

بررسی رخساره‌ای، محیط رسوبی و شرایط پالئوآکولوژیکی رمپ کربناته کرینفر پیشین در حوضه سندج - سیرجان، ایران

فریا شیره زاده اصفهانی^۱، نارام بایت گل^۲، نادر کهنسال قدیم‌وند^۳، عبدالحسین کنگازیان^۴، امیر اکبری محمدی^۵ و مرداوید صدری^۵

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۴استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اصفهان (خوراسگان)، اصفهان، ایران

^۵کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اصفهان (خوراسگان)، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۷

چکیده

در این پژوهش توالی‌های کربناته تورنژین-ویزین در برش‌های تنگ دارچاله و بناریزه، در حوضه اصفهان-سیرجان جهت انتخاب مدل رخساره‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس بررسی‌های دقیق رخساره‌ای و توالی برانبارش آنها، ۴ کمربند رخساره‌ای شامل محیط‌های حوضه‌ای و رمپ بیرونی (FA1 و FA2: توالی‌های رخساره‌ای ساب‌تایدال عمیق)، رمپ میانی (FA3, FA4, FA6: توالی‌های رخساره‌ای ساب‌تایدال کم‌عمق و اینترتایدال میانی) و رمپ داخلی (FA5: توالی‌های سد ماسه‌ای) در نهشته‌های مذکور شناسایی شده است. تبدیل تدریجی رخساره‌ها و دسته‌رخساره‌های شناسایی شده به همراه پروفیل رسوبی و الگوی برانبارش طرح‌های رسوبی در دسته رخساره‌های موجود حاکی از ته‌نشینی این رسوبات در پلاتفرم کم‌عمق کربناته رمپ از نوع کم‌زاویه دارد که تحت تأثیر نوسانات امواج و طوفان با الگوی کلی پیشرونده از دسته‌رخساره‌های پروکسیمال به دیستال حوضه تبدیل می‌شود. این مطالعه پیشنهاد می‌کند که در طول کرینفر پیشین یک پلاتفرم کربناته کم‌عمق گسترده‌ای ریک در حاشیه جنوبی پالئوتیس گسترش یافته است.

کلیدواژه‌ها: رخساره، شرایط پالئوآکولوژیکی، رمپ، کرینفر پیشین، حوضه سندج-سیرجان.

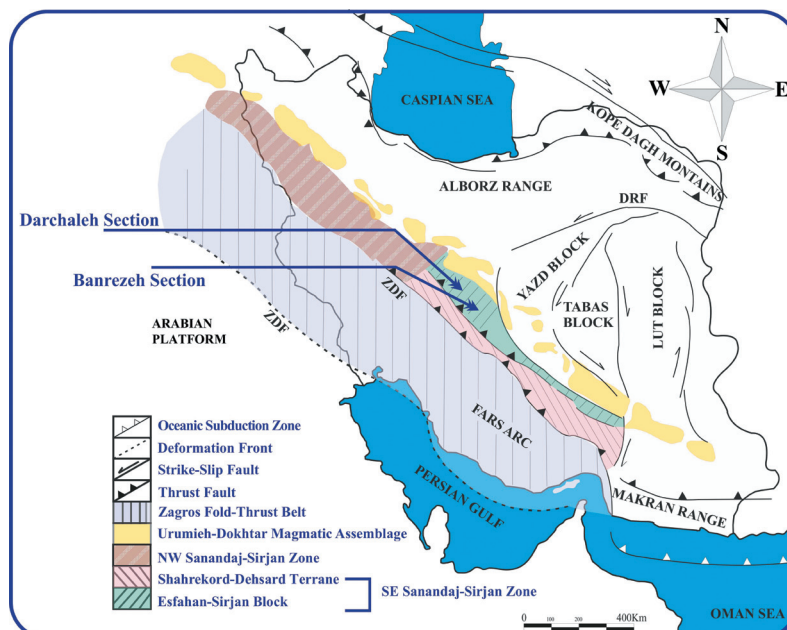
*نویسنده مسئول: نادر کهنسال قدیم‌وند

E-mail: n_kohansal_ghadimvand@iau-tmb.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

در ایران بلوک‌های زمین‌ساختی پالئوزویک میانی تا پسین (البرز، سندج-سیرجان، ایران مرکزی و زاگرس؛ شکل ۱) به عنوان بخشی از حاشیه شمالی و واگرایی گندوانا تفسیر شده‌اند که تا اواخر پالئوزویک پلاتفرم حاشیه قاره‌ای کم‌عمق نسبتاً پایدار (Berberian and King, 1981; Stampfli and Borel, 2002) را تشکیل داده‌اند

توالی کاملی از نهشته‌های کرینفر در ایران مرکزی از بلوک‌های طیس و یزد (Stöcklin et al., 1965; Bozorgnia, 1973) و در کوه‌های البرز (Ruttner et al., 1968; Sharkovskii et al., 1984) گزارش شده است. (Gaetani et al., 2009; Leven and Gorgij, 2011b)

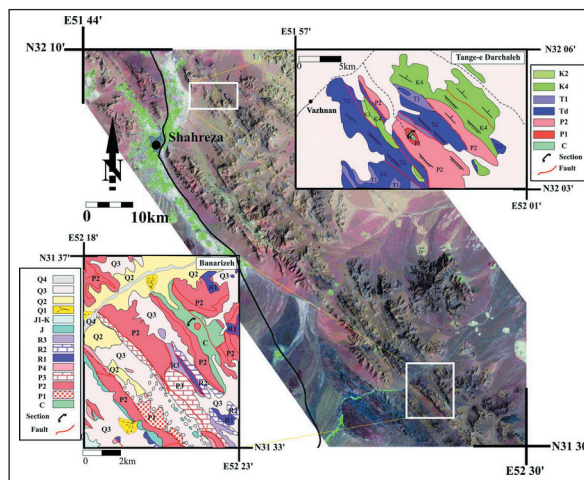


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ایران با محدوده مطالعاتی حوضه اصفهان-سیرجان. محدوده برش‌های مورد مطالعه کرینفر پیشین شامل دو برش دارچاله و بناریزه (اقتباس از Arfania and Shahriari, 2009، با اندکی تغییرات).

تشکیل شده می‌تواند در تفسیر شرایط جغرافیایی زیست دیرینه و بررسی چینه‌نگاری سکانسی کربنیفر پیشین در حوضه مذکور بسیار مفید باشد.

۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

به منظور مطالعه نهشته‌های کربنیفر در کمربند شهرضا-آباد، دو برش سطحی در جنوب اصفهان، حدفاصل شهرستان شهرضا تا آباده انتخاب شد. برش تنگ دارچاله در ۱۸ کیلومتری شمال خاوری شهرضا واقع است که پس از عبور از روستای شاهزاده علی‌اکبر در موقعیت $31^{\circ} 02' E$ و $32^{\circ} 02' N$ قرار دارد و برش بناریزه در ۴۵ کیلومتری شمال آباده واقع است که پس از عبور از ایزدخواست در موقعیت $31^{\circ} 34' E$ و $32^{\circ} 22' N$ قابل دسترسی است (شکل ۲).



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای از دو برش تنگ دارچاله و بناریزه همراه با نقشه‌های زمین‌شناسی این مناطق.

نهشته‌های کربنیفر- پرمین پیشین توسط شیرزاده (۱۳۹۴) مورد بازمینی قرار گرفته‌اند. بر این اساس توالی مذکور دربرگیرنده رسوبات کربنیفر پیشین و سازنده‌های غیر رسمی اسدآباد و وژنان است (شکل‌های ۳- الف و ب). بر مبنای مطالعه کنودنت‌ها، اسکلیت‌ها و هولوئورین‌ها و روزن‌بران در برش‌های بناریزه و تنگ دارچاله، محدوده زمانی تورنیزین-ویژن برای واحدهای کربناته در برش بناریزه و محدوده زمانی ویژن برای نهشته‌های مخلوط کربناته- آواری کربنیفر پیشین در برش تنگ دارچاله در نظر گرفته شده است (نورالدینی، ۱۳۸۷؛ نورالدینی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Fassihi et al., 2017a and b). در ادامه به معرفی ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای نهشته‌های تورنیزین- ویژن در برش‌های مورد مطالعه پرداخته شده است:

۴-۱. برش تنگ دارچاله

در برش تنگ دارچاله نهشته‌های کربنیفر پیشین با ضخامت تقریبی ۱۸۰ متر دربردارنده تناوبی از سنگ‌آهک‌های کالک‌آرنایت تا کلسی‌رودایت متوسط تا ضخیم‌لایه (آهک بیوکلاستی، آهک الیتی و آهک ماسه‌ای)، سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه کلسی‌لوتایتی، آهک مارنی و شیل هستند. محتوای فسیلی این واحدها شامل ساقه لاله‌وشان، بازوپایان و مرجان‌هاست. از ساختمان‌های رسوبی فیزیکی موجود می‌توان به وجود لامیناسیون، گریدد بدینگ، طبقه‌بندی مورب مسطح، طبقه‌بندی مورب هوموکی، طبقه‌بندی مورب تقعر و ترف، ریبیل‌های موجی و جریان‌ی و ساختمان‌های رسوبی زیستی اشاره کرد.

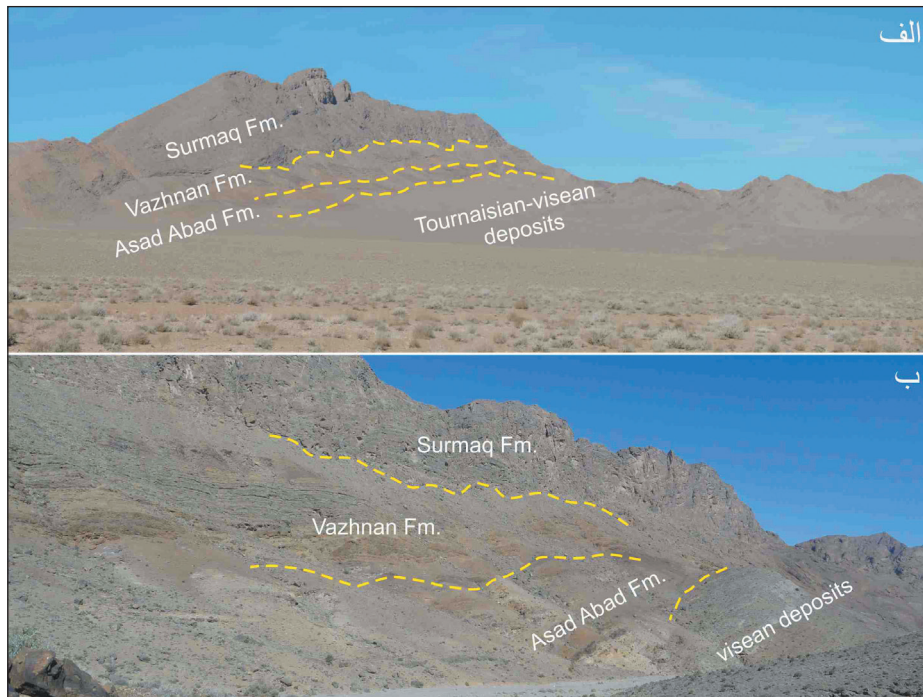
بررسی تاریخچه مطالعاتی نهشته‌های کربنیفر در جنوب خاور واحد ساختمانی سندج- سیرجان بیانگر مطالعه این رسوبات از دیدگاه زیست‌چینه‌نگاری با به کارگیری اسامی رایج نهشته‌های هم‌سن در خاور ایران مرکزی (گروه‌های شیشو، سردر، انارک و طیس) است (Baghani, 1993; Boncheva et al., 2007; Leven and Gorgij, 2011a and b; Bahrami et al., 2014; Fassihi et al., 2017a and b). آن‌چنانکه مطالعه تغییرات رخساره‌ای و تحلیل حوضه روی نهشته‌های مذکور صورت نگرفته است. به دلیل اهمیت چنین مطالعاتی، بررسی تغییرات رخساره‌ای توالی‌های کربناته کربنیفر پیشین در حوضه اصفهان- سیرجان و تفسیر نوع پلاتفرم کربناته این حوضه موضوع بحث اصلی در این مطالعه است. لازم به ذکر است که بررسی نوع الگوی تغییرات رخساره‌ای و تفسیر نوع پلاتفرم

۳- روش مطالعه

به منظور مطالعات رسوب‌شناسی توالی کربناته کربنیفر پیشین، برش‌های تنگ دارچاله و بناریزه برداشت شد. جهت توصیف رخساره‌های سنگی از منابعی چون Tucker (2004) استفاده و ویژگی‌هایی نظیر تغییرات اندازه دانه‌ها، اجزا، ارتباط لایه‌ها، ضخامت، ساختمان‌های رسوبی، سنگواره‌های موجود، گسترش جانبی طبقات و تشخیص سطوح لایه‌بندی در نظر گرفته شد. در این مطالعه ۱۳۰ نمونه در برش تنگ دارچاله و ۳۶۰ نمونه در برش بناریزه برداشت و برای نمونه‌های مذکور یک نام علمی بر اساس طبقه‌بندی Grabu (1913) نیز انتخاب شد. از این نمونه‌ها در آزمایشگاه، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از طبقه‌بندی بافتی Dunham (1962) و برای تفسیر رخساره‌ها از تقسیم‌بندی (2010) Flugel استفاده شد. محیط رسوبی رخساره‌ها نیز بر پایه تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها، الگوی برانبارش رخساره‌ها و مقایسه با محیط‌های امروزی و دیرینه تعیین شد. همچنین انواع اثر فسیل‌ها، تنوع و شدت آشفته‌گی‌های موجود (Taylor and Goldring, 1993) و ویژگی‌های رفتاری (Knaust, 2012) بر پایه مفهوم ایکنوسینوز (ichnocoenosis) بررسی شده است.

۴- چینه‌شناسی نهشته‌های کربنیفر پیشین در برش‌های مورد مطالعه

توالی کاملی از رسوبات کربنیفر- پرمین در بخش جنوب خاور واحد ساختمانی سندج-سیرجان قابل مشاهده است. در حوضه مذکور، واحدهای سنگ‌چینه‌ای



شکل ۳- نمای کلی از سازندهای کربنیفر- پریمین شامل نهشته‌های تورنیزین- ویزین (این مطالعه)، سازند اسدآباد، سازند وژنان و سازند سورماق در برش‌های: الف) بناریزه؛ ب) تنگ دارچاله.

۴-۲. برش بناریزه

در برش بناریزه نهشته‌های تورنیزین- ویزین با ضخامت تقریبی ۴۵۰ متر دربردارنده تناوبی از سنگ آهک‌های نازک لایه کلسی‌لوتایتی، سنگ آهک‌های مارنی و شیل با سنگ آهک‌های ضخیم لایه کالک‌آرنایت تا کلسی‌رودایت (آهک بیوکلاستی، آهک الیبتی و آهک دولومیتی) است. محتوای فسیلی این واحدها شامل مرجان‌های منفرد، ساقه لاله‌وشان، براکیوپود و بریوزوا است. از ساختمان‌های رسوبی فیزیکی موجود می‌توان به وجود لامیناسیون، ریپل‌های موجی، گریدد بدینگ، طبقه‌بندی مورب مسطح، طبقه‌بندی مورب هوموکی و تراف و ساختمان‌های رسوبی زیستی با فراوانی و تنوع بالا اشاره کرد.

بر پایه شواهد صحرایی در برش‌های مورد مطالعه، نهشته‌های تورنیزین- ویزین با قاعده پوشیده و مرز فرسایشی مشخص در رأس از ماسه سنگ‌های سفید رنگ سازند اسدآباد (سرپوخوین- مسکونین) قابل تشخیص هستند (شیره‌زاده، ۱۳۹۴). همچنین بر اساس تطابق زیست‌چینه‌ای نهشته‌های کربنیفر پیشین در برش‌های مذکور با رسوبات هم‌سن در دیگر نقاط ایران، این رسوبات معادل با سازند شیشو ۲ در خاور ایران مرکزی و سازند مبارک در کوه‌های البرز در نظر گرفته شده‌اند.

۵- انواع رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

۵-۱. مجموعه رخساره‌ای بخش بیرونی رمپ خارجی

(Distal outer ramp facies association; FA1)

— **توصیف:** این دسته‌رخساره (دربرگیرنده چرخه‌های با ضخامت ۳ تا ۵ متر) عمدتاً از شیل آهکی تا مارن تشکیل شده است که به‌طور محلی با میان‌لایه‌های بسیار نازک تا نازک (۰/۵ تا ۵ سانتی متر) بیوکلاستیک مادستون- و کستون همراه هستند (شکل‌های ۴- الف تا پ). قاعده واحد مذکور با رخساره غالب شیل/مارن آغاز و به تدریج با افزایش اندازه دانه‌ها، افزایش نسبت آهک به مارن و افزایش ضخامت واحدهای آهکی به رخساره‌های درونی رمپ خارجی (FA2) تبدیل می‌شود. لایه‌های بیوکلاستیک مادستون/وکستون معمولاً همگن هستند و به‌طور محلی با لایه‌بندی موازی مشخص می‌شوند. در برخی موارد میان‌لایه‌های کربناته با واحدهای مارنی

بخش بیرونی رمپ خارجی مشاهده نشده و این دسته‌رخساره عمدتاً دربرگیرنده شیل‌های تیره حاوی لایه‌بندی موازی است. در این دسته‌رخساره نسبت آهک به مارن بسیار پایین (معمولاً ۱:۱۰) است. در دسته‌رخساره FA1 خرده‌های بیوکلاستی به شکل پراکنده در شیل یا در واحدهای آهکی قابل مشاهده است.

در این دسته رخساره میزان آشفستگی زیستی بسیار متغیر است؛ آن چنانکه محدوده‌ای از لایه‌های همگن (BI 4-5) و لایه‌های متورق با آشفستگی کم تا فاقد آشفستگی (BI 0-1) را در برمی‌گیرد. در واحدهای غنی از شیل/مارن از میزان آشفستگی زیستی کاسته می‌شود (BI 0-1). مقادیر فراوان باروونینگ در لایه‌های آهکی با تنوع بالا همراه است. الگوهای رفتاری موجود شامل رفتارهای تغذیه‌ای رسوب‌خوار (*Phycosiphon isp.*)، رسوب‌خوار با ژرفای نفوذ بیشتر (*Zoophycos isp.*)، همراه با مجموعه فرعی از زیست‌اثر گریزینگ (*Gordia isp.*) است (شکل ۴- پ).

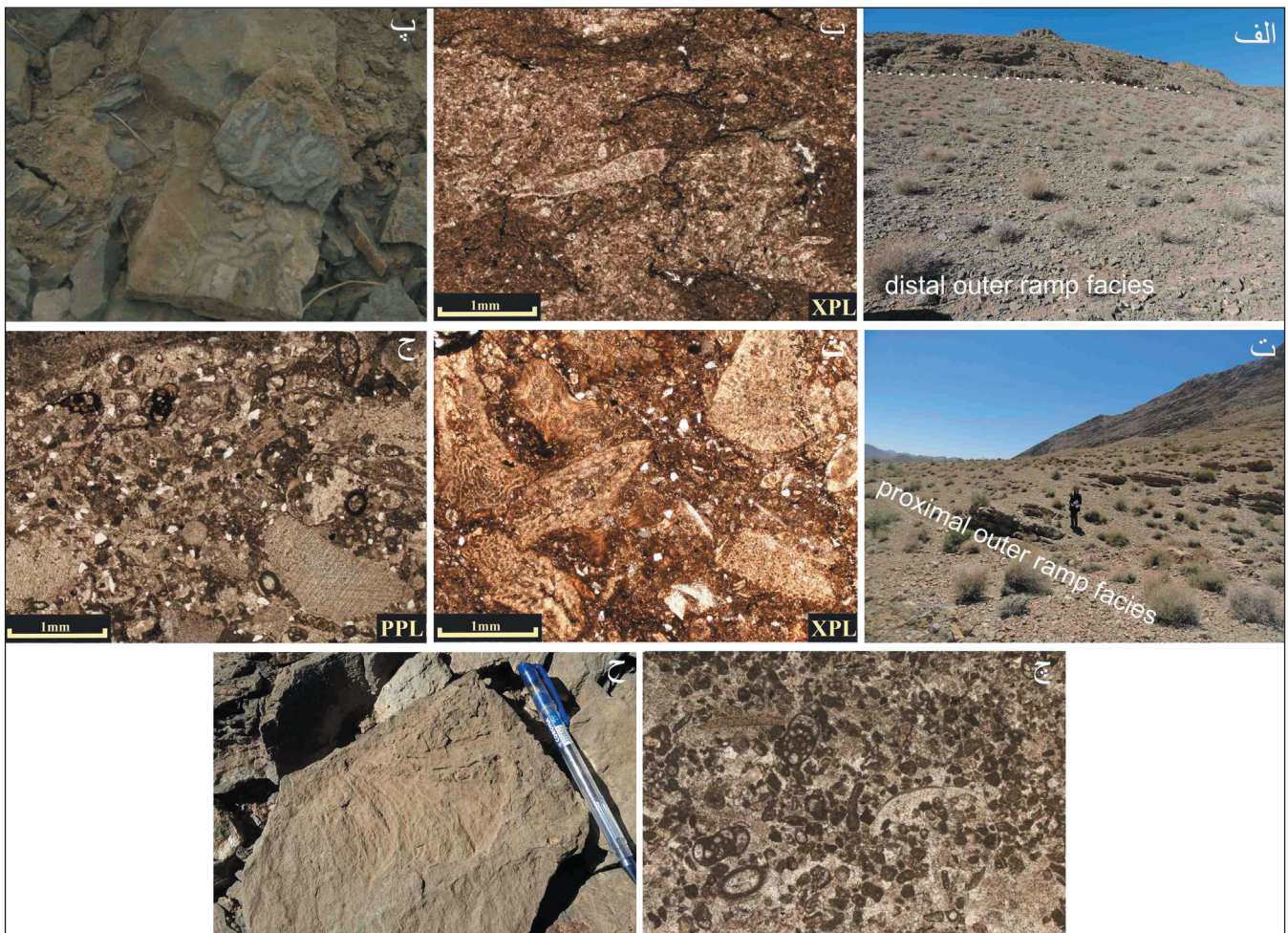
— **تفسیر:** اشکال رسوبی موجود در این دسته رخساره، بیانگر رسوب‌گذاری در بخش عمیق محیط رسوبی با حداقل میزان انرژی و نهشت مواد معلق بوده که با دوره‌های رخداد ناگهانی توفان همراه است. وجود بخش‌های غنی از شیل یا مارن حاکی از عدم حمل مجدد رسوبات دانه‌ریز به وسیله جریان‌های داخل حوضه‌ای همچون توفان و امواج است. همچنین وجود لامیناسیون و کاهش چشمگیر فراوانی و گوناگونی موجودات کف‌زی بیانگر نبود اکسیژن در زیر محیط مذکور است (Pomar, 2001). رنگ تیره، افزایش میزان تورق، کاهش آثار زیستی، وجود لامیناسیون موازی و نبود ساختارهای رسوبی تشکیل شده توسط امواج، تأیید کننده این تفسیر است. همچنین وجود محلی لایه‌های آهکی و تعداد کم ساختارهای رسوبی به وجود آمده توسط جریان‌های نوسانی می‌تواند نشانگر ته‌نشست رسوبات معلق در تناوب با جریان‌های دوره‌ای خیلی ضعیف توفان در بخش بیرونی رمپ خارجی در زیر موجسار هوای توفانی باشد (Myrow et al., 2002; Kietzmann et al., 2014; Bayet-Goll et al., 2014). اثر زیست شاخص در این دسته رخساره، *Zoophycos* بوده که مشخصه محیط‌های شلف دریایی آرام در زیر موجسار هوای توفانی است (Gingras et al., 2011; Bayet-Goll et al., 2015a).

۵-۲. مجموعه رخساره‌ای بخش درونی رمپ خارجی

(Proximal outer ramp facies association; FA2)

– **توصیف:** این دسته‌رخساره حاوی مجموعه رخساره‌ای مختلف از چرخه‌های به سمت بالا ضخیم‌شونده بوده (دربرگیرنده چرخه‌های با ضخامت ۱ تا ۳ متر) که دربرگیرنده تناوبی (۵ تا ۱۵ متر) از مارن/شیل با آثار زیستی فراوان، میان‌لایه‌هایی از مادستون آهکی، بیوکلاستیک و کستون-پکستون، پلوییدال/اینتراکلاست/فرامینیفر و کستون-پکستون، بیوکلاستیک/پلوییدال/اینتراکلاست پکستون-گرینستون و کرنوییدال/بیوکلاستیک پکستون است (شکل‌های ۴-ت تا ج). در این دسته‌رخساره‌ای، نسبت آهک به مارن در حدود ۵:۱ تا ۲:۱ است و لایه‌های آهکی معمولاً همگن (homogeneous) هستند و در برخی موارد لامیناسیون ناچیزی نشان می‌دهند.

در مجموع، دسته‌رخساره AF2 با روند افزایشی در میزان ضخامت و فراوانی لایه‌های کربناته، اندازه دانه‌ها، شدت زیست‌آشفتنگی و افزایش لایه‌های پکستون-گرینستون به سمت رأس توالی همراه است. در این رابطه، در بخش‌های بالاتر دسته‌رخساره AF2، قاعده واحدهای آهکی فرسایشی یا همشیب بوده و با ریبیل‌های موجی، چینه‌بندی مورب هوموکی کوچک و لامیناسیون افقی همراه است. دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی با جورشدگی ضعیف تا متوسط شامل روزن‌بران کوچک، ساقه اکتینودرم، دوکفه‌ای، استراکادا، خرده‌های جلبکی، پلویید و اینتراکلاست‌های میکرایتی است. همچنین در این دسته‌رخساره دانه‌های فرعی شامل بخش‌های خرد شده (fragmented shells) از پوسته براکیوپود، بریوزتر و دانه‌های تخریبی قابل مشاهده است.



شکل ۴- الف) نمای کلی از واحدهای شیلی/مارنی بخش پایینی نهشته‌های تورنژین-ویژین شامل دسته‌رخساره دیستال رمپ خارجی؛ ب) بیوکلاستیک و کستون عمدتاً شامل قطعات جلبکی؛ پ) اثرفسیل تغذیه‌ای رسوب‌خوار *Phycosiphon*؛ ت) نمایی از نهشته‌های متناوب شیلی/مارنی و طبقات آهک بیوکلاستی بخش پروکسیمال رمپ خارجی در الگوهای به سمت بالا درشت‌شونده؛ ث) بیوکلاستیک پکستون با فراوانی بالا از خرده‌های جلبکی؛ ج) بیوکلاست/پلوییدال/اینتراکلاست پکستون با فراوانی بالا از خرده‌های اکتینودرم؛ چ) پلوییدال/اینتراکلاست/فرامینیفر پکستون با فراوانی بالا از دانه‌های پلویید، قطعات اینتراکلاستی و روزن‌بران کوچک؛ ح) *Zoophycos*

نفوذ بیشتر (*Zoophycos* isp., *Chondrites* isp.)، رفتارهای گریزینگ و فراری (*Planolites* isp., *Helminthopsis* isp., *Gordia* isp.) است (شکل ۴-ح). همچنین مجموعه فرعی از آثار زیستی رسوب‌خوار/اقامتی غیر فعال (*Teichichnus* isp., *Thalassinoides* isp., *Palaeophycus* isp.) در این دسته‌رخساره دیده می‌شود.

میزان آشفتنگی زیستی در این دسته‌رخساره متغیر (BI 1-5) است. همچنین میزان زیست‌آشفتنگی در مارن متغیر بوده و از مارن‌های همگن (BI 4-5) تا مارن‌های ورقه‌ای فاقد زیست‌آشفتنگی (BI 0) در تغییر است. در مقابل میزان آثار زیستی در لایه‌های آهکی محدود است (BI 0-2). الگوهای رفتاری در این مجموعه شامل رسوب‌خوار (*Phycosiphon* isp.)، رسوب‌خوار با ژرفای

لایه‌های آهکی از جریان‌های طوفانی با میزان کم انرژی بوده که با میان‌لایه‌هایی از مارن حاوی آثار زیستی همراه است. واحدهای مارنی مذکور از مواد معلق موجود در رمپ میانی نهشته شده‌اند. به‌طور کلی این رسوبات به عنوان بخش بیرونی تمپستایت‌های کربناته درون رمپ میانی تفسیر می‌شوند. تفسیر محیطی مذکور با وجود اثر زیست *Cruziana* سازگار است (Pemberton and MacEachern, 1997; MacEachern et al., 2007a; Bayet-Goll et al., 2015a).

۴-۵. مجموعه رخساره‌ای بخش درونی رمپ میانی (Proximal middle ramp facies association; FA4)

توصیف: دسته‌رخساره FA4 از واحدهای آهکی متوسط تا درشت‌دانه با جورشدگی متوسط تا خوب (پلوییدال/ اینتراکلاست/ فرامینفر پکستون- گرینستون و بیوکلاستیک/ فرامینفر و کستون- پکستون) تشکیل شده است که حاوی میان‌لایه‌های نازکی از بیوکلاستیک/ پلوییدال و کستون- پکستون است. این دسته‌رخساره از لایه‌های آهکی تابولار، با ضخامت ۰/۵ تا ۱ متر تشکیل شده است (شکل‌های ۵-۵ تا ج). ساختارهای رسوبی غالب در دسته‌رخساره AF4 شامل سنگ‌آهک‌های توده‌ای برهم‌افزاینده حاوی چین‌بندی مورب مسطح تا مسطح کم‌زاویه و چین‌بندی مورب هوموکی (با ضخامت ۱۰ تا ۴۰ سانتی‌متر، شکل‌های ۵-۵ تا) است. ارتباط میان دسته‌رخساره AF3 و AF4 تدریجی است، آن چنان که با گذر از دسته‌رخساره هترولیتیک و حاوی آثار زیستی AF3 به دسته‌رخساره هموزن، بیوکلاستیک و فاقد آثار زیستی AF4 مشخص می‌شود. طبقات این دسته‌رخساره از توالی‌های به سمت بالا درشت و ضخیم‌شونده تشکیل شده‌اند. در این دسته‌رخساره ضخامت لایه‌ها از ۵ تا ۱۵ متر در تغییر است و دانه‌های اسکلتی با جورشدگی متوسط از روزن‌بران، کرینویید، بریوزوئر، استراکدا و تعداد اندک قطعات شکسته شده براکیوپود، دوکفه‌ای و مرجان تشکیل شده‌اند. دانه‌های فرعی شامل پلویید، اینتراکلاست‌های نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده و میزان اندک دانه‌های کوارتز است. دسته‌رخساره‌ای AF4 با عدم وجود آشفستگی زیستی یا مقادیر بسیار اندک (BI 0-1)، با اثر فسیل *Rhizocorallium* مشخص می‌شود.

تفسیر: بررسی شواهد موجود بیانگر تشکیل این دسته‌رخساره در زیر موجسار هوای آرام و در موقعیت آب‌های کم‌عمق و پر انرژی است. برهم‌افزیندگی عمودی طبقات (vertical amalgamation) و وجود ساختارهای رسوبی بیانگر انرژی بالا و جورشدگی خوب بر اثر عملکرد امواج و جابه‌جایی توسط جریان‌های موجود در یک محیط پرانرژی است. وجود پلویید و دانه‌های شکسته شده در لایه‌های آهکی، مقادیر کم گل کربناته و نبود آثار زیستی بیانگر ته‌نشست دانه‌ها در یک محیط رسوبی با تلاطم دایمی است (Palma et al., 2007; Egenhoff et al., 2010; Bayet-Goll et al., 2014 and 2015b). در این دسته‌رخساره واحدهای برهم‌افزاینده ضخیم با چین‌بندی مورب هوموکی به تمپستایت‌های بخش درونی رمپ میانی (proximal tempestites) نسبت داده می‌شوند که مشابه با اشکال موجود در محیط‌های رمپ میانی در دیگر مطالعات (Burchette and Wright, 1992; Monaco, 1992; Molina et al., 1997; Myrow et al., 2004; Palma et al., 2007) است. در مجموع تبدیل طبقات حاوی چین‌بندی مورب هوموکی و موازی برهم‌افزاینده به سنگ‌آهک‌های دارای چین‌بندی مورب تراف بیانگر تشکیل توالی توسط امواج و جریان‌های نزدیک یا بالای موجسار هوای آرام است (Betzler et al., 2007; Palma et al., 2007).

۵-۵. مجموعه رخساره‌ای سدهای ماسه‌ای (Sand shoal facies association; FA5)

توصیف: این دسته‌رخساره از پلوییدال/ اینتراکلاست پکستون- گرینستون ریزدانه تشکیل شده است که به سمت رأس با روند ضخیم‌شونده به رخساره‌های کرینوییدال گرینستون، الیتیک/ پلوییدال گرینستون، الیتیک/ بیوکلاستیک گرینستون، الیتیک/ اینتراکلاست گرینستون و الیتیک/ آنکویدال/ بیوکلاستیک گرینستون تبدیل می‌شود (شکل‌های ۵-۵ ح و ۶- الف تا ت). از ویژگی‌های دسته‌رخساره مذکور

تفسیر: اشکال رسوبی موجود در این دسته‌رخساره بیانگر رسوب‌گذاری در شرایط کم‌انرژی، محیط آب‌های عمیق با حمل دوره‌ای رسوبات توسط طوفان است (Bayet-Goll et al., 2015b). ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ایکنولوژیکی دسته‌رخساره AF2 نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری لایه‌های پکستون- گرینستون احتمالاً بعد از دوره‌های طوفان روی داده است. در حالی که بخش‌های غنی از مارن/ شیل در نتیجه رسوب‌گذاری از حالت معلق ته‌نشست شده‌اند. نسبت افزایش یافته از میان‌لایه‌های آهکی متأثر از جریان‌های دوره‌ای در مقایسه با دسته‌رخساره AF1 نشان می‌دهد که تناوب مذکور از وقایع طوفانی پرانرژی در نزدیکی یا احتمالاً زیر موجسار هوای طوفانی در بخش درونی رمپ خارجی منشأ گرفته است (Dott and Bourgeois, 1982; Cheel and Leckie, 1993). ظهور گسترده فسیل‌های خرد شده و رخساره‌های غنی از پلویید، اینتراکلاست‌های میکرایتی و روزن‌بران نتیجه حمل رسوبات از کف دریا در دوره‌های طوفانی قوی یا جریان‌های بازگشتی ناشی از طوفان (storm-induced return flows) است (Ruppel and Bebout, 2001; Barnaby and Ward, 2007; Schieber et al., 2010; Kietzmann et al., 2014). لازم به ذکر است که زیست‌آشفستگی شاخص در این دسته‌رخساره، ایکونوفاسیس *Cruziana* (MacEachern et al., 2007) بوده که معمولاً وجود وقفه‌های زمانی مشخص میان جریان‌های طوفانی و شرایط آرام در بخش درونی رمپ خارجی را آشکار می‌کند (Bayet-Goll et al., 2014 and 2015a).

۳-۵. مجموعه رخساره‌ای بخش بیرونی رمپ میانی (Distal middle ramp facies association; FA3)

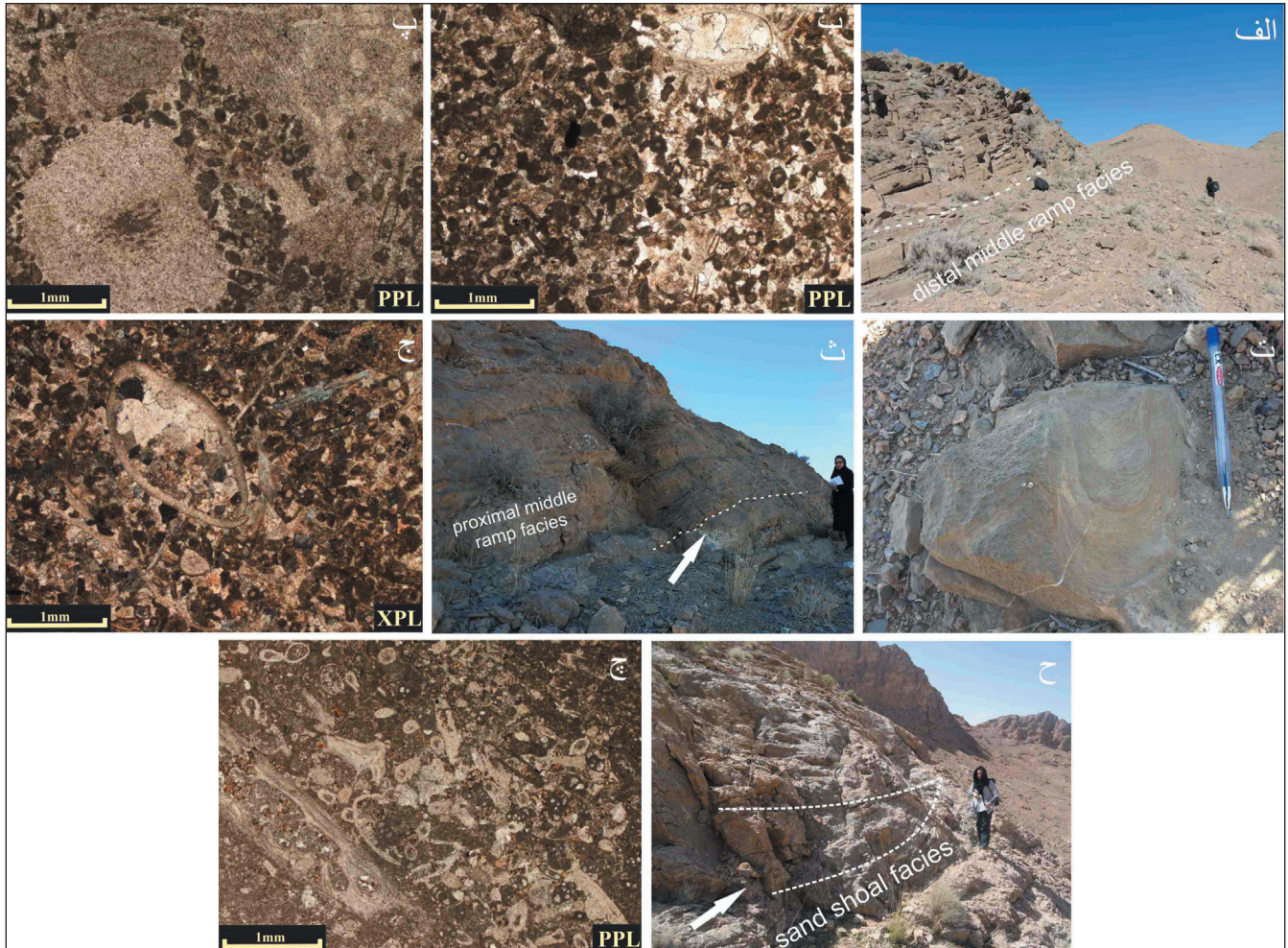
توصیف: این دسته‌رخساره از میان‌لایه‌های شیلی/ مارنی و واحدهای کربناته نازک تا ضخیم‌لایه (۱۰ تا ۵۰ سانتی‌متر) تشکیل شده است. نسبت آهک به مارن محدوده‌ای از ۱:۲ تا ۱:۱ را در بر می‌گیرد. در مقایسه با دسته‌های رخساره‌های AF1 و AF2، این دسته‌رخساره توسط لایه‌های ضخیم‌تر آهک و مقادیر کمتر مارن/ شیل مشخص می‌شود. در این دسته‌رخساره، طبقات تشکیل چرخه‌های به سمت بالا درشت و ضخیم‌شونده را می‌دهند. در دسته‌رخساره FA3 رخساره‌های پلوییدال/ اینتراکلاست/ فرامینفر پکستون- گرینستون، بیوکلاستیک/ فرامینفر و کستون- پکستون، پلوییدال/ اینتراکلاست/ بیوکلاستیک پکستون- گرینستون و کرینوییدال/ پلوییدال پکستون- گرینستون قابل شناسایی است (شکل ۵-۵ الف تا پ). اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی رخساره AF3 شامل روزن‌بران کوچک، کرینویید، براکیوپود، استراکدا، پلویید و اینتراکلاست‌های میکرایتی است. دانه‌های فرعی شامل بریوزوئر، مرجان و کوارتز است. انواع ساختارهای رسوبی شامل لامیناسیون، چین‌بندی مورب هوموکی و لامیناسیون‌های ریبلی موجی است.

در این دسته‌رخساره لایه‌های شیلی/ مارن حاوی آشفستگی زیستی متوسط هستند (BI2-3) و با آثار زیستی نظیر رسوب‌خوار (*Phycosiphon* isp., *Rhizocorallium* isp.)، رسوب‌خوار با ژرفای نفوذ بیشتر (*Zoophycos* isp., *Chondrites* isp.)، اقامتی/ رسوب‌خوار غیر فعال (*Thalassinoides* isp.) و گریزینگ (*Planolites* isp., *Helminthopsis* isp.) غالب شده است. واحدهای آهک لامینه‌ای از لایه‌های فاقد آثار زیستی تا آثار زیستی ناچیز (BI 0-1) در تغییر است. این لایه‌ها حاوی آثار زیستی همچون اثرات معلق‌خوار (*Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp.)، اقامتی/ رسوب‌خوار غیر فعال (*Palaeophycus* isp., *Thalassinoides* isp.) و رسوب‌خوار با ژرفای نفوذ بیشتر (*Zoophycos* isp.) هستند (شکل ۵-۵ ت).

تفسیر: دسته‌رخساره AF3 حاوی ساختارهای موجی ناشی از عملکرد طوفان در تناوب با نهشته‌های تشکیل شده از حالت معلق است (Arnott and Southard, 1990). در این دسته‌رخساره، وجود قطعات فسیلی شکسته شده، اینتراکلاست‌های میکرایتی، پلوییدها و لاگ‌های حاوی دانه‌بندی تدریجی (graded lags) با قاعده فرسایشی و چین‌بندی مورب هوموکی به عملکرد حمل و رسوب‌گذاری توسط جریان‌های طوفانی بر روی رمپ میانی نسبت داده می‌شود (Arnott and Southard, 1990; Cheel and Leckie, 1993). به عنوان نتیجه، دسته‌رخساره AF3 بیانگر رسوب‌گذاری

اینتراکلاست، لومپ‌ها و آگرگات‌ها قابل تشخیص هستند. در این دسته‌رخساره طبقات حاوی چینه‌بندی مورب به سمت خشکی (landwards) به واحدهای حاوی چینه‌بندی مورب مسطح تا کم‌زاویه تبدیل می‌شوند، در حالی که لایه‌های مذکور به سمت دریا به طبقات حاوی چینه‌بندی مورب هم‌موکی دست‌رخساره AF4 تبدیل می‌شوند.

می‌توان به وجود چینه‌بندی مورب مسطح و تراف (با ضخامت ۲۰ تا ۱۰۰ سانتی متر، شکل ۵-ح)، تداوم جانبی، جورشدگی متوسط تا خوب، اندازه درشت دانه‌ها، قاعده تدریجی یا فرسایش یافته و ضخامت بالای طبقات اشاره کرد. در این دسته‌رخساره بیشتر دانه‌ها میکرایتی شده‌اند. هر چند صفحات کرینوید، روزن‌بران و قطعات شکسته شده براکیوپود و مقادیر کمتری از دانه‌های پوشش‌دار،



شکل ۵- الف) نمای کلی از میان‌لایه‌های شیلی /مارنی و لایه‌های نازک تا ضخیم لایه دسته‌رخساره دیستال رمپ میانی؛ ب) پلویدال / اینتراکلاست / بیو کلاست پکستون- گریستون با فراوانی بالا از دانه‌های پلوید، اینتراکلاست میکرایتی و مقادیر کمتر بیو کلاست‌ها؛ پ) کرینویدال / پلویدال / پلویدال پکستون- گریستون؛ ت) اثر فسیل *Rhizocorallium*؛ ث) توالی ضخیم شونده به سمت بالا از رخساره‌های پروکسیمال رمپ میانی شامل سنگ‌آهک‌های توده‌ای برهم افزاینده همراه با چینه‌بندی مورب هم‌موکی (پیکان سفید)؛ ج) پلویدال / اینتراکلاست / بیو کلاستیک پکستون- گریستون با فراوانی بالا از دانه‌های پلوید، اینتراکلاست‌های میکرایتی به همراه پوسته صدف استراکادا؛ چ) بیو کلاستیک / فرامینیفر پکستون با فراوانی بالا از خرده‌های بریوزتر، قطعات جلبکی، دوکفه‌ای‌های پلاژیک و روزن‌بران؛ ح) ساخت تراف (پیکان سفید) در دسته‌رخساره سدهای ماسه‌ای بر روی دسته‌رخساره مخلوط آواری- کربنات در برش تنگ دارچاله.

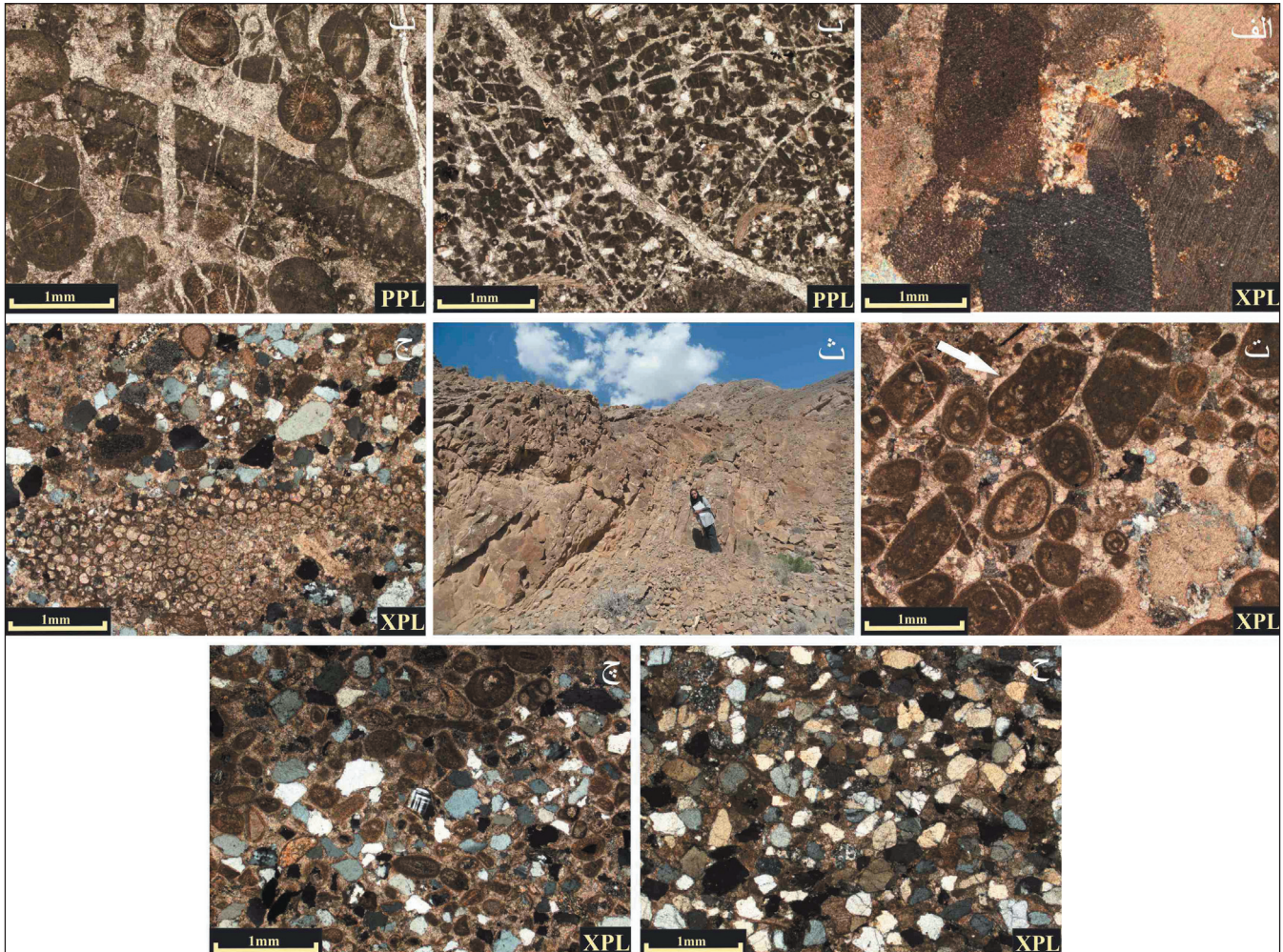
طبقات حاوی چینه‌بندی مورب تراف به عنوان اشکال مهاجرتی در بخش بالایی حاشیه ساحل (shoreface) تفسیر می‌شوند. در حالی که لایه‌های حاوی چینه‌بندی مورب مسطح تا کم‌زاویه، به بخش کم‌عمق‌تر در موقعیت پیش ساحل (foreshore) نسبت داده می‌شوند (Bayet-Goll et al., 2016). در مجموع تبدیل طبقات حاوی طبقه‌بندی مورب هم‌موکی و چینه‌بندی مورب مسطح برهم افزاینده AF4 به سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه حاوی چینه‌بندی مورب تراف بیانگر تشکیل توالی در موقعیت سدهای ماسه‌ای در بالای موجسار هوای آرام است (Betzler et al., 2007; Palma et al., 2007; Bádenas et al., 2010; Bayet-Goll et al., 2014).

— **تفسیر:** وجود طبقات حاوی چینه‌بندی مورب تراف با شواهدی از عدم وجود بافت‌های گل پشتیبان بیانگر رسوب‌گذاری دسته‌رخساره مذکور در بخش‌های پر انرژی در بالای موجسار هوای آرام است. بر طبق نظر (Alvaro et al., 2006)، به دلیل عملکرد جریان‌های توفانی و امواج در بخش‌های پر انرژی در بالای موجسار هوای آرام (شامل shoreface)، حمل مجدد دانه‌های آئید، پلوید، آنکوید، اینتراکلاست و بیو کلاست موجب ایجاد طبقات به سمت بالا ضخیم شونده حاوی چینه‌بندی مورب می‌شود که به‌طور معمول این‌الگواز طرح برانبارش طبقات، منجر به تشکیل شول (shoal) یا سدهای ماسه‌ای پیش‌رونده shoals (prograding) می‌شود (Betzler et al., 2007; Palma et al., 2007; Bádenas et al., 2010; Bayet-Goll et al., 2014). به‌طور کلی

۵-۶. مجموعه رخساره‌های نهشته‌های مخلوط کربناته- آواری
(Mixed carbonate-siliciclastic facies association; FA6)

– **توصیف:** دسته‌رخساره FA6 از طبقات مسطح ورقه‌ای شکل با گسترش جانبی بالا (ضخامت ۳ تا ۱۵ متر) تشکیل شده است. این دسته‌رخساره با روند تدریجی به سمت بالا از مارن/ شیل حاوی آشفستگی زیستی، سیلتستون، میان‌لایه‌های مادستون،

الیتیک گریستون ماسه‌ای، الیتیک/ اینتراکلاست گریستون- پکستون ماسه‌ای، بیوکلاستیک/ اینتراکلاست وکستون- پکستون ماسه‌ای، اینتراکلاست/ پلویدال/ الیتیک پکستون- گریستون ماسه‌ای به ماسه اینتراکلاستی/ بیوکلاستی با میان‌لایه‌های سیلتستون تبدیل می‌شود (شکل‌های ۶-ث تا ح).



شکل ۶-الف) رخساره کرینوبیدال گریستون؛ ب) پلویدال/ اینتراکلاست پکستون- گریستون؛ پ) الیتیک/ آنکوبیدال/ بیوکلاستیک گریستون همراه با خرده‌های بیوکلاستی در هسته آیدها و پریوزتر در هسته آنکوبید؛ ت) الیتیک/ اینتراکلاست گریستون با فراوانی بالا از آیدهای میکرایتی تا حدی متحدالمرکز و اینتراکلاست‌های میکرایتی (پیکان سفید)؛ ث) دسته‌رخساره FA6 حاوی ساختارهای رسوبی نظیر لامیناسیون، چینه‌بندی مورب هوموکی و تقرری و ریل‌های موجی و جریانی مرکب؛ ج) بیوکلاستیک/ اینتراکلاست پکستون ماسه‌ای حاوی پریوزتر، اینتراکلاست‌های میکرایتی و دانه‌های کوارتز؛ چ) الیتیک/ اینتراکلاست پکستون- گریستون ماسه‌ای حاوی آیدهای میکرایتی و اینتراکلاست با افزایش نسبت دانه‌های تخریبی؛ ح) ماسه اینتراکلاستی با افزایش چشمگیر دانه‌های کوارتز و اینتراکلاست.

برخی موارد بخش قاعده‌ای از لاگ‌هایی (lags) با دانه‌بندی تدریجی تشکیل شده است. – **تفسیر:** توالی‌های مخلوط کربناته- آواری به احتمال قوی توسط تغییرات کوتاه‌مدت و کم‌دامنه سطح دریا و تعادل میان نرخ تأمین (sediment supply) هر دو نوع رسوب کنترل می‌شوند. بررسی ترکیب رخساره مذکور بیانگر نهشت رسوبات در محیط‌های رمپ میانی/ داخلی با فعالیت گسترده جریان‌های طوفانی است (Aigner, 1985). به‌طور کلی روند تدریجی اندازه دانه‌ها و نوع ساخت‌های رسوبی، عمل رسوب‌گذاری توسط جریان‌هایی که سرعت آنها کاهش یافته است (decelerating flow) را اثبات می‌کنند (Bayet-Goll et al., 2015a and b). فراوانی چینه‌بندی مورب هوموکی و تقرری و حفظ‌شدگی خوب نهشته‌های طوفانی،

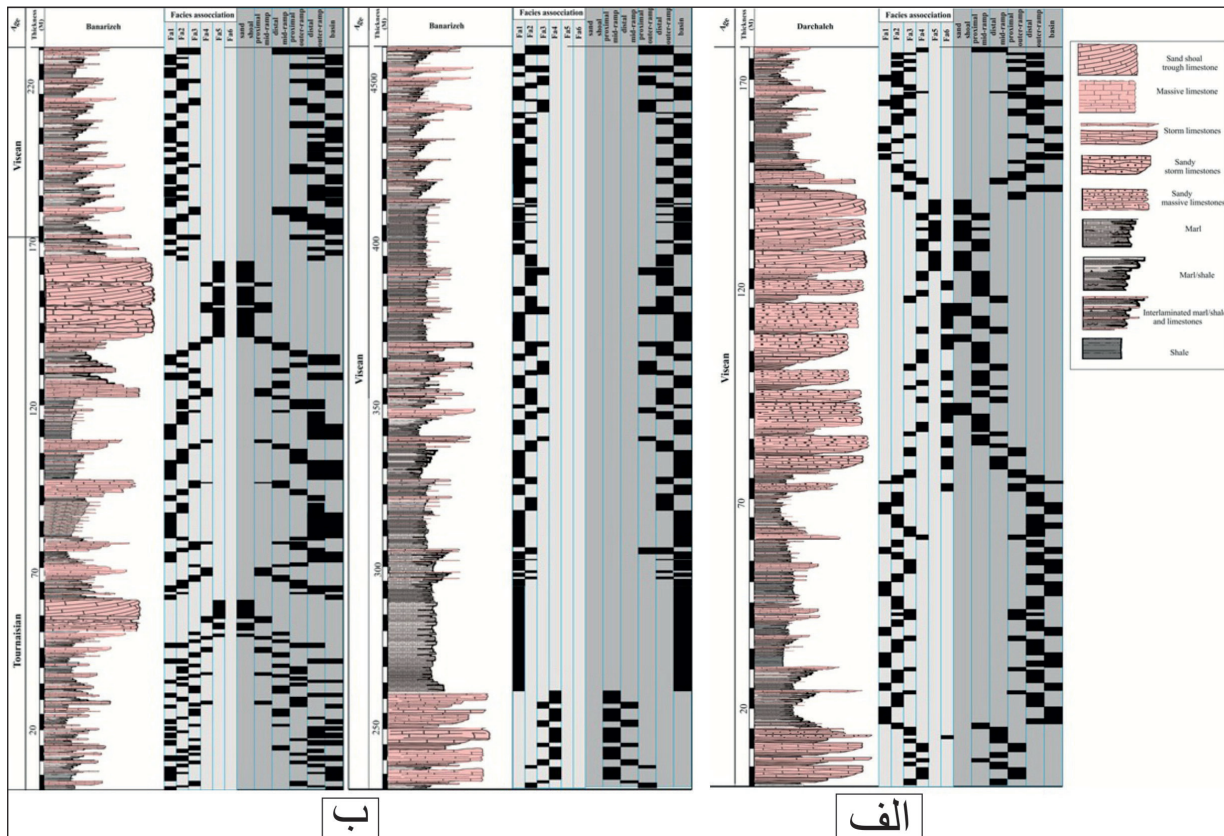
در بیشتر موارد، این توالی از مقادیر مختلف دانه‌های اسکلتی (معمولاً شکسته شده و فرسایش یافته) و تخریبی تشکیل شده است. محتوای اسکلتی و غیر اسکلتی این رخساره شامل آید، آنکوبید، پلوید، اینتراکلاست، اکتیو درم، براکیوپود، دوکفه‌ای، پریوزتر و روزن‌بران است. دسته‌رخساره FA6 حاوی ساختارهای رسوبی نظیر لامیناسیون موازی، چینه‌بندی مورب هوموکی، چینه‌بندی مورب تقرری (swaly cross-stratification) و ریل‌های موجی و جریانی مرکب است. طول موج چینه‌بندی‌های مورب هوموکی و میزان برهم‌افزاینده‌گی آنها با افزایش ضخامت طبقات افزایش و با کاهش ضخامت آنها کاهش می‌یابد. در این دسته‌رخساره بخش قاعده‌ای طبقات به‌صورت فرسایشی تند (erosionally based) تا کنده شده نامنظم (irregular micro-scoured) است که در

و وجود ماتریکس میکرایتی و اسپارایتی حاکی از منشأ قاره‌ای این قطعات است؛ جایی که این رسوبات توسط رودخانه‌ها حمل و توسط طوفان‌ها و دیگر جریان‌ها، توزیع و مخلوط می‌شده است (Kämpf and Myrow, 2014; Labaj and Pratt, 2016).

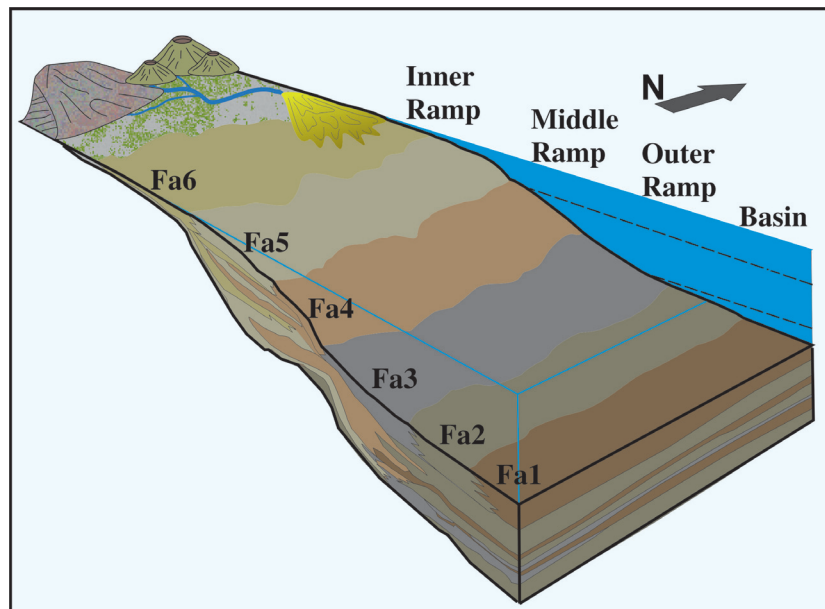
۶- مدل رسوبی

بر طبق شواهد رسوب‌شناسی و ایکنولوژیکی ارائه شده، نهشته‌های کرینفر پیشین حاوی توالی گوناگونی از رخساره‌های سنگی هستند که گوناگونی محیط‌های رسوبی را بر روی یک پلاتفرم کربناته کم‌عمق از نوع رمپ هموکلینال نشان می‌دهند (شکل‌های ۷ و ۸).

رسوب گذاری روی موقعیت رمپ میانی در بالای موجسار هوای طوفانی اما در زیر موجسار هوای آرام را نشان می‌دهد (Bayet-Goll et al., 2015a). در مقابل، طبقات حاوی چینه‌بندی مورب مسطح و تراف در رمپ داخلی بر اثر مهاجرت دون‌های دو و سه‌بعدی در بالای موجسار هوای آرام تشکیل شده‌اند (Lee and Chough, 2011; Bayet-Goll et al., 2016). به‌طور کلی وجود اشکال لایه‌ای پیشنهاد کننده مگاریل‌های کوچک‌مقیاس در بخش‌های بالایی و وجود شواهدی از نهشته‌های طوفانی، فعالیت جریان‌های پر انرژی قادر به حمل ماسه‌های بیوکلاستی و رسوبات آواری را پیشنهاد می‌کند. دانه‌های تخریبی در اندازه ماسه و گراول حمل و شکسته شده



شکل ۷- ستون تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی نهشته‌های کرینفر پیشین در برش‌های: الف) تنگ دارچاله؛ ب) بناریزه.



شکل ۸- مدل رسوبی رمپ کربناته تورنتین-ویزین بر طبق الگوی برانبارش، گسترش جانبی و عمودی رخساره‌ها و دسته‌رخساره‌ها.

تحت تأثیر جریان‌های ترکیبی ناشی از امواج و طوفان تشکیل شده‌اند. از سوی دیگر وجود آثار زیستی همچون *Zoophycos* و *Cruziana* در برش جنوب خاور به یک محیط رمپ میانی و خارجی در زیر موجسار هوای آرام اما در بالای موجسار هوای طوفانی نسبت داده می‌شوند (MacEachern et al., 2007; Bayet-Goll et al., 2015b). در مقابل کاهش نهشته‌های طوفانی در برش شمال باختر (تنگ دارچاله) بیانگر حضور گسترده سدهای ماسه‌ای است که این سدها می‌توانند به‌طور قابل ملاحظه‌ای قدرت امواج ناشی از عملکرد طوفان و دیگر جریان‌ها را از بین برده باشند (Colombié et al., 2012; Bayet-Goll et al., 2015a).

۷- نتیجه‌گیری

در این مطالعه توالی‌های کربناته رمپ تورنیزین-ویزین حوضه اصفهان-سیرجان از پهنه ساختاری سندج-سیرجان جهت بررسی توالی‌های رخساره‌ای و شرایط پالئوآکولوژیکی بخش جنوبی حوضه پالئوتتیس انتخاب شده است. تعبیر و تفسیر محیط رسوبی دیرینه در این مطالعه بر مبنای بررسی ساختارهای رسوبی فیزیکی، زیستی و ریزرخساره‌ها در یک ارتباط عمودی و جانبی دسته رخساره‌هاست. بر اساس بررسی‌های دقیق رخساره‌ای و توالی برانبارش آنها در محدوده مورد مطالعه، ۴ کمربند رخساره‌ای در نهشته‌های مذکور شناسایی شده است که شامل محیط‌های حوضه‌ای و رمپ بیرونی (FA1 و FA2: توالی‌های رخساره‌ای ساب‌تایدال عمیق)، رمپ میانی (FA3, FA4, FA6: توالی‌های رخساره‌ای ساب‌تایدال کم‌عمق و اینترتایدال میانی) و رمپ داخلی (FA5: توالی‌های سد ماسه‌ای) است. بر اساس تغییر خصوصیات ساختارهای رسوبی فیزیکی و زیستی در طول توالی کربنات‌های نواری، به‌نظر می‌رسد انرژی هیدرودینامیکی در حوضه و تغییر در موجسار هوای آرام (FWB, fair-weather base) و موجسار هوای طوفانی (SWB, storm weather) بیشترین تأثیر را بر روی خصوصیات ساختاری و بافتی توالی‌های کربناته محدوده مورد مطالعه داشته است. روند تدریجی میان دسته‌رخساره‌ها، انواع رخساره‌های رسوبی و پروفیل رسوبی به دست آمده از پلاتفرم مورد مطالعه، بیانگر شیب بسیار کم حوضه رسوبی است. به علاوه الگوی طرح برانبارش دسته‌رخساره‌های شناسایی شده بیانگر وجود یک توالی رمپ دریایی پیشرونده دربرگیرنده بخش‌های دیستال تا پروکسیمال (proximal-to-distal) است که وجود جریان‌های طوفانی را نشان می‌دهد. توزیع دسته‌رخساره‌های شناسایی شده در بخش دیستال تا پروکسیمال حوضه و نیز شیب محلی رمپ سازند مورد مطالعه بر اساس توزیع دسته‌رخساره‌ها نشان می‌دهد که توالی‌های رخساره‌ای بخش‌های حوضه (basin)، رمپ خارجی و بخش‌های دیستال رمپ میانی در برش جنوب خاور (بناریزه) توزیع شده‌اند. در مقابل رخساره‌های بخش درونی رمپ در برش شمال باختر (تنگ دارچاله) ظاهر می‌شوند. این مطالعه پیشنهاد می‌کند که در طول کربنیفر پیشین یک پلاتفرم کربناته کم‌عمق گسترده اپی‌ریک در حاشیه جنوبی پالئوتتیس گسترش یافته است.

دسته‌رخساره‌های مذکور محدوده‌ای از رمپ داخلی تا رمپ خارجی را در بر می‌گیرند. بر اساس تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های شناسایی شده و طرح برانبارش آنها، شرایط جغرافیای دیرینه (palaeogeography) و پالئوآکولوژیکی این پلاتفرم بازسازی و دسته‌های گوناگونی از تجمعات رخساره‌ای توسط تناوبی از رسوبات شیلی/مارنی و کربناته نشان داده شده است. الگوی تغییرات ساختارهای رسوبی در توالی‌های آهکی بیانگر رسوب‌گذاری از جریان‌هایی است که انرژی آنها به تدریج کاهش یافته است (decelerating flows). وجود لامیناسیون مسطح، چینه‌بندی مورب هوموکی، تقعر، ریبیل‌های موجی، دانه‌بندی تدریجی عادی و واحدهای ریزدانه حاوی زیست‌آشفنگی، نقش جریان‌های طوفانی را آشکار می‌کند.

در این رابطه، اشکال رسوبی مشاهده شده حاوی میان‌لایه‌هایی از رسوبات ریزدانه نهشته شده در هوای آرام (fairweather deposits) هستند. نحوه تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر و طرح برانبارش کلی عمیق شونده از پلاتفرم کم‌عمق (shoal complex) به سوی حوضه (distal outer ramp/basin)، تغییرات جانبی مشخص رخساره‌ای را در فواصل کوتاه آشکار می‌کند. غالب این تغییرات رخساره‌ای در پاسخ به نوسانات سطح آب دریا ایجاد می‌شوند. همچنین وجود شواهد گسترده از تبدیل تدریجی رخساره‌های ناشی از عملکرد امواج در منطقه نزدیک به ساحل (nearshore zone) به رخساره‌های عمیق‌تر، وجود پروفیل رسوبی کم‌شیب از نوع هموکینال را تأیید می‌کند. به علاوه اشکال رسوبی مشاهده شده در این مطالعه بیانگر وجود یک توالی رمپ دریایی پیشرونده دربرگیرنده بخش‌های دیستال تا پروکسیمال (proximal-to-distal) هستند که وجود جریان‌های طوفانی را نشان می‌دهد. آن چنان که ویژگی‌های مذکور در مشخصات توالی‌های توفانی ثبت شده و نحوه پراکندگی طبقات و ساختارهای توفانی بر روی پروفیل رسوبی پلاتفرم کربناته در ارتباط با شیب رسوب‌گذاری است. چنان که در بخش‌های دیستال این پلاتفرم که توسط سطح انرژی پایین جریان و رسوب‌گذاری از حالت معلق مشخص می‌شود، لایه‌های شیلی/مارنی (یا گل‌پشتیبان) غالب شده‌اند. در حالی که در بخش‌های کم‌عمق‌تر با انرژی بالاتر جریانات رسوبی و تأثیر حوادث فرسایشی و حمل مجدد بر پراکندگی رسوبات از اهمیت بیشتری برخوردار است. این موضوع منجر به ته‌نشست رسوبات بیوکلاستی دانه‌پشتیبان (کمربندهای رخساره‌ای شول غالب) در موقعیت رو به خشکی یا پروکسیمال حوضه شده است. در این رابطه، بر طبق توزیع دسته‌رخساره‌های شناسایی شده در بخش دیستال تا پروکسیمال حوضه و نیز شیب محلی رمپ سازند مورد مطالعه بر اساس توزیع دسته‌رخساره‌ها، توالی‌های رخساره‌ای بخش‌های حوضه (basin)، رمپ خارجی و بخش‌های دیستال رمپ میانی در برش جنوب خاور (بناریزه) توزیع شده‌اند. در مقابل رخساره‌های بخش درونی رمپ در برش شمال باختر (تنگ دارچاله) ظاهر می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸). تنوع گسترده اندازه دانه‌ها و ساختارهای رسوبی در سنگ‌آهک‌های بیوکلاستی (به‌طور عمده پکستون و گرینستون) در برش بناریزه نشان می‌دهد که تعداد زیادی از طبقات

کتابنگاری

- شیره‌زاده اصفهانی، ف.، ۱۳۹۴- تکوین حوضه رسوبی کربنیفر در بلوک اصفهان- سیرجان براساس ویژگی‌های محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی، رساله دکترا، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، گروه زمین شناسی، ۲۴۵ ص.
- نورالدینی، م.، ۱۳۸۷- زیست‌چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیط‌های رسوبی نهشته‌های کربنیفر در مقطع بناریزه، شمال خاور آباءه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، گروه زمین شناسی، ۱۲۰ ص.
- نورالدینی، م.، یزدی، م.، عاشوری، ع. و رحمتی، س.، ۱۳۹۴- عناصر اسکلیت هولوتورین‌های کربنیفر پیشین در برش بناریزه، جنوب خاوری اصفهان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، شماره ۹۵، صص. ۱۶۵ تا ۱۷۴.

References

- Aigner, T., 1985- Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3: 1- 174.
- Álvarez, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ayad, N. A. and Moreira, M. E., 2006- The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graara massif, Morocco: Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sciences*, 44(3): 396- 410.
- Arfania, R. and Shahriari, S., 2009- Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros orogenic belt, Iran. *Island Arc*, 18: 555-576.
- Arnott, R. W. and Southard, J. B., 1990- Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Research*, 60(2).
- Bádenas, B., Aurell, M. and Bosence, D., 2010- Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology*, 57(4): 1021- 1048.
- Baghbani, D., 1993- The Permian sequence in the Abadeh region, Central Iran. In Koroteev, A.V., ed. *Contributions to Eurasian Geology. Occasional Publ. Earth Sci. Res. Inst., Univ. South California, N.S.*, 913: 7- 22.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Konigshof, P., Yazdi, M. and Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014- Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187- 200.
- Barnaby, R. J. and Ward, W. B., 2007- Outcrop analog for mixed siliciclastic-carbonate ramp reservoirs -Stratigraphic hierarchy, facies architecture, and geologic heterogeneity: Grayburg Formation, Permian Basin, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 77(1-2): 34- 58.
- Bayet-Goll, A., Chen, J., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2015a- Depositional processes of ribbon carbonates in Middle Cambrian of Iran (Deh-Sufiyan Formation, Central Alborz). *Facies*, 61(3): 1- 18.
- Bayet-Goll, A., De Carvalho, C. N., Mahmudy-Gharaci, M. H and Nadaf, R., 2015b- Ichnology and sedimentology of a shallow marine Upper Cretaceous depositional system (Neyzar Formation, Kopet-Dagh, Iran): Palaeoceanographic influence on ichnodiversity. *Cretaceous Research*, 56: 628- 646.
- 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-Sufiyan Formations in the central Alborz, Iran. *Facies*: 1- 27.
- Bayet-Goll, A., Myrow, P. M., Aceñolaza, G. F., Moussavi-Harami, R. and Mahboubi, A., 2016- Depositional controls on the ichnology of Paleozoic wave-dominated marine facies: new evidence from the Shirgesht Formation, central Iran. *Acta Geologica Sinica*, 90(5): 1801- 1840.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2): 210-265.
- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M. and Kossler, A., 2007- Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194(1-2): 61- 75.
- Boncheva, I., Bahrami, A., Yazdi, M and Torabi, H., 2007- Carboniferous conodont biostratigraphy and late Paleozoic depositional evolution in south Central Iran. *Riv. Ital. Paleontologia e Stratigrafia*, 13, 3: 329-356.
- Bozorgnia, H., 1973- Paleozoic Foraminiferal Biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran, Tehran: National Iranian Oil Company, 1- 185.
- Burchette, T. P and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4): 3- 57.
- Cheel, R. J and Leckie, D. A., 1993- Hummocky cross-stratification. *Sedimentology review*/1: 103- 122.
- Colombié, C., Schnyder, J. and Carcel, D., 2012- Shallow-water marl-limestone alternations in the Late Jurassic of western France: Cycles, storm event deposits or both? *Sedimentary Geology*, 272: 28- 43.
- Dott, R. and Bourgeois, J., 1982- Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8): 663- 680.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108- 121.

- Egenhoff, S., Cassle, Ch., Maletz, J., Frisk, A. M., Ebbestad, J. O. R. and Stubner, K., 2010- Sedimentology and sequence stratigraphy of a pronounced Early Ordovician sea-level fall on Baltica. *Sedimentary Geology*, 224: 1- 14.
- Fassihi, Sh., Kulagina, E. and Shirezadeh- Esfahani, F., 2017a- Foraminifers of a late Visean age (MFZ11B), in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 45.
- Fassihi, Sh., Sone, M., Hairapetian, V. and Shirezadeh, F., 2017b- Fusulinoids from the Carboniferous-Permian transition beds from the Abadeh region (Sanandaj-Sirjan Zone, Iran). *Carbonates and Evaporites*, DOI 10.1007/s13146-017-0390-1.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate rocks. Analysis. Interpretation and Application*. Springer- verlag: 975.
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D. and Sabouri, J., 2009- Pennsylvanian-Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). *Journal of the Geological Society, London*, 312: 79- 128.
- Gingras, M. K., MacEachern, J. A. and Dashtgard, S. E., 2011- Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237(3-4): 115- 134.
- Grabu, A. W., 1913- On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol*, 33: 228- 247.
- Hampson, G. J and Storms, J. E., 2003- Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology*, 50(4): 667- 701.
- Kämpf, J. and Myrow, P., 2014- High-density mud suspensions and cross-shelf transport: on the mechanism of gelling ignition. *Journal of Sedimentary Research*, 84(3): 215- 223.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., Riccardi, A. C., Martín-Chivelet, J. and López-Gómez, J., 2014- Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 302: 64- 86.
- Knaust, D., 2012- Trace-Fossil Systematics, *Developments in Sedimentology*, 79- 101.
- Labaj, M. A. and Pratt, B. R., 2016- Depositional Dynamics In A Mixed Carbonate-Siliciclastic System: Middle-Upper Cambrian Abrigo Formation, Southeastern Arizona, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 86(1): 11- 37.
- Lee, H. S. and Chough, S. K., 2011- Depositional processes of the Zhushadong and Mantou formations (Early to Middle Cambrian), Shandong Province, China: Roles of archipelago and mixed carbonate-siliciclastic sedimentation on cycle genesis during initial flooding of the North China Platform. *Sedimentology*, 58(6): 1530- 1572.
- Leven, E. J. and Gorgij, M. N., 2011a- First Record of Gzhelian and Asselian Fusulinids from the Vazhnan Formation (Sanandaj-Sirjan Zone of Iran). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19, 5: 486- 501.
- Leven, E. J. and Gorgij, M. N., 2011b- Fusulinids and stratigraphy of the Carboniferous and Permian in Iran, *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19: 687- 776.
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Pemberton, S. G and Gingras, M. K., 2007- The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In: D. McIlroy (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. SEPM short course, 179- 212.
- Molina, J., Ruiz-Ortiz, P. and Vera, J., 1997- Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 109(1): 95- 109.
- Monaco, P., 1992- Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, 77(1-2): 123- 142.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Tensi, J., Bellahsen, N., Kargar, S. and Amrouch, K., 2007- Mechanical constraints on the development of the Zagros folded belt (Fars). *Thrust Belts and Foreland Basins from Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*: 247- 266.
- Myrow, P. M., Fischer, W. and Goodge, J. W., 2002- Wave-modified turbidites: Combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72(5): 641- 656.
- Myrow, P. M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J. F. and Ripperdan, R. L., 2004- Flat-pebble conglomerate: Its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. *Sedimentology*, 51(5): 973-996.
- Palma, R. M., López-Gómez, J. and Piethé, R. D., 2007- Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area, Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195(3-4): 113-134.
- Pemberton, S. G. and MacEachern, J. A., 1997- The ichnological signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy, in Brett, C.E., ed., *Paleontological Event Horizons: Ecological and Evolutionary Implications*: Columbia University Press, New York, 73-109.
- Pomar, L., 2001- Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175(1-4): 249- 272.
- Ruppel, S. C. and Bebout, D. G., 2001- Competing Effects of Depositional Architecture and Diagenesis on Carbonate Reservoir Development: Grayburg Formation, South Cowden Field, West Texas. Report of investigations (University of Texas at Austin. Bureau of Economic Geology), 263. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin, Tex.
- Ruttner, A., Nabavi, M. and Hajian, J., 1968- Geology of the Shirgesht area (Tabas area), Rep. Geol. Surv. Iran, 4: 1- 133.

- Schieber, J., Southard, J. B. and Schimmelmann, A., 2010- Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds- interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80(1): 119- 128.
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin, B., 1984- Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory Text of the Anarak Quadrangle Map, Rep. Geol. Surv. Iran, 19: 1- 31.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2): 17- 33.
- Stocklin, J., Eftekhar-Nejad, J. and Hushmand-zadeh, A., 1965- Geology of the Shatory range (Tabas area, east Iran) Rep. Geol. Surv. Iran, 3: 1- 69.
- Taylor, A. and Goldring, R., 1993- Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1): 141-148.
- Torsvik, T. H. and Cocks, L. R. M., 2013- New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation, *Geological Society Memoir*, 5- 24.
- Tucker, M. E., 2004- *Sedimentary rocks in the field*. 3rd edition. John Wiley, p. 234.

Facies analysis, depositional environments and palaeoecological conditions of the Lower Carboniferous carbonate ramp in the Sanandaj- Sirjan zone, Iran

F. Shirezade Esfahani¹, A. Bayet-Goll², N. Kohansal Ghadimvand^{3*}, A. Kangazian⁴, A. Akbari Mohammadi⁵ and M. Sadri⁵

¹Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Esfahan (Khorasgan) Branch, Esfahan, Iran

⁵M.Sc., Department of Geology, Islamic Azad University, Esfahan (Khorasgan) Branch, Esfahan, Iran

Received: 2017 February 14

Accepted: 2017 November 18

Abstract

The carbonate successions (Tournaisian-Visean) exposed in the Tang-e-Darchaleh and Banarizeh sections from Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), Iran, have been used to generate a facies model. From the analysis of facies and their associations, four depositional zones are recognized on the Tournaisian-Visean ramp: basinal environments, outer ramp (FA1 and FA2; deep subtidal associations), mid ramp (FA3, FA4 and FA6; shallow subtidal to lower intertidal associations), and inner ramp (FA5; shoal). The gradual transitions between facies and facies associations, as well as the depositional profile of the shelf transect indicate a low gradient ramp. The observed sedimentary features in the facies associations portray a transgressive, proximal-to-distal, wave-dominated combined flow marine ramp sequence, as recorded in stratigraphic changes in character of storm bed sequences and the spatial arrangement of types of storm bed along the depth related environmental gradients. This study suggests that during the Lower Carboniferous, a broad shelfal platform covered the southern margin of the Palaeotethys, which was characterized by dominantly shallow carbonate ramp.

Keywords: Facies, Palaeoecological conditions, Ramp, Lower Carboniferous, Sanandaj- Sirjan zone

For Persian Version see pages 289 to 300

*Corresponding author: N. Kohansal Ghadimvand; E-mail: n_kohansal_ghadimvand@iau-tnb.ac.ir