و از روتالیده در اواخر کرتاسه اتفاق افتاده است. بر اساس کار تحقیقاتی هولزمن و همکاران (2003) ارتباط نزدیک بین نومولیتیده، روتالیده و کالک‌رینیده تأیید شده است.

در میوسن زیرین، ظهور اولیه میوزیپسینوئیدهای گروه روتالیداً از اجداد روتالین‌ها در مدت زمان کوتاه در اواخر الیگوسن مشتق شده است. در بوردیگالین، میوزیپسینودلا از میوزیپسینوئیدس از طریق توسعه تقسیمات بین لایه‌ای ظریف (لامار) مشتق شده است. تمام میوزیپسینوئیده در انتهای میوسن میانی منقرض شده‌اند. نمونه‌هایی با حجرات هگزاگونال بنام لپیدوسمی سیکلینا در زمان بوردیگالین در مناطق شرق دور گزارش شده‌اند.

7-8 تکستولارین‌ها در نئوژن

در زمان الیگوسن ناپدید شدن اربیتولینیداً مناطق آب‌های کم عمق با انقراض دیکتیوکونوس همراه بوده است.

در طی نئوژن تمام تکستولارین‌ها کاملاً محل سکونت خود را تغییر دادند و به سمت آب‌های عمیق‌تر مهاجرت کردند. اما تعداد کمی از کولنی آنها در مناطق کم عمق گرمسیری یافت می‌شوند. سه روخانواده عمده تکستولارین‌های نئوژن به قرار زیر است:

- آتاکسوفراگمیوئیدا
- پاوونیتیوئیدا
- تکستولارئیدا

تکستولارین‌ها در زمان نئوژن متنوع شدند و بسیاری از اشکال آنها از الیگوسن تا عهد حاضر باقی مانده‌اند.

اما در میوسن یک تنوع عمده صورت گرفت به طوری که در فاصله زمانی میوسن پیشین تا میانی اشکال جدید ظاهر شدند. این نمونه‌ها با ساختارهای داخلی متشکل از حجرات¹ به هم پیوسته در طول اتصالات لوله‌ای مشخص می‌شوند. مانند آلئووالولینیده، گلوبوتکتستولاریده، کریزالینیده، پاوونیتینیده، تکستولاریتیده و سیکلامینیده.

نمونه آخری یعنی سیکلامینیده از کرتاسه وجود داشته‌اند و تا امروز زندگی می‌کردند.

8-8 خلاصه‌ای از پالتواکوژی روزن‌داران بزرگ نئوژن

در طی میوسن آب و هوای گرم نسبت به الیگوسن غالب شده بود و به مدت 18 میلیون سال ادامه یافت و همچنین در طول این زمان الگوی چرخش آب اقیانوسی ثابت شد و از طرفی آب‌های گرم استوایی و سرد قطبی کاهش یافت و منجر به ایجاد کمربند آب و هوایی مشخص از قطبین به استوا گردید. در میوسن پیشین روزن‌داران کفزی بزرگ در مناطق گرم و استوایی معمول بودند به طوری که بسیاری از آنها فراگیر بوده و هنوز نیز زندگی می‌کنند. گسترش جغرافیایی آنها محدود به مدار 15 درجه است.

گسترش عرضی آنها عمدتاً با حرکت آب کنترل شده بدین ترتیب امروزه در ماههای سرد سال محدود به عرض‌های 15 درجه جغرافیایی می‌باشند البته احتمالاً در میوسن این چنین نبوده است. همچنین گسترش آنها وابسته به نور مورد نیاز برای هم زیستان-شان و بستر محل زندگی آنها می‌باشد. در این زمان پراکندگی آنها به صورت انشعابات موازی با تکامل تدریجی همراه با گروه‌های همزیست بوده است اما

1- Alveoli

زیستگاه‌های اکولوژیکی متفاوت را اشغال داشتند. بدین ترتیب در بیوزون‌های اختصاصی و متمایز طبقه بندی شدند.

در دریای تیس میلیولین‌ها و آلوئولینیدها و همچنین اشکال مشابه آن‌ها معمول بوده و در حاشیه زیستگاه‌های مرجانی در آب‌های خیلی کم عمق با انرژی کم را اشغال کردند. آلوئولینیدهای امروزی در محدوده وسیعی از زیستگاه‌های کربناته زندگی می‌کنند. در مناطق با انرژی هیدرودینامیکی خیلی پایین همچون لاگون‌های عمیق و مکان‌های جلوی ریف و پایین‌تر یعنی عمق تقریباً 80 متر را ترجیح می‌دهند.

این موضوع همراه با این حقیقت است که آلوئولینیدها و میلیولین‌ها با قدرت تحمل بالا در برابر شوری و تغییرات حرارت مقاوم می‌باشند. احتمالاً آن‌ها را به موجوداتی با حساسیت کمتر در برابر تغییرات سطح آب دریا تبدیل نموده است. آلوئولینیدهای لیگوسن و میوسن نیز دارای محدوده وسیعی از زیستگاه‌ها بوده اما عمدتاً در مکان‌های لاگونی عمیق‌تر متداول بودند. پاسخ آن‌ها در برابر تغییرات سطح آب دریا در طول سنوزوئیک احتمالاً شبیه دیگر میلیولین‌ها بوده است. احتمالاً از بین رفتن محیط‌های لاگونی با پایین آمدن سطح آب دریا، باعث تقلیل جمعیت و بالا رفتن نرخ تکامل آن‌ها شده است. افزایش تقسیمات حجره‌ای و پیچیدگی ساختمانی آلوئولینیدها از زمان کرتاسه شروع شده است که همراه با پیچیده شدن ساختار دیوار شرایط برای همزیستی با جلبک‌ها و دیاتومه‌ها افزایش می‌یابد. آن‌ها به مقدار فراوان آب‌های گرمسیری نئوژن را اشغال کردند. انواع زنده امروزی آن‌ها زیستگاه‌های کم عمق الیگوتروفیک گرمسیری تا نیمه گرمسیری با نور کافی برای فتوسنتز برای هم‌زیستان‌شان ترجیح می‌دهند و هرگز بسترهای تاریک در سطوح علفی را انتخاب نمی‌کنند.

به نظر می‌رسد مرجان‌های مسطح همراه با روزنه‌داران مسطح و پهن، به طوری که از جوانب پهن می‌شوند در سطوح پائین‌تر از مرجان محلی که رقابت کمتری با دیگر مرجان‌ها دارند، گسترش می‌یابند. اما اشکال کروی و گلوبولی در سطح فوقانی قرار داشته و رقابت آن‌ها در مقابل فشار عمودی، باعث انبساط پوسته می‌شود.

اغلب اعضای گروه‌های معمول در زمان سنوزوئیک، امروزه منقرض شده‌اند آنها در حقیقت بزرگترین روزن‌داران با پوسته آهکی را تشکیل می‌دادند. این طور به نظر می‌رسد که بعضی از گونه‌ها در اثر تنش عوامل بیوشیمیایی قادر به بزرگ شدن نبوده‌اند. نومولیت‌های زنده به طور گسترده در دریا‌های کم عمق گرمسیری و نیمه گرمسیری پراکنده شده‌اند. بیشترین تنوع آن‌ها در آب‌های گرم در غرب اقیانوس آرام است. با وجود همزیستان و همراهانشان در شرایط نور کم، محیطهایی را ترجیح می‌دادند که پوسته نازکشان به آسانی تحت رژیم‌های هیدرودینامیکی تخریب نشوند. ارتباط گسترش آنها با شیب کف حوضه رسوبی توسط تعدادی از محققین مورد بررسی قرار گرفته است و مورفولوژی پوسته آنها وابسته به شیب محیط (کف بستر) می‌باشد. به طوریکه پوسته‌های مسطح و نازک در بخش‌های عمیق‌تر قرار دارند. انتشار روزنه‌داران زنده بر حسب عمق نمی‌تواند بر اساس اصل یکنواختی در تفسیر پالئوباتیومتری روزن‌داران بزرگ ترشیری نقش داشته باشد. به علت اینکه انتشار و تجمع فونا در طول زمان و در جغرافیای زیستی قدیمی متغیر و متفاوت است. در طی ترشیر سه ایالت زیستی (کاریبن، تیس و هند - آرام) برای روزنه‌داران بزرگ شناسایی شده است. هر یک از این ایالت دارای تاکسون‌های محلی (اندمیک) است (آدامز 1967، 1973 و آدامز و همکاران 1990). لذا نمی‌توان یک مدل یکنواخت و کلی برای انتشار روزنه‌داران بزرگ در طول گرادیان محیط (سنوکلاین) پلاتفرم کربنانه ترشیر ترسیم نمود. بر اساس نظر بوکستون و پدلی (1989) در طی سنوزوئیک یک تغییرات پیشرونده با ظهور جنس‌های جدید در پائین رمپ در بین روزن‌داران بزرگ اتفاق می‌افتد. بطور مشابه بعضی از نومولیت‌ها نظیر سیکلوکلیپئوس بتدریج زیستگاه‌های مناطق عمیق‌تر را اشغال خواهند کرد (شاپرونیر، 1975). چنین تغییرات زیستگاه ممکن است با رقابت بین موجودات پیشرفته هماهنگ باشد.

ریسی (2001) ارتباط بین روزن‌داران بزرگ پلاتفرم کربناته ترشیر را خلاصه نمود (شکل 8-4). نومولیت‌ها در محدوده وسیعی از محیط دریایی باز از قبیل شلف و رمپ گسترش داشته و هرگز در مناطق محصور گزارش نشده است. نومولیت‌های بزرگ و پهن همراه با اشکال مشابه خود یعنی آسیلینا و دیسکوسیکیلینا در مناطق عمیق‌تر یافت می‌شوند در صورتی که نومولیت‌های کوچک و عدسی شکل اغلب همراه با آلئولینا در مناطق کم عمق‌تر و در رمپ داخلی یا شلف داخلی وجود دارند. نومولیت‌هایی با اندازه متوسط و بزرگ در تپه‌ها یا برجستگی‌های نومولیتی و هم‌چنین نمونه‌هایی به اشکال عدسی تا گلوبولی در محیط حدواسط یافت می‌شوند.

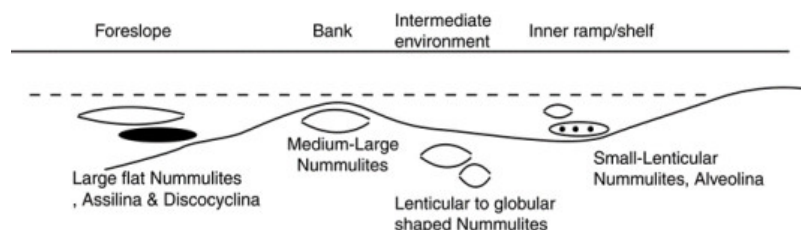
از نظر رنه ما (2002) فقدان زیستگاه برای یک گونه روزن‌دار بزرگ علت آن بخاطر دو دلیل است:

1- احتمالاً زیستگاه دیگر را برگزیده است.

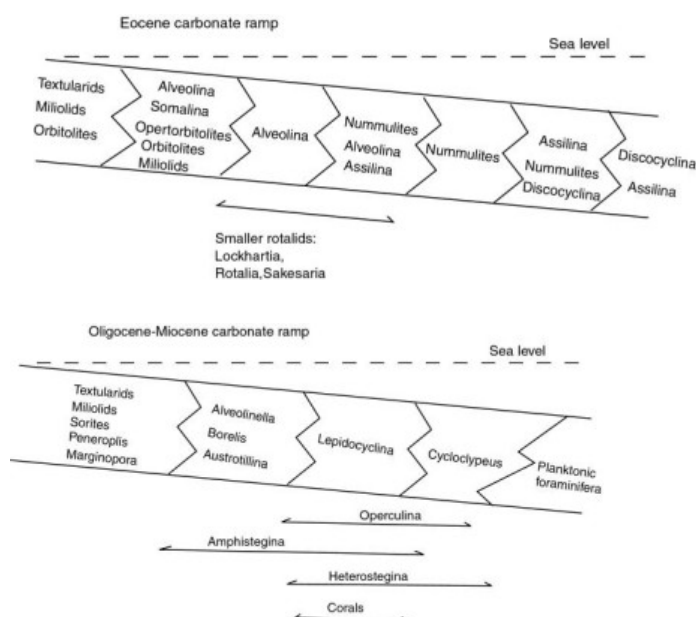
2- احتمالاً خود گونه غایب یا مفقود است.

بوینگتون-پنی (2002) یک تغییرات محلی را در مورد انتشار عمق روزن‌داران بزرگ در سازند سیب کشور عمان در زمان ائوسن تشخیص داد. جایی که ته‌نشینی در محیط نسبتاً محصور در مقام مقایسه با مناطق دریای باز در یک تراکمی از سنوکلاپین (گرادیان محیط) اتفاق افتاده است. اگرچه اجتماع روزن‌دارانی که در عرض یکسان رمپ‌ها قرار دارند، لذا روزن‌داران محیط دریای محصور زندگی در آب‌های کم عمق را ترجیح می‌دهند نسبت به آن‌هایی که در دریای باز و انرژی بالا وجود دارند. برای مثال ضمن اینکه آسیلینا و دیسکوسیکیلینا بزرگ و کشیده که معمولاً در آب‌های نسبتاً عمیق بین 50 تا 80 متر در بخش‌های عمیق‌تر رمپ وجود دارند (ریسی 1994)، بیوفابریک و اجتماع فونا جلبک سبز داسیکلادال نشان می‌دهد که گونه‌های یکسان در محیط‌های پناهگاه معمولاً در عمق بیشتر از 30 متر زندگی نمی‌کنند. بر این اساس اجتماع روزن‌داران در بقایای زمین‌شناسی می‌تواند به

عنوان یک شاخص نسبی در تعیین پالئوباتیومتری مورد استفاده قرار گیرد و هرگز به عنوان یک راهنما مطلق در تعیین عمق در طی ته‌نشینی محسوب نمی‌شود.



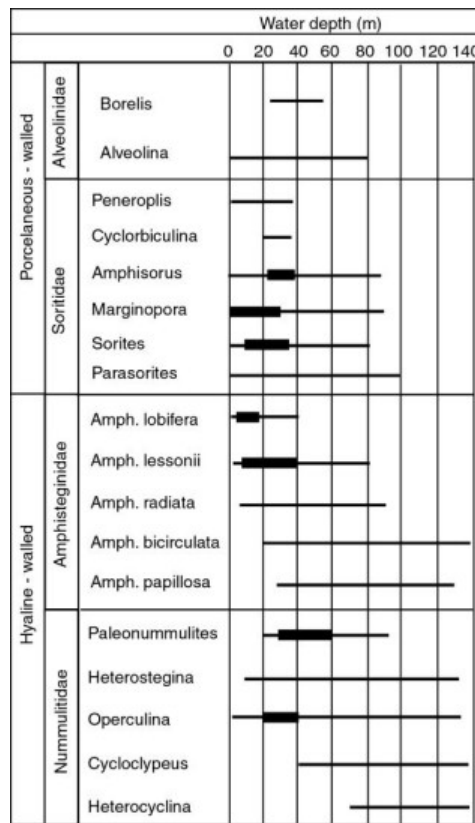
شکل 8-4. انتشار نومولیت‌ها در محیط رسوبی بر حسب اندازه و شکل صدف (ریسی، 2001) این الگوی کلی با کمی تغییر بر روی رمپ‌های قدیمی توسط بسیاری از محققین گزارش شده است (لوترباخر 1998، سینکلایر و همکاران 1998). اجتماع کلیدی روزنه‌داران ائوسن و الیگو-میوسن در نمودار زیر رسم شده است.



شکل 8-5. خلاصه‌ای از اجتماع کلیدی روزن‌داران بزرگ در رمپ‌های کربناته ائوسن (ریسی، 1994) و الیگو-میوسن (بوینگتون - پنی و ریسی، 2004)

8-9 کاربرد اکولوژی جدید در تفسیر روزن‌داران فسیل

هالوک و گلن (1986) بر اساس مطالعات اکولوژی انواع گونه‌های جدید روزن‌داران بزرگ توانسته‌اند با موفقیت اجتماع فسیلی نئوژن مخصوصاً میوسن را تفسیر کنند. بر اساس اصل یکنواختی و فاکتورهای کنترل‌کننده اکولوژی انواع عهد حاضر می‌توان روزنه‌داران بزرگ را با انواع همزیست‌شان تفسیر کرد. این مجموعه، بیشتر به تفسیر نومولیت‌های ائوسن می‌پردازد.

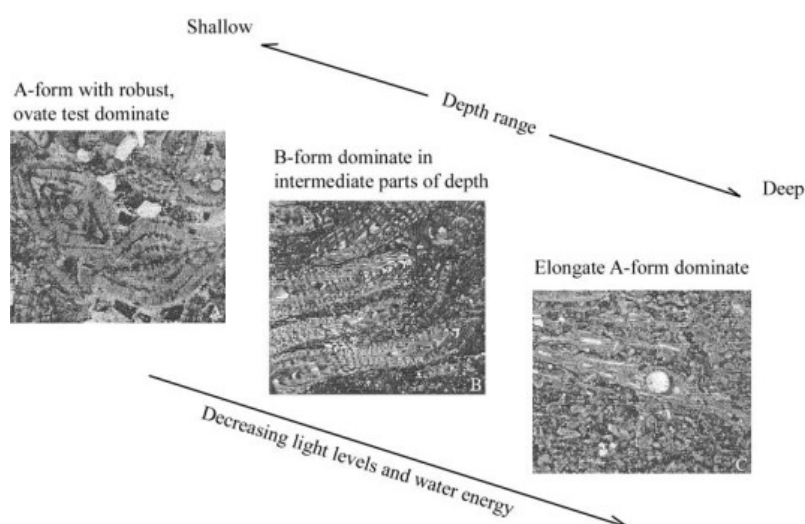


شکل 8-6. انتشار بعضی از روزن‌داران بزرگ زنده بر حسب عمق، خطوط ضخیم نشان دهنده انتشار ایده‌آل است (ترسیم دوباره از بابازاده، 1389).

در صورتی که اطلاعات در مورد انتشار گروه‌های روزن‌داران بر حسب عمق در جدول زیر خلاصه شده است که به عنوان یک شاخص خوب در تعیین عمق روزن-داران ترشیر زیرین قابل استفاده نیست. اما به عنوان راهنما در تعیین پالئوباتیتری به ما اجازه می‌دهد تا در مورد مقایسه انرژی و عمق آب بین رخساره و محتویات روزنه‌داران بزرگ ارتباط برقرار کنیم.

نسبت فرم A به فرم B

فراوانی اجتماع فسیل فرم A (نتیجه تکرار تولیدمثل غیرجنسی) احتمالاً برای بعضی از گونه‌های خاص هم در آب‌های کم عمق و هم در آب‌های عمیق اتفاق می‌افتد (اسلاید A و C).



شکل 7-8. نومولیت‌ها از تشکیلات الگاریا (تونس) زمان ائوسن، نشان دهنده شکل صدف و نسبت فرم A و فرم B در گرادیان محیط قدیمی. آتوکتونوس و پاراتوکتونوس نومولیت‌های فرم A در دو محیط کم عمق و عمیق با رخساره متفاوت و با نسبت‌های قطر به ضخامت مختلف ته نشین شده است. رخساره‌ها دارای یک یا دو گونه می‌باشند. رخساره ته نشین شده در محیط کم عمق و متأثر از امواج دارای فرم A با نسبت قطر به ضخامت حدود $2/44$ تا $2/84$ است در صورتی که این نسبت برای فرم A در محیط عمیق و الیگوفوتیک برابر $7/42$ است (بوینگتون و پنی، 2004).

این دو محیط (کم عمق و عمیق) بر اساس شکل صدف شناسایی شده است و همچنین وجود آنها را با فسیل‌های همراه، ماتریکس (زمینه) و ساخت‌های رسوبی مورد آزمایش قرار داده‌اند. تولید تنها فرم A با دو تئوری ضد و نقیض مطرح می‌شود: لپس در سال 1982 پیشنهاد کرد که تولیدمثل غیرجنسی در محیط با شرایط مناسب (معمولا حاوی مواد مغذی بالایی است) اتفاق می‌افتد در صورتی که هارنی و همکاران در سال 1998 پیشنهاد کردند که تولیدمثل غیرجنسی احتمالا با افزایش سریع دانسیته جمعیت پس از وقایع مرگ و میر یا در طی اشغال زیستگاه حاشیه‌ای یا کولنی شدن ناحیه جدید اتفاق می‌افتد.

تولید جنسی فرم B، در فاصله حد واسط و در محدوده عمق مشخص یافت می‌شود به طوری که تولیدمثل جنسی احتمالا کمتر در آب‌های کم عمق و آشفته یافت می‌شوند و سلول تخم (زیگوت) در محیط عمیق‌تر و در زیر اثر امواج ملایم محدود و منحصر است.

این‌طور پیشنهاد می‌شود که تشخیص فرم A از فرم B نبایستی در صحرا (فیلد) صورت گیرد. در واقع بایستی بر اساس مشاهدات میکروسکوپی در مقاطع نازک و یا مقاطع عرضی در انواع ایزوله باشد. نسبت صدف‌های مگالوسفریک به میکروسفریک در تشخیص انواع آتوکتونوس و آلوکتونوس در جمعیت نومولیت‌ها قابل استفاده نیست.

8-10 کنترل اکولوژی بر روی تجمع نومولیت‌ها

نومولیت‌ها معمولا همراه با بسیاری از روزنه‌داران بزرگ نظیر نومولیتیدها (آسیلینا و اپرکولینا) و آلونولینا یافت می‌شود. نومولیت‌ها همچنین به صورت همزیست با جلبک-های فتوسنتز کننده در محیط گرم و کم عمق (عمق 120 متر) و مناطق نوری با درجه حرارت 25 درجه وجود دارند (رئیس و هوتینگر، 1984).

ارتباط همزیستی آن‌ها بدین صورت است که نومولیت‌ها نقش پناهگاه را برای جلبک‌ها ایفا می‌کنند و جلبک‌ها برای نومولیت‌ها اکسیژن و مواد مغذی تولید می‌کنند. شدت نور و انرژی آب به عنوان دو عامل مهم در گسترش و پخش روزنه‌داران بزرگ حائز اهمیت هستند.

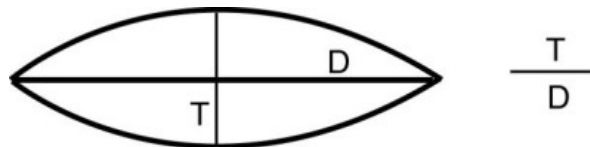
فرایند اکولوژیکی، بالانحص استراتژی تولیدمثل، در تعیین فابریک تجمع نومولیت‌ها نقش بسزایی دارد. همانند دیگر روزن‌داران بزرگ، نومولیت‌ها دارای دو نوع تولیدمثل-جنسی و غیرجنسی می‌باشند. فرم (A) یعنی فرم کوچک ($0/25$ تا $3/5$ سانتی‌متر) که محصول تولیدمثل غیرجنسی است دارای حجره جنینی بزرگ بوده که آنرا اصطلاحاً فرم مگالوسفریک می‌نامند. فرم (B) یعنی فرم بزرگ ($0/5$ تا 10 سانتی‌متر) که محصول تولیدمثل جنسی است و دارای حجره جنینی کوچک بوده و به نام میکروسفریک مشهور است.

بعضی از محققین از جمله بلوندو (1972) معتقد است که تولیدمثل جنسی و غیر-جنسی به طور متناوب صورت گرفته و نسبت فرم A به فرم B برابر 10 به 1 است. با استفاده از این نسبت به درجه غربال‌شدگی در نومولیت‌ها پی بردند (آیگنر 1982، 1983، 1985 و مودی، 1987) بر این اساس محققین تازه کار (مبتدی) به راحتی اشتباه خواهند کرد. چون که فرم‌های جوان B را با فرم‌های A در یک گونه اشتباه خواهند کرد. با این وجود استفاده از این روش امروزه متداول و معمول می‌باشد.

در روزنه‌داران نومولیتید نظیر اپرکولینا و هتروستژینا نسبت فرم A به فرم B در اجتماع زندگی آنها بسیار متغیر است (رئیس و هوتینگر، 1984).

آزمایش بر روی نومولیتیدهای زنده نشان می‌دهد که فرم A (محصول غیرجنسی) موقعی که شرایط محیطی برای رشد مناسب باشد، افزایش می‌یابد (رئیس و هوتینگر، 1984). تعداد فرم A بسرعت افزایش یافته و مکان مناسب اکولوژیکی را اشغال خواهند کرد. در نتیجه شرایط برای تولیدمثل غیر جنسی مهیا بوده است.

برعکس وقتی که شرایط محیط سخت و دشوار باشد و مواد مغذی نیز محدود و کم، در این صورت تولیدمثل جنسی فعال شده و منجر به تولید فرم B در این شرایط می‌گردد. در این حالت افراد کمتری نسبت به حالت قبل خلق می‌شوند و به همین خاطر فرصت بیشتری به این تعداد افراد اندک داده شده تا از مواد مغذی کم استفاده کنند. هر یک از گونه‌های کوچک مربوط به فرم A تمایل دارند تا نسبت ضخامت به قطر آنها بیشتر از فرم B می‌باشد. نسبت ضخامت به قطر مانند نسبت T/D است. در فرم B قطر صدف بزرگ‌تر است پس نسبت فوق کمتر است چونکه مخرج کسر بزرگ‌تر است.



نسبت سطح به حجم در فرم B بزرگتر از فرم A است. در شرایط الیگوتروفیک (شرایط محیطی با کاهش مواد مغذی و افزایش اکسیژن) و یا در شرایط کاهش شدت نور، سطوح بزرگ صدف از مزیت بیشتری برخوردارند، لذا جلبک‌های همزیست بیشتر در معرض نور و نزدیک به سطح صدف قرار خواهند گرفت. گاهی اوقات در شرایط الیگوتروفیک، بعضی از فرم‌های B از اندازه بزرگ برخوردار نیستند بطوریکه اندازه آنها بزرگ‌تر از فرم A و کوچک‌تر از فرم B می‌باشد در این صورت بدان فرم‌های رشد نیافته یا ناقص رشد یافته می‌نامند.

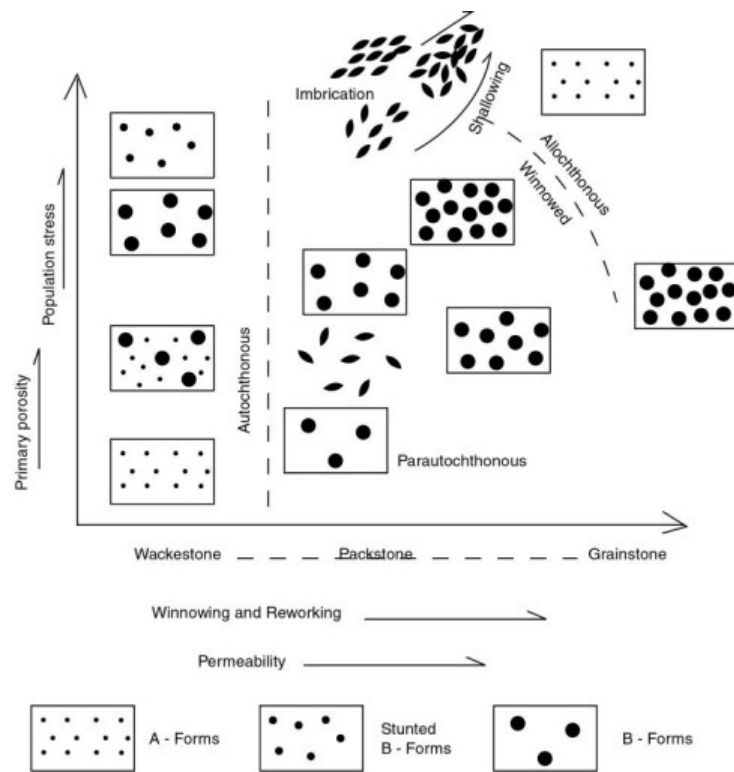
فرم ~~فرم B کوچک~~ فرم رشد نیافته (فرم B کوچک) فرم A فرم B

پس فرم کوچک B ممکن است در ابتدای تولیدمثل ظاهر شده و سپس می‌میرد.

نومولیت‌ها ممکن است دارای چرخه زندگی سه تایی باشند یعنی دو تا فرم A و یک فرم B، چنین حالتی در هتروستژینا دپرسا دیده شده است (روتگر، 1987). بعضی از محققین، روزن‌داران بزرگ وابسته به عمق را در توالی کربنات پالئوژن تئیس مطرح کردند و اساس تقسیم‌بندی خود قرار دادند (هنسون 1950، بوکستون و پدلی 1989 و ریسی 1995). اما آنچه مسلم است عمق به تنهایی نمی‌تواند عامل کنترل-کننده باشد. بایستی به فاکتورهای دیگر که متاثر از عمق می‌باشند بیشتر توجه کرد مثلاً درجه حرارت، شدت نور، انرژی آب، توریدیتی و نوع کف بستر. پارامترهای زیر بیوفابریک‌هایی را که کمتر دستخوش فرایند فیزیکی و غربال‌شدگی می‌باشند را نشان می‌دهند:

- 1- صدف نومولیت‌ها بندرت سائیده و خراشیده شده‌اند
 - 2- فرم A خیلی بیشتر از فرم B می‌باشند (نسبت 10 به 1) البته چنین شکل-هایی هرگز در نومولیت‌های عهد حاضر دیده نشده‌اند.
 - 3- صدف‌ها از یک طرف توسط جلبک‌های آهکی، بیوزوآ، کرم‌های حلقوی یا اویستر کوچک احاطه شده‌اند که نشان دهنده انرژی ضعیف جریان است.
 - 4- فراوانی نومولیت وابسته به اندازه دانه نیست و همچنین تمام اندازه‌های متفاوت از نمونه‌های جوان کوچک تا بالغ بزرگ دیده شده است.
 - 5- نقب‌هایی نظیر اشکال کیسه ترپانیتس و انواع حفارهای مئاندری، پیچشی و متورم در رسوبات متداولند.
 - 6- گرینستون نادر است ولی پکستون و وکستون فراوان است. بیوفابریک نومولیت اتوکتونوس (برجا) بیشتر شرایط پالئواکولوژی را منعکس می‌کند تا اینکه شرایط فیزیکی محیط را مشخص کند. سه نوع فابریک کلی تشخیص داده شده است:
- 1- اتوکتونوس: یعنی فابریک برجا (درجا) منحصر به محیطی است که تحت استرس جمعیت (الیگوتروفی) قرار گرفته است.

2- پارا اتوکتونوس: فابریک زیستی اولیه یا اصلی در اثر عمل غربال‌شدگی تغییر یافته و ماتریکس گلی و فرم‌های کوچک A از محیط خارج شده و فرم‌های بزرگ B بطور درجا باقی می‌مانند. (3) آلوکتونوس: جائیکه فرم‌های A و B حمل می‌شوند و از یکدیگر جدا شده و در اثر حمل و نقل و جریان شکسته شده‌اند. عمل غربال‌شدگی و حمل و نقل باعث خروج ذرات ریزتر شده و در نتیجه صدف‌ها شکسته شده و تخلخل افزایش می‌یابد. البته در شرایط استرس جمعیتی صدف نومولیت‌ها بیشتر به هم متمرکز شده و در نتیجه تخلخل نسبی افزایش می‌یابد.

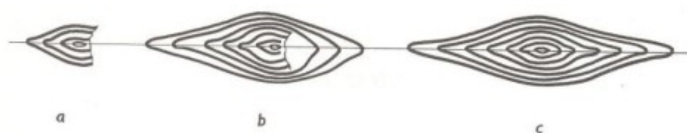


شکل 8-8. مدل ایده آل نشان دهنده فابریک زیستی روزن‌داران بزرگ و ارتباط احتمالی آن با توانایی سنگ مخزن.

8-11 اکولوژی نومولیت

از قرن نوزدهم تا کنون نومولیت‌ها در تعیین سن سنگ‌های دوره پالئوژن و تفسیر توالی چینه‌شناسی این دوره نقش بسزایی داشته است. اما در مورد اکولوژی و شرایط محیط زیست (زیستگاه) نومولیت‌ها کمتر تحقیق شده است. لذا در این مجموعه نکات مهمی از نحوه زندگی نومولیت‌ها شرح داده شده است.

طبق نظر دیک در سال 1914 و روزلوسنیک (1927) صدف نومولیت‌های زنده به طور عمودی در رسوبات قرار دارد و پس از مرگ، صدف در جهت استوایی و موازی با سطح لایه‌بندی قرار می‌گیرد. پاولووک (1961) این نظر را تأیید نمی‌کند چون که او معتقد است که حالت افقی و عمودی صدف اولاً بستگی به تقارن صدف دارد و ثانیاً افق‌های نومولیتی زیادی در دنیا کشف شده که صدف‌های نومولیت در آنجا به صورتهای مختلف (عمودی، مایل، افقی) نسبت به سطح طبقات قرار دارد. تا آنجائیکه اطلاع داریم صدف نومولیت‌ها بسیار سبک می‌باشند یعنی سیتوپلاسم تمام صدف را پر نکرده است، پس براحتی نمی‌توانند به طور عمودی در رسوبات قرار داشته باشند. مثلاً اگر به بازسازی صدف نومولیت شکسته شده توجه کنید متوجه می‌شوید که عمل بازسازی از هسته شروع نمی‌شود چون که جانور قادر نیست عمل بازسازی را از هسته شروع کند. به شکل زیر در مورد نومولیتس لوی گاتوس توجه کنید.



شکل 8-9. بازسازی صدف نومولیت (a) نومولیت شکسته شده، (b) نومولیت بازسازی شده و تغییر شکل یافته، (c) نومولیت سالم (بلوندو، 1972)

نومولیت‌ها در اعماق دریا و در چند سانتی‌متری رسوبات نرم زندگی می‌کنند. آن‌ها تحت تاثیر آب دریا با دانسیته بالا هستند با وجود این نومولیت‌ها هیدرواستاتیک هستند. صدف نومولیت‌های گلبولی شکل مانند نومولیتس پرفوراتوس بخاطر فضای خالی در صدف، دانسیته‌ای در حد کلسیت ($2/75$) را ندارند. نومولیت‌های زنده در دریا با عوامل هیدروستاتیک در تعادل اند. اما نمونه‌هایی با حاشیه زاویه‌دار دارای چنین تعادلی نخواهند بود. بر اساس نظر هوتینگر صدف اپرکولینا زنده نسبت به آب دانسیته بیشتری دارد.

بر اساس تحقیقات نمکوو (1960)، نومولیت‌ها موجودات استنو ترم (درجه حرارت بالا تا 20 درجه سانتی‌گراد را تحمل می‌کنند) و استنوهالین (درجه شوری نرمال را تحمل می‌کنند) هستند. چنین شرایطی در اکثر دریا‌های جهان برقرار است. تغییرات ایزوتوپی O18/O16 و C13/C12 توسط تیولیه (1967) در داخل حوضه رسوبی پاریس بر روی صدف نرم‌تنان صورت گرفته است که یافته‌های نمکوو را تأیید می‌کند. تحقیقات زیر در مورد نومولیت‌ها صورت گرفته است:

نومولیتس پلانولاتوس: دلتا اکسیژن 18 برابر $-2/5$ ، دلتا کربن 13 برابر $-0/6$ ، شوری نرمال، درجه حرارت 27، سن: پیرزین بالایی

نومولیتس لویگاتوس: دلتا اکسیژن 18 برابر $-2/5$ ، دلتا کربن 13 برابر $2/3+$ ، شوری نرمال، درجه حرارت 3 ± 25 سن: لوتسین زیرین

نومولیتس واریولاریوس: دلتا اکسیژن 18 برابر $-2/2$ ، دلتا کربن 13 برابر $1/2+$ ، شوری نرمال، درجه حرارت $3 \pm 25/4$ سن: لوتسین بالایی

تحقیقات جدید نشان می‌دهد که نومولیت‌ها در آب‌های عمیق‌تر تا عمق بین 60 تا 80 متر نیز یافت می‌شوند. این بستگی به پوسته صدف و ترکیب بی‌کربنات کلسیم آب دریا دارد. هم‌چنین نومولیت‌ها در بستری با رسوبات کربناته نرم در مناطق گرمسیری یافت می‌شوند.

در محیط دریایی آشفته با شرایط برگشت شدید امواج، فرایند تولیدمثل جنسی بدون شک برتری دارد. امروزه همه دانشمندان معتقدند که محیط زندگی نومولیت‌ها فقط در یک محیط خاص نیست بلکه در عمق‌های مختلف یافت می‌شوند.

خودآزمایی فصل هشتم

- 1- آلوتولینا کوئی از کدام جنس منشأ گرفته است؟
الف- او آلوتولینا گلوبولاریس ب- آلوتولینا آراگوننسیس
ج- پره آلوتولینا کوئی د- آلوتولینا سولیدا
- 2- جنس آستروتیریلینا از میلیولیدا هم‌زیست با کدام موجود است؟
الف- داینوفلاژله ب- جلبک ج- مرجان د- دیاتومه
- 3- کدام گونه بدون حجرات پرده‌ای است؟
الف- هتروستزینا دپرسا ب- سیکلوکلیپئوس کارپنتری
ج- پلانوستزینا اپرکولینوئیدس د- اپرکولینا آمونوئیدس
- 4- ارتباط بین کالکا رینیدها و نومولیتیدها چگونه است؟
الف- از اربیتولینا زمان کرتاسه زیرین مشتق شده‌اند
ب- از میلیولینا زمان ژوراسیک مشتق شده‌اند
ج- از روتالینا زمان کرتاسه بالایی مشتق شده‌اند
د- هیچکدام
- 5- در طی میوسن چه آب و هوایی غالب بوده است؟
الف- گرم ب- معتدل ج- سرد د- مرطوب
- 6- آلوتولینیدهای امروزی چه زیستگاهی را ترجیح می‌دهند؟
الف- مناطق عمیق ب- لاگون کم عمق ج- ساحل د- لاگون عمیق

پاسخ خودآزمایی ها

پاسخ خودآزمایی فصل اول

- 1- ب
- 2- ج
- 3- ج
- 4- ج
- 5- الف
- 6- د

پاسخ خودآزمایی فصل دوم

- 1- ج
- 2- ب
- 3- د
- 4- ب
- 5- د
- 6- د
- 7- ج

پاسخ خودآزمایی فصل سوم

- 1- د
- 2- الف
- 3- ب
- 4- د
- 5- ب
- 6- ب
- 7- ج

پاسخ خودآزمایی فصل چهارم

- 1- الف
- 2- ج
- 3- الف
- 4- ج
- 5- ب
- 6- الف

پاسخ خودآزمایی فصل پنجم

- 1- د
- 2- الف
- 3- ج
- 4- د
- 5- الف
- 6- ب

پاسخ خودآزمایی فصل ششم

- 1- الف
- 2- الف
- 3- د
- 4- ج
- 5- د
- 6- ب

پاسخ خودآزمایی فصل هفتم

- 1- الف
- 2- د
- 3- ج
- 4- ج
- 5- ج
- 6- الف

پاسخ خودآزمایی فصل هشتم

- 1- ج
- 2- ب
- 3- د
- 4- ج
- 5- الف
- 6- د

منابع

- 1- بابازاده، س.ا. (1385)- چینه شناسی، اصول و مفاهیم. جزوه درسی دانشگاه پیام نور، 317 ص.
- 2- بابازاده، س.ا. (1388)- کاتالوگ و اطلس تصویری نمونه های میکروسکوپی فسیلهای روزن داران، سری اول پالئوژن، 50 ص.
- 3- بابازاده، س.ا. (1389)- کاتالوگ تصویری بازسازی آزمایشگاه استان تهران بر اساس روزن داران بزرگ، سری پالئوژن 2، 108 ص.
- 4- بابازاده، س.ا. (1390)- توصیف روزن داران بزرگ پالئوژن، راهنمای آموزشی - آزمایشگاهی دوره کارشناسی ارشد، 185 ص.

- 5- لاسمی، ی. و جلیلیان ع. ح. (1376) - بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان. فصلنامه علوم زمین، شماره 25-26، 48-59 ص.
- 6- وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع. و کیمیا گری (1390) - اصول چینه نگاری. انتشار دانشگاه اصفهان، 320 صفحه.

References

- Adams, C. G. (1967)- Tertiary foraminifera in the Tethyan, American and Indo-Pacific provinces. In: Adams C. G. and Ager D. (EDS). Systematic Association Publication, special publication, London, Vol. 7, 195-217.
- Adams, C. G. (1968)- A revision of the foraminifera genus *Astrotrilina* Parr. British Museum (Natural History), Bulletin Geology, 16, 73-97.
- Adams, C. G. (1973)- Some tertiary foraminifera. In: Hallam A. (EDS). Atlas of Paleobiogeography, Elsever, 453-468.
- Adams, C. G. (1987)- Neogene larger foraminifera, evolutionary in the context of datum planes. University of Tokyo press. 47-68.

- Angiolini, L., Gaetani, M., Muttoni, G., Stephenson, M., H., and Zanchi, A. (2006)- Tethyan oceanic current and climate gradient. 300 Ma. ago, *Geology*, 35, 1071-1074.
- Alexander S. P. (1985)- The cytology of certain benthonic foraminifera in relation to test structure and function. PhD Thesis, University of Wales.
- Arnaud Vanneau, A. (1975)- Reflexion sur le mode de vie de certain Orbitolinids (Foraminifere) Barrmien-Aptien de l'Urgonien du Vercors. *Compte rendue des Seances de la Societe de physique et de histoire Naturelle de Geneve* 10, 126-130.
- Arnold, Z. M. (1978)- An allogromiid ancestor of the miliolidian foraminifera. *Journal foraminiferal research*, 8, 83-96.
- Babazadeh, S. A. (2003)- Biostratigraphy et controles paleogeographiques de la zone de suture de Iran oriental. Implications sur la fermeture Tethysienne. These de doctoral, Universite d Orleans, France, 384p.
- Babazadeh S. A. (2004)- Litho-Biostratigraphy of Paleogene sedimentary succession in Sahlabad province (South Birjand) and evaluation on Neo-Tethyan basin closure. Birjand Payame-noor University, Birjand, Iran, Project, contract N°. 08/1896, 45p.
- Babazadeh S. A. (2005)- Presence of Cuvillierina (Foraminifera) and its different species in eastern Iran. *Revue de Paleobiologie, Geneve*, 24(2), 781-788.
- Babazadeh S. A. (2006)- Une nouvelle espèce, Cuvillierina courmae n. sp. (Foraminifera), de l'Eocene inférieur (Cuisian) de la région de Gazik (est de l'Iran). *Geodiversitas*, 26(2), 5-13.
- Bambach R. K. (2006)- Phanerozoic biodiversity mass extinction. *Annu. Rev. Earth Pl. Sci.* 34, 117-155.
- Banner, F. T. (1970)- A synopsis of the Spirocyclinidae. *Revista espanula de Micropaleontologia*, 2, 243-290.
- Banner, F. T. and Simmons M. d. (1994)- Calcareous algae and foraminifera as water depth indicators, an example from the Early Cretaceous carbonate of northeast Arabia. Chapman and Hall, London, 243-252.
- Banner, F. T., Simmons, M. d. and Whittaker, J. E. (1991)- The Mesozoic chrysalinidae (foraminifera, textulariaceae) of the middle east, the Redmond (Aramco) taxa and their relative, *Bull. Brit. Muss. Nat. Hist. (Geol)*, 47, 101-152.

- Banner, F. T. and Whittaker, J. E. (1991)- the Redmond new litiolid foraminifera from the Mesozoic of Saudi Arabia, *Micropaleontology*, 37, 41-59.
- Benton, M. J. (2002)-Cope's rule. In: Pagel, M. (ED). *Encyclopedia of evolution*. Oxford University press. New York, 209-210.
- Benton, M. J. & Twitchett, R. J. (2003)- How to kill (almost) all life. The end Permian extinction event. *Trends Ecol. Evol.* 18, 358- 365.
- Berggren, W. A. (1972)- Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. Initial reports of the deep sea drilling project. Volume X/I, Washington DC. U. S. Gov. Printing office, 965-1000.
- Berner, R. A., Beerling, D. J., Dudley, R., Robinson, J. M. and Wildman, R. A. Jr. (2003)- Phanerozoic atmospheric oxygen. *Earth Planet Sci. Lett.* 31, 105-134.
- Beavington-Penney, S. J. (2002)-Characterization of selected Eocene Nummulites accumulations. PhD thesis, University of wales, Cardiff.
- Beavington-Penney, S. J. & Racey, A. (2004)- Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera application in palaeoenvironmental analysis: earth science, v. 67, 219-265 .
- Boomer, I., Lord, A. and Crasquin, S. (2008)- The extinction of metacopina (ostracoda). *Senckenbergiana Lethacea*, 88, in press.
- Boslough M.B., Chael, E. p. , Trucano, T. G., Crawford D. A., Campbell, D. L. (1996)- Axia focusing of impact energy in the earth's interior, a possible link to flood basalts and hotspots. *Geological Society of America. Special paper*, 307, 541-550.
- Boudagher-Fadel M. K. (2000)- Benthic foraminifera of the Jurassic and Cretaceous of Tethys. *International workshop on North African Micropaleontology for petroleum exploration*. 1, 27-28.
- Boudagher-Fadel M. K. (2001)- The taxonomy and evolution of the foraminiferal genus *Buccicrenata* Loeblich and Tappan, *Micropaleontology*, 47, 168-172.
- Boudagher-Fadel M. K. (2002)- The stratigraphical relationship between planktic and larger foraminifera in middle Miocene to Lower Pliocene carbonate facies of Sulawesi, Indonesia, *Micropaleontology*, 48, 153-176.

Boudagher-Fadel M. K. (2008)- Evolution and geological significance of Larger benthic foraminifera. Elsevier, 571p.

Boudagher-Fadel M. K. and Banner, F. T. (1997)- The revision of some genus-group names in Tethyan Lepidocyclinae, *Paleopelagos*, 7, 3-16.

Boudagher-Fadel M. K. and Bosence, D. (2007)- Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow marine carbonates of western Tethys. *Senckenbergiana Lethacea*, 88, 39p.

Boudagher-Fadel, M., Clark, G. N. (2006)- Stratigraphy , Paleoenvironment and paleogeography of Maritime Lebanon: a key to eastern Mediterranean Cenozoic history, *Stratigraphy*, v. 3, no. 2, 38p.

Buxton, M. W. N. & Pedley, H. M. (1989)- short paper: A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Jornal of the Geological society (London)*, 146, 746-748.

Cahuzac, B. & Poignant, A. (1991)- Morphologie des especes de Pararotalia et de Miogypsinoides (foraminiferida) dans l'Oligocene d'Aquitaine meridionale, *Geobios, Mem.*, 13, 69-78.

Carpenter W. B., Parker, W. K. and Jones T. R. (1862)- Introduction to the study of foraminifera. Ray. Sos. Lond. 319.

Chen, D. & Tucker M. E. (2003)- The Frasnian-Famenian mass extinction insight from high resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy in south China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 193, 87-111.

Cole, W. S. (1964)- Orbitoididae, disyclinidae, Lepidocyclinidae. In: Loeblich A. R. Jr. and Tappan H. (EDS). *Geological Society of America and University of Kansas press*, 710-724.

Courtillot, V. E. & Renne, P. R. (2003)- On the ages of flood basalt events. *C. R. Geosciences*, 335, 113-140.

Davydov, V. I., Wardlaw B. R., Gradstein F. M. (2004)- The carboniferous period. In: Gradstein, F. M. Ogg. J. G. Smith A. G. (EDS). Cambridge university press, 222-248.

De Gracianski, P. C., Hardenbel, J., Jacquin, Th., Vail, P. R. (1998)- Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European Basin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication, Tulsa, Ok, 60, 786p.

Dettmering, C., Rottger, R., Hohengger, J., and Schmaljohann, R. (1998)- The trimorphic life cycle in foraminifera: Observations from cultures allow new evaluation. Eur. J. Protistol. 34, 363-368.

Douglass R. C. (1977)- The development of Fusulinid biostratigraphy. In: Kauffman E. G. and Hazel, J. E. Pennsylvania, 463-481.

Drobne, K. (1988)- Elements structure et repartition stratigraphique des grand miliolids de la familles des Fabulariidae. Revue de Paleobiology, 86, 2, 643-661.

Drooger, C. W. (1993)- radial foraminifera, morphometric and evolution, Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Academic van wetenschappen, Amesterdam, 241p.

Eldhol, O. Coffin, M. F. (2000)- Large igneous provinces and plate tectonic. In: Richards, M., Gordon, R., Van der Hilst, R. (EDS). American Geophysical Union, Washington DC, 121, 309-326.

Erwin, D. H. (1996)- Understanding biotic recoveries, extinction, survival, and preservation during the end Permian mass extinction. In: Jablonski, D., Erwin D. H., Lipps, J. H. (EDS), University of Chicago press, Chicago, 398-418.

Erwin, D. H., Bowring, S. A. and Jin, Y. G. (2002)- End-Permian mass extinctions, a review. Koeberl, C., MacLeod, K. G. (EDS), Geological Society of America, 356, 363-383.

Fischer, G. & Arthur, M. A. (1977)- Secular variations in the pelagic realm. *Soc. Econ. Paleontolog. Mineralog.* 25, 19-50.

Flakawski, J., Bolivar, I., Fahrni, J. and Pawlowski, J. (2005)- Actin phylogeny of foraminifera. *Jou. Foraminifera Res.* 35, 93-102.

Flugel, E. (2004)- *Microfacies of carbonate rock*, Springer-Verlag, 976 p.

Fowell, S. J. & Olsen, P. E. (1993)- Time –calibration of Triassic/Jurassic microfloral turnover. Eastern North America. *Tectonophysics*, 222, 361-369.

Fowell, S. J. & Traverse, A. (1995)- Palynology and age of Upper Blomidon Formation, Fundy basin, Nova., Scotia., *Rev., Paleobot., Palynol.*, 86, 211-233.

Freudenthal, Th. (1972)- On some Orbitoidal foraminifera in Tertiary of Senegal and Portuguese Guinea, *Proceeding of 4th African Micropal.* 144-162.

Glikson, A. (2005)- Asteroid/comet impact clusters, flood basalt and mass extinctions, significance of isotopic age overlaps. *Earth planet Sci. Lett.* 236, 933-937.

Gould, S. J. (1977)- *Ontogeny and phylogeny*. Belknap press of Harvard university press, Cambridge, 357p.

Gronlund, H. and Hansen H. J. (1976)- scanning electron microscopy of some recent and fossil nodosariid foraminifera. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 25, 121–134.

Groves, J. R. & Altiner, D. (2004)- Survival and recovery of calcareous foraminifera pursuant to the endPermian mass extinction. *C. R. Paleovol.* 4, 487-500.

Groves, J. R., Kulagina, E. and Villa, E. (2007)- Diachronous appearances of the Pennsylvanian fusulinid/ Profusulinella in Eurasia and North America. *J. Paleontol.*81, 227-237.

Groves, J. R., Rettori, R. and Altiner, D. (2004)- Wall structures in selected Paleozoic lagenide foraminifera. *Journal of Paleontology*, 78(2): 245-56.

Hallam, A. (1961)- *cyclothems*, transgressions and faunal change in the Lias of northwest Europe. *Trans. Edinbmzgh Geo. Soc.* 18, 132-174.

Hallam, A. (1978)- Eustatic cycles in the Jurassic: Palaeogeography, Palaeoclim, Palaeoecol. 23, 32p.

Hallam, A. (1986)- The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature.* 319. 765-768.

Hallam, A. (1995)- Oxygen restricted facies of the basal Jurassic of north west Europe. *Hist. Biol.* 10, 247-257

Hallam, A. & Wignall, P. B. (1997)- Mass extinctions and their Aftermath. Oxford University Press, Oxford, 320 p

Hallam, A. & Wignall, P. B. (2000)- Facies change across the Triassic-Jurassic boundary in Nevada, USA. *Journal of the Geological Society*, 156, 453-456.

Hallock P. (1985)- Why are Larger Foraminifera large? *Paleobiology*, 11 (2), pp. 195- 208.

Hallock P. (1999)- Advantages of algal symbiosis. New york, 123-139.

Haq B. U. & Al-Qahtani A. M (2005)- Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *BU Haq, AM Al-Qahtani. GeoArabia* 10 (2), 127-160.

- Hallock P. (1985)- Why are Larger Foraminifera large? *Paleobiology*, 11 (2), pp. 195- 208.
- Hallock P. (1999)- Advantages of algal symbiosis. New york, 123-139.
- Haynes, J. R. (1981)- Foraminifera. Macmillan, London, 433p
- Henson, F. R. S. (1948)- Larger imperforate foraminifera of southwestern Asia, *Brit. Mus. London*, 127p.
- Henson, F. R. S. (1950)- Middle eastern Tertiary peneroplidae (foraminifera), with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family. PhD. Thesis, West Yorkshire, University of Leiden, 70p.
- Holzmann, M., Hohengger, J. L. and Pawlowski, J. (2003)- Molekular data reveal parallel evolution in Nummulitid foraminifera, *Jou. Foraminiferal research*, 33, 277-284.
- Hottinger L. (1960)- Uber paleocaene und eocaene Alveolinen. *Eclogae geologicae hevetiae* 53, 265-283.
- Hottinger L. (1977)- Foraminiferes operculiniformis. *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris*, C 40, 159p.
- Hottinger L. (1978)- Comparative anatomy of elementary shell structures in selected larger foraminifera. Academic press, London, 203-266.
- Hottinger L. (1982)- Larger foraminifera giant cells with a historical background. *Naturwissenschaften*, vol. 69, 361 – 371.
- Hottinger L. (1996)- Sels nutritifs et biosédimentation. *Mémoires Société géologique de France* (n.s.) 169: 99-107.
- Hottinger L. (1997)- Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la société géologique de France*, 168, 491- 505.

Hottinger L. (2000)- Functional morphology of benthic foraminiferal shells, envelope of cells beyond measure. *Micropaleontology*, 46, 57-86.

Hottinger L. (2001)- Archaiasinids and related porcelaneous larger foraminifera from the Late Miocene of the Dominican Republic. *Journal of Paleontology*, 75, 475-512.

Hottinger L. (2006)- Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research. *Carnets de géologie/notebooks on geology, Memoir*, 2006/02, 43p.

Hottinger L. (2007)- Révision of the foraminiferal genus *Globoreticulina* Rahaghi 1978 and of its associated fauna of larger foraminifera from the Late middle Eocene of Iran. *Notebooks on geology (Brest)*, CG 2007-A06, 51p.

Hottinger L. and Caus, E. (1982)- Marginoporiform structure in *Ilerdorbis decussatus* n. gen. n. sp., a senonian, agglutinated, discoidal foraminifer. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 807-819.

Hottinger L. and Drobne, K. (1989)- Early Tertiary conical imperforate. *Rasprave, IV. Razr. SAZU*. 22, 188-276.

Inan N. (1988) - Sur la présence de la nouvelle espèce *Cuvillierina sireli* dans le Thanetien de la Montagne de TECER (Anatolie centrale, Turquie), *Revue de paléobiologie*, Vol. 7(1): 121-127.

Jenkyns, H. C. (2003)- Evidence for rapid climate change in the Mesozoic- Palaeogene greenhouse world: *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 361, 1885-1916.

Jenkyns, H. C. and Wilson, P. A. (1999)- Stratigraphy, palaeoceanography and evolution of Cretaceous Pacific guyots: relics from a greenhouse Earth. *Am. J. Sci.* 299, 341-392

Jin- Zhang, S. (1990)- Development of fusuline foraminifera in China. *Stud. Benthic Foraminifera, Benthos* 90, 11-22.

Johnson, C. C., Barron, E., Kauffman, E., Arthur, M., Fawcett, P., and Yasuda, M. (1996)- Middle Cretaceous reef collapse linked to ocean heat transport. *Geology* 24, 376-380.

Johnson, C. C. & Kauffman, E. (1990)- Originations, radiations and extinctions of Cretaceous rudistid bivalve species in the Caribbean Province, In: Kauffman, E., Walliser, O. H. Springer-Verlag, 305-324.

Jones, A. P. Price, G. D., Price N. J., De Carli, P. S. Clegg. R. A. (2002)- Impact induced melting and the development of large igneous provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 551-561.

Kauffman E. G. & Johnson C. C. (1988)- The morphological and ecological evolution of middle and upper Cretaceous reef-building rudistids. *Palaios*, 3, 194-216.

Kerr, R. A. (2006)- Creatures great and small are stirring the ocean. *Science* 313, p. 1717.

Kuper, K. (1954)- Notes on Cretaceous larger foraminifera. I. Genus *Orbitolites* in America. *Contribut. Cushman foundation for foraminiferal research*, 5, 63-67.

Langer, M. (1995)- Oxygen and carbon isotopic composition of recent larger and smaller foraminifera from the Madagan lagoon (Papua New Guinea), *Micropaleontology*, 26, 215-221.

Laagland, H (1990)- cycloclypeous in the Mediterranean Oligocene. *Utrecht Micropaleontology*, Netherlands, Bull. 39, 171p.

Langer, M. and Hottinger L. (2000)- Biogeography of selected "larger" foraminifera. *micropaleontology* 46, suppl. 1: 105-127.

LeCalvez, J. (1950)- Recherches sur les foraminiferes. II. place de la meiose et sexualite. *Archis de Zoologie Experimental et Generalle*, 87, 211-243.

Lehmann, R. (1961)- Struktur analyse einiger gattungen der subfamilie orbitolitinae. *Eclogae Geol. Helv.* 54, 597-667.

Lehmann, R. (1962)- Plusieurs types morphologiques distincts d'Orbitolites de l'Ilerdien Pyreneen. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7. IV, 357-361.

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montanez, I., P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A. and Banner, J. (1999)- Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, Northeastern Mexico. *GSA Bull.* 111, 1010-1029.

Less, G. (1998)- The zonation of the Mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthophragminae. In: Hottinger, L. Drobne, K (EDS), *Slovenian Academy of sciences and arts*, 2, 21-43.

Less, G., Ozcan, E., Baldi-Beke, M., Kollanyi, K. (2007)- Thanetian and early Ypresian Orthophragmines (foraminifera, Discocyclinidae and Orbitoclypeidae) from the central western Tethys (Turkey, Italy and Bulgaria), and their revised taxonomy and biostratigraphy, *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 113, 415-448.

Leven E. (1993)- Early Permian fusulinids from the Central Pamir. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104, 3-42.

Leven E. (1997)- Permian stratigraphy and Fusulinida of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications. Steven, C. H., Baars, D. L. (EDS), *Geology Society of America*, Washington DC., 316, 1-135p.

Leven E. (2003)- Diversity dynamic of fusulinid genera and main stages of their evolution. *Stratigr. Geol. Correl.* 11, 220-230.

Levy, A. (1977)- Revision micropaleontologique des Soritidae actuels Bahamiens. Un nouveau genre: Androsina. *Bulletin Centre recherche exploration production ELF Aquitain*, 1, 393-449.

Loeblich A. R. and Tappan, H. (1988)- Foraminiferal genera and their Classification (2 vols), 847 plates. New York, 2047p.

Louis-Schmid, B., Rais, P. & Bernasconi S. M. (2007)- Detailed records of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland) A plate tectonic trigger? *Paleogeog. Paleoclim. Paleoeco.*, 248, 459-472.

Lunt, P. and Allan, T. (2004)- Larger foraminifera in Indonesian biostratigraphy, calibrated to isotopic dating. GRDC Museum workshop on micropaleontology, Bandung, 109.

MacArthur, R. H. (1955)- Fluctuations of Animal Populations and a Measure of Community Stability. *Ecology*, Vol. 36, No. 3, 533-536.

Mamet, B & Zhu Z. (2005)- Carboniferous and Permian algal microflora, Tarim Basin (China). *Geologica Belgica* 8, 3-13

Marquez, L. (2005)-Foraminiferal fauna recovered after the Late Permian extinctions in Iberia and the westernmost Tethys sea, *Paleogeog. Paleoclim. Paleoeco.*, 229, 137-157.

Martin, K. (1880)- *Tertiarschichten auf Java*. Leiden, E. J. Brill, Lief 3, *Paleon.Netherland*, 150-164.

Mc Elwain, J. C., Beerling, D. J. and Woolward F. I. (1999)- Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, v. 285, 386-1390.

McKinney, M. L. and McNamara, K. J. (1991)- *Heterochrony, the evolution of ontogeny* Plenum, New York, 437p.

Mclaren D. J. & Goodfellow W. D. (1990)- Geological and biological consequences of giant impacts. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 123-171

McMillan I. (2000)- Cainozoic palnktonic and larger foraminifera distributions around southern Africa and their implications for past changes of oceanic water tempretures. *Suid-Afrikaanse Tydskrif vir wetenskap* 82, 66-69.

Murray, J. W. (1973)- Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. Heinemann, London, 274p.

Murray, J. W. (1991)- Ecology and paleoecology of Benthic Foraminifera. Longman, Harlow, 397pp.

Murray, J. W. (2007)- Biodiversity of living benthic foraminifera: How many species are there? *Marine Micropaleontology* 64: 163–176.

Newell, N. D. (1967)- An outline history of tropical organic reefs. *Am. Mus. Novitates*, 2465, 1-37.

Nichols, G. (1999)- Sedimentology and stratigraphy. Wiley, Bahman 14, 368p.

Nichols, G. (2009)- Sedimentology and stratigraphy. Second edition, Wiley, Blackwell, 432p.

O'dogherty, L. Sandoval, J. and Vera J. A. (2000)- Ammonite faunal turnover tracing sea level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, Southern Spain), *J. Geol., Soc., Lond*, 157, 723-736.

Olsen, P. E., Koeberl, C., Montanari, A., Fowell, S., Et Touhami, M. and Kent, D. V. (2002)- Continental Triassic- Jurassic boundary in central Pangea, Recent progress and discussion of an Ir anomaly. *Geol. Soc. Am.*, 356, 1305-1307.

Purton, L. and Barazier, M. (1999)- Giant protist Nummulites and its Eocene environment: Life span and habitat insights from delta 18O and delta 13C data from Nummulites and Venericadia, Hampshire basin, UK, *Geology* 27, 711-714.

Rahaghi, A. (1976)- Contribution a l'étude de quelques grands foraminiferes de l'Iran, part 1-3, *Societe national iranienne des petroles*, no. 6, 79p.

Rahaghi, A. (1978)- Paleogene biostratigraphy of some parts of Iran, *National Iranian oil company geological laboratories*, no.7,165p.

Rahaghi, A. (1980)- Tertiary faunal assemblage of Qum-Kashan, Sabzevar and Jahrum areas. National Iranian Oil Company, 8, 64 p.

Racey, A. (1994)- Palaeoenvironmental Significance of Larger Foraminiferal Biofabrics: Implications for Petroleum Exploration. Al-Husseini, M. I. (ESD) Selected Middle East Papers from AAPG GEO 94, Bahrain, Vol.2, 793-810.

Racey, A. (1995)- Lithostratigraphy and larger foraminiferal (nummulitid) biostratigraphy of the Tertiary of Northern Oman. *Micropalaeontology*, 41, 1-123.

Racey, A. (2001)- A review of Eocene Nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24 (1), 79-100.

Reichel, M. (1964)- Alveolinidae, In: Moore, R. C. (ED), *Treatise on invertebrate Paleontology*, Geology society America, University Kansas Press. 503-510.

Reichel, M. (1984)- Le crible aperatural de rhapydionina liburnica stache du Maastrichtien de Vermski-Britof, Yugoslkavie, *Benthos*, 83, 2nd International Symposium on Benthic forams, 525-532.

Reiss, Z. (1963)- Reclassification of perforate foraminifera state of Israel ministry of development, *Geol. Surv. Bull.*, 35, 111p.

Reiss, Z. & Hottinger, L. (1984)- *The Gulf of Aqaba. Ecological Micropaleontology. Ecological Studies.* Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York- Tokyo, 50: 354p

Renema, W. (2002)- Larger foraminifera and their distribution patterns on the Spermonde shelf, South Sulawesi. *Scripta Geologica* 124, 1-263

Renema, W. (2005)- The genus *planorbulinella* (Foraminiferida) in Indonesia. *Scripta Geologica*, 129: 137-146,

Rettori R. (1995)- Foraminiferi del Trias inferiore e medio della Tetide, Revisione tassonomica, stratigrafia ed interpretazione filogenetica. Universite de Geneve, 18, 147p.

Rettori R., Zaninetti, L., Martini, R., Vachard, D. (1993)- *Piallina tethydis* gen. et sp. nov. (Foraminiferida) from the Triassic (Carnian) of the Kocaeli Peninsula, Turkey, Jou. Micropaleontology, 12, 235-247.

Rogers, A. D. (2000)- the role of *the oceanic* oxygen minima in generating biodiversity in the deep sea. Deep sea research. II 47, 119-148.

Ross, C. A. (1967)- *Eoparafusulina* from the Neal Ranch formation (Lower Permian), West Texas. J. Paleontol. 41, 943–946.

Ross, C. A. (1969)- Paleocology of *Triticites* and *Dunbarinella* in Upper Pennsylvanian strata of Texas: Journal of Paleontology, v. 43, 298–311

Ross, C. A. (1992)- Paleobiogeography of Fusulinacean Foraminifera. Studies in Benthic Foraminifera. Proceedings of the Fourth International Symposium on benthic foraminifera, Sendai, Tokyo, 23-31.

Rottger, R. (1984)- Okologie der Großforaminiferen. Film C 1497 des IWF, Sekt. Biol. Ser. 16, 20p.

Rottger, R. (1990)- Biology of larger foraminifera. Present status of the hypothesis of trimorphism and ontogeny of gamont of *Heterostegina depressa*. Sendai, 43-54.

Rottger, R., Spindler, M., Schmal, J., Richwien, M. and Fladuny, M. (1984)- Functions of the canal system in the rotalid foraminifera *Heterostegina depressa*, Nature, 302, 789-791.

Saraswati P. K. (2004)- Ontogenetic isotopic variation foraminifera, implication for paleo proxy. Curr. Sci. 86, 858-860.

Saraswati P. K., Seto, K., Nomura, R. (2003)- Oxygen and Carbon isotopic variation in co-existing larger foraminifera from a reef flat at Akanawa, Japan, *Micropaleontology*, 50, 339-349.

Schaub, H. (1981)- *Nummulites et Assilines de la Tethys Paleogene*. Taxinomie, Phylogeneese et Biostratigraphie. *Memoires Suisses de Paleontologie*, v. 104, p. 236.

Schroeder, R. (1975)- General evolutionary trends in orbitolinas. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, Numero especial, 117-128

Schroeder, R. (1979). Les Orbitolina de L'Aptian: Definitions, origin et evolution, *Geologisch- palantologisches Institut der unversital*. 289-299

Septfontaine, M. (1988)- Vers une classification evotive des Lituolides (Foraminiferes) Jurassiques en Milieu de Plate-Forme carbonatee, *Revue de Paleobiologie*, 229-256.

Serra-Kiel J. S., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A. K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samsó J. M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. and Zakrevskaya E. (1998)- Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Palaeocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France* 169 (2): 281-299.

Severin K. P. & Lipps J. H. (1989)- the weight-volume relationship of the test of *Alveolinella quoyi*: Implications for the taphonomy of large fusiform foraminifera. *Lethaia*, 22, 1-12.

Simmons, M. D., Whittaker, J. E. and Jones, R. W. (2000)- Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East – A revision of the F.R.S. Henson & Associates collection. In: Hart, M. B., Smart C. W. (EDS), vol. 7, 411-437.

Sirel E. (1998) – Foraminiferal description and biostratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene shallow-water limestones and discussion on the Crataceous-Tertiary boundary in Turkey. General directorate of the mineral research and exploration, 117p, 67pls.

Sirel E. (1999) – Four new genera (Haymanella, Kayseriella, Elaziella and Orduella) and one new species of Hottingerina from the Paleocene of Turkey, *Micropaleontology*, 45, 113-137.

Sirel E. (2004) – Hyperlink "javascript:parent.history.go(-1)," 2004. *Turkiye'nin Mesozoyik ve Senozoyik Yeni Bentik Foraminiferleri*. Jeoloji Mu'hendisleri Odasi. Yayinlari 84, Ankara, Ozel Sayi, 219p.

Smythe, D. K., Russell, M. J. and Skuce, A. G. (1995)- Intracontinental rifting inferred from the major late Carboniferous quartz-dolerite dyke swarms of NW Europe. *Scott. J. Geol.* 31, 151-162.

Stache, G. (1913)- *Über Rhipidionina St. und Rhapydionina St.: Geologisches Reichsanstalt, Jahrbuch*, v. 62, 659–680.

Stanley G. D. (2001)- *Ancient reef ecosystem, their evolution Paleocology and importance in earth history*, Kluwer Academic/Plenum Press, New York, 299p.

Stanley G. D. (2003)- *The evolution of modern corals and their early history*. *Earth Sci. Rev.* 60, 195-225.

Streel, M. (1986)- *Miospore contribution to the Upper Famennian-Strunian event stratigraphy: Société Géologique cle Belgique Annales*, v. 109, 75-92.

Sweet, W. C., Yang, Z., Dickins, J. M. & Yin, H. (1992)- *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys- An Overview*. In: Sweet, W. C., Zunyi, Y., Dickins, J. M., Hongfu, Y. (EDS), Cambridge University Press, Cambridge, 1-8.

Tan Sin Hok, (1936)- *On the genus Cycloclypeus CARPENTER. Pt 1. and an appendix on the Heterostegines of Tejimanggoe*, S. Bantam, Java, 19, 194p.

Tanner, L. H. Lucas, S. G. and Chapman, M. G. (2004)- Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions. *Earth-Science Reviews* 65, 103-139.

Trifonova, E. (1993)- Taxonomy of Bulgarian triassic foraminifera. I. Families Psammosphaeridae to Nodosinellidae. *Geol. Balcanica* 22, 3-50

Twitchett R. J. (2006)- the paleoclimatology, palaeoecology and palaeoenvironmental analysis of mass extinction events, *Palegeo.*, *Paleoclimat.*, *Paleoeco.*, 232, 190-213.

Urbanek, A. (1993)- Biotic crises *in the* history of Upper Silurian graptoloids: A paleobiological method, *Hist., Biol.*, 7, 29-50.

Vachard, D., Martini, R., Rettori, R and Zaninetti, L. (1994)- nouvelle classification des foraminifères endothyroides du Trias. *Geobios*, Lyon 27/5, 543-557.

Vachard, D., Munnecke, A. and Sarvais, T. (2004)- New SEM Observation of keriothecal walls implications for the evolution of the fusulinida. *Journal Foraminiferal Res.*, 34, 232-242.

Van Gorsel J. T. (1978)- Late Cretaceous orbitoidal foraminifera, in Hedley, R. H. and Adams, C. G. (EDS), *Foraminifera*, Academic press, London, 3, 1-109.

Vermeij, G. J. (2004)- Ecological avalanches and the two kinds of extinction. *Evolutionary Ecology Research*, 6, 315-337.

Vilas, L., Masse, J. P. and Arias, C. (1995)- Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: The Early Aptian model from SE Spain. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 119-35-45.

Walliser, O. H. (1995)- Global events and event Stratigraphy in the Phanerozoic. In: Walliser, O.H. (Ed.), *Global Events and Event Stratigraphy*. Springer, Berlin, 7-19.

Walliser, O. H. (2003)- Sterben und Neubeginn im Spiegel der Palaeofauna. Die Bedeutung der globalen Faunenschnitte für die Stammesgeschichte. In: Hansch, W. (ED), vol. 19, 60-69.

Walther, J. (1894)- Einleitung in die geologischen historische wissenschaft. Bd. 3, lithogenesis der gegenwart, fischer-verlag, jena 535-1055.

Walther, B. (1989)- Au Valanginian superieur, une crise de la faune des bryozoaires, indication d'un important refroidissement dans le Jura. Palaeogeogr., Paleoclimat., Paleoecol. 74, 255-263.

Wefer, G. and Berger, W. H. (1980)- stable isotopes in benthic foraminifera, seasonal variation in large tropical species, Science, 209, 803-805.

Wignall, P. B. (2001)- Sedimentology of the Triassic–Jurassic boundary beds in Pinhay Bay. (Devon, SW England). Proceedings of the Geologists Association, 112, 349-360.

Wignall, P. B., Newton, R. J. and Little, C. T. S. (2005)- The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the Early Jurassic mass extinction in Europe, American Journal society, 305, 1014-1032.

Woods, A. D. (2005)- Paleoceanographic and paleoclimatic context of early Triassic time. Palevol. Com. Rend. Acad. Siences Paris 4, 395–404.