

## رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند مبارک در ناحیه کهنگ، البرز مرکزی

محمود شرفی<sup>۱\*</sup>، حسین مصدق<sup>۲</sup>، آرام بایت‌گل<sup>۲</sup> و لیلا احمدی<sup>۴</sup>

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان

۴- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان

نویسنده مسئول: sharafi2262@gmail.com

دریافت: ۹۹/۶/۹ پذیرش: ۹۹/۸/۲۶

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

رسوبات کربناته- آواری سازند مبارک (کربونیفر زیرین) در ناحیه کهنگ به ضخامت ۲۲۲ متر، از تناوب مادستون‌های ضخیم لایه و آهک‌های نازک لایه در بخش زیرین، سنگ‌آهک‌های نازک- متوسط لایه در بخش میانی، مادستون‌های ضخیم لایه با میان لایه‌های سنگ آهک در بخش بالایی و کنگلومرای توده‌ای ضخیم در انتهای توالی، تشکیل شده است. بررسی مشخصات سنگ‌شناسی، فرم هندسی، محتوای فسیلی و اثر فسیل‌ها در مطالعات صحرایی همراه با مشخصه‌های بافتی و محتوای میکروفسیلی در بررسی‌های آزمایشگاهی، امکان تفکیک ۱۵ رخساره کربناته و یک رخساره سیلیسی- آواری را میسر نموده است. رخساره‌های کربناته در شش کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و ریف‌های کومه‌ای متعلق به رمپ درونی، رمپ میانی، شیب رمپ و رمپ عمیق قرار می‌گیرند. رخساره کنگلومرای توده‌ای در یک موقعیت بالای حاشیه ساحلی تا روی ساحل تهنشست یافته است. الگوهای رخساره‌ای مشاهده شده از جمله وجود رخساره توربیدیتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره پکستون کرینوبیدار) و قرارگیری آن در بین رخساره‌های رمپ عمیق (مادستون اسپیکول‌دار) نشانگر نهشته شدن این توالی کربناته- سیلیسی- آواری بر روی یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با انتهای شیب‌دار است. تغییرات جانبی رخساره‌ای و ضخامت توالی‌های سازند مبارک در حوضه رسوبی البرز نشان‌دهنده یک روند عمیق‌شوندگی کلی از جنوب- جنوب‌باختر به شمال- شمال‌خاور در زمان تهنشینی سازند مبارک در کربونیفر زیرین است.

واژگان کلیدی: البرز، سازند مبارک، توربیدایت، رمپ با انتهای پرشیب

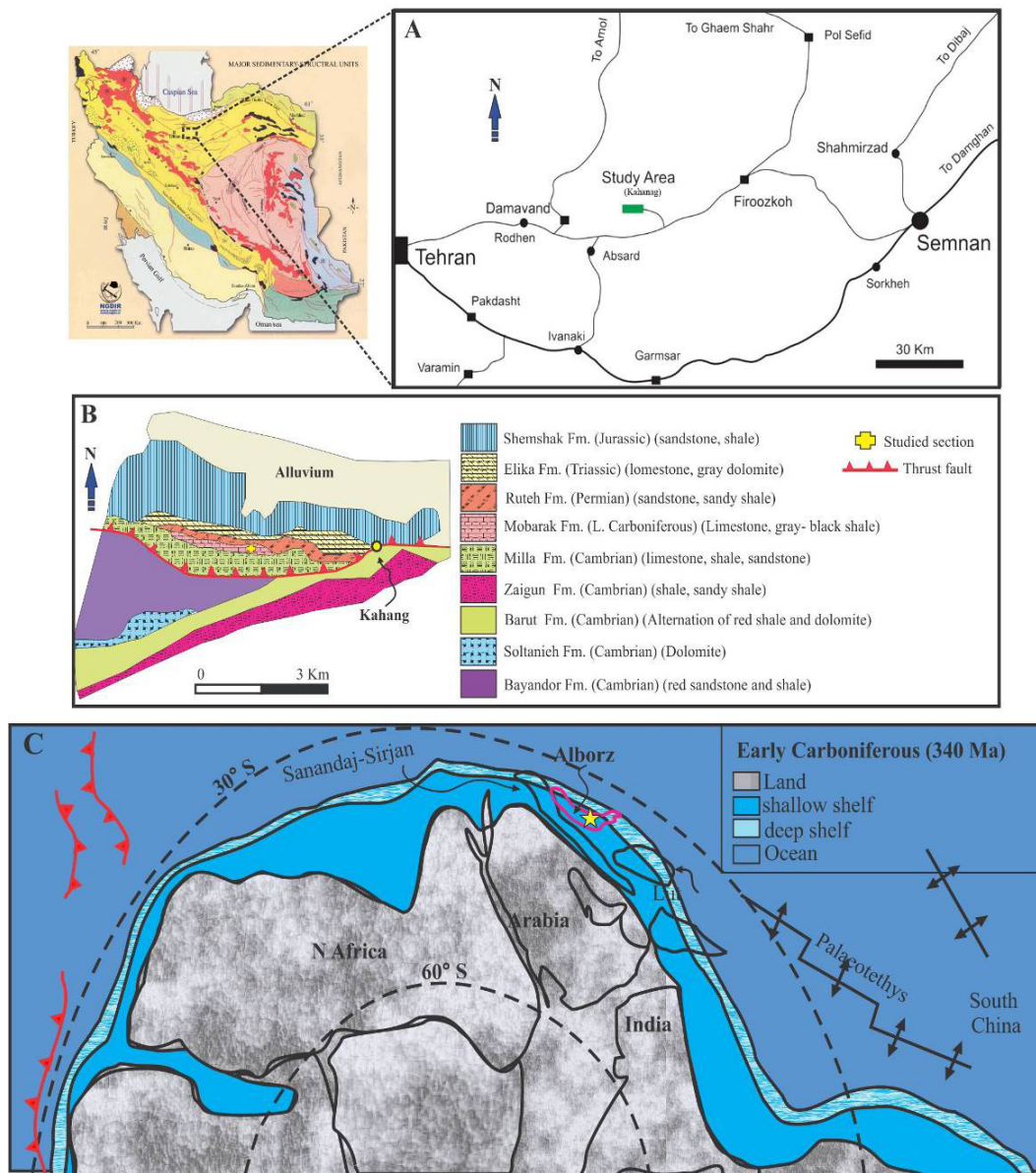
### پیشگفتار

تشکیل توالی‌های کربناته ضخیم پلتفرمی تا تریاس میانی شده است (باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸) توالی‌های کربناته نسبتاً ضخیم به سن کربونیفر در منطقه وسیعی در حوضه رسوبی البرز برجای گذاشته شده‌اند. این توالی‌ها در اکثر مناطق به صورت تدریجی در ادامه نهشته‌های دونین بالایی (سازندهای خوش‌بیلاق و جیروود در البرز خاوری و مرکزی) قرار گرفته‌اند. این توالی‌ها برای اولین بار در البرز مرکزی به نام سازند مبارک معرفی شده‌اند (آسرتو، ۱۹۶۳). بخش زیرین توالی‌های کربونیفر از تناوب شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های نازک لایه تشکیل شده و در بخش بالایی تناوب سنگ‌آهک‌های متوسط، ضخیم تا توده‌ای مشاهده می‌شود. سازند مبارک با ضخامت ۲۲۲ متر در ناحیه کهنگ (شکل ۱) واقع در کیلومتر ۲۰ جاده

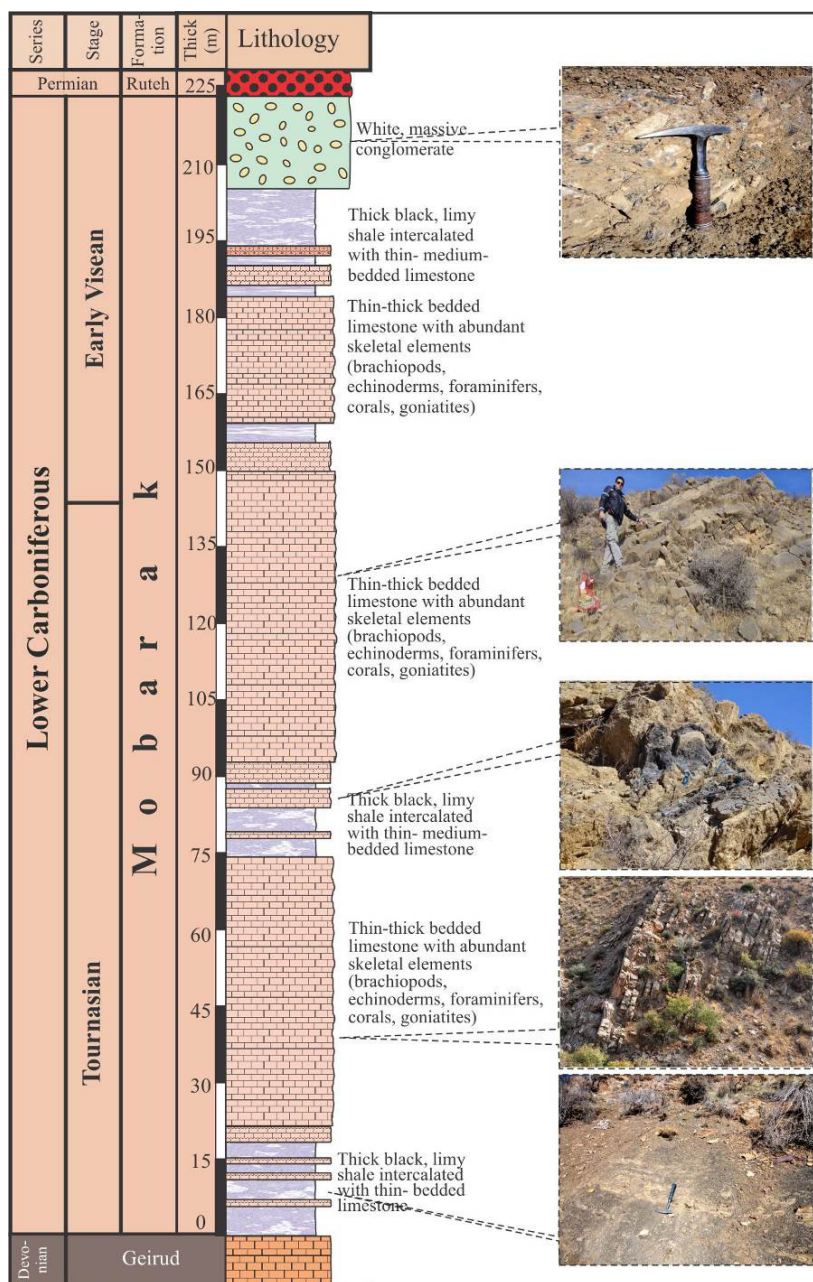
حوضه اقیانوسی پالتوتتیس در اثر فعالیت‌های ماگماتیکی اردویسین میانی تا دونین که مرتبط با وقایع ریفتی در حاشیه شمالی گندوانا است، در موقعیت کنونی کوه‌های البرز ایجاد گردیده است (علوی، ۱۹۹۶؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸). نهشته‌های ولکانیکی- رسوبی پالتوزوییک بالایی شامل سازندهای پادها، خوش‌بیلاق، جیروود، مبارک، دورود و روته (دونین- پرمین) در چنین حوضه‌ای برجای گذاشته شده‌اند. در البرز خاوری وقایع ولکانیکی در کل زمان سیلورین تا دوما داشته است (سازند سلطان میدان). شروع گسترش کف اقیانوس پالتوتتیس باعث فرونشینی حرارتی سریع در حاشیه غیرفعال نوظهور شده که با پیشروی دریا در ایفلین- ژبوسین منجر به

بخش میانی و کنگلومرای توده‌ای در انتهای سازند تشکیل شده است (شکل ۲). بررسی نقشه‌های جغرافیای دیرینه و مطالعات صورت گرفته بر روی مدل‌های رسوبی توالی کربونیفر زیرین در سایر نقاط دنیا نشان‌دهنده تشکیل پلت‌فرم‌های کربناته وسیع مشابه با حوضه البرز و توسعه سیستم‌های دریایی کم عمق تا عمیق در این زمان است (منینگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ عارفی‌فرد و واچارد، ۲۰۱۵؛ لاکین و همکاران، ۲۰۱۶) (شکل ۱C).

فیروزکوه-تهران در مختصات جغرافیایی  $59^{\circ} 29' 12''$  طول خاوری و  $35^{\circ} 40' 57''$  عرض شمالی در دامنه جنوبی البرز مرکزی رخنمون دارد. این توالی رسوبی به صورت تدریجی بر روی طبقات کربناته سازند جیروود قرار گرفته و توسط نهشته‌های آواری-کربناته سازند روته با یک مرز فرسایشی پوشانده می‌شود. سازند مبارک در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از شیل تیره متورق ضخیم در بخش پایینی و بالایی، سنگ‌آهک‌های نازک فسیل‌دار در



شکل ۱. (A) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی سازند مبارک در برش کهنگ در البرز مرکزی (راه‌های دسترسی بر گرفته از سایت [Iranview.ir](http://Iranview.ir))، نقشه ساده شده زمین‌شناسی ناحیه کهنگ (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، سازمان زمین‌شناسی کشور) و (C) نقشه جغرافیای دیرینه کربونیفر زیرین در حاشیه شمالی غیر فعال گندوانا که نشان‌دهنده توسعه پلت‌فرم‌های وسیع کربناته در نواحی البرز، لوت، سندج سیرجان، حوضه عربی، صفحه‌های هند و آفریقا است (تورسویک و کوکس، ۲۰۱۳).



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند مبارک در برش کهنک به همراه تصاویر صحرایی بخش‌های مختلف آن

کمک بسزایی خواهد نمود. بخش قابل‌ملاحظه‌ای از رسوبات سازند مبارک در برش مورد مطالعه در عمق بالا و زیر حد اثر امواج و نفوذ نور و در شرایط احیایی ته‌نشین شده‌اند. در چنین موقعیت‌هایی رسوبات معمولاً دارای مقدار قابل‌توجهی از مواد آلی هستند و از این‌رو تشریح ویژگی‌های رخساره‌ای این رسوبات می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را جهت مطالعات منشا هیدروکربن در اختیار محققین قرار دهد.

هدف از انجام این مطالعه شناسایی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری بر مبنای شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و ارایه مدل رسوبی برای توالی مورد مطالعه سازند مبارک در ناحیه کهنک است. نتایج بدست آمده در این تحقیق جهت ارزیابی عوامل اکولوژیکی کنترل‌کننده فعالیت‌های زیستی و توزیع رخساره‌ها در سیستم‌های کربناته و هم‌چنین بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی البرز در کربونیفر زیرین

## روش مطالعه

در این مطالعه سازند مبارک به ضخامت ۲۲۲ متر در ناحیه کهنک در دامنه جنوبی البرز مورد مطالعه قرار گرفته است. ماهیت سطوح طبقه‌بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی، آثار فسیلی و ضمایم فسیلی ماکروسکوپی در مطالعات صحرایی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. تعداد ۹۱ نمونه برمبنای تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده سنگ از جدول‌های مقایسه‌ای (باسلی و بوسیلینی، ۱۹۶۵) استفاده شده است. برای تعیین رخساره‌های سنگی به روش دانهام (۱۹۶۲) و امری و کلوان (۱۹۷۱) نام‌گذاری شده‌اند و تفکیک، دسته‌بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره‌های کربناته به روش فلوگل (۲۰۱۰) صورت گرفته است. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه، منجر به شناسایی و توصیف رخساره‌های اصلی کربناته گردیده است.

## رخساره‌های رسوبی

بررسی و شناسایی رخساره‌های مختلف رسوبی به عنوان هسته و کلید اولیه در شناسایی محیط‌های رسوبی و تعبیر و تفسیر فرآیندهای رسوب‌گذاری است که در نواحی مختلف عمل کرده‌اند. نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی ۱۵ رخساره کربناته و سیلیسی-آواری در توالی مورد مطالعه گردید.

مجموعه رخساره‌های *(FZ-1) A (open Deep marine: Outer-ramp)*

این مجموعه رخساره‌ای با توجه به فراوانی و نوع دانه‌های کربناته و ماتریکس بین دانه‌های کربناته به ۲ رخساره  $A_1$  (مادستون رسی) و  $A_2$  (مادستون اسپیکول‌دار) تقسیم می‌شود که به ترتیب از طرف دریا به خشکی شرح زیر می‌باشد:

**رخساره  $A_1$ : مادستون رسی<sup>۱</sup>** : رخساره‌های مادستون رسی سازند مبارک در برش کهنک به صورت ورقه‌ای<sup>۲</sup>

تیره‌رنگ عمدتاً در بخش‌های پایینی و بالایی سازند به صورت واحدهای ضخیم و در بخش‌های میانی به صورت نازک‌لایه متناوب با لایه‌های آهکی مشاهده می‌شود. اسپیکول اسفنج تشکیل‌دهنده غالب این رسوبات می‌باشد. اکینودرم، بریوزوآ، براکیوپود و تریلوبیت اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. ذرات آواری از نوع کوارتز در حد سیلت دانه‌ریز نیز در این رخساره به میزان بسیار کم (۱-۲ درصد) مشاهده شده است. ماده آلی تقریباً در تمامی شیل‌ها وجود دارد که باعث ایجاد رنگ تیره در آن‌ها گردیده است (شکل ۳ A).

**رخساره  $A_2$ : مادستون اسپیکول‌دار<sup>۳</sup>**: (اسپیکول اسفنج در حدود ۴-۵ درصد تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره است. اجزای فرعی این رخساره شامل براکیوپود، خارپوست، بریوزوآ، پلسی‌پود و تریلوبیت است که به میزان بسیار اندک (۱-۲ درصد) وجود دارند. ماده آلی و پیریت به فرم خوشه‌ای و کوبیک تا ۲ درصد نیز وجود دارد. این رخساره در صحرا به صورت میان‌لایه‌ای با مادستون‌های ضخیم لایه دیده می‌شوند (شکل ۳ B).

**تفسیر:** حضور پوسته‌های فسیلی حساس به شوری و شاخص دریایی مانند اسپیکول اسفنج، براکیوپود و اکینودرم در این مجموعه رخساره‌ای، نشان‌دهنده تهنشینی آن‌ها در یک موقعیت دریایی باز است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ بوئر و همکاران، ۲۰۰۲؛ ویلمسن و همکاران، ۲۰۰۵؛ جانک و همکاران، ۲۰۰۶؛ بچمن و هاپریش، ۲۰۰۶؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۴؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). رخساره‌های دارای اکینودرم بیش‌تر مربوط به محیط دریایی باز می‌باشند (واناس، ۲۰۰۸). حضور اسپیکول اسفنج به عنوان تشکیل‌دهنده اصلی این مجموعه رخساره‌ای نشانگر برقراری شرایط غیرهوازی<sup>۴</sup> یا کمبود اکسیژن<sup>۵</sup> در کمر بند رخساره‌ای رمپ عمیق است (بورکت و همکاران، ۱۹۹۵؛ مصدق، ۱۳۷۹؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). وجود مواد آلی و پیریت‌های خوشه‌ای (هلال، ۲۰۰۸؛ القالی و همکاران، ۲۰۰۹) در این مجموعه تفسیر بالا را تأیید می‌کند.

3 *Spiculite mudstone*  
4 *anoxic*  
5 *dysoxic*

<sup>1</sup> *Argillaceous mudstone*  
<sup>2</sup> *Fissile*

مادستونی است. فراوانی اندک رخساره‌های توربیدیتی در برش کهنگ بیانگر توسعه اندک مجموعه شیب رمپ در این بخش از حوضه رسوبی البرز در مقایسه با بخش‌های شرقی این حوضه است (مانند برش میغان، صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲).

#### مجموعه رخساره‌ای *C* (*FZ-3*) (*Shallow Open Marine: Mid-Ramp*)

این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های پکستون بیوکلاست‌دار (*C<sub>1</sub>*)، پکستون-گرینستون پلوییدی بیوکلاست‌دار (*C<sub>2</sub>*)، فلوتستون-ردستون اकिनودرم‌دار (*C<sub>3</sub>*) و فلوتستون-ردستون براکیوپود دار پلوییدی (ماسه‌دار) (*C<sub>4</sub>*).

**رخساره *C<sub>1</sub>*: پکستون بایوکلاست‌دار<sup>۳</sup>** : اकिनودرم با ضریب تخریبی ۰/۶-۲/۴ میلی‌متر (عمدتاً بالاتر از ۱/۲ میلی‌متر) (۴۰-۶۰ درصد) دانه کربناته اصلی این رخساره است. براکیوپود (۵-۷ درصد)، بریوزوا (۱-۳ درصد)، مرجان منفرد (تا ۵ درصد)، جلبک سبز نوع کامائنا و داسی‌کلاداسه<sup>۴</sup> (۲-۳ درصد)، فرامینفر نوع *Earlandia*، *Endothyra*، *Bisphaera* و *Archaesphaera* (۳-۴ درصد)، گاستروپود (۱-۲ درصد)، دوکفه‌ای (۱-۲ درصد)، استراکود (۱ درصد) و پلویید (۲-۴ درصد) دیگر تشکیل دهنده‌های این رخساره هستند. بعضاً میزان فرامینفر تا ۲۰ درصد نیز می‌رسد. ذرات آواری که اکثر آن‌ها را دانه‌های کوارتز تشکیل می‌دهد حدود ۱-۳ درصد و در اندازه ۰/۰۶۲۵-۰/۱ میلی‌متر نیز در این رخساره وجود دارد. ماتریکس این رخساره از نوع گل‌آهکی است. آثار فسیلی ژئوفیکوس در این رخساره شناسایی شده است (شکل ۳ *F*). این رخساره از فراوان‌ترین رخساره‌های کربناته در برش مورد مطالعه بوده و در صحرا به صورت نازک تا متوسط لایه خاکستری تیره در بخش میانی سازند مبارک دیده می‌شود (شکل‌های ۳ *E-F*).

**رخساره *C<sub>2</sub>*: پکستون-گرینستون پلوییدی بیوکلاست‌دار<sup>۴</sup>** : تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره پلویید با اندازه بین ۰/۰۷-۱/۴۴ میلی‌متر (۳۰-۴۵ درصد) است. سایر اجزای این رخساره کرینویید با ضریب تخریبی ۱-۷-۲/۰۲ میلی‌متر (۴-۸ درصد)، براکیوپود (تا ۱۲ درصد)، فرامینفرهای با دیواره میکروگرانولار

#### مجموعه رخساره‌ای *B* (*FZ-2*) (*Ramp Slope*)

این مجموعه از یک رخساره پکستون کرینوییددار (*B<sub>1</sub>*) تشکیل شده است.

**رخساره *B<sub>1</sub>*: پکستون کرینوییددار<sup>۱</sup>**: کرینویید با ضریب تخریبی ۱/۳ میلی‌متر (۷۰ درصد) آلوکم اصلی این رخساره است. سایر اجزای این رخساره براکیوپود (۳-۵ درصد)، دوکفه‌ای (۱-۲ درصد)، بریوزوا (۱-۲ درصد)، تریلوبیت (۱ درصد) است. گل‌آهکی فضای بین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره را پر می‌کند. این رخساره در صحرا با مرز زیرین فرسایشی و مشخص در بین مادستون‌های اسپیکول‌دار تیره‌رنگ از مجموعه رمپ بیرونی قرار گرفته است (شکل‌های ۳ *C-D*).

**تفسیر:** دانه‌های کربناته موجود در این مجموعه رخساره‌ای از جمله کرینویید، براکیوپود، بریوزوا و تریلوبیت تشکیل این رخساره را در یک شرایط دریایی باز نشان می‌دهد (گودرزی، ۱۳۹۹؛ بوئر و همکاران، ۲۰۰۲؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶). غلبه موجودات غیر وابسته به نور از جمله اकिनودرم و بریوزوا (براندانو و همکاران، ۲۰۱۲؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲) در رخساره‌های این مجموعه بیانگر نهشته شدن آن‌ها در یک شرایط غیرهوازی یا کمبود اکسیژن و با نفوذ اندک نور<sup>۲</sup> زیر حد اثر امواج توفانی است (بورکت و همکاران، ۱۹۹۵؛ برناوس و همکاران، ۲۰۰۳؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲؛ براندانو و همکاران، ۲۰۱۲؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۸؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). مخلوط شدگی فونای وابسته به نور (براکیوپود) و غیروابسته به نور (کرینویید و بریوزوا) در این مجموعه می‌تواند نشان‌دهنده تاثیر جریان‌ات تحتانی در تامین بخشی از دانه‌های کربناته اسکلتی از زون فوتیک باشد (براندانو و همکاران، ۲۰۱۲). وجود قاعده فرسایشی و تبدیل ناگهانی رخساره‌ای از مادستون اسپیکول‌دار به پکستون کرینوییددار و قرارگیری این رخساره در بین شیل‌های ضخیم مربوط به رمپ بیرونی ارتباط این مجموعه را با جریان‌ات توربیدیتی نشان داده و در نتیجه وجود شکست در شیب حوضه را تایید می‌کند (پومار و همکاران، ۲۰۱۲؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). علاوه بر این خصوصیات، سطح زیرین فرسایشی در این رخساره‌ها نشان‌دهنده فرسایش بستر دریایی با رخساره

<sup>3</sup> Bioclastic packstone

<sup>4</sup> Peloidal, bioclastic pack-grainstone

<sup>1</sup> Crinoid packstone

<sup>2</sup> Oligophotic-aphotic

بایوکلاست‌دار در این رخساره مشاهده شده است (شکل ۴ A). به طور معمول میکریتی شدن شدید بر روی پوسته‌های کرینویید و سایر پوسته‌های فسیلی مشاهده می‌شود (شکل ۴ B). جورشدگی اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره ضعیف بوده و زمینه آن از سیمان کلسیتی بلوکی و گل‌آهکی است. این رخساره در بخش میانی سازند به صورت نازک-متوسط لایه خاکستری رنگ مشاهده شده است.

مانند *Earlandia* و *Eotuberitina Endothyra* (۲-۳ درصد)، جلبک سبز کامائنا (۱-۲ درصد)، اینتراکلاست (۲-۳ درصد) است. در مواردی فراوانی اکینودرم تا حد اضافه کردن به اسم رخساره نیز می‌رسد و جزء اصلی رخساره به حساب می‌آید (۲۵ درصد). علاوه بر این، بعضاً جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی موازی با طبقه‌بندی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ای از مادستون-وگستون کرینوییددار به پگستون-گرینستون پلویید و



شکل ۳. تصاویر مجموعه‌های رخساره‌ای بخش عمیق و کم عمق دریای باز، (A) شیل‌های آهکی ضخیم (رخساره A) از مجموعه رمپ عمیق؛ (B) رخساره مادستون اسپیکول‌دار؛ (C) تصویر صحرایی رخساره پگستون کرینوییددار از مجموعه شیب رمپ با مرز زیرین فرسایشی که در بین رخساره‌های رمپ عمیق قرار گرفته است؛ (D) رخساره پگستون کرینوییددار با مرز زیرین فرسایشی با رخساره مادستون اسپیکول‌دار؛ (E) رخساره پگستون بایوکلاست‌دار از مجموعه رمپ میانی؛ (F) اثر فسیل زئوفیکوس در رخساره پگستون بایوکلاست‌دار

اجزای فرعی این رخساره براقیوپود (۲-۳ درصد)، مرجان منفرد (۲-۵ درصد)، فرامینیفر ایرلندیا، انوتوبریتینا و ایندوتیرا (۲-۳ درصد)، گونیاتیت (۱ درصد)، بریزوآ (۱ درصد)، دوکفه‌ای و گاستروپود (جمعاً ۲ درصد)، اینتراکلاست (۱-۳ درصد)، پلویید (۳-۴ درصد)، جلبک

رخساره C: فلوتستون-ردستون اکینودرم‌دار<sup>۱</sup>: آلوکم اسکلتی اکینودرم با ضریب تخریبی ۲ - ۲/۴۸ میلی‌متر (۵۰-۶۵ درصد) تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره است.

<sup>۱</sup> Echinoderm floatstone-rudstone

از اکینودم و براکیوپود در محیط رمپ میانی معمول بوده و توسط فرآیندهای مختلف شامل جریان‌ها و امواج ایجاد می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳). ویژگی‌های منحصر به فرد رخساره‌های این مجموعه از قبیل جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی، تغییرات ناگهانی رخساره‌ای، مرز زیرین مشخص، مخلوط شدگی اجزای در اندازه‌های کاملاً متفاوت (پلوئید، اینتراکلت و براکیوپودهای درشت) مقادیر بالای ماسه‌های کوارتزی و ضریب تخریبی بالای کرینویدها بیانگر تاثیر مستقیم امواج و جریانات توفانی پراثرزی در یک موقعیت کم عمق دریایی است (بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛ آرنال و همکاران، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴). علاوه بر این، ذرات سیلیسی-آواری در این مجموعه که احتمالاً به همراه میزان قابل توجه مواد غذایی وارد حوضه شده‌اند، تولیدات بالای پوسته‌های فسیلی<sup>۳</sup> در این موقعیت دریایی را موجب گردیده است (سلر و همکاران، ۲۰۱۰؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲)، که با وجود تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی در این مجموعه تایید می‌شود.

#### مجموعه رخساره‌های *D(FZ-4)*: (*Shoal and patch reef: Inner-Ramp*)

این مجموعه رخساره‌ای شامل چهار رخساره گرینستون اییدی ( $D_1$ )، گرینستون پلوئیدی اکینودرم‌دار ( $D_2$ ) و باندستون مرجانی ( $D_3$ ) است. **رخساره  $D_1$** : گرینستون اییدی<sup>۴</sup>: آلوکم غیراسکلتی ایید با ضریب تخریبی ۰/۴۷ میلی‌متر (۴۵-۵۰ درصد) تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره است. اییدها از نوع میکریتی (نوع ۱، استراسر، ۱۹۸۶) بوده و از جورشدگی خوبی برخوردارند. به طور کلی فرآیند میکریتی شدن در این رخساره شدید بوده به نحوی که تشخیص نوع دانه کربناته غیر ممکن است و بنابراین تحت عنوان کرتوئید نامیده می‌شوند. پلوئید (۴-۵ درصد) نیز در این رخساره وجود دارد. زمینه رخساره از سیمان کلسیتی است. این رخساره از فراوانی اندکی در بین رخساره‌های کربناته در برش مورد مطالعه برخوردار است (شکل ۵ A).

سبز (۱ درصد)، و ماسه کوارتزی خیلی دانه‌ریز (۲-۵ درصد) است. جورشدگی اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره ضعیف بوده و فضای بین آن‌ها را گل‌آهکی پر می‌کند (شکل‌های ۴ D-C). این رخساره در سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه بخش پایینی و متوسط لایه بخش میانی سازند شناسایی شده است.

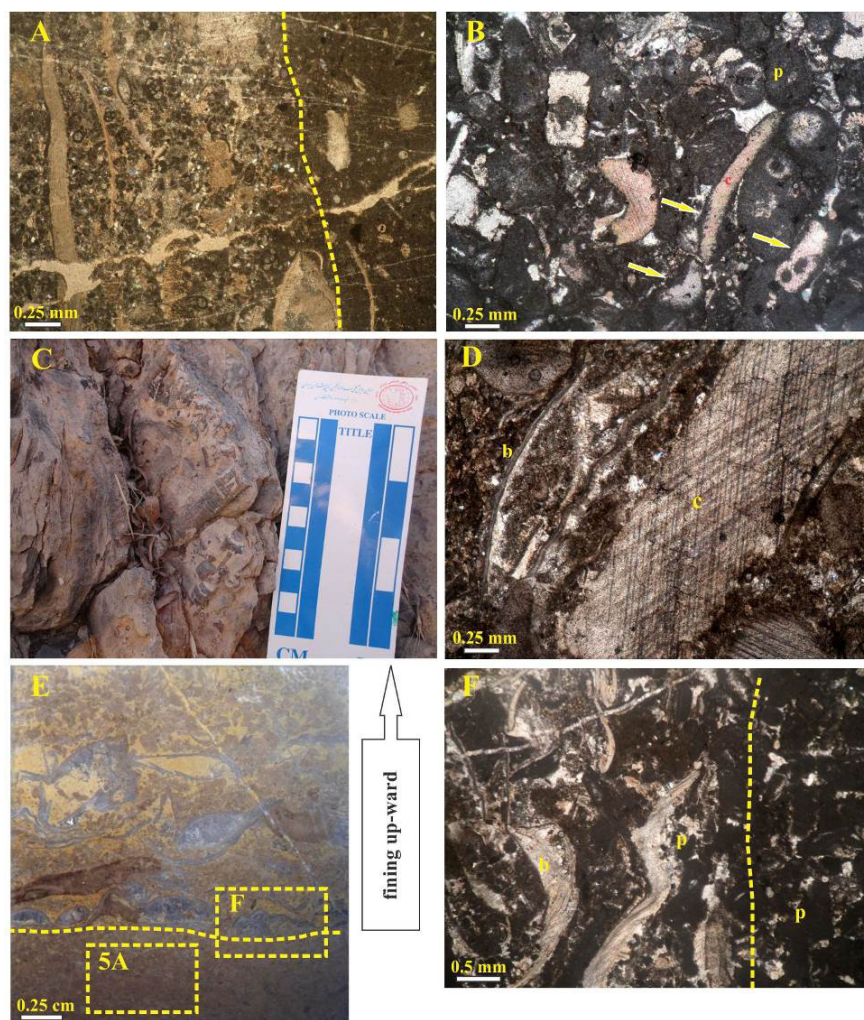
**رخساره (C4): فلوئستون-ردستون براکیوپوددار پلوئیدی (ماسه‌دار)**<sup>۲</sup>: اجزای اصلی این رخساره براکیوپود (۳۰-۳۵ درصد) و پلوئید با اندازه ۰/۳۶ میلی‌متر (۲۰ درصد) است. سایر اجزای این رخساره اکینودرم با ضریب تخریبی ۰/۷ میلی‌متر (۴ درصد)، دوکفه‌ای (۲-۳ درصد)، فرامینیفر (۱-۲ درصد)، جلبک کامائنا (۱ درصد) و اینتراکلت (۲ درصد) است. ماسه کوارتزی در اندازه ۰/۰۷۲ میلی‌متر (۱۰-۱۲ درصد) نیز در بعضی موارد در این رخساره وجود دارد که می‌تواند به نام رخساره افزوده شود. به طور مشخص جهت‌یابی ترجیحی پوسته‌های براکیوپود و تغییر رخساره‌ای از گرینستون پلوئیدی به فلوئستون-براکیوپود و پلوئیددار در این رخساره مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴ E-F). جورشدگی اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره ضعیف است. این رخساره از فراوانی اندکی در برش مورد مطالعه برخوردار است.

**تفسیر:** بخش کم عمق دریای باز که بین دو حد اثر امواج آرام و توفانی (*FWWB-SWWB*) قرار می‌گیرد، رمپ میانی اطلاق شده که رسوبات آن اغلب توسط توفان جابجا می‌شود (بورکت و رایت، ۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰). تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی مانند براکیوپود، اکینودرم، مرجان منفرد، گونیاتیت، بریوزوآ و دوکفه‌ای و آثار فسیلی ژئوفیکوس نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای در یک محیط نرمال دریایی باز با شرایط نور و گردش آب مناسب در زون فوتیک می‌باشد (ویلسمن و همکاران، ۲۰۰۵؛ جانک و همکاران، ۲۰۰۶؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛ آرنال و همکاران، ۲۰۰۹؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). بسیاری از رسوبات رمپ میانی که در زون فوتیک نهشته شده‌اند، بطور تیبیک از موجوداتی نظیر کرینویدها، براکیوپودها، بریوزوئرها و دوکفه‌ای‌ها تشکیل شده‌اند (بورکت و رایت، ۱۹۹۲). تجمعات فسیلی متشکل

<sup>3</sup> high productivity

<sup>4</sup> Ooid grainstone

<sup>2</sup> sandy, brachiopod, peloidal floatstone-rudstone



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های رمپ میانی، (A) رخساره پکستون پلویید و بیوکلاست‌دار با مرز زیرین مشخص با رخساره مادستون - وکستون بیوکلاست‌دار (به جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی توجه شود)؛ (B) رخساره پکستون - گرینستون پلوییدی اकिनودرم‌دار با پوسته‌های فسیلی به شدت میکریتی شده (پیکان) (c: اकिनودرم، p: پلویید)؛ (C) تصویر صحرایی رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاست‌دار؛ (D) تصویر میکروسکوپی رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاست‌دار (c: اकिनودرم، b: براکیوپود)؛ (E) تصویر میکروسکوپی رخساره فلوتستون - ردستون براکیوپود و پلوییددار با مرز زیرین فرسایشی، تغییر ناگهانی رخساره‌های رخساره‌ای و الگوی ریز شونده به طرف بالا؛ (F) رخساره فلوتستون - ردستون براکیوپود و پلوییددار با جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی و مرز زیرین مشخص

تتراتاکیسیس و استافلا (۳-۴ درصد)، بریوزوآ (۱ درصد) و اینتراکلاست با میانگین ۲/۲ میلی‌متر (۱-۲ درصد) اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه سیمان کلسیتی بلوکی قرار گرفته‌اند. بورینگ و میکریتی شدن شدید پوسته‌های فسیلی به خصوص کرینوییدها پدیده‌ای معمول در این رخساره است (شکل ۵ B). جورشدگی اجزای تشکیل‌دهنده خوب - متوسط بوده و در یک زمینه سیمان کلسیتی بلوکی قرار گرفته‌اند. این رخساره در سنگ‌آهک‌های بخش میانی و انتهایی سازند در برش کهنگ شناسایی شده‌اند.

رخساره  $D_2$ : گرینستون پلوییدی اकिनودرم‌دار<sup>۱</sup>:  
دانه‌های کربناته غالب در این رخساره پلویید با اندازه ۰/۲ - ۱/۴۴ میلی‌متر (میانگین ۰/۵۵ میلی‌متر) (۳۰-۳۵ درصد) و کرینویید با ضریب تخریبی ۰/۵۴ - ۲/۶ میلی‌متر (به طور معمول بالاتر از ۱/۴ میلی‌متر) (۱۵-۲۰ درصد) است. جلبک سبز کامائنا و داسی‌کلاداسه‌آ (۲-۴ درصد)، براکیوپود (۳-۴ درصد)، مرجان منفرد (۱-۲ درصد)، دوکفه‌ای و گاستروپود (جمعاً ۲ درصد) فرامینیفر با دیواره میکروگرانولار مانند ایرلندیا، ایندوتیرا،

<sup>۱</sup> Peloidal, echinoderm grainstone



۲۰۱۴). مشابه این رخساره‌ها در محیط‌های عهد حاضر نظیر سواحل ابوظبی، خلیج فارس، غرب فلوریدا و تختگاه باهاما در حال تشکیل می‌باشد (الشهران و کندال، ۲۰۰۳).

### مجموعه رخساره‌ای $E$ (FZ-5): (Lagoon: Inner-Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای به رخساره‌های مادستون ( $E_1$ )، مادستون دولومیتی ماسه‌ای ( $E_2$ )، پکستون- گرینستون پلوییدار ماسه‌ای ( $E_3$ ) و وکستون بایوکلاستی ( $E_4$ ) به شرح زیر تقسیم شده است.

**رخساره  $E_1$ : مادستون<sup>۳</sup>:** گل‌آهکی تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره بوده و پوسته‌های فسیلی دوکفه‌ای و براقیوید (۱ درصد) و ماسه کوارتزی خیلی دانه‌ریز (۲-۳ درصد) به صورت شناور در آن قرار دارند (شکل ۵ D). این رخساره از فراوانی کمی در بین رسوبات کربناته سازند مبارک در برش مورد مطالعه برخوردار بوده و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه شناسایی شده است.

**رخساره  $E_2$ : مادستون دولومیتی ماسه‌ای<sup>۴</sup>:** کوارتز با فراوانی ۲۵-۳۰ درصد در اندازه ماسه خیلی دانه‌ریز تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره بوده که در یک زمینه از گل‌آهکی دولومیتی قرار گرفته است (شکل‌های ۵ E و F). کرینویید و براقیوید (جمعا ۱ درصد) نیز در این رخساره وجود دارد. بلورهای دولومیت بسیار ریز بلور (کوچک‌تر از ۱۰۰ میکرون) و نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار<sup>۵</sup> هستند (شکل ۵ F). این رخساره نیز از فراوانی کمی در رسوبات مورد مطالعه برخوردار است.

**رخساره  $E_3$ : پکستون- گرینستون پلوییدار ماسه‌ای<sup>۶</sup>:** آلوم‌های غیراسکلتی پلویید با فراوانی ۶۰-۷۰ درصد و اندازه ۰/۱۵ - ۱/۲ میلی‌متر (میانگین ۰/۲۵۲ میلی‌متر) و ماسه کوارتزی دانه‌ریز (۰/۲۱۶ میلی‌متر) با فراوانی ۲۰-۲۵ درصد اجزای اصلی این رخساره هستند. فرامینیفراهای با دیواره میکروگرانولار مانند ایرلندیا، ایندوتیرا، تکستولاریا، استافلا و امفالوتیس (۳-۶ درصد)، اییدهای میکریتی (۳-۴ درصد)، کرینویید (۲ درصد)، اینتراکست (۱ درصد)، استراکود و دوکفه‌ای

**رخساره  $D_3$ : باندستون مرجانی<sup>۲</sup>:** تشکیل‌دهنده اصلی این رخساره مرجان تجمعی *Syringopora* به صورت برجها بوده که در سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه بخش میانی سازند مبارک شناسایی شده است (شکل ۵ C). مرجان‌های منفرد با اندازه ۳-۷ سانتی‌متر (۴-۵ درصد)، براقیوید (۴-۵ درصد)، کرینویید (۴-۵ درصد)، دوکفه‌ای و گاستروپود (جمعا ۴ درصد) و فرامینیفرا (۲ درصد) نیز همراه با این رخساره مشاهده شده‌اند. زمینه رخساره از پکستون بایوکلاستیک است. این رخساره تداوم جانبی نداشته و به صورت محلی در سنگ‌آهک‌های متوسط لایه بخش میانی سازند شناسایی شده است.

**تفسیر:** جورشدگی خوب اجزای تشکیل‌دهنده رخساره‌های این مجموعه، ضریب تخریبی بالای کرینوییدها، اندازه درشت پلوییدها در رخساره‌های گرینستون پلوییدی اکینودرم‌دار و عدم وجود ماتریکس گل‌آهکی در زمینه این رخساره‌ها نشان‌دهنده حاکمیت شرایط پرانرژی در یک موقعیت کم عمق تحت تاثیر عملکرد پیوسته امواج و جریانات مانند پشته ماسه‌ای است (کلومبی و استراسر، ۲۰۰۵؛ بچمن و هاپریش، ۲۰۰۶؛ آرنا و همکاران، ۲۰۰۹؛ باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). رخساره گرینستون پلوییدی اکینودرم‌دار بدلیل وجود فسیل‌های اکینودرم فراوان مربوط به محیط سدی به سمت دریای باز است (کلومبی و استراسر، ۲۰۰۵). غلبه اییدهای میکریتی در رخساره گرینستون اییدی شرایط معمول آشفته را در زمان تشکیل این رخساره نشان می‌دهد (پالما و همکاران، ۲۰۰۷). فرآیند میکریتی شدن و بورینگ بر روی پوسته‌های فسیلی در رخساره‌های این مجموعه نیز علاوه بر تایید شرایط دریایی، نشان‌دهنده فعالیت موجودات حفار در دوره‌های آرامش نسبی و کاهش نرخ رسوب‌گذاری در محیط رسوب‌گذاری است (پالما و همکاران، ۲۰۰۷؛ شرفی و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۸). رخساره باندستون مرجانی که از مرجان تجمعی سیرنگوپورا به صورت برجها تشکیل یافته است، بیانگر توسعه ریف‌های کومه‌ای به صورت محلی در یک موقعیت بالا و نزدیک به حد اثر امواج آرام در محیط رمپ درونی است (آرنال و همکاران، ۲۰۰۹؛ فلوجل، ۲۰۱۰؛ شرفی و همکاران،

<sup>3</sup> Mudstone

<sup>4</sup> Sandy dolo-mudstone

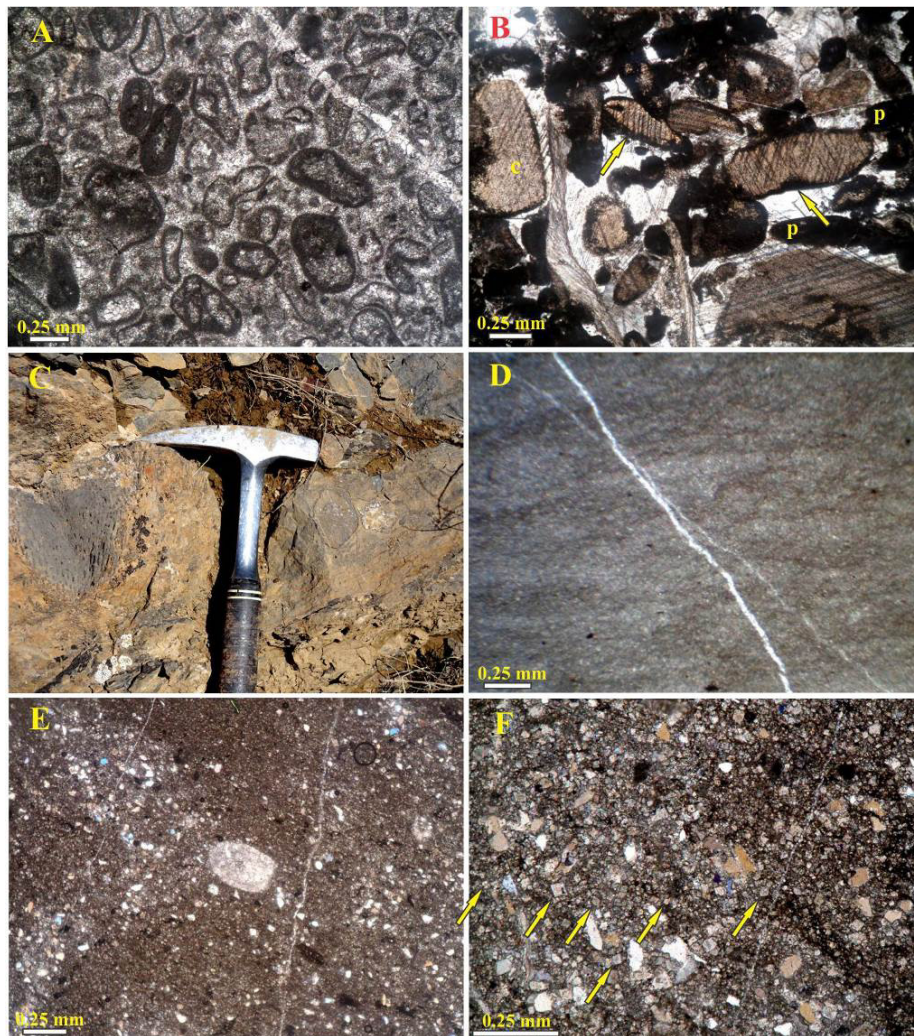
<sup>5</sup> planar-e

<sup>6</sup> Sandy peloidal pack-grainstone

<sup>2</sup> Coral boundstone

پوسته‌های فسیلی به ویژه کرینویید در آن به خوبی مشهود است (شکل ۶ A). این رخساره عمدتاً در ارتباط با رخساره گرینستون پلوییدی اकिनودرم‌دار است.

(جمعاً ۲ درصد) اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه از سیمان کلسیتی و گل‌آهکی قرار گرفته‌اند. اجزای تشکیل‌دهنده از جورشدگی متوسط-ضعیف برخوردار بوده و فرآیند میکریتی شدن



شکل ۵. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی مجموعه‌های رخساره‌ای پشته ماسه‌ای (A-B)، ریف کومه‌ای (C)، لاگون (D-F). (A) رخساره گرینستون ائیددار متشکل از ائیده‌های میکریتی با جورشدگی خوب؛ (B) رخساره گرینستون پلوییدی اकिनودرم‌دار با پوسته‌های فسیلی به شدت میکریتی شده (پیکان) (x: اकिनودرم، p: پلویید)؛ (C) مرجان تجمعی سیرنگوپورا به صورت محلی از مجموعه ریف کومه‌ای، (D) رخساره مادستون؛ (E) رخساره مادستون دولومیتی ماسه‌ای با پوسته‌های فسیلی اندک (مرکز تصویر)، (F) نمای نزدیک رخساره مادستون دولومیتی ماسه‌ای با دولومیت‌های بسیار کوچک و شکل‌دار (پیکان)

درصد) اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره بوده که در یک ماتریکس میکریتی به صورت شناور قرار دارند (شکل ۶ B).

تفسیر: در این مجموعه رخساره‌ای شواهدی چون نوع دانه‌های کربناته شامل فرامینیفرهای بنتیک نوع *Earlandia Tournayella* و *Endothyra* که دارای دیواره

رخساره E4: وکستون بایوکلاستی<sup>۱</sup>: فرامینیفرهای با دیواره میکروگرانولار مانند ایرلندیا، ایندوتیرا، تکستولاریا و استافلا (۳-۴ درصد)، دوکفه‌ای (۲ درصد)، براکیوپود (۲-۳ درصد)، استراکود (۲-۳ درصد)، کرینویید (۱-۲ درصد) و پلویید در اندازه ۰/۰۷۲-۰/۱۰۸ میلی‌متر (۴-۵

<sup>1</sup> Bioclastic wackestone

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 (الشهران و کندال، ۲۰۰۳).

### مجموعه رخساره‌ای $F_1$ (FZ-6): (Tidal flat Inner-Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های پکستون پلوییدی ( $F_1$ ) و وکستون- پکستون پلوییددار ماسه‌ای ( $F_2$ ) است.

**رخساره  $F_1$ : پکستون پلوییدی<sup>۴</sup>** : پلویید با اندازه ۰/۱۰۸ میلی‌متر و با فراوانی ۷۰ درصد و براکیوپود (۲ درصد)، دوکفه‌ای (۱-۲ درصد) و کوارتز (۱ درصد) اجزای اصلی و فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. جورشدگی اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره خوب است. ویژگی مشخصه این رخساره وجود لامینه‌های مستقیم تا کمی انحنادار میکروبیال است (شکل ۶ C). در واقع این رخساره متشکل از لامینه‌های میکروبیال- پلوییدی است. سیمان و گل‌آهکی زمینه رخساره را تشکیل می‌دهد. این رخساره در ارتباط با رخساره‌های پکستون پلوییدی ماسه‌ای (بخش بعدی) و گرینستون پلوییدی اکینودرم‌دار از مجموعه پشته ماسه‌ای است.

**رخساره  $F_2$ : وکستون- پکستون پلوییددار ماسه‌ای<sup>۵</sup>** : پلویید با فراوانی ۱۲ درصد (۰/۱۰۸ میلی‌متر) و ماسه کوارتزی خیلی دانه‌ریز با جورشدگی خوب و اندازه ۰/۰۷۵ میلی‌متر و فراوانی ۱۲ درصد اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره هستند. سایر اجزای این رخساره براکیوپود (۱ درصد)، دوکفه‌ای، استراکود و کرینویید (جمعا ۲-۳ درصد) است. ویژگی بارز این رخساره داشتن لامینه‌های متناوب گلی و ماسه‌ای- پلوییدی است (شکل ۶ D). این رخساره در ارتباط نزدیک با رخساره‌های پکستون پلوییدی ( $F_1$ ) و وکستون بایوکلستی (لاگون محصور) است.

**تفسیر:** حضور پلویید به عنوان تشکیل‌دهنده اصلی در این مجموعه بیانگر شرایط نسبتاً آرام و انرژی پایین در یک موقعیت حفاظت شده و محدود مانند لagoon است (کلومی و استراسر، ۲۰۰۵؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛

میکروگرانولار هستند (گلگر، ۱۹۹۸؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲) و پلویید، استراکود و هم‌چنین میکربیت موجود در بین ذرات حاکی از تهنشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی با گردش آب محدود است (کلومی و استراسر، ۲۰۰۵؛ واناس، ۲۰۰۸؛ باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰). تنوع پایین مجموعه فسیلی و وجود ماتریکس گلی نشان‌دهنده شرایط انرژی پایین و آب‌های ساکن با شوری بالا است (کلومی و استراسر، ۲۰۰۵). با توجه به خصوصیات فوق این رخساره‌ها مربوط به یک محیط محدود لاگونی می‌باشند (واناس، ۲۰۰۸؛ آرنا و همکاران، ۲۰۰۹؛ باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). لاگون‌های کربناته در پشت سدها بطور کلی محل تهنشست و تجمع رسوبات دانه‌ریز هستند و در بسیاری از حالات همراه با موجودات محیط‌های محدود می‌باشند. پلوییدها در محیط‌های کم‌انرژی، آب‌های کم عمق نظیر خلیج‌ها و لاگون‌ها تشکیل می‌شوند (بورکت و رایت، ۱۹۹۲). در مناطقی که چرخش آب درون لاگون‌ها کم است تنوع گونه‌ها نیز کم است. وجود بایوکلست‌های متنوع‌تر و شاخصه دریای نرمال مانند اکینودرم، براکیوپود در رخساره‌هایی مانند  $E_3$ ، وجود فرآیند میکربیتی شدن در پوسته‌های فسیلی و هم‌چنین وجود مقادیری سیمان اسپاری بین دانه‌های کربناته، نشان‌دهنده شرایط پرانرژی‌تر نسبت به دیگر رخساره‌های لاگونی و ارتباط نسبی و دوره‌ای محیط تهنشینی این رخساره با آب‌های دریایی نرمال است (کلومی و استراسر، ۲۰۰۵؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). بنابراین رخساره  $E_3$  در محیط لاگونی نزدیک به سد<sup>۲</sup> تهنشست یافته‌اند. در مقابل، رخساره‌های مادستون و مادستون ماسه‌ای که فاقد هر گونه پوسته فسیلی بوده و در عوض دولومیت‌های اولیه شکل‌دار دانه‌ریز در آن‌ها وجود دارد (وارن، ۲۰۰۰) شرایط کاملاً محدود در بخش داخلی لاگون محصور را نشان می‌دهند (وارن، ۲۰۰۰، ۲۰۰۶؛ آرنا و همکاران، ۲۰۰۹؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). 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<sup>۳</sup> در

<sup>4</sup> Peloidal packstone

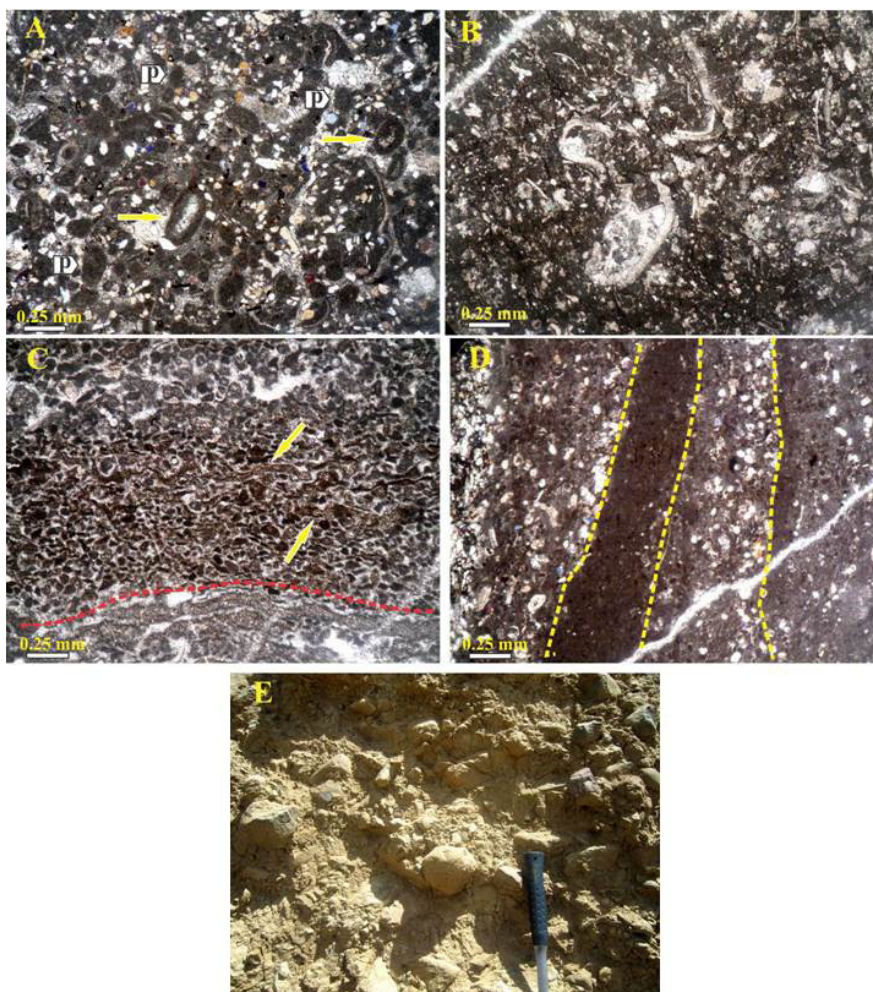
<sup>5</sup> Sandy peloidal wacke-packstone

<sup>2</sup> Semi-restricted lagoon

<sup>3</sup> stenohaline

می‌دهد. لامینه‌های میکروبیال احتمالاً به صورت اتصال دهنده رسوبات عمل کرده<sup>۱</sup> و نقش اصلی را در تشکیل این رخساره در یک موقعیت پهنه جزرومدی داشته‌اند. این نوع لامینه‌های موازی تا کمی انحنادار ساده‌ترین نوع پوشش‌های میکروبیال بوده که معمولاً در پهنه‌های جزر و مدی و به طور مشخص در بخش بالایی آن<sup>۲</sup> در یک شرایط کم‌انرژی تشکیل می‌شوند (گلوماک و والکر، ۲۰۰۰؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۴).

صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). لامینه‌های میکروبیال و پلوییدی در رخساره  $F_1$  و لامینه‌های گلی-ماسه‌ای در رخساره  $F_2$  وجود این شرایط آرام و همچنین نرخ پایین رسوب‌گذاری در زمان ایجاد آن‌ها در یک موقعیت پهنه جزر و مدی را نشان می‌دهد (پالما و همکاران، ۲۰۰۷؛ آرنال و همکاران، ۲۰۰۹؛ فلوجل، ۲۰۱۰؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). فراوانی ماسه‌های کوارتزی نزدیکی این مجموعه رخساره‌ای را به بخش‌های بالادستی ساحلی نشان



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های لاگون (A و B)، پهنه جزر و مدی (C-D) و حاشیه ساحلی (E)، رخساره پکستون-گرینستون پلوییددار ماسه‌ای (تعدادی از پلوییدها به وضوح ساختار آبی‌رنگ را نشان می‌دهند، پیکان، p: پلویید)؛ رخساره وکستون بایوکلستدار با پوسته‌های فسیلی پراکنده در ماتریکس میکریتی، رخساره پکستون پلوییددار دارای لامیناسیون پلوییدی و ریزساختار موازی تا کمی انحنادار میکروبیال (پایین تصویر و پیکان‌ها)؛ رخساره وکستون-پکستون پلوییددار ماسه‌ای با لامینه‌های مشخص گلی و ماسه‌ای-پلوییدی، رخساره کنگلومرای توده‌ای با قطعات گراولی گرد شده تا نیمه‌زاویه‌دار و جورشدگی ضعیف

<sup>1</sup> bindstone

<sup>2</sup> upper intertidal

### رخساره کنگلومرای توده‌ای<sup>۱</sup>

این رخساره با ضخامت ۱۸ متر در بخش انتهایی سازند مبارک در برش کهنگ شناسایی شده است. این رخساره به صورت توده‌ای و دارای قطعاتی در اندازه‌های متفاوت (۲-۱۵ سانتی‌متر) بوده و از جورشدگی ضعیفی برخوردار است. قطعات گراولی از خرده‌های ماسه‌ای و پوسته‌های فسیلی به سن کربونیفر تشکیل شده است (شکل ۶ E). این رخساره بلافاصله بر روی شیل‌های تیره در بخش بالایی توالی مورد مطالعه ظاهر شده است.

تفسیر: این رخساره کنگلومرای توده‌ای در بخش بالایی حاشیه ساحلی تا روی ساحل و از فرسایش رسوبات کربناته قبلا ته‌نشست یافته سازند مبارک ایجاد شده است (شرفی و همکاران، ۲۰۱۴). این تفسیر با وجود پوسته‌های فسیلی به سن کربونیفر در قطعات گراولی این رخساره تایید می‌شود. قرارگیری ناگهانی این مجموعه ضخیم کنگلومرای در بالای شیل‌های تیره در بخش انتهایی سازند احتمالاً مربوط به کم‌عمق شدگی حاصل از فاز کوهزایی البرزین است (آقانی، ۱۳۸۳).

### بحث

#### مدل رسوبی سازند مبارک در ناحیه کهنگ

فاکتورها و عوامل موثر بر محیط رسوب‌گذاری که در قالب بازسازی محیط‌های رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار می‌گیرند بهترین روش در تعیین شرایط و چگونگی ته‌نشست رسوبات در زمان تشکیل آن‌هاست. در این ارتباط و با استفاده از یافته‌ها و اطلاعات حاصل از مطالعات گوناگون پتروگرافی و ژئوشیمیایی و به منظور درک ساده‌تر محیط رسوب‌گذاری، مدل‌های رخساره‌ای<sup>۲</sup> یا مدل‌های رسوب‌گذاری<sup>۳</sup> ارائه می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). به طور کلی، با توجه به مقایسه محیط‌های عهد حاضر و قدیمه و با استفاده از قانون تطابق رخساره‌ها و نیز مدل‌های مختلف رسوبی که توسط محققین مختلفی ارائه گردیده است (اروین، ۱۹۶۵؛ ویلسون، ۱۹۷۵؛ رید، ۱۹۸۵؛ بچمن و هاپریش، ۲۰۰۶؛ رثولید و همکاران، ۲۰۰۸؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲؛ براندانو و همکاران، ۲۰۱۲؛ بایت‌گل و همکاران، ۲۰۱۶، ۲۰۱۸). می‌توان

رسوبات ناحیه مورد مطالعه را تعبیر و تفسیر نموده و مدل رسوبی آن را پیشنهاد نمود.

با توجه به نوع و فراوانی دانه‌های کربناته و با مقایسه تغییرات عمودی رخساره‌های مختلف در توالی مطالعه شده مدل رسوبی نهشته‌های ناحیه مورد مطالعه ارائه شده است. با توجه به شواهد موجود، از جمله حضور رخساره‌های توربیدیتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره پکستون کرینوییددار)، تغییرات ناگهانی رخساره‌ها از مادستون اسپیکول‌دار مربوط به رمپ بیرونی به پکستون کرینوییدی (Slope) می‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات کربناته سازند مبارک در ناحیه میغان را به فرم یک پلاتفرم از نوع رمپ با انتهای شیب‌دار<sup>۴</sup> در نظر گرفت (رید، ۱۹۸۲؛ استنتون و فلوگل، ۱۹۹۵؛ مصدق، ۱۳۷۹؛ پومار و همکاران، ۲۰۰۲، ۲۰۱۲؛ برناوس و همکاران، ۲۰۰۳؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ براندانو و همکاران، ۲۰۱۲؛ صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). مدل پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ با انتهای پرشیب در سازند مبارک در البرز مرکزی برای اولین بار توسط مصدق (۱۳۷۹) معرفی شده است. به عقیده وی توسعه و تبدیل مدل‌های پلاتفرمی از نوع رمپ‌های هموکلینال به رمپ‌های با انتهای شیب‌دار حاصل رشد پشته‌های گلی در بخش بالایی شیب همزمان با ایجاد شیب (برای مثال توسط حرکت گسل‌های نرمال) در بخش دور از ساحل پلت‌فرم کربناته است. بطور کلی رمپ‌های با انتهای شیب‌دار مشابه رمپ‌های هموکلینال بوده و توسط افزایش مشخص در شیب حوضه در بخش رمپ بیرونی بین بخش کم عمق رمپ و بخش حوضه از آن متمایز می‌شود (رید، ۱۹۸۲؛ استنتون و فلوگل، ۱۹۹۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). رسوبات شیب‌قاره در رمپ‌های با انتهای شیب‌دار عمدتاً از نوع حمل شده بوده<sup>۵</sup> و نهشته‌های ریزشی<sup>۶</sup> و فرآیندهای توربیدیتی از مشخصات این نوع رمپ‌ها است (استنتون و فلوگل، ۱۹۹۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ براندانو و همکاران، ۲۰۱۲). از این جهت، با توجه به حضور رسوبات شیب‌قاره و نهشته‌های ریزشی و فرآیندهای توربیدیتی می‌توان محیط رسوبی سازند مبارک در برش کهنگ را نیز یک رمپ کربناته با انتهای شیب‌دار در نظر گرفت.

<sup>4</sup> Distally Steepened Ramp

<sup>5</sup> transported

<sup>6</sup> slump deposits

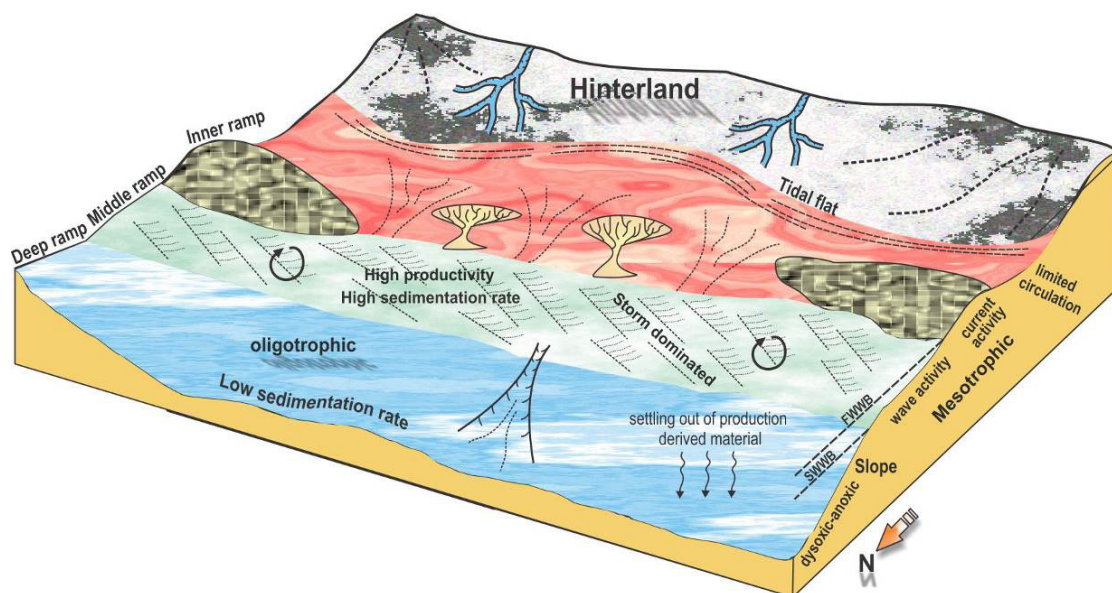
<sup>1</sup> Massive conglomerate

<sup>2</sup> Facies Models

<sup>3</sup> Depositional Models

شده محلی است. رخساره‌های شیب رمپ عمدتاً از اجزای حمل شده<sup>۱</sup> تشکیل شده‌اند که از رمپ میانی به این محیط حمل شده و در تناوب با رخساره‌های دانه‌ریز مادستون- وکستون اسپیکول دار هستند. رخساره‌های رمپ بیرونی نیز از اجزای برجا تشکیل شده و در شرایط نیمه‌هوایی تا غیرهوایی در زون غیرنوری و در یک محیط آرام‌تنشین شده‌اند (شکل ۷). رخساره‌های شیل‌آهکی تیره متورق و مادستون اسپیکول دار در این بخش که حاوی اسپیکول اسفنج (مدی و همکاران، ۱۹۹۶)، ماده آلی و فاقد فونای جلبکی است، تایید کننده‌تنشینی این رسوبات در زون غیرنوری در زیر حد اثر امواج توفانی است (مدی و همکاران، ۱۹۹۶؛ برناوس و همکاران، ۲۰۰۳؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲؛ براندانو و همکاران، ۲۰۱۲). شرایط احیایی تا نیمه‌احیایی و سطح اکسیژن پایین، گردش آب بسیار اندک و عدم نفوذ نور در این بخش از حوضه رسوبی منجر به کاهش شدید نرخ تولیدات بایوژنیک و تنوع و فراوانی پایین پوسته‌های فسیلی شده است.

رمپ‌ها به سه قسمت رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شوند. رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای شناسایی شده در برش مورد مطالعه متعلق به هر سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و خارجی هستند. اجزای تشکیل‌دهنده رخساره‌های رمپ درونی دارای تنوع و فراوانی پایین بوده و عمدتاً از نوع برجا هستند، اگرچه ممکن است در بخش پشته ماسه‌ای و لاگون نیمه‌محصور نزدیک به سد، مقداری جابجایی محلی را تحمل کرده باشند. رمپ میانی از پایین اثر امواج معمولی (FWWB) تا پایین امواج توفانی (SWWB) گسترش دارد (بورکت و رایت، ۱۹۹۲). در این بخش با توجه به شرایط اکولوژیکی مناسب از جمله نفوذ نور، سطح اکسیژن مناسب، گردش آب و مواد غذایی فراوان نرخ تولید و تکثیر ارگانیزم‌ها بالا بوده و پوسته‌های فسیلی از تنوع و فراوانی بالایی برخوردار هستند. عملکرد پیوسته امواج و جریانات دریایی در این بخش موجب تشکیل رخساره‌های دانه‌درشت پکستون- گرینستون کرینوبیدی و فلوتستون- ردستون بیوکلاستی مشخصه زون نوری می‌شود که دارای پوسته‌های فسیلی با درجه خردشدگی بالا و از نوع حمل



شکل ۷. مدل رسوبی سازند مبارک در منطقه کهنگ از نوع رمپ با انتهای پر شیب (*Distally steepened ramp*)

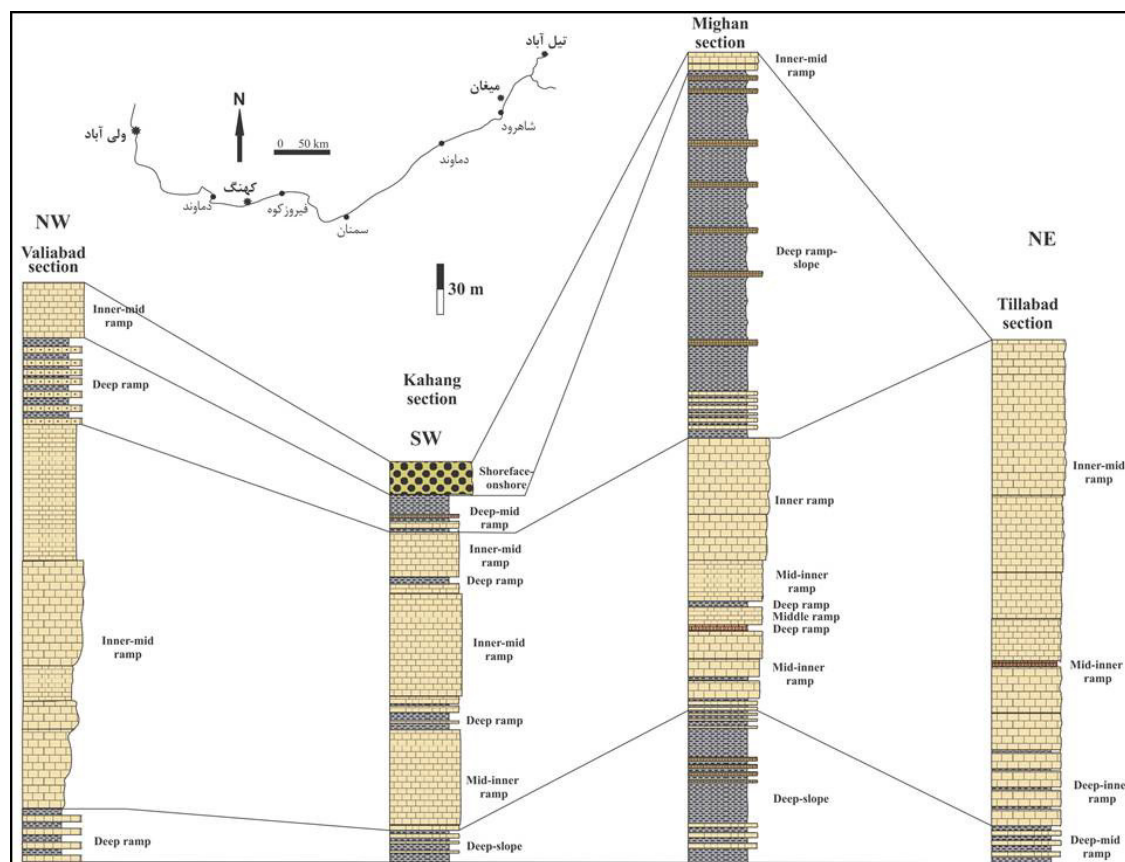
مبارک از ضخامت پایین‌تر برخوردار بوده (برای مثال ۲۲۲ متر در برش کهنگ و ۲۵۰ متر در برش لب رود شمال دامغان، آقابابالو و همکاران، ۱۳۹۳) و به طرف

بررسی تغییرات جانبی ضخامت سازند مبارک در گستره حوضه رسوبی البرز نشان‌دهنده تغییرات شدید در یک روند شمال و شمال‌شرق به جنوب و جنوب‌غرب در این حوضه است (شکل ۸). بطوریکه برش‌های جنوبی سازند

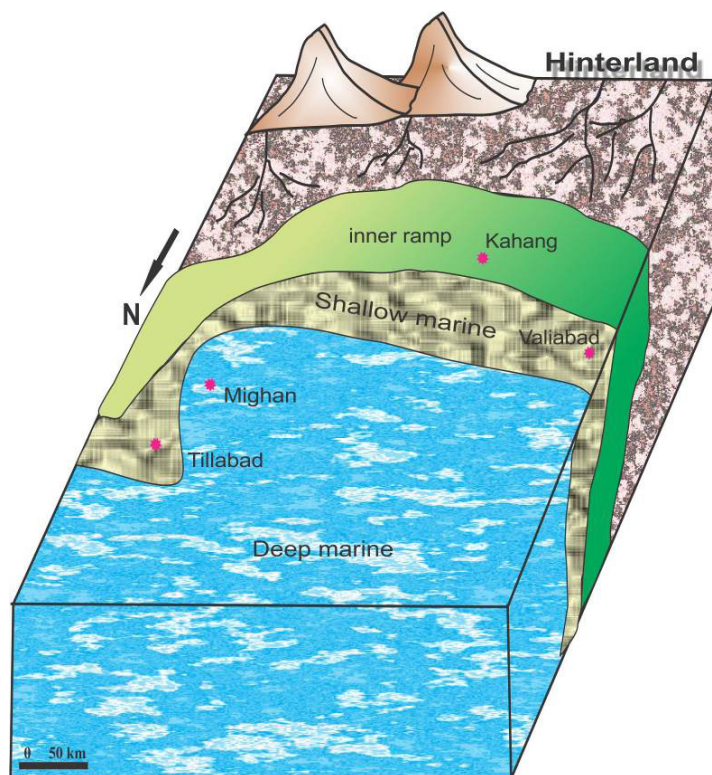
<sup>1</sup> Distally Steepened Ramp

رملی توسعه یافته است. در عین حال، فراوانی اندک رخساره‌های شیب رملی در برش کهنک نسبت به برش‌های واقع در بخش شمال‌شرقی حوضه البرز (مانند برش میغان، صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲) بیانگر توسعه ضعیف بخش شیب رملی در برش کهنک بوده که می‌تواند به دلیل جایگاه کم عمق‌تر این برش (و به طور کلی البرز مرکزی) نسبت به برش میغان (و به طور کلی البرز شرقی) باشد. ظهور رخساره کنگلومرایی با ضخامت قابل توجه در این برش که در برش‌های شمالی وجود ندارد، و همچنین ضخامت بسیار کمتر رخساره‌های بخش عمیق رملی در مقایسه با برش‌های میغان و ولی‌آباد (صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ آقابالو و همکاران، ۱۳۹۳) و حتی برش تیل‌آباد (سعیدی، ۱۳۹۰) این تفسیر را تایید می‌کند. این موضوع نشان‌دهنده یک روند کلی عمیق‌شوندگی حوضه رسوبی البرز به طرف شمال و شمال‌شرق در زمان ته‌نشینی سازند مبارک در کربونیفر زیرین است (شکل ۹).

شمال و شمال‌غرب بر ضخامت سازند مبارک افزوده می‌شود (برای مثال برش میغان در شمال شاهرود با ضخامت ۴۵۰ متر و برش ولی‌آباد در جاده کرج-چالوس با ضخامت ۳۴۷ متر، رنجکش و حمدی، ۱۳۹۱). علاوه بر این منطبق با روند تغییرات ضخامت، تغییرات جانبی رخساره‌ای نیز مشاهده می‌شود به نحوی که در بخش‌های جنوب و جنوب‌شرقی حوضه رسوبی البرز مانند برش‌های تیل‌آباد (شمال‌شرق شاهرود)، لب‌رود (شمال دامغان) و کهنک (جنوب‌غرب فیروزکوه) سازند مبارک عمدتاً متشکل از سنگ‌آهک‌های متوسط-ضخیم‌لایه با مجموعه‌های رخساره‌ای رملی-میانی-درونی و واحدهای نازک شیل‌آهکی است (سعیدی، ۱۳۹۰؛ آقابالو و همکاران، ۱۳۹۳) (شکل ۸). در مقابل در برش‌های واقع در شمال و شمال‌غرب حوضه رسوبی البرز سازند مبارک از واحدهای ضخیم شیل‌آهکی و سنگ‌آهک‌های نازک لایه (برای مثال ۶۰ متر در برش ولی‌آباد و تا ۱۴۰ متر در برش میغان، رنجکش و حمدی، ۱۳۹۱، صادق‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲) مرتبط با بخش‌های رملی عمیق و شیب



شکل ۸. انطباق توالی‌های رسوبی سازند مبارک در حوضه رسوبی البرز



شکل ۹. مدل سه‌بعدی جغرافیای دیرینه سازند مبارک در حوضه البرز. یک الگوی کلی عمیق‌شوندگی از جنوب-جنوب باختر به شمال-شمال خاور برای رسوبات کربونیفر زیرین مشاهده می‌شود.

حوضه‌ای سازند مبارک را به عنوان رسوبات مستعد مطالعات اکتشاف هیدروکربن مطرح نماید.

### نتیجه‌گیری

سازند مبارک در برش کهنگ شامل شیل‌های آهکی ضخیم در بخش زیرین و انتهای سازند، سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های شیل تیره در بخش میانی و کنگلومرای توده‌ای ضخیم در انتهای توالی می‌باشد و به طور کلی از ۱۵ رخساره کربناته و سیلیسی-آواری تشکیل شده است. این رخساره‌ها در شش کمر بند رخساره‌ای شامل پهنه جزر و مدی، لاگون و پشته ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، بخش کم عمق دریای باز متعلق به رمپ میانی، شیب رمپ و بخش عمیق دریای باز مربوط به رمپ بیرونی و بخش بالایی حاشیه ساحلی تا روی ساحل (رخساره کنگلومرای) قرار می‌گیرند. تنوع و فراوانی پایین پوسته‌های فسیلی در بخش رمپ درونی (به ویژه لاگون) نشان‌دهنده شرایط اکولوژیکی پراسترس از جمله گردش آب اندک و درجه شوری بالا و حتی تغییرات درجه شوری به صورت دوره‌ای به دلیل نفوذ

روند کم‌عمق‌شوندگی توالی رسوبات کربونیفر و ظهور مجموعه کنگلومرای حاشیه ساحلی در برش کهنگ می‌تواند مرتبط با فاز البرزین در حوضه البرز باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). تاثیر این واقعه در نهایت با ایجاد ناپیوستگی در مرز بالایی سازند مبارک با سازند دورود و ته‌نشینی رسوبات آواری دورود آشکار می‌شود. این الگوی کم‌عمق‌شوندگی در تمامی برش‌های ذکر شده مشاهده می‌شود برای مثال در برش‌های میغان و ولی‌آباد در بخش انتهایی سازند مبارک، شیل‌های تیره بخش عمیق رمپ توسط سنگ‌آهک‌های متوسط-ضخیم لایه بخش رمپ درونی پوشیده می‌شود (شکل ۸). اما با توجه به موقعیت جغرافیایی و نزدیکی برش کهنگ به ناحیه منشأ<sup>۱</sup> این الگوی کم‌عمق‌شوندگی و تغییر رخساره‌ای برجسته‌تر بوده و به صورت مجموعه کنگلومرای حاشیه ساحلی نمایان می‌شود. در پایان قابل ذکر است که ضخامت قابل توجه مجموعه‌های رسوبی شیل‌آهکی تیره‌رنگ حاوی پیریت و مواد آلی که در زیر زون نوری و در یک شرایط احیایی تشکیل شده‌اند، می‌تواند برش‌های

<sup>۱</sup> hinterland



## منابع

- آقابابالو، ب.، خسروتهرانی، خ.، حسینی‌نژاد، م (۱۳۹۳) زیست زون‌بندی سازند مبارک در برش لبرود (شمال‌دامغان) بر پایه بازوپایان. فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۹۴، ص ۱۱-۱۸.
- آقابابائی، س. ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ ص.
- سعیدی، ز (۱۳۹۱) لیتوستراتیگرافی و رخساره‌های رسوبی سازند مبارک در برش تیل‌آباد (البرز شرقی)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه پیام‌نور تهران، ۱۰۲ ص.
- گودرزی، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م.، عظام‌پناه، ی (۱۳۹۹) ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم‌شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی *PB*، *NB* با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم‌افزار سیکولوگ در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۸، شماره ۱۵، ص ۱۳۱-۱۶۰.
- صادق‌زاده، م.، مصدق، ح.، حسینی‌نژاد، م (۱۳۹۲) رخساره‌های رسوبی یک رمپ با انتهای پرشیب (*Distally steepened ramp*) با نگاهی ویژه به رسوبات توربیدیتی در نهشته‌های کربونیفر زیرین ناحیه میغان، البرز شرقی، نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۵۰، ص ۷۹-۱۰۲.
- رنجکش، ن.، حمدی، ب (۱۳۹۱) زیست‌چینه‌نگاری سازند مبارک در برش ولی‌آباد، جاده چالوس. فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۳، ص ۱۱۱-۱۲۲.
- مصدق، ح (۱۳۷۹) میکروفسیل‌ها، رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازند مبارک (کربونیفر زیرین) در البرز مرکزی، رساله دکترا، دانشگاه تربیت‌معلم، ۲۶۸ ص.
- نقشه زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۱۰۰۰۰۰، دماوند، شماره ۶۴۶۱، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.
- Alavi, M (1996) *Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. Journal of Geodynamics*, 21: 1-33.
- Alsharhan, A. S., and 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.
- Arefifard, S., Vachard, D (2015) *Early Carboniferous siliciclastic-carbonates in east-central Iran versus coeval carbonates of north Iran: record of latest Tournaisian-early Viséan tectonic events. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 85: 29-44.
- آب‌های شیرین از ناحیه بالادست (به ویژه در بخش پهنا جزر و مدی و لاگون) در این موقعیت از حوضه رسوبی است. رخساره‌های رمپ میانی غالباً از رخساره‌های دانه‌درشت جهت یافته با پایین فرسایشی حاوی پوسته‌های فسیلی متنوع تشکیل یافته است که تاثیر مستقیم امواج و جریانات توفانی را در تشکیل این رخساره‌ها در یک موقعیت کم عمق دریایی با گردش آب، نور، سطح اکسیژن و مواد غذایی مطلوب را نشان می‌دهد. شرایط بوم‌شناختی مساعد در بخش رمپ میانی منجر به افزایش نرخ تولید و تکثیر ارگانیزم‌ها گردیده و از این‌رو این بخش در محدوده زون مزوتروفیک قرار می‌گیرد. فراوانی اسپیکول و مواد آلی در رخساره‌های شیل تیره و مادستون اسپیکول‌دار از بخش رمپ عمیق وجود شرایط آرام و کم اکسیژن تا احیایی در بخش عمیق حوضه را نشان می‌دهد و از این‌رو این رسوبات را (حداقل در برش‌های عمیق شمالی) به عنوان کاندیدای مطالعات اکتشاف هیدروکربن مطرح می‌نماید. رخساره‌های این بخش عمدتاً از نوع دانه‌ریز متشکل از پوسته‌های فسیلی با تنوع و فراوانی پایین است که نشان‌دهنده نرخ پایین تولید ارگانیزم‌ها و برقراری شرایط الیگوفوتیک در بخش رمپ عمیق است. بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها در توالی مطالعه شده نشان‌دهنده وجود رخساره توربیدیتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره پکستون کربنوییددار) است. انطباق جانبی رخساره‌ای و بررسی تغییرات ضخامت توالی‌های سازند مبارک در حوضه رسوبی البرز نشان‌دهنده یک روند عمیق‌شوندگی کلی از جنوب- جنوب‌غرب به شمال- شمال‌شرق در زمان تهنشینی سازند مبارک در کربونیفر زیرین است. بطوریکه در برش‌های جنوب/ جنوب‌شرق توالی‌های سازند مبارک متشکل از مجموعه‌های ضخیم از سنگ‌آهک متوسط- ضخیم‌لایه از مجموعه رمپ درونی- میانی است و برش‌های شمال- شمال‌غرب دارای واحدهای ضخیم شیل آهکی تیره از مجموعه رمپ عمیق است.

## تشکر و قدردانی

نویسندگان از داوران محترم نشریه رسوب‌شناسی کاربردی که در جهت ارتقای کیفیت این مقاله، پیشنهادات ارزنده‌ای ارائه نمودند، کمال تشکر و قدردانی را دارند.

- Bernaus, G. M., Arnaud-Vanneauc, A., and 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.
- Bourque, P-A., Madi, A., Mamet, B. L (1995) Waulsortian-type bioherm development and response to sea-level fluctuations: upper Viséan of Becar basin, western Algeria. *Journal of Sedimentary Research Bulletin*, 65: 80-95
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J. A., and 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., and 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., and Strasser, A (2005) Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association Petroleum Geologists Mem*, 1: 108-121.
- El-ghali, M. A. K., Morad, S., Mansurbeg, H., Caja, M. A., Siratd, M. and Ogle, N (2009) Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 289-309.
- Embry, A. F. I., and 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.
- 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.
- Halal, O. A (2008) Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Paralic, Shallow BMarine and Fluvio-lacustrine Deposits, Asserto, R (1963) The Paleozoic formations in central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 69: 503-543.
- Bacelle, L. and Bosellini, A (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. *Sciences Geology Paleontology*, 3: 59-62.
- 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: 487-512.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451: 123-155.
- Bassi, D., and 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., and 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., and Moussavi-Harami, R (2014) Facies architecture, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyani Formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, DOI 10.1007/s10347-014-0401-9.
- Bayet-Goll, A., Neto de Carvalho, C., Monaco, P., Sharafi, M (2016) Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from chalky limestones of the Turonian-Campanian Abderaz Formation, Kopet-Dagh, Iran. In: Khosla, A., Lucas, S.G. (Eds.), *Recent Advances in Cretaceous Biodiversity, Palaeoenvironments and Palaeobiogeographic Implications*, Special Issue, *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 71: 19–43.
- Bayet-Goll, A., Shirezadeh Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M., Akbari Moham, A (2018) Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan–Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sea-level fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*, Doi.org/10.1007/s00531-018-1597-7.

- 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., Kupecz J.A., Sarg, F.J. (Eds.), *Cenozoic Carbonate Systems of Australasia*. SEPM Special Publication, 95: Tulsa, 147-174.
- 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.
- Sharafi, M., Mahboubia, A., Moussavi-Haramia, R., Mosaddegh, H., Gharaie, M. H. M (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.
- Stanton, R. J., and Flügel, E (1995) *An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte "reef" (Northern Calcareous Alps, Austria)*. *Sedimentary Geology*, 95: 269-286.
- Strasser, A (1986) *Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura*. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- Torsvik, T. H., Cocks, L. R. M (2013) *New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation*. *Geol Soc Mem*, 38: 5-24.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1991) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, 482 pp.
- 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.
- Warren, W. J (2000) *Dolomite: occurrence, evolution and economically important association*, *Earth Science Review*, 52: 1-81.
- Warren, J (2006) *Evaporites, sediments, resource and hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035p.
- Wilmsen, M., Niebuhr, B. and Hiss, M (2005) *The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system*, *Facies*, 51: 242-263.
- Links to Depositional Facies and Sequence Stratigraphy*, *Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology*, 448: 65 p.
- Jank, M., Wetzell, A. and 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.
- Lakin, J. A., Marshall, J. E. A., Troth, I., Harding, I. C (2016) *Greenhouse to icehouse: a biostratigraphic review of latest Devonian–Mississippian glaciations and their global effects*. *Geol Soc Lond Spec Pub*, 423(1): 439–464.
- Moosavizadeh, S. M. A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M. A. & Schlagintweit, F (2015) *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.
- 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., and 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.
- Madi, A., Bourque, P. A., Mamet, B. I (1996) *Depth-related ecological zonation of a Carboniferous carbonate ramp: Upper VisCan of BCchar Basin, Western Algeria*, *Facies*, 35: 59-80.
- Malpas, J. A., Gawthorpe, R. L., Pollard, J. E., and Sharp, I. R (2005) *Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215: 239-264.
- Menning, M., Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I (2006) *Global time scale and regional stratigraphic reference scales of central and west Europe, east Europe, Tethys, south China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP2003)*. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 240: 318–372.
- Read, J. F (1982) *Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution*. *Tectonophysics*, 81: 195-212.