

# رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در شمال خاوری دلیجان - شمال باختری ایران مرکزی

مهناز کاروان<sup>۱</sup>، اسداله محبوبی<sup>۲</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۳</sup> و رضا موسوی حرمی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۴

## چکیده

نهشته‌های سازند قم به سن الیگوسن در شمال باختری ایران مرکزی (شمال خاور دلیجان)، در امتداد شمال خاوری - جنوب باختری گسترش یافته‌اند. ۴ عضو سازند قم در ناحیه مورد مطالعه (بی‌نام، a، b و c<sub>1</sub>) به طور عمده از سنگ آهک مارنی، سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای و مقادیر ناچیزی ماسه‌سنگ تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند سرخ زیرین به صورت ناپیوستگی همشیب و مرز بالایی آن توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده است. با توجه به مجموعه روزن‌بران بتیک سن سازند قم در این ناحیه، الیگوسن (روپلین - شاتین) تعیین شده است. بررسی سنگ‌نگاری رسوبات ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره کربناتی و ۱ رخساره ماسه‌سنگی شده که احتمالاً در یک رمپ هموکلینال و در ۴ زیر محیط رسوبی پهنه جزرومدی، لاگون، سد بیو کلاستی و دریای باز برجای گذاشته شده است. آنالیز چینه‌نگاری سکانسی سبب شناسایی ۸ سکانس رسوبی رده سوم شد که توسط مرزهای سکانسی نوع ۱ و ۲ محصور شده‌اند. مقایسه منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا در این منطقه با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا، مرزهای سکانسی زیرین و بالایی این سازند و مرز روپلین - شاتین، انطباق قابل قبولی را با تغییرات جهانی سطح آب دریا نشان می‌دهند و عدم انطباق مرزهای سکانسی دیگر به فعال بودن حوضه رسوبی قم از نظر زمین‌ساخت و تغییرات محلی سطح آب دریا نسبت داده می‌شود.

**کلیدواژه‌ها:** سازند قم، الیگوسن، رخساره‌های رسوبی، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی.

\*نویسنده مسئول: اسداله محبوبی

E-mail: mahboubi@um.ac.ir

## ۱- پیش‌گفتار

ولکانیسم ائوسن در ایران مرکزی منجر به تشکیل یک دگرشیبی ناحیه‌ای در قاعده الیگوسن، توسط حرکات زمین‌ساختی ائوسن پسین (Berberian & King, 1981; Stocklin & Setudehnia, 1991) شد. به واسطه جنبش‌های خشکی‌زایی اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن در ایران مرکزی، ته‌نشست‌های سرخ‌رنگ آواری و تبخیری موسوم به سازند سرخ زیرین (Stocklin & Setudehnia, 1991) تشکیل شد. در ادامه با بالا آمدگی سطح آب دریاها و پیشروی دریا در اوایل الیگوسن تا میوسن پیشین (Dozy, 1955) رسوبات دریایی سازند قم در ایران مرکزی برجای گذاشته شد. این نهشته‌ها با ناپیوستگی فرسایشی در زیر و روی رسوبات سازندهای سرخ بالایی و سرخ زیرین (Stocklin & Setudehnia, 1991) قرار گرفته و از مارن‌های دریایی، سنگ‌های کربناتی، ژپیس و سنگ‌های سیلیسی - آواری (Reuter et al., 2007) تشکیل شده است.

Tietze (1875) برای اولین بار در ایران مرکزی، نهشته‌های سازند قم را مورد مطالعه قرار داد. پس از آن Stahl (1911); Riben (1935); Furon (1941); Dozy (1944 & 1945 & 1955); Abaie et al. (1964); Bozorgnia (1966) نیز نهشته‌های دریایی سازند قم را مطالعه کرده‌اند. بر اساس مطالعات چینه‌شناسی Furrer & Soder (1955)، ۶ واحد سنگ‌شناسی (a تا f) در سازند قم تفکیک شده است. Soder (1959) ضمن مطالعه دقیق‌تر، واحد c را به چهار زیر واحد c<sub>1</sub> تا c<sub>4</sub> تقسیم کرد. کهن‌ترین عضو سازند قم توسط Bozorgnia (1966)، عضو بی‌نام نامگذاری شده است. وی این بخش را در جنوب کاشان معرفی کرد و بر اساس روزن‌بران موجود سن آن را روپلین (الیگوسن پیشین) تعیین کرده است.

نبود نظر واحد در مورد سن قاعده سازند قم در ناحیه الگو سبب شد تا Stocklin (1952) سن قاعده سازند قم را در مناطق قم، اراک، گلپایگان و دلیجان با توجه به فسیل شاخص Nummulites intermedius، الیگوسن پیشین معرفی کند. هم‌چنین Emami (1981) نیز با گزارش همین فسیل در شمال خاوری نراق، سن قاعده

سازند قم را در این منطقه الیگوسن معرفی کرد. (Hardenbol et al. 1998) سازند قم را حاصل رسوب‌گذاری در رمپ‌های هموکلینال و سیلیسی کلاستی - کربناتی در شمال خاوری سواحل دریایی تیس و در حوضه پشت کمان قم در ایران مرکزی دانسته که شامل ۷ سکانس چینه‌شناسی بوده و سراسر فاصله روپلین و بوردیگالین میانی را دربرمی‌گیرد.

سازند قم در ایران مرکزی از نظر رخساره‌های سنگی، حوضه رسوبی، شرایط پالئوآکولوژی و ذخیره هیدروکربنی قابل مقایسه با سازند آسماری در جنوب باختری ایران است (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). از آنجایی که نهشته‌های الیگوسن در این منطقه تاکنون به طور تفصیلی از منظر رخساره‌های رسوبی و تغییرات سطح آب دریا مورد مطالعه قرار نگرفته است، بنابراین هدف از انجام این پژوهش بررسی تغییرات رخساره‌ای، تفسیر محیط رسوب‌گذاری و به‌کارگیری نتایج آن برای تفکیک سکانس‌های رسوبی و در نهایت تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با منحنی‌های ارائه شده توسط دیگر پژوهشگران است.

## ۲- روش مطالعه

در این مطالعه یک برش چینه‌شناسی از عضوهای بی‌نام، a، b و c<sub>1</sub> سازند قم با مختصات جغرافیایی ۳۴° ۰۳' ۴۷" عرض شمالی و ۵۰° ۴۶' ۷" طول خاوری واقع در ۲۲ کیلومتری شمال خاوری دلیجان و بر روی یال شمالی تاقدیس واران با روند شمال خاوری - جنوب باختری (کوه سیاه هند) (شکل ۱) اندازه‌گیری شد. این نهشته‌ها با ۱۴۵/۵ متر ستبر، به‌طور عمده از سنگ آهک مارنی، سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای و مقادیر ناچیزی ماسه‌سنگ تشکیل شده است. ۱۴۰ نمونه سنگی برداشت و ۱۳۳ مقطع نازک از سنگ‌های آهکی و ماسه‌سنگ‌ها تهیه شد. ماسه‌سنگ‌ها با استفاده از روش Folk (1980) و سنگ‌های آهکی به روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نامگذاری شدند. به‌منظور تعیین درصد اجزای

#### ۴- رخساره‌های سنگی

مطالعات سنگ‌شناسی و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که رسوبات سازند قم در ناحیه مورد مطالعه از دو رخساره آهکی و سیلیسی آواری تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آهکی از چهار مجموعه رخساره‌ای (شامل ۱۲ ریزرخساره) و سنگ‌های سیلیسی آواری از یک رخساره ماسه‌سنگی تشکیل شده است. مجموعه رخساره‌های آهکی از سمت خشکی به دریا به شرح زیر است:

##### ۴-۱. مجموعه رخساره‌های A

این مجموعه تنها از ریزرخساره میکروسکوپی A (مادستون کوارتزار) (شکل ۲-A) تشکیل شده است. این ریزرخساره عمدتاً از گل‌آهکی و ۲۰-۱۵ درصد کوارتز تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده، دارای جورشدگی متوسط تا خوب هستند. در صحرا نیز به صورت سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای نازک‌لایه و به رنگ خاکستری تا سبز زیتونی دیده می‌شوند.

- **تفسیر محیط رسوبی:** این رخساره به دلیل نداشتن فسیل، وجود گل‌آهکی، حضور پراکنده دانه‌های کوارتز، همراهی با رخساره‌های لاگونی در توالی عمودی رخساره‌ای و همچنین نبود ساختارهای خروج از آب (چشم‌پرنده‌ای، ترک‌های گلی و ریشه گیاهان) در یک محیط رسوب‌گذاری با چرخش محدود آب (Alsharhan & Kendall, 2002) با نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات، مانند پهنه جزرومدی و در پایین‌ترین بخش موقعیت اینترتایدال برجای گذاشته شده است (Geel, 2000; Wilson & Evans, 2002; Flugel, 2010).

##### ۴-۲. مجموعه رخساره‌های B

چهار ریزرخساره B<sub>1</sub> (وکستون- پکستون دارای میلیولید و کوارتز)، B<sub>2</sub> (پکستون- گریستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید)، B<sub>3</sub> (وکستون- پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ) و B<sub>4</sub> (وکستون- پکستون دارای مرجان، کورالیناسه‌آ و میلیولید) در این مجموعه قرار دارند.

ریزرخساره B<sub>1</sub> (شکل ۲-B) عمدتاً دارای میلیولید با فراوانی ۳۰ درصد و ذرات آواری کوارتز با فراوانی بیش از ۱۰ درصد است. اجزای دیگر شامل استروتولینا، پئروپلیس، اپرکولینا، خرده‌های اکیونودرم، جلبک کورالیناسه‌آ، دوکفه‌ای (استرا) و گاستروپد به مقدار بسیار کمی یافت می‌شوند. دیگر دانه‌های آهکی غیراسکلتی شامل پلیوید و اینتراکلست به ترتیب ۸ و ۱ درصد است. همانیتی شدن زمینه و وجود دولومیت نیز به فرم جانمایی در بعضی از دانه‌ها مانند میلیولید، استراکد و اینتراکلست در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره در صحرا به صورت کلسی‌لوتایت نازک تا متوسط‌لایه، به رنگ نخودی تا خاکستری و دارای ماکروفسیل دوکفه‌ای و همچنین سنگ‌آهک مارنی نازک‌لایه سبزرنگ دیده می‌شوند. ریزرخساره B<sub>2</sub> (شکل ۲-C) دارای روزن‌داران کفزی با دیواره پرسلانوز مانند میلیولید، بورلیس، پئروپلیس با فراوانی ۴۳ درصد و خرده‌هایی از اکیونودرم، دوکفه‌ای (استرا)، کورالیناسه‌آ، گاستروپد، بریوزوئر با فراوانی ۱۰ درصد است. خرده‌های اسکلتی بیشتر به صورت شکسته و گاهی نیز کامل در زمینه دیده می‌شوند. پلیوید نیز دارای فراوانی ۲۵ درصد است. سیمان پرکننده بین ذرات از نوع کلسیت اسپاری و غالباً به فرم‌های گرانولار و بلوکی است. این ریزرخساره در صحرا بیشتر به صورت کلسی‌لوتایت نازک تا متوسط‌لایه، به رنگ خاکستری تا نخودی و سنگ‌آهک‌مارنی نازک‌لایه سبزرنگ است. میکریتی شدن و هماتیته شدن در برخی از دانه‌های آهکی دیده می‌شود. ریزرخساره B<sub>3</sub> (شکل ۲-D) دارای فراوانی مختلفی از روزن‌بران کفزی است. روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار مانند میلیولید و لپیدوسیکلینا به ترتیب با فراوانی ۲۵ و ۱۵ درصد ذرات اسکلتی اصلی به‌شمار می‌روند. ذرات اسکلتی دیگر مانند اپرکولینا، اکیونوید، بورلیس، دوکفه‌ای، نئوروتالیا و گاستروپد با فراوانی ۲۶ درصد و نیز پلیوید با فراوانی ۸ درصد در این ریزرخساره دیده می‌شوند. این ریزرخساره در

تشکیل‌دهنده، جدول‌های مقایسه‌ای (Flugel 2010) مورد استفاده قرار گرفته است. در توصیف ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی از روش (Wilson 1975)، (Carozzi 1989) و (Flugel 2010) استفاده شده است.

چینه‌نگاری سکانسی این نهشته‌ها بر اساس روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانسی به روش (Hardenbol et al. 1998)، (Catuneanu 2006) و (Haq & Shutter 2008) انجام شد. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در برش مورد مطالعه واقع در حوضه ایران مرکزی با سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter 2008) و (Sharland et al. 2001 & 2004) در صفحه عربی و (Ehrenberg et al. 2007) و (Van Buchem et al. 2010) در فروافتادگی دزفول مورد مقایسه قرار گرفته است. همچنین با توجه به حضور فون‌های کفزی شاخص، توزیع و پراکندگی آنها و همچنین مقایسه روزن‌بران کفزی سازند قم در ناحیه مورد مطالعه با معادل زمانی آن در زاگرس (سازند آسماری)، تعیین سن مطلق و زون‌بندی زیستی بر پایه مطالعات ایزوتوپ استرانسیم (Laursen et al. 2009) و (Van Buchem et al. 2010) انجام شد.

#### ۳- زیست‌چینه‌نگاری

بر اساس گسترش و پراکندگی روزن‌بران کفزی در نهشته‌های مورد مطالعه، دو مجموعه فونی به شرح زیر شناسایی شد:

##### ۳-۱. مجموعه فونی ۱

این مجموعه از قاعده تا ستبرای ۱۲۴ متری برش مورد مطالعه وجود دارد و شامل زیای زیر است:

*Nummulites sp.*; *Nummulites fichteli-intermedius group*; *Nummulites vascu*; *Nephrolepidina sp.*; *Eulepidina sp.*; *Eulepidina dilatata*; *Austrorullina howchini*; *Operculina complanata*; *Peneroplis evolutus*; *Peneroplis thomasi*; *Peneroplis farsensis*; *Valvulinid sp.*; *Neorotalia viennoti*; *Borelis pygmaea*; *Borelis sp.*; *Triloculina tricarinata*; *Discorbis sp.*; *Pyrgo sp.*; *Elphidium sp.*; *Sphaerogypsina globula*; *Triloculina trigunula*; *Tubucellaria sp.*; *Textularia sp.*; *Bigenerina sp.* فونی معادل بیوزون شماره ۲ (*Nummulites vascu-N.fichteli*) در زون‌بندی زیستی (Laursen et al. 2009) و (Van Buchem et al. 2010)، با سن روپلین است. مطالعات اخیر (Ehrenberg et al. 2007) بر اساس تعیین سن ایزوتوپ استرانسیم نشان می‌دهد که آخرین پیدایش جنس نومولیتس پیش از انتهای روپلین است. بر این اساس و با توجه به وجود نومولیتس سن این مجموعه روپلین تعیین شده است. بنابراین با توجه به حضور فسیل شاخص *Nummulites intermedius* سن قاعده سازند قم در این منطقه الیگوسن تعیین شد. با توجه به محتویات فسیلی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، از قاعده تا ستبرای ۱۲۴ متری برش مورد مطالعه معادل عضوهای بی‌نام، *ba* و بخشی از عضو C<sub>1</sub> سازند قم در مقطع تیپ در نظر گرفته می‌شود.

##### ۳-۲. مجموعه فونی ۲

این مجموعه از ستبرای ۱۲۴ متری تا رأس سازند قم در برش مورد مطالعه معرفی شده و شامل زیای شاخصی مانند *Heterostegina sp.*، *Lepidocyclina sp.*، *Neorotalia sp.*، *Operculina sp.*، *Amphistegina sp.* فونی مطابق با بیوزون شماره ۳ (*Lepidocyclina-Operculina Ditrupa*) (Laursen et al., 2009); (Van Buchem et al., 2010)، به سن روپلین- شاتین است. بر اساس مطالعات (Ehrenberg et al. 2007) این مجموعه به دلیل عدم وجود جنس نومولیتس و قرار داشتن در بالای مجموع فونی ۱ متعلق به قاعده شاتین است. همچنین با توجه به محتویات فسیلی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، از ستبرای ۱۲۴ متری تا رأس سازند قم در برش مورد مطالعه معادل ادامه عضو C<sub>1</sub> سازند قم در مقطع تیپ در نظر گرفته شده است.

دارای لپیدوسیکلینا و مرجان) و  $D_3$  (پکستون- رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا) است.

ریزرخساره  $D_1$  از مرجان و کورالیناسه آ با فراوانی ۲۰ و ۱۰ درصد و خرده‌های اکتینوئید، دوکفه‌ای، میلوئید، استراکد، اپرکولینا، بریوزوئر با فراوانی ۹ درصد تشکیل شده است (شکل ۳-B). سیمان از نوع کلسیت بلوکی و گرانولار است. این رخصاره در صحرا در سنگ آهک‌های مارنی نازک‌لایه سبزرنگ و کلسی‌لوتایت نازک تا متوسط‌لایه و گاهی سبترلایه نخودی رنگ دیده می‌شود. ریزرخساره  $D_2$  دارای اجزای اسکلتی نئوروتالیا، کورالیناسه آ و قطعات اکتینوئید به ترتیب با فراوانی ۲۵، ۲۰ و ۱۵ درصد و لپیدوسیکلیناهای کوچک، نومولیتیده، بریوزوئر، استراکد، میلوئید، دوکفه‌ای، اپرکولینا و گاستروئید با فراوانی حدود ۱۲ درصد است (شکل ۳-C). سیمان بین ذرات از نوع گرانولار و سین تکسیال است که در برخی بخش‌ها داخل پوسته‌ها را نیز پر کرده است. این ریزرخساره در صحرا بیشتر به صورت کلسی‌رودایت و کالک‌آرنایت سبترلایه تا توده‌ای و رنگ خاکستری روشن است. شواهد انحلالی در این ریزرخساره در صحرا بر سطح لایه به خوبی قابل مشاهده است.

ریزرخساره  $D_3$  دارای کورالیناسه آ و اکتینوئید به ترتیب با فراوانی ۳۰ و ۱۵ درصد و خرده‌های اسکلتی بریوزوئر، دوکفه‌ای، نئوروتالیا و اپرکولینا به مقدار کم است. پلویید و اینتراکلت نیز با فراوانی ۵ و ۱ درصد وجود دارند. اجزای تشکیل دهنده دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط است. سیمان پرکننده بین ذرات از نوع کلسیت گرانولار و بلوکی هستند. این ریزرخساره در صحرا بیشتر به صورت کلسی‌رودایت تا کالک‌آرنایت سبترلایه تا توده‌ای بوده و رنگ آن خاکستری روشن است (شکل ۳-D). ریزرخساره  $D_4$  دارای لپیدوسیکلیناهای کشیده و بزرگ و قطعاتی از مرجان به ترتیب با فراوانی ۲۰ و ۱۵ درصد و خرده‌های اکتینوئید و آمفیستینا و گاستروئید با فراوانی ۸ درصد است. میکربیتی شدن و هماتیته شدن در برخی از دانه‌های آهکی دیده می‌شود (شکل ۳-E). این رخصاره در صحرا بیشتر به صورت سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه و به رنگ سبز پسته‌ای و دارای تجمع زیادی از مرجان و روزن‌داران بزرگ مانند لپیدوسیکلینیده بوده، به طوری که با چشم غیرمسلح به راحتی قابل تشخیص است.

ریزرخساره  $D_5$  عمدتاً از لپیدوسیکلیناهای کشیده و نومولیتیده‌های درشت به ترتیب با فراوانی ۳۰ و ۱۵ درصد و نیز خرده‌های اکتینوئید، دوکفه‌ای، آمفیستینا، بریوزوئر و روزن‌بران کفزی کوچک با فراوانی ۱۰ درصد تشکیل شده است (شکل ۳-F). ذرات در اندازه ماسه درشت تا گرانول بوده و در زمینه‌ای از ماتریکس کربناتی قرار دارند. میکربیتی شدن در برخی از آلوکوم‌ها مانند نومولیتیده‌ها، لپیدوسیکلیناها و به میزان کمتر در دیگر ذرات اسکلتی دیده می‌شود و حجرات برخی از آنها هماتیته شده است. در صحرا این ریزرخساره به صورت سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه به رنگ خاکستری تا نخودی، حاوی پوسته دوکفه‌ای و روزن‌بران کفزی بزرگ به طوری که اندازه فسیل‌ها گاهی تا چند سانتی‌متر می‌رسد و در مشاهدات صحرایی با چشم غیرمسلح قابل مشاهده است.

– **تفسیر محیط رسوبی:** ریزرخساره‌های این مجموعه، در بخش‌های مختلف محیط دریای باز از کم‌ژرفا تا ژرف برجای گذاشته شده‌اند. ریزرخساره حاوی خرده‌های ریفی به ویژه مرجان و کورالیناسه آ و گردشگی محدود دانه‌ها (Vaziri-Moghaddam et al., 2010) در بخش بالایی شیب حاشیه پلات فرم به سمت دریای باز و بالای خط اثر امواج در شرایط طوفانی (Flugel, 2010)، رخصاره حاوی جلبک سرخ، اکتینوئید و نئوروتالیا (Cosovic et al., 2004) در محیط کم‌ژرفای دریای باز، نزدیک یا زیر خط اثر امواج در شرایط نرمال با انرژی متوسط تا زیاد و در بخش بالایی شیب فلات کربناتی واقع در ابتدای رمپ میانی (Geel, 2000; Corda & Brandano, 2003)، رخصاره حاوی اکتینوئید و کورالیناسه آ، روزن‌بران‌های کفزی بزرگ مانند لپیدوسیکلینا و مرجان (Brandano et al., 2009)

صحرا بیشتر به صورت کالک‌آرنایت و کلسی‌لوتایت متوسط تا سبترلایه و به رنگ خاکستری تا نخودی و همچنین سنگ آهک مارنی متوسط لایه سبزرنگ است.

ذرات اسکلتی اصلی ریزرخساره  $B_4$  (شکل ۲-E) مرجان، جلبک سرخ کورالیناسه آ و میلوئید به ترتیب با فراوانی ۲۰، ۱۵ و ۱۰ درصد است. روزن‌بران کفزی کوچک، خرده‌های اکتینوئید، دوکفه‌ای و بریوزوئر با فراوانی ۱۴ درصد و پلویید با فراوانی ۸ درصد نیز وجود دارند. سیمان بین ذرات از نوع کلسیت گرانولار، بلوکی و سین تکسیال است. این ریزرخساره در صحرا بیشتر به صورت سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه بوده و رنگ آن خاکستری تا سبزرنگ و در برخی لایه‌ها قطعاتی از مرجان‌های شاخه‌ای پوریتس نیز دیده می‌شوند.

– **تفسیر محیط رسوبی:** حضور فراوان میلوئید (Fournier et al., 2004)، روزن‌داران بدون منفذ پرسلاتوز مانند استروتیلینا، پورلیس و میلوئید (Brandano et al., 2008)، پلویید (Cadjjenovik et al., 2008) و روزن‌داران کفزی منفذدار و بدون منفذ (Romero et al., 2002) در کنار یکدیگر، همراهی روزن‌داران پرسلاتوز مانند میلوئید (Fournier et al., 2004) با مرجان و کورالیناسه آ (Brandano et al., 2008) و وجود گل آهکی در بین ذرات، نشان‌دهنده تشکیل مجموعه رخصاره‌ای B در محیط کم‌ژرفا و کم انرژی لاگون و بخش درونی رمپ (Amirshahkarami et al., 2007) است.

#### ۴-۳. مجموعه رخصاره‌ای C

این مجموعه شامل ریزرخساره  $C_1$  (پکستون- گرینستون بیوکلاست‌دار) و  $C_2$  (باندستون مرجانی) است. ریزرخساره  $C_1$  عمدتاً از روزن‌بران کفزی کوچک و اکتینوئید تشکیل شده است که به ترتیب دارای فراوانی ۲۰ و ۱۵ درصد است. سیمان از نوع گرانولار و سین تکسیال است. جلبک سرخ و دوکفه‌ای نیز در این ریزرخساره با فراوانی ۱ درصد وجود دارد (شکل ۲-F).

زیای اسکلتی عمده در ریزرخساره  $C_2$ ، مرجان‌های سالم و بزرگ اسکلت‌ساز بوده که به صورت یکپارچه در زمینه قرار گرفته‌اند. در برخی از نمونه‌ها، فضای بین مرجان‌ها توسط خرده‌های دوکفه‌ای، اکتینوئید، گاستروئید، میلوئید، آلونولینا به همراه گل آهکی پر شده است (شکل ۳-A). در بخش‌های میانی و انتهایی توالی مورد مطالعه، گونه‌های مختلف مرجان اسکلاکتینا زوگزان‌تلاته (هرماتیپیک) به فرم کلنی‌های برج، با ستبرای ۲-۱ متر و به اشکال توده‌ای و شاخه‌ای دیده می‌شوند. این دو ریزرخساره در صحرا بیشتر به صورت سنگ آهک‌های سبترلایه تا توده‌ای با رنگ خاکستری تا نخودی دیده می‌شوند.

– **تفسیر محیط رسوبی:** ریزرخساره  $C_1$  به دلیل جورشدگی خوب، نبود گل آهکی و پر شدن فضاهای خالی بین ذرات با سیمان در یک محیط کم‌ژرفا با انرژی متوسط تا زیاد رسوب کرده است. این ریزرخساره در محیط ساحلی بالاتر از خط اثر امواج در شرایط نرمال و حاشیه پلات فرم قرار دارد که دریای باز را از محیط‌های دریایی محصور جدا می‌کند (Vaziri-Moghaddam et al., 2006). مرجان‌های برش مورد مطالعه به فرم شاخه‌ای با شاخه‌های سبتر (شکل ۴) به سمت بالای توالی به فرم شاخه‌های نازک و توده‌ای تغییر شکل می‌دهند. مرجان‌های شاخه‌ای با شاخه‌های سبتر، نشانگر محیط پرنرژی و مرجان‌های شاخه‌ای نازک، نشان‌دهنده کمتر شدن انرژی محیط هستند (Perin, 2000). بنابراین رخصاره  $C_2$  که توسط ارگانسیم‌های برجا مانند مرجان تشکیل شده‌اند متعلق به ریف‌های سدی، حد واسط رمپ میانی و رمپ داخلی، به سمت رمپ میانی است که بالاتر از خط اثر امواج در حالت نرمال قرار دارند (Nichols, 1999; Geel, 2000).

#### ۴-۴. مجموعه رخصاره‌ای D

این مجموعه شامل پنج ریزرخساره  $D_1$  (فلوتستون- رودستون دارای مرجان و کورالیناسه آ)،  $D_2$  (پکستون- رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه آ و اکتینوئید)،  $D_3$  (پکستون- گرینستون دارای کورالیناسه آ و اکتینوئید)،  $D_4$  (فلوتستون- رودستون

#### ۷-۱. سکانس رسوبی اول (DS<sub>1</sub>)

سکانس نخست با ستبرای ۱۶/۵ متر و به سن روپلین از دسته رخساره‌های LST با ستبرای ۱ متر و TST با ستبرای ۴ متر و HST با ستبرای ۱۱/۵ متر تشکیل شده است. مرز پایینی این سکانس منطبق با سازند سرخ زیرین از نوع اول (SB1) است. این مرز سکانسی قابل تطابق با مرز سکانسی جهانی Pr4/Ru1 (Haq & Shutter, 2008) و مرز سکانسی (SB I) (Van Buchem et al., 2010) در فروافتادگی دزفول (جنوب باختری ایران) است. همچنین قابل مقایسه با مرز سکانسی Pg30 SB (Sharland et al., 2001, 2004) در صفحه عربی است (شکل ۸). دسته رخساره LST با ستبرای کم در بخش زیرین سازند قم از ماسه سنگ تشکیل شده است. این نهشته‌ها پس از افت زیاد سطح آب دریا و تشکیل ناپوستگی مرز سازند سرخ زیرین و قم به وجود آمده است. دسته رخساره‌های TST در اثر پیشروی سطح آب دریا شامل رخساره‌های مادستون کوارتزارد و مقدار بسیار کمی رخساره ماسه سنگی و همچنین رخساره پکستون- رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا است. در ادامه، سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخساره پکستون- رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا مشخص می‌شود. دسته رخساره‌های HST با رخساره و کستون- پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ آغاز و با رخساره ماسه سنگی به پایان می‌رسد و معرف سکون و آغاز پسروی آب دریا است. این دسته رخساره حاوی رخساره ماسه سنگی و رخساره‌های مادستون کوارتزارد، و کستون- پکستون دارای میلیولید و کوارتز، پکستون- گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیولید و کستون- پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار، بدون منفذ است. مرز بالایی سکانس اول به دلیل نبود شواهد خروج از آب از نوع دوم (SB2) است.

#### ۷-۲. سکانس رسوبی دوم (DS<sub>2</sub>)

این سکانس با ستبرای ۱۳/۵ متر و سن روپلین از دسته رخساره‌های TST با ستبرای ۱۰ متر و HST با ستبرای ۳/۵ متر تشکیل شده است. دسته رخساره‌های TST با رخساره مادستون کوارتزارد آغاز شده و شامل رخساره‌های و کستون- پکستون دارای میلیولید و کوارتز و پکستون- گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیولید (رمپ داخلی)، رخساره‌های دریای باز (رمپ میانی) شامل فلوستون- رودستون دارای مرجان و کورالیناسه آ و فلوستون- رودستون دارای لپیدوسیکلینا و مرجان و پکستون - رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا است. رخساره پکستون- رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا، سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا را نشان می‌دهد که با سطح بیشترین پیشروی آب دریا ما بین دو سطح Pr4/Ru1 و Ru2 از سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008) و سطح بیشترین پیشروی آب دریا از سکانس 1 (Van Buchem et al., 2010) در فروافتادگی دزفول (جنوب باختری ایران) منطبق است. همچنین این سطح قابل مقایسه با سطح Pg30 mfs (Sharland et al., 2001, 2004) در صفحه عربی است (شکل ۸). دسته رخساره‌های HST با رخساره و کستون- پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ آغاز شده و دربرگیرنده رخساره پکستون- گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیولید بوده و با رخساره و کستون- پکستون دارای میلیولید و کوارتز که بخش پایانی سکانس دوم را تشکیل می‌دهند و نشانگر پایین آمدن سطح نسبی آب دریا است به پایان می‌رسد. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم (SB2) است که قابل تطابق با مرز سکانسی جهانی Ru2 (Haq & Shutter, 2008) است (شکل ۸).

#### ۷-۳. سکانس رسوبی سوم (DS<sub>3</sub>)

سکانس سوم با ستبرای ۲۰/۵ متر و سن روپلین از دسته رخساره‌های TST با ستبرای ۱۴/۵ متر و HST با ستبرای ۶ متر تشکیل شده است. دسته رخساره‌های TST متشکل از رخساره‌های لاگون و دریای باز است. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخساره فلوستون- رودستون حاوی مرجان و کورالیناسه مشخص می‌شود. دسته رخساره‌های وابسته به سکون و آغاز پسروی آب دریا با رخساره

در محیط دریایی دارای شوری نرمال (Amirshahkarami, 2008) و رخساره حاوی نومولیتیده و لپیدوسیکلیناهای بزرگ و کشیده (Beavington-Penney & Racy, 2004) در آب‌های نسبتاً ژرف محیط دریای باز و بخش میانی رمپ (Barattolo et al., 2007) برجای گذاشته شده است.

#### ۵- پتروفاسیس‌های ماسه سنگی (T)

ماسه سنگ‌ها در توالی مورد مطالعه بخش کمی را به خود اختصاص داده و در ابتدای توالی و به صورت میان‌لایه با سنگ‌آهک‌های مارنی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای دیده می‌شوند. این ماسه سنگ‌ها از نظر ظاهری به رنگ خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند. ماسه سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع لیتارنایت (سدآرنایت) و ساب لیتارنایت (شکل ۵) است. ماسه سنگ‌های پیلی دارای جورشدگی و گردشگی بد بوده و از نظر بافتی نابالغ‌اند. در ماسه سنگ‌های دانه‌ریزتر گردشگی و جورشدگی بهتر و دانه‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد شده است. خرده سنگ‌ها عمدتاً چرتی و آهکی بوده و اندازه آنها در حد ماسه متوسط تا درشت است. زمینه این ماسه سنگ‌ها از نوع کلسیت، سیلیسی (به فرم رورشدی) و کمتر اکسید اجزای ماسه سنگی بیشتر از نوع کلسیت، سیلیسی (به فرم رورشدی) و کمتر اکسید آهن است. هیچ اثر فسیلی در این بخش وجود ندارد. فرسایش و فعالیت‌های زمین‌ساختی در بسیاری از رخنمون‌ها سبب از بین رفتن لایه‌بندی شده و تشخیص ساختمان‌های رسوبی را مشکل کرده است. ستبرای کم لایه‌های ماسه سنگی نشانگر انرژی کم محیط رسوب‌گذاری و حفظ شدن خرده سنگ‌ها در بین دانه‌های کوارتز در ماسه سنگ‌های ساب‌لیتارنایت و لیتارنایت (سدآرنایت) نشانگر این است که این ماسه سنگ‌ها کمتر توسط امواج حمل و نقل شده و تحت شرایط انرژی کم و در موقعیت سوپراتاب‌دال واقع در پهنه جزرومدی ته نشست شده‌اند.

#### ۶- مدل رسوبی

برپایه مطالعات رسوب‌شناسی و چینه‌نگاری به همراه الگوی پراکندگی ریزرخساره‌ها و همچنین مقایسه با محیط‌های امروزی مانند خلیج فارس (Loreau & Purser, 1973)، توالی مورد مطالعه گسترش یک رمپ کربناتی (شکل ۶) را در طی روپلین- شاتین نشان می‌دهد (Read, 1982; Tucker, 1985) (Tucker & Wright, 1990). این مدل رخساره‌ای با توجه به الگوی پراکندگی روزن‌بران و دیگر اجزای اسکلتی و همچنین عدم وجود رسوبات ریزی و لغزشی، نشانگر وجود شیب اندک از بخش رمپ داخلی به سمت رمپ میانی است. بر پایه مطالعات (Burchette & Wright, 1992)، محیط‌های رمپ کربناتی به سه بخش رمپ داخلی، میانی و خارجی تقسیم می‌شود. از آنجا که در برش مورد مطالعه رخساره‌های مربوط به مناطق ژرف که ویژگی بارز آن وجود روزن‌بران پلانکتونیک است دیده نشد، بنابراین محیط رمپ کربناتی در برش مورد مطالعه به دو بخش داخلی و میانی تقسیم می‌شود. به طوری که در رمپ داخلی رخساره‌های ماسه سنگی (T)، پهنه جزرومدی (A)، لاگون (B)، سد بیوکلاستی (ساحل و ریف) (C) و در رمپ میانی رخساره‌های دریای باز (D) برجای گذاشته شده‌اند. دو بخش رمپ داخلی و رمپ میانی توسط رخساره باندستون مرجانی از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

#### ۷- چینه‌نگاری سکانسی

مطالعات دقیق چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، پراکندگی ریزرخساره‌ها، الگوهای چینه‌بندی و مرزهای سکانسی رسوبات سازند قم در شمال خاوری دلیجان، سبب شناسایی ۸ سکانس رسوبی درجه سوم (شکل ۷) شد که توسط ناپوستگی‌های نوع ۱ و ۲ از یکدیگر تفکیک می‌شوند. این توالی در بخشی از مدت زمان الیگوسن (روپلین- شاتین) تشکیل شده است.

#### ۷-۷. سکانس رسوبی هفتم (DS<sub>7</sub>)

این سکانس با ستبرای ۹ متر و سن روپلین از دسته رخصاره‌های TST با ستبرای ۲ متر و HST با ستبرای ۷ متر تشکیل شده است. دسته رخصاره‌های TST در برگرفته رخصاره پکستون - رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا مربوط به دریای باز است. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخصاره پکستون - رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا مشخص می‌شود که قابل تطابق با سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا بین دو مرز سکانسی Ru3 و Ru4/Ch1 از سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008) است. همچنین قابل مقایسه با سطح mfs Pg40 (Sharland et al., 2001 & 2004) در صفحه عربی است (شکل ۸). دسته رخصاره HST متشکل از رخصاره و کستون - پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ محیط لاگون است. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم (SB2) و قابل تطابق با مرز سکانسی جهانی Ru4/Ch1 (Haq & Shutter, 2008) است (شکل ۸).

#### ۷-۸. سکانس رسوبی هشتم (DS<sub>8</sub>)

سکانس هشتم به سن روپلین - شاتین و ستبرای ۲۳/۵ متر در بخش بالایی برش مورد مطالعه قرار دارد و از دسته رخصاره‌های TST با ستبرای ۱۹ متر و HST با ستبرای ۴/۵ متر تشکیل شده است. دسته رخصاره‌های TST متشکل از رخصاره‌های سدی و دریای باز است که با رخصاره پکستون - رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه‌آ و اکتینوید دریای باز شروع و با رخصاره‌های باندستون مرجانی سد بیوکلاستی و رخصاره‌های دریای باز شامل فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ و پکستون - رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه‌آ و اکتینوید و پکستون - گرینستون دارای کورالیناسه‌آ و اکتینوید ادامه می‌یابد. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با سنگ‌آهک‌های دریای کورالیناسه‌آ و اکتینوید مربوط به دریای باز مشخص می‌شود که قابل تطابق با سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا بین دو مرز سکانسی Ru4/Ch1 و Ch2 از سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008) است. همچنین این سطح قابل مقایسه با سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا از سکانس ۲ (Van Buchem et al., 2010) در فروافتادگی دزفول (جنوب باختری ایران) است (شکل ۸). دسته رخصاره‌های HST با ستبرای کم دربرگیرنده رخصاره‌های سدی و دریای باز است که با رخصاره فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ، آغاز شده و با رخصاره پکستون - گرینستون بیوکلاست‌دار پایان می‌یابد. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم و قابل تطابق با مرز سکانسی Ch2 از سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008) است. همچنین قابل مقایسه با مرز سکانسی Ch20 SB از سکانس‌های (Ehrenberg et al., 2007) در فروافتادگی دزفول (جنوب باختری ایران) است و با رخصاره پکستون - گرینستون بیوکلاست‌دار مشخص می‌شود (شکل ۸).

#### ۸- تفسیر تغییرات سطح نسبی آب دریا

تغییرات سطح نسبی آب دریا در شرایط متفاوتی از بالا و پایین آمدگی کف حوضه رسوبی و تغییرات یوستازی صورت می‌گیرد (Catuneanu, 2006). منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا در زمان الیگوسن (روپلین - شاتین)، پیکه‌های شاخصی از عمیق‌شدگی و کم‌عمق‌شدگی را در رسوبات چهار عضو بی‌نام، a، b و c<sub>1</sub> سازند قم در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. بر اساس مطالعات (Reuter et al., 2007)، حوضه رسوبی سازند قم در منطقه مورد مطالعه در حوضه پشت کمائی تشکیل شده است. فرونشینی کف حوضه رسوبی سازند قم در ایران مرکزی از الیگوسن زیرین آغاز و در الیگوسن بالایی به حداکثر خود رسیده است (امینی، ۱۳۸۸) و از نظر زمین‌ساختی فعال است. مقایسه منحنی تغییرات سطح نسبی آب دریا در برش مورد مطالعه با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا (Haq et al., 1988) در بازه زمانی ۲۴۱

و کستون - پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ آغاز شده و دربرگیرنده رخصاره‌های و کستون - پکستون دارای مرجان، کورالیناسه‌آ و میلیوید و و کستون - پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید است و با رخصاره و کستون - پکستون دارای میلیوید و کوارتز پایان می‌یابد. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم (SB2) است.

#### ۷-۴. سکانس رسوبی چهارم (DS<sub>4</sub>)

این سکانس با ستبرای ۱۳/۵ متر و سن روپلین از دسته رخصاره‌های TST با ستبرای ۵/۵ متر و HST با ستبرای ۸ متر تشکیل شده است. دسته رخصاره‌های TST در این سکانس متشکل از رخصاره‌های سدی و دریای باز است که با رخصاره باندستون مرجانی شروع شده و با رخصاره فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ پایان می‌یابد. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخصاره فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ مشخص می‌شود. دسته رخصاره‌های HST متشکل از رخصاره‌های سدی و لاگونی است که معرف سکون و آغاز پسروی آب دریاست. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم (SB2) است.

#### ۷-۵. سکانس رسوبی پنجم (DS<sub>5</sub>)

این سکانس با ستبرای ۲۲ متر و سن روپلین از دسته رخصاره‌های TST با ستبرای ۷ متر و HST با ستبرای ۱۵ متر تشکیل شده است. دسته رخصاره‌های TST به ترتیب متشکل از رخصاره‌های لاگون، سد و دریای باز است. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخصاره فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ دریای باز مشخص می‌شود که قابل تطابق با سطح بیشترین پیشروی سطح آب دریا بین دو مرز سکانسی Ru2 و Ru3 از سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008) است (شکل ۸). دسته رخصاره‌های HST شامل رخصاره‌های لاگون و دریای باز است که با رخصاره و کستون - پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ آغاز شده و دربرگیرنده رخصاره‌های و کستون - پکستون دارای مرجان، کورالیناسه‌آ و میلیوید و رخصاره پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید بوده و با رخصاره پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید پایان می‌یابد که نسبت به دسته رخصاره‌های TST از ستبرای بیشتری برخوردار است. مرز بالایی این سکانس نیز از نوع دوم (SB2) و قابل تطابق با مرز سکانسی Ru20 SB از سکانس‌های (Ehrenberg et al., 2007) در فرو افتادگی دزفول است و با رخصاره پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید مشخص می‌شود (شکل ۸).

#### ۷-۶. سکانس رسوبی ششم (DS<sub>6</sub>)

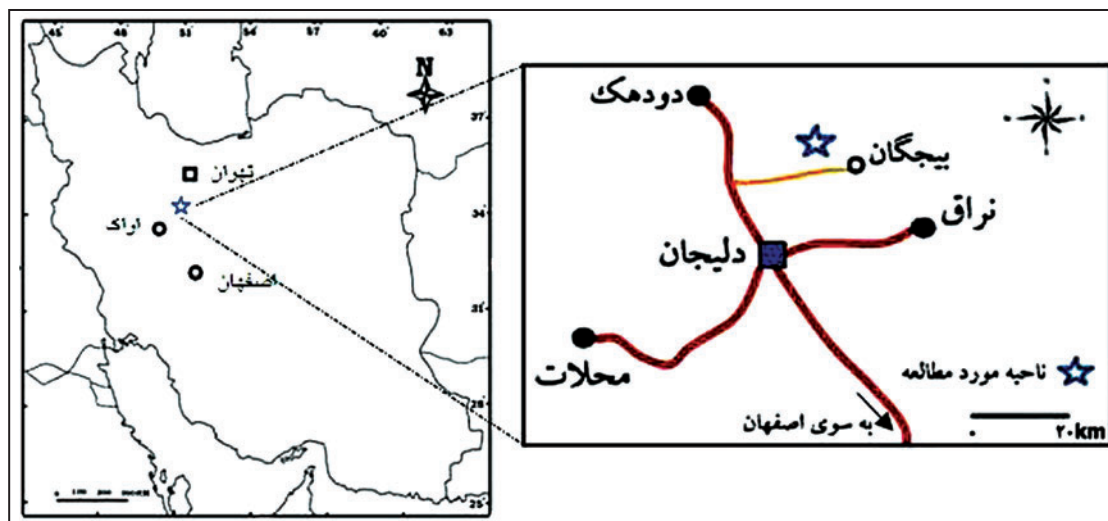
این سکانس دارای ستبرای ۲۶ متر و سن روپلین از دسته رخصاره‌های TST با ستبرای ۱۶/۷ متر و HST با ستبرای ۹/۳ متر تشکیل شده است. دسته رخصاره‌های TST با رخصاره و کستون - پکستون دارای مرجان، کورالیناسه‌آ و میلیوید محیط لاگون شروع شده و در ادامه دربرگیرنده رخصاره‌های باندستون مرجانی و رخصاره‌های دریای باز شامل فلوتستون - رودستون دارای مرجان و کورالیناسه‌آ و پکستون - رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه‌آ و اکتینوید است. بیشترین پیشروی سطح آب دریا با رخصاره پکستون - رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه‌آ و اکتینوید دریای باز مشخص می‌شود. دسته رخصاره‌های HST شامل رخصاره‌های باندستون مرجانی (سد بیوکلاستی) و رخصاره‌های لاگونی پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید و رخصاره و کستون - پکستون دارای مرجان، کورالیناسه‌آ و میلیوید است. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم (SB2) و قابل تطابق با مرز سکانسی جهانی Ru3 (Haq & Shutter, 2008) و مرز سکانسی (SB II) (Van Buchem et al., 2010) و همچنین قابل مقایسه با مرز سکانسی Ru20/Ch10 SB از سکانس‌های (Ehrenberg et al., 2007) در فروافتادگی دزفول (جنوب باختری ایران) است و با رخصاره پکستون - گرینستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیوید مشخص می‌شود (شکل ۸).

الیگوسن (روپلین - شاتین) نشان می‌دهد که با وجود فعال بودن حوضه رسوبی قم از نظر زمین‌ساختی، ۳ مرز سکانسی با افت سطح آب دریا در مقیاس جهانی به ترتیب در مرزهای روپلین زیرین، روپلین - شاتین و شاتین زیرین - میانی منطبق است. مرزهای سکانسی دیگر در این برش بر روی منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا قابل پیگیری نبوده و با سکانس‌های جهانی منطبق نیست که به دلیل فعال بودن حوضه قم از نظر زمین‌ساختی و عملکرد گسل‌های فعال و حاشیه‌ای این حوضه نسبت داده می‌شود (ندری و همکاران، ۱۳۸۸).

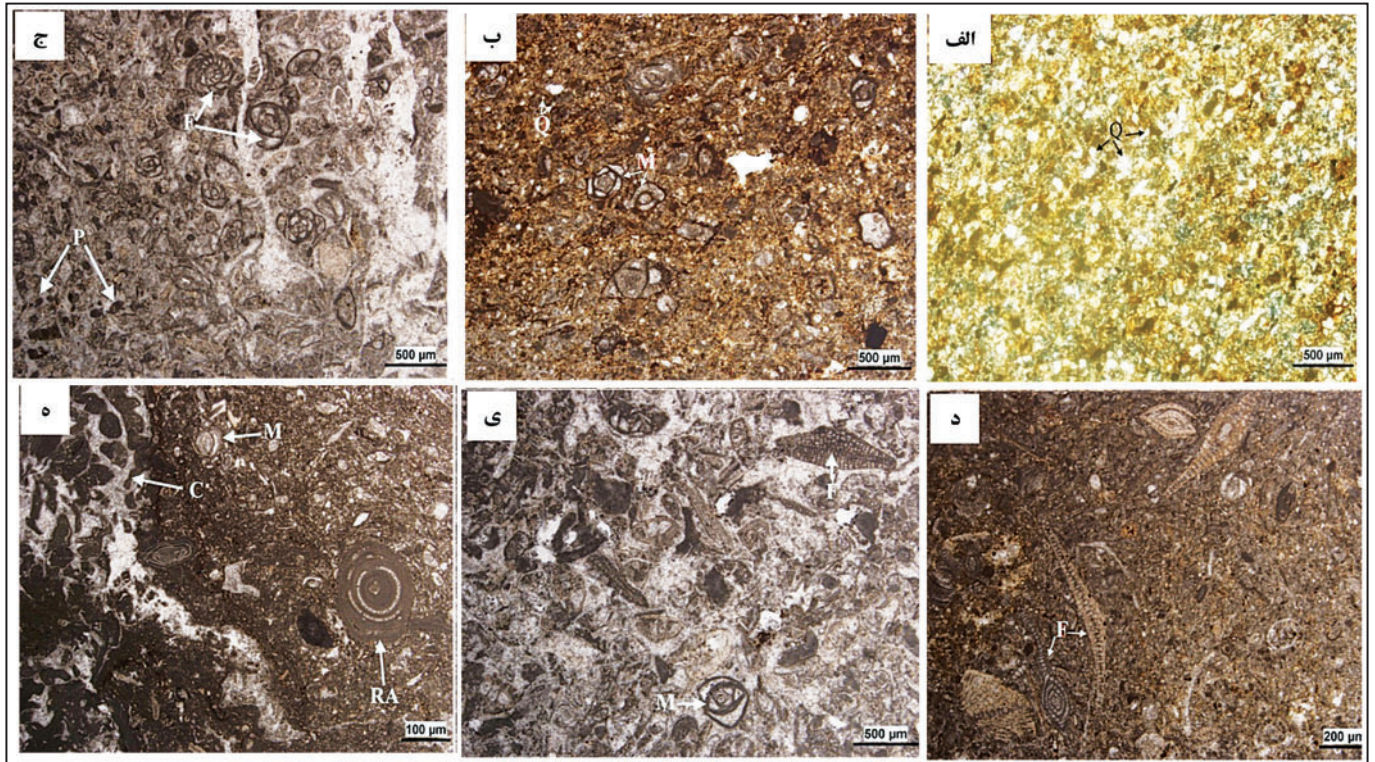
افزون بر این، مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در رسوبات ناحیه مورد مطالعه با رسوبات معادل زمانی آن (سازند آسماری) در فروافتادگی دزفول و زون ایده (Van Buchem et al., 2010) در بازه زمانی روپلین - شاتین نیز یک انطباق نسبی نشان می‌دهد، به طوری که با ۲ مرز سکانسی آن در مرزهای روپلین زیرین و در نزدیکی مرز روپلین - شاتین منطبق است. این شواهد نشانگر ارتباط حوضه رسوبی سازند قم در ایران مرکزی و حوضه رسوبی سازند آسماری در زاگرس در زمان الیگو - میوسن است (Stocklin, 1952; Bozorgnia, 1966).

## ۹- نتیجه‌گیری

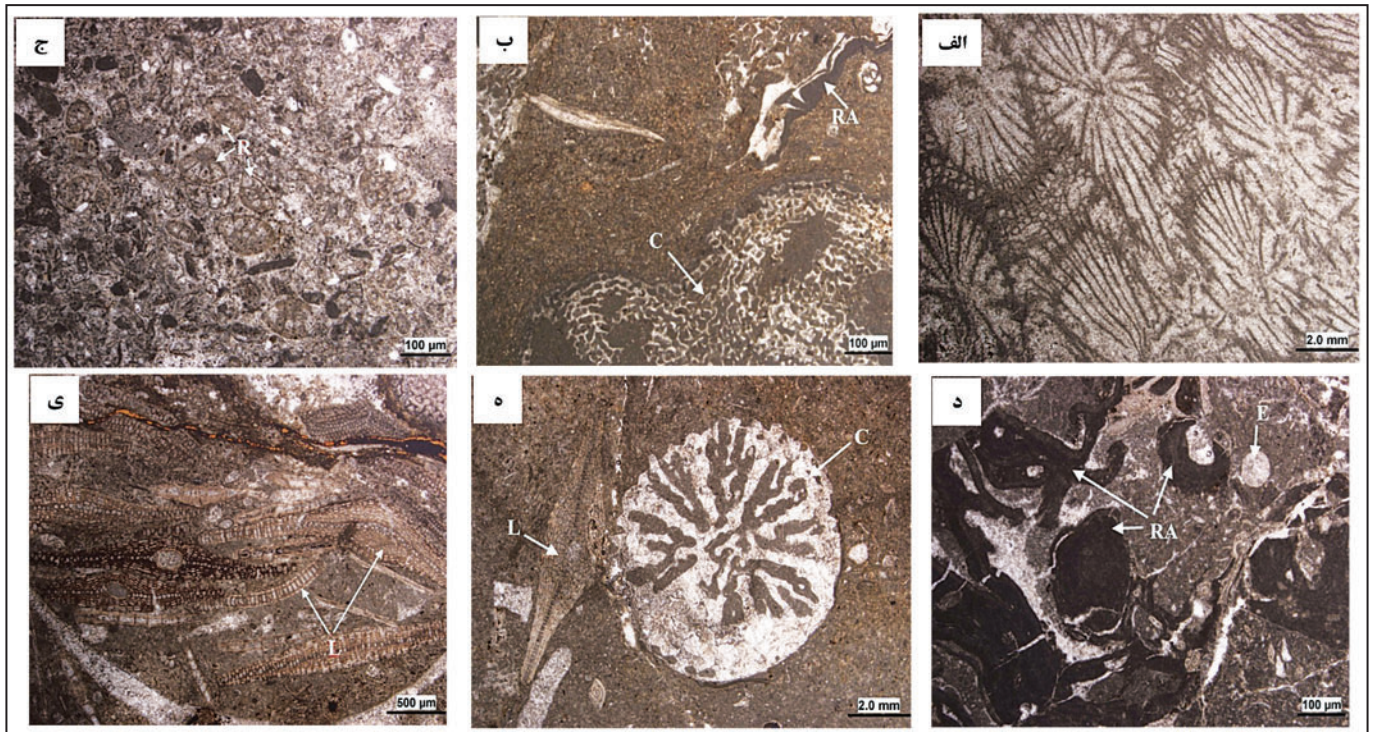
مطالعات سنگ‌نگاری نهشته‌های سازند قم (عضوهای بی‌نام، a، b و c) در شمال



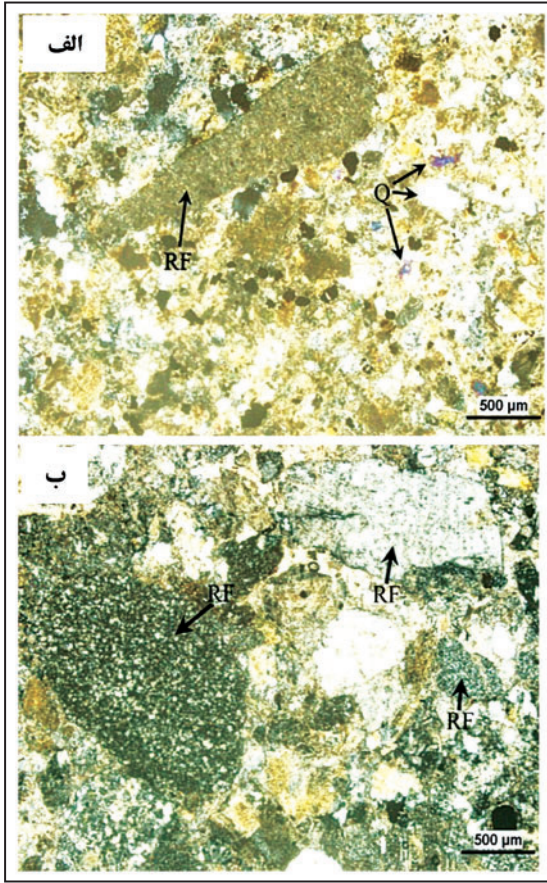
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



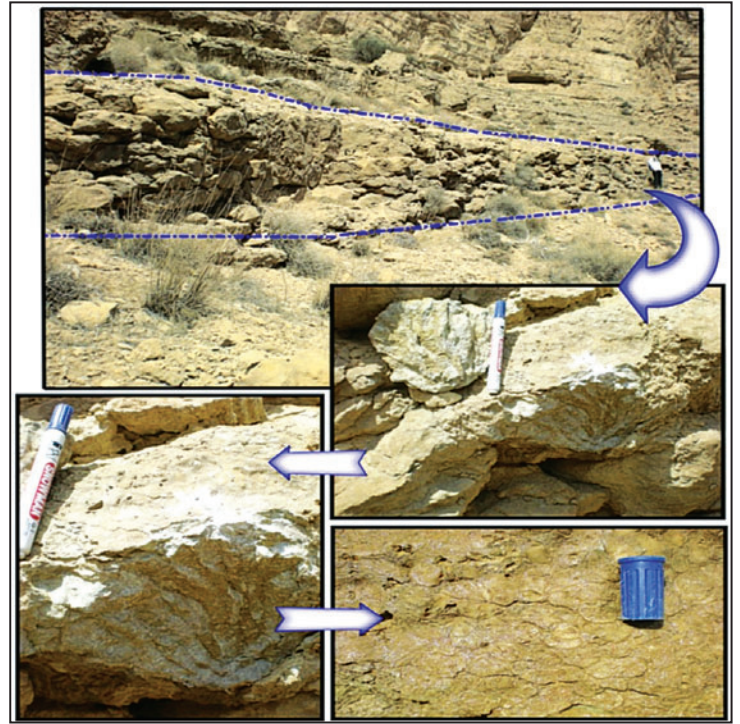
شکل ۲- رخصاره‌های کربناتی (XPL، الف) مادستون کوارتزدار؛ (ب) و کستون- پکستون دارای میلیولید و کوارتز؛ (ج) پکستون- گریستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و پلیولید؛ (د) و کستون- پکستون دارای روزن‌داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ؛ (ه) و کستون- پکستون دارای مرجان، کورالیناسه آ و میلیولید؛ (ی) پکستون- گریستون بیوکلاست‌دار (Q: کوارتز، P: پلیولید، RA: جلبک قرمز، F: روزن‌بران، M: میلیولید، C: مرجان).



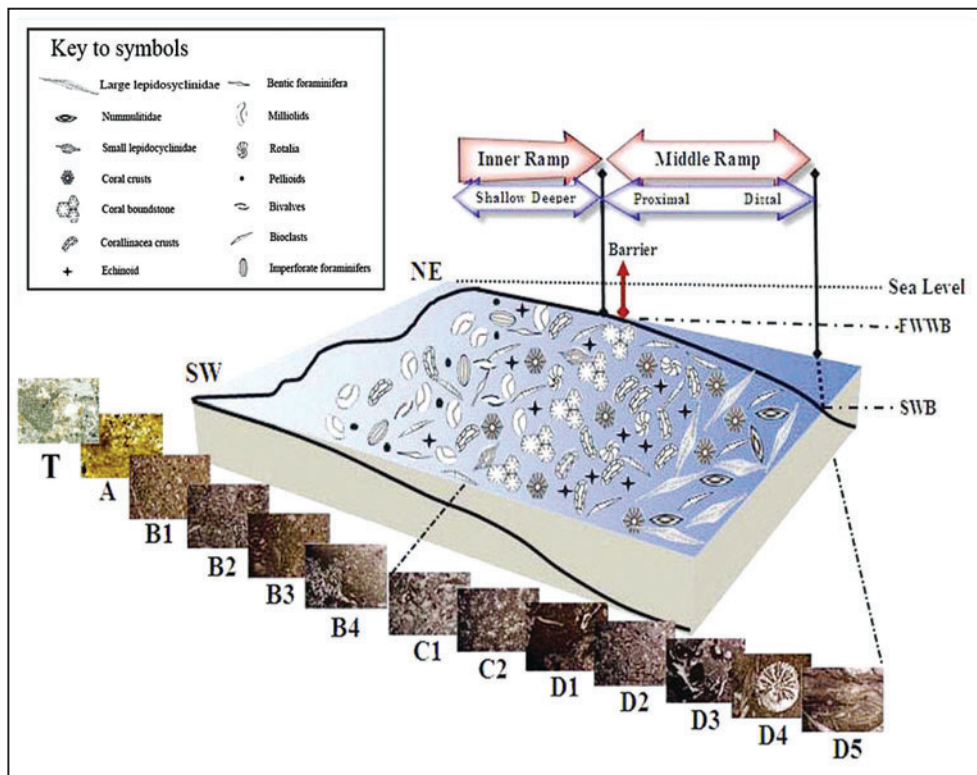
شکل ۳- تصاویر رخصاره‌های میکروسکوپی (XPL، الف) باندستون مرجانی؛ (ب) فلوتستون- رودستون دارای مرجان و کورالیناسه آ؛ (ج) پکستون - رودستون دارای نئوروتالیا، کورالیناسه آ و اکتینولید؛ (د) پکستون- گریستون دارای کورالیناسه آ و اکتینولید؛ (ه) فلوتستون- رودستون دارای لپیدوسیکلینا و مرجان؛ (ی) پکستون- رودستون دارای نومولیت و لپیدوسیکلینا (علامت اختصاری: RA: جلبک قرمز، C: مرجان، E: اکتینودرم، R: روتالیا، L: لپیدوسیکلینا).



شکل ۵- پتروفاسیس‌های آواری (XPL)، الف) ساب لیتارنایت؛ ب) سدآرنایت (چرت آرنایت). (Q: کوارتز، RF: خرده‌سنگ).

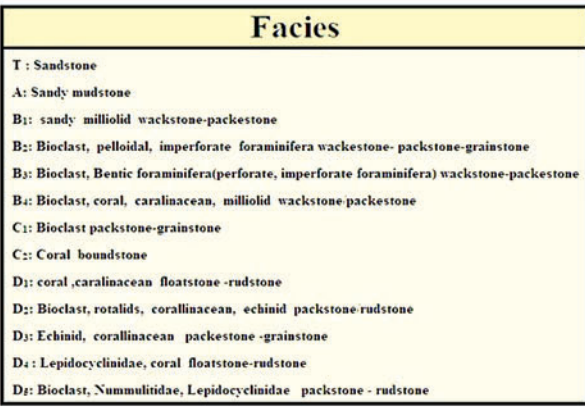
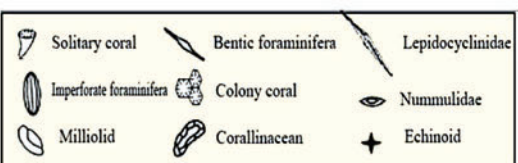
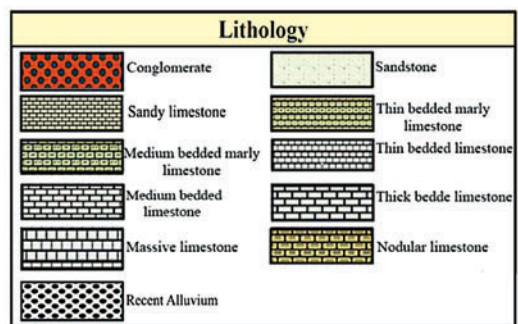
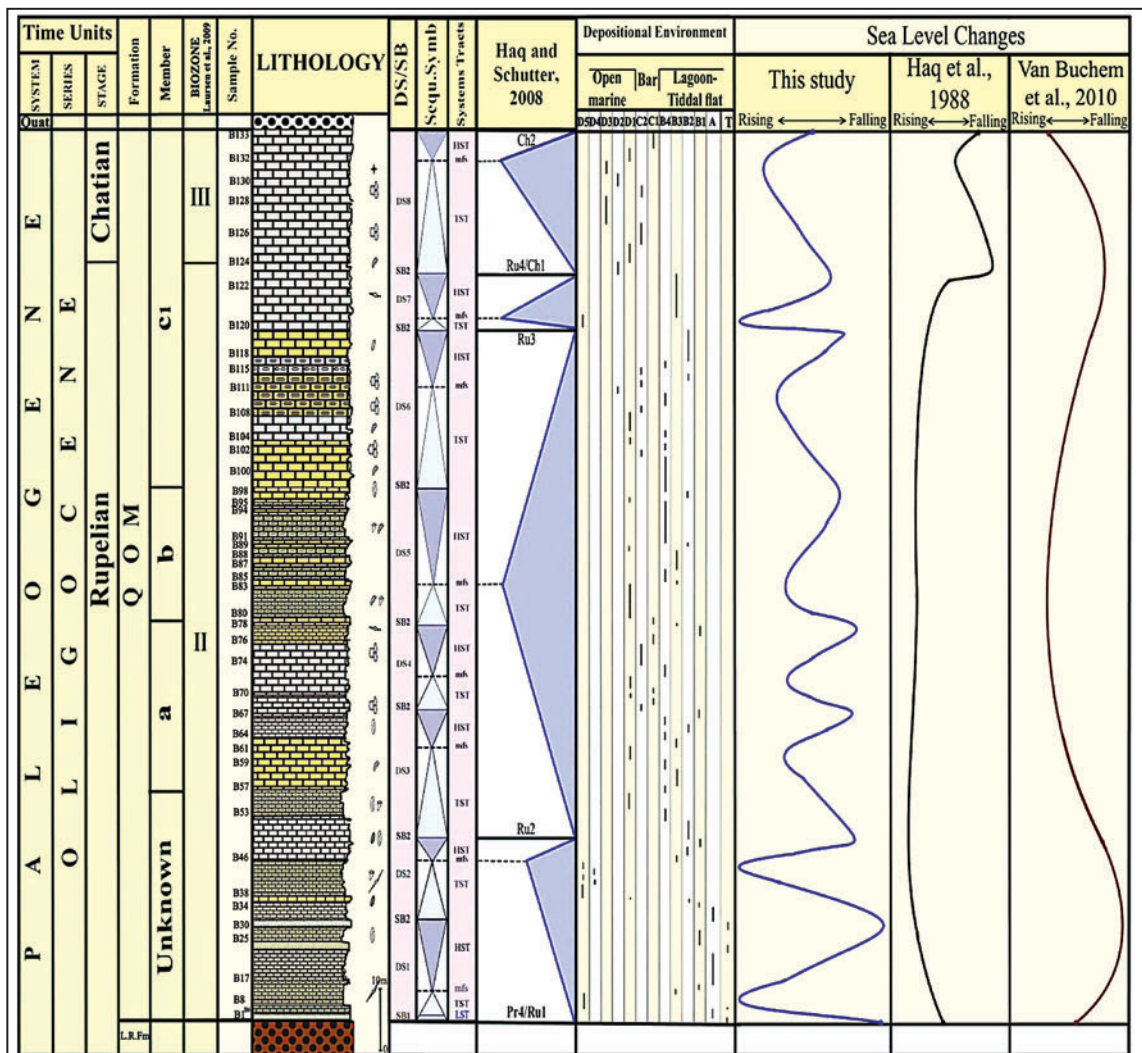


شکل ۴- تصویر صحرایی از مرجان‌های شاخه‌ای سازنده ریف‌های سدی در توالی رسوبی مورد مطالعه.

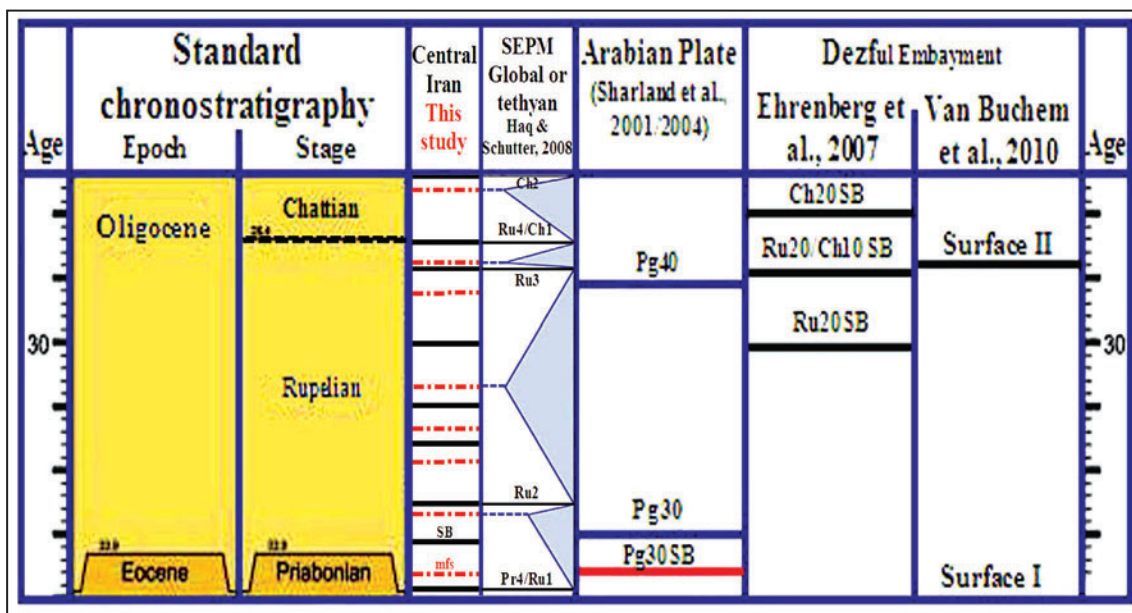


شکل ۶- مدل نمادین محیط رسوب‌گذاری سازند قم در ناحیه مورد مطالعه.





شکل ۷- آنالیز چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در برش مورد مطالعه.



شکل ۸- مقایسه سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در برش مورد مطالعه در حوضه ایران مرکزی با سکانس‌های جهانی (Haq & Shutter, 2008)، پلیت عربی (Sharland et al., 2001 & 2004) و فروافتادگی دزفول (Ehrenberg et al., 2007; Van Buchem et al., 2010) (اقتباس با تغییراتی از (Van Buchem et al., 2010).

## کتابنگاری

امینی، ع. ا.، ۱۳۸۸- مبانی چینه‌نگاری سکانسی، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، ۳۲۴ صفحه.  
 رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۷۳- زمین‌شناسی ایران، الیگوسن، میوسن، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۱۲.  
 ندری، ر. ا.، محجل، م. و بحرودی، ع.، ۱۳۸۸- سامانه گسل امتداد لغز بیدهند (جنوب قم)، فصلنامه علوم زمین، سال ۱۹، شماره ۷۴، ص ۱۷۷-۱۸۴.

## References

- Abaie, I., Ansari, H. J., Badakhshan, A. & Jaafari, A., 1964- History and development of the Alborz and Sarajeh .fields of Central Iran, Bulletin of Iranian Petroleum Institute, V. 15, p. 561 –574.
- Alsharhan, A. S. & Kendall, C. G. St. C., 2002- Holocene carbonate/evaporates of Abu Dhabi, and their Jurassic ancient analogs. In: Barth, H. J. And Bore, B. B. (eds), Sabkha Ecosystems, Kluwer Academic Publisher, p. 187-202.
- Amirshahkarami, M., 2008- Distribution of miogypsinoides in the Zagros Basin, in southwest Iran, Historical Biology, V. 20, p. 175–184.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. & Taheri, A., 2007- Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran, Journal of Asian Earth Science, V. 29, p. 947–959.
- Barattolo, F., Bassi, D. & Romero, R., 2007- Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece), Facies, V. 53(3), p. 361-375.
- Beavington-Penney, S. J. & Racey, A., 2004- Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, Earth. Sci. Rev, V. 67 (3-4), p. 219–265.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences. V. 18, No. 2, p. 210- 265.

- Bozorgnia, F., 1966- Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, V. 24, p. 69 –75.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. & Pedley, M., 2008- Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, V. 56, p. 1138- 1158.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. & Cuffaro, M., 2009- Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta), *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, p. 272, 1-10.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, V. 79, p. 3–57.
- Cadjenovic, D., Kilibarda, Z. & Radulovic, N., 2008- Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro, *Sedimentary Geology*, V. 24, p. 1-17.
- Carozzi, A. V., 1989- Carbonate Rock Depositional Model, Prentice Hall, New Jersey, 604 p.
- Catuneanu, O., 2006- Principles of Sequence Stratigraphy: New York, Elsevier, 386 p.
- Corda, L. & Brandano, M., 2003- Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, *Sedimentary Geology*, V. 161, p. 55–70.
- Cosovic, V., Drobne, K. & Moro, A., 2004- Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies*, V. 50, p. 61–75.
- Dozy, J. J., 1944- Comments on geological report No.1 by Thiebaud (on the Qum-Saveh area), Geological Report, p. 308.
- Dozy, J. J., 1945- A geological reconnaissance of the area of Veramin and the Siah Kuh (Central Persia), Geological Report 6 (Tehran .le).
- Dozy, J. J., 1955- A Sketch of past Cretaceous volcanism in Central Iran. *Leidsche Geologische Mededeelingen*, V. 20, p. 48 –57.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham, (ed.), *Classification of Carbonate Rocks- A Symposium: A.A.P.G, Mem, V. 1*, p. 108- 121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqrawi, A. A. M., McArthur, J. M. & Thirlwall, M. F., 2007- Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation(Oligocene – Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, V. 30, p. 107–128.
- Emami, M. H., 1981- Geologie de la region de Qom- Aran ( Iran) contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanism Tertiaire de l'Iran central. *These Sciences Naturelles, Universite de Grenoble*. p. 500.
- Embry, A. F. & Klovan, E. J., 1971- Absolute water limits of the Devonian paleoecological zones: *Geol, Rdsch*, V. 61, p. 2. Emery, D. & Myers, K. J., 1996- *Sequence Stratigraphy: Oxford, Blackwell Science*, p. 297.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 976.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, p. 182.
- Fournier, F., Montaggioni, L. & Borgomano, J., 2004- Paleoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-East Asian shallow-water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya, Offshore Palawan, Philippines, *Marine Petroleum Geology*, V. 21, p. 1–21.
- Furon, R., 1941- Geologie du plateau Iranien (Perse-Afghanistan- Beloutchistan). *Me ´moires du Museum National d 'Histoire Naturelle, Nouvelle Serie, Paris*, V. 7 (2), p. 177 –414.
- Furrer, M. A. & Soder, P. A., 1955- The Oligo –Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran). *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5*, p. 267 –277.
- Geel, T., 2000- Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 155, p. 211–238.
- Haq, B. U. & Shutter, S. R., 2008- A chronology of Paleozoic sea level changes. *Science*, 322, p. 64-68.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1988- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. in: Wilgus, C. K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Publ. V. 42, p. 72–108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., de Graciansky, P. C. & Vail, P., 1998- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in: Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P. (eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM, Spec. Publ. V. 60*, p. 3-14.
- Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F. S. P., Moallemi, A. & Druillion, G., 2009- The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. in: *First international petroleum conference and exhibition, Shiraz, Iran*.
- Loreau, J. P. & Purser, B. H., 1973- Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf, In: B. H. Purser (Ed.), *The Persian Gulf*, Springer. Verlag, p. 279-328.
- Nichols, G., 1999- *Sedimentology and Stratigraphy*, Blackwell Science, 355p.
- Perrin, C., 2000- Changes of palaeozonation patterns within a succession of Miocene coral reefs, Gebel Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt, *Lethaia*, V. 33, p. 253-268.

- Read, J. F., 1982- Carbonate margins of passive(extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, V. 81, p. 195-212.
- Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M. P., Wielandt-Schuster, U. & Hamedani, A., 2007- 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*, 10.1007/s00531-007- 0269-9.
- Riben, H., 1935- Contribution a la ge ´ologie de l ’Azerbeidjan Persan. *Bulletin de la Socie ´te ´.Neuchateloise des Sciences Naturelles*, Neuch- atel, V. 59, p. 20 –144.
- Romero, J., Caus, E. & Rossel, 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, V. 179, p. 43–56.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. & Simmons, M., 2001- Arabian plate sequence stratigraphy, *Geological Arabian, Special Publication*, V. 2, p. 1-371.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D. & Sutcliffe, O. E., 2004- Chrono-Sequence stratigraphy of the Arabia plate: Arabian Plate Sequence Stratigraphy- revisions to SP2, *Geological Arabian, Special Publication*, V. 9, p. 199- 214.
- Soder, P. A., 1959- Detailed investigations on the marine formatin of Qom, unpubl. 2 Report: N.I.O.C. Gr., No. 185, 58 p.
- Stahl, A. F., 1911- Persien.In:Handbuch der Regionalen Geologie. Heidelberg (Winter) Hft.8, 5(6), 46 p.
- Stocklin, J. & Setudehnia, A., 1991- Stratigraphic Lexicon of Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 18, p. 40– 41.
- Stocklin, J., 1952- Stratigraphical investigations in the Qom – Arak – Gulpaigan – Delijan area. National Iranian Oil Company. Report. 95.
- Tietze, E., 1875- Ein Aus .ug nach dem Siahkuh (Schwarzer Berg)in Persien.Mitteilungen der Geographischen Geographischen Gesell- schaft Wien. 18 (8), p. 257 –267.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell Sci. Publ. Oxford, p. 425.
- Tucker, M. E., 1985- Shallow marine carbonate facies and facies models. In: Brenchley P.J., Williams B.P.J (eds) *Sedimentology, recent development and applied aspects*. Geo. So. London, Spe. Pub, V. 18, p. 139–161.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, A. R., Tahmasbi, N. A. H., Vedrenne, V. & Vincent, B., 2010- Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran, *Geological Society, London, Special Publications*, V. 329, p. 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A., 2006- Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Lali Area.Facies*, V. 52, p. 41–51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. & 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 Geologicas*. 27(1), p. 56–71.
- Wilson, J. L., 1975- Carbonate Facies in Geological History, Springer, New York.
- Wilson, M. E. J. & Evans, M. E. J., 2002- Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihta Penninsula: Boreneo, hmplication for subsurface reservoir quality, *Marine and Petroleum Geology*, V. 19, p. 837-900.

# Sedimentary Facies and Sequence Stratigraphy of Qom Formation Deposits in NE Delijan, NW Central Iran

M. Karavan <sup>1</sup>, A. Mahboubi <sup>2\*</sup>, H. Vaziri-Moghaddam <sup>3</sup> & R. Moussavi-Harami <sup>2</sup>

<sup>1</sup>M. Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran

Received: 2012 January 29

Accepted: 2013 February 02

## Abstract

The Oligocene Qom Formation deposits in NW Central Iran (NE Delijan) are widespread in NE-SW trend. Four members of the Qom Formation (unknown, a, b & c) in the study area consist of mainly marly limestone, limestone, sandy limestone and a minor amount of sandstone. It disconformably overlies the Lower Red Formation and the upper boundary is covered by the recent alluvium. Based on the benthic foraminifera assemblage, these deposits are attributed to Oligocene (Rupelian- Chattian). Petrographic consideration led to identification of 12 carbonate microfacies and one sandstone facies that may have been deposited in a homoclinal ramp and in 4 sub environments including tidal flat, lagoon, bioclastic bar and open marine. Sequence stratigraphy analysis led to identification of 8 3rd order depositional sequences bounded by type I and type II sequence boundaries. Comparison between interpreted relative sea level curve with global sea level curve shows reasonable correlation with the lower and upper sequence boundaries of this formation and also Rupelian- Chattian boundary and the differences in other sequence boundaries can be related to local tectonic activity in the sedimentary basin of Qom Formation and the local sea level changes.

**Keywords:** Qom Formation, Oligocene, Sedimentary Facies, Sedimentary Environment, Sequence Stratigraphy.

For Persian Version see pages 237 to 248

\*Corresponding author: A. Mahboubi; E- mail: mahboubi@um.ac.ir