

## مطالعه سنگ‌های رسوبی ائوسن زیرین در ناحیه بیرجند (برش کبوده) و خوسف (برش آرک شمالی)، با تاکید بر آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی

سید احمد بابازاده<sup>۱\*</sup>، مریم علوی<sup>۲</sup>

۱- دانشیار دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور تهران

۲- کارشناس ارشد چینه و فسیل، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۵/۲۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۸/۱۲

### چکیده

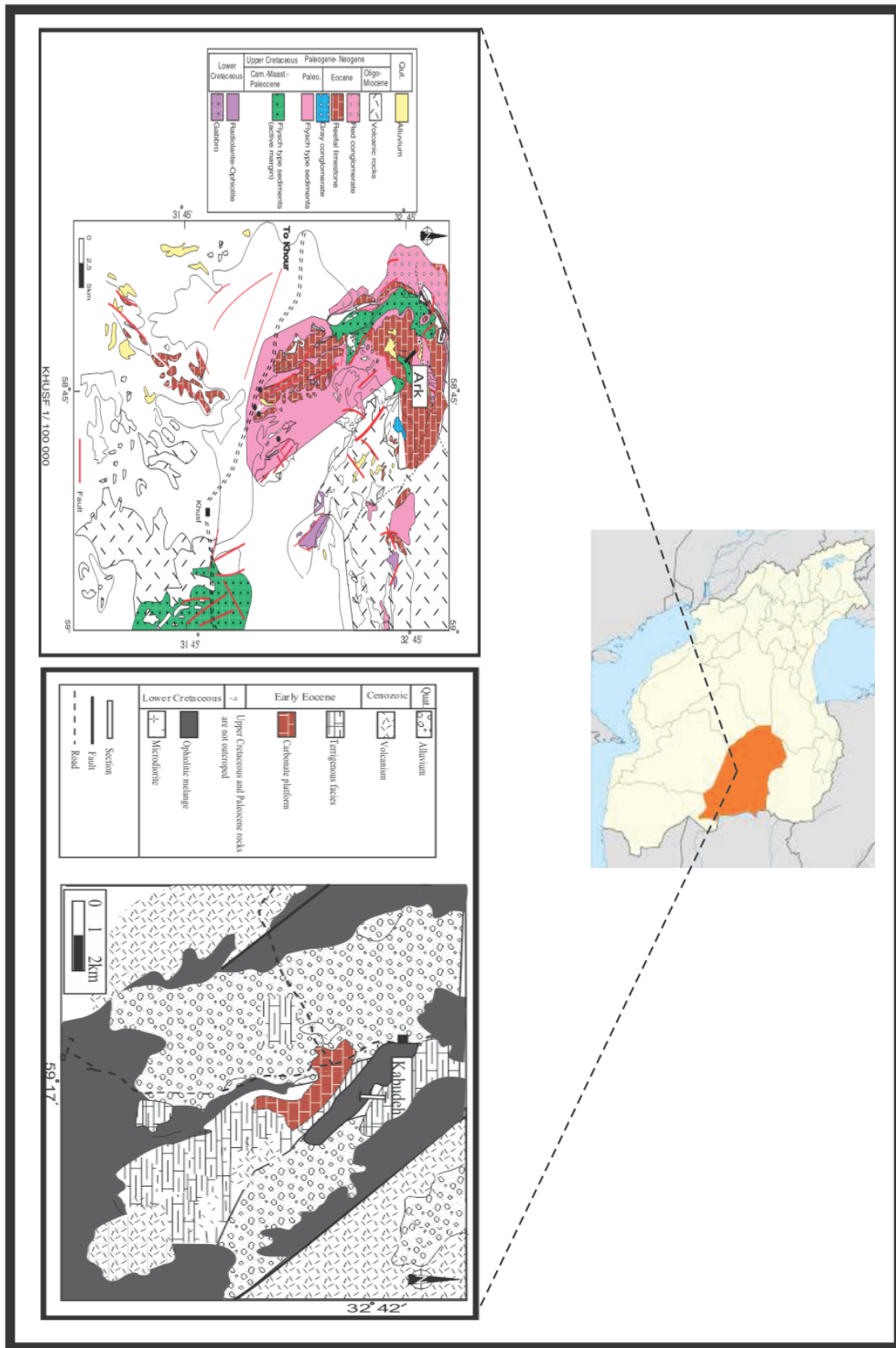
منطقه مورد مطالعه در حاشیه لوت، در استان خراسان جنوبی قرار دارد. دو برش چینه‌شناسی کبوده و آرک شمالی به منظور توصیف رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی مورد اندازه‌گیری و نمونه برداری قرار گرفت. برای هر برش سه دسته رخساره اصلی کربناته، آواری و مخلوط آواری-کربناته شناسایی گردید. هفت رخساره برای برش کبوده و شش رخساره برای برش آرک شمالی، تشخیص داده شد که از محیط‌های ساحلی تا ابتدای بخش خارجی پلتفرم کربناته از نوع رمپ گسترده شده‌اند. رخساره‌های برش کبوده در زیرمحیط‌های بار ماسه‌ای ساحلی، لاگون، ریف‌های کومه‌ای مرجانی، جلبکی، نومولیتی و بخش ابتدای سرایشی قاره و ریز رخساره‌های برش آرک شمالی در زیرمحیط‌های بار ماسه‌ای ساحلی، لاگون، پشته ماسه‌ای حمل شده، ریف کومه‌ای نومولیتی و بخش ابتدای سرایشی قاره قرار دارند. بر اساس حضور گونه‌های شاخص فرامینیفرهای بنتیک مانند *Alveolina desipiens*, *Alveolina* cf. *Nummulites atacicus*, *Assilina leymeriei ellipsoidalis*, *Opertorbitolites douvillie*, *Orbitolites minimous*, *Nummulites globulus*, *Luckartia haimei* برای هر دو برش سن ائوسن زیرین (ایپریزین) پیشنهاد گردید. تاثیر تغییرات جهانی آب و هوایی مرز پالئوسن- ائوسن، در مناطق مورد مطالعه به صورت عدم تشکیل ریف‌های واقعی و جایگزینی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به جای ریف‌های مرجانی مشاهده می‌شود.

**واژگان کلیدی:** ریزرخساره، فرامینیفرها، محیط رسوبی، ائوسن زیرین، لوت، بیرجند، خوسف.

## مقدمه

نهشته‌های ائوسن در زون شرق ایران در استان خراسان جنوبی و در حاشیه شرقی بلوک لوت به صورت گسترده‌ای رخنمون دارند. بخشی از این نهشته‌ها در حاشیه زمین درز سیستان واقع شده‌اند. اقیانوس سیستان بقایای دریای تتیس بوده که در حد فاصل دو پلتفرم لوت و افغان که متعلق به حوزه مرکزی رشته کوه‌های آلپ-همیالیا است، قرار گرفته است (سنگار و همکاران، ۱۹۸۸). تکامل ساختارهای این اقیانوس در آپسین زیرین آغاز (بابازاده و دی وور، ۲۰۰۴) و تا پایان ائوسن به گسترش خود ادامه داده است (مک کال و همکاران، ۱۹۸۵). بر اساس مطالعات پیشین بر روی توالی‌های رسوبی منطقه، رخساره‌های آواری و کربناته ائوسن با دگرشیبی بر روی افیولیت ملانژهای شرق ایران قرار گرفته‌اند (بابازاده، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰؛ بابازاده و علوی، ۲۰۱۳). در مطالعات اخیر مرز زیرین این نهشته‌ها در برخی مناطق به صورت ناپیوسته بر روی رسوبات آواری-کربناته پالئوسن گزارش شده است (علوی، ۱۳۹۲). برش چینه‌شناسی کبوده با ضخامت ۳۰۰ متر در جنوب بیرجند، مرکز استان خراسان جنوبی با مختصات جغرافیایی طول شرقی ۵۹ درجه و ۱۷ دقیقه و عرض شمالی ۳۲ درجه و ۴۲ دقیقه واقع شده است. نهشته‌های این برش بیشتر شامل میکروکنگلومر، ماسه سنگ آهکی و آهک‌های میکرایتی می‌باشد. قاعده برش کبوده با ناپیوستگی بر روی افیولیت ملانژهای کرتاسه زیرین و مرز بالایی آن توسط یک افق کنگلومرای پوشیده شده است. برش نامبرده به عنوان یکی از برش‌های مورد مطالعه جهت تعیین مدل رسوبی قدیمی

منطقه، در پژوهش بابازاده و علوی (۲۰۱۳) مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه ضمن بررسی این برش به منظور مقایسه با برش آرک شمالی، شناسایی رخساره‌ها به صورت دقیق تر صورت گرفته است. برش آرک شمالی نیز در شمال غرب شهرستان خوسف واقع در استان خراسان جنوبی در فاصله ۳۵ کیلومتری بیرجند، با ضخامت ۱۷۵ متر و مختصات جغرافیایی طول شرقی ۵۸ درجه و ۴۱ دقیقه و عرض شمالی ۳۲ درجه و ۴۵ دقیقه قرار دارد و به طور عمده شامل ماسه سنگ آهکی، میکروکنگلومر و آهک‌های میکرایتی می‌باشد. قاعده این برش با ناپیوستگی بر روی نهشته‌های آواری-کربناته پالئوسن قرار داشته (علوی، ۱۳۹۲) و مرز بالایی آن نیز به صورت ناپیوستگی فرسایشی از آبرفت پوشیده شده است. مرز پالئوسن-ائوسن آغاز تغییرات جهانی آب و هوایی و گرم شدن دمای آب دریاها است که نتیجه آن از بین رفتن و یا مهاجرت مرجان‌های ریف ساز به عرض‌های جغرافیایی بالاتر، جایگزینی فرامینیفرهای کف زی و شرکت آن‌ها در تشکیل رخساره‌های رسوبی مربوط به این زمان می‌باشد (شبینر و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۷). هدف از این مطالعه بررسی نهشته‌های رسوبی منطقه به منظور تشخیص رخساره‌ها، شناسایی محیط رسوب‌گذاری، تعیین سن بر اساس فرامینیفرها و تاثیر تغییرات جهانی آب و هوایی مرز پالئوسن-ائوسن، در ناحیه خوسف و بیرجند می‌باشد. در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی استان خراسان جنوبی و محل برش‌های مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوسف (وحدتی دانشمند و خلقی، ۱۳۶۳) و بیرجند (افتخار نژاد، ۱۹۸۶) نشان داده شده است.



شکل ۱: استان خراسان جنوبی و محل دو برش کبوده و آرک شمالی در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ از منطقه

## مواد و روش‌ها

به منظور تشخیص رخساره‌ها و شناسایی محیط رسوبی در برش‌های مورد مطالعه، با توجه به تغییرات لیتولوژی و خصوصیات بافتی سنگی، کار نمونه برداری و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی انجام گردید. نمونه برداری در جهت عمود بر امتداد طبقات صورت پذیرفت. مقاطع نازک تهیه شده در آزمایشگاه با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، از نظر فسیل شناسی، مشخصات بافتی (اندازه، شکل و آرایش ذرات) و تا حد امکان از نظر عوارض دیاژنزی و آثار رسوبی مورد بررسی قرار گرفت. شناسایی جنس‌ها و گونه‌های فسیلی با استفاده از تحقیقات (لئوبلیچ و تپان، ۱۹۸۸؛ رهقی، ۱۹۷۶ و ۱۹۷۸ و ۱۹۸۰) و تعیین سن بر اساس مقایسه نمونه‌های فسیلی با جدول تعیین سن (سرا-کییل و همکاران، ۱۹۹۸) می‌باشد. در توصیف سنگ‌های کربناته از روش دانهام (۱۹۶۲) و در نامگذاری آهک‌های ریفی از روش جیمز (۱۹۸۳) و امبری-کلوان (۱۹۷۱) استفاده شده است. شناسایی و تعیین محیط‌های رسوبی در مواردی با توجه به شرایط خاص حوضه رسوبی صورت گرفته است.

## بحث و نتایج

### بررسی رخساره‌های برش کبوده (پتروفاسیس‌ها و میکروفاسیس‌ها)

رخساره‌های شناسایی شده در این برش، شامل سه دسته رخساره اصلی، یعنی رخساره تخریبی، رخساره کربناته و رخساره مخلوط تخریبی-کربناته و هفت رخساره شامل دو پتروفاسیس میکروکنگلوئمر، ماسه سنگ آهکی و پنج میکروفاسیس پرسلانوز فرامینیفر و کستون، کورال باندستون، کورالین آگال باندستون، نومولیت پکستون و ارتوفراگمینید پکستون می‌باشد:

-پتروفاسیس (۱) میکروکنگلوئمر (Microconglomerate facies): اجزای این

رخساره ذرات آواری در اندازه‌های متنوع شامل لیتوکلاست‌هایی از چرت و بازالت، پیل‌های اکستراکلاستیک کوارتز با اشکال زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار، آهک بایوکلاستیک شامل قطعاتی از صدف‌های کریستالیزه شده گاستروپودها، فرامینیفرهای بنتیک مانند روتالیا، کوویلیرینا، نومولیت‌های کوچک و بریوزوا می‌باشد. چرت و لیتوکلاست‌های بازالتی حدود ۴۰ درصد زمینه را به خود اختصاص داده‌اند (Plate 1, fig. 1). تعداد فسیل‌ها اندک بوده و به عنوان فسیل قابل شناسایی می‌توان به *Nummulites gr. fraasi* اشاره نمود. در این رخساره فرامینیفرهای بنتیک نابرجا به سن پالتوسن (مانند میسلانه آ) دیده می‌شود که از یک منشا نزدیک به پلتفرم کربناته نشات گرفته‌اند (بابازاده، ۲۰۰۳). حضور قطعات فرامینیفرها و دیگر بایوکلاست‌ها مانند خار خارپوستان، بیانگر این است که عمل نقل و انتقال در شرایطی با انرژی بالا و در مسافتی نسبتاً طولانی رخ داده است. این افق کنگلومرایی بر روی افیولیت ملانژهای کرتاسه زیرین قرار دارد، بنابراین فرامینیفرهای نابرجا به سن پالتوسن، می‌بایست توسط آب‌های جاری وارد این نهشته‌ها شده باشند که خود مشتق از حواشی و ارتفاعات ناپایدار در ارتباط با حوادث تکتونیکی لارامید در پایان پالتوسن هستند (بابازاده و دی وور، ۲۰۰۴). رخساره فوق که حاوی سیمان‌های آواری دانه درشت و انواع ذرات آواری مربوط به خشکی است، می‌تواند معرف یک نهشته رسوبی نزدیک به ساحل باشد (شبینر و همکاران، ۲۰۰۷؛ راسر و همکاران، ۲۰۰۵). سیمانی شدن و انحلال از فرایندهای دیاژنتیکی قابل مشاهده می‌باشند.

-پتروفاسیس (۲) ماسه سنگ آهکی (Calcareous sandstone facies): این

در این رخساره هستند (Plate 1, fig. 3&4). از فسیل‌های شناسایی شده این رخساره می‌توان *Alveolina decipiens*, *Alveolina* cf. *ellipsodalis*, *Opertorbitolites douvillei* را نام برد. زمینه میکرایتی اشاره به محیطی با انرژی پایین دارد. تجمع فسیل‌های با پوسته پورسلانوز مانند میلیولیدها، آلوئولین‌ها و اربیتولیتیدها در یک زمینه میکرایتی بیانگر محیط لاگون با شوری نسبتا بالاست (هاتینگر، ۱۹۸۳). این رخساره را بر اساس عمق و محیط زندگی فسیل‌های تشکیل دهنده می‌توان به دو زیر رخساره تقسیم کرد:

Orbitolitids-Miliolids wackestone subfacies 1-

2-Alveolinids-Orbitolitids wackestone subfacies

در زیر رخساره ۱، وجود میلیولیدها و اربیتولیتیدها می‌تواند بیانگر یک محیط کم‌عمق و محصور در پلتفرم کربناته باشد. (هاتینگر، ۱۹۸۳؛ اچینسیر و لاترباچر، ۱۹۹۲؛ بابازاده، ۲۰۰۳؛ بابازاده و علوی، ۲۰۱۳) همچنین بر اساس پژوهش‌های شینر و همکاران (۲۰۰۷) و بابازاده و علوی (۲۰۱۳) فراوانی میلیولیدهای بنتیک کوچک و اربیتولیتیدها بیانگر رخساره‌ای واقع در داخلی‌ترین بخش (لاگون داخلی) از پلتفرم کربناته است. با توجه به زمینه میکرایتی و فونای موجود در زیر رخساره ۲، یعنی آلوئولینیدها و اربیتولیتیدها، محیطی کم‌عمق با شوری بالا (هاتینگر، ۱۹۸۳) و این گونه نهشته‌ها از نوع نهشته‌های لاغونی می‌باشند (هاتینگر، ۱۹۸۳؛ اچینسیر و لاترباچر، ۱۹۹۲؛ بابازاده، ۲۰۰۳؛ بابازاده و علوی، ۲۰۱۳). آلوئولینیدها به عنوان اجزای اصلی این زیر رخساره، دارای دامنه عمق کمی عمیق‌تر از اربیتولیتیدها هستند (هاتینگر، ۱۹۹۷). لذا از نظر محیطی این زیر رخساره نسبت به زیر رخساره پیشین، در قسمت خارجی‌تر پلتفرم کربناته (لاگون خارجی) قرار گرفته است. بنابراین با توجه به عمق زندگی فرامینیفرهای پورسلانوزی موجود در این

رخساره به طور عمده شامل ذرات کوارتز نیمه زاویه‌دار تقریبا هم اندازه و با جورشدگی نسبتا خوب می‌باشد که همراه با سیمانی از آهک اسپارایتی دیده می‌شود. چرت و کانی فلدسپات به صورت پراکنده در زمینه دیده می‌شود. تفاوت مهم این رخساره با رخساره قبل در کوچک تر شدن ذرات کوارتز و خرده سنگ‌های موجود و جور شدگی بیشتر آن هاست (Plate 1, fig. 2). بایوکلاست‌ها اندک و شامل خرده‌های گاستروپود، جلبک سبز، خار خارپوستان و قطعات صدف فرامینیفرهای بنتیک می‌باشد. آثار ریپل مارک بر روی سنگ، در مشاهدات صحرایی دیده شد (Plate 1, fig. 9). سیمانی شدن، جان‌شینی به صورت آهن‌دار شدن و انحلال از فرایندهای دیاژنتیکی در این ریز رخساره می‌باشد. وجود ذرات آواری کوارتز، حضور بایوکلاست، پوشش اکسید آهن و ریپل مارک اشاره به عمق کم محیط و انرژی نسبتا بالا دارد. بر این اساس، با توجه به شرایط حوضه و جایگاه این رخساره در توالی رسوبی، به نظر می‌رسد که این رخساره نیز در یک محیط کم‌عمق و احتمالا نزدیک به ساحل نهشته شده باشد.

ریز رخساره ۳) پورسلانوز فرامینیفرها و کستون **Porcellaneous foraminifera wackestone (facies):** اجزای اصلی فسیلی این رخساره، که توزیع گسترده‌ای در منطقه مورد مطالعه دارد شامل بیش از ۴۰ درصد صدف‌های پوسته پورسلانوز یعنی اربیتولیتیدها، میلیولیدها و آلوئولین هاست که در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. در مشاهدات میکروسکوپی، بخش‌هایی از زمینه با آهک اسپارایتی دوباره کریستالیزه شده پر شده است. روتالیدهای کوچک مانند روتالیا، کوویلیرینا و لوخارتیا و بایوکلاست‌هایی مانند قطعات گاستروپود و فرامینیفرهای بنتیک و نیز جلبک سبز از دیگر اجزای فسیلی شرکت کننده

عقبه تحت عنوان Dahab reefs گزارش شده است (رییس و هاتینگر، ۱۹۸۴). بر اساس نظر اچینسیر و لاترباچر (۱۹۹۲) ریف‌های مرجانی، در طی پیرنئن در حواشی پلتفرم‌های کربناته رشد کرده‌اند. در دیگر جایگاه‌های رسوبی نیز، مرجان‌ها می‌توانند به صورت ریف‌های کومه‌ای، در بخش‌های باز پلتفرم‌های کربناته تشکیل شوند. مرجان‌های مورد مطالعه در این رخساره همانند دیگر ساختارهای مرجانی واقع در حوضه اقیانوس سیستان، به صورت ریف‌های کومه‌ای و با وسعتی نه چندان زیاد، میان بخش محصور پلتفرم و محیط‌های عمیق‌تر حوضه رسوبی واقع شده‌اند (بابازاده، ۲۰۰۳؛ بابازاده و علوی، ۲۰۱۳). از آثار دیاژنتیکی می‌توان به میکرایتی شدن، انحلال و سیمانی شدن اشاره نمود.

ریزرخساره (۵) کورالین آگال باندستون (**Coralline algal boundstone facies**): این رخساره متشکل از جلبک‌های قرمز پوششی (لیتوتامنیوم) که به صورت اتوکتون یا بر جا نهشته شده‌اند و تشکیل باندستون جلبکی را داده‌اند (Plate 1, fig. 6). دیگر اجزا شامل فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند ارتوفراگمینیداها و نومولیت‌ها، فرامینیفرهای بنتیک کوچک مانند روتالیداها و به ندرت فرم‌های آگلوتینه، دوکفه‌ای‌های کوچک و بریوزوآ می‌باشند. جلبک‌های کورالین همراه با مرجان‌ها، ارتوفراگمینیداها و فرم‌های عدسی شکل نومولیت‌ها در بخش میانی پلتفرم کربناته و در محدوده عمق تقریباً مشابه با عمق تشکیل ریف‌های کومه‌ای مرجانی (رخساره پیشین) نهشته شده‌اند. در حال حاضر نیز جلبک‌های کورالین در محیط‌های گرمسیری و غیرگرمسیری با فراوانی بالا یافت می‌شوند و می‌توانند همراه با مرجان‌ها، ساختارهای اسکلتی برجسته کوچکی را در بخش‌های میانی پلتفرم‌های کربناته تشکیل دهند

ریزرخساره، نهشته‌های گسترده لاگونی برش کبوده، از نظر جایگاه در دو قسمت لاگون داخلی و لاگون خارجی قابل تفکیک بوده، که در بخش داخلی پلتفرم کربناته گسترش دارند. میکرایتی شدن، انحلال، جان‌شینی ثانویه و پرشدگی به صورت تبلور مجدد آهک به شکل اسپارایت دیده می‌شود. ریزرخساره (۴) کورال باندستون (**Coral Boundstone facies**): این رخساره که در مشاهدات صحرایی تشکیل یک برجستگی کوچک (Patch reef) را داده است، فاقد لایه‌بندی و به طور عمده متشکل از شاخه‌های در هم مرجانی است که با رشد شبکه‌ای خود بیشتر زمینه را پر کرده و همراه با جلبک‌های قرمز کورالین دیده می‌شوند (Plate 1, fig. 5). رخساره مورد نظر نیز در دو بخش قابل بررسی است: بخشی شامل مرجان‌های برجا یا اتوکتون که اغلب به صورت ایزوله در یک زمینه میکرایتی دیده می‌شوند و بخش دیگر به طور عمده شامل قطعات شکسته مرجان و به مقدار کمتر شامل جلبک قرمز، نومولیت و ارتوفراگمینیداهاست که به صورت پاراتوکتون و به فرم رسوبات عدسی شکل نهشته شده و یک برجستگی توپوگرافی را ایجاد نموده‌اند. در برخی قسمت‌ها دانه‌های درشت آهک اسپارایتی دیده می‌شود. اگر چه این مجموعه، به صورت فیزیکی، بخش محصور (لاگون) پلتفرم کربناته را از دیگر بخش‌های آن جدا می‌کند، اما واجد ویژگی‌های یک ریف واقعی نمی‌باشد. یک برجستگی توپوگرافی ریفی واقعی، علاوه بر آنکه به صورت فیزیکی جدا کننده بخش محصور از قسمت‌های دیگر یک پلتفرم کربناته است، باید دارای گسترش وسیع و ارتفاع مناسب نیز باشد که رخساره فوق به دلیل عدم گستردگی و ارتفاع زیاد، فاقد ویژگی ریف‌های واقعی است. چنین ساختارهایی از مناطق دیگری از جهان مانند خلیج

شرکت کننده در رسوبات آئوسن هستند و رخساره‌های نومولیتی معمولاً در محیط‌های کم‌عمق بخش میانی پلتفرم کربناته قرار دارند. از آثار دیاژنتیکی این رخساره می‌توان به میکرایتی شدن و تخلخل اشاره نمود. رخساره فوق با ایجاد یک برجستگی نومولیتی در بخش میانی پلتفرم کربناته قرار گرفته است.

-ریزرخساره (۷) ارتوفراگمینید پکستون (**Orthophragminids packstone facies**): این

رخساره اغلب از فرامینفرهای کف زی بزرگ با پوسته هیالین و نازک دیسکی شکل، در فرم‌های تخت و زینی، مانند دیسکوسیکلینا، آستروسیکلینا، آمفیستژینا و همچنین آسیلینا و نومولیت‌های کوچک همراه با جلبک‌های قرمز تشکیل شده است. صدف‌های کشیده و متراکم ارتوفراگمینیدها که دارای اشکال دیسکی با یک ردیف از حجره‌های استوایی و حجرات جانبی می‌باشند، بیش از ۷۵ درصد حجم سنگ را اشغال کرده‌اند (Plate 1, fig. 8). قطعات خارپوستان، مرجان‌ها و بریوزوآ نیز در این رخساره دیده می‌شود. *Discocyclus* *dispansa*, *Discocyclus sella*, *Discocyclus cf. ranikotensis*, *Asterocyclus alticostata*, *Spharogypsina globulus*, *Lukhartia haimei*, *Broeckinella cf. arabica* از فسیل‌های شناسایی شده در این رخساره می‌باشند. پژوهشگران زیادی تجمع ارتوفراگمینیدها را در بخش خارجی پلتفرم کربناته گزارش کرده‌اند. (فرمانت، ۱۹۸۲؛ باکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ اچینسیر و لاترباچر، ۱۹۹۲، بیوینگتن-پنی و راسی، ۲۰۰۴؛ کوسوویک و همکاران، ۲۰۰۴). بر این اساس تجمعات ارتوفراگمینیدی، در مرز تحتانی فوتیک زون ظاهر می‌شوند که با افزایش حجرات جانبی سبب جبران کمبود نور محیط و ایجاد شرایط مناسب برای فتوسنتز جلبک هم زیست خود می‌گردند (هالاک، ۱۹۸۳) و بیان کننده رسوب‌گذاری در آب‌های

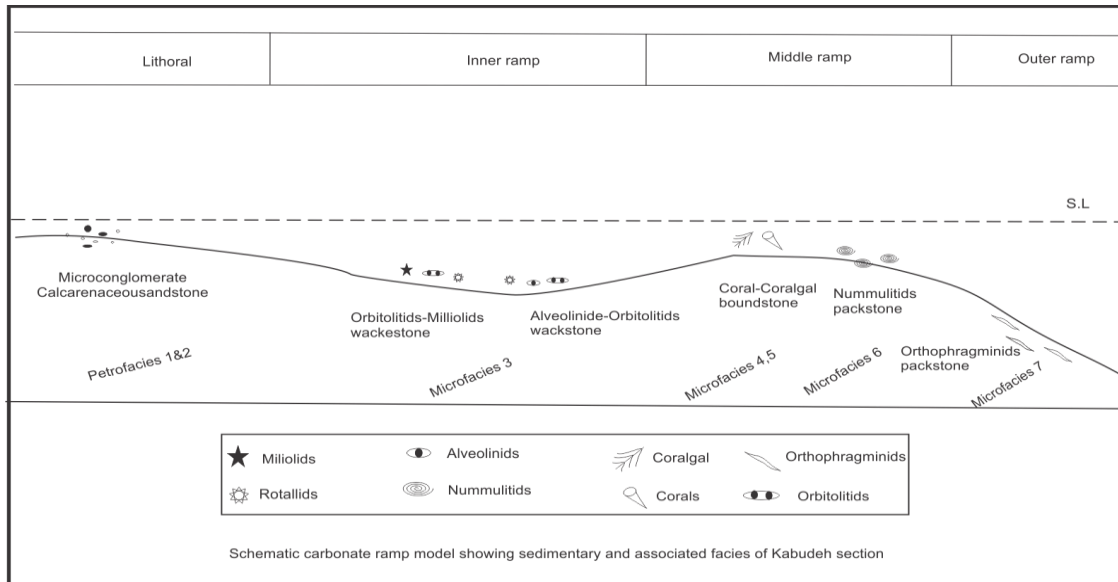
(باسنس، ۱۹۸۵؛ استنک و همکاران، ۱۹۹۷). به نظر می‌رسد در مدت زمانی که نرخ ورود رسوبات به محیط پایین بوده است، لایه‌هایی توسط مرجان‌ها و جلبک‌های پوششی به صورت کولنی ایجاد شده‌اند و هنگامی که ورودی رسوبات افزایش یافته، این لایه‌ها در زیر رسوبات وارده مدفون شده‌اند. توسعه پوشش‌های جلبکی در این رخساره به جایگاهی با انرژی پایین نیاز دارد. میکرایتی شدن و انحلال از آثار دیاژنتیکی در این ریز رخساره می‌باشد.

-ریزرخساره (۶) نومولیت پکستون (**Nummulites packstone facies**): بخش اصلی این رخساره که

به صورت یک برجستگی با گسترش نسبتاً وسیع در منطقه دیده می‌شود، صدف‌هایی از خانواده نومولیتیده از نوع مگالوسفریک و با پوسته نسبتاً ضخیم هستند که بیش از ۷۵ درصد کل اجزا را تشکیل می‌دهند (Plate 1, fig. 7). فرامینفرهای بنتیک کوچک مانند روتالیدها، میلیولیدها و ارتوفراگمینیدها و به ندرت آلوتولین‌ها از دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره‌اند که به صورت پارا اتوکتون نهشته شده‌اند. تعداد کمی بایوکلاست نیز همراه اجزا فوق دیده می‌شود. از اجزای فسیلی این رخساره می‌توان *Nummulites globulus*, *Nummulites atacicus*, *Nummulites gr. frassi*, *Discocyclus dispansa* را نام برد. بر اساس نظر لوکاس و همکاران (۱۹۹۸) چنین نهشته‌هایی، عموماً در محیط‌هایی با انرژی پایین میان قاعده اثر امواج عادی و قاعده اثر امواج طوفانی تشکیل می‌شوند. (راسی، ۲۰۰۱)، ضمن بیان ارتباط پیچیده بین فرامینفرهای بزرگ خاص اوایل سنوزویک در پلتفرم‌های کربناته، بر این باور است که تجمعات نومولیتی دامنه وسیعی از محیط‌های دریای باز را هم روی رمپ‌ها و هم روی شلف‌ها اشغال می‌کنند و عموماً در آب‌های محصورتر وجود ندارند. صدف‌های نومولیتی مهم‌ترین اجزا

از نوع مکانیکی و انحلال از فرایندهای دیاژنتیکی این رخساره می‌باشد. در شکل ۲ مدل شماتیک پلتفرم کربناته، رخساره‌ها و محیط‌های شناسایی شده برای برش کبوده نشان داده شده است.

نسبتاً عمیق، جایگاهی با انرژی پایین و شرایط نور کم هستند. در این میان دیسکوسی‌کلیناها در آب‌های کم‌عمق تر از آستروسی‌کلیناها تجمع می‌یابند (لس، ۱۹۸۷). میکرایتی شدن، فشردگی



شکل ۲: مدل شماتیک پلتفرم کربناته، رخساره‌ها و محیط‌های شناسایی شده برش کبوده

شد مربوط به پلتفرم خارجی و ابتدای بخش سراسیبه‌ی قاره است.

#### بررسی رخساره‌های برش آرک شمالی

در مطالعه این برش نیز سه دسته رخساره اصلی شامل رخساره تخریبی، رخساره کربناته و رخساره مخلوط آواری-کربناته و شش رخساره (پتروفاسیس و میکروفاسیس) شامل: ماسه سنگ آهکی، میکروکنگلومر، نومولیت پکستون، پورسلانوز فرامینیفر با یوکلاستیک و کستون، پورسلانوز-هیالین فرامینیفر و کستون تا پکستون، ارتوفراگمینید-نومولیتید پکستون مورد شناسایی قرار گرفتند:

پتروفاسیس (۱) ماسه سنگ آهکی (Calcareneous sandstone facies): این رخساره به طور عمده از دانه‌های زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار کوارتزدر اندازه‌های متفاوت (متوسط تا

همان طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، این برش معرف پلتفرم کربناته کم‌عمقی است که نهشته‌های آن از مناطق لیتورال تا ابتدای بخش خارجی گسترش داشته‌اند. به طور کلی در مورد رخساره‌ها و محیط نهشت آن‌ها در برش کبوده می‌توان گفت که قطعات گاستروپودها و فرامینیفرهای بنتیک در کنگلومرای آغازین این برش بیانگر تجمع نهشته‌ها در یک محیط ساحلی با انرژی هیدرودینامیک بالا و نقل و انتقال دائم است که باعث خردشدگی صدف‌ها شده است. پلتفرم محصور شامل دو زیر محیط می‌شود: لاگون داخلی با فراوانی اربیتولیتیدها و لاگون خارجی با فراوانی آلوئولین‌ها. بخش میانی پلتفرم با ریف‌های کومه‌ای مرجانی، جلبکی و نومولیتی مشخص می‌گردد. تجمع ارتوفراگمینیدها نیز چنانکه گفته



درشت) تشکیل شده است. فلدسپات، چرت و کانی-های ورقه‌ای مانند میکا نیز به طور پراکنده و اندک در زمینه دیده می‌شود. سیمان در بخش‌هایی از جنس آهک بوده و در برخی قسمت‌ها به صورت سیلیسی نیز دیده می‌شود. اجزای فسیلی شامل تعداد کمی صدف‌های نومولیت بوده که اغلب از نوع مگالوسفریک و با دیواره ضخیم هستند که در حاشیه آن‌ها آثار شکستگی دیده می‌شود (Plate 2, fig. 2). از گونه‌های شناسایی شده در این رخساره می‌توان *Nummulites globulus*، *Nummulites mamillatus* را نام برد. بایوکلاست‌ها نیز شامل خار خارپوستان و قطعات خرد شده از صدف دوکفه‌ای‌ها و جلبک‌های سبز می‌باشند. رخساره فوق در دو بخش از توالی رسوبی قابل مشاهده است که به دلیل وجود برخی تغییرات به عنوان دو زیر رخساره قابل بررسی است: نخست ماسه سنگ‌های بخش ابتدایی توالی که در آن ریپل مارک، چینه بندی مورب، پوشش اکسید آهن و آثار تخلخل پر شده توسط آهک اسپاری مشاهده می‌شود. ماسه‌های این بخش دارای لامیناسیون می‌باشند. دیگری در بخش بالاتر توالی و در میان آهک‌های میکرایتی که در این قسمت ماسه‌ها به صورت توده‌ای و فاقد لایه‌بندی منظم هستند. در بخش نخست، قطعات آواری و زاویه‌دار کوارتز، وجود ریپل‌ها و چینه‌بندی مورب، بیانگر محیطی کم‌عمق و پوسته ضخیم نومولیت‌ها می‌تواند معرف حضور آن‌ها در منطقه‌ای پر انرژی و نورانی باشد، زیرا افزایش تحرک آب و شدت نور باعث به وجود آمدن لایه‌های کربناته ثانویه در پوسته فرامینیفرها و افزایش ضخامت آن می‌شود (هالاک و هنسان، ۱۹۷۹؛ بونگتن-پنی و راسی، ۲۰۰۴). با توجه به مطالعات انجام شده در منطقه (علوی، ۱۳۹۲)، شرایط خاص حوضه رسوبی و قرار گرفتن بخش نخست با ناپیوستگی بر روی رسوبات آواری-

کربناته پالئوسن، به نظر می‌رسد که زیر رخساره اول، یک بار ماسه‌ای نزدیک به ساحل و زیر رخساره دوم که به صورت توده‌ای و فاقد لایه‌بندی است، یک بار ماسه‌ای حمل شده از بخش‌های پیشین باشد که با ایجاد یک برجستگی کوچک توپوگرافی در پلتفرم داخلی، بر ایجاد رخساره‌های رسوبی قبل و بعد از خود تاثیرگذار بوده است. سیمانی شدن، جانیشینی به صورت آهن‌دار شدن و تخلخل از فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره می‌باشند. پتروفاسیسیس (۲) میکروکنگلومرا (**Microconglomerate facies**): گذر از رخساره پیشین (ماسه سنگ آهکی) به رخساره اخیر با تغییر مشخص در اندازه، شکل و جنس ذرات، هم در پیمایش صحرائی و هم در مشاهدات میکروسکوپی مشخص می‌شود. دانه‌های کوارتز در اشکال نیمه گرد تا گرد شده بوده که از نظر اندازه به طور مشخص بزرگ‌تر از ذرات کوارتز موجود در رخساره قبل هستند (Plate 2, fig. 1). همچنین خرده‌های سنگی بازالتی، شیستی و چرتی در اندازه‌های متفاوت و نیز پیل‌های نسبتاً پر تعداد آهکی که حاوی مقادیر زیادی از پوسته‌های فرامینیفرهای کفزی می‌باشند، وجود دارد. برخی از این پیل‌ها دارای زمینه میکرایتی و شامل فسیل‌های نا به جا به سن پالئوسن هستند. بایوکلاست‌ها به مقدار کم و شامل خرده‌های صدف نومولیت‌ها، دیسکوسیکلینا و جلبک‌های سبز هستند. در این رخساره فسیل مشخصی دیده نشد. با در نظر گرفتن شرایط حوضه رسوبی و با توجه به آواری بودن ذرات، آثار اکسید آهن و وجود بایوکلاست، برای این رخساره محیطی کم‌عمق، نورانی و پرنرژی در ساحل و یا نزدیک ساحل متصور است. به نظر می‌رسد درشت‌تر شدن ذرات آواری کوارتز و تبدیل تدریجی رخساره ماسه سنگ آهکی به رخساره میکروکنگلومرایبی به دلیل نوسانات سطح

آب باشد (شواهدی مبنی بر ناپیوستگی مشاهده نگردید). از فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره می‌توان به سیمانی شدن و جان‌شینی به صورت آهن‌دار شدن اشاره کرد.

ریز رخساره ۳) نومولیت پکستون ( *Nummulites packstone facies* ) اجزای اصلی این ریز رخساره نومولیت‌ها (بیش از ۷۰ درصد) با اندازه کوچک تا متوسط هستند که علاوه بر حضور پر تعداد در مقاطع میکروسکوپی، به صورت فرم‌های ایزوله نیز در روی زمین دیده می‌شوند. از گونه‌های شناسایی شده می‌توان *Nummulites globulus*, *Nummulites atacicus* را نام برد. در مقاطع نازک به طور غالب، تعداد فراوانی از صدف‌های نومولیتی با بافت پکستون در زمینه‌ای از آهک میکرایتی دیده می‌شود (Plate 2, fig. 5). این ریز رخساره در دو بخش از ستون چینه‌شناسی دیده می‌شود که با تشکیل برجستگی‌های نومولیتی بر رخساره‌های قبل و بعد از خود تاثیرگذار بوده است. در بخش اول صدف‌های نومولیت دارای پوسته ضخیم‌تر و عمدتاً از نوع مگالوسفریک، همراه با تعداد اندکی آلئولین و میلیولید و بایوکلاست‌هایی مانند خار خارپوستان می‌باشند. به اعتقاد هاتینگر (۱۹۸۳) پوسته‌های نوع A یا مگالوسفریک در آب‌های کم‌عمق فراوان ترند. بوینگتن-پنی و راسی (۲۰۰۴) نیز بر این باورند که روزنبران هیالین با پوسته ضخیم، یعنی نسبت ضخامت به قطر زیاد، در نواحی کم‌عمق حضور دارند که این پوسته، آن‌ها را برای تحمل نور و انرژی محیط سازگار می‌نماید. در بخش دوم اجزای دیگری شامل آسیلینا، صدف‌های کوچک دیسکوسیکیلینا و روتالیدها وجود دارد که به تعداد کم، همراه با اجزای اصلی یعنی نومولیت‌ها مشاهده می‌شوند. در این بخش صدف‌های فراوان نومولیت، بدون هیچ گونه جهت یافتگی خاص در زمینه‌ای از

میکرایت دیده می‌شوند. آثار دیاژنتیکی این رخساره شامل انحلال و پر شدگی با آهک اسپاری، تخلخل و میکرایتی شدن می‌باشد. در مورد رخساره‌های نومولیتی تحقیقات زیادی انجام شده و بر اساس شرایط حوضه‌های رسوبی، نظرات مختلفی ارائه شده است. تجمع پوسته‌های سالم و بدون جهت یافتگی مشخص نومولیت‌ها در یک زمینه میکرایتی و نادر بودن بایوکلاست‌ها و ذرات تخریبی، می‌تواند بیانگر یک مجموعه زیستی برج‌ها و غربال شده باشد که بر اساس نظر لوکاس و همکاران، ۱۹۹۸ و آرنی، ۱۹۶۵ در تشکیل برجستگی‌ها یا ریف‌های کومه‌ای نومولیتی موثر است. چنین نهشته‌هایی عموماً در محیطی با انرژی پایین میان قاعده اثر امواج عادی و امواج طوفانی در بخش میانی پلتفرم کربناته تشکیل می‌شوند. راسی (۱۹۹۴) نیز با مطالعه بر روی سازند سیب به سن ائوسن میانی در عمان، انواع نومولیت همراه با آسیلینا، دیسکوسیکیلینا و آلئولین را مربوط به رمپ میانی در نظر گرفته است. اما گاهی نهشته‌های نومولیتی به صورت برجستگی‌های کوچک از مناطق داخلی پلتفرم نیز گزارش شده‌اند (سازند El Garia در تونس؛ ژوری و همکاران، ۲۰۰۶). به طور کلی بر اساس شرایط هیدرودینامیکی، تجمعات نومولیتی می‌توانند به صورت مجموعه‌های زیستی غربال شده برج‌ها، در امتداد ساحل و یا دور از ساحل و بایوتوپ اصلی تجمع یافته و حفظ شوند (ژوری و همکاران، ۲۰۰۶). بر اساس شرایط حوضه رسوبی و جایگاه این رخساره در ستون چینه‌شناسی، گسترش قسمت اول در بخش داخلی و گسترش قسمت دوم در بخش میانی از پلتفرم کربناته پیشنهاد می‌گردد.

ریز رخساره ۴) پورسلانوز فرامینیفرا بایوکلاستیک وکستون (*Porcellaneous foraminifera bioclastic wackestone facies*): این ریز

فرامینیفرا با پوسته پورسلانوزی مانند آلوئولینیدها، اربیتولیتیدها، میلیولیدها و صدف‌های با پوسته هیالین مانند روتالیا و نومولیت (مجموعاً بیش از ۶۰ درصد) می‌باشد (Plate 2, fig. 4). از جنس‌ها و گونه‌های فسیلی شناسایی شده می‌توان به *Opertorbitolites douvillie*, *Opertorbitolites gracilis*, *Opertorbitolites biplanus*, *Alveolina decipiens*, *Alveolina cf. elliptica*, *Rotalia trochidiformis*, *Broeckinella cf. arabica*, *A Nummulites globulus*, *Asterigerina aff. rotula* اشاره کرد. دیگر اجزاء قطعات شکسته جلبک سبز، بریوزوآ و خار خارپوستان هستند که در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. در برخی صدف‌ها آثار خوردگی ناشی از انحلال دیده می‌شود. زمینه میکرایتی بیانگر پایین بودن انرژی محیط و ظهور همزمان فرامینیفراهای با دیواره منفذ دار و فرامینیفراهای با دیواره بدون منفذ نشان دهنده محیط نیمه محصور واقع در بخش‌های کم‌عمق پلتفرم کربناته می‌باشد (رومر و همکاران، ۲۰۰۲) همان طور که در مورد رخساره پیشین اشاره گردید، با توجه به اینکه فرامینیفراهای با پوسته هیالین در شوری نرمال تا نزدیک به نرمال زندگی می‌کنند، حضور این نوع فرامینیفراها، بیانگر این است که محیط از نوع کاملاً محصور و با شوری بسیار بالا نمی‌باشد (گیل، ۲۰۰۰) و گردش آب به صورت ارتباط با آب‌های خارج از این محیط برقرار بوده است. فرایند دیاژنتیکی عمده در این رخساره، میکرایتی شدن و انحلال می‌باشد.

ریزرخساره ۶) ارتوفراگمینید-نومولیتید پکستون

#### (Orthofragminids-Nummulitids)

**(packestone facies):** اجزای اصلی فسیلی در این ریز رخساره اغلب شامل صدف‌های کشیده دیسکوسیکیلینا و معمولاً دارای شکستگی در حاشیه صدف هستند (Plate 2, fig. 6). صدف‌های نومولیت و نیز صدف‌های کشیده آسیلینا در انواع میکروسفریک و مگالوسفریک، از دیگر اجزای

رخساره شامل فرامینیفراهای بزرگ کفزی با پوسته پورسلانوز مانند اربیتولیتیدها و آلوئولینیدها می‌باشد که به عنوان اجزای اصلی در یک زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند (Plate 2, fig. 3). از فسیل‌های شناسایی شده در این رخساره می‌توان *Opertorbitolites douvillie*, *Orbitolites minimous*, *Idalina sinjarica*, *Broeckinella cf. arabica*, *Thomasella labyrentica*, *Nummulites globulus*, *Nummulites atacicus*, *Rotalia trochidiformis*, *Alveolina decipiens*, *Asterigerina aff. Rotula* را نام برد. دیگر اجزاء بایوکلاست‌ها هستند که قطعات ریز و خرد شده جلبک سبز، بریوزوآ، دوکفه‌ای خار خارپوستان و خرده‌های صدف فرامینیفراهای کفزی را شامل می‌گردد که به نظر می‌رسد از محیط‌های دیگر به این محیط وارد شده باشند. نومولیتیدها و روتالیدها به تعداد کم و صدف‌های آگلوتینه به ندرت وجود دارند. مقداری رس نیز در زمینه دیده می‌شود. زمینه میکرایتی این رخساره مبین انرژی پایین محیط می‌باشد. صدف‌های با پوسته پورسلانوز مانند آلوئولینا و میلیولید در بخش‌های کم‌عمق و با شوری نسبی بالا در پلتفرم کربناته زندگی می‌کنند (هاتینگر، ۱۹۸۳؛ هاهنگر، ۲۰۰۰). به دلیل حضور تعدادی از فرامینیفراهای هیالین، محیط نمی‌تواند از نوع بسیار شور و کاملاً محصور باشد (گیل، ۲۰۰۰). چنین به نظر می‌رسد که حضور بایوکلاست‌ها در محیطی با انرژی پایین، دلیلی بر ارتباط با محیط‌های خارج و ورود بایوکلاست‌ها از آن محیط‌ها باشد. انحلال و میکرایتی شدن از فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره می‌باشد.

ریز رخساره ۵) پورسلانوز- هیالین فرامینیفرا وکستون تا پکستون

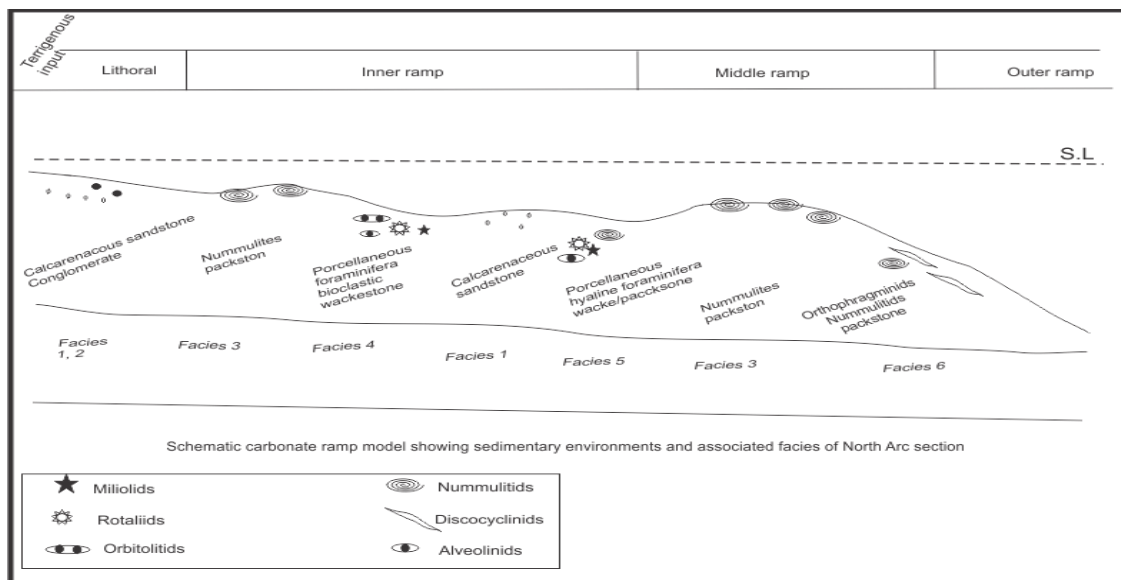
#### (Porcellaneous-Hyaline foraminifera)

**(wackestone/packestone facies):** اجزای

فسیلی اصلی شامل تعداد نسبتاً زیادی از صدف‌های

که جایگاه تشکیل ریز رخساره مذکور، منطقه‌ای شیب‌دار در قسمت‌های ابتدایی از بخش خارجی پلتفرم کربناته باشد که در آنجا شیب و انرژی نسبتاً بالا، باعث ورود ذرات تخریبی (دانه‌های ریز کوارتز) به محیط و شکستگی حاشیه صدف‌ها شده است. کشیدگی پوسته صدف فرامینیفرها در این رخساره می‌تواند به دلیل کاهش نور ناشی از افزایش عمق باشد، که در این شرایط فرامینیفرها، با افزایش حجرات جانبی سبب جبران کمبود نور محیط و ایجاد شرایط مناسب برای فتوسنتز جلبک هم زیست خود می‌گردند (هالاک، ۱۹۸۳). انحلال، سیمانی شدن، تخلخل، فشردگی از نوع مکانیکی و میکرایتی شدن از جمله فرایندهای دیاژنتیکی در این رخساره می‌باشند. در شکل ۳ مدل شماتیک پلتفرم کربناته، رخساره‌ها و محیط‌های شناسایی شده برش چینه‌شناسی آرک شمالی نشان داده شده است.

فسیلی هستند که در زمینه دیده می‌شوند. پوسته‌های دیسکوسیکلینا، نومولیت و آسیلینا بیش از ۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. ذرات ریز کوارتز نیز همراه اجزاء فسیلی در زمینه‌ای از آهک میکرایتی دیده می‌شوند. بایوکلاست‌ها شامل قطعات شکسته نومولیتیدها و ارتوفراگمینیدها و جلبک‌های قرمز می‌باشند. از فسیل‌های شناسایی شده در این ریز رخساره می‌توان *Nummulites globulus*, *Assilina leymeriei*, *Assilina cf. laminosa*, *Discocyclina ranicotensis*, *Discocyclina dispansa* را نام برد. بنابر نظر پژوهشگران مختلف، ارتوفراگمینیدها از جمله دیسکوسیکلینا در حد زیرین فوتیک زون در بخش‌های خارجی پلتفرم کربناته زندگی می‌کنند (فرمانت، ۱۹۸۲؛ باکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ اچینسییر و لاترباچر، ۱۹۹۲؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲، بوینگتن-پنی و راسی، ۲۰۰۴؛ کاسوویک و همکاران، ۲۰۰۴). بر اساس شواهد به نظر می‌رسد



شکل ۳: مدل شماتیک پلتفرم کربناته، رخساره‌ها و محیط‌های شناسایی شده آرک شمالی

مناطق ساحلی تا ابتدای بخش خارجی پلتفرم کربناته گسترش داشته است. فونای غالب در این

همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، نهشته‌های برش آرک شمالی نیز همانند برش کبوده از

کلی دمای بالای سطح آب دریاها مانع از گسترش کامل ریف‌های مرجانی در عرض‌های جغرافیایی پایین گردیده است. علاوه بر این، افزایش گازکربنیک در اوانل پالئوسن برای گسترش مرجان‌های ریف‌ساز عرض‌های جغرافیایی پایین مناسب نبوده و لذا باعث گردیده تا موجودات همزیست ریف‌ها از بین بروند، اما افزایش دمای سطح آب دریاها در مقیاس جهانی نتوانسته ارگانسیم‌های همزیست با فرامینیفراهای بزرگ را از بین ببرد (هالاک، ۲۰۰۱). بنابراین همگام با کم شدن و یا از میان رفتن دیگر ارگانسیم‌های ریف‌ساز، فرامینیفراهای بزرگ، فضای آنها را اشغال نموده و به سرعت رشد کرده‌اند (شیبیر و همکاران، ۲۰۰۵). به عقیده پژوهشگران، تنوع سریع فرامینیفراهای بزرگ به دلیل برقراری شرایط الیگوتروفیک از پالئوسن بالایی تا ائوسن میانی بوده است که در این شرایط، مواد غذایی در محیط کم و مقدار اکسیژن بالا می‌باشد (شیبیر و همکاران، ۲۰۰۵). چنانکه در بررسی نهشته‌های منطقه مشاهده می‌شود، در شرق ایران نیز شرایط ویژه آب و هوا در ائوسن زیرین، پس از افزایش جهانی دما در مرز پالئوسن-ائوسن به گونه‌ای بوده که باعث عدم گسترش ساختارهای اسکلتی و ریف ساز واقعی و در نتیجه عدم ایجاد لبه‌های حاشیه‌دار بزرگ در پلتفرم کربناته گردیده است. در هر دو برش مورد مطالعه ساختارهای ریفی واقعی که به صورت گسترده توسط مرجان‌ها ساخته شده باشد، دیده نمی‌شود. اگرچه در برش کبوده ریف‌های کومه‌ای و پراکنده مرجانی وجود دارد، اما چنان که ذکر شد این ساختارها فاقد ویژگی‌های ریف واقعی هستند. به نظر می‌رسد که این منطقه گرچه تحت‌تاثیر تغییرات آب و هوایی مرز پالئوسن- ائوسن قرار داشته اما هنوز شرایط به گونه‌ای بوده است که کولنی‌های کوچک مرجانی امکان تشکیل داشته‌اند.

نهشته‌ها فرامینیفراهای بنتیک بزرگ مانند نومولیت‌ها، آلوئولین‌ها و اربیتولیت‌ها هستند. حضور گونه‌های شاخص فرامینیفراهای بنتیک مانند *Nummulites atacicus*, *Assilina leymerie* در هر دو برش دیده می‌شود، معرف سن ایپریزین از ائوسن زیرین برای نهشته‌های برش‌های مورد مطالعه می‌باشد (سرا-کییل و همکاران، ۱۹۸۸). به طور کلی تجمع *Alveolina desipiens*, *Alveolina* در *cf. ellipsoidal*, *Nummulites gr. fraasi* برش کبوده و *Alveolina decipiens*, *Opert orbitolites gracilis*, *Opertorbitolites biplanus* در برش آرک شمالی، همراه با گونه‌های شاخص *Nummulites atacicus* و *Assilina leymerie* سن ائوسن زیرین (ایپریزین) را برای نهشته‌های مورد مطالعه مشخص می‌کند (سرا-کییل و همکاران، ۱۹۸۸). اوایل پالئوژن، آغاز گرم شدن طولانی مدت دوره سنوزوئیک می‌باشد. در فاصله کوتاه مدت زمانی، افزایش قابل توجه دما در ائوسن (مرز پالئوسن-ائوسن) که تحت عنوان ماکزیمم دما در مرز پالئوسن- ائوسن معرفی گردیده است (شیبیر و همکاران، ۲۰۰۵) و همراه شدن آن، با موضوع آشفستگی اساسی در چرخه کربن ۱۲ و سبک‌تر شدن ایزوتوپ کربن ۱۳، سبب گردید تا تغییراتی در محیط زیست جانداران ایجاد گردد. سازندگان اصلی کربنات‌ها در مرز پالئوسن- ائوسن یعنی فرامینیفراهای بزرگ، در محیط‌های الیگوتروفیک زیست می‌کرده‌اند (هاتینگر، ۱۹۸۳ و ۱۹۹۸؛ هالاک و همکاران، ۱۹۹۱). بر اساس پژوهش‌های مختلف، افزایش دما در مرز پالئوسن- ائوسن در مقیاس جهانی (شیبیر و همکاران، ۲۰۰۵)، با گسترش ریف‌ها به طرف قطبین و نیز توزیع گسترده ارگانسیم‌های حساس به دما نظیر فرامینیفراهای بزرگ در عرض‌های جغرافیایی وسیع همراه بوده است (آدامز و همکاران، ۱۹۹۰؛ پیرسون و همکاران، ۲۰۰۱؛ کیسلینگ، ۲۰۰۲). به طور

کربناته در هر دو برش، بدون تغییر اساسی در شیب بستر و با تغییرات تدریجی رخساره‌ها با رسوبات مناطق عمیق‌تر در ارتباط بوده‌اند، می‌توان مدل رسوبی این رخساره‌ها را به صورت یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ در نظر گرفت (رید، ۱۹۸۵؛ بارچت و رایت، ۱۹۹۲). در شکل ۴ تطابق میان دو برش مورد مطالعه همراه با نمایش رخساره‌ها و محیط رسوبی مربوطه دیده می‌شود. در شکل‌های ۵ و ۶، تصاویر میکروفاسیس‌های شناسایی شده برای برش‌های کبوده و آرک شمالی و در شکل ۷، تصاویر میکروسکوپی برخی فسیل‌های شناسایی شده در این برش‌ها نشان داده شده است.

در برش چینه‌شناسی آرک شمالی هیچ‌گونه آثاری از تجمعات مرجانی به چشم نمی‌خورد و در این برش جایگزینی کامل فرامینیفرهای کفزی بزرگ ائوسن زیرین به جای ساختارهای مرجانی به وضوح ملاحظه می‌گردد. بنابراین می‌توان گفت که تغییرات اقلیمی مرز پالئوسن-ائوسن که مانع ایجاد تشکیلات ریفی و عظیم مرجانی در این زمان شده، در حوضه خوسف (برش آرک شمالی) بیش از حوضه بیرجند (برش کبوده) اثرگذار بوده است. فقدان ساختارهای اسکلتی و ریف‌ساز واقعی، باعث عدم ایجاد لبه‌های حاشیه‌دار بزرگ در پلتفرم کربناته گردیده است. بر همین اساس و با توجه به این که تمامی نهشته‌های مناطق کم‌عمق پلتفرم

Correlation between studied sections      SW      NE

**North Ark**

Age	No.	Lithology	Facies types	Paleoenvironment			
				Lithoral	Inner ramp	Middle ramp	Outer ramp
Early Eocene	NA21	Orthofragminids-Nummulitids packstone					
	NA20	Nummulites packstone					
	NA19	Porcellaneous-Hyaline foraminifera wackestone					
	NA18	calcareneous sandstone					
	NA17	Porcellaneous foraminifera bioclastic wackestone					
	NA16	Nummulites packstone					
	NA15	Microconglomerates					
	NA14	calcareneous sandstone					
	NA13						
	NA12						
Paleocene	PA1						
	PA2						

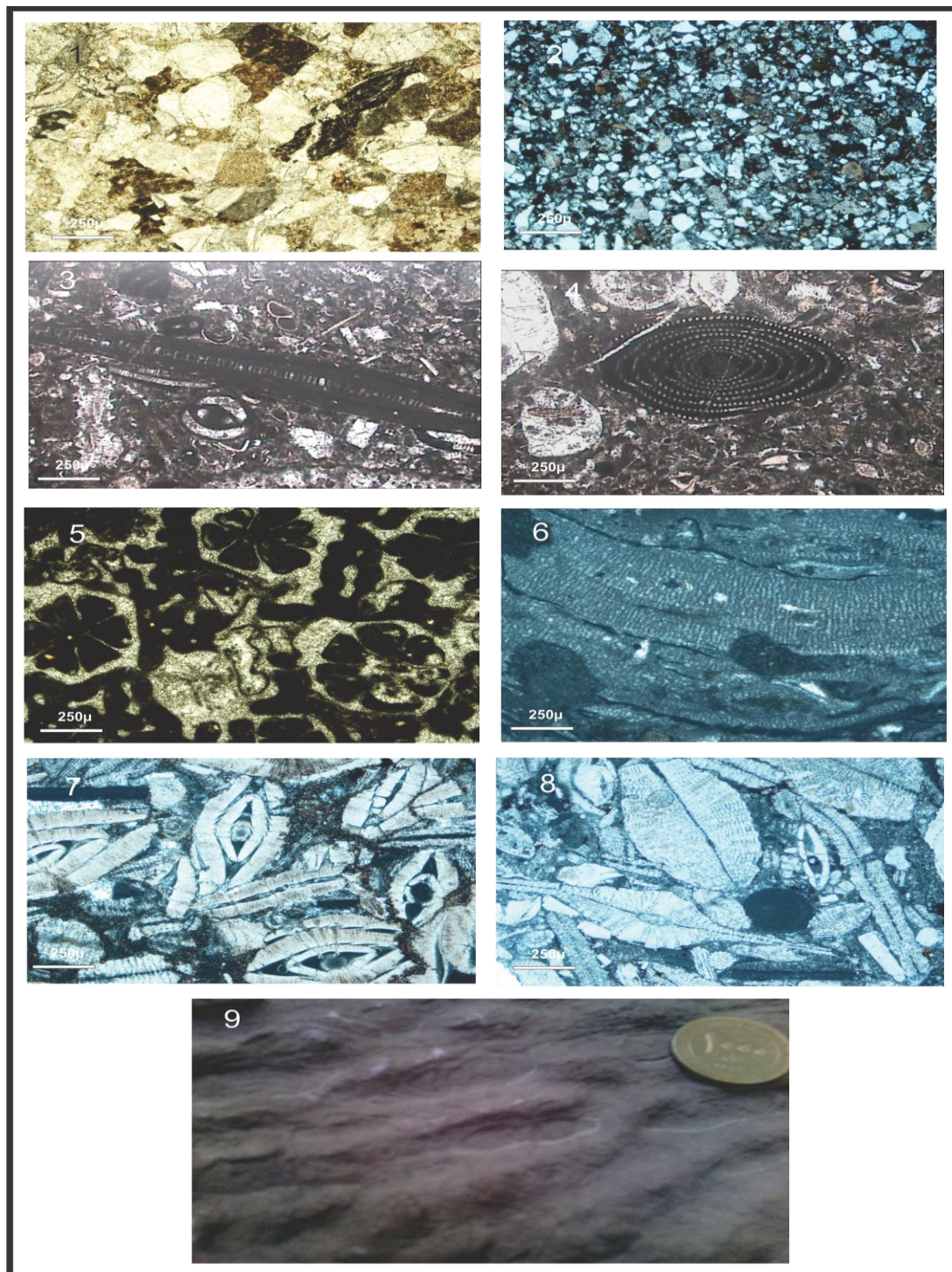
**Kabudeh**

Age	No.	Lithology	Facies types	paleoenvironment			
				Lithoral	Inner ramp	Middle ramp	Outer ramp
Early Eocene	KA23		Orthofragminids packstone				
	KA22		Nummulites packstone				
	KA21		Coralline algal boundstone				
	KA20		Coral boundstone				
	KA19						
	KA18						
	KA17						
	KA16						
	KA15						
	KA14						
Early Eocene	KA13		Porcellaneous foraminifera wackestone				
	KA12						
	KA11		Alveolite-Orbicolitids wackestone				
	KA10						
Early Eocene	KA9		Orbicolitids-Milolids wackestone				
	KA8						
Early Eocene	KA7		Calcareneous sandstone				
	KA6						
Early Eocene	KA5		Microconglomerates				
	KA4						
Lower Cretaceous	KA3						
	KA2						

	Conglomerate		Calcareous sandstone
	Paleocene silty limestone		L. Cretaceous ophiolites
	Limestone (wackestone-packstone-wake/pack)		

شکل ۴: تطابق کروئوآستراتیگرافی میان برش‌های مورد مطالعه همراه با نمایش رخساره‌ها و محیط رسوبی





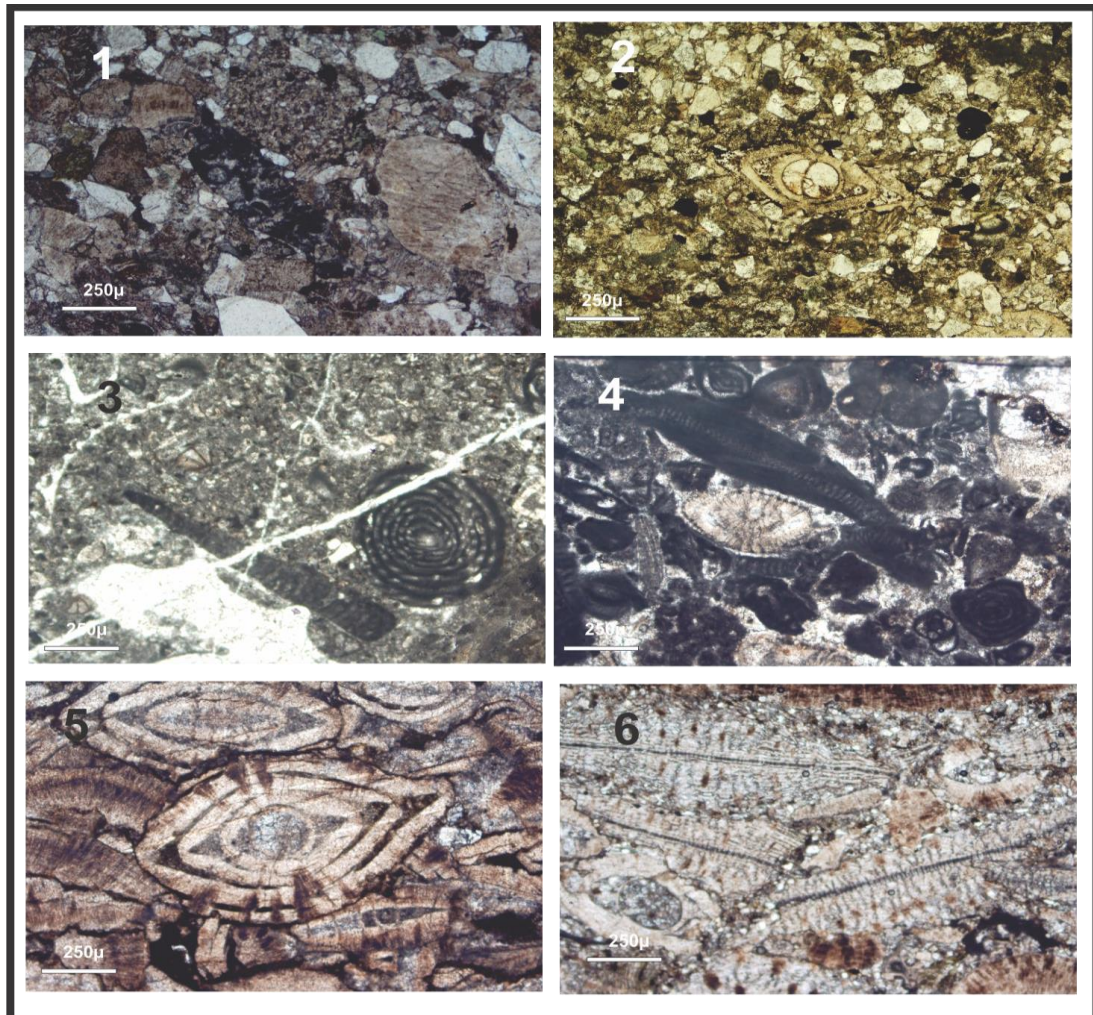
شکل ۵: میکروفاسیس های برش کبوده

**Plate 1) Petrofacies & microfacies types of Kabudeh section:**

- 1-Microconglomerate facies
- 2-Calcareenaceous sandstone facies
- 3&4- Porcellaneous foraminifera wackestone facies



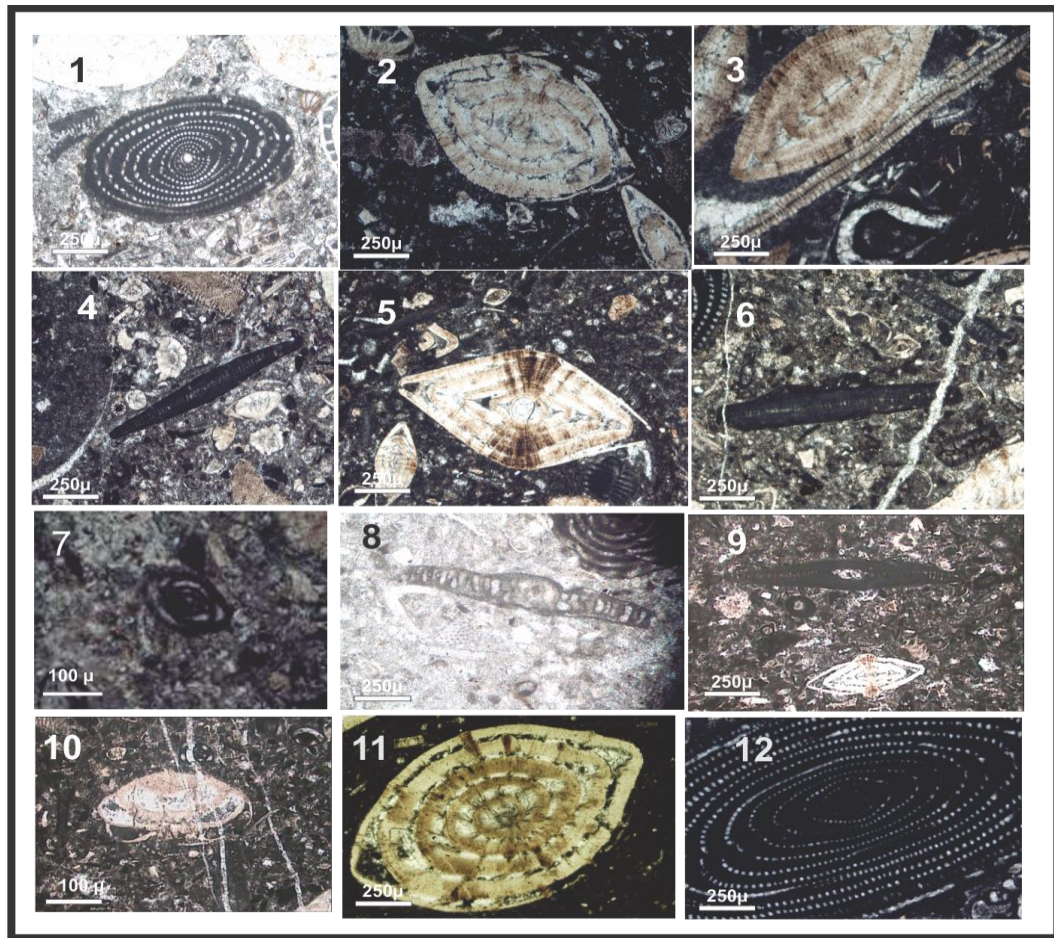
- 5-Coral reef (Boundstone) facies
- 6-Coralline algal boundstone facies
- 7-Nummulit packstone facies
- 8-Orthophragminids packstone facies
- 9- Ripple marks



شکل ۶: میکروفاسیس های برش آرک شمالی

**Plate 2) Petrofacies & microfacies types of North Ark section:**

- 1-Microconglomerate facies
- 2-Calcareenaceous sandstone facies
- 3-Porcellaneous foraminifera-bioclastic wackestone facies
- 4-Porcellaneous-Hyaline foraminifera wacke/packstone facies
- 5-Nummulit packstone facies
- 6-Orthophragminids-Nummulitids packstone facies



شکل ۷: برخی از فسیل‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه

**Plate 3)**

- 1-*Alveolona decipiens* (Schwager, 1883) x40, North Ark section
- 2-*Nummulites globulus* (Leymerie, 1846) x40, North Ark section
- 3-*Discocyclina ranikotensis* (Davies & Pinfold, 1927) x40, North Ark section
- 4-*Opertorbitolites douvilliei* (Nuttall, 1925) x40, North Ark section
- 5-*Nummulites atacicus* (Leymerie, 1846) x40, North Ark section
- 6-*Opertorbitolites biplanus* (Lehmann, 1962) x40, North Ark section
- 7- *Idalina sinjarica* (Grimsdale, 1952) x100, North Ark section
- 8-*Orbitolites minimous* (Henson, 1950) x40, North Ark section
- 9-*Opertorbitolites douvilliei* (Nuttall, 1925) x40, Kabudeh section
- 10-*Luckartia haimeii* (Davies, 1927) x100, Kabudeh section
- 11-*Nummulites globulus* (Leymerie, 1846) x40, Kabudeh section
- 12-*Alveolina* cf. *elliptica* (Sowbery, 1840) x40, North Ark section

باعث شناسایی سه گروه رخساره اصلی آواری، کربناته و مخلوط آواری-کربناته برای هر دو برش گردید. رخساره‌های برش کبوده با ضخامت ۳۰۰

**نتیجه‌گیری**  
تحقیق در مورد نهشته‌های رسوبی پالئوژن زیرین در دو برش کبوده و آرک شمالی در شرق ایران،



زیرین (ایپریزین) پیشنهاد گردید. تغییرات جهانی آب و هوایی و آشفستگی در چرخه کربن ۱۲ در مرز پالئوسن-ائوسن در شرق ایران نیز همانند دیگر مناطق جهان، شرایط را برای زندگی مرجانها دشوار نموده و تاثیر این تغییرات به صورت جایگزینی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به جای مرجانهای ریفساز دیده می شود. به گونه ای که در هیچکدام از برشها ریفهای واقعی مرجانی امکان تشکیل نیافته است. تاثیر این تغییرات در برش آرک شمالی بیشتر بوده است. با توجه به تغییرات تدریجی رخسارهها از مناطق کم عمق به عمیق تر، پلتفرم کربناته از نوع رمپ معرفی می گردد.

#### تشکر و قدردانی:

از راهنمایی های ارزشمند جناب آقای دکتر محمد قویدل سیوکی در انجام مراحل مختلف پژوهش قدردانی می گردد.

متر شامل: میکروکنگلومرها، ماسه سنگ آهکی، پرسلانوز فرامینیفرا و کستون، کورال باندستون، کورالین آگال باندستون، نومولیت پکستون و ارتوفراگمینید پکستون و رخساره های برش آرک شمالی با ضخامت ۱۷۵ متر شامل: ماسه سنگ آهکی، میکروکنگلومرها، نومولیت پکستون، پورسلانوز فرامینیفرا بایوکلاستیک و کستون، پورسلانوز-هیالین فرامینیفرا و کستون تا پکستون، ارتوفراگمینید-نومولیتید پکستون می باشند که از مناطق ساحلی تا ابتدای بخش خارجی پلتفرم کربناته گسترش دارند. فونای غالب در این نهشته ها فرامینیفرهای کفزی بزرگ به ویژه نومولیتیدها، اربیتولیتیدها، آلئولینیدها و ارتوفراگمینیدها بوده که بر اساس حضور گونه های شاخصی چون *Nummulites ataticus*, *Assilina leymeriei* و تجمعات فسیلی، برای هر دو برش سن ائوسن

#### منابع

پالئواکولوژی و پالئوجغرافی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور تهران.  
-وحدتی دانشمند، ف. و خلقی، م.ح.، ۱۳۶۳. نقشه زمین شناسی و توپوگرافی ۱/۱۰۰۰۰۰، چهارگوش خوسف، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-علوی، م.، ۱۳۹۲. مدل رسوبی و الگوی تنوع فرامینیفرهای کفزی پالئوزن در شمال غرب خوسف و جنوب بیرجند، الزامی بر چینه شناسی،

-Adams, C.G., Lee, D.E. and Rosen, B.R., 1990. Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 77, p. 289 – 313.

-Arni, p., 1965. Levolution des nummulitineae en tamt que factur de modification des depos littoraux, D.R.G.M, p. 7-20.

-Babazadeh, S.A., 2003. Biostratigraphie et contrôles

paléogéographiques de la zone de suture de l'Iran oriental, Implications sur la fermeture Téthysienne, Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France, 421p.

-Babazadeh, S.A. and De Wever, P., 2004. Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran, Bulletin Geology Society of France, v. 175(2), p. 121-129.

-Babazadeh, S.A., 2008. Lower Eocene transgressive successions of Sahlabad

- province, eastern Iran implication of biostratigraphy and microfacies analysis, *Revue de Paleobiologie, Geneve*, v. 27(2), p. 1-11.
- Babazadeh, S.A., 2010. Bentic foraminifera, microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of Early Eocene shallow water carbonates from Sahlabad province, eastern Iran, *Revue de Paleobiologie, Geneve*, v. 29(2), p. 305-317.
- Babazadeh, S.A. and Alavi, M., 2013. Paleoenvironmental model for Early Eocene larger benthic foraminiferal deposits from south Birjand region, East Iran, *Revue de Paleobiologie, Geneve*, v. 32(1), p. 223-233.
- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera application in palaeoenvironmental analysis: *Earth science*, v. 67, p. 219-265.
- Burchette, T.P. and Wright, W.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary geology*, v. 79, p. 3-35.
- Bosence, D.W.J., 1985. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, In: Purser, B.H. & D.W.J., Bosence (eds), *Sedimentation and tectonics of rift basins: Red sea Gulf of Aden*, Chapman and Hall, London, p. 9-25.
- Buxton, M.W.N., Pedley, H.M., 1989. short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps, *Jornal of the Geological society (London)*, v. 146, p. 746-748.
- Cosovic, V., Droben, K. and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocen foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian peninsula), *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W.E., (Ed), *Classification of carbonate Rocks*, AAPG Mem, v. 1, p.108-121.
- Eftekhar-Nezhad, J., 1986. Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet n. 7855, Birjand, Tehran, Geological and mineral survey of Iran.
- Eichenseer, H. and Luterbacher, H.P., 1992. The marine Paleogene of the Tresp region (NE Spaine), *Depositional sequences facies history, biostratigraphy and controlling factors, Facies*, v. 27, p.119-152.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks Island, N.W.T., *Bulletin of Canadian Petrol Geology*, v. 19(4), p.730-781.
- Fermont, w.J.J., 1982. Discocyclinidae for Ein Avedat, *Utrecht Micropaleontal Bullthin*, v. 27, 173 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonat platform and slope deposits: Epirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoecology*, v. 22, p. 231-259.
- Hallock, P. and Hansen, H.J., 1979. Depth adaptation in *Amphistegina* change in lamellar thickness, *Bulletin Geology Society of Denmark*, v. 27, p. 99-104.
- Hallock, P., Premoli-Silva, I. and Boersma, A., 1991. Similarities between planktonic and larger foraminifera evolutionary trends through palaeocene Palaeocenography change, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 83, p. 46-64.
- Hallock, P., 2001. Coral reefs carbonate sedimentation, nutrients, and global change, In: Stanely, G.D., (ed.), *The history and sedimentology of ancient reef ecosystem*, Kluwer Academic/ Plenum Publishers, New York, p. 387-427.
- Hohenger, J., 2000. Coenoclines of larg foraminifers, *micropaleontology*, v. 46, p. 127-151.

- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of Larger foraminifer in space and time: Utrecht micropaleontological Bulletin, v. 30, p. 253-239.
- Hottinger, L., 1997. Shallow bentic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 168, p. 491-505.
- Hottinger, L., 1998. Process delimiting the distribution of larger foraminifera in space and time, Micropaleontology Bulletin, v.30, p. 239-253.
- Jorry, S.J., Hasler, C.A. and Davaud, E., 2006. Hydrodynamic behavior of Nummulites: implications for depositional models, Facies, v. 51, p. 217-232.
- Kiessling, W., 2002. Secular variations in the Phanerozoic reef ecosystem, in Kiessling, W., et al., eds., Phanerozoic reef patterns: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, v. 72, p. 625 - 690.
- Less, G., 1987. Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae, Geology Hungary Paleontology, 373 p.
- Loeblich, A.R. Jr. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their classification, Van Nostrand, Reinhold Company, v. 970, 847 p.
- Loucks, R.G., Moody, R.T.J., Bellis, J.K. and Brown, A.A., 1998. Regional depositional setting and pore network system of the El Garia formation (Metlaoui group, Lower Eocene), offshore Tunisia, In: Mac Gregor, D.S., Moody R.T.J. & D.D. Clark-Lowes (Eds). Petroleum geology of North Africa, Special publication geological society London, v. 132, p. 355-357.
- Mc Call, G.J.H., 1985. Area report, East Iran Project, Area No.1 (North Makran and South Baluchistan, Geological Survey of Iran, project Area No. 1, report No. 57.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J. and Hall, M.A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene Epochs: Nature, v. 413, p. 481 - 487.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models, American Association petroleum Geology, Bulletin, v. 69, p. 1-12.
- Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulites accumulations: structure, formation and reservoir potential, Journal of petroleum geology, v. 24(79), 100 p.
- Rahaghi, A., 1976. Contribution a l'etude de quelques grands foraminiferes de l'Iran, part 1-3, Societe national iranienne des petroles, v. 6, 79 p.
- Rahaghi, A., 1978. Paleogene biostratigraphy of some part of Iran, Nat, Iran Oil co., Geology Laboratory Publications, v. 7, p. 1-82.
- Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal assemblage of Qum-Kashan, Sabzevar and Jahrum areas, National Iranian Oil Company, v. 8, 64 p.
- Rasser, M. W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Eordian tropical carbonate factories, Corbieres, France, Pyrenees, Spain. Facies, v. 51, p. 217-232.
- Reiss, Z. and Hottinger, L., 1984. The Guif of Aqaba, ecological Micropaleontology, Ecological Studies, v. 50, p. 1-354.
- Romero, J., Caus, E. and Rosell, J., 2002. A model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basian (NE Spain), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.

-Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustomer, T. and Hsu, K.J., 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land: In: Audley Charles, M.G. & Hallam, A., (eds), Gondwana and Tethys, Geological Society, Special Publication, v. 37, p. 119-181.

-Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drabne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, Bulletin de la Société Géologique de France, v. 169 (2), p. 281-299.

-Scheibner, C., Speijer, R.P. and Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems, Geology, v. 33, p.493 - 496.

-Scheibner, C., Rasser, M.W. and Mutti, M., 2007. The Campo section (Pyrenees, Spain) revised: Implications for changing carbonate assemblages across the Paleocene-Eocene boundary, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 248, p.145-168.

-Steneck, R.S., Macintyre, I.G. and Reid, R.P., 1997. A unique algal ridge system in the Exuma Cays, Bahamas, Coral reefs, v. 16, p. 29-37.