

بازسازی شرایط محیط رسوبی سازند تاربور در منطقه فارس داخلی، برش‌های ماندگان و خانه‌نهر

سیدمحمدعلی موسوی‌زاده*^۱ و کوورش رشیدی^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

نویسنده مسئول: moosavizadeh@yazd.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۱/۹/۱۱ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۹

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در این تحقیق دو برش از سازند تاربور در زون ساختاری چین‌خورده-رانده زاگرس مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. سازند تاربور به سن مایستریشتین در برش‌های مورد مطالعه به صورت همشیب و پیوسته بر روی سازند گورپی قرار دارد. در برش ماندگان این سازند با مرز فرسایشی و همشیب توسط سازند بختیاری پوشیده می‌شود و در برش خانه‌نهر سازند ساچون با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آن قرار گرفته است. با توجه به فراوانی محتوای فسیلی در این رسوبات، عمده مطالعات صورت گرفته بر روی این سازند در زمینه دیرینه‌شناسی متمرکز شده است. مطالعات سنگ‌شناسی و رخساره‌ای در منطقه فارس داخلی نشان دهنده وجود ۱۲ رخساره رسوبی کربناته در این رسوبات است که در چهار زیر محیط دریای‌باز پشته‌های سدی بایوکلستی، لاگون و پهنه جزرومدی پراکنده شده‌اند. فراوانی روزن‌بران کفزی به خوبی تغییرات شرایط را از محیط‌های عمیق به کم عمق نشان می‌دهد. نتایج بررسی‌های صحرایی و روند تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها منعکس‌کننده وجود یک رمپ کربناته از نوع هموکلینال در زمان تهنشینی این رسوبات است. روند تغییرات عمق رخساره‌ها، الگوی پراکندگی آن‌ها و ویژگی مرز فوقانی سازند نشان می‌دهد برش ماندگان در قسمت کم‌عمق این رمپ قرار داشته و به سمت جنوب شرق به سمت برش خانه‌نهر روند عمیق‌شدگی در محیط وجود داشته است. علاوه بر این، جایگزین شدن روزن‌بران کفزی بزرگ توسط دوکفه‌ای‌هایی نظیر رودیست، تایید دیگری بر روند کاهش عمق در گذر زمان است. این نتایج می‌تواند در بازسازی روند تکامل حوضه رسوبی در این منطقه مورد استفاده قرار گیرد.

واژگان کلیدی: سازند تاربور، مایستریشتین، فارس داخلی، رخساره کربناته، رمپ هموکلینال

۱- پیشگفتار

حوضه نئوتتیس در بازه زمانی مایستریشتین تهنشین شده است (علوی، ۲۰۰۴). این سازند اولین بار توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) در کوه گدوان در نزدیکی روستای تاربور معرفی شد که شامل ۵۲۷ متر آهک توده‌ای و صخره‌ساز فسیل‌دار به سن کامپانین-مایستریشتین است که در برخی موارد دارای انیدریت نیز می‌باشد. به طور کلی سازند تاربور به عنوان سازندی کربناته حاوی مقادیر فراوانی از رودیست، مرجان و روزن‌بران کفزی در نظر گرفته می‌شود که در مناطق فارس داخلی توسعه یافته و به سمت جنوب غرب به سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه و در نهایت به رسوبات پلاژیک و شیلی سازند گورپی تبدیل می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). در برش الگو، مرز زیرین این سازند با سازند گورپی به صورت ناگهانی و پیوسته است ولی مرز بالایی آن با یک زون فرسایشی به سازند ساچون ختم می‌شود (استنلی، ۱۹۷۴).

رسوبات مایستریشتین در حوضه رسوبی زاگرس چین‌خورده، نواحی فارس و زاگرس مرتفع در نواحی سمیرم، با سازندهای گورپی و تاربور مشخص می‌گردند. در ناحیه زاگرس رورانده و منطقه مورد مطالعه به دلیل عملکرد گسل‌هایی چون دنا و سبزپوشان (علوی، ۲۰۰۴) و به تبع آن تغییر در شکل حوضه، تفاوت در رخساره‌ها و تغییر ستبرای سازندهای مذکور نسبت به منطقه فارس و زون چین‌خورده در خور توجه می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). عوامل ذکر شده در این منطقه گاهی حتی باعث تغییر رخساره‌ها از تاربور به گورپی و ایجاد ارتباط بین انگشتی بین این دو سازند شده است. سازند تاربور در زون چین‌خورده رانده زاگرس شامل نهشته‌های کربناته حاوی رودیست است (خزایی و همکاران، ۲۰۱۰) که در داخل

چینه‌شناسی اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد (شکل ۱). از لحاظ زمین‌شناسی، برش‌های مورد مطالعه در زون زاگرس مرتفع از زیر زون‌های کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس قرار دارد. برش ماندگان با مختصات جغرافیایی $24^{\circ} 51'$ طول شرقی و $25^{\circ} 31'$ عرض شمالی در شمال روستای ماندگان و در ۶۵ کیلومتری جنوب‌غرب سمیرم (فاصله هوایی ۴۳ کیلومتر)، در دامنه شمالی کوه‌های دنا واقع شده است. برش خانه‌نهر در زاگرس چین‌خورده با مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 28'$ عرض شمالی و $30^{\circ} 53'$ طول شرقی در ۲۰ کیلومتری جنوب غربی فسا و در راه گردنه خفر به جهرم واقع شده است. در شکل ۱ وضعیت زمین‌شناسی، موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه نشان داده شده است.

در مجموع تعداد ۲۵۲ نمونه کربناته برداشت و در صحرا به روش گرابو (۱۹۰۴) نام‌گذاری شد. به منظور تفکیک دولومیت از کلسیت برش نازک تهیه شده و توسط محلول آلیزارین قرمز رنگ و به روش دیکسون (۱۹۶۶) رنگ‌آمیزی شدند. سپس این برش‌های نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت و رخساره‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۵) و امبری و کلوان (۱۹۷۲) نام‌گذاری شدند. با بررسی روند تغییرات رخساره‌ای به صورت عمودی و جانبی و مقایسه با مدل‌های رخساره‌ای بورکت و رایت (۱۹۹۲) و اروین (۱۹۶۵) و بررسی روند تغییرات محتوای فسیلی بخصوص روزن‌بران کفزی کوچک و بزرگ، محیط رسوبی قدیمه تفسیر و مدل رسوبگذاری ارائه شد. بازه زمانی رسوبات مورد مطالعه نیز از طریق بررسی محتوای فسیلی سازند و عمدتاً بر اساس وجود روزن‌بران کفزی بزرگ مورد ارزیابی قرار گرفته و ضخامت مورد نظر تعیین سن شد.

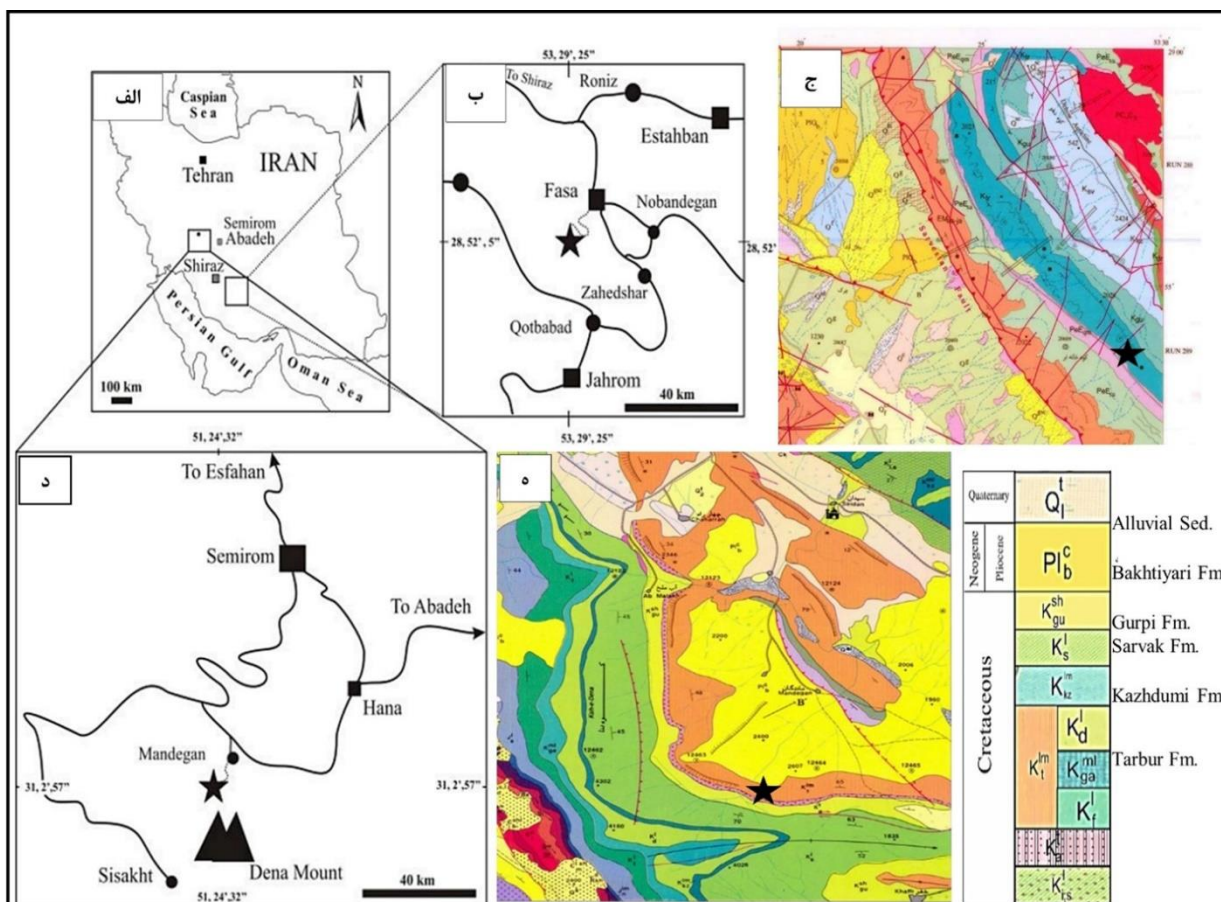
۳- چینه‌شناسی سنگی و زیستی

سازند تاربور در برش‌های مورد مطالعه با مرز همشیب و پیوسته بر روی سازند گورپی قرار گرفته ولی مرز فوقانی آن با ناپیوستگی رسوبی همراه است. در برش ماندگان، رسوبات سازند تاربور توسط سازند تخریبی کنگلومرای بختیاری (شکل ۲) و در برش خانه‌نهر توسط سنگ‌آهک‌های مارنی و مارن ژیبس‌دار سازند ساچون پوشیده شده است. البته وجود ناپیوستگی در مرز فوقانی برش ماندگان به طور قطعی ثابت نشده است.

همانطور که عنوان شد محدوده گسترش جغرافیایی این سازند فارس داخلی است (مطیعی، ۱۳۷۲) ولی در اطراف خرم‌آباد رسوبات آهکی وجود دارد که معادل سازند تاربور در نظر گرفته شده‌اند (مغفوری‌مقدم، ۱۳۸۶). در دوره کرتاسه که پیشروی سطح آب دریا در مقیاس جهانی اتفاق افتاده است رودیست‌ها گسترش وسیعی داشته‌اند (برای مثال آپتین پیشین، سنومانین پسین و کامپانین-مایستریشتین) (سکلتون و همکاران، ۱۹۹۷). در منطقه مورد مطالعه نیز در میانه کامپانین تا میانه مایستریشتین بالآمدگی سطح آب منجر به ته‌نشینی رسوبات دریایی حاوی مقادیر فراوانی از رودیست در اندازه متفاوت شده است (استیوبر و لوسر، ۲۰۰۰). البته با وجود اینکه رودیست‌ها رفتار کاملاً اجتماعی داشته‌اند ولی بر خلاف مرجان‌ها موجودات ریف‌ساز کاملی نبوده‌اند (فیلیپ و پلاتل، ۱۹۹۶). همین ویژگی باعث شده که عمده تجمعات رودیستی در سازند تاربور به صورت ریف‌های کومه‌ای و منقطع کوچک مقیاس دیده شوند. با توجه به غنای فسیلی موجود در رسوبات سازند تاربور، عمده مطالعات صورت گرفته در این سازند بر روی ویژگی‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی متمرکز بوده است (برای مثال، خسروتهرانی و افقه، ۱۳۸۳؛ صفری، ۱۳۸۴؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۱۳۸۹). از طرفی در اغلب نقاط ایران به خصوص زون ایران مرکزی، گذر بین مایستریشتین به پالئوسن با نبودهای رسوبگذاری بوده و به صورت ناپیوستگی گزارش شده است. این مسئله نشان دهنده نوسانات محیطی در این بازه زمانی و تغییرات سریع در شرایط رسوبگذاری حوضه است. با توجه به اینکه یکی از دلایل کاهش سطح آب و تغییرات محیطی برخورد پلیت عربی با زون ایران مرکزی است و تشکیل برآمدگی‌های ناشی از این فرورانش منجر به جدایش مناطقی از حاشیه شمالی نئوتتیس از سایر بخش‌ها شده است، بررسی ویژگی‌های محیطی در نواحی اطراف زون برخورد می‌تواند اطلاعات مفیدی را در این زمینه در اختیار پژوهشگران قرار دهد. بر همین اساس در این مطالعه سعی شده تا ویژگی‌های رخساره‌ای و محیط رسوبی قدیمه سازند تاربور در منطقه فارس مورد مطالعه و بررسی قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دنا (صداقت، ۱۳۸۳) و کوشک (صداقت و قریب، ۱۳۷۷) تعداد ۲ برش



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، محل نمونه‌برداری هر یک از برش‌ها با ستاره مشکی مشخص شده است (اقتباس از صداقت (۱۳۸۳)، صداقت و قریب (۱۳۷۷)).

سنگ‌آهک‌ها در محیط لاگون است. این واحد از تناوب‌های سنگ‌آهک، سنگ‌آهک آرژیلی و بین لایه‌های بسیار نازکی از مارن تشکیل شده است. قابلیت فرسایش در این رسوبات باعث شده بخش عمده‌ای از این توالی دچار فرسایش شود. این رسوبات حاوی مقادیر زیادی از روزن‌بران کفزی است. واحد سوم ۴۷ متر ضخامت دارد و از سنگ‌آهک‌های رسی و مارن‌های آهکی متوسط لایه (شکل ۳ ه) تشکیل شده و سیمای نرم‌فرسا به خود گرفته است. در بین این توالی، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای حاوی مقادیر فراوانی فسیل لوفتوزیای درشت نیز دیده می‌شود. در این سنگ‌آهک‌ها، روزن‌بران اربیتویدس و لپیدوربیتویدس با پوسته هیالین براحتی قابل شناسایی است. قسمت انتهایی این واحد به طور کامل از سنگ‌آهک‌های توده‌ای کرم تا خاکستری کم‌رنگ تشکیل شده است که با فراوانی خرده‌های رودیست (شکل ۴ الف) مشخص می‌شوند.

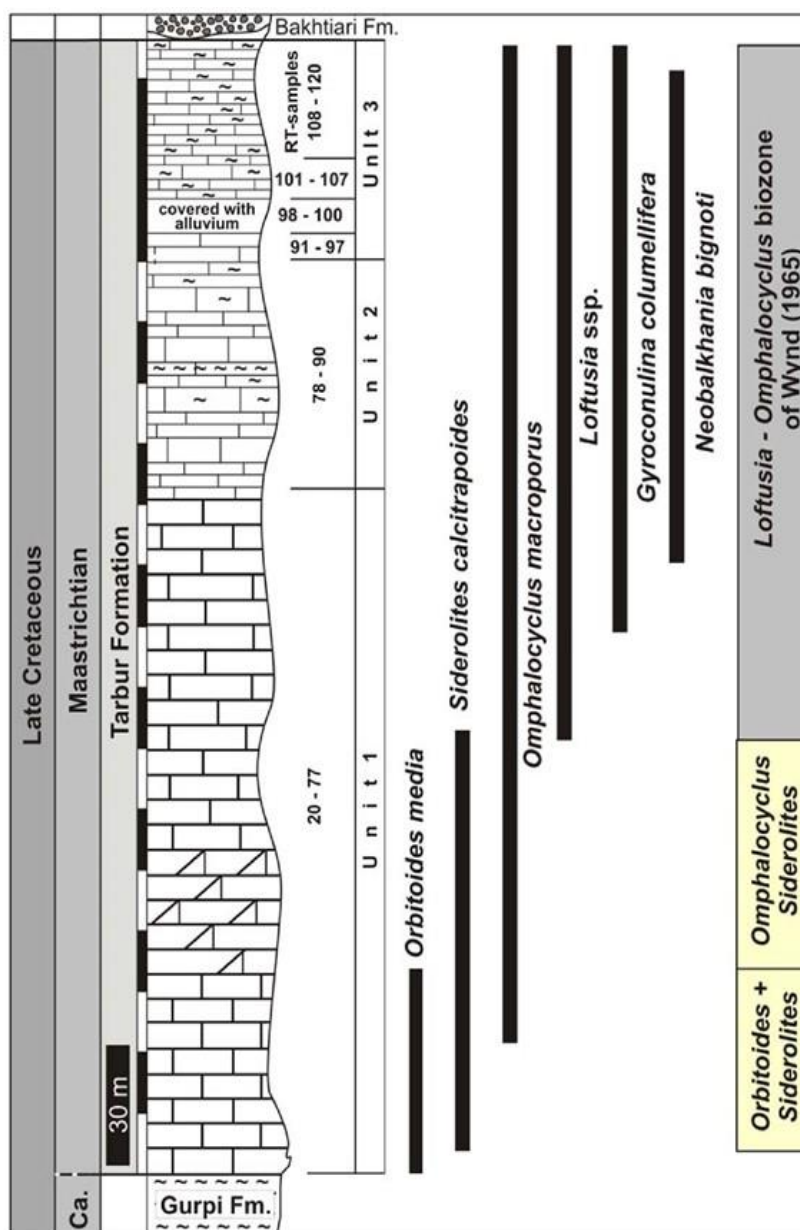
همانطور که عنوان شد برخلاف مرز زیرین، مرز فوقانی رسوبات سازند تاربور با ناپیوستگی رسوبی همراه بوده و

در برش ماندگان مرز زیرین سازند تاربور با تغییر تدریجی سنگ‌شناسی از شیل و مارن‌های سازند گورپی به سنگ‌آهک شیلی و سپس سنگ‌آهک مشخص می‌شود (شکل ۳ الف-ب). ضخامت ۲۷۲ متری رسوبات سازند تاربور در این برش را می‌توان به سه واحد چینه‌سنگی پایین، میانی و بالایی تقسیم کرد. اولین واحد به ضخامت ۱۶۷ متر متشکل از سنگ‌آهک‌های ضخیم تا توده‌ای (شکل ۳ ج) کلسی‌رودایتی تا کالک‌آرنایتی به همراه بین لایه‌هایی از آهک دولومیتی است و سیمای صخره‌ساز به خود گرفته است. هندسه رسوبات در قاعده این واحد لایه‌بندی مورب را نشان می‌دهد.

واحد دوم به عنوان بخش میانی توالی این سازند (شکل ۳ د) شامل ضخامتی بالغ بر ۵۸ متر از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه قرار دارد که به علت نرم‌فرسا بودن فرسایش بیشتری را متحمل شده و بخش‌های وسیعی از آن‌ها فرسوده شده است. این رسوبات متوسط تا ضخیم‌لایه حاوی فسیل‌های فراوانی است که بیانگر تشکیل عمده این

زیرا در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری در شمال شرق منطقه برداشت، در بخش انتهایی سازند تاربور ضخامت از شیل‌های لاتریتی قرمز رنگ دیده می‌شود (شکل ۴ ج).

رسوبات کربناته این سازند توسط رسوبات کنگلومرای آواری سازند بختیاری پوشیده شده است (شکل ۴ ب). این تغییر با وقفه رسوبی و سطح فرسایشی مشخص می‌شود



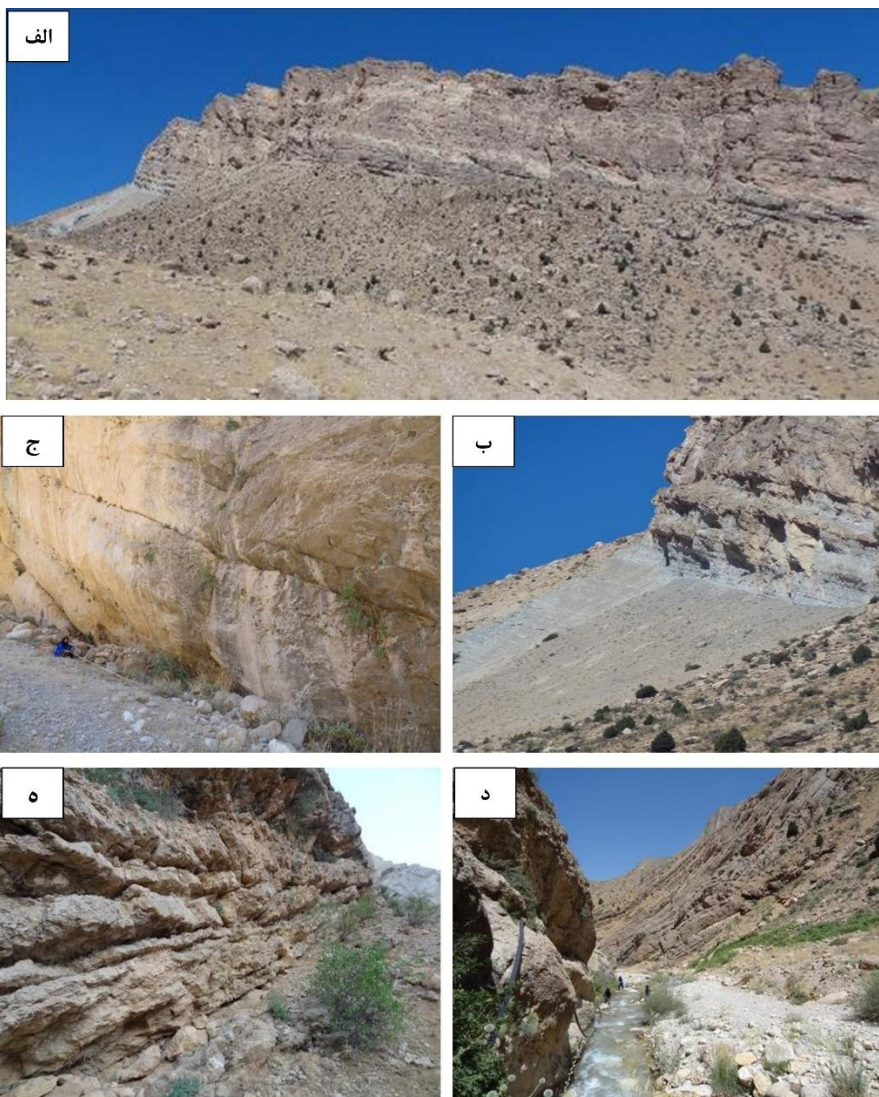
شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند تاربور در برش ماندگان که توزیع فسیل‌های شاخص و بایوزون‌های شناسایی شده بر روی آن مشخص شده است.

واحد اول شامل ۴۰ متر آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری متمایل به زرد است (شکل ۵ الف) که عمدتاً حالت کلسی‌لوتایتی تا کالک‌آرنیتی دارد. در این واحد ماکروفسیل مشاهده نشده است. بررسی‌های میکروسکوپی، فراوانی جلبک قرمز را در این توالی نشان داده است. واحد دوم از ۷۷ متر آهک متوسط‌لایه به رنگ روشن با تناوبی از دولومیت تشکیل شده که به سمت بالای واحد ضخامت

برش خانه‌نهر در جنوب شهر فسا اندازه‌گیری شده که ضخامت رسوبات سازند تاربور در این برش حدود ۲۲۷ متر است. در این برش سازند تاربور به طور عمده از سنگ‌های کربناته تشکیل شده است و با مرز همشیب و پیوسته بر روی شیل و مارن‌های سازند گورپی ته‌نشین شده است (شکل ۴ د). بر اساس ویژگی‌های چینه‌سنگی، پنج واحد رسوبی در این برش قابل تفکیک است که عبارتند از:

بقایای مرجان *Cyclolites sp.* دیده می‌شود. در قسمت انتهایی آهک‌های مارنی وجود دارند که در نهایت به حدود ۴ متر دولومیت توده‌ای ختم می‌شوند.

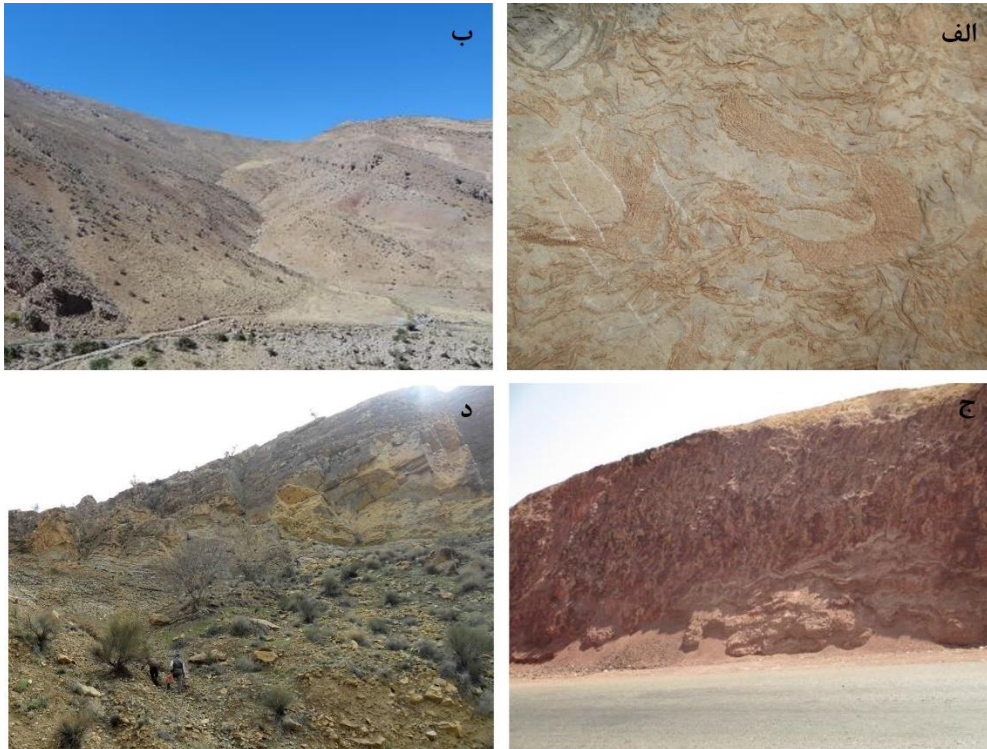
لایه‌ها بیشتر می‌شود. در ابتدای واحد فسیل‌های گاستروپود و دوکفه‌ای به فراوانی وجود دارد و در قسمت میانی فسیل لوفتوزیا در اندازه‌های مختلف (شکل ۵ ب) و



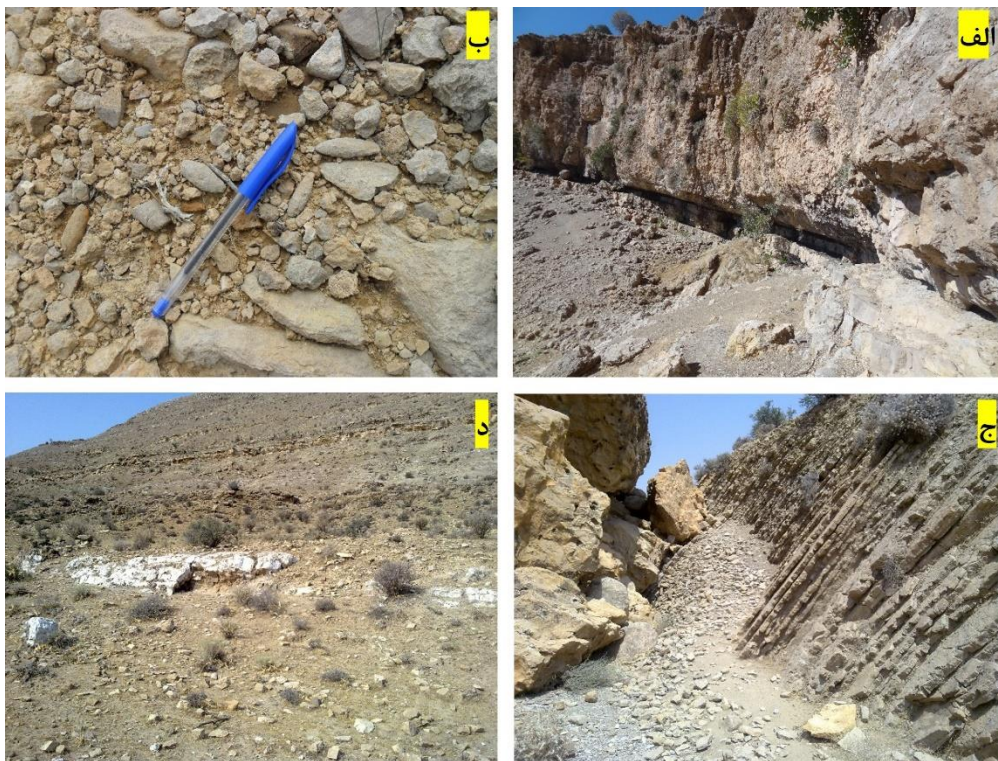
شکل ۳. تصاویر صحرایی رسوبات مورد مطالعه از سازند تاربور در برش ماندگان، الف) توالی کربناته و ضخیم لایه از رسوبات مایستریشتین سازند تاربور که بر روی رسوبات فرسایش یافته و پوشیده شده سازند گورپی قرار دارد. ب) نمای نزدیک از مرز پیوسته بین توالی شیل و مارن سازند گورپی در پایین و سنگ آهک ضخیم لایه سازند تاربور در بالا، ج) آهک ضخیم لایه تا توده‌ای در واحد اول سازند تاربور، د) نمایی از سنگ آهک‌های ضخیم تا متوسط لایه واحد میانی سازند تاربور و ه) سنگ آهک‌های آرژیلی متوسط تا نازک لایه در واحد انتهایی سازند تاربور در برش ماندگان.

نازک تا متوسط لایه خاکستری تشکیل شده که با سنگ آهک‌های زردرنگ ضخیم لایه ادامه پیدا می‌کنند. در این واحد رودیست‌ها در اندازه بزرگ (حدود ۴۰ تا ۵۰ سانتی‌متر) دیده می‌شود. در انتهای این واحد حدود ۸ متر آهک دولومیتی ضخیم لایه دیده می‌شود. در نهایت رسوبات تبخیری سازند ساچون با ظاهری پیوسته بر روی مرز فوقانی سازند تاربور در این برش قرار گرفته است (شکل ۵ د).

در واحد سوم حدود ۱۰ متر آهک روشن تا خاکستری رنگ حاوی جلبک قرمز و ۲۳ متر آهک خاکستری مایل به سفید وجود دارد که در برش‌های میکروسکوپی جلبک سبز در آن‌ها دیده شده است. واحد چهارم حدود ۴۰ متر ضخامت دارد و از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری با میان لایه‌های مارن تشکیل شده است (شکل ۵ ج). در برخی موارد، آهک‌های نازک لایه حالت ماسه‌ای دارند. واحد پنجم به ضخامت ۶۰ متر از آهک‌های ماسه‌ای-مارنی



شکل ۴. تصاویر صحرایی رسوبات مورد مطالعه از سازند تاربور در برش ماندگان و خانه‌نهر، الف) دوکفه‌ای رودیست در واحد بالایی سازند تاربور در برش ماندگان. عمده پوسته‌ها به صورت کامل و برجا هستند. ب) مرز فوقانی سازند تاربور با رسوبات کنگلومرای آواری سازند بختیاری در برش ماندگان که با ناپیوستگی رسوبی همراه است. ج) ضخامتی از رسوبات لاتریتی در مرز فوقانی سازند تاربور که در فاصله ۲۰ کیلومتری از برش ماندگان مشاهده شده است و د) نمایی از توالی کربناته سازند تاربور در برش خانه‌نهر که بر روی شیل‌های فرسایش یافته سازند گورپی قرار گرفته است.



شکل ۵. تصاویر صحرایی رسوبات مورد مطالعه از سازند تاربور در برش خانه‌نهر، الف) سنگ آهک ضخیم لایه واحد اول سازند تاربور در برش خانه‌نهر، ب) فسیل‌های لوفتوزیا در اندازه بزرگ در واحد دوم سازند تاربور، ج) سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری با میان لایه‌های مارن در واحد چهارم برش خانه‌نهر و د) مرز فوقانی سازند تاربور و رسوبات تبخیری سازند ساچون که ظاهری پیوسته دارد.

۴- رخساره‌های رسوبی

آنالیز رخساره‌ای رسوبات کربناته سازند تارپور در منطقه مورد مطالعه منجر به شناسایی ۱۲ رخساره رسوبی شده است که در ۴ مجموعه رخساره‌ای دسته‌بندی می‌شوند.

۴-۱- مجموعه رخساره‌ای دریای باز (O)

رخساره O₁: وکستون حاوی روزن‌بر پلانکتون! این رخساره رسوبی با حضور روزن‌بران پلانکتون از جمله گلوبوترونکانا (شکل ۶ الف-ب) و همچنین در برخی قسمت‌ها با مقادیر فراوانی اسپیکول اسفنج مشخص می‌شود. علاوه بر این روزن‌بران کفزی با پوسته هیالین همچون سیدرولیتس و اجسام کروی که به احتمال زیاد کلسی‌اسفر هستند در این رخساره مشاهده شده است. در برخی نمونه‌ها به طور کلی دانه‌های تشکیل دهنده رخساره از اسپیکول اسفنج و کلسی‌اسفرها تشکیل شده است (شکل ۶ ج). زمینه رخساره به طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است که در اغلب موارد فابریک آن به صورت دانه‌پشتیبان^۲ است. این رخساره در صحرا بصورت آهک ضخیم لایه مشاهده می‌شود. این رخساره در برش خانه‌نهر شناسایی شده و در برش ماندگان دیده نشده است.

رخساره O₂: پکستون سیدرولیتس‌دار^۳: دانه اصلی تشکیل دهنده این رخساره روزن‌بر کفزی سیدرولیتس است (شکل ۶ د) که با وجود بازوهای جانبی مشخص می‌شود. فراوانی این دانه‌های اسکلتی در رخساره مذکور به بیش از ۶۰ درصد می‌رسد. زمینه رخساره از گل آهکی تشکیل شده که دانه‌های پلوئید به صورت پراکنده در آن دیده می‌شود. علاوه بر سیدرولیتس، برش‌های طولی و عرضی از خار خارداران نیز در این رخساره وجود دارد که در بعضی نمونه‌ها فراوانی تا ۱۵ درصد نیز دارند. روزن‌بران کفزی دیگری نظیر روتالیا نیز در این رخساره وجود دارد. قطعاتی از جلبک قرمز را می‌توان از دیگر اجزای فرعی در این رخساره در نظر گرفت. این رخساره در صحرا بصورت آهک ضخیم‌لایه به رنگ خاکستری نسبتاً روشن مشاهده می‌شود. این رخساره در هر دو برش شناسایی شده ولی ضخامت آن در برش خانه‌نهر بیشتر از برش ماندگان است.

رخساره O_۳: رdstون- فلوتستون امفالوسیکلوس‌دار^۴: این رخساره در مقاطع مختلف با فراوانی روزن‌بران کفزی با دیواره آگلوتینه چون امفالوسیکلوس (شکل ۶ ه) و

بر اساس مطالعات وایند (۱۹۶۵) بیوزون تجمعی شماره ۳۷ *Omphalocyclus-Loftusia* برای سازند تارپور معرفی شده است. در این مطالعه، برش خانه‌نهر، بر اساس شناسایی روزن‌بران موجود دو بیوزون تشخیص داده شده است که عبارت است از:

Omphalocyclus - Loftusia assemblage zone

Omphalocyclus - siderolites assemblage zone

در این دو زون تجمعی، گونه‌هایی دیگر از روزن‌بران کفزی بزرگ نیز وجود دارند که در کنار جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه در کرتاسه پسین ارزش زیست‌چینه‌ای خاص خود را دارد (Schlagintweit et al., 2016c, Rashidi & Schlagintweit, 2018, 2019). در برش ماندگان نیز غنای روزن‌بران کفزی بزرگ گویای رسوبگذاری این لایه‌های کربناته در زمان مایستریشتین می‌باشد. روزن‌بران کفزی بزرگ که در مطالعات مختلف به آن اشاره شده است عبارتند از:

Siderolites calcitrapoides, *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides media*, *Dictoconella* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclina* sp., *Subalveolina* sp., *Omphalocyclus macroporus*, *Textularia* sp., *Orbitoides apiculata*, *Loftusia minor coxi*, *Loftusia elangata*, *Loftusia coxi*, *Loftusia harrisoni coxi*, *Nezazzata* sp., *Minouxia* sp., *Chrysalidina* sp., *Dicyclina* sp., *Broeckinella* sp., *Nummofallotia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Bilocolina* (pyrgo) sp., *Rotalipora appenninica*, *Dictyoconus* sp., *Miliolids*, *Rotalia* sp., *Orbitoides tissoti*, *Orbitoides apiculata*, *Globotruncana* sp.

اما مطالعات اخیر گویای تنوع بیشتر روزن‌بران کفزی بزرگ می‌باشد که تعدادی از گونه‌های کفزی جدید معرفی شده از این سازند عبارتند از:

Gyroconeolina columelliformis, *Tarburina zagrosiana* Schlagintweit et al., (2016a, b) *Accordiella? Tarburensis*, *Pseudonumoloculina kalantarii*, *Spirolina? Farsiana*, (Schlagintweit & Rashidi 2016), *Flabelloperforata tarburensis* *Persiella pseudolituus*, *Persiacyclammina maastrichtiana*, *Zagrosella rigaudii* (Schlagintweit & Rashidi 2017a, b, c) *Neodubrovnikella maastrichtiana*, *Suraqalata brasieri* Schlagintweit & Rashidi 2018a, b) *Pachycolumella elongate* Septfontaine et al., 2019, *Zagrosaria pinnata* Consorti & Rashidi 2020,

بر این اساس سن سازند تارپور در هر دو برش مورد نظر نیز مایستریشتین تعیین گردید (شکل ۲).

³ Siderolites Packestone

⁴ Omphalocyclus Rudstone-Floatstone

¹ Planktonic Foraminiferal Wackestone

² Grain supported

روزن‌بران هیالین نظیر سیدرولیتس مشخص می‌شود. این دانه‌های اسکلتی فراوانی در خود ۳۰ تا ۳۵ درصد را دارند. آلوکم‌های دیگری چون خرده‌های کرینویید و پوسته دوکفه‌ای و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و به مقدار خیلی کمتر خرده رودیست نیز در این رخساره مشاهده شده است. اندازه دانه‌ها در این رخساره بین ۱/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر است و زمینه این رخساره از گل‌آهکی تشکیل شده و بافت آن به صورت گل‌پشتیبان^۵ است. این رخساره در هر دو برش شناسایی شده و در صحرا به صورت آهک متوسط تا ضخیم‌لایه می‌باشد که به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود.

رخساره O₄: فلوتستون - ردستون اربیتوییدس‌دار پلوییدی^۶: این رخساره با فراوانی روزن‌بران با دیواره هیالین نظیر اربیتوییدس (اربیتوییدس)، مشخص می‌شود (شکل ۶ و). فراوانی دانه‌ها در این رخساره در حدود ۳۵ تا ۴۵ درصد است که با توجه به اندازه آن‌ها (حدود ۲/۲ میلی‌متر) بافت فلوتستونی تا ردستونی به رخساره داده است. دانه غیراسکلتی که در این رخساره به فراوانی دیده می‌شود پلوییدها هستند. از دیگر اجزاء اسکلتی موجود در این رخساره می‌توان به دانه‌های آگلوتینه چون امفالوسیکلوس و همچنین خرده‌های رودیست و گاستروپود اشاره کرد. در میان دانه‌های فرعی خار خارپوستان و قطعاتی از جلبک قرمز نیز دیده می‌شود. همانطور که عنوان شد در این رخساره فراوانی آلوکم نسبت به ماتریکس کم بوده و بافت آن به صورت گل‌پشتیبان دیده می‌شود. در مطالعات صحرائی این رخساره در هر دو برش شناسایی شده و به صورت آهک متوسط تا ضخیم‌لایه دیده می‌شوند که به محیط دریای باز از رمپ داخلی نسبت داده می‌شود.

تفسیر مجموعه رخساره‌ای دریای باز^۷: وجود روزن‌بران با پوسته هیالین در این مجموعه رخساره‌ای بیانگر ته‌نشینی آن در مناطق دریای باز و دور از ساحل است (گیل، ۲۰۰۰؛ هیوایدی و همکاران، ۲۰۱۹). هر چه فاصله محل زیست موجودات از ساحل دورتر می‌شود، پوسته آن‌ها حالت کشیده‌تر به خود می‌گیرند (آدابی، ۲۰۰۸). قطعات مربوط به خار خارپوستان و خرده‌های جلبک قرمز نیز بیانگر وجود شوری نرمال در محل رسوبگذاری این رخساره است. در این میان وجود روزن‌بران امفالوسیکلوس و سیدرولیتس و

روتالیا نشانگر محیط دریای کم‌عمق و زون نورانی می‌باشد. دانه‌های اسکلتی موجود عمدتاً به صورت دانه کامل بوده و کمتر به صورت قطعات شکسته شده دیده می‌شوند. وجود گل‌آهکی در بین دانه‌ها نشان می‌دهد که این رخساره‌ها به زیر خط اثر موج و در شرایط آرام تشکیل شده‌اند. پلویید فراوان در برخی از نمونه‌ها نیز دلیل دیگری بر سطح انرژی پایین در محل تشکیل این رسوبات است. بطور کلی رخساره‌های فوق که دارای فابریک گل‌پشتیبان (وکستون) هستند در قسمت عمیق‌تر دریای باز و رخساره‌هایی که دارای فابریک دانه‌پشتیبان (پکستون) می‌باشند در قسمت کم‌عمق‌تر و در فاصله نزدیک‌تر به پشته‌های سدی تشکیل می‌شوند. در این رسوبات خرده‌های رودیستی نیز دیده شده است که می‌تواند بیانگر وجود تجمعات رودیستی در قسمت بالاتر پلت‌فرم باشد. با توجه به اینکه پوسته‌های رودیستی عمدتاً به صورت خرده و شکسته شده دیده می‌شوند می‌تواند نشان دهنده جدا شدن آن‌ها از برآمدگی‌های^۸ رودیستی و رسوبگذاری در زیر سطح اثر امواج توفانی است (فلیپ و پلاتل، ۱۹۹۶). علاوه بر این وجود خرده‌های جلبک سبز نیز می‌تواند گواه این مطلب باشد که رخساره مذکور در محیطی با شوری نرمال و در زیر سطح اثر امواج توفانی تشکیل شده است. وجود خرده‌های فسیلی مربوط به مناطق دریای باز به همراه رخساره‌های گل‌پشتیبان و یا دانه‌پشتیبان با زمینه گل‌آهکی بیانگر ته‌نشینی در زیر سطح اثر امواج توفانی است (پومار، ۲۰۰۱). از لحاظ روند عمودی تغییرات رخساره‌ای نیز این مجموعه رخساره‌ای به سمت بالا در مجاورت رخساره‌های محیط‌های پر انرژی قرار دارد که مویدی بر تفسیر فوق است. این مجموعه رخساره‌ای در محدوده ابتدای رمپ میانی مدل بورکت و رایت (۱۹۹۲) قرار دارد.

۴-۲- مجموعه رخساره‌ای B (پشته سدی)

این مجموعه رخساره‌ای شامل دو رخساره رسوبی حاوی دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی به همراهی سیمان کربناته است که در ادامه توصیف و تفسیر خواهند شد.

رخساره B1: گرینستون بایوکلستی پلوییددار^۹: این رخساره حاوی قطعات اسکلتی خرد شده و خوب جور شده در حدود ۳۵ درصد است که به همراه حدود ۱۵ تا ۲۰

^۸ Bildups

^۹ Peloidal bioclastic grainstone

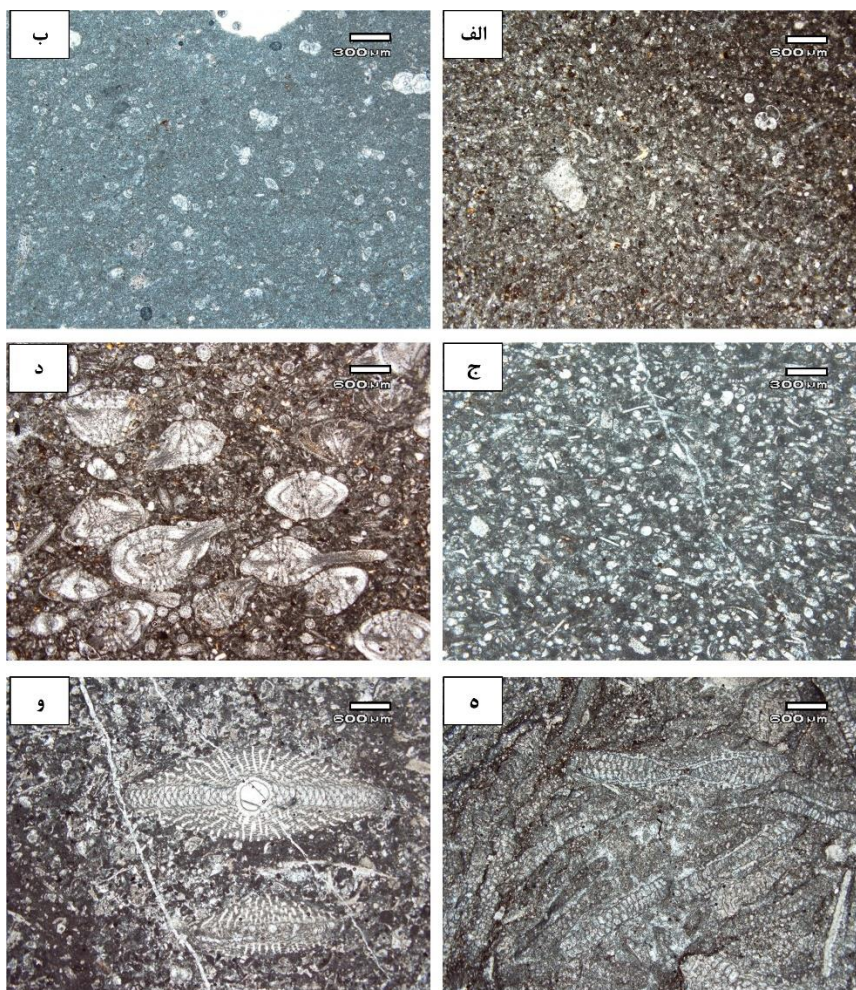
^۵ Mud supported

^۶ Peloidal Orbitoides Floatstone-Rudstone

^۷ Open Marine

مشاهده شده‌اند. مقادیر ناچیزی (حدود ۳ درصد) دانه کوارتز در اندازه خیلی ریز در این رخساره وجود دارد. فشردگی دانه سبب شده فضای اندکی در بین آن‌ها وجود داشته باشد که این فضا توسط بلورهای کلسیت اسپاریتی اشغال شده است. رخساره گرینستون بایوکلستی تنها در برش ماندگان شناسایی شده و در صحرا به صورت توالی آهک نازک تا متوسط و به رنگ کرم تا رزد روشن دیده می‌شوند.

درصد دانه غیراسکلتی پلویید، اجزاء اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۷ الف). در برخی نمونه‌ها دانه‌ها با فشردگی زیاد در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند و فضای بین آن‌ها توسط سیمان کلسیتی اسپاریتی پر شده است. این خرده‌های اسکلتی شامل قطعات جلبک قرمز (شکل ۷ ب)، رودیست، خرده‌های اکینودرم و براکیوپود است. هر چند در مواردی دانه‌های اسکلتی به صورت کامل دیده می‌شوند ولی در اغلب موارد این دانه به صورت قطعات شکسته شده



شکل ۶. تصاویر برش نازک از رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه، الف و ب) وکستون حاوی روزن‌بر پلانکتون در برش خانه‌نهر (ضخامت ۱۲ متری)، در برخی نمونه‌ها تعداد زیادی پلویید در زمینه رخساره دیده می‌شود. ج) پکستون حاوی اسپیکول اسفنج در برش خانه‌نهر (ضخامت ۲۱ متری)، د) پکستون سیدرولیتس‌دار در برش ماندگان (ضخامت ۶۷ متری)، ه) ردستون - فلوتستون امفالوسیکلوس‌دار در برش ماندگان (ضخامت ۶۹ متری)، و) فلوتستون - ردستون اریبتوییدس‌دار پلوییدی در برش خانه‌نهر (۵۳ ضخامت متری).

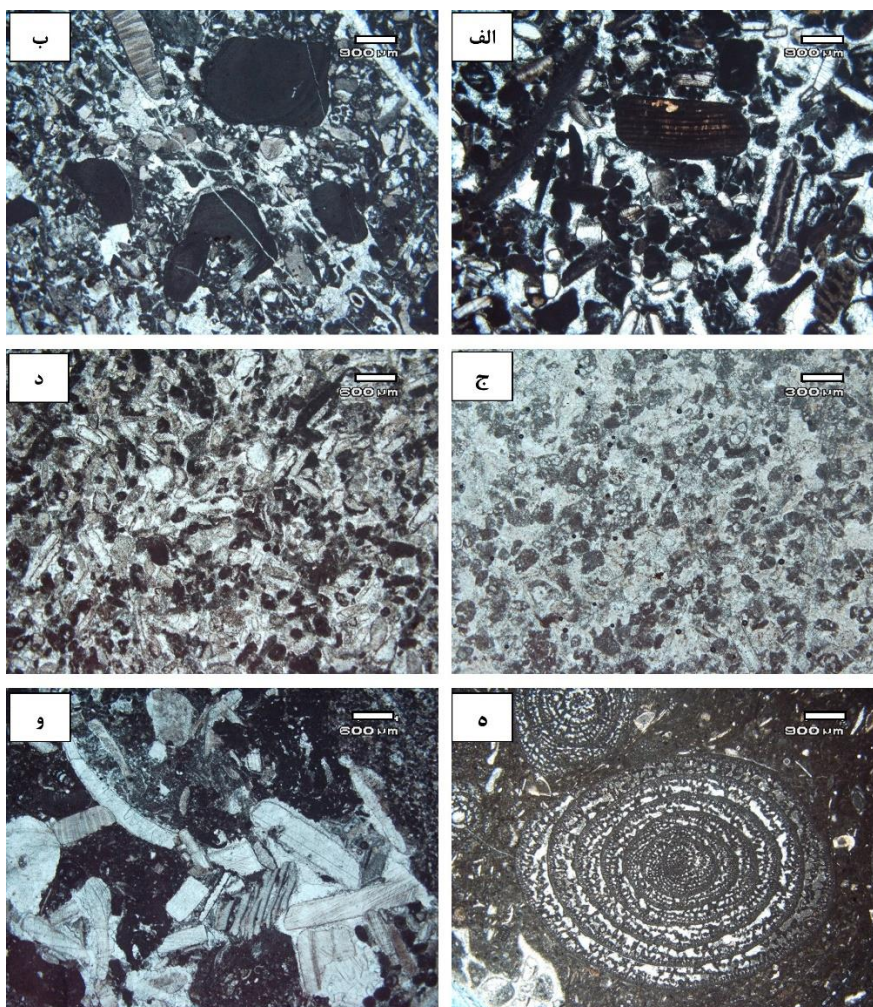
درصد فراوانی دارند. روزن‌بران کوچک کفزی نظیر میلیولید و تکستولاریا از دیگر اجزاء تشکیل دهنده این رخساره هستند (شکل ۷ ج) که فراوانی آن‌ها بین ۲۰ تا ۲۵ درصد است. برخی از روزن‌بران آثار میکریتی شدن را

رخساره B2: گرینستون پلوییدی روزن‌بردار^۱: در این رخساره دانه اصلی پلوییدهای خوب جور شده با گردشگی نسبی تا خوب است که فضای بین آن‌ها توسط کلسیت اسپاریتی اشغال شده است. این دانه‌ها در حدود ۲۵ تا ۳۰

^۱ Framinifer peloidal grainstone

خرده‌های رودیستی نیز وجود دارد که به صورت لایه نازکی در اطراف دانه^۲ دیده می‌شوند. این رخساره در هر دو در برش ماندگان و خانه‌نهر به صورت توالی سنگ‌آهک متوسط لایه به رنگ کرم روشن دیده شده‌اند.

نشان می‌دهند و به نظر میرسد برخی از دانه‌هایی که به صورت پلویید دیده می‌شوند در واقع همان روزن‌بران کف‌زی هستند که به طور کامل پلوییدی شده‌اند (شکل ۵۷). در برخی نمونه‌ها قطعاتی از جلبک سبز و پوسته‌های رودیستی نیز وجود دارند. فرآیند میکریتی شدن در



شکل ۷. تصاویر برش نازک از رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه، الف و ب) گریستون بایوکلستی پلوییدار در برش ماندگان (ضخامت ۹۷ متری). پوسته‌های دوکفه‌ای در این رخساره عمدتاً میکریتی شده‌اند. در برخی نمونه‌ها فراوانی قطعات جلبک قرمز قابل توجه است. ج و د) گریستون پلوییدی روزن‌بردار در برش خانه‌نهر (ضخامت ۱۰۲ متری). به نظر می‌رسد بخشی از پلوییدهای موجود در این رخساره در واقع همان فرامینیفرهای بنتیک کوچک هستند که به طور کامل میکریتی شده‌اند. ه) ردستون بایوکلستی در برش ماندگان (ضخامت ۱۲۷ متری). این رخساره دارای آلوکم‌هایی از روزن‌بران کف‌زی بزرگ نظیر لوفتوزیا در اندازه‌های حدود ۱/۵ میلی‌متر تا ۲/۵ سانتی‌متر است. در برخی موارد (و) پوسته‌های رودیست تجمعات زیادی داشته و می‌توان رخساره را تحت عنوان پکستون رودیست‌دار نام‌گذاری کرد.

انرژی در زمان تشکیل رسوبات در این زیرمحیط است. وجود لامیناسیون مورب در سنگ‌آهک‌های حاوی این مجموعه رخساره‌ای در مقیاس صحرایی دلیل دیگری بر بالا بودن شرایط انرژی محیط در این رسوبات است (بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛ ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۸).

تفسیر: بافت دانه‌پشتیبان به همراهی سیمان اسپاریتی نشان دهنده حاکم بودن شرایط پر انرژی مثل پشته‌های سدی در زمان رسوبگذاری این مجموعه رخساره‌ای است (ماسه و همکاران، ۲۰۰۳). در این مجموعه دانه‌ها عمدتاً به صورت شکسته شده هستند که دلیلی بر سطح بالای

² micrite envelope

این رسوبات تنها در برش ماندگان مشاهده شده و به صورت ضخیم لایه در برش‌های مورد مطالعه دیده شده‌اند.

رخساره L2: وکستون/پکستون پلوییدی جلبک سبزدار^۳: این رخساره در هر دو برش ماندگان و خانه‌نهر مشاهده شده و ویژگی اصلی آن وجود مقادیر فراوانی پلویید به همراه جلبک سبز داسی‌کلاداسه^۴ می‌باشد. این خرده‌های اسکلتی در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد فراوانی دارند و عمدتاً به صورت دانه خرد شده در این رخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۸ الف). با توجه به جهت‌های متفاوت مقاطع نازک سنگی، اندازه این دانه‌ها از ۰/۲ میلی‌متر در برش عرضی تا حدود ۱ میلی‌متر در برش محوری در تغییر است. علاوه بر جلبک سبز، روزن‌بران کوچک کفزی مانند میلیولید و تکستولاریا با فراوانی حدود ۳ درصد و پلویید با فراوانی حدود ۵ درصد به عنوان آلوکم فرعی در این رخساره دیده می‌شود. زمینه این رخساره به طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است و در آن لامیناسیون‌های موازی به فراوانی دیده می‌شود.

رخساره L3: پکستون روزن‌بردار پلوییدی^۴: در این رخساره روزن‌بران کوچک کفزی مانند میلیولید و تکستولاریا با فراوانی حدود ۳۵ درصد به عنوان آلوکم اصلی در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۸ ب). اندازه روزن‌بران موجود از ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر در تغییر است. فضای بین دانه توسط گل آهکی پر شده است، هر چند در برخی موارد به صورت موضعی شسته‌شدگی ضعیفی در آن‌ها دیده می‌شود. علاوه بر دانه‌های ذکر شده، پلویید با فراوانی حدود ۱۵ درصد و همچنین قطعات شکسته شده از جلبک سبز در این رخساره مشاهده شده است. در مواردی فراوانی قطعات دیسیکلینا در اندازه بزرگ در این رخساره چشمگیر شده است. از دیگر اجزاء فرعی این رخساره می‌توان به کویین کوله‌کولینا و دیکتیوکونوس نیز اشاره کرد. این رخساره که در رسوبات هر دو برش دیده شده است در صحرا به صورت توالی ضخیم لایه‌ای از آهک‌های خاکستری تا خاکستری تیره و به صورت دیواره ساز مشاهده شده است.

رخساره L4: پکستون پلوییدی^۵: آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخساره پلوییدهای در اندازه حدود ۰/۴ میلی‌متر هستند که در زمینه‌ای از گل آهکی قرار دارند

جورشدگی نسبتاً خوب دانه‌ها در این مجموعه رخساره‌ای به همراه شواهد عنوان شده موید رسوبگذاری این مجموعه رخساره‌ای در محیط پر انرژی و در بالای خط اثر امواج در پشته‌های سدی^۱ است (پالما و همکاران، ۲۰۰۷؛ باورآرنال و همکاران، ۲۰۰۹؛ بیک و همکاران، ۲۰۱۹). با توجه به محتوای رخساره‌ای می‌توان گفت که رخساره گرینستون بیوکلتی پلوییددار به دلیل فراوانی قطعات جلبک قرمز و خرده‌های اسکلتی دیگر نظیر دوکفه‌ای در سمت رو به دریای پشته سدی و رخساره گرینستون پلوییدی روزن‌بردار با توجه به حضور روزن‌بران مربوط به محیط لاگون و آب‌های راکد و با شوری بالا در سمت رو به لاگون این پشته تشکیل شده‌اند. این مجموعه رخساره‌ای در محدوده رمپ داخلی مدل بورکت و رایت (۱۹۹۲) و در ناحیه Y از مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد. محیط‌های عهد حاضر نظیر فلوریدا، خلیج یوکاتان و تخت‌گاه باهاما با محیط تشکیل این مجموعه رخساره‌ای قابل مقایسه هستند (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳).

۴-۳- مجموعه رخساره‌ای L (لاگون)

در این رسوبات ۴ رخساره کربناته شناسایی شده است که در ادامه شرح و تفسیر خواهند شد.

رخساره L1: ردستون بایوکلتی^۲: این رخساره دارای آلوکم‌هایی از روزن‌بران کفزی بزرگ نظیر لوفتوزیا در اندازه‌های حدود ۱ سانتی‌متر تا ۲/۵ سانتی‌متر است که در زمینه‌ای از گل آهکی پراکنده شده‌اند (شکل ۷ ه). فراوانی این روزن‌بران در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است و تمامی آن‌ها به صورت اسکلت کامل و نه خردشده دیده می‌شوند. در برخی موارد دانه‌های لوفتوزیا در مقیاس صحرایی در اندازه بزرگ‌تر و در حدود ۵ سانتی‌متر نیز دیده می‌شود. در این رخساره قطعات بزرگ از رودیست نیز دیده می‌شود که در برخی موارد تجمعات زیادی داشته و می‌توان رخساره را تحت عنوان پکستون رودیست‌دار نام‌گذاری کرد (شکل ۷ و). در مطالعات صحرایی نیز پوسته‌های بزرگ رودیست به صورت کامل مشاهده شده است. از آلوکم‌های فرعی این رخساره می‌توان به روزن‌بران کفزی کوچک در حدود ۸ درصد و پلویید در حدود ۱۰ درصد اشاره کرد.

⁴ Foraminiferal packstone with peloid

⁵ Peloidal packstone

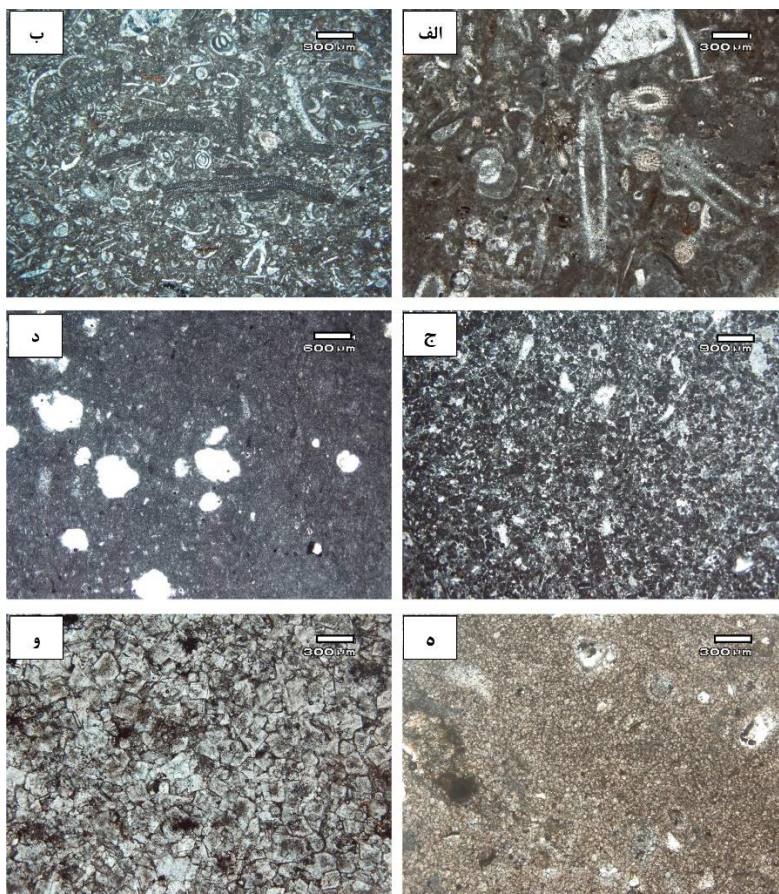
¹ shoal

² Bioclastic Rudstone

³ Peloid wackestone/packstone with green algae

در دانه‌های پلوئید آثاری از حجره مربوط به روزن‌بران مشاهده می‌شود. تعدادی اینتراکست میکریتی نیز با فراوانی حدود ۴ درصد در این رخساره وجود دارد. این رخساره نیز در هر دو برش ماندگان و خانه‌نهر شناسایی شده است که به صورت آهک‌های ضخیم لایه و به رنگ خاکستری خیلی تیره دیده می‌شود.

(شکل ۸ ج). دانه‌ها دارای جورشدگی خوب بوده و گردشگی متوسط تا خوب دارند. بررسی این دانه‌ها نشان می‌دهد درصدی از پلوئیدها از میکریتی شدن دانه‌های دیگر نظیر روزن‌بران کفزی کوچک به وجود آمده‌اند زیرا روزن‌بران کوچک کفزی با فراوانی حدود ۱۵ درصد به عنوان دانه فرعی در این رخساره دیده می‌شوند و از طرفی



شکل ۸. تصاویر برش نازک از رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه، الف) وکستون/پکستون پلوئیدی جلبک سبزدار در برش ماندگان (ضخامت ۱۷۵ متری)، خرده‌های اسکلتی عمدتاً به صورت دانه خرد شده در این رخساره مشاهده می‌شوند. ب) پکستون روزن‌بردار پلوئیدی در برش خانه‌نهر (ضخامت ۱۶۰ متری)، از دیگر اجزاء فرعی این رخساره می‌توان به کوبین کیلوکولینا و دیکتیوکونوس نیز اشاره کرد. ج) پکستون پلوئیدی در برش ماندگان (ضخامت ۱۹۲ متری)، درصدی از پلوئیدها از میکریتی شدن دانه‌های دیگر نظیر روزن‌بران کفزی کوچک به وجود آمده‌اند. د) مادستون در برش خانه‌نهر (ضخامت ۱۶۲ متری)، ه-و) مادستون دولومیتی شده-دولوستون در برش خانه‌نهر (ضخامت ۲۲۱ متری). بلورهای دولومیتی در اندازه ۱۰ تا ۲۰ میکرون در زمینه‌ای از گل آهکی دیده می‌شود. در برخی قسمت‌های این رخساره، بلورهای دولومیت تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی اندازه بزرگ‌تری در حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرونی را نشان می‌دهند.

موجودات یوری‌هالین^۲ موید شرایط چرخش محدود آب در محیط‌های محدود لاگونی باشد (مانسینلی، ۲۰۰۶؛ تاسلی، ۲۰۰۶). همچنین وجود روزن‌برانی نظیر لوفتوزیا و دیسیکلینا را می‌توان دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم‌عمق دانست (ژیرالدوگومز و همکاران، ۲۰۱۸). حضور مقادیر زیادی از انواع روزن‌بران کفزی کوچک با پوسته‌های

تفسیر مجموعه رخساره‌های لاگون: در این مجموعه رخساره‌ای، وجود مقادیر زیاد گل آهکی و عدم وجود بافت‌ها و ساخت‌های رسوبی مربوط به محیط‌های با انرژی زیاد، نشان دهنده حاکم بودن یک محیط رسوبی کم‌انرژی و آرام است (آداچی و همکاران، ۲۰۰۴). عدم حضور موجودات استنوهالین^۱ و در عین حال گسترش و فراوانی

^۲ euryhaline

^۱ stenohaline

به صورت توالی متوسط لایه از آهک کرم روشن دیده شده است.

رخساره T1: مادستون دولومیتی شده-دولوستون^۴: این رخساره به صورت بلورهای دولومیتی در اندازه ۱۰ تا ۲۰ میکرون در زمینه‌ای از گل آهکی دیده می‌شود (شکل ۸ ه). به طور کلی می‌توان گفت حدود ۸۵ تا ۹۰ درصد از رخساره دولومیتی شده است. در بیشتر مناطق تنها دولومیت در رخساره دیده می‌شود که می‌توان آن را دولوستون نامید. در برخی قسمت‌های این رخساره، بلورهای دولومیت تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی اندازه بزرگ‌تری در حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرونی را نشان می‌دهند (شکل ۸ و). در این رخساره دانه اسکلتی و یا غیراسکلتی خاصی و یا شبهی از آن‌ها دیده نشده است. این رسوبات در مجاورت رخساره‌های مادستونی بدون دانه کربناته مشاهده شده‌اند در برداشت‌های صحرایی رسوبات این رخساره به صورت توالی‌های نازک لایه از آهک‌های زردرنگ تا نخودی دیده شده‌اند. این رخساره تنها در برش خانه‌نهر مشاهده شده است.

تفسیر مجموعه رخساره‌ای پهنه جزر و مدی: با توجه به عدم وجود دانه کربناته در این رخساره‌ها و همچنین موقعیت چینه‌شناسی آن در برش مورد مطالعه که در مجاورت رخساره‌های لاگون محصور قرار گرفته است می‌توان این رخساره را به مناطق کاملاً کم عمق جزرومدی نسبت داد (علی و همکاران، ۲۰۱۸). اندازه و مورفولوژی بلورهای دولومیت و همچنین گستردگی تشکیل این بلورها شاهد دیگری بر تشکیل آن‌ها به صورت همزمان با رسوبگذاری در یک پهنه جزرومدی است. این مجموعه رخساره‌ای در محدوده ابتدای رمپ داخلی مدل بورت و رایت (۱۹۹۲) قرار دارد. پراکندگی رخساره‌های رسوبی بر روی ستون چینه‌شناسی برش خانه‌نهر در شکل ۹ نمایش داده شده است.

۴-۵- تفسیر شرایط رسوبگذاری و ارائه مدل رسوبی

بر اساس تفاسیر رخساره‌ای و روند تغییرات تدریجی عمودی و جانبی رخساره‌ها می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که رسوبات سازند تاربور در منطقه مورد مطالعه بر روی یک رمپ کربناته هموکلینال دارای پشته سدی بایوکلستی ته‌نشین شده‌اند (شکل ۱۰). عدم تغییرات سریع رخساره‌ای

پوسلانوز نظیر میلیولید و تکستولاریا (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶) و از طرفی فراوانی بالای جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ در این مجموعه رخساره‌ای، حاکم بودن شرایط لاگونی و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این مجموعه رخساره‌ای تایید می‌کند (گیل، ۲۰۰۰؛ پنی و راسی، ۲۰۰۴؛ بچمن و هاپریش، ۲۰۰۶). بنابراین با توجه به مجموع شواهد ارائه شده می‌توان محیط تشکیل این مجموعه رخساره‌ای را به صورت یک محیط لاگونی با چرخش محدود آب تفسیر کرد (ابوعلی و همکاران، ۲۰۱۹). البته تجمع روزن‌بران با دیواره آگلوتینه و بدون منفذ با میلیولید نشانگر محیط‌های لاگونی با چرخش نسبتاً آزاد آب است (کارانات و همکاران، ۲۰۰۰). در نتیجه می‌توان گفت پشته‌های سدی موجود در محیط در همه جا به طور کامل وجود نداشته و در برخی قسمت‌های محیط لاگون، چرخش آب با آزادی بیشتری صورت گرفته است. در مورد پخش محدود گونه‌های لوفتوزیا می‌توان گفت که علت آن به دلیل وجود پلاتفرم‌های کوچکی است که از یکدیگر توسط ترف‌های عمیق جدا شده‌اند و تنوع گونه‌ها، اندازه و فراوانی آن‌ها در پلاتفرم‌های مختلف وابسته به شوری و دما است (مریچ و همکاران، ۲۰۰۱). مجموعه رخساره‌ای C در محدوده میانی رمپ داخلی مدل بورت و رایت (۱۹۹۲) و در ناحیه Z مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد. این نکته را نیز باید در نظر گرفته که با توجه به وجود پوسته‌های بزرگ و سالم از دوکفه‌ای رودیست، امکان وجود کلنی‌هایی از این موجودات در محیط لاگونی وجود دارد که می‌تواند در زمان تفسیر محیط رسوبی مد نظر قرار گیرد.

۴-۴- مجموعه رخساره‌ای پهنه جزر و مدی

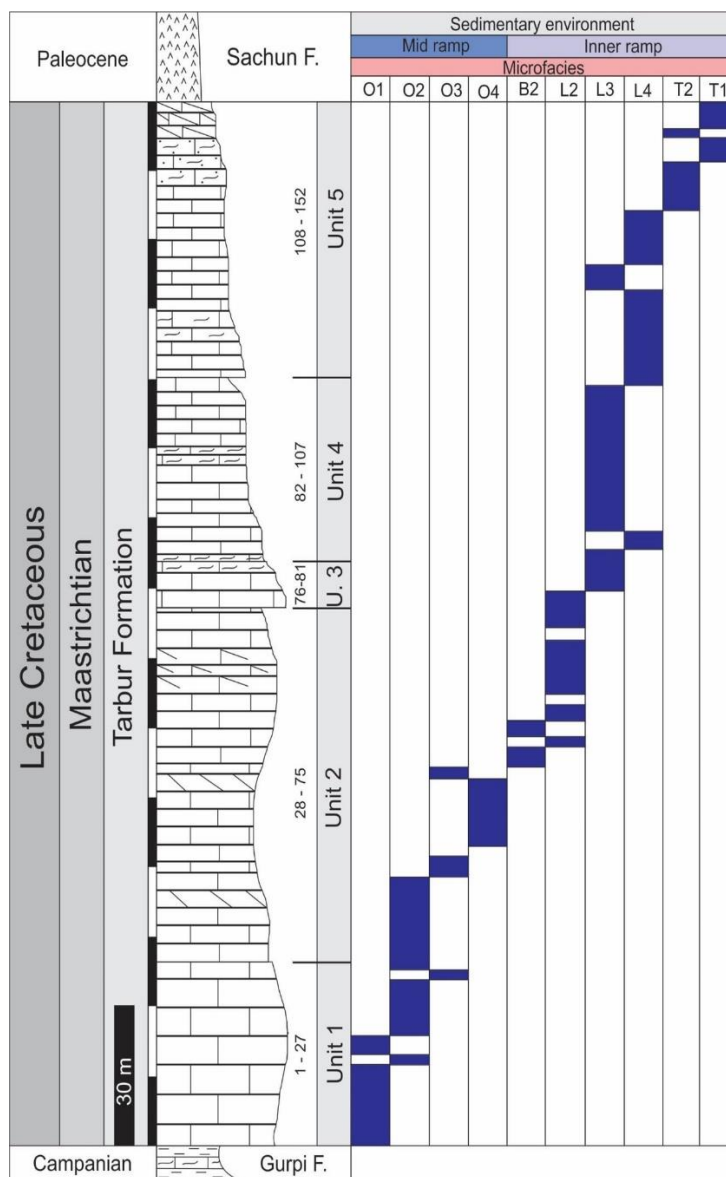
رخساره T1: مادستون^۳: این رخساره که با گل آهکی تیره رنگ و عدم وجود دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی مشخص می‌شود در هر دو برش مشاهده شده است (شکل ۸ د). البته حضور دانه در این رخساره صفر نیست و در برخی نمونه‌ها اجزایی شبیه پلویید و یا روزن‌بران کوچکی مثل میلیولید در آن دیده می‌شود. در این رخساره دانه‌های آواری نیز مشاهده نشده است. در برخی موارد، این رخساره دچار شستگی محلی شده و این حفرات توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند. در برداشت‌های صحرایی این رخساره

⁴ Dolomitized mudstone-Dolostone

³ Mudstone

در محدوده بین محیط‌های لاگونی و دریای باز قرار داشته‌اند که این برآمدگی‌ها محیط لاگون را کاملاً محصور نکرده‌اند است. زیرا رودیست‌ها در عین اینکه موجودات با رفتار گروهی هستند ولی نمی‌توانند ریف‌های کاملی ایجاد کنند و تنها به صورت اجتماعات پراکنده مشاهده می‌شوند (هیوایدی و همکاران، ۲۰۱۷).

و نبود رسوبات واریزه‌ای می‌تواند موید وجود پلت‌فرمی با شیب کاملاً ملایم و یکنواخت است. همچنین عدم وجود رخساره‌های مربوط به حوضه‌های کاملاً محصور با شوری بسیار بالا نشان می‌دهد در زمان ته‌نشینی این رسوبات یک سد کامل به عنوان یک بخش جدا کننده محدوده داخل و خارج پلتفرم وجود نداشته است. تنها برخی پشته‌های سدی پلیویدی و بایوکستی به همراه اجتماعات رودیستی



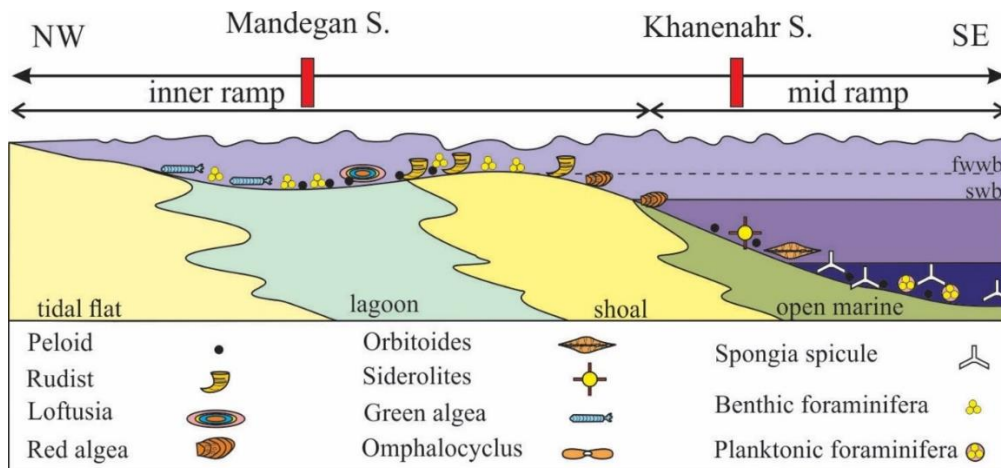
شکل ۹. ستون چینه‌شناسی و پراکندگی رخساره‌های در برش خانه‌نهر، تغییرات رخساره‌ای روند کاهشی در عمق محیط را نشان می‌دهد.

و مطالعه صورت گرفته توسط موسوی و عسگری پیربلوطی (۱۳۸۷) در ناحیه دوراهان در شرق لردگان نیز روند مشابهی را نشان داده است. برش خرامه در نزدیکی برش خانه‌نهر بوده و شمال غرب آن واقع است و برش دوراهان نیز در شمال غرب سمیرم برداشت شده است. نتایج

روند عمیق‌شدگی پلت‌فرم از سمت برش ماندگان به طرف برش خانه‌نهر بوده است، به طوری که در برش خانه‌نهر رخساره‌های دارای روزن‌بران پلانکتون نظیر گلوبوترونکانا وجود داشته‌اند. مطالعات انجام شده توسط صفری و همکاران (۱۳۸۵) در منطقه خرامه در جنوب شرق شیراز

در پیوسته بودن آن تردید وجود دارد) تایید می‌شود. علاوه بر آغاز روند کم‌عمق شوندگی از جنوب شرق به شمال غرب، ورود مواد روان آب‌های شیرین به همراهی حجم بالایی از مواد غذایی در تغییر فونای زیستی در سازند تارپور بسیار تأثیرگذاری بوده است. همانگونه که در توضیحات رخساره‌ای ذکر شد، در قسمت پایینی سازند تارپور فراوانی موجودات با لپیدوربیتوئیدس و اربیتوئیدس است ولی به سمت بالا توسط امفالوسکلوس و رودیست جایگزین می‌شود. اولین عاملی که می‌تواند چنین تغییری در فونای زیستی ایجاد کند تغییر شرایط از حالت یوتروفیک به الیگوتروفیک است (موتی و هالوک، ۲۰۰۳؛ پومار و همکاران، ۲۰۰۴؛ هیوایدی و همکاران، ۲۰۱۷، ۲۰۱۹). لپیدوربیتوئیدس و اربیتوئیدس هر دو در شرایط الیگوتروفیک یعنی سطح تغذیه‌ای پایین محیط زندگی می‌کنند که این توانایی به دلیل وجود همزیستی این گونه‌ها با جلبک‌ها است (هوتینگر، ۱۹۹۷). این مسئله از روند یکنواخت به سمت بالا کم‌عمق شو کاملاً مشخص است. آنچه منجر به ایجاد تغییرات در فونای زیستی سازند تارپور شده است تغییرات زیاد در سطح تغذیه‌ای محیط و وابستگی موجودات به چنین شرایطی است (رنا و ترولسترا، ۲۰۰۱).

مطالعات فوق نیز نشان می‌دهد برش دوراهان عمدتاً حاوی رخساره‌های محیط لاگونی بوده و برش خرامه دارای رخساره‌های با عمق بیشتر و نزدیک به رخساره‌های پلاژیک است. البته فراوانی رخساره‌های عمیق در برش خرامه نیز چندان زیاد نیست که موید شرایطی مشابه با برش خانه‌نهر است. البته مطالعه صورت گرفته در برش خرامه مرز فوقانی سازند تارپور و سازند ساچون را ناپیوسته در نظر گرفته است. از طرفی با توجه به اینکه عمده رخساره‌های شناسایی شده در سازند تارپور مربوط به محیط‌های لاگونی باز تا نیمه‌محصور است می‌توان نتیجه گرفت در زمان ته‌نشینی این رسوبات شرایط محیطی تقریباً پایداری بر منطقه حاکم بوده و حتی تغییرات و نوسانات زیادی در مقیاس جهانی رخ نداده است. با توجه به اینکه رسوبات سازند تارپور در یک چرخه پسروی آب نهشت شده‌اند، قاعدتاً مناطق شمال غرب یعنی برش ماندگان سریع‌تر از برش‌های جنوب شرقی یعنی برش خانه‌نهر از آب خارج شده‌اند. این مسئله با مرز فرسایشی فوقانی سازند تارپور در برش ماندگان که با گسترش رسوبات کنگلومرایی بر روی آن همراه است و از طرفی وجود رسوبات ساحلی و تبخیری بر روی مرز فوقانی این سازند در برش خانه‌نهر که به ظاهر پیوسته به نظر می‌رسد (البته



شکل ۱۰. مدل مفهومی از محیط رسوبی مربوط به نهشته‌های سازند تارپور در منطقه مورد مطالعه، پراکندگی محتوای فسیلی و محدوده هر یک از زیرمحیطها بر روی این مدل نشان داده شده است.

۵- نتیجه‌گیری

است. بررسی‌های رخساره‌ای نشان داده که رسوبات سازند تارپور در برش‌های مورد مطالعه از ۱۲ رخساره کربناته تشکیل شده‌اند که در چهار زیر محیط دریای باز، پشته‌های سدی و تجمعات رودیستی، لاگون و در نهایت پهنه‌های جزرومدی نهشته شده‌اند. تغییر تدریجی در روند‌های

مطالعه صورت گرفته بر روی رسوبات سازند تارپور در برش‌های ماندگان و خانه‌نهر نشان می‌دهد که این سازند از توالی‌های کربناته ضخیم تا توده‌ای صخره‌ساز به همراه تناوب‌هایی از رسوبات ماری در این منطقه تشکیل شده

وزیری‌مقدم، ح. و رشیدی، ع (۱۳۸۱) بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه سمیرم، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، کرمان، ص ۶۷۶.

Abu-Ali, R., El-Kammar, A., Zakaria, A., El-Shafeiy, M., & Kuss, J (2019) Paleo-environmental reconstructions of the Upper Cretaceous-Paleogene successions, Safaga, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 149: 170-193.

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

Adachi, N., Ezaki, Y., Liu, J (2004) The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.

Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold and thrust belt of Iran and its proforland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.

Ali, S., Stattegger, K., Liu, Z., Khelifi, N., & Kuhnt, W (2018) Paleoclimatic and paleoenvironmental reconstruction at Tarfaya Atlantic coastal basin (Morocco) based on clay mineral records from Upper Cretaceous to Quaternary. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(1). doi: 10.1007/s12517-018-4156-4

Alsharhan, A. S., and Kendall, C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61: 191-243.

Bachmann, M., and 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(4): 487-512.

Beik, I., Adatte, T., Podlaha, O. G., & Mutterlose, J. (2019). Maastrichtian to early Paleocene sea level changes and climatic evolution on the southeastern Tethys margin. *Marine and Petroleum Geology*, 100: 285-296.

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(1): 280-301.

Burchette, T., and Wright, V (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1): 3-57.

Carannante, G., Ruberti, D., Sima, M (2000): Upper Cretaceous ramp limestone from the Sorrento peninsula (southern Apennines, Italy): micro and macrofossil association and their

جانبی و عمودی رخساره‌ای و ارتباط بین چینه‌ها بیانگر این مطلب است که این رسوبات بر روی یک پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال با پشته سدی تهنشین شده‌اند. مقایسه دو برش مطالعه شده نشان می‌دهد روند عمیق‌شدگی محیط از برش ماندگان به سمت برش خانه نهر و در واقع جهت شمال غرب به جنوب شرق بوده است. همچنین روند تغییرات محتوای فسیلی و جایگزین شدن روزن‌بران کفزی توسط رودیست‌ها بیانگر روند کاهش عمق در رسوبات است که این روند با مرز فوقانی فرسایش یافته در برش ماندگان و تهنشینی رسوبات کنگلومرایی به پایان رسیده است. در برش خانه‌نهر نیز این روند کاهش عمق با تشکیل رسوبات تبخیری سازند ساچون به اتمام می‌رسد که البته در ناپیوسته بودن این مرز تردید وجود دارد.

منابع

خسروتهرانی، خ. و افقه، م (۱۳۸۴) مطالعه کمی و کیفی میکروفاسیس‌های سازند تاربور در شمال-شمال خاور و جنوب خاور شیراز، نشریه دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، شماره ۱۲، ص ۶۱-۷۹.

صداقت، م (۱۳۸۳) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوشک. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صداقت، م. و قریب، ف (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دنا. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صفری، ا (۱۳۸۴) چینه‌نگاری زیستی، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تاربور در زاگرس مرکزی (شهرکرد تا شیراز)، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان، ۱۴۸ ص.

صفری، ا، وزیرمقدم، ح. و لاسمی، ی (۱۳۸۵) میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد ۲۳، ص ۱-۱۴.

مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

مغفوری‌مقدم، ا (۱۳۸۶) دیرینه‌شناسی سازند تاربور در حوضه زاگرس و معرفی رودیست‌های آن، مجله علوم پایه دانشگاه بوعلی‌سینا، جلد ۴، شماره ۱، ص ۳۱-۴۳.

موسوی، م و پیربلوطی، ب (۱۳۸۷) میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه دوراهان (شرق لردگان)، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۴، شماره ۳، ص ۱۹۵-۲۰۶.

- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 22 (12): 2152-2245.
- Khazaee, A. R., Skelton, P. W., Yazdi, M (2010) Maastrichtian Rudist fauna from Tarbur Formation, (Zagros region-SW Iran), preliminary observations. Turkish Journal of Earth Sciences, 19: 4-5.
- Maghfouri, I (2006) paleontology and paleoenvironment of Tabor Formation in khoramabad area, Geosince, 15: 38-45.
- Mancinelli, A (2006) *Acroporella cairensis* n. sp. (Dasycladales) from the Barremian of Monte Cairo (southern Latium, Italy). Facies, 52(3): 411-416.
- Masse, J., Fenerci, M., Pernarcic, E (2003) Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200(1): 65-81.
- Meric, E., Ersoy, S., Gormus, M (2001) Palaeogeographical distribution of the species of *Loftusia* (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). Cretaceous Research, 22: 353-364.
- Mutti, M., and Hallok, P (2003) Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints. International Journal of Earth-Science, 92: 465-475.
- 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(3): 113-134.
- Penney, S. J., and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67(3): 219-265.
- Philip, J. and Platel, J. P (1996) Worldwide geographical distribution of the species of the foraminiferal genus *Loftusia*. Istanbul university Fen Fakultesi Mecmuasi, 42(3): 143-155.
- Pittet, B., Van Buchem, F.S., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., Droste, H (2002) Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. Sedimentology, 49(3): 555-581.
- Pomar, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research, 13(3): 313-334.
- Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H (2004) Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. Sedimentology, 51: 627-651.
- significance in depositional sequences. Sedimentary Geology, 132: 89-123.
- Consorti, L., and Rashidi K (2020) An enigmatic Maastrichtian small benthic Foraminifera of the Tarbur Formation (Iran, Zagros zone). Cretaceous Research, 115: 1-9.
- Dickson, J. A. D (1966) Carbonate Identification and genesis as revealed by staining. Journal of Sedimentary Petrology, 36: 441-505.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1: 108-121.
- Embry, A. F., and Klovan, J. E (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4): 730-781.
- Flügel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer Verlag, Berlin: 984.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on Microfacies analysis of palaeogene deposits in Southeastern Spain. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, 155(3): 211-238.
- Giraldo-Gómez, V. M., Beik, I., Podlaha, O. G., & Mutterlose, J (2018) A paleoenvironmental analyses of benthic foraminifera from Upper Cretaceous – lower Paleocene oil shales of Jordan. Cretaceous Research, 91: 1-13.
- Grabau, A. W (1904) On the classification of sedimentary rocks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 33: 228-247.
- Hewaidy, A. G. A., Farouk, S., & Bazeen, Y. S (2017) Sequence stratigraphy of the Maastrichtian-Paleocene succession at the Dakhla Oasis, Western Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 136: 22-43.
- Hewaidy, A. G. A., Farouk, S., & Bazeen, Y. S (2019) Benthic foraminiferal paleoecology of the Maastrichtian succession at the Kharga Oasis, Western Desert, Egypt. Cretaceous Research, 94: 152-167.
- Hottinger, L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. Bull. Soc. Geol. France, 168: 491-505.
- Husinec, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., Korbar, T (2000) Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic Correlation. Cretaceous Research, 21: 155-171.
- Irwin, M. L (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49: 445-459.
- James, G. A., And Wynd, I. G (1965) Stratigraphic of the Iranian oil consortium agreement area.

- Schlagintweit, F., Rashidi, K., Kivani, F (2016c) On the occurrence of *Salpingoporella pasmanica* Radoičić, 2002, (Dasycladales) from the Late Maastrichtian of the Zagros Zone, SW Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 12(1): 33-42.
- Septfontaine, M., Schlagintweit, F., Rashidi, K (2019) *Pachycolumella* nov. gen., shallow-water benthic imperforate foraminifera and its species from the Maastrichtian and Paleocene of Iran, *Micropaleontology*, 65(2):145-160.
- Skelton, P. W., Gili, E., Rosen, B. R., Valldeperas, F (1997) Corals and rudists in the late Cretaceous: a critique of the hypothesis of competitive displacement. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 92: 225-239.
- Stoneley, R (1974) Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys, In A.C. burk and C.L. drake tethys in, (eds). *The geology of continental margins*, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Stuber, T. and Loser, H (2000) Species richness and abundance pattern of Tethyan Cretaceous rudist, bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central Eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a paleontological data base. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 162: 75-104.
- Tasli, K., Özer, E., Koç, H (2006) Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobios*, 39: 521-533.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52(1): 41-51.
- Wilmsen, M., Berensmeier, M., Fürsich, F. T., Majidifard, M. R., Schlagintweit, F (2018) A Late Cretaceous epeiric carbonate platform: the Haftoman Formation of central Iran. *Facies*, 64(2): 1-24.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, New York: 471.
- Wynd, J. G (1965) Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area, Iranian Offshore Oil Company report no. 1082 (unpublished), 1-89.
- Rashidi, K., and Schlagintweit, F (2018a) *Cymopolia eochoristosporica* Elliott, 1968 (green alga, Dasycladale) from the upper Maastrichtian of the Tarbur Formation (SW Iran). *Cretaceous Research*, 82: 99-103.
- Rashidi, K., and Schlagintweit, F (2018b) *Zittelina ? arumaensis* (Okla, 1995) nov. comb. and *Suppiluliumaella tarburensis* n. sp. (Dasycladales) from the Upper Maastrichtian of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, (11): 418.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(1): 1-21.
- Renema, W., and Troelstra, S (2001) Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-146.
- Schlagintweit, F., and Rashidi, K (2018a) *Neodubrovnikella maastrichtiana* n. gen., n. sp., a new larger agglutinated benthic Foraminifera from the Maastrichtian of Iran. *Micropaleontology*, 64(5/6): 507-513.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K (2017a) *Persiacyclammina maastrichtiana* n. gen., n. sp., a new larger benthic foraminifera from the Maastrichtian of Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 13(1): 15-23.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K (2017b) *Persiella pseudolituus* n. gen., n. sp., and *Flabelloperforata tarburensis* n. gen., n. sp., two new larger benthic foraminifera from the Upper Maastrichtian of Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 13(2): 3-19.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K (2017c) *Zagrosella rigaudii* n. gen., n. sp., a new biokovinoidean foraminifer from the Maastrichtian of Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 13(1): 3-13.
- Schlagintweit, F., and Rashidi, K (2016) Some new and poorly known benthic foraminifera from late Maastrichtian shallow-water carbonates of the Zagros Zone, SW Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 12(1): 53-70.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K (2018b) *Persiella pseudolituus* n. gen., n. sp., and *Flabelloperforata tarburensis* n. gen., n. sp., two new larger benthic foraminifera from the Upper Maastrichtian of Iran. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 13: 3-19.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K., Barani, F (2016a) First record of *Gyroconulina columellifera* Schroeder & Darmonoian, 1977 (larger benthic foraminifera) from the Maastrichtian Tarbur Formation of SW Iran (Zagros Fold-Thrust-Belt). *GeoPersia*, 6(2): 169-185.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K., Barani, F (2016b) *Tarburina zagrosiana* n. gen., n. sp., a new larger benthic porcelaneous foraminifer from the late Maastrichtian of Iran. *Journal of Micropalaeontology*, 32(2): 183-190.

Sedimentary environment of Tarbur Formation in the interior Fars Province, Mandeng and Khanehnahar sections

S. M. A. Moosavizadeh^{*1} and K. Rashidi²

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

2- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

* moosavizadeh@yazd.ac.ir

Received: 2022/12/2 Accepted: 2023/2/28

Abstract

In this study, two stratigraphic sections of the Tarbur Formation have been investigated in the Structural Zagros Fold-Thrust Belt. The Tarbur Formation in the studied area conformably underlaid the Gurpi Formation but its top boundary overlaid by Bakhtiyari and Sachun formations as a disconformity. Due to the abundance of fossil content in these sediments, most of the studies had been focused on paleontology aspects. Lithological and facies studies on the sediments of this formation in the Interior Fars Province show the existence of 12 carbonate sedimentary facies in these sediments, which are scattered in four sub-environments including open marine, bioclastic shoal, lagoon and tidal flat. The abundance of benthic foraminifera in these sediments shows the change of conditions from deep to shallow environments. The results of field investigations and the trend of lateral and vertical changes of facies and sub-environments reflect the presence of a homoclinal carbonate ramp during the deposition of these sediments. The trend of changes in the depth of the facies, their distribution pattern and the characteristics of the upper boundary of the formation in the studied sections show that the Mandegan section was located in the shallow part of this ramp and there was a deepening trend in the environment towards the south-east towards the Khanehnahr section. In addition, the replacement of large benthic foraminifers by bivalves such as rudist is another confirmation of the decreasing depth trend over time. These results can be used in reconstructing the evolution of the sedimentary basin in this region.

Keywords: Tarbur Formation, Maastrichtian, Interior Fars, Carbonate facies, Homoclinal ramp