

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و تغییرات نسبی سطح آب دریا در سازند روته، برش‌های سنگسر و مکارود، البرز مرکزی

لیلی بستامی، دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران*

میررضا موسوی، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

محبوبه حسینی برزی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

چکیده

سازند روته دومین چرخه رسوب‌گذاری پرمین در حوضه البرز است. مطالعات صحرایی و پتروگرافیکی در برش‌های سنگسر (دامنه جنوبی البرز مرکزی) و مکارود (دامنه شمالی البرز مرکزی) نشان‌دهنده این است که رسوبات سازند روته شامل ۱۹ ریزرخساره کربناته و یک سنگ رخساره سیلیسی-آواری هستند که در پرمین میانی در کمربندهای رخساره‌ای پهنه جزرومدی تا دریای باز از یک رمپ کربناته هم‌شیب بایوکلاستی در حاشیه جنوبی غیرفعال پالتوتیس واقع در شمال ابرقاره گندوانا در یک منطقه گرمسیری نهشته شده‌اند. رسوبات سازند روته در هر دو برش عمدتاً در محیط رمپ درونی نهشته شدند اما ضخامت رسوبات نهشته شده در کمربندهای رخساره‌ای دریای باز در برش سنگسر از برش مکارود بیشتر است. اجزای اصلی سازنده رسوبات شامل انواع جلبک‌ها، فرامینیفرها و متازوان‌ها از قبیل اکینودرم‌ها، بریوزوئرها، گاستروپودها، براکیوپودها، استراکودا، تریلوبیت‌ها، دوکفه‌ای‌ها و اسفنج‌ها توزیع متفاوتی را در زیرمحیط‌های مختلف پلاتفرم کربناته نشان می‌دهند. بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا در این تحقیق، بر اساس مشاهدات صحرایی و آنالیز رخساره‌ای است. این مطالعات به تشخیص دو سکانس رسوبی رده پایین در برش سنگسر و سه سکانس رسوبی رده پایین در برش مکارود منجر گردید. مرز سکانس‌ها توسط ناپیوستگی‌های فرسایشی، ولکانیک‌ها، افق‌های خاک دیرینه، ظهور ریزرخساره‌های جزرومدی و ریزرخساره‌هایی که نشان‌دهنده حداکثر افت سطح آب دریا در هر سکانس هستند، مشخص می‌شود. عمیق‌ترین ریزرخساره‌ها نیز به‌عنوان سطوح نشان‌دهنده حداکثر پیشروی آب دریا در نظر گرفته شده‌اند. رسوبات سازند روته در هر دو برش بخشی از ابرچرخه ترانسپکاس (زیرسکانس آزاروکای II) هستند. بیشترین عمیق‌شدگی آب دریا در بخش‌های میانی سازند روته است و روند کلی تغییرات سطح آب دریا در این سازند با تغییرات جهانی سطح آب دریا در پرمین مطابقت دارد.

کلیدواژه‌ها: حوضه البرز، سازند روته، رمپ هم‌شیب بایوکلاستی، سکانس رده پایین

مقدمه

مطالعات پالئوئولوژیکی و پالئومغناطیسی متعدد (Stocklin 1974; Berberian and King 1981; Ghasemi-Nejad 2002; Wendt et al. 2002; Angiolini et al. 2003; Muttoni et al. 2009) بیانگر تعلق ایران به ابرقاره گندوانا طی پرمین است. ماتونی و همکاران (Muttoni et al. 2009) طی بازسازی جغرافیای دیرینه پرمین میانی با استفاده از داده‌های پالئومغناطیسی معتقدند ایران در این زمان در عرض جغرافیایی $2 \pm 12^\circ S$ قرار داشته است (شکل ۱) و این نتیجه را با مطالعات پالئومغناطیسی صورت گرفته توسط بسی و همکاران (Besse et al. 1998) بر روی لاوهای سازند روته در برش آرو موافق می‌دانند.

واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین در البرز-آذربایجان توسط سه واحد به نام‌های سازند دورود، روته و نسن معرفی شده‌اند (آقاباتی ۱۳۸۳). در این مطالعه سازند روته به سن کوبرگندین تا مورگابین (پرتوآذر ۱۳۷۴؛ Jenny-Deshusses 1983)، مورگابین (Bozorgnia 1973) و مورگابین تا میدین (Gaetani et al. 2009) به منظور بررسی محیط رسوبی دیرینه، ارائه مدل رسوبی و بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا در دو برش چینه‌شناسی سنگسر واقع در دامنه جنوبی و مکارود در دامنه شمالی البرز مرکزی مورد مطالعه قرار گرفته است. تشخیص و توصیف رخساره‌های رسوبی مهم‌ترین فاکتور در تفسیر شرایط محیط رسوبی دیرینه است (Walker 2006) و بر اساس ویژگی‌های ریزرخساره‌ها، شرایط محیطی آن‌ها، موقعیت چینه‌شناسی و ترتیب آن‌ها در ستون چینه‌ای می‌توان به بررسی تغییرات سطح آب دریا پرداخت. مطالعات مختلفی که به بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانش سازند روته در مناطق مختلف البرز پرداخته‌اند (مختارپور ۱۳۷۶؛ لکرانی ۱۳۸۶؛ حسنی و همکاران ۱۳۹۱؛ بابایی‌خو و همکاران ۱۳۹۲؛ Gaetani et al. 2009) محیط رسوبی کربنات‌های این سازند را یک رمپ کربناته همسان با محیط‌های کربناتی عهد حاضر به‌ویژه سواحل جنوبی عهد حاضر خلیج فارس می‌دانند و از سه تا پنج سکانش رسوبی درجه سوم در این سازند تشخیص داده‌اند. اما در برش‌های

انتخاب شده تاکنون مطالعات رسوب‌شناسی صورت نگرفته است.



شکل ۱- بازسازی جغرافیای دیرینه ابرقاره پانگه‌آ در پرمین میانی که موقعیت ایران نیز با رنگ سبز مشخص شده است (اقتباس با تغییراتی از Muttoni et al. 2009)

روش مطالعه

پس از انتخاب برش‌ها، نمونه‌برداری و برداشت‌های صحرایی صورت گرفت. تعداد ۵۷ نمونه سنگی از سازند روته با ضخامت ۱۰۶ متر در برش سنگسر و ۱۰۶ نمونه سنگی از این سازند با ضخامت ۲۲۲ متر در برش مکارود با در نظر گرفتن مرز سازندها، الگوی لایه‌بندی، تغییرات لیتولوژی و حضور آثار فسیلی و ماکروفسیل‌ها برداشت گردید. تعداد محدودی نمونه از سازندهای واقع در مرزهای زیرین و بالایی سازند روته نیز برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از تمامی نمونه‌های سنگی، مقاطع تهیه شده توسط مخلوط محلول آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به روش دیکسون (Dickson 1965) برای تشخیص کلسیت از دولومیت و آهن‌دار بودن یا نبودن این کانی‌ها رنگ‌آمیزی گردیدند. مقاطع رنگ‌آمیزی شده توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده رخساره‌ها (آلوکم‌های فسیلی و غیرفسیلی و اجزای غیرکربناته) از طریق مقایسه با نمودارهای مقایسه‌ای (Bacelle and Bosellini 1965) تعیین گردید. نام‌گذاری نمونه‌های میکروسکوپی بر اساس

(جنوب غربی ایران) (Szabo and Kheradpir 1978 ; Insalaco et al. 2006) است (شکل ۲).

Series	Standard Stages	Alborz Range (North Iran)	Djulfia Region (NW Iran)	Abadeh Region (Central Iran)	Shotori Range (Tabas area, E. Iran)	Zagros Range (SW Iran)
Upper Permian	Wuchiapingian, Changhsingian, Wordian, Artinskian, Kungurien	Nesen Formation	Ali Bashi Formation	Hambast Formation		
Middle Permian	Roadian, Wordian, Artinskian, Kungurien	Ruthe Formation	Surmeq Formation	Surmeq Formation	Jamal Formation	Dalan Formation
Lower Permian	Sakmarian, Artinskian, Kungurien	Ruthe Formation	Vazhnan Formation	Vazhnan Formation	Howz-Dora Formation	Faraghan Formation
	Asselien	Dorud Formation				

شکل ۲- نمودار تطابق چین‌نگاری واحدهای سنگی پرمین در ایران (Vaziri et al. 2005)

برش سنگسر در یک کیلومتری شمال غربی شهرستان مهدی‌شهر با مختصات جغرافیایی $35^{\circ}43'37''$ عرض شمالی و $53^{\circ}20'35''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۳). ضخامت سازند روته در این برش ۱۰۶ متر است و با مرز تدریجی بر روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی سازند دورود قرار گرفته است. سازند روته در این برش در قاعده با سنگ آهک ماسه‌ای خاکستری متوسط و نازک لایه شروع می‌شود، و بر روی این لایه آهک‌های ماسه‌ای، یک متر لایه ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی با سیمان کربناته قرار دارد. در ادامه به ترتیب آهک‌های خاکستری رنگ نازک تا ضخیم‌لایه، آهک‌های خاکستری رنگ متوسط تا نازک لایه دارای مقادیر فراوانی اثر فسیلی تغذیه‌ای زوفیکوس^۲ و نیز ماکروفسیل‌هایی از قبیل براکیوپود، کرینئید و بریوزوا، آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه و در بالاترین بخش سازند حدود چهار متر آهک‌های نازک لایه و آهک مارنی نهشته شده است. در

روش دانه‌ام (Dunham 1962) انجام شده است. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، خصوصیات بافتی، اجزای فسیلی و غیر فسیلی، توالی رخساره‌ها، مطالعه و مقایسه آن‌ها با محیط‌های به خوبی مطالعه شده توسط فلوگل (Flügel 2010)، ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های متعلق به آن‌ها و در نهایت محیط رسوبی سازند روته تعیین گردید. پس از تعیین نام سنگ‌ها و ریزرخساره‌ها، تغییرات عمودی آن‌ها در ستون رخساره‌ای نمایش داده شد. در بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا محور کار آنالیزهای رخساره‌ای با استفاده از مطالعه مقاطع نازک و مطالعات صحرایی است. از مطالعات صحرایی در تعیین لیتولوژی، سطوح ناپیوستگی و الگوی لایه‌بندی و از مقاطع نازک در تعیین بافت رسوبی، ریزرخساره‌ها و اجزای تشکیل‌دهنده آن‌ها استفاده شده است. بر مبنای الگوی انباشتگی رسوبات یا به عبارت دیگر تغییرات رخساره‌ها به سمت خشکی یا دریا، دسته‌های رسوبی^۱ و در نهایت سکانس‌های رسوبی مشخص شده است.

بحث

چینه‌شناسی سازند روته

سازند روته اولین بار توسط آسرتو (Asserto) در سال ۱۹۶۳ در شمال خاوری روستای روته واقع در بالای دره جاجرود معرفی گردید. این سازند معادل بخش پایینی و میانی سازند سورمق در منطقه آواده (ایران مرکزی) و جلفا (شمال غربی ایران) (Taraz 1969; Irainian-Japanese Research Group 1981; Kobayashi and Ishi 2003; پرتوآذر ۱۳۷۴؛ باغبانی ۱۳۷۵) بخش میانی سازند جمال در رشته‌های شتری (Stocklin et al. 1965; Jenny-Deshusses 1983; Bozorgnia 1973; پرتوآذر ۱۳۸۱؛ طاهری ۱۳۷۴) و منطقه شیرگشت (پرتوآذر ۱۳۷۴؛ Leven and Vaziri 2004; Moghaddam 2004؛ عارفی‌فرد ۱۳۸۵) در منطقه طبس (ایران شرقی)، بخش پایینی سازند دالان در رشته‌های زاگرس

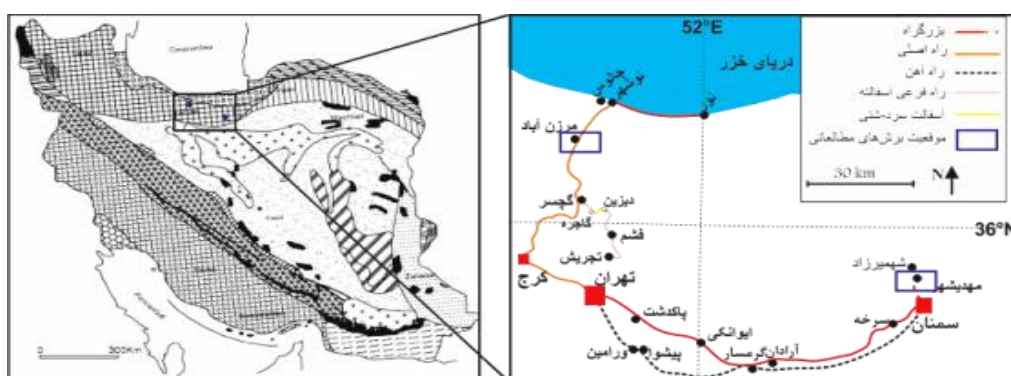
² Zoophycos

¹ Systems tracts

مرز بالایی سازند روته حدود چهار متر رسوبات لاتریتی قرمز رنگ و بر روی آن لایه ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی دارای لامیناسیون موازی و مورب کم‌زاویه با ضخامت حدود دو متر قرار دارد که در زیر آهک ورمیکولار الیکا قرار گرفته است (شکل ۴).

برش مکارود در ۳۷ کیلومتری جنوب چالوس، با مختصات جغرافیایی $36^{\circ}21'44''$ عرض شمالی و $51^{\circ}46'15''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۳). ضخامت سازند

روته در این برش ۲۲۲ متر است. با آهک‌های نازک لایه خاکستری که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی سازند دورود واقع شده است، شروع می‌شود و در ادامه عمدتاً شامل آهک‌های متوسط و ضخیم لایه کرم رنگ است. در برخی بخش‌ها دولومیت‌های متوسط تا ضخیم لایه و آهک‌های دولومیتی در توالی دیده می‌شوند. مرز بالایی سازند روته در این برش گسله است و در بالای آن ولکانیک‌های سازند چالوس قرار دارند (شکل ۵).



شکل ۳- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.



شکل ۴- (تصویر مقابل) (A) نمای کلی برش سنگسر. (B) آهک الیکا بر روی افق لاتریتی و ماسه‌سنگ‌های واقع در روی سازند روته در برش سنگسر. (C) آهک ورمیکولار و کلاریدار الیکا از نمای نزدیک‌تر. (D) نمای نزدیک‌تر از آهک‌های روته. (E) افق لاتریتی قرمز رنگ در راس سازند روته.



شکل ۵- (A) نمای کلی سازندهای دورود و روته در برش مکارود. (B) آهک‌های سازند روته از نمای نزدیک در این برش. (C) ولکانیک‌های سازند چالوس در مرز بالایی سازند روته در برش مکارود.

عدم مشاهده فسیل می‌توان نتیجه گرفت این نوع دولومیت‌ها، به‌عنوان دولومیت‌های نهشته شده همزمان با رسوب‌گذاری یا مراحل بسیار اولیهٔ دیاژنز^۷ هستند و در زیرمحیط بالای بین جزرومدی تا بالای جزرومدی تشکیل می‌شوند (Al-Asam and RMF22 2009; Adabi 2000). این ریزرخساره معادل فلوگل است و با ضخامت کم در برش مکارود مشاهده شده است (شکل ۶، A).

مادستون آهکی-مادستون آهکی ماسه‌دار^۸ (MF2)

این ریزرخساره عمدتاً شامل میکرایت تیره رنگ و بدون فسیل است اما در برخی مقاطع خرده‌های استراکود، فرامینیفراهای با پوستهٔ تیره و بقایای جلبکی با فراوانی کم‌تر از ۲/۵ درصد مشاهده می‌شوند. دانه‌های کوارتز از اجزای

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعهٔ مقاطع نازک میکروسکوپی سازند روته در برش‌های سنگسر و مکارود نشان‌دهندهٔ تشکیل این رسوبات در چهار کمربند رخساره‌ای پهنهٔ جزرومدی^۱، لاگون^۲، پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی^۳ و دریای باز^۴ است. شرح ریزرخساره‌های مشاهده شده در این کمربندهای رخساره‌ای از پهنهٔ جزرومدی به طرف اعماق بیشتر مطابق زیر است:

(A) کمربند رخساره‌ای جزرومدی^۵

مادستون دولومیتی^۶ (MF1)

این ریزرخساره از بلورهای دولومیت ریزدانه تشکیل شده است. با توجه به اندازهٔ ریز بلورها، حفظ شدگی بافت اولیه و

^۱ Tidal Flat

^۲ Lagoon

^۳ Shoal

^۴ Open Marine

^۵ Tidal Flat Facies Belt

^۶ Dolomitic Mudstone

^۷ Very Early Diagenesis

^۸ Lime Mudstone to Sandy Lime Mudstone

قابل استنباط است (Preto and Hinnov 2003; Nader et al. 2006). فقدان حضور فسیل‌ها در ریزرخساره‌های MF2 و MF3 نشان‌دهنده چرخش محدود آب و شرایط نامناسب برای موجودات دریایی است (Alshahrhan and Kendall 2003; Warren 2006) و حضور دانه‌های آواری کوارتز نزدیکی این مجموعه به محیط‌های ساحلی را نشان می‌دهد (Flugel 2010). بلوغ بافتی مچور تا سوپر مچور در سنگ رخساره ماسه‌سنگی نشان‌دهنده محیط با انرژی متوسط تا بالا با جریانی مستمر است (Tucker 2001).

(B) ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای لاگون^۳

بایوکلست مادستون^۴ (MF4)

فرامینیفرهای بتیک از قبیل *Cribrogerina*, *Earlandia* sp. و *Minojapanella* sp. و خرده‌های اकिनودرم در مجموع حدود ۷-۸ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. آثار لوله‌های کرم نیز در برخی مقاطع مشاهده می‌شوند. پلوئیدها نیز از اجزاء غیرزیستی مشاهده شده هستند که با فراوانی ۲/۵ درصد حضور دارند. این ریزرخساره که معادل RMF19 فلوگل است و مربوط به بخش‌های محصور لاگون^۵ می‌شود، در هر دو برش سنگسر و مکارود مشاهده شده است (شکل ۶، E).

داسی‌کلاداسه آوکستون^۶ (MF5)

بخش اصلی آلوکم‌های این ریزرخساره شامل جلبک‌های داسی‌کلاداسه آعمدتا از نوع *Vermiporella* با فراوانی ۲۰-۱۰ درصد و فرامینیفرهای بتیک با پوسته تیره از قبیل *Climacammina* *bulloides*, *Schubertella* sp. و *Palaeotextularia* sp. هستند که در برخی مقاطع از این ریزرخساره فراوانی آن‌ها نیز تا حدود ۱۰ درصد از کل

غیرکربناته این ریزرخساره هستند که در برخی مقاطع مقدار آن‌ها افزایش یافته و به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد و سبب تبدیل مادستون به مادستون ماسه‌ای می‌شود. این ریزرخساره معادل RMF19 فلوگل است و در هر دو برش سنگسر و مکارود مشاهده شده است (شکل ۶، B).

پلوئید-اینتراکلاست پکستون^۱ (MF3)

اینتراکلاست‌های با گردشگی خوب و بدون ساختار داخلی ۲۰-۲۵ درصد از اجزاء این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. پلوئیدها نیز با گردشگی و گردشگی خوب با فراوانی ۲۰-۱۵ درصد حضور دارند. این ریزرخساره در بخش‌های بالایی برش مکارود مشاهده شده است و معادل RMF24 فلوگل است (شکل ۶، C).

این کمر بند رخساره‌ای علاوه بر ریزرخساره‌های کربناته، شامل یک سنگ رخساره سیلیسی-آواری نیز است که شرح آن مطابق زیر است:

کوارتزآرنایت^۲ (Pf)

این سنگ رخساره شامل ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی می‌شود که دارای سیمان کربناته است. دانه‌های کوارتز ریز تا متوسط دانه، نیمه‌زاویه‌دار تا گرد شده، تک بلورین و دارای خاموشی مستقیم هستند و بیش از ۹۵ درصد از اجزای آن را تشکیل می‌دهند. این سنگ رخساره با ضخامت بسیار کم در بخش‌های قاعده‌ای سازند روته در برش سنگسر مشاهده شده است (شکل ۶، D).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای

جزرومدی

با توجه به فراوانی بسیار کم فسیل‌ها و دانه‌ریز بودن رسوبات در ریزرخساره مادستون آهکی یک محیط بالای جزرومدی

³ Lagoon Facies Belt

⁴ Bioclast Mudstone

⁵ Restricted Lagoon

⁶ Dasycladacea Wackestone

¹ Pelloid Intraclast Packstone

² Quartzarenite

فراوانی ۶-۴ درصد، دیگر آلوکم‌های زیستی این ریزرخساره هستند. پلوئیدها نیز با فراوانی حدود ۵ درصد از اجزای غیر زیستی این ریزرخساره هستند. این ریزرخساره که در برش سنگسر مشاهده شده است معادل RMF20 فلوگل و مربوط به بخش‌های نیمه محصور لاگون است (شکل ۶، J).

بایوکلاست آگال و کستون/پکستون^۵ (MF9)

در این ریزرخساره جلبک‌های از نوع داسی‌کلاداسه‌آ و ژیمنوکودیا‌سه‌آ در مجموع ۴۰-۳۰ درصد آلوکم‌ها را تشکیل می‌دهند. اکتینودرم‌ها، بریوزوئرها و پوسته دوکفه‌ای‌ها با فراوانی ۱۰-۸ درصد، دیگر بایوکلاست‌های تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند. استراکودها، گاستروپودها و فرامینیفرهای بتیک از قبیل *Palaeotextularia sp.*, *Hemigordiellina sp.*, *Dunbarulla sp.*, *Schubertella sp.* با فراوانی بسیار کم در مقاطع مختلف مربوط به این ریزرخساره مشاهده شده‌اند. در برخی مقاطع مربوط به این ریزرخساره پلوئیدها نیز با فراوانی قابل توجه و در مقادیری بیشتر از جلبک‌ها حضور دارند و باعث تبدیل این ریزرخساره به ریزرخساره بایوکلاست آگال پلوئید پکستون می‌شوند. این ریزرخساره که معادل RMF20 فلوگل و مربوط به بخش‌های نیمه محصور لاگون می‌شود، در هر دو برش مورد مطالعه مشاهده شده است (شکل ۶، K و L).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای لاگون

وجود گل‌آهکی در زمینه این ریزرخساره‌ها و فراوانی اجزای غیر اسکلتی نظیر پلوئیدها در تعدادی از ریزرخساره‌های این کمربند رخساره‌ای نشان‌دهنده یک محیط آرام و با تأثیر کم‌تر امواج در بخش‌های کم انرژی لاگون است (Longman 1981; Tucker and Wright 1990). در زیرمحیط لاگون بایوکلاست‌ها از تنوع بالایی برخوردارند و همراه با پلوئیدها هستند (Bachman and Hirsch 2006) و تفاوت ریزرخساره‌ها در این

آلوکم‌ها می‌رسد. این ریزرخساره که معادل RMF20 فلوگل و مربوط به بخش‌های مرکزی لاگون است در بخش‌های بالایی برش سنگسر و بخش‌های مختلف برش مکارود مشاهده شده است (شکل ۶، F و G).

فرامینیفرها پلوئید و کستون^۱ (MF6)

پلوئیدها با فراوانی ۵۰-۴۰ درصد و فرامینیفرهای بتیک با پوسته تیره که عمدتاً شامل *Globivalvulinids*, *Septoglobivalvulina sp.* می‌شوند با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره هستند. اکتینودرم‌ها به‌طور پراکنده مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره که در برش مکارود مشاهده گردیده معادل RMF20 فلوگل است و مربوط به بخش‌های مرکزی لاگون می‌شود (شکل ۶، H).

بایوکلاست پلوئید و کستون^۲ (MF7)

پلوئیدها با فراوانی حدود ۳۵-۲۰ درصد اجزای اصلی سازنده این ریزرخساره هستند. از اجزای بایوکلاستی می‌توان به اکتینودرم‌ها جلبک‌های توبی‌فیتس و داسی‌کلاداسه‌آ با فراوانی ۱۰-۵ درصد اشاره کرد. خرده‌های بریوزوئر و فرامینیفرهایی از قبیل *Stafella sp.*, *Pachyphloia sp.*, *Globivalvulinids*, *Palaeotextularia sp.* نیز در آن به‌طور پراکنده مشاهده شده‌اند. این ریزرخساره که در برش مکارود مشاهده شده است معادل RMF20 فلوگل است و مربوط به بخش‌های نیمه محصور لاگون^۳ می‌شود (شکل ۶، I).

بایوکلاست توبی‌فیتس و کستون^۴ (MF8)

جلبک‌های توبی‌فیتس با فراوانی ۲۰-۱۵ درصد مهم‌ترین آلوکم این ریزرخساره هستند. جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ و کرینوئیدها با فراوانی ۵ درصد، فرامینیفرهای با پوسته تیره با

¹ Foraminifera Pelloid Wackestone

² Bioclast Pelloid Wackestone

³ Semi-Restricted Lagoon

⁴ Bioclast Tubiphytes Wackestone

⁵ Bioclast Algal Wackestone/Packstone

کمر بند رخساره‌ای در اجزای اسکلتی تشکیل‌دهنده آن‌ها است. البته پلوئیدها در گستره محیطی وسیعی می‌توانند حضور داشته باشند اما حضور غالب آن‌ها مربوط به محیط پشت سدی با انرژی کم تا متوسط می‌شود (Walz et al. 2013). ریزرخساره بایوکلاست مادستون با فراوانی و تنوع کم بایوکلاست‌ها و دارای آثار لوله‌های کرم مربوط به بخش‌های نزدیک به پهنه جزرومدی در لاگون است. جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ نشان‌دهنده محیط دریای کم‌عمق و مشخصه زیرمحیط لاگون هستند (Wray 1977; Elliot 1991; Riding 1991, 2000; Husinec and Sokac 2006; Flugel 2010). ریزرخساره‌هایی که آلوکم‌های اصلی آن‌ها جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ و فرامینیفرهای با پوسته تیره هستند (MF5 و MF6) مربوط به بخش‌های مرکزی لاگون هستند. مامت (Mamet 1991) بیشترین فراوانی جلبک‌های توبی‌فیتس در پلاتفرم‌های کربناته کربونیفر را مربوط به زیرمحیط سدی می‌داند. جلبک‌های ژیموکودیا‌سه‌آ نیز عمدتاً مربوط به محیط‌های جلوی سدی هستند (Koehrer et al. 2012). بنابراین حضور بایوکلاست‌های استنوهالین، جلبک‌های توبی‌فیتس و ژیموکودیا‌سه‌آ در ریزرخساره‌های MF7، MF8، و MF9 نشان‌دهنده بخش‌های نیمه‌محصور لاگون است که دارای ارتباط بیشتر با دریای باز هستند. به دلیل ورود آب‌های شیرین و تغییرات متناوب شوری در این زیرمحیط، تنوع موجودات استنوهالین مانند اکینودرم و بریوزوئر کم است و شرایط محیطی مناسبی برای رشد موجودات یوری‌هالین مثل گاستروپود، دوکفه‌ای، استراکود و به‌ویژه جلبک‌ها فراهم است (Vachard et al. 2002).

C) ریزرخساره‌های کمر بند رخساره‌ای پشته‌های

ماسه‌ای زیرآبی^۱

ائید پلوئید پکستون/گرینستون^۲ (MF10)

آلوکم اصلی این ریزرخساره، پلوئید با فراوانی ۳۰ درصد و ائیدهای با ساختار متحدالمرکز با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد هستند. جلبک‌های سبز، اکینودرم‌ها، کلسی‌اسفرها، میلیولیدها و دیگر انواع فرامینیفرها به‌علاوه ایتراکلاست‌ها با فراوانی بسیار کم حضور دارند. این ریزرخساره که در برش مکارود با ضخامت کم مشاهده شده است، معادل RMF30 فلوگل است و مربوط به بخش‌های کم انرژی‌تر و به سمت لاگون پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی^۳ است (شکل ۷، A).

بایوکلاست پلوئید پکستون/گرینستون^۴ (MF11)

پلوئیدها با جورشدگی و گردشدگی متوسط و فراوانی ۵۰-۴۰ درصد مهم‌ترین جزء تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند. همچنین خرده‌های کرینئیدی با فراوانی ۱۰-۸ درصد، فرامینیفرهای بتیک از قبیل *Langella* sp. خرده‌های بریوزوئر و جلبک‌های سبز با فراوانی بسیار کم مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره که در برش مکارود با ضخامت کم مشاهده شده است معادل RMF26 فلوگل است (شکل ۷، B).

پلوئید بایوکلاست گرینستون^۵ (MF12)

پلوئیدها با فراوانی ۲۰-۱۵ درصد در کنار کرینئیدها با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد، اجزای اصلی سازنده این ریزرخساره هستند که در یک زمینه اسپارایتی قرار دارند. جلبک‌ها، بریوزوئر‌ها، بقایای دوکفه‌ای‌ها و براکیوپودها نیز با فراوانی کم‌تر در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. در این ریزرخساره در مقایسه با ریزرخساره قبل (MF11) اجزای بایوکلاستی بسیار بیشتر و مقدار پلوئید کم‌تر است. ایتراکلاست‌های گرد شده نیز با فراوانی حدود ۱۰ درصد در آن حضور دارند. این ریزرخساره که در برش مکارود با ضخامت کم مشاهده شده است، معادل RMF26 فلوگل است و مربوط به بخش‌های مرکزی پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی می‌شود (شکل ۷، C).

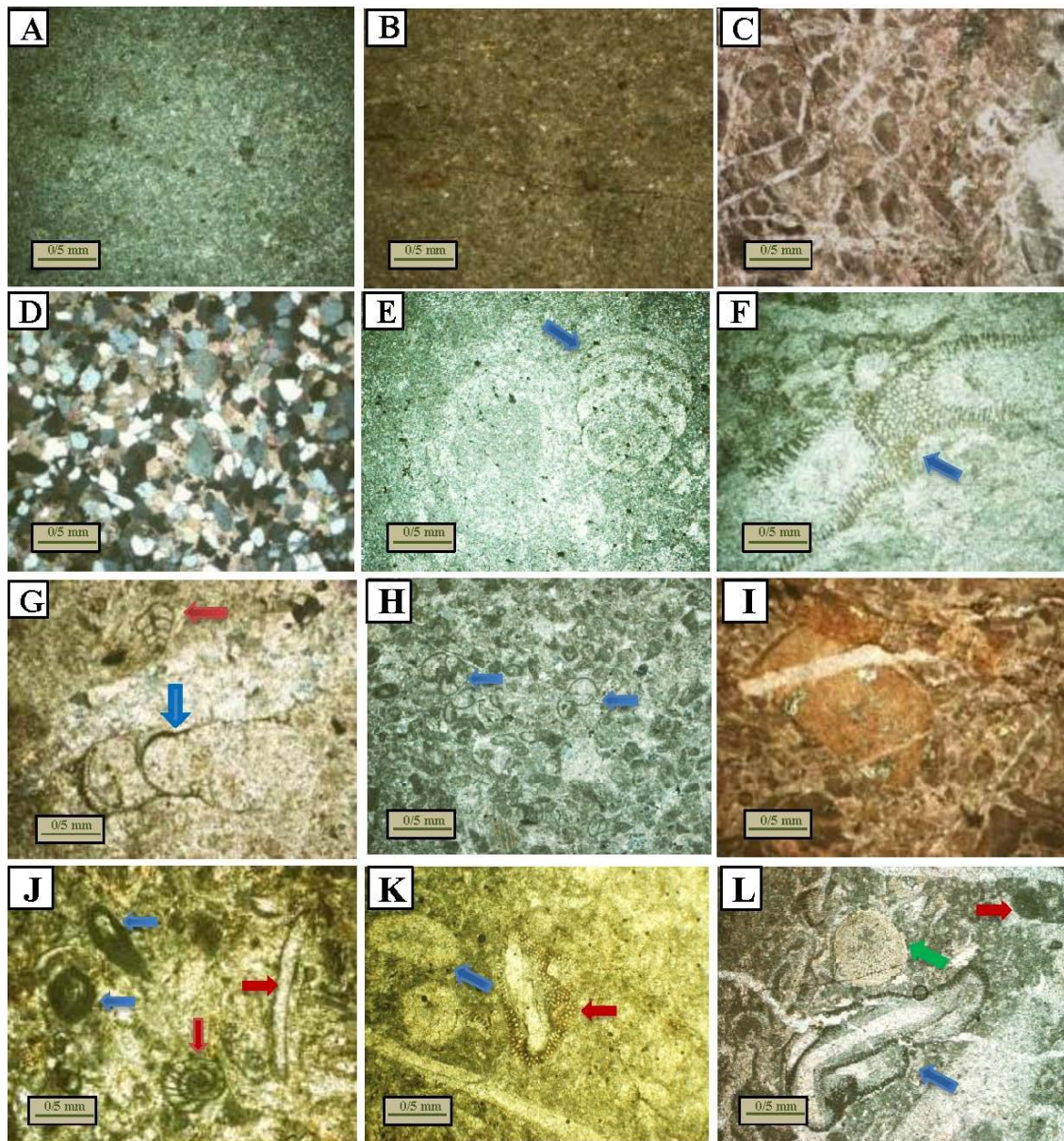
³ Leeward Shoal

⁴ Bioclast Pelloid Packstone/Grainstone

⁵ Pelloid Bioclast Grainstone

¹ Shoal Facies Belt

² Ooid Pelloid Packstone/Grainstone



شکل ۶- ریزرخساره‌های کمرندهای رخساره‌ای جزرومدی و لاگون. (A) مادستون دولومیتی. (B) مادستون آهکی. (C) پلوئید اینتراکلاست پکستون. (D) سنگ رخساره ماسه‌سنگی دارای سیمان کربناته. (E) بایوکلاست مادستون. فلش آبی: فرامینیفر *Cribrogenerina* sp. (F) داسی‌کلاداسه‌آ وکستون. فلش آبی: جلبک *Vermiporella* (G) داسی‌کلاداسه‌آ وکستون. فلش آبی: جلبک *Globivalvulinids* (I) فرامینیفر بتیک. (H) فرامینیفر پلوئید وکستون. فلش آبی: فرامینیفر بتیک. (J) توبی‌فیتس بایوکلاست وکستون. فلش آبی: جلبک *Tubiphytes*، فلش قرمز: فرامینیفرهای بتیک با پوسته تیره. (K) بایوکلاست آگال وکستون. فلش قرمز: جلبک *Pseudovermiporella*، فلش آبی: جلبک *Gymnocodiaceae* (L) بایوکلاست آگال وکستون. فلش آبی: *Pseudovermiporella*، فلش سبز: کریئوئید فلش قرمزک پلوئید

آگال پکستون/گرینستون^۱ (MF13)

جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد و توبی‌فیتس با فراوانی ۳۰ درصد آلوکم‌های اصلی این

¹ Algal Packstone/Grainstone

ریزرخساره هستند. از اجزای دیگر این ریزرخساره می‌توان به جلبک‌های ورمی‌پورلا، فرامینیفرهایی با پوسته آهک هیالین مانند *Protonodosaria* sp.، *Langella* sp.، براکیوپودها و گاستروپودها اشاره کرد که به‌طور پراکنده حضور دارند. این ریزرخساره که در برش سنگسر با ضخامت کم مشاهده شده است، معادل RMF27 فلوگل است (شکل ۷، D).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی

فراوانی آلوکم‌ها، بافت دانه افزون و مقدار کم گل، حضور آئیدهای با بافت مماسی، جورشدگی و گردش‌دگی خوب ذرات، نشان‌دهنده محیط‌های با انرژی متوسط تا بالا هستند (Tucker et al. 1993; Lucia 1999; Palma et al. 2007; Reolid et al. 2007; Walz et al. 2013). انرژی بالای محیط موجب شسته شدن میکرایت از بین ذرات گردیده و در صورت مساعد بودن شرایط در فضای خالی موجود در بین دانه‌ها، سیمان اسپاری ته‌نشین می‌شود. عدم مشاهده سیمان‌های گراویده‌ای نشانه‌ای از عدم خروج از آب این پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی است (Wilson 1975; Burchette 1993). ریزرخساره آئید پلوتید پکستون/گریستون با توجه به حضور آئیدهای با فابریک مماسی همراه با جلبک‌های سبز، میلیولید و دیگر فرامینیفرهای بتیک، مربوط به بخش‌های در مجاور لاگون سدی است و آئیدها از بخش‌های پرانرژی‌تر سدی وارد این بخش‌ها شده‌اند. بافت پلوتید پکستون/گریستون با فراوانی غالب فونا‌های متنوع دریای باز پیشنهاد کننده محیط به سمت دریای باز پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی^۱ است (Koehrer et al. 2010). بنابراین ریزرخساره بایوکلاست پلوتید پکستون/گریستون مربوط به بخش‌های به سمت دریای باز سدی است. با توجه به این‌که فراوانی جلبک‌های توبی‌فیتس عمدتاً مربوط به زیرمحیط سدی (Mamet 1991) و جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیرمحیط دریای باز (Koehrer et

al 2012) هستند، ریزرخساره آگال پکستون/گریستون که آلوکم‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن متشکل از جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ و توبی‌فیتس هستند نیز مربوط به بخش‌های به سمت دریای باز سدی است. ریزرخساره پلوتید بایوکلاست گریستون با توجه به عدم مشاهده میکرایت، حضور اینتراکلاست‌های گرد شده نسبت به سایر ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای سدی در بخش‌های پرانرژی‌تر پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی نهشته شده است.

C) ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای دریای باز

توبی‌فیتس ژیمنوکودیاسه‌آ و کستون^۲ (MF14)

جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی ۴۰-۳۰ درصد و توبی‌فیتس با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره هستند. فرامینیفرهای با پوسته آهک هیالین مانند *protonodosaria* sp.، *Pachyphloia* sp.، *Langella* sp. خرده‌های کرینوتید، براکیوپود و استراکود دیگر اجزای زیستی این ریزرخساره هستند که از فراوانی بسیار کمی برخوردارند. این ریزرخساره معادل RMF17 فلوگل است و با ضخامت کم در برش سنگسر مشاهده شده است (شکل ۸، A).

ژیمنوکودیاسه‌آ پکستون^۳ (MF15)

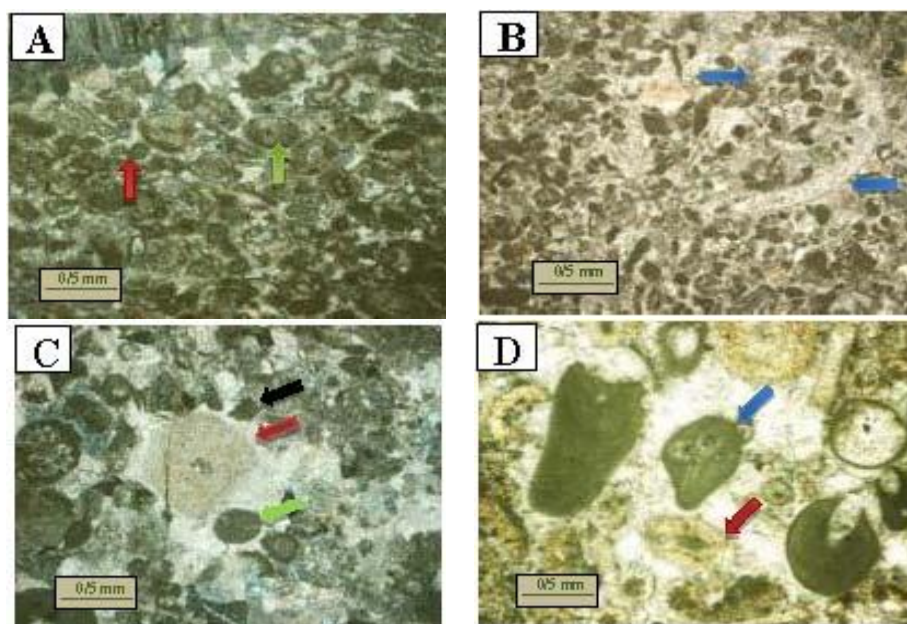
جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ با فراوانی حدود ۷۰ درصد، آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. طول قطعات جلبکی در مواردی بیشتر از ۲ سانتی‌متر می‌شود. دیگر بایوکلاست‌های مشاهده شده شامل خرده‌های دوکفه‌ای و استراکود می‌شوند که به‌طور پراکنده و با فراوانی بسیار کم در بین اجزای جلبکی مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره که در برش سنگسر مشاهده شده است معادل RMF17 فلوگل است و در بخش‌های دریای باز از رمپ داخلی^۴ نهشته شده است (شکل ۸، B).

² Tubiphytes Gymnocodiacea Wackestone

³ Gymnocodiacea Packstone

⁴ Restricted Open Marine

¹ Seaward Shoal



شکل ۷- ریز رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای پشته‌های ماسه‌ای زیر آبی. (A) ائید- پلوئید پکستون/گرینستون. فلش سبز: ائید، فلش قرمز: پلوئید (B) بایوکلاست پلوئید گرینستون. فلش آبی: خرده‌های بایوکلاستی. (C) پلوئید بایوکلاست گرینستون. فلش قرمز: کریئوئید با سیمان رورشدی، فلش سبز: اینتراکلاست، فلش مشکی: پلوئید (D) الگال گرینستون. فلش قرمز جلبک *Permocalculus kanmerai Konishi*. فلش آبی: جلبک *Tubiphytes obscures*

بایوکلاست‌هایی از قبیل خرده‌های کریئوئیدی، براکیوپودها، گاستروپودها، بریوزوئرها و خرده‌های تریلوبیت ۲۰-۳۰ درصد از اجزای این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند و سوزن‌های اسفنج نیز با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد مشاهده می‌شوند. سیلیسی‌شدن و پیریتی شدن بایوکلاست‌ها و زمینه از فرایندهای دیاژنتیکی قابل توجه در این ریزرخساره است. این ریزرخساره که معادل RMF3 فلوگل و مربوط به زیرمحیط رمپ میانی است، تنها در برش سنگسر مشاهده شده است (شکل ۸، D).

کریئوئید مادستون/وکستون^۳ (MF18)

ویژگی اصلی این ریزرخساره حضور کریئوئید با فراوانی ۱۲-۱۰ درصد و مقادیر بسیار کمی خرده‌های بریوزوئرها و دوکفه‌ای

بایوکلاست ژیمنوکودیاسه آ وکستون^۱ (MF16)

جلبک‌های ژیمنوکودیاسه آ در این ریزرخساره نیز با فراوانی ۵۰-۴۰ درصد بخش اصلی آلوکم‌ها را تشکیل می‌دهند. از دیگر اجزاء بایوکلاستی می‌توان به کریئوئیدها، پوسته‌های دوکفه‌ای، استراکودها و براکیوپودها با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد و فرامینیفرهایی از قبیل *Pachyphloia* sp., *Langella* sp., *Deckerella* sp., *Palaeotextularia* sp., *Endothyra* sp., *Schubertella* sp., *Paraglobivalvulina* sp. با فراوانی بسیار کم اشاره کرد. این ریزرخساره که در هر دو برش سنگسر و مکارود مشاهده گردیده است، معادل RMF14 فلوگل است (شکل ۸، C) که در بخش‌های انتهایی رمپ داخلی تا بالای رمپ میانی نهشته شده است.

اسپیکول اسفنج بایوکلاست وکستون^۲ (MF17)

² Sponge Spicule Bioclast Wackestone

³ Crinoid Mudstone/Wackestone

¹ Bioclast Gymnocoidea Wackestone

است. در برخی مقاطع زمینه به‌شدت دولومیتی شده اما کرینوئیدها دولومیتی نشده‌اند. این ریزرخساره که در برش مکارود مشاهده شده است، معادل RMF7 فلوگل و مربوط به زیرمحیط رمپ میانی تا بیرونی می‌شود (شکل ۸، E).

بایوکلاست مادستون^۱ (MF19)

اجزای بسیار ریز بایوکلاستی که به‌طور پراکنده در زمینه میکرایتی مشاهده می‌شوند عمدتاً شامل خرده‌های بریوزوئرها، کرینوئیدها، سوزن‌های اسفنج هستند که با فراوانی در مجموع ۵-۲۰ درصد در مقاطع مختلف مربوط به این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره در روی ستون چینه‌نگاری با دیگر ریزرخساره‌های دریای باز در توالی است و در مطالعات صحرایی به‌صورت آهک‌های نازک لایه و دارای آثار فسیلی زوفیکوس دیده شده است. این ریزرخساره که در هر دو برش سنگسر و مکارود مشاهده شده است بر اساس شواهد موجود معادل RMF3 فلوگل و مربوط به زیرمحیط رمپ بیرونی است (شکل ۸، F).

تفسیر محیطی ریزرخساره‌های کمربند رخساره‌ای دریای باز

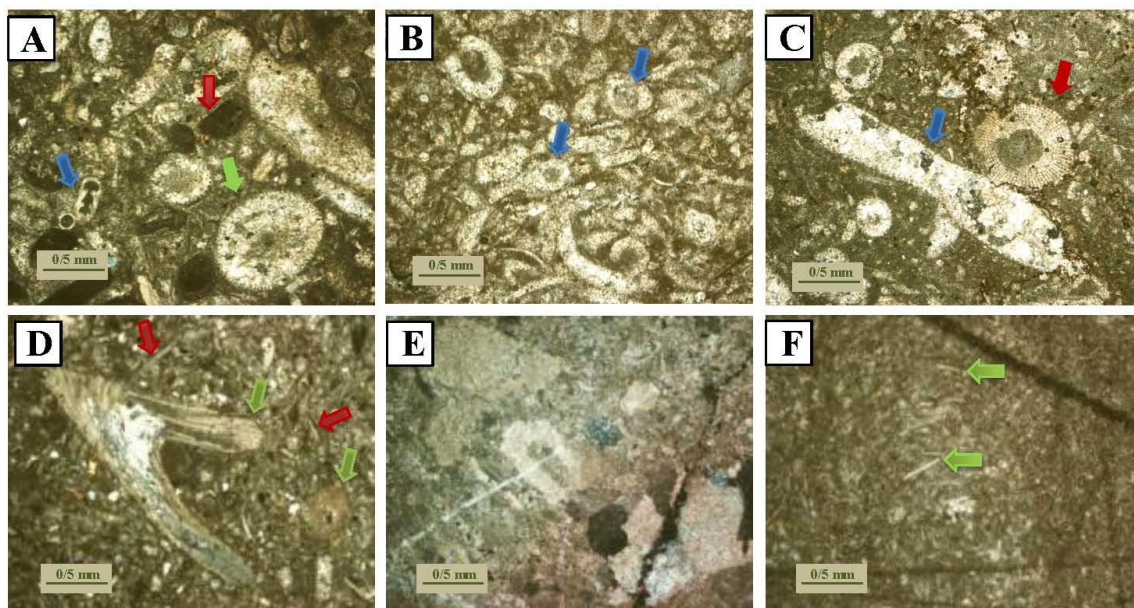
کاهش جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ، افزایش حضور جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ، اسپیکول اسفنج و موجودات استنوهالین از قبیل اکینودرم‌ها و بریوزوئرها مجموع عواملی هستند که موجب نسبت دادن این ریزرخساره‌ها به محیط دریای باز هستند. با توجه به این‌که مامت (Mamet 1991) بیشترین فراوانی جلبک‌های توبی‌فیتس در پلاتفرم‌های کربناته کربونیفر را مربوط به زیرمحیط سدی می‌داند و جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ نیز عمدتاً مربوط به محیط‌های جلوی سدی هستند (Koehrer et al. 2012)، حضور همزمان جلبک‌های توبی‌فیتس و ژیمنوکودیاسه‌آ در ریزرخساره MF14 موجب نسبت دادن آن به بخش‌های جلوی سدی از رمپ داخلی

می‌شود. ریزرخساره MF15 که عمدتاً متشکل از جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ و فاقد جلبک‌های توبی‌فیتس و دیگر بایوکلاست‌ها است نیز مربوط به بخش‌های جلوی سدی از رمپ داخلی تا مجاور سطح تأثیر امواج در آب و هوای معمولی^۲ است. حضور جلبک‌های ژیمنوکودیاسه‌آ در کنار متازوان‌ها از قبیل اکینودرم‌ها و براکیوپودها (Koehrer et al. 2012)، عدم حضور جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ، حضور پوسته‌های بایوکلاستیکی نازک شده دلایل افزایش عمق آب در ریزرخساره MF16 نسبت به ریزرخساره‌های MF14 و MF15 هستند. رسوب‌گذاری این ریزرخساره مربوط به بخش‌های انتهایی رمپ داخلی تا بالای رمپ میانی است. حضور سوزن‌های اسفنج‌های آهکی شاخصه محیط‌های آب‌های عمیق یا محیط‌های ساب‌تایدال بیرونی پالئوزوئیک بالایی است (Wilson 1975). بنابراین مشاهده سوزن‌های اسفنج و فراوانی بسیار کم جلبک‌ها در ریزرخساره MF17 نشان‌دهنده افزایش عمق و رسوب‌گذاری این ریزرخساره در رمپ میانی است. کاهش قابل توجه بایوکلاست‌ها و مشاهده آثار تغذیه‌ای زوفیکوس در مشاهدات صحرایی در ریزرخساره‌های MF18 و MF19 دلیل نسبت دادن این ریزرخساره‌ها به بخش‌های انتهایی رمپ میانی تا رمپ بیرونی و زیر سطح تأثیر امواج در شرایط طوفانی^۳ (SWWB) است.

² Fair Weather Wave Base

³ Storm Weather Wave Base

¹ Bioclast Mudstone



شکل ۸- (A) توبی‌فیتس ژیمنوکودیاسه آ وکستون. فلش قرمز: جلبک توبی‌فیتس، فلش سبز: *Permocalculus dikenliderensis* (Guven 1966). فلش آبی: فرامینیفر با پوسته آهک هیالین (B) ژیمنوکودیاسه آ وکستون. فلش آبی: جلبک *Gymnocodium nodosum* (C) بایوکلاست ژیمنوکودیاسه آ وکستون. فلش قرمز: اکیئودرم، فلش آبی: جلبک *Permocalculus anshunensis* (D) اسپیکول اسفنج بایوکلاست وکستون. فلش قرمز: اسپیکول اسفنج، فلش سبز: بایوکلاست (E) کریئوئید وکستون. زمینه سنگ تحت تأثیر نئومورفیسم افزایشی قرار گرفته است. (F) بایوکلاست مادستون. فلش سبز: اسپیکول اسفنج.

محیط رسوبی سازند روته

به طور کلی مشابه بسیاری از بخش‌های دیگر خاورمیانه، رسوب‌گذاری پالئوزوئیک بالایی در ایران در یک محیط دریای کم‌عمق اتفاق افتاده است (Berberian and King 1981; Alshahrhan and Nairn 1997). رمپ‌های کربناته عمدتاً در بسترهای با شیب و ژرفای کم مانند حوضه‌های پیش‌بوم^۱ درون کراتونی و در طول حاشیه‌های غیرفعال گسترش می‌یابند (Burchette and Wright 1992). با تکامل بستر اقیانوس پالئوتیتس در اواخر دونین میانی حاشیه ریفتی شمال ایران به یک حاشیه غیرفعال تبدیل می‌شود و این وضعیت تا تریاس - پسین ادامه داشته است (رحیمی ۱۳۸۱). بنابراین در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند روته شرایط برای گسترش پلاتفرم کربناته از نوع رمپ مناسب بوده است. مشاهده نشدن رخصاره‌های کربناتی دوباره نهشته شده^۲، برش‌ها و رسوبات

مربوط به فرایندهای جریان ثقلی در رسوبات سازند روته نشان‌دهنده نهشته شدن این رسوبات در یک محیط با شیب کم و فاقد شکست در شیب کف حوضه است که این ویژگی خود به دلیل نرخ پایین رسوب‌گذاری در رمپ‌های کربناته هم‌شیب^۳ است (Wilson 1975; Read 1985; Lee et al. 2001; Flügel 2010). با توجه به شیب کم کف حوضه در رمپ‌های کربناته، رخصاره‌های کم‌عمق به‌طور تدریجی به رسوبات بخش‌های عمیق تبدیل می‌شوند. ریزرخساره‌های سازند روته نیز به‌طور تدریجی و با تغییرات کم از زیرمحیط‌های بین و بالای جزرومدی به بخش‌های عمیق رمپ میانی تا رمپ بیرونی تبدیل می‌شوند. در شلف‌های لبه‌دار به دلیل شکست کف حوضه، رخصاره‌ها تغییرات ناگهانی نشان می‌دهند (Elghadi and Brookfield 1999). با توجه به گسترش کم ریف‌ها در پلاتفرم‌های کربناته از نوع رمپ نسبت به پلاتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار (Burchette and Wright 1992;

¹ Foreland

² Calciturbidite

³ Homocline

Einsele 2000) عدم مشاهده ریف‌های سدی در رسوبات سازند روته دلیل دیگری بر این واقعیت است که محیط رسوبی این سازند یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ است. وجود میکرایت در اغلب رخساره‌ها، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیژوئیدها و دانه‌های اگرگات که خاص شلف‌های کربناته لبه‌دار هستند و یا بندرت در رمپ‌های کربناته یافت می‌شوند (Flügel 2010)، می‌تواند شواهدی دیگر دال بر رمپ بودن محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند روته باشند. با در نظر گرفتن موقعیت ایران در زمان رسوب‌گذاری سازند روته (پرمین میانی) بر اساس دیگر مطالعات صورت گرفته در بازسازی جغرافیای دیرینه (Besse et al. 1998 ; Muttoni et al. 2009)، می‌توان گفت مدل محیط رسوبی سازند روته، رمپ کربناته هم‌شیب از نوع گرمسیری^۱ بوده است. حاشیه جنوبی خلیج فارس معادل امروزی رمپ کربناته هم‌شیب در منطقه گرمسیری است (Purser 1973 ; Alshahrhan and Kendal 2003; Flügel 2010). از طرفی با بررسی ریزرخساره‌های توزیع شده در زیرمحیط‌های مختلف و اجزای تشکیل‌دهنده آن‌ها می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی سازند روته یک رمپ بایوکلاستیک^۲ مشابه محیط دیرینه معرفی شده توسط کولودکا و همکاران (Kolodka et al. 2012) برای سازند دالان در حوضه فارس^۳ است. چرا که در سازند روته زیرمحیط لاگون عمدتاً شامل وکستون و پکستون‌های متشکل از فرامینفرهای با پوسته تیره و جلبک‌های داسی کلاذاسه^۴ به‌علاوه مقادیری جلبک‌های توبی‌فیتس و موجودات هتروزوآن^۴ از قبیل اکینودرم و بریوزوئرها است. در زیرمحیط پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی نیز انواع جلبک‌های ژیمنوکودیا^۴ و توبی‌فیتس، فرامینفرهای بتتیک، اکینودرم‌ها، بریوزوئرها و براکیوپودها در ریزرخساره‌های مختلف مشاهده می‌شوند. زیرمحیط دریای باز نیز در بخش‌های کم‌عمق‌تر عمدتاً مرکب از وکستون و پکستون‌های متشکل از جلبک‌های ژیمنوکودیا^۴، توبی‌فیتس

همراه با دوکفه‌ای‌ها، استراکودها، بریوزوئرها، اکینودرم‌ها هستند و با افزایش عمق بافت‌های وکستون و مادستونی تشکیل یافته از انواع موجودات هتروزوآن نظیر بریوزوئرها و اکینودرم‌ها و نیز سوزن‌های اسفنج غالب هستند. شکل ۹ نیم‌رخ عرضی محیط رسوبی سازند روته و توزیع ریزرخساره‌ها و بایوکلاست‌ها را در زیرمحیط‌های مختلف نشان می‌دهد. در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ بایوکلاستیک (همانند محیط رسوب‌گذاری سازند روته) برای تفکیک رخساره‌های جلوی سدی و پشت سدی شاخصه‌های بایوکلاستی استفاده می‌شود (Koehrer et al. 2012; Forke et al. 2013; Walz et al. 2013). فراوانی بالای جلبک‌های داسی کلاذاسه^۴ در غیاب متازوآن‌های استنوالین و فراوانی بالای فرامینفرهای با تحمل شوری بالا نشان‌دهنده یک محیط پشت سدی است (Insalaco et al. 2006; Maurer et al. 2009; Koehrer et al. 2010; Koehrer . et al. 2012) در مقابل نهشته‌های جلوی سدی گل غالب توسط تنوع بالاتر متازوآن‌ها (اکینودرم‌ها، براکیوپودها، بریوزوئرها) و غالب بودن جلبک‌های ژیمنوکودیا^۴ مشخص می‌شوند (Koehrer et al. 2013; Walz et al. 2012). هرچند که ما محیط رسوبی رمپ کربناته هم‌شیب را برای سازند روته در هر دو برش مطالعه شده پیشنهاد می‌کنیم اما قابل ذکر است که توزیع ریزرخساره‌های توصیف شده در بخش‌های مختلف سازند روته و در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف یکسان نیست. توزیع ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های متناسب به آن‌ها در طول سازند روته نشان‌دهنده این است که در برش سنگسر ضخامت رسوبات نهشته شده در زیرمحیط دریای باز و لاگون تقریباً برابر است. ریزرخساره‌های جزرومدی در درجه بعدی اهمیت قرار دارند. پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی از گسترش بسیار کمی برخوردارند (شکل ۱۰). در برش مکارود بیشترین ضخامت سازند روته در زیرمحیط لاگون نهشته شده است و ضخامت رسوبات مربوط به زیرمحیط پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی و جزرومدی نیز افزایش می‌یابد. در مجموع رسوبات سازند روته در برش مکارود واقع در دامنه شمالی البرز نسبت

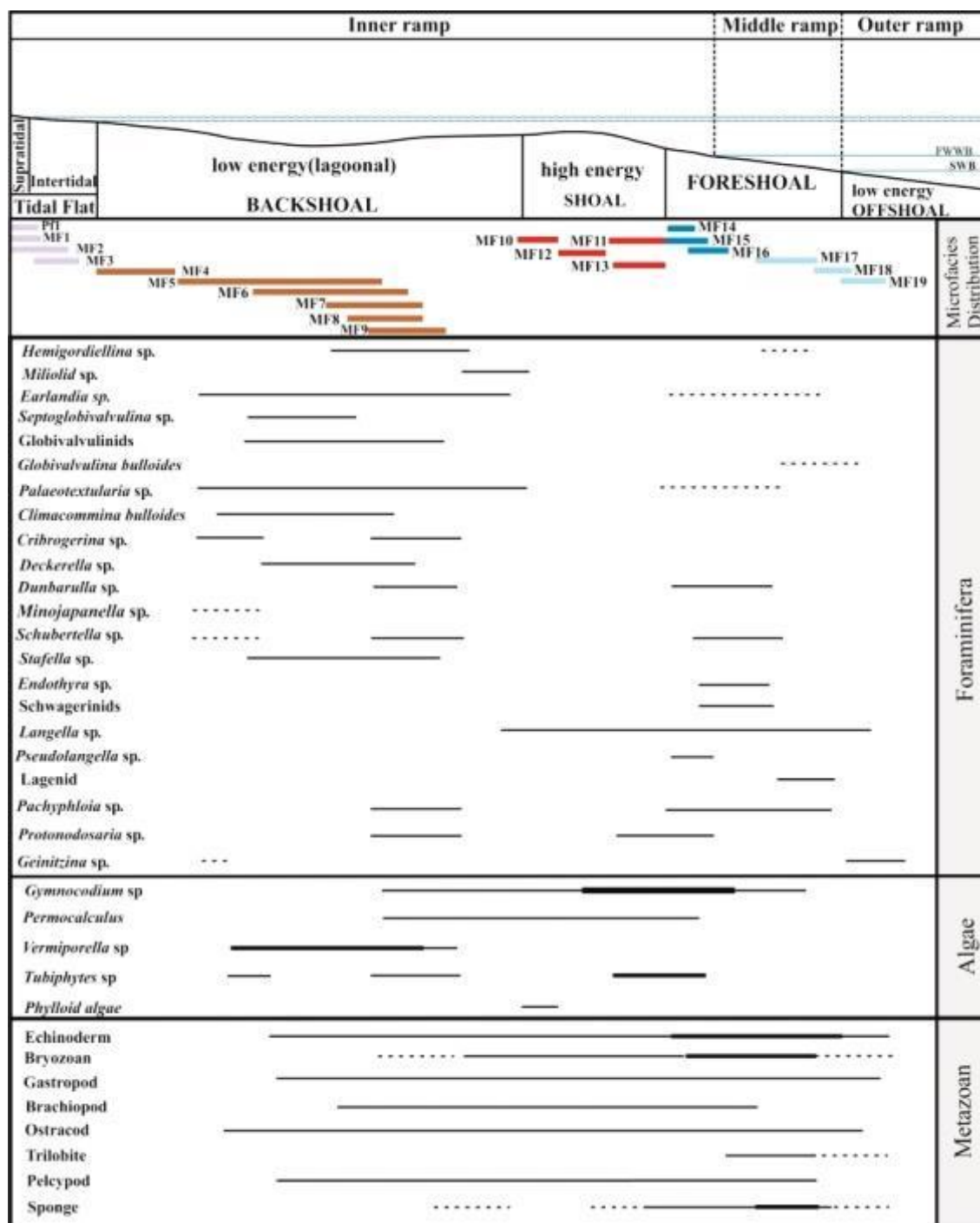
¹ Tropical Carbonate Homocline Ramp

² Bioclastic Ramp

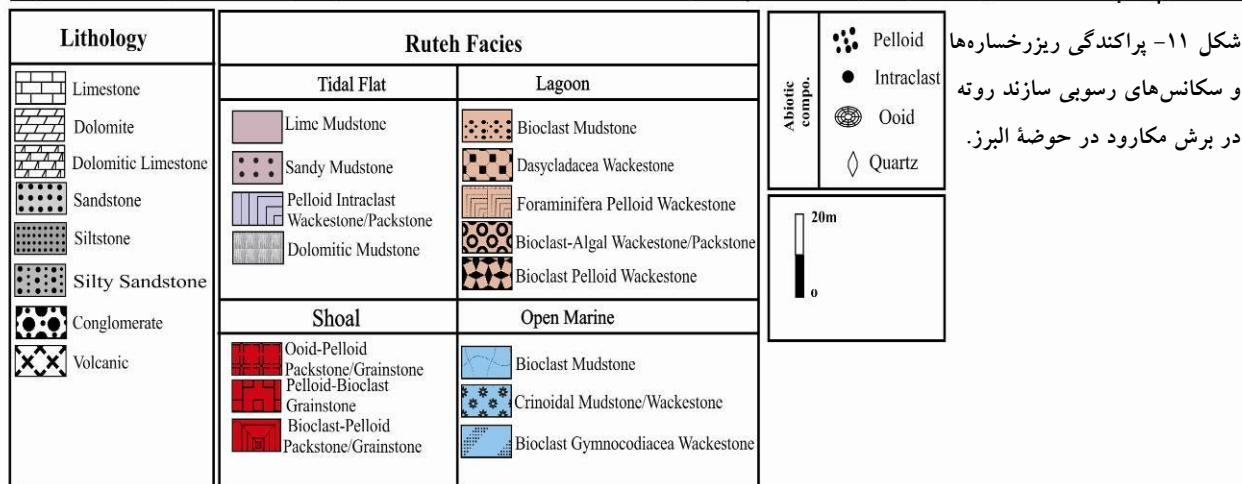
³ Fars Province

⁴ Heterozoan

به برش سنگسر در دامنه جنوبی در اعماق کم‌تری نهشته شده‌اند (شکل ۱۱).



شکل ۹- نیمرخ عرضی محیط رسوبی سازند روته در البرز مرکزی و توزیع ریزرخساره‌ها و فسیل‌های اصلی در آن.



بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا

نوسانات سطح آب دریا عامل ایجاد تغییرات در نهشته‌های رسوبی در نظر گرفته می‌شود و این نهشته‌ها سکانس‌هایی را تشکیل می‌دهند که نشان‌دهنده تغییرات در فضای رسوب‌گذاری^۱ و تأمین رسوب^۲ هستند (Catuneanu et al. 2009). الگوی انباشتگی چینه‌ای^۳ نیز حاصل فعل و انفعالات این دو متغیر اساسی است (Catuneanu et al. 2011). بنابراین با تعیین الگوی انباشتگی لایه‌ها می‌توان به بررسی تغییرات فضای رسوب‌گذاری و تأمین رسوب و در نتیجه تغییرات سطح آب دریا پرداخت. در این مطالعه از بین روش‌های مختلف استفاده شده در چینه‌نگاری سکانسی از روش ارائه شده توسط هانت و تاکر (Hunt and Tucker 1992) در بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریا استفاده شده است. در این روش هر سکانس رسوبی شامل چهار دسته رسوبی تراز پایین^۴ (LST)، دسته رسوبی پیشرونده^۵ (TST)، دسته رسوبی تراز بالا^۶ (HST) و دسته رسوبی تراز افت (FRST)^۷ می‌شود. پایین‌ترین افتادگی سطح آب دریا در برخی از حوضه‌های رسوبی به صورت مجموعه رسوب ثبت نمی‌شود. بنابراین به دلیل عدم وجود شواهد کافی، تشخیص سطح پسروی^۸ (RS) و سطح پیشروی^۹ (TS) در این سکانس‌ها بسیار مشکل است. از طرفی طرفی مرز سکانسی (SB) و سطح حداکثر پیشروی آب دریا (mfs) کلیدی‌ترین سطوح سکانسی به شمار می‌آیند (Galloway 1989). در این مطالعه نیز تأکید اصلی بر شناسایی و تفکیک این سطوح بوده است و در اغلب موارد دسته‌های رسوبی تراز پایین (LST) و پیشرونده (TST) به همراه یکدیگر و در دسته رسوبی پیشرونده (TST) بررسی می‌شوند. داده‌های سنی در تطابق سکانس‌ها در مقیاس وسیع سودمند هستند. در صورت

¹ Accomodation Space

² Sediment Supply

³ Stratal Stacking Pattern

⁴ Lowstand Systems Tract

⁵ Transgressive Systems Tract

⁶ Highstand Systems Tract

⁷ Forced Regressive Systems Tract

⁸ Regressive Surface

⁹ Transgressive Surface

نبود داده‌های زمان زمین‌شناسی^{۱۰} دقیق توصیه می‌شود که از مفهوم نسبی سکانس رده پایین‌تر^{۱۱} (سکانس‌های با فرکانس بالا) در مقابل سکانس رده بالاتر^{۱۲} (سکانس‌های با فرکانس پایین) استفاده شود (Catuneanu et al. 2011). البته در صورت عدم دسترسی به داده‌های زمان زمین‌شناسی، بر اساس دانش کافی از محیط‌های رسوبی دیرینه و ارتباطات رخساره‌ای تفسیر چینه‌نگاری سکانسی امکان‌پذیر است (Christie-Bluck et al. 1988; Beukes and Caimcross 1991; Krapez 1993, 1996, 1997; Catuneanu and Eriksson 1999, 2002; Eriksson and Catuneanu 2004a in Catuneanu 2006). مجموعه فرامینفرهای مشاهده شده در سازند روتنه سنی دقیق‌تر از پرمین میانی (مورگابین-میدین) را نشان نمی‌دهند. بنابراین در این تحقیق از اصطلاحات سکانس‌های رده پایین و رده بالا استفاده شده است.

¹⁰ Geochronological

¹¹ Lower Rank

¹² Higher Rank

جدول ۱- ویژگی‌های کلی ریزرخساره‌های مشاهده شده در نهشته‌های سازند روته.

ریزرخساره‌ها	آلوکم‌های اصلی	محیط رسوب‌گذاری	RMF معادل (Flugel 2010)	برش‌های مرتبط
MF1- مادستون دولومیتی	فاقد آلوکم، بلورهای بسیار ریز دولومیت	بالای بین جزرومدی تا بالای جزرومدی	RMF22	مکارود
MF2- مادستون آهکی- مادستون آهکی ماسه دار	میکرایت تیره رنگ و بدون فسیل، در برخی موارد ۱۰ درصد کوارتز	بین جزرومدی تا بالای جزرومدی	RMF19	سنگسر- مکارود
MF3- پلوئید-ایتراکلاست وکستون/پکستون	ایتراکلاست‌ها ۲۵-۲۰، پلوئیدها ۲۰-۱۵ درصد	بین جزرومدی	RMF24	مکارود
MF4- بایوکلاست مادستون	فرامینیفرهای بنتیک با پوسته تیره، خرده‌های اکتینودرم، آثار لوله‌های کرم، پلوئید	بخش‌های محصور لاگون	RMF19	سنگسر- مکارود
MF5- داسی‌کلاداسه‌آ وکستون	جلبک داسی‌کلاداسه‌آ عمدتاً از نوع <i>Vermiporella</i> ۲۰-۱۰ درصد، فرامینیفرهای بنتیک با پوسته تیره تا ۱۰ درصد	بخش‌های مرکزی لاگون	RMF20	مکارود
MF6- فرامینیفر پلوئید وکستون	پلوئید ۵۰-۴۰ درصد، فرامینیفرهای بنتیک انواع <i>Globivalvulinids Septoglobivalvulina sp.</i> ۱۵-۱۰ درصد	بخش‌های مرکزی لاگون	RMF20	مکارود
MF7- بایوکلاست پلوئید وکستون	پلوئیدها حدود ۳۵-۲۰ درصد، اکتینودرم، بریوزوئر، جلبک‌های توبی‌فیتس و داسی‌کلاداسه‌آ ۱۰-۵ درصد، فرامینیفرهای بنتیک با فراوانی کم	بخش‌های نیمه‌محصور لاگون	RMF20	مکارود
MF8- بایوکلاست توبی‌فیتس وکستون	جلبک‌های توبی‌فیتس ۲۰-۱۵ درصد، جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ، کرینئیدها، استراکدها و دوکفه‌ای‌ها، فرامینیفرهای بنتیک، پلوئید	بخش‌های نیمه‌محصور لاگون	RMF20	سنگسر
MF9- بایوکلاست آگلال وکستون/پکستون	جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ و ژیمنوکوداسه‌آ ۴۰-۳۰ درصد، اکتینودرم، بریوزوئر، دوکفه‌ای	بخش‌های نیمه‌محصور لاگون	RMF20	سنگسر- مکارود
MF10- ائید پکستون/گرینستون	پلوئید ۳۰ درصد، ائیدها ۱۵-۱۰ درصد	بخش‌های به سمت لاگون پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی	RMF30	مکارود
MF11- بایوکلاست پلوئید پکستون/گرینستون	پلوئیدها ۵۰-۴۰ درصد، خرده‌های کرینئیدی، فرامینیفرها، خرده‌های بریوزوئر، جلبک‌های سبز	بخش‌های به سمت دریای باز پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی	RMF26	مکارود
MF12- پلوئید بایوکلاست گرینستون	پلوئیدها ۲۰-۱۵ درصد، کرینئیدها ۱۵-۱۰ درصد، ایتراکلاست‌ها ۱۰ درصد	بخش‌های مرکزی پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی	RMF26	مکارود
MF13- آگلال پکستون/گرینستون	جلبک‌های ژیمنوکوداسه‌آ ۳۵-۳۰ درصد، توبی‌فیتس ۳۰ درصد	بخش‌های به سمت دریای باز پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی	RMF27	سنگسر
MF14- توبی‌فیتس ژیمنوکوداسه‌آ وکستون	جلبک‌های ژیمنوکوداسه‌آ ۳۰ درصد، توبی‌فیتس ۱۵-۱۰ درصد	محیط‌های جلوی سدی	RMF17	سنگسر

سنگسر	RMF17	بخش‌های دریای باز از رمپ داخلی	جلبک‌های ژیمنوکودیا سه‌آ حدود ۷۰ درصد	MF15-ژیمنوکودیا سه‌آ پکستون
سنگسر - مکارود	RMF14	در بخش‌های انتهایی رمپ داخلی تا بالای رمپ میانی	جلبک‌های ژیمنوکودیا سه‌آ ۵۰-۴۰ درصد، کرینوتیدها پوسته‌های دوکفه‌ای، استراکود، براکیوپود ۱۵-۱۰ درصد	MF16-بایوکلاست ژیمنوکودیا سه‌آ و کستون
سنگسر	RMF3	رمپ میانی	خرده‌های کرینوتیدی، براکیوپود، گاستروپود، بریوزوئر، خرده‌های تریلوبیت ۳۰-۲۰ درصد، سوزن‌های اسفنج ۱۵-۱۰ درصد	MF17-اسپیکول اسفنج بایوکلاست و کستون
مکارود	RMF7	رمپ میانی تا بیرونی	کرینوتید ۱۲-۱۰ درصد	MF18-کرینوتید مادستون/ وکستون
سنگسر - مکارود	RMF3	رمپ بیرونی	خرده‌های بسیار ریز بریوزوئر، کرینوتید و سوزن‌های اسفنج ۵-۲/۵ درصد	MF19-بایوکلاست مادستون

تغییرات رخساره‌ای از دریای باز به لاگون محصور مشخص می‌شود. مرز بالای این سکانس ریزرخساره بایوکلاست مادستون مربوط به بخش‌های محصور لاگون تعیین شده است و مرز سکانسی نوع دو (SB-II) است.

سکانس رسوبی دوم

این سکانس رسوبی با ضخامت ۸۳ متر دومین سکانس رسوبی برش سنگسر است. مرز زیرین سکانس، مرز سکانسی نوع دوم و بر سطح پیشروی (TS) منطبق است. دسته رسوبی پیشرونده (TST) دارای ضخامت ۳۵ متر است. در قاعده متشکل از ریزرخساره‌های مربوط به زیرمحیط لاگون است و به سمت بالا ریزرخساره‌های سدی و دریای باز غالب نیستند. بایوکلاست مادستون مربوط به زیرمحیط رمپ بیرونی که تظاهر صحرایی آن به صورت آهک‌های خاکستری نازک لایه دارای اثر فسیلی تغذیه‌ای زوفیکوس^۲ است، به عنوان سطح حداکثر پیشروی آب دریا (mfs) در این سکانس در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۲، C و D). دسته رسوبی تراز بالا (HST) دارای ضخامت ۴۴ متر است. با رسوبات مربوط به دریای باز شروع و با روند کم عمق شونده به رسوبات رمپ میانی، جلوی سدی از رمپ داخلی، لاگون و جزرومدی تبدیل می‌شود. در راس رسوبات سازند روته حدود ۴ متر افق

توصیف کلی سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در سازند روته در برش‌های سنگسر و مکارود، به ترتیب از قاعده به سمت رأس توالی مطابق ذیل است:

برش سنگسر

سکانس رسوبی اول

با توجه به تدریجی بودن مرز سازند دورود و روته مرز پایین سکانس اول در سازند دورود قرار دارد. این سکانس متشکل از دسته رسوبی پیشرونده (TST) و دسته رسوبی تراز بالا (HST) است. ضخامت دسته رسوبی پیشرونده (TST) در سازند روته ۱۴ متر و دسته رسوبی تراز بالا (HST) ۱۳ متر است. دسته رسوبی پیشرونده (TST) در قاعده با مادستون آهکی ماسه‌دار و ماسه‌سنگ‌های آهکی^۱ شروع می‌شود و به دلیل افزایش عمق آب، در یک روند عمیق‌شونده به تدریج به ریزرخساره‌های لاگون و دریای باز تبدیل می‌شوند. با توجه به این که امکان تشخیص سطح پیشرونده (TS) وجود ندارد، دسته رسوبی سطح پایین (LST) و دسته رسوبی پیشرونده (TST) نیز قابل تفکیک نیستند. ریزرخساره بایوکلاست ژیمنوکودیا سه‌آ و کستون مربوط به دریای باز به عنوان سطح حداکثر گسترش آب دریا (mfs) در نظر گرفته شده است. در بالای این سطح، رسوبات دسته رسوبی تراز بالا (HST) توسط

² Zoophycos Ichnofossil

¹ Calcareous Sandstone

انتهای سکانس بیانگر مرز سکانسی نوع دو (SB-II) در مرز بالایی این سکانس هستند.

سکانس رسوبی دوم

این سکانس در مجموع ۴۶ متر از کل توالی سازند روته را به خود اختصاص داده است. و از دسته رسوبی پیشرونده (TST) با ضخامت ۳۲ متر و دسته رسوبی تراز بالا (HST) با ضخامت ۱۴ متر تشکیل شده است. رسوبات تراز پیشرونده (TST) با ظهور ناگهانی ریزرخساره‌های ائید-پلوئید گرینستون مربوط به بخش‌های به سمت لاگون پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی بر روی مادستون دولومیتی مرز بالایی سکانس زیرین شروع می‌شود و عمدتاً شامل ریزرخساره‌های لاگون و سدی است و با پیشروی سریع آب دریا، رسوبات کرینوئید و کستون از بخش‌های انتهایی رمپ میانی و ابتدای رمپ بیرونی نهشته می‌شوند که عمیق‌ترین ریزرخساره در طول سکانس است و معادل سطح حداکثر پیشروی آب دریا (mfs) در نظر گرفته می‌شود. دسته رسوبی تراز بالا (HST) با توجه به کاهش سطح آب دریا و افزایش نرخ تامین رسوب^۳ نسبت به نرخ ایجاد فضای رسوب‌گذاری^۴ الگوی رسوب‌گذاری کم‌عمق‌شونده نشان می‌دهد و به تدریج از ریزرخساره‌های رمپ بیرونی به بخش‌های دریای باز از رمپ داخلی، لاگون و در نهایت مادستون‌های پهنه جزرومدی تبدیل می‌شود که با توجه به عدم مشاهده شواهد خروج از آب در این رسوبات مرز سکانس نوع دو (SB-II) در نظر گرفته می‌شوند.

سکانس رسوبی سوم

ضخامت این سکانس ۱۴۰ متر است. و شامل ۱۵ متر دسته رسوبی پیشرونده (TST) و ۱۲۵ متر دسته رسوبی تراز بالا (HST) می‌شوند. دسته رسوبی پیشرونده با ریزرخساره بایوکلاست آگال پکستون مربوط به بخش‌های نزدیک به

لاتریتی تشکیل شده است. این افق لاتریتی دارای رسوبات آهن‌دار و یک افق پیروئیدی است (شکل ۱۲، E). هوازدگی قرمز رنگ و حضور پیروئیدها پیشنهاد می‌کند که این رخصاره مربوط به رخنمون تحت جوی باشد (Maurer et al. 2009). افق‌های قرمز هوازده (Lasemi 1995; Emery and Myers 1996) و خاک‌های قدیمی با گسترش زیاد نشان‌دهنده مرزهای ناپیوسته و نبوده‌های رسوبی‌اند (Lasemi 1995; Emery and Myers 1996; Miall 2000). این افق خاک دیرینه معادل دسته رسوبی تراز افت^۱ (FRST) است و کم‌عمق‌ترین رسوبات در طول توالی است. مرز بالای سکانس با توجه به حضور این افق لاتریتی، مرز سکانسی نوع یک (SB-I) است. اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) نیز رخصاره مشابهی را برای قاعده بخش دالان بالایی گزارش کرده‌اند و آن را به عنوان افق خاک دیرینه^۲ در نظر گرفته‌اند.

برش مکارود

سکانس رسوبی اول

این سکانس رسوبی با ضخامت ۳۶ متر در قاعده برش مکارود قرار دارد و از دسته رسوبی پیشرونده (TST) با ضخامت ۷ متر و دسته رسوبی تراز بالا (HST) با ضخامت ۲۹ متر تشکیل شده است. در بخش قاعده با توجه به ناپیوستگی فرسایشی مرز سازند دورود و روته به مرز سکانسی نوع یک (SB-I) محدود می‌شود (شکل ۱۲، A). رسوبات دسته رسوبی پیشرونده (TST) با یک روند عمیق‌شونده توسط تغییر تدریجی از رسوبات جزرومدی به رسوبات بایوکلاست مادستون مربوط به بخش بیرونی رمپ مشخص می‌شود. دسته رسوبی تراز بالا (HST) در قاعده شامل رسوبات دریای باز می‌شود اما در ادامه رسوبات لاگون و جزرومدی نهشته می‌شوند و ظهور مادستون دولومیتی در

³ Sediment Supply

⁴ Accommodation

¹ Forced Regressive Systems Tract

² Paleosol

سده‌ی لاگون شروع می‌شود. در بیشترین عمیق‌شدگی آب دریا، ریزرخساره بایوکلاست مادستون دریای باز نهشته می‌شود که معادل بیشترین سطح پیشروی آب دریا (mfs) در این سکانس است. دسته رسوبی تراز بالا (HST) با توجه به تغییر الگوی رسوب‌گذاری دارای دو بخش است. بخش اول که دارای الگوی رسوب‌گذاری تجمعی است و طی سکون و پسروی تدریجی آب دریا ایجاد شده است و عمدتاً شامل تکرار ریزرخساره‌های بخش‌های مختلف دریای باز، پشته‌های ماسه‌ای زیرآب و لاگون است. بخش دوم دارای روند رسوب‌گذاری کم‌عمق‌شونده است و از ریزرخساره کرینوئید مادستون دریای باز به ریزرخساره‌های داسی‌کلاداسه آوکستون بخش‌های مرکزی لاگون و بایوکلاست مادستون مربوط به لاگون محصور در مجاورت پهنه جزرومدی و در نهایت پلوئید-اینتراکلاست پکستون و مادستون‌های پهنه جزرومدی می‌رسد که کم‌عمق‌ترین ریزرخساره در طول سکانس سوم هستند. مرز بالایی سکانس با توجه به حضور ولکانیک‌های سازند چالوس مرز سکانس نوع یک (SB-I) است (شکل ۱۲، B). سیستم پرمین بخش میانی سکانس درجه اول آزاروکا^۱ است که این بخش از سکانس آزاروکا، زیرسکانس آزاروکای II^۲ (Sloss 1963, 1979)، ابرچرخه ترانسپکاس^۳ یا سکانس رسوبی درجه دوم ترانسپکاس^۴ (Ross and Ross 1987)) هم نامیده شده است. رسوبات سازند روتنه نیز بخشی از زیرسکانس آزاروکای II هستند. رخداد یخچال‌زایی^۵ در کریونفر میانی به افت جهانی سطح آب دریا از کریونفر میانی تا اوایل پرمین در ابرقاره گندوانا منجر گردید (Ross and Ross 1987; Tucker 1993). به دنبال رخداد ذوب یخچالی^۶ پیشروی دریای پرمین و رسوب‌گذاری زیرسکانس آزاروکای II در پرمین پیشین شروع می‌شود که رسوب‌گذاری آن تا اوایل

پرمین پسین (مرز بالایی سازند روتنه) ادامه یافته است. افت جهانی سطح آب دریاها در پایان پرمین موجب خروج از آب حاشیه جنوبی اقیانوس پالتوتیس از آب می‌شود که گسترش افقی لاتریتی راس سازند روتنه در برش سنگسر و دیگر مناطق البرز نیز مرتبط با این افت جهانی سطح آب دریاها است. تشابه روند کلی منحنی تغییرات سطح آب دریا در سازند روتنه در برش‌های مطالعه شده با منحنی جهانی نوسانات سطح آب دریا (یوستازی) (Ross and Ross 1987a) نشان‌دهنده این است که عامل اصلی تشکیل سکانس‌های مذکور نوسانات سطح آب دریا در مقیاس جهانی بوده است. خلاصه‌ای از مطالعات انجام شده توسط محققان مختلف در رابطه با محیط‌رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در سازند روتنه در مناطق مختلف حوضه البرز و رسوبات معادل این سازند در دیگر حوضه‌های رسوبی ایران و نیز مناطقی از پلاتفرم عربی در جدول ۲ ارائه شده است.

نتیجه

از مطالعه رسوبات سازند روتنه در دامنه شمالی و جنوبی البرز مرکزی نتایج زیر حاصل شده است: - رسوبات سازند روتنه در هر دو برش سنگسر (دامنه جنوبی) و مکارود (دامنه شمالی) در البرز مرکزی در چهار کمربند رخساره‌ای جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای زیرآبی و دریای باز از یک رمپ کربناته هم‌شیب نهشته شده‌اند. - محیط رسوبی سازند روتنه یک رمپ بایوکلاستیک هم‌شیب است که در منطقه گرمسیری نهشته شده است و فرامینفرها، جلبک‌ها و موجودات متازوان که آلوکم‌های اصلی سازنده رسوبات هستند، توزیع متفاوتی در زیرمحیط‌های مختلف این رمپ کربناته نشان می‌دهند- رسوبات سازند روتنه در برش مکارود واقع در دامنه شمالی البرز نسبت به برش سنگسر در دامنه جنوبی در اعماق کم‌تری نهشته شده‌اند. - سازند روتنه در برش سنگسر از دو سکانس رده پایین و در برش مکارود از سه سکانس رده پایین تشکیل شده است. - اولین سکانس

¹ First-Order Absaroka Sequence

² Absaroka II Subsequence

³ Transpecos Supercycle

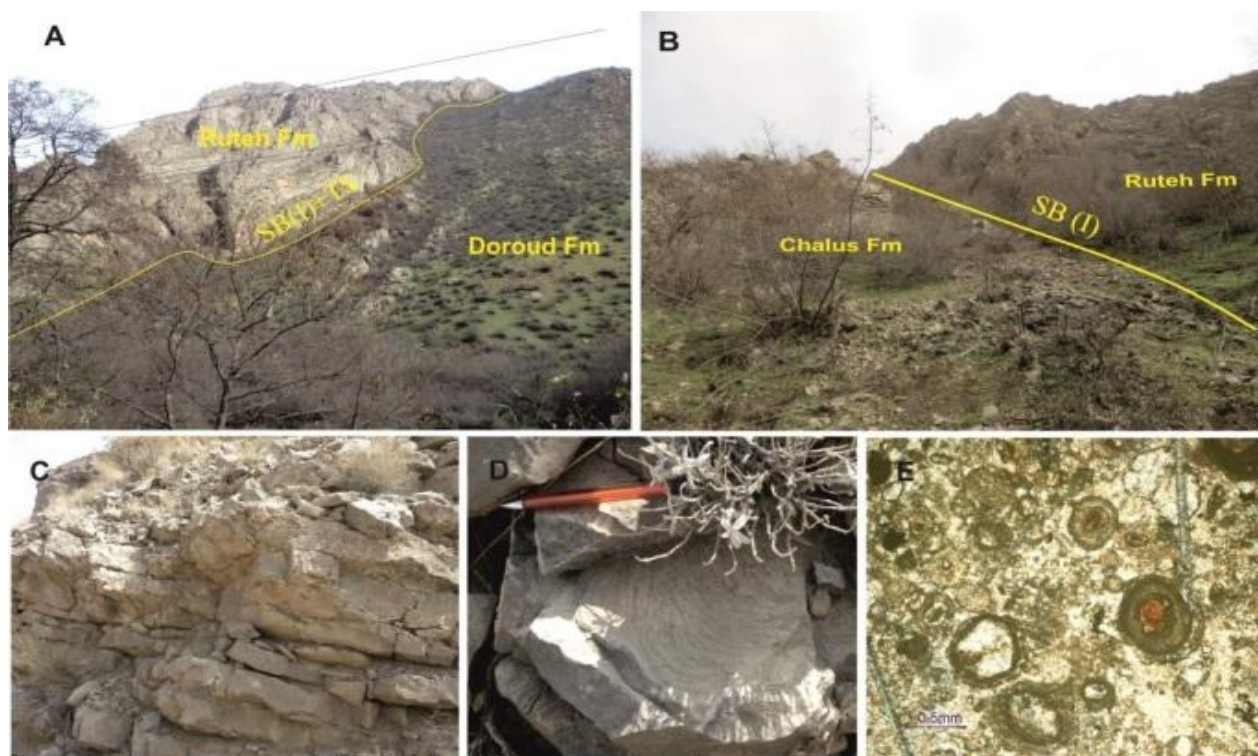
⁴ Transpecos Second-Order Depositional Sequence

⁵ Glaciation

⁶ Deglaciation

مکارود سکانس‌ها متشکل از دسته رخنساره‌های پیشرونده (TST) و تراز بالا (HST) هستند. مرز قاعده‌ای اولین سکانس با توجه به ناپیوستگی فرسایشی مرز سازند دورود و روته و مرز بالایی سومین سکانس با توجه به حضور ولکانیک‌های سازند چالوس مرز سکانس نوع یک (SB-I) می‌باشند و دو مرز سکانسی دیگر، مرز سکانس نوع دو (SB-II) هستند. - رسوبات سازند روته بخشی از زیرسکانس ترانسپیکاس هستند و روند کلی تغییرات سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری سازند روته منطبق با تغییرات جهانی سطح آب دریا است.

رسوبی سازند روته در برش سنگسر شامل دسته رخنساره‌های پیشرونده (TST) و تراز بالا (HST) می‌شود و در نهایت به ریزرخساره بایوکلست مادستون مربوط به زیرمحیط لاگون محصور و مرز سکانسی نوع دو (SB-II) ختم می‌شود. سکانس دوم در این برش علاوه بر دسته رخنساره‌های پیشرونده (TST) و تراز بالا (HST)، با توجه به وجود افق خاک دیرینه در مرز بالایی سازند روته شامل دسته رخنساره‌ای تراز افت (FRST) نیز می‌شود. بنابراین مرز بالایی این سکانس، مرز سکانس نوع یک (SB-I) است. - در برش



شکل ۱۲- (A) مرز پایین سکانس اول سازند روته در برش مکارود. (B) مرز بالای سکانس آخر سازند روته با ولکانیک‌های سازند چالوس در برش مکارود. (C) آهک‌های نازک لایه منطبق با بیشترین سطح پیشروی آب دریا در سکانس دوم برش سنگسر. (D) - آثار فسیلی زوفیکوس که در سطح آهک‌های نازک لایه بیشترین سطح پیشروی آب دریا در سکانس دوم برش سنگسر مشاهده شده است. (E) تصویر میکروسکوپی بافت پیژوئیدی افق لاتریتی رأس سازند روته در برش سنگسر.

جدول ۲- خلاصه‌ای از مطالعات محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در سازند روته در مناطق مختلف حوضه البرز و رسوبات معادل آن در دیگر حوضه‌های رسوبی و پلاتفرم عربی.

نام سازند	پژوهشگران	منطقه مطالعه شده	برش مطالعه شده	نتیجه پژوهش (محیط سوب گذاری / تغییرات سطح آب دریا)
Ruteh Formation	مختارپور (۱۳۷۶)	البرز غربی، مرکزی و شرقی	جلفا، آبیک، بی بی شهربانو، آمل، میغان، غزنوی	رمپ کرنا ته هم شیب ۶ سکانس درجه سوم
	لنکرانی (۱۳۸۶)	البرز مرکزی و شرقی	گدوک و لب‌نसार	رمپ کرنا ته هم شیب در برش گدوک رمپ مختلط آواری- کرنا ته با ریف‌های کومه‌ای پراکنده در برش لب‌نसार ۴ سکانس درجه سوم در برش گدوک ۳ سکانس درجه سوم در برش لب‌نसार
	حسینی و همکاران (۱۳۹۱)	البرز شرقی	خوش بیلاق	رمپ کرنا ته هم شیب ۵ سکانس درجه سوم
	بابایی خو و همکاران (۱۳۹۲)	البرز مرکزی	سیستان	رمپ کرنا ته هم شیب ۲ سکانس رسوبی درجه سوم
	Gaetani et al. 2009	البرز مرکزی و شرقی	۲۱ برش مختلف	رمپ کرنا ته تا قاعده امواج معمولی یا دقیقاً پایین آن -
	لطف‌پور (۱۳۸۴)	زاگرس	کوه سورمه، کوه دنا، کوه فراقان، دو برش تحت الارضی در اطراف میادین پارس جنوبی و سلمان	رمپ کرنا ته هم شیب ۲ تا ۳ سکانس درجه سوم
	عارفی فرد (۱۳۸۵)	شرق ایران مرکزی (بلوک طبس)	برش‌های جمال، باغ‌ونگ، شش‌انگشت	رمپ کرنا ته هم شیب ۳ سکانس درجه سوم در برش جمال (کوه‌های شتری) ۲ سکانس درجه دوم و یک سکانس درجه سوم در برش باغ‌ونگ و شش‌انگشت (منطقه شیرگشت)
	Koehrer et al. 2010	پلاتفرم عربی (شمال عمان)	Saiq Plateau	رمپ کرنا ته هم شیب دو سکانس درجه سوم
	Forke et al. 2013	پلاتفرم عربی (شمال عمان)	Wadi Sahtan, Wadi Bani Awf, Wadi Bani Hajir, Wadi Mistal, Wadi Hedek Saiq Plateau	رمپ کرنا ته هم شیب دو سکانس درجه سوم
Lower Dalan				
Jamal Formation				
Saiq Formation				

منابع

بابایی خو، گ.، م.ح. آدابی، د. جهانی و س.ح. وزیری، ۱۳۹۲،

محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند

روته در برش سیستان، البرز مرکزی:

آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ ص.

- لنکرانی، م.، ۱۳۸۶، محیط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری
سکانسی نهشته‌های پرمین در البرز مرکزی و
شرقی (مناطق گدوک و لب‌نسار): رساله
کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم،
۱۹۰ ص.
- مختارپور، ح.، ۱۳۷۶، سنگ‌شناسی، محیط‌های رسوبی و
توالی‌های سنگ‌های پرمین در ناحیه البرز، شمال
ایران: رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد
علوم و تحقیقات، ۲۲۹ ص.
- Adabi, M. H., 2009, Multistage dolomitization of
Upper Jurassic Mozduran Formation,
Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran: Carbonates
and Evaporites, v. 24, no.1, p. 16-32
- Al-Aasm, I. S., and J. J. Packard, 2000, Stabilization of
early-formed dolomite: a table of
divergence from two Mississippian
dolomites: Sedimentary Geology, v. 131,
p. 97-108.
- Alshahrhan, A. S., and C. G. St. C. Kendall, 2003,
Holocene coastal carbonates and
evaporites of the southern Arabian Gulf
and their ancient analogues: Earth-Science
Reviews, v. 61, p. 191-243.
- Alshahrhan, A. S., and A. E. M. Nairn, 1997,
Sedimentary basin and petroleum geology
of the Middle East: Elsevier, Amsterdam,
843 p.
- Assereto, R., 1963, The Paleozoic formations in
central Elborz (Iran): Preliminary note
Rivista Italiana di Paleontologie
Stratigrafia, v. 69, p. 503-543.
- Angiolini, L., M. Balini, E. Garzanti, A. Nicora,
A. Tintori, S. Crasquin-Soleau, and G.
Muttoni, 2003, Permian climatic and
palaeogeographic changes in northern
Gondwana: The Khuff Formation of
Interior Oman: Palaeogeography,
Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 191,
p. 269-300.
- Bacelle, L., and A. Bosellini, 1965, Diagrammi per
lastima visiva della composizione
percentuale nelle rocce sedimentary:
Scienze Geologiche e Paleontologiche, v.
4, p. 359-62.
- Bachmann, M., and F. Hirsch, 2006, Lower Cretaceous
carbonate platform of the eastern Levant
(Galilee and the Golan Heights),
stratigraphy and second-order sea-level
change: Cretaceous Research, v. 27, p.
487-512.
- پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی،
ش ۵۰ (۱)، ص ۵۸ - ۴۳.
- باغبانی، د.، ۱۳۷۵، لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی
رسوبات پرمین در مناطق شهرضا، آباده و جلفا
(مرکز و شمال غرب ایران): رساله دکتری،
دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات،
۲۳۳ ص.
- پرتوآذر، ح.، ۱۳۷۴، سیستم پرمین در ایران: سازمان
زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۴۰
ص.
- حسنی، ر.، م. ر. موسوی، م. لنکرانی، ر. اهری‌پور، رخساره‌ها،
محیط‌های رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی
نهشته‌های پرمین در ناحیه خوش‌یلاق
خوش‌یلاق: زمین‌شناسی ایران، ش. ۲۴، ص
۱۹-۳۲.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱، مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در
شمال دامغان: رساله دکتری، دانشگاه شهید
بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۲۰۸ ص.
- طاهری، ع.، ۱۳۸۱، چینه‌نگاری رسوبات پرمین (سازند جمال)
در حوضه طبس: رساله دکتری، دانشگاه
اصفهان، ۱۵۷ ص.
- عارفی فرد، س.، ۱۳۸۵، مطالعه میکروبیواستراتیگرافی و
میکروفاسیس‌های زمین‌های پرمین در مناطق
کلمرد- شتری و شیرگشت (ایران مرکزی):
رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده
علوم زمین، ۲۵۲ ص.
- لطف‌پور، م.، ۱۳۸۴، چینه‌شناسی توالی‌ها، محیط‌رسوبی و
بایواستراتیگرافی سازندهای دالان و کنگان در
زاگرس جنوبی با نگرش ویژه بر مرز پرمو-
تریاس: رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی،
دانشکده علوم زمین، ۴۱۸ ص.

- Association of Petroleum Geology Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary Basin, Evolution Facies and Sediment Budget: (2nd edition) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 292 p.
- El gadi, M. S. M., and M. E. Brookfield, 1999, Open carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 411-433.
- Elliott, G. F., 1991, Dasycladacean algae of the Palaeozoic and Mesozoic. In: R. Riding, (Ed.), Calcareous algae and stromatolites: Springer-Verlag, Berlin, p. 125-130.
- Emery, D., and K. J. Myers, 1996, Sequence Stratigraphy: Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Flügel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: Springer-Verlag, Berlin, 996 p.
- Forke, H. C., B. Köhrer, D. Bendias L. Walz, and T. Aigner, 2013, Biostratigraphy and biofacies of Khuff time-equivalent strata in the Al Jabal Al-Akhdar area (Hajar Mountains), northern Oman. In: Pöppelreiter, M.C. (Ed.), Permo-Triassic Sequences of the Arabian Plate: EAGE Special Publication, v.32, p. 77-125.
- Gaetani M., L. Angiolini, K. Ueno, A. Nicora, M. Stephenson, D. Sciunnach, R. Rettori, G. D. Price, and J. Sabouri, 2009. Pennsylvanian-Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). In: M. F. Brunet, M. Wilmsen, J. W. Granath, (Ed.), South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, Special Publications, London, v. 312, p.79-128.
- Galloway, W. E., 1989, Genetic Stratigraphic Sequences in basin analysis 1: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 125-142.
- Ghasemi Nejad, E., 2002, Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the South of Central Alborz Basin, Based on Foraminifera: Iranian International Journal of Science, v. 3, no. 1, p. 93-114.
- Hunt, D., and M. E. Tucker, 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract deposition during Berberian, M., and G. C. P. King, 1981, Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Science, v. 18, p. 210-265.
- Besse, J., F. Torcq, Y. Gallet, L. E. Ricou, L. Krystyn and A. Saidi, 1998, Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea: Geophysical Journal International, v. 135, no. 1, p. 77-92.
- Bozorgnia, F., 1973, Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz mountains, Iran: National Iranian Oil Company, Geological Laboratory Publication, no. 4, Tehran, 185 p.
- Burchette, T. P., and V. P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- Burchette, T. P., 1993, Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), southern Arabian Gulf: carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: J. A. T. Simo, R. W. Scott and J.-P. Masse (Eds.), Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologist Memoir. 56, p. 185-199.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy: Elsevier, 387 p.
- Catuneanu, O., V. Abreu, J. P. Bhattacharya, M. D. Blum, R. W. Dalrymple, P. G. Eriksson, C. R. Fielding, W. L. Fisher, W. E. Galloway, M. R. Gibling, K. A. Giles, J. M. Holbrook, R. Jordan, C. G. St. C. Kendall, B. Macurda, O. J. Martinsen, A. D. Miall, J. E. Neal, D. Nummedal, L. Pomar, H. W. Posamentier, B. R. Pratt, J. F. Sarg, K. W. Shanley, R. J. Steel, A. Strasser, M. E. Tucker, and C. Winker, 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: Earth-Science Reviews, v. 92, p. 1-33.
- Catuneanu, O., W. E. Galloway, Ch. G. St. C. Kendall, A. D. Miall, H. W. Posamentier, A. Strasser, and M. E. Tucker, 2011, Sequence Stratigraphy, Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, no. 3, p. 173-245.
- Dickson, J. A. D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, v. 205, p. 587.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in: W. E. Ham (Ed.), Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, Ok, American

- Lasemi, Y., 1995, Depositional Systems and Sequence Stratigraphy of The Cambro-Ordovician Mila Formation in The Alborz Mountains, Northern Iran: First SEPM Congress On Sedimentary Geology (Abstract), p.82.
- Leven, E. Ja., and H. Vaziri Moghaddam, 2004, Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of eastern Iran, The Permian in the Bagh-e-Vang section (Shirgesht area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v.110, no. 2, p.441-465.
- Lee, Y. I., K. Hyeong, and C. M. Yoo, 2001, Cyclic sedimentation across a middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation) Korea: *Facies*, v. 44, p. 61-74.
- Longman, M. W., 1981, A process approach to recognizing facies of reef complexes. In: D. F. Toomey, (Eds.), *European Fossil Reef Models*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special publications, Tulsa, no. 30, p.9-40.
- Lucia, F. J., 1999, *Carbonate reservoir characteristics*: Springer, Berlin, 341 p.
- Mamet, B., 1991, Carboniferous calcareous algae. In: R. Riding, *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed.): Springer-Verlag, Berlin, p. 370-451.
- Maurer, F., R. Martini, R. Rettori, H. Hillgärtner and S. Cirilli, 2009, The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman: *GeoArabia*, v. 14, no. 3, p. 125-158.
- Miall, A. D., 2000, *Principles of Sedimentary Basin Analysis*: Springer-Verlag, Berlin, 433 p.
- Muttoni, G., M. Gaetani, D. V. Kent, D. Sciuonnach, L. Angiolini, F. Berra, E. Garzanti, M. Mattei, and A. Zanchi, 2009, Opening of the Neo Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian: *GeoArabia*, v. 14, no. 4, p. 17-48.
- Nader, F. H., A. M. Abdel-Rahman, and A. T. Haidar, 2006, Petrographic and chemical traits of Cenomanian platform carbonates (Central Lebanon), implications for depositional environments: *Cretaceous Research*, v. 27, p. 689-706.
- Palma, R. M., J. Lopez-Gomez, and R. D. Piethe, 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina, facies and depositional sequences: *Sedimentary Geology*, v.195, p.113-134.
- base-level fall: *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.
- Husinec, A., and B. Sokac, 2006, Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia): *Cretaceous Research*, v. 27, p.418-441.
- Insalaco, E., A. Virgone, B. Courme, J. Gaillot, M. Kamali, A. Moallemi, M. Lotfipour, and S. Monibi, 2006, Upper Dalan/Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture: *GeoArabia*, v. 11, p. 75-176.
- Iranian-Japanese Research Group, 1981, The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, v. 47, no. 2, p. 61-133.
- Jenny-Deshusses, C., 1983, *Le Permian de l'Elborz Central et Oriental (Iran): Stratigraphie et micropaleontology (Foraminifera et Algues)*. Unpublished These, no. 2130, University de Genev, Section des Sciences de la terre, Geneva, 265p.
- Kobayashi, F., and K.-I. Ishii, 2003, Paleobiogeographic analysis of Yashtashian to Midian fusulinacean faunas of the Surmeq Formation in the Abadeh region, Central Iran: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 33, no. 2, p. 155-165.
- Koehrer, B., M. Zeller, T. Aigner, M. Poeppelreiter, P. Milroy, H. Forke, and S. Al-Kindi, 2010, Facies and stratigraphic framework of a Khuff outcrop equivalent, Saiq and Mahil formations, Al Jabal Al-Akhdar, Sultanate of Oman: *GeoArabia*, v. 15, no. 2, p. 91-156.
- Koehrer, B., T. Aigner, H. Forke, and M. Pöppelreiter, 2012, Middle to Upper Khuff (Sequences KS1 to KS4) outcrop-equivalents in the Oman Mountains, Grainstone architecture on a subregional scale: *GeoArabia*, v. 17, no. 4, p. 59-104.
- Kolodka, C., E. Vennin, D. Vachard, V. Trocme, and M. H. Goodarzi, 2012, Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation, Kuh-e Gakhum, Iran) constrained by foraminifera and other carbonate microfossils: *Facies*, v. 58, no. 1, p. 131-153.

- Tucker, M. E., 1993, Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: *Sedimentology, Reviews* 1, p. 51-72.
- Tucker, M. E., F. Calvet, and D. Hunt, 1993, Sequence stratigraphy of carbonate ramps, systems tracts models and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain. In: H. W. Posamentier, C. P. Sum-merhayes, B. U. Haq, and G. P. Allen, (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations: Special Publication, International Association of Sedimentologist*, no.18, p. 397-415.
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary Petrology* (3rd edition), Blackwell, Oxford, 260 p.
- Vachard, D., M. Hauser, R. Martini, L. Zaninetti, A. Matter and T. Peters, 2002, Middle Permian (Midian) foraminiferal assemblages from the Batain Plain (Eastern Oman), their significance to Neotethyan paleogeography: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 32, no. 2, p. 155-172.
- Vaziri, S. H., A. Yao and K. Kuwahara, 2005, Lithofacies and microbiofacies (foraminifers and radiolarians) of the Permian Sequence in the Shalamzar area, Central Alborz, North Iran: *Journal of Geosciences, Osaka City University*, v. 48, p. 39-96.
- Walker, R. G., 2006, Facies models revisited: Introduction. In: Posamentier, H. W. Walker, R. G. (Eds.), *Facies Models Revisited. SEPM Special Publication*, no. 84, p. 1-17.
- Walz, L., T. Aigner, and B. Koehrer, 2013, Khuff sequence KS5 outcrop equivalents in the Oman Mountains, Sultanate of Oman: Variations to the simple "layer-cake" stratigraphy: *GeoArabia*, v. 18, no. 4, p.179-218.
- Wendt, J., B. Kaufmann, Z. Belka, N. Farsan, and A. Karimi Bavandpur, 2002, Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, Part I, Southeastern Iran: *Acta Geologica Polonica*, v. 52, p. 129-168.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate facies in geological history*: Springer, New York, 471p .
- Wray, J. L., 1977, *Calcareous Algae*: Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam ,185 p.
- Preto, N., and L. A. Hinnov, 2003, Unraveling the origin of shallow-water cyclothems in the Upper Triassic Dürrenstein Fm. (Dolomites, Italy): *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 774-789.
- Purser, B. H., 1973, *The Persian Gulf, Holocene carbonates sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*: Springer, Berlin, 471 p.
- Read, F., 1985, Carbonate platform facies models: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 69, no.1, p. 1-21.
- Reolid, M., C. Gaillard, and B. Lathuiliere, 2007, Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic—coral limestones, stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian): *Facies*, v. 53, p. 553-574.
- Ross, C. A., and J. R. P. Ross, 1987, Late Paleozoic sea level and depositional sequences: *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications*, v. 24, p. 137-149.
- Sloss, L. L., 1963, Sequences in the cratonic in the interior of North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 93-113.
- Sharland, P. R., R. Archer, D. M. Casey, R. B. Davies, S. H. Hall, A. P. Heward, A. D. Horbury and M. D. Simmons, 2001, *Arabian Plate sequence stratigraphy: GeoArabia Special Publication*, v. 2, 371p.
- Sloss, L. L., 1979, Global sea level change, a view from the craton: *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, v. 29, p. 461-467.
- Stocklin, J., J. Eftekhari-Nejad, and A. Hushmand-Zadeh, 1965, *Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran)*. Geological Survey of Iran, Report, no. 3, 69 p.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. Drake, C. L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, p. 873-887.
- Szabo, F., and A. Kheradpir, 1978, Permian and Triassic stratigraphy of Zagros Basin, Southwest Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v.1, no.7, p.57-82.
- Taraz, H., 1969, Perm-Triassic section in Central Iran: *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 53, no. 3, p. 688-698.
- Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990, *Carbonate sedimentology*: London, Blackwell Scientific Publications, 482 p.