

بررسی پتروگرافی، رخساره‌های رسوبی و دیاژنز نهشته‌های کربناته پالئوسن-ائوسن ناودیس چینگ در غرب بیرجند، شرق ایران

سیده حلیمه هاشمی عزیزی، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند

غلامرضا میراب شهبستری، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند*

احمد رضا خزاعی، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

چکیده

بررسی رخساره‌های توالی کربناته کم عمق پالئوسن-ائوسن در ناودیس چینگ در (غرب بیرجند، زون شرق ایران) و تلفیق آن با اطلاعات زیستی برای بازسازی مدل محیط رسوبی دیرینه مورد استفاده قرار گرفته است. توالی مورد مطالعه در ناودیس چینگ در شامل لایه‌هایی از جنس سنگ آهک، سنگ آهک رس‌دار و شیل می‌باشد که سنگ‌های آهکی حاوی فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ جثه (مانند نومولیتس و آلئولینا) همراه با سایر اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است. نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان داده که رسوبات تشکیل دهنده این توالی از ۹ ریز رخساره کربناته تشکیل شده است: وکستون رسی فسیل‌دار (F_1)؛ پکستون اورتوفاگمینیددار (F_2)؛ وکستون آسیلینا و نومولیت‌دار (F_3)؛ پکستون/گرینستون اینتراکلسیت و نومولیت‌دار (F_4)؛ پکستون/گرینستون روتالید و اینتراکلسیت‌دار (F_5)؛ گرینستون سوریتیددار (F_6)؛ پکستون آلئولینید و نومولیت‌دار (F_7)؛ وکستون/پکستون آلئولینیددار (F_8)؛ وکستون نومولیت‌دار (F_9). این ریز رخساره‌ها در سه کمر بند رخساره‌ای لاگون، پشته و دریای باز کم عمق قرار می‌گیرند. با توجه به ویژگی‌های رخساره‌های فوق و نیز درصد فراوانی آلوکم‌های آنها، محیط رسوب‌گذاری این توالی به شکل یک دریای کم عمق با شیب آرام پیشنهاد می‌شود. در این مدل، رخساره‌های F_1 ، F_2 و F_3 مربوط به رمپ میانی^۱ و رخساره‌های F_4 ، F_5 ، F_6 ، F_7 ، F_8 و F_9 مربوط به رمپ داخلی^۲ می‌باشند. بررسی فرایندهای دیاژنتیکی موثر بر توالی مورد مطالعه نشانگر تأثیر گسترده فرایندهای گوناگون از جمله: میکرایتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال و پرشدگی حفرات و شکستگی‌ها می‌باشد. بررسی تاریخچه دیاژنز حاکی از استقرار این نهشته‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، دفنی کم عمق، دفنی با عمق متوسط و جوی است.

واژه‌های کلیدی: ناودیس چینگ در، پالئوسن-ائوسن، ریز رخساره، توالی دیاژنتیکی، شرق ایران.

مقدمه

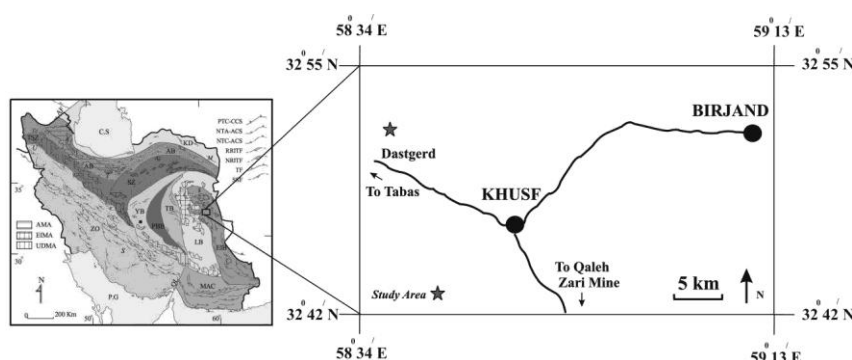
بررسی مقدماتی زمین‌شناسی لوت مرکزی و شرق ایران توسط اشتوکلین و همکاران (۱۳۵۲) به انجام رسیده است. در این مطالعه برای نخستین بار واحدهای آهکی نومولیت‌دار همراه با میان‌لایه‌هایی از جنس مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا در مجاورت مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی در غرب بیرجند گزارش شده است. پرتو آذر و ساداتی (۱۳۶۷) نیز به معرفی رخنمون سنگ‌های پالئوسن و ائوسن زیرین در ۶۵ کیلومتری غرب بیرجند پرداخته‌اند. بر اساس نتایج این تحقیق، پیشروی دریای پالئوسن با نهشته شدن طبقات کنگلومرایی بر روی بستری از رسوبات شبه فیلیش (با سن کرتاسه پایانی) آغاز گردیده و به نهشته شدن واحد کربناته با سن پالئوسن-ائوسن منتهی گردیده است. هدف از انجام این پژوهش مطالعه پتروگرافی، شناسایی، نام‌گذاری و تفکیک ریز رخساره‌ها بر اساس اختصاصات بافتی و زیستی، بررسی تغییرات عمودی ریز رخساره‌ها، ارائه مدل و تفسیر محیط رسوب‌گذاری و بازسازی تاریخچه دیاژنز توالی مورد مطالعه می‌باشد.

برش مورد مطالعه در یال شرقی ناودیس چینگرد، واقع در کوه گرونک در ۶۵ کیلومتری غرب بیرجند واقع شده است (شکل ۱). مختصات جغرافیایی قاعده برش اندازه‌گیری شده $32^{\circ} 51' 9''$ عرض شمالی و $44^{\circ} 49' 44''$ طول شرقی می‌باشد.

نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی گستره نقشه مربوط به رسوبات شبه فیلیش کرتاسه پایانی است که در شمال محدوده رخنمون یافته و جوانترین آنها سنگ‌های آذرین خروجی به سن ائوسن-الیگوسن می‌باشند. واحدهای کربناته پالئوسن-ائوسن با گسترش نسبتاً زیاد در بخش میانی نقشه و در بین دو مجموعه فوق جای گرفته‌اند. با توجه به گونه‌های شاخص فرامینفرهای بتتیک (*Ranikothalia sindensis*) سن تانسین تا لوتسین برای این توالی پیشنهاد شده است (شاعری خیبری و همکاران ۱۳۹۱).

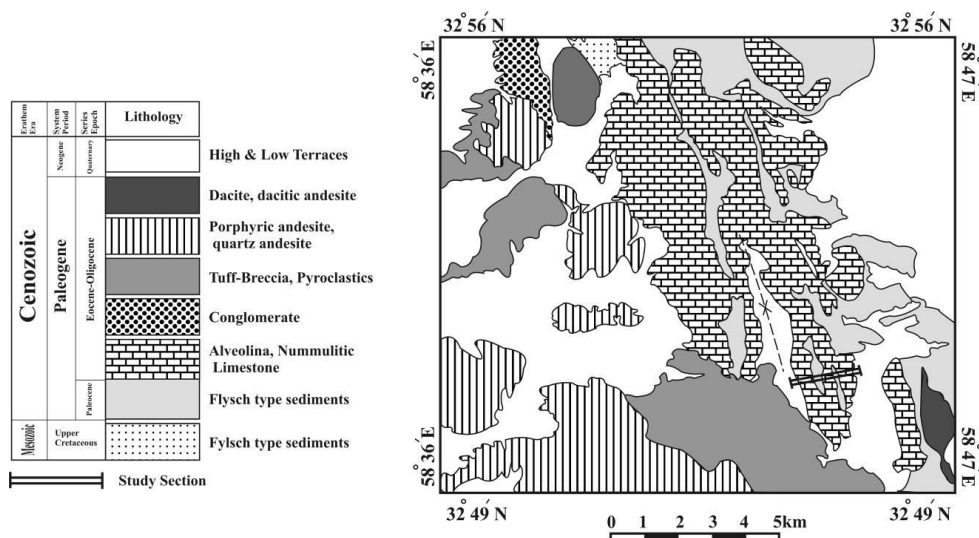
توالی مورد مطالعه در برش چینگرد در به ضخامت ۴۸۰ متر از طبقات ضخیم لایه تا نازک لایه از جنس سنگ آهک با میان‌لایه‌هایی از شیل و آهک رسی تشکیل شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه



شکل ۱- چپ: نقشه واحدهای تکتونیکی ایران که نشان دهنده کمربند شرقی ایران است (after Alavi 1991b). راست: نقشه

راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف (وحدتی دانشمند و همکاران ۱۳۶۵، با تغییرات).

روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی، بر اساس تغییرات مشاهده شده در جنس، رنگ، لایه بندی و اندازه دانه‌ها تعداد ۱۳۸ نمونه از ضخامت ۴۸۰ متر از برش چینگ در برداشت و از آنها مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. سپس کلیه مقاطع نازک جهت تشخیص کلسیت از دولومیت و سیمان کلسیت اسپاری آهن‌دار از نوع فاقد آهن آن، توسط آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson 1965) رنگ آمیزی شدند. همچنین درصد فراوانی آلومک‌های اسکلتی و غیر اسکلتی با استفاده از چارت‌های مقایسه ای فلوگل (۲۰۱۰) و تاکر (۱۹۹۴) برای هر یک از نمونه‌های آهکی تخمین زده شده و نام‌گذاری آنها بر اساس طبقه‌بندی دانه‌ها (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) صورت گرفت. با توجه به نوع و میزان فراوانی دانه‌ها و بر اساس مدل‌های ویلسون (Wilson 1975) و فلوگل (Flügel 2010)، ریز رخساره‌ها مشخص و محیط رسوب‌گذاری تعبیر و تفسیر گردید. برای توصیف ویژگی‌های بافتی از قبیل

جورشدگی و گرد شدگی از روش کو و همکاران (Coe et al. 2010) استفاده شده‌است.

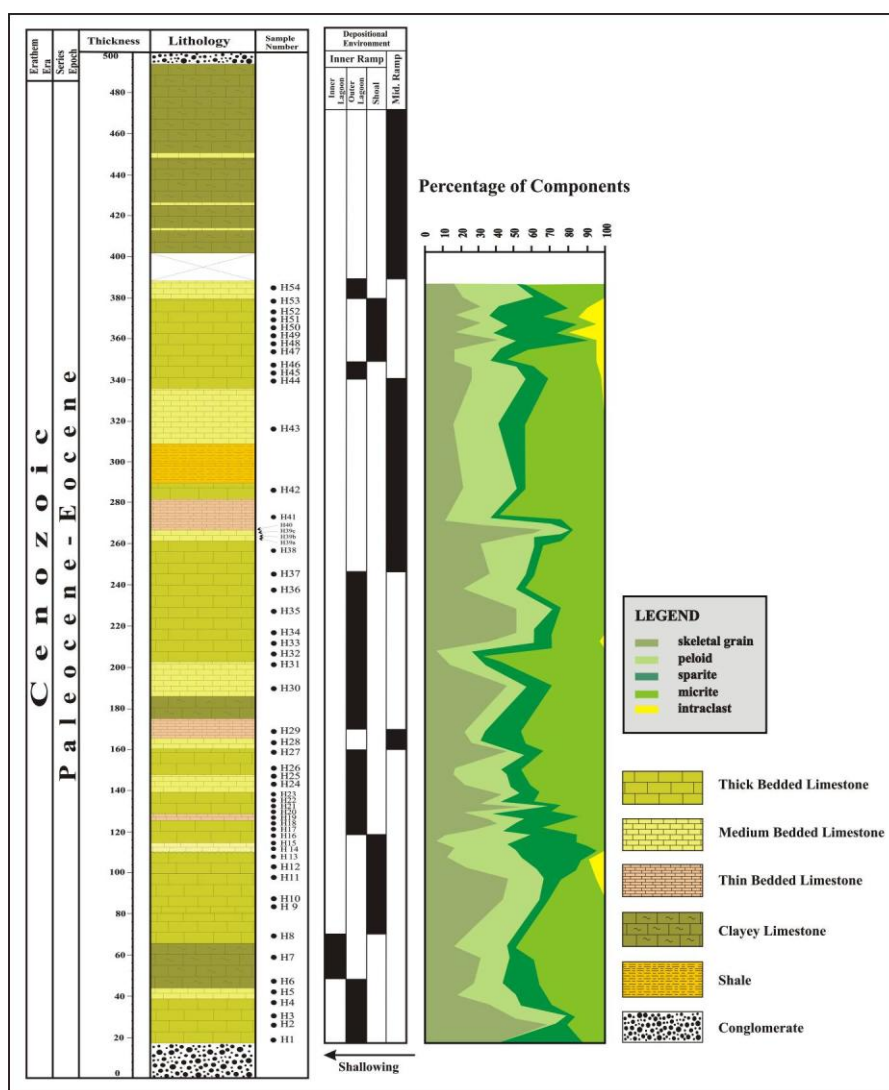
پتروگرافی

اجزای اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آهکی توالی مورد مطالعه شامل انواع دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، سیمان کلسیت اسپاری، میکرایت و دانه‌های آواری کوارتز می‌باشد. دانه‌های اسکلتی اغلب شامل روزن‌داران کفزی بزرگ جثه، خارپوست، جلبک سبز و شکم پا می‌باشد. دانه‌های غیراسکلتی بیشتر از نوع پلوئید و به میزان کمتر اینتراکلسیت می‌باشد. این اینتراکلسیت‌ها محتوی خرده‌های اسکلتی، پلوئید و گاهی نیز دربرگیرنده فسیل‌های کامل بوده و یا از جنس میکرایت می‌باشند. اغلب دانه‌های پلوئید موجود در نمونه‌ها از نظر اندازه یکسان می‌باشند.

در شکل ۳ نمودار درصدی اجزای تشکیل دهنده سنگ‌های کربناته ناودیس چینگ در، در کنار ستون چینه‌نگاری مربوط به لایه‌های اندازه‌گیری شده در صحرا

نمونه‌برداری نبوده‌اند بنابراین از این قسمت تا آخر توالی (یعنی مرز بالایی) اطلاعاتی مربوط به درصد اجزای تشکیل دهنده نمونه‌های سنگی در اختیار نداریم و نمودار درصد اجزای تشکیل دهنده در ضخامت ۳۶۵ متر به پایان می‌رسد.

نمایش داده شده است؛ در این شکل در کنار برخی از نمونه‌های سنگی برداشت شده در صحرا درصد تجمعی اجزای تشکیل دهنده سنگ شامل دانه‌های اسکلتی، پلوئید، اسپارایت، میکرایت و ایتراکلسیت با رنگ‌های مجزا نمایش داده شده است. با توجه به اینکه بعد از ۳۶۵ متری در توالی لایه‌ها به شکل مارنی بوده و قابل



شکل ۳- ستون چینه‌نگاری، توزیع عمودی زیر محیط‌های رسوب‌گذاری و نمودار درصد اجزای اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های توالی کربناته مورد مطالعه در ناودیس چینگ‌در. مرز بالایی توالی در نزدیکی ۵۰۰ متر بوده اما به دلیل اینکه واحد آخری (از ۳۶۵ متری به بعد) از جنس مارن بوده قابل نمونه‌برداری نبوده و در نتیجه نمودار درصد اجزای تشکیل دهنده در ۳۶۵ متری به پایان رسیده است.

معرفی ریز رخساره‌ها

انواع سنگ‌های آهکی موجود در توالی مطالعه شده شامل وکستون، پکستون و گرینستون می‌باشند. در این توالی ۹ ریز رخساره کربناته بر اساس ویژگی‌های فابریکی و نیز محتوای فسیلی عمده قابل تشخیص است.

۱. ریز رخساره وکستون رسی فسیل‌دار (F₁ Fossiliferous Clayey Wackestone Microfacies)

سنگ‌های حاوی این رخساره روی زمین به شکل لایه‌های آهک رس‌دار رخنمون دارند که حاوی فسیل‌های کامل خارپوست در اندازه ماسه درشت تا پیل و فرامینفرهای دیسکوسیکلینا و نومولیت در اندازه ماسه متوسط تا بزرگ می‌باشد. به دلیل عدم سخت شدن رسوبات لایه‌های آهکی رس‌دار، از این لایه‌ها نمونه‌برداری صورت نگرفته است. در واقع سنگ‌های تشکیل دهنده این واحد به دلیل سست بودن و داشتن رس فراوان به شدت تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته‌اند.

۲. ریز رخساره پکستون اورتوفرگمینیددار (F₂ Orthophragminid Packstone Microfacies)

این ریز رخساره حاوی فرامینفرهای بتیک می‌باشد. از ویژگی‌های بافتی آن می‌توان به جور شدگی متوسط و نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار بودن دانه‌ها اشاره کرد که فرامینفرها در اندازه ماسه بسیار بزرگ، متوسط و کوچک به صورت فشرده در کنار هم قرار دارند. اغلب فرامینفرها سالم و کامل می‌باشند اما برخی از اشکال اورتوفرگمینیدها در اثر فشردگی شکسته شده و برخی نیز حاوی آثار حفاری توسط سایر موجودات هستند (شکل ۴A). دانه‌های اسکلتی (۶۵-۵۵ درصد) و پلوئید (۱۰ درصد) در زمینه‌ای از گل کربناته، پکستون‌های این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. دانه‌های اسکلتی به طور عمده متشکل از فرامینفرهای بتیک *Discocyclina* در دو اندازه متوسط و بزرگ، *Nummulites* در اندازه بسیار بزرگ و *Actinocyclus* است. این پکستون دارای میزان

کمی فرامینفرهای بتیک از نوع *Assilina*, *Rotaliidae*, *Planorbuloidea* و معدودی فرامینفرهای پلانکتونیک نیز می‌باشد.

۳. ریز رخساره وکستون آسیلینا و نومولیت‌دار (F₃ Nummulites Assilina Wackestone Microfacies)

این رخساره شامل دانه‌های اسکلتی (۳۰-۲۵ درصد) و پلوئید (۱۰-۵ درصد) در یک زمینه میکرایتی می‌باشد. اجزای اسکلتی غالب شامل فرامینفرهای بتیک نظیر *Assilina*, *Nummulites* و *Discocyclina* در دو اندازه ماسه بزرگ و کوچک می‌باشد که با جور شدگی بد و زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار در کنار هم قرار دارند (شکل ۴B).

۴. ریز رخساره پکستون تا گرینستون ایتراکلاست و نومولیت‌دار (F₄ Nummulitid Intraclastic Packstone to Grainstone Microfacies)

وجود پلوئید (۱۰ درصد)، ایتراکلاست (در حدود ۲۰ درصد) و اجزای اسکلتی (۳۰ درصد) در زمینه‌ای از جنس سیمان کلسیت اسپاری به همراه مقادیر ناچیز میکرایت مشخصه این رخساره می‌باشد (شکل ۴C). خرده‌های اسکلتی متشکل از فرامینفرهای بتیک، به میزان زیادی *Nummulitidae* مقادیر کمی از *Miliolidae*, *Opertorbitolites* و به میزان کمی *Rotaliidae* می‌باشد. ماکروفسیل‌ها شامل شکم پا می‌باشد. ایتراکلاست‌ها حاوی خرده‌های اسکلتی به همراه گل زمینه بوده و برخی نیز فقط از گل زمینه تشکیل شده‌اند. ویژگی بافتی این ریز رخساره جور شدگی متوسط و نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده می‌باشد.

۵. ریز رخساره پکستون تا گرینستون روتالید و ایتراکلاست‌دار (F₅ Intraclastic Rotaliid Packstone to Grainstone Microfacies)

این رخساره پکستونی دارای دانه‌های اسکلتی (۱۵-۱۰ درصد)، پلوئید (در حدود ۴۰ درصد) و ایتراکلاست

(شکل ۴F). ویژگی بافتی آن جورشدگی خوب و زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار می‌باشد.

۸. ریز رخساره وکستون تا پکستون آلئولینیدار (Alveolinid Wackestone to Packstone Microfacies) F₈:

این رخساره شامل اجزای اسکلتی (۵۰-۲۵ درصد) و پلوئید (در حدود ۱۵ درصد) است. اجزای اسکلتی غالباً Alveolinidae بوده و به مقدار کمتر شامل Nummulites, Rotaliidae, Miliolidae می‌باشد. قطعات ماکروفسیل‌ها متشکل از خرده‌های خارپوست در اندازه ماسه درشت تا گرانول می‌باشد (شکل ۴G).

۹. ریز رخساره وکستون نومولیت‌دار (Nummulitid Wackestone Microfacies) F₉:

این رخساره شامل پلوئید (۲۰-۱۵ درصد) و اجزای اسکلتی (۲۵ درصد) می‌باشد. اجزای اسکلتی متشکل از Nummulites در اندازه ماسه بزرگ و کوچک، Textulariidae و فرامینفرهای مخروطی با جنس پوسته آگلوتینه هستند. تمامی تشکیل دهنده‌ها در زمینه‌ای از ماتریکس ریزدانه قرار دارند (شکل ۴H). ویژگی بافتی آن جورشدگی ضعیف و زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار می‌باشد.

تفسیر محیط رسوب‌گذاری

براساس شناسایی و تفکیک ریز رخساره‌های موجود در برش مورد مطالعه و با توجه به کمیت و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی آنها و نیز با بررسی تغییرات عمودی اجزا (نوع و اندازه) در توالی مطالعه شده محیط رسوب‌گذاری و شرایط تشکیل هر یک از این رخساره‌ها تفسیر شده است. در پایین هر کدام از این زیر محیط‌ها به همراه میکروفاسیس‌های مربوطه به تفصیل آمده است:

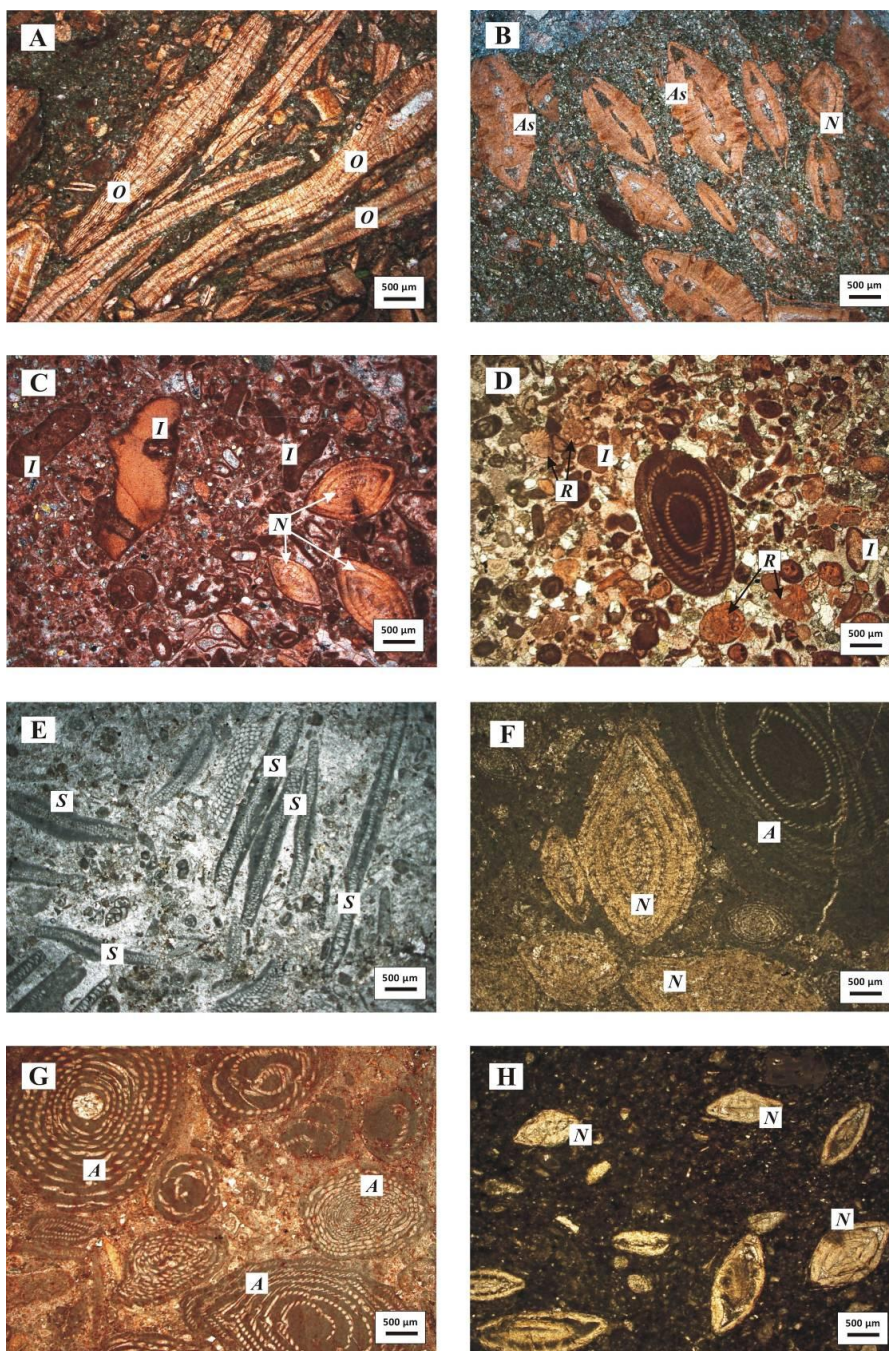
(۱۵-۱۰ درصد) می‌باشد. عمده دانه‌های اسکلتی عبارتند از فرامینفرهای بتتیک که شامل Rotaliidae, Miliolidae و به میزان کمتر Alveolinidae در زمینه‌ای از جنس سیمان کلسیت اسپاری به همراه مقدار ناچیزی میکرایت می‌باشد (شکل ۴D). ایتراکلاست‌ها اغلب متشکل از خرده‌های اسکلتی هستند. ویژگی بافتی این ریز رخساره جورشدگی خوب و نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده است.

۶. ریز رخساره گرینستون سوریتیدار (Soritid Grainstone Microfacies) F₆:

این رخساره گرینستونی غالباً از فرامینفرهای بتتیک (Opertorbitolites و Orbitolites) (۴۰ درصد) به همراه پلوئید (۱۰ درصد) و ایتراکلاست (۵ درصد) تشکیل شده است. سایر فرامینفرها شامل Miliolidae, Textulariidae و فرامینفرهای مخروطی با جنس پوسته آگلوتینه می‌باشد. تمامی اجزای تشکیل دهنده در زمینه‌ای از جنس سیمان کلسیت اسپارایتی بدون هیچ گونه میکرایت ریز دانه قرار گرفته‌اند (شکل ۴E). ایتراکلاست‌ها حاوی گل زمینه و به ندرت نیز حاوی خرده‌های اسکلتی می‌باشند. ویژگی بافتی این ریز رخساره جور شدگی خوب تا خیلی خوب و زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار می‌باشد.

۷. ریز رخساره پکستون آلئولینید و نومولیت‌دار (Nummulites Alveolinid Packstone Microfacies) F₇:

این رخساره پکستونی متشکل از پلوئید (۱۵-۱۰ درصد) و اجزای اسکلتی (۵۵-۲۵ درصد) می‌باشد. دانه‌های اسکلتی عبارت‌اند از Nummulites و Alveolinidae در اندازه ماسه متوسط تا بزرگ، Miliolidae و Rotaliidae در اندازه ماسه بسیار کوچک به مقدار کم. سایر دانه‌های اسکلتی شامل بریوزوآ و خرده‌های خارپوست هستند



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی ریز رخساره‌های شناسایی شده: A- ریز رخساره پکستون ارتوفرگمینید (O) دار (PPL)، B- ریز رخساره وکستون آسیلینا (As) و نومولیت (N) دار (PPL)، C- ریز رخساره پکستون تا گرینستون اینتراکلیست (I) و نومولیتید (N) دار (XPL)، D- ریز رخساره پکستون تا گرینستون روتالید (R) و اینتراکلیست (I) دار (PPL)، E- ریز رخساره گرینستون سوریتید (S) دار (PPL)، F- ریز رخساره پکستون آلئولینید (A) و نومولیت (N) دار (PPL)، G- ریز رخساره وکستون تا پکستون آلئولینید (A) دار (PPL)، H- ریز رخساره وکستون نومولیت (N) دار (PPL).

دریای باز (Open Marine)

مشاهدات صحرایی نشان‌دهنده دریای باز شامل تناوب مارن و آهک‌های نازک لایه می‌باشد. رنگ سبز لایه‌های مارنی حاکی از شرایط احیایی و عمق نسبتاً زیاد تشکیل آن بوده و وجود فسیل‌های فرامینفر بتیک بزرگ از جمله دیسکوسیکلینا گواهی بر این امر است (شکل ۷A) (Beavington-Penney and Racey 2004). مطالعات پتروگرافی نیز که منجر به شناسایی ریز رخساره‌های F_1 ، F_2 و F_3 شده‌است وجود دریای باز را تصدیق می‌کند.

ریز رخساره‌های F_1 ، F_2 و F_3 که دارای مقادیر زیادی فرامینفرهای بتیک بزرگ از نوع نومولیتس، دیسکوسیکلینا، اکتینوسیکلینا و آسیلینا، مقادیر ناچیزی اپرکولینا، به همراه پلوئید در زمینه میکرایتی می‌باشند در این محیط تشکیل شده‌اند (Racey 2001; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Adabi et al. 2008; Boudagher-Fadel 2008). همچنین وجود مقادیر زیادی گل کربناته نشان‌دهنده نهشته شدن این ریز رخساره‌ها در بخش‌های نسبتاً عمیق و آرام حوضه می‌باشد. وجود جلبک در این رخساره نشان دهنده نفوذ نور در این عمق (Photic zone) می‌باشد، این کمر بند همچنین در محدوده تأثیر امواج نرمال قرار دارد (Flügel 2010; Tucker and Wright 1990).

پشته (Shoal)

مشاهدات صحرایی حاکی از وجود لایه‌های ضخیم با ظاهری مرتفع و نسبتاً کوهساز در این بخش می‌باشد. نبود میان لایه‌های مارنی تاکیدی بر انرژی بالای محیط است.

ریز رخساره‌های F_4 ، F_5 و F_6 در این کمر بند رخساره‌ای واقع شده‌اند، که به طور عمده دارای ایتراکلیست، پلوئید و فرامینفر بتیک می‌باشند. با توجه

به نبود میکرایت و فراوانی ایتراکلیست که حاکی از انرژی نسبتاً بالای این محیط می‌باشد، ریز رخساره F_4 احتمالاً در جهت رو به دریا^۱ نهشته شده و ریزرخساره F_5 که دارای ایتراکلیست و نیز فرامینفرهای بتیک از نوع آلئولینید و روتالید است مربوط به محیط نزدیک‌تر به ساحل می‌باشد (Hallock and Glenn 1986; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Adabi et al. 2008; Boudagher-Fadel 2008). این رخساره در بخش مرکزی پشته^۲ و در بالای سطح تأثیر امواج عادی قرار دارد. ریز رخساره F_6 دارای فرامینفرهای مخروطی با پوسته آگلوتینه و مقادیر فراوانی اوربیتولایتس و اپرت اوربیتولایتس و به مقدار کمتر میلیولیده و تکستولاریده می‌باشد که در سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند. به لحاظ گرینستونی بودن ریزرخساره F_6 که حاکی از انرژی نسبتاً بالا برای شستن گل کربناته می‌باشد و نیز فراوانی فرامینفرهای با جنس پوسته آگلوتینه که انتظار می‌رود در محیط لاگونی توسعه یابند این ریز رخساره در جهت رو به ساحل^۳ پشته تعریف می‌شود (Hallock and Glenn 1986; Racey 2001; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Vecchio and Hottinger 2007; Boudagher-Fadel 2008). این کمر بند رخساره‌ای (پشته) بسیار باریک بوده، در بالای سطح تأثیر امواج عادی و منطقه نوری قرار دارد و به شدت تحت تأثیر جریان‌های جزر و مدی می‌باشد (Flügel 2010).

لاگون (Lagoon)

مشاهدات صحرایی نشان از وجود لایه‌های سنگ آهک رسی و سنگ آهک‌های نازک لایه پر فسیل دارد که می‌تواند مطابق با بخش لاگونی در نظر گرفته شود.

¹ Seaward shoal

² Central shoal

³ Leeward shoal

با پوسته آگلوتینه به میزان ۴۲-۸ گرم در هر میلی لیتر آب، از محیط لاگونی محدود تا دریای باز کم عمق و نیز برای فرامینفرهای بتیک با پوسته آهکی که مقدار آن ۴۲-۱۵ گرم در هر میلی لیتر آب، از لاگون بیرونی تا دریای باز کم عمق متغیر می‌باشد (Flügel 2010)، در این محیط فراهم بوده است.

ترسیم توزیع عمودی زیر محیط‌های رسوب‌گذاری (شکل ۳) نشان داده است که در قاعده توالی پس از واحد کنگلومرای محیط رسوبی از نوع لاگونی بوده و در لایه‌های بعدی به زیر محیط پشته پیش‌روی می‌کند، سپس بخش عمده‌ای از توالی در محیط لاگون بیرونی رسوب‌گذاری شده است و پس از آن تبدیل به محیط دریای باز نسبتاً کم عمقی می‌شود که در بخش رمپ میانی واقع شده است، سپس یک پس‌روی به سمت لاگون بیرونی، پیش‌روی به پشته و پس‌روی مجدد به لاگون بیرونی مشاهده شده است، و در نهایت بخش بالایی توالی در محیط دریای باز نسبتاً کم عمق نهشته شده است.

از آنجایی که به طور کلی توالی‌های رخساره‌ای کربناته، حاصل تغییرات محیطی در طی زمان هستند (Tucker and Wright 1990)، پس می‌توان با شناسایی ریز رخساره‌ها و موقعیت تشکیل آنها، محیط رسوب‌گذاری را تفسیر و مدلی برای ته نشست این رسوبات ارائه نمود (شکل ۵). برای ارائه مدل رسوبی رخساره‌های کربناته توالی مورد مطالعه در ناودیس چینگ در از تغییرات عمودی آنها در توالی، اختصاصات محیط ته نشست هر یک از آنها و بررسی کارهای سایرین (Wilson 1975; Flügel 2010; Buxton and Pedley 1989) و نیز مقایسه با محیط‌های عهد حاضر (Beavington-Penney et al. 2006) بهره گرفته شده

ریز رخساره‌های F₇، F₈ و F₉ در این کمربند در کنار هم قرار دارند. میزان میکرایت در این ریز رخساره‌ها افزایش یافته و زمینه از جنس سیمان همراه با میکرایت است. به علت کوچکی و تکه تکه بودن پشته‌ها لاگون بیرونی با دریای باز ارتباط نسبتاً آزادی دارد و چرخش آب تقریباً به طور آزادانه در آن صورت می‌گیرد، همچنین در محدوده تأثیر امواج عادی و منطقه نوری قرار گرفته است (Flügel 2010). ستبر بودن پوسته نومولیت‌ها نشان‌دهنده آشفته‌گی نسبی و عمق کم محیط است (Arnaud-Vanneau 1980; Racey et al. 2001; Boudagher-Fadel 2008).

رخساره‌ها در بخش لاگون درونی دارای میکرایت فراوان بوده و پوسته فرامینفرهای بتیک از جنس پورسلانوز و آگلوتینه می‌باشد که خاص محیط آرام و کم عمق با گردش محدود آب می‌باشد (Hallock and Glenn 1986; Racey 2001; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Vecchio and Hottinger 2007; Boudagher-Fadel 2008).

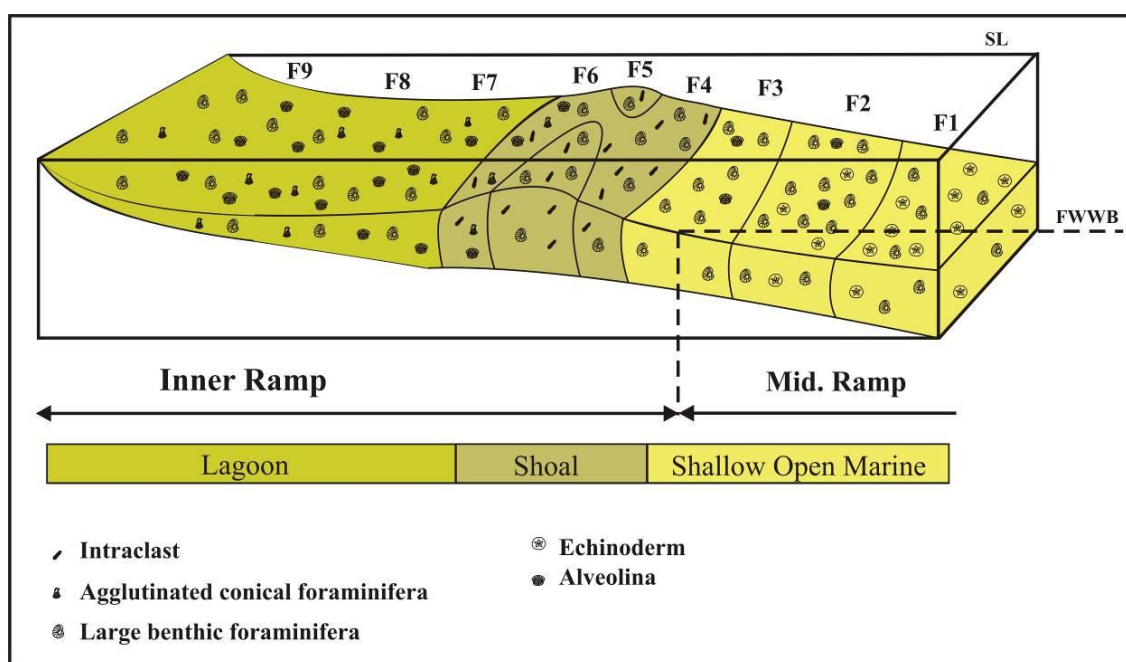
اندازه یکنواخت و کوچک، جورشدگی خوب و رنگ تیره پلوئیدها می‌تواند نشان‌دهنده منشاء مدفوعی آنها باشد، که در یک محیط دریایی با شوری عادی و بستر گلی تولید شده‌اند. وجود پلت‌های مدفوعی معمولاً نشان‌دهنده دریا‌های گرم فوق اشباع از کربنات کلسیم با انرژی کم و چرخش محدود آب می‌باشد (Scoffin, 1987).

شناسایی و بازسازی این کمربندها نشان می‌دهد که محیط رسوبی هم از نظر تشکیل کربنات‌ها بسیار مساعد بوده و هم با توجه به نفوذ نور، میزان شوری و آشفته‌گی برای حیات موجودات به خصوص فرامینفرهای بتیک مناسب بوده است. میزان شوری برای فرامینفرهای بتیک

است.

بر اساس این اطلاعات، مدل رسوبی پیشنهادی برای نهشته‌های کربناته این توالی به شکل یک رمپ کربناته با شیبی آرام بوده که در بخش‌هایی از آن پشته‌هایی مملو از خرده‌های اسکلتی فرامینیفرها به همراه ایتراکلاست وجود داشته و همچنین شسته شدن ذرات دانه ریز نشان‌دهنده انرژی نسبتاً زیاد محیط در این بخش می‌باشد. به نظر می‌رسد که این پشته‌ها به طور ممتد گسترش نداشته و به صورت تکه‌هایی بر روی رمپ مورد نظر به وجود

آمده‌اند (شکل ۵). وجود این پشته‌ها (ریز رخساره‌های F_4 تا F_6) رمپ را به دو بخش داخلی (ریز رخساره‌های F_7 ، F_8 و F_9) و میانی (ریز رخساره‌های F_1 ، F_2 و F_3) تقسیم کرده است. پیش از این، مدل رمپ‌های مشابه به وسیله بسیاری از محققین از جمله بوینگتون پنی و همکاران (Beavington-Penney et al. 2006)، ریزی و همکاران (Racey et al. 2001)، ریزی (Racey 2001) و پدلی (Pedley 1998) منتشر شده است.



شکل ۵- مدل رسوبی ارائه شده برای رمپ کربناته توالی مورد مطالعه در ناودیس چینگ‌در.

فرایندهای دیاژنزی و تاریخچه دیاژنز

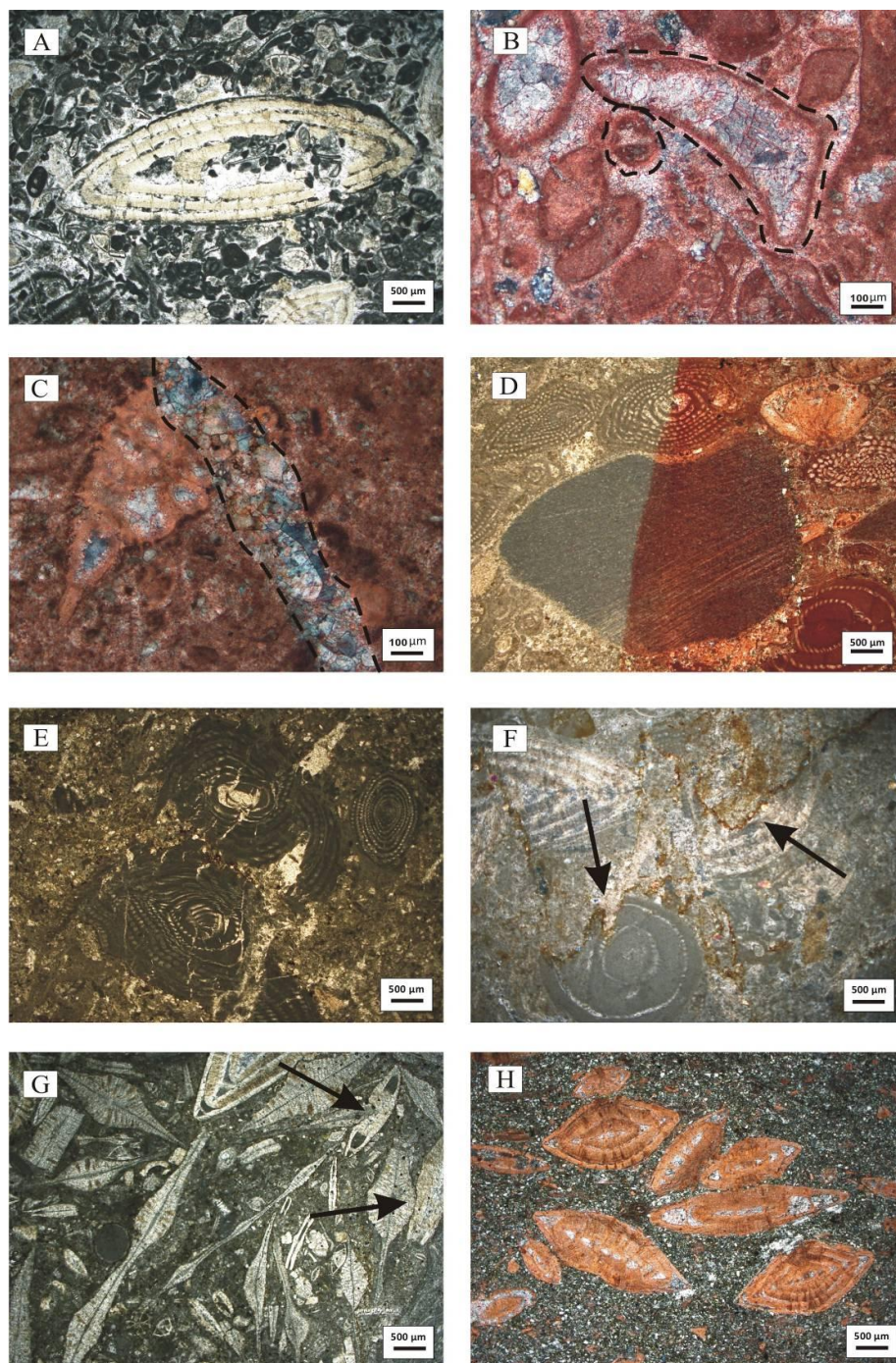
سنگ‌های آهکی توالی مورد مطالعه در ناودیس چینگ‌در تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی و پرشدگی حفرات قرار گرفته‌است که در سه مرحله ائوژنز^۱،

مزوژنز^۲ و تلوژنز^۳ واقع شده‌اند؛ که هر یک در زیر به تفصیل آمده است:

^۲ Mesogenesis

^۳ Telogenesis

^۱ Eogenesis



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی: A- تشکیل پوشش میکرایتی در پیرامون یک نومولیت (PPL)، B- سیمان حاشیه‌ای (با خط چین مشخص شده است) و سیمان دانه‌ای (XPL)، C- سیمان پرکننده شکستگی (با خط چین مشخص شده است) (XPL)، D- سیمان رورشدی هم محور بر روی برشی از خارپوست (XPL)، E- فشردگی و خردشدگی مکانیکی دانه‌ها (PPL)، F- رأس فلش استیلولیت را نشان می‌دهد (XPL)، G- رأس فلش سطح تماس محدب-مقعر را نشان می‌دهد (PPL)، H- سطح تماس مضرس بین نومولیت‌های مجاور (PPL).

میکرایتی شدن

در بررسی‌های میکروسکوپی بر روی سنگ آهک چینگ در پوشش میکرایتی در اطراف برخی از دانه‌ها به ویژه نومولیت (شکل ۶A و جدول ۱) و روتالیده در نمونه‌های گریستونی مشاهده شده است که نشان‌دهنده مرحله دیاژنتیکی ائوژنز می‌باشد. میکرایتی شدن نوعی فرآیند دیاژنزی نسبتاً ضعیف در محیط دریایی می‌باشد که در آب‌های کم عمق آشفته و یا نسبتاً آشفته ایجاد می‌شود. این مرحله از دیاژنز نیازمند باقی ماندن دانه‌های کربناته در یک مدت زمان طولانی بر روی کف حوضه می‌باشد (Kabanov 2000; Wei 1995). فعالیت میکروارگانیسم‌ها و جلبک‌ها بر روی بخش خارجی پوسته سایر موجودات منجر به ایجاد سوراخ‌های بسیار ریزی می‌شود که در مرحله بعدی توسط سیمان میکرایتی پوشیده می‌شوند (Adams & MacKenzie 1998).

سیمانی شدن

ته نشینی سیمان کلسیت اسپاری به وضوح در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه از جمله در شکستگی‌ها، فضاها بین دانه‌ای و نیز در فضاها درون دانه‌ای گسترش نشان می‌دهد. نسل‌های مختلف سیمان کلسیت اسپاری شامل سیمان‌های دریایی و متئوریک است که در مرحله ائوژنز تشکیل شده و سیمان دفنی که در مرحله مزوژنز تشکیل شده است، به شکل سه نسل از سیمان در سنگ‌های کربناته ناودیس چینگ در مشاهده شده است؛ اولین نسل از سیمان، سیمان حاشیه‌ای هم بعد می‌باشد که ریز دانه بوده و حاشیه بیرونی آلوکم‌ها را احاطه کرده است، که در شکل با خط چین مشخص شده است (شکل ۶B و جدول ۱)، با توجه به مدت زمان و ترکیب سیالات موجود این نسل از سیمان به میزان کمی در این سنگ آهک‌ها شکل یافته‌است، بنابراین سیمانی شدن اولیه به خوبی صورت نگرفته‌است، رسوبات کاملاً سخت نشده و

در طی فشردگی متحمل تغییرات زیادی شده‌اند. نسل دوم عبارت از سیمان نسبتاً درشت دانه‌ای است که فضاها خالی بین آلوکم‌ها و فضاها حاصل از انحلال آراگونیت درون آلوکم‌ها را پر کرده است (شکل ۶B و جدول ۱)، بلورهای این سیمان شفاف بوده و بزرگتر از ۱۰ میکرون است، که به صورت سیمان‌های متئوریک پر کننده فضاها خالی می‌باشند که از سیالات مختلف دیاژنزی ته‌نشست یافته‌اند بنابراین در دسته ارتواسپاریت^۱ (رحیم‌پور بناب ۱۳۸۴) قرار می‌گیرد. این نسل از سیمان تا حد زیادی موجب به هم پیوستگی و سخت شدن رسوبات می‌گردد. نسل سوم شامل سیمان‌های تشکیل شده در مرحله دفنی می‌باشد، از جمله سیمان موزائیکی پر کننده شکستگی‌ها (شکل ۶C و جدول ۱) و سیمان دروزی پر کننده حفرات و حجرات فرامینفرها مشاهده شده است که اندازه بلورهای آن از حاشیه به طرف مرکز حفره افزایش پیدا می‌کند (شکل ۶C و جدول ۱). همچنین سیمان رورشدی هم محور^۲ نیز به صورت رورشدی بر روی خرده‌های خارپوست مشاهده شده است (شکل ۶D و جدول ۱). تعیین محیط دقیق تشکیل این نوع سیمان آسان نیست، زیرا رشد اضافی هم محور می‌تواند در محیط‌های دیاژنزی مختلف اعم از محیط دریایی، جوی، منطقه اختلاط و محیط تدفین صورت گیرد. سیمان‌های رشد اضافی هم‌محور مشاهده شده در سنگ آهک چینگ در فاقد ادخال بوده که نشان دهنده تشکیل در محیط دفنی می‌باشد. البته برای پی‌بردن به منشأ دقیق باید از مطالعات ژئوشیمیایی به‌ویژه ترکیب ایزوتوپی این سیمان‌ها استفاده کرد.

شکستگی و پرشدگی

تخلخل حاصل از شکستگی از فابریک سنگ تبعیت

^۱ Orthosparite

^۲ Syntaxial overgrowth

فیزیکی منجر به ایجاد فابریک فشرده (شکل ۶E) و عوارضی از جمله سطح تماس از نوع نقطه‌ای و مماسی شده است.

فشرددگی شیمیایی منجر به انحلال کربنات کلسیم و ایجاد استیلولیت (شکل ۶F) شده است، کربنات کلسیم‌های حل شده نیز احتمالاً به شکل رگچه‌های کلسیتی مجدداً رسوب کرده، همچنین شکستگی‌ها و فضاهای خالی را به شکل سیمان دروزی و موزائیکی پر کرده‌اند. از سایر عوارض ایجاد شده به وسیله فشرددگی شیمیایی می‌توان به سطح تماس نوع محدب-مقعر (شکل ۶G) و مضرس (شکل ۶H) اشاره کرد.

در مرحله تلوژنز سنگ آهک‌های مورد نظر دچار بیرون‌زدگی شده و تحت تأثیر سیالات جوی قرار گرفته-اند که از اثرات بارز آن تشکیل حفرات انحلالی بزرگ (شکل ۷B و جدول ۱) می‌باشد.

نمی‌کند و در نتیجه وجود بازشدگی‌های حاصل از شکستگی در طی دفن، هم زمان با رسوب‌گذاری و یا پس از رسوب‌گذاری در سنگ ایجاد می‌شود. گاهی اوقات به علت شکستن صدف‌ها تحت تأثیر افزایش فشار بار رسوبات قبل از سیمانی شدن، چین خوردگی، انحلال نمک و یا فشار زیاد سیال ایجاد می‌شود (Flügel) (2010). شکستگی‌های موجود در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه در مراحل بعدی به وسیله سیمان‌های موزائیکی و دروزی پر شده‌اند (شکل‌های ۶C و ۶E).

تراکم فیزیکی و شیمیایی

از جمله فرآیندهایی که در طی دیاژنز تدفینی یا مزوژنز در سنگ آهک‌های مورد نظر واقع شده است تراکم (جدول ۱) در دو شکل فیزیکی (دفن کم‌عمق) و شیمیایی (دفن با عمق متوسط) می‌باشد. جهت یافتگی نومولیت‌ها به صورت موازی در کنار هم از شواهد افزایش فشار بار در طی فرآیند دفن می‌باشد. تراکم



شکل ۷- (A) تصویری از رخنمون واحد شماره ۲۱ که در آن برش‌های استوایی و محوری روزن‌داران نومولیت و دیسکوسیکلینا به خوبی قابل مشاهده هستند. اندازه شاخص ۱۵ سانتی‌متر. (B) تصویر رخنمونی از واحد شماره ۷ که در آن حفرات انحلالی به خوبی قابل مشاهده‌اند. دید به سمت غرب. اندازه چکش ۳۵ سانتی‌متر.

Diagenetic Environment Diagenetic Processes		Marine	Shallow Burial	Medium Burial	Meteoric
Micritization					
Cementation	Equant isopachous rim cement				
	Equant sparry mosaic cement				
	Drusy mosaic cement				
	Syntaxial overgrowth calcite cement				
Physical compaction					
Chemical compaction (pressure dissolution)					
Fractureing					
Dissolution pits and vugs					

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته مورد مطالعه.

نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آهکی ناودیس چینگ‌در (پالئوسن-اؤسن زیرین) در غرب بیرجند نشان داده است که این سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دانه‌ها در سه نوع وکستون، پکستون و گرینستون وجود دارند؛ لایه‌های سنگ آهک در صحرا در انواع لایه‌بندی نازک لایه، متوسط لایه و ضخیم لایه مشاهده شده‌اند. تشکیل‌دهنده‌های اصلی این سنگ‌ها عبارت‌اند از اجزای اسکلتی، پلوئید و اینتراکلت، سیمان کلسیت اسپاری و میکرایت.

همچنین بررسی ریز رخساره‌ها نشان داده است که این

رسوبات از ۹ ریز رخساره کربناته تشکیل شده‌اند که در محیط رمپ میانی و رمپ درونی نهشته شده‌اند. رخساره‌های F_1 ، F_2 و F_3 به دلیل داشتن مقادیر فراوانی فرامینفر بتیک از نوع آسیلینا و دیسکوسیکیلینا و نیز گل کربناته در یک محیط بسیار آرام و دور از ساحل نظیر بخش رمپ میانی نهشته شده‌اند. رخساره‌های F_4 تا F_6 که در روی زمین به صورت کالکارنایت‌های حاوی خرده‌های اسکلتی رخنمون داشته‌اند، حاوی گرینستون‌های اینتراکلت‌دار می‌باشند که دارای فرامینفرهای بتیک فراوان بوده و در یک محیط نسبتاً پر انرژی نظیر پشته‌ها برجای گذاشته شده‌اند و بالاخره

دیاژنز و تکامل تخلخل: انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.

شاعری خیبری، ف.، و م. امیر شاه کرمی، و الف. خزاعی، و غ. میراب شبستری، ۱۳۹۱، بایوزوناسیون واحدهای کربناته پالئوژن ناودیس چینگ در (غرب بیرجند) بر مبنای فرامینفرای کفزی: شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (دانشگاه شیراز).

وحدتی دانشمند، ف.، و م. ح. خلقی، ۱۳۶۵، نقشه زمین شناسی ایران، سری یک صد هزارم خوسف، ورقه ۷۷۵۵: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

Adabi, M. H., A. Zohdi, A. Ghabeishavi, and H., Amiri-Bakhtiyar, 2008, Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran: *Facies*, v. 54(4), p. 499-512.

Adams, A. E. and W. S. MacKenzie, 1998, A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope: London Manson, 180 p.

Alavi, M., 1991b, Tectonic map of the Middle East, 1:5000000, Geological Survey of Iran.

Arnaud-Vanneau, A., 1980, Micropaleontologie, paleoecologie et sedimentologie d'une plate-forme carbonate de la marge passive de la Tethys: *Geologie Alpine*, v. 11, p. 18-74.

Beavington-Penney, S. J., and A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: *Earth-Science Reviews*, v. 67, p. 219-256.

Beavington-Penney, S. J., V.P. Wright, and A. Racey, 2006, The Middle Eocene Seeb Formation of Oman: An investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 1137-1161.

Boudagher-Fadel, M. K., 2008, Evolution and

رخساره‌های F₇, F₈ و F₉ نیز به علت داشتن مقادیر زیادی خرده‌های خارپوست، فرامینفرهای بتیک پورسلانوز و آگلوتینه در محیط نیمه محدود تا محدود شده، کم عمق و کم انرژی لاگون نهشته شده‌اند.

تغییرات دیاژنری سنگ‌های آهکی چینگ در با میکرایتی شدن در نتیجه حفر توسط میکروارگانیزم‌ها آغاز شده، به وسیله تشکیل سیمان کلسیت هم‌بعد حاشیه‌ای در مرحله اولیه دیاژنز (انوژنز) دنبال شده‌است. سپس انحلال به طور بخشی این سیمان حاشیه‌ای را همراه با گل کربناته زمینه از بین برده‌است. ته نشینی سیمان کلسیت اسپاری موزائیکی همراه با تبلور مجدد میکرایت به میکرواسپاریت احتمالاً با افزایش عمق دفن ایجاد شده‌است. در مرحله مزوژنز افزایش عمق دفن موجب جهت‌یابی دانه‌ها و فابریک فشرده و شکستگی و تغییر شکل یافتن پوسته‌های اسکلتی شده‌است. همچنین رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت توسعه یافتند. تشکیل سیمان کلسیت اسپاری دروزی و درشت دانه پس از انحلال فشاری در شکستگی‌ها ته‌نشست یافته‌اند. در طی بالا آمدگی، سنگ آهک‌های مورد نظر در منطقه متوریک وادوز قرار گرفتند و در اثر نفوذ آب‌های جوی تحت اشباع در مرحله تلوژنز دارای حفرات انحلالی بزرگی شدند.

منابع

اشتوکلین، ج.، و ج. افتخار نژاد، و ع. هوشمندزاده، ۱۳۵۲، بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران: گزارش شماره ۲۲ سازمان زمین شناسی (فارسی)، ۸۶ ص.

اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۴: انتشارات گیتا شناسی.

پرتو آذر، ح.، و م. ساداتی، ۱۳۶۷، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی پالئوژن در ناحیه بیرجند شرق ایران: گزارش داخلی سازمان زمین شناسی کشور.

رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۸۴، سنگ‌شناسی کربناته ارتباط

- Pedley, M., 1998, A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: Wright, V. P., and T. P. Burchette (Eds.) Carbonate Ramps: Geological Society, London, Special Publications, 149, p. 163-179.
- Racey, A., 2001, A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential: *Journal of Petroleum Geology*, v. 24(1), p. 79-100.
- Racey, A., H. W. Bailey, D. Beckett, L. T. Gallagher, M. J. Hampton, and J. McQuilken, 2001, The petroleum geology of the early Eocene El Garia Formation, Hasdrubal Field, offshore Tunisia: *Journal of Petroleum Geology*, v. 24(1), p. 29-53.
- Romero, J., E. Caus, and J. Rosell, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43-56.
- Scoffin, T. P. 1987, *An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*: New York: Chapman & Hall, 274 p.
- Tucker, M.E., 1991, *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Sci. Publ., London, 260 p.
- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, *Carbonate sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Vecchio, E., and L. Hottinger, 2007, Agglutinated conical foraminifera from the Lower-Middle Eocene of the Trentinara Formation (southern Italy): *Facies*, v. 53, p. 509-533.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: Springer-Verlag, New York, 471 p.
- Wei, L.M. 1995, Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae: *Acta Sedimentologica Sinica*, v. 13(3), p. 89-97 (in Chinese with English Abstract).
- geological significance of larger benthic foraminifera: Elsevier, 540 p.
- Buxton, M. W. M. and M. H. Pedley, 1989, A standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps: *Journal of Geological Society London*, v. 146, p. 746-748.
- Coe, A. L., T. W. Argles, D. A. Rothery and R. A. Spicer, 2010, *Geological field techniques*: Wiley-Blackwell, 323 p.
- Dickson, J. A. D., 1965, A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (Eds.), *Classification of Carbonate rocks. A symposium*: American Association Petroleum Geology, Mem. 1m, p. 108-121.
- Embry, A. F., and J. E., Klován, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19(4), p. 730-781.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks*: Springer, Berlin, 976 p.
- Guido, A., C. A. Papazzoni, A. Mastandrea, M. Morsilli, M. F. La Russa, F. Tosti, and F. Russo, 2010, Automicrite in a 'nummulite bank' from the Monte Saraceno (Southern Italy): evidence for synsedimentary cementation: *Journal of Sedimentology - The Authors Journal Compilation*, p. 1-12.
- Hallock, P., and E. C. Glenn, 1986, Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies: *Palaos*, v. 1, p. 55-64.
- Jorry, S., 2004, *The Eocene nummulites carbonates (Central Tunisia and NE Libya): sedimentology, depositional environments, and application to oil reservoirs*: University de Geneve, These, 206 p.
- Kabanov, P. B., 2000, Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks: *Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody. Otdel Geologicheskii*, v. 75(4), p. 39-48 (in Russian with English Abstract).