

مطالعه روزن بران سازند میشان در برش چینه نگاری هندون واقع در شمال غرب بندرعباس و کاربرد آن در

چینه نگاری سکانسی

جهانبخش دانشیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

مریم درخشانی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

سید علی معلمی

بخش زمین شناسی مخازن، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۱۴ تاریخ پذیرش: ۹۵/۶/۱۴

daneshian@khu.ac.ir

چکیده

چینه نگاری سکانسی علمی است که به تحلیل حوضه رسوبی و اکتشاف کمک قابل توجهی می‌نماید. به همین منظور در این تحقیق چینه نگاری سکانسی سازند میشان در برش هندون در شمال غرب بندرعباس مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس مجموعه روزن بران، سن نهشته‌ها بوردیگالین- لانگین تعیین و سه مجموعه رخساره‌ای، پهنه جزر و مدی، لاگون و دریای باز تشخیص داده شد. با نگرش ویژه به محتویات فسیلی، ۴ سکانس رسوبی رده سوم به همراه ۵ مرز سکانسی شناسایی شدند. روند رسوب‌گذاری زمان بوردیگالین در این برش که با یک TST آغاز شده احتمالاً منطبق بر بالا آمدن سطح جهانی آب دریا است. بررسی تغییرات سطح نسبی آب دریا در این حوضه رسوبی حاکی از آن است که با منحنی سطح جهانی آب دریا انطباق خوبی را نشان نمی‌دهد که احتمالاً از دلایل آن می‌توان به تغییرات تکتونیک محلی در پس خشکی بندرعباس اشاره کرد.

کلمات کلیدی: سازند میشان، بوردیگالین - لانگین، زیست چینه نگاری سکانسی، شمال غرب بندرعباس.

مقدمه

در نتیجه با توجه به لزوم انجام مطالعات و کارهای عملی در زمینه چینه نگاری سکانسی در کشورمان، یکی از عوامل بسیار مهم در این مطالعات اهمیت و نقش کلیدی فسیل‌ها است. در واقع کاربرد فسیل‌ها در چینه نگاری سکانسی، نه تنها تعیین سن به منظور تطابق بخش‌های مختلف توالی‌های رسوبی سکانسی است، بلکه کمک به تعیین محیط رسوبی و تعیین عمق و تغییرات آن و کمک به تعیین سیستم ترک‌ها و سطوح اصلی چینه‌ای است (Brett, 1995, 1998).

در مطالعاتی که تاکنون تحت عنوان چینه نگاری سکانسی (به ویژه در ایران) انجام شده است، بیشتر بر مبنای ویژگی‌های ریز رخساره‌ای و پتروفالسیس سنگ‌های رسوبی از قبیل توزیع ذرات از نظر اندازه، ساختارهای رسوبی و کانی‌شناسی بوده و توجهی به اهمیت فسیل‌ها در تعیین سیستم ترک‌ها و مرزهای سکانسی نشده است (Fursich and Pandey, 2003). در حالی که به عقیده برت (Brett, 1995) فسیل‌ها نسبت به ذرات رسوبی شاخص‌های حساس‌تری برای تعیین محیط‌های رسوبی گذشته بوده و به تشخیص سکانس‌ها و مرزهای سکانسی کمک می‌کنند. امری و میرز (Emery and Myers, 1996) اعتقاد دارند که علاوه بر نقشی که فسیل‌ها در تعیین سن سطوح سکانسی دارند.

اصولاً همه فسیل‌ها پتانسیل کاربرد در چینه نگاری سکانسی را دارند. آرمنتروت (Armentrout, 1996) برای بیان اهمیت مطالعات فسیل

حوضه رسوبی زاگرس یکی از مهمترین حوضه‌های جهانی از نظر وجود نفت و گاز است. بسیاری از سازندها در این حوضه رسوبی حاوی هیدروکربن هستند. عضو آهک‌گوری سازند میشان نیز در برخی از نواحی از جمله در پس خشکی بندرعباس دارای مقادیر قابل توجهی گاز است.

در سال‌های گذشته حوضه رسوبی زاگرس از لحاظ مخازن نفت دار بیشتر مورد توجه بوده و عضو گوری سازند میشان با وجود داشتن ذخایر گازی، در گذشته کمتر مورد توجه قرار گرفته است، ولی اخیراً به دلیل اهمیت گاز، این عضو آهکی بیشتر مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته و در مناطق مختلف زاگرس مورد توجه واقع شده است.

از جمله اولین اقدام‌های اساسی در پژوهش مخازن نفتی و گازی، شناسایی رخساره‌ها و درک و مشخص ساختن روابط چینه‌ای آن‌ها در حوضه است. بنابراین باید اطلاعات جامعی در ارتباط با ویژگی‌های نهشته‌ها از جمله فونا در نقاط مختلف حوضه و چگونگی تکامل حوضه رسوبی در طول زمان، تغییرات سطح آب دریا، نرخ فرونشینی یا بالا آمدگی بستر و تغییرات میزان رسوبات وارد شده به حوضه یا تشکیل شده در حوضه جمع‌آوری شود.

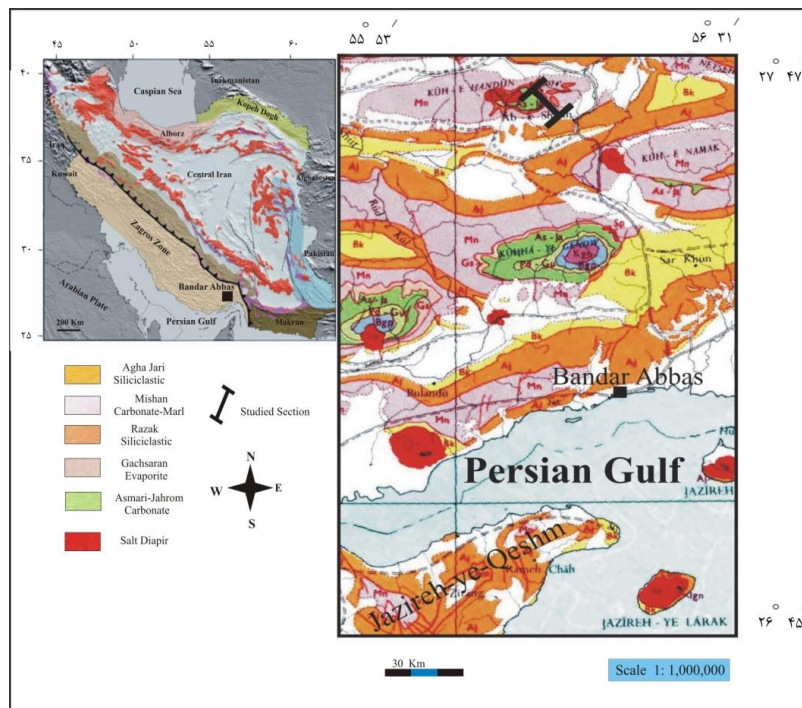
با توجه به اهداف تحقیق، نمونه برداری از نمونه‌های سخت و نرم در روی زمین با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی با فواصل ۱ تا ۳ متر در رسوبات آهکی و ۳ تا ۱۰ متر در رسوبات ماری انجام شد. مبنای فاصله در نمونه برداری علاوه بر محتویات فسیلی نمونه‌ها، تغییرات سنگ‌شناسی نیز بوده، در محل‌هایی که رخساره تغییرات چندانی نشان نمی‌دادند، فاصله نمونه برداری بیشتر در نظر گرفته شد. از نمونه‌های سخت طی چند مرحله مقطع نازک تهیه شد. نمونه‌های نرم نیز پس از ۲۴ ساعت خیساندن در آب و ۱۲ ساعت خیساندن در آب اکسیژنه ۱۰٪ از روی الک‌های ۵۰، ۳۵ و ۱۵۰ مش به وسیله فشار آب شسته شد. الک‌ها پس از هر بار استفاده، در محلول متیلن بلو قرار داده شدند تا نمونه‌های جا مانده در منافذ الک‌ها با رنگ آبی، مشخص شوند. نمونه‌های شسته شده را توسط اتوکلاو خشک و سپس یک گرم از هر الک را وزن کرده و روزن بران آن در زیر استریومیکروسکپ جدا شدند. سپس بر اساس منابع و مقالاتی مانند: Adams and Bourgeois, 1967; Becker and Dusenbury, 1985; Bolli and Saunders, 1985; Henson, 1950, Loeblich and Tappan, 1988; Papp and 1985; Postuma, 1971; Rahaghi, 1973, 1980; Schmid, Souaya, 1963; Todd, 1952; Viterbo, 1963; Kennett and Srinivasan, 1983. شناسایی شدند و از مقاطع میکروسکوپی عکس برداری صورت گرفت. پس از تعیین گسترش چینه‌شناسی روزن بران در برش مورد مطالعه و ترسیم نمودارهای مربوطه، تجزیه و تحلیل آن‌ها سن نسبی نهشته‌های سازند میشان در برش مورد مطالعه بر اساس روزن بران شاخص تعیین گردید.

شناسی در تفکیک سیستم ترک‌ها و سطوح سکانشی از واژه زیست چینه نگاری سکانشی استفاده کرد. در ایران نیز مطالعات چینه نگاری سکانشی که به نقش و اهمیت فسیل‌ها توجه ویژه‌ای داشته‌اند، هنوز اندک بوده (به عنوان مثال Vaziri-Moghaddam et. al., 2006, Taheri et al., 2008, Reuter et al., 2007, 2010 و دانشیان و همکاران ۱۳۸۷) و توجه بیشتری به این مطالعات لازم است.

در این تحقیق نیز هدف، مطالعه چینه نگاری سکانشی با نگرش ویژه بر نقش فسیل‌ها به ویژه روزن بران بوده و سعی شده از آنها در تشخیص سیستم ترک‌ها، مرزهای سکانشی و سطوح حداکثر غرقابی استفاده شود.

روش کار

به منظور مطالعه چینه نگاری سکانشی سازند میشان در منطقه بندرعباس، برش هندون با مختصات $۵۶^{\circ}۷'$ عرض شمالی و $۲۷^{\circ}۳۸'$ طول شرقی در ۶۰ کیلومتری شمال غرب بندرعباس انتخاب شد (شکل ۱). در مجموع از ۱۴۰۰ متر ضخامت نهشته‌های سازند میشان ۲۱۱ نمونه برداشت شد. عضو گوری سازند میشان در این برش با ۵۷۰ متر ضخامت عمدتاً از سنگ آهک‌های توده‌ای، سنگ آهک‌های نازک لایه و سنگ آهک‌های رسی تشکیل شده است. مرز زیرین بخش سنگ آهک گوری در این برش با ناپیوستگی هم شیب و به صورت ناگهانی بر روی سازند رازک واقع شده (شماره ۲۱ در شکل ۲) و مرز بالایی بخش سنگ آهک گوری به طور تدریجی در زیر مارن‌های میشان قرار گرفته است (شماره ۳ در شکل ۲). مرز بالایی مارن‌های میشان به طور تدریجی به ماسه سنگ‌های قهوه‌ای رنگ آغاچاری تبدیل می‌شوند (شماره ۴ در شکل ۲).



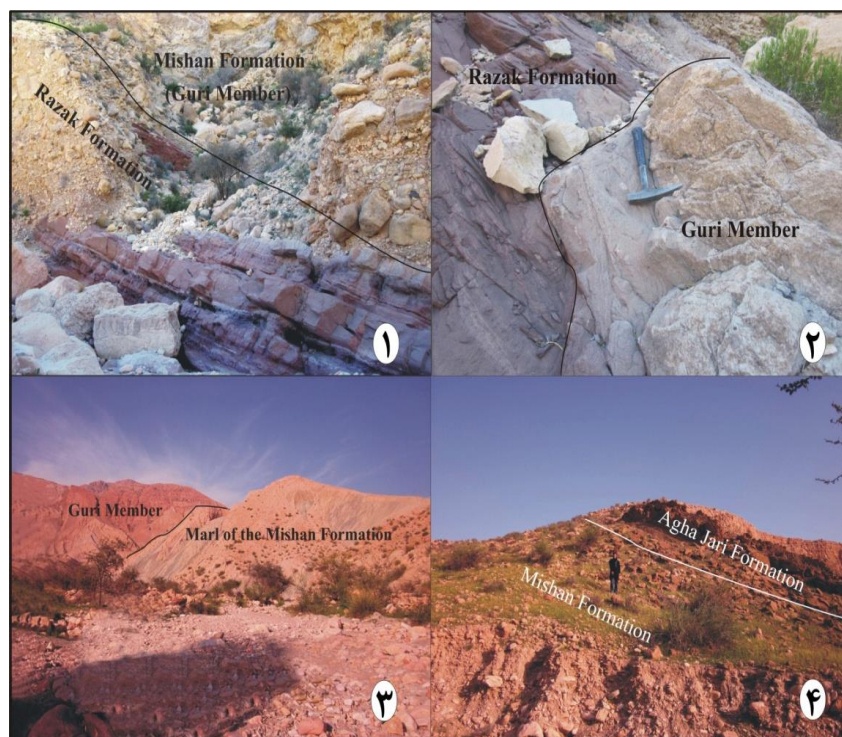
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت برش چینه‌شناسی هندون (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بندرعباس (IOOC.1969)).

مبنای تفکیک سکانس‌ها با توجه به وضعیت تکتونیکی سازند میشان و وضعیت تغییرات رخساره‌ای نهشته‌های مورد مطالعه در این تحقیق، مدل سکانس رسوبی متناسب تشخیص داده شد و این روش برای تجزیه و تحلیل دقیق شرایط محیطی حوضه رسوبی و تغییرات سطح نسبی آب دریا در طول نهشته شدن توالی‌های رسوبی سازند میشان بکار برده شد. همچنین در این تحقیق جهت شناسایی سکانس‌ها از منابعی نظیر هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992, 1995) کاتونینانو (Catuneanu, 2002, 2006) و امری و میرز (Emery and Myers, 1996) استفاده شد. در این مطالعه جهت افزایش دقت در بررسی مطالعات میکروسکوپی رخساره‌ها، به ویژه در ارتباط با تفکیک سطوح سکانسی و اهمیت فسیل‌ها به عنوان شاخص‌های حساس محیطی در تشخیص سیستم ترک‌ها و مرزهای سکانسی درصد روزن بران پلانکتونیک، روزن بران بنتونیک هیالین و پورسلانوز، خارپوست، دوکفه‌ای، جلبک قرمز و بریوزوئر در تمامی مقاطع سنگ‌های کربناته محاسبه شد و روند تغییرات عمودی هر یک از آلوکم‌ها در ستون چینه نگاری برش هندون رسم شد.

در مرحله بعد به منظور بررسی ریز رخساره‌های نهشته‌های سازند میشان در برش هندون، مطالعه و نامگذاری سنگ‌های کربناته به روش دانهام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و تفکیک، دسته بندی و مطالعه روند تغییرات ریز رخساره‌های کربناته با بکارگیری روش فلوگل (Flugel, 2010) صورت گرفت (مانند پور امینی بزنجان و همکاران، ۱۳۹۲).

همچنین قابل ذکر است در این تحقیق رخساره‌های مربوط به پتروفاسیس‌ها شامل ماسه‌سنگ و مارن می‌باشند، که در مورد ماسه سنگ‌ها طبقه‌بندی پتی جان و همکاران (Pettijohn et al., 1987) مورد استفاده قرار گرفت.

در این مطالعه با توجه به اینکه عملیات صحرایی انجام شده، سعی شده که علاوه بر توصیف میکروسکوپی سنگ‌ها (ریز رخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها)، به توصیف ماکروسکوپی (لیتوفاسیس) هم پرداخته شود. در توصیف صحرایی به ویژگی‌های مانند رنگ، ضخامت، لایه‌بندی و ساخت رسوبی اشاره شده است.



شکل ۲. ۱- مرز ناگهانی عضو گوری با سازند رازک در برش چینه نگاری هندون، دید به سمت شرق، ۳- مرز تدریجی بین آهک گوری و مارن میشان در برش چینه نگاری هندون، دید به سمت شمال شرق، ۴- مرز تدریجی بین مارن میشان و سازند آغا جاری در برش چینه نگاری هندون، دید به سمت شرق.

روزن بران بنتونیک و پلانکتونیک بوردیگالین -لانگین است. بررسی نمونه‌ها نشان داد که فرم‌های بنتونیک با ۳۹ جنس و ۵۰ گونه در مقابل ۸ جنس و ۱۵ گونه پلانکتونیک دارای تنوع بیشتری می‌باشند.

بحث

بررسی ۲۱۱ نمونه برداشت شده از سازند میشان در برش هندون نشان داد که سن این نهشته‌ها در برش مذکور بر مبنای گسترش چینه‌شناسی

LF3- سیلتی بیوکلاست مادستون-وکستون (Silty Bioclast Mudstone-Wackestone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت آهک رسی متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، به صورت یک بیوکلاست مادستون- وکستون حاوی روزن بران محیط لاگون به همراه قطعات ریز کوارتز در حد سیلت تا ماسه می‌باشد (شماره ۳ در شکل ۳). این رخساره دارای ۵ تا ۱۵ درصد آلومک می‌باشد که شامل روزن برانی با پوسته پورسلانوز با فراوانی حدود ۵ تا ۷ درصد، جلبک قرمز با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، دوکفه‌ای با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد و پلت با فراوانی حدود ۵ درصد می‌باشند. این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF18 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

LF4- بیوکلاست میلیولید وکستون-پکستون-گرینستون (Bioclast Miliolid Wackestone - Packstone- Grainstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تا خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، شامل یک بیوکلاست وکستون - پکستون - گرینستون حاوی روزن بران محیط لاگون می‌باشد. (شماره ۴ در شکل ۳). آلومک اصلی تشکیل دهنده این رخساره، روزن بران میلیولید می‌باشند که حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد آلومک‌های این رخساره را تشکیل می‌دهند. اندازه اغلب میلیولیدها بین ۰/۴ تا ۱/۲ میلی‌متر می‌باشد.

آلومک‌های دیگر تشکیل دهنده این رخساره عبارتند از: شکم پا با فراوانی حدود ۵ تا ۷ درصد، پلت با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد، استراکدا با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، دوکفه‌ای، خارپوست و جلبک با فراوانی حدود ۱ درصد و اینتراکلاست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد. همچنین از نظر بافتی، زمینه این رخساره از گل آهکی تشکیل شده است و در برخی از سنگ‌آهک‌های مربوط به این رخساره سیمان کلسیتی نیز دیده می‌شود. این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF16 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

LF5- بیوکلاست *Ammonia* وکستون-پکستون (Bioclast *Ammonia* Wackestone-Packstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک متوسط لایه به رنگ کرم تا خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، به صورت وکستون تا پکستون بیوکلاستی است که آلومک اصلی تشکیل دهنده آن *Ammonia* می‌باشد (شماره ۵ در شکل ۳). تاکسای *Ammonia* که بیشتر در محیط کم‌عمق پشت ریف زندگی می‌کند (Murray, 2000) حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد از اجزای اسکلتی تشکیل دهنده این رخساره می‌باشد. از تاکسای‌های همراه دیگر می‌توان به *Elphidium* با فراوانی حدود ۵ درصد، *Borelis* با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد، *Archaias* با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد و روزن بران میلیولید نظیر *Quinqueloquina*، *Pyrgo*، *Triloculina*، *Spiroloculina* با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد اشاره کرد. از دیگر اجزاء اسکلتی مشاهده شده در این رخساره می‌توان به قطعات دوکفه‌ای و خارپوست با فراوانی حدود ۱ درصد و از اجزاء غیر اسکلتی به پلت با فراوانی حدود ۵ درصد اشاره کرد. این

برای بخش قاعده برش (عضو آهک گوری) با توجه به حضور روزن بران بنتونیک نظر *Borelis melo curdica*، *Meandropsina iranica*، *Meandropsina anahensis* سن بوردیگالین تعیین شد، در حالی که در بخش میانی و بالایی برش (عضو آهک گوری و عضو ماری سازند میشان) با توجه به حضور روزن بران پلانکتونیک نظیر *Praeorbulina glomerosa*، *Orbulina universalis*، *Orbulina suturalis* سن لانگین پیشنهاد می‌شود.

در این تحقیق پس از انجام مطالعات میکروسکوپی و تعیین ریز رخساره‌های کربناته در برش‌های مورد مطالعه و مقایسه آن‌ها با ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel, 2010) و مطالعات ماکروسکوپی (توصیف صحرایی) چهار مجموعه رخساره‌ای مربوط به چهار محیط پهنه جزر و مدی، لاگون، سد کربناته و دریای باز تشخیص داده شد.

در این مطالعه علاوه بر سنگ‌های کربناته، سنگ‌های آواری (ماسه‌سنگ) و مختلط (مارن) نیز مورد توصیف قرار گرفته‌اند و از آنجائیکه روزن بران بزرگ بنتونیک در شناسایی رسوبات دریایی کم‌عمق (اعماق کمتر از ۵۰ متر) دارای اهمیت هستند (Murray, 1991, Hohenegger et al., 1999) در این تحقیق سعی شده است بر اساس گسترش و فراوانی روزن بران بزرگ بنتونیک در نهشته‌های آهکی رخساره‌های محیط رسوبی تعیین گردند.

مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی

TF1- دولومادستون (Dolomudstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت آهک‌رسی نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، از بلورهای ریز دولومیت تشکیل شده است و دارای حفرات روزنه‌ای یا بافت چشم پرند می‌باشند. این رخساره فاقد آلومک‌های اسکلتی و غیر اسکلتی می‌باشد. همچنین دارای حدود ۵ تا ۱۰ درصد دانه‌های ریز آواری کوارتز در حد سیلت و ماسه می‌باشند (شماره ۱ در شکل ۳). این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF22 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

TF2- مادستون (Mudstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت آهک رسی نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، به صورت مادستون یکنواخت متشکل از حفرات روزنه‌ای یا بافت چشم پرند، قالب‌های تبخیری و اینتراکلاست است، که معمولاً در رخساره‌های پهنه جزر و مدی دیده می‌شوند (Flugel, 2010). قابل ذکر است که این رخساره دارای قطعات ریز دانه کوارتز در حد سیلت تا ماسه می‌باشد (شماره ۲ در شکل ۳). این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF19 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

تفسیر: شواهد مشاهده شده در مطالعات میکروسکوپی رخساره‌های TF1 و TF2، نظیر بافت چشم پرند، قالب‌های تبخیری، قشرهای جلبکی و اینتراکلاست، تأیید کننده محدود بودن حوضه و تشکیل شدن در کمر بند شماره ۹ فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد. همچنین حضور دولومیت‌های ریز بلور و عدم وجود فسیل در این رخساره‌ها تأیید کننده تهنشت این اجتماعات رخساره‌ای در پهنه جزر و مدی می‌باشد (Flugel, 2010).

مجموعه رخساره‌های (لاگون Lagoons)

های اسکلتی دریای باز نظیر خارپوست، بریوزوئر، مرجان و برخی قطعات پوسته هیالین روزن بران متعلق به محیط دریای باز در رخساره‌های LF3 تا LF7 نشان‌دهنده ارتباط محیط لاگون با دریای باز (ذاکری و همکاران، ۱۳۹۳) و تشکیل این رخساره‌ها در محیط لاگون دریای باز می‌باشند. درواقع ویژگی‌های مشاهده‌شده در این رخساره‌ها نشان‌دهنده تشکیل شدن آن‌ها در کمربندهای شماره ۷ و ۸ فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

مجموعه رخساره‌های O (دریای باز Open marine)

OF8- بیوکلاست پکستون- فلوتستون (Bioclast Packstone- Floatstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای کرم رنگ، سنگ‌آهک رسی خاکستری رنگ و میان لایه‌های ماری سبز تا خاکستری رنگ دیده می‌شود. این رخساره در برخی قسمت‌ها حاوی استیلولیت، لایه‌بندی مورب و آثار حفاری می‌باشند. در مطالعات میکروسکوپی، به صورت پکستون- فلوتستون حاوی بیوکلاست (شماره ۸ در شکل ۳)، شامل جلبک قرمز با فراوانی حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد، روزن بران با پوسته هیالین مربوط به محیط‌های دریای نظیر: *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Miogypsina* با فراوانی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد. آلوکم‌های دیگر نظیر خارپوست با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد و روزن بران میلیولید با فراوانی حدود ۵ درصد از آلوکم‌های تشکیل دهنده این رخساره می‌باشند. از آلوکم‌های غیر اسکلتی تشکیل دهنده این رخساره می‌توان به پلت با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد و اینتراکلاست با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد اشاره کرد. همچنین قابل ذکر است که در برخی از سنگ‌آهک‌های تشکیل دهنده این رخساره، اندازه ۱۰ درصد از آلوکم‌های تشکیل دهنده بیشتر از ۲ میلی‌متر می‌باشد. همچنین از نظر بافتی زمینه این رخساره به طور کلی حاوی گل آهکی می‌باشد و تنها در بعضی قسمت‌ها سیمان کلسیتی دیده می‌شود. این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF9 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

OF9- بیوکلاست بریوزوئر وکستون- فلوتستون (Bioclast Bryozoan Wackestone - Floatstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای کرم رنگ دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، به صورت یک وکستون- فلوتستون بیوکلاست حاوی بریوزوئر می‌باشد (شماره ۹ در شکل ۳). آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخساره بریوزوئر است که با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد می‌باشد. از جمله آلوکم‌های دیگر مشاهده شده در این رخساره می‌توان به روزن بران با پوسته هیالین نظیر *Operculina*, *Spherogypsina*, *Miogypsina* اشاره کرد که با فراوانی حدود ۵ درصد می‌باشند. همچنین روزن بران میلیولید با فراوانی ۲ تا ۳ درصد از آلوکم‌های قابل مشاهده در این رخساره می‌باشند. از جمله آلوکم‌های دیگر مشاهده شده می‌توان به جلبک قرمز با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، خارپوست با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد و دوکفه‌ای با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد اشاره کرد. از جمله آلوکم‌های غیر اسکلتی مشاهده شده در این رخساره می‌توان به پلت

رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF14 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

LF6- روزن بران بنتونیک بزرگ پورسلانوز فلوتستون (Porcelaneous Larger Benthonic Foraminifera Floatstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای خاکستری تا کرم رنگ و آهک‌رسی متوسط لایه دیده می‌شود و در برخی از قسمت‌های این لایه‌های آهکی فسیل اثری دیده می‌شود. در مطالعات میکروسکوپی، به صورت فلوتستون، حاوی قطعات بزرگ روزن بران بنتونیک پورسلانوز بزرگ نظیر *Archaias* با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد، *Meandropsina* با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد، *Borelis* با فراوانی حدود ۵ درصد می‌باشند (شماره ۶ در شکل ۳). از دیگر اجزاء تشکیل دهنده این رخساره می‌توان به جلبک قرمز با فراوانی حدود ۱ درصد، خارپوست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد و دوکفه‌ای با فراوانی ۱ درصد اشاره نمود. از نظر بافتی، زمینه این رخساره از گل آهکی تشکیل شده است و اغلب روزن بران بنتونیک پورسلانوز بزرگ در این رخساره دارای اندازه بزرگتر از ۲ میلی‌متر می‌باشد. این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF13 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

LF7- پلوئیدال بیوکلاست وکستون- فلوتستون (Peloidal Bioclast Wackestone- Floatstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک ضخیم لایه به رنگ کرم تا خاکستری دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکوپی، به صورت وکستون- فلوتستون حاوی بیوکلاست و پلوئید است (شماره ۷ در شکل ۳) که اجزای اسکلتی تشکیل دهنده آن شامل جلبک قرمز با فراوانی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد، مرجان با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۵ تا ۷ درصد و روزن بران میلیولید با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد و روزن بران بنتونیک پورسلانوز بزرگ نظیر *Archaias* و *Meandropsina* با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشند. از اجزای غیر اسکلتی این رخساره پلوئید می‌باشد که با فراوانی حدود ۵ تا ۱۵ درصد در این رخساره دیده می‌شود. همچنین در برخی از سنگ‌آهک‌های مربوط به این رخساره اوئید با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد قابل مشاهده می‌باشد. این رخساره از نظر بافت میکروسکوپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF20 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

تفسیر: محیط لاگون، منطقه‌ای با چرخش آب محدود و متغیر است که رسوبات آن شامل ماسه کربناته، گل کربناته، پلت و بیوکلاست‌های نظیر روزن بران، جلبک و نرم‌تان می‌باشد که به صورت وکستون و پکستون وجود دارند (Flugel, 2010). شواهد مشاهده شده در رخساره‌های LF3 تا LF7، نظیر فراوانی گل آهکی در شواهد میکروسکوپی اکثر رخساره‌ها، فراوانی روزن بران بنتونیک پورسلانوز بزرگ نظیر *Archaias*, *Meandropsina*, *Borelis*, *Triloculina*، فراوانی روزن بران میلیولید نظیر *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Spiroloculina*, *Massilina*, *Heterillina* نشان دهنده محیط لاگون می‌باشند. از طرف دیگر حضور گسترده تاکسای *Ammonia* که بیشتر در محیط کم‌عمق پشت ریف زندگی می‌کند (Murray, 2000) نشان دهنده محیطی با انرژی پایین و تأییدکننده محیط لاگون می‌باشد. همچنین قابل ذکر است که وجود آلوکم-

می‌شوند. از جمله آلوکم‌های دیگر می‌توان به دوکفه‌ای با فراوانی حدود ۵ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۴ تا ۵ درصد و جلبک با فراوانی ۲ درصد اشاره کرد. از جمله آلوکم‌های غیر اسکلتی مشاهده شده در این رخساره می‌توان به اینتراکلت با فراوانی ۳ تا ۴ درصد اشاره کرد. زمینه این رخساره شامل مخلوطی از گل آهکی و سیمان کلسیتی می‌باشد. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF7 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

OMF13 - روزن بران پلانکتونیک بیوکلت پکستون (Planktonic Foraminifera Bioclast Packstone)
این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک رسی نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکپی، به صورت یک پکستون بیوکلت حاوی روزن بران پلانکتونیک می‌باشد (شماره ۱۳ در شکل ۳).

آلوکم شاخص این رخساره روزن بران پلانکتونیک نظیر: *Globigerinoides, Globigerina, Globoquadrina, Praeorbulina, Orbulina*, است که با فراوانی حدود ۵ تا ۷ درصد می‌باشد. از جمله آلوکم‌های دیگر تشکیل‌دهنده این رخساره می‌توان به روزن بران بنتونیک با پوسته هیالین مربوط به محیط دریای نظیر *Operculina, Heterostegina*, با فراوانی حدود ۱ تا ۳ درصد، قطعات خرد شده بریوزوئر با فراوانی حدود ۱ تا ۲ و قطعات خرد شده خارپوست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد اشاره کرد. قابل ذکر است که زمینه تشکیل‌دهنده این رخساره به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است و آلوکم‌ها در این رخساره به شدت خرد شده می‌باشند. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF3 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

تفسیر: در این مطالعه رخساره‌های مربوط به محیط دریای باز به صورت وکستون - پکستون - فلوستون و رودستون دیده می‌شوند که شامل آلوکم‌های اسکلتی اغلب خوب حفظ شده هستند. آلوکم‌های اسکلتی نظیر خارپوست، بریوزوئر، مرجان، دوکفه‌ای و روزن بران با پوسته هیالین نظیر *Operculina, Amphistegina, Asterigerina, Heterostegina* در رخساره‌های OF8 تا OF12 نشان‌دهنده محیط دریای باز می‌باشد. این رخساره‌ها دارای آلوکم‌های اسکلتی متنوع و زیادی هستند. همچنین دارای درصد کمتری از گل آهکی می‌باشند و در برخی قسمت‌ها فضای بین آلوکم‌های اسکلتی توسط سیمان پر شده است. ویژگی‌های مشاهده‌شده در رخساره‌های OF8 تا OF12 نشان‌دهنده محیط دریای باز و تشکیل شدن این رخساره‌ها در کمربند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد. درحالی‌که رخساره OF13 دارای روزن بران پلانکتونیک و زمینه آن‌ها به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است و همچنین دارای مقادیری گلوکونیت و فسفات می‌باشند که نشان‌دهنده عمق بیشتری نسبت به رخساره‌های OF8 تا OF12 می‌باشند. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF3 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

رخساره‌های آواری

این رخساره که یک رخساره ماسه‌سنگی است، در قاعده برش هندون مشاهده شده است. این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه به رنگ

با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد اشاره کرد. همچنین از نظر بافتی زمینه این رخساره به طور کلی حاوی گل آهکی می‌باشد و تنها در بعضی قسمت‌ها سیمان کلسیتی دیده می‌شود. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF9 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

OF10 - بیوکلت *Operculina* فلوستون-رودستون (Bioclast *Operculina* Floatstone-Rudstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای کرم رنگ دیده می‌شود. این آهک‌ها در برخی قسمت‌ها حاوی استیلولیت می‌باشند. در مطالعات میکروسکپی، به صورت یک فلوستون-رودستون (شماره ۱۰ در شکل ۳) حاوی روزن بران بزرگ با پوسته هیالین *Operculina* می‌باشد. آلوکم اصلی این رخساره *Operculina* می‌باشد که با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد در این رخساره دیده می‌شود. از تاکساهای همراه دیگر می‌توان به *Amphistegina, Asterigerina* با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۴ تا ۵ درصد و جلبک قرمز با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد اشاره کرد. اغلب آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این رخساره بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر می‌باشد. زمینه این رخساره شامل مخلوطی از گل آهکی و سیمان کلسیتی می‌باشد. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF9 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

OMF11 - بیوکلت دوکفه‌ای فلوستون-رودستون (Bioclast Pelecypoda Floatstone-Rudstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای کرم رنگ حاوی دو کفه‌هایی فراوان می‌باشد. این آهک‌ها در برخی قسمت‌ها حاوی استیلولیت می‌باشند. در مطالعات میکروسکپی، به صورت یک فلوستون-رودستون بیوکلت حاوی دوکفه‌ای می‌باشد (شماره ۱۱ در شکل ۳). آلوکم اصلی این رخساره دوکفه‌ای می‌باشد که با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد در این رخساره دیده می‌شود. از جمله آلوکم‌های اسکلتی دیگر می‌توان به روزن بران بنتونیک با پوسته هیالین مربوط به محیط دریای نظیر *Operculina, Heterostegina, Miogypsina* با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، روزن بران میلیولید با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد اشاره کرد. قابل ذکر است که اغلب پوسته‌های دوکفه‌ای و آلوکم‌های دیگر در این رخساره بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر هستند که فضای بین آن‌ها توسط مخلوطی از گل آهکی و سیمان پر شده است. این رخساره از نظر بافت میکروسکپی مشابه ریز رخساره استاندارد RMF9 فلوگل (Flugel, 2010) می‌باشد.

OMF12 - بیوکلت خارپوست پکستون-گرینستون (Bioclast Echinoid Packstone-Grainstone)

این رخساره در مطالعات صحرایی به صورت سنگ‌آهک توده‌ای کرم رنگ دیده می‌شود و در مطالعات میکروسکپی، به صورت یک پکستون-گرینستون بیوکلت حاوی خارپوست می‌باشد (شماره ۱۲ در شکل ۳). آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره خارپوست می‌باشد که با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد می‌باشد. از جمله آلوکم‌های دیگر می‌توان به روزن بران نظیر *Operculina* با فراوانی حدود ۵ درصد، *Heterostegina* با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد و *Miogypsina* با فراوانی حدود ۲ درصد اشاره کرد. همچنین روزن بران میلیولید با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد در این رخساره دیده

(SB_{II}) بر اساس تغییر در شرایط محیطی و گسترش رخساره‌های کم‌عمق پهنه جزر و مدی بر روی رسوبات مناطق عمیق تر رمپ کربناته شناسایی شده است. در برخی از سکانس‌ها کم‌عمق‌ترین رخساره مربوط به محیط لاگون به عنوان مرز سکانسی نوع دوم (SB_{II}) در نظر گرفته شد. سطح حداکثر غرقابی (MFS) نیز بر اساس قرارگیری نهشته‌های مناطق عمیق تر رمپ کربناته بر روی نهشته‌های مناطق کم‌عمق تر تعیین شده‌اند.

با توجه به اهمیت فسیل‌ها در تعیین سطوح اصلی چینه‌ای و سیستم ترک‌ها در تشخیص حداکثر غرقابی (MFS) از بیشترین درصد فراوانی موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئر، خارپوست، روزن بران بنتونیک هیالین نظیر *Miogypsina* و روزن بران پلانکتونیک استفاده شده است (Vaziri-Moghaddam et al., 2006, Taheri et al., 2008, 2010) تشخیص سطح پسروده (RS) و سطح پیشرونده (TS) در این تحقیق به راحتی امکان‌پذیر نبوده و در برخی از سکانس‌ها سطح پیشرونده (TS) با عمیق شونده‌گی ناگهانی رخساره‌ها شناسایی شدند. با توجه به مواردی که ذکر شد تشخیص و شناسایی سیستم ترک‌های LST و FRST در این مطالعه مشکل بوده و لذا در این تحقیق در بسیاری از موارد از سیستم ترک‌ها LST + TST (به طور کلی TST) و سیستم ترک‌های HST + FRST (به طور کلی HST) استفاده شده است. در این تحقیق سیستم ترک TST معمولاً با حضور روزن بران بزرگ با پوسته منفذ دار و روزن بران پلانکتونیک همراه است در حالی که HST از طریق حضور غالب روزن بران با پوسته بدون منفذ مشخص می‌شوند (Vaziri-Moghaddam et al., 2006).

نتایج مطالعه چینه نگاری سکانسی در نهشته‌های سازند میشان در برش هندون با سن بوردیگالین-لانگین منجر به تشخیص ۴ سکانس رسوبی رده سوم به همراه ۵ مرز سکانسی (SB) شد. ۲ مرز آن از نوع اول (SB_I) (مرز بین سازند آواری رازک و عضو آهک گوری و مرز بین مارن‌های سازند میشان و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ آغاچاری) و ۳ مرز آن از نوع دوم (SB_{II}) بودند (شکل ۴).

سکانس رسوبی ۱ (DS_I): این سکانس رسوبی که ۱۱۷ متر ضخامت دارد، متشکل از ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک‌های توده‌ای تا متوسط لایه کرم رنگ و سنگ آهک‌های رسی می‌باشند. این سکانس دارای سن بوردیگالین است و با مرز سکانسی SB_I در زیر و مرز سکانسی SB_{II} در بالا محدود می‌شود. این سکانس با ته‌نشست ۱ متر پتروفاسیس ماسه‌سنگی متعلق به پهنه جزر و مدی و با مرز ناپیوستگی همشیب بر روی سیلتستون‌ها و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند رازک رسوبگذاری شده است. گسترش سیستم ترک تراز پایین (پایین‌ترین سطح آب دریا) (LST) پس از پایین آمدن آب دریا انجام می‌گیرد، که طی آن رسوبگذاری تنها در کانال صورت می‌گیرد و بخش زیادی از ساحل خارج از آب است (Catuneanu, 2006). در برش چینه نگاری هندون، پتروفاسیس ماسه سنگی نهشته شده در قاعده به عنوان سیستم ترک ترازپایین (LST) سکانس رسوبی اول در این برش در نظر گرفته شده است.

قهوه‌ای دیده می‌شوند و شامل ماسه‌سنگ‌های متوسط تا درشت‌دانه می‌باشد. در مطالعات میکروسکوپی، اجزاء تشکیل دهنده این ماسه سنگ‌ها شامل خرده سنگ‌ها، فلدسپات، کوارتز و ماتریکس می‌باشند و متعلق به پهنه جزر و مدی می‌باشد.

پتروفاسیس لیتیک آرنایت (Lithic arenite)

اجزای اصلی تشکیل این پتروفاسیس خرده‌سنگ‌های رسوبی می‌باشد که با فراوانی حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد دیده می‌شوند. از اجزاء دیگر تشکیل دهنده می‌توان به کوارتز با فراوانی حدود ۵ تا ۱۵ درصد اشاره کرد. ماتریکس بین اجزاء این پتروفاسیس از نوع گل آهکی می‌باشد. همچنین قابل ذکر است که اندازه دانه‌های تشکیل دهنده این پتروفاسیس بین ۰/۴ تا ۱/۶ میلی‌متر است (شماره ۱۴ در شکل ۳).

پتروفاسیس کوارتز وکی (Quartz wacke)

کوارتز با فراوانی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد از دانه‌های اصلی تشکیل دهنده این پتروفاسیس می‌باشد. از دیگر اجزاء می‌توان به خرده‌سنگ‌ها با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد و فلدسپات با فراوانی ۱ تا ۲ درصد اشاره کرد. ماتریکس بین اجزاء این پتروفاسیس از نوع گل آهکی می‌باشد و اندازه دانه‌های تشکیل دهنده این پتروفاسیس بین ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر است (شماره ۱۵ در شکل ۳).

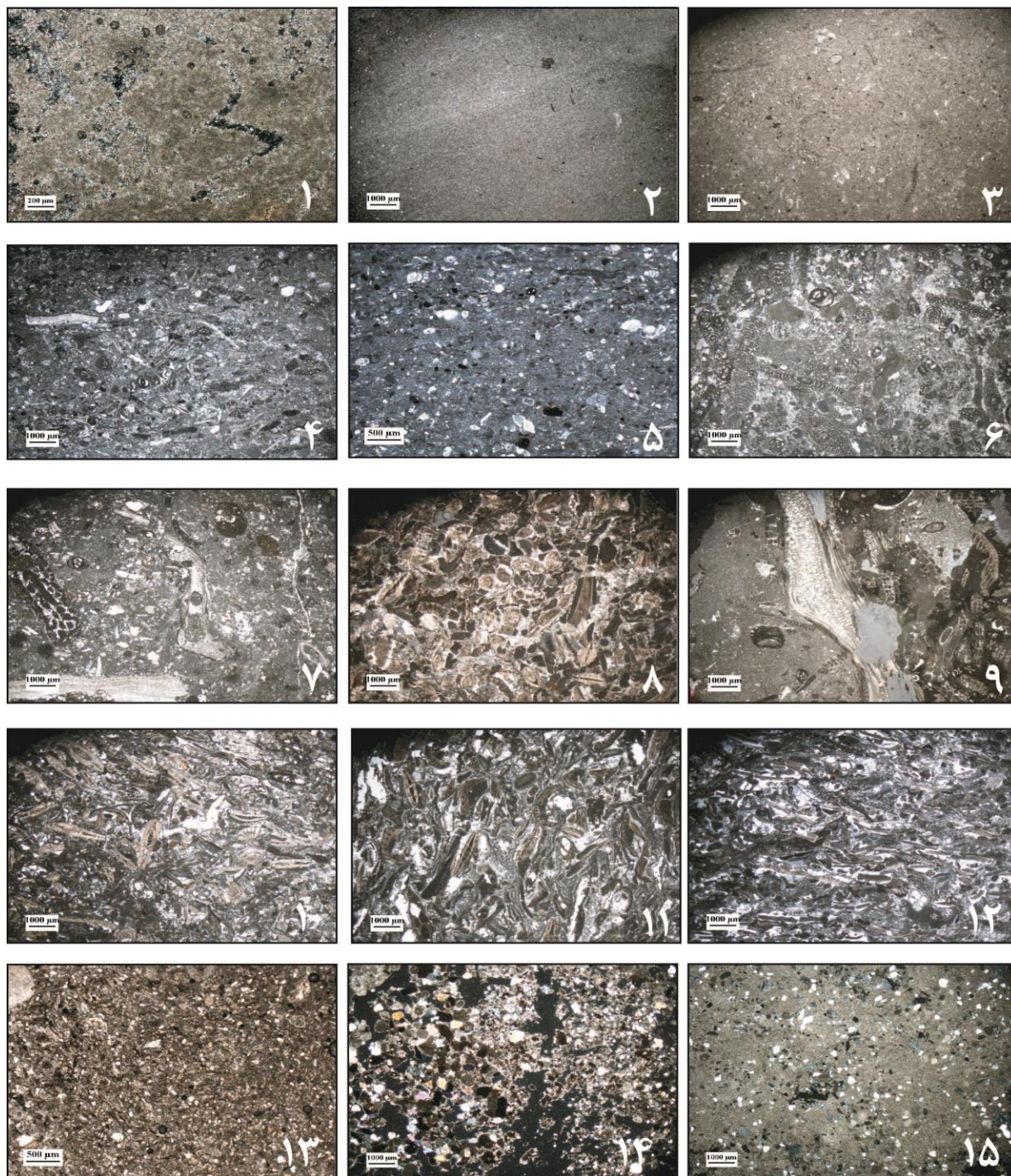
رخساره‌های مختلط

در برش مورد مطالعه در این تحقیق ضخامت زیادی از مارن‌های سبز تا خاکستری رنگ دیده می‌شود. این مارن‌ها به دو صورت مشاهده می‌شوند، یکی به صورت میان لایه‌ای با آهک و آهک‌رسی که بیشتر حاوی روزن بران با پوسته هیالین هستند و نشان دهنده محیط کم‌عمق می‌باشند و دیگری به صورت مارن‌های تشکیل دهنده عضو مارنی سازند میشان که بر روی عضو آهک گوری قرار گرفته و دارای روزن بران بنتونیک با پوسته هیالین و روزن بران پلانکتونیک می‌باشد که نشان دهنده عمق بیشتری می‌باشد. همچنین قابل ذکر است که برخی از این مارن‌ها حاوی ژپس می‌باشند.

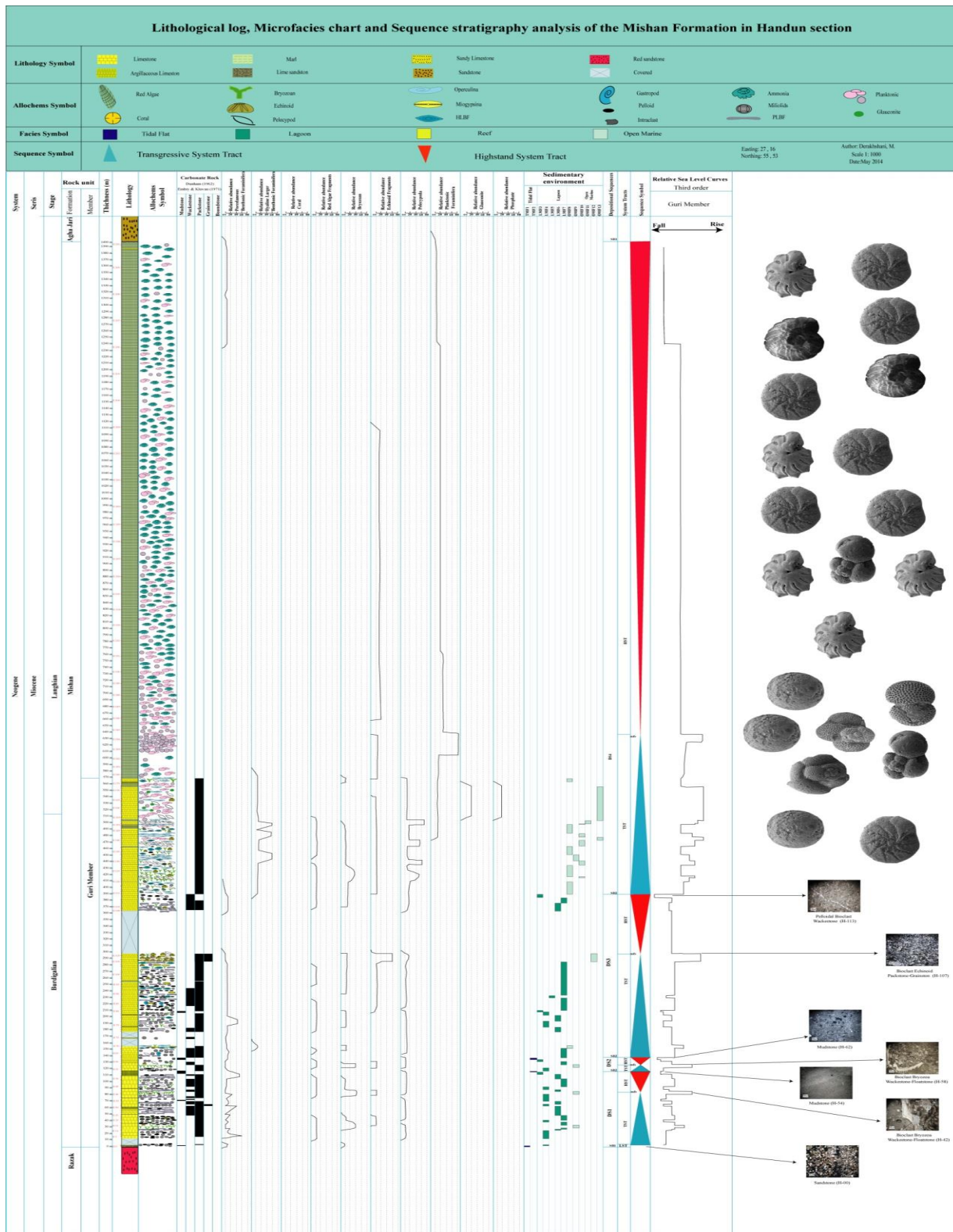
در مورد برش مورد مطالعه در این تحقیق، با توجه به نبود رسوبات سد کربناته و با توجه به فراوانی زیاد و تنوع کم روزن بران بنتونیک در برش مورد مطالعه می‌توان این گونه پیشنهاد کرد که مدل رخساره‌ای برای نهشته‌های سازند میشان از نوع پلت فرم نوع رمپ بوده و در واقع شامل مناطق رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی می‌باشند (Flugel, 2010).

چینه نگاری سکانسی برش مورد مطالعه

پس از انتخاب مدل سکانس رسوبی ارائه شده توسط هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992) برای شناسایی و تفکیک سکانس‌ها در نهشته‌های سازند میشان در برش مورد مطالعه با تکیه بر مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی ابتدا سطوح اصلی چینه‌ای در این سازند شناسایی شدند. در این تحقیق تأکید اصلی بر تشخیص مرزهای سکانسی (SB) و سطح حداکثر غرقابی (MFS) بوده که تشخیص آن‌ها بر اساس داده‌های موجود امکان پذیر بود. مرز سکانسی نوع اول (SB_I) بر اساس شواهدی که نشان دهنده خروج رسوبات از آب دریا است، صورت گرفته و مرز سکانسی نوع دوم



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های مشاهده در برش همدون: ۱- دولومادستون (نمونه شماره H-2)، ۲- مادستون (نمونه شماره H-54)، ۳- سیلتی بیوکست مادستون-کستون (نمونه شماره H-18)، ۴- بیوکست میلیولید و کستون-پکستون-گرینستون (نمونه شماره H-20)، ۵- بیوکست *Ammonia* و کستون-پکستون (نمونه شماره H-93)، ۶- روزن بران بنتونیک بزرگ پورسلانوز فلوتستون (نمونه شماره H-52)، ۷- پلوئیدال بیوکست و کستون-فلوتستون (نمونه شماره H-63)، ۸- بیوکست پکستون-فلوتستون (نمونه شماره H-118)، ۹- بیوکست بریزوئر و کستون-فلوتستون (نمونه شماره H-42)، ۱۰- بیوکست *Operculina* فلوتستون-رودستون (نمونه شماره H-142)، ۱۱- بیوکست دوکفه‌ای فلوتستون-رودستون (نمونه شماره H-138)، ۱۲- بیوکست خارپوست پکستون-گرینستون (نمونه شماره H-105)، ۱۳- روزن بران پلانکتونیک بیوکست پکستون (نمونه شماره H-164)، ۱۴- پتروفاسیس لیتیک آرنایت (نمونه شماره H-0)، ۱۵- پتروفاسیس کوارتز وکی (نمونه شماره H-1).



شکل ۴: چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند میشان در برش هندون.

نتیجه گیری

تحلیل حوضه در اکتشاف نفت و گاز از اهمیت بسیار زیادی برخوردار می‌باشد. یکی از راه‌های دستیابی به این امر مطالعات چینه نگاری سکانسی است. با توجه به اینکه در شمال غرب بندرعباس سازند میشان به عنوان سنگ مخزن گاز شناخته شده، بر این اساس در این مطالعه به بررسی دقیق چینه نگاری سکانسی با توجه ویژه به روزن بران پرداخته شده است.

در واقع با استفاده از چینه نگاری سکانسی بر اساس فسیل‌ها علاوه بر اینکه امکان تطابق ستون‌های چینه‌ای در مقیاس جهانی از طریق منحنی‌های ائوستاری فراهم می‌شود، می‌توان تفسیر منحصر به فردی از چگونگی توزیع و گسترش رخساره‌ها در یک حوضه رسوبی به دست آورد. در واقع این علم می‌تواند با ارائه مدل توزیع رخساره‌ای، در اکتشاف نفت و گاز کمک قابل توجهی نماید، بر این اساس در پی‌جویی‌های مربوط به سنگ مخزن، بررسی‌های چینه نگاری سکانسی بر اساس فسیل‌ها نقش مهمی را ایفا می‌کند. بنابراین در این تحقیق سعی شده نتایج حاصله از چینه نگاری زیستی بر پایه روزن بران در تعیین سیستم ترک‌ها و سطوح اصلی چینه‌ای بکار گرفته شود. بر این اساس مطالعه زیست چینه نگاری سکانسی برش مورد مطالعه منجر به تعیین ۴ سکانس رسوبی رده سوم به همراه ۵ مرز سکانسی شد. مقایسه این سکانس‌ها با سکانس‌های جهانی نشان می‌دهد که رسوبگذاری در برش مورد مطالعه در زمان بوردیگالین با یک TST آغاز شده که منطبق بر بالا آمدن سطح جهانی آب دریا است. اما در مجموع با توجه به اینکه تعداد سکانس‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه با تعداد سکانس‌های جهانی معرفی شده برای زمان بوردیگالین - لانگین همخوانی ندارند، می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات سطح نسبی آب دریا در این حوضه رسوبی با منحنی سطح جهانی آب دریا انطباق خوبی را نشان نمی‌دهند که احتمالاً علت آن را می‌توان به تغییرات تکتونیک محلی در حوضه جنوب شرق زاگرس نسبت داد.

قدردانی و تشکر

نویسندگان مقاله نهایت امتنان و قدردانی را از زحمات جناب آقای دکتر عبدالحسین امینی استاد محترم دانشگاه تهران به جهت ارائه نظرات ارزشمندشان در مورد محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی در این تحقیق دارند.

روند عمیق شوندگی به طرف بالا با رسوبگذاری مارن‌های خاکستری تا سبز رنگ عضو مارنی سازند میشان، به سن لانگین حاوی روزن بران پلانکتونیک (*Orbulina*, *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Praeorbulina*, *Globoquadrina*)، ادامه می‌یابد.

در این سکانس رسوبی مارن حاوی روزن بران پلانکتونیک فراوان به عنوان سطح حداکثر غرقایی (MFS) در نظر گرفته شد. ضخامت TST در این سکانس برابر ۲۴۰ متر است. پس از سطح حداکثر غرقایی (MFS)، ضخامت مارن‌های ته نشین شده حاوی روزن بران پلانکتونیک کاهش می‌یابد و تعداد روزن بران بنتونیک نظیر *Ammonia* و روزن بران بنتونیک دیگر نظیر *Heterolepa*, *Nonion Cibicides*, *Discorbis* مربوط به محیط دریایی کم‌عمق (Murray, 2002) افزایش می‌یابد. این تغییر در محتویات فسیلی نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق شونده به سمت بالا و تشکیل‌دهنده سیستم ترک‌ترازبالا (HST) می‌باشند. همچنین مارن‌های نهشته شده پس از سطح حداکثر غرقایی (MFS) داری مقادیری ژپیس نیز هستند که دال بر کم‌عمق شدن حوضه رسوبی می‌باشد. در این سکانس رسوبی، مارن فاقد فسیل مربوط به محیط دریای کم‌عمق و حاوی ژپیس نشان‌دهنده پایین‌افتادگی سطح آب دریا است که با ناپیوستگی نوع اول (SB₁) به ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای رنگ سازند آجاجاری منتهی می‌شود. ضخامت HST در این سکانس برابر ۷۷۹ متر است. با بررسی نهشته‌های سازند میشان در برش چینه نگاری هندون با سن بوردیگالین-لانگین که در این مطالعه مورد بررسی زیست چینه نگاری سکانسی قرار گرفته‌اند، مشخص شده است که رسوبگذاری در برش مورد مطالعه در زمان بوردیگالین با یک TST آغاز شده که منطبق بر بالا آمدن سطح جهانی آب دریا است (Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998) در مجموع با توجه به اینکه تعداد سکانس‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه با تعداد سکانس‌های جهانی معرفی شده برای زمان بوردیگالین - لانگین همخوانی ندارند می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات سطح نسبی آب دریا در این حوضه رسوبی با منحنی سطح جهانی آب دریا انطباق خوبی را نشان نمی‌دهند که از دلایل آن می‌توان به فعالیت حوضه فورلندی زاگرس و تغییرات تکتونیک محلی در حوضه جنوب شرق زاگرس اشاره کرد.

منابع

- پورامینی بزنجان. س.، آدابی. م.ح.، ۱۳۹۲، تأثیر دیاژنز به کیفیت مخزنی سازند کنگان در میدان لاوان، خلیج فارس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته شهید چمران اهواز، شماره ۱۰، ص ۳۳-۴۷.
- دانشیان. ج.، مصدق. ح.، خلج. ح.، قاسمی. ع.، ۱۳۸۷، چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (برش کوه بیچاره) در جنوب شرق قم، شمال ایران مرکزی، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، شماره ۵، ص ۱-۳۵.
- ذاکری. م.، موسوی حرمی. ر.، خانه باد. م.، محبوبی. ا.، صابری. ا.، ۱۳۹۳، رخساره‌ها، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند سروک در میدان نفتی کوبال، در جنوب غرب ایران، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته شهید چمران اهواز، شماره ۱۴، ص ۴۶-۵۹.

Adams. T. D., Bourgeois. F., 1967, Asmari biostratigraphy Iran. Oil Oper. Co., Geol. Explor. Div., Report No: 1074, p: 1-37, unpublished.

- Armentrout. J. M., 1996, High resolution sequence biostratigraphy: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleistocene; in: Howell. J. A., Aitken. J. F., (Editors), High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications: p: 65-86, Geological Society, Special Publication # 104.
- Becker. E., Dusenbury. A. N., 1985, Mio- Oligocene (Aquitanian) foraminifera from the Goajira Peninsula, Colombia, p: 1-48.
- Bolli. H. M., Saunders. J. B., 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, In: Plankton stratigraphy, Bolli. H. M., Saunders. J. B., Perch-Nielson. K., (eds.), p: 1-1032, Cambridge University Press.
- Brett. C. E., 1995, Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environment, p: 597-616, Palaios, Vol: 10.
- Brett. C. E., 1998, Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: Biotic clues and responses to sea-level fluctuations, p: 241-262, Palaios, Vol: 13.
- Catuneanu, O., 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls; Journal of Africa Earth Sciences, No.1, p.1-43, Vol: 35.
- Catuneanu. O., 2006, Principle of sequence stratigraphy, Elsevier, p: 1-375.
- Dunham. R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Ham, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks, p: 1-41, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, Vol: 1.
- Embry. A. F., Klován. J. E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern banks Island, Northwest Territories. p: 1-51, Bull. Can. Pet. Geol, Vol: 19.
- Emery. D., Myers. K. J., 1996, Sequence stratigraphy. p: 1-2, Blackwell, Oxford, UK, 97.
- Flügel. E., 2010, Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application, p: 1-984, 2 end edition Springer-Verlag, New York.
- Fursich. F. T., Pandý. D. K., 2003, Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, Western India, p: 285-309, palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, Vol: 193.
- Haq. B. U., Hardenbol. J., Vail. P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), p: 1156-1166, Science, Vol: 235.
- Hardenbol. J., Thierry. J., Farley. M. B., Jacquin. T., D. e., Gracianski. P.C., Vail. P. R., 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence Stratigraphic framework of European Basins. In: De Gracianski. PC., Hardenbol. J., Thierry. J., Vail. PR., (eds) Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, P: 3-14, SEPM SpecialPublish # 60.
- Henson. F. R. S., 1950, Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (foraminifera), with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family, p: 1-70, The West Yorkshire Printing Co. Lim., Wakefield, England.
- Hohenegger. J., Yordanova. E., Nakano. Y., Tatzreiter. F., 1999, Habitats of larger foraminifera on the reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan, p: 1-59, Marine Micropaleontology, Vol: 36.
- Hunt, D., and Tucker, M. E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall; Journal of Sedimentary Geology, p.1-9, Vol: 81.
- Hunt. D., Tucker. M. E., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply; p: 147-160, Journal of Sedimentary Geology, Vol: 95.
- IOOC, 1969, Geological map of sw Iran, scale 1:1000000, compiled by the Geological and Exploration Division.
- Kennett. J. M., Srinivasan. M. S., 1983, Neogene planktonic foraminifera, a phylogenetic atlas, Hutchinson Ross Publish. Co. Pennsylvania, p: 1-263.
- Loeblich. A. R., Tappan. J. H., 1988, Foraminiferal general and their classification, Van Nostrand Reinhold Co., p: 1-869, 2 v, pls. 847. New York.
- Murray. j. w., 1991, Ecology and Palaeoecology of Bentic Foraminifera. Longman, Harlow, Essex, p: 1-397.
- Murray. J. W., 2000, When Does Environmental variability Become Environmental Change? The Proxy Record of Bentic Foraminifera. In: Martin R. E., (ed.), Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology. Kluwer Academic/ Plenum Publishers, New York.
- Papp. A., Schmid. M. E., 1985, Die fossilen Foraminiferen des rtiaren Beckens Von wien Revision der Monographie Von Alcide d'Orbigny (1846), Abhandle, p: 1-311, Geol. Bundesanst., Vienna, Vol: 37.
- Pettijohn. F. J., Potter. P. I., Siever. R., 1987, Sand and Sandstone. 2nd ed., p: 553, Springer-Verlag, New York.
- Postuma. J. A., 1971, Manual of Planktonic Foraminifera, p: 1-420, Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Rahaghi, A., 1973, Etude de quelques grands foraminiferes de la Formation de Qum (Iran Central). Rev. Micropaleont., p. 23-38, Vol:16.
- Rahaghi. A., 1980, Tertiary faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum area, Nat. Iran. Oil Co., Geol. Lab. Public., No: 8.

- Reuter. M., Piller. W. E., Harzhauser. M., Mandic. O., Berning. B., Rogl. 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 sea and closure of its Iranian gateways, p: 1-24, J Earth Sci (Geol Rundsch).
- Souaya. F. J., 1963, On the foraminifera of Gebel Gharra (Cairo – Suez Road) and some other Miocene samples, p: 1-24, Jour. Paleont., Vol: 37.
- Taheri. a., Vaziri-Moghadam. H., Seyrafian, A., 2008, Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), No: 3, p: 191-201, Historical Biology, Vol: 20.
- Taheri. a., 2010, Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan, No: 3, p: 15-30, Stratigraphy and Sedimentology Researches, Vol: 40.
- Todd. R., 1952, Vicksburg (Oligocene) Smaller Foraminifera from Mississippi, p: 1-53, Geological survey professional paper 241, united state government printing office, Washington.
- Vaziri-Moghaddam. H., kimiagari. M., Taheri. A., 2006, Depositional environment and sequenc stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, No: 1, p: 41-51, Facies, Vol: 52.
- Viterbo. I., 1963, Iran Makran area foraminifera, Annex 2 to: Final Paleontological Report, p: 1-28.