

رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند تیرگان در ناحیه بزنگان، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ

محمود شرفی^{۱*}، مریم محمدی^۲، اسدالله محبوبی^۳، محمد خانه‌باد^۴

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: sharafi2262@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۹/۸/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۹/۳/۱۱

چکیده

نهشته‌های سازند تیرگان که در گستره وسیعی از حوضه رسوبی کپه‌داغ رخنمون دارند، در ناحیه بزنگان از شیل‌های سبز تا خاکستری با میان لایه‌های سنگ آهک نازک لایه در بخش پایینی و تناوب سنگ آهک‌های نازک - متوسط لایه و سنگ آهک مارنی در بخش بالایی تشکیل شده است. بررسی مشخصات سنگ شناسی، فرم هندسی و محتوای فسیلی رسوبات مورد مطالعه در مطالعات صحرایی همراه با مشخصه‌های بافتی و محتوای میکروفسیلی در بررسی‌های آزمایشگاهی، امکان تفکیک ۱۶ رخساره کربناته و سیلیسی - آواری را میسر نموده است. این رخساره‌ها در پنج کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، بخش کم ژرفای دریای باز متعلق به رمپ میانی و بخش عمیق دور از ساحل متعلق به رمپ بیرونی قرار می‌گیرند. الگوهای رخساره‌ای مشاهده شده از جمله نبود رخساره توریدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه و تغییرات تدریجی رخساره‌ها از شیل‌های سبز - خاکستری مربوط به رمپ بیرونی، فلوئستون - ردستون بیوکلاست و اینتراکلاست‌دار (رمپ میانی) و سپس گرینستون آئید و اینتراکلاست‌دار و پکستون - گرینستون آئیدی (رمپ درونی) نشانگر نهشته شدن این توالی کربناته بر روی یک پلنفرم کربناته نوع رمپ با شیب یکنواخت است. بخش میانی این سیستم کربناته تحت نفوذ امواج و بخش درونی (به ویژه پشته ماسه‌ای) تحت نفوذ جریان‌ات کشندی است. عوامل اصلی در ایجاد تنوع زیستی و رخساره‌ای در رسوبات سازند تیرگان سطح و نوع انرژی (کشند و امواج)، میزان مواد غذایی، سطح اکسیژن، میزان گردش آب و آشفستگی بستر رسوبی بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند تیرگان؛ رخساره؛ رسوبات طوفانی؛ رمپ با شیب یکنواخت؛ مدل رسوبی.

مقدمه

تریاس میانی به وجود آمده است. رسوبات پیوسته‌ای از ژوراسیک تا میوسن در بخش شرقی حوضه در طی پنج ابرسکانس پیش‌رونده و پس‌رونده برجای گذاشته شده است (Moussavi-Harami & Berner 1992). فرونشینی تحت کنترل گسل‌ها از ژوراسیک تا ائوسن باعث ته‌نشینی

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران و جنوب ترکمنستان بین عرض‌های جغرافیایی ۳۰° تا ۳۸°۱۵ شمالی و ۵۴° تا ۶۱° طول شرقی قرار دارد. حوضه کپه‌داغ به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای بعد از بسته شدن اقیانوس ساب هرسنین در اثر کوهزایی سیمیرین پیشین در

نهایت ارائه مدل رسوبی برای توالی‌های مورد مطالعه سازند تیرگان در ناحیه بزنگان است. نتایج به دست آمده در این پژوهش جهت ارزیابی عوامل بوم شناختی کنترل کننده فعالیت‌های زیستی و توزیع رخساره‌ها در سیستم‌های کربناته و همچنین بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در بازه زمانی بارمین - آپتین کمک به سزایی خواهد نمود.

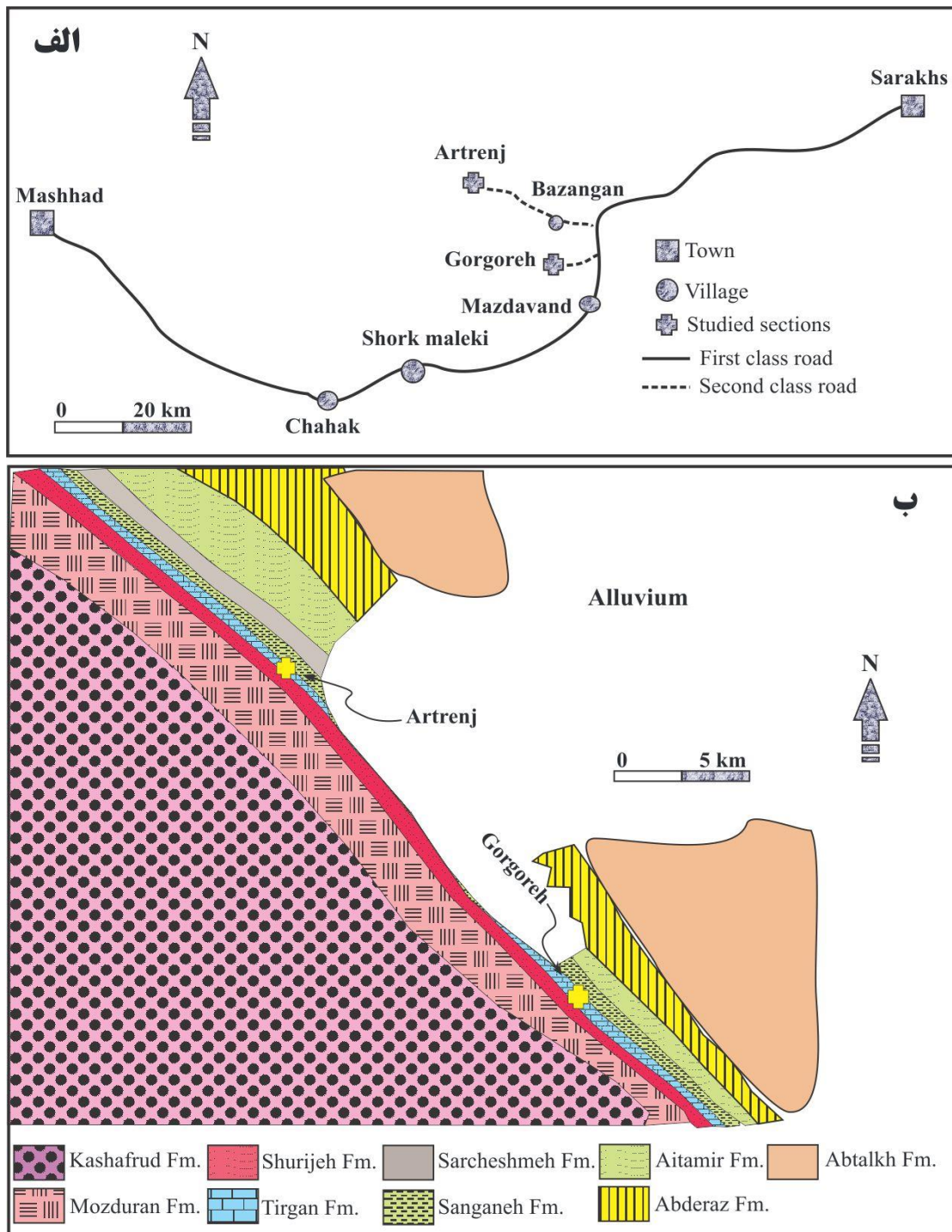
موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

در این مطالعه دو برش قرقره و آرترنج در ناحیه بزنگان واقع در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ و در جنوب غرب سرخس مدنظر بوده است. برش قرقره با مختصات جغرافیایی $49^{\circ}27'60''$ طول شرقی و $14^{\circ}36'03''$ عرض شمالی در حد فاصل ۱۲۵ کیلومتری جنوب شرق مشهد و با فاصله ۲۵ کیلومتری از برش آرترنج قرار دارد که با طی مسافتی حدود ۱۵ کیلومتر از طریق جاده انحرافی خاکی از جاده اصلی مشهد - سرخس قابل دسترسی است. برش آرترنج با مختصات جغرافیایی $43^{\circ}21'60''$ طول شرقی و $44^{\circ}19'36''$ عرض شمالی در حد فاصل ۱۶۵ کیلومتری شمال شرق مشهد و از طریق جاده انحرافی خاکی به مسافت ۱۵ کیلومتر از جاده اصلی در نزدیکی روستای آرترنج قابل دسترسی است (شکل ۱).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های کلی در منطقه، برش‌های آرترنج و قرقره در شرق کپه‌داغ به عنوان نمایانگر نهشته‌های کرتاسه پایینی در شرق کپه‌داغ انتخاب گردید. ماهیت سطوح طبقه بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی و ماکروفسیل‌های موجود در مطالعات صحرائی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. ستبرای واحدهای اصلی و کل برش اندازه‌گیری شد و تعداد ۹۱ نمونه برمبنای

ستبرای قابل توجهی از رسوبات تا ۱۰ کیلومتر در این حوضه شده به طوری که ستبرای این رسوبات در دشت سرخس به حدود ۶۰۰۰ متر می‌رسد (افشارحرب، ۱۳۷۳).
 Moussavi-Harami & Brenner (1992) معتقدند که علاوه بر فرونشینی تکتونیکی در طول گسل‌های طولی، فضای لازم جهت انباشتگی رسوب در حوضه به دلیل بار رسوبی و فشردگی مقادیر زیاد رسوب دانه ریز که در برخی موارد با بالا آمدگی سطح دریا در مقیاس جهانی همراه بوده است، ایجاد شده است. در طی ژوراسیک پسین به جز شرقی‌ترین بخش حوضه، موقعیت مناسبی برای رسوب‌گذاری کربنات فراهم شده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1990) و رسوبات ستبر سازند مزدوران نهشته شده‌اند (Adabi & Rao, 1991).
 در ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین دریا به طرف شمال غربی پس‌روی کرده و توالی ستبری از رسوبات آواری قرمز رنگ در سیستم رودخانه‌ای و در طول بخش شرقی حوضه کپه‌داغ نهشته شده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1992). با پیش‌روی دریا در بارمین آغازین، سازند تیرگان در محیطی پرانرژی و کم ژرفا بر جای گذاشته شده است. سازند سرچشمه پس از سازند تیرگان در یک محیط ژرف و کم انرژی‌تر تشکیل شده است (Raisossadat & Moussavi-Harami, 2000).
 با پیش‌روی مجدد دریا، شرایط تشکیل رسوب فراهم شده و این شرایط تا اواخر کرتاسه، به جز مدت کوتاهی در تورونین (Kalantari, 1987) ادامه داشته است. در برش‌های مورد مطالعه، سازند تیرگان با مرز ناپیوسته بر روی شیل و ماسه سنگ‌های قرمز سازند شوربجه قرار داشته و توسط شیل‌های سبز رنگ سازند سرچشمه با مرز مشخص پوشیده می‌شود. هدف از انجام این مطالعه شناسایی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری آنها بر مبنای شواهد صحرائی و مطالعات میکروسکوپی و در



شکل ۱: الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به رخنمون سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه در شرق حوضه کپه‌داغ (نقشه راه‌های دسترسی بر گرفته از وبسایت Iranview.ir؛ ب) نقشه ساده شده زمین شناسی ناحیه بزنگان (برگرفته از Afshar-Harb, 1982).

جدول‌های مقایسه‌ای (Bacelle & Bosellini, 1965) استفاده شده است. رخساره‌های سنگی به روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نام‌گذاری شده‌اند و تفکیک،

تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل دهنده سنگ از

۳ب). اجزای فرعی این رخساره بریوزوئر (۲ درصد)، کرینوئید (۲ درصد)، جلبک سبز (۲ - ۳ درصد)، روزن‌داران (۱ درصد)، کرم‌های حلقوی (۳ - ۶ درصد)، استراکود و دو کفه‌ای (۲ درصد)، پلوئید (۲ - ۳ درصد)، اُئید (تا ۶ درصد) و ذرات سیلیسی - آواری در اندازه سیلت (عموماً ۲ درصد و بعضاً تا ۲۵ درصد) است. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره پایین بوده و فرآیند میکریتی شدن بر روی پوسته‌های فسیلی به خوبی مشهود است. در مواردی لامیناسیون مسطح ضعیفی نیز در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره از فراوانی چندانی در رسوبات سازند تیرگان برخوردار نبوده و به صورت سنگ آهک‌های مارنی نازک لایه مشاهده می‌شود.

رخساره فلوستون بیو کلاست و پلوئید دار/اُئیددار (A3)
 آلوم‌های اصلی اسکلتی و غیراسکلتی اربیتولینیدهای کشیده تا بعضاً مخروطی با اندازه ۱/۳ - ۳ میلی‌متر (۱۵ درصد) و پلوئید با اندازه ۰/۱۵ - ۰/۴ میلی‌متر (۲۵ درصد) به همراه اجزای فرعی شامل بازوپا (۵ تا بعضاً ۳۵ درصد)، بریوزوئر (۵ - ۱۰ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد)، دو کفه‌ای (۳ درصد)، کرینوئید (۵ درصد)، جلبک سبز و قرمز (۲ درصد)، شکم‌پا و روزن‌داران (جمعاً ۱ درصد)، اینتراکلاست با اندازه ۲ - ۴/۳ میلی‌متر و ضریب تخریبی³ ۳/۲ میلی‌متر (۴ - ۱۵ درصد) و اُئید با ضریب تخریبی ۰/۵۷ - ۱/۴ میلی‌متر (۲ تا ۱۲ درصد) اجزای تشکیل دهنده این رخساره هستند (شکل ۳ پ). در بعضی موارد فراوانی دانه‌های اُئید افزایش یافته (۲۵ درصد) به نحوی که می‌تواند به اسم رخساره اضافه شود. علاوه بر اُئیدهای شعاعی، درصد بالایی از اُئیدها از نوع کشیده شده با پوشش اُئیدی سطحی با هسته پوسته‌های فسیلی مانند

دسته بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره‌های کربناته به روش Flugel (2010) صورت گرفته است. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه، به شناسایی و توصیف رخساره‌های اصلی کربناته - سیلیسی آواری منجر شده است.

رخساره‌های رسوبی

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی ۱۶ رخساره در قالب پنج مجموعه رخساره‌ای در توالی مورد مطالعه منجر شده است.

مجموعه رخساره‌ای دریای باز¹ (A)

این مجموعه رخساره‌ای که در ارتباط با مجموعه پشته ماسه‌ای و یا لاگون است (شکل ۲) شامل یک رخساره سیلیسی - آواری و پنج رخساره کربناته به شرح زیر است:

رخساره شیل متورق² (A1)

رخساره‌های شیلی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه به صورت متورق سبز تا خاکستری رنگ در بخش پایینی سازند به صورت واحدهای ستر (۲ - ۵ متر) با میان‌لایه‌های ماسه آهکی و ماسه سنگ دانه ریز نازک لایه مشاهده می‌شود. پوسته‌های فسیلی بازوپایان و دو کفه‌ای‌ها در این شیل‌ها شناسایی شده‌اند. ذرات آواری در این رخساره عمدتاً از نوع کوارتز در اندازه سیلت ریز - ماسه خیلی دانه ریز است (شکل‌های ۲ و ۳ الف).

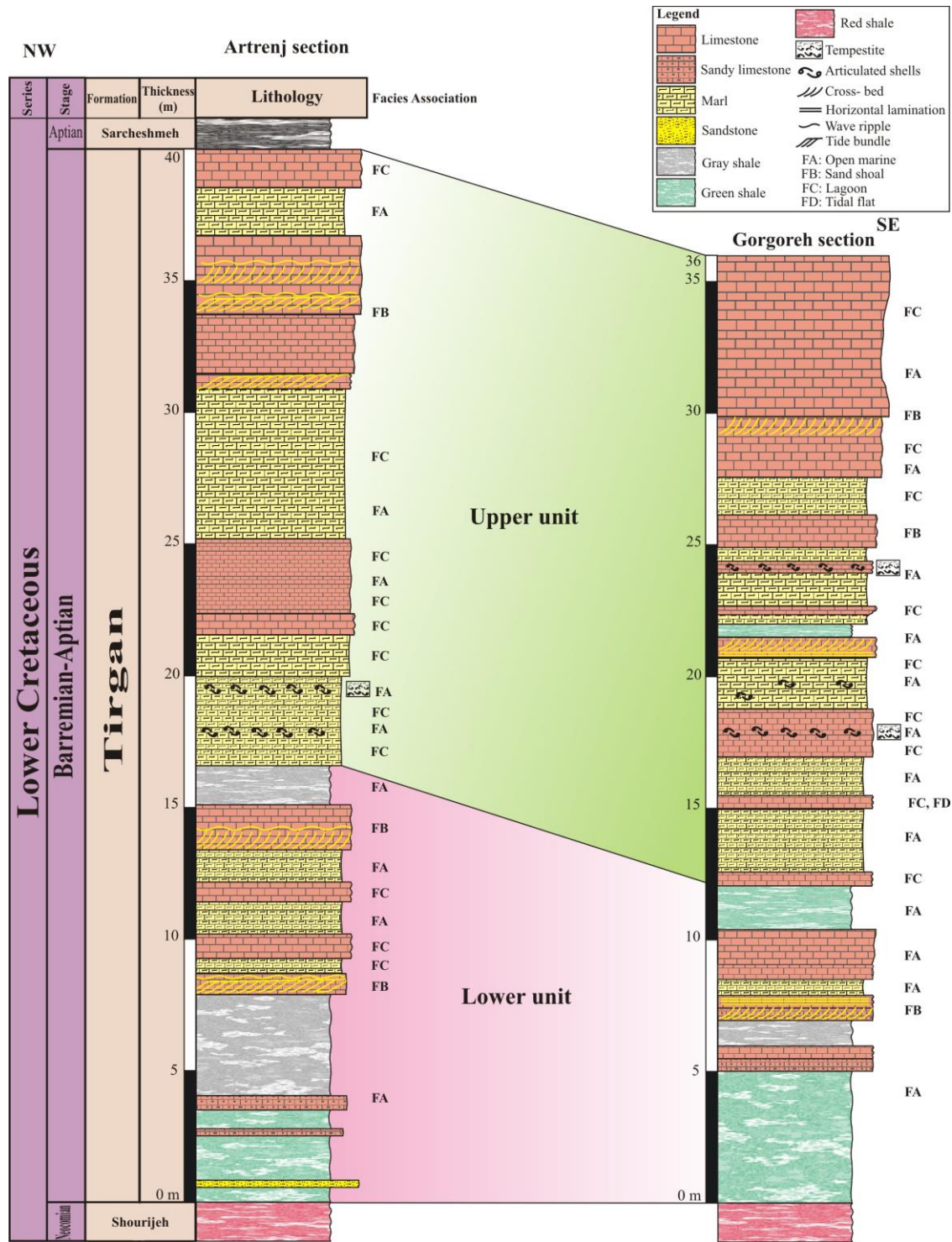
رخساره وکستون (ماسه‌ای) بیو کلاست‌دار (A2)

بازوپا با فراوانی ۸ درصد، کرم‌های حلقوی ۸ درصد و کرینوئید ۶ درصد آلوم‌های اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکریتی شناور هستند (شکل

1- Open marine

2- Fissile shale

3- Clasticity Index (CI)



شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند تیرگان در برش‌های آرترنج و قرقره به همراه مجموعه‌های رخساره‌های شناسایی شده در آنها

شدن از پوشش میکریتی نازک^۴ تا اجزای تماماً میکریتی شده و حفاری در پوسته‌های فسیلی در این رخساره قابل

بازوپا، کریئوئید و بریوزوئراست. میکریت و تا اندازه‌ای سیمان کلسیتی (۱۰-۱۵ درصد) فضای بین اجزای تشکیل دهنده را پر می‌کند. درجات مختلفی از میکریتی

4- Micrite envelope

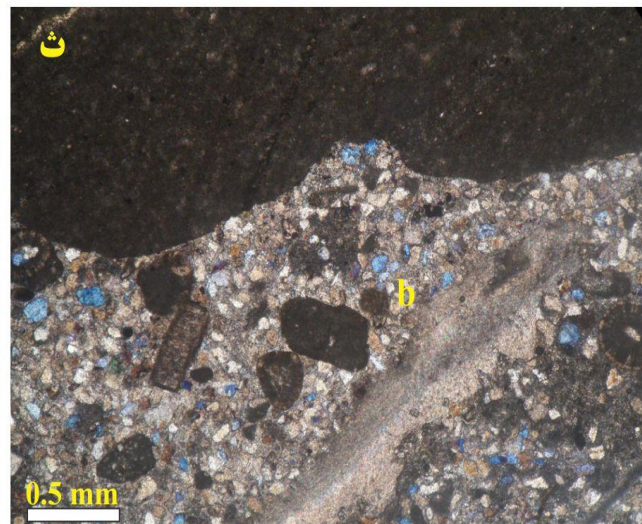
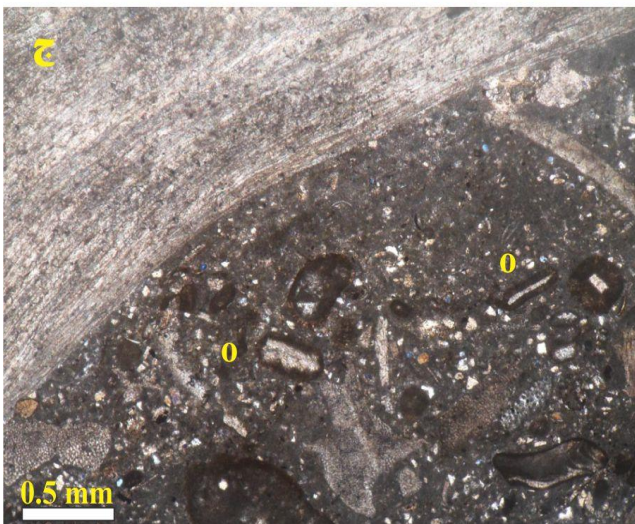
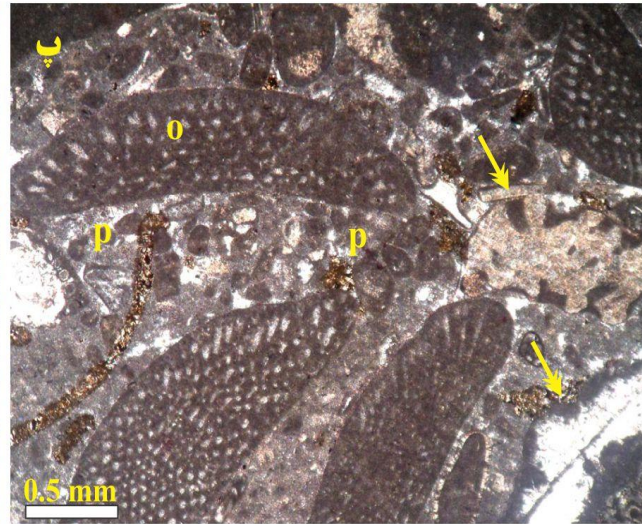
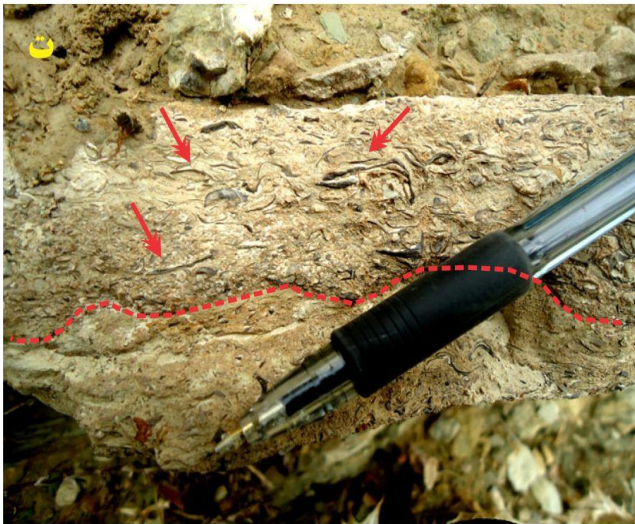
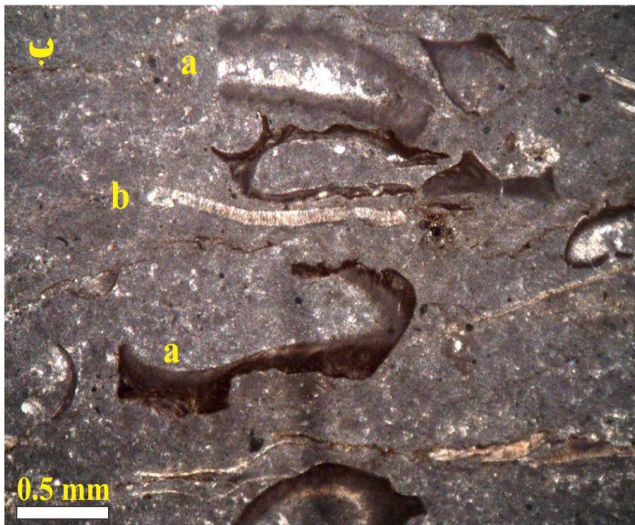
مشاهده است (شکل ۳پ). در بعضی موارد پوسته‌های فسیلی و اینتراکلیست‌ها جهت‌گیری موازی با لایه‌بندی را نشان می‌دهند و الگوی دانه‌بندی تدریجی در آنها قابل مشاهده است (شکل ۳ت). این رخساره در صحرا به صورت تجمعات فسیلی محلی که به صورت جانبی امتداد نداشته و دارای قاعده فرسایشی هستند، مشاهده شده است (شکل ۳ت). به طور کلی جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف است. این رخساره از فراوانی بالایی در رسوبات مورد مطالعه سازند تیرگان برخوردار است و در سنگ آهک تا سنگ آهک‌های مارنی متوسط لایه شناسایی شده است.

وجود دارد (شکل ۳ج). اجزای غیراسکلتی در این رخساره کوارتز در اندازه $0/005 - 0/072$ (۱۰ - ۱۵ درصد)، آئید (۲ - ۶ درصد) اینتراکلیست‌های گلی (۱ - ۲ درصد) و پلوئید (۲ - ۴ درصد) است. در بعضی موارد میزان فراوانی اینتراکلیست به ۱۰ درصد و آئید به ۲۵ - ۳۰ درصد می‌رسد به نحوی که می‌توان نام آن را به رخساره اضافه نمود. جهت‌گیری اینتراکلیست و پوسته‌های فسیلی (عمدتاً بازوپا) موازی با لایه‌بندی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ای و کستون - مادستون ماسه‌ای - فلو تستون - ردستون ماسه‌ای - مادستون ماسه‌ای در این رخساره شناسایی شده است (شکل ۴الف). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره بسیار پایین بوده و زمینه میکریتی و سیمان کلسیتی فضای بین آنها را پر می‌کند. فرآیند میکریتی شدن به فراوانی در این رخساره مشاهده می‌شود. این رخساره به صورت نازک لایه در بین شیل‌های سبز رنگ بخش پایینی سازند تیرگان شناسایی شده است.

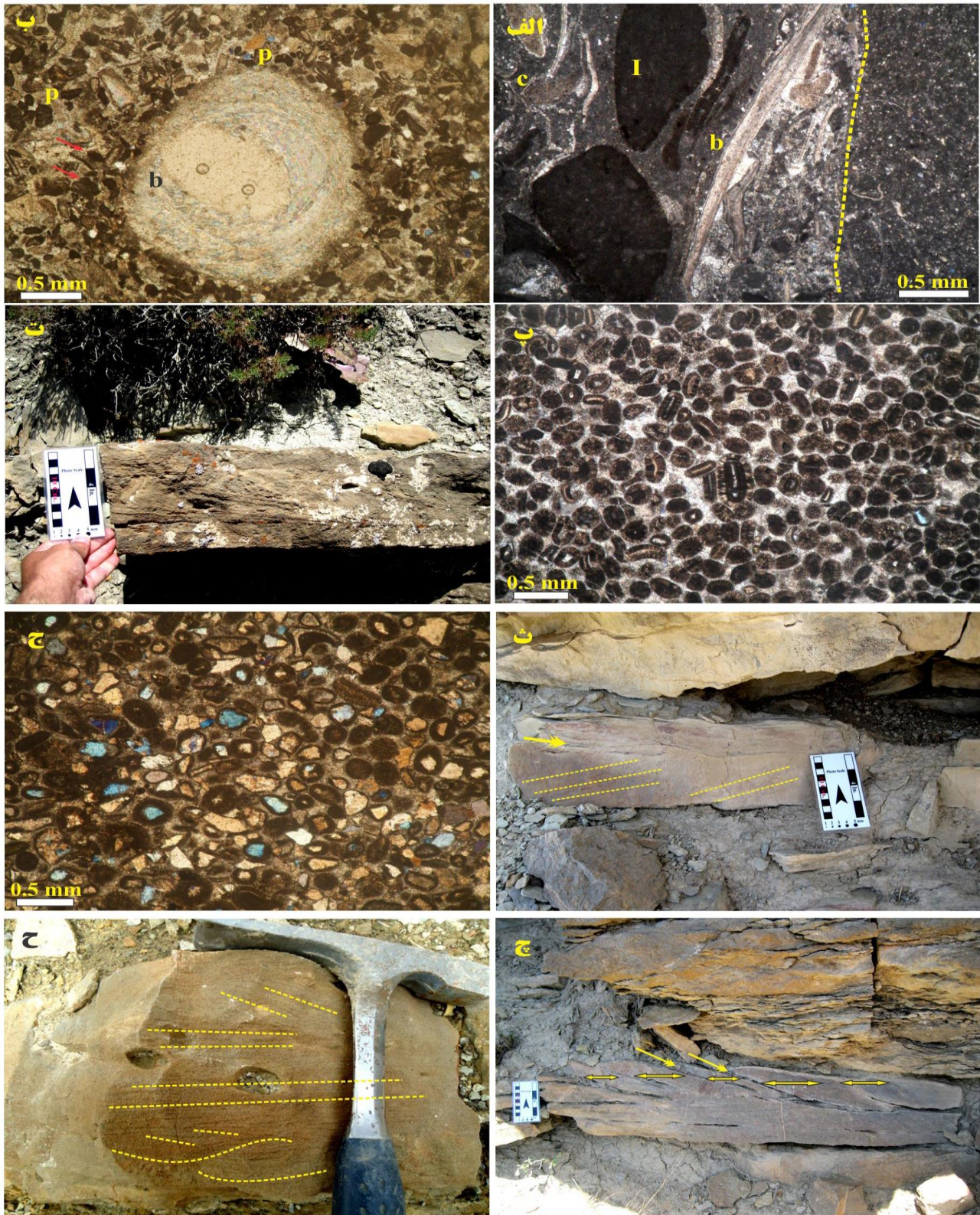
رخساره گریستون ماسه‌ای پلوئید و بیوکلاست دار (A6)
اجزای اصلی این رخساره پلوئید $0/12 - 0/65$ میلی‌متر) با فراوانی ۳۵ - ۴۰ درصد، بازوپا (تا ۳ سانتی‌متر) با فراوانی ۱۵ - ۱۸ درصد و ماسه کوارتزی (۱۰ درصد) در اندازه ماسه خیلی دانه ریز است (شکل ۴ب). اجزای فرعی شامل روزن‌داران (۷ درصد)، کرینوئید (۴ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد)، استراکود (۱ درصد) و اینتراکلیست گلی (۱ درصد) است. درجات مختلفی از فرآیند میکریتی شدن پوسته‌های فسیلی در این رخساره قابل مشاهده است به طوری که در موارد زیادی تشخیصی نوع پوسته اولیه غیرممکن است (کرتوئید) (شکل ۴ب). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف بوده و فضای بین اجزای تشکیل دهنده توسط سیمان کلسیتی پر شده است.

رخساره فلو تستون ماسه‌ای اینتراکلیست دار (A4)
اینتراکلیست‌های گلی با فراوانی ۲۵ درصد و در اندازه $4/7 - 18$ میلی‌متر و ماسه کوارتزی (۲۵ - ۳۰ درصد) در اندازه ماسه دانه ریز آلوکم اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ث). بازوپا (۴ درصد)، بریوزوئر (۳ درصد)، روزن‌داران (۱ درصد)، پلوئید (۲ درصد) و آئید با ضریب تخریبی $0/54$ میلی‌متر (۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند. سیمان کلسیتی فضای بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره را پر می‌کند. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف است. این رخساره به صورت بسیار نازک لایه در بین شیل‌های سبز رنگ بخش پایینی سازند تیرگان شناسایی شده است.

رخساره فلو تستون - ردستون آئید/ بازوپا دار ماسه‌ای (A5)
تنوع بالایی از پوسته‌های فسیلی شامل بازوپایان پوسته نازک تا ستر (۱۵ - ۳۰ درصد)، شکم‌پا (۴ - ۵ درصد)، دوکفه‌ای (۵ درصد)، جلبک (۱ - ۲ درصد)، بریوزوئر (۱ - ۲ درصد)، کرینوئید (۲ - ۳ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد) و روزن‌داران (۱ - ۲ درصد) در این رخساره



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی و صحرایی مجموعه رخساره‌ای دریای باز؛ الف) تصویر صحرایی مرز سازند شوربیجه (شیل‌های قرمز) و تیرگان (شیل سبز رنگ در بالا)؛ ب) رخساره وکستون بیوکلاستدار که عمدتاً از کرم‌های حلقوی (a) به همراه بازوپا (b) تشکیل شده است؛ پ) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاست و پلوئیددار که میکریتی شدن شدید پوسته‌های فسیلی در آن مشخص است (پیکان زرد رنگ) (o: اریبتولینید، p: پلوئید)؛ ت) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاستدار که دارای مرز زیرین واضح و جهت‌گیری مشخص در پوسته‌های فسیلی است (پیکان قرمز رنگ) و به عنوان رخساره طوفانی در نظر گرفته شده است. ث) رخساره فلوتستون - ردستون اینتراکستدار ماسه‌ای (b: بازوپا)؛ ج) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاستدار ماسه‌ای (o: انید).



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های دریای باز (الف - ب) و پشته ماسه‌ای (پ - ح؛ الف) رخساره فلوتستون - رستون بیوکلاستدار ماسه‌ای با مرز زیرین مشخص و جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی در آن که به عنوان رخساره طوفانی در نظر گرفته شده است (ب: بازوپا، c: کریئوئید، I: اینتراکست؛ ب) رخساره گریستون بیوکلاست و پلوئیددار (d: بازوپا، p: پلوئید)، پیکان‌ها اشاره به میکریتی شدن کامل بیوکلاست‌ها دارند؛ پ) رخساره گریستون آئیدی با آئیدهای گرد و جورشده؛ ت) طبقه بندی مورب مسطح در رخساره گریستون آئیدی؛ ث) طبقه بندی مورب مسطح و ریپل متقارن (پیکان زرد رنگ) در رخساره گریستون آئیدی؛ ج) رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار؛ چ) طبقه بندی سیگموئید با مرزهای فرسایشی و مشخص (پیکان زرد رنگ) در رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار؛ ح) لامیناسیون مسطح و مورب در رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار.

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای دریای باز

در این مجموعه رخساره‌ای دانه‌های کربناته متنوع مانند بازوپا، اکینودرم، دوکفه‌ای، بریوزوئر و کرم‌های حلقوی مربوط به محیط دریایی باز به چشم می‌خورند. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز است (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰؛ Tucker & Wright, 1990; Bauer et al., 2002; Jank & Wilmsen et al., 2005; et al., 2006; Bachmann & Hirsch, 2006). بازوپایان موجودات دریایی بوده و در بسترهای نرم و سخت زندگی می‌کنند (Heckel, 1972). مخلوط شدگی اجزای نامتجانس با یکدیگر مانند بازوپا، بریوزوئر و اکینودرم که مربوط به محیط‌های دریایی نرمال و ژرف‌تر هستند با کوارتز، اینتراکلیست و ائید که از جورشدگی ضعیفی نیز برخوردارند بیانگر عملکرد امواج و جریان‌ات طوفانی در یک موقعیت با انرژی نسبتاً بالا بین حد اثر امواج آرام^۵ و طوفانی^۶ است (Arnal et al., 2009; Sharafi et al., 2012, 2013, 2014). در حقیقت ائیدها در رخساره‌های فلوئستون بیوکلاست پلئوئید/ائیددار و فلوئستون - رdstون ائید و بازوپادار ماسه‌ای از بخش‌های کم ژرفا و پر انرژی رمپ داخلی (پشته ماسه‌ای) به بخش دریای باز در موقعیت رمپ میانی حمل شده‌اند. ائیدهای سطحی نوع ۲ (Strasser, 1986) نیز که در این رخساره‌ها درصد بالایی را به خود اختصاص داده‌اند بیانگر دوره‌های کم انرژی و آرام‌تر در محیط رسوبی هستند (Palma et al., 2007). تجمعات فسیلی محلی با پوسته‌های فسیلی به شدت خرد شده و جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی موازی با طبقه بندی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ای از فلوئستون - رdstون به مادستون - و کستون (رخساره‌های فلوئستون -

رdstون ائید/ بازوپادار ماسه‌ای، A5) بیانگر تأثیر مستقیم امواج طوفانی در تشکیل این رخساره‌ها است (Fursich et al., 2009; Dashtgard et al., 2010; Sharafi et al., 2014). وجود گسترده پوشش‌های میکریتی و حفاری بر روی پوسته‌های فسیلی نشان دهنده فعالیت موجودات حفار در دوره‌های کاهش نرخ رسوب گذاری (قبل از عملکرد طوفان و مخلوط شدگی ذرات) و میزان مواد غذایی مناسب در محیط رسوب گذاری است (Arnal et al., 2009; Sharafi et al., 2013, 2014). حضور ذرات سیلیسی آواری دانه ریز که احتمالاً به همراه مواد غذایی فراوان وارد محیط رسوبی شده‌اند، باعث افزایش پتانسیل تولیدات آلی در محیط رسوبی گردیده است (Saller et al., 2010; Pomar et al., 2012) که با وجود فراوانی و تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی تأیید می‌شود. رخساره‌های شیل متورق سبز/ خاکستری (A1) با میان لایه‌های نازک آهک ماسه‌ای و ماسه سنگ که دارای پوسته‌های فسیلی بازوپا، کربنوئید و دوکفه‌ای هستند در بخش‌های ژرف‌تر حوضه در یک شرایط نسبتاً آرام زیر حد اثر امواج طوفانی تشکیل شده‌اند (Arnal et al., 2009; Moosavizadeh et al., 2014). اجزای تشکیل دهنده میان لایه‌های سنگ آهکی و ماسه‌ای در این رسوبات دانه ریز احتمالاً توسط امواج طوفانی به این محیط حمل شده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای پشته‌های ماسه‌ای⁷ (B)

این مجموعه رخساره‌ای از دو رخساره شامل گرینستون ائیدی (B1) و گرینستون ماسه‌ای ائیددار (B2) تشکیل شده است.

رخساره گرینستون ائیدی (B1)

این رخساره از فراوانی بالایی در سنگ آهک‌های سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه برخوردار بوده و تقریباً به

5- Fair weather wave base, FWWB

6- Storm weather wave base, SWWB

7- Sand shoal

شدن در این رخساره مشاهده شده است. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره متوسط - خوب است. ساختارهای رسوبی شامل طبقه بندی مورب مسطح با سطوح فرسایشی، طبقه بندی سیگموئید، رپل‌های موجی و لامیناسیون مورب در این رخساره شناسایی شده است (شکل‌های ۴ج - ۴ح). این رخساره در سنگ آهک‌های متوسط لایه و در ارتباط با مجموعه‌های رخساره‌ای FA و FC شناسایی شده است (شکل ۲).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای پشته ماسه‌ای

اجزای اصلی این رخساره شامل آئید و ماسه کوارتزی با جورشدگی خوب و ساختارهای رسوبی همچون رپل‌های موجی، طبقه بندی سیگموئید و مورب صفحه‌ای با سطوح فرسایشی حاکمیت شرایط پرانرژی در یک موقعیت کم ژرفای دریایی مانند پشته‌های ماسه‌ای است (Bernaus *et al.*, 2003; Bachmann & Hirsch, 2006; Palma *et al.*, 2007). وجود ساختارهای رسوبی جریانی نشان دهنده تأثیر جریان‌ات کششی در تشکیل این مجموعه رخساره‌ای است. درصد بالای رسوبات سیلیسی - آواری و ضریب تخریبی بالای آئیدها که عمدتاً دارای هسته کوارتزی نیز هستند بیانگر نزدیکی رخساره‌های این مجموعه به خط ساحلی است. تمامی این شواهد به علاوه نبود زمینه میکریتی و پوسته‌های فسیلی دریایی مانند اریتولینیدهای کشیده، بازوپا، کریئوئید و بریوزوئر نشان دهنده جریان پیوسته امواج و جریان‌ات دریایی در یک موقعیت کم ژرفای بالای حد اثر امواج معمولی (FWWB) است (Bachmann & Hirsch, 2006; Arnal *et al.*, 2009). آئیدهای خوب گرد شده و شعاعی بیانگر دوره‌های معمول آشفستگی در شرایط پرانرژی است در حالی که آئیدهای کشیده با پوشش لامینه‌ای نازک دوره‌های کم انرژی‌تر را نشان می‌دهند (Palma *et al.*, 2007). افزایش میزان پوسته‌های فسیلی به

طور انحصاری از آئید (۷۰ - ۹۰ درصد) با ضریب تخریبی ۰/۳۶ - ۲/۲ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۴پ). عمده آئیدها در این رخساره از نوع خوب گرد شده و شعاعی همچون آئیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986) هستند؛ اگرچه انواع کشیده و نامنظم با پوشش نازک همچون آئیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986) نیز وجود دارند. اجزای فرعی در این رخساره شامل بازوپا (۲ - ۳ درصد)، کریئوئید (۱ درصد)، بریوزوئر (۱ درصد)، اریتولینید (۱ - ۲ درصد)، جلبک سبز (۱ - ۲ درصد)، کوارتز در اندازه ماسه خیلی دانه ریز (۲ - ۵ درصد) و اینتراکلسیت (۲ - ۳ درصد) است. تنها در یک نمونه میزان اریتولینید (۱/۵ - ۲/۹ میلی‌متر) به ۱۰ درصد نیز می‌رسد. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده عمدتاً خوب تا بسیار خوب بوده و سیمان کلسیتی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. ساخت‌های رسوبی شامل طبقه بندی مورب مسطح با سطوح فرسایشی و مشخص، لامیناسیون مورب و رپل‌های موجی در این رخساره شناسایی شده است (شکل‌های ۴ت - ۴ث). این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های متوسط لایه و در ارتباط با مجموعه‌های رخساره‌ای FA و FC در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است (شکل ۲).

رخساره گریستون ماسه‌ای آئیددار (B2)

آلو کم‌های غیراسکلتی شامل آئید با ضریب تخریبی ۰/۶۷ - ۰/۹۲ میلی‌متر (۶۵ - ۹۰ درصد) و کوارتز در اندازه ماسه خیلی دانه ریز تا ریز (۱۰ - ۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ج). اریتولینیدهای کشیده و مخروطی شکل در اندازه ۱/۴۴ - ۲/۸۸ میلی‌متر (۶ - ۷ درصد)، بریوزوئر (۲ - ۳ درصد)، بازوپا (۱ - ۳ درصد)، کریئوئید، دوکفه‌ای، روزن‌داران و جلبک سبز (جمعاً ۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند که در یک زمینه از سیمان کلسیتی قرار گرفته‌اند. فرآیند میکریتی

و غیراسکلتی تشکیل دهنده این رخساره هستند که در یک زمینه میکریتی به صورت شناور قرار دارند (شکل ۵ ب). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده پایین بوده و شواهد میکریتی شدن در پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. این رخساره به صورت سنگ آهک مارنی سست در بخش بالایی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است.

رخساره وکستون ماسه‌ای آئیددار (C3)

اجزای اصلی این رخساره شامل آئید با ضریب تخریبی ۰/۷ میلی‌متر (۱۲ - ۱۵ درصد) و ماسه کوارتزی در اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه ریز (۱۰ - ۱۵ درصد) است (شکل ۵ پ). دو کفه‌ای (۲ - ۴ درصد)، روزن‌داران میلیویدی (۲ درصد)، پلوئید (۳ - ۵ درصد)، اینتراکست (۲ درصد) و اریتولینیدهای مخروطی و شکم‌پا (جمعاً ۱ درصد) سایر اجزای این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکریتی شناور هستند. این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک مارنی سست دیده می‌شود.

رخساره پکستون ماسه‌ای پلوئید دار (C4)

پلوئید با اندازه میانگین ۰/۱۲ میلی‌متر (۴۰ - ۵۰ درصد) و ماسه کوارتزی دانه ریز (۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ ت). اجزای فرعی این رخساره آئید با ضریب تخریبی ۰/۶ میلی‌متر (۳ درصد)، دو کفه‌ای (۲ - ۳ درصد) و کرینوئید، بریوزوئر، بازوپا و کرم‌های حلقوی (جمعاً ۳ درصد) است. این رخساره از فراوانی کمی در رسوبات سازند تیرگان برخوردار بوده و در سنگ آهک‌های مارنی شناسایی شده است.

رخساره فلوستون - رdstون اینتراکست و آئیددار (C5)

آلوکم‌های غیراسکلتی اینتراکست با اندازه متغیر ۱/۸ - ۶/۱ میلی‌متر و ضریب تخریبی ۲/۹ - ۳/۷ میلی‌متر (۲۵ - ۳۰

ویژه اریتولینیدهای کشیده بیانگر نزدیکی بیشتر رخساره به دریای باز است (Arnal et al.; Bachmann & Hirsch, 2006; Moosavizadeh et al., 2014).

مجموعه رخساره‌های لاگون^۸ (C)

این مجموعه رخساره‌ای در ارتباط با مجموعه پشته ماسه‌ای و یا دریای باز است (شکل ۲) و از هفت رخساره شامل مادستون ماسه‌ای (C1)، وکستون - پکستون بیوکلاست‌دار (C2)، وکستون ماسه‌ای آئیددار (C3)، پکستون ماسه‌ای پلوئیددار (C4)، فلوستون - رdstون اینتراکست و آئیددار (C5)، پکستون - گرینستون آئید/پلوئیددار (C6) و فلوستون - رdstون آئید و بیوکلاست‌دار (C7) به شرح زیر تشکیل شده است:

رخساره مادستون ماسه‌ای (C1)

این رخساره تقریباً به طور غالب از گل آهکی تشکیل شده است و خرده‌های فسیلی پراکنده شامل استراکود، دو کفه‌ای، بازوپا و کرینوئید (جمعاً ۲ - ۵ درصد)، پلوئید در اندازه ۰/۱۲ - ۰/۲ میلی‌متر (۱ - ۲ درصد) و ذرات سیلیسی - آواری در اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه ریز (۱ - ۲ درصد) نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۵ الف). در موارد اندکی، میزان ماسه کوارتزی به ۱۰ - ۲۰ درصد می‌رسد. این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک مارنی سست دیده می‌شود (شکل ۲).

رخساره وکستون - پکستون بیوکلاست‌دار (C2)

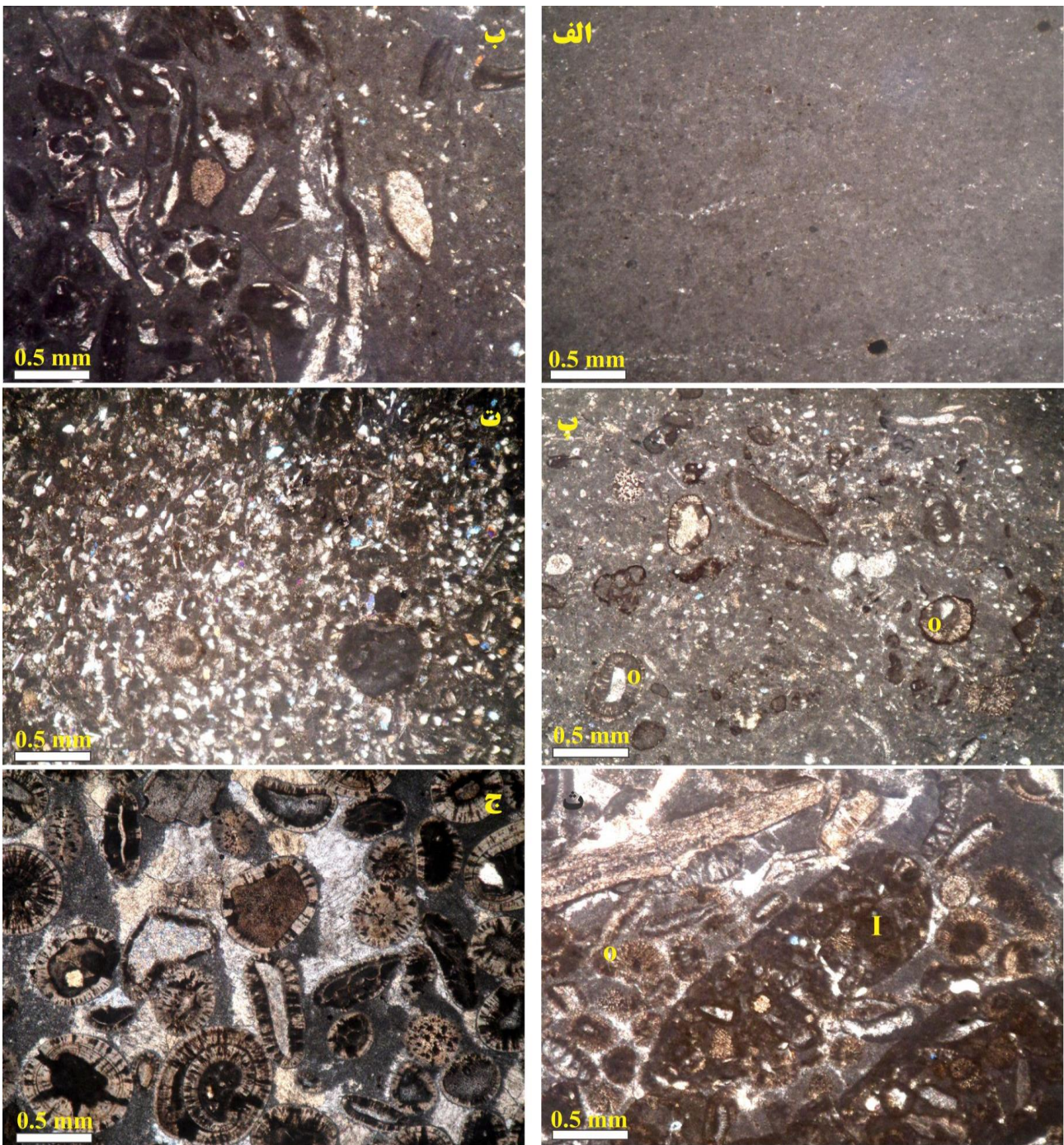
بازوپا (۴ - ۸ درصد)، استراکود (۲ - ۳ درصد)، روزن‌داران میلیویدی (۲ - ۴ درصد)، پلوئید با میانگین ۰/۱۲ - ۰/۳۵ میلی‌متر (۶ - ۸ درصد)، جلبک سبز (۲ - ۳ درصد)، شکم‌پا (۱ - ۲ درصد)، کرینوئید (۱ - ۲ درصد) و ماسه کوارتزی در اندازه خیلی دانه ریز (۱ - ۲ درصد) آلوکم‌های اسکلتی

(۱ - ۲ درصد)، جلبک سبز (۲ - ۳ درصد)، دوکفه‌ای (۲ - ۳ درصد)، اربیتولینیدهای کشیده و مخروطی (۱ - ۲ درصد) و بریوزوئر (۱ درصد) است. تنها در یک مورد میزان ذرات سیلیسی آواری (۰/۶۲۵ میلی‌متر) به ۱۵ - ۲۰ درصد می‌رسد. زمینه میکریتی و سیمان کلسیتی بلوکی با درصدهای متغییر فضای بین اجزای تشکیل دهنده را پر می‌کند که بعضاً میزان سیمان به ۳۵ درصد نیز می‌رسد. شواهد میکریتی شدن پوسته‌های فسیلی و ائیدها در این رخساره شناسایی شده است. به طور کلی جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف است به طوری که اجزای در اندازه‌های کاملاً متفاوت (پلوئید با اندازه ۰/۱۲ میلی‌متر و ائید با اندازه میانگین ۱/۵ میلی‌متر) با یکدیگر مخلوط شده‌اند (شکل ۶الف). این رخساره عمدتاً در صحرا همراه با رخساره‌های گرینستون ائیددار و گرینستون ماسه‌ای ائیددار به صورت سنگ آهک‌های متوسط لایه صخره ساز دیده می‌شود.

رخساره فلوستون - ردستون ائید و بیوکلاست دار (C7)
 ائید (۳۵ - ۴۰ درصد) با ضریب تخریبی ۱/۹۵ میلی‌متر و بازو یا ۱۰ درصد آلوکم‌های اصلی این رخساره هستند (شکل ۶ب). اجزای فرعی شامل اینتراکلاست با اندازه ۲/۲ - ۳/۷ میلی‌متر (۴ درصد)، دوکفه‌ای (۵ درصد)، جلبک سبز (۲ درصد)، کرینوئید (۲ درصد)، بریوزوئر (۱ - ۲ درصد) و اربیتولینید و شکم‌پا (۱ درصد) است. ائیدها عمدتاً از نوع گرد شده و شعاعی هستند و درصد ائیدهای سطحی پایین است. اینتراکلاست‌ها از ذرات پلوئید و ائید تشکیل شده‌اند. گل آهکی و سیمان کلسیتی (۳۰ درصد) زمینه رخساره را تشکیل می‌دهند. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف بوده و شواهد میکریتی شدن و حفاری پوسته‌های فسیلی در آن دیده می‌شود.

درصد) و ائید با ضریب تخریبی ۰/۹۷ - ۱/۶ میلی‌متر (۱۰ - ۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ث). بازو یا (۲ - ۵ درصد)، دوکفه‌ای (۲ - ۳ درصد)، کرینوئید (۱ - ۳ درصد)، جلبک سبز (۱ - ۳ درصد)، کرم‌های حلقوی و شکم‌پا (جمعاً ۱ درصد) و اربیتولینیدهای مخروطی و کشیده (۱ - ۲ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند که در یک زمینه از گل آهکی و سیمان کلسیتی (۱۰ - ۱۵ درصد) قرار می‌گیرند. ائیدها عمدتاً از نوع خوب گرد شده و شعاعی همچون ائیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986) هستند؛ اگرچه ائیدهای کشیده با پوشش ائیدی سطحی نظیر ائیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986) نیز دیده می‌شوند. اینتراکلاست‌ها از ترکیب پوسته‌های فسیلی و ائیدها تشکیل شده‌اند. شواهد میکریتی شدن بر روی پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود و جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف است.

رخساره پکستون - گرینستون ائید / پلوئید دار (C6)
 این رخساره از فراوانی بالایی در رسوبات سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه برخوردار است و عمدتاً از ائید (۴۰ - ۵۵ درصد) با ضریب تخریبی متغییر ۰/۶۲ - ۲/۱۶ میلی‌متر و پلوئید با اندازه ۰/۱۲ - ۰/۱۷ میلی‌متر (۱۰ - ۳۰ درصد) تشکیل شده است (شکل ۵ج). انواع مختلفی از ائید از انواع شعاعی با گرد شدگی خوب همچون ائیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986)، ائیدهای سطحی با پوشش ائیدی نازک و سطحی با هسته پوسته‌های فسیلی مختلف همچون ائیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986)، ائیدهای میکریتی همچون ائیدهای نوع ۱ در نوشته Strasser (1986) تا بعضاً ائیدهای مرکب در این رخساره مشاهده می‌شوند. اجزای فرعی این رخساره شامل اینتراکلاست با اندازه ۲ - ۲/۸۸ میلی‌متر (۲ - ۳ درصد)، بازو یا



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های لاگون محصور (الف - ت) و نیمه محصور (ث - ج؛ الف) رخساره مادستون؛ ب) رخساره وکستون - پکستون با پوسته‌های فسیلی میکریتی شده؛ پ) رخساره وکستون آئیددار ماسه‌ای (O: آئید؛ ت) رخساره پکستون پلوئیددار ماسه‌ای؛ ث) رخساره فلوتستون - رdstون اینتراکست و آئیددار (I: اینتراکست، O: آئید؛ ج) رخساره پکستون - گرینستون آئیددار.

روزن‌داران میلیولیدی و مقادیر فراوان گل آهکی در آنها (رخساره‌های مادستون، مادستون ماسه‌ای و وکستون آئیددار ماسه‌ای) و حضور پلوئید به عنوان تشکیل دهنده اصلی در

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌های لاگون محصور و نیمه‌محصور

در این مجموعه رخساره‌ای شواهدی چون تنوع پایین پوسته‌های فسیلی، وجود استراکودهای پوسته‌ستبر و

این رخساره‌ها در یک محیط لاگونی نزدیک به سد⁹ ته‌نشست یافته‌اند. وجود انواع مختلف آئید در این رخساره‌ها مانند آئیدهای گرد شده و شعاعی، آئیدهای کشیده و سطحی و آئیدهای میکریتی بیانگر شرایط گوناگون تشکیل آنها است به طوری که آئیدهای سطحی عمدتاً در شرایط آرام‌تر و آئیدهای میکریتی و گرد شده با فابریک شعاعی در یک شرایط پرانرژی و آشفته تشکیل می‌شوند (Palma *et al.*, 2007). در حقیقت بیشتر اجزای تشکیل دهنده این رخساره‌ها همچون آئید، اینتراکلسست و پوسته‌های فسیلی از بخش پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز به محل ته‌نشست نهایی در یک موقعیت لاگونی حمل شده‌اند. وجود پوشش‌های میکریتی و بعضاً حفاری در پوسته‌های فسیلی در رخساره‌های حاوی پوسته‌های فسیلی دریایی نیز بیانگر دوره‌های آرامش و کاهش نرخ رسوب‌گذاری است (Palma *et al.*, 2007; 2009; Sharafi *et al.*, 2012, 2013). در مقابل رخساره‌های C1-C4 (مادستون ماسه‌ای، و کستون ماسه‌ای آئیددار، و کستون - پکستون بیوکلاست دار و پکستون ماسه‌ای پلوئیددار) در لاگون محصور ته‌نشین شده‌اند. این مجموعه رخساره‌ای به محیط لاگونی تعلق دارد و با توجه به این که میزان شوری آن با دریای معمولی متفاوت است بنابراین موجودات حساس به شوری در این محیط به میزان کمتری یافت می‌شوند. از محیط‌های عهد حاضر که این رخساره‌ها در آنها در حال تشکیل می‌باشند می‌توان به خلیج فارس و تختگاه باهاما اشاره کرد (Alsharhan & Kendall, 2003).

مجموعه رخساره‌ای پهنه کشندی (D)¹⁰

این مجموعه تنها شامل رخساره پکستون پلوئیدی لامینه‌ای (D1) است.

رخساره‌های پکستون پلوئیددار ماسه‌ای و پکستون - گریستون آئید و پلوئیددار حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی با گردش آب محدود است (Colombie & Strasser, 2005; Gallagher, 1998; Arnal *et al.*; Wanas, 2008; Bachmann & Hirsch, 2006; Moosavizadeh; Bassi & Nebelsick, 2010; *al.*, 2009; *et al.*, 2014). پوسته‌های استراکود محیط زیست متنوعی دارند و در آب‌های شیرین، شور، لب‌شور و فوق‌العاده شور قادر به ادامه حیات می‌باشند (Friedman & Lundin, 2001; Hairapetian *et al.*, 2011). لاگون‌های کربناته در پشت سدها به طور کلی محل ته‌نشست و تجمع رسوبات دانه‌ریز هستند و در بسیاری از حالات همراه با موجودات محیط‌های محدود می‌باشند. بسیاری از لاگون‌ها توسط سدهای کربناته از تأثیر امواج به دور مانده و رسوبات عمده آنها پکستون‌ها و گل‌سنگ‌های آهکی هستند. پلوئیدها در محیط‌های کم‌انرژی، آب‌های کم ژرفا نظیر خلیج‌ها و لاگون‌ها تشکیل می‌شوند (Burchette & Wright, 1992). در مناطقی که چرخش آب درون لاگون‌ها کم است تنوع گونه‌ها نیز کم است، هرچند برخی از گونه‌ها ممکن است به تعداد زیاد وجود داشته باشند. وجود بایوکلاست‌های متنوع‌تر و شاخصه دریای نرمال مانند اکینودرم، بازوپا به همراه مقادیر قابل توجه آئید با ضریب تخریبی عمدتاً بالا در رخساره‌هایی مانند پکستون - گریستون آئید / پلوئیددار (C6)، فلوستون - ردستون اینتراکلسست و آئیددار (C7) و فلوستون - ردستون آئید و بیوکلاست دار (C5) و اندازه درشت دانه‌های کربناته در آنها و همچنین وجود مقادیری سیمان اسپاری بین دانه‌های کربناته نشان دهنده شرایط پرانرژی‌تر نسبت به دیگر رخساره‌های لاگونی و ارتباط نسبی و دوره‌ای محیط ته‌نشینی این رخساره‌ها با آب‌های دریایی نرمال است (Bachmann; Colombie & Strasser, 2005; Moosavizadeh *et al.*, 2014; & Hirsch, 2006). بنابراین

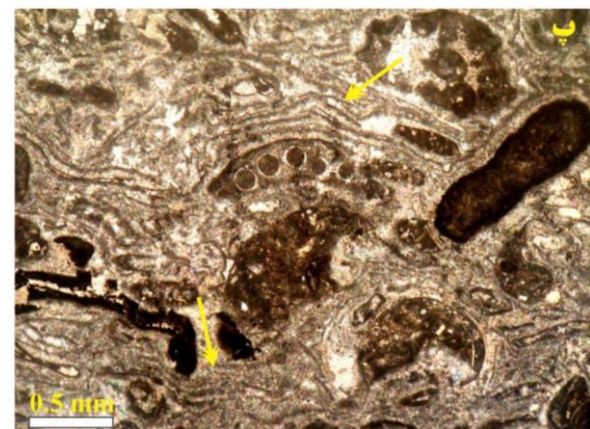
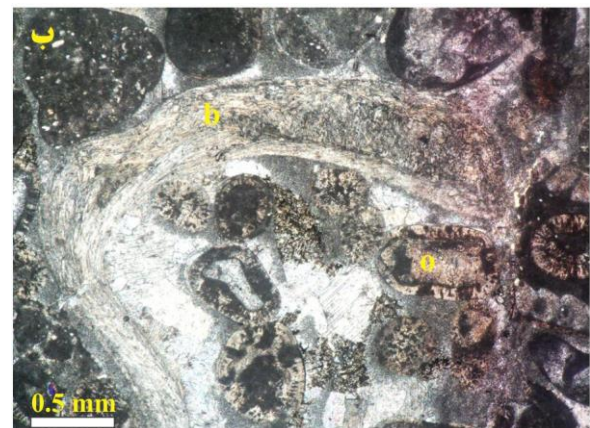
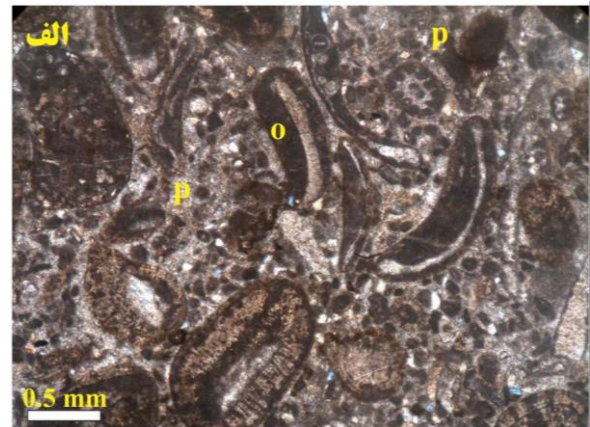
9- Semi-restricted Lagoon

10- Tidal flat

(۵ درصد)، بازوپا (۲ درصد)، روزن‌داران کفزی (۲ درصد)، استراکود (۱ - ۲ درصد) و شکم‌پا، کرینوتید، آئید و ایتراکلست (جمعاً ۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. لامینه‌های میکروبیال موازی تا انحنادار و گنبدی شکل بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره قرار داشته به صورتی که ظاهراً در اطراف آنها کشیده شده‌اند (شکل ۶پ). شواهد فعالیت‌های میکروبیال به صورت ایجاد پوشش‌های میکربیتی در اطراف دانه‌ها نیز به خوبی مشهود است. زمینه این رخساره از گل آهکی است. این رخساره تنها در برش قرقره شناسایی شده و در ارتباط با رخساره لاگونی محصور (و کستون بیوکلاستی) است (شکل ۲).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای (D)

حضور پلوئید به عنوان تشکیل دهنده اصلی این رخساره بیانگر تشکیل آن در یک محیط آرام و کم انرژی با گردش اندک آب مانند محیط لاگونی است (Colombie & Bachmann & Hirsch, 2006; Strasser, 2005; Moosavizadeh *et al.*, 2014). فعالیت‌های میکروبیال که به صورت پوشش‌های میکربیتی بر روی پوسته‌های فسیلی ظاهر شده است، وجود این شرایط آرام و همچنین نرخ پایین رسوب‌گذاری در زمان ایجاد آنها را نشان می‌دهد (Palma Sharafi *et al.*, 2012; Arnal *et al.*, 2009; *et al.*, 2007, 2014). پوشش‌های میکروبی موازی و گنبدی شکل که در اطراف دانه‌ها کشیده شده است احتمالاً به صورت اتصال دهنده رسوبات عمل کرده و نقش اصلی را در تشکیل این رخساره در یک موقعیت پهنه کشندی داشته‌اند. این نوع لامینه‌های موازی تا کمی انحنادار ساده‌ترین نوع پوشش‌های میکروبیال بوده که معمولاً در پهنه‌های کشندی و به طور مشخص در بخش بالایی آن در یک شرایط کم انرژی تشکیل می‌شوند (Bayet-Glumac & Walker, 2000). (Goll *et al.*, 2014).



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌ای لاگون نیمه‌محصور (الف - ب) و پهنه کشندی (پ); (الف) رخساره پکستون - گرینستون آئید و پلوئیددار (o: آئید، p: پلوئید); (ب) رخساره فلوستون - ردستون آئید و بیوکلاستدار (o: آئید، b: بازوپا); (پ) رخساره پکستون پلوئیددار با لامینه‌های میکروبی که در اطراف پلوئیدها به شکل مستقیم تا کمی انحنادار کشیده شده‌اند (پیکان زرد رنگ).

رخساره پکستون پلوئیدی لامینه‌ای (D1)

پلوئید با اندازه ۰/۱ - ۱/۲ میلی‌متر (۴۵ - ۵۰ درصد) تشکیل دهنده اصلی این رخساره است (شکل ۶پ). جلبک سبز

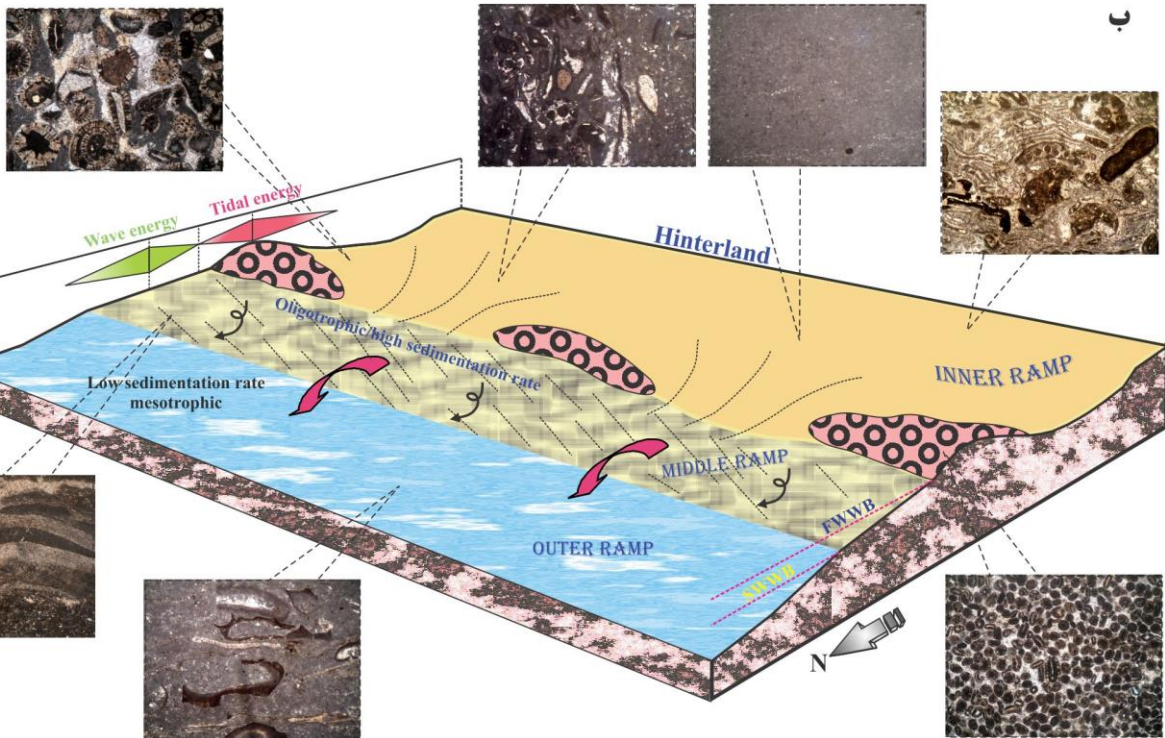
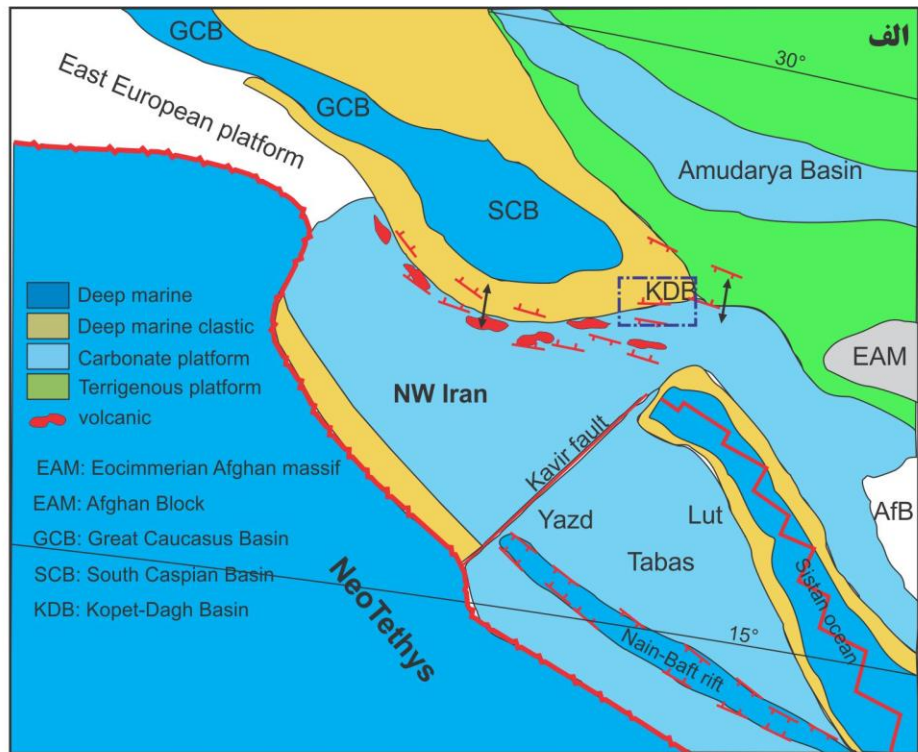
مدل رسوبی و عوامل کنترل کننده

در این قسمت با توجه به نوع و فراوانی دانه‌های کربناته و سایر ویژگی‌های بافتی و ساختی که با استفاده از مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی حاصل شده است و همچنین با مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های مختلف در توالی مطالعه شده، مدل رسوبی نهشته‌های ناحیه مورد مطالعه ارائه شده است. در توالی‌های مورد مطالعه سازند تیرگان، اختلاف اندکی در ستبرای برش‌ها مشاهده می‌شود (بین ۴۰ و ۳۶ متر) و مجموعه‌های رخساره‌ای به طور جانبی قابل انطباق هستند (شکل ۲). همچنین مجموعه‌های رخساره‌ای در حالت عمودی به تدریج به یکدیگر تبدیل شده و تغییرات ناگهانی در الگوی انباشتگی آنها مشاهده نمی‌شود (شکل ۲). این شواهد همراه با نبود رخساره‌های توریدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه، تغییرات تدریجی و عادی رخساره‌ها از بخش‌های ژرف‌تر دور از ساحل و رمپ میانی (مجموعه رخساره‌ای دریای باز، A) به بخش‌های کم ژرفا و پرنرژی‌تر مانند پشته‌های ماسه‌ای و لاگون در رمپ درونی (مجموعه‌های رخساره‌ای B و C) و پهنه کشندی (مجموعه رخساره‌ای D)، مدل رسوبی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه را می‌توان از نوع رمپ با شیب یکنواخت در نظر گرفت (شکل ۷) (Pomar & Read, 1982; Flugel, 2010; Bernaus et al., 2003; et al., 2002; Pomar et al., 2012; Brandano et al., 2012). به طور کلی رمپ‌های کربناته دارای شیب آرام (کمتر از ۱ درجه) بوده و رخساره‌های کم ژرفای آب‌های آشفته در منطقه نزدیک به ساحل و به سمت آب‌های عمیق شکستگی مشخصی ندارد (Read, 1982) و از این جهت با توجه به مطالعات انجام شده بر روی سازند تیرگان می‌توان محیط رسوبی این سازند را نیز یک رمپ کربناته با شیب آرام در نظر گرفت. فراوانی رخساره‌های طوفانی در توالی‌های مورد مطالعه این تفسیر را تأیید می‌نماید به طوری که وجود یک

سد/ ریف برجسته در لبه پلتفرم (نوع شلف لبه‌دار) باعث کاهش قابل توجه ورود جریان‌های طوفانی به بخش‌های درونی پلتفرم می‌شود.

رمپ‌ها به سه قسمت رمپ داخلی، میانی و خارجی تقسیم می‌شوند. رخساره‌های موجود در برش‌های مورد مطالعه در هر سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و خارجی وجود دارند. رمپ درونی بالاتر از حد اثر امواج معمولی قرار داشته و اجزای تشکیل دهنده رخساره‌های آن عمدتاً از نوع درج‌ازا هستند، هر چند که ممکن است مقداری حمل و نقل محلی به خصوص در بخش سدی را تحمل کرده باشند. تنوع بالای رخساره‌های لاگونی احتمالاً نشان دهنده وسعت نسبی زیرمحیط لاگون است که این خود از ویژگی‌های پلتفرم‌های کربناته نوع رمپ است، هر چند برای اثبات این موضوع نیاز به مطالعه تعداد قابل توجهی از برش‌های سازند تیرگان و بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در بازه زمانی بارمین - آپتین است. رمپ میانی از قاعده اثر امواج عادی تا قاعده امواج طوفانی گسترش دارد، هر چند ژرفای آب برای این مرزها متفاوت است (Burchette & Wright, 1992). رخساره‌های رمپ بیرونی نیز از اجزای درج‌ازا در شرایط هوازی تا نیمه هوازی در یک محیط آرام و کم انرژی که گاه توسط امواج و جریان‌ها تحت تأثیر قرار گرفته است، تشکیل یافته‌اند (شکل ۷). پهنه نوری در زیر حد امواج آرام با غلبه رخساره‌های دانه درشت فلوئستون - ردستون بیوکلاست، اینتراکلاست و آئیددار با تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی عادی مانند بازوپا، کرینوتید، بریوزوئر و جلبک‌های سبز مشخص بوده و توسط امواج مکرراً جابه‌جا می‌شوند (که با وجود خرد شدگی شدید در پوسته‌های فسیلی به ویژه بازوپا و ایجاد رخساره‌های طوفانی¹¹ شناسایی می‌شود) (Bernaus & Madi et al., 1996)

شکل ۷: الف) نقشه جغرافیای دیرینه خاورمیانه (برگرفته از Barrier & Vrielynck, 2008); ب) مدل رسوبی سازند تیرگان در منطقه بزنگان از نوع رمپ با شیب یکنواخت؛ بخش پشته ماسه‌ای و تاحدی لاگون نیمه محصور عمدتاً تحت تأثیر جریان‌های کشندی بوده در حالی که فعالیت امواج طوفانی در بخش میانی رمپ غالب است که با وجود رخساره‌های طوفانی مشخص می‌شود.



رخساره‌های کمریندهای رخساره‌ای مختلف مشخص می‌شود، موجب فعالیت شدید و تنوع زیستی بالای موجودات در این پلتفرم کربناته گردیده است. این عامل همراه با تغییرات انرژی و نوع فرآیند رسوبی (کشند و

Brandano *et al.*, Pomar *et al.*, 2012; *et al.*, 2003 (2012). تأمین پیوسته و فراوانی مواد غذایی از بخش بالادست (فرآیند خارج حوضه‌ای) به حوضه رسوبی سازند تیرگان که با وجود ذرات سیلیسی - آواری در بخش عمده

سنگ آهک آلیتی و اربیتولینیدار با میان لایه‌های نازک مارن است و به طرف شمال غرب بر میزان لایه‌های مارنی و سنگ آهک مارنی افزوده می‌شود. این موضوع نشان دهنده روند کلی ژرف شونده‌گی حوضه رسوبی کپه‌داغ به طرف شمال غرب است که حتی بعد از زمان ته‌نشینی سازند تیرگان و تا انتهای کرتاسه مشاهده شده است (برای مثال سازند آیتامیر به سن آلبین - سنومانین) (Sharafi et al., 2012, 2013).

نتیجه‌گیری

سازند تیرگان در ناحیه بزنگان عمدتاً شامل شیل‌های سبز و خاکستری با میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های نازک لایه در بخش پایین و سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های سنگ آهک مارنی در بخش بالایی بوده و به طور کلی از ۱۶ رخساره کربناته و سیلیسی - آواری تشکیل یافته است. این رخساره‌ها در پنج مجموعه رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون و پشته ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، و بخش دریای باز کم ژرفا تا دور از ساحل متعلق به رمپ میانی و بیرونی قرار می‌گیرند. مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها در توالی‌های مطالعه شده بیانگر وجود تغییرات تدریجی و عادی رخساره‌ها از بخش‌های ژرف‌تر دور از ساحل با رخساره‌های غالباً دانه ریز شیلی به سنگ آهک و سنگ آهک‌های مارنی بخش میانی تا درونی رمپ متشکل از رخساره‌های عمدتاً بیو کلاستی دانه درشت (رمپ میانی) تا آئید و اینتراکلاست دار ماسه‌ای (پشته‌های ماسه‌ای) و پکستون - گرینستون تا مادستون آئید و بیو کلاست دار (موقعیت لاگونی) است که نشان دهنده تشکیل رسوبات سازند تیرگان در رمپ با شیب یکنواخت است. تنوع بالای پوسته‌های فسیلی در رخساره‌های رمپ میانی بیانگر وجود شرایط مطلوب از نظر وجود مواد غذایی، گردش آب، سطح اکسیژن و نور در محیط

امواج (عوامل درون حوضه‌ای) که تأثیر مستقیم بر روی گردش آب و میزان آشفته‌گی در بخش‌های مختلف سیستم رسوبی کربناته سازند تیرگان داشته است، از عوامل اصلی کنترل کننده توزیع رخساره‌ها و تنوع زیستی مشاهده شده است. بخش رمپ درونی که تحت نفوذ کشند بوده و در نتیجه تغییرات درجه شوری بالاتری را متحمل می‌شده است، از تنوع زیستی پایین‌تری برخوردار است در صورتی که در بخش رمپ میانی تحت نفوذ امواج تغییرات درجه شوری اندک موجب تنوع زیستی و فعالیت بالای موجودات و تولیدات آلی بالا¹² در این موقعیت رسوبی شده است. در عین حال دوره‌های افزایش فعالیت امواج (افزایش آشفته‌گی) منطبق با کاهش فعالیت موجودات و ایجاد رخساره‌های طوفانی متشکل از پوسته‌های فسیلی خرد شده هستند. در مراحل آرامش بین فعالیت امواج طوفانی، فعالیت موجودات افزایش یافته که موجب ظهور و توسعه شدید فابریک‌های پوشش میکروبی و حفاری در پوسته‌های فسیلی گردیده است.

بررسی تغییرات ستبرای سازند تیرگان در گستره حوضه رسوبی کپه‌داغ نشان دهنده تغییرات شدید از شرق - جنوب شرق به شمال غرب این حوضه است، به طوری که برش‌های شرقی از ستبرای بسیار پایینی برخوردار بوده (برای مثال ۳۶ و ۴۰ متر در برش‌های مورد مطالعه و برش‌های شورآب به ستبرای ۲۰ متر و ناودیس خور در ناحیه کلات به ستبرای ۵۰ تا ۶۰ متر) و به طرف شمال غرب بر ستبرای سازند تیرگان افزوده می‌شود (برای مثال برش‌های مسی‌نو در شمال بجنورد و قزل‌تپه به ترتیب با ستبرای ۸۵۰ و ۱۰۰۵ متر). علاوه بر این، منطبق با این روند تغییرات رخساره‌ای نیز مشاهده می‌شود به نحوی که در بخش‌های شرقی این سازند عمدتاً متشکل از لایه‌های ستبر

رخساره‌های گریستونی آئیدی و اینتراکست‌دار با آئیدهای عمدتاً گرد شده و شعاعی و میکریتی با ساخت‌های رسوبی طبقه بندی مورب سطح و بسته‌های رسوبی کشندی منجر شده است.

رسوب‌گذاری آنها است که باعث افزایش تولیدات آلی در این بخش از حوضه رسوبی گردیده است. وجود جریانات پیوسته و پراثری در بخش رمپ درونی و ایجاد آشفستگی در بستر رسوبی به ویژه در بخش پشته ماسه‌ای به تشکیل

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: کپه‌داغ. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۲۷۵ ص.
- شرفی، م.، عاشوری، م.، محبوبی، ا.، موسوی حریمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر (آلین - سنومانین) در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۵: ۲۰۱-۲۱۱.
- شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حریمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۹۰. کاربرد لایه‌های پرفسیل در تفسیر چینه نگاری سکانسی سازند آیتامیر در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره - باختر کپه‌داغ. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۱۷: ۳۱-۴۷.
- Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Muzdiran formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Afshar-Harb, A., 1982. Geological Map of Sarakhs Area 1:250,000. *National Iranian Oil Company (NIOC), Exploration and Production*, Tehran, 1 Sheet.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61: 191-243.
- Bacelle, L., & Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. *Annali dell'Università di Ferrara, Sezione. IX, Scienze Geologiche e Paleontologiche*, 1 (3): 59-62.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Barrier, E., & Vrielynck, B., 2008. Map 6: Middle Aptian (121.0-115.0 Ma). In: Barrier, E., & Vrielynck, B. (eds.), Palaeotectonic maps of the Middle East e tectono-sedimentary-palinsspastic maps from the Late Norian to Pliocene. *Commission for the Geological Map of the World (CGMW / CCGM)*, Paris.
- Bassi, D., & Nebelsick, J.H., 2010. Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258-280.
- Bauer, J., Bremen, J.K., & Bochum, T.S., 2002. Platform Environments, Microfacies and Systems Tracts of the Upper Cenomanian - Lower Santonian of Sinai, Egypt. *Facies*, 47: 1-26.
- Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan Formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, 60: 815-841.
- Bernaus, G. M., Arnaud-Vanneau, A., & Caus, E., 2003, Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organya basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 159: 177-201.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J.A., & Bitzer, K., 2009. Sequence stratigraphy and architecture of a late Early–Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 280–301.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255-256: 29-41.

- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Colombie, C., & Strasser, A., 2005. Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.
- Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., & Gingras, M.K., 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279: 42-61.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association Petroleum Geologists Memoire*, 1: 108-121.
- Embry, A.F.I., & Klovan, J.E., 1972. Absolute water depth limits of late devonian paleoecological zones. *Geology Rundsch*, 61: 672-686.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate rocks. *Springer-Verlag*, 976 p.
- Friedman, G.M., & Lundin, R.F., 2001. Ostracodes as indicators of brackish water environment in the Catskill Magnafacies (Devonian) of New York state: Discussion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171: 73-79.
- Fürsich, F.T., Werner, W., & Schneider, S., 2009. Autochthonous to parautochthonous bivalve concentrations within transgressive marginal marine strata of the Upper Jurassic of Portugal. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 89 (3): 161-190.
- Gallagher, S.J., 1998. Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland. *Marine Micropaleontology*, 34: 187-211.
- Glumac, B., & Walker, K.R., 2000. Carbonate deposition and sequence stratigraphy of the Terminal Cambrian Gr Cycle in the Southern Appalachians, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 952-963.
- Hairapetian, V., Mohibullah, M., Tilley, L.J., Williams, M., Miller, C.G., Afzal, J., Ghobadi Pour, M., & Hejazi, S.H., 2011. Early Silurian carbonate platform ostracods from Iran: A peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities. *Gondwana Research*, 20, 645-653
- Heckel, P.H., 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 7-18.
- Jank, M., Wetzel, A., & Meyer, C.A., 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. *Facies*, 52: 487-519.
- Kalantary, A., 1987. Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region. *National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group*, Tehran, Sheet 1.
- Madi, A., Bourque, P.A., & Mamet, B.I., 1996. Depth-related ecological zonation of a carboniferous carbonate ramp: Upper Viséan of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*, 35: 59-80.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M.A., & Schlagintweit, F., 2014. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros fold-thrust belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90 (1): 145 - 172.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) Sandstones, Eastern Kopet-Dagh Basin, Northeastern Iran. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 76: 1200-1208.
- Palma, R.M., López-Gómez, J., & Piethé, R.D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Pomar, L., Bassant, Ph., Brandano, M., Ruchonnet, C., & Janson, X., 2012. Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean region. *Earth Science Reviews*, 113: 186-211.
- Pomar, L., Obrador, A., & Westphal, H., 2002. Sub-wave base cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49: 139-169.
- Raisossadat, N., & Moussavi-Harami, R., 2000. Lithostratigraphic and facies analysis of Sarcheshmeh Formation (Lower Cretaceous) in the eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Cretaceous Research*, 21: 507-516.
- Read, J.F., 1982. Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.

- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 69: 1-21.
- Reolid, M., Tovar, F.J.R., Nagy, J., & Olóriz, F., 2008. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): Characterization of biofacies and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261: 280-299.
- Saller, A., Reksalegora, S.W., & Bassant, P., 2010. Sequence Stratigraphy and Growth of Shelfal Carbonates in a Deltaic Province, Kutai Basin, Offshore East Kalimantan, Indonesia. In: Morgan, W.A., George, A., Harris, P.M., Kupez J.A., & Sarg, F.J., (eds.), *Cenozoic Carbonate Systems of Australasia. SEPM Special Publication*, Tulsa, 95: 147-174.
- Sharafi, M., Mahboubia, A., Moussavi-Haramia, R., Mosaddegh, H., & Mahmudy Gharaie, M.H., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50-68.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M., & Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian-Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 171-186.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1991, Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 125-138.
- Wilmsen, M., Niebuhr, B., & Hiss, M., 2005. The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. *Facies*, 51: 242-263.

Sedimentary facies and Depositional environment of the Tirgan Formation in the Bazangan Area, E Kopet-Dagh Basin

Sharafi, M.^{1*}, Mohammadi, M.¹, Mahboubi, A.¹, Khanehbad, M.¹

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2- M.Sc. student in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* Email: sharafi2262@gmail.com

Introduction

The Kopet-Dagh sedimentary Basin that crops out from NE Iran to Turkmenistan was formed as an intracontinental Basin due to the southeastern extension of the South Caspian Basin by Neotethyan back-arc rifting after the closure of the Palaeotethys and the early Cimmerian Orogeny (middle Triassic). A thick sedimentary package (10 kilometers) consisting of five transgressive- regressive super-sequences from Jurassic to Miocene time is deposited in the Eastern part of the sedimentary basin that is mainly controlled by NW-SW running major faults. The Cretaceous sequence in the Kopet-Dagh Basin is divided into nine formations, mainly composed of sandstones, conglomerates, mudstones, limestones, and dolomites with minor amounts of evaporates (Afshar-Harb, 1979). The regional trend of the Kopet-Dagh sedimentary basin was northwest-southeast during the Cretaceous. After the deposition of thick, red siliciclastic sediments of the fluvial system during the Early Cretaceous, a suitable condition for the deposition of carbonate sediments (named as Tirgan Formation) was provided as a result of major marine transgression during the Barremian-Aptian stages. The Tirgan Formation is one of the most widespread Upper Cretaceous formations in the eastern Kopet-Dagh that unconformably overlies the fluvial sediments of the Shurijeh Formation and is overlain by a sharp contact of the Sarcheshmeh Formation.

Material and Methods

This study is focused on two stratigraphic sections in the Eastern Kopet-Dagh in northern Iran. Ninety thin sections were examined to identify fine-scale physical characteristics (mineralogical composition and fossil contents). Lithology, grain size, and sedimentary structures were recorded.

Discussion

Based on sedimentological features, sixteen facies are recognized that grouped within five facies associations consist of deep and shallow open marine (FA), shoal (FB), lagoon (FC), and Tidal flat (FD). Deep open marine facies include green-gray fissile (sandy-silty) shale and shallow open marine facies are mainly consist of bioclastic wackestone, ooid/peloid bioclastic floatstone, sandy intraclastic floatstone, sandy intraclastic bioclastic float-rudstone, and sandy peloid bioclastic grainstone. The main constituents in this association are brachiopods, bryozoans, echinoderms, oysters, orbitolinids, intraclasts, ooids, and peloids. Micrite envelopes and borings are the common features in this association. The skeletal elements display high fragmentation, preferentially horizontal orientation, and fining up-ward fabrics. Green-gray fissile shale is deposited in a low energy depositional setting below weather wave base (SWWB), periodically affected by storm waves, suggested by the presence of the siliciclastic grains. The skeletal elements of the shallow open marine facies offer a shallow full open marine setting between SWWB and fair-weather wave base (FWWB) (Bovar-Arnal *et al.*, 2009). High fragmentation, preferentially horizontal orientation, and fining upward skeletal elements suggest the storm-generated shell concentrations. Low energy periods of the sedimentary environment (post- and pre-storm phase) are indicated by micrite envelopes and borings. Shoal association consists of ooid grainstone and sandy ooid grainstone facies with predominantly well-sorted fabric. The main sedimentary structures in this association are sigmoidal cross-beds, wave ripples, cross lamination, and planar cross-beds with the erosional surface. These sediments are deposited in medium-high energy shoal settings above FWWB in the inner ramp environment suggested by well sorting of the elements and predominantly grainstone facies (Bachmann & Hirsch, 2006; Brandano *et al.*, 2012). The sedimentary structures clearly

show that tidal currents controlled the association's deposition in a sandy shoal environment. Lagoon association includes sandy mudstone, bioclastic wack-packstone, sandy ooid wackestone, sandy peloid packstone, intraclast, ooid float-rudstone, ooid/peloid pack-grainstone, ooidal bioclastic float-rudstone with main ooids, peloids, benthic foraminifers, echinoderms, and minor content of green algae, bivalves, brachiopods as well as siliciclastic grains that are commonly floated in the micritic matrix. These sediments are mainly deposited in a semi-restricted to restricted (sandy mudstone) lagoon setting above FWFB. The periodical water circulation suggested by the mixture of the open marine (echinoderm, brachiopods) to more restricted and brackish water elements (ostracodes, benthic forams), floated within the micritic matrix (Colombie & Strasser, 2005; Bachmann & Hirsch, 2006; Bover-Arnal *et al.*, 2009). The tidal flat association mainly consists of peloids, benthic foraminifers, and ostracods surrounded by flat microbial laminations. The flat geometry of the microbial lamination and the presence of the peloids and benthic foraminifers as the main elements in this association demonstrate a flat substrate in a tidal flat setting of the most internal part of the carbonate platform.

Conclusion

In a general view, petrography and field observations, facies associations relationship, and vertical trend of the studied successions suggest Tirgan sediments in the Kopet-Dagh basin are deposited in shallow to the deep marine environment with tidal flat, lagoon, shoal, and shallow to deep marine facies zones. These sediments were deposited in a homoclinal ramp characterized by gradationally vertical changes in the facies associations and abundant storm deposits. This carbonate system was influenced by storm (shallow marine zone) and tidal (shoal zone) currents suggested by the storm-generated shell concentrations, wave ripples, cross laminations, and sigmoidal cross-beds.

Keywords: Kopet-Dagh; Tirgan Formation; facies; tempestite; homoclinal ramp.

References

- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran. *Ph.D. thesis, Imperial College of Science and Technology*, London, 316 p. (Unpublished).
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J.A., & Bitzer, K., 2009. Sequence stratigraphy and architecture of a late Early–Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 280–301.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255-256: 29-41.
- Colombie, C., & Strasser, A., 2005, Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.