

بازسازی محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در تاقدیس‌های آسماری و گورپی و میدان نفتی مسجدسلیمان (جنوب غرب ایران)

نواب ورناصری^۱، داوود جهانی^{۲*}، نادر کهنسال قدیم‌وند^۳، محسن پورکرمانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی - گرایش رسوب‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^{۲*} دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۴ استاد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

*d_jahani@iau-tnb.ac.ir

دریافت مهر ۱۴۰۲، پذیرش آذر ۱۴۰۲

چکیده

در این پژوهش دو برش سطحی از سازند آسماری (برش‌های تاکدیس آسماری و تاکدیس گورپی) و یک برش زیرسطحی (چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان) از دیدگاه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این برش‌ها در زون ایذه و فروافتادگی دزفول قرار دارند. برش‌های تاکدیس آسماری و چاه ۱۸۶ متعلق به آکی تانین تا بوردیگالین و برش تاکدیس گورپی از شاتین تا بوردیگالین رسوبگذاری کرده است. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۸ ریزرخساره شده است. این ریزرخساره‌ها در محیط‌های جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز یک رمپ کربناته هموکلینال رسوبگذاری کرده‌اند. تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی بیانگر تشکیل پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش گورپی و سه سکانس رسوبی رده سوم در برش‌های آسماری و چاه ۱۸۶ می‌باشد. تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی نشان می‌دهد که در منطقه مورد مطالعه، حوضه رسوبی به سمت شمال غرب عمیق‌تر شده است. تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه تا حدی زیادی متاثر از نوسانات جهانی سطح آب دریا و رویدادهای تکتونیکی الیگومیوسن بوده است.

کلمات کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی

۱- مقدمه

سازند آسماری به عنوان یک سنگ مخزن آهکی در بخش‌های وسیعی از حوضه زاگرس در غرب و جنوب ایران در رشته کوه‌های زاگرس گسترش قابل توجهی دارد. بیشترین ضخامت سازند آسماری در فروافتادگی دزفول ثبت شده است. سازند آسماری بطور عمده از لیتولوژی‌های کربناته (سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی)، سنگ آهک رسی و شیل تشکیل شده است. اما در میادین نفتی شمال فروافتادگی دزفول و جنوب غرب لرستان دارای یک عضو تبخیری به نام کلهر و در جنوب فروافتادگی دزفول دارای یک عضو ماسه‌سنگی است. البته در بسیاری از برش‌های سازند آسماری در نواحی مختلف زاگرس رخساره‌های آواری در تناوب با رخساره‌های کربناته تشکیل شده‌اند [5]. با توجه به گسترش وسیع سازند آسماری در نواحی مختلف زاگرس تغییرات جانبی قابل توجهی از نظر سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و نوسانات سطح آب دریا در آن ثبت شده است. همچنین مرز پایین و بالایی این سازند در نواحی مختلف متفاوت است. سن شروع این سازند در بعضی از برش‌ها الیگوسن و در بعضی دیگر میوسن پیشین ثبت شده است و مرز بالایی آن در بیشتر نواحی در بوردیگالین به اتمام می‌رسد.

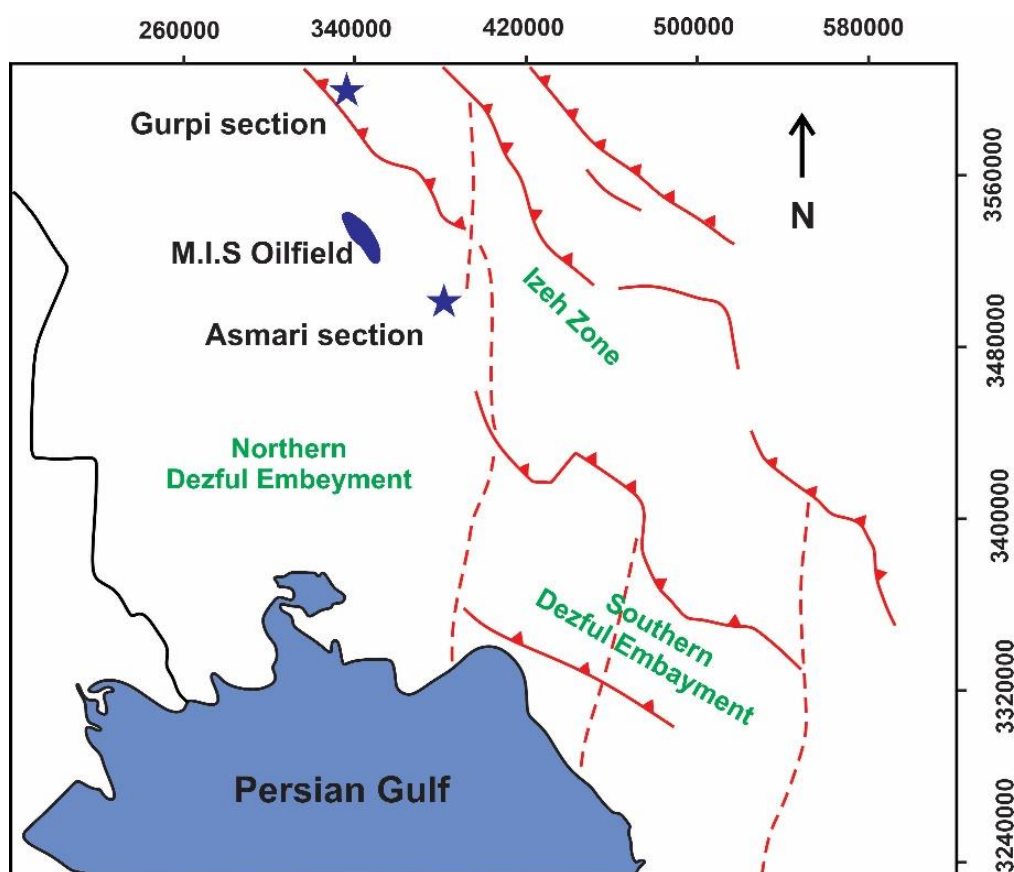
از آنجا که سازند آسماری از مخازن کربناته محسوب می‌شود، ناهمگنی‌های مخزنی زیادی نشان می‌دهد و از طرفی اهمیت بالای اقتصادی آن باعث شده تا در سال‌های اخیر مطالعات زیادی از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی بر روی آن صورت بگیرد. تمامی این مطالعات به منظور شناسایی دقیق‌تر سازند آسماری در جهت تسهیل در امور اکتشافی، تفسیر بهتر زون‌های مخزنی، مدل‌سازی‌های دینامیکی و استاتیکی مخزن و در نهایت دستیابی به تولید بالاتر نفت در این مخزن صورت گرفت است. این مطالعات بیشتر از جنبه‌های بیواستراتیگرافی [6, 12, 27, 47]، محیط رسوبی و نوسانات سطح آب دریا [4, 7, 22, 31, 44]، دیاژنز و ژئوشیمی [1, 9, 20, 25] و کیفیت مخزنی [2, 10, 29] انجام گرفته است. با توجه به گسترش بالای سازند آسماری هنوز این سازند در بسیاری از نواحی از دیدگاه مطالعات رسوب‌شناسی که پایه و اساس مطالعات کیفیت مخزنی هستند، بطور دقیق مورد بررسی قرار نگرفته است. لذا در این پژوهش سعی شده است تا بعد از تفکیک و مطالعه لیتوفاسیس‌ها و شناخت دقیق ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تاقدیس‌های آسماری و گورپی و همچنین میدان نفتی مسجدسلیمان بررسی شوند. یافته‌های این مطالعه جهت شناسایی شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند آسماری در بازه زمانی الیگومیوسن و نحوه گسترش افق‌های با کیفیت مخزنی مناسب جهت مطالعات اکتشافی آتی در این منطقه مورد استفاده قرار خواهند گرفت.

۲- زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

با توجه به توالی‌های رسوبی، رویدادهای ماگمازایی و فعالیت‌های دگرگونی، صفحه ایران به هشت ایالت با نام‌های زاگرس، سنندج سیرجان، ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، لوت و مکران تقسیم شده است [14].

در این تحقیق دو برش زیرسطحی از سازند آسماری (برش تاقدیس آسماری و برش تاقدیس گورپی) و یک برش زیرسطحی (چاه شماره ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان) در استان خوزستان مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. با توجه به تقسیم‌بندی فوق، برش‌های مورد مطالعه در ایالت زاگرس و در زون‌های ایزه و فروافتادگی دزفول واقع شده‌اند. برش تاقدیس آسماری در شمال استان خوزستان در فروافتادگی دزفول، در غرب روستای گلگیر و ۲۸ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان مسجدسلیمان قرار دارد. برش تاقدیس گورپی به عنوان بخشی از زون ایزه در ۲۵۰ کیلومتری شمال شرق اهواز، در نزدیکی روستای حتی و در فاصله ۶۰ کیلومتری از مرکز شهر لالی قرار دارد. برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان در میدان نفتی

مسجدسلیمان، با فاصله ۹۰ کیلومتری از شمال غرب اهواز و در شمال فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). در هر سه برش، سازند آسماری بر روی سنگ آهک‌های شیلی سازند پابده و در زیر سازند تبخیری گچساران قرار گرفته است. در برش تاقدیس آسماری، سازند آسماری ۳۴۷ متر ضخامت دارد. سازند آسماری در این برش با انیدریت قاعده‌ای آغاز می‌شود و مارن‌های عمیق سازند پابده را از توالی‌های کربناته سازند آسماری تفکیک می‌کند. در برش مذکور سازند آسماری دارای سن آکی‌تائین -بوردیگالین است. سازند آسماری در این برش به طور کامل از توالی‌های ضخیم تا نازک‌لایه آهکی تشکیل شده است. میان‌لایه‌هایی از مارن، آهک مارنی و آهک دولومیتی نیز در این توالی قابل مشاهده است. در برش تاقدیس گورپی رسوبات آهکی سازند آسماری دارای ۳۴۰ متر ضخامت بوده که در بخش‌های پایینی به صورت تدریجی و پیوسته و هم‌شیب مارن‌های عمیق سازند پابده را با توالی‌هایی از سنگ آهک شیلی می‌پوشانند. سن سازند آسماری در این برش از شاتین تا بوردیگالین تعیین شده است. در این برش نیز سازند آسماری بطور عمده از سنگ آهک‌های ضخیم تا نازک‌لایه با میان‌لایه‌هایی از آهک مارنی و آهک دولومیتی تشکیل شده است. سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان ۱۳۶ متر ضخامت داشته که مرز زیرین آن با سازند پابده به دلیل عدم حفاری کامل سازند آسماری مشخص نمی‌باشد. سازند آسماری در این برش بطور کامل از توالی‌های سنگ آهک تشکیل شده و تنها میان‌های کمی از سنگ آهک دولومیتی و انیدریت در آن قابل شناسایی است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه. برش تاقدیس گورپی در زون ایذه به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}13'$ طول شرقی و $32^{\circ}27'$ عرض شمالی، چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان در فروافتادگی دزفول به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}18'$ طول شرقی و $31^{\circ}06'$ عرض شمالی، برش تاقدیس آسماری در فروافتادگی دزفول به مختصات جغرافیایی $49^{\circ}36'$ طول شرقی و $31^{\circ}44'$ عرض شمالی.

۳- روش مطالعه

مطالعات انجام شده در سازند آسماری در این منطقه در چهار مرحله قابل تقسیم است. در مرحله اول جهت دستیابی به اطلاعات اولیه در مورد سازند آسماری و منطقه مورد مطالعه از مقالات، گزارش‌ها، رساله‌های پیشین، نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و منابع اینترنتی استفاده شده است. در مرحله دوم سازند آسماری در تاقدیس‌های آسماری و گورپی در طی بازدیدهای میدانی نمونه‌برداری شده است. نمونه‌برداری در فواصل تقریباً منظم و با توجه به تغییرات مشاهده شده در خصوصیات فیزیکی لایه‌ها انجام شده است. همچنین یک برش زیرسطحی از سازند آسماری در میدان مسجدسلیمان (چاه شماره ۱۸۶) نیز مورد بررسی قرار گرفته است. در مرحله سوم از نمونه‌های برداشت شده ۴۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. به منظور تشخیص کانی‌های کلسیت و دولومیت نیمی از مقاطع با آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [18] رنگ آمیزی شدند. این نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته و خصوصیات بافتی و شواهد موجود از فرآیندهای دیاژنزی در آنها ثبت شدند. در مرحله چهارم نمونه‌ها با استفاده از طبقه‌بندی دانه‌ها [19] و امبری کلون [21] نامگذاری شده و برای تفسیر محیط رسوبی از روش فلوگل [23] استفاده شد. در نهایت داده‌های به دست آمده جهت ارائه مدل رخساره‌ای و آنالیز چین‌نگاری سکansı سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه مورد استفاده قرار گرفتند.

۴- نتایج

۴-۱- توصیف و تفسیر ریزرخساره‌ها

۴-۱-۱- رمپ داخلی

۴-۱-۱-۱- ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی

انیدریت (A1)

انیدریت تنها رخساره غیرکربناته در توالی‌های مورد مطالعه است. انیدریت به عنوان یک رخساره تخییری در بخش‌های پایینی سازند آسماری (انیدریت قاعده‌ای) در برش کوه آسماری و به مقدار محدود در بخش میانی سازند آسماری در چاه ۱۸۶ شناسایی شده است. در مطالعات میکروسکوپی این رخساره به صورت بلورهای انیدریتی در هم‌تئیده با جهت‌یابی‌های موازی تا نیمه‌موازی مشاهده می‌شود. هیچ‌گونه آثار فسیلی و ساخت رسوبی در این رخساره وجود ندارد (شکل ۲-A).

مادستون (A2)

این ریزرخساره از گل آهکی با یک بافت همگن تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز و اجزای اسکلتی کوچک و غیرقابل تشخیص به ندرت به صورت پراکنده در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. در بعضی از نمونه‌های مربوط به این ریزرخساره رگچه‌های انحلالی و آتاری از همتیت قابل مشاهده است (شکل ۲-B).

دولومادستون (A3)

این ریزرخساره از دولومیت‌های ریز بلور بی‌شکل با اندازه ۲۰ تا ۵۰ میکرون تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت به صورت پراکنده در آن وجود دارند. استیلولیت‌ها، شکستگی‌های کوچک و حفرات انحلالی از رایج‌ترین فرآیندهای

دپانزنی در این ریزرخساره هستند و گاهی بقایایی از مواد آلی و اکسید آهن در امتداد آنها مشاهده می‌شود. گاهی ندول‌های انیدریت در دولومادستون‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲C).

مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم پرنده‌ای (A4)

این ریزرخساره از گل آهکی و گل آهکی دولومیتی شده تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت به میزان کمتر از ۵ درصد در آن پراکنده هستند. هیچ‌گونه اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در این ریزرخساره شناسایی نشده است. از مشخصات اصلی این ریزرخساره توسعه‌ی فابریک چشم پرنده‌ای بوده که در بعضی موارد با بلورهای انیدریت پر شده است (شکل ۲-۲D).

بایندستون استروماتولیتی (A5)

بایندستون استروماتولیتی تنها در دو برش سطحی با تناوبی از لامینه‌های خاکستری تیره و روشن شناسایی شده است. در مطالعات میکروسکوپی این لامینه‌ها به صورت مسطح تا موج‌دار بوده و از توالی‌های نازک گل و جلبک‌های میکروبی تشکیل شده‌اند. گاهی دانه‌های کوارتز و پلوئید در میان لامینه‌ها به دام افتاده‌اند (شکل ۲-۲E).

تفسیر محیط جزر و مدی

براساس شواهد موجود ریزرخساره‌های A1 تا A5 متعلق به پهنه جزر و مدی در رمپ داخلی هستند. تشکیل انیدریت‌ها از مهم‌ترین شاخص‌های غلبه محیط‌های سوپراتایدال با انرژی پایین در شرایط آب و هوایی گرم و خشک در نظر گرفته می‌شود [46]. رسوبگذاری انیدریت‌های سازند آسماری ارتباط نزدیکی با موقعیت جغرافیای دیرینه زاگرس در الیگومیوسن دارد. در طی جدا شدن حوضه رسوبگذاری سازند آسماری از اقیانوس نئوتتیس در مرز الیگوسن-میوسن، سطح آب دریا کاهش پیدا کرده و حوضچه‌های شور و مجزا در منطقه تشکیل و شرایط مساعدی برای رسوبگذاری انیدریت‌ها فراهم شده است [44]. در ریزرخساره‌های مادستونی و دولومادستونی، ماهیت دانه ریز و عدم وجود اجزای اسکلتی بیانگر چرخش محدود آب، انرژی پایین و شرایط زیست‌نامساعد برای موجودات بوده است. علاوه بر این در زمان تشکیل دولومیکریت‌ها با افزایش تبخیر و تشکیل رسوبات تبخیری در پهنه جزر و مدی، نسبت منیزیم به کلسیم همزمان با رسوبگذاری افزایش پیدا کرده و این مساله منجر به جانشینی دولومیت‌های ریزبلور در گل‌آهکی شده است [32]. تشکیل فابریک چشم‌پرنده‌ای در بعضی از نمونه‌های مادستون و دولومادستون به عواملی مثل انقباض و انبساط رسوبات، خاصیت موبینگی و یا خروج گاز از رسوبات به علت تجزیه مواد آلی که حاصل فعالیت بعضی از موجودات است نسبت داده می‌شود [30, 42]. وجود انیدریت باقیمانده در درون بعضی از حفرات موجود در فابریک چشم پرنده‌ای می‌تواند به تشکیل این حفرات بر اثر انحلال انیدریت اشاره داشته باشد [8]. مجموع این تفاسیر نشان‌دهنده تشکیل ریزرخساره‌های A2 تا A4 در محیط‌های سوپراتایدال تا سابایدال است. استروماتولیت‌ها نیز از شاخص‌های محیط کم عمق سوپراتایدال تا ابترتایدال بوده که معمولاً تحت تاثیر تغییرات دوره‌ای شرایط اکسیدانی و احیایی محیط تشکیل می‌شوند [26].

۴-۱-۱-۲ ریزرخساره‌های محیط لاگون

پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکلیست (B1)

در این ریزرخساره درصد زیادی پلوئید (۶۰-۴۰ درصد) با جورشدگی خوب تا متوسط با اندازه ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر مشاهده می‌شود. گاهی درصد اجزای بیوکستی مثل گاستروپود و استراکود با حفظ‌شدگی خوب در این نمونه‌ها افزایش پیدا کرده و ریزرخساره پکستون پلوئیدی به پکستون پلوئیدی دارای بیوکست تغییر پیدا کرده است. میکریتی شدن اجزای اسکلتی از فرآیندهای دیاژنزی قابل مشاهده در نمونه‌های این ریزرخساره است (شکل ۲-F).

پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ (B2)

ویژگی اصلی این ریزرخساره تنوع و فراوانی فرامینفرهای بدون منفذ با دیواره پرسلانوز به میزان ۵۰ تا ۶۰ درصد، مثل پنروپلیس، میلیولید، آرکیاس، دندریتینا، میوژپسینا، بورلیس، تکستولاریا، والینا و اسپیرولینا است. این فرامینفرها شکل خود را به خوبی حفظ کرده و به ندرت خرد شده‌اند. از اجزای فرعی این ریزرخساره که به میزان کمتر از ۵ درصد قابل مشاهده هستند می‌توان به دانه‌های پلوئید، خرده‌های دوکفه‌ای، جلبک و گاستروپود با جورشدگی ضعیف اشاره کرد (شکل ۲-G).

وکستون-پکستون بیوکست‌دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ (B3)

اجزای اصلی پکستون بیوکست‌دار، فسیل‌هایی مثل جلبک قرمز، گاستروپود، خارپوست، دوکفه‌ای و بریوزوئر هستند. فرامینفرهای بتیک با پوسته پرسلانوز مثل میلیولید، پنروپلیس، استروتولینا و دندریتینا با درصد کمتر به همراه خرده‌های اسکلتی مشاهده می‌شوند (شکل ۲-H).

تفسیر محیط لاگونی

در ریزرخساره پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکست افزایش پلوئیدها و تنوع کم موجودات بیانگر چرخش محدود آب و شوری بالای محیط رسوبی است [28]. حفظ‌شدگی خوب اجزای اسکلتی نیز به شرایط پایین انرژی اشاره می‌کند. از طرف دیگر، مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که گاستروپودها و استراکودها با شرایط شوری بالا سازگاری خوبی نشان می‌دهند [40]. فراوانی فرامینفرهای بدون منفذ در ریزرخساره پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ موید شرایط کم عمق و هیپرسالین در لاگون با بستر گلی نرم و غلبه زون نوری است [24, 44]. به طور کلی با توجه به این مشاهدات می‌توان گفت که ریزرخساره‌های B1 و B2 در بخش‌های کم عمق یک لاگون محصور رسوبگذاری کرده‌اند. غالب بودن گل میکریتی و عدم وجود موجوداتی که در شرایط نرمال دریایی زیست می‌کنند نیز تایید می‌کند که این بخش از محیط رسوبی ارتباط چندانی با آب‌های آزاد نداشته است. اما در ریزرخساره وکستون-پکستون بیوکست‌دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ، حضور همزمان اجزای اسکلتی متعلق به محیط‌های دریایی با شرایط نرمال مثل خارپوست و بریوزوئر همراه با فرامینفرهای بدون منفذ و گاستروپود که بیشتر در شرایط لاگونی گسترش پیدا می‌کنند، بیانگر تشکیل این رخساره در یک لاگون غیر محصور است [23, 33].

۴-۱-۱-۳ ریزرخساره‌های محیط سدی

گرینستون دارای فاورینا و بیوکست (C1)

پلت مدفوعی فاورینا به همراه خرده‌های اسکلتی کوچک مثل خارپوست و بریوزوئر اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. فاورینا پلت تولیدی توسط خرچنگ دکاپود است که دارای گردشگی خوبی بوده و با ظاهر غربال مانند خود شناسایی می‌شود. گاهی دانه‌های فاورینا میکریتی یا دولومیتی شده‌اند (شکل ۲-۱).

گرینستون دارای فرامینفر بتیک و اینتراکلت (C2)

این ریزرخساره حاوی مجموعه‌ای از فرامینفرهای بتیک با دیوار منفذدار و بدون منفذ (دارای دیواره‌های هیالین و پرسلانوز)، به همراه دانه‌های غیراسکلتی از نوع اینتراکلت می‌باشد. فرامینفرهای بتیک در این ریزرخساره معمولاً از نوع آمفیستزینا، میوزیپسینا، دندرتینا، میلیولید، پنروپلیس و تکستولاریا هستند. اندازه اینتراکلت‌ها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر بوده و معمولاً میکریتی شده‌اند. خرده‌های اسکلتی کوچک خارپوست و جلبک از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۳-۱).

گرینستون بیوکلست دار (C3)

خرده‌های اسکلتی مثل خارپوست، جلبک، دوکفه‌ای و بریوزوئر از فراوان‌ترین اجزای اسکلتی در این ریزرخساره هستند و در زمینه‌ای از سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. انحلال خرده‌های اسکلتی و میکریتی شدن آنها از فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در این ریزرخساره است که به ندرت مشاهده می‌شود. گاهی این اجزای اسکلتی شکسته و خرد شده هستند (شکل ۳-۲).

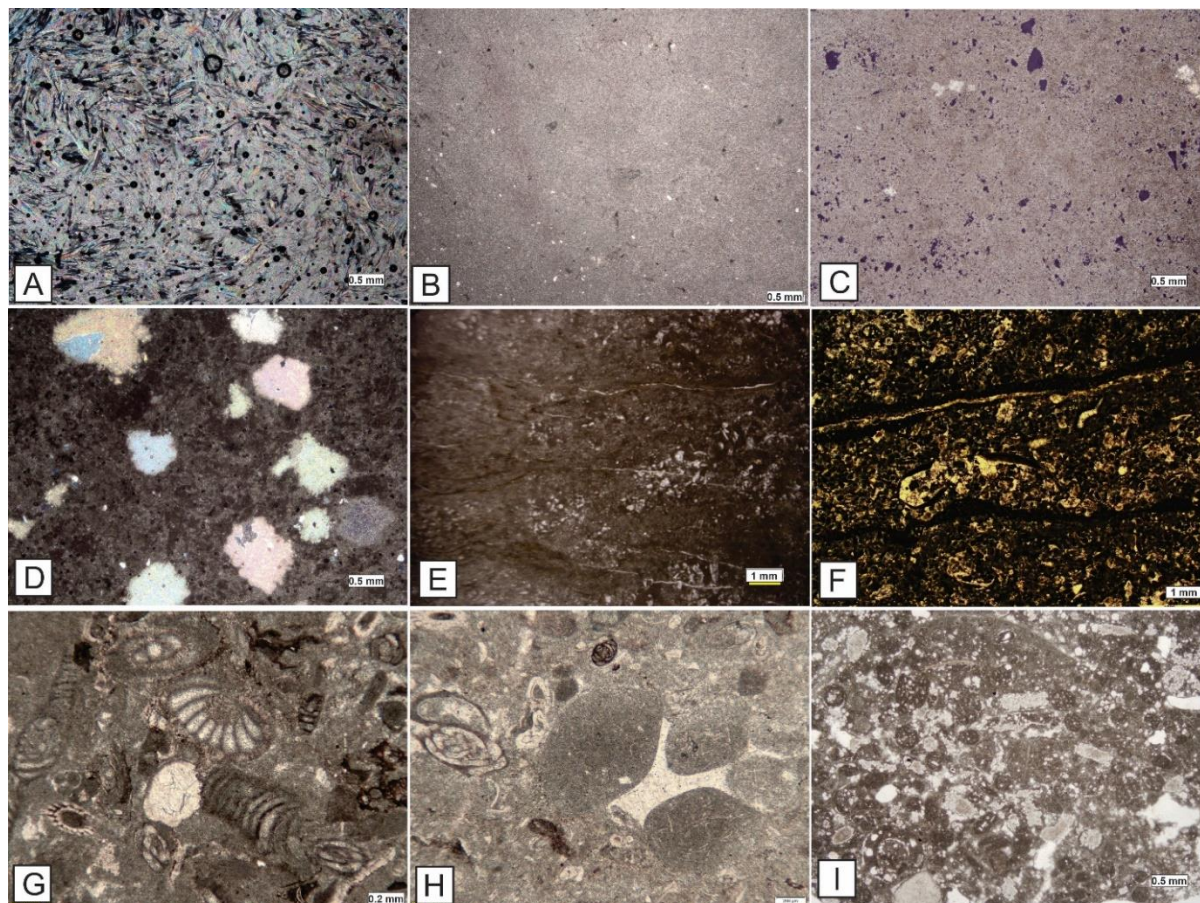
باندستون مرجانی (C4)

این ریزرخساره بیشتر از کلنی‌های مرجان با بافت باندستونی تشکیل شده است. تخلخل‌های درون اسکلت مرجان‌ها معمولاً با سیمان کلسیتی پر شده است. از آنجا که مرجان‌ها معمولاً از جنس آراگونیت هستند، گاهی ساختار اسکلتی آنها به شدت تحت تاثیر انحلال و نفوورفیسیم قرار گرفته است. خرده‌هایی از جلبک قرمز به همراه فرامینفرهای بتیک منفذدار و بدون منفذ از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۳-۳).

تفسیر محیط سدی

حضور سیمان اسپاریت، شسته شدن گل کربناته و ماهیت دانه پشتیبان مهم‌ترین ویژگی ریزرخساره‌های سدی بوده که بیانگر افزایش انرژی محیط است [15]. نوع اجزای اسکلتی در این ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که محیط رسوبی هم با آب‌های دریای آزاد و هم با محیط‌های محصورتر در ارتباط است. در واقع سدها با ایجاد یک محیط حدواسط، لاگون‌های کم عمق را از محیط‌های عمیق‌تر دریای باز تفکیک می‌کنند. در ریزرخساره گرینستون دارای فاورینا و بیوکلست، گردشگی دانه‌های فاورینا به افزایش انرژی محیط اشاره دارد. اجزای اسکلتی آن یعنی خارپوست و بریوزوئر بیشتر در محیط‌های دریای باز با شوری نرمال زندگی می‌کنند. در ریزرخساره‌ی گرینستون دارای فرامینفر بتیک و اینتراکلت، تنوع موجودات افزایش نشان می‌دهد و فرامینفرها از هر دو محیط دریای باز و محیط محصور در این نمونه‌ها جمع شده و از طرفی تشکیل اینتراکلت نیز به فعالیت جریان‌های دریایی نسبت داده می‌شود [34]. ریزرخساره گرینستون بیوکلست‌دار نیز دارای درصد قابل توجهی از موجودات متعلق به محیط‌های دریای باز بوده که به علت نزدیک محیط سدی و دریایی به یکدیگر توسط امواج و جریان‌ها به این محیط رسوبی انتقال پیدا کرده‌اند. شکستگی بعضی از اجزای اسکلتی نیز می‌تواند در ارتباط با افزایش انرژی محیط باشد. باندستون‌های

مرجانی نیز در شرایط کم عمق و زون نوری با انرژی بالا در موقعیتی بالاتر از سطح قاعده امواج معمولی گسترش پیدا می کنند [37].



شکل ۲- ریزرخساره‌های سازند آسماری (A) انیدریت، (B) مادستون، (C) دولومادستون، (D) مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم پرنده‌ای، (E) بایندستون استروماتولیتی، (F) پکستون پلوییدی تا پکستون پلوییدی دارای بیوکلست، (G) پکستون-وکستون دارای فرامینفرهای بدون منفذ، (H) وکستون-پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفرهای بدون منفذ، (I) گرینستون دارای فاورینا و بیوکلست

۴-۱-۲ رمپ میانی

۴-۱-۲-۱ ریزرخساره‌های محیط کم عمق دریای باز

فلوتستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینفرهای منفذدار (D1)

در این ریزرخساره جلبک‌های قرمز لیتوفیلوم و لیتوتامنیوم با اندازه‌ای بیشتر از دو میلی متر به همراه فرامینفرهای منفذدار اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می دهند. فرامینفرهای این مجموعه معمولاً دارای پوسته‌ای از نوع آهک هیالین و بیشتر از نوع روتالیا، آمفیستژینا و میوژیسینا هستند. خرده‌های اسکلتی خارپوست و براکیوپود و خرده‌های غیراسکلتی پلوئید و ایتراکلست از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می شوند (شکل ۳-D).

پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ (D2)

در این ریزرخساره خرده‌های اسکلتی مختلف مثل جلبک قرمز، براکیوپود، خارپوست، بریزووتر و دوکفه‌ای به همراه فرامینفرهای متنوع بدون منفذ با پوسته‌های پرسلانوز (مثل تکستولاریا، دندریتینا، بولیس، دیسکوربیس، والولینا) منفذدار با

پوسته هیالین (روتالیا، میوزیپسینا، الفدیوم) در کنار یکدیگر مشاهده می‌شوند. از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌توان به پلئوئیدها اشاره کرد. زمینه این رخساره به طور غالب میکریتی و در برخی قسمت‌ها دارای سیمان اسپاریتی است (شکل ۳-E).

وگستون-پکستون اکینوئیددار (D3)

خرده‌های خارپوست با اندازه‌های مختلف و حفظ‌شدگی خوب در زمینه‌ای از میکریت اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. گاهی سیمان رورشدی در اطراف خرده‌های خارپوست به خوبی گسترش پیدا کرده اما در بیشتر موارد خرده‌های خارپوست به شدت میکریتی شده و یا اطراف آنها لایه‌ای از میکریت تشکیل شده و از تشکیل این سیمان جلوگیری کرده است. فرامینفرهای بنتیک با فراوانی کمتر از ۵ درصد در این ریزرخساره پراکنده هستند (شکل ۳-F).

۴-۱-۳ رِمپ خارجی

۴-۱-۳-۱ ریزرخساره‌های محیط عمیق دریای باز

پکستون/رودستون دارای فرامینفرهای بنتیک بزرگ (E1)

فرامینفرهای بزرگ و کشیده لپیدوسیکلینا که دارای دیواره‌ای از نوع پوسته هیالین هستند، با فراوانی بیش از ۳۰ درصد اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره در برش‌های سطحی شناسایی شده است. دانه‌های خردشده و شکسته از بریوزوئر، خارپوست، نرم‌تنان، لوله کرم و جلبک قرمز به همراه درصد کمی از فرامینفرهای بنتیک مثل اپرکولینا و هتروسژینا از اجزای فرعی این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شوند. بافت این سنگ عمدتاً از پکستون بوده اما وجود فرامینفرهای درشت و بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر در بعضی از نمونه‌ها آن را به رودستون تبدیل کرده است. گاهی بلورهای درشت دولومیت به صورت پراکنده در این فرامینفرهای به صورت جانیشینی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-G).

وگستون-پکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون (E2)

این ریزرخساره تنها در برش‌های سطحی مشاهده شده است. از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره حضور همزمان فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون در زمینه‌ای از میکریت می‌باشد. از فراوان‌ترین فرامینفرهای بنتیک در این نمونه‌ها می‌توان به اپرکولینا، لپیدوسیکلینا، اتولپیدینا و هتروسژینا و از فرامینفرهای پلانکتون به گلوبی ژرینا اشاره کرد. استیلولیتی شدن و تجمع مواد آلی و همچنین نئومورفیسیم در زمینه‌ی بعضی از نمونه‌های مربوط به این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳-H).

۴-۱-۳-۲ ریزرخساره‌های حوضه

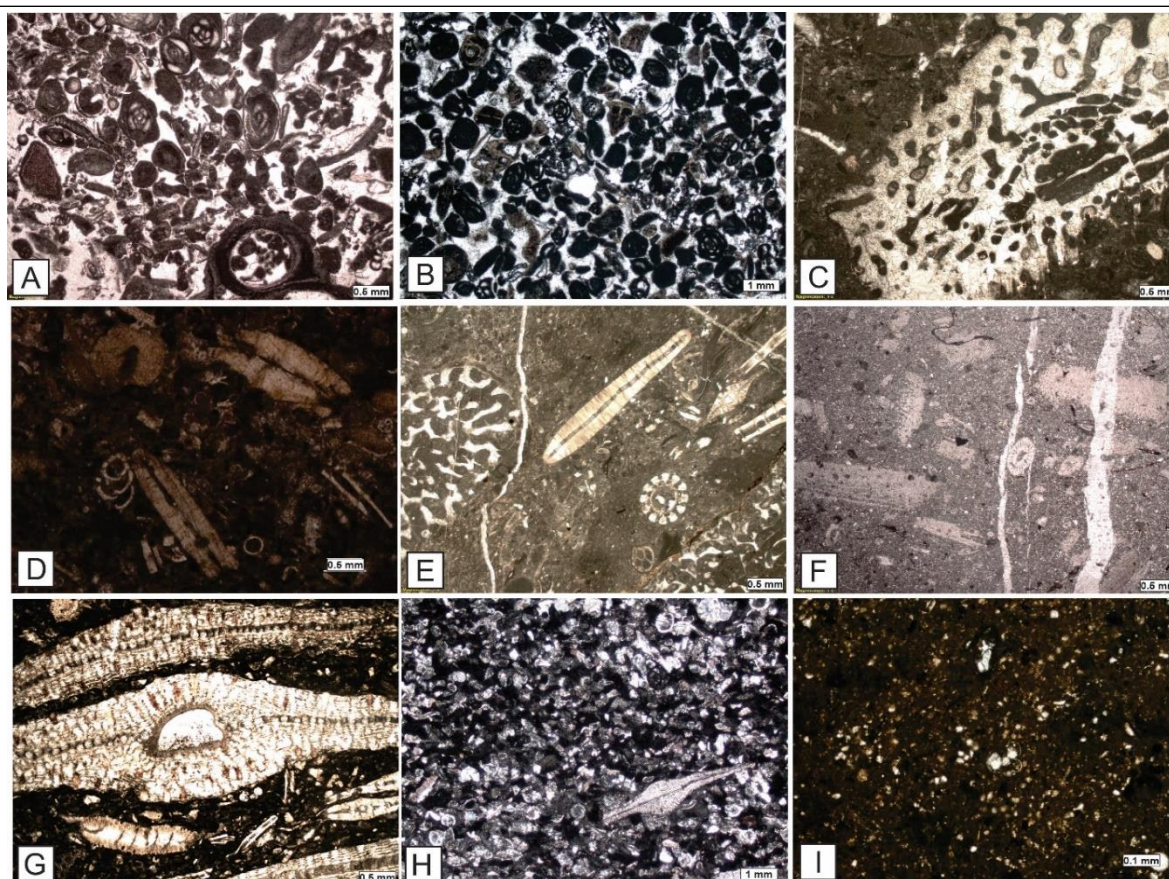
وگستون دارای فرامینفرهای پلانکتون (E3)

این ریزرخساره نیز تنها در برش‌های سطحی مشاهده شده است. فرامینفرهای پلانکتون گلوبی ژرینا مهم‌ترین اجزای فسیلی شناسایی شده در این ریزرخساره بوده که در زمینه‌ای از میکریت مشاهده می‌شوند. البته خرده‌های اسکلتی با اندازه خیلی کوچک از قبیل بریوزوئر و خارپوست و همچنین پلئوئیدها دیگر اجزای شناسایی شده در این نمونه‌ها هستند. پیریتی شدن از فرآیندهای دیاژنزی رایج در این ریزرخساره است. گاهی فرامینفرهای پلانکتون با سیمان‌های اسپاریتی پر شده‌اند (شکل ۳-I).

تفسیر محیط رسوبی دریای باز

ریزرخساره‌های مجموعه دریای باز در برش‌های مورد مطالعه در بخش‌های کم عمق دریای باز تا عمیق دریای باز و حوضه رسوبگذاری کرده‌اند. اگر چه در چاه ۱۸۶ مسجدسلیمان، رسوبگذاری ریزرخساره‌های این مجموعه تنها به بخش‌های کم عمق دریای باز محدود بوده است.

در ریزرخساره فلوتستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینفرهای منفذدار، همزیستی جلبک‌های قرمز و فرامینفرهایی با پوسته هیالین بیانگر رسوبگذاری در ناحیه الیگوتروفیک با چرخش خوب اکسیژن است که این شرایط معمولاً در بخش‌های کم عمق رمپ میانی برقرار است [39]. همزیستی جلبک‌ها و فرامینفرهای بنتیک نیز موید رسوبگذاری در محیطی کم عمق و متأثر از زون نوری می‌باشد [45]. در ریزرخساره پکستون بیوکست‌دار دارای فرامینفرهای منفذدار و بدون منفذ، حضور انواع فرامینفرها با دیواره‌های مختلف همراه با موجودات استنوهالین به محیط‌های کم عمق دریای باز نسبت داده می‌شود. شرایط بینابینی، تأثیر امواج و ارتباط این بخش از محیط رسوبی با دریاها آزاد و محیط‌های محصورتر، اکسیژن کافی و موادغذایی زیاد، موقعیت خوبی را برای گردآوری این مجموعه‌های فسیلی فراهم کرده است [11]. ریز رخساره وکستون-پکستون اکتیویددار نیز با وجود خارپوستان که از موجودات استنوهالین محسوب شده و در شرایط نرمال دریایی با گردش خوب جریان‌های دریایی به خوبی گسترش پیدا می‌کنند، می‌تواند به محیط‌های کم عمق دریای باز نسبت داده شوند [23]. ریزرخساره پکستون/رودستون دارای فرامینفرهای بنتیک بزرگ در بخش‌های عمیق دریای باز رسوبگذاری کرده است. فراوانی فرامینفرهای درشت، کشیده و مسطح با افزایش عمق آب و کاهش نفوذ نور جهت سازگاری و تبادلات بهتر با محیط زندگی‌شان در این محیط‌ها در ارتباط است. از طرفی این موجودات شرایط شوری نرمال، محیط آرام و زیر تأثیر اثر امواج را برای زندگی ترجیح می‌داده‌اند [13, 38]. وجود موجودات پلانکتون و فراوانی گل آهکی در ریزرخساره‌های وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون و وکستون دارای فرامینفرهای پلانکتون اشاره به رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در محیط‌هایی با انرژی هیدرودینامیکی پایین، عمیق با شوری نرمال و در زیر سطح اساس امواج طوفانی دارد. همچنین عدم حضور موجودات وابسته به نور بیانگر رسوبگذاری این ریزرخساره‌ها در زیر زون نوری می‌باشد [17, 35]. اگرچه وجود فرامینفر بنتیک در ریزرخساره وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بنتیک و پلانکتون نشان می‌دهد که این ریزرخساره در شرایط کم‌عمق‌تری نسبت به وکستون دارای فرامینفرهای پلانکتون تشکیل شده است.



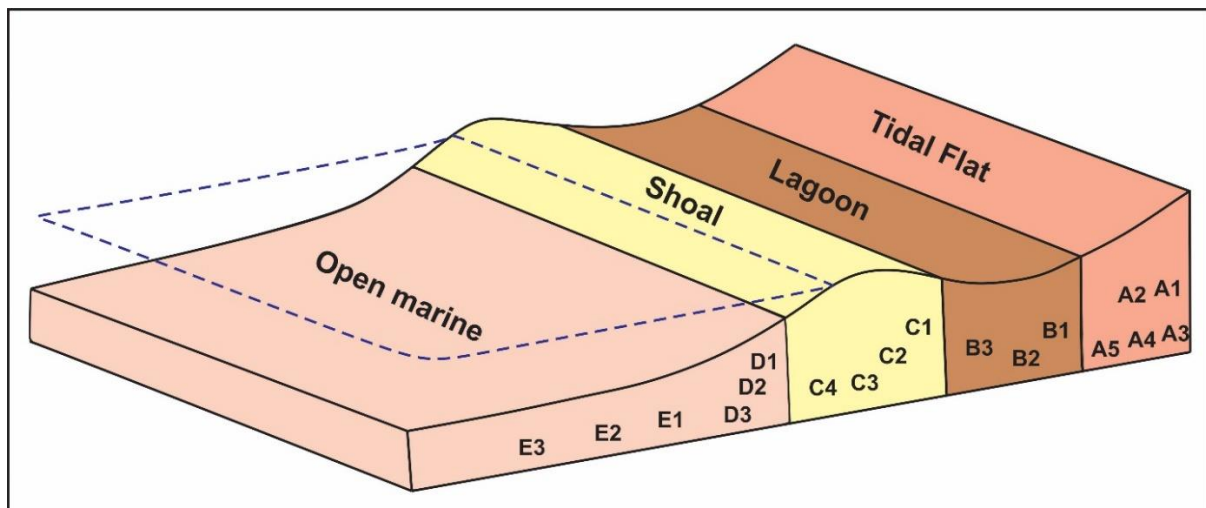
شکل ۳- ریزرخساره‌های سازند آسماری (A) گریستون دارای فرامینیفر بنتیک و اینتراکلیست، (B) گریستون بیوکلست‌دار، (C) بایندستون مرجانی، (D) فلوستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینیفرهای منفذدار، (E) پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ، (F) وکستون-پکستون اکیئوئیددار، (G) پکستون/رودستون دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، (H) وکستون-پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتون، (I) وکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتون

۴-۲ محیط رسوبی

آنالیز رخساره‌ای در سازند آسماری منجر به شناسایی چهار مجموعه رخساره‌ای جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز شده که منعکس کننده‌ی فازهای مختلف رسوبگذاری در طی تکامل یک رمپ کربناته است. سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه از توالی‌های کربناته تشکیل شده و اجزای اسکلتی و غیراسکلتی با فراوانی و تنوع زیاد در آن مشاهده می‌شوند. گسترش هر کدام از این اجزا به عوامل مختلف محیطی مثل عمق، دما، سطح اکسیژن، انرژی محیط و میزان مواد غذایی وابسته است. رسوبات کربناته معمولاً به دو روش زیستی و فیزیکی در محیط تجمع پیدا می‌کنند و این مساله نیز با شرایط اقلیمی و رژیم تکتونیکی منطقه در ارتباط بوده و در نهایت منجر به تشکیل رسوبات در غالب نوع خاصی از سکوی کربناته می‌شوند. عواملی مثل روند تدریجی تغییر ریزرخساره‌ها و محیط تشکیل آنها و همچنین عدم حضور گسترده‌ی موجودات ریف‌ساز و نهشته‌های توربیدابیتی و لغزشی و ریزشی بیانگر رسوبگذاری رخساره‌های سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه در یک رمپ کربناته‌ی هموکلینال است [15, 36] (شکل ۴).

رمپ هموکلینال دارای شیب تقریباً یکنواختی بوده و با توجه به موقعیت سطح موجسار هوای آرام (FWWB) و طوفانی (SWB) به سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شود. در واقع نوسانات انرژی در محیط رمپ کربناته

متاثر از موقعیت موجسار هوای آرام و طوفانی بوده که بر میزان آشفته‌گی آب، سرعت رسوبگذاری، میزان اکسیژن و بستر محیط تاثیر می‌گذارد. رمپ داخلی در بالای سطح اساس امواج آرام قرار دارد و کمربندهای رخساره‌ای جزر و مدی، لاگون و سد را در برمی‌گیرد. رمپ میانی محدوده بین امواج آرام و طوفانی و شامل قسمت‌های کم عمق دریای باز است. رمپ خارجی در پایین سطح اساس امواج طوفانی قرار داشته و ریزرخساره‌های عمیق دریای باز و حوضه مربوط به این قسمت از محیط رمپ کربناته هستند. همانطور که در بخش‌های پیشین ذکر شد رخساره‌ها در هر بخش رمپ کربناته خصوصیات بافتی متفاوت داشته و این خصوصیات که متاثر از موقعیت سطح موجسار بوده است باعث تفکیک آنها از یکدیگر شده است. سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه در بخش رمپ داخلی دارای بیشترین تنوع در اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و نوع ریزرخساره‌ها می‌باشد. رمپ میانی با توجه به موقعیت خود از سطح انرژی متغیری برخوردار بوده و نسبت به رمپ بیرونی از اجزای اسکلتی بیشتری برخوردار است. اما رمپ خارجی در پایین‌ترین سطح انرژی نسبت به محیط‌های دیگر قرار داشته و شرایط چندان مساعدی برای زیست موجودات نداشته است.



شکل ۴- مدل رمپ کربناته هموکلینال برای سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه به همراه توزیع رخساره‌ها

۴-۳ آنالیز چینه‌نگاری سکansı

بررسی تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی آنها منجر به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان و برش کوه آسماری و پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش تاقدیس گورپی شده است که در ادامه مورد بررسی قرار خواهند گرفت. این سکانس‌ها جهت تطابق بهتر با توجه به زمان تشکیل آنها از شاتین تا بوردیگالین نامگذاری شده است. سکانس‌های رسوبی A و B (SQ-A, SQ-B) متعلق به شاتین، سکانس‌های رسوبی C و D (SQ-C, SQ-D) متعلق به آکی‌تاین و سکانس E (SQ-E) متعلق به بوردیگالین می‌باشد. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده متشکل از دسته رخساره پیشرونده (TST)، دسته رخساره تراز بالا (HST) و سطح حداکثر غرقابی (MFS) هستند که توسط مرزهای سکansı (SB) از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

۴-۳-۱ چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در برش تاقدیس گورپی

سازند آسماری در برش تاقدیس گورپی از پنج سکانس رسوبی رده سوم از شاتین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۵):

سکانس رسوبی A (SQ-A)

اولین سکانس رسوبی سازند آسماری (SQ-A) در برش تاقدیس گورپی در شاتین زیرین تشکیل شده و ۱۰۸ متر ضخامت دارد. مرز پایین سازند آسماری از توالی‌های مارنی و آهک شیلی تشکیل شده و بنابراین مرز آن با سازند پابده از نوع تدریجی است و با توجه به شباهت رخساره‌ای این بخش با سازند پابده محل دقیق مرز پایینی را باید در توالی‌های سازند پابده جست‌وجو کرد. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس با ریزرخساره‌های رمپ میانی آغاز و در سطحی که معادل با سطح حداکثر غرقابی بوده به ریزرخساره‌های وکستون دارای فرامینفر پلانکتون در بخش حوضه ختم می‌شوند. در ادامه با کاهش سطح آب دریا دسته رخساره‌ی تراز بالای این سکانس با گسترش ریزرخساره‌های رمپ بیرونی و میانی شروع و در نهایت به ریزرخساره‌های محیط سدی ختم شده است.

سکانس رسوبی B (SQ-B)

این سکانس در شاتین بالایی با ضخامت ۲۲ متر گسترش داشته و با یک مرز سکانشی نوع دوم از SQ-A جدا شده است. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس از ریزرخساره‌های بخش کم عمق دریای باز در رمپ میانی تشکیل شده که با افزایش سطح آب دریا به ریزرخساره‌های عمیق دریای باز در رمپ بیرونی ختم می‌شود، به صورتیکه حداکثر سطح آب در این سکانس با ریزرخساره وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بتیک و پلانکتون مشخص می‌شود. در طی کاهش مجدد سطح آب دریا در ریزرخساره‌های رمپ میانی به سمت ریزرخساره‌های رمپ داخلی تغییر پیدا کرده‌اند.

سکانس رسوبی C (SQ-C)

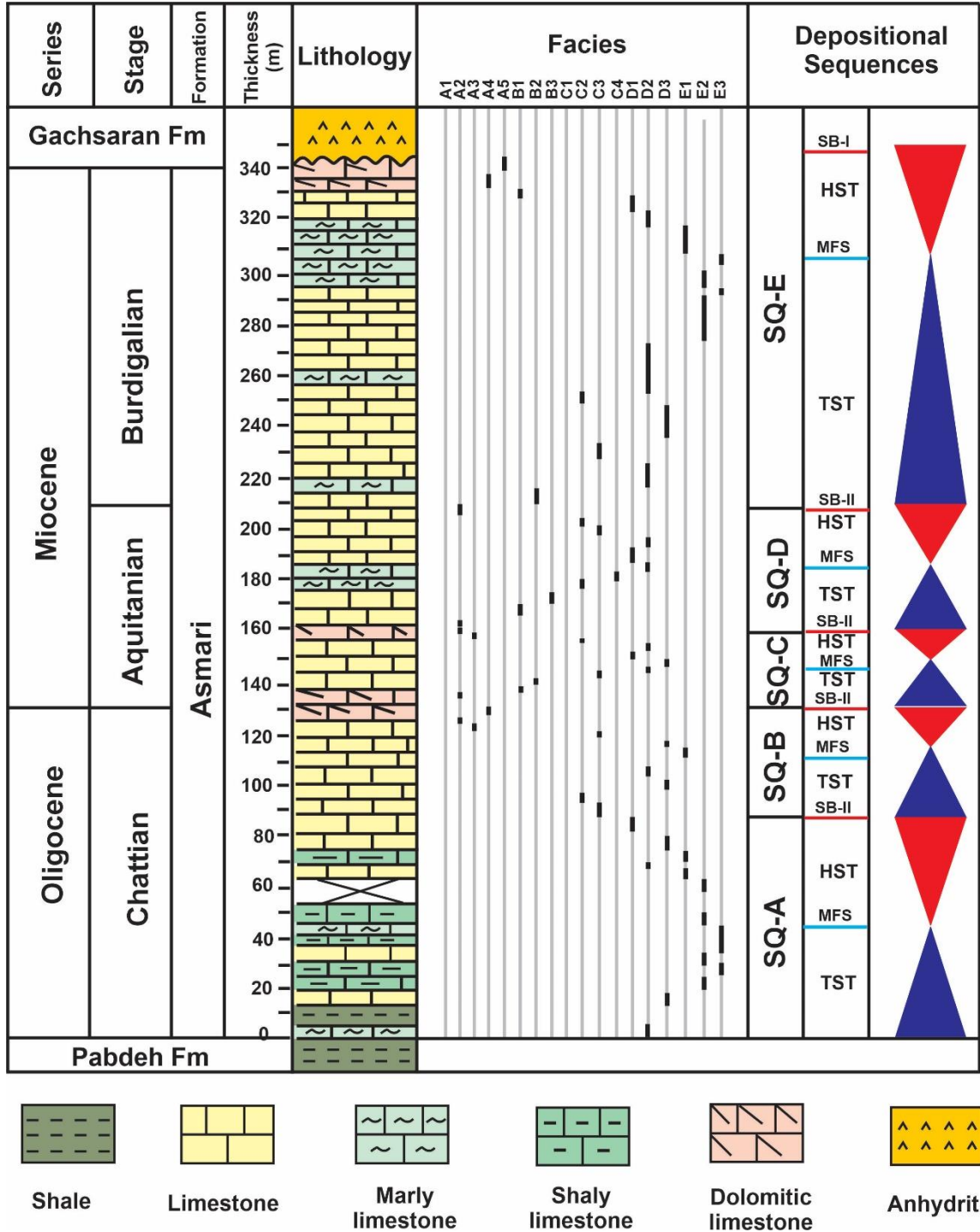
سکانس رسوبی سوم به سن آکی تانین زیرین ۲۸ متر ضخامت داشته و با یک مرز ناپیوستگی نوع دوم از سکانس رسوبی دوم جدا شده است. این سکانس در ابتدا با ریزرخساره‌های لاگونی رمپ داخلی آغاز شده و در ادامه با افزایش سطح آب دریا به ریزرخساره‌های محیط کم عمق دریای باز در رمپ میانی به انتها رسیده است. دسته رخساره تراز بالای این سکانس رسوبی نیز یک روند کاهش عمق از ریزرخساره‌های رمپ میانی به داخلی را در درون خود ثبت کرده است. مرز بالایی این سکانس رسوبی با رسوبگذاری ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی مشخص می‌شود.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

سکانس رسوبی چهارم در سازند آسماری در آکی تانین بالایی رسوبگذاری کرده و ۴۷ متر ضخامت دارد. مرز این سکانس با سکانس قبلی نیز از نوع ناپیوستگی نوع دوم در نظر گرفته می‌شود. دسته رخساره تراز بالای این سکانس با یک روند عمیق‌شونده از ریزرخساره‌های جزر و مدی رمپ داخلی به سمت بخش‌های کم عمق دریای باز تغییر رخساره داده است. در ادامه در طی کاهش سطح آب دریا رسوبات از ریزرخساره‌های سدی رمپ داخلی به سمت محیط جزر و مدی تغییر پیدا کرده‌اند.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

این سکانس ۱۳۵ متر ضخامت داشته و در بازه زمانی بوردیگالین رسوبگذاری کرده است. مرز پایینی این سکانس از نوع مرز دوم و مرز بالایی آن با سازند گچساران مرز سکانسی نوع اول می‌باشد. دسته رخساره پیشرونده این سکانس با تناوبی از ریزرخساره‌های رمپ میانی و داخلی مشخص می‌شود، اما در طی یک روند عمیق شونده با ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی به حداکثر سطح غرقابی خود رسیده است. دسته رخساره تراز بالای این سکانس با کاهش سطح آب دریا از محیط رمپ میانی به سمت محیط رمپ داخلی که بیشتر دارای رخساره‌های جذر و مدی هستند جابجایی نشان می‌دهند.



شکل ۵ - آنالیز چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تاقدیس گورپی

۴-۳-۲ چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری

سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری از سه سکانس رسوبی رده سوم از آکی تانین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۶):

سکانس رسوبی C (SQ-C)

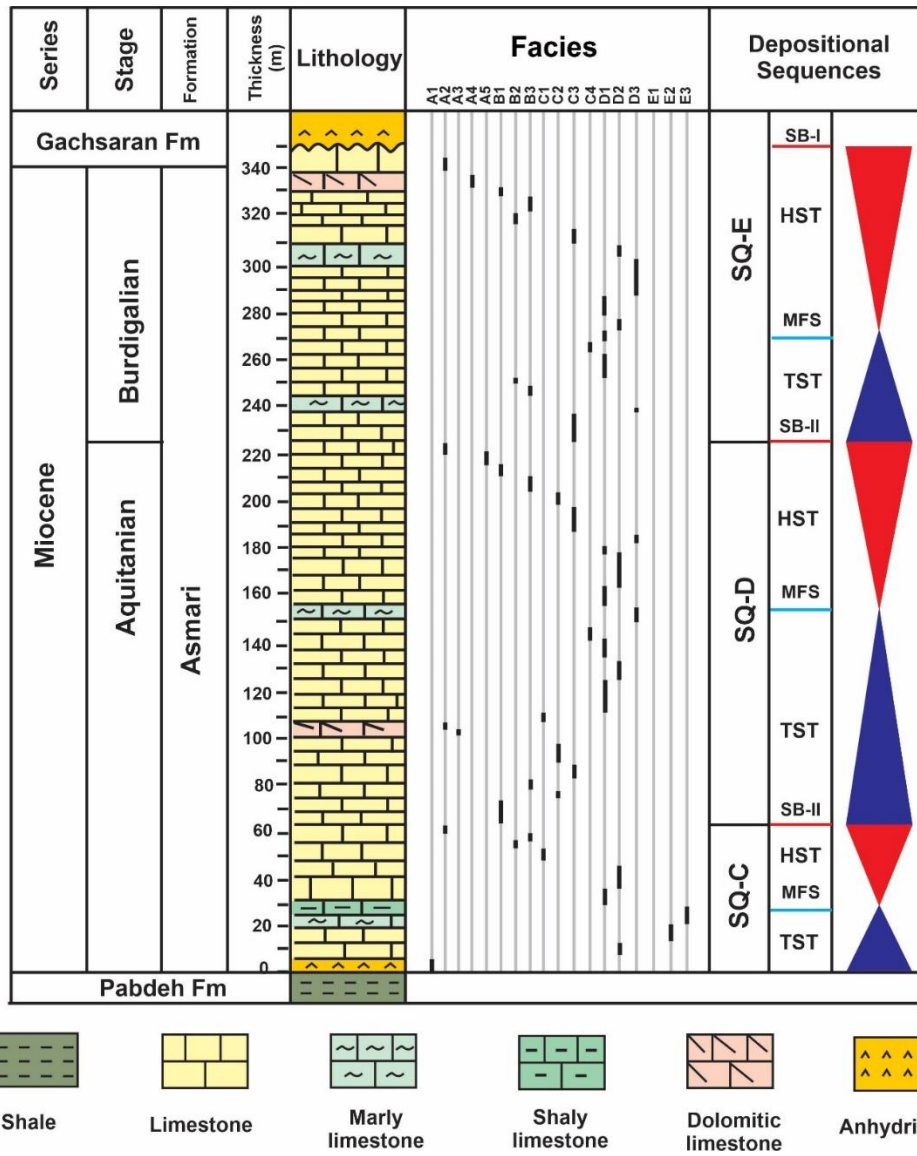
سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری با SQ-C با ضخامت ۶۳ متر و به سن آکی تانین زیرین شروع شده است. این سکانس با انیدریت قاعده‌ای به ضخامت ۵ متر آغاز شده که می‌تواند به عنوان دسته رخساره تراز پایین در نظر گرفته شود. در ادامه با افزایش سطح آب دریا یک روند عمیق‌شوندگی با تبدیل ریزرخساره‌های رمپ میانی به خارجی در ریزرخساره‌ها مشاهده شده، بطوریکه در حداکثر سطح غرقابی رخساره‌هایی با فرامینفرهای پلانکتون مشاهده می‌شوند. با کاهش سطح آب دریا حوضه رسوبی به سمت تشکیل ریزرخساره‌های رمپ میانی و در نهایت رمپ داخلی جابجا شده است. مرز سکانسی بالای SQ-C با ظهور ریزرخساره‌های کم عمق محیط جزر و مدی مشخص می‌شود.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

این سکانس رسوبی با ضخامت ۱۶۲ متر در آکی تانین بالایی با یک مرز سکانسی نوع دوم از سکانس‌های پایینی و بالایی خود تفکیک می‌شود. SQ-D در برش تاقدیس آسماری با تغییر تدریجی ریزرخساره‌های لاگونی در رمپ داخلی به سمت ریزرخساره‌های سدی و رمپ میانی مشخص شده است. بیشترین سطح آب دریا مطابق با ظهور ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی است. با کاهش سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره تراز بالا ریزرخساره‌های رمپ میانی توسط ریزرخساره‌های رمپ داخلی جایگزین شده و بیشترین افت سطح آب دریا که به عنوان مرز بالایی این سکانس در نظر گرفته می‌شود مطابق با ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی می‌باشد.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

آخرین سکانس رسوبی رده سوم در برش تاقدیس آسماری متعلق به بوردیگالین بوده و ۱۲۲ متر ضخامت دارد. مرز پایینی این سکانس با سکانس پایینی از نوع دوم و مرز بالایی آن با سازند گچساران یک مرز سکانسی نوع اول محسوب می‌شود. دسته رخساره پیشرونده در این سکانس با تغییر محیط رسوبی از رمپ داخلی به سمت رخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ بیرونی مشخص می‌شود و با کاهش مجدد سطح آب دریا این روند معکوس شده و محیط رسوبی از رمپ میانی به سمت داخلی جابجا شده است و در نهایت این سکانس رسوبی با تشکیل ریزرخساره‌های محیط جزر و مدی به اتمام رسیده است.



شکل ۶ - آنالیز چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در برش تاقدیس آسماری

۴-۳-۳- آنالیز چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان

سازند آسماری در این برش زیرسطحی از سه سکانش رسوبی رده سوم از آکی تانین تا بوردیگالین تشکیل شده که از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۷):

سکانش رسوبی C (SQ-C)

از آنجا که چاه ۱۸۶ مسجدسلیمان در سازند آسماری تا مرز پایینی حفاری نشده است لذا براساس مطالعات انجام شده در چاه‌های دیگر این میدان، احتمالاً مرز پایینی این سکانش در قاعده لایه انیدریت ابتدای آسماری میانی قرار دارد و انیدریت قاعده‌ای، بخش رخساره تراز پایین این سکانش را تشکیل می‌دهد. این سکانش رسوبی به سن آکی تانین زیرین ۵۰ متر ضخامت دارد. دسته رخساره پیشرونده این سکانش از تغییر ریزرخساره‌های لاگونی در رمپ داخلی به ریزرخساره‌های تهنشین شده در رمپ میانی بوجود آمده است. رسوبگذاری ریزرخساره‌های کم عمق دریای باز بیانگر سطح حداکثر پیشروی آب دریا در این سکانش می‌باشد. با کاهش سطح آب دریا و گسترش دسته رخساره‌های تراز بالا رسوبات محیطی دریای باز و رمپ میانی

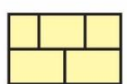
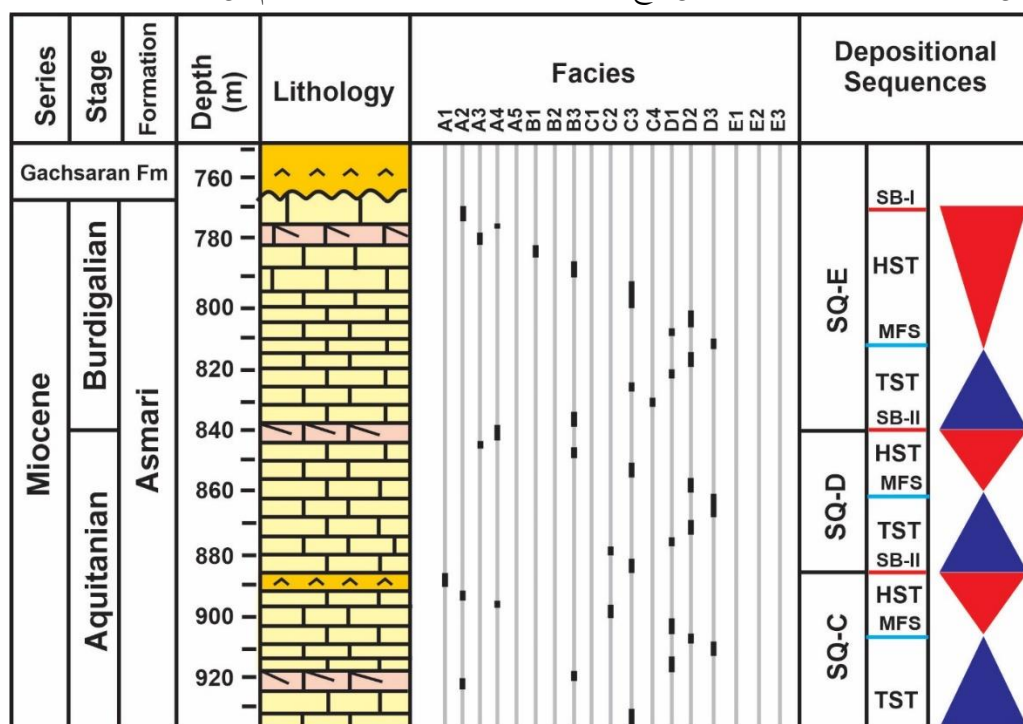
توسط محیط رمپ داخلی جایگزین شده و در نهایت با شروع رسوبگذاری لایه انیدریت میانی که مطابق با مرز سکانسی نوع دوم است این روند به پایان می‌رسد.

سکانس رسوبی D (SQ-D)

سکانس دوم با ضخامت متوسط ۴۶ متر در آکی تانین بالایی توسعه پیدا کرده است. دسته رخساره تراز پیشرونده این سکانس با تناوب ریزرخساره‌های محیط رمپ داخلی آغاز شده و در نهایت در سطح بیشترین گسترش سطح آب دریا به رخساره‌های کم عمق دریای باز در رمپ میانی منتهی شده است. در ادامه به دنبال افت سطح آب دریا ریزرخساره‌های رمپ میانی به ریزرخساره‌های رمپ داخلی تبدیل شده و توالی‌های تشکیل شده در محیط جزر و مدی به عنوان مرز سکانس بالایی این سکانس رسوبی در نظر گرفته می‌شوند.

سکانس رسوبی E (SQ-E)

آخرین سکانس رسوبی در چاه ۱۸۶ دارای ضخامت ۴۰ متر بوده و در موردیگالین توسعه پیدا کرده است. مرز پایینی این سکانس با سکانس قبلی یک مرز سکانسی نوع دوم محسوب می‌شود. دسته رخساره تراز پیشرونده با ریزرخساره‌های رمپ داخلی آغاز شده و با رسوبگذاری ریزرخساره‌های رمپ بیرونی به عمیق‌ترین بخش خود می‌رسد و پس از آن روند کاهش عمق در دسته رخساره تراز بالا با تشکیل ریزرخساره‌های لاگون در رمپ داخلی ادامه می‌یابد و در نهایت به محیط جزر و مدی ختم می‌شود. این سکانس با مرز سکانسی نوع اول در قاعده سازند گچساران به اتمام می‌رسد.



Limestone



Dolomitic limestone



Anhydrite

شکل ۷- آنالیز چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان

۵- بحث

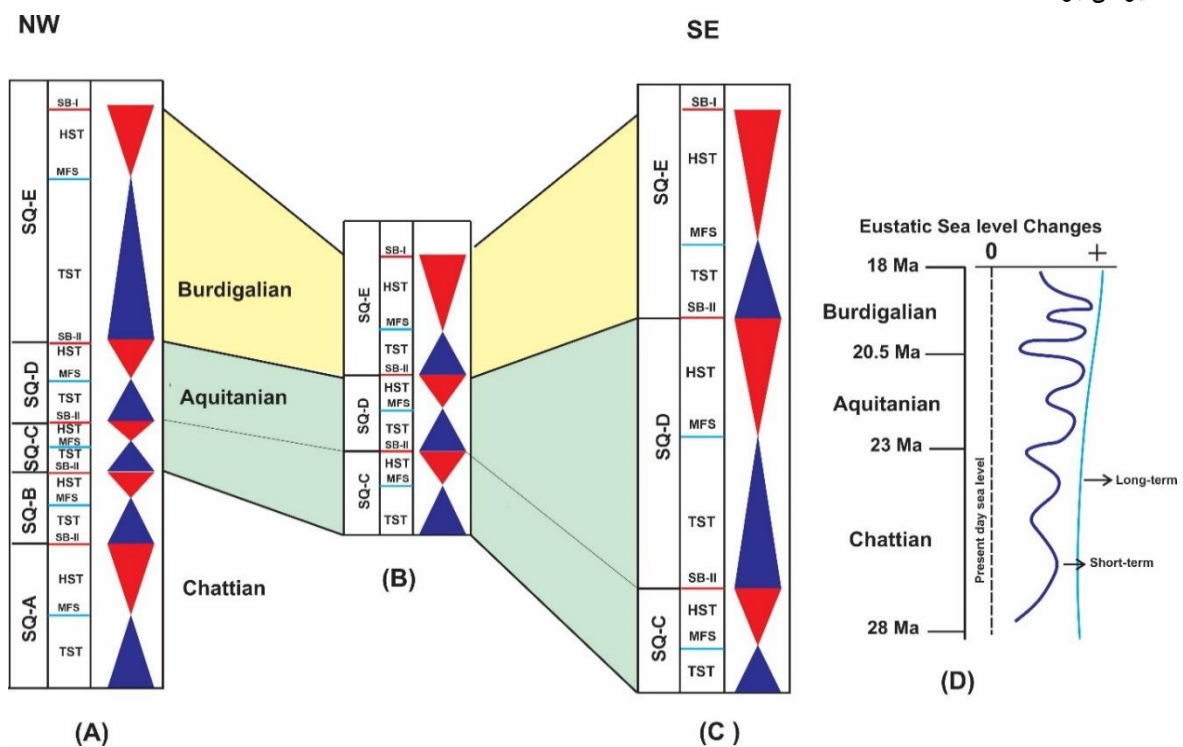
تغییر رخساره‌های رسوبی و الگوی برانبارش لایه‌ها در چارچوب زمان به پارامترهای مختلفی مثل فضای رسوب رسوبگذاری و میزان تامین رسوب وابسته است. عوامل برون حوضه‌ای و درون حوضه‌ای مثل رویدادهای تکتونیکی، گسترش و ذوب یخچال‌ها، توپوگرافی منطقه، شرایط آب و هوایی، نرخ رسوبگذاری و فرونشست کف بستر بر تعادل، کنترل و کنش متقابل بین دو پارامتر ذکر شده موثر هستند [16].

در مجموع، بررسی برش‌های مورد مطالعه بیانگر تشکیل پنج سکانس رسوبی رده سوم در سازند آسماری هستند (شکل ۸). دو سکانس رسوبی از الیگوسن (شاتین زیرین-بالایی) و سه سکانس رسوبی در میوسن (ابتدای آکیتانین، انتهای آکیتانین و ابتدای بوردیگالین) دارد که بیانگر یک دوره تقریباً ۱۰ میلیون ساله است. سکانس‌های رسوبی مربوط به شاتین زیرین و بالایی (SQ-A و SQ-B) تنها به برش تاقدیس گورپی محدود شده و در سایر برش‌های مورد مطالعه مشاهده نشده است. سکانس آکی تانین زیرین (SQ-C) دارای کمترین ضخامت در تاقدیس گورپی و بیشترین ضخامت در تاقدیس آسماری و سکانس آکی تانین بالایی (SQ-D) نیز دارای بیشترین ضخامت در تاقدیس آسماری و کمترین ضخامت در تاقدیس گورپی می‌باشد. بیشترین ضخامت سکانس بوردیگالین (SQ-E) به تاقدیس گورپی و کمترین ضخامت آن در برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ ثبت شده است (شکل ۸). با توجه به توزیع زمانی این سکانس‌های رسوبی می‌توان گفت SQ-A معادل با سکانس دوم و مرز پایین و بالای آن با مرزهای سکانس ۲ و ۳، SQ-B معادل با سکانس سوم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانس ۳ و ۴، SQ-C معادل با سکانس چهارم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانس ۴ و ۵، SQ-D معادل با سکانس پنجم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانس ۵ و ۶ و SQ-E معادل با سکانس ششم و مرزهای پایین و بالای آن با مرزهای سکانس ۶ و ۷ در مطالعه ون بوخم و همکاران [44] در فروافتادگی دزفول و زون ایزه مطابقت دارند.

با توجه به موقعیت برش‌های مورد مطالعه، گسترش سکانس‌های رسوبی در بازه‌های زمانی ذکر شده و رخساره‌های غالب در هر سکانس می‌توان گفت حوضه رسوبی سازند آسماری در سمت شمال غرب و زون ایزه (در محل برش گورپی) شرایط عمیق‌تری را نسبت به جنوب شرق حوضه مورد مطالعه (محل برش‌های چاه ۱۸۶ و برش کوه آسماری) در فروافتادگی دزفول داشته است. سازند آسماری در برش کوه گورپی با شاتین آغاز شده در صورتیکه رسوبات شاتین در دو برش دیگر وجود ندارند و محل رسوبگذاری سازند آسماری در این دو برش در شاتین از آب خارج بوده است. در توالی‌های شاتین برش کوه گورپی رسوبات رمپ خارجی و میانی گسترش قابل توجهی دارند. اما در آکی تانین رسوبگذاری در برش‌های کوه آسماری و چاه ۱۸۶ نسبت به برش کوه گورپی با ضخامت بیشتری انجام شده است و این مساله نشان می‌دهد که فضای رسوبگذاری در جنوب شرق ناحیه مورد مطالعه نسبت به شمال غرب ناحیه بیشتر بوده است. البته توالی‌های آکی تانین در هر سه برش بیشتر حاوی ریزرخساره‌های رمپ میانی و داخلی هستند و تشکیل انیدریت قاعده‌ای در ابتدای برش تاقدیس آسماری بیانگر پایین‌تر بودن سطح آب دریا در شروع آکی تانین در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه نسبت به دو برش دیگر است. در بوردیگالین شرایط حوضه رسوبی دوباره تغییر کرده است و ضخامت توالی‌های این اشکوب در برش کوه گورپی بیشتر است. در بیشتر مطالعات انجام شده در سازند آسماری، توالی‌های بوردیگالین دارای رخساره‌های کم عمق رمپ داخلی می‌باشد، اما در برش کوه گورپی میان‌لایه‌هایی با ریزرخساره‌های رمپ بیرونی مشاهده می‌شود. وجود چنین شرایطی در مطالعات انجام شده از سازند آسماری در زون ایزه توسط طاهری و همکاران [2] و ون بوخم و همکاران [44] نیز گزارش شده است. آنها کج‌شدگی تکتونیکی ناحیه‌ای در بوردیگالین را مسبب این امر می‌دانند که باعث افزایش فضای رسوبگذاری و تعبیر ناگهانی و موقتی رمپ کربناته به یک پلنفرم غرق شده گردیده است.

تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه با نمودار ائوستازی سطح آب دریا [43] تطابق نسبتاً خوبی را نشان داده است، بخصوص در نزدیکی مرز اشکوب‌ها که کاهش سطح آب دریا مطابق با مرزهای سکانسی می‌باشد و از طرفی سکانس‌های شناسایی شده با تقسیمات سکانسی معرفی شده توسط ون‌بوخم و همکاران [44] قابل تطابق بوده و تغییرات جزئی می‌توانند به رویدادهای محلی نسبت داده شوند (شکل ۸).

از آنجا که تشکیل سکوی کربناته سازند آسماری در مراحل ابتدایی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و شروع گسترش حوضه فورلندی صورت گرفته است [41]، تغییرات ذکر شده در فضای رسوبگذاری از جنوب غرب تا شمال شرق حوضه رسوبی می‌توانند تا حد زیادی متأثر از این رویداد مهم تکتونیکی باشند. مجموع شواهد نشان می‌دهد که رسوبگذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه تا حد زیادی متأثر از رویدادهای تکتونیکی و تغییرات جهانی سطح آب دریا در بازه زمانی الیگوسن تا میوسن بوده است.



شکل ۸- انطباق چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در (A) برش تاقدیس گورپی، (B) چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان، (C) برش تاقدیس آسماری. (D) منحنی جهانی سطح آب دریا در بازه زمانی شاتین تا بوردیگالین (اقتباس از [43])

۶- نتیجه گیری

در این مطالعه، سه برش از سازند آسماری به نام‌های برش سطحی تاقدیس گورپی (شاتین-بوردیگالین)، برش سطحی تاقدیس آسماری (آکی تانین-بوردیگالین) و برش زیرسطحی چاه ۱۸۶ میدان نفتی مسجدسلیمان (آکی تانین-بوردیگالین) جهت شناسایی رخنساره‌ها، محیط رسوبی آنها و در نهایت بررسی چین‌نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. با توجه به تقسیمات زاگرس، برش اول در زون ایذه و دو برش دیگر بخشی از فروافتادگی دزفول محسوب می‌شوند.

آنالیز پتروگرافی منجر به شناسایی هجده ریزرخساره در برش‌های مورد مطالعه شده است. ریزرخساره‌های انیدریت، مادستون، دولومادستون، مادستون تا دولومادستون با فابریک چشم‌پرنده‌ای متعلق به محیط جزر و مدی هستند. ریزرخساره‌های پکستون پلوئیدی تا پکستون پلوئیدی دارای بیوکلست، پکستون-وکستون دارای فرامینفر بتتیک بدون منفذ و وکستون پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفر بتتیک بدون منفذ در محیط لاگونی رسوبگذاری کرده‌اند. ریزرخساره‌های گریستون دارای فاونا

و بیوکلست، گریستون دارای فرامینفر بتیک و بیوکلست، گریستون بیوکلست‌دار و باندستون مرجانی در محیط پراثری سدی تشکیل شده‌اند. ریزرخساره‌های فلوتستون-رودستون دارای جلبک قرمز و فرامینفر منفذدار، پکستون بیوکلست‌دار دارای فرامینفر منفذدار و بدون منفذ و وکستون-پکستون-اکینوئیددار در بخش کم عمق دریای باز، ریزرخساره‌های پکستون-رودستون دارای فرامینفر بتیک بزرگ، وکستون-پکستون دارای فرامینفرهای بتیک و پلانکتون در بخش‌های عمیق دریای باز و در نهایت ریزرخساره وکستون دارای فرامینفرهای پلانکتون در بخش حوضه رسوبگذاری کرده‌اند. با توجه به شواهد موجود، رسوبگذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال رخ داده و بیشترین گسترش ریزرخساره‌ها در رمپ داخلی این رمپ کربناته بوده است. با توجه به توزیع عمودی ریزرخساره‌ها، پنج سکانس رسوبی رده سوم در برش تاقدیس گورپی (SQ-A تا SQ-E) و سه سکانس رسوبی درجه سوم در برش‌های تاقدیس آسماری و چاه ۱۸۶ (SQ-C تا SQ-E) شناسایی شده است. با توجه به تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها، حوضه به سمت شمال‌غرب یعنی در برش تاقدیس گورپی عمیق‌تر شده است. تغییرات سطح آب دریا در سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه با تغییرات جهانی سطح آب دریا و رویدادهای تکتونیکی مربوط به بسته شدن ثوتیس در زمان رسوبگذاری این سازند در ارتباط است.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله جناب آقای دکتر بهمن سلیمانی (استاد دانشگاه شهید چمران اهواز) و خانم دکتر فروغ عباساکی (دانش آموخته دکتری دانشگاه فردوسی مشهد) تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [1] شوشتریان، ف.، ۱۳۸۲، ژئوشیمی، محیط رسوبی و بررسی روند دیاژنز در نهشته‌های کربناته سازند آسماری واقع در تنگ گل ترش در تاقدیس آسماری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳ صفحه.
- [2] صادقی، ر.، موسوی حرمی، ر.، کدخدایی ایلخچی، ع.، محبوبی، ا.، اشتری، ا.، ۱۳۹۹، دسته‌بندی و تفکیکی رخساره‌های لرزه‌ای به روش غیر نظارتی براساس آنالیز چندنشان‌گری در مخزن آسماری میدان رامشیر، پژوهش نفت، شماره ۱۱۲، صفحه ۷۴-۶۲.
- [3] طاهری، م.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، غیبشای، ع.، ۱۳۹۴، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در زون ایذه (منطقه ایذه)، حوضه رسوبی زاگرس. نشریه علمی-پژوهشی زمین‌شناسی نفت ایران، شماره ۱۰، صفحه ۴۵-۲۰.
- [4] کلانتری، ا.، ۱۳۷۱، سنگ‌چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس، انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ صفحه.
- [5] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، تهران، ۵۳۶ صفحه.

[6] ADAMS, C.G. and BOURGEOIS, E., 1967, Asmari biostratigraphy Iranian Oil Operating Companies

Geological and Exploration Division Report, no. 1074.

[7] ALAVI, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *American Journal of Science*, **304**, 1-20.

[8] ALEALI, M., RAHIMPOUR-BONAB, H., MOUSSAVI-HARAMI, R. and Jahani, D., 2013, Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf: *Journal of Asian Earth Sciences*, **75**, 110-125.

[9] AQRAWI, A.A.M., KERAMATI, M., EHRENBERG, S.N., PICKARD, N., MOALLEMI, A., SVANA, T., DARKE, G., DICKSON, J.A.D. and OXTOBY, N.H., 2006, The origin of dolomite in the

Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **29**, 381-402.

[10] AQRAWI, A.A. and WENNERBERG, O., 2007, The Control of Fracturing and Dolomitization on 3D Property Distribution of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran: *International Petroleum Technology Conference*, December 4-6, Dubai, U.A.E.

[11] ASPRION, U., WESTPHAL, H., NIEMAN, M. and POMAR, L., 2009, Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground-penetrating radar: *Facies*, **55**, 37-46.

[12] AVARJANI, S., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., AMIRI-BAKHTIAR, H. and BRENNER, R.L., 2015, Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun Oil Field, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Palaeoworld*, **24**, 336-358.

[13] BARATTOLO, F., BASSI, D. and ROMERO, R., 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): *Facies*, **53**, 361–375.

[14] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran:

Canadian Journal of Earth Sciences, **18**, 210-265.

[15] BURCHETTE, T.P. and WRIGHT, V.P., 1992, Carbonate ramps depositional system: *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.

[16] CATUNEANU, O. and ZECCHIN, M., 2013, High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence stratigraphy: *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 26-38.

[17] CORDA, L. and BRANDANO, M., 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Ital: *Sedimentary Geology*, **161**, 55-70.

[18] DICKSON, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, 491-505.

[19] DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture, In: W.E., Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **1**, 108-121.

[20] EHRENBERG, S.N., PICKARD, N.A.H., LAURSEN, G.V., MONIBI, S., MOSSADEGH, Z.K., SVĀNĀ T.A., AQRAWI, 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*, **30**, 107-128.

[21] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730-781.

[22] FATHI ISVAND, R., MOUSSAVI HARAMI, R., MAHBOUBI, A. and BEHDAD, A., 2022, Facies analysis and carbonate platform evolution of the Oligo-Miocene deposits in the Aghajari and Rag-e-Sefid oilfields, Dezful Embayment, SW Iran: *Journal of African Earth Sciences*, **191**, 104514.

[23] FLÜGEL, E., 2010, *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 p.

[24] 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*, **155**, 211–238.

[25] JAFARI, J., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R. and AL-AASM, I.S., 2020, The effects of

diagenesis on the petrophysical and geochemical attributes of the Asmari Formation, Marun oil field, southwest Iran: *Petroleum Science*, **17**, 292-316.

[26] KIRTON, J.M. and WOODS, A.D., 2021, Stromatolites from the Lower Triassic Virgin Limestone at Blue Diamond, NV USA: The role of dysoxia, enhanced calcification and nutrient availability in the growth of postextinction microbialites: *Global and Planetary Change*, **198**, 103429.

[27] 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. and DRUILLION, G., 2009, The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation, In: *First International Petroleum Conference and Exhibition*, Shiraz, Iran.

- [28] MARTINI, R., CIRILLI, S. and SAURER, C., 2007, Depositional environment and biofacies characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily): *Facies*, **53**, 389-400.
- [29] MORADI, M., MOUSSAVI-HARAMI, R., MAHBOUBI, A., KHANEHBAD, M. and GHABEISHAVI, A., 2017, Rock typing using geological and petrophysical data in the Asmari reservoir, Aghajari Oilfield, SW Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **152**, 523-537.
- [30] NOSE, M., VODRAZKA, R., FERNÁNDEZ, L.P. and MÉNDEZ-BEDIA, I., 2014, First record of chambered hexactinellid sponges from the Palaeozoic: *Acta Palaeontologica Polonica*, **59**, 985-996.
- [31] OMIDPOUR, A., RAHIMPOUR-BONAB, H., MOUSSAVI HARAMI, R. and MAHBOUBI, A., 2023, Anhydrite fabrics as an indicator for relative sea-level signatures in the sequence stratigraphic framework of a carbonate ramp: *Marine and Petroleum Geology*, **155**, 106400.
- [32] OMIDPOUR, A., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R. and RAHIMPOUR-BONAB, H., 2021c. Effects of dolomitization on porosity–Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **208**, 109348.
- [33] OMIDPOUR, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., MAHBOUBI, A. and RAHIMPOUR-BONAB, H., 2021a. Application of stable isotopes, trace elements and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs: *Marine and Petroleum Geology*, **125**, 104854.
- [34] PALMA, R., LOPEZ-GOMEZ, J. and PIETHE, R., 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina, Facies and depositional sequence: *Sedimentary Geology*, **195**, 113-134.
- [35] POMAR, L., 2001, Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **175**, 249-272.
- [36] POMAR, L., BRANDANO, M. and WESTPHAL, H., 2004, Environmental factors influencing skeletal-grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the Western-Mediterranean: *Sedimentology*, **51**, 627-651.
- [37] RODRIGUEZ, S., FERNANDEZ-MARTINEZ, E., COZAR, P., VALENZUELA-RIOS, J.I. and PARDOALONSO, M.V., 2010, Stratigraphic succession, facies and depositional environment of Emsian reefal carbonates in the Ossa-Morena Zone (SW Spain): *Neues Jahrbuch für Geologie and Palaontologie*, **257**, 69-83.
- [38] ROMERO, J., CAUS, E. and 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 Palaeoecology*, **179**, 43-56
- [39] SAHRAEYAN, M., BAHRAMI, M. and ARZAGHI, S., 2014, Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran: *Geoscience Frontiers*, **5**, 103-112.
- [40] SCHOLLE, P.A. and SCHOLLE, D.S., 2006, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. Published by American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, Oklahoma, USA, 459 p.
- [41] SHERKATI, S., LETOUZEY, J. and FRIZON DE LAMOTTE, D., 2006, Central Zagros foldthrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: *Tectonics*, **25**, TC4007.
- [42] SHINN, E.A., 1983, Birdseyes, fenestrate, shrinkage pores, and loferites: A reevaluation: *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 619- 628.
- [43] SNEDDEN, J.W. and Liu, C.J., 2010, A compilation of Phanerozoic sea-level change, coastal onlap, and recommended sequence designations: *Search and Discovery*, Article ID 40594.
- [44] VAN BUCHEM, F.S.P., ALLAN, T.L., LAURSEN, G.V., LOTFPOUR, M., MOALLEMI, A., MONIBI, S., MOTIEI, H., PICKARD, 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. In: VAN BUCHEM, F.S.P., GERDES, K.D. and ESTEBAN, M. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society of London, Special Publications, pp. 219-263.

- [45] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN A., TAHERI, A. and Motiei, H., 2010, Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**, 56-71.
- [46] WARREN, J.K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Journal of Earth Science Reviews*, **52**, 1-81.
- [47] WYND, J.G., 1965, Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. 1082.

Reconstruction of depositional environment and sea-level changes in the Asmari Formation in Asmari and Gurpi anticlines and Masjed Solieman oilfield (southwest of Iran)

Navab Varnaseri¹, Davood Jahani^{2*}, Nader Kohansal Ghadimvand³, Mohsen Pourkermani⁴

¹Ph.D candidate, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

^{2*} Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

*d_jahani@iau-tnb.ac.ir

Received: October 2023, Accepted: November 2023

Abstract

In the current study, two outcrops from the Asmari Formation (Asmari Anticline and Gurpi Anticline sections) and one subsurface section (well no.186 in the Masjed-I-Soleiman oilfield) were studied concerning the depositional environment and sequence stratigraphy. The Asmari anticline section and well no.186 belong to the Aquitanian to the Burdigalian, and the Gurpi anticline section has been deposited from the Chattian to the Burdigalian. The petrographic observations led to the identification of 18 microfacies. The identified microfacies were distributed in the tidal flat, lagoon, shoal, and open marine in the framework of a homoclinal carbonate ramp. The changes in the depositional environment and facies indicate the five third-order depositional sequences were formed in the Gurpi section and three third-order depositional sequences were developed in the Asmari section and well no. 186. According to the lateral changes in the microfacies and depositional sequences, the studied basin show a deepening trend towards north-east. In the studied area, the sea-level changes in the Asmari Formation were mostly affected by eustatic sea-level changes and tectonic events in the Oligo-Miocene.

Keywords: Asmari Formation, microfacies, depositional environment, sequence stratigraphy