

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و پالئواکولوژی سازند آسماری در میدان نفتی کرنج، شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران

بهزاد سعیدی رضوی*^۱، علیرضا گنجی^۲، سپهر ضرابی^۳

- ۱- گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، پژوهشکده فناوری و مهندسی، پژوهشگاه استاندارد، کرج، ایران
 ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران
 ۳- گروه زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۲/۱۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۶/۲۴

چکیده

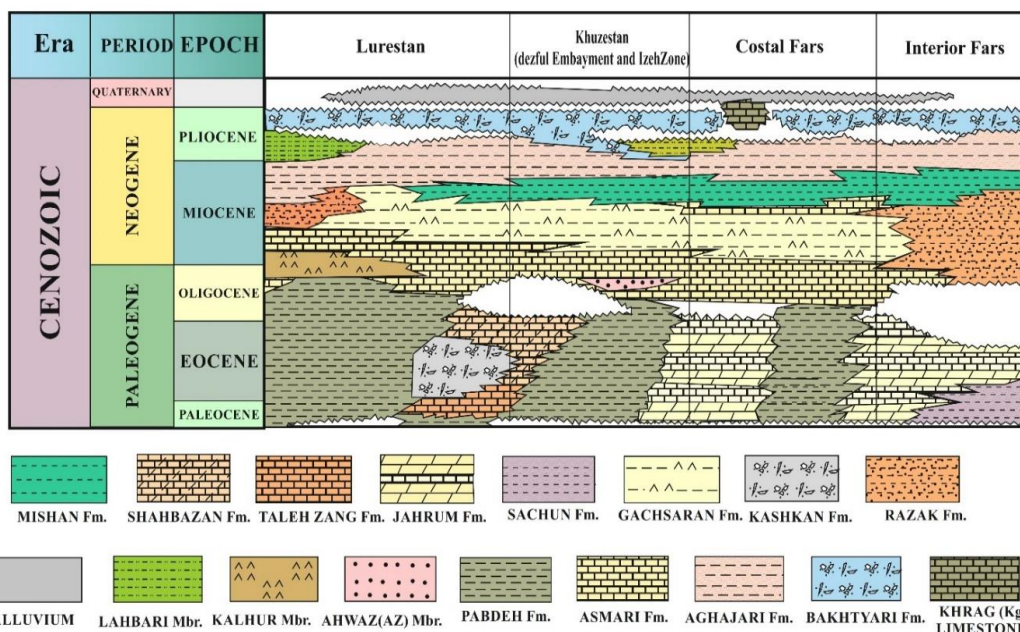
در این پژوهش ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و پالئواکولوژی سازند آسماری با تکیه بر مطالعه ۱۰۵ مقطع نازک (شامل مغزه‌های حفاری) تهیه شده از ۱۳۲ متر توالی‌های برش تحت‌الارضی یکی از چاه‌های میدان نفتی کرنج انجام شده است. ۱۲ ریزرخساره شناسایی و تفسیر شد که شامل: (۱) انیدریت، (۲) مادستون-دولومادستون، (۳) باندستون استروماتولیتی، (۴) ماستون کوارتزار، (۵) بیوکلاستیک بنتیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون-گرین استون، (۶) بنتیک فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) وکستون-پکستون-گرین استون، (۷) بایوکلاست گرینستون، (۸) آلیید گرینستون، (۹) کورالیناسه آ کورال فلوتستون، (۱۰) لپیدوسیکلینا کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون-گرین استون، (۱۱) لپیدوسیکلینا نومولیتیده پکستون-وکستون، (۱۲) پلاژیک فرامینیفرا وکستون هستند، که می‌توان به ۵ محیط رسوبی شامل: پهنه جذر و مدی، لاگون محصور، لاگون نیمه محصور، دریای باز تقسیم کرد. به‌طور کلی این رسوبات تحت ۳ نوع متفاوت از شوری در دریایی باز (psu 34-40، لاگون نیمه محصور (psu 45-50) و لاگون محصور (بیش از psu 50) با زون نوری افوتیک، الیگوفوتیک، مزوفوتیک تا یوفوتیک و تحت ۴ نوع رژیم غذایی: الیگوتروفی، مزوتروفی، یوتروفی و هایپرتروفی در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال در زمان چاتین تا بوردیگالین رسوب‌گذاری نموده است.

واژه‌های کلیدی: پالئواکولوژی، ریزرخساره‌ها، سازند آسماری، محیط رسوبی، میدان نفتی کرنج.

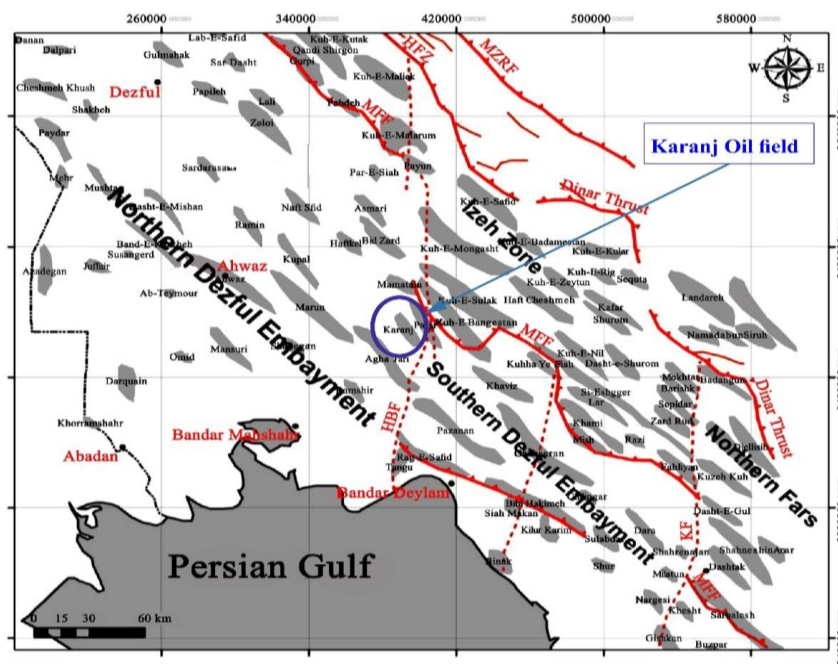
مقدمه

جمله پژوهش‌های انجام شده روی سازند آسماری می‌توان به بررسی چینه‌نگاری زیستی، رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی سازند آسماری در مناطق زاگرس مرتفع (Seyrafian et al, 1998,) (2000, 2003)، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در جنوب غرب ایران (Vaziri-Moghaddam et al, 2006)، تغییرات شوری در مدت ته نشست سازند آسماری (Ehrenberg, 2007)، بررسی مدل توزیع دیرینه روزن‌داران درشت سنگ‌های کربناته الیگو-میوسن در تاقدیس خویز (Rahmani, 2010)، ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند آسماری در شمال غرب حوضه زاگرس (Vaziri-Moghaddam et al,) (2010) و ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در ناحیه فارس (Sadeghi et al, 2010) اشاره کرد. بر این اساس مدل رسوبی سازند آسماری به یک رمپ کربناته نسبت داده شده است. هم‌چنین زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی این سازند را سلطانیان و همکاران (۲۰۱۱) و صیرفیان و همکاران (۲۰۱۱)، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی را اله کرمپور و همکاران (۲۰۱۰)، وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰) و شب افروز و همکاران (۲۰۱۵) و هم‌چنین پالئواکولوژی آن را وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۱) بررسی کرده‌اند. هدف از این تحقیق تعیین ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و بررسی برخی فاکتورهای پالئواکولوژی در سازند آسماری در مقطع مورد مطالعه می‌باشد. ساختار تاقدیسی کرج، که یکی از میداین مهم نفتی ایران محسوب می‌شود در جنوب غرب حوضه رسوبی زاگرس و در جنوبی-ترین بخش فروافتادگی دزفول شمالی در مجاورت میداین پارسی قرار دارد (شکل ۲) (Sherkati, 2004).

سازند آسماری (الیگو _ میوسن) در نواحی زاگرس گسترش دارد. این سازند برای نخستین بار در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری مورد شناسایی قرار گرفت (Richardson, 1924). در برش نمونه ضخامت این سازند ۳۱۴ متر می‌باشد. در برش نمونه قسمت پایینی سازند آسماری با سن الیگوسن دیده نمی‌شود و به نظر می‌رسد که قسمت پایین آن با مارن‌ها و شیل‌های سازند پایده جانشین شده است (مطیعی، ۱۳۷۲) و (Wynd, 1965). در نواحی جنوب غرب زاگرس رخساره-های ماسه سنگی (بخش ماسه سنگ اهواز) و در نواحی غرب و جنوب غرب رخساره تبخیری (بخش کلهر) جایگزین آهک‌های زیرین و بعضاً میانی سازند آسماری می‌گردد (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند آسماری با سن الیگومیوسن، با داشتن تخلل شکافی، بزرگترین سنگ مخزن میداین نفتی حوضه زاگرس به ویژه در فروافتادگی دزفول می‌باشد (James, 1965). میدان نفتی کرج یکی از مهم‌ترین میداین نفتی در فرو افتادگی دزفول شمالی می‌باشد. سازند آسماری در مرز زیرین خود در بیشتر مناطق، عموماً شیل و مارن‌های سازند پایده را به‌طور هم شیب می‌پوشاند، ولی در مرکز لرستان با ناپیوستگی فرسایشی، بر روی سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های سازند شهبازان قرار می‌گیرد. در بخشی از نواحی فارس هم با ناپیوستگی فرسایشی سازند جهرم را فرا می‌گیرد. در مرز بالایی سازند آسماری، رسوبات تبخیری سازند گچساران قرار دارد که در بخش‌های زیادی از جنوب غرب ایران، سازند آسماری را به‌طور هم شیب می‌پوشاند، اما در فارس داخلی سازند رازک جانشین سازند گچساران شده و به‌طور هم شیب بر روی سازند آسماری قرار می‌گیرد (شکل ۱). از



شکل ۱: گسترش سنگ چینه‌های سنوزوئیک حوضه زاگرس در نواحی فارس، لرستان و خوزستان، (James and wynd, 1965).



شکل ۲: موقعیت میدان کرنج در حوضه زاگرس (Sherkati, 2004).

نازک از مغزه‌های حفاری متعلق به سازند آسماری در چاه مورد نظر در میدان کرنج که تهیه شده بود، به کمک میکروسکوپ مجهز به دوربین عکسبرداری، مورد مطالعه دقیق (سنگ‌شناسی و

مواد و روش‌ها

برش مورد مطالعه در ۱۱۵ کیلومتری شرق اهواز با مختصات جغرافیایی $N 31^{\circ} 04' 48''$, $E 49^{\circ} 58'$ قرار دارد. در این پژوهش تعداد ۱۰۵ مقطع

استرانسیوم توسط اهرنبرگ (۲۰۰۷) نیز بر تشکیل انیدریت قاعده آسماری در حوضچه‌های شور بسته دلالت دارد.

ریزرخساره‌های کربناته سازند آسماری

الف) ریزرخساره‌های حاشیه ساحلی

مادستون-دولومادستون (MF2): دولومیت‌ها را براساس اندازه بلورهای آنها به دو دسته (بنحوی که مرز دو دسته ۱۰ تا ۲۰ میکرون می‌باشد) مجزا شامل، دولومیکرایت بلورین که بلورهای آن بسیار ریز هستند و دولومیت بلورین دانه درشت یا دانه شکری تقسیم می‌شوند. دولومیت‌های مورد مطالعه در سازند آسماری از نوع اول هستند، در این ریزرخساره، فسیل و آلومکمی مشاهده نشده و در پاره‌ای از مقاطع نازک استیلولیت‌های کوچکی مشاهده می‌شوند. سیلت‌های ریز و تکه‌های انیدریت نیز در متن سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲). تفسیر: این گرهک‌های انیدریتی احتمالاً در شرایط دیاژنتیکی اولیه با پایین افتادن سطح آب دریا و خروج رسوبات از آب در اقلیم گرم و خشک و در محیط بالای جزر و مدی ایجاد شده‌اند. در نتیجه با توجه به نکات فوق این ریزرخساره معادل RMF-25 (Flügel, 2010) می‌باشد.

باندستون استروماتولیتی (MF3): در این ریزرخساره استروماتولیت‌ها از اتصال ذرات رسوبی به یک بستر جلبکی یا پوششی از سیانو باکتری‌ها تشکیل می‌شوند و دارای ساختمان نواری و لایه لایه می‌باشند (شکل ۳-۳). تفسیر: بهترین مکان برای تشکیل استروماتولیت‌ها محیط‌هایی هستند که موجودات پرسلولی همچون ماهی‌ها و شکم پایان نتوانند پوشش‌های جلبکی را بخورند و از بین ببرند (Flügel, 2004). این جلبک‌ها امروزه در نواحی بالای پهنه بین جزر و مدی، آب‌های شیرین کم عمق و محیط‌های آب لب شور دریاچه

فسیل‌شناسی) قرار گرفت. در مطالعه ریزرخساره‌ها، نامگذاری سنگ آهک‌ها به روش دانه‌ها (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) و شناسایی ریزرخساره‌ها بر اساس مدل فلوگل (۲۰۱۰) انجام شد. سازند آسماری در چاه فوق ۱۳۲ متر ضخامت دارد. با توجه به این که سازند آسماری در این چاه به‌طور کامل مورد حفاری قرار نگرفته و همچنین با توجه به داده‌های در دسترس، فقط عمق ۲۶۶۸ تا ۲۸۰۰ متری این چاه که دارای مغزه بوده است مطالعه شده است.

نتایج

شرح ریزرخساره‌ها

مطالعه میکروسکوپی منجر به تشخیص ۱۲ ریزرخساره وابسته به محیط‌های، پهنه جذر و مدی، لاگون، سد، دریای باز و ترسیم ستون ریزرخساره‌ها نهشته شده سازند آسماری در مقطع مورد مطالعه گردید (شکل ۴)، که از کم عمق به عمیق عبارتند از:

ریزرخساره‌های غیر کربناته سازند آسماری انیدریت (MF1): این ریزرخساره بیشتر در بخش‌های فوقانی و میانی سازند آسماری مشاهده می‌شود. بلورهای انیدریت عمدتاً خود شکل بوده و دارای رخ منظم هستند و در پاره‌ای از موارد حالت دم چلچله‌ای نشان می‌دهند. این ریزرخساره فاقد هرگونه آلومکمی می‌باشد (شکل ۳-۱). تفسیر: در زمان روپلین-آکی تانین به دلیل افت سطح آب دریا، حوضه درون پلتفرمی آسماری به‌طور موقت از دریای باز جدا می‌شود و انیدریت در حوضه‌های بسته رسوب می‌کند. با توجه به ضخامت و تداوم جانبی این رسوبات انیدریتی به نظر می‌رسد که آنها در حوضچه‌های شور مجزا تشکیل شده‌اند (Van Buchem, 2010). انجام آنالیز ایزوتوپ

فرامینیفراهای بدون منفذ (شاخص آب‌های کم-عمق و با شوری بالا) از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌باشد. ظهور تعداد زیادی از فرام‌های بدون منفذ پورسلانوز به خصوص میلیولید در این رخساره گویای محیط با شوری بالا و نشان دهنده لاگن محصور و محیط‌های غنی از مواد غذایی می‌باشد (Geel, 2000; Brandano, 2009).

بنتیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) وکستون-پکستون-گرین استون (MF6): در این ریز رخساره مخلوط فرامینیفراهای بنتیک با دیواره هیالین و پورسلانوز به همراه کورالیناسه آ‌ها دیده می‌شود. از فرامینیفراهای با دیواره پورسلانوز می‌توان به میلیولید، دندرتینا، پنروپلیس، آستروتربیلینا، لپیدوسیکلینا، متادروپسینا و بورلیس و از فرامینیفراها با دیواره هیالین به دیسکوربیس، الفیدیوم، روتالیا، اپرکولینا و هتروستژینا اشاره نمود. اجزاء فرعی شامل کورال، اکینید، مولوسکا و بریوزوئر می‌باشد. زمینه سنگ گل اندک تا اسپاریتی می‌باشد. بافت سنگ پکستون می‌باشد که در بعضی جاها تا گرین استون هم پیش رفته، گاهی وکستون هم دیده می‌شود. استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن از مهم‌ترین عوارض دیاژنزی در آن هستند (شکل ۳-۶). تفسیر: این ریزرخساره معرف محیط لاگون نیمه محصور می‌باشد، زیرا فون‌های دریای باز و لاگون با هم حضور دارند و در بعضی مواقع بافت سنگ تا وکستون هم تغییر می‌کند (Geel, 2000; Hottinger, 1997; Pomar, 2001; Cosovic et al, 2004). رخساره های لاگون محصور با حضور فراوان روزندان کف زی با دیواره پورسلانوز از قبیل میلیولید، پنروپلیس و بورلیس مشخص می‌شود. رخساره‌هایی مشابه با این رخساره از لاگون نیمه محصور (باز) گزارش شده است

های بزرگ و کوچک ته نشین می‌شوند (Greensmith, 1988). با توجه به آلوکم‌ها، وجود دولومیت‌های ریز بلور، کانی‌های تبخیری (انیدریت)، همراهی با میکروفاسیس‌های مربوط به محیط سوپراتایدالی و وجود حفرات انحلالی چشم پرنده‌ای، می‌توان گفت که این ریزرخساره در شرایط سوپراتایدالی (بالای پهنه جزر و مدی) رسوب‌گذاری کرده است.

ب) ریزرخساره‌های محیط لاگون

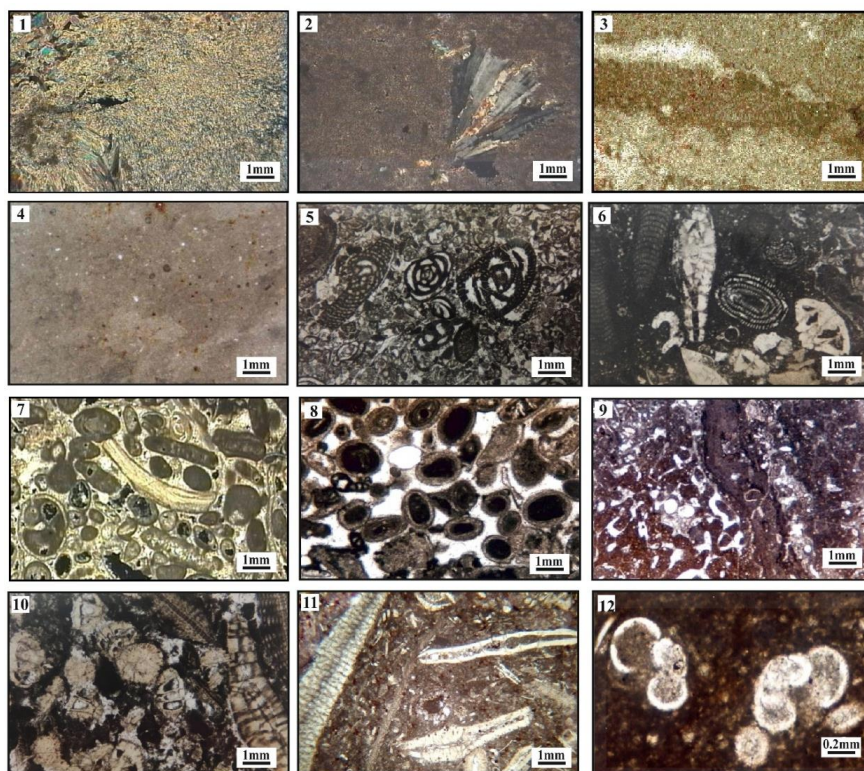
ماستون کوارتزدار (MF4): در این ریز رخساره میکریت زمینه اصلی سنگ را تشکیل داده است. به غیر از دانه‌های ریز کوارتز دانه‌های دیگری مشاهده نمی‌شود (شکل ۳-۴). تفسیر: زمینه میکریتی و بافت مادستون، عدم مشاهده نشانه‌های خروج از آب (مانند ساختمان‌های چشم پرنده‌ای، ترک‌های گلی و ریشه گیاهان) و حضور دانه‌های کوارتز ریز و موقعیت آن در توالی با رخساره‌های لاگونی نشان دهنده تشکیل این ریز رخساره در لاگون به سمت ساحل می‌باشد (Flügel, 2004). حضور دانه‌های کوارتز در زمینه ی میکریتی در این ریز رخساره نشان دهنده محیط لاگون محصور می‌باشد (Rasser et al, 2005).

بیوکلاستیک بنتیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون-گرین استون (MF5): آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل میلیولید، دندرتینا، بورلیس، آستروتربیلینا، متادروپسینا، آرکیاس، پنروپلیس و به مقدار کم‌تر قطعات اکینید، خرده دوکفه‌ای و بریوزوئر است. از اجزای غیراسکلتی می‌توان به پلوئید اشاره کرد. این اجزا در زمینه‌ی اسپاریتی تا حدودی میکریتی قرار گرفته‌اند. استیلولیتی شدن، مهم‌ترین پدیده دیاژنزی مشاهده شده در این ریزرخساره می‌باشد (شکل ۳-۵). تفسیر:

شدن این میکروفاسیس در محیطی با انرژی زیاد می‌باشد. براساس شباهت این ریزرخساره با میکروفاسیس استاندارد توصیف شده (Wilson, 1975; Flügel, 2004)، می‌توان محیط تشکیل این ریزرخساره را در شرایط انرژی بالای تپه‌های سدی و بالای خط اثر امواج و تشکیل دهنده‌ی سد بایوکلاستی در نظر گرفت و معرف مرز بین رمپ داخلی و رمپ میانی می‌باشد. این ریزرخساره به همراه دیگر ریزرخساره‌های سدی گسترش نسبی زیادی داشته که موجب شده‌اند در پشت آنها لاگون‌هایی تشکیل شوند. سیمانی شدن مهم-ترین پدیده دیاژنزی این ریزرخساره می‌باشد.

(Dunham, 1962; Nebelsick, 2001; Vaziri-) (Moghaddam et al, 2006).

ج) ریزرخساره‌های محیط سد یا شول بایوکلاست گرینستون (MF7): آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل خرده‌های اسکلتی براکیوپودا، اکینید، فرامینیفرهای بنتیک و گاستروپودا بوده و روزن داران کف زی با پوسته هیالین نظیر الفیدیوم به عنوان اجزای فرعی این ریزرخساره می‌باشند که در زمینه‌ای از اسپارایت قرار دارند. دانه‌های تشکیل دهنده‌ی این ریزرخساره دارای جورشدگی خوبی می‌باشند (شکل ۳-۷). تفسیر: مشخصات بافتی و نبود زمینه میکرایت، نشان دهنده نهشته



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های رسوبی شناسایی شد در کربنات‌های سازند آسماری در چاه مورد مطالعه: (۱) انیدریت (MF1)، (۲) مادستون-دولومادستون (MF2)، (۳) باندستون استروماتولیتی (MF3)، (۴) ماستون کوارتزدار (MF4)، (۵) بیوکلاستک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون-گرین استون (MF5)، (۶) فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) وکستون-پکستون-گرین استون (MF6)، (۷) بایوکلاست گرینستون (MF7)، (۸) آلیید گرینستون (MF8)، (۹) کورالیناسه آ کورال فلوتستون (MF9)، (۱۰) لپیدوسیکلیناها کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون-گرین استون (MF10)، (۱۱) لپیدوسیکلیناها و نومولیتیدها پکستون-وکستون (MF11)، (۱۲) پلاژیک فرامینیفرا وکستون (MF12).

ریزرخساره، سیمانی شدن و پر شدن فضای حجرات مرجانی با سیمان دروزی می‌باشد. لپیدوسیکیلیناها کورالیناسه آ نئورتالیا پکستون- گرین استون (MF10): آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل روزن داران کفزی بزرگ با دیواره هیالین نظیر نئورتالیا و لپیدوسیکیلینا به همراه کورالیناسه آ است و از آلوکم‌های فرعی این ریز رخساره می‌توان به فرامینیفرهای مانند آمفیستژینا و هتروستژینا اشاره کرد که در زمینه- ای از میکرایت تا اسپارایت قرار دارند (شکل ۳-۱۰). تفسیر: روزنداران کفزی بزرگ با دیواره هیالین مانند نئورتالیا و لپیدوسیکیلینا به همراه جبلک قرمز در این ریزرخساره حاکی از آن است که این ریزرخساره در در بخش کم‌عمق رمپ میانی و بالایی سطح اساس امواج طوفانی تشکیل شده است و همچنین زمینه میکرایت و اسپارایتی این ریزرخساره بیانگر شرایط آشفته و پر انرژی آب‌های کم‌عمق ناحیه رمپ میانی است (Flügel, 2004; Geel, 2000; Corda and Brandano, 2003).

لپیدوسیکیلیناها و نومولیتیدها پکستون-وکستون (MF11): آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره فرامینیفرهای بزرگ، پهن و کشیده بنتیک شامل لپیدوسیکیلینا، هتروستژینا، آپرکولینا به همراه کورالیناسه آ و خرده‌هایی از اکینید بوده که در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. از آلوکم‌های فرعی این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفرهای کوچک کفزی (آمفیستژینا و نئورتالیا) اشاره کرد (شکل ۳-۱۱). تفسیر: حضور فراوان روزن داران کفزی بزرگ، پهن و کشیده مانند لپیدوسیکیلینا، هتروستژینا و آپرکولینا و عدم حضور روزنداران پلانکتون حاکی از آن است که این ریزرخساره در در بخش خارجی رمپ میانی و بالایی سطح اساس امواج طوفانی تشکیل شده

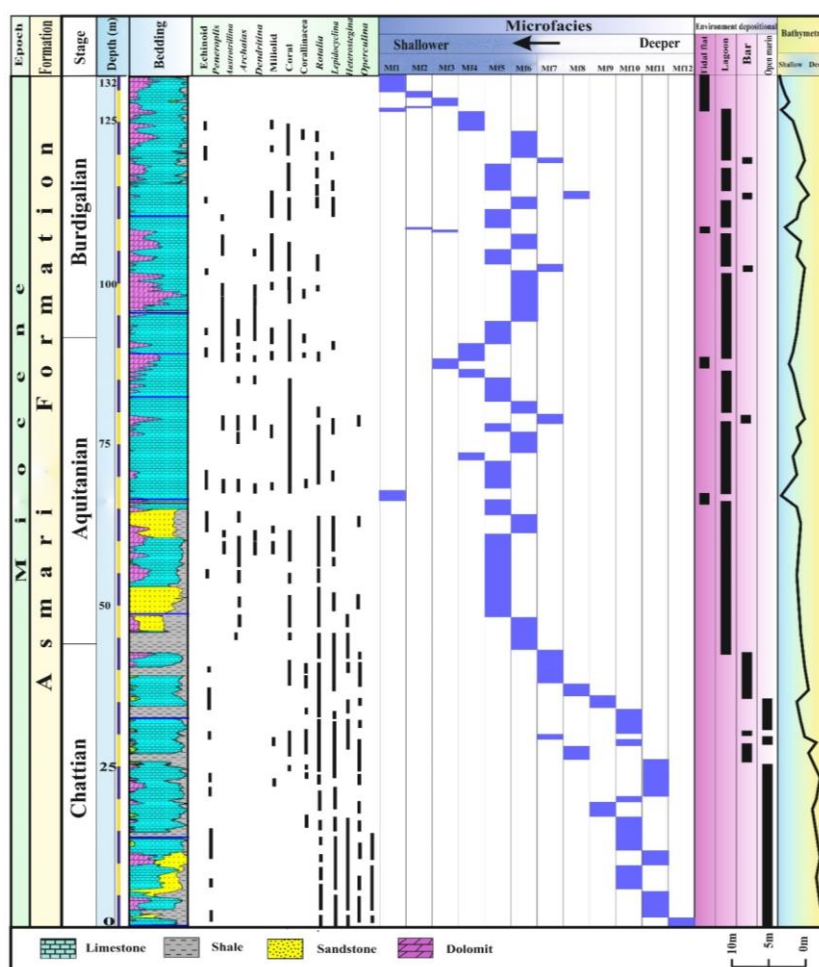
آئید گرینستون (MF8): این ریزرخساره از آئیدهایی که در زمینه‌ای از سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است. اغلب آئیدها توسط پدیده دیاژنزی میکرایتی شدن، ساختمان داخلی اولیه خود و یا در بعضی موارد هسته خود را در اثر عمل انحلال از دست داده‌اند. (شکل ۳-۸). تفسیر: با توجه به نوع آلوکم‌ها و نبود گل آهکی و پر شدن فضای بین آلوکم‌ها توسط سیمان، محیط رسوب‌گذاری پیشنهادی این ریزرخساره، محیطی پر انرژی می‌باشد که سبب شسته و خارج شدن گل از متن سنگ شده است. بر این اساس، این ریزرخساره مشابه ریزرخساره استاندارد معرفی شده توسط ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) در نظر گرفته می‌شود و رخصاره سدی یا پشته‌های کم‌عمق در محیط پر انرژی بوده که محیط رمپ کربناته داخلی - میانی را نشان می‌دهد (Read, 1985). اصلی‌ترین و مهم‌ترین عارضه دیاژنزی در این ریزرخساره، سیمانی شدن می‌باشد.

(د) ریزرخساره‌های محیط دریای باز

کورالیناسه آ کورال فلوستون (MF9): آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره شامل قطعات مرجانی و جبلک قرمز می‌باشد که در آن حجرات مرجانی موجود توسط سیمان کلسیتی و گل آهکی پر شده‌اند. روزن داران کفزی بزرگ با پوسته هیالین نظیر نئورتالیا و آمفیستژینا به عنوان اجزای فرعی در زمینه میکرایتی حضور دارند. (شکل ۳-۹). تفسیر: وجود فونای خاص محیط دریای باز شامل مرجان‌ها و کورالیناسه نشان دهنده رسوب‌گذاری در محیط دریای باز و بالاتر از سطح اساس امواج طوفانی، بر روی قسمت کم‌عمق رمپ میانی می‌باشد (Cosovic et al, 2004). این ریزرخساره در بخش میانی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه قرار گرفته است. مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنزی این

دهد (شکل ۳-۱۲). تفسیر: حضور فرامینیفراهای پلانکتونیک، وجود کانی درجایزای گلوکونیت، ماده آلی، لکه‌های تیره رنگ سولفیدی موجود در زمینه و فقدان جلبک‌های قرمز آهنی و فرامینیفراهای بنتیک، نهشته شدن این ریزرخساره را در زیر سطح اساس امواج طوفانی و شرایط دریایی باز نشان می‌دهد (Geel, 2000; Cosovic et al, 2004). این ریزرخساره معادل RMF-2 در نوشته های فلوگل (۲۰۰۴) و بیانگر محیط انتهایی رمپ خارجی است (Geel, 2000) و در بخش پایینی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه هم مرز با سازند پابده قرار دارد.

است و همچنین زمینه گلی این ریزرخساره بیانگر شرایط آرام و کم انرژی آب‌های عمیق ناحیه رمپ میانی است (Flügel, 2004; Geel, 2000; Corda and Brandano, 2003). این ریزرخساره در بخش پایینی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه شناسایی شده است. استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنزی مشاهده شده در این ریزرخساره می‌باشند. پلاژیک فرامینیفرا و کستون (MF12): ریز رخساره مذکور دارای زمینه‌ای پوشیده از گل کربناته است که روزن داران پلاژیک از جمله گلوبیژرینا در آن پراکنده‌اند. اجزاء فرعی آن را بیوکلاست‌های کوچک حاصل از همین روزن‌داران تشکیل می

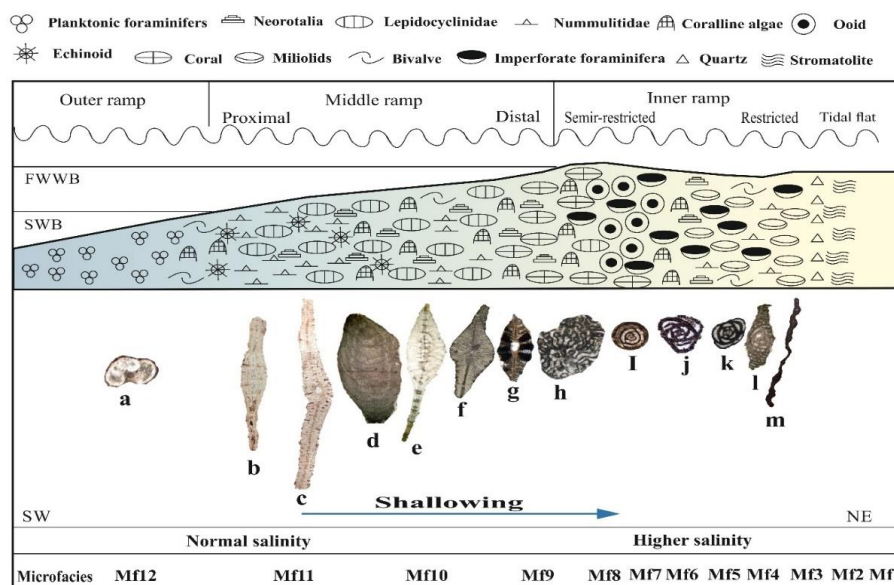


شکل ۴: نمودار توزیع عمودی ریزرخساره‌های شناسایی شده سازند آسماری در چاه مورد مطالعه

مدل رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه

با توجه به نوع رسوبات کربناته تولید شده و مکان‌های اصلی تجمع رسوبات در مقطع مورد مطالعه نیمرخ (مدل) رسوبی این مقطع بازسازی شد (شکل ۵). ریزرخساره‌های شناسایی شده و تغییرات عمودی بین آنها، تغییرات تدریجی (Flügel, 2010; Wilson, 1975; Read, 1985; Tucker, 1990; Burchette and Wright, 1992; Reading, 1996) و عدم حضور قابل توجه موجودات تولید کننده گراول یا موجودات چارچوب ساز در زون یوفوتیک (مانند مرجان‌های ریف ساز) که عدم حضور آنها براساس معیارهای دمایی و تروفیک در مقطع مورد مطالعه قابل توجه است (نبود شرایط الیگوفوتیک پایدار و آب-

های گرم)، وجود پلاتفرم کربناته از نوع رمپ حاشیه‌دار یا پلاتفرم‌های مسطح را رد می‌کند. تولید و تراکم اندک رسوبات در بخش‌های بالایی زون یوفوتیک (شامل رسوبات دانه‌ریز و گل کربناته)، پراکنده شدن دانه‌ها در بخش‌های عمیق‌تر زون یوفوتیک و کم‌عمق الیگوفوتیک، نهایتاً تجمع رسوبات دانه درشت‌تر در بخش‌های عمیق زون الیگوفوتیک و کم‌عمق زون افوتیک، و عدم حضور رودولیت‌ها و رخساره‌های توریبدیتی (نشان‌دهنده رمپ‌های دارای شیب انتهایی) و دانه‌ریز بودن اکثریت ذرات وجود یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب ملایم (رمپ هموکلینال) می‌باشد.



شکل ۵: مدل رسوبی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه

همراهی بسیار محدود فونای مربوط به پلاتفرم داخلی (لاگون) همانند روزن داران غیر منفذ دار با فونای معمول دریای باز همچون روزن داران منفذدار و غیره یا به عبارت دیگر نبود تغییرات تدریجی در فونا از پلاتفرم داخلی به سمت پلاتفرم

وجود رخساره‌های پهنه بالای جزر و مدی، لاگون، رخساره سدی، بخش‌های کم‌عمق و عمیق دریای باز و در نهایت حوضه، وجود نیمرخ رسوبی از نوع رمپ هموکلینال را در این ناحیه، براساس روش ویلسون (۱۹۷۵) مشخص می‌نماید. از طرفی

چنین محدوده‌ای از شوری می‌باشند. قسمت‌های میانی و بالایی تا انتهای برش آسماری به‌طور عمده در محیطی با این شوری رسوب نموده است. این شوری در زمان‌های آکی تانین و بوردیگالین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط لاگون نیمه محصور در زمان‌های مذکور گسترده بوده است (شکل ۶ و ۴). محدوده لاگون محصور (بیش از ۵۰ psu (هیپرسالین)) با حضور فرامینیفرهای پورسلانوز و قطعات مولوسکا مشخص می‌گردد. خرده‌های اکینید و فرامینیفرهای با دیواره هیالین غایب می‌باشند. این محدوده مشخصه لاگون محصور می‌باشد و میلیولیدها نیز از فون‌های غالب در این محدوده می‌باشند (Mossadegh, 2009). با توجه به این تفاسیر ریز رخساره‌ی MF5 را با توجه به حضور فرام‌های پورسلانوز از قبیل میلیولیدها و دندریتینا و ... همچنین نبود خرده‌های اکینید و فون‌های دریای باز می‌توان در این محدوده قرار داد. ریزرخساره‌ی MF4 را با توجه به فقدان فون‌های فسیلی گویای نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات می‌باشد که می‌توان آن را به این محدوده شوری نسبت داد. این شوری در زمان‌های آکی تانین و بوردیگالین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط لاگون نیمه محصور در زمان‌های مذکور گسترده بوده است (شکل ۶ و ۴). توزیع مواد غذایی: تغییرات میزان مواد غذایی یا شرایط تروفیک یکی از عوامل مؤثر بر روی تجمعات زیستی پلاتنفرم کربناته سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه است. شرایط محیطی از لحاظ میزان ذخیره غذایی موجود به ۴ گروه الیگوتروفی (غذای کم)، مزوتروفی (غذای متوسط)، یوتروفی (غذای زیاد) و هایپروتروفی (حداکثر غذا) تقسیم می‌گردد (Mutti and Hallok, 2003). حضور فرامینیفرهای بزرگ بنتیک همراه با خرده‌های جلبک قرمز در قسمت‌های پایینی سازند آسماری

خارجی می‌تواند دلیلی برای وجود یک محیط نیمه محدود در پلاتنفرم داخلی باشد که احتمالاً توسط سد اییدی بایوکلاستی (MF7, MF8) ایجاد شده است که جداکننده رمپ داخلی از رمپ میانی است.

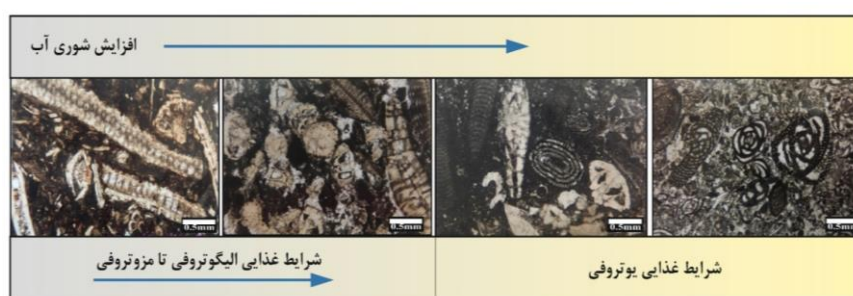
بررسی عوامل مهم در نحوه توزیع روزنداران بزرگ بنتیک در چاه مورد مطالعه

در پخش و پراکندگی روزنداران بزرگ بنتیک در مقطع مورد مطالعه عوامل زیر نقش دارند: ۱- شوری، ۲- توزیع مواد غذایی، ۳- دما، ۴- تحرک آب، ۵- عمق آب، ۵- نور.

شوری: محدوده دریایی باز، شوری نرمال آب دریا (۳۴-۴۰ psu) با حضور فرام‌های هیالین را نشان می‌دهد. ریز رخساره‌ی MF12 با توجه به حضور فرام‌های پلانکون با دیواره هیالین جز این محدوده از شوری قرار دارند. ریزرخساره‌های MF10 و MF11 با توجه به داشتن تنوع بالایی از فرام‌های هیالین از قبیل لپیدوسیکلینا، خانواده نومولیتیده، آمفیستژینا و روتالیا همراه با خرده‌هایی از کورالیناسه آ و اکینید نشان‌دهنده‌ی چنین محدوده‌ای از شوری می‌باشند و همچنین ریزرخساره‌ی MF9 را با توجه به حضور فراوان کورالیناسه آ و کورال جز این محدوده از شوری قرار گیرند. در مقطع مورد مطالعه این شوری در زمان چاتین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط دریای باز در زمان‌های مذکور گسترده بوده است (شکل ۶ و ۴). محدوده لاگون نیمه محصور (۴۵-۵۰ psu) با حضور فراوان فرام‌های پورسلانوز، آگلوتینه و خرده‌های اکینید و یک افزایش تنوع در دانه‌های بیوژنیک مشخص می‌گردد. در این محدوده تنوع کمی از فرام‌های هیالین می‌تواند حضور داشته باشد (Baratollo et al, 2007). با توجه به این تفاسیر ریز رخساره‌های MF6 گویای

شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی می‌باشد و افزایش در میزان موجودات غیر وابسته به نور از قبیل اکینید و دوکفه‌ای به‌طور عمده تحت شرایط غذایی ضعیف مزوتروفی تا یوتروفی تشکیل شده است.

در زمان چاتین به‌طور عمده تحت این شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی قرار داشته است. چنین میزانی از مواد غذایی در قسمت‌های بالایی سازند آسماری به‌طور عمده در آکی تانین و بوردگالین با توجه به کمتر شدن میزان فرامینیفراهای بزرگ و موجوداتی که تحت‌تاثیر



شکل ۶: شرایط غذایی و شوری محیط

همچنین پخش و پراکندگی روزن‌داران بنتیک در ارتباط با دما است (Beavington-Penney and Racey, 2004). دما به عنوان مهم‌ترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش روزن‌داران کفزی و تولید کنندگان کربنات می‌باشد (Flügel, 2004). دمای آب با تغییر در عرض جغرافیایی و عمق آب تغییر می‌کنند (Hottinger, 1997).

در منطقه مورد مطالعه با توجه به فراوانی فرامینیفراهای بنتیک بزرگ از قبیل لپیدوسیکلینا، اپرکولینا، هتروسترژینا، آمفیسترژینا، آرکیاس، بوریس و ... به عنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات کربناته در منطقه مورد مطالعه، حضور جلبک‌های قرمز کورالیناسه آ و همچنین وجود دانه‌های غیراسکلتی چون ائیدها، که نشانگر آب-های گرم و محیط‌های گرمسیری و نیمه گرمسیری است (Flügel, 2004)، می‌توان شرایط رسوب‌گذاری سازند آسماری را در منطقه مورد مطالعه را در محیط گرمسیری تا نیمه گرمسیری در نظر گرفت. بازسازی عرض‌های جغرافیایی

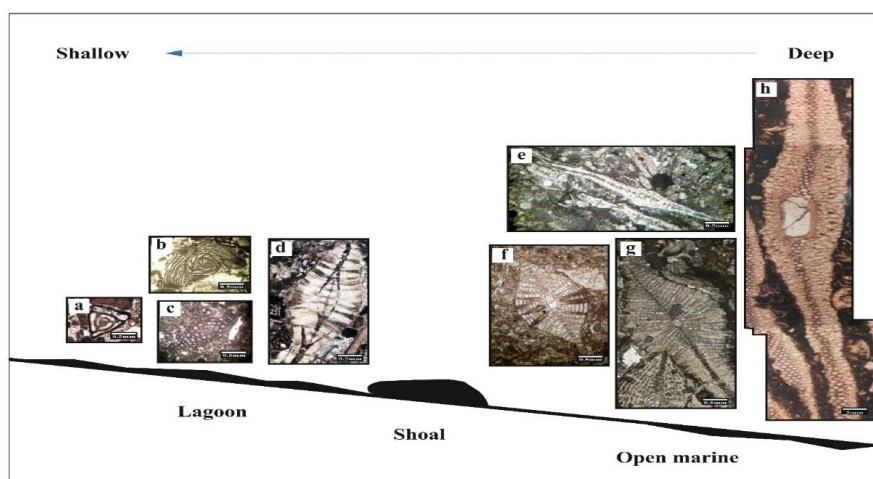
افزایش در میزان مواد غذایی ورودی در محیط با شرایط یوتروفی با تغییر آشکار در ساختار تجمعات زیستی همراه است (Hallock et al, 1993)، به‌طوری که باعث کاهش فراوانی مرجان-های ریف‌ساز، کمبود ساختارهای ریفی و افزایش جلبک‌های بزرگ کفزی، سیانو باکتریا و شکوفایی جلبک‌ها و افزایش فرسایش زیستی شده (Hallock, 2001) و همچنین باعث افزایش میزان مواد غذایی در شرایط یوتروفی و سبب تمرکز فیتوپلانکتون‌ها در ستون آب شده و میلیولیدها و روتالیا‌های کوچک جایگزین فرامینیفراهای بزرگ می‌شوند (بوینگتون-پنی و راسی، ۲۰۰۴). در منطقه مورد مطالعه در محیط لاگون شرایط یوتروفیک تا هایپروتروفی به سمت بخش‌های کم-عمق دریای باز شرایط مزوتروفیک و بخش‌های عمیق دریای باز شرایط الیگوتروفیک برقرار است (شکل ۶).

دما: ویژگی شیمیایی و فیزیکی فرایندهای زیستی در محیط‌های دریایی تحت‌تاثیر دما می‌باشد و

نور و تحرک آب روزناران دیواره نازک داشته، سرعت رشد کند شده و اندازه پوسته بزرگ‌تر می‌شود که از جمله آنها می‌توان لپیدوسیکلیناها، اپرکولیناها و هتروستژیناها را نام برد ولی در بخش‌های کم‌عمق لاگونی و کم‌عمق دریای باز چون سرعت تحرک آب زیادتر شده و میزان انرژی بالا می‌باشد روزناران پوسته هایشان ضخیم‌تر، رشد سریع‌تر و اندازه کوچک‌تر می‌باشد که از جمله این روزناران در منطقه مورد مطالعه می‌توان به روتالیا، لپیدوسیکلیناها، اپرکولیناها و هتروستژیناهای کوچک‌تر با پوسته ضخیم‌تر اشاره نمود (شکل ۷).

دیرینه نیز نشانگر این نکته است که کوه‌های زاگرس در زمان الیگوسن - میوسن حدوداً در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی (حاره‌ای) قرار داشته است (Heydari et al, 2003).

تحرک آب: تحرک آب در شکل پوسته روزناران تاثیر بسزایی دارد، افزایش شدت نور و تحرک آب باعث ضخیم‌تر شدن پوسته می‌شود و در شرایطی که این دو عامل کاهش یابند سرعت رشد کمتر می‌شود و ضخامت پوسته کمتر می‌شود (Beavington-Penney and Racey, 2004). در منطقه مورد مطالعه در بخش‌های عمیق دریای باز (پلاتفرم داخلی به سمت حوضه) به علت کاهش



شکل ۷: ارتباط میان عمق و تحرک آب با جایگاه فرامینیفرها در پلتفرم کریناته سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه. a) *Triloculina tricarinata*, b) *Peneroplis evolutus*, c) *Archaias* sp., d) *Heterostegina* sp., e) *Heterostegina* sp., f) *Nephrolepidina tournoueri*, g) *Lepidocyclina* sp., h) *Eulepidina dilatata*.

رسوب و اشکال پلاژیک از خود نشان می‌دهند (Brasier, 1975)، به عنوان مثال هتروستژینا پی لایه‌های سخت را برای زندگی انتخاب می‌کند، در صورتی که اپرکولینا بسترهای نرم را ترجیح می‌دهد (Beavington-Penney and Racey, 2004). روزنارانی که بر روی بسترهای دانه درشت زندگی می‌کنند، پوسته‌های ضخیم‌تر و شکل دوکی محدب‌الطرفین دارند.

در محیط‌های کم انرژی نوارهای جلبکی و ساکنان رسوبات برتری دارند. در محیط‌هایی که انرژی زیاد باشد، چسبیده‌ها و اپیفیت‌ها معمول‌ترند. روزنارانی که محیط زندگیشان بسترهای سخت (سنگ، پوسته صدف و...) می‌باشد، توسط سطح زیرین صاف و یا محدب خود، به بستر متصل می‌شوند، آنها اغلب پوسته نازک ایجاد می‌کنند، و تنوع مرفولوژیکی بیشتری در مقایسه با ساکنان

در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می-کنند (Lee, 1990) (شکل ۷).

نور: اجزاء اسکلتی کفزی بیشترین سازندگان کربنات بر روی پلاتفرم‌های کربناته‌اند، مادامی که مهم‌ترین سازندگان کربناته در حوضه از پلاژیک‌ها می‌باشد. تولیدکنندگان کربناته به‌طور مستقیم (ارگانیزم‌های اتوتروف، میکسوتروف) و یا به‌طور غیر مستقیم (ارگانیزم‌های هتروتروف) به فتو سنتز و در نتیجه نفوذ نور در ستون آب وابسته‌اند. این مسأله باعث تقسیم‌بندی بستر دریا (به زون-هایی با شرایط متفاوت نوری) و موجودات کربنات ساز (براساس میزان نیازشان به انرژی تابشی) به سه گروه اصلی می‌شود: یوفوتیک (نور زیاد)، الیگوفوتیک (نور کم)، مزوفوتیک (نور متوسط) و افوتیک (بدون نور) تقسیم می‌گردد (Pomar, 2001).

الف) زون یوفوتیک: محیط‌های کم‌عمق با نور زیاد می‌باشد. این موجودات شامل ارگانیزم‌های اتوتروف و میکسوتروف است. زون یوفوتیک هم شامل بخش‌های آشفته شده با امواج و هم در بر گیرنده مناطق کم انرژی (لاگون) می‌باشد. حد پایینی آن بر حداکثر عمق رشد مرجان‌های همزیست دار تنومند منطبق است (Hallock and Glenn, 1986) حداکثر عمق این زون در آب‌های شفاف ۴۰-۵۰ متر و معمولاً در حدود ۲۰-۳۰ متر است. جلبک‌های سبز و مرجان‌ها از موجودات شناخته شده این زون در دریا‌های امروزی می‌باشند. در بالاترین قسمت بخش بالایی زون یوفوتیک اجتماعی از مرجان‌های سنگی، جلبک‌های قرمز پوششی و روزن‌داران بزرگ همانند آستریرینا دیده می‌شود. این‌ها نشان‌دهنده بسترهای سخت هستند. همچنین در بالاترین قسمت بخش بالایی زون فوتیک دسته‌ای دیگر از اجتماعات شامل

عمق آب: در اعماق مختلف، فرامینیفرها با ویژگی-های مورفولوژیکی خاص زندگی می‌کنند. به‌طوری که تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر در محدوده زندگی آنها می‌گردد (Brandano et al, 1983). محدوده عمق فرامینیفرهای بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی بستگی دارد (Hottinger, 1997). روزنداران آب‌های کم-عمق جهت محافظت از همزیست جلبکی شان در مقابل نور و جلوگیری از تخریب پوسته در آب‌های آشفته پوسته‌های تخم مرغی شکل با دیواره ضخیم تولید می‌کنند و هر چه عمق زیاد نور کاهش یافته و دیواره‌های پوسته در روزنداران، نازک‌تر، پهن‌تر و کشیده‌تر می‌شود (Beavington-Penney and Racey, 2004). در منطقه مورد مطالعه لپیدوسیکیناها، اپرکولینا، رتالیاها و هتروستژیناها در آب‌های عمیق نسبت به آب‌های کم‌عمق دیواره‌های پوسته هایشان نازک‌تر و پهن‌تر و کشیده‌تر می‌باشد (شکل ۷). عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد، کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) می‌باشد. در عمق‌های بیشتر پوسته روزنداران منفذدار بزرگ و مسطح دارای کم‌ترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط روزنداران سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهد (Beavington-Penney and Racey, 2004). فرام‌های پورسلانوزی چون میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست هستند می-توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوری‌های بالا نیز زندگی می‌کنند (Mossadegh, 2009). ولی روزنداران بدون منفذ پیچیده‌ای چون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوری‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و

روزن داران کفزی بزرگ دیده می‌شود که اینها نشاندهنده های بسترهای نرم هستند که با فراوانی فسیل‌های پورسلانوز مانند میلیو لید، پنروپلیس و بورلیس مشخص می‌شود. امروزه *Dendritina ssp.* در اعماق (۵۰ - ۱۸ متر) و فقط در زیر سطح دیده می‌شود (Renema, 2006). ریزرخساره‌های MF5 و MF6 این محدوده را نشان می‌دهد. با توجه به این تفاسیر، بخش میانی و بالایی برش مورد مطالعه (آکی تانین تا بوردیگالین) در شرایط یوفوتیک تشکیل شده است.

(ب) زون مزوفوتیک: این زون به عنوان زیر زونی بین زون‌های الیگوفوتیک و یوفوتیک در نظر گرفته می‌شود (هوتینگر، ۱۹۹۷). بایوتها در این محدوده نفوذ نور بینابینی بین دو زون مذکور نشان می‌دهند (Pomar, 2001). در این محدوده نوری فرامینیفراهایی با دیواره هیالین و صدفی متورم تر حضور دارند. محدوده مورد نظر را می‌توان معادل با بخش‌های پایینی زون نوردار بالایی از باسی و همکاران (۲۰۰۷) که با حضور اشکال متورم و لنزی شکل هیالین در نظر گرفت. با توجه به این تفاسیر ریزرخساره‌های MF9 و MF10 را با توجه به داشتن قطعات کورالیناسه آ و روزنداران کف زی با پوسته عدسی شکل می‌توان در زون نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک با انرژی کافی آب در نظر گرفت (Pomar, 2001). بر این اساس رسوب-گذاری بخش زیرین سازند آسماری (چاتین) در شرایط الیگوفوتیک و الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و مزوفوتیک صورت گرفته است.

(ج) زون الیگوفوتیک: موجودات متعلق به چنین محیطی با میزان نفوذ کم نور مانند مناطق کم-عمق سایه‌دار یا قسمت‌های عمیق تر فلات قاره زیست می‌نمایند. جلبک‌های قرمز و تعدادی از فرامینیفراهای بزرگ شاخص این محیط می‌باشند

(د) زون افوتیک: محیط‌های بدون نور می‌باشند این موجودات شامل ارگانیزم‌های هتروتروف است، که بسته به معیارهای محدود کننده مانند نیاز به بستر، دما، شوری یا انرژی هیدرولیکی قادر به زندگی در هر محیطی می‌باشند. بریوزوآها، نرم‌تنان، کرینوتیدها، براکیوپودها و اسفنج‌ها از مشخص‌ترین این موجودات هستند. پس نتیجه می‌گیریم که گونه‌های مختلف روزنداران به محدوده خاصی از نور سازگار شده‌اند، در دریا شدت نور توسط عمق آب و شفافیت آن کنترل می‌شود. پس آشفتگی آب تراکم پلانکتون‌ها و ورود مواد آواری شفافیت آب را کاهش می‌دهد. در نتیجه نور کمتری عبور می‌کند. هر چه عمق افزایش یابد شدت نور کاهش می‌یابد، این کاهش نور سبب می‌شود که گونه‌هایی که با نور کم سازش یافته‌اند عمق کمتری را جهت زندگی انتخاب کنند هر چند بیشتر آنها نابود می‌شوند (Hallock, 1988). ریزرخساره‌ی MF12 این محدوده را نشان می‌دهد. با توجه به این تفاسیر، بخش زیرین برش مورد مطالعه در زمان چاتین در شرایط افوتیک تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

داشته است. در زمان آکی تانین تا بوردیگالین در برش مورد مطالعه شرایط شوری بالا در زون یوفوتیک با شرایط غذایی زیاد (یوفوتیکی) رسوب-گذاری کرده است. در مقطع مورد مطالعه، سازند آسماری در زمان چاتین در محیط دریای باز با شوری نرمال (۳۴-۴۰ psu) در زون نوری افوتیک، الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و تحت رژیم غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی رسوب‌گذاری کرده است. در زمان آکی تانین تا بوردیگالین در محیط لاگون نیمه محصور با شوری ۴۵-۵۰ psu و در لاگون محصور با شوری بیش از ۵۰ psu، در زون نوری یوفوتیک، تحت رژیم غذایی یوتروفی رسوب‌گذاری نموده است.

در نهشته‌های سازند آسماری در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی کرنج به سن چاتین تا بوردیگالین و با ضخامت ۱۳۲ متر، ۱۲ ریزرخساره شناسایی شد. ریزرخساره‌های شناسایی شده در این برش متعلق به ۴ محیط دیرینه شامل پهنه جذر و مدی، لاگون، سد و دریای باز می‌باشد. براساس این ریزرخساره‌ها و نحوه گسترش آنها رمپ هموکلینال برای رسوب‌گذاری این سازند پیشنهاد می‌شود. براساس حضور فرامینیفرهای بنتیک و سایر اجزای تشکیل دهنده رسوبات و نحوه توزیع آنها در سکوی کریناته این رسوبات با شوری نرمال در زون آفوتیک، الیگوفوتیک و الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و تحت شرایط غذایی کم (الیگوتروفی) و غذایی متوسط (مزوتروفی) در زمان چاتین قرار

منابع

-مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران، چینه-شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

-Allahkarampour, 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 and Evaporites, v. 25, p. 45-160.

-Baratollo, F., Bassi, D. and Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from Klokova Mountain (south continental Greece): Facies, v. 53, p. 361-375.

-Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in Palaeoenvironmental analysis: Earth Science Review, v. 67, p. 219-265.

-Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Pedley, M., 2009. Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 274, p. 54-63.

-Brasier, M.D., 1975c. Morphology and habitat of living benthonic foraminiferids from Caribbean carbonate environments, In Beavington-Penney, S. J. and A. Racey (Eds.), Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera: Applications in palaeoenvironmental analysis Earth Science, v. 67, p. 219-265.

- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sediment Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Corda, L. and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, v. 161(1-2), p. 55-70.
- Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M. and 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.
- Emery, D. and Myers, K.J., 1996. *Sequence stratigraphy*: Blackwell, Sci., Oxford, 297 p.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies analysis of carbonate rocks: Interpretation and application*: Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies analysis of limestone: interpretation and application*: Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope, empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155(3), p. 211-238.
- Greensmith, J.T., 1988. *Petrology of the Sedimentary Rocks*: 6th edition, George Allen & Unwin, London, 241 p.
- Hallock, P. and Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera, a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate facies: *Palaios*, v. 1, p. 55-64.
- Hallock, P., 1988. The role of nutrient availability in bioerosion, Consequences to carbonate buildups: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 63, p. 275-291.
- Hallock, P., Muller, T., Karger, F.E. and Halas, J.C., 1993. Coral reef decline - anthropogenic nutrients and the degradation of western Atlantic and Caribbean coral reefs: *Research and Exploration*, v. 9, p. 358-378.
- Hallock, P., 2001. Coral reefs in the 21st century: is the past the key to the future? In: *Proceedings of the 10th Symposium on the Geology of the Bahamas and Other Carbonate Regions* (Eds B.J. Greenstein and C.K. Carney): *Gerace Research Center, San Salvador, Bahamas*, p. 8-13.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J. and Ghazi, A.M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction, Part 1- *Sedimentology: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 193, p. 405-423.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, In: *Meulenkamp, J.E. Eds., Reconstruction of marine paleoenvironments: Utrecht Micropaleontological Bulletin*, v. 30, p. 239-253.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 168(4), p. 491-505.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. *Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement Area*:

- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 2182-2245.
- Lee, J.J., 1990. Fine structure of the rhodophycean *Porphyridium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* (Forsk.) and *P. acicularis* (Batsch) and in axenic culture: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 20, p. 162-169.
- 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*, v. 272, p. 17-36.
- Mutti, M. and Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints: *Earth-Science*, v. 92, p. 465-475.
- Nebelsick, J.H., Stingl, V. and Rasser, M., 2001. Autochthonous facies and allochthonous debris compared: early Oligocene carbonate facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria): *Facies*, v. 44, p. 31-46.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 175, p. 249-272.
- Rahmani, Z., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2010. Facies distribution and palaeoecology of the Guri member of the Mishan Formation in Lar area Fars Province SW Iran: *Iranian Journal of Science and Technology. Transaction A*. 34(A3).
- Rasser, M.W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*, v. 51, p. 217-232.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 69, p. 1-21.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary environments and facies*: Blackwell Scientific Publication, 425 p.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia: *Marine Micropaleontology*, v. 58, p. 73-82
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: *Journal of the Institute of Petroleum Technology*, v. 10, p. 256-283.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran: *Facies*, v. 57, p. 431-446.
- Seyrafian, A. and Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north-central Zagros Basin, Iran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, v. 210, p. 129-141.
- Seyrafian, A., 2000. Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation at Dehdez area: *Carbonates and Evaporites*, v. 15, p. 121-130.
- Seyrafian, A. and Hamedani, A., 2003. Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the Lower Asmari Formation (Oligocene), north-central Zagros Basin, Iran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, v. 3, p. 164-174.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani N. and Taheri, A., 2011. Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: *Biostratigr, Paleoecol Diagenes*, v. 28, p. 439-458.

- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A. and Moussavi-Harami, R., 2015. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran: *Facies*, v. 61, p. 1-32.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon De Lamotte, D., 2006. The central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling: *Tectonics*, v. 25, p. 1-27.
- 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 and Evaporites*, v. 26, p. 167-180.
- Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon, D.E. and Lamotte, D., 2004. The central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, v. 25, p. 1-27.
- Tucker, M.E., 1990. Geological background to carbonate sedimentation. In: *Carbonate Sedimentology* (Ed. by M.E. Tucker & V.P. Wright): Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pichard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and 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. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, v. 52, p. 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A. and Taheri, A., 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*, v. 27, p. 56-71.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B. and Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis: *Geopersia*, v. 1, p. 71-82.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag. 471 p.
- Wynd, J.G., 1965. *Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area*: Report 1082, unpublished.