

ریزرخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان)

امراه صفری^{۱*}، حسین قنبرلو^۲، ابراهیم محمدی^۳

^{۱*} دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

^۲ دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

^۳ گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

*safari@sci.ui.ac.ir

دریافت فروردین ۱۴۰۰، پذیرش آبان ۱۴۰۰

چکیده

سازند قم در ناحیه مرق و در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب کاشان با ضخامت ۲۱۶ متر شامل (بخش قائده ای دارای واحد های توفی)، سنگ آهک و شیل می باشد که به صورت ناپیوسته بر روی سنگ آتشفشانی ائوسن و به طور ناپیوسته در زیر سازند قرمز بالایی قرار دارد. براساس آلوکم های اصلی و ویژگی های رسوبی نه ریز رخساره کربناته و یک رخساره آواری شناسایی گردید. این ریز رخساره ها ی کربناته و رخساره آواری در پلت فرمی از نوع شلف باز رسوب گذاری کرده اند. این پلت فرم را می توان به سه محیط شلف داخلی (لاگون محصور و نیمه محصور)، شلف میانی و شلف خارجی تقسیم کرد. براساس توزیع عمودی ریز رخساره ها سه سکانس رسوبی کامل درجه ۳ و یک سکانس ناقص رسوبی تشخیص داده شد.

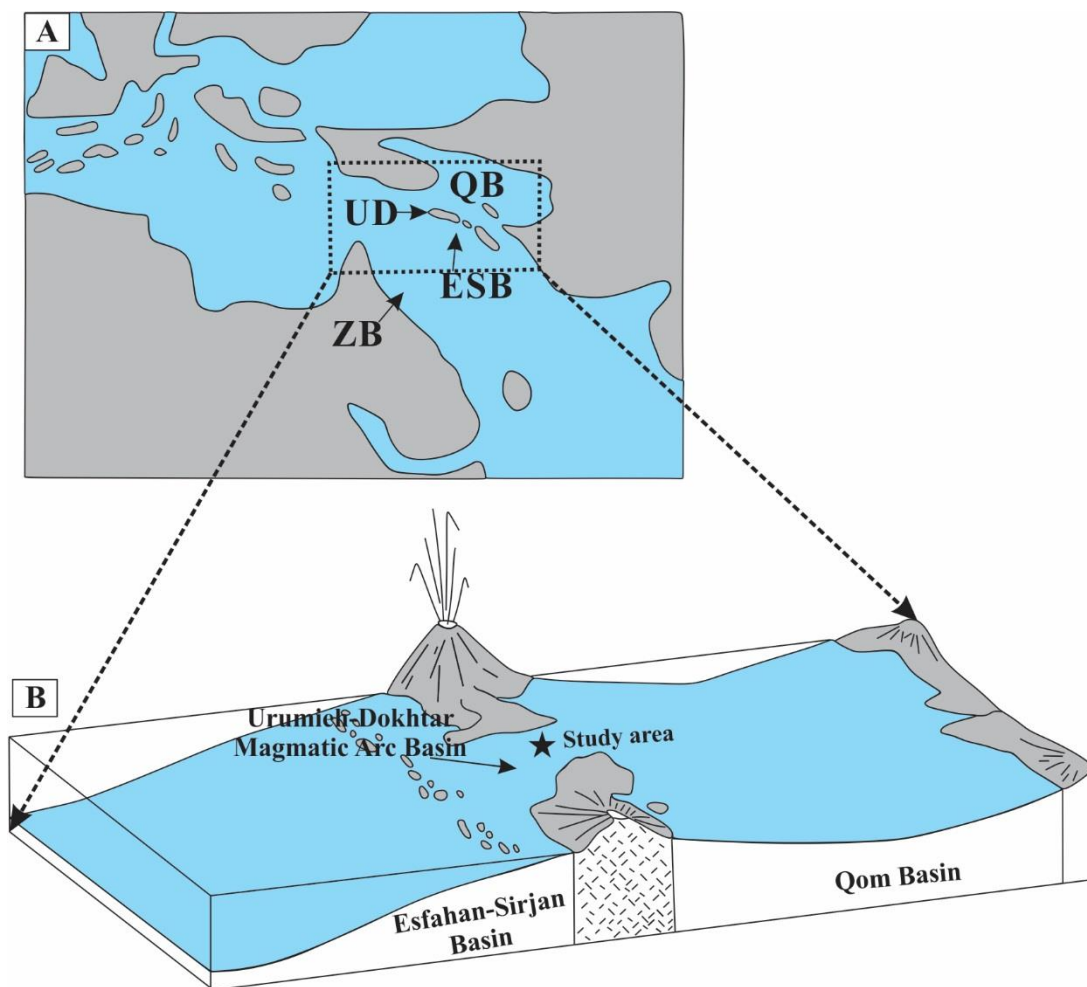
کلمات کلیدی: سازند قم، ریز رخساره، سکانس های رسوبی، ناحیه مرق

۱- مقدمه

پلیت ایران به هشت زون ساختاری-رسوبی برمبنای نوع توالی های رسوبی تشکیل شده، سن فرایند های ماگماتیسم و دگرگونی، ویژگی های ساختاری و شدت دگرشکلی تقسیم شده و این زون های ساختاری-رسوبی شامل کپه داغ، البرز، ایران مرکزی، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، سنندج-سیرجان، زاگرس، لوت و مکران است [۴۵، ۶۱ و ۱۹]. زون ایران مرکزی در شمال توسط خط درز پالئوتتیس و در جنوب توسط خط درز نئوتتیس احاطه شده است [۱ و ۶۰]. ذخایر هیدروکربونی در رسوبات الیگو-میوسن (سازند قم) موجود در زون ایران مرکزی در قرن بیستم مورد اکتشاف و توجه قرار گرفته است [۱ و ۸]. مطالعاتی بر روی ریز رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم صورت پذیرفته است [۶، ۵۶، ۵۷، ۷۴ و ۸۲]. همچنین فرایند های تافونومیکی (از قبیل خردشدگی، ساییدگی، قشرسازی و تخریب زیستی) توسط محققین برای تفسیر و بازسازی شرایط انرژی محیط دیرینه در رسوبات سازند قم استفاده گردیده است [۷، ۵۵، ۷۶، ۷۷ و ۷۸]. با این حال استفاده از این فرایند ها برای تفسیر و بازسازی شرایط محیط دیرینه سازند قم در مناطق دیگر مهم به نظر می رسد. در این مطالعه سعی گردیده است شرایط محیط دیرینه سازند قم براساس ریز رخساره ها، چینه نگاری سکانسی و همچنین با استفاده از فرایند های تافونومیکی در ناودیس مرق (جنوب غرب کاشان) بازسازی گردد.

۲- زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه

حوضه رسوبی سازند قم پس از برخورد صفحات قاره ای ایران مرکزی و عربی تشکیل شده است [۱۸ و ۵۹]. هر چند اختلاف نظر در مورد زمان برخورد این دو صفحه همچنان وجود دارد و برخی از این محققان زمان کرتاسه پسین و برخی دیگر زمان اواخر ائوسن-اوایل الیگوسن را برای این برخورد در نظر می گیرند [۱۱، ۱۲، ۳۸، ۴۶، ۹۴ و ۹۵]. حوضه رسوبی سازند قم در طی بسته شدن نئوتتیس و فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی تشکیل شده است [۱ و ۱۸]. در نظریه ی دیگر فعالیت های آتشفشانی زمان ائوسن-الیگوسن زیرین و انبساط گوشته فوقانی باعث بالاآمدگی پوسته قاره ای ایران مرکزی و برقراری شرایط قاره ای (ته نشست رسوبات مربوط به سازند قرمز زیرین) شده است [۵۹]. اتمام فعالیت های آتشفشانی و سردشدگی گوشته فوقانی عاملی برای فرونشینی پوسته قاره ای ایران مرکزی و پیشروی آب دریا و تشکیل حوضه رسوبی سازند قم در زمان الیگوسن پسین-میوسن زیرین بوده است [۵۹]. حوضه رسوبی سازند قم توسط محققان به دو (زیر حوضه های پس کمان قم و پیش کمان اصفهان-سیرجان) و سه زیر حوضه (زیر حوضه های پس کمان قم، پیش کمان اصفهان-سیرجان و همچنین کمان ماگمایی ارومیه-دختر) تقسیم شده است [۷۴ و ۵۷] (شکل ۱). برش الگوی سازند قم به دلیل تغییرات رخساره ای زیاد تا به امروز معرفی نشده است [۱]. با این وجود در ناحیه قم این سازند با ضخامت ۱۲۰۰ متر عمدتاً شامل شیل، مارن، ماسه سنگ، آهک، کنگلومرا و سنگ های تبخیری (مانند ژپیس) بوده و به یازده عضو (g, f, e, d, c4, c3, c2, c1, b, a, Unnamed) تقسیم شده است [۱، ۲۳، ۸۵]. در ناحیه مورد مطالعه، سازند قم با ضخامت ۲۱۶ متر شامل (بخش فائده ای دارای واحد های توفی)، شیل و سنگ آهک های نازک، متوسط، ضخیم لایه تا توده ای (وجود خرده های پراکنده آذرین توفی در برخی از لایه های آهکی) می باشد. این سازند در این ناحیه بر روی سنگ های آتشفشانی ائوسن و در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است.

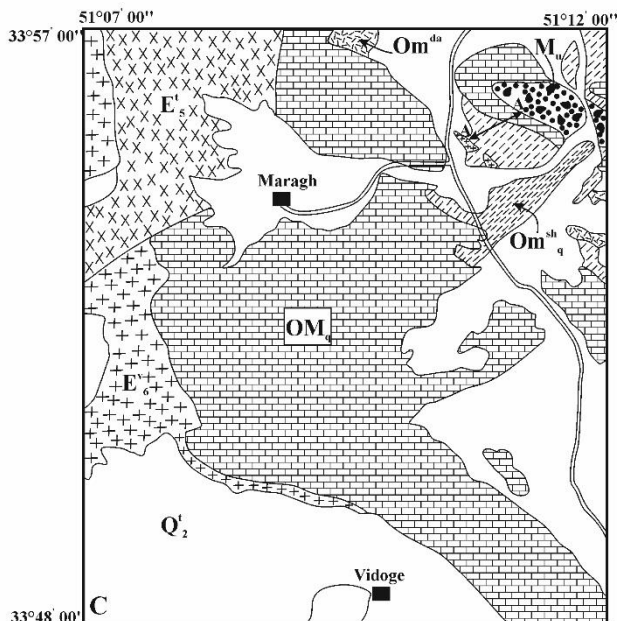


شکل ۱: A: نقشه پالئوژئوگرافی آبراه تیس در طی الیگوسن [۴۳ و ۷۴]. QB: زیرحوضه پس کمان قم، UD: کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ESB: زیر حوضه پیش کمان اصفهان-سیرجان. B: بلوک دیاگرام نشان دهنده زیر حوضه های پس کمان قم، درون کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پیش کمان اصفهان-سیرجان [۷۴].

۳- مواد و روش مطالعه

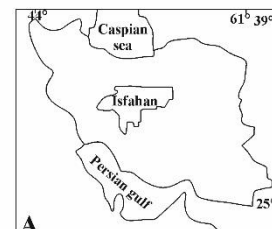
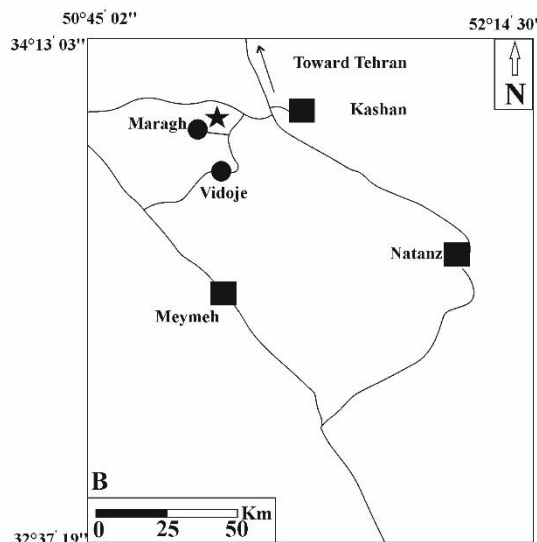
ناحیه مرق با مختصات جغرافیایی $N:33^{\circ}55'21''$ و $E:51^{\circ}11'04''$ در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهر کاشان قرار دارد (شکل ۲). در مجموع ۱۳۳ نمونه سخت آهکی و نرم شیلی از رسوبات سازند قم در ناحیه مرق به طور سیستماتیک به منظور بازسازی شرایط محیط دیرینه براساس ریز رخساره ها و شناسایی سکانس های رسوبی برداشت گردید. واحد های توفی موجود در بخش قائده ای توالی مورد مطالعه در ستون سنگ چینه نگاری به دلیل تمرکز بیشتر بر روی واحد های هدف (آهک و شیل) و طولانی نشدن ستون سنگ چینه نگاری، ترسیم نگردیده است. علاوه بر این، نمونه های نرم شیلی با استفاده از هیدروژن پراکساید (H_2O_2) ۱۰ درصد و روش انجماد و ذوب شسته شده و سعی گردید که میکروفسیل های موجود در این نمونه ها جداسازی شوند. ریز رخساره ها براساس بافت رسوبی، اندازه دانه، ترکیب دانه ها و محتوای فسیلی تفکیک و شناسایی گردیده اند. براساس منابعی از قبیل دانهام [۳۳] و امبری و کلوان [۳۴] بافت رسوبی در مقاطع نازک میکروسکوپی شناسایی گردید. فراوانی فرامینفر های کف زی بزرگ، مرجان، کورالیناسه آ و بریوزئر در ناحیه مورد مطالعه برای بازسازی و تفسیر محیط استفاده گردید. ویژگی های تافونومیکی (خردشدگی) (Fragmentation)، ساییدگی (Abrasion)، فرسایش زیستی (Bioerosion) و قشرسازی (Encrustation) در مقاطع نازک میکروسکوپی براساس منابعی مانند آلیسون و بوتجر

[۱۳]، سیلوستری و همکاران [۸۴] و بور-آرنال و همکاران [۲۲] شناسایی شده است. بیوینگتون-پنی [۱۵] یک طبقه بندی بر مبنای ارزیابی کیفی میزان آسیب دیدگی پوسته فرامینفر های کف زی بزرگ تحت تاثیر حمل و نقل و انرژی امواج معرفی کرد. این طبقه بندی شامل چهار رده یا category ((۰) عدم آسیب دیدگی پوسته فرامینفر ها (به ویژه حاشیه و قطبین پوسته)، (۱) آسیب دیدگی حاشیه پوسته فرامینفر های کف زی بزرگ (۲) از بین رفتن دیواره خارجی پوسته ی فرامینفر های کف زی و آسیب دیدگی قطبین صدف و (۳) خرد شدن پوسته فرامینفر های کف زی بزرگ به قطعات ریز) بوده و برای ارزیابی کیفی فرامینفر های کف زی در ناحیه مورد مطالعه استفاده شد.



Legend

- Q₂: Young terraces, and gravel fans
 - M_u: Red conglomerate, sandstone, marl, gypsum with some andesitic lava (Upper Red Formation)
 - ▨ Om^{da}: Dacitic andesite (subvolcanics)
 - ▩ Om_q: Dark grey shale, green marl, limestone, sandy marl, reefal limestone
 - ▧ Om^{sh}_q: Green marl, dark grey shale and sandy marl
 - ▤ E₆: Dark grey to reddish grey pyroclastics, lavas, and limestones
 - ▦ E₅: Grey, green, silicous tuff, tuff breccia, shale, marl, limestone, and pyroclastic rocks
- Qom Formation



- A**
- Symbols
road —
City ■
Village ●
Study Section A ←→ A'
Study Section ★

شکل ۲: A: نقشه ایران، B: راههای دسترسی ناحیه مرق (جنوب کاشان) [۲]، C: نقشه زمین شناسی ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان) [۳].

۴- بحث

۴-۱- ریز رخساره ها

براساس پراکنندگی فرامینفر های کف زی و دیگر آلوکم های اصلی نه ریزرخساره کربناته و یک رخساره آواری (شیل) در ناحیه مورد مطالعه تشخیص داده شد (شکل ۳). این ریز رخساره ها از سمت دریا به ساحل عبارتند از:

پلانکتونیک فرامینفرا مادستون (MF1)

فرامینفر های پلانکتون (۷ درصد) در این ریز رخساره حضور دارند. بافت این ریز رخساره گل پشٹییان است (شکل ۵D).

تفسیر:

فراوانی فرامینیفراهای پلانکتون گویای بخش عمیق دریا (شلف خارجی) با شرایط نوری آفوتیک و زیر سطح تاثیر امواج طوفانی است [۲۶، ۳۷ و ۵۰]. علاوه بر این عدم حضور فرامینیفراهای کف زی همزیست دار می تواند نشان دهنده این مطلب باشد که این ریز رخساره در زیر زون نوری تشکیل شده است [۳۲ و ۳۷]. مشابه این ریز رخساره از سازند های آسماری و شهبازان و همچنین منطقه مدیترانه گزارش شده است [۴، ۱۴، ۶۴، ۸۸ و ۹۱].

پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 2)

فرامینیفراهای پلانکتون (۱۰ درصد) و خرده های بایوکلاستی (۸۰ درصد) از قبیل بریوزتر آ، اکینودرم، کورالیناسه آ، گاسترپود از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. *Discorbis*، *Elphidium* و *miliolids* از اجزای فرعی این ریز رخساره محسوب می شوند (شکل ۵C). نرخ خردشدگی و ساییدگی در این ریزرخساره زیاد است و قشر سازی و تخریب زیستی در این ریزرخساره مشاهده نگردید.

تفسیر:

فراوانی فرامینیفراهای پلانکتون در این ریزرخساره گویای محیط دریای باز و محیط عمیق دریا است [۳۶ و ۴۹]. خردشدگی و ساییدگی آلوکم های اسکلتی اصلی (به جز فرامینیفراهای پلانکتون) نشان دهنده خردشدگی و حمل شدگی این فرامینیفراهای از بخش های کم عمق تر حوضه (به عنوان مثال لاگون و بخش کم عمق دریای باز) به بخش های عمیق تر حوضه رسوبی و همچنین محیط پرانرژی است [۵۰ و ۵۵]. ریزرخساره مذکور مشابه RMF-5 فلوجل [۳۶] بوده و در بخش خارجی شلف میانی تشکیل شده است. مشابه این ریز رخساره از سازند های آسماری و شهبازان توسط محققان گزارش شده است [۴، ۸۲، ۸۶ و ۹۲].

کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 3)

Amphistegina، *Neorotalia*، *Spiroclypeus*، *Heterostegina*، *Operculina*، *Nephrolepidina*، *Lepidocyclina*، *Miogypsinidae*، کورالیناسه آ و بریوزتر (۹۵ درصد) از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. از اجزای فرعی می توان به گاستروپود، اکینودرم، *Sphaerogypsina*، *Textularia*، *Elphidium* و *miliolids* نیز اشاره کرد (شکل ۵B). با این وجود در برخی مقاطع میزان خرده های بریوزتر افزایش می یابد. نرخ خردشدگی و ساییدگی از میزان متوسط تا زیاد متغیر است. قشر سازی به میزان کم تا متوسط در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شود. نرخ تخریب زیستی در این ریزرخساره کم است. میزان آسیب دیدگی پوسته فرامینیفراهای کف زی بزرگ در این ریزرخساره متوسط تا زیاد (category 2 and 3) است.

تفسیر:

حضور همزمان فرامینیفراهای کف زی بزرگ (از قبیل خانواده *Nummulitidae* و *Lepidocyclinidae*) و جلبک قرمز کورالیناسه آ گویای محیط شلف میانی (دریای باز) و شرایط نوری مزوفوتیک تا الیگوفوتیک است [۲۵، ۲۶، ۲۷، ۸۷ و ۷۰ و ۸۱]. علاوه بر این، فراوانی فونای شاخص دریای باز گویای این مطلب است که این ریز رخساره یک محیط دریای باز و زیر سطح تاثیر امواج عادی و بالای سطح تاثیر امواج طوفانی تشکیل شده است [۱۶، ۳۷، ۵۱ و ۷۱]. نرخ خردشدگی کم تا زیاد نشان دهنده انرژی کم تا زیاد محیط رسوب گذاری است [۸۴]. قشر سازی در محیط های پرانرژی مشاهده گردیده است [۲۲، ۳۰ و ۸۴]. نرخ آسیب دیدگی پوسته فرامینیفراهای کف زی در این ریزرخساره گویای حمل توسط امواج دریا و یا تخریب توسط جانورانی از قبیل ماهی ها، خارپوستان و دیگر ارگانسیم های تخریب گر است [۱۵]. براساس مطالب ذکر شده این ریزرخساره در محیط شلف میانی و با انرژی متوسط تا زیاد تشکیل شده است.

کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4)

مرجان (۳۰ درصد) و جلبک قرمز کورالیناسه آ (۶۰ درصد) از اجزای اصلی این ریزرخساره محسوب می شوند. از اجزای فرعی این ریزرخساره می توان به لپیدوسیکلینا، اپرکولینا، بریوزتر، گاسترپود و اکینودرم اشاره کرد (شکل ۵A). نرخ خردشدگی در این ریزرخساره از میزان کم تا متوسط متغیر است. میزان متوسط تا زیاد نشان دهنده نرخ ساییدگی است. قشر سازی از میزان کم تا زیاد متغیر بوده و میزان تخریب زیستی کم است. علاوه بر این، قشر سازی چند لایه ای را این ریزرخساره می توان مشاهده کرد.

تفسیر:

فراوانی جلبک قرمز کورالیناسه آ و کورال گویای محیط شلف میانی (زیر سطح تاثیر امواج عادی) و شرایط نوری مزوفوتیک تا الیگوفوتیک است [۳۶، ۶۵، ۶۶ و ۸۱]. این ریزرخساره در یک محیط با شرایط شوری نرمال دریایی و شرایط غذایی مزوتروفیک تا الیگوتروفیک رسوبگذاری کرده است [۴۰، ۴۷ و ۶۰]. مشابه این ریزرخساره از سازند های قم و شهبازان گزارش شده است [۴، ۵ و ۷]. میزان قشر سازی در عمق ۲۰ متری آب دریا به شدت افزایش می یابد [۳۹]. علاوه بر این، قشر سازی در محیط های پرانرژی و با نرخ رسوبگذاری کم به فراوانی گزارش شده است [۲۲، ۳۱ و ۸۴]. میزان کم تا متوسط خرد شدگی نشان می دهد انرژی محیط از میزان کم تا زیاد متغیر بوده است [۸۴]. قشر سازی به وسیله بریوزتر ها از محیط های با انرژی متوسط تا زیاد گزارش شده است [۲۱]. بر اساس مطالب ذکر شده، این ریزرخساره در محیط شلف میانی و یک محیط با انرژی کم تا زیاد تشکیل شده است. علاوه بر این، نرخ قشر سازی در این ریزرخساره تایید کننده این مطلب است که انرژی محیط از کم تا زیاد متغیر بوده است. در محیط های با میزان بالای مواد غذایی، بریوزتر ها به فراوانی حضور دارند [۴۹ و ۶۷]. قشر سازی چند لایه ای نیز نشان دهنده تغییر شرایط محیطی در این ریزرخساره است. در حقیقت، قشر سازی بریوزتر ها نشان دهنده ورود مواد غذایی و قشر سازی توسط کورالیناسه آ گویای عدم ورود مواد غذایی به محیط است.

کورال بانداستون (MF 5)

کلنی های پراکنده و ریف های تکه ای مرجانی (Patch reefs) در مطالعات صحرایی مشاهده گردید. کورال از اجزای اصلی این ریزرخساره محسوب می شود (شکل ۴E). از اجزای فرعی می توان به جلبک قرمز کورالیناسه آ، بریوزتر و اکینودرم اشاره کرد. خرد شدگی و ساییدگی در این ریزرخساره ناچیز و کم است. قشر سازی و تخریب زیستی در این ریزرخساره مشاهده نگردیدند.

تفسیر:

ریف های تکه ای و کلنی های پراکنده به عقیده محققان در محیط های لاگونی به فراوانی یافت می شوند [۲۰]. علاوه بر این، نبود ریف های واقعی نشان دهنده ورود میزان بالایی از مواد غذایی به محیط و شوری نسبتا بالای محیط است [۵۵]. مشابه این ریزرخساره در سازند های آسماری و قم مشاهده گردیده است [۷، ۱۴ و ۸۸]. نرخ اندک خردشدگی در کلنی های مرجانی گویای انرژی کم محیط رسوبگذاری است [۸۴].

بایوکلاست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینیفرا پکستون (MF 6)

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل فرامینیفرا های منفذ دار (*Amphistegina*, *Neorotalia*, *Lepidocyclina*, *Operculina*) (۴۵ درصد) و فرامینیفرا های بدون منفذ (*Pyrgo* و *Triloculina*, *Quinqueloculina*) (۴۰ درصد) و جلبک قرمز کورالیناسه آ (۱۰ درصد) می باشد (شکل ۴D). از اجزای فرعی می توان به خرده های دوکفه ای، اکینودرم و بریوزتر، *Elphidium* و *Textularia* اشاره کرد. خرد شدگی در این ریزرخساره از نرخ متوسط تا زیاد متغیر است. نرخ ساییدگی زیاد بوده و میزان

قشر سازی کم تا متوسط است. تخریب زیستی به مقدار کم مشاهده گردید. دیواره خارجی و قطبین پوسته در فرامینیفراهای کف زی بزرگ به شدت آسیب دیده و در مواردی پوسته به قطعات ریز تقسیم شده است (category 2 and 3).

تفسیر:

فراوانی فرامینیفراهای بدون منفذ و منفذ دار نشان دهنده محیط لاگونی نیمه محصور با بستری از علف زار های دریایی است [۹، ۱۷، ۶۲، ۷۶ و ۸۸]. در شرایط نوری یوفوتیک، فرامینیفراهای بدون منفذ و *Amphistegina* به حداکثر فراوانی خود می رسند [۶۹]. فرامینیفراهای بدون منفذ و منفذ دار در شرایط شوری زیاد و شرایط غذایی الیگوتروفیک-مزوتروفیک حضور دارند [۴۰، ۵۲، ۵۵، و ۶۵]. ریز رخساره مشابه با این ریزرخساره توسط براندانو و کوردا (۲۰۰۲) از بخش رمپ داخلی گزارش شده است [۲۴]. نرخ خرد شدگی و ساییدگی انرژی متوسط تا زیاد را برای این ریز رخساره نشان می دهد [۸۴]. در محیط های پرانرژی قشر سازی توسط ارگانسیم های قشر ساز افزایش می یابد [۶۵]. علاوه بر این، نرخ آسیب دیدگی پوسته فرامینیفراهای کف زی در این ریز رخساره گویای این مطلب است که امواج دریا باعث انتقال وسیع پوسته فرامینیفراهای کف زی شده و یا پوسته این فرامینیفراهای توسط ماهی ها و دیگر ارگانسیم های تخریب گر آسیب دیده اند [۱۵]. براساس مطالب ذکر شده، این ریز رخساره در یک محیط لاگونی و پرانرژی تشکیل شده است.

پلوئیدال بایوکلاست پکستون (MF 7)

اجزای اصلی این ریز رخساره شامل خرده های گاسترپود (۳۵ درصد)، دوکفه ای (۴۰ درصد) و پلوئید (۲۰ درصد) می باشند. نرخ خرد شدگی و ساییدگی در این ریز رخساره زیاد بوده ولی قشر سازی و تخریب زیستی در مقاطع نازک میکروسکوپی مشاهده نگردیدند (شکل ۴C).

تفسیر:

حضور فراوان گاسترپودها در محیط نشان دهنده شرایط لاگونی است [۵۳ و ۵۴]. در محیط های لاگونی امروزی، دوکفه ای ها حضوری فراوان دارند [۴۴]. خرد شدگی آلوکم های اسکلتی گویای انرژی بالای محیط است [۵۵]. براساس مطالب ذکر شده، این ریزرخساره در محیط لاگونی با انرژی بالا تشکیل شده است.

ایمپرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 8)

فرامینیفراهای بدون منفذ (miliolids) (۳۰ درصد) و خرده های گاسترپود، کورالیناسه آ و بریوزتر (۶۰ درصد) از اجزای اصلی این ریز رخساره هستند. خرد شدگی و ساییدگی دارای نرخ بالایی در این ریزرخساره است. قشر سازی به مقدار کم مشاهده می گردد و تخریب زیستی در این ریزرخساره مشاهده نگردید (شکل ۴B).

تفسیر:

حضور فرامینیفراهای بدون منفذ گویای محیط لاگون محصور است [۳۷ و ۷۶]. فراوانی فرامینیفراهای بدون منفذ شرایط شوری زیاد را در محیط رسوبگذاری نشان می دهند [۲۶، ۶۰ و ۳۶]. علاوه بر این، فراوانی میلیولید ها گویای شرایط نوری یوفوتیک در محیط رسوبگذاری است [۴۱]. نرخ امضاهای تافونومیکی (Taphonomic signatures) و مطالب ذکر شده نشان دهنده این مطلب است که این ریزرخساره در محیط لاگون محصور و پرانرژی ته نشین شده است.

سندی بایوکلاست پکستون/گرینستون (MF 9)

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل دانه های آواری (کوآرتز و خرده های آذرین توفی) (۲۵ درصد) و miliolids (۱۵ درصد) بوده و از اجزای فرعی می توان به خرده های بریوزتر، اکینودرم، کورالیناسه آ، *Operculina* و *Lepidocyclina* اشاره کرد (شکل ۴A).

تفسیر:

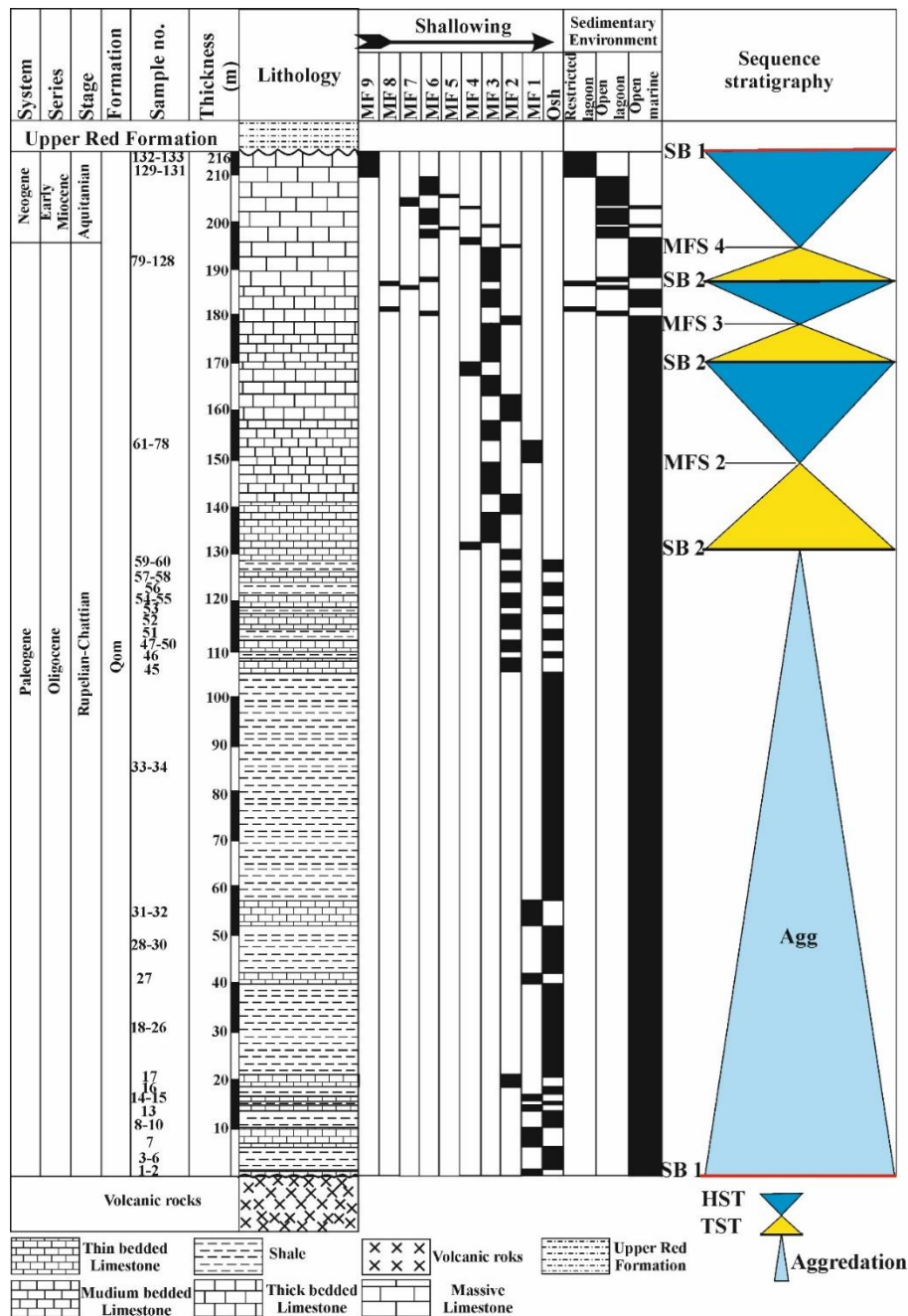
حضور همزمان دانه های آواری (کوارتز)، miliolids و خرده های گاستروپود شاخص یک محیط لاگونی محصور با سطح شوری بالا است [۷۶ و ۹۶]. در شرایط نوری یوفوتیک میلیولید ها به حداکثر فراوانی خود می رسند [۷۰]. رسوبات کربناته حاوی دانه های تخریبی سیلیکوکلاستیک در باتلاق های (Swamps) موجود در بخش کم عمق ساحلی یک لاگون تشکیل می شوند [۶۸]. مشابه این ریزرخساره توسط محققان از سازند های آسماری و قم گزارش شده است [۷ و ۱۰].

رخساره آواری (شیل)

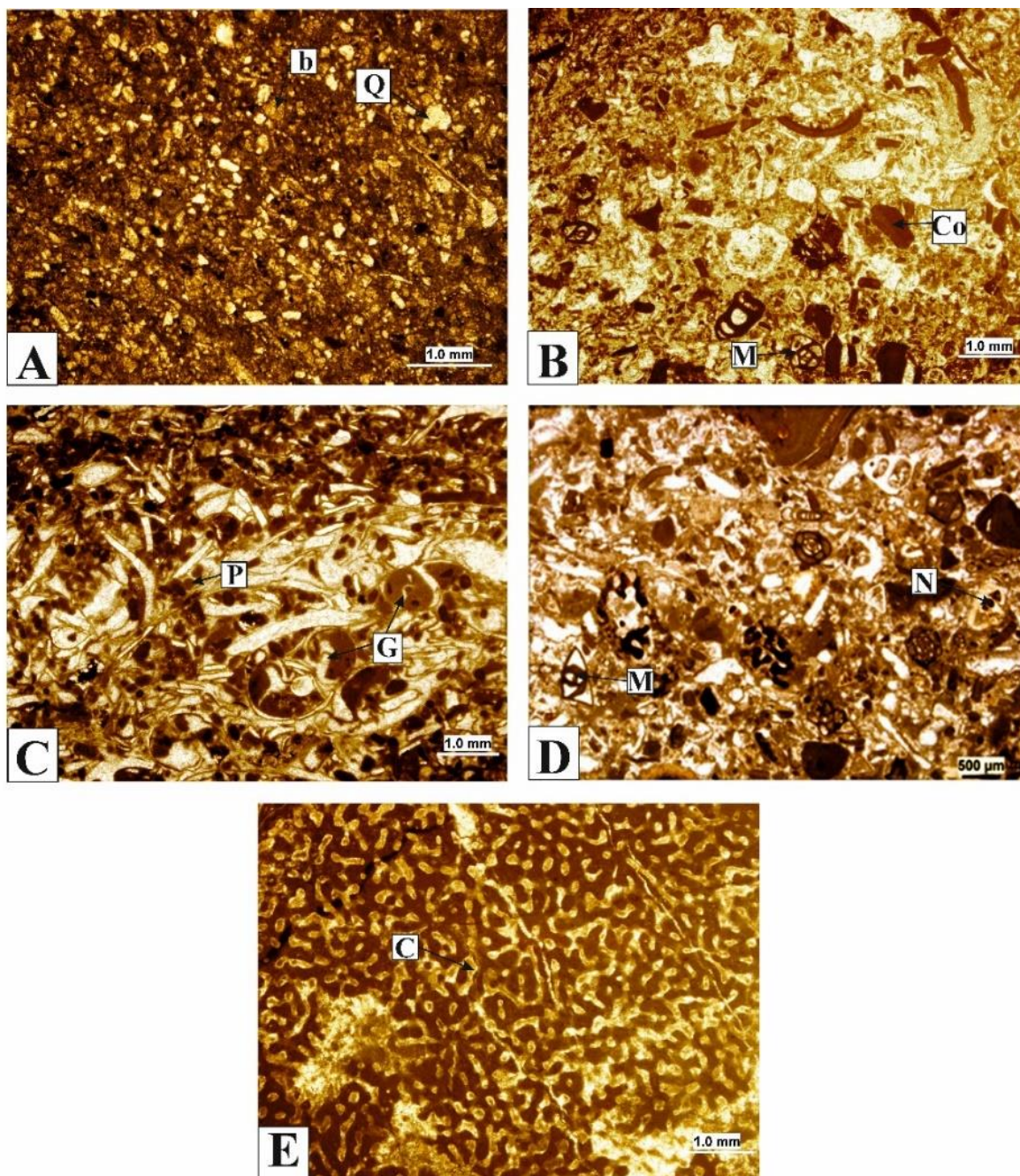
این رخساره آواری فاقد ساخت رسوبی در مطالعات صحرایی است. علاوه بر این، این رخساره فاقد آثار فسیلی است.

تفسیر:

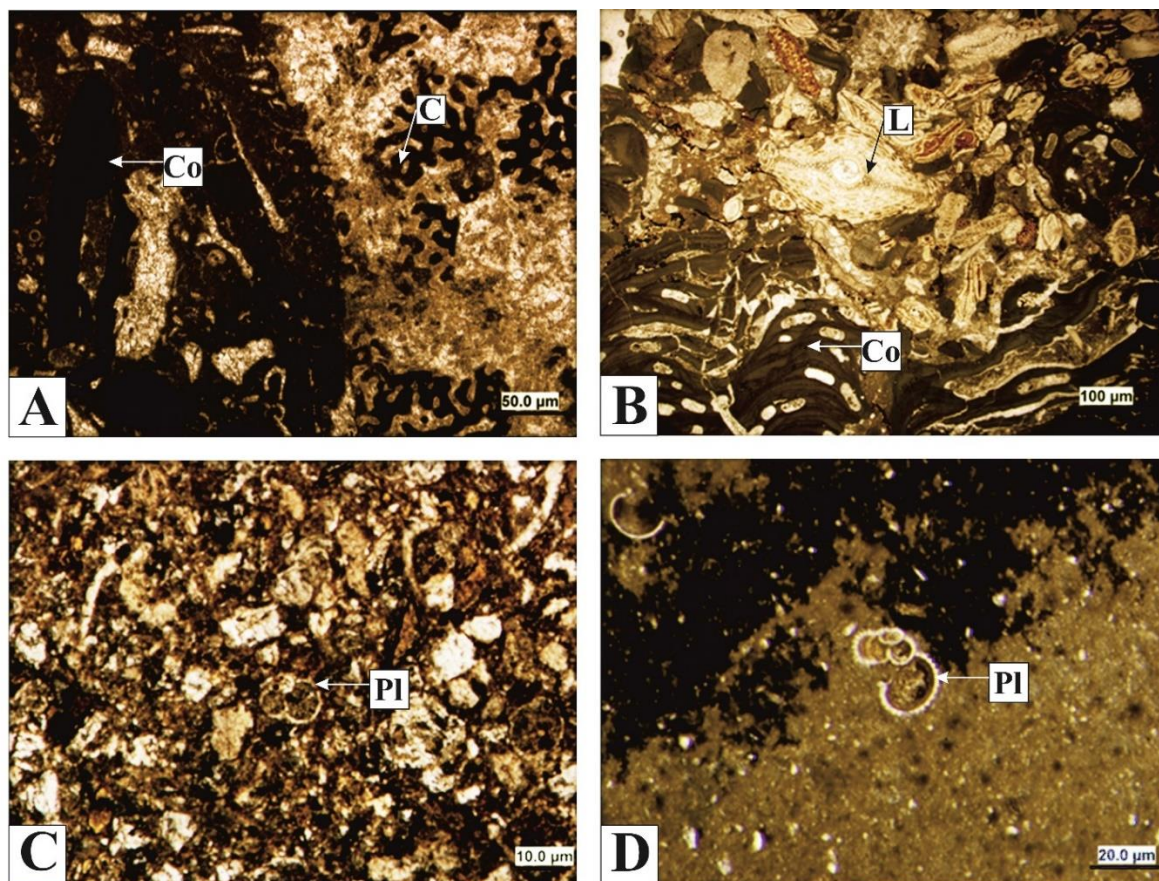
این رخساره آواری در تناوب با ریزرخساره های MF 1 و MF 2 قرار داشته و براساس جایگاه چینه شناسی احتمالا در بخش عمیق دریا تشکیل شده است.



شکل ۳: ستون پراکندگی ریز رخساره ها و سکانس های رسوبی سازند قم در ناحیه مرق (جنوب کاشان).



شکل ۴: ریز رخساره های لاگونی ناحیه مرق. **A**: سندی بایوکلست پکستون/گرینستون (MF 9). **Q**: کوارتز، **b**: بایوکلست. **B**: ایمپرفوریت فرامینیفرا بایوکلست پکستون (MF 8). **M**: miliolids، **Co**: کورالیناسه آ. **C**: پلوئیدال بایوکلست پکستون (MF 7). **P**: پلوئیدال، **G**: گاسترپود. **D**: بایوکلست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینیفرا پکستون (MF 6). **M**: miliolids، **N**: *Neorotalia*. **E**: کورال بانداستون (MF 5). **C**: مرجان

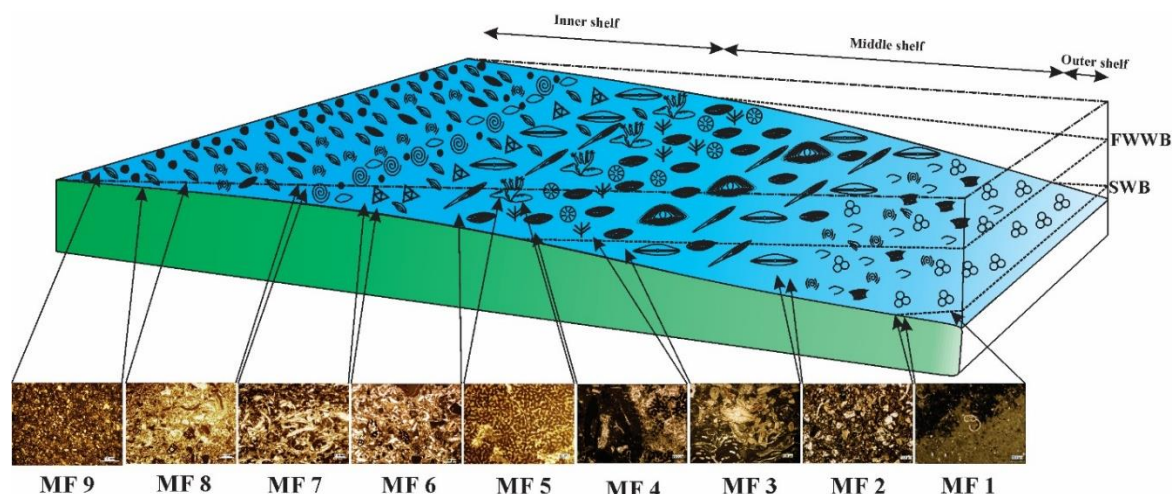


شکل ۵: ریز رخساره های دریای باز ناحیه مرق. A: کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4)، C: مرجان، Co: کورالیناسه آ. B: کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفر بایوکلست پکستون (MF 3)، Co: کورالیناسه آ، L: *Lepidocyclina*. C: پلانکتونیک فرامینیفر بایوکلست و کستون/پکستون (MF 2)، Pl: پلانکتون. D: پلانکتونیک فرامینیفر مادستون (MF1)، Pl: پلانکتون.

۵-مدل رسوب گذاری

یکی از ویژگی های شاخص پلت فرم های نوع رمپ کربناته وجود ریزرخساره های مربوط به سد بایوکلستی، ائیدی و ریفی است [۳۶، ۷۲ و ۷۳]. پراکندگی فرامینیفر های کف زی و پلانکتون، تغییرات عمودی ریزرخساره ها و همچنین نبود ریزرخساره های مربوط به محیط سد یا بار (ریزرخساره های مربوط به سد بایوکلستی، ائیدی و ریفی) نشان دهنده این موضوع است که رسوبات سازند قم در ناحیه مرق در یک پلت فرم کربناته از نوع شلف باز ته نشین شده است (شکل ۶). علاوه بر این، حضور آلوکم های ریزشی شاخص محیط لاگونی (از قبیل میلیولید) در ریزرخساره های MF 2 و MF 3 و همچنین نتایج مطالعات تافونومیکی نشان دهنده صحت مطالب ذکر شده است. پلت فرم شلف باز را می توان به سه محیط شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی تقسیم کرد. زیر محیط های لاگون محصور و نیمه محصور مربوط به شلف داخلی هستند. ریزرخساره های سندی بایوکلست پکستون/گرینستون (MF 9) و ایمپرفوریت فرامینیفر بایوکلست پکستون (MF 8) و به دلیل حضور فرامینیفر های بدون منفذ در زیر محیط لاگون محصور تشکیل شده اند [۳۷، ۷۶ و ۹۶]. فراوانی فرامینیفر های منفذ دار (از قبیل *Operculina* و *Lepidocyclina*) و بدون منفذ (مانند *Triloculina* و *Quinqueloculina*) و همچنین خرده های دوکفه ای و گاستروپود و کلنی های مرجانی (ریف های تکه ای) در ریزرخساره های پلوئیدال بایوکلست پکستون (MF 7)، بایوکلست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینیفر پکستون (MF 6) و کورال باندستون (MF 5) نشان دهنده محیط لاگونی نیمه محصور است [۹، ۲۰، ۴۴، ۵۳، ۶۲ و ۸۹]. ریزرخساره های کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون

(MF 4)، کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 3) و پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 2) حاوی فرامینیفرا های منفذ دار (از قبیل خانواده Nummulitidae و Lepidocyclinidae)، مرجان، جلبک قرمز کورالیناسه آ، پلانکتون و خرده های بریوزر آ، اکینودرم و گاسترپود بوده و در محیط شلف میانی رسوبگذاری کرده اند [۲۵، ۷۰، ۸۶ و ۸۱]. فراوانی فرامینیفرا های پلانکتون در ریزرخساره ی پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون (MF1) نشان دهنده شلف خارجی است [۲۴، ۵۰ و ۳۷].



Key to symbols

| | | | | |
|--------------|-------------------|--------------------|----------------|--------------------|
| ⊙ Gastropods | Operculina | Lepidocyclina | Triloculina | Corallinean crusts |
| ○ Bivalve | Amphistegina | Corallinean debris | Coral | miliolids |
| ● Peloid | Seagrass | Patch reef | Bivalve debris | miliolids debris |
| ⊕ Plankton | Gastropods debris | Quartz | | |

شکل ۶: مدل رسوبی سازند قم در ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان)

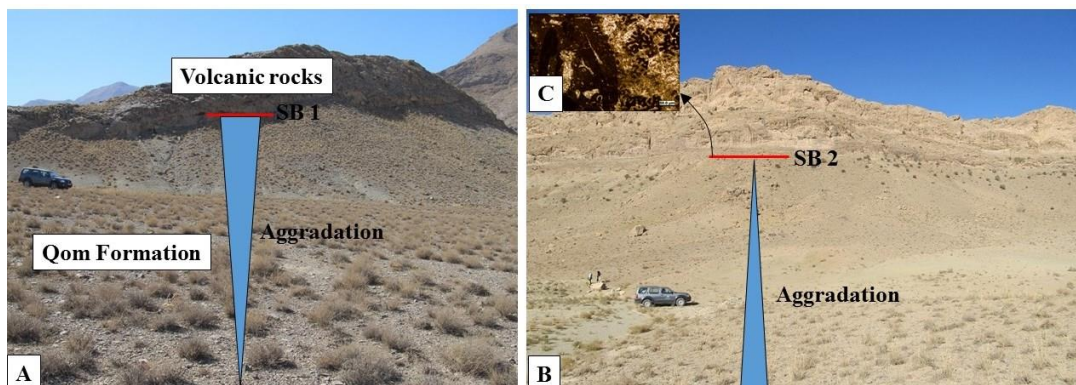
۶-چینه نگاری سکاسی

تکامل چینه نگاری سکاسی از چینه نگاری لرزه ای در اواخر قرن بیستم اتفاق افتاد [۳۵ و ۶۹]. در سال های بعدی، اصطلاحات مربوط به چینه نگاری سکاسی تعریف و مدل های مفهومی ارائه گردید [۴۲، ۸۰، ۸۹ و ۹۵]. این درحالی است که استاندارد سازی مفاهیم چینه نگاری سکاسی در سال های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ صورت گرفت [۲۸ و ۲۹]. سه سکانس کامل رسوبی درجه سه و یک سکانس ناقص رسوبی براساس منابعی از قبیل کاتینینو و همکاران [۲۸، ۲۹ و ۳۰] و امری و مایرز [۳۵] در ناحیه مرق شناسایی گردید (شکل ۳). بدین منظور ۱۳۳ نمونه سنگی برداشت شده به روش سیستماتیک برای شناسایی سکانس های رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت.

سکانس اول

این سکانس رسوبی ناقص تجمعی با ضخامت ۱۳۱ متر شامل توف، سنگ آهک های نازک لایه و شیل است (شکل ۷). مرز زیرین این سکانس رسوبی با سنگ های آتشفشانی ائوسن ناپیوسته و از نوع مرز سکاسی نوع اول (SB 1) است. این سکانس ناقص تجمعی از ریز رخساره های دریای باز و بخش عمیق دریا (کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 3)، پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 2) و پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون (MF1)) تشکیل شده است. مورلی و همکاران [۵۹] نشان دادند که گسل های محلی در حوضه رسوبی قم در طی زمان الیگوسن و میوسن فعال بوده و باعث فرونشینی حوضه قم در طی این دو زمان شده اند. علاوه بر این، یکسان بودن نرخ های فرونشینی و رسوبگذاری و همچنین ورود زیاد مواد آواری به حوضه رسوبی می تواند باعث تجمع رسوبات و ایجاد سکانس های تجمعی در حوضه رسوبی شود [۴۷]. ضخامت زیاد و قابل توجه رسوبات آواری (شیل و توف) در بخش پایینی توالی می

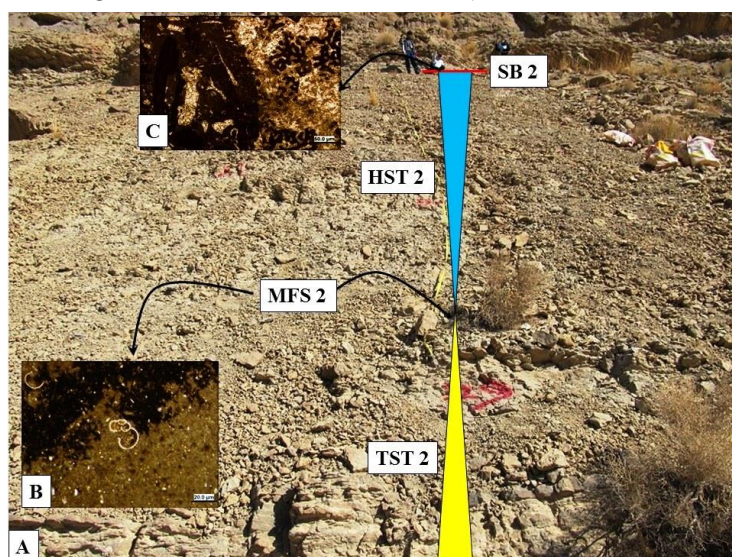
تواند گویای نرخ بالای ورود مواد آواری به حوضه رسوبی باشد که با فرونشینی حوضه رسوبی همراه بوده است. مشابه چنین شرایطی توسط مهیاد و همکاران [۵۶] از ناحیه اند آباد گزارش شده است. مرز این سکانس رسوبی با سکانس رسوبی دوم توسط ریز رخساره کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4) مشخص می شود.



شکل ۷: عکس سرزمین از سکانس رسوبی اول در ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان). A و B: عکس سرزمین از سکانس رسوبی اول: A: جهت دید به سمت جنوب غربی، B: جهت دید به سمت شمال.

سکانس رسوبی دوم

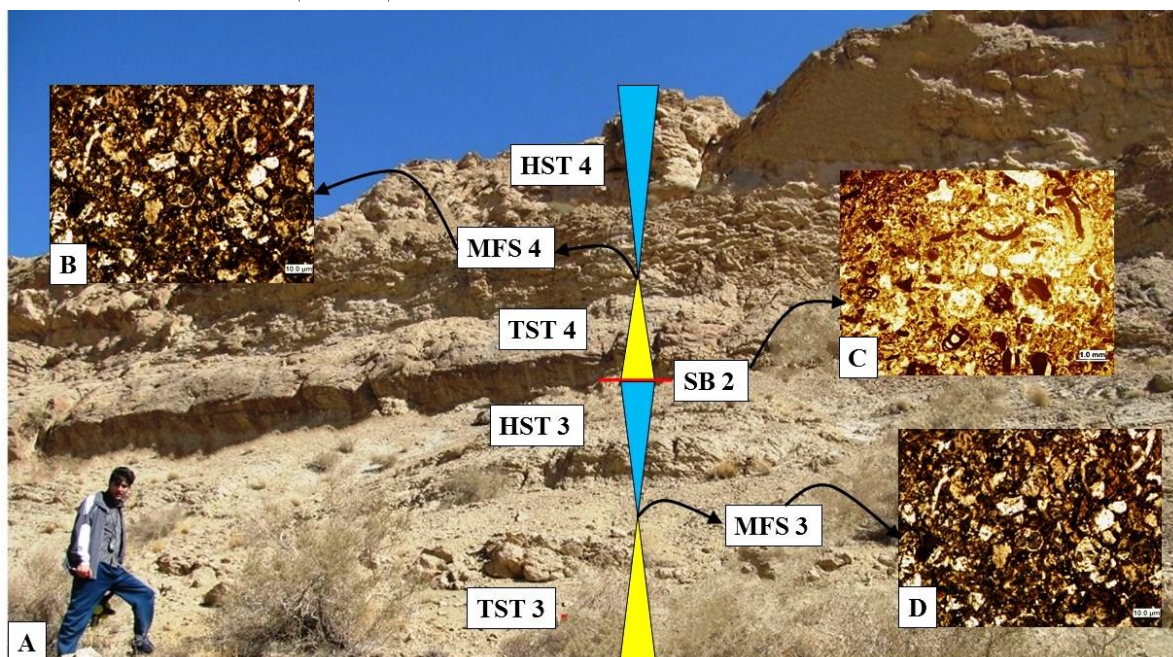
این سکانس رسوبی دارای ۳۹ متر ضخامت و شامل سنگ آهک های نازک، متوسط تا ضخیم لایه است (شکل ۸). سیستم تراکت پیشرونده (TST) در این سکانس رسوبی با ۱۸,۵ متر ضخامت از ریز رخساره های کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4)، کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 3) و پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاست وکستون/پکستون (MF 2) تشکیل شده است. حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) با ریز رخساره پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون (MF1) مشخص می شود. سیستم تراکت پسرونده (HST) با ۲۰,۵ متر ضخامت شامل ریز رخساره های کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4)، کورالیناسه آ پرفوریت فرامینیفرا بایوکلاست پکستون (MF 3)، پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاست وکستون/پکستون (MF 2) و پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون (MF1) می باشد. مرز سکانسی بین سکانس های دوم و سوم توسط ریز رخساره کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4) مشخص می شود.



شکل ۸: A: عکس سرزمین از سکانس رسوبی دوم (جهت دید به سمت شمال). B: عکس مقطع نازک میکروسکوپی از حداکثر پیشروی آب دریا (MFS). C: عکس مقطع نازک میکروسکوپی از مرز سکانسی بین سکانس اول و دوم.

سكانس رسوبی سوم

ضخامت این سکانس رسوبی ۱۸ متر بوده و شامل سنگ آهک های متوسط، ضخیم لایه تا توده ای است (شکل ۹). سیستم تراکت پیشرونده (TST) با ضخامت ۸ متر شامل رسوبات متعلق به محیط دریای باز (کورالیناسه آ پرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 3)) است. ریز رخساره پلانکتونیک فرامینفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 2) نشانگر حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) است. سیستم تراکت پسرونده (HST) با ضخامت ۱۰ متر از رسوبات متعلق به محیط های دریای باز (کورالیناسه آ پرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 3) و پلانکتونیک فرامینفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 8)) و لاگون (ایمپرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 8))، پلوئیدال بایوکلاست پکستون (MF 7) و بایوکلاست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینفرا پکستون (MF 6)) تشکیل شده است. ریز رخساره ایمپرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 8) مشخص کننده مرز سکانسی بین سکانس رسوبی سوم و چهارم است.

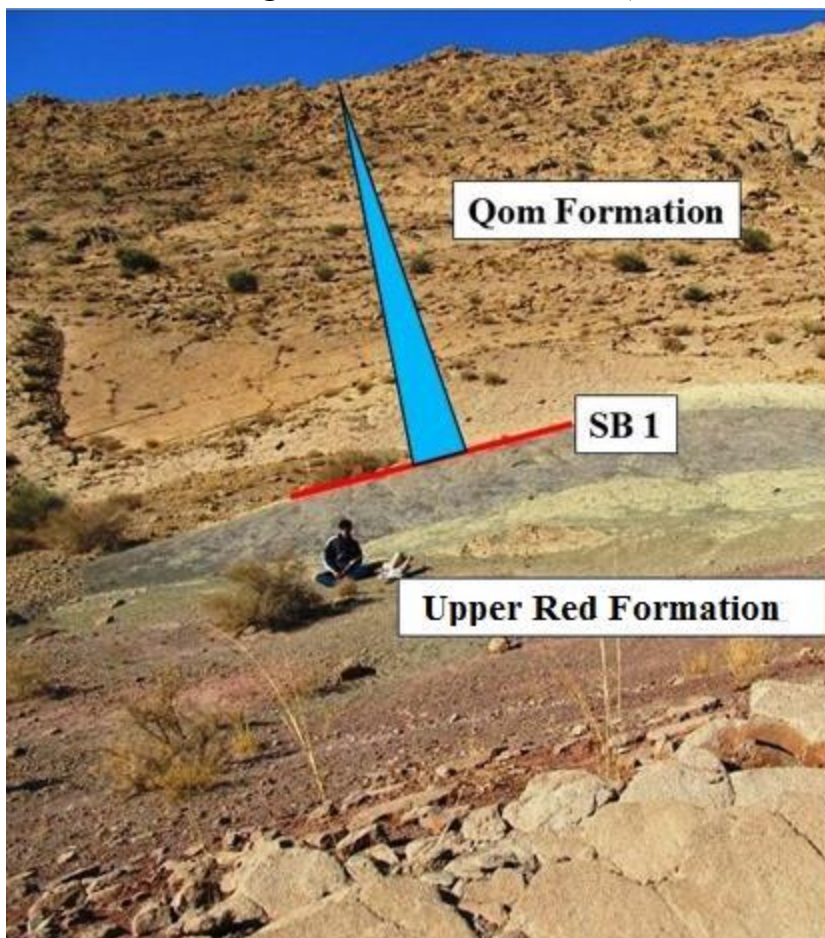


شکل ۹: A: عکس سرزمین از سکانس رسوبی سوم و چهارم در ناحیه مرق (جنوب غرب کاشان) (جهت دید به سمت شمال). B: عکس مقطع نازک میکروسکوپی از حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) مربوط به سکانس رسوبی چهارم. C: عکس مقطع نازک میکروسکوپی از مرز سکانسی بین سکانس سوم و چهارم. D: مقطع نازک میکروسکوپی از حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) مربوط به سکانس رسوبی سوم.

سكانس رسوبی چهارم

این سکانس رسوبی با ضخامت ۲۸ متر از سنگ آهک های توده ای تشکیل شده است (شکل ۹). سیستم تراکت پیشرونده (TST) با ضخامت ۷ متر در این سکانس با رسوبات متعلق به محیط های لاگون (بایوکلاست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینفرا پکستون (MF 6)) و دریای باز (کورالیناسه آ پرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 3)) مشخص می شوند. ریز رخساره پلانکتونیک فرامینفرا بایوکلاست و کستون/پکستون (MF 2) در حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) تشکیل شده است. سیستم تراکت پسرونده (HST) با ضخامت ۲۱ متر شامل ریز رخساره های سندی بایوکلاست پکستون/گرینستون (MF 9)، پلوئیدال بایوکلاست پکستون (MF 7)، بایوکلاست کورالیناسه آ ایمپرفوریت و پرفوریت فرامینفرا پکستون (MF 6)، کورال بانداستون (MF 5)، ریز رخساره های کورال کورالیناسه آ پکستون/رودستون (MF 4)،

کورالیناسه آ پرفوریت فرامینفرا بایوکلاست پکستون (MF 3) و پلانکتونیک فرامینفرا بایوکلاست وکستون/پکستون (MF 2) است. مرز بین سکانس رسوبی چهارم و سازند قرمز بالایی ناپیوسته و از نوع مرز سکانسی اول (SB 1) است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: عکس سرزمین از مرز سکانسی بین سکانس رسوبی چهارم متعلق به سازند قم و سازند قرمز بالایی (جهت دید به سمت جنوب).

۷- نتیجه گیری

ناحیه مرق (مختصات جغرافیایی "N:33°55'21" و "E:51°11'04") در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان کاشان قرار گرفته است. سازند قم با ناپیوستگی بر روی سنگ های آتشفشانی و زیر سازند قرمز بالایی قرار دارد. از توالی مورد مطالعه در مجموع ۱۳۳ نمونه سخت آهکی و نرم شیلی برداشت گردید. براساس مطالعات رسوب شناسی ۹ ریز رخساره و یک رخساره آواری شناسایی گردید که این ریز رخساره ها و رخساره آواری در یک پلت فرم شلف باز رسوبگذاری کرده اند. این پلت فرم کربناته را می توان به سه محیط شلف داخلی (لاگون محصور و نیمه محصور)، شلف میانی و شلف خارجی تقسیم کرد. ریز رخساره های MF 1، MF 2، MF 3، MF 4، MF 5، MF 6، MF 7، MF 8، MF 9 و MF 10 در محیط شلف داخلی، ریز رخساره های MF 11 و MF 12 در محیط شلف میانی و ریز رخساره MF 13 و رخساره آواری (شیل) در محیط شلف خارجی تشکیل شده اند. براساس مطالعات چینه نگاری سکانسی و توزیع عمودی ریز رخساره ها، سه سکانس رسوبی کامل درجه ۳ و یک سکانس رسوبی ناقص در ناحیه مرق شناسایی گردید.

سپاس و قدردانی

نویسندگان از حمایت مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان در تالیف این مقاله تقدیر و تشکر می نمایند. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر ناصر رئیس السادات و دکتر محمد وحیدی نیا تشکر و قدردانی می گردد.

منابع

- [۱] آقائاتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- [۲] بختیاری، س.، ۱۳۹۲، اطلس راه های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۱:۱۰۰۰۰۰۰
- [۳] فرشچی، م.، حدادیان، ع. و افشاریان زاده، ژ.، ۱۹۹۳، نقشه زمین شناسی چهارگوش کاشان: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۲۵۷، مقیاس ۱:۱۰۰/۰۰۰.
- [۴] قنبرلو، ح.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع. و رحمانی، ع.، ۱۳۹۶، ریز رخساره ها و محیط رسوبی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب لرستان، فصلنامه زمین شناسی ایران، جلد ۱۱، شماره ۴۱، ۶۳-۷۸.
- [۵] محمدیان اصفهانی، م.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۲، بررسی ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه بیجگان (شمال شرق دلیجان)، رخساره های رسوبی، جلد ۶، شماره ۱، ۶۵-۷۶.
- [۶] محمدی، ا. و عامری، ح.، ۱۳۹۵، ریزرخساره ها و مدل رسوبگذاری سازند قم در ناحیه خورآباد (جنوب شرقی قم)، پژوهش های دانش زمین، جلد ۷، شماره ۲۸، ۳۷-۵۸.
- [۷] مهیاد، م.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح. و صیرفیان، ع.، ۱۳۹۷، بازسازی شرایط محیط رسوبی دیرینه و شناسایی سکانس های رسوبی موجود در سازند قم براساس میکروفاسیس ها در ناحیه کهک (جنوب غرب قم)، نشریه علمی-پژوهشی زمین شناسی نفت ایران، جلد هشتم، شماره ۱۵، ۳۲-۴۸.
- [8] ABBASI, G., MOTAMEDI, H., ORANG, K., and NICKANDISH, A.A., 2020, Petroleum Geology of the Western Part of the Central Iran Basin: *Journal of Petroleum Geology*, **43**(2), 171–190.
- [9] AFZAL, J., WILLIAMS, M., LENG, M.J., and ALDRIDGE, R.J., 2011, Dynamic response of the shallow marine benthic ecosystem to regional and pan-Tethyan environmental change at the Paleocene–Eocene boundary: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **309**(3), 141–160.
- [10] ALLAHKARAMPOUR-DILL, M., SEYRAFIAN, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2010, The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: *Carbonates Evaporites*, **25**, 145–160.
- [11] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *American Journal of Science*, **304**(1), 1–20.
- [12] ALLEN, M.B. and ARMSTRONG, H. A., 2008, Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**, 52–58.
- [13] ALLISON, P.A. and BOTTJER, D.J. 2011, Taphonomy: process and bias through time: *Springer, New York*, 603.
- [14] AMIRSHAHKARAMI, M., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and TAHERI, A., 2007, Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran: *Historical Biology*, **19**(2), 173–183.
- [15] BEAVINGTON-PENNEY, S.J., 2004, Analysis of the effects of abrasion on the test of Palaeonummulites venosus: implications for the origin of nummulithoclastic sediments: *Palaios*, **19**(2), 143–155.

- [16] BEAVINGTON-PENNEY, S.J., WRIGHT, V.P., and RACEY, A., 2005, Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia: *Sedimentology*, **52**(3), 537–569.
- [17] BEAVINGTON-PENNEY, S.J., WRIGHT, V.P., and RACEY, A., 2006, The middle Eocene Seeb Formation of Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings: *Journal of Sediment Research*, **76**, 1137–1161.
- [18] BERBERIAN, M., 2005, The 2003 Bam urban earthquake: A predictable seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut block, southeast Iran: *Earthquake Spectra*, **21**(1), 35–99.
- [19] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210–265.
- [20] BERESI, M.S., CABALERI, N.G., LÖSER, H., and ARMELLA, C., 2016, Coral patch reef system and associated facies from southwestern Gondwana: paleoenvironmental evolution of the Oxfordian shallow-marine carbonate platform at Portada Covunco, Neuquén Basin, Argentina: *Facies*, **63**, 1–22.
- [21] BERNING, B., REUTER, M., PILLER, W.E., HARZHAUSER, M., and KROH, A., 2009, Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran): *Facies*, **55**(2), 227–241.
- [22] BOVER-ARNAL, T., FERRANDEZ-CANADELL, C., AGUIRRE, J., ESTEBAN, M., FERNANDEZ-CARMONA, J., ALBERT-VILLANUEVA, E., and SALAS, R., 2017, Late Chattian platform carbonates with benthic foraminifera and coralline algae from the SE Iberian plate: *Palaios*, **32**, 61–82.
- [23] BOZORGNIA, F., 1966, Qom Formation Stratigraphy of the Central basin of Iran and its intercontinental position: *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, **24**, 69–76.
- [24] BRANDANO, M. and CORDA, L., 2002, Nutrients, sea level and tectonics: constrainsfor the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy: *Terra Nova*, **14**(4), 257–262.
- [25] BRANDANO, M., CORNACCHIA, I., RAFFI, I., and TOMASSETTI, L., 2016, The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy): *Sedimentary Geology*, **1**, 1–14.
- [26] BRANDANO, M., FREZZA, V., TOMASSETTI, L., and PEDLEY, M., 2009, Facies analysis paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower CorallieLimestone Formation), Malta: *Sedimentology*, **56**, 1138–1158.
- [27] BRANDANO, M., LIPPARINI, L., CAMPAGNONI, V., and TOMASSETTI, L., 2012, Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy): *Sedimentary Geology*, **255**, 29–41.
- [28] CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., and GILES, K.A., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: *Earth-Science Reviews*, **1**, 1–33.
- [29] CATUNEANU, O., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIANOLLA, P., GIBLING, M.R., and GILES, K.A., 2010, Thematic Set: Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development: *First break*, **1**, 41–54.

- [30] CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDALL, C.G.S.C., MIAL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., and TUCKER, M.E., 2011, Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature: *Newsletters on Stratigraphy*, **44**, 173–245.
- [31] COSOVIC, V., DROBNE, K., and IBRAHIMPASIĆ, H., 2012, The role of taphonomic features in the palaeoecological interpretation of Eocene carbonates from the Adriatic carbonate platform (PgAdCP): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **265**, 101–112.
- [32] ČOSOVIĆ, V., DROBNE, K., and MORE, A., 2004, Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrain Peninsula): *Facies*, **50**, 61–75.
- [33] DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W.E. (Eds.), Classification of carbonate rocks, -A symposium: American Association Petroleum Geologist, **1**, 108–121.
- [34] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730–781.
- [35] EMERY, D. and MYERS, K., 1996, Sequence stratigraphy: *BP Exploration, Stockley Park, London*, 297.
- [36] FLUGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: *Springer-Verlag, Berlin*, 976.
- [37] GEEL, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in outwestern Spain: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **155**(155), 211–238.
- [38] GOLONKA, J., 2000, Cambrian–Neogen Plate Tectonic Maps: *Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, Poland*, 125.
- [39] GREENSTEIN, B.J. and PANDOLFI, J.M., 2003, Taphonomic alteration of reef corals: Effects of reef environment and coral growth form II: The Florida Keys: *Palaios*, **18**, 495–509.
- [40] HALFAR, J., GODINEZ-ORTA, L., MUTTI, M., VALDEZ-HOLGUÍN, J.E., and BORGES, J.M., 2004, Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico: *Geology*, **32**, 213–216.
- [41] HALLOCK, P. and POMAR, L., 2009, Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats: *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, Ft. Lauderdale, Florida*, 16–20.
- [42] HANDFORD, C.R. and LOUCKS, R.G., 1993, Carbonate depositional sequences and systems tracts/responses of carbonate platforms to relative sea level changes: In: Loucks, R.G., and Sarg, J.F. (Eds.), Carbonate sequence stratigraphy – Recent developments and applications. *American Association of Petroleum Geologists (Memoir)*, **1**, 3–41.
- [43] HARZHAUSER, M. and PILLER, W.E., 2007, Benchmark data of a changing sea—palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene: *Paleogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **253**, 8–31.
- [44] HAUSER, I., OSCHMANN, W., and GISCHLER, E., 2007, Modern bivalve shell assemblages on three atolls offshore Belize (Central America, Caribbean Sea): *Facies*, **53**(4), 451–478.
- [45] HEYDARI, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, **451**(1), 56–70.

- [46] HORTON, B. K., HASSANZADEH, J., STOCKLIN, D.F., AXEN, G.J., GILLIS, R. J., GUEST, B., AMINI, A., FAKHARI, M.D., ZAMANZADEH, S.M., and GROVE, M., 2008, Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics: *Tectonophysics*, **451**(1), 97–122.
- [47] HOTTINGER, L., 2000, Functional Morphology of Benthic Foraminiferal Shells, Envelopes of Cells beyond Measure: *Micropaleontology*, **46**, 57–86.
- [48] HOWELL, J.A. and FLINT, S.S., 1996, A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins: *Geological Society, London, Special Publications*, **104**(1), 129–137.
- [49] KLICPERA, A., MICHEL, J., and WESTPHAL, H., 2015, Facies patterns of a tropical heterozoan carbonate platform under eutrophic conditions: the Banc d'Arguin, Mauritania: *Facies*, **61**(1), 1–24.
- [50] KNOERICH, A.C. and MUTTI, M., 2003, Controls of facies and sediment composition on the diagenetic pathway of shallow water heterozoan carbonats: the Oligocene of the Maitese Islands: *International Journal of Earth Sciences*, **92**(4), 494–510.
- [51] KOVÁCS, S. and ARNAUD-VANNEAU, A., 2004, Upper Eocene Paleobathymetry approach based on Paleocological Assemblages from the Pleșca Valley 2. outcrop, Transylvania—a preliminary report: *Acta Palaeontologica Romaniaae*, **4**, 191–202.
- [52] LANGER, M.R. and HOTTINGER, L., 2000, Biogeography of selected "larger" foraminifera: *Micropaleontology*, **46**, 105–126.
- [53] LEE, Y.I., HYEONG, K., and YOO, C.M., 2001, Cyclic sedimentation across a middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation), Korea: *Facies*, **44**(1), 61–73.
- [54] LOUCKS, R.G., MOODY, R.T.J., BELLIS, J.K., and BROWN, A.A., 1998, Regional depositional setting and pore network systems of the El Garia Formation (Metlaoui Group, Lower Eocene), offshore Tunisia: *Geological Society, London, Special Publications*, **132**(1), 355–374.
- [55] LUCI, L., 2010, Encrusting patterns and life habit of Mesozoic trigonoids: a case study of Steinmanella quintucoensis (Weaver) from the Early Cretaceous of Argentina: *Lethaia*, **43**(4), 529–544.
- [56] MAHYAD, M., SAFARI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., and SEYRAFIAN, A., 2019, Biofacies, taphofacies, and depositional environments in the north of Neotethys Seaway (Qom Formation, Miocene, Central Iran): *Russian Geology and Geophysics*, **60**(12), 1368–1384.
- [57] MOHAMMADI, E., HASANZADEH-DASTGERDI, M., GHAEDI, M., DEGHAN, R., SAFARI, A., VAZIRI-MOGHADDAM, H., BAIZIDI, C., VAZIRI, M.R., and SFIDARI, E., 2013, The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway: *Carbonates and Evaporites*, **28**, 321–345.
- [58] MOHAMMADI, E., HASANZADEH-DASTGERDI, M., SAFARI, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2018, Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran: *Carbonates and Evaporites*, **1**, 1–14.
- [59] MORLEY, C.K., KONGWUNG, B., JULAPOUR, A.A., ABDOLGHAFOURIAN, M., HAJIAN, M., WAPLES, D., WARREN, J., OTTERDOOM, H., SRISURIYON, K., and KAZEMI, H., 2009, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area: *Geosphere*, **5**(4), 325–362.

- [60] MOSSADEGH, Z.K., HAIG, D.W., ALLAN, T., ADABI, M.H., and SADEGHI, A., 2009, Salinity changes during late Oligocene to early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains. Iran: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **272**, 17–36.
- [61] NADIMI, A., 2007, Evolution of the Central Iranian basement: *Gondwana Research*, **12**(3), 324–333.
- [62] NEBELSICK, J.H., BASSI, D., and LEMPP, J., 2013, Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy): *Facies*, **59**, 133–148.
- [63] PAYROS, A., PUJALTE, V., TOSQUELLA, J., and ORUE-ETXEBARRIA, X., 2010, The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems: *Sedimentary Geology*, **228**(3), 184–204.
- [64] PEDLEY, M., 1996, Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region), In: Franseen, E.K., Esteben, M., Ward, W.C., and Rouchy, J. M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef complexes of Mediterranean Regions: *SEPM Concept Sediment Paleontology*, **5**, 247–259.
- [65] PERRY, C.T., 2005, Structure and development of detrital reef deposits in turbid nearshore environments, Inhaca Island, Mozambique: *Marine Geology*, **214**(1-3), 143-161.
- [66] POMAR, L., BACETA, J.I., HALLOCK, P., MATEU-VICENS, G., and BASSO, D., 2017, Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic: *Marine and Petroleum Geology*, **83**, 261–304.
- [67] POMAR, L., BRANDANO, M., and WESTPHAL, H., 2004, Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: *Sedimentology*, **51**(3), pp.627-651.
- [68] POMAR, L., ESTEBAN, M., MARTINEZ, W., ESPINO, D., DEOTT, V.C., BENKOVICS, L., and LEYVA, T.C., 2015, Oligocene–Miocene carbonates of the Perla Field, Offshore Venezuela: Depositional model and facies architecture, In: Bartolini, C., and P. Mann, eds., Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean margin: *AAPG Mermior, The American Association of Petroleum Geologist*, **1**, 647–674.
- [69] POMAR, L. and HAQ, B.U., 2016, Decoding depositional sequences in carbonate systems: Concepts vs experience: *Global Planetary Change*, **146**, 190–225.
- [70] POMAR, L., MATEU-VICENS, G., MORSILLI, M., and BRANDANO, M., 2014, Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **404**, 109–132.
- [71] RASSER, M.W., SCHEIBNER, C., and MUTTI, M., 2005, A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian troical carbonate factories (Corbieres, France Pyrenees, Spain): *Facies*, 51 1-4, p. 218-232.
- [72] READ, J.F., 1982, Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins-types, characteristics and evolution: *Tectonophysics*, **81**(3-4), 195–212.
- [73] READ, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: *Geological Society of America Bulletin*, **69**(1), 1–21.
- [74] REUTER, M., PILLER, W.E., HARZHAUSER, M., MANDIC, O., BERNING, B., RÖGL, F., KROH, A., AUBRY, M.P., WIELANDT-SCHUSTER, U., and HAMEDANI, A., 2009, The Oligo-/Miocene Qom

- Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways: *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 627–650.
- [75] RIEGL, B., POIRIEZ, A., JANSON X., and BERGMAN, K.L., 2010, The gulf: facies belts, physical, chemical, and biological parameters of sedimentation on a carbonate ramp, In: Westphal, H., Reigl, B., and Eberli, G.P., (Eds.), *Carbonate Depositional Systems, Assessing Dimensions and Controlling Parameters*: Springer, **1**, 145–213.
- [76] ROMERO, J., CAUS, E., and ROSELL, J., 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**(1), 43–56.
- [77] SAFARI, A., GHANBARLOO, H., MANSOURY, P., and ESFAHANI, M.M., 2020a, Reconstruction of the depositional sedimentary environment of Oligocene deposits (Qom Formation) in the Qom Basin (northern Tethyan seaway), Iran: *Geologos*, **26**(2), 93–111.
- [78] SAFARI, A., GHANBARLOO, H., ESFAHANI, M.M., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2020b, Age determination of the Oligocene Qom Formation and interpretation of palaeoenvironments in the Qom back-arc basin (northern Neotethys) using benthic foraminifera: *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **171** (4), 503–519.
- [79] SAFARI, A., GHANBARLOO, H., KASIRI, A. and PURNAJJARI, S.M., 2020c, Sedimentary environment and depositional sequences of the Oligocene Qom Formation in Central Iran based on microfacies and microtaphofacies analysis: *Carbonates and Evaporites*, **35**(4), 1–22.
- [80] SARG, J.F., 1988, Carbonate sequence stratigraphy, In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., (Eds.), *Sea-Level Changes: An integrated approach*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **43**, 155–181.
- [81] SARKAR, S., 2017, Microfacies analysis of larger benthic foraminifera-dominated Middle Eocene carbonates: a palaeoenvironmental case study from Meghalaya, NE India (Eastern Tethys): *Arabian Journal of Geosciences*, **5**, 1–13.
- [82] SEDDIGHI, M., VAZIRI-MOGHADDAMA, H., TAHERI, A., and GHABEISHAVI, A., 2011, Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran: *Historical Biology*, **1**, 1–10.
- [83] SEYRAFIAN, A. and TORABI, H., 2005, Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene?), north of nain, Southern trend of the Central Iranian Basin: *Carbonates and Evaporates*, **20**(1), 82–90.
- [84] SILVESTRI, G., BOSELLINI, F.R., and NEBELSICK, J.H., 2011, Microtaphofacies analysis of lower Oligocene turbid-water coral assemblages: *Palaios*, **26**, 805–820.
- [85] SODER, P.A., 1955, The Tertiary of the Qom, Shurab Area: *National Oil Company, Geology Report*, **123**, 3–79. Unpublished.
- [86] SOOLTANIAN, N., SEYRAFIAN, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2011, Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran: *Carbonates Evaporites*, **26**(2), 167–180.

- [87] QUARANTA, F., TOMASSETTI, L., VANNUCCI, G., and BRANDANO, M., 2012, Coralline algae as environmental indicators: a case study from the Attard member (Chattian, Malta): *Geodiversitas*, **1**, 151–166.
- [88] TAHERI, A., 2010, Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan: *Stratigraphy Sedimentology*, **40**(3), 15–30.
- [89] TOMASSETTI, L., BENEDETTI, A., and BRANDANO, M., 2016, Middle Eocene seagrass facies from Apennine carbonate platforms (Italy): *Sedimentary Geology*, **335**, 136–149.
- [90] VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., and MITCHUM, R.M.J.R., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.St.C.H., Posamentier, W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., (Eds.), *Sea- Level Changes: An integrated approach*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **1**, 39–45.
- [91] VAZIRI-MOGHADDAM, H., KIMIAGARI, M., and TAHERI, A., 2006, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, **52**(1), 41–51.
- [92] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN, A., TAHERI, A., and MOTIEI, H., 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**(1), 56–71.
- [93] VINCENT, I., ALLEN, M.B., ISMAIL-ZADEH, A.D., FLECKER, R., FOLAND, K.A., and SIMMONS, D., 2005, Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region: *Geological Society of America Bulletin*, **117**(11-12), 1513–1533.
- [94] VINCENT, S.J., MORTON, A.C, CARTER, A., GIBBS, S., and BARABADZE, T.G., 2007, Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision: *Terra Nova*, **19**(2), 160–166.
- [95] WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., POSAMENTIER, H., WAGONER, T.V., ROSS, C.A., and KENDALL, C.G., 1988, sea level changes: an ingrated approach: *SEPM Secial Publication*, 407.
- [96] WILSON, M.E. and EVANS, M.J., 2002, Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihah Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality: *Marine Petroleum Geology*, **19**(7), 873–900.
- [97] XU, G.S., MA, R.L., and ZHANG, C.J., 2008, Qom group microfacies and Reservoir characteristics of Garmsar block in Iran Basin [J]: *Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration*, **6**, 1–20.

Microfacies, sedimentary environment, and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Maragh area (Southwest of Kashan)

Amrollah Safari^{1*}, Hossein Ghanbarloo², Ebrahim Mohammadi³

1. Associate of Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

2. Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

3. Department of Ecology, Institute of Science, High Technology and Environmental Science, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

*safari@sci.ui.ac.ir

Received: March 2021, Accepted: October 2021

Abstract

The Qom Formation is located at the Maragh area (20 kilometers southwest of Kashan). The formation with 216 m thickness contains shale, tuff units in the lower section of the studied sequence, and limestones. Volcanic rocks unconformably are covered by the Qom Formation. The upper boundary of the Qom Formation with the Upper Red Formation is also unconformable. Nine microfacies and one terrigenous facies were identified based on the main components and sedimentological features. These microfacies and terrigenous facies were deposited on an open-shelf carbonate platform. Three environments were recognized in this carbonate platform. These environments include the inner shelf (restricted and semi-restricted lagoon), middle shelf, and outer shelf. In addition, three third-order and one incomplete depositional sequences were identified based on the vertical distribution of microfacies.

Keywords: Qom Formation, Microfacies, Depositional sequence, Maragh area.